

ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ - ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

**ΜΕΛΕΤΗ ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ
ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΗ ΧΡΗΣΕΙ
ΔΙΑΣΤΗΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ: Η
ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΤΟΞΟΥ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Υπό
Ελένης Παπαγεωργίου

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Ευάγγελος Λάγιος, Καθηγητής (Επιβλέπων)

Δημήτριος Παπανικολάου, Καθηγητής

Κωνσταντίνος Κυριακόπουλος, Αναπλ. Καθηγητής

ΑΘΗΝΑΙ
2011

**ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**



ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ - ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

**ΜΕΛΕΤΗ ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ
ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΤΗ ΧΡΗΣΕΙ
ΔΙΑΣΤΗΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ: Η
ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΤΟΞΟΥ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**Υπό
Ελένης Παπαγεωργίου**

Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή

Ευάγγελος Λάγιος, Καθηγητής (Επιβλέπων)
Δημήτριος Παπανικολάου, Καθηγητής
Κωνσταντίνος Κυριακόπουλος, Αναπλ. Καθηγητής
Σταυρόνικος Παπαμαρινόπουλος, Καθηγητής
Ευθύμιος Λέκκας, Καθηγητής
Γρηγόριος Τσόκας, Καθηγητής
Παναγιώτης Παπαδημητρίου, Επικ. Καθηγητής

**ΑΘΗΝΑΙ
2011**

Copyright © 2010 από Παπαγεωργίου Ελένη

Τα περιεχόμενα της παρούσας διδακτορικής διατριβής αποτελούν έργο αποκλειστικά της συγγραφέα. Ειδάλλως, αναφέρεται η αντίστοιχη βιβλιογραφία. Οι κρίσεις και οι απόψεις που εκφράζονται ώδε, είναι υποκειμενικές και προέκυψαν μετέπειτα εκτεταμένης έρευνας και μελέτης.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η δημιουργία του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου (ΕΗΤ) στο Νότιο Αιγαίο, το οποίο εκτείνεται από την Κρομμυωνία, τα Μέθανα, την Αίγινα και τον Πόρο στα δυτικά, την Μήλο και Σαντορίνη στα κεντρικά και την Νίσυρο και Δυτική Κω στα ανατολικά, χρονολογείται στο τέλος του Κατώτερου Πλειόκαινου, και εντάσσεται στα πλαίσια του ευρύτερου σχηματισμού του Ελληνικού Ορογενετικού Συστήματος, το οποίο αποτελεί την πιο σημαντική ενεργή γεωλογική δομή της Μεσογείου. Τα τρία επί μέρους τμήματα του ΕΗΤ που εξετάζονται στην παρούσα διατριβή, ήτοι το Δυτικό τμήμα με τα ηφαιστειακά κέντρα των Μεθάνων και Αίγινας, το Κεντρικό τμήμα με την Μήλο και Σαντορίνη, και τέλος το Ανατολικό τμήμα με την ευρύτερη περιοχή της Κω-Νισύρου, αποκαλύπτουν διαφορετικά χαρακτηριστικά ηφαιστειών, έχουν αναπτύξει στο παρελθόν διαφορετικούς ηφαιστειακούς μηχανισμούς, παρουσιάζουν διαφορετική τρέχουσα δράση και επομένως χαρακτηρίζονται από διαφορετική ηφαιστειακή επικινδυνότητα. Τα ηφαιστειακά κέντρα των Μεθάνων, της Σαντορίνης και της Νισύρου κατέγραψαν ιστορικές εκρήξεις και θεωρούνται προσωρινώς αδρανή. Ωστόσο, η τελευταία ηφαιστειακή δράση στην Σαντορίνη κατεγράφη το 1950, ενώ η Νίσυρος επέδειξε έντονη ατμιδική δραστηριότητα και φρεατικές εκρήξεις έως το τέλος του 19ου αιώνα.

Κύριο σκοπό στην παρούσα έρευνα αποτέλεσε η εκτίμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας του ΕΗΤ, η οποία βασίσθηκε σε ένα μακροπρόθεσμο πρόγραμμα παρακολούθησης των ηφαιστειακών κέντρων. Η ολοκληρωμένη εκτίμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας οφείλει να περιέχει πληροφορίες, τόσο για την εκρηκτική συμπεριφορά που επέδειξαν τα ηφαιστειακά κέντρα στο παρελθόν, όσο και για την τωρινή τους συμπεριφορά, μέσω της παρακολούθησης των πρόδρομων φαινομένων. Βασιζόμενοι στα ανωτέρω, και λαμβάνοντας υπ' όψιν παραμέτρους που αφορούν και τις δύο κατηγορίες, ανεπτύχθη μία μεθοδολογία βαθμονόμησης της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας συστηματική για όλο το ΕΗΤ. Μία τέτοια εργασία δύναται να συμβάλει ως βάση για τον σχεδιασμό ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης. Για την υλοποίηση της βαθμονόμησης διακρίθηκαν δύο κατηγορίες επικινδυνότητας, της Ιστορικής Εκρηκτικότητας και της Σημερινής Ηφαιστειακής Δραστηριότητας, όπου σε κάθε κριτήριο

κάθε κατηγορίας, εδόθη μία συγκεκριμένη βαθμολογία (αναλυτική περιγραφή δίνεται εκτενώς στο κείμενο). Με τον συνδυασμό των δύο κατηγοριών επετεύχθη η τελική βαθμονόμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας, η οποία ουσιαστικά εκφράζει ποσοτικά τον σχετικό βαθμό επικινδυνότητας των επί μέρους ηφαιστειακών κέντρων.

Τα κριτήρια που επελέγησαν για την περίπτωση της *Ιστορικής Εκρηκτικότητας* αναφέρονται σε γεγονότα επικινδυνότητας που προεκλίθησαν από τις ηφαιστειακές εκρήξεις (πυροκλαστικές ροές, ροές λάβας, λαχάρ, τσουνάμι, υδροθερμική έκρηξη, κατάρρευση, κλπ), στην συχνότητα των εκρήξεων, στον βαθμό εκρηκτικότητάς τους, αλλά και στην χρονική τους εξέλιξη, με μεγαλύτερη βαρύτητα στην τελευταία έκρηξη.

Τα κριτήρια της *Σημερινής Ηφαιστειακής Δραστηριότητας*, τα οποία περιγράφουν οποιαδήποτε αφύσικη γεωφυσική δραστηριότητα που επακολούθησε μετέπειτα της τελευταίας εκρήξεως και εντός του διαστήματος παρακολούθησης της παρούσας έρευνας, αναφέρονται στα πρόδρομα φαινόμενα των ηφαιστειακών εκρήξεων, ήτοι της εδαφικής παραμόρφωσης, της σεισμικότητας, της ατμιδικής δραστηριότητας, των γεωχημικών και υδροθερμικών μεταβολών.

Η παρακολούθηση της εδαφικής παραμόρφωσης αποτελεί άκρως επιδεκτική και εφαρμόσιμη τεχνική για την αναγνώριση διαφορετικών συμπεριφορών της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Εν προκειμένω, ανεπτύχθη μία ανεξάρτητη βαθμονόμηση, η οποία εμπεριέχει χωρο-χρονικές παραμέτρους, αποκτηθείσες από την ανάλυση του Διαφορικού GPS (DGPS) και της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ (DInSAR). Η τελική βαθμολογία που προκύπτει για την εδαφική παραμόρφωση προστίθεται στις υπόλοιπες παραμέτρους ώστε να υπολογιστεί εν τέλει ένας συντελεστής της σημερινής ηφαιστειακής δραστηριότητας. Οι παράμετροι της σημερινής ηφαιστειακής δραστηριότητας λαμβάνουν διαφορετικούς συντελεστές βαρύτητας στον τελικό τύπο, με την εδαφική παραμόρφωση και την σεισμικότητα να υποδεικνύουν μεγαλύτερη βαρύτητα εκ των εναπομεινάντων κριτηρίων, λόγω της πιο εμπεριστατωμένα αξιόπιστης απόδοσης των αποτελεσμάτων τους.

Για την μελέτη της εδαφικής παραμόρφωσης εφαρμόστηκαν Διαφορικές Μετρήσεις GPS (DGPS) και η τεχνική της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ (DInSAR), για όλα τα ηφαιστειακά κέντρα του ΕΗΤ. Οι τεχνικές GPS και InSAR αποτελούν τις πλέον σύγχρονες

δορυφορικές τεχνικές προσδιορισμού της εδαφικής παραμόρφωσης σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα. Βάσει των παρατηρήσεων GPS επιλύονται με ακρίβεια οι οριζόντιες συνιστώσες της κίνησης, ενώ με τα δεδομένα DInSAR εκφράζεται η παραμόρφωση στην διεύθυνση παρατήρησης του δορυφόρου, η οποία με την σειρά της αποδίδει κυρίως τις μεταβολές της επιφάνειας στην κατακόρυφη διάσταση. Στα πλαίσια των μετρήσεων GPS, εγκαταστάθηκε δίκτυο GPS στα ηφαιστειακά κέντρα του Σαρωνικού Κόλπου, όπου και διεξήχθησαν διαδοχικές μετρήσεις μέχρι και το 2008, ενώ στα ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης και Νισύρου, όπου τα δίκτυα GPS προϋπήρχαν, διεξήχθησαν νέες μετρήσεις και επιλύσεις των δικτύων, ακόμα και των προηγούμενων μετρήσεων, ώστε να υπάρχει κοινό σημείο αναφοράς καθώς και πλαίσιο αναφοράς, το ITRF2000. Ως αποτέλεσμα κατασκευάστηκαν οι χρονοσειρές παραμόρφωσης από τις οποίες υπολογίστηκαν οι ταχύτητες στο ITRF2000, και εν συνεχεία ως προς σταθερή την Ευρώπη. Επί πλέον οι ταχύτητες υπολογίστηκαν και σε τοπικό επίπεδο, προκειμένου να αποκτηθεί η πληρέστερη εικόνα του σύγχρονου γεωδυναμικού καθεστώτος κάθε ηφαιστειακού κέντρου. Στα πλαίσια της εφαρμογής της DInSAR επελέγησαν συνολικά 60 απεικονίσεις δορυφορικών συστημάτων ERS και ENVISAT του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος, για το συνολικό διάστημα παρακολούθησης 1992-2006. Παρήχθησαν 5 συμβολογραφήματα, δηλαδή χάρτες παραμόρφωσης για την Σαντορίνη, 9 για την Νίσυρο-Κω και 5 για την περιοχή Μεθάνων-Αίγινας.

Η συμβολή της εδαφικής παραμόρφωσης στην εκτίμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας στηρίχθηκε στον ποσοτικό υπολογισμό των τοπικών εδαφικών μικρο-μετακινήσεων και κατ' επέκταση των ρυθμών παραμόρφωσης του φλοιού στα σημεία αυτά. Ο ποσοτικός προσδιορισμός αποτελεί την σημαντικότερη ένδειξη και παράμετρο της εδαφικής παραμόρφωσης που καθορίζει με μεγάλη σαφήνεια την σημερινή ηφαιστειακή δραστηριότητα. Ωστόσο, θα πρέπει να ενταχθεί σε ένα γενικότερο πλαίσιο κατηγοριοποίησης, όπου ένα εύρος ρυθμών παραμόρφωσης αντανακλά μία συγκεκριμένη κατάσταση του ηφαιστείου. Ένα εύρος μεγαλύτερου ρυθμού παραμόρφωσης χαρακτηρίζει συνθήκες πιο έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας. Ουσιαστικά, η εν λόγω ενέργεια στηρίζεται σε ένα σχέδιο απόκρισης, όπου οι σταδιακές μεταβολές των συνθηκών του ηφαιστείου αναπαρίστανται με μία κωδικοποίηση τεσσάρων επιπέδων, από την

κατάσταση της αδράνειας του ηφαιστείου έως την φάση της έκρηξης (ακολουθείται η διαβάθμιση της Αμερικάνικης Γεωλογικής Υπηρεσίας, USGS).

Σημαντικός παράγοντας για την κατηγοριοποίηση των ρυθμών παραμόρφωσης αποτέλεσε η πρόσφατη δράση (1996-1998) του ηφαιστειακού κέντρου της Νισύρου, η οποία δεν κατέληξε σε έκρηξη, εν τούτοις αποτελεί την τελευταία δραστηριότητα κατά μήκος του ΕΗΤ και χρήζει ιδιαίτερης προσοχής και συστηματικής διερεύνησης. Η ανύψωση των 20 mm που υπολογίστηκε πλησίον του μαγματικού θαλάμου, σε συνδυασμό με τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά που παρατηρήθηκαν (σεισμικότητα κλπ), κατατάσσουν την εν λόγω δραστηριότητα σε «Μέτρια-έως-Ισχυρή», χωρίς να κατέχει άμεσο κίνδυνο. Τα υπόλοιπα ηφαιστειακά κέντρα εντάσσονται στο επίπεδο της «Ασθενούς Δράσης». Αυτό που καθίσταται σημαντικό και ενδιαφέρον σε αυτήν την περίπτωση είναι ότι φαινόμενο ανύψωσης (πιθανότα συνδεδεμένης με μαγματική διείσδυση) με σημαντικό ρυθμό μετατόπισης, η οποία θα μπορούσε να σηματοδοτήσει μian ηφαιστειακή έκρηξη, αναγνωρίσθη μόνο στην Νίσυρο. Ανυψωτική τάση του εδάφους, με πολύ μικρότερο ρυθμό (~4 mm/yr), παρατηρήθηκε και στην ΒΑ Θήρα, στο Ακρωτήριο του Κολούμπου, λόγω πιθανότατα της ηφαιστειακής δράσης του Ηφαιστείου Κολούμπου. Αντιθέτως, στα ηφαιστειακά κέντρα του Σαρωνικού Κόλπου παρατηρήθηκε καθίζηση (από -3 έως -8 mm/yr), υποδηλώνοντας ασθενή ηφαιστειακή δράση.

Μετά την τελική βαθμολογία της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας, και την παρουσίασή της σχετικής της κατανομής, διακρίνονται τρεις διαφορετικές ομάδες βαθμού Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας κατά μήκος του ΕΗΤ. Το ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπου, το οποίο παρουσιάζει την μεγαλύτερη βαθμολογία χαρακτηρίζει την πρώτη ομάδα της *Υψηλής Επικινδυνότητας*, τα ηφαιστειακά κέντρα της Νισύρου και Σαντορίνης με τις αμέσως μικρότερες βαθμολογίες οριοθετούν την ομάδα της *Μέσης Επικινδυνότητας*, και τέλος τα ηφαιστειακά κέντρα της Μήλου και Μεθάνων που παρουσιάζουν μικρή και σχετικά κοντινή βαθμολογία, χαρακτηρίζουν την τρίτη ομάδα της *Χαμηλής Επικινδυνότητας*. Αν και τα ηφαιστειακά κέντρα Κολούμπου και Νισύρου καθορίζουν διαφορετικές ομάδες επικινδυνότητας, παρ' όλα αυτά, εμφανίζουν παρόμοια σημερινή ηφαιστειακή δράση.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν το γενικό πλαίσιο παρακολούθησης που απαιτείται στην περίπτωση ενός ενεργού ηφαιστείου, το οποίο ορίζεται με την σεισμικότητα, την εδαφική

παραμόρφωση, την έκλυση αερίων, τις υδρολογικές μεταβολές, και την εφαρμογή της τηλεπισκόπησης έγινε η προσπάθεια να προταθεί η κατάλληλη παρακολούθηση, η οποία αρμόζει σε κάθε περίπτωση επικινδυνότητας. Διακρίθηκαν δύο διαφορετικά επίπεδα παρακολούθησης που απαιτούνται στην περίπτωση των ηφαιστειακών κέντρων του τόξου: α) Ελάχιστη Παρακολούθηση για τα ηφαιστειακά κέντρα Σαντορίνης (Νέας Καμμένης), Μήλου και Μεθάνων, τα οποία υποδεικνύουν πολύ μικρή σημερινή ηφαιστειακή δραστηριότητα, και β) Περιορισμένη Παρακολούθηση για τα ηφαιστειακά κέντρα Κολούμπου και Νισύρου, τα οποία υποδεικνύουν μεγαλύτερη ηφαιστειακή δράση. Στην πρώτη περίπτωση, της ελάχιστης παρακολούθησης, τα δεδομένα συλλέγονται σε μεγάλα χρονικά διαστήματα, ενώ στην περίπτωση της περιορισμένης παρακολούθησης, η ανίχνευση οποιασδήποτε ακανόνιστης μεταβολής, λόγω της συχνής δράσης του ηφαιστείου, επιτυγχάνεται «Σχεδόν σε Πραγματικό Χρόνο». Σε ενδεχόμενη αύξηση της δραστηριότητας τα επίπεδα παρακολούθησης οφείλουν να αλλάξουν και να διεξαχθούν σε «Πραγματικό Χρόνο» με λεπτομερείς εφαρμογές των μεθόδων, που αφορούν την ανίχνευση της προ-εκρηκτικής και της εκρηκτικής μεταβολής (Βασική Παρακολούθηση σε Πραγματικό Χρόνο) και της ανάπτυξης και εφαρμογής μοντέλων της εξελισσόμενης αναμενόμενης δραστηριότητας (Εντατική Παρακολούθηση σε Πραγματικό Χρόνο).

Ένα επί πλέον βήμα το οποίο επετεύχθη κατά την παρούσα έρευνα, με την εφαρμογή του Διαφορικού GPS, αφορά την κινηματική του ΕΗΤ, τόσο σε τοπικό επίπεδο, όσο και σε ευρύτερο επίπεδο, από την συνδυαστική κίνηση των επί μέρους ηφαιστειακών κέντρων. Για να κατανοηθούν οι γεωδυναμικοί μηχανισμοί σε μία ενεργή περιοχή, σχετικά αξιόλογης Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας, όπως είναι το ΕΗΤ, είναι αρκετά σημαντικό να είναι γνωστό το κινηματικό πεδίο της περιοχής. Εξετάζοντας την κινηματική κάθε ενός ηφαιστειακού κέντρου χωριστά, δύναται να διακριθεί η μαγματική ή τεκτονική προέλευση της παραμόρφωσης. Ωστόσο, ένα μειονέκτημα το οποίο εισάγεται εξ αρχής στην μελέτη των ηφαιστειακών χώρων, είναι η δυσκολία ερμηνείας της εδαφικής παραμόρφωσης, λόγω της επιρροής της τεκτονικής δομής, και του διαχωρισμού της τεκτονικής παραμόρφωσης από την ηφαιστειακή. Για αυτόν τον λόγο, πραγματοποιήθηκε η προσπάθεια της τεκτονικής ερμηνείας των αποτελεσμάτων GPS, ώστε να επιβεβαιωθεί ή να ακυρωθεί, αντιστοίχως. Λαμβανομένου υπ' όψιν του τεκτονικού ιστού των περιοχών, και εξετάζοντας τα ανύσματα της οριζόντιας κίνησης, οριοθετήθηκαν περιοχές-ενότητες

με όμοια κινηματική. Διαπιστώθηκε ότι οι σημερινές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά μήκος του ΕΗΤ οφείλονται κυρίως στην τεκτονική των περιοχών, χωρίς όμως να θεωρείται αμελητέα και η συνιστώσα των μαγματικών διαδικασιών. Μία χαρακτηριστική εικόνα απεδόθη στην Νίσυρο κατά την διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας του 1996-1998. Η αξιοσημείωτη ανύψωση των 20 mm που πραγματοποιήθηκε στην ΒΔ Νίσυρο φαίνεται να ήταν το αποτέλεσμα του συνδυασμού μαγματικών/τεκτονικών μηχανισμών. Η εκτόνωση της μαγματικής δραστηριότητας πραγματοποιήθηκε κατά μήκος ασυνεχειών του φλοιού. Γενικότερα, η συμβολή των μαγματικών διεργασιών δεν δύναται να αποκλειστεί, αλλά δεν φαίνεται να παρατηρείται σε αξιόλογο βαθμό λόγω της απουσίας των συνοδών φαινομένων (πχ υψηλή θερμική ροή, αυξημένη υδροθερμική δραστηριότητα).

Ένα σημαντικό στάδιο κατά την μελέτη της εδαφικής παραμόρφωσης και της εξέτασης της κινηματικής του ΕΗΤ, αποτέλεσε η κατασκευή των χρονοσειρών παραμόρφωσης για κάθε δίκτυο GPS του ΕΗΤ. Το γεγονός αυτό ευνόησε, από την μελέτη της χωρο-χρονικής ακολουθίας της παραμόρφωσης, να μελετηθούν οι μεταβολές της παραμόρφωσης στο ηφαιστειακό κέντρο της Νισύρου κατά την διάρκεια και μετέπειτα της σεισμικής κρίσης (1996-1998). Αναγνωρίσθηκε και υπολογίστηκε η συν-σεισμική ανύψωση, η οποία εκφράζει την συσσωρευτική παραμόρφωση για την σεισμική περίοδο 1997-1998, αλλά και η μετασεισμική παραμόρφωση, η οποία εκφράζει τον ρυθμό μετατόπισης για την χρονική περίοδο 1998-2002. Η χωρική διακύμανση της παραμόρφωσης, στην οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης, όπως εξετάσθη στην παρούσα έρευνα για την περίπτωση της πιο πρόσφατης δραστηριότητας κατά μήκος του ΕΗΤ, η οποία δεν κατέληξε σε έκρηξη, και η οποία δεν έχει επαναληφθεί έκτοτε, δύναται να χρησιμοποιηθεί ως βάση για πιθανή ένδειξη, είτε όμοιας μελλοντικής δραστηριότητας, είτε μεγαλύτερης που θα μπορούσε να παράγει μεγαλύτερου βαθμού επικινδυνότητες, ακόμα και ηφαιστειακή έκρηξη. Ο διαχωρισμός της συν-σεισμικής παραμόρφωσης αποτέλεσε σημαντική εργασία, διότι αποτέλεσε την βάση οριοθέτησης των ρυθμών παραμόρφωσης για την αντίστοιχη διαβάθμιση των συνθηκών του ηφαιστείου. Αποτέλεσε την μοναδική πληροφορία, για τα τελευταία 16 έτη που παρακολουθείται μέσω GPS το ΕΗΤ, κατά την διάρκεια των οποίων δεν παρατηρήθηκε οποιαδήποτε άλλη δραστηριότητα, πλην της σεισμικής κρίσης της Νισύρου. Συμπληρωματικές πληροφορίες από άλλα ηφαίστεια ανά

τον Κόσμο, όπως ρυθμοί ανύψωσης πριν από ηφαιστειακές εκρήξεις, αλλά και από απλές δεισδύσεις, υποδεικνύουν ότι κάθε ηφαίστειο λειτουργεί διαφορετικά και δεν δύναται να γενικευθεί σε μία ενιαία ομάδα με αναμενόμενους ρυθμούς παραμόρφωσης.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα πρώτα από όλους να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στον επιβλέπων Καθηγητή μου Ευάγγελο Λάγιο, για την ανάθεση και επίβλεψη της διδακτορικής αυτής διατριβής. Η αρτιότητα γνώσεων, η αμέριστη συμπαράσταση και κατανόηση του συνέβαλλαν σημαντικά στην διεκπεραίωση της διατριβής. Δίπλα του είχα την ευκαιρία να αποκομίσω γνώση και εμπειρία και να ασχοληθώ ερευνητικά με θέματα και εφαρμογές που απασχολούν την διεθνή επιστημονική κοινότητα. Θα ήθελα επίσης να τον ευχαριστήσω για την προσωπική του ενασχόληση με την έρευνα μου, αλλά και ξεχωριστά για την ηθική, οικονομική και υλικοτεχνική υποστήριξη που μου παρείχε ώστε να ολοκληρωθεί η παρούσα διατριβή.

Θερμές ευχαριστίες στον Καθηγητή Δημήτριο Παπανικολάου για την καθοριστική βοήθειά του και τις σημαντικές υποδείξεις του σε ερευνητικά θέματα και στον Καθηγητή Κωνσταντίνο Κυριακόπουλο για την άμεση ανταπόκριση και ειλικρινή υποστήριξη του καθ' όλη την πορεία της έρευνας μου.

Επίσης, θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου και στους υπόλοιπους Καθηγητές της εξεταστικής επιτροπής, Καθηγητή Ευθύμιο Λέκκα, Καθηγητή Παναγιώτη Παπαδημητρίου, Καθηγητή Σταυρόνικο Παπαμαρινόπουλο και Καθηγητή Γρηγόριο Τσόκα.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ ανήκει στον Επίκουρο Καθηγητή Ισαάκ Παρχαρίδη, χωρίς την βοήθεια του οποίου δεν θα είχε πραγματοποιηθεί εξ αρχής η διδακτορική διατριβή. Επίσης, θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για την παραχώρηση του λογισμικού GAMMA Remote Sensing με το οποίο επετεύχθη η επεξεργασία ενός μέρους δορυφορικών εικόνων.

Οφείλω ένα ευχαριστώ στον Διδάκτωρ Μιχαήλ Φουμέλη, για κάθε στιγμή στήριξης και πραγματικής βοήθειας σε οποιοδήποτε θέμα επιστημονικού προβληματισμού και αδιεξόδου μου.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον Καθηγητή Volker Fon Dietrich για τον χρόνο που μου αφιέρωσε και για τις εποικοδομητικές συζητήσεις που είχαμε.

Δεν θα μπορούσα επίσης να παραλείψω τους Διδάκτορες Βασίλη Σακκά, Σπυριδούλα Βασιλοπούλου και Κωνσταντίνο Χουσιανίτη για την πολύτιμη βοήθεια τους.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου Δημήτριο και Αναστασία, καθώς και τα αδέρφια μου Γιώργο, Άννη και Γιώργο για την σημαντική στήριξη, κατανόηση και συμπαράσταση τους.

Η παρούσα διδακτορική διατριβή υλοποιήθη στον Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας του Εθνικού Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, στα πλαίσια της πράξης ΠΕΝΕΔ 2003. Το έργο έχει συγχρηματοδοτηθεί:

- 75% της Δημόσιας Δαπάνης από την Ευρωπαϊκή Ένωση – Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο
- 25% της Δημόσιας Δαπάνης από το Ελληνικό Δημόσιο – Υπουργείο Ανάπτυξης – Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας
- και από τον Ιδιωτικό Τομέα

στο πλαίσιο του Μέτρου 8.3 του Ε.Π. Ανταγωνιστικότητα – Γ' Κοινωνικό Πλαίσιο Στήριξης.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	7
2.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	7
2.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ & ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ	15
2.3. ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΜΙΚΡΟΠΛΑΚΑΣ ΑΙΓΑΙΟΥ ΒΑΣΕΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ	18
2.4. ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΜΙΚΡΟΠΛΑΚΑΣ ΑΙΓΑΙΟΥ ΒΑΣΕΙ GPS	21
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΔΙΑΣΤΗΜΙΚΕΣ ΤΕΧΝΙΚΕΣ	31
3.1. ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑ PANTAP-INSAR	31
3.1.1. Γενικές Αρχές Τηλεπισκόπησης SAR	31
3.1.2. Εισαγωγή στην Συμβολομετρία SAR	34
3.1.3. Παρακολούθηση Μεταβολών Εδάφους	38
3.1.4. Διαφορική Συμβολομετρία	42
3.1.4.1. Φάση Διαφορικής Συμβολομετρίας	43
3.1.4.2. Συνάφεια	45
3.1.4.3. Πηγές Θορύβου Φάσης	46
3.1.5. Παραγωγή Συμβολογραφήματος	47
3.1.6. Επίδραση Ατμόσφαιρας στην Διαφορική Συμβολομετρία	51
3.2. ΠΑΓΚΟΣΜΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΘΕΣΗΣ	53
3.2.1. Εισαγωγή	53
3.2.2. Προσδιορισμός Θέσης	54
3.2.3. Περιγραφή Συστήματος GPS	55
3.2.3.1. Δορυφορικό Τμήμα	56
3.2.3.1.1 Δορυφορικό Σήμα	56
3.2.4. Προσδιορισμός Θέσης	58
3.2.4.1. Αρχή Μέτρησης Χρόνου Διαδρομής Σήματος (Εκτίμηση Ψευδο-απόστασης)	58
3.2.4.2. Εκτίμηση Ελαχίστων Τετραγώνων-Γραμμικοποίηση Εξίσωσης Παρατήρησης	60
3.2.4.3. Αναγνώριση & Εξέταση Σφαλμάτων	63
3.2.5. Διαφορικό-GPS (DGPS)	65
3.2.5.1. Εισαγωγή	65
3.2.5.2. DGPS βάσει Μέτρησης Χρόνου Διάδοσης Σήματος	66
3.2.5.3. DGPS βάσει Μέτρησης Φέρουσας Φάσης	67
3.2.5.3.1. Ερμηνεία Φάσης, Συχνότητας, Χρόνου Ωρολογίου	68
3.2.5.3.2 Μοντέλο Παρατήρησης Φέρουσας Φάσης	70
3.2.5.3.3. Τεχνικές Διαφορών Παρατήρησης	72
3.2.5.3.3.1 Μονές Διαφορές	73
3.2.5.3.3.2 Διπλές Διαφορές	74
3.2.5.3.3.3 Τριπλές Διαφορές	75
3.2.6. Εισαγωγή στην Υψηλής Ακρίβειας Γεωδαισία GPS	76
3.2.6.1. Υψηλής Ακρίβειας Λογισμικά	76
3.2.6.2. Πηγές Δεδομένων & Πληροφορίας	78

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	79
4.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	79
4.1.1. Γεωλογία Σαντορίνης.....	84
4.1.2. Ηφαιστειότητα Σαντορίνης.....	87
4.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ GPS	90
4.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ	114
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΝΙΣΥΡΟΥ-ΚΩ	129
5.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	129
5.1.1. Τεκτονική Ανάλυση.....	136
5.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ GPS	142
5.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ	189
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΒΔ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ	220
6.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	220
6.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ GPS	236
6.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ	251
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΜΗΛΟΥ	265
7.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	265
7.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ	275
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΤΟΞΟΥ	287
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ	292
9.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	292
9.2. ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ	296
9.3. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	299
9.3.1. ΙΣΤΟΡΙΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΚΡΗΞΕΩΝ	299
9.3.2. ΣΗΜΕΡΙΝΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ	309
9.4. ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	311
9.4.1. ΓΕΝΙΚΑ	311
9.4.2. ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΕΚΡΗΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ	311
9.4.3. ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ	315
9.4.4. ΡΥΘΜΟΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ – ΕΠΙΠΕΔΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ	326
9.5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ	331
9.5.1. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	333
9.5.2. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΚΟΛΟΥΜΠΟΥ	335
9.5.3. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΚΩ - ΝΙΣΥΡΟΥ	338
9.5.4. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΜΗΛΟΥ	341
9.5.5. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΜΕΘΑΝΩΝ	343
9.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	345
9.7. ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ	346

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	350
---------------------------	-----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	356
--------------	-----

Α. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ	387
----------------	-----

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1. ΠΙΝΑΚΕΣ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2. ΠΙΝΑΚΕΣ ΕΠΙΛΥΣΕΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3. ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΑΠΟ ITRF ΣΕ ETRF

Σε όσους πραγματικά με στήριξαν

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η διαχρονική εξέλιξη ενός ηφαιστείου αποκαλύπτει ότι οποιαδήποτε μεταβολή στην μαγματική του υπόσταση, έστω και αν δεν συνδέεται απαραίτητα με εκρήξεις, έπεται συνήθως από τοπογραφικές μεταβολές. Στην Σαντορίνη, για παράδειγμα, έχουν αναφερθεί κατά την διάρκεια πολλών παροξυσμικών περιόδων, η εξόγκωση υπαρχόντων νησίδων ή ακόμα και η εμφάνιση νέων εντός της καλδέρας, με περίοδο μερικών ημερών ή εβδομάδων. Όλες αυτές οι τοπογραφικές μεταβολές ήταν σαφώς βαθμιαίες και θα μπορούσαν συνεπώς να έχουν αναγνωρισθεί από το πρώτο τους στάδιο, εάν είχε εφαρμοσθεί κατάλληλο σύστημα παρακολούθησης.

Οι μεταβολές της τοπογραφίας σε ενεργά ηφαίστεια προκαλούνται συνήθως από την άνοδο του μάγματος κατά μήκος ρωγμών, προς τα ανώτερα επίπεδα του φλοιού. Η διαδικασία αυτή προφανώς δημιουργεί τάσεις που έχουν ως αποτέλεσμα την διεύρυνση ενός κυρίου τμήματος, ή ακόμα και ολόκληρης της καλδέρας. Στην οριζόντια κλίμακα, η διεύρυνση ανακλάται σε μεταβολές των οριζόντιων αποστάσεων μεταξύ σταθερών σημείων, ενώ στην κατακόρυφη κλίμακα ως μεταβολή της σχετικής ή της απόλυτης διαφοράς υψομέτρου μεταξύ των σημείων αναφοράς. Κατά συνέπεια, ένα βασικό στοιχείο στην παρακολούθηση ενός πιθανού παροξυσμικού γεγονότος είναι η αναγνώριση των εδαφικών παραμορφώσεων στην απαρχή των, όταν τα πλάτη είναι ακόμα μικρά, αλλά ικανά για να διακριθούν (της τάξης του εκατοστού).

Βασική προϋπόθεση για τον έλεγχο της παραμόρφωσης ενός ενεργού ηφαιστείου, είναι η ύπαρξη ενός γεωδαιτικού δικτύου (GPS, EDM, κλπ) που αποτελείται από σταθερά σημεία αναφοράς, τα οποία επιτρέπουν την ανίχνευση πιθανών μεταβολών της τοπογραφίας, και συνήθως συνδέονται με διαδικασίες διόγκωσης - απόψυξης του μαγματικού θαλάμου. Οι επαναλαμβανόμενες μετρήσεις ενός τέτοιου δικτύου δύνανται να δώσουν πληροφορίες για τις ενδεχόμενες οριζόντιες και κατακόρυφες παραμορφώσεις και συνεπώς για τις πιθανές τοπογραφικές μεταβολές.

Η παραμόρφωση του φλοιού σε ηφαιστειακό περιβάλλον οφείλεται κατά βάση σε τρεις αιτίες, όπως σε:

- μεταβολές της πίεσης σε τυχόν μαγματικούς ταμιευτήρες ή στις διαδρομές που ακολουθεί το μάγμα
- μαγματικές διεισδύσεις
- σεισμική δραστηριότητα

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται με βαρυτικές μεταβολές και παραμόρφωση της επιφάνειας του εδάφους, και επομένως δύνανται εκείνα να θεωρηθούν ως πρόδρομα φαινόμενα εκρήξεων. Κατά συνέπεια, τα κλασικά συστήματα παρακολούθησης που βασίζονται σε σεισμικές, υδρολογικές, ή ατμιδικής δράσης παρατηρήσεις, συμπληρώνονται με σύγχρονες γεωδαιτικές παρατηρήσεις (Sigurdsson et al. 2000). Οι γεωδαιτικές τεχνικές έχουν εφαρμοσθεί εκτενέστερα σε ενεργά ηφαίστεια (Fiske & Shepherd 1990, Dvorak & Dzurisin 1997, Segall & Davis 1997, Fernandez et al. 1999, Sigurdsson et al. 2000, Yu et al. 2000, Sigmundsson et al. 2010) και οι τεχνικές υπολογισμού της εδαφικής παραμόρφωσης αποδεικνύονται ως ένα ισχυρό μέσο μελέτης και κατανόησης του ηφαιστειακού κύκλου. Η γεωδαιτική παρακολούθηση ενός ηφαιστείου περιλαμβάνει την εγκατάσταση μακροπρόθεσμων συστημάτων παρακολούθησης, αλλά και περιοδικών μετρήσεων ενός σταθερού γεωδαιτικού δικτύου τη χρήση κλασικών επίγειων τεχνικών ή της τεχνικής GPS (*Global Positioning System*). Η τεχνολογία της Συμβολομετρίας Ραντάρ (*Interferometry Synthetic Aperture Radar, InSAR*) αποτελεί πρόσθετο μέσο παρακολούθησης ηφαιστειακών περιοχών και δύναται άκρως να χρησιμοποιηθεί στην παρακολούθηση της εδαφικής παραμόρφωσης ενεργών ηφαιστειών (Massonet & Feigl 1998, Bürgmann et al. 2000, Hanssen 2001). Σε αντίθεση με την 3-D πληροφορία του πεδίου παραμόρφωσης που παρέχουν οι σημειακές παρατηρήσεις GPS, οι εικόνες SAR (*Synthetic Aperture Radar*) καλύπτουν περιοχές 100 km × 100 km και εκθέτουν λεπτομερώς την 2-D παραμόρφωση σε όλη την περιοχή ενδιαφέροντος. Μέσα στο γενικότερο πλαίσιο της εξέλιξης του ηφαιστειακού κύκλου στο Νότιο Αιγαίο, εφαρμόστηκαν οι διαστημικές τεχνικές της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ και του GPS προκειμένου να μελετηθεί τυχόν εδαφική παραμόρφωση κατά μήκος του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου (ΕΗΤ), καθώς και κατά πόσο είναι εφικτό να εκτιμηθεί η ηφαιστειακή επικινδυνότητα από την συνέργεια των δύο προαναφερθέντων μεθόδων.

Για την παρακολούθηση και τον υπολογισμό των εδαφικών μετατοπίσεων (οριζόντιων & κατακόρυφων) κατά μήκος του ενεργού ΕΗΤ διεξήχθησαν Διαφορικές

μετρήσεις GPS (*Differential GPS*) σε τρία τμήματα του ΕΗΤ, στο δυτικό (Σουσάκι-Μέθανα-Αίγινα), στο κεντρικό (Σαντορίνη) και στο ανατολικό (Κως-Γυαλί-Νίσυρος). Επιπροσθέτως, εφαρμόστηκε η τεχνική της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ (*Differential Interferometry SAR, DInSAR*) στα αντίστοιχα τμήματα του ΕΗΤ. Η ανάλυση των τεχνικών και τα αποτελέσματα εκτίθενται λεπτομερώς στα αντίστοιχα κεφάλαια της παρούσης διατριβής. Συγκεκριμένα:

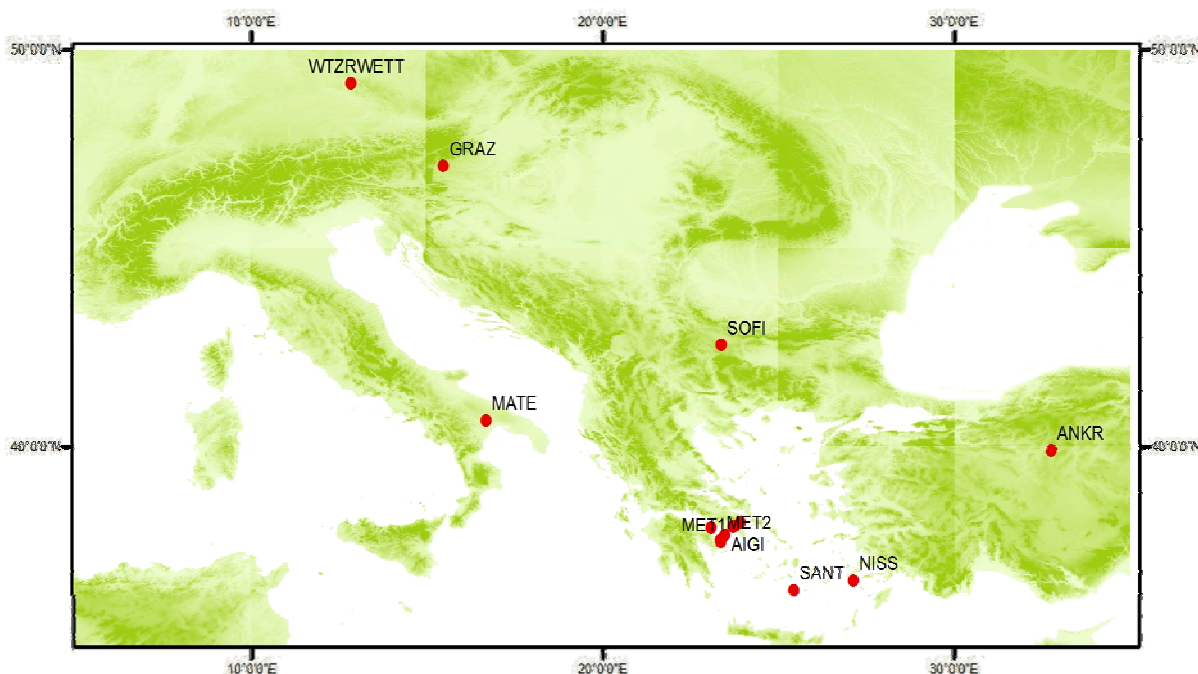
- Στο υπόλοιπο του παρόντος **Κεφαλαίου 1** παρουσιάζονται τα δίκτυα GPS κατά μήκος του ΕΗΤ που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή. Για να εξασφαλιστεί ένα πιο σταθερό και σύμφωνο πλαίσιο αναφοράς, στην ανάλυση συμπεριλήφθησαν σταθμοί των δικτύων IGS/EUREF.
- Στο **Κεφάλαιο 2** παρουσιάζεται η μέχρι τούδε επιστημονική προτέρα γνώση για την περιοχή μελέτης.
- Στο **Κεφάλαιο 3** περιγράφεται η αρχή των εφαρμοσθέντων μεθόδων, του Παγκόσμιου Συστήματος Εντοπισμού Θέσης (GPS) και της Συμβολομετρίας Ραντάρ (SAR).
- Τα επόμενα **Κεφάλαια 4, 5, 6** και **7** που αναφέρονται στα επί μέρους ηφαιστειακά κέντρα του σύγχρονου ΕΗΤ, Σαντορίνη, Νίσυρο-Κω, Μέθανα-Αίγινα και Μήλο, αντιστοίχως, διαιρούνται σε υποκεφάλαια που αφορούν: α) την γεωτεκτονική τοποθέτηση, β) την εφαρμογή της τεχνικής GPS (τοποθέτηση δικτύου GPS, συλλογή δεδομένων-διαδοχικές μετρήσεις GPS, επεξεργασία και ερμηνεία) και γ) την εφαρμογή της τεχνικής InSAR (συλλογή δεδομένων, επεξεργασία και ερμηνεία), του εκάστοτε ηφαιστειακού κέντρου. Ο συνδυασμός των δύο μεθόδων, η σύγκριση των αποτελεσμάτων, καθώς και οι αποκλίσεις-περιορισμοί που προέκυψαν για κάθε περιοχή μελέτης, δίνονται στο τέλος του εκάστοτε κεφαλαίου.
- Το **Κεφάλαιο 8** περιλαμβάνει την συνδυαστική οριζόντια κίνηση GPS του ΕΗΤ, από την σύνθεση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν για κάθε ηφαιστειακό κέντρο χωριστά. Συγχρόνως παρουσιάζεται η σύγκριση των αποτελεσμάτων με συμπεράσματα παλαιότερων αντίστοιχων δημοσιεύσεων.
- Η εκτίμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας η οποία βασίστηκε σε ανάπτυξη βαθμονόμησης παραμέτρων τόσο της παλαιότερης (ιστορικής/προϊστορικής) ηφαιστειακής δραστηριότητας των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ, όσο και της

σημερινής δραστηριότητας, με ιδιαίτερη έμφαση στην εδαφική παραμόρφωση που προέκυψε από τις μεθόδους GPS και InSAR, εξετάζεται στο **Κεφάλαιο 9**.

- Στο **Κεφάλαιο 10** τελικώς, διατυπώνονται τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής.

Δίκτυο IGS/EUREF

Το δίκτυο της Ευρωπαϊκής Υπηρεσίας GPS, IGS (*International GPS Service*, <http://igsceb.jpl.nasa.gov>) περιλαμβάνει άνω των 200 παγκόσμιων σταθμών GPS συνεχούς καταγραφής. Το Ευρωπαϊκό μόνιμο δίκτυο EUREF (*European Reference Frame*, <http://www.euref-ifag.org>) περιλαμβάνει και σταθμούς του δικτύου IGS και αποτελείται περίπου από 212 συνεχείς σταθμούς. Τα δεδομένα παρακολούθησης καθώς και οι πληροφορίες των σταθμών όπως, συντεταγμένες, ταχύτητες, τύπος δέκτη και κεραίας, παρέχονται από τις διαδικτυακές βάσεις των δικτύων IGS/EUREF.



Σχήμα 1.1: Απεικόνιση IGS/EUREF σταθμών που εντάχθηκαν στην επεξεργασία GPS. Ο σταθμός WETT δεν εμφανίζεται στον χάρτη διότι είναι ο προηγούμενος του σταθμού WTZR. Επί πλέον, απεικονίζονται και οι σταθμοί αναφοράς των τοπικών δικτύων που επιλύθηκαν με το Ευρωπαϊκό δίκτυο.

Για να χαρακτηριστεί το σύστημα αναφοράς και να εκτιμηθούν τα δίκτυα κατά μήκος του ΕΗΤ επιλέχθηκαν 6 σταθμοί IGS/ EUREF (Πίνακας 1.1). Οι θέσεις των σταθμών IGS/EUREF που συμπεριλήφθησαν στην ανάλυση GPS ως σταθμοί αναφοράς, απεικονίζονται στο Σχήμα 1.1. Τα ονόματα των σταθμών και οι προσεγγιστικές τους συντεταγμένες δίνονται στον Πίνακα 1.1.

Πίνακας 1.1

Σταθμοί Συνεχούς Καταγραφής, Συντεταγμένες & Περίοδοι Λειτουργίας (IGS/EUREF)
(ITRF2000)

Σταθμός GPS	Όνομα	Γεωγ. Μήκος (°)	Γεωγ. Πλάτος (°)	Υψ. (m)
ANKR	Ankara	32,7585	39.8874	976
GRAZ	Graz	15.4935	47.0671	538
MATE	Matera	16.7045	40.6491	536
SOFI	Sofia	23.3947	42.5561	1120
WTZR	Wetzell	12.8789	49.1442	666
DION	Διόνυσος	23,9326	38,0678	514

* επί πλέον χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός WETT, προηγούμενος του WTZR για το διάστημα 1994-1995.

* δεδομένα σταθμού DION (προσωπική επικοινωνία Ι. Γαλάνης, 2005)

Δίκτυο ΕΗΤ

Το δίκτυο GPS του ΕΗΤ διακρίνεται από τα επί μέρους δίκτυα του Ανατολικού, Κεντρικού και Δυτικού ΕΗΤ. Τα δίκτυα του Κεντρικού (Σαντορίνη) και Ανατολικού Αιγαίου (Κως-Γυαλί-Νίσυρος) προϋπήρχαν από το 1994 (Giannopoulos et al. 1996) και 1997 (Lagios et al. 1998), αντιστοίχως. Επαναμετρήθηκαν αρκετές φορές έκτοτε, με την τελευταία μέτρηση το 2002 στην Νίσυρο-Κω και το 2005 στην Σαντορίνη. Η ιδέα τοποθέτησης του δικτύου GPS στο Δυτικό Αιγαίο (Σουσάκι-Μέθανα-Αίγινα) καθώς και η εγκατάστασή του κατά το έτος 2006, αποτέλεσε ένα σημαντικό τμήμα της παρούσης διατριβής. Το δίκτυο του Δυτικού Αιγαίου επαναμετρήθηκε έκτοτε δύο φορές, κατά τα έτη 2007 και 2008. Στην περίπτωση των τοπικών επιλύσεων των δικτύων, εξασφαλίστηκε ένα σταθερό σύστημα αναφοράς, μέσω της εξάρτησης των σταθμών αναφοράς ως προς την Ευρώπη. Η κατανομή των σταθμών

των επί μέρους δικτύων του ΕΗΤ δίνεται εκτενώς στα αντίστοιχα κεφάλαια, ενώ τα χαρακτηριστικά των σταθμών αναφοράς που χρησιμοποιήθηκαν στις τοπικές επιλύσεις δίνονται στον Πίνακα 1.2. Επί πλέον, οι επιλύσεις των υπολοίπων σταθμών GPS των δικτύων του ΕΗΤ παρέχονται στο Παράρτημα 1.

Πίνακας 1.2

Σταθμοί Αναφοράς Δικτύων Τοπικών Επιλύσεων, Συντεταγμένες & Περίοδοι Λειτουργίας (ITRF2000)

Σταθμός GPS	Όνομα	Γεωγ. Μήκος (°)	Γεωγ. Πλάτος (°)	Υψόμετρο (m)	Περίοδος Επαναμετρήσεων
AEGI	Αίγινα (No 50)	23,4945	37,7581	234	2006, 2007, 2008
MET1	Μέθανα (No 52)	23,3700	37,5808	187	2006, 2007, 2008
MET2	Μέθανα (No 53)	23,3639	37,6302	334	2006, 2007, 2008
OBSV	E.A.A*	23,7175	37,9734	137	2006
NISS	Νίσυρος (No 9)	27,1414	36,6129	43	1997 (xxx), 1998 (xxx), 1999, 2000, 2001, 2002
SANT	Σαντορίνη (No 7)	25,4516	36,3668	400	1994, 1995, 1996, 1998, 2005
SUSA	Σουσάκι (No 51)	23,1026	37,9413	241	2006, 2007, 2008
UOA1	Πανεπιστήμιο Αθηνών **	23,7848	37,9828	306	2006, 2007, 2008

* ο συμβολισμός xxx υποδηλώνει τρεις διαδοχικές επαναμετρήσεις εντός του έτους

* E.A.A.- Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών

** Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας (ΕΚΠΑ)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

2.1. Γενικά

Η ηπειρωτική σύγκρουση των πλακών της Ευρασίας και Αφρικής αποτελεί την κυρίαρχη διεργασία στην Ανατολική Μεσόγειο κατά την διάρκεια των τελευταίων 70 my (Papazachos & Comninakis 1971). Την κύρια φάση της ηπειρωτικής σύγκλισης κατά το Τριτογενές, διαδέχτηκε ένα σημαντικό επεισόδιο κατακερματισμού της λιθόσφαιρας κατά μήκος της επαφής των δύο πλακών, που είχε ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό πολλών μικροπλακών στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (Fytikas et al. 1984). Από το Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο έως σήμερα η Αφρικανική πλάκα υποβυθίζεται κάτωθεν της μικροπλάκας του Αιγαίου (McKenzie 1970, 1972 & 1978) και αποτελεί την κύρια αιτία της υψηλής τεκτονικής δραστηριότητας στο Αιγαίο, σε συνδυασμό με την ηφαιστειακή δραστηριότητα (Georgalas 1962), την παρουσία μαγνητικών και θετικών ισοστατικών ανωμαλιών (Fleischer 1964, Vogt & Higgs 1969, Makris 1975), την υψηλή θερμική ροή (Fytikas et al. 1985) και την υψηλή εξασθένηση της σεισμικής ενέργειας (Papazachos & Comninakis 1971, Hashida et al. 1988). Τα γενικά χαρακτηριστικά του ευρέως αποδεχόμενου μοντέλου σύγκλισης των πλακών (Papazachos & Comninakis 1971, McKenzie 1978, Le Pichon & Angelier 1979, Angelier et al. 1982, Papanikolaou 1993, Jackson 1994) συνοψίζονται ως ακολούθως (Σχήμα 2.1):

- Η διεύθυνση της σχετικής κίνησης Αιγαίου-Αφρικής υπολογίστηκε στις 211°.
- Η υποβυθιζόμενη πλάκα παρουσιάζει πάχος 100 km περίπου και μέση γωνία βύθισης 35°-45°.
- Το μέτωπο σύγκλισης εκτείνεται επί 1500 km και διακρίνεται από την θέση της Ελληνικής Τάφρου με βάθος περίπου 4 km.
- Σχηματισμός Νησιωτικού Τόξου που ξεκινά από την Πίνδο και διαμέσου της Κρήτης καταλήγει στα Δωδεκάνησα.



Σχήμα 2.1: Απλοποιημένος χάρτης της σημερινής γεωδυναμικής κατάστασης του Ηφαιστειακού Τόξου του Νοτίου Αιγαίου.

- Σχηματισμός του σχεδόν παράλληλου Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου, 200 Km βόρεια του μετώπου σύγκλισης.
- Στην περιοχή του Αιγαίου επικρατεί εφελκυσμός.
- Βόρεια της Κρήτης διακρίνεται λέπτυνση του φλοιού, με την Κρητική Λεκάνη.

Το Ελληνικό Ηφαιστειακό Τόξο θεωρείται ζώνη ενεργούς ηφαιστειότητας από το Πλειόκαινο έως σήμερα. Αποτελείται από τα μικρότερα ηφαιστειακά κέντρα της Αίγινας, του Πόρου, του Σουσακίου και των Μεθάνων, αλλά και τα μεγαλύτερα της Μήλου, της Σαντορίνης, της Νισύρου και της ΝΔ Κω. Ιστορικά ενεργά ηφαίστεια θεωρούνται τα Μέθανα, η Σαντορίνη και η Νίσυρος όπου έχουν καταγραφεί ισχυρές εκρήξεις κατά την διάρκεια ιστορικών περιόδων (Fytikas et al. 1985). Οι λάβες των ηφαιστειών έχουν δώσει ηλικίες Ανώτερο Μειόκαινο έως Τεταρτογενές. Πρόσφατοι προσδιορισμοί ηλικίας των λαβών με την μέθοδο K-Ar υποδεικνύουν δύο τύπους ηφαιστειών: παλαιότερα ηφαίστεια

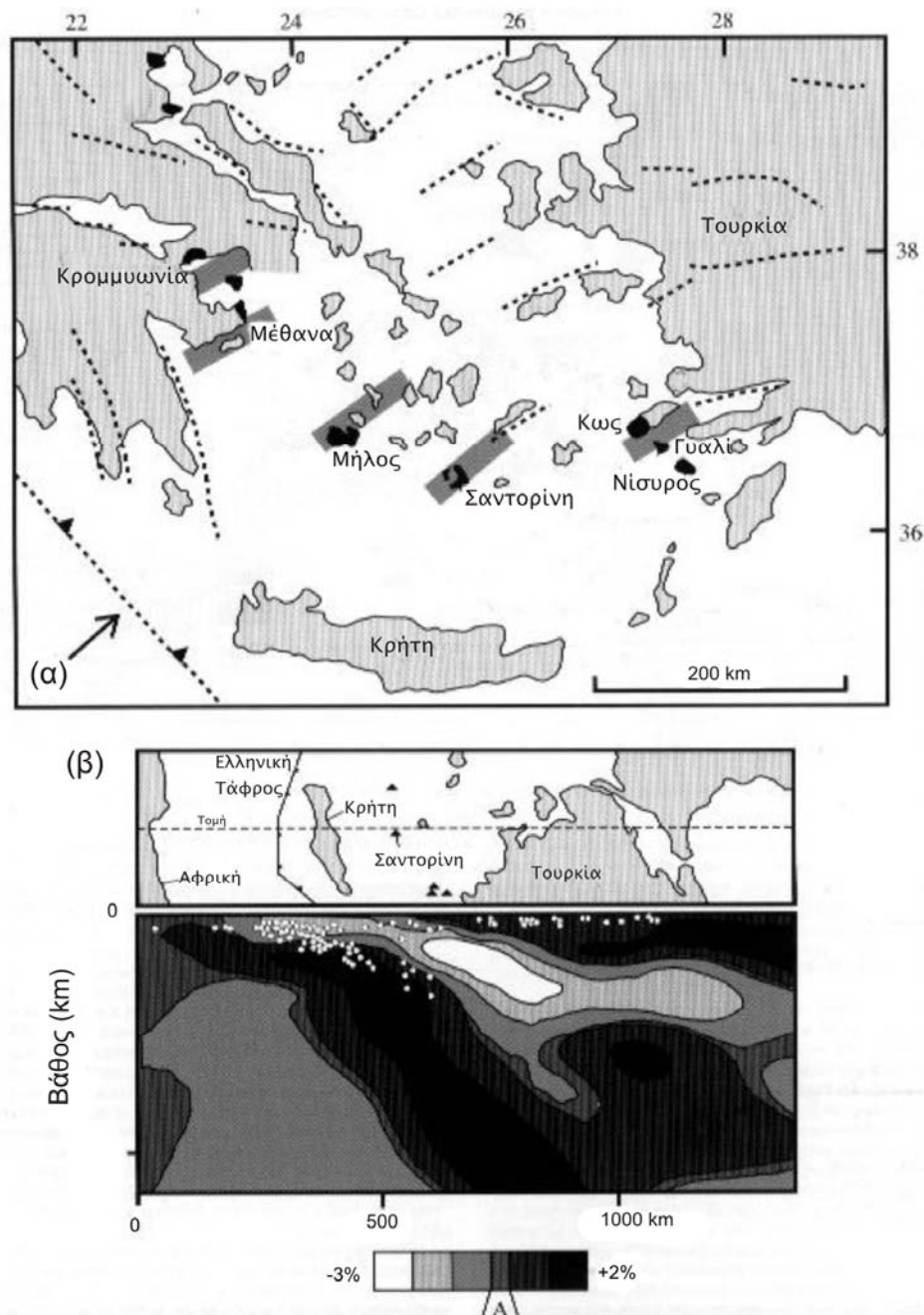
βόρεια του ηφαιστειακού μετώπου (Αίγινα, Κως: 2,5-3,6 my) και νεότερα ηφαίστεια κατά μήκος του ηφαιστειακού μετώπου (Μέθανα, Σαντορίνη, Νίσυρος: 0-1,2 my) (Matsuda et al. 1999).

Η μαγματική δραστηριότητα φαίνεται να έχει μεταναστεύσει προς τα νότια κατά το Καινοζωικό (Papanikolaou 1993, Thanassoulas 1998, Thanassoulas et al. 1999): από την Βόρεια Ελλάδα και την Βουλγαρία (Ηώκαινο-Ολιγόκαινο), στα νησιά του Βορείου Αιγαίου (Κατ. Μειόκαινο) και τις Κυκλάδες (Μειόκαινο) και τέλος στο σύγχρονο τόξο του Νοτίου Αιγαίου (Πλειόκαινο-Τεταρτογενές). Η μετανάστευση του ηφαιστειακού τόξου προς τα νότια, έχει ερμηνευτεί από πολλούς ως το αποτέλεσμα της γρήγορης εφελκυστικής τάσης που επικράτησε στο χώρο του Αιγαίου (Fytikas et al. 1984) μετά το Μέσο Μειόκαινο, καθώς και του φαινομένου της οπισθοχώρησης της ζώνης υποβύθισης (Royden 1993). Μερικά ηφαιστειακά κέντρα του τόξου ξεκίνησαν την δραστηριότητά τους στο Κατώτερο Πλειόκαινο και αν εξαιρέσουμε την Μήλο, επικράτησε μία γενική παύση της δραστηριότητας στο Ανώτερο Πλειόκαινο και μία επανάληψη μέσα στο Τεταρτογενές (Αν. Πλειστόκαινο στην Αίγινα και ? Σαντορίνη, Μέσο Πλειστόκαινο στα Μέθανα, στην Νίσυρο και στην Σαντορίνη). Η εν λόγω διαμόρφωση της ηφαιστειότητας συνδέεται με την ένδειξη δύο φάσεων καθίζησης της λεκάνης στην περιοχή του τόξου (Doutsos & Piper 1990, Perissoratis et al. 1993) και τον εφελκυσμό να έχει διαδραματίσει σημαντικό ρόλο στον προσδιορισμό της θέσης και του χρόνου της ηφαιστειότητας. Ο εφελκυσμός ξεκίνησε κατά την διάρκεια του Ανώτερου Μειόκαινου στην περιοχή του Αιγαίου, μεταβάλλοντας την διεύθυνση του από ΔΒΔ-ΑΝΑ (Αν. Μειόκαινο) σε ΒΑ-ΝΔ (Πλειόκαινο-Κατ. Πλειστόκαινο), ενώ κατά την παρούσα περίοδο έχει διεύθυνση που κυμαίνεται από Β-Ν σε ΒΔ-ΝΑ (Mercier et al. 1989). Ο Angelier et al. (1982) ταξινόμησε τους μηχανισμούς εφελκυσμού σε δύο κατηγορίες: η πρώτη με ηλικία Πλειόκαινο ή Κατώτερο Τεταρτογενές και η δεύτερη με ηλικία Μέσο-Άνω Πλειστόκαινο ή Ολόκαινο. Οι εφελκυστικές τάσεις επομένως, που αναπτύχθηκαν ως επακόλουθο της σύγκρουσης των πλακών Αφρικής και Ευρασίας, προκάλεσαν έντονες διαρρήξεις στην περιοχή του Αιγαίου, οι οποίες διευκόλυναν την άνοδο του μάγματος και την δημιουργία της ηφαιστειότητας.

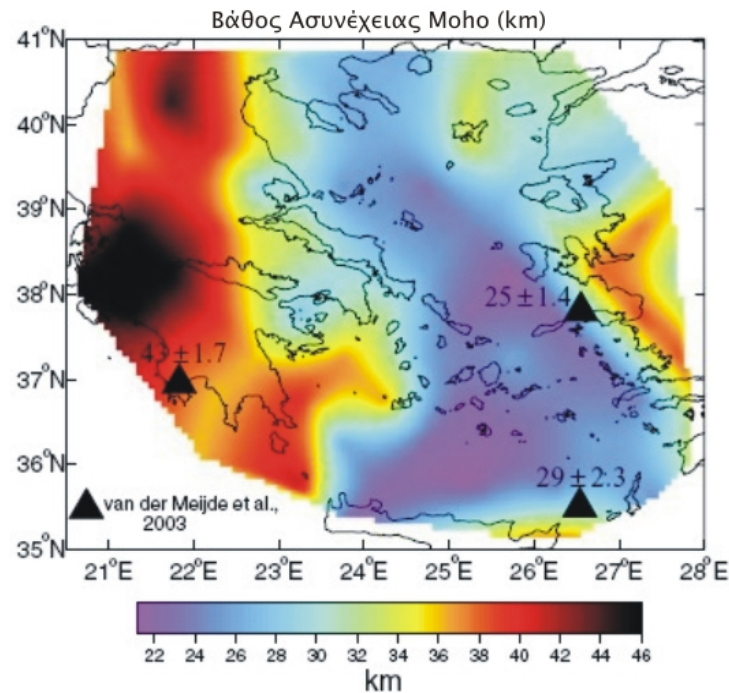
Από την σεισμολογική μελέτη κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου προέκυψε ότι η ρηχή σεισμική δραστηριότητα (συχνότητα σεισμών, μέγιστο μέγεθος) είναι μεγαλύτερη στο ανατολικό τμήμα (Σαντορίνη, Νίσυρος) του ηφαιστειακού τόξου από ότι στο δυτικό (Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος), γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με την ηφαιστειακή

δραστηριότητα, η οποία είναι εμφανώς εντονότερη στα ανατολικά ηφαιστειακά κέντρα. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στο μεγαλύτερο βαθμό της εφελκυστικής παραμόρφωσης του φλοιού στο ανατολικό ηφαιστειακό τόξο (26 mm/yr), σε σύγκριση με το δυτικό τόξο (2 mm/yr) (Papazachos & Panagiotopoulos 1992). Περαιτέρω αποκαλύπτεται η ύπαρξη πέντε γραμμικών ομάδων, επικέντρων ισχυρών σεισμών, μικρού και ενδιάμεσου βάθους, με διεύθυνση B59°A που αποδίδονται σε πέντε ρήγματα αντιστοίχως, και συμπίπτουν με την ηφαιστειακή δραστηριότητα των πέντε ηφαιστειακών κέντρων (Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος) αντιστοίχως (Σχήμα 2.2). Πρόσφατη μελέτη (Bohnhoff et al. 2004) παρουσιάζει την σεισμική δραστηριότητα στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου με υπόκεντρα έως το βάθος των 50 km, τα οποία συγκεντρώνονται γύρω από τα ηφαιστειακά κέντρα της Μήλου και Σαντορίνης. Συγκεκριμένα, η σεισμική δραστηριότητα της Μήλου εμφανίζεται κάτωθεν του ηφαιστείου σε αντίθεση με την Σαντορίνη όπου τα επίκεντρα ευθυγραμμίζονται σε μία ζώνη με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ μεταξύ της Σαντορίνης και της Αμοργού.

Κατά την διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με την βαθιά δομή της περιοχής του Αιγαίου. Οι πλέον πρόσφατες ιδέες, αναφορικά με την γεωτεκτονική εξέλιξη των Ελληνίδων, βασίζονται σε γεωλογικά, πετρολογικά και κυρίως γεωφυσικά δεδομένα. Τα ήδη υπάρχοντα μοντέλα για την περιοχή του Αιγαίου προέρχονται από βαρυτικές και μαγνητικές έρευνες, από βαθιές σεισμικές μετρήσεις και την μελέτη των σεισμών. Η πρώτη ισχυρή ένδειξη για την υποβύθιση της λιθοσφαιρικής πλάκας αποτέλεσε η αναγνώριση της ζώνης Wadati-Benioff κάτω από το Κεντρικό Αιγαίο σε μέγιστο βάθος 190 km (Galanopoulos 1963, 1972, Papazachos & Comninakis 1969, 1971, Caruto et al. 1970, Karnik 1972, Papadopoulos 1982). Η σεισμικότητα της ζώνης επιβεβαιώθηκε αργότερα με επιπρόσθετα και πιο ακριβή σεισμολογικά δεδομένα που περιλάμβαναν την Ελληνική ενδοχώρα (Makropoulos & Burton 1984, Papadopoulos et al. 1986, Papazachos et al. 2000). Η γωνία βύθισης της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας κάτω από το Κεντρικό Αιγαίο προσδιορίστηκε στις 30°-40° προς τα ΒΑ (Papazachos 1973). Επακόλουθες μελέτες υποδηλώνουν ότι η πλάκα διαχωρίζεται σε δύο τμήματα, ένα ρηχό ($20 \text{ km} \leq h \leq 100 \text{ km}$) με γωνία βύθισης γύρω στις 30° και ένα βαθύτερο ($100 \text{ km} \leq h \leq 180 \text{ km}$) με γωνία βύθισης γύρω στις 45° (Hatzfeld et al. 1989, Papazachos et al. 2000). Τα ενεργά ηφαίστεια του Νοτίου Αιγαίου ευρίσκονται 130-150 km άνωθεν της σεισμικής ζώνης Wadati-Benioff (Makropoulos & Burton 1986). Η υποβυθιζόμενη πλάκα έχει προσδιοριστεί



Σχήμα 2.2: (α) Ηφαιστειακά κέντρα του Ελληνικού Τόξου. Τα κέντρα τοποθετούνται σε ΒΑ-ΝΔ ρηξιγενείς ζώνες που χαρακτηρίζονται από σεισμούς μικρού έως ενδιάμεσου βάθους (Paparazachos & Panagiotopoulos 1993). Οι διακεκομμένες γραμμές απεικονίζουν τα ενεργά ρήγματα της περιοχής, (β) ΒΒΑ-ΝΝΔ τομή του φλοιού και ανώτερου μανδύα κάτωθεν της Σαντορίνης (τροποποιημένη από Spakman et al. 1993, 1988). Το ανώτερο τμήμα της τομής αναπαριστά την Ελληνική τάφρο και τα ηφαίστεια του τόξου (τρίγωνα). Η διακεκομμένη γραμμή απεικονίζει την τομή. Το κάτω τμήμα της τομής παρουσιάζει την ετερογένεια του κύματος Ρ όπως έχει υπολογιστεί από σεισμική τομογραφία του μανδύα, με καμπύλες ίσης ταχύτητας που δίνονται ως ποσοστά της περιβάλλουσας ταχύτητας του ανώτερου μανδύα, από -3 % έως +2 %. Η υπό κλίση θετική ανωμαλία (μαύρο χρώμα) ερμηνεύεται ως η ψυχρή υποβυθιζόμενη πλάκα. Οι λευκές τελείες αποτελούν τα υπόκεντρα σεισμών.



Σχήμα 2.3: Βάθος ασυνέχειας Moho σε km (Karagianni et al. 2005).

από σεισμική τομογραφία σε βάθος τουλάχιστον 1200 km κάτω από το Βόρειο Αιγαίο (Spakman et al. 1993, Karason & Van der Hilst 2000) υποδηλώνοντας 26 my υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική (Meulenkamp et al. 1988). Η παραμόρφωση της Ράχης της Μεσογείου (Kastens 1991) παρέχει επίσης την ένδειξη για συνεχή υποβύθιση, τουλάχιστον από το Μέσο Μειόκαινο. Η σεισμική τομογραφία του μανδύα (Σχήμα 2.2) εμφανίζει ανωμαλία υψηλής ταχύτητας που κλίνει βόρεια της Ελληνικής τάφρου ($\sim 45^\circ$ BA), ανιχνεύεται μέχρι το βάθος των 1200 km και παρουσιάζει απότομη κλίση κάτω από το βάθος των 150 km (Spakman et al. 1988, Ligdas et al. 1992, Bijwaard et al. 1998).

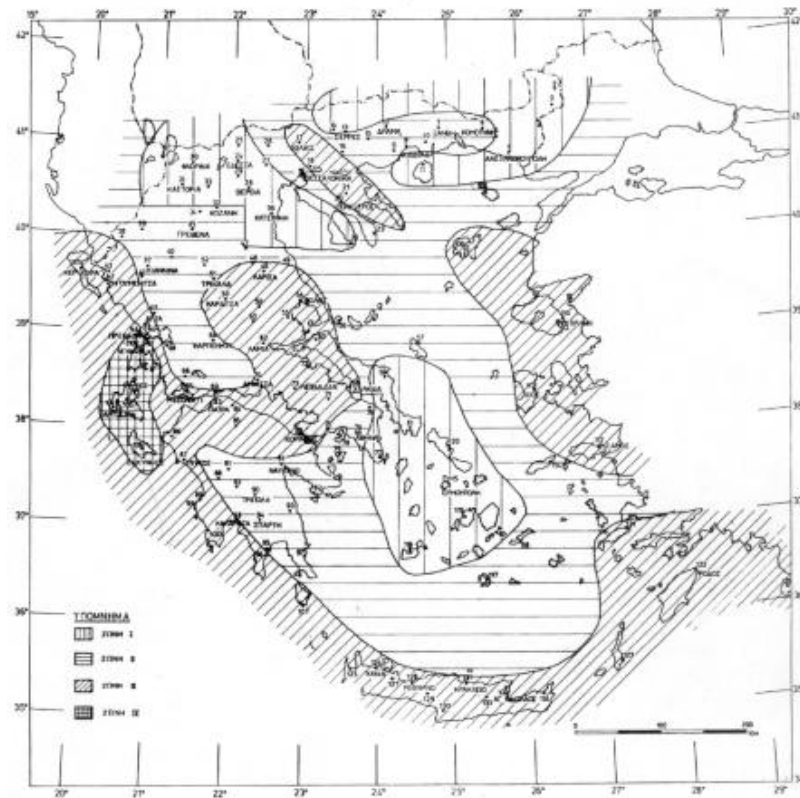
Οι Makris (1977) και Makris & Röwer (1986) υπολόγισαν το βάθος της ασυνέχειας Moho από βαρυτικά και σεισμικής διάθλασης δεδομένα και παρατηρείται ότι ο φλοιός είναι λεπτός κάτω από το Αιγαίο με πάχος 30 km, ενώ μειώνεται στα 20 km κάτω από το Κρητικό Πέλαγος. Οι Karagianni et al. (2005) προσδιόρισαν πάχος φλοιού 20-22 km για το Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο και λιγότερο από 28-30 km για το υπόλοιπο Αιγαίο (Σχήμα 2.3).

Οι Μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις (MT) που διενεργήθηκαν κατά μήκος του τόξου και πιο συγκεκριμένα στην Μήλο (Hutton et al. 1989, Galanopoulos et al. 1991), Κω (Lagios

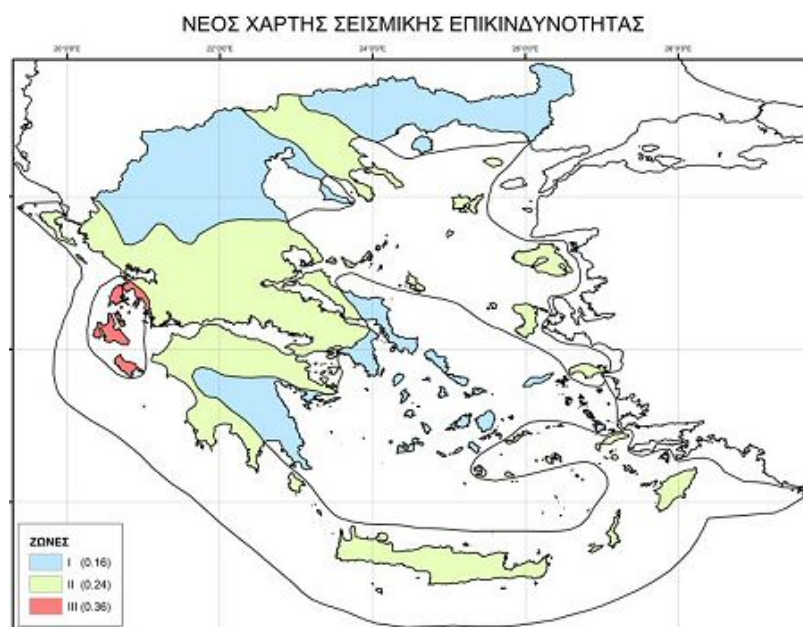
1992) και Νίσυρο (Dawes & Lagios 1991), για εύρος περιόδου 10^{-2} - 10^{+4} s, δείχνουν ότι τα πρώτα 15 km του φλοιού παρουσιάζουν μη φυσιολογική χαμηλή ηλεκτρική αντίσταση ($\leq 30 \Omega \text{ m}$). Για την βαθύτερη (40-400 km) ηλεκτρική δομή του Ηφαιστειακού Τόξου, οι Μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις (LMT) μακράς περιόδου (10^2 - 10^{+4} s) (Galanopoulos et al. 2005) δείχνουν ενδιάμεσες ηλεκτρικές αντιστάσεις (200-800 $\Omega \text{ m}$) στο ηφαιστειακό κέντρο του Σουσακίου, οι οποίες αποδίδονται στο μερικώς τετηγμένο τμήμα της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής λιθόσφαιρας. Επί πλέον, υποδεικνύουν ότι το υποβυθιζόμενο τμήμα της Αφρικανικής λιθόσφαιρας διεισδύει στην αγωγή ($< 200 \Omega \text{ m}$) ασθενόσφαιρα με γωνία βύθισης περί τις 42° . Επιπρόσθετες MT μελέτες για το Ελληνικό Ηφαιστειακό Τόξο περιγράφονται από τους Hutton et al. (1989), Galanopoulos et al. (1991, 1998), Dawes & Lagios (1991), Tzanis & Lagios (1993, 1994), Sotiropoulos et al. (1996), Lagios & Galanopoulos (1998), Lagios et al. (1998).

Οι τιμές b Gutenberg-Richter που προσδιορίστηκαν από τους Papazachos & Comninakis (1971) για την περιοχή του Αιγαίου, βρέθηκαν να είναι 0,94 για την περίπτωση των ρηχών σεισμών και 0,54 για την περίπτωση των σεισμών μεγάλου βάθους. Η τιμή 0,94 υποδεικνύει την ύπαρξη σεισμικής ζώνης στο ανώτερο τμήμα του μανδύα. Οι Tsapanos et al. (1989) επιβεβαιώνουν τις τιμές b για το Κεντρικό και Ανατολικό Ελληνικό Ηφαιστειακό Τόξο και για την περίπτωση των ρηχών σεισμών (βάθος $< 60 \text{ km}$). Οι Sachpazi et al. (2002) υπολόγισαν τιμές $b=1$ κατά την διάρκεια σεισμικής δραστηριότητας στην Νίσυρο (1997). Ουσιαστικά, οι τεκτονικοί σεισμοί εμφανίζουν μικρές τιμές b , κοντά στην μονάδα ή συχνά κοντά στο 0,5, ενώ οι σεισμοί που πραγματοποιούνται σε ηφαιστειακές ή γεωθερμικές περιοχές επιδεικνύουν μεγαλύτερες τιμές b που προσεγγίζουν έως και $b=2$ (Warren & Latham 1970).

Ο χάρτης της σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας (Σχήμα 2.4α), όπως παρουσιάζεται από τους Papazachos et al. (1989) υποδεικνύει ότι η περιοχή του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από την μικρότερη επικινδυνότητα (Ζώνη I & II). Το κύριο χαρακτηριστικό του χάρτη είναι ότι οι μεγάλης κλίμακας ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας αναδεικνύονται ομόκεντρες. Μία ελαφρώς διαφορετική εικόνα δίνεται από τον νεότερο χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας (ΟΑΣΠ 2004), κατά τον οποίο διατηρείται ο κυκλικός χαρακτήρας της ζωνοποίησης της σεισμικής επικινδυνότητας και το Κεντρικό Αιγαίο συνεχίζει να φανερώνει την μικρότερη επικινδυνότητα (Σχήμα 2.4β).



α)



β)

Σχήμα 2.4: Χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας, (α) από τους Papazachos et al. (1989) (ζώνη Ι=μικρότερη επικινδυνότητα, ζώνη ΙV=μεγαλύτερη επικινδυνότητα) και (β) από τον ΟΑΣΠ (2004).

2.2. Τεκτονική & Μαγματισμός

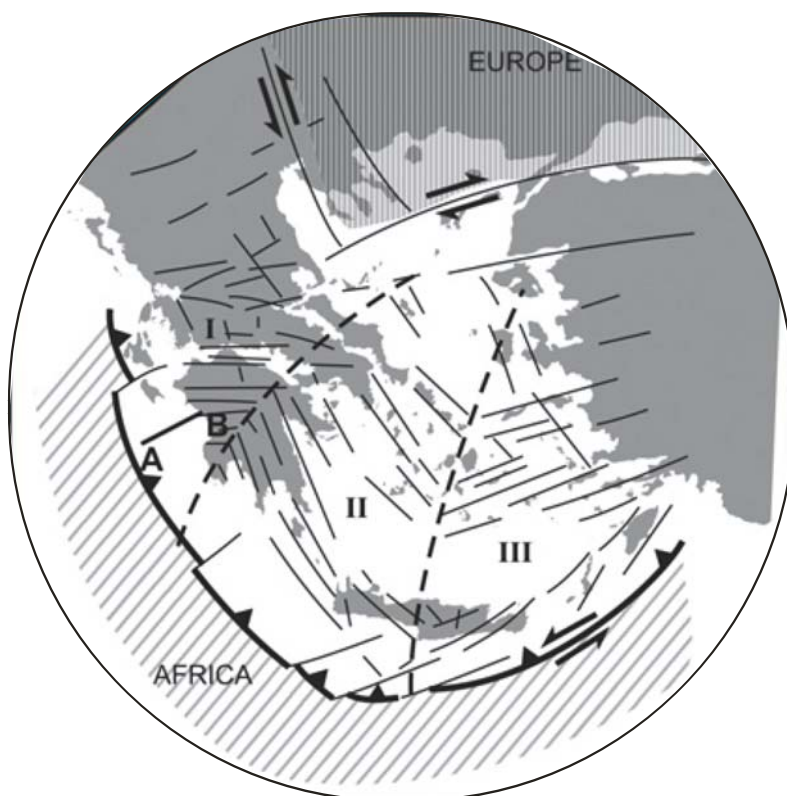
Η θέση του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Νοτίου Αιγαίου είναι σημαντική δεδομένου ότι βρίσκεται σε σημείο της μικροπλάκας του Αιγαίου, εκεί όπου επικρατεί γρήγορος εφελκυσμός και λέπτυνση του φλοιού, εκδηλώνεται σε μικρό βάθος της ασυνέχειας Moho, με βαθιές λεκάνες (Masclé & Martin 1989) και με σεισμικά ενεργά ρήγματα (Hatzfeld 1999). Κατά την διάρκεια της ενεργής ηφαιστειότητας, από το Κατώτερο Πλειόκαινο έως σήμερα, παρουσιάστηκαν μείζονες αλλαγές στην ευρύτερη ενεργή τεκτονική του ηφαιστειακού τόξου, ως το αποτέλεσμα της σύγκλισης του ηπειρωτικού Αφρικανικού φλοιού και της μικροπλάκας Αιγαίου-Ανατολίας (Piper & Perissoratis 2003).

Γενικότερα, στην μικροπλάκα του Αιγαίου παρατηρούνται ορισμένες χαρακτηριστικές περιπτώσεις ρηγματογόνου τεκτονισμού που σε συνδυασμό με άλλα, κυρίως μορφολογικά στοιχεία, αποδεικνύουν περιστροφές μεγάλων τεκτονικών τεμαχών της τάξεως 3-4 km, ενώ προσδιορίζονται και σύνθετες τεκτονικές ζώνες με σημαντική οριζόντια μετατόπιση (Σχήμα 2.5). Πολλές από τις φαινομενικά εφελκυστικού τύπου δομές φαίνεται ότι είναι το αποτέλεσμα της διατμήσεως και ζεύγους παράλληλων και αντίρροπων δυνάμεων. Η διάταξη των Νεογενών λεκανών καθορίζεται από τα περιθωριακά ρήγματα που δημιουργούν σε κάθε λεκάνη, μεν ασυμμετρία αποθέσεων, αναγλύφου και δομής, στο σύνολο δε του Ελληνικού τόξου μία διευθέτηση σε τρεις τομείς που έχουν διεύθυνση 1) Α-Δ στην Στερεά Ελλάδα και το ΒΔ ήμισυ της Πελοποννήσου, 2) ΒΔ-ΝΑ στο ΝΑ ήμισυ της Ανατολικής Πελοποννήσου και στις Δυτικές Κυκλάδες, και 3) ΒΑ-ΝΔ στις Ανατολικές Κυκλάδες, Σάμο και Δωδεκάνησα. Από την διάταξη αυτή, μόνο οι τομείς 2 και 3 έχουν εμφανή δυναμική σχέση με την Ελληνική Τάφρο, ενώ ο τομέας 1 εμφανίζεται τελείως ιδιόμορφος (Mariolakos & Papanikolaou 1981).

Η παλαιότερη δυτική ομάδα πετρωμάτων του ΕΗΤ, η οποία χαρακτηρίζει τα Πλειοκαινικά-Τεταρτογενή ανδεσιτικής-δακτιτικής σύστασης κέντρα του δυτικού και κεντρικού τόξου, ευρίσκεται σε περιοχές όπου Πλειοκαινικές λεκάνες καθορίζονται από ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ, πιθανώς λειστρικού τύπου με μικρούς ρυθμούς ολίσθησης. Τα Πλειοκαινικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ παρουσιάζουν σημαντική δεξιόστροφη συνιστώσα στην Κρήτη (ten Veen & Meijer 1998) και παρόμοια ρήγματα του Ανώτερου

Μειόκαινου στην Κω, εμφάνισαν οριζόντια ολίσθηση κατά την διάρκεια της εναπόθεσης του μονζονίτη στο όρος του Δικαίου. Στα Μέθανα, τα ηφαιστειακά κέντρα του Μέσου Τεταρτογενούς δείχνουν Α-Δ διευθύνσεις (Gaitanakis & Dietrich 1995), ενώ ρήγματα επίσης με διεύθυνση Α-Δ συνεχίζουν να είναι ενεργά στον Κορινθιακό Κόλπο, στην Αττική και την Δυτική Ανατολία (Hatzfeld 1999).

Κατά το Κατώτερο Τεταρτογενές αναπτύχθηκαν ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης στο ανατολικό τμήμα του τόξου, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (ten Veen & Meijer 1998). Στην Κρήτη, ρήγματα αυτής της διεύθυνσης έχουν Άνω Πλειοκαινική ηλικία (ten Veen & Kleinspohn 2003) και συνεχίζουν να είναι ενεργά στο ανατολικό τμήμα της νήσου. Ρήγματα με αυτήν την διεύθυνση αναγνωρίζονται επίσης κοντά στην Μήλο και Σαντορίνη και ελέγχουν την θέση των θερμών πηγών στην βόρεια ακτή της Κιμώλου (Fytikas & Kolios 1979).



Σχήμα 2.5: Ρηγματογόνος νεοτεκτονική δομή του τόξου του Αιγαίου (τροποποιημένη από Mariolakos & Papanikolaou 1981, 1987).

Στην Μήλο οι Fytikas & Vougioukalakis (1993) προσδιόρισαν γραμμώσεις ΒΑ διεύθυνσης που επηρέασαν την ηφαιστειότητα, σε πετρώματα που χρονολογούνται στα 1.6 my. Στην

Σαντορίνη οι γραμμικές διευθύνσεις των ηφαιστειακών αγωγών Καμμένης και Κολούμπου (Heiken & McCoy 1984), όπου στην τρέχουσα περίοδο εμφανίζονται ως κύρια κανονικά ρήγματα, έχουν επίσης ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Επιπλέον, οι φλέβες στα τείχη της καλδέρας έχουν διεύθυνση ΒΑ ή ΒΒΑ (Mountrakis et al. 1998). Το σύνολο των ρηγμάτων με την ΒΑ διεύθυνση πιθανώς αναπαριστά το πρώτο επακόλουθο της σύγκλισης των πλακών Αφρικής και Ευρασίας (Lyon-Caen et al. 1988, Bornhoff et al 2001, Piper & Perrisoratis 2003).

Κατά το Μέσο-Άνω Τεταρτογενές αναπτύχθηκαν στο τόξο του Νοτίου Αιγαίου καθώς και στις γειτονικές περιοχές, νέα ρήγματα, ενεργά (Piper & Perrisoratis 2003), που συνδέονται χωρικά με την νεότερη ανατολική ομάδα πετρωμάτων του τόξου. Ο παραλληλισμός των ρηγμάτων χαρακτηρίζει σεισμικά ενεργά ρήγματα που διακρίνονται σε κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Β ή ΒΒΔ στο δυτικό τμήμα του τόξου και Πελοπόννησο και σε ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνση ΑΒΑ στο ανατολικό τμήμα του τόξου. Τα ρήγματα αυτά φαίνεται να σχηματίστηκαν κατά το Τεταρτογενές ως αποτέλεσμα στην συνεχή σύγκρουση των πλακών Αφρικής-Ευρασίας. Τα ΑΒΑ-διεύθυνσης ρήγματα συνδέονται με άκρως γρήγορους ρυθμούς καθίζησης των ευρύτερων λεκανών του Νοτίου Αιγαίου και σε πολλές περιπτώσεις με αναστροφή λεκανών. Ρυθμός καθίζησης της τάξης των 2,5 mm/y έχει τεκμηριωθεί κοντά στην Σαντορίνη (Piper & Perrisoratis 2003) και στην Κω (Piper et al. έχει υποβληθεί).

Η διαφοροποίηση του μαγματισμού στο ενεργό ηφαιστειακό τόξο του Νοτίου Αιγαίου επομένως, φαίνεται να σχετίζεται με την αλλαγή στον τεκτονισμό κατά την διάρκεια της εξέλιξης του τόξου. Το δυτικό τμήμα του τόξου που περιλαμβάνει την Αίγινα, τα Μέθανα και τα παλαιότερα πετρώματα της Μήλου και της Σαντορίνης, εμφανίζουν τυπική ανδεσιτική-δακτιτική ηφαιστειότητα Πλειοκαινικής ηλικίας, που συνδέονται με Α-Δ λειστρικά ρήγματα μικρού ρυθμού ολίσθησης. Αντιθέτως, το κεντρικό και ανατολικό τμήμα του τόξου (Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος), του Μέσου-Ανώτερου Τεταρτογενούς, αποτελούνται από θολεϊτικές-ασβεσταλκαλικές λάβες και ογκώδη πυροκλαστικά.

Τα νεότερα αυτά μάγματα επηρεάστηκαν από εφελκυστικές δυνάμεις που τείνουν να είναι μεγαλύτερες στο κεντρικό τμήμα του τόξου (Makris 1977). Η νεότερη αυτή ηφαιστειότητα ξεκίνησε την ίδια περίοδο με την ΑΒΑ διάρρηξη οριζόντιας ολίσθησης (Μέσο-Αν. Τεταρτογενές). Η διάρρηξη και ο εφελκυσμός που επακολούθησε στα ΒΑ ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης του Κατώτερου Τεταρτογενούς, ως συνέπεια της δεξιόστροφης κίνησης των ΑΒΑ ρηγμάτων του Μέσου-Ανώτερου Τεταρτογενούς επέτρεψε

τόσο την άνοδο του μάγματος όσο και την διείσδυση του νερού σε ρηχούς μαγματικούς θαλάμους (Pe-Piper & Piper 2005).

2.3. Παραμόρφωση Μικροπλάκας Αιγαίου Βάσει Γεωφυσικών Μεθόδων

Η περιοχή του Αιγαίου αποτελεί ζώνη ισχυρής σεισμοτεκτονικής παραμόρφωσης, δεδομένου ότι περιβάλλεται από τις πλάκες της Αφρικής, Ευρασίας και Ανατολίας, από τις οποίες και υφίσταται συμπίεση, με αποτέλεσμα να ολισθαίνει προς τα ΝΔ (McKenzie 1972, 1978).

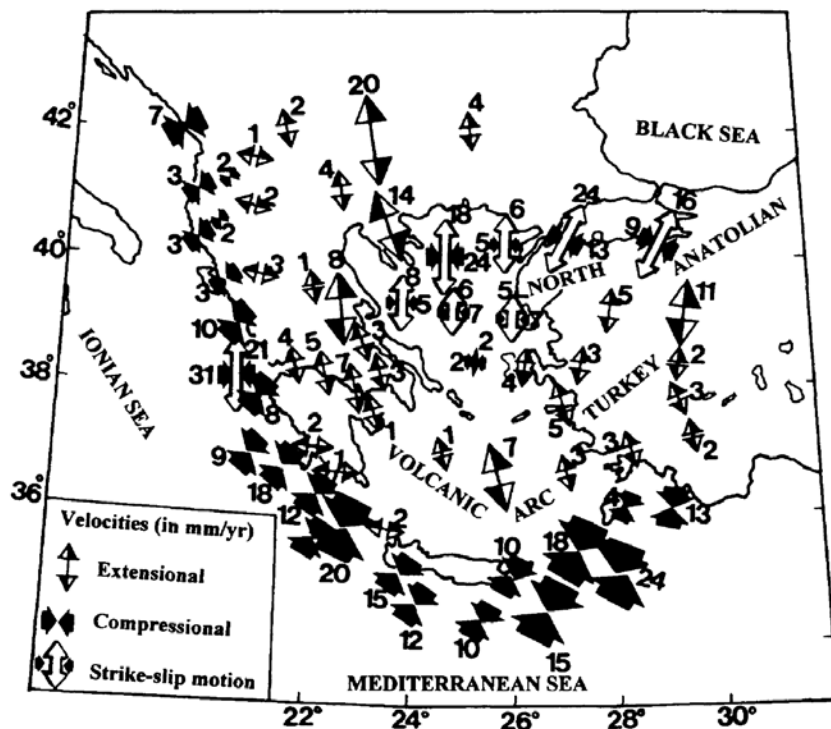
Ο Makris (1976) περιγράφει ότι η παραμόρφωση στην περιοχή του Αιγαίου οφείλεται σε λέπτυνση λόγω της ανόδου υλικού από τον μανδύα. Ο McKenzie (1978) αντιθέτως, εξηγεί ότι ο λεπτός φλοιός οφείλεται σε εφελκυσμό παρά σε λέπτυνση από το ανερχόμενο υλικό του μανδύα. Οι Le Pichon & Angelier (1979, 1981) βάσει γεωφυσικών παρατηρήσεων, ερμηνεύουν την υψηλή θερμική ροή και τον λεπτό φλοιό ως το αποτέλεσμα του εφελκυσμού του φλοιού που προκαλείται από την οπισθοχώρηση του Ελληνικού Τόξου, με ρυθμό που εξαρτάται από την ταχύτητα βύθισης, αλλά και την γωνία βύθισης.

Οι Parazachos et al. (1998) παρουσίασαν την γεωτεκτονική δομή για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Τα κύρια χαρακτηριστικά αποτελούν τα μέτωπα σύγκρουσης των κινούμενων πλακών, ενώ σημαντικές είναι και οι τιμές των ταχυτήτων που έχουν παρατηρηθεί για την κίνησή τους. Συγκεκριμένα, με σταθερή την Ευρώπη:

- Η Αφρικανική πλάκα κινείται με ταχύτητα 10 mm/yr προς τον Βορρά.
- Η πλάκα της Ανατολίας κινείται με ταχύτητα 25 mm/yr προς την Δύση.
- Η πλάκα του Αιγαίου κινείται με ταχύτητα 45 mm/yr προς τα Νοτιοδυτικά.

Η ταχύτητα παραμόρφωσης όπως εκτιμήθηκε από σεισμικές πηγές της ευρύτερης περιοχής, παρουσιάζεται από τους Parazachos & Kiratzi (1996) στο Σχήμα 2.6. Το κύριο χαρακτηριστικό του χάρτη είναι οι μεγάλες τιμές παραμόρφωσης που παρατηρούνται στο Νότιο Αιγαίο, όπου μεγάλες συμπιεστικές δυνάμεις ελέγχουν το πεδίο τάσης, όταν στην βόρεια μικροπλάκα του Αιγαίου παρατηρούνται μικρότερες τιμές παραμόρφωσης με εφελκυστικές δυνάμεις.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν την ενεργή τεκτονική του Νοτίου Αιγαίου αλλά και το είδος παραμόρφωσης που προέκυψε από προηγούμενες μελέτες (Taymaz et al. 1990, 1991, Kiratzi & Papazachos 1995, Papazachos & Kiratzi 1996) οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών ($M > 4.9$) ρηχού και ενδιάμεσου βάθους, απέδωσαν διαφορετική συμπεριφορά στο ανατολικό τόξο

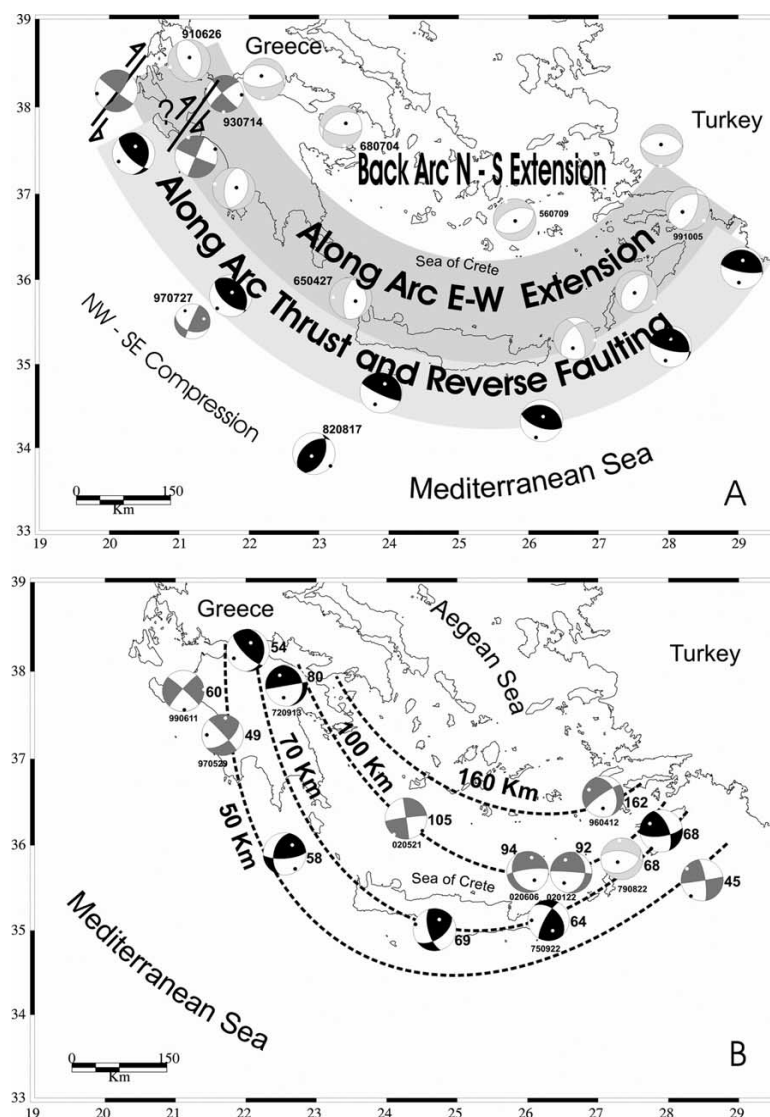


Σχήμα 2.6: Ταχύτητες παραμόρφωσης βάσει σεισμικών πηγών (Papazachos & Kiratzi 1996).

σε σχέση με το δυτικό και κεντρικό (Benetatos et al. 2004). Πιο συγκεκριμένα οι άξονες σύγκλισης του πεδίου τάσεων στο ανατολικό τμήμα, τόσο για ρηχά όσο και για βαθύτερα γεγονότα, διατηρούν την ίδια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, παράλληλη στο τόξο (Σχήμα 2.7). Αντιθέτως, στο δυτικό και κεντρικό τμήμα του τόξου παρατηρείται μία καθαρή διαφοροποίηση μεταξύ ρηχών και βαθύτερων γεγονότων. Για μικρά εστιακά βάθη (< 40 km) αποδεικνύεται συμπίεση με διεύθυνση Β-Ν στο εξωτερικό τμήμα του τόξου, εφελκυσμός με διεύθυνση Α-Δ στο εσωτερικό τμήμα του τόξου και επίσης εφελκυσμός βόρεια του ηφαιστειακού τόξου με διεύθυνση Β-Ν.

Η διαφοροποίηση κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου ενισχύεται και από παλαιομαγνητικά δεδομένα. Παλαιομαγνητικά αποτελέσματα Καινοζωικής ηλικίας υποδηλώνουν διαφορετικό χαρακτήρα περιστροφής κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου

(Kissel & Laj 1988). Συγκεκριμένα βρέθηκε δεξιόστροφη περιστροφή (CW) στο δυτικό τμήμα του τόξου, αριστερόστροφη (CCW) στο ανατολικό τμήμα και καμία είδους περιστροφή στο νότιο τμήμα του τόξου. Τα αποτελέσματα αυτά ταιριάζουν με άλλα δεδομένα που έχουν δοθεί από τους Horner (1983), Horner & Freeman (1983), Lovlie et al. (1989), Marton et al. (1990). Η Kondoroulou (2000) συνοψίζοντας όλα τα παλαιομαγνητικά αποτελέσματα που έχουν αναφερθεί έως σήμερα για τον Ελλαδικό χώρο, συμπεραίνει ότι η αριστερόστροφη περιστροφή υπερिशύει στις εσωτερικές Ελληνίδες, ενώ στις εξωτερικές Ελληνίδες εφαρμόζονται δεξιόστροφες περιστροφές.



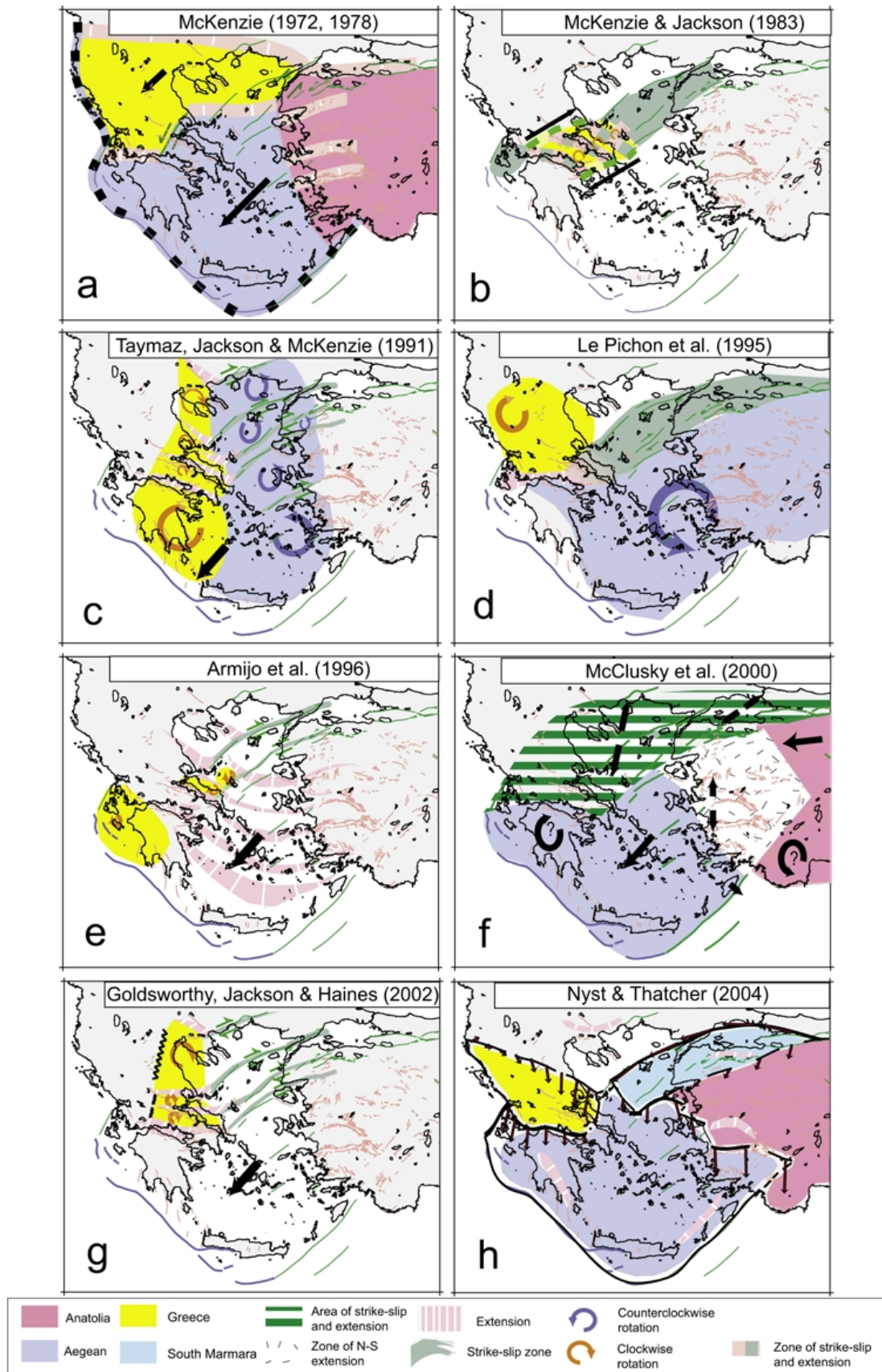
Σχήμα 2.7: Συνοπτική κατανομή μηχανισμών γένεσης του Ελληνικού Τόξου, για εστιακά βάθη (α) μικρότερα των 40 km, και (β) μεγαλύτερα από 40 km, με το βαθύτερο γεγονός στα 162 km (Benetatos et al. 2004).

2.4. Παραμόρφωση Μικροπλάκας Αιγαίου Βάσει GPS

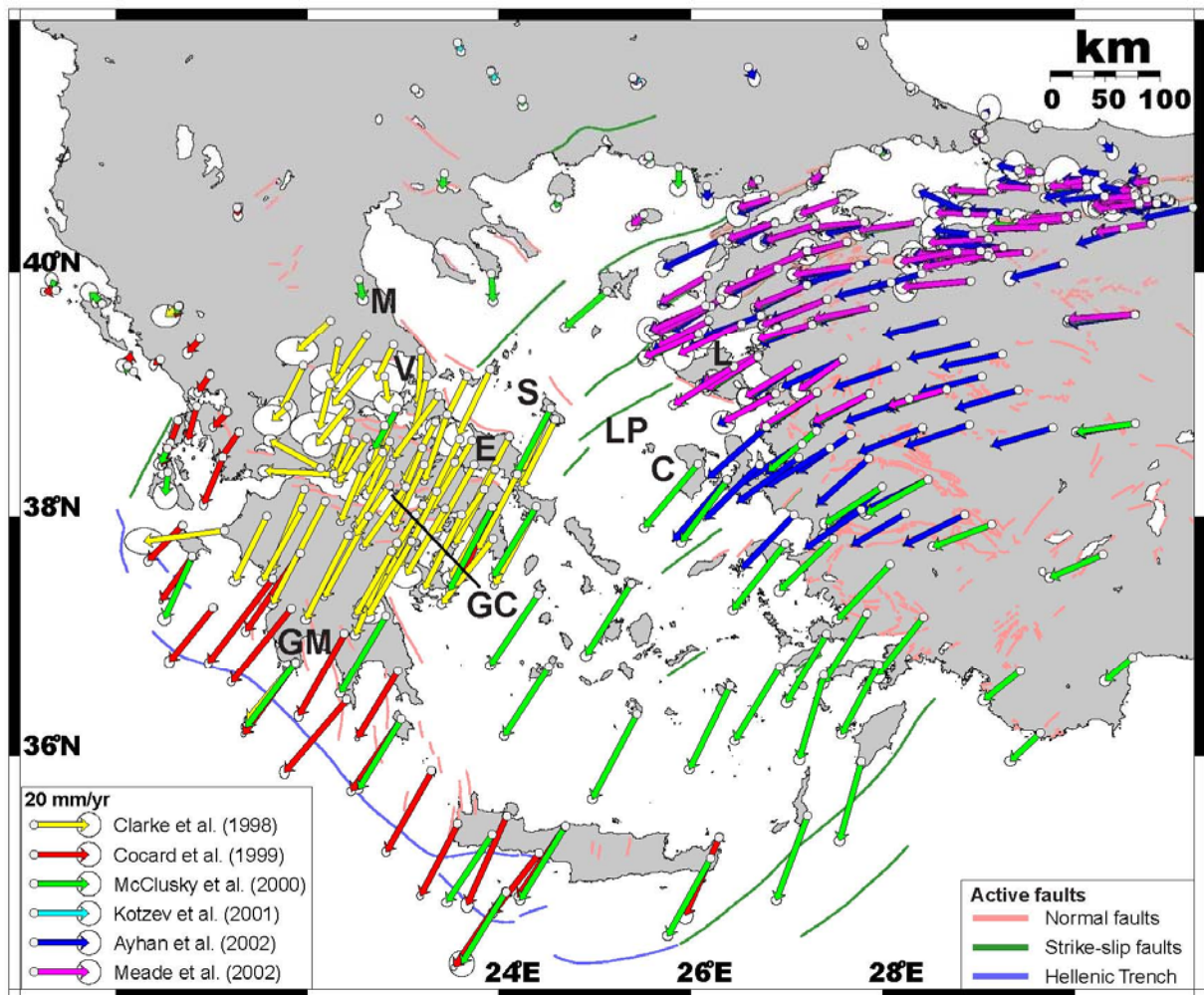
Για την περιοχή του Αιγαίου, έχουν προταθεί πολλά κινηματικά μοντέλα (McKenzie 1972, 1978, McKenzie & Jackson 1983, 1986, Papamarinopoulos et al. 1985, Taymaz et al. 1991, Le Pichon et al. 1995, Armijo et al. 1996, McClusky et al. 2000, Goldsworthy et al. 2002, Nyst & Thatcher 2004). Αρχικά, ο McKenzie (1970) παρουσίασε ένα μοντέλο τριών μικροπλάκων: του Νοτίου Αιγαίου, του Βορειοδυτικού Αιγαίου και της Ανατολίας. Ένα διαφορετικό μοντέλο αποτελούμενο εκ δύο τεμαχίων, ένα ανατολικό και ένα δυτικό, προτάθηκε από τους Taymaz et al. (1991) ενώ λίγο αργότερα οι Le Pichon et al. (1995) πρότειναν το μοντέλο της μικροπλάκας του Νοτίου Αιγαίου–Δυτικής Ανατολίας που περιστρέφεται αριστερόστροφα (Σχήμα 2.8). Νεότερα κινηματικά μοντέλα περιγράφονται παρακάτω και υποδεικνύουν μικρή έως μηδαμινή ενεργή εφελκυστική παραμόρφωση στο μεγαλύτερο μέρος του Κεντρικού και Νοτίου Αιγαίου (McClusky et al. 2000). Το γεγονός αυτό έρχεται σε αντίθεση με τον εφελκυσμό που παρατηρήθηκε στο παρελθόν (Ολιγόκαινο.-Ανώτερο Μειόκαινο) που είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία εφελκυστικών λεκανών, οι οποίες οριοθετήθηκαν κατά κύριο λόγο από εφελκυστικές δομές, παράλληλες στο τόξο (Mercier et al. 1989, Papanikolaou 1993).

Ένα πρώτο μοντέλο, των McClusky et al. (2000), υποδεικνύει ότι το Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο κινείται προς τα ΝΔ, με 30 mm/yr, σε σχέση με την Ευρασία, με μικρή εσωτερική παραμόρφωση (<2 mm/y). Παρόμοια αποτελέσματα παρουσίασαν και οι Kahle et al. (1998) σύμφωνα με τα οποία η μικροπλάκα του Αιγαίου μετακινείται με ~35 mm/yr προς τα ΝΔ, σε σχέση με την Ευρασία, και κυριαρχείται από εφελκυσμό διεύθυνσης Β–Ν. Η περιοχή μεταξύ του Ηφαιστειακού Τόξου (37°-38°N) και του μη ηφαιστειακού Ελληνικού τόξου (35°-36°N) χαρακτηρίζεται από σχετικά μικρούς ρυθμούς παραμόρφωσης. Οι Kreemer & Chamot-Rooke (2004) διατυπώνουν ότι το Νότιο Αιγαίο μπορεί να θεωρηθεί ως μία μοναδική κινηματική ενότητα που αποκαλύπτει ασήμαντη εσωτερική παραμόρφωση. Το Αιγαίο κινείται με 33-34 mm/yr προς την σταθερή Αφρική (Νούμπια), με διεύθυνση $N24^{\circ}E \pm 1^{\circ}$.

Το πεδίο ταχυτήτων όπως έχει υπολογιστεί βάσει της κινηματικής GPS (Clarke et al. 1998, Cocard et al. 1999, McClusky et al. 2000, Kotzev et al. 2001, Ayhan et al. 2002, Meade et al. 2002), καθορίζει ότι η τρέχουσα παραμόρφωση του Αιγαίου, περιγράφεται βάσει κινήσεων μικροπλάκων (Σχήμα 2.9). Ανεξαρτήτως της πολυπλοκότητας της τεκτονικής του



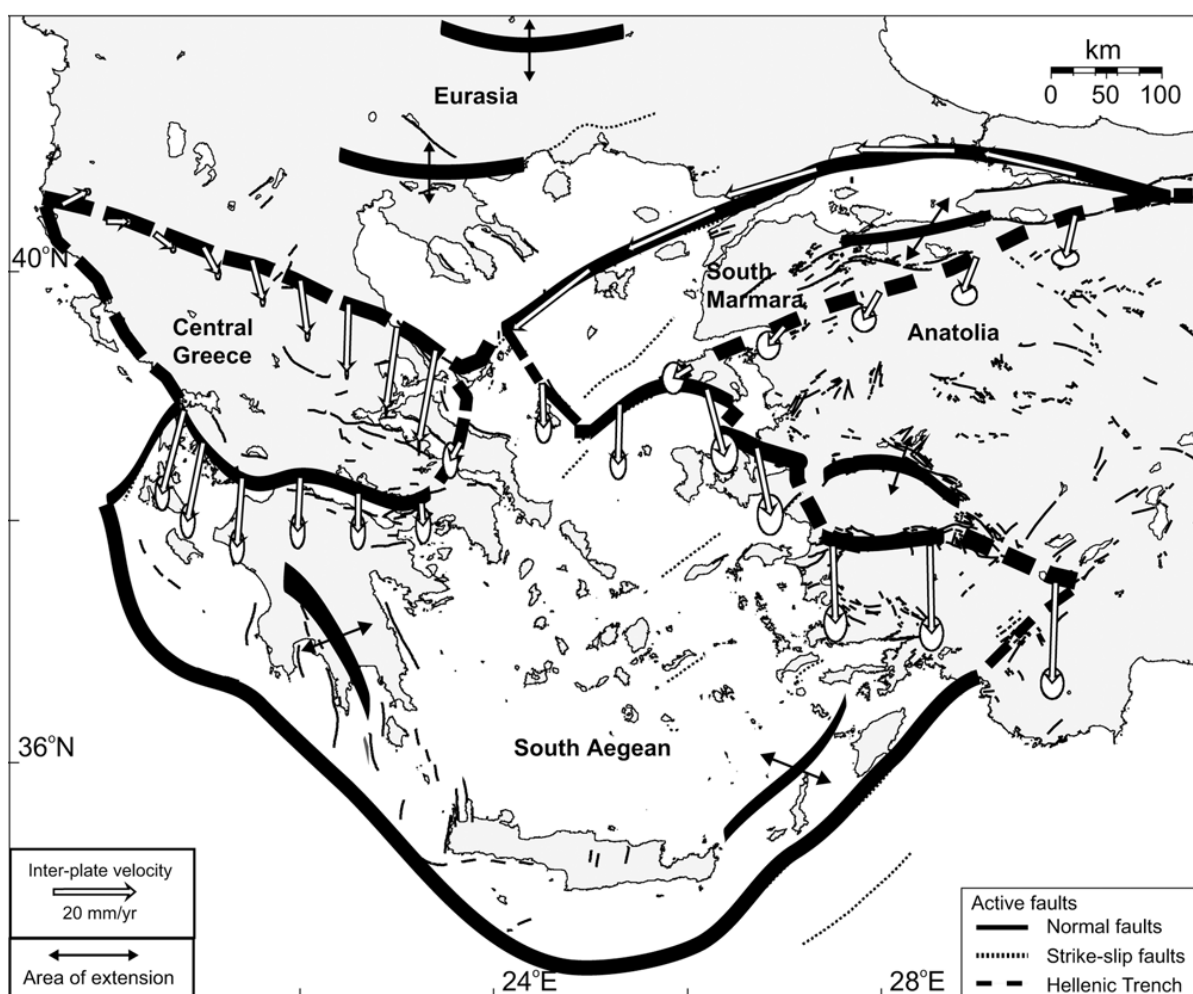
Σχήμα 2.8: Κινηματικά μοντέλα της τεκτονικής του Αιγαίου (Nyst & Thatcher 2004).



Σχήμα 2.9: Απεικόνιση του πεδίου ταχυτήτων GPS, σε σχέση με την σταθερή Ευρώπη (βόρειο τμήμα του χάρτη). Οι ελλείψεις δηλώνουν σφάλμα 1σ (Nyst & Thatcher 2004).

Αιγαίου, ένα μοντέλο τεσσάρων πλακών (Κεντρική Ελλάδα, Ανατολία, Νότιο Αιγαίο, Νότιος Μαρμαράς) δύναται να εξηγήσει αρκετά καλά την παρατηρηθείσα παραμόρφωση σύμφωνα με τους Nyst & Thatcher (2004) (Σχήμα 2.10). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, (α) η Ανατολία κινείται προς τα ΔΝΔ με 15 έως 25 mm/yr, σε σχέση με την Ευρώπη, (β) το νότιο Αιγαίο και μέρος της Πελοποννήσου κινείται προς τα ΝΝΔ με ~30 mm/yr, (γ) η κεντρική Ελλάδα περιστρέφεται δεξιόστροφα, με ταχύτητες από 5 mm/yr στην ΒΔ Ελλάδα, 20 mm/yr στον Βόλο και 30 mm/yr στην Εύβοια. Τα παραπάνω χαρακτηριστικά του πεδίου ταχυτήτων τη χρήση GPS, αντανακλούν τις κινήσεις των σταθερών τεμαχίων της κεντρικής Ελλάδας, της Ανατολίας και του Νοτίου Αιγαίου. Η σημερινή παραμόρφωση του Αιγαίου οφείλεται επομένως στην σχετική κίνηση των τεσσάρων πλακών καθώς και στην παραμόρφωση ορισμένων εσωτερικών ζωνών. Οι ζώνες αυτές που είναι εφελκυστικού

χαρακτήρα, δεν σχετίζονται απευθείας με την κίνηση των τεσσάρων αναγνωρισμένων πλακών. Οι ρυθμοί παραμόρφωσης στο εσωτερικό των εφελκυστικών ζωνών παραμόρφωσης κυμαίνονται από 30 έως 50 nstrain/yr και είναι ουσιαστικά 1 με 2 βαθμούς μικρότεροι από τους ρυθμούς που παρατηρούνται στα όρια των κύριων μικροπλακών. Σε κάθε μία από τις ζώνες αυτές, ο προσανατολισμός του εφελκυστικού άξονα παραμόρφωσης συμφωνεί σε γενικές γραμμές, με το εντατικό πεδίο που προέκυψε από μηχανισμούς γένεσης σεισμών.



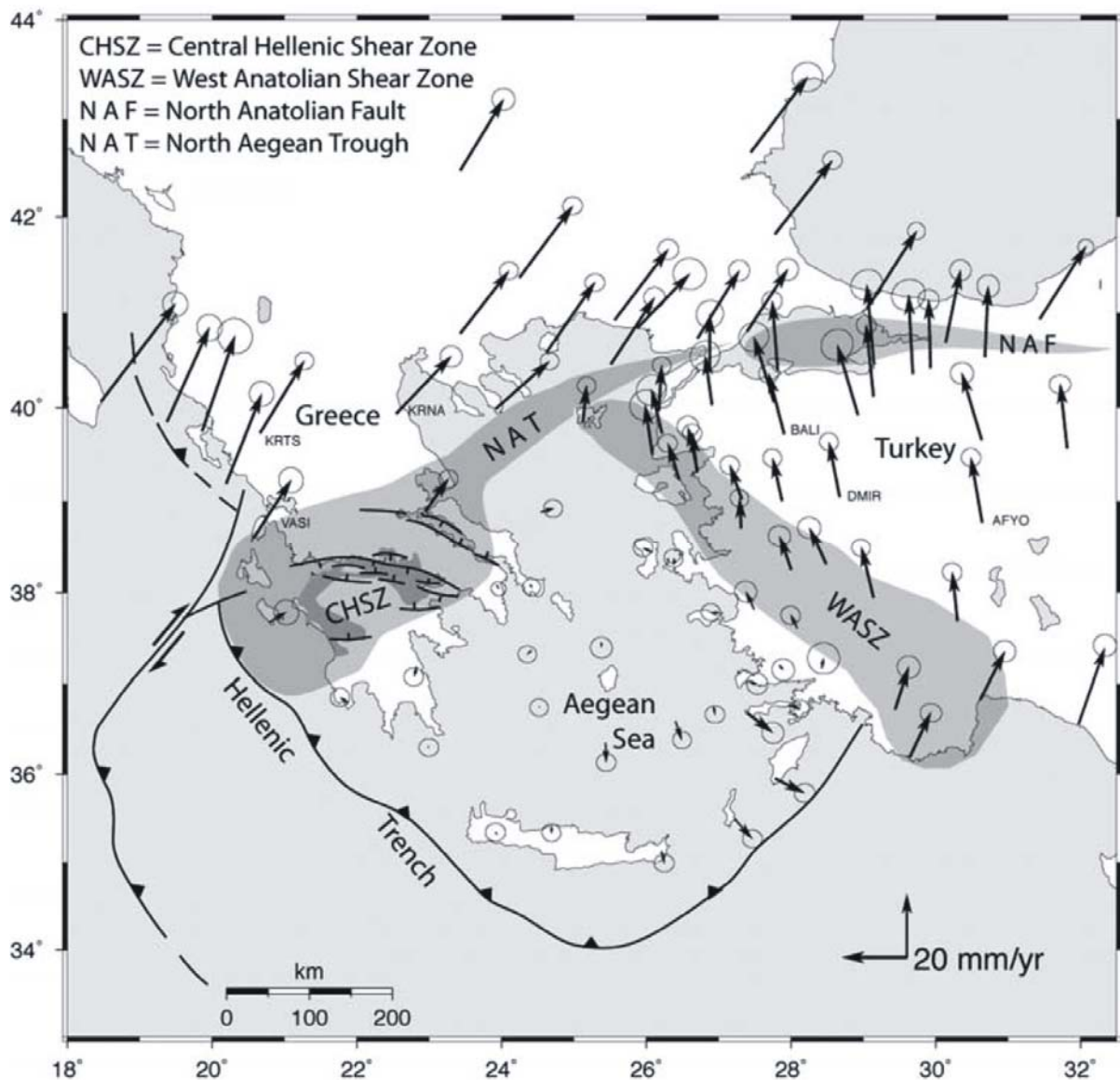
Σχήμα 2.10: Σχηματικός χάρτης των σταθερών μικροπλακών και των προσεγγιστικών ορίων τους, όπως προέκυψαν από αποτελέσματα GPS, την κατανομή των ενεργών ρηγμάτων και από επιλύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών. Οι σχετικές κινήσεις που υπολογίστηκαν κατά μήκος των ορίων των μικροπλακών, δηλώνονται με βέλη που υποδεικνύουν την κίνηση του νότιου τέμαχους σε σχέση με το βόρειο. Οι ελλείψεις δηλώνουν σφάλμα 2σ (Nyst & Thatcher 2004).

Το πεδίο τάσεων στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου υποθέτει τοπικό εφελκυσμό σε αρκετές υποπεριοχές της μικροπλάκας. Στην Νότια Πελοπόννησο, κοντά στον Κόλπο της Μεσσηνίας, παρατηρείται εφελκυσμός, με ρυθμό ~ 5 mm/yr και διεύθυνση Α-Δ. Η κύρια εφελκυστική παραμόρφωση με μέσο ρυθμό εφελκυσμού 46 ± 20 nstrain/yr, είναι περίπου κάθετη στα ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής (Lyon-Caen et al. 1988, Armijo et al. 1992). Στο ΝΑ Αιγαίο λαμβάνει χώρα εφελκυσμός με 5-10 mm/yr και διεύθυνση Α-Δ. Ο ρυθμός της κύριας εφελκυστικής παραμόρφωσης είναι 47 ± 20 nstrain/yr και ο κύριος άξονας της προσανατολίζεται κατά $B115^\circ A$. Ο προσανατολισμός αυτός συμφωνεί με τον προσανατολισμό $B103^\circ A$ του Πλειο-Πλειστοκαινικού εφελκυσμού που περιγράφεται στην τεκτονοστρωματογραφική μελέτη του ten Veen & Kleinspehn (2002).

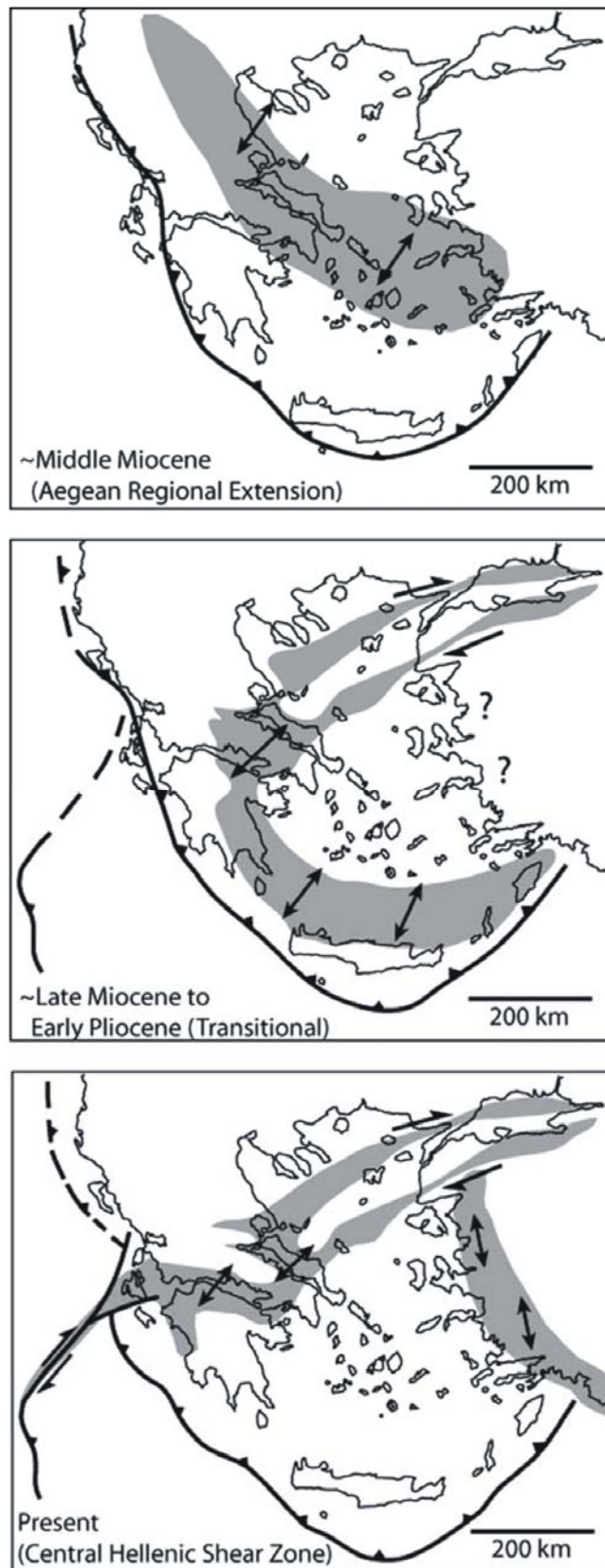
Οι McClusky et al. (2000) σημειώνουν παραμόρφωση στις ίδιες περιοχές. Ένα μεγάλο μέρος του ΝΔ Αιγαίου -νοτιότερα από $39^\circ N$ γεωγραφικού πλάτους- εμφανίζει μικρή εσωτερική παραμόρφωση (< 2 mm). Επιπλέον, γεωδαιτικοί σταθμοί του νοτίου τμήματος της Πελοποννήσου υποδηλώνουν ότι η περιοχή κινείται σύμφωνα με το Αιγαίο. Ωστόσο, διατηρώντας σταθερό το Αιγαίο αποδεικνύεται δεξιόστροφη περιστροφή της Πελοποννήσου. Στο ίδιο σύστημα αναφοράς, σταθμοί του ΝΑ Αιγαίου, αποκλίνουν σημαντικά από την γενική κίνηση του Νοτίου Αιγαίου, υποδεικνύοντας αυξανόμενες ταχύτητες προς την τάφρο που προσεγγίζουν τα 10 ± 1 mm/yr. Το είδος της σχετικής κίνησης στο ΝΑ Αιγαίο υποστηρίζεται από μηχανισμούς γένεσης σεισμών κανονικών ρηγμάτων. Η γρήγορη κίνηση του ΝΑ Αιγαίου πιθανόν να οφείλεται στην γρήγορη κίνηση της υποβυθιζόμενης πλάκας.

Σύμφωνα με τους Paranikolaou & Royden (2007) ο εφελκυσμός στην περιοχή του Αιγαίου συνεχίζει έως σήμερα, αλλά η τοποθέτησή του στο χώρο-χρόνο μέγεθος καθώς και η διεύθυνση του έχουν μεταβληθεί. Ο ενεργός εφελκυσμός λαμβάνει χώρα πρωτίστως στις ευρείς ζώνες διάτμησης που περιβάλλουν την βορειοδυτική και ανατολική πλευρά της μικροπλάκας του Αιγαίου (Σχήμα 2.11), με την δεξιόστροφη ολίσθηση και τον εφελκυσμό στο ΒΔ όριο (Ενεργή Ελληνική Ζώνη Διάτμησης) και την αριστερόστροφη ολίσθηση και τον εφελκυσμό κατά μήκος του ανατολικού ορίου (Δυτική Ρηξιγενής Ζώνη Ανατολίας). Η μεταβολή της θέσης και του είδους παραμόρφωσης στην περιοχή του Αιγαίου αναπαριστά τον τερματισμό του ευρύτερου εφελκυσμού και της αντικατάστασης του από διεφελκυστικά όρια ζωνών διάτμησης που τέμνουν την Κεντρική Ελλάδα και την Δυτική Τουρκία (Σχήμα 2.12). Η εν λόγω μετάβαση εμφανίζει την ίδια ηλικία περίπου με την

έναρξη της γρήγορης δεξιόστροφης ολίσθησης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και της καθίζησης της τάφρου του Βορείου Αιγαίου, όπου χρονολογείται στο Κατώτερο Πλειόκαινο, πιθανόν και στο Ανώτερο Μειόκαινο (Sengor 1979, Dinter 1998, Armijo et al. 1999, Sengor et al. 2004).

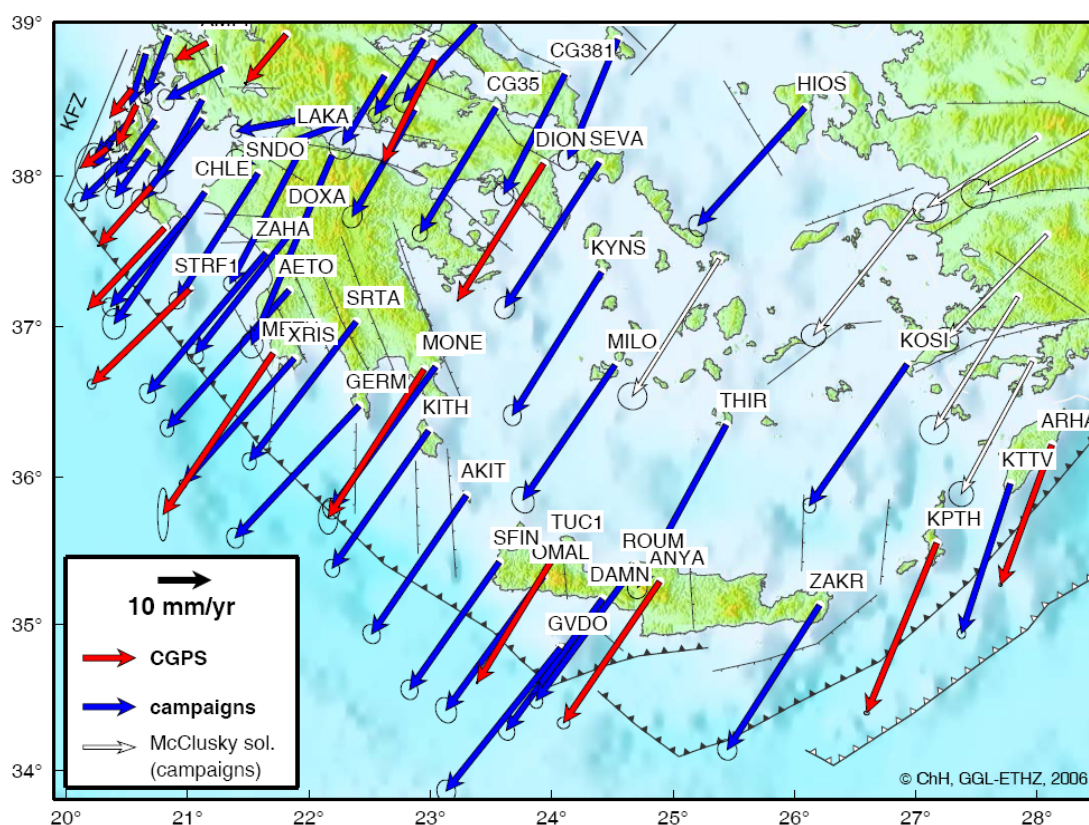


Σχήμα 2.11: Μέσες ταχύτητες παραμόρφωσης (McClusky et al. 2000) της μικροπλάκας του Αιγαίου (ως προς την μικροπλάκα Αιγαίου). Οι σκιασμένες περιοχές αναδεικνύουν την προσεγγιστική θέση των διεφελκυστικών ζωνών του πεδίου διάτμησης, οριοθετώντας το ΒΔ (Κεντρικής Ελληνικής Ζώνης Διάτμησης, CHSZ) και το ΒΑ (Δυτική Ρηξιγενής Ζώνη Ανατολίας, WASZ) άκρο της μικροπλάκας του Αιγαίου (Papanikolaou & Royden 2007).

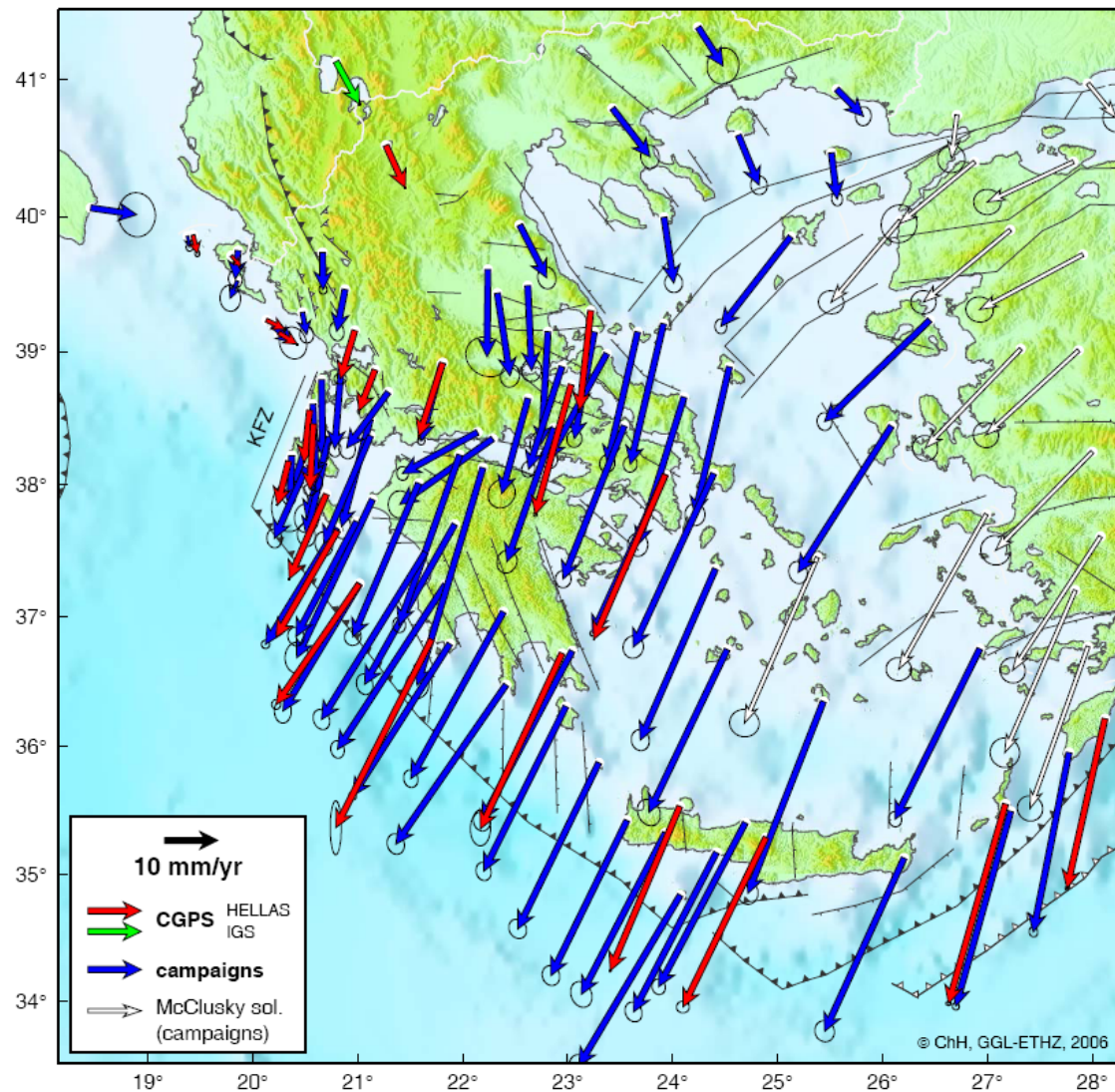


Σχήμα 2.12: Εξέλιξη της παραμόρφωσης στην περιοχή του Αιγαίου, από το Μέσο Μειόκαινο έως σήμερα, με την λήξη του ευρύτερου εφελκυσμού και την προοδευτική ανάπτυξη της Κεντρικής Ελληνικής Ζώνης Διάτμησης (CHSZ) (Papanikolaou & Royden 2007).

Το γεωδυναμικό καθεστώς του Νοτίου Αιγαίου σύμφωνα με πρόσφατη έρευνα (Hollenstein 2006), το οποίο είναι σύμφωνο με προηγούμενες μελέτες (McClusky et al. 2000), απεικονίζεται στα Σχήματα 2.13 και 2.14 με σταθερή την Ευρασία και την Αφρική, αντίστοιχα. Ο ρυθμός κίνησης του Ηφαιστειακού Τόξου είναι περίπου ίδιος για όλα τα επί μέρους νησιωτικά ηφαιστειακά κέντρα. Αναλυτικότερα, η Κως κινείται με 33 mm/yr, η Σαντορίνη με 35,7 mm/yr και η Μήλος με 31,4 mm/yr. Το πεδίο ταχυτήτων της Ελλάδας σε σχέση με το Νότιο Αιγαίο παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.11. Το ΝΑ τμήμα της Ελληνικής ενδοχώρας και της Εύβοιας, η ΝΑ περιοχή της Πελοποννήσου, οι Κυκλάδες εξαιρουμένης της Σαντορίνης και όλη η Κρήτη αποτελούν ένα σταθερό τέμαχος με μικρή εσωτερική παραμόρφωση ($<2,8$ mm/yr). Διαφορετικές ταχύτητες σημειώνονται στο ανατολικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου, με τα νησιά της Καρπάθου και Ρόδου να κινούνται με 8-10 mm/yr σε ΝΑ και Α διεύθυνση, αντίστοιχα.



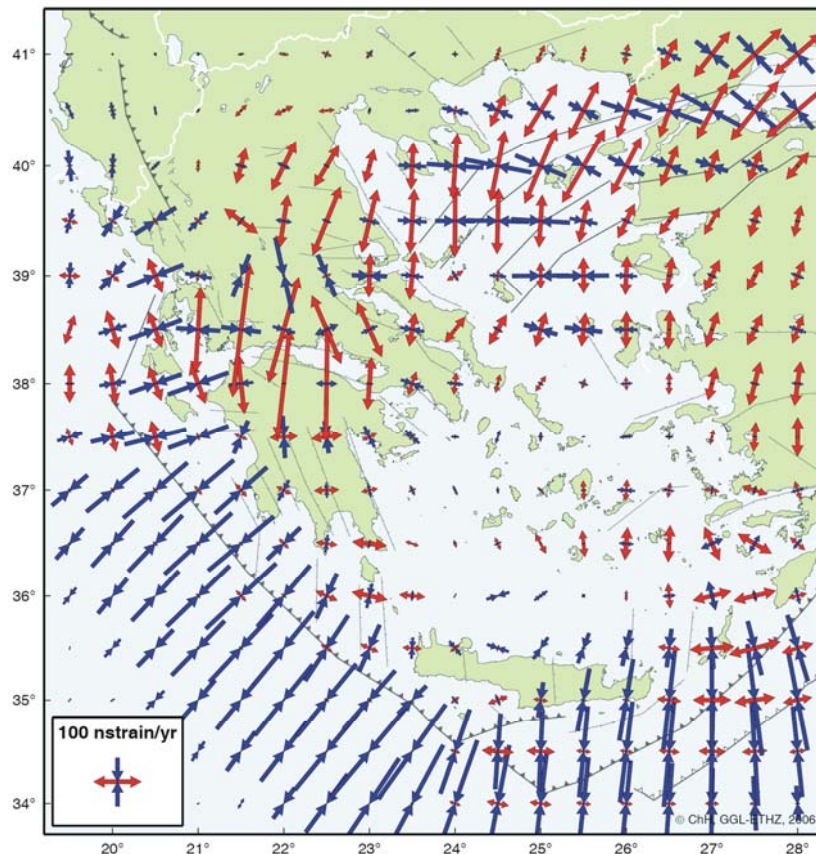
Σχήμα 2.13: Ταχύτητες GPS για το Νότιο Αιγαίο και το Ελληνικό Τόξο, με σταθερή την Ευρώπη, για το διάστημα 1993-2003 (Hollenstein 2006).



Σχήμα 2.14: Ταχύτητες GPS για το Νότιο Αιγαίο και το Ελληνικό Τόξο, με σταθερή την Αφρική, για το διάστημα 1993-2003 (Hollenstein 2006).

Το μοντέλο παραμόρφωσης που αναπτύχθηκε πρόσφατα για την περιοχή του Αιγαίου (Hollenstein 2006), μέσω μετρήσεων GPS, αναπαρίσταται στο Σχήμα 2.15 όπου απεικονίζει τους κύριους άξονες εφελκυσμού και συμπίεσης. Τα αποτελέσματα που συμφωνούν με προγενέστερες μελέτες (Kahle et al. 1998, 2000; Peter 2000) υποδηλώνουν:

- Συμπίεση κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, κάθετη στο δυτικό τμήμα και αριστερόστροφης οριζόντιας ολίσθησης στο ανατολικό τμήμα.
- Μεγάλη δεξιόστροφη διάτμηση κατά μήκος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου και των παράλληλων ρηγμάτων (έως 150 nstrain/yr).



Σχήμα 2.15: Κύριοι άξονες του ταχυστή της τάσης (nstrain/yr). Τα κόκκινα βέλη υποδεικνύουν συμπίεση, τα μπλε βέλη εφελκυσμό (Hollenstein 2006).

- Δεξιόστροφη διάτμηση κατά μήκος του ρήγματος της Κεφαλληνίας (έως 100 nstrain/yr).
- Μεγάλο εφελκυσμό κατά μήκος του Κορινθιακού Κόλπου (έως 400 nstrain/yr).
- Εφελκυσμό στο μεγαλύτερο μέρος των ρηγμάτων της Ελληνικής Ενδοχώρας και της Πελοποννήσου καθώς και στα ρήγματα με διεύθυνση Β-Ν κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου.
- ΒΒΑ-ΝΝΔ συμπίεση στην Ήπειρο.
- Το Νότιο Αιγαίο χαρακτηρίζεται από πολύ μικρούς ρυθμούς παραμόρφωσης. Εξαίρεση αποτελεί το νοτιοανατολικό τμήμα, που επιδεικνύει εφελκυσμό.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΔΙΑΣΤΗΜΙΚΕΣ ΤΕΧΝΙΚΕΣ

3.1. ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑ PANTAR-INSAR

3.1.1. Γενικές Αρχές Τηλεπισκόπησης SAR

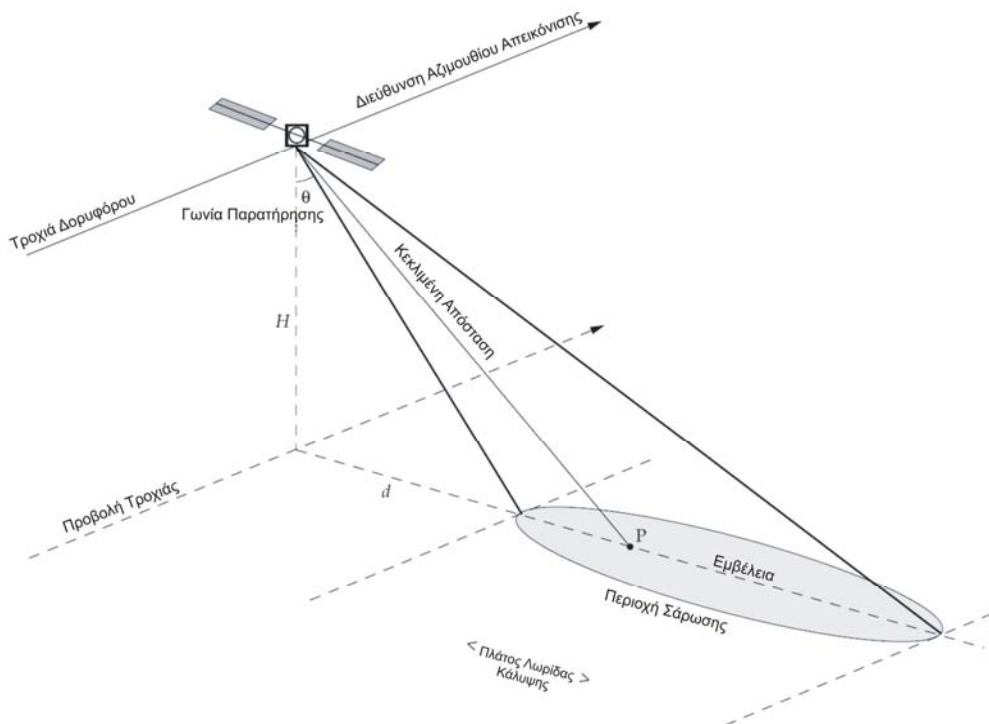
Τα συστήματα Ραντάρ (**RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging, **R**adar) αναπτύχθηκαν για να ανιχνεύουν την θέση αντικειμένων μέσω της διάδοσης και λήψης ράδιο κυμάτων. Σε ένα συμβατικό εικονοληπτικό ραντάρ, η κεραία του ραντάρ εκπέμπει και λαμβάνει παλμούς ηλεκτρικής ενέργειας στην μικροκυματική συχνότητα, με μήκη κύματος της τάξης του ενός έως μερικών δεκάδων εκατοστών (Πίνακας 3.1). Η απεικόνιση ραντάρ, βάσει του μικρού μήκους κύματος, καθίσταται δυνατή σε σχεδόν όλες τις κλιματικές συνθήκες (όπως ομίχλη, βροχή, χιόνι και νέφη), ανεξαρτήτως των συνθηκών του ηλιακού φωτισμού (Lillesand & Kiefer 2000). Η επίδραση της ατμόσφαιρας και τα χαρακτηριστικά της αντήχησης από το έδαφος εξαρτώνται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας του ραντάρ. Οι δορυφόροι ERS (*European Remote Sensing*) και ENVISAT (*European Space Agency Environmental Satellite*), χρησιμοποιούν την ζώνη C, με συχνότητα 5,3 GHz και μήκος κύματος 5,66 cm.

Πίνακας 3.1

Συχνότητα & Αντίστοιχο Μήκος Κύματος Ζωνών Μικροκυματικής Περιοχής
(Lillesand & Kiefer 2000)

Ζώνη Συχνοτήτων	Μήκος Κύματος (cm)	Συχνότητα (GHz)
K _α	0,75-1,1	40-26,5
K	1,1-1,67	26,5-18
K _α	1,67-2,4	18-12,5
X	2,4-3,75	12,5-8
C	3,75-7,5	8-4
S	7,5-15	4-2
L	15-30	2-1
P	30-100	1-0,3

Η τηλεπισκόπιση με ραντάρ πραγματοποιείται μέσω συστημάτων που χρησιμοποιούν μία σταθερή κεραία, η οποία στρέφεται και σαρώνει την επιφάνεια της Γης από την μία πλευρά της πλατφόρμας (αεροπλάνο, δορυφόρος) (Σχήμα 3.1). Τα συστήματα αυτά αποκαλούνται ραντάρ SLR (*side-looking radar*). Σε ένα σύστημα SLR, οι παλμοί της μικροκυματικής ενέργειας διαχέονται από την μία πλευρά του μέσου διάδοσης, σε διεύθυνση κάθετη στην τροχιά πτήσης, σχηματίζοντας με την κατακόρυφο γωνία παρατήρησης θ (*look angle*).



Σχήμα 3.1: Γεωμετρία πλευρικής απεικόνισης συστημάτων εικονοληπτικών ραντάρ.

Η κατεύθυνση στην οποία κινείται η πλατφόρμα του ραντάρ καλείται διεύθυνση του αζιμούθιου της απεικόνισης (*azimuth direction*). Η διεύθυνση στην οποία το ραντάρ εκπέμπει και λαμβάνει ακτινοβολία καλείται διεύθυνση απόστασης της απεικόνισης ή της εμβέλειας της απεικόνισης (*range direction*). Η γεωμετρία ενός SLR δορυφόρου αναπαρίσταται στο Σχήμα 3.1. Η δέσμη των μικροκυματικών παλμών που εκπέμπεται πλαγίως και εγκαρσίως στην διεύθυνση πτήσης χαρακτηρίζει μία περιοχή που ονομάζεται πλάτος της λωρίδας κάλυψης (*swath*). Η διεύθυνση κατά την οποία εκπέμπεται η δέσμη

ραντάρ καλείται διεύθυνση κεκλιμένης απόστασης (*slant range* ή *Line Of Sight-LOS*), ενώ η προβολή της στο έδαφος δίδει την εμβέλεια (*ground range*). Για τους Ευρωπαϊκούς δορυφόρους ERS-1 και ERS-2, το ύψος H των δορυφόρων από το έδαφος είναι 785 km, η περιοχή σάρωσης που αρχικά δεξιότερα κατά $d=250$ km της προβολής της τροχιάς στο έδαφος, καλύπτει 100 km σε μήκος και 4,8 km σε πλάτος. Η γωνία παρατήρησης θ προσεγγίζει τις 20° . Αν ληφθεί υπ' όψιν το ελλειψοειδές σχήμα της Γης, χωρίς τοπογραφία, τότε η γωνία πρόσπτωσης στο κέντρο του πλάτους της λωρίδας κάλυψης θα είναι σχεδόν 23° , ενώ στα δύο άκρα της περιοχής σάρωσης θα είναι $19,35^\circ$ και $26,50^\circ$. Στους δορυφόρους ENVISAT, η γωνία πρόσπτωσης κυμαίνεται μεταξύ 15° - 45° , η λωρίδα κάλυψης από 58-405 km και η χωρική τους ανάλυση από 30-150 m.

Κύριο χαρακτηριστικό ενός συστήματος ραντάρ αποτελεί η διακριτική του ικανότητα και στις δύο διευθύνσεις. Η διακριτική ικανότητα στην διεύθυνση της εμβέλειας καθορίζεται από το μήκος του εκπεμπόμενου μικροκυματικού παλμού και την γωνία παρατήρησης, ενώ η αζιμουθιακή διακριτική ικανότητα εξαρτάται από το μήκος της κεραίας. Όσο μεγαλύτερη είναι η κεραία και μικρότερο το μήκος του παλμού, τόσο καλύτερη η διακριτική ικανότητα της απεικόνισης (Elachi 1987, Lillesand & Kiefer 2000). Ωστόσο στην πράξη, περιορισμοί στο μήκος της κεραίας και στην ισχύ του μικροκυματικού παλμού παρουσιάζουν σημαντικά προβλήματα στην επίτευξη της καλής διακριτικής ικανότητας. Η δυσκολία αυτή αντιμετωπίζεται με τα συστήματα SAR (Synthetic Aperture Radar).

Τα ραντάρ τηλεπισκόπισης δύναται να διαιρεθούν σε δύο κατηγορίες: (α) του πραγματικού και (β) του συνθετικού ανοίγματος (SAR). Τα ραντάρ του πραγματικού ανοίγματος εκπέμπουν και λαμβάνουν μικροκυματικά σήματα με ένα σταθερό μήκος κεραίας. Η μεταφορά επομένως μιας μεγάλης μήκους κεραίας, περιορίζει την ικανότητά τους να παράγουν άριστη διακριτική ικανότητα σε εφαρμογές τηλεπισκόπισης. Για την επίλυση του προβλήματος, σχεδιάστηκε το ραντάρ συνθετικού ανοίγματος που προσομοιώνει ή συνδυάζει κεραίες πολύ μεγάλου μήκους. Το ραντάρ συνθετικού ανοίγματος αποτελεί μία τεχνική καταγραφής και επεξεργασίας δεδομένων, που βελτιώνει σημαντικά την διακριτική ικανότητα σημειακών στόχων, τόσο στην διεύθυνση αζιμουθίου, όσο και στην διεύθυνση της εμβέλειας, τη χρήση αλγορίθμων στηριζόμενων σε χαρακτηριστικά του σήματος και στην γεωμετρία απεικόνισης. Οι αντιπροσωπευτικές διακριτικές ικανότητες στην τηλεπισκόπιση SAR κυμαίνονται μεταξύ 10-100 m, ενώ είναι

πιθανή η διακριτική ικανότητα μικρότερης τάξης (Curlander & McDonough 1991, Bamler 1997). Αποτελεί σύστημα απεικόνισης που καταγράφει την πληροφορία τόσο της φάσης όσο και της έντασης της οπισθοσκέδασης του μικροκυματικού πεδίου των σκεδαστών που βρίσκονται στο έδαφος, με αντίστοιχες διακριτικές ικανότητες. Κατά αυτόν τον τρόπο, κάθε απεικόνιση SAR απαρτίζεται από σύνολο σύνθετων (μιγαδικών) τιμών z που αναλύονται σε ένα πλάτος I και μία συνιστώσα φάσης ϕ (Hanssen 2001, Ferretti et al. 2001):

$$z(.) = x + jy = I(.) \exp(j\phi(.)) \quad (1)$$

Οι εικόνες SAR μέσω της έντασης της οπισθοσκέδασης παρέχουν την πληροφορία της τραχύτητας του εδάφους, των διηλεκτρικών ιδιοτήτων και της υγρασίας των στόχων σάρωσης. Αντίθετα, η φάση μίας απεικόνισης SAR δεν περιέχει χρήσιμη πληροφορία. Η μετρηθείσα φάση σε κάθε σημείο της απεικόνισης SAR δύναται να θεωρηθεί ότι ισοδυναμεί με το άθροισμα των παραμέτρων σκέδασης $\phi_{\text{σκέδασης}}$ (συνδυασμός όλων των στοιχειωδών σκεδαστών σε ένα εικονοστοιχείο) και διάδοσης $\phi_{\text{διάδοσης}}$ του κύματος από τον αισθητήρα στον στόχο και πίσω:

$$\phi = \phi_{\text{σκέδασης}} + \phi_{\text{διάδοσης}} \quad (2)$$

Εντούτοις, παρακάτω θα παρουσιαστεί η σημαντικότητα της φάσης και η πληροφορία που λαμβάνεται όταν είναι διαθέσιμες τουλάχιστον δύο απεικονίσεις φάσης.

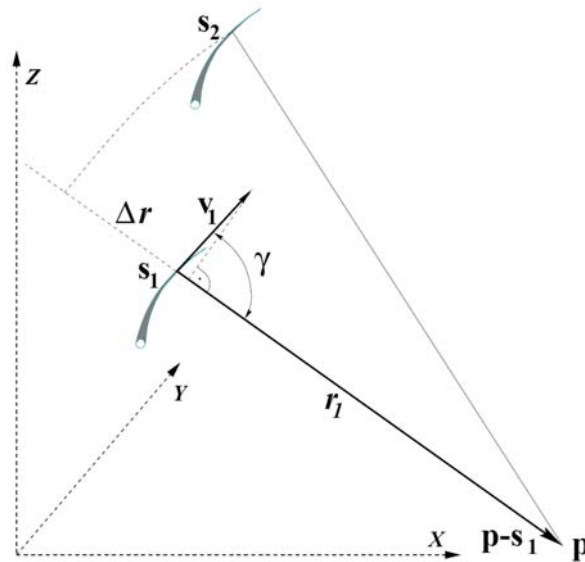
3.1.2. Εισαγωγή στην Συμβολομετρία SAR

Με την εκτόξευση των δορυφόρων ERS-1 (1991), ERS-2 (1995) από την Ευρωπαϊκή Διαστημική Υπηρεσία (*European Space Agency, ESA*) και την περαιτέρω εξέλιξη στην επεξεργασία του σήματος ραντάρ, η τεχνική Συμβολομετρίας SAR (*Interferometry Synthetic Aperture Radar, InSAR*) άρχισε να εφαρμόζεται στον υπολογισμό της εδαφικής παραμόρφωσης. Η τεχνική αυτή αξιοποιεί τις ιδιότητες των εικόνων ραντάρ που χαρακτηρίζονται από συνάφεια, για να παράγει χάρτες τοπογραφίας, παραμόρφωσης,

μεταβολών της επιφάνειας του εδάφους και της ατμόσφαιρας, με υψηλή χωρική ανάλυση και καλή ακρίβεια. Βασική αρχή της τεχνικής αποτελεί η αφαίρεση της μεταβολής της φάσης μεταξύ δύο απεικονίσεων SAR, της ίδιας περιοχής αλλά από ελαφρώς διαφορετικές θέσεις ή σε διαφορετικούς χρόνους, για να υπολογίσει τις διαφορές στο μήκος διαδρομής του παλμού, με ακρίβεια χιλιοστού. Οι εν λόγω διαφορές στο μήκος δύνανται να συνδεθούν με σημαντικές παραμέτρους, όπως το υψόμετρο του εδάφους, την παραμόρφωση στην επιφάνεια της Γης και την ατμοσφαιρική καθυστέρηση (Graham 1974, Goldstein & Zebker 1987, Goldstein et al. 1988, Gabriel & Goldstein 1988, Zebker et al. 1994a, Massonnet & Feigl 1995a, Massonnet & Feigl 1998, Hanssen 1998, Burgman et al. 2000, Rosen et al. 2000).

Η εφαρμογή της τεχνικής υλοποιείται μέσω διαφορετικών προσεγγίσεων. Στην πρώτη περίπτωση, της *Συμβολομετρίας της Μίας Διέλευσης (Single-Pass Interferometry)*, οι απεικονίσεις ραντάρ λαμβάνονται ταυτόχρονα από δύο διαφορετικούς αισθητήρες της ίδιας πλατφόρμας. Η εφαρμογή αυτή είναι συνήθης σε συστήματα αεροπλάνων, όπως: NASA-CV-900, NASA-DC-8 και C/X-SAR (CCRS Καναδάς); DO-SAR (Dornier, Γερμανία); E-SAR (DLR, Γερμανία) (Bamler & Hartel 1998). Η εν λόγω μέθοδος εφαρμόστηκε στο διαστημικό σύστημα SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) της NASA, τον Φεβρουάριο του 2000, όπου ελήφθησαν απεικονίσεις ραντάρ για κάθε σημείο της Γης. Ο δεύτερος τύπος εφαρμογής αναφέρεται στην *Συμβολομετρία των Επαναλαμβανόμενων Διελεύσεων (Repeat-Pass Interferometry ή αλλιώς Επαναληπτικής Συμβολομετρίας)*. Βασίζεται στην επεξεργασία δύο εικόνων SAR, που απεικονίζουν το ίδιο τμήμα της επιφάνειας της Γης και που χαρακτηρίζονται από ελαφρώς μετατοπισμένες λήψεις της κεραίας SAR, σε διαφορετικούς χρόνους (ημέρες, μήνες ή ακόμα και έτη). Ουσιαστικά, υπολογίζονται οι διαφορές φάσης μεταξύ των δύο εικόνων, αφαιρώντας την φάση της μίας εικόνας από την φάση της δεύτερης. Το αποτέλεσμα καλείται *συμβολογράφημα*. Οι διαφορές φάσεις που παρατηρούνται στο συμβολογράφημα απεικονίζονται με την μορφή κύκλων των 360°. Για να παραχθεί επομένως, η απόλυτη φάση η οποία κατ' επέκταση θα μετατραπεί σε άλλα προϊόντα δεδομένων εφαρμόζεται μία διαδικασία εκτύλιξης των κύκλων φάσης, μία διεργασία εξαιρετικά περίπλοκη (Παράγραφος 3.1.5). Η μέθοδος αυτή έχει εφαρμοσθεί εκτεταμένα για τους διαστημικούς αισθητήρες SAR, όπως: Seasat, SIR/B, SIR-C/X-SAR, ERS 1, ERS 2, JERS1, RADARSAT και ENVISAT, μολονότι κάποιοι δεν έχουν σχεδιαστεί σύμφωνα

με τις απαιτήσεις της τεχνικής InSAR και δεν θεωρούνται κατάλληλοι για την συγκεκριμένη χρήση (Bamler & Hartel 1998).



Σχήμα 3.2: Γεωμετρική αρχή της Συμβολομετρίας SAR.

Λεπτομερέστερα, η τεχνική SAR προσδίδει την δισδιάστατη αναπαράσταση της τρισδιάστατης απεικόνισης ραντάρ. Για κάθε εικονοστοιχείο της εικόνας σημειώνονται δύο γεωμετρικές παρατηρήσεις που συμβολίζουν την μετατροπή από 3-D σε 2-D: η κεκλιμένη απόσταση r ενός εδαφικού σημείου p από τον δορυφόρο s και η συχνότητα *Doppler* (f) κάτω από την οποία παρατηρείται ο στόχος p (Σχήμα 3.2). Κάθε στοιχείο περιέχει σαν τρίτη γεωμετρική ποσότητα, την φάση φ_1 που συνδυάζεται με την φάση φ_2 μιας άλλης εικόνας SAR, ώστε να ανακτηθεί η τρίτη διάσταση της εικόνας. Βάσει του γνωστού μήκους κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας, η φάση εκφράζεται σαν κλάσμα του μήκους κύματος και δύναται επομένως να θεωρηθεί σαν μέτρηση της απόστασης. Η διαφορά φάσης $\varphi = \varphi_1 - \varphi_2$ μεταξύ δύο εικόνων SAR επομένως, συνδέεται με την διαφορά στο μήκος διαδρομής:

$$\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda}(|r_2| - |r_1|) \quad (3)$$

όπου λ το μήκος κύματος του ραντάρ και r_1 και r_2 οι αποστάσεις των δύο δορυφόρων από τον στόχο, κατά την στιγμή των λήψεων.

Οι παρατηρήσεις της απόστασης r , της συχνότητας *Doppler* και των δύο τιμών φάσης, μέσω των οποίων προσδιορίζεται ο στόχος, πραγματοποιούνται όταν ο στόχος βρίσκεται στο κέντρο της δέσμης του ραντάρ. Εάν είναι γνωστή η θέση του πρώτου δορυφόρου s_1 , τότε η απόσταση r_1 καθορίζει την θέση p του εδαφικού στόχου, στην διεύθυνση της εμβέλειας της απεικόνισης:

$$r_1 = |p - s_1| \quad (4)$$

Ως προς την διεύθυνση του αζιμουθίου της απεικόνισης, η θέση του στόχου προσδιορίζεται βάσει της συχνότητας *Doppler*, όταν ο στόχος βρίσκεται στο κέντρο της δέσμης του ραντάρ, ή από την γωνία γ μεταξύ των δύο διαφορετικών διευθύνσεων. Η σχέση αυτή εκφράζεται από την εξίσωση *Doppler*:

$$f \cong \frac{2|v_1| \cos \gamma}{\lambda} = \frac{2v_1(p - s_1)}{\lambda \cdot r_1} \quad (5)$$

όπου v_1 το άνωσμα της ταχύτητας του πρώτου δορυφόρου. Σε ορθογώνια διεύθυνση ως προς τις δύο προηγούμενες διευθύνσεις, ο στόχος p προσδιορίζεται από την συμβολομετρική φάση, όπου οι διαφορές φάσης μεταξύ της πρώτης και της δεύτερης εικόνας αποτελούν συνάρτηση της διαφοράς των αποστάσεων μεταξύ των δορυφόρων και του στόχου. Η εξίσωση της φάσης είναι:

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r + \varphi_c = \frac{4\pi}{\lambda} (|p - s_1| - |p - s_2|) + \varphi_c \quad (6)$$

όπου ϕ η εκτυλισσόμενη φάση (Παράγραφος 3.1.5), Δr η διαφορά απόστασης του στόχου από τους δορυφόρους, φ_c (phase integration constant) η παράμετρος που επιλύει τις παραμένουσες ασάφειες φάσης μετά την διαδικασία εκτύλιξης της φάσης και s_2 η θέση του δεύτερου δορυφόρου.

Στην πραγματικότητα, η φάση αποτελεί την άθροιση των φάσεων όλων των στοιχείων ανάκλασης που βρίσκονται εντός ενός εικονοστοιχείου της απεικόνισης. Οι απόλυτες φάσεις δηλαδή, των εικονοστοιχείων μιας εικόνας SAR, είναι στην πραγματικότητα μάλλον τυχαίες και η απεικόνιση της φάσης από μία μοναδική εικόνα SAR δεν περιέχει χρήσιμη πληροφορία. Εάν ωστόσο, η άθροιση των στοιχείων ανάκλασης στην δεύτερη εικόνα είναι η ίδια, τότε τα σήματα χαρακτηρίζονται από συνάφεια (Παράγραφος 3.1.4.2) και οι διαφορές στις φάσεις της πρώτης και δεύτερης εικόνας θα μεταβάλλονται μόνο λόγω των διαφορών στο μήκος διαδρομής.

3.1.3. Παρακολούθηση Μεταβολών Εδάφους

Στην συμβολομετρία των επαναλαμβανόμενων διελεύσεων, οι φάσεις του συμβολογραφήματος επηρεάζονται από πιθανές μεταβολές του εδάφους που λαμβάνουν χώρα μεταξύ των παρατηρήσεων. Οι μεταβολές αυτές καθορίζονται με το επίπεδο συνάφειας και την εδαφική κίνηση.

Οι μεταβολές του επιπέδου συνάφειας αναφέρονται στην τυχαία μεταβολή της θέσης και των φυσικών ιδιοτήτων των σκεδαστών εντός ενός εικονοστοιχείου. Σε αυτήν την περίπτωση, η συσχέτιση μεταξύ των αντηχήσεων του ραντάρ και η σύγκριση μεταξύ των εικονοστοιχείων των εικόνων είναι αδύνατη (Zebker & Villasenor 1992, Rocca et al. 1996). Στην περίπτωση της εδαφικής κίνησης μεταξύ των λήψεων απεικόνισης, θεωρείται ότι η επιφάνεια του εδάφους εκτίθεται σε μία ευρεία σύμφωνη μεταβολή, κοινή για μερικά γειτονικά εικονοστοιχεία. Αυτό ενδεχομένως υποδηλώνει ότι μέσα σε ένα εικονοστοιχείο, η θέση των σκεδαστών έχει παραμείνει σχετικά ανεπηρέαστη, στην κλίμακα του μήκους κύματος του ραντάρ, και οι αντηχήσεις του ραντάρ διατηρούν την συνάφειά τους, αλλά το σύνολο των σκεδαστών (ολόκληρη η εδαφική επιφάνεια που αντιστοιχεί σε ένα εικονοστοιχείο, καθώς και κάποια γειτονικά εικονοστοιχεία) έχει μετατοπιστεί με μερικώς συσχετιζόμενο τρόπο (Li & Goldstein 1990, Dixon 1994).

Η μεταβολή της φάσης σε ένα συμβολογράφημα, εξαρτάται από την τοπογραφία αλλά και από μια συνιστώσα μετατόπισης Δr που παρατηρείται κατά την διεύθυνση της κεκλιμένης απόστασης (από εδώ και στο εξής θα αναφέρεται ως LOS). Η διαφορά φάσης

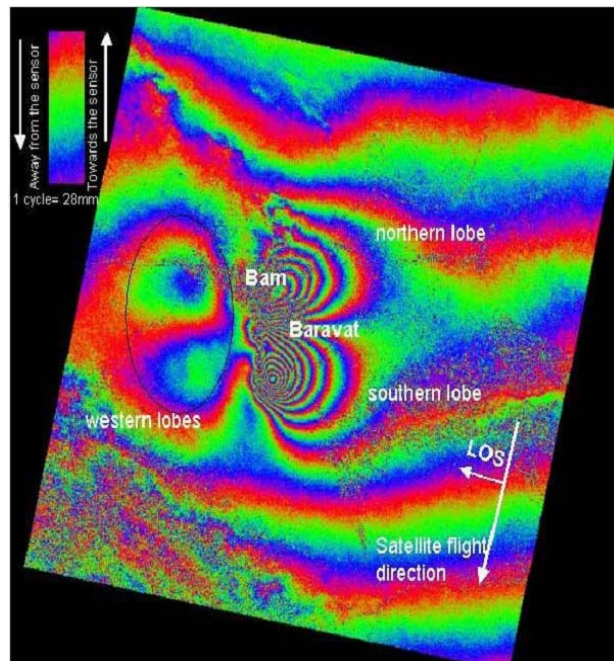
μεταξύ δύο απεικονίσεων ραντάρ σε ένα συγκεκριμένο σημείο δίνεται από την σχέση (Gabriel et al. 1989, Goldstein 1995, Rosen et al. 1996, Hanssen 2001):

$$\phi_p = \phi_0 + \phi_T + \phi_D \quad (7)$$

ϕ_0 : φάση αναφοράς (επίπεδη Γη-Παράγραφος 4.1)

ϕ_T : φάση που οφείλεται στην τοπογραφία

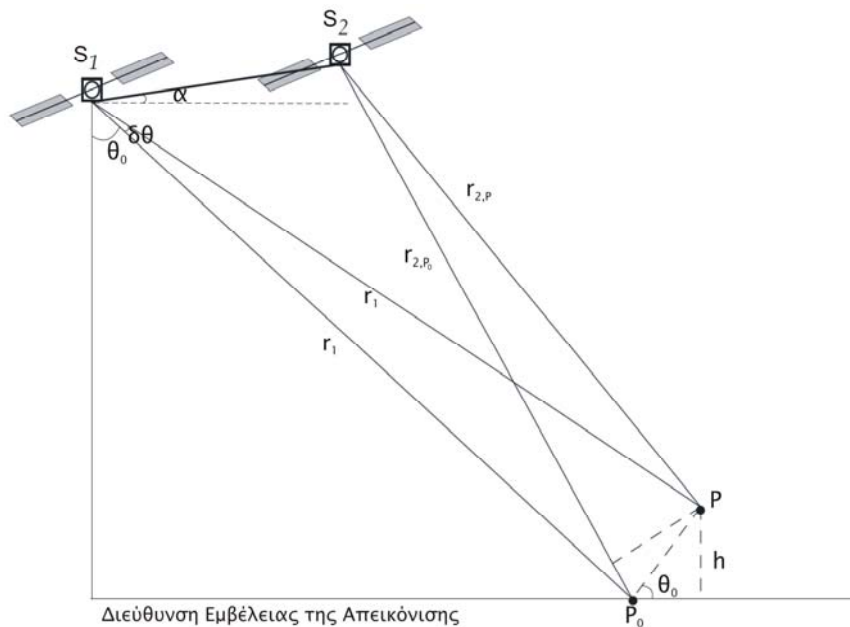
ϕ_D : φάση που οφείλεται στην μετατόπιση σε διεύθυνση LOS



Σχήμα 3.3: Αναπαράσταση κροσσών συμβολής λόγω παραμόρφωσης από τον σεισμό στην πόλη Μπαμ του Ιράν (Parcharidis et al. 2005).

Αντίθετα με τον όρο της φάσης της τοπογραφίας ϕ_T , που εξαρτάται από την συμβολομετρική βάση, ο όρος των μετατοπίσεων Δr σε διεύθυνση LOS, εισάγεται κατευθείαν στο συμβολογράφημα, ανεξαρτήτου της βάσης, και δύναται να υπολογισθεί με ακρίβεια σαν κλάσμα του μήκους κύματος του ραντάρ (Gabriel et al. 1989, Massonnet & Feigl 1998). Κατά συνέπεια, μετατόπιση κατά μήκος του άξονα παρατήρησης κατά μισό

μήκος κύματος, ήτοι 28 mm για ERS δορυφόρους με $\lambda=5,6$ cm, δημιουργεί στο συμβολογράφημα έναν κροσσό συμβολής (Σχήμα 3.3).



Σχήμα 3.4: Γεωμετρία καθορισμού της επίπεδης φάσης. Το σημείο P_0 έχει την ίδια κεκλιμένη απόσταση r_1 με το σημείο P ως προς τον δορυφόρο S_1 . Η διαφορά στην γωνία παρατήρησης $\delta\theta$, η οποία εξαρτάται από το υψόμετρο του εδάφους h , δύναται να επιλυθεί από την συμβολομετρική φάση. Η απόσταση μεταξύ των δορυφόρων σχηματίζει γωνία α με την οριζόντιο.

Για να κατανοηθεί ο τρόπος με τον οποίο η φάση συμβολομετρίας σχετίζεται με την τοπογραφία, θεωρούμε ένα σημείο P_0 που έχει την ίδια κεκλιμένη απόσταση με το σημείο P (Σχήμα 3.4). Σύμφωνα με τους Rosen et al. (1996), η φάση συμβολομετρίας δίνεται από την εξίσωση:

$$\phi_0 = -\frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\theta_0 - \alpha) \quad (8)$$

όπου:

θ_0 : η γωνία παρατήρησης στο σημείο P για μηδενικό τοπικό υψόμετρο

ϕ_0 : η φάση της επίπεδης Γης (flat earth phase ή reference body phase)

(Zebker et al. 1994c, Rosen et al. 1996, Hanssen 2001)

α : η γωνία της βάσης σε σχέση με την οριζόντιο

Η παρουσία της τοπογραφίας προκαλεί μεταβολή στην γωνία παρατήρησης κατά $\delta\theta$, για απόσταση r_1 , μετατρέποντας την φάση συμβολομετρίας σε:

$$\phi_P = -\frac{4\pi}{\lambda}B \sin(\theta_0 + \delta\theta - \alpha) = -\frac{4\pi}{\lambda}B \sin(\theta - \alpha) \quad (9)$$

Αν από την εξίσωση (9) αφαιρεθεί ο αναμενόμενος όρος της φάσης της επίπεδης Γης (εξίσωση 8), προκύπτει η διορθωμένη φάση επίπεδης-Γης, ϕ_{flat} (Rosen et al. 1996):

$$\phi_{\text{flat}} = \phi_P - \phi_0 = -\frac{4\pi}{\lambda}B \cos(\theta_0 - \alpha)\delta\theta \quad (10)$$

όπου $\delta\theta = \theta - \theta_0$.

Η εξίσωση (10) υποδεικνύει ότι η φάση ϕ_{flat} είναι ανάλογη της κάθετης συνιστώσας της βάσης $B_{\perp} = B \cos(\theta_0 - \alpha)$, με την υπόθεση ότι δεν παρατηρείται τοπογραφία, και της μικρής γωνίας $\delta\theta$, η οποία είναι και εκείνη ανάλογη του υψομέτρου της τοπογραφίας h , ($\delta\theta = (h/r_1) \sin \theta_0$). Η σχέση μεταξύ του υψομέτρου h και της διαφοράς της φάσης ϕ_{flat} δίνεται ως εξής (Hanssen 2001):

$$\phi_{\text{flat}} = -\frac{4\pi B \cos(\theta_0 - \alpha)}{\lambda r_1 \sin \theta_0} h \quad (11)$$

Θεωρώντας $\phi_{\text{flat}} = 2\pi$ στην εξίσωση (11), παράγεται η ασάφεια υψομέτρου (height ambiguity ή altitude of ambiguity) που ισοδυναμεί με το ποσό της μεταβολής του υψομέτρου το οποίο αντιστοιχεί σε διαφορά φάσης ενός κύκλου (2π rad) (Hanssen 2001):

$$h_{2\pi} = \left| \frac{\lambda r_1 \sin \theta_0}{2B \cos(\theta_0 - \alpha)} \right| \quad (12)$$

Το μέγεθος της ποσότητας $h_{2\pi}$ δύναται να κυμαίνεται από το άπειρο, εάν δύο απεικονίσεις λαμβάνονται από το ίδιο ακριβώς σημείο (όπου αποκλείουν το

στερεοσκοπικό φαινόμενο), έως τιμές της τάξης μερικών μέτρων στην περίπτωση του μεγαλύτερου διαχωρισμού των τροχιών.

Παραγωγίζοντας την εξίσωση (11) ως προς την φάση ϕ , λαμβάνεται το σφάλμα στην εκτίμηση του υψομέτρου συναρτήσει του σφάλματος στην εκτίμηση της φάσης (Zebker et al. 1994c):

$$\sigma_h = r_1 \sin \theta \frac{\lambda}{4\pi B \cos(\theta - \alpha)} \sigma_\phi \quad (13)$$

σ_h : σφάλμα υψομέτρου

σ_ϕ : σφάλμα φάσης

Από τις εξισώσεις (12) και (13) υποδεικνύεται ότι όσο αυξάνεται το μήκος της βάσης, άλλο τόσο αυξάνεται και η ευαισθησία στο υψόμετρο, ενώ αντίθετα η συμβολή του σφάλματος της φάσης στην εκτίμηση του υψομέτρου μειώνεται.

3.1.4. Διαφορική Συμβολομετρία

Η Διαφορική Συμβολομετρία (*Differential Interferometry, DInSAR*) αποτελεί τεχνική της Επαναληπτικής Συμβολομετρίας που αποσκοπεί στην ανάκτηση του σήματος της εδαφικής παραμόρφωσης. Η τεχνική εφαρμόστηκε για πρώτη φορά σε απεικονίσεις Seasat (Gabriel et al. 1989) για να υπολογίσει μικρές μεταβολές υψομέτρου σε μεγάλα πλάτη λωρίδων κάλυψης. Έκτοτε χρησιμοποιείται στην μέτρηση γεωφυσικών διεργασιών σε ρηξιγενείς ζώνες (Massonnet et al. 1993, Zebker et al. 1994c, Peltzer & Rosen 1995, Peltzer et al. 1996), της ηφαιστειακής παραμόρφωσης (Massonnet et al. 1995b, Amelung et al. 1999, Amelung et al. 2000), της εδαφικής καθίζησης σε μεταλλευτικές περιοχές (Ferretti et al. 2000a, 2000b, 2001), των κατολισθήσεων σε ορεινές περιοχές (Rott et al. 2000) και στην δυναμική της κίνησης των παγετώνων (Goldstein et al. 1993, Kwock & Fahnestock 1996).

Η συμβολομετρική φάση σε ένα δεδομένο σημείο, όπως υποδεικνύεται στην εξίσωση (7), αποτελεί συνδυασμό τουλάχιστον δύο σημάτων, εξαρτώμενων από την

γεωμετρία λήψης (θέσεις δορυφόρων και τοπογραφία) και την παραμόρφωση του εδάφους.

Πολυάριθμες μέθοδοι έχουν προταθεί προς ανάκτηση του σήματος που οφείλεται στην εδαφική παραμόρφωση, μέσω μετρήσεων διαφορών φάσης. Η απλούστερη αφορά την επιλογή ενός ζεύγους απεικονίσεων με μικρή βάση, έτσι ώστε η επίδραση του πρώτου όρου της εξίσωσης (7) να είναι αμελητέα συγκρινόμενη με του δευτέρου (Rocca et al. 1996). Εναλλακτικά, όταν δεν είναι διαθέσιμη μία πολύ μικρή βάση, η συμβολή της τοπογραφίας δύναται να αφαιρεθεί από τους κροσσούς συμβολής με δύο τρόπους: (α) με την τεχνική των *Δύο Διελεύσεων* (*Two-Pass InSAR*) και (β) με την τεχνική των *Τριών Διελεύσεων* (*Three-Pass InSAR*)

Στα πλαίσια της παρούσης διατριβής εφαρμόστηκε η τεχνική των δύο διελεύσεων της Διαφορικής Συμβολομετρίας. Στην περίπτωση αυτή, για να παραχθούν τα διαφορικά συμβολογραφήματα απαιτείται ένα Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (*Digital Elevation Model, DEM*) που θα αφαιρέσει την τοπογραφική πληροφορία από το συμβολογράφημα. Η παραμένουσα φάση επομένως, θα περιλαμβάνει την διαφορά ανάμεσα στην κύρια (master image) και την δευτερεύουσα (slave image) απεικόνιση. Ουσιαστικά, μέσω του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (σε συνδυασμό με την ακριβή γνώση της θέσης και των χαρακτηριστικών του δορυφόρου την στιγμή λήψεως των εικόνων) κατασκευάζεται ένα συνθετικό συμβολογράφημα μέσω του οποίου αφαιρούνται από το αρχικό συμβολογράφημα οι κροσσοί που οφείλονται στην τοπογραφία, ενώ τελικά εναπομένουν οι κροσσοί που αναπαριστούν τις εδαφικές μετατοπίσεις. Η χρήση ενός βοηθητικού ΨΜΑ, έναντι της διόρθωσης της τοπογραφικής φάσης από συμπληρωματικά δεδομένα InSAR (όπως μίας μέρας διαφοράς δεδομένα Tandem, ERS 1 & 2), μειώνει την επιρροή της ατμόσφαιρας.

Στην τεχνική των τριών διελεύσεων (Zebker et al. 1994c), λαμβάνονται δύο συμβολογραφήματα της ίδιας περιοχής που εμφανίζουν μία κοινή τροχιά. Θεωρείται ότι το ένα συμβολογράφημα φέρει κροσσούς συμβολής που αποδίδονται στην τοπογραφία, ενώ το δεύτερο επηρεάζεται από την παραμόρφωση του εδάφους.

3.1.4.1. Φάση Διαφορικής Συμβολομετρίας

Η φάση που υπολογίζεται με την διαφορική συμβολομετρία από την διαφορά μεταξύ της κύριας και δευτερεύουσας απεικόνισης αποτελεί μία άθροιση των παρακάτω συνιστωσών της φάσης:

$$\varphi = \varphi_{topographic} + \varphi_{deformation} + \varphi_{flat_earth} + \varphi_{atmospheric} + \varphi_{noise}$$

όπου:

$\varphi_{topographic}$: η φάση τοπογραφίας

$\varphi_{deformation}$: η φάση παραμόρφωσης

φ_{flat_earth} : η φάση επίπεδης Γης

$\varphi_{atmospheric}$: η φάση ατμόσφαιρας

φ_{noise} : η φάση θορύβου

Στην διαφορική συμβολομετρία μας ενδιαφέρει η φάση της παραμόρφωσης $\varphi_{deformation}$. Ουσιαστικά, αποτελεί την διαφορά στο μήκος διαδρομής της ακτινοβολίας λόγω των επιφανειακών κινήσεων που συμβαίνουν μεταξύ των λήψεων. Κατά μήκος της διεύθυνσης LOS, η παράμετρος της παραμόρφωσης $\varphi_{deformation}$ συνδέεται με την μετατόπιση $r_{deformation}$ των κέντρων ανάκλασης:

$$\varphi_{deformation} = 2kr_{deformation} \quad (14)$$

όπου k ο κυματαριθμός. Στην υπόθεση της αποκλειστικής κατακόρυφης μετατόπισης $r_{vertical}$, η παραπάνω μαθηματική σχέση αναγράφεται:

$$\varphi_{deformation} = \frac{2kr_{vertical}}{\cos \theta_{inc}} \quad (15)$$

όπου θ_{inc} η γωνία πρόσπτωσης της ακτινοβολίας. Ο βαθμός ευαισθησίας της $\varphi_{deformation}$ ως προς την εδαφική παραμόρφωση είναι υψηλός. Στην περίπτωση των δορυφόρων ERS για παράδειγμα, μετατόπιση της φάσης κατά 2π αντιστοιχεί σε 2,7 cm εδαφικής μετατόπισης

κατά μήκος της κεκλιμένης απόστασης και 3 cm στην κατακόρυφη συνιστώσα. Ο γεωμετρικός όρος φ_{flat_earth} αντιστοιχεί στην απόσταση μεταξύ της πλατφόρμας SAR και ενός μοντέλου αναφοράς της Γης (ελλειψοειδές που λαμβάνεται κατά την επεξεργασία των δεδομένων). Το υπόλοιπο αυτής της φάσης αφαιρείται κατά την διάρκεια της επεξεργασίας, αν είναι γνωστές οι θέσεις των δορυφόρων. Η πληροφορία της φάσης που οφείλεται στην ατμοσφαιρική επίδραση (συνήθως υγρασία) και τον θόρυβο ($\varphi_{atmospheric}$ και φ_{noise} , αντίστοιχα), είναι συνήθως μικρή αλλά παράλληλα καθίσταται ιδιαίτερα δύσκολο να αφαιρεθεί. Παρ' όλα αυτά, η φάση του θορύβου απομακρύνεται σε κάποιο βαθμό κατά την διάρκεια της επεξεργασίας με την εφαρμογή φίλτρων. Η φάση που οφείλεται στην τοπογραφία $\varphi_{topographic}$ αντιστοιχεί στην μεταβολή της επιφάνειας της Γης ως προς το μοντέλο της Γης και απομακρύνεται επίσης σε ικανοποιητικό ποσοστό κατά την διάρκεια της επεξεργασίας, βάσει της πληροφορίας του υψομέτρου του ΨΜΑ.

3.1.4.2 Συνάφεια

Ο παράγοντας της συνάφειας αποτελεί μέτρο της ποιότητας του συμβολογραφήματος. Η διαφορά φάσης που υπολογίζεται για κάθε εικονοστοιχείο, δεν είναι σαφές για το εάν αποτελεί την διαφορά στο μήκος διαδρομής ή εάν έχουν συμβάλλει άλλες πηγές αποσυσχέτισης. Η φάση ενός εικονοστοιχείου μπορεί να συγκριθεί με την φάση των γειτονικών εικονοστοιχείων, τα οποία εμφανίζουν την ίδια διαφορά στο μήκος διαδρομής. Κατά αυτόν τον τρόπο εκτιμάται η ομοιότητα των γειτονικών εικονοστοιχείων και επομένως ο θόρυβος της φάσης. Στην Συμβολομετρία Ραντάρ, η συνάφεια σχετίζεται με την τυπική απόκλιση της φάσης και τον λόγο σήματος-προς-θόρυβο (Signal-to-Noise Ratio, SNR) (Just & Bamler 1994). Ο συσχετισμός μεταξύ δύο λαμβανόμενων σημάτων s_1 και s_2 που σχηματίζουν το συμβολογράφημα, υπολογίζεται από την εξίσωση της συνάφειας:

$$\gamma = \frac{E\{s_1 s_2^*\}}{\sqrt{E\{s_1 s_1^*\} E\{s_2 s_2^*\}}} \quad (16)$$

όπου ο συμβολισμός $E\{\cdot\}$ υποδηλώνει τον χωρικό μέσο όρο. Ο χωρικός μέσος όρος της εξίσωσης (16) αποτελεί μία θεωρητική ποσότητα σε μία στοχαστική διαδικασία. Όπως έχει

αναφερθεί παραπάνω, η φάση ενός εικονοστοιχείου μπορεί να συγκριθεί με τα γειτονικά εικονοστοιχεία που έχουν την ίδια φάση. Στην πραγματικότητα, ο χωρικός μέσος όρος δύναται να υπολογισθεί από τον μέσο όρο N των γειτονικών εικονοστοιχείων. Ο εκτιμητής της συνάφειας σε αυτήν την περίπτωση είναι (Zebker & Villasenor 1992):

$$\hat{\gamma} = \frac{\sum_{n=1}^N V_1^{(n)} \cdot V_2^{*(n)}}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |V_1^{(n)}|^2 \cdot \sum_{n=1}^N |V_2^{(n)}|^2}} \quad (17)$$

όπου:

$n=1,2,...,N$: ο αριθμός των εικονοστοιχείων

V_1 : το σύνθετο σήμα (πλάτος και φάση) της πρώτης απεικόνισης

V_2 : το σύνθετο σήμα της δεύτερης απεικόνισης

Η συνάφεια επομένως, αποτελεί μέτρο της αντιστοιχίας των δύο απεικονίσεων SAR και υπολογίζεται από το μέγεθος $|\gamma|$ του μιγαδικού συντελεστή συσχέτισης των απεικονίσεων SAR.

3.1.4.3 Πηγές Θορύβου Φάσης

Η ποιότητα ενός συμβολογραφήματος για κάθε εικονοστοιχείο είναι ισχυρά εξαρτώμενη με τον βαθμό συνάφειας των δεδομένων. Παρατηρούνται ωστόσο, ορισμένες πηγές που συμβάλλουν στην απώλεια της συνάφειας μεταξύ των αντηχήσεων του ραντάρ, με αποτέλεσμα να περιορίζουν την ακρίβεια της συμβολομετρίας SAR. Τρεις κύριες πηγές αποσυσχέτισης θεωρούνται οι παρακάτω:

- Θερμικός θόρυβος
- Γεωμετρική αποσυσχέτιση ή αποσυσχέτιση βάσης
- Χρονική αποσυσχέτιση

Ο θερμικός θόρυβος προκαλείται από τα χαρακτηριστικά του συστήματος ραντάρ και δύναται να ελαττωθεί με την αύξηση της ισχύος του εκπεμπόμενου σήματος. Η γεωμετρική αποσυσχέτιση επιφέρεται από την διαφορετική γεωμετρία παρατήρησης κατά την λήψη των απεικονίσεων. Παρατηρείται ένα ανώτατο όριο της συμβολομετρικής βάσης, η κρίσιμη βάση, πάνω από την οποία η φάση είναι καθαρός θόρυβος και δεν περιέχει χρήσιμη πληροφορία. Η κρίσιμη απόσταση μεταξύ δύο δορυφόρων ERS, για το ενδεχόμενο της οριζόντιας επιφάνειας εδάφους, είναι περίπου 1150 m.

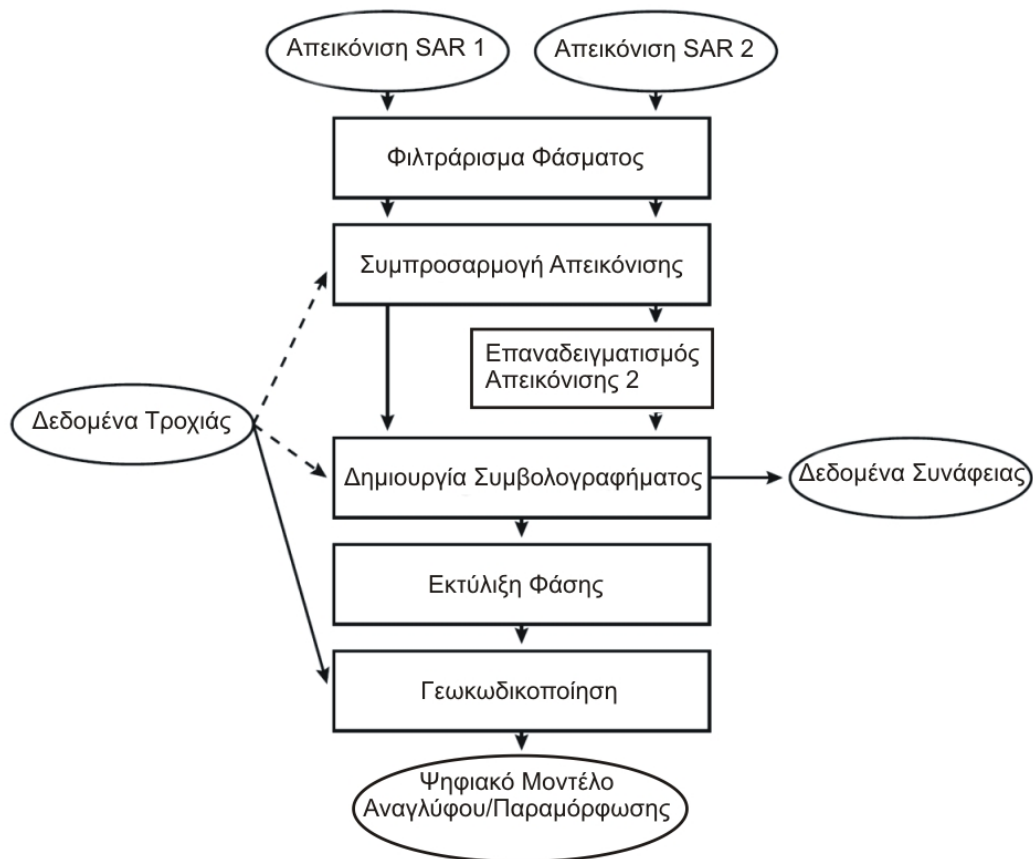
Η χρονική αποσυσχέτιση σχετίζεται με την τυχαία μεταβολή της θέσης και των φυσικών ιδιοτήτων των εδαφικών σκεδαστών, μεταξύ των μετρήσεων. Πρόσφατες εξελίξεις στην τεχνολογία InSAR παρέχουν μία ισχυρή τεχνική που δύναται να ξεπεράσει τέτοιου είδους δυσκολίες. Η νέα αυτή τεχνική, των *Σταθερών Ανακλαστήρων* της Συμβολομετρίας SAR (*Permanent Scatterers InSAR, PSInSAR*), προσπαθεί να εξάγει πληροφορία φάσης από απομονωμένους ανακλαστήρες, όπως είναι τα κτίρια, καθώς και οποιοδήποτε χαρακτηριστικό του περιβάλλοντος που παρέχει ισχυρή ανάκλαση πίσω στον δορυφόρο και επομένως παραμένει συναφές για μεγάλες περιόδους. Από την ανάλυση της συσσώρευσης των συμβολογραφημάτων (*Stacking InSAR*), οι σταθεροί ανακλαστήρες που ενεργούν ως φυσικοί σταθμοί GPS, μπορούν να ανιχνεύσουν την μακροπρόθεσμη κίνηση ξεχωριστών δομών και εδαφικών χαρακτηριστικών και να επιτύχουν ακρίβεια της τάξης του χιλιοστού (Ferretti et al. 2000a, 2000b, 2001).

3.1.5. Παραγωγή Συμβολογραφήματος

Οι δύο απεικονίσεις SAR που υπόκεινται σε επεξεργασία για την παραγωγή ενός συμβολογραφήματος, περιέχουν πληροφορίες για την φάση, την ένταση της οπισθοσκέδασης, καθώς και δεδομένα τροχιάς των δορυφόρων που αφορούν την θέση και την διεύθυνση της τροχιάς τους. Τα απαραίτητα στάδια επεξεργασίας της μεθόδου των επαναλαμβανόμενων διελεύσεων αναπαρίστανται στο Σχήμα 3.5.

Τα δεδομένα συχνότητας που προκύπτουν από ένα συγκεκριμένο εδαφικό σημείο εξαρτώνται από την γωνία πρόσπτωσης και την διεύθυνση του σήματος SAR (Σχήμα 3.6). Καθώς οι δύο εικόνες SAR, βάσει των οποίων δημιουργείται το συμβολογράφημα,

λαμβάνονται με (ελαφρώς) διαφορετικές γωνίες πρόσπτωσης, τότε ένα σημείο θα έχει διαφορετικές συχνότητες στα δύο φάσματα συχνότητων. Εφ' όσον ο δορυφόρος SAR απεικονίζει μόνο τις συχνότητες ενός σημείου που βρίσκονται στην ζώνη συχνότητων του, τότε το φάσμα συχνότητων των δύο εικόνων περιέχει μερικώς διαφορετική πληροφορία στο μη αλληλεπικαλυπτόμενο φάσμα. Με την εφαρμογή φίλτρου, οι μη αλληλεπικαλυπτόμενες ζώνες συχνότητων φιλτράρονται εκτός των δύο εικόνων SAR. Το φαινόμενο αυτό οριοθετεί την πληροφορία που χρησιμοποιείται για την παραγωγή του συμβολογραφήματος, στις ζώνες συχνότητων που περιέχουν την ίδια πληροφορία του στόχου (Gatelli et al. 1994, Geudtner 1995).



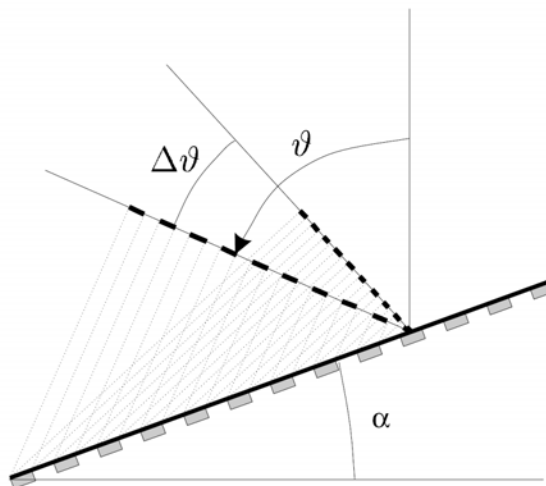
Σχήμα 3.5: Στάδια επεξεργασίας προς παραγωγή Διαφορικού Συμβολογραφήματος.

Κατόπιν της εφαρμογής του φίλτρου, οι δύο εικόνες συμπροσαρμόζονται μεταξύ τους με ακρίβεια 0,1 του εικονοστοιχείου (1/8 του εικονοστοιχείου). Η δεύτερη εικόνα επαναδειγματίζεται στην γεωμετρία της πρώτης εικόνας, τη χρήση μεθόδων παρεμβολής

όπως της πολυωνυμικής δι-κυβικής παρεμβολής (bi-cubic). Όταν οι δύο εικόνες αποκτήσουν κοινή γεωμετρία και περιέχουν ακριβώς αλληλεπικαλυπτόμενα φάσματα, το συμβολογράφημα υπολογίζεται σύμφωνα με την σχέση:

$$I = V_1 \cdot V_2^* = |V_1| \cdot |V_2| \cdot e^{j\varphi} \quad (18)$$

όπου $\varphi = \varphi_1 - \varphi_2$ η συμβολομετρική φάση, V_1 το μιγαδικό σήμα (πλάτος και φάση) της κύριας εικόνας 1, V_2 το μιγαδικό σήμα της δευτερεύουσας εικόνας 2. Το τελικό συμβολογράφημα προκύπτει αν, από το αρχικό συμβολογράφημα αφαιρεθεί ένα προσομοιωμένο συμβολογράφημα, όπως για παράδειγμα το ονομαζόμενο flat_earth που έχει εφαπτόμενο επίπεδο στο γεωειδές.



Σχήμα 3.6: Μετατόπιση της συχνότητας λόγω ποικίλων γωνιών πρόσπτωσης θ .

Το συμβολογράφημα περιέχει πληροφορία φάσης, η οποία είναι χρήσιμη για τον υπολογισμό των συντεταγμένων ενός εδαφικού σημείου p . Αυτό ισχύει με την προϋπόθεση, οι ανακλαστήρες στην επιφάνεια της Γης να μην μεταβάλλουν την συμπεριφορά της οπισθοσκέδασής τους, αλλά ούτε και τις σχετικές τους θέσεις. Κατά πόσο ή όχι έχει εκπληρωθεί μία επιτυχής επεξεργασία, βάσει της παραπάνω προϋπόθεσης, καθορίζεται από την παράμετρο της συνάφειας.

Η συμβολομετρική φάση είναι ασαφής, καθώς περιορίζεται μέσα στο διάστημα $[0, 2\pi]$ και κατά αυτόν τον τρόπο δεν δύναται να δοθούν απευθείας τα εύρη των διαφορών φάσης. Οι ασάφειες φάσης μπορούν να επιλυθούν από την ενοποίηση των διαφορών φάσης $\Delta\phi = \phi_{i+1} - \phi_i$, δύο γειτονικών εικονοστοιχείων $i, i+1$. Η διαδικασία αυτή καλείται *Εκτύλιξη της Φάσης (phase unwrapping)*. Οι διαφορές στην φάση μεταξύ γειτονικών εικονοστοιχείων υπολογίζονται σύμφωνα με την σχέση:

$$\Delta\phi = W (\phi_{i+1} - \phi_i) \quad (19)$$

όπου ο συντελεστής W (*Wrapping operator*) μετασχηματίζει την διαφορά φάσης στο διάστημα $[-\pi, \pi]$, προσθέτοντας ή αφαιρώντας ένα ακέραιο πολλαπλάσιο του 2π . Πολλές φορές ωστόσο, το σύνολο δεν ισοδυναμεί με μηδέν αλλά με 2π ή -2π . Οι τιμές αυτές αντιστοιχούν σε θετικά και αρνητικά υπόλοιπα. Τα υπόλοιπα αυτά οφείλονται είτε σε τοπογραφικά αίτια (*foreshortening & layover areas*), είτε συνδέονται με θόρυβο του δορυφόρου και έλλειψη της συνάφειας μεταξύ του ζεύγους των εικόνων SAR. Τα τελευταία 10 χρόνια η διαδικασία εκτύλιξης της φάσης αποτελεί το κύριο αντικείμενο έρευνας στην συμβολομετρία ραντάρ και προς κατανόηση του θέματος έχουν αναπτυχθεί πολυάριθμα μοντέλα (Goldstein et al. 1988, Ghiglia & Romero 1994, Schwäbisch 1995, Flynn 1996, Bamler et al. 1998, Costantini 1998, Davidson & Bamler 1999, Chen & Zebker 2002).

Μετά την διαδικασία εκτύλιξης της φάσης, το συμβολογράφημα υποβάλλεται σε γεωκωδικοποίηση κατά την οποία τα εικονοστοιχεία μετασχηματίζονται από το γεωκεντρικό καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων σε σύστημα συντεταγμένων χάρτη. Έχουν δοθεί πολλές προσεγγίσεις για τον μετασχηματισμό (Small et al. 1993, Small et al. 1995, Schwäbisch 1995, Schwäbisch 1997, Madsen et al. 1993, Crosetto 1998), αλλά ωστόσο οι συντεταγμένες υπολογίζονται βάσει των εξισώσεων (3) έως (5).

Επί πλέον λεπτομερείς περιγραφές πάνω στην Συμβολομετρία SAR δίδονται από τους Zebker & Goldstein 1986, Gabriel & Goldstein 1988, Leberl 1990, Li & Goldstein 1990, Prati & Rocca 1990, Hartl 1991, Lin et al. 1992, Rodriguez & Martin 1992, Hartl & Thiel 1993, Hartl & Xia 1993, Madsen et al 1993, Massonet & Rabaute 1993, Prati et al. 1994, Zebker et al. 1994, Gens & Genderen 1996, Bamler & Hartl 1998.

3.1.6. Επίδραση Ατμόσφαιρας στην Διαφορική Συμβολομετρία

Η σύνθεση της ατμόσφαιρας επηρεάζει την ταχύτητα διάδοσης του κύματος μεταξύ του δορυφόρου και της επιφάνειας της Γης, προκαλώντας μία επί πλέον καθυστέρηση φάσης που δεν συνδέεται ούτε με την τοπογραφία αλλά ούτε και με σχετικές κινήσεις του εδάφους (Smith & Weintraub 1953, Hopfield 1971, Saastamoinen 1972).

Στα συστήματα της συμβολομετρίας της Μίας Διέλευσης, όπου οι απεικονίσεις λαμβάνονται ταυτόχρονα, η διαφορά στην φάση μεταξύ των δύο παρατηρήσεων του ραντάρ που εισάγεται από την ατμόσφαιρα είναι μικρή και δύναται να αγνοηθεί (Bürgman et al. 2000). Αφ' έτερου, στην περίπτωση της επαναληπτικής συμβολομετρίας, η εν λόγω πηγή σφάλματος περιορίζει την ακρίβεια στα συμβολογραφήματα SAR. Μεταβολές στην σχετική υγρασία, ακόμα και μέτριες, της τάξης του 20%, καταλήγουν σε καθυστέρηση στην φάση που αντιστοιχεί σε σφάλμα 10 cm στην μέτρηση της παραμόρφωσης και άνω των 290 m στην παραχθείσα τοπογραφία (ανεξαρτήτου του μήκους κύματος και για 100 m βάση). Πρόσθετες διακυμάνσεις στην τροπόσφαιρα, όπως πίεση και θερμοκρασία, αναμένεται να εισάγουν παραμόρφωση, αλλά οι επιδράσεις είναι μικρότερες σε μέγεθος και πιο ομαλά κατανεμημένες στο συμβολογράφημα από ότι η παράμετρος της υγρής τροπόσφαιρας (Zebker et al. 1997).

Βάσει της προκαθορισμένης εφαρμογής και του είδους των συμπληρωματικών δεδομένων, δύναται να εφαρμοσθεί διαφορετική στρατηγική για να ελαττωθεί η επιρροή των ατμοσφαιρικών αναταραχών στα συμβολομετρικά προϊόντα. Κατά την δημιουργία τοπογραφικών χαρτών, η επιλογή των ζευγών συμβολομετρίας με σχετικά μεγάλες βάσεις πιθανόν να μειώνει την επίδραση των ατμοσφαιρικών σφαλμάτων (Goldstein 1995, Zebker et al. 1997). Η θεώρηση αυτή στηρίζεται στο ότι η ευαισθησία στο υψόμετρο είναι αντιστρόφως ανάλογη στην κάθετη συνιστώσα της βάσης (Zebker et al. 1994a, Εξίσωση 13). Στην περίπτωση της παρακολούθησης της παραμόρφωσης, ένας ακριβής χάρτης παραμόρφωσης δύναται να παραχθεί από την σώρευση ανεξάρτητων συμβολογραφημάτων της ίδιας περιοχής που στοχεύει στην απαλοιφή των ασυσχέτιστων ατμοσφαιρικών καθυστερήσεων (Zebker et al. 1997, Fujiwara et al. 1998, Sandwell & Price 1998, Bürgman et al. 2000). Η διόρθωση των συμβολογραφημάτων καθίσταται πιθανή μέσω της προσομοίωσης μέρους ή όλων των ατμοσφαιρικών καθυστερήσεων, τη χρήση

παρατηρήσεων που υλοποιήθηκαν από ανεξάρτητες πηγές, όπως το GPS ή των ατμοσφαιρικών αισθητήρων (Zebker et al. 1997, Delacourt et al. 1998, Williams et al. 1998, Janssen et al. 2004). Εν τούτοις, καθώς οι ατμοσφαιρικές ετερογένειες συνήθως λαμβάνουν χώρα σε διαφορετικές χωρικές κλίμακες (Goldstein 1995, Hanssen 1998), η δυνατότητα εφαρμογής μιας τέτοιας τεχνικής εξαρτάται έντονα από την πυκνότητα της συμπληρωματικής πληροφορίας.

3.2. ΠΑΓΚΟΣΜΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΘΕΣΗΣ

3.2.1. Εισαγωγή

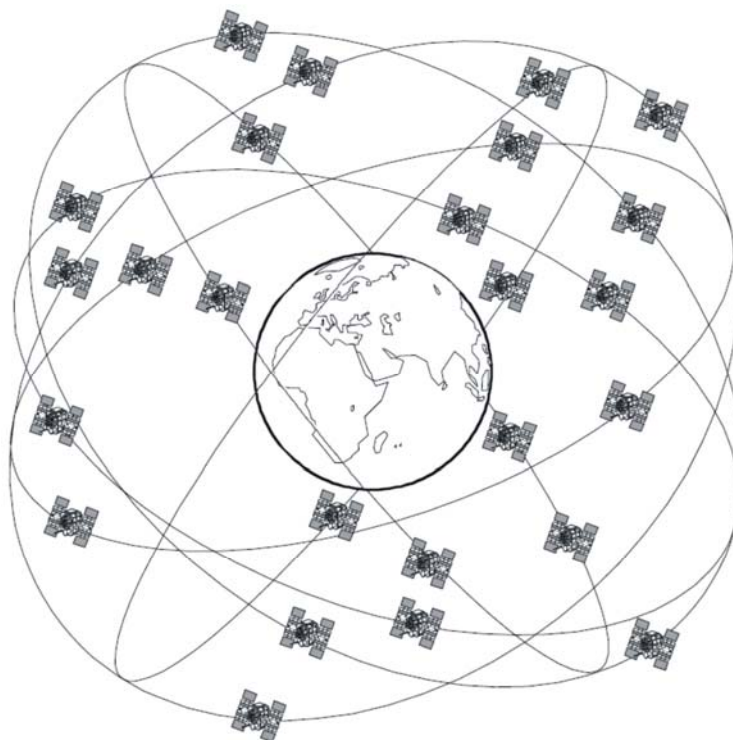
Το σύστημα GPS (με πλήρη περιγραφή: **NAV**igation **S**ystem with **T**iming **A**nd **R**anging **G**lobal **P**ositioning **S**ystem, NAVSTAR-GPS) αναπτύχθηκε από το Υπουργείο Εθνικής Αμύνης της Αμερικής για το στρατιωτικό και πολιτικό προσωπικό. Ο πρώτος δορυφόρος ετέθη σε τροχιά την 22^α Φεβρουαρίου 1978, ενώ κατά την παρούσα περίοδο 28 εν λειτουργία δορυφόροι ευρίσκονται σε τροχιά γύρω από την Γη, σε 6 διαφορετικά τροχιακά επίπεδα (τέσσερις έως πέντε δορυφόροι ανά επίπεδο) και σε ύψος 20.180 km (Σχήμα 3.7). Οι τροχιές των δορυφόρων σχηματίζουν γωνία 55° ως προς τον Ισημερινό, διασφαλίζοντας ότι τουλάχιστον 4 δορυφόροι βρίσκονται σε επικοινωνία με οποιοδήποτε σημείο επάνω στον πλανήτη. Κάθε δορυφόρος υποδηλώνει περίοδο τροχιάς 11 ώρες και 58 λεπτά και φέρει τέσσερα ατομικά ωρολόγια (Zogg 2002).

Τα ατομικά ωρολόγια αποτελούν τα πιο ακριβή γνωστά όργανα, με μέγιστη απώλεια του ενός δευτερολέπτου κάθε 30.000 έως 1.000.000 έτη. Για να επιτευχθεί μεγαλύτερη ακρίβεια, κατά τακτά χρονικά διαστήματα, διορθώνονται ή συγχρονίζονται από ελεγχόμενα σημεία επάνω στην Γη. Κάθε δορυφόρος εκπέμπει στην Γη την ακριβή θέση και την ακριβή ώρα του, σε συχνότητα 1575,42 MHz. Τα σήματα αυτά μεταδίδονται με την ταχύτητα του φωτός (300.000 km/s) και επομένως προϋποθέτουν περίπου 67,3 ms για να προσεγγίσουν την επιφάνεια της Γης. Από την σύγκριση του χρόνου άφιξης του σήματος του δορυφόρου, με τον χρόνο που επιδεικνύει το ατομικό ωρολόγιο κατά την στιγμή εκπομπής του σήματος, καθίσταται δυνατό να προσδιοριστεί ο χρόνος διάδοσης του σήματος. Γνωρίζοντας τον χρόνο διάδοσης τ , δύναται να υπολογιστεί η απόσταση του δορυφόρου S (ψευδο-απόσταση):

$$S = \tau \cdot c$$

Ωστόσο, ακόμα και αν είναι γνωστά ο χρόνος διάδοσης του σήματος καθώς και η απόσταση του δορυφόρου από την Γη, δεν επαρκεί για να καθοριστεί η τρισδιάστατη θέση ενός σημείου στον χώρο. Για να πραγματοποιηθεί κάτι τέτοιο απαιτούνται τέσσερις

ανεξάρτητες μετρήσεις του χρόνου διάδοσης, κατ' επέκταση τέσσερις δορυφόροι για να υπολογίσουν την ακριβή θέση. Το γεγονός αυτό δύναται να εξηγηθεί αρχικά, με τον προσδιορισμό της θέσης στο επίπεδο.



Σχήμα 3.7: Η τροχιά των δορυφόρων GPS γύρω από την Γη υλοποιείται σε έξι τροχιακά επίπεδα (Zogg 2002).

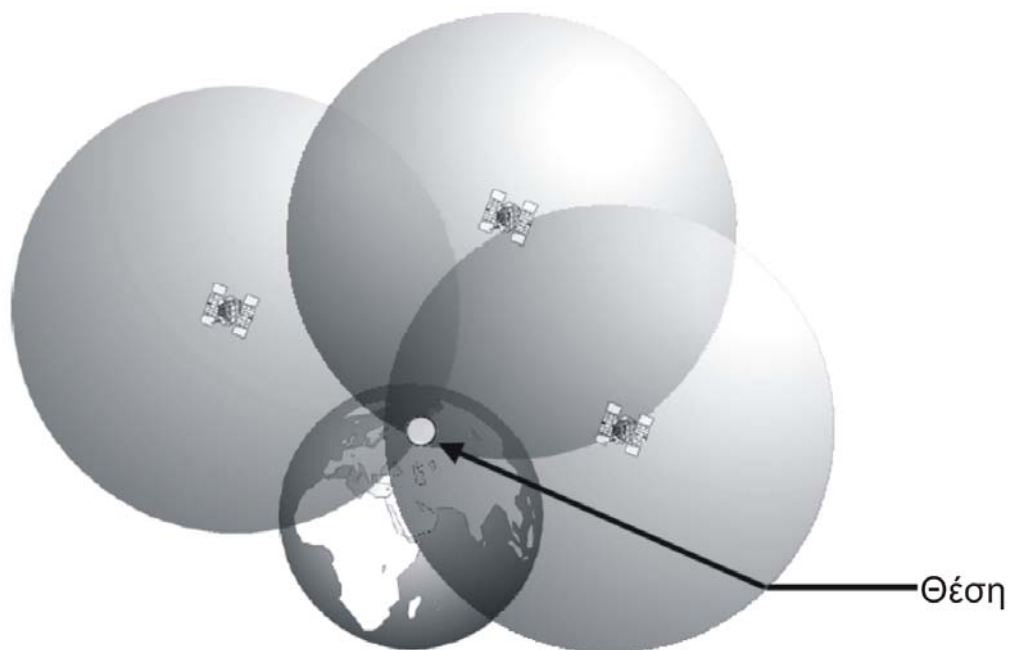
3.2.2. Προσδιορισμός Θέσης

Βασική αρχή του GPS αποτελεί ο προσδιορισμός της θέσης βάσει μετρηθεισών αποστάσεων. Στην περίπτωση των δύο διαστάσεων, η μετρηθείσα απόσταση από ένα γνωστό σημείο, βρίσκεται πάνω στην περιφέρεια ενός κύκλου με γνωστή την ακτίνα. Στην περίπτωση των τριών διαστάσεων, η μετρηθείσα απόσταση από ένα γνωστό σημείο, βρίσκεται πάνω σε επιφάνεια σφαίρας με γνωστό το κέντρο και την ακτίνα της. Ο καθορισμός της θέσης στην εκτίμηση GPS, ευρίσκεται από την διατομή δύο ή τριών κύκλων, όπου η μετρηθείσα απόσταση έχει ως κέντρο της τον δορυφόρο (Σχήμα 3.8).

Ωστόσο, εάν ο χρόνος μέτρησης παρουσιάζει ένα σταθερό άγνωστο σφάλμα, τότε στον τρισδιάστατο χώρο θα προκύψουν τέσσερις άγνωστες μεταβλητές (Zogg 2002):

- Γεωγραφικό μήκος (x)
- Γεωγραφικό πλάτος (y)
- Ύψος (Height)
- Σφάλμα χρόνου (Δt)

Για να προσδιοριστούν οι τέσσερις μεταβλητές χρειάζονται τέσσερις ανεξάρτητες εξισώσεις που παρέχονται από τέσσερις δορυφόρους.



Σχήμα 3.8: Ο προσδιορισμός θέσης συγκλίνει στο σημείο όπου οι τρεις σφαίρες τέμνονται (Zogg 2002).

3.2.3. Περιγραφή Συστήματος GPS

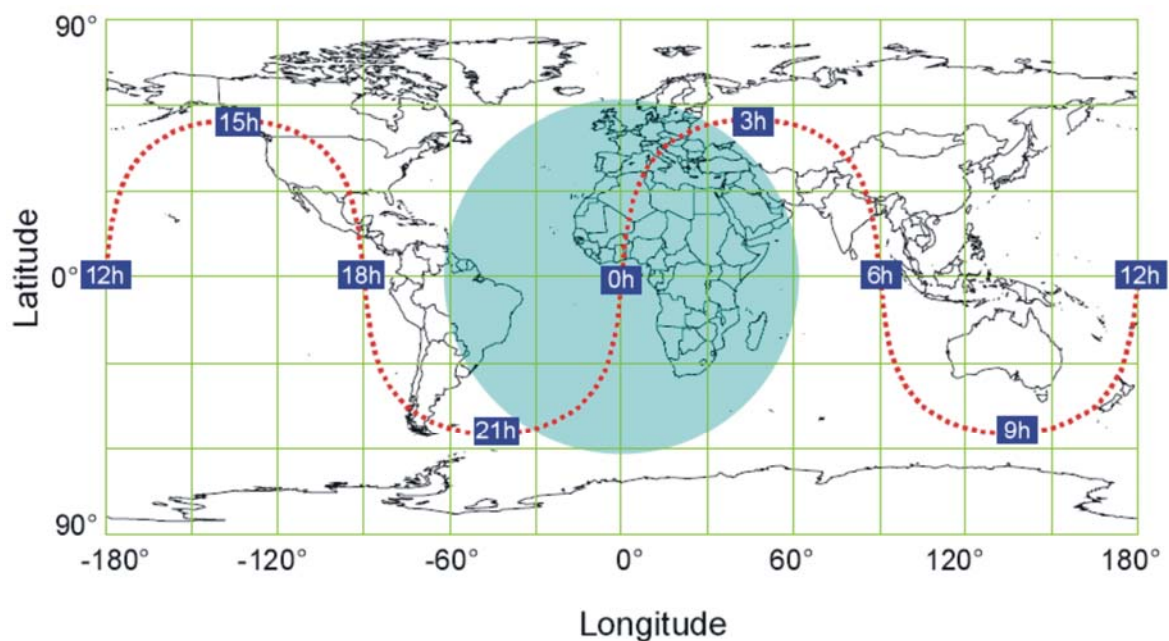
Το σύστημα GPS αποτελείται από τρία τμήματα (Zogg 2002):

- Το δορυφορικό τμήμα (Δορυφόροι)

- Το τμήμα ελέγχου (Επίγειοι σταθμοί: κεντρικός σταθμός ελέγχου, σταθμοί παρακολούθησης και σταθμοί ελέγχου)
- Το τμήμα χρηστών

3.2.3.1 Δορυφορικό Τμήμα

Κάθε δορυφόρος συμπληρώνει την τροχιά του ανά περίπου 12 ώρες. Λόγω της περιστροφής της Γης, ένας δορυφόρος θα είναι στην αρχική του θέση (Σχήμα 3.9) μετά από 24 ώρες περίπου (23 ώρες και 56 λεπτά).



Σχήμα 3.9: Θέση των 28 δορυφόρων GPS στις 24 Απριλίου 2001 (12:00 UTC). Η σκιασμένη περιοχή υποδεικνύει την θέση του δορυφόρου ακριβώς επάνω από την τομή του Ισημερινού/μηδενικού μεσημβρινού (Zoggy 2002).

3.2.3.1.1 Δορυφορικό Σήμα

Η μετάδοση του σήματος από τον δορυφόρο στον επίγειο δέκτη γίνεται μέσω δυαδικών κωδικών, σε δύο φέρουσες συχνότητες της ζώνης L, L_1 και L_2 . Οι δύο φέρουσες

συχνότητες L_1 και L_2 προκύπτουν από την κύρια συχνότητα f_0 (10.23 MHz), πολλαπλασιαζόμενες με τις ποσότητες 154 και 120, αντίστοιχα. Η συχνότητα f και το μήκος κύματος λ των δύο κυμάτων είναι (Blewitt 1997, Βλάχου 2006):

$$f_{L_1} = f_0 \times 154 = 1575.42 \text{ MHz}, \lambda_1 \approx 19.03 \text{ cm}$$

και

$$f_{L_2} = f_0 \times 120 = 1227.6 \text{ MHz}, \lambda_2 \approx 24.42 \text{ cm}$$

Υπάρχουν τρεις τύποι κώδικα του φέροντος σήματος (Blewitt 1997):

- Ο κώδικας C/A (course acquisition code)
- Ο κώδικας P (precise code)
- Το μήνυμα πλοήγησης

Οι δύο κώδικες P και C/A αποτελούν δυαδικά σήματα και αποτελούνται από σειρές όπου επαναλαμβάνονται τα ψηφία 0 και 1. Το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι ότι δεν έχουν παρόμοια τμήματα και ότι αναμεταδίδονται σε γνωστές χρονικές στιγμές (C/A: 1 ms, P: 267 μέρες). Ο κώδικας P διαμορφώνεται και στις δύο φέρουσες συχνότητες L_1 και L_2 , ενώ ο κώδικας C/A μόνο επί της L_1 . Η βασική πληροφορία των κωδικών C/A και P είναι ο χρόνος εκπομπής του σήματος.

Η πληροφορία που εμπεριέχεται στο μήνυμα πλοήγησης, μεταδίδεται από τον δορυφόρο με ρυθμό των 50 μονάδων πληροφορίας το δευτερόλεπτο. Για κάθε δορυφόρο η πληροφορία αυτή περιέχει (Zogg 2002):

- Τον χρόνο του συστήματος και τις διορθώσεις των ωρολογίων
- Τα μεγάλης ακρίβειας δεδομένα της τροχιάς του (ephemeris)
- Προσεγγιστικά δεδομένα τροχιάς για τους υπόλοιπους δορυφόρους (almanac)
- Την κατάσταση της «υγείας» του δορυφόρου
- Τα δεδομένα ιονόσφαιρας

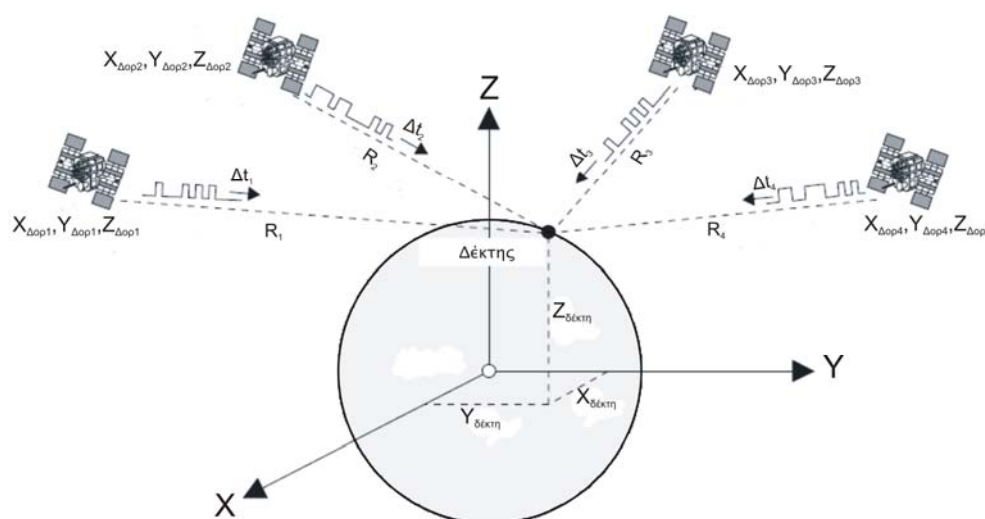
Ο χρόνος που απαιτείται για να μεταδοθεί όλη αυτή η πληροφορία αντιστοιχεί σε 12,5 λεπτά. Ο δέκτης βάσει του μηνύματος πλοήγησης μπορεί να προσδιορίσει τον χρόνο

διάδοσης του σήματος για κάθε δορυφόρο και την τρέχουσα θέση των δορυφόρων κατά τον χρόνο εκπομπής του σήματος.

3.2.4. Προσδιορισμός Θέσης

3.2.4.1. Αρχή Μέτρησης Χρόνου Διαδρομής Σήματος (Εκτίμηση Ψευδο-απόστασης)

Προκειμένου ένας δέκτης GPS να προσδιορίσει την θέση του, πρέπει να δεχθεί χρονικά σήματα από τέσσερις διαφορετικούς δορυφόρους. Κατά αυτόν τον τρόπο καθίσταται ικανός να υπολογίσει τους χρόνους διάδοσης του σήματος $\Delta t_1, \dots, \Delta t_4$ (Σχήμα 3.10).



Σχήμα 3.10: Λήψη σήματος δέκτη από τέσσερις δορυφόρους σε τρισδιάστατο σύστημα συντεταγμένων (Zogg 2002).

Οι υπολογισμοί υλοποιούνται στο τρισδιάστατο Καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων με γεωκεντρική αρχή αξόνων. Η απόσταση του δέκτη από τους τέσσερις δορυφόρους R_1, R_2, R_3 και R_4 , υπολογίζεται με την βοήθεια των χρόνων διάδοσης του σήματος $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$, και Δt_4 , μεταξύ των τεσσάρων δορυφόρων και του δέκτη. Καθώς οι

θέσεις $X_{\delta op}$, $Y_{\delta op}$ και $Z_{\delta op}$ των τεσσάρων δορυφόρων είναι γνωστές, ο δέκτης μπορεί να υπολογίσει τις συντεταγμένες του (Zogg 2002).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, ο χρόνος στον οποίο ο δορυφόρος εκπέμπει το σήμα του είναι γνωστός, λόγω των ατομικών ωρολογίων του κάθε δορυφόρου. Όλα τα ωρολόγια των δορυφόρων συγχρονίζονται μεταξύ τους ως προς τον παγκόσμιο χρόνο UTC. Ο δέκτης σε αντίθεση, δεν συγχρονίζεται στον χρόνο UTC και εμφανίζεται μικρότερος ή μεγαλύτερος κατά Δt_0 . Ο συμβολισμός Δt_0 θεωρείται θετικός όταν το ωρολόγιο του δέκτη είναι ταχύτερο. Το προκύπτον χρονικό σφάλμα Δt_0 προκαλεί ανακρίβειες στην μέτρηση του χρόνου διάδοσης του σήματος αλλά και στην απόσταση R . Επομένως, η απόσταση που υπολογίζεται είναι εσφαλμένη και χαρακτηρίζεται ως ψευδο-απόσταση (pseudo-range, PSR).

$$\Delta t_{\mu\epsilon\tau\rho} = \Delta t + \Delta t_0 \quad (1)$$

$$PSR = \Delta t_{\mu\epsilon\tau\rho} \cdot c = (\Delta t + \Delta t_0) \cdot c \quad (2)$$

$$PSR = R + \Delta t_0 \cdot c \quad (3)$$

- R: πραγματική απόσταση δορυφόρου-δέκτη
 c: ταχύτητα του φωτός
 Δt : χρόνος διάδοσης σήματος από τον δορυφόρο στον δέκτη
 Δt_0 : διαφορά μεταξύ ωρολογίων δορυφόρου και δέκτη
 PSR: ψευδο-απόσταση

Η απόσταση R από τον δορυφόρο στον δέκτη υπολογίζεται στο Καρτεσιανό σύστημα (βάσει Πυθαγορείου Θεωρήματος) ως ακολούθως:

$$R = \sqrt{(X_{\delta op} - X_{\delta\epsilon\kappa\tau\eta})^2 + (Y_{\delta op} - Y_{\delta\epsilon\kappa\tau\eta})^2 + (Z_{\delta op} - Z_{\delta\epsilon\kappa\tau\eta})^2} \quad (4)$$

Από (3) και (4):

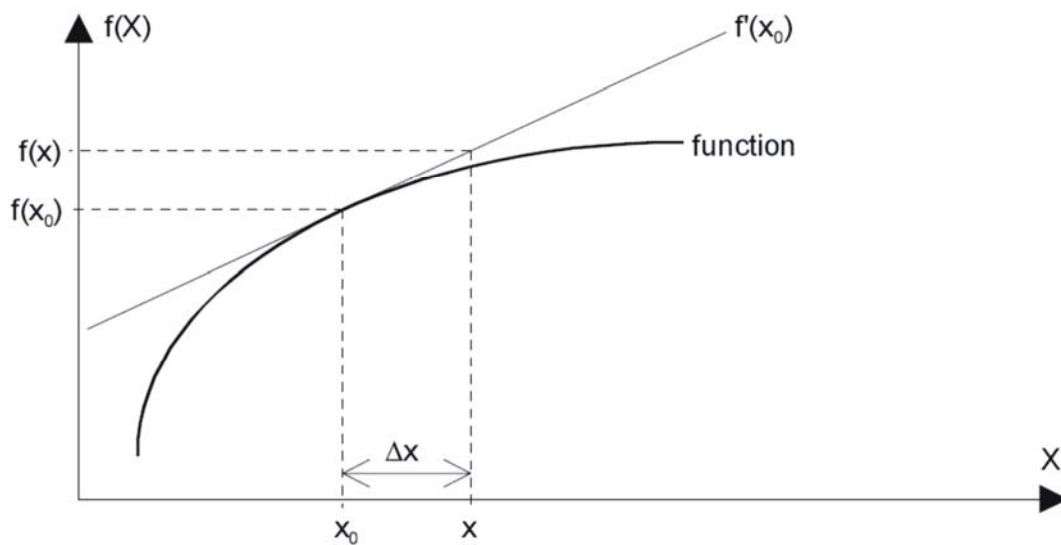
$$PSR = \sqrt{(X_{\delta op} - X_{\delta \kappa \tau \eta})^2 + (Y_{\delta op} - Y_{\delta \kappa \tau \eta})^2 + (Z_{\delta op} - Z_{\delta \kappa \tau \eta})^2} + c \cdot \Delta t_0 \quad (5)$$

Για να υπολογιστούν οι τέσσερις άγνωστες μεταβλητές (Δt_0 , X , Y , Z), είναι απαραίτητες τέσσερις εξισώσεις. Αν η εξίσωση (5) διαμορφωθεί για κάθε δορυφόρο i (όπου $i=1 \dots 4$) θα δώσει τις 4 εξισώσεις παρατήρησης:

$$PSR_i = \sqrt{(X_{\delta op_i} - X_{\delta \kappa \tau \eta})^2 + (Y_{\delta op_i} - Y_{\delta \kappa \tau \eta})^2 + (Z_{\delta op_i} - Z_{\delta \kappa \tau \eta})^2} + c \cdot \Delta t_0 \quad (6)$$

3.2.4.2. Εκτίμηση Ελαχίστων Τετραγώνων-Γραμμικοποίηση Εξίσωσης Παρατήρησης

Οι τέσσερις εξισώσεις παρατήρησης που προκύπτουν για κάθε δορυφόρο από την εξίσωση (6), δίνουν μία μη-γραμμική ομάδα εξισώσεων (Zogg 2002). Για να επιλυθεί επομένως το σύνολο των εξισώσεων, πρέπει πρώτα να γραμμικοποιηθεί ο όρος της τετραγωνικής ρίζας της εξίσωσης σύμφωνα με το μοντέλο Taylor και το πρώτο μέρος του θεωρήματος (Σχήμα 3.11).



Σχήμα 3.11: Μετατροπή σειράς Taylor (Zogg 2002).

Εφαρμόζοντας το θεώρημα του Taylor (με $\Delta x = x - x_0$) ισχύει γενικά (Zogg 2002):

$$f(x) = f(x_0) + \frac{f'(x_0)}{1!} \cdot \Delta x + \frac{f''(x_0)}{2!} (\Delta x)^2 + \frac{f'''(x_0)}{3!} (\Delta x)^3 + \dots$$

Αν απλοποιήσουμε το πρώτο μέρος του θεωρήματος, αγνοώντας τους όρους της 2ας τάξης και άνω ισχύει ότι:

$$f(x) = f(x_0) + f'(x_0) \cdot \Delta x \quad (7)$$

Σε αυτήν την περίπτωση, για να γραμμικοποιήσουμε τις τέσσερις εξισώσεις (6), εκτιμάται αυθαίρετα μία τιμή x_0 που ευρίσκεται σε γειτνίαση με την τιμή x . Το γεγονός αυτό για ένα σύστημα GPS, υπονοεί ότι προκειμένου να υπολογισθούν απευθείας οι άγνωστες μεταβλητές παρατήρησης $X_{\text{ΠΑΡ}}$, $Y_{\text{ΠΑΡ}}$ και $Z_{\text{ΠΑΡ}}$, χρησιμοποιούνται αρχικά οι παράμετροι της υπολογισθείσας γειτονικής παρατήρησης (x_0, y_0, z_0, t_0). Η θέση παρατήρησης (x_0, y_0, z_0, t_0) ωστόσο, περιλαμβάνει ένα σφάλμα που δηλώνεται από τις άγνωστες μεταβλητές $\Delta x, \Delta y$ και Δz :

$$\begin{aligned} X_{\text{ΠΑΡ}} &= X_0 + \Delta x \\ Y_{\text{ΠΑΡ}} &= Y_0 + \Delta y \\ Z_{\text{ΠΑΡ}} &= Z_0 + \Delta z \end{aligned} \quad (8)$$

Η απόσταση R_0 του υπολογισθέντος σημείου (x_0, y_0, z_0) από τους τέσσερις δορυφόρους μπορεί να υπολογιστεί με παρόμοιο τρόπο, όπως υποδεικνύει η εξίσωση (4):

$$R_{0i} = \sqrt{(X_{\delta op_i} - X_0)^2 + (Y_{\delta op_i} - Y_0)^2 + (Z_{\delta op_i} - Z_0)^2} \quad (9)$$

Αν συνδυαστεί η εξίσωση (9) με τις εξισώσεις (6) και (7), έχουμε:

$$PSR_i = R_{0i} + \frac{\partial(R_{0i})}{\partial x} \cdot \Delta x + \frac{\partial(R_{0i})}{\partial y} \cdot \Delta y + \frac{\partial(R_{0i})}{\partial z} \cdot \Delta z + c \cdot \Delta t_0 \quad (10)$$

Όπου αν εφαρμοσθεί η μερική παράγωγος, καταλήγουμε στο εξής:

$$PSR_i = R_{0_i} + \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_i}}{R_{0_i}} \cdot \Delta x + \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_i}}{R_{0_i}} \cdot \Delta y + \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_i}}{R_{0_i}} \cdot \Delta z + c \cdot \Delta t_0 \quad (11)$$

Από την αντιμετάθεση των τεσσάρων εξισώσεων (11) (για $i=1 \dots 4$) δύναται να υπολογιστούν οι τέσσερις μεταβλητές (Δx , Δy , Δz και Δt_0) βάσει των κανόνων της γραμμικής άλγεβρας:

$$\begin{bmatrix} PSR_1 - R_{0_1} \\ PSR_2 - R_{0_2} \\ PSR_3 - R_{0_3} \\ PSR_4 - R_{0_4} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_1}}{R_{0_1}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_1}}{R_{0_1}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_1}}{R_{0_1}} & c \\ \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_2}}{R_{0_2}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_2}}{R_{0_2}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_2}}{R_{0_2}} & c \\ \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_3}}{R_{0_3}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_3}}{R_{0_3}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_3}}{R_{0_3}} & c \\ \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_4}}{R_{0_4}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_4}}{R_{0_4}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_4}}{R_{0_4}} & c \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t_0 \end{bmatrix} \quad (12)$$

Οπότε:

$$\begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_1}}{R_{0_1}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_1}}{R_{0_1}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_1}}{R_{0_1}} & c \\ \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_2}}{R_{0_2}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_2}}{R_{0_2}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_2}}{R_{0_2}} & c \\ \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_3}}{R_{0_3}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_3}}{R_{0_3}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_3}}{R_{0_3}} & c \\ \frac{X_0 - X_{\delta\sigma\rho_4}}{R_{0_4}} & \frac{Y_0 - Y_{\delta\sigma\rho_4}}{R_{0_4}} & \frac{Z_0 - Z_{\delta\sigma\rho_4}}{R_{0_4}} & c \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} PSR_1 - R_{0_1} \\ PSR_2 - R_{0_2} \\ PSR_3 - R_{0_3} \\ PSR_4 - R_{0_4} \end{bmatrix} \quad (13)$$

Η επίλυση των Δx , Δy και Δz χρησιμοποιείται για να επανεκτιμήσει την υπολογισθείσα θέση (x_0, y_0, z_0) , σύμφωνα με την εξίσωση (8).

$$\begin{aligned} X_{0'} &= X_0 + \Delta x \\ Y_{0'} &= Y_0 + \Delta y \\ Z_{0'} &= Z_0 + \Delta z \end{aligned} \tag{14}$$

Οι υπολογισθείσες τιμές $X_{0'}$, $Y_{0'}$ και $Z_{0'}$ εισάγονται στην σειρά των εξισώσεων (13) μέσω μιας κανονικής επαναληπτικής διαδικασίας, έως ότου οι συνιστώσες σφάλματος Δx , Δy και Δz να είναι μικρότερες από το επιθυμητό σφάλμα. Βασιζόμενοι στην αρχική εκτίμηση παρατήρησης, απαιτούνται τρεις με πέντε επαναλήψεις για να παραχθεί ένα σφάλμα μικρότερο από 1 cm.

Συμπερασματικά, για να προσδιοριστεί μία θέση θα πρέπει ο χρήστης είτε να χρησιμοποιήσει την τελευταία τιμή μέτρησης ή να εκτιμήσει μία καινούργια θέση και να υπολογίσει από συνεχείς επαναλήψεις, συνιστώσες σφάλματος (Δx , Δy και Δz) που προσεγγίζουν το μηδέν. Σε αυτήν την περίπτωση συνεπάγεται ότι:

$$\begin{aligned} X_{\text{ΠΑΡ}} &= X_{0'} \\ Y_{\text{ΠΑΡ}} &= Y_{0'} \\ Z_{\text{ΠΑΡ}} &= Z_{0'} \end{aligned} \tag{15}$$

Η υπολογισθείσα τιμή Δt_0 αντιστοιχεί στο σφάλμα του χρόνου του δέκτη και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσαρμόσει το ωρολόγιο του δέκτη.

3.2.4.3. Αναγνώριση & Εξέταση Σφαλμάτων

Τα σφάλματα που επέρχονται στις μετρήσεις GPS, είτε του κώδικα, είτε της φάσης, οφείλονται στον θόρυβο του ίδιου του οργάνου αλλά και σε τυχαία σφάλματα που οφείλονται στον δορυφόρο, στην ιονόσφαιρα, στα κτήρια και την φυτοκάλυψη. Αναλυτικότερα το συνολικό σφάλμα αποδίδεται στις παρακάτω αιτίες (Zogg 2002):

- Δορυφορικά ωρολόγια: αν και κάθε δορυφόρος έχει τέσσερα ατομικά ωρολόγια, ένα σφάλμα χρόνου 10 ns προκαλεί ένα σφάλμα της τάξης των 3 m.
- Τροχιές δορυφόρου: η θέση ενός δορυφόρου είναι γενικά γνωστή με σφάλμα από 1 έως 5 m.
- Ταχύτητα του φωτός: το σήμα διαδίδεται από τον δορυφόρο στον δέκτη με την ταχύτητα του φωτός. Κατά αυτόν τρόπο ελαττώνεται διασχίζοντας την ιονόσφαιρα και τροπόσφαιρα και δεν μπορεί να θεωρηθεί ως μια σταθερά.
- Μέτρηση χρόνου διάδοσης του σήματος: ο χρήστης μπορεί να υπολογίσει την θέση, την χρονική στιγμή που δέχεται το σήμα από τον δορυφόρο, με σφάλμα χρόνου 10-20 ns που αντιστοιχεί σε σφάλμα θέσης 3-6 m.
- Γεωμετρία δορυφόρου: η ικανότητα προσδιορισμού μιας θέσης μειώνεται όταν οι τέσσερις δορυφόροι που χρησιμοποιούνται κατά την μέτρηση είναι κοντά ο ένας στον άλλον. Η επίδραση της γεωμετρίας του δορυφόρου στην ακρίβεια της μέτρησης αναφέρεται ως GDOP (Geometric Dilution of Dilution).

Αρχικά, η ταχύτητα του φωτός δεν είναι σταθερή καθ' όλη την διαδρομή του ΗΜ σήματος διά της ατμόσφαιρας. Το σήμα καθώς διέρχεται μέσα από τα ηλεκτρισμένα μέρη της ιονόσφαιρας και από τους υδρατμούς της τροπόσφαιρας, επιβραδύνεται και τοιουτοτρόπως δημιουργείται σφάλμα στην χρονική του άφιξη. Το πρόβλημα αυτό δύναται να αντιμετωπιστεί με προσομοίωση των ατμοσφαιρικών συνθηκών ανά ημέρα, καθώς και με μετρήσεις διπλής συχνότητας (dual frequency), κατά τις οποίες συγκρίνονται οι σχετικές ταχύτητες δύο διαφορετικών σημάτων. Ένα επόμενο πρόβλημα αποτελούν οι πολλαπλές ανακλάσεις του φέροντος κύματος, λόγω των αναπηδήσεων του από τοπικά εμπόδια έως ότου προσεγγίσει τον δέκτη. Οι χρονικές διαφορές που εντοπίζονται στα ατομικά ωρολόγια των δορυφόρων, όπως και οι χωρικές διαφορές που αναφέρονται στην θέση των δορυφόρων προκαλούν επιπλέον σφάλματα στην εκτίμηση GPS.

Για την μείωση των σφαλμάτων εφαρμόζονται οι Διαφορικές μετρήσεις GPS – DGPS- όπου χρησιμοποιούνται δύο δέκτες, ο ένας εκ των οποίων παραμένει στάσιμος και άλλος μετακινείται κατά την διάρκεια των μετρήσεων. Αν δύο δέκτες είναι σχεδόν κοντά ο ένας στον άλλον, εντός ολίγων εκατοντάδων χιλιομέτρων, τότε τα σήματα που φθάνουν και στους δύο δέκτες θα έχουν ακολουθήσει την ίδια διαδρομή μέσα στην ατμόσφαιρα και θα έχουν ενδεχομένως τα ίδια σφάλματα. Αυτό σημαίνει ότι ένας δέκτης μπορεί να

χρησιμοποιηθεί για να μετρήσει τα σφάλματα στην ώρα και εν συνεχεία να δώσει την πληροφορία αυτή της διόρθωσης στους δέκτες που μετακινούνται. Δηλαδή ο σταθμός αναφοράς εκτός από το ότι λειτουργεί σαν ένας απλός σταθμός GPS, παράλληλα χρησιμοποιεί την γνωστή θέση του για να υπολογίσει τον συγχρονισμό και όχι για τον προσδιορισμό θέσης μέσω σημάτων χρόνου. Ουσιαστικά, υπολογίζει ποιοι θα πρέπει να είναι οι χρόνοι διάδοσης των σημάτων GPS και τους συγκρίνει με αυτούς που πραγματικά είναι. Η διαφορά αυτή αποτελεί έναν παράγοντα διόρθωσης του σφάλματος που μεταφέρεται από τον σταθμό αναφοράς στους υπόλοιπους σταθμούς, για να διορθωθούν οι μετρήσεις τους. Κατά αυτόν τον τρόπο, επιτρέπεται η απαλοιφή των σφαλμάτων από το σύστημα.

Επιπλέον, εφόσον ένας σταθμός αναφοράς δεν μπορεί να γνωρίζει ποιον από όλους τους διαθέσιμους δορυφόρους που βλέπει, χρησιμοποιεί ένας άλλος δέκτης για να υπολογίσει την θέση του, τότε επισκοπεί όλους τους ορατούς δορυφόρους και υπολογίζει καθένα από τα σφάλματά τους. Μετέπειτα, κωδικοποιεί την πληροφορία αυτή και την μεταδίδει στους μετακινούμενους δέκτες, οι οποίοι εφαρμόζουν τις διορθώσεις για τους συγκεκριμένους δορυφόρους που χρησιμοποιούν.

3.2.5. Διαφορικό-GPS (DGPS)

3.2.5.1. Εισαγωγή

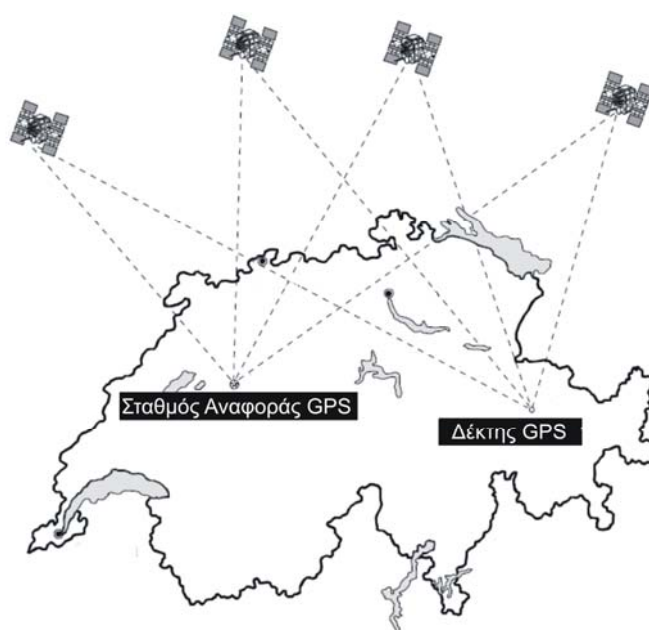
Θεωρητικά, βάσει των διαδικασιών που περιγράφηκαν, το επιτεύξιμο επίπεδο ακρίβειας προσεγγίζει τα 15-20 m (Zogg 2002). Πρακτικά όμως, απαιτείται μεγαλύτερος βαθμός ακρίβειας της τάξης του εκατοστού ή και χιλιοστού. Για αυτόν τον λόγο εφαρμόζεται το Διαφορικό GPS (Differential GPS, DGPS). Η αρχή λειτουργίας του στηρίζεται στην εφαρμογή ενός δέκτη αναφοράς (με γνωστές συντεταγμένες) που χρησιμοποιείται συμπληρωματικά με τον δέκτη του χρήστη. Από την συνεχή σύγκριση του δέκτη του χρήστη με τον δέκτη αναφοράς, μπορούν να εξαλειφθούν πολλά σφάλματα, διότι προκύπτει μία διαφορά στην μέτρηση, που καλείται Διαφορικό GPS. Η μέθοδος DGPS αφορά δύο διαφορετικές αρχές:

- DGPS μετρήσεις βασισμένες στην μέτρηση του χρόνου διάδοσης του σήματος (επιτεύξιμη ακρίβεια ~ 1 m)
- DGPS μετρήσεις βασισμένες στην μέτρηση της φάσης του φέροντος σήματος (επιτεύξιμη ακρίβεια ~ 1 cm)

Οι διαφορικές μετρήσεις GPS που χρησιμοποιούνται, κατηγοριοποιούνται στα πεδία που ακολουθούν:

- Διαφορικές μετρήσεις GPS σε τοπική περιοχή (local area)
- Διαφορικές μετρήσεις GPS σε ευρύτερη περιοχή (regional area)
- Διαφορικές μετρήσεις GPS σε εκτενή-παγκόσμια περιοχή (wide area)

3.2.5.2. DGPS βάσει Μέτρησης Χρόνου Διάδοσης Σήματος



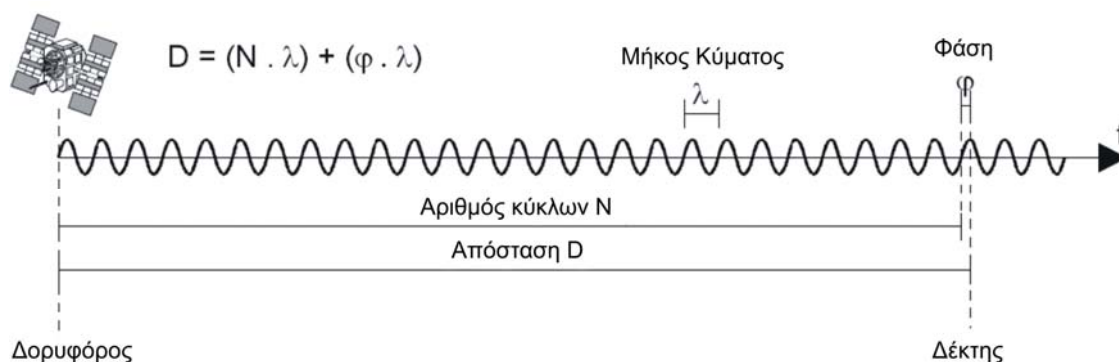
Σχήμα 3.12: Αρχή λειτουργίας του GPS με έναν σταθμό αναφοράς GPS (Zogg 2002).

Η βασική αρχή του DGPS είναι πολύ απλή. Ένας σταθμός με γνωστή, ακριβή θέση ορίζεται ως σταθμός αναφοράς. Ο σταθμός αναφοράς προσδιορίζει την θέση ενός σημείου βάσει των τεσσάρων δορυφόρων. Καθώς η ακριβής θέση του σταθμού αναφοράς

είναι γνωστή, καθίσταται πιθανό να υπολογιστεί οποιαδήποτε απόκλιση από την πραγματική θέση μέτρησης. Η απόκλιση αυτή (διαφορική θέση) αναφέρεται σε οποιονδήποτε δέκτη GPS ευρίσκεται εντός ακτίνας 200 km από τον σταθμό αναφοράς. Η διαφορική θέση επομένως, χρησιμοποιείται για να διορθώσει τις θέσεις που έχουν μετρηθεί από άλλους δέκτες GPS. Βασισμένοι σε αυτήν την αρχή, δύναται να επιτευχθεί ακρίβεια της τάξης ολίγων χιλιοστών.

3.2.5.3. DGPS βάσει Μέτρησης Φέρουσας Φάσης

Κατά την μέτρηση της ψευδο-απόστασης (Παράγραφος 3.2.5.2) επιτυγχάνεται ακρίβεια του 1 m, η οποία δεν είναι ικανοποιητική για την επίλυση των προβλημάτων. Για να διεξαχθούν μετρήσεις με ακρίβεια ολίγων χιλιοστών, πρέπει να εκτιμηθεί η φέρουσα φάση του σήματος του δορυφόρου. Το Σχήμα 3.13 περιγράφει την αρχή της διαφορικής μέτρησης βάσει της φέρουσας φάσης και την μέθοδο προσδιορισμού της απόστασης προς έναν δορυφόρο. Το φέρον μήκος κύματος λ προσεγγίζει σχεδόν τα 19 cm.



Σχήμα 3.13: Αρχή μέτρησης της φάσης (Zogg 2002).

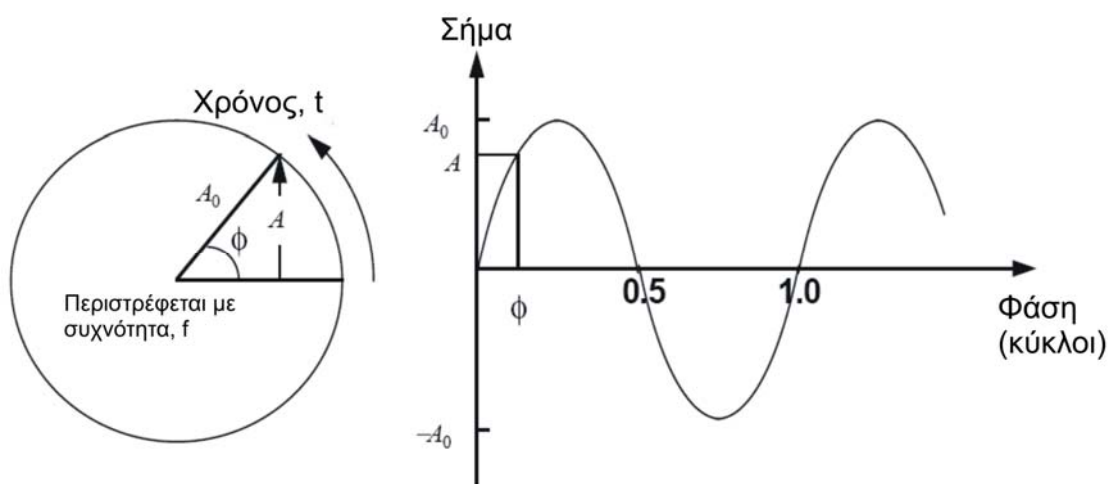
Η μέτρηση της φάσης αποτελεί έναν αόριστο μηχανισμό, διότι ο αριθμός των κύκλων φάσης N (αρχική ασάφεια φάσης) είναι άγνωστος. Παρατηρώντας όμως, πολλούς δορυφόρους σε διαφορετικές χρονικές στιγμές και εν συνεχεία συγκρίνοντας σε συνεχή βάση τον δέκτη του χρήστη με τον δέκτη αναφοράς (κατά την διάρκεια και μετέπειτα της

μέτρησης), επιλύονται πολυάριθμες σειρές εξισώσεων και κατά αυτόν τον τρόπο προσδιορίζεται μία θέση με ακρίβεια λίγων χιλιοστών.

Για να κατανοηθεί η βασική έννοια και ο τρόπος προσδιορισμού της θέσης βάσει της φάσης, θα πρέπει αρχικά να περιγραφεί ο μηχανισμός παρατήρησης της φέρουσας φάσης και να αναπτυχθεί ένα μοντέλο παρατήρησης, που ομοιάζει με το μοντέλο της ψευδο-απόστασης. Εν τούτοις, παρατηρούνται βασικές διαφορές μεταξύ των παρατηρήσεων φέρουσας φάσης-ψευδο-απόστασης (ασάφεια φάσης, απώλεια κύκλων).

3.2.5.3.1. Ερμηνεία Φάσης, Συχνότητας, Χρόνου Ωρολογίου

Η φάση χαρακτηρίζεται απλά ως «γωνία περιστροφής», η οποία στην ανάλυση GPS δίνεται σε μονάδες «κύκλων». Όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 3.14, η φάση $\phi(t)$ σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή t δύναται να προσδιοριστεί ως η γωνία κατά την οποία η γραμμή έχει περιστραφεί (Blewitt 1997).



Σχήμα 3.14: Ερμηνεία Φάσης (Blewitt 1997).

Η φάση σχετίζεται στενά με την έννοια του χρόνου, ο οποίος πάντοτε στηρίζεται σε κάποιο είδος περιοδικής κίνησης, όπως είναι η περιστροφή της Γης, η τροχιά της Γης γύρω από τον ήλιο («δυναμικός χρόνος»), η ταλάντωση ενός κρυστάλλου χαλαζία σε ένα

ωρολόγιο («ατομικός χρόνος»). Οι γωνίες περιστροφής επομένως δίνουν ένα μέτρο του χρόνου. Κατά αυτήν την εκδοχή, η φάση θεωρείται σαν μέγεθος χρόνου (μετέπειτα της μετατροπής στις κατάλληλες μονάδες):

$$T(t) = k(\phi(t) - \phi_0) \quad (16)$$

$T(t)$: χρόνος κατά την χρονική στιγμή t

$\phi_0 = \phi(0)$: φάση όταν $t=0$

k : σταθερά που μετατρέπει τις μονάδες κύκλων σε μονάδες δευτερολέπτων

Βάσει της παραπάνω σχέσης ορίζεται ο χρόνος του ωρολογίου, ο οποίος φαίνεται να εξαρτάται από την σταθερότητα του βαθμού μεταβολής της φάσης. Το τελευταίο εισάγει την έννοια της συχνότητας.

Η συχνότητα εκφρασμένη σε μονάδες «κύκλων ανά δευτερόλεπτο», δηλώνει πόσες φορές η γραμμή ολοκληρώνει μία πλήρη περιστροφή των 360° σε ένα δευτερόλεπτο. Ορίζεται ως η πρώτη παράγωγος της φάσης, αναφορικά με τον χρόνο, δηλαδή ως η γωνιώδης ταχύτητα.

$$f \equiv \frac{d\phi(t)}{dt} \quad (17)$$

Αν η φάση μεταβάλλεται γραμμικά με τον χρόνο, τότε η συχνότητα είναι σταθερή (βάση για ένα ιδεατό ωρολόγιο). Η φάση σε αυτήν την περίπτωση γράφεται ως εξής:

$$\phi = f_0 t + \phi_0 \quad (18)$$

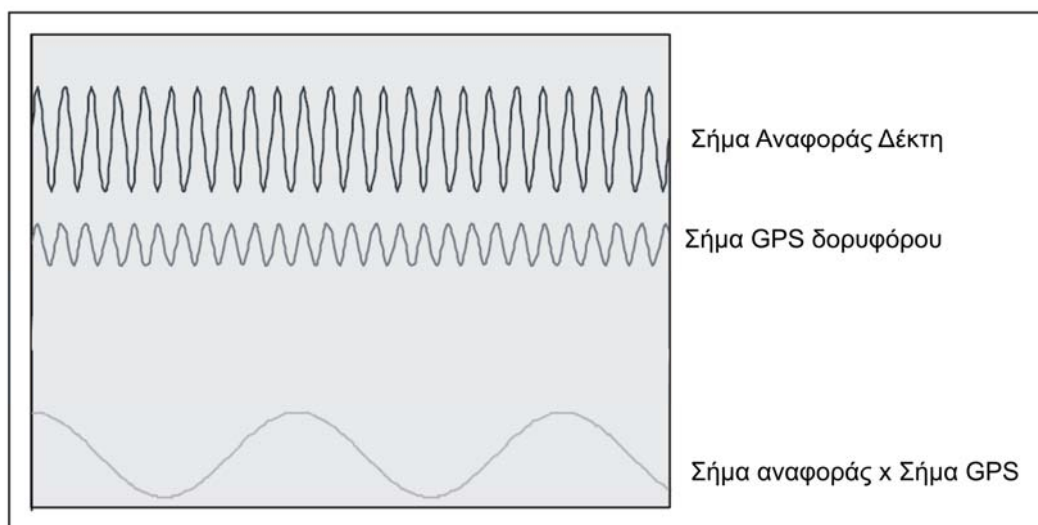
Τότε

$$T = k f_0 t \quad (19)$$

Η αρχική εξίσωση του χρόνου (16) βάσει της εξίσωσης (19), για $k=1/f_0$ (προκύπτει αν $T=t$) υπολογίζεται ως εξής:

$$T(t) = \frac{\phi(t) - \phi_0}{f_0} \quad (20)$$

3.2.5.3.2 Μοντέλο Παρατήρησης Φέρουσας Φάσης



Σχήμα 3.15: Προκύπτουν σήμα από φέρον σήμα δορυφόρου και σήμα δέκτη GPS (Blewitt 1997).

Το φέρον σήμα του δορυφόρου πολλαπλασιάζεται με το σήμα αναφοράς που παράγεται από το ωρολόγιο του δέκτη. Το σήμα που προκύπτει («beating signal») μετέπειτα της εφαρμογής φίλτρου υψηλής συχνότητας δίνεται στο Σχήμα 3.15. Η φάση του τελικού σήματος (θα αναφέρεται στο εξής ως «φέρουσα φάση», αλλά δεν πρέπει να συγχέεται με την φάση του σήματος του δορυφόρου) ισοδυναμεί με την διαφορά της φάσης του σήματος αναφοράς του δέκτη και της GPS φέρουσας φάσης του δορυφόρου. Εν τούτοις, στην εν λόγω διαφορά παρατηρείται ασάφεια φάσης κατά έναν ακέραιο αριθμό κύκλων N . Η φέρουσα φάση παρατήρησης Φ^s ενός δορυφόρου S δίνεται από την παρακάτω σχέση (Blewitt 1997):

$$\Phi^S(T) = \phi(T) - \phi^S(T) - N^S \quad (21)$$

ϕ : φάση που παράγεται από το ωρολόγιο του δέκτη

ϕ^S : φάση του σήματος GPS του δορυφόρου S

T: χρόνος στον δέκτη κατά τον οποίο γίνεται η μέτρηση

Όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, ο χρόνος του ωρολογίου δύναται να γραφεί συναρτήσει της φάσης και της συχνότητας ως εξής (εξίσωση 20):

$$T(t) = \frac{\phi(t) - \phi_0}{f_0} \Rightarrow \phi(T) = f_0 T + \phi_0 \Rightarrow \phi^S(T^S) = f_0 T^S + \phi_0^S, \text{ για } t=T$$

Επομένως βάσει της τελευταίας εξίσωσης, η εξίσωση παρατήρησης της φάσης (21) μετατρέπεται:

$$\begin{aligned} \Phi^S(T) &= f_0 T + \phi_0 - f_0 T^S - \phi_0^S - N^S \\ &= f_0 (T - T^S) + \phi_0 - \phi_0^S - N^S \end{aligned} \quad (22)$$

Από την εξίσωση (22) είναι κατανοητό ότι οι χρόνοι των ωρολογίων αναφέρονται σε διαφορετικά γεγονότα (λήψη και εκπομπή, αντίστοιχα). Σημειώνεται επίσης, ότι κάθε όρος που αντιστοιχεί σε έναν δορυφόρο είναι διαφορετικός για κάθε δορυφόρο, ενώ όλοι οι υπόλοιποι όροι είναι σχεδόν όμοιοι. Οι δέκτες GPS είναι σχεδιασμένοι ώστε να έχουν σταθερή φάση ϕ_0 για όλους τους δορυφόρους και πρέπει να αναπαράγουν τις μετρήσεις φάσης από όλους τους δορυφόρους, την ίδια χρονική στιγμή. Ο χρόνος T^S κυμαίνεται από δορυφόρο σε δορυφόρο, αλλά σε μικρό βαθμό για να φθάνουν τελικώς όλα τα σήματα στον ίδιο χρόνο.

Στην γενικευμένη περίπτωση περισσοτέρων δορυφόρων j, k, l, ... , και δεκτών GPS A, B, Γ, ..., η εξίσωση (22) γράφεται (Blewitt 1997):

$$\Phi_A^j(T_A) = f_0 (T_A - T^j) + \phi_{0A} - \phi_0^j - N_A^j \quad (23)$$

Τα δεδομένα πρέπει να αναπαραχθούν από όλους τους δέκτες την ίδια χρονική στιγμή, έτσι ώστε οι τιμές T_A να είναι πανομοιότυπες. Εν τούτοις, το ωρολόγιο κάθε δέκτη δεν εμφανίζει ακριβώς τον ίδιο ρυθμό, με αποτέλεσμα ο πραγματικός χρόνος μέτρησης να διαφέρει ελαφρώς από δέκτη σε δέκτη. Στην παραπάνω εξίσωση παρατηρείται επίσης, ότι κάθε ζεύγος δέκτη-δορυφόρου χαρακτηρίζεται από διαφορετική ασάφεια φάσης.

Ωστόσο τις περισσότερες φορές, καθίσταται βολική η μετατροπή του μοντέλου της φέρουσας φάσης σε μονάδες απόστασης, γεγονός που απλοποιεί έννοιες, μοντέλα και λογισμικά. Σε αυτήν την περίπτωση, η εξίσωση της φέρουσας φάσης πολλαπλασιάζεται με το μήκος κύματος.

$$\begin{aligned}
 L_A^j(T_A) &\equiv \lambda_0 \Phi_A^j(T_A) = \lambda_0 f_0(T_A - T^j) + \lambda_0(\phi_{0A} - \phi_0^j - N_A^j) \\
 &= \lambda_0 f_0(T_A - T^j) + \lambda_0(\phi_{0A} - \phi_0^j - N_A^j) \\
 &= c(T_A - T^j) + \lambda_0(\phi_{0A} - \phi_0^j - N_A^j) \\
 &= c(T_A - T^j) + B_A^j
 \end{aligned} \tag{24}$$

B_A^j : το σφάλμα της φέρουσας φάσης σε m (bias)

Το πρώτο μέρος στο μοντέλο της φέρουσας φάσης είναι ουσιαστικά η ψευδο-απόσταση και το δεύτερο μέρος αποτελεί μια σταθερά. Αν στην παραπάνω εξίσωση συμπεριληφθεί η καθυστέρηση του σήματος που οφείλεται στην τροπόσφαιρα Z_A^j και την ιονόσφαιρα $-I_A^j$ (το μείον υποδεικνύει ότι στην πραγματικότητα η ταχύτητα φάσης αυξάνεται), τότε η εξίσωση της φέρουσας φάσης γίνεται:

$$L_A^j(T_A) = R_A^j(t_A, t^j) + c\tau_A - c\tau^j + Z_A^j - I_A^j + B_A^j \tag{25}$$

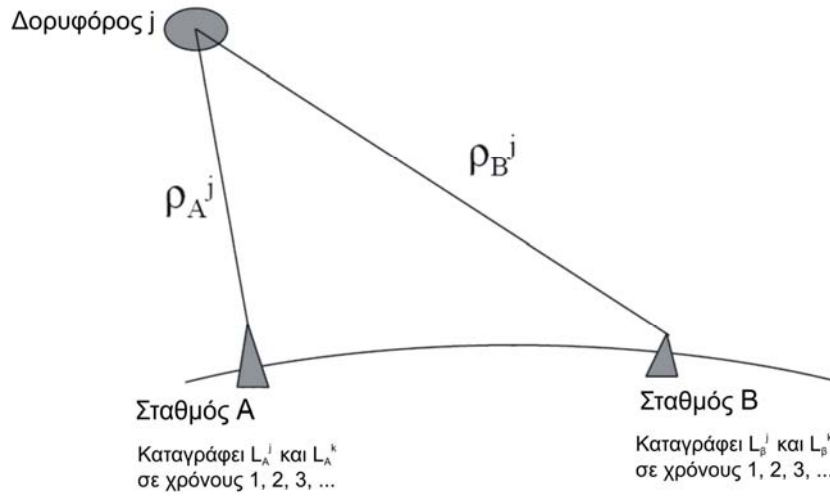
R_A^j : η απόσταση δορυφόρου-δέκτη

T^a : το σφάλμα του ωρολογίου του δέκτη

3.2.5.3.3. Τεχνικές Διαφορών Παρατήρησης

Οι μονές, διπλές και τριπλές διαφορές που σχηματίζονται μεταξύ των παρατηρήσεων κατά τα στάδια της επεξεργασίας, επιτρέπουν την αφαίρεση ή την ελάττωση των σφαλμάτων, κυρίως του ωρολογίου του δορυφόρου.

3.2.5.3.3.1 Μονές Διαφορές



Σχήμα 3.16: Γεωμετρία μονής διαφοράς (Blewitt 1997).

Οι εξισώσεις φάσεις, στην περίπτωση των μονών διαφορών, για ένα ζεύγος δεκτών GPS, A και B και έναν δορυφόρο j, περιγράφονται από τις σχέσεις (Blewitt 1997):

$$L_A^j = R_A^j + c\tau_A - c\tau^j + Z_A^j - I_A^j + B_A^j \quad (26)$$

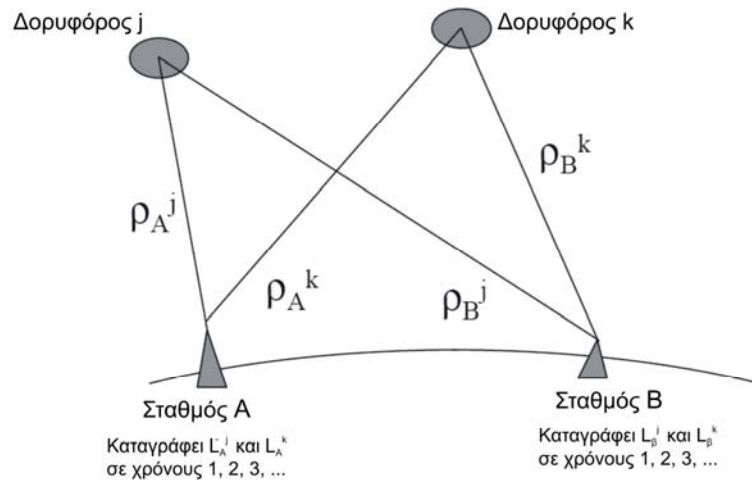
$$L_B^j = R_B^j + c\tau_B - c\tau^j + Z_B^j - I_B^j + B_B^j$$

Η μονή διαφορά φάσης ορίζεται από την διαφορά μεταξύ των δύο παραπάνω φάσεων:

$$\Delta L_{AB}^j \equiv L_A^j - L_B^j = \Delta R_{AB}^j + c\Delta\tau_{AB} + \Delta Z_{AB}^j - \Delta I_{AB}^j + \Delta B_{AB}^j \quad (27)$$

Με τις παρατηρήσεις της μονής διαφοράς μειώνονται ή και ακόμα απαλείφονται πολλές πηγές σφαλμάτων. Εν τούτοις, κύριο μειονέκτημα της τεχνικής είναι ότι υπολογίζεται η σχετική θέση (εκτός δικτύου παγκόσμιας κλίμακας), ενώ το σφάλμα του ωρολογίου του δέκτη παραμένει άγνωστο και απρόβλεπτο. Για τον λόγο αυτό χρησιμοποιούνται οι «διπλές διαφορές».

3.2.5.3.2 Διπλές Διαφορές



Σχήμα 3.17: Γεωμετρία διπλών διαφορών (Blewitt 1997).

Οι εξισώσεις παρατήρησης βάσει της τεχνικής της μονής διαφοράς της φάσης, για δύο δορυφόρους j και k και δύο δέκτες A και B , λαμβάνονται ως εξής (Blewitt 1997):

$$\Delta L_{AB}^j = \Delta R_{AB}^j + c\Delta\tau_{AB} + \Delta Z_{AB}^j - \Delta I_{AB}^j + \Delta B_{AB}^j \quad (28)$$

$$\Delta L_{AB}^k = \Delta R_{AB}^k + c\Delta\tau_{AB} + \Delta Z_{AB}^k - \Delta I_{AB}^k + \Delta B_{AB}^k$$

Η διπλή διαφορά φάσης ορίζεται από την διαφορά μεταξύ των δύο φάσεων μονής διαφοράς:

$$\nabla \Delta L_{AB}^{jk} \equiv \Delta L_{AB}^j - \Delta L_{AB}^k = \nabla \Delta R_{AB}^{jk} + \nabla \Delta Z_{AB}^{jk} - \nabla \Delta I_{AB}^{jk} + \nabla \Delta B_{AB}^{jk} \quad (29)$$

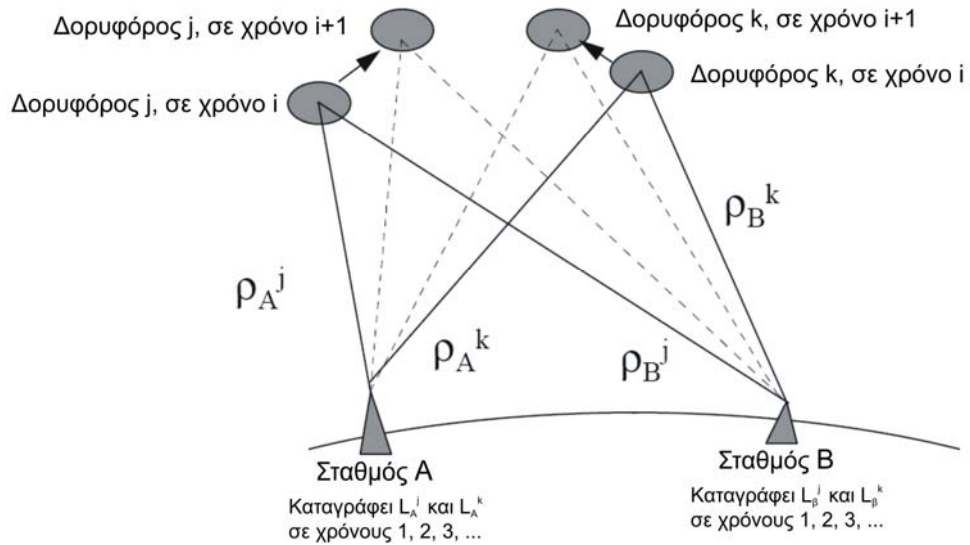
Κύριο πλεονέκτημα της τεχνικής είναι ότι από τον συνδυασμό των διπλών διαφορών, η ασάφεια φάσης μετατρέπεται σε ακέραιο αριθμό:

$$\nabla \Delta B_{AB}^{jk} \equiv \Delta B_{AB}^j - \Delta B_{AB}^k = -\lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk} \quad (30)$$

Επομένως, η εξίσωση παρατήρησης των διπλών διαφορών φάσης μετατρέπεται:

$$\nabla \Delta L_{AB}^{jk} = \nabla \Delta R_{AB}^{jk} + \nabla \Delta Z_{AB}^{jk} - \nabla \Delta I_{AB}^{jk} - \lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk} \quad (31)$$

3.2.5.3.3 Τριπλές Διαφορές



Σχήμα 3.18: Γεωμετρία τριπλών διαφορών (Blewitt 1997).

Κύριος σκοπός της τεχνικής των τριπλών διαφορών είναι να αφαιρέσει την ακέραια ασάφεια φάσης. Από τις διπλές διαφορές, για δύο διαφορετικές χρονικές περιόδους (i, i+1), μπορούν να σχηματιστούν οι τριπλές διαφορές των μετρήσεων φάσης (Blewitt 1997).

$$\nabla \Delta L_{AB}^{jk}(i) = \nabla \Delta R_{AB}^{jk}(i) + \nabla \Delta Z_{AB}^{jk}(i) - \nabla \Delta I_{AB}^{jk}(i) - \lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk}$$

$$\nabla \Delta L_{AB}^{jk}(i+1) = \nabla \Delta R_{AB}^{jk}(i+1) + \nabla \Delta Z_{AB}^{jk}(i+1) - \nabla \Delta I_{AB}^{jk}(i+1) - \lambda_0 \nabla \Delta N_{AB}^{jk} \quad (32)$$

Η διαφορά φάσης σε αυτήν την περίπτωση ορίζεται ως εξής:

$$\begin{aligned} \delta(i, i+1) \nabla \Delta L_{AB}^{jk} &\equiv \nabla \Delta L_{AB}^{jk}(i+1) - \nabla \Delta L_{AB}^{jk}(i) \\ &= \delta(i, i+1) \nabla \Delta R_{AB}^{jk}(i) + \delta(i, i+1) \nabla \Delta Z_{AB}^{jk}(i) - \delta(i, i+1) \nabla \Delta I_{AB}^{jk}(i) \end{aligned} \quad (33)$$

Η αφαίρεση της ασάφειας πραγματοποιείται μόνο όταν εκείνη δεν έχει μεταβληθεί στο χρονικό διάστημα μεταξύ δύο μετρήσεων. Κύριο πλεονέκτημα της τεχνικής είναι η εύκολη αναγνώριση της απώλειας των κύκλων φάσης (cycle-slips) που εμφανίζονται ως σφάλματα (outliers) και αφαιρούνται με συμβατικές τεχνικές. Το φαινόμενο αυτό που δεν παρατηρείται στην μέθοδο της διπλής διαφοράς, προσδιορίζεται ευκολότερα διαμέσου της τριπλής διαφοράς.

3.2.6. Εισαγωγή στην Υψηλής Ακρίβειας Γεωδαισία GPS

3.2.6.1. Υψηλής Ακρίβειας Λογισμικά

Τα μοντέλα παρατήρησης που εξετάστηκαν παραπάνω, πραγματεύονται εξελιγμένα χαρακτηριστικά που απαιτούν λογισμικά υψηλής ακρίβειας. Από το 1980 έχουν αναπτυχθεί πολυάριθμα λογισμικά, ικανά να αποδώσουν γεωδαιτικούς υπολογισμούς, μεγάλης ακρίβειας, για μεγάλες αποστάσεις. Ένα τέτοιο λογισμικό αποτελεί προϊόν της εντατικής γεωδαιτικής έρευνας πανεπιστημιακών και κυβερνητικών επιστημονικών εργαστηρίων.

Τα λογισμικά αυτά περιλαμβάνουν χαρακτηριστικά όπως (Blewitt 1997):

- Την ενσωμάτωση των τροχιών με κατάλληλα μοντέλα

- Ακριβή μοντέλα παρατήρησης (μοντέλο Γης...) βάσει των ουράνιων και γήινων συστημάτων αναφοράς
- Επεξεργασία αξιόπιστων δεδομένων (cycle slips, outliers)
- Υπολογισμό συντεταγμένων, τροχιών, τροποσφαιρικού σφάλματος, σφάλμα ωρολογίου του δέκτη, πολικής κίνησης και ρυθμού περιστροφής της Γης
- Αλγόριθμους επίλυσης της ασάφειας για μεγάλες αποστάσεις
- Εκτίμηση των παραμέτρων μετασχηματισμού του συστήματος αναφοράς και του κινηματικού μοντέλου των θέσεων των σταθμών για την εξήγηση της τεκτονικής των πλακών και των συνσεισμικών παραμορφώσεων.

Συνοψίζοντας, η αναμενόμενη ποιότητα των γεωδαιτικών αποτελεσμάτων από δεδομένα 24 ωρών, καθορίζεται από τα εξής χαρακτηριστικά:

- Την σχετική θέση στο επίπεδο, σε μονάδες μερικών ppm (parts per billion) του μήκους βάσης (ή αλλιώς απόστασης)
- Την απόλυτη (παγκόσμια) θέση στο 1 cm, για το IERS Γήινο Πλαίσιο Αναφοράς (International Terrestrial Reference Frame, ITRF)
- Τον υπολογισμό της τροποσφαιρικής καθυστέρησης των ολίγων mm
- Τις τροχιές GPS προσδιορισμένες στα 10 cm
- Την θέση του πόλου της Γης προσδιορισμένη στο 1 cm
- Ο συγχρονισμός του ωρολογίου (σχετική εκτίμηση σφάλματος) στα 10 ps

Υψηλής ακρίβειας λογισμικά πακέτα που χρησιμοποιούνται ευρέως από ερευνητές ανά τον κόσμο και που συνήθως αναφέρονται στην επιστημονική βιβλιογραφία είναι:

- Το λογισμικό BERNESE, του Αστρονομικού Ινστιτούτου, Πανεπιστήμιο Βέρνης, Ελβετία
- Το λογισμικό GAMIT, του Ινστιτούτου Τεχνολογίας Μασαχουσέτης, Αμερική
- Το λογισμικό GIPSY, του Ινστιτούτου Τεχνολογίας Καλιφόρνιας, Αμερική

Το Bernese (Hugentobler et al. 2001) αποτέλεσε το λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση των δεδομένων GPS της διατριβής. Το κύριο χαρακτηριστικό του είναι ότι

εφαρμόζει την προσέγγιση των διπλών διαφορών με το να επεξεργάζεται διαφορές μέτρησης μεταξύ δύο σταθμών και μεταξύ δύο δορυφόρων.

3.2.6.2. Πηγές Δεδομένων & Πληροφορίας

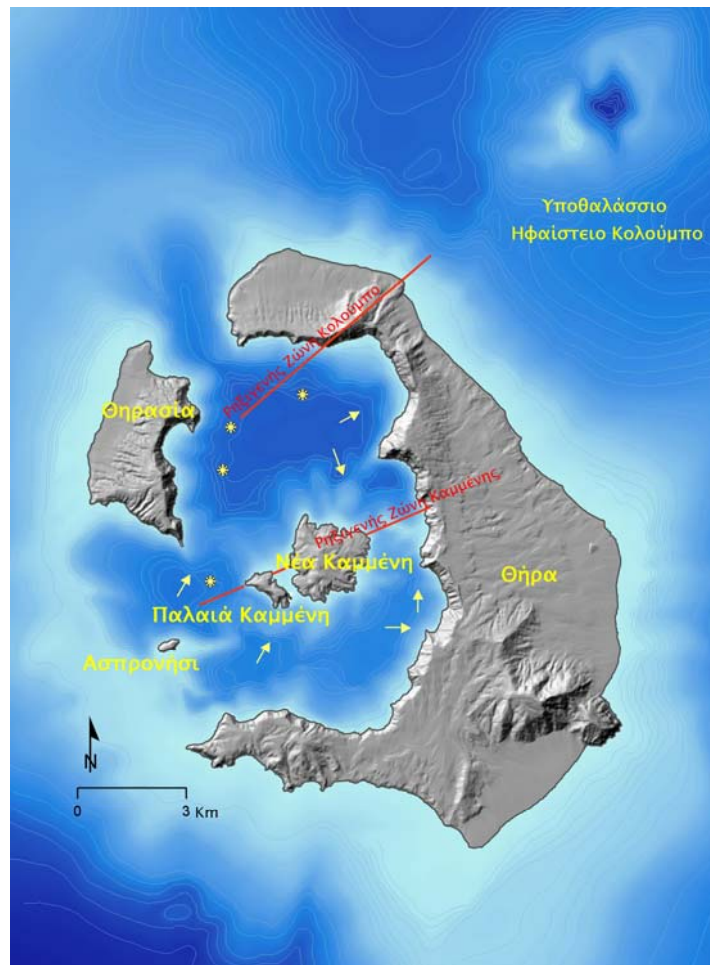
Για την επίτευξη της υψηλής ακρίβειας, είναι σημαντικό να τηρούνται πρότυπα παγκόσμια συστήματα αναφοράς αλλά και να χρησιμοποιούνται δεδομένα καθώς και δευτερεύουσες πληροφορίες από τις καλύτερες διαθέσιμες πηγές. Δύο ιδιαίτερα σημαντικές παγκόσμιες πηγές πληροφόρησης αναφέρονται παρακάτω, για την εξυπηρέτηση που προσφέρουν στον κάθε ενδιαφερόμενο:

- IERS: Διεθνής Υπηρεσία Περιστροφής της Γης (International Earth Rotation Service)
- IGS: Διεθνής Υπηρεσία GPS (International GPS Service for Geodynamics)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ

4.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ



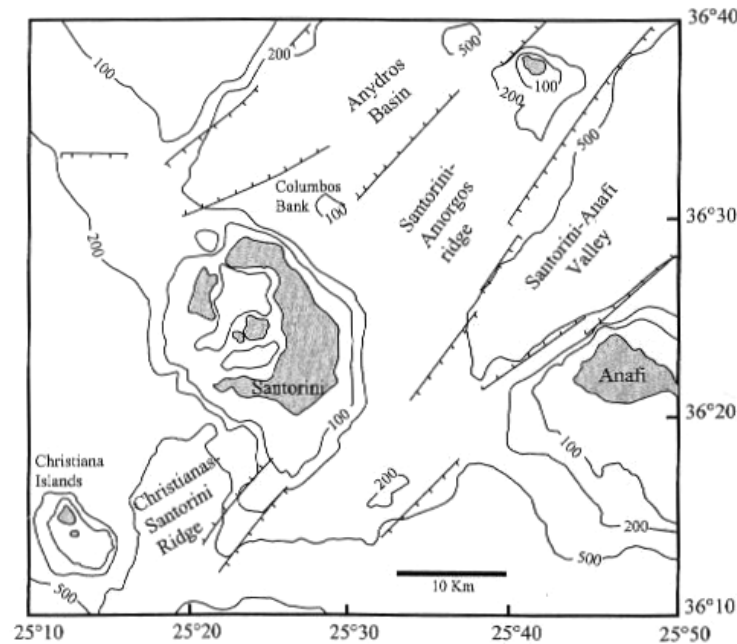
Σχήμα 4.1: Ηφαιστειακό σύμπλεγμα Σαντορίνης, βαθυμετρικός χάρτης και κύριες ρηξιγενείς ζώνες Καρμένης & Κολούμπου. Με αστερίσκους σημειώνεται η θέση των ηφαιστειακών δόμων και με βέλη η διεύθυνση της κλίσης των λεκανών του πυθμένα, σύμφωνα με τους Perissoratis et al. (1993).

Η Σαντορίνη αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα Τεταρτογενή ηφαιστειακά κέντρα του Αιγαίου και βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα ενός ηπειρωτικού ηφαιστειακού τόξου, του ενεργού Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου, που αναπτύχθηκε πριν από 13 my (Angelier et al. 1982) ως επακόλουθο της λιθοσφαιρικής υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας (McKenzie

1970, 1972). Η Σαντορίνη ανάμεσα στα Τεταρτογενή ηφαιστειακά κέντρα του Νοτίου Αιγαίου κυριαρχείται από ενεργή εφελκυστική τεκτονική (Jackson 1994, Papazachos & Kiratzi 1996), με σεισμούς που λαμβάνουν χώρα σε βάθη 150-170 km.

Το ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Σαντορίνης αποτελείται από την Θήρα (75,8 km²), την Θηρασία (9,3 km²), την Παλαιά & Νέα Καμμένη (0,5 km² & 3,4 km²) και το Ασπρονήσι (0,1 km²). Τα νησιά αυτά περιβάλλουν μία σχεδόν κυκλική καλδέρα που σχηματίστηκε κατά την διάρκεια της ισχυρής Μινωικής έκρηξης περί το 1645 BC (Betancourt 1987, Hammer et al. 1987, Hardy 1989, Sigurdsson et al. 1990) (ή μεταξύ της περιόδου 1629-1622 BC, (Manning 1988, 1989, 1990)), από την κατάρρευση μιας παλαιότερης καλδέρας. Η καλδέρα έχει διάμετρο 11 km από βορρά προς νότο και 7,5 km από ανατολικά προς δυτικά, εκτείνεται στα 83 km², το βάθος της προσεγγίζει τα 390 m, ενώ τα τείχη της υψώνονται στα 300-400 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Τα νησιά της Παλαιάς και Νέας Καμμένης σχηματίστηκαν στο κέντρο της καλδέρας από την ηφαιστειακή δραστηριότητα που επακολούθησε της Μινωικής έκρηξης (~3.5 ka B.P.).

Η Σαντορίνη βρίσκεται στο νότιο ρηξιγενές περιθώριο του Κεντρικού Ασεισμικού Πλατώ, κατά μήκος μιας κύριας ΒΑ-ΝΔ λιθοσφαιρικής ρηξιγενούς ζώνης, μήκους 70 km, που χαρακτηρίζεται από βαθιά σεισμική δραστηριότητα (Papazachos & Panagiotopoulos 1992). Ο φλοιός κάτωθεν της Σαντορίνης είναι ηπειρωτικός και εμφανίζει πάχος 30 km. Ο θαλάσσιος πυθμένας ΒΑ της Σαντορίνης διαιρείται μέσω κανονικών ρηγμάτων ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης σε εναλλαγές κεράτων και τάφρων (Σχήμα 4.2). Η Σαντορίνη έχει αναπτυχθεί στο βόρειο περιθώριο ενός κέρατος που ονομάζεται Ράχη Σαντορίνης-Αμοργού. Προσεγγιστικά, το ρήγμα που οριοθετεί το βόρειο περιθώριο του κέρατος τέμνει την καλδέρα και διέρχεται πλησίον του υποθαλάσσιου ηφαίστειου Κολούμπου, 6.5 km βορειοανατολικά της Θήρας καθώς και από τα ηφαιστειακά νησιά Χριστιανά που βρίσκονται 25 km περίπου νοτιοδυτικά της Σαντορίνης (Σχήμα 4.2). Τα μεγάλης κλίμακας συστήματα κανονικών ρηγμάτων που συνδέονται με αυτήν την κύρια ρηξιγενή ζώνη, χαρακτηρίζονται από εφελκυστική τεκτονική της ίδιας ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης (Heiken & McCoy 1984, Jackson 1994, Mountrakis et al. 1998). Η ανάπτυξη του ηφαιστειακού πεδίου της Σαντορίνης έχει επηρεαστεί έντονα από τα ρήγματα της περιοχής και φαίνεται ότι το ανερχόμενο μάγμα έχει χρησιμοποιήσει τις βαθιές αυτές υπάρχουσες τεκτονικές ζώνες διάρρηξης (Piper et al. 2004).



Σχήμα 4.2: Βαθυμετρικός χάρτης που απεικονίζει τις κυριότερες γεωμορφολογικές δομές της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης (Perissoratis 1995).

Η ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης χαρακτηρίζεται από μία ξεκάθαρη μεταβολή στα είδη των ρηγμάτων που την περιβάλλουν. Δυτικά της Σαντορίνης εμφανίζονται ενεργά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ, ενώ ενεργά ρήγματα ΒΑ ή ΑΒΑ διεύθυνσης κάνουν την εμφάνισή τους στα ανατολικά (Piper et al. 2004). Οι κύριες πάντως τεκτονικές γραμμώσεις που επηρεάζουν την περιοχή της Σαντορίνης εμφανίζουν ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Εξάιρεση αποτελεί το επίμηκες βύθισμα (330 m βάθος) μεταξύ της Βόρειας Θήρας και Θηρασίας που αναπαριστά είτε μια ΒΔ-ΝΑ εκτεινόμενη τάφρο (Pichler & Kussmaul 1980), είτε το αποτέλεσμα μιας περιστροφικής κατολίσθησης (Heiken & McCoy 1984).

Γενικότερα, τα κύρια μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά του ηφαιστειακού οικοδομήματος της Σαντορίνης ελέγχονται από δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, της Καμμένης και του Κολούμπου, την σύνθετη δομή της καλδέρας που συνίσταται από τέσσερις επίπεδες λεκάνες, και το υποθαλάσσιο ηφαιστείο του Κολούμπου (Σχήμα 4.1).

Η ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, γνωστή ως *Ρηξιγενής Ζώνη της Καμμένης* (Heiken & McCoy 1984), αποτελεί την διεύθυνση κατά την οποία εμφανίζεται σήμερα η ηφαιστειακή δράση και η δράση των υδροθερμικών ρευστών. Παράλληλα, οριοθετεί τα πιο γνωστά κέντρα έκρηξης, διατέμνει την καλδέρα και διασχίζει την Παλαιά, την Νέα Καμμένη και το Ασπρονήσι. Η τεκτονική ζώνη διάρρηξης του Κολούμπου είναι παράλληλη με της

Καμμένης, πιθανόν πανομοιότυπη, και διέρχεται από το Μεγάλο Βουνό, το Κόκκινο Βουνό, το Ακρωτήρι Κολούμπου και το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Κολούμπου (Σχήμα 4.1).

Η μεγαλύτερη ηφαιστειότητα στην Σαντορίνη παρατηρήθηκε κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Καμμένης, διότι ταυτίζεται με το όριο που χωρίζει δομικά το ηφαιστειακό πεδίο σε ένα κέρας στα νοτιοανατολικά και μια τάφρο στα βορειοδυτικά (Σχήμα 4.2). Σε ένα κέρας BA-ND διεύθυνσης, την Ράχη Σαντορίνης-Αμοργού, που αποκαλύπτει το υπόβαθρο μαζί με τα υποθαλάσσια ηφαιστειακά που έχουν αναδυθεί στην επιφάνεια και μία τάφρο που είναι πιθανότατα η συνέχιση της Λεκάνης Άνυδρου. Το υπόβαθρο δεν εμφανίζεται στην Βόρεια Σαντορίνη διότι βυθίζεται κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Η ύπαρξη των υποθαλάσσιων τόφων και των λατυποπαγών υαλοκλαστίτη στην Χερσόνησο Ακρωτηρίου, αποδεικνύουν απόλυτα την ανύψωση της Νότιας Σαντορίνης, ενώ αντίθετα η Βόρεια Σαντορίνη έχει αποτελέσει το επίκεντρο της τεκτονικής καθίζησης και της κατάρρευσης της καλδέρας. Οι χαρακτηριστικές και κυριαρχούσες BA-ND διευθύνσεις των αγωγών τροφοδοσίας και των φλεβών του ηφαιστείου υποδεικνύουν την έντονη επιρροή του εφελκυσμού σε μία τάφρο που περιβάλλεται από μεγάλα περιθωριακά ρήγματα.

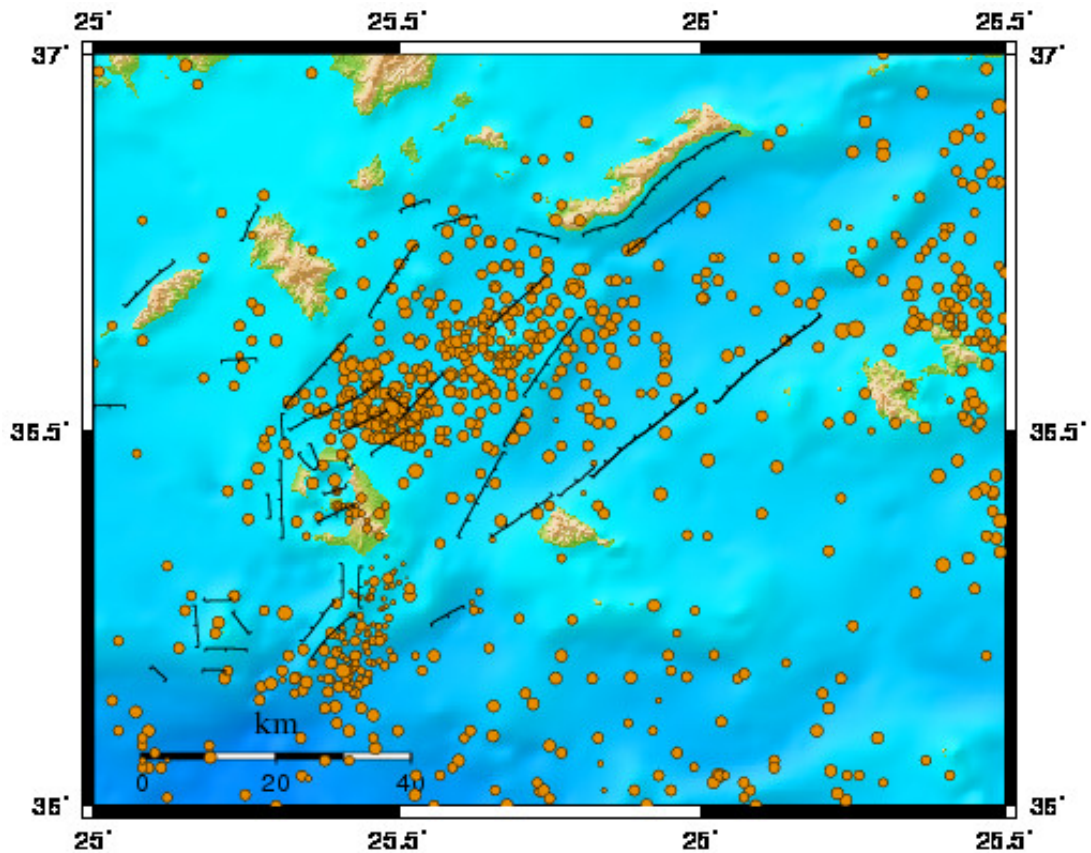
Τα νησιά Παλαιάς και Νέας Καμμένης χωρίζουν την καλδέρα σε δύο τμήματα, ένα βόρειο και ένα νότιο (Σχήμα 4.1). Στο βόρειο τμήμα σχηματίζεται μία λεκάνη με μέγιστο βάθος 390 m, ενώ στο νότιο τμήμα σχηματίζονται τρεις μικρότερες λεκάνες, η δυτική, η νότια και η ανατολική με βάθη 320 m, 290 m και 290 m, αντίστοιχα. Οι τέσσερις λεκάνες διαχωρίζονται από υβώματα μερικών δεκάδων μέτρων πάνω από τον επίπεδο πυθμένα της θάλασσας. Ο πυθμένας των λεκανών παρουσιάζει τοπικά μερικές αναθολώσεις με ύψος 5 έως 12 m και πλάτος 200 έως 700 m, οι οποίες οφείλονται στην διείσδυση ηφαιστειακών μαζών από τα βαθύτερα σημεία της καλδέρας. Χαρτογραφήθηκαν τρεις δόμοι στην βόρεια λεκάνη και μία στην δυτική (Perissoratis et al. 1993) (Σχήμα 4.1). Από την μελέτη της μορφολογίας των λεκανών στην καλδέρα, παρατηρείται μία μονομερής καταβύθιση του πυθμένα της βόρειας λεκάνης προς νότια και ανατολικά, της νότιας και ανατολικής λεκάνης προς βόρεια και ανατολικά, ενώ η βόρεια και η δυτική λεκάνη χωρίζονται από ένα απότομο πρανές που φαίνεται να είναι κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος. Συνάγεται λοιπόν ότι το όλο σύμπλεγμα της Παλαιάς και Νέας Καμμένης περιχαράκνεται από ρήγματα BA-ND διεύθυνσης (Σχήμα 4.2). Ωστόσο, στο ύψωμα μεταξύ της ανατολικής και της νότιας λεκάνης αναγνωρίστηκαν ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης.

Η καλδέρα παρουσιάζει αναμενόμενες αρνητικές τιμές ανωμαλιών βαρύτητας (Bougeur) που εκτείνονται σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, παράλληλη δηλαδή με την ευρύτερη τεκτονική δομή και χαρακτηρίζεται από χαμηλής πυκνότητας υλικό, πάχους έως 1 km (Budetta et al. 1984). Αρνητικές ανωμαλίες βαρύτητας του φλοιού κάτω από την Παλαιά και Νέα Καμμένη έχουν διατυπωθεί επίσης από τους Yokoyama & Bonasia (1978). Επί πλέον, η Παλαιά και Νέα Καμμένη αποτελούν περιοχή ατμιδικής δραστηριότητας και εκροής θερμών υδροθερμικών διαλυμάτων, πλούσιων σε μέταλλα (Butuzova 1978, Boström & Widenfalk 1984, Smith & Cronan 1983). Τα φαινόμενα αυτά αποδεικνύουν την παρουσία ενός μαγματικού θαλάμου αποβολής αερίων και συνιστούν υδροθερμική μεταφορά μέσα και κάτω από το ηφαιστειακό κέλυφος των νησιών Καμμένης. Παρουσία μαγματικού θαλάμου κάτω από την Νέα Καμμένη καθώς και του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπου, αναγνωρίσθηκε επίσης επί βάσεως μικροσεισμικής παρακολούθησης (Delibasis et al. 1989).

Η Σαντορίνη προς το παρόν χαρακτηρίζεται από μικρού μεγέθους σεισμικότητα που εκδηλώνεται συγκεκριμένα σε δύο περιοχές (Σχήμα 4.3). Η πρώτη και μικρή ομάδα επικέντρων εντοπίζεται μέσα στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου και συνδέεται με την ηφαιστειακή εξέλιξη της Νέας Καμμένης. Η μεγαλύτερη ομάδα επικέντρων παρατηρείται στον ύφαλο του Κολούμπου και συνδέεται με την ηφαιστειακή διεργασία του ηφαιστείου του Κολούμπου. Τα σεισμολογικά δεδομένα του Σχήματος 4.3 που καλύπτουν την χρονική περίοδο από το έτος 1964 έως το έτος 2010, προέρχονται από τον ενιαίο κατάλογο των Paradisopoulou et al. (2010), από συλλογή δεδομένων του Πανεπιστημίου Αθηνών (Ε.Κ.Π.Α), του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και του Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α). Αυτό που είναι ιδιαίτερα σημαντικό είναι η μεγαλύτερη συγκέντρωση των σεισμικών υποκέντρων έως το βάθος των 15 km κάτωθεν του ηφαιστείου του Κολούμπου, γεγονός το οποίο δεν αποδεικνύεται στο ηφαίστειο της Νέας Καμμένης.

Οι δύο ομάδες σχετίζονται με δύο μεγάλες τεκτονικές δομές της περιοχής. Η πρώτη κύρια τεκτονική γράμμωση έχει διεύθυνση Β60°Α και αντιστοιχεί στην προέκταση του ρήγματος της Αμοργού, ενώ η δευτερεύουσα τεκτονική γράμμωση σχετίζεται πιθανότατα με το νότιο άκρο της υποθαλάσσιας τάφρου, βόρεια της Σαντορίνης (Dimitriadis et al. 2005).

4.1.1. Γεωλογία Σαντορίνης



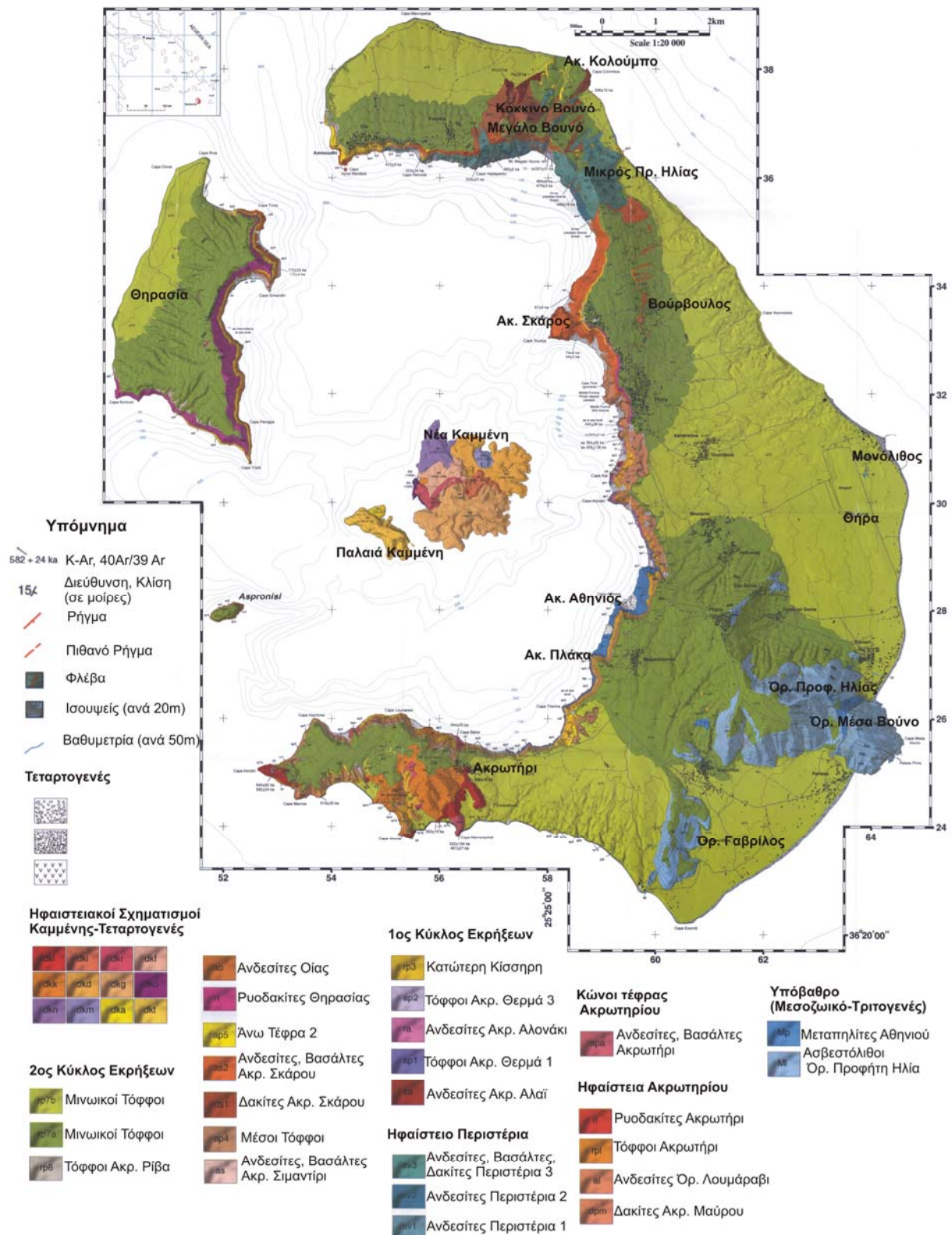
Σχήμα 4.3: Σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής Σαντορίνης για το διάστημα 1964-2010. Τα σεισμολογικά δεδομένα από Paradisouroulou et al. (2010).

Το νησιωτικό σύστημα της Σαντορίνης αποτελείται από ηφαιστειακά πετρώματα που σχηματίστηκαν από εκατοντάδες εκρήξεις, κατά την διάρκεια των τελευταίων 2 μυ. Τα μη ηφαιστειακά πετρώματα της Σαντορίνης αποκαλύπτονται μόνο στην ΝΑ Θήρα (Σχήμα 4.4).

Η Προ-ηφαιστειακή Νήσος (Τριαδικό – Ηώκαινο)

Τα προ-ηφαιστειακά πετρώματα εμφανίζονται στον Προφήτη Ηλία, στο Μέσα Βουνό, στον Λόφο Γαβρίλου στον Πύργο, στον Μονόλιθο και στην εσωτερική πλευρά του τοίχου της καλδέρας, μεταξύ της Πλάκας και του Αθηνιού. Το προ-ηφαιστειακό νησί που απεικονίζει το υπόβαθρο, αντιπροσωπεύει έκταση περί τα 9×6 km, παρεμφερές με τα

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ



Σχήμα 4.4: Γεωλογικός χάρτης της Σαντορίνης, ηφαιστειακή εξέλιξη και κατανομή ηφαιστειακών σχηματισμών (Druitt et al. 1999).

γειτονικά νησιά των Κυκλάδων, Ανάφη, Ίο ή Αμοργό. Τα Μεσοζωικά πετρώματα που αποτελούνται από μεταπηλίτες (Αθηνιός) και κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους (Ορ. Προφήτης Ηλίας) παραμορφώθηκαν και μεταμορφώθηκαν κατά την διάρκεια της Αλπικής Ορογένεσης, αρχικά με την Ηωκαινική υψηλών πιέσεων κυανοσχιστολιθική φάση και στην συνέχεια με την Μειοκαινική υψηλών θερμοκρασιών πρασινοσχιστολιθική φάση (Davis & Bastas 1978, Skarpelis & Liati 1990).

Ηφαιστειακό Πεδίο Σαντορίνης

Στα αρχικά στάδια της ηφαιστειότητας της Σαντορίνης παρατηρήθηκε η δημιουργία των ηφαιστειακών κώνων, ενώ μετέπειτα σημειώθηκαν δύο κύκλοι εκρήξεων που περιλάμβαναν πυροκλαστικές εκρήξεις, την κατάρρευση της καλδέρας και την ανάπτυξη των ηφαιστειών τύπου ασπίδας μέσα στην καλδέρα.

Τα αρχαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα βρίσκονται στο Ακρωτήριο, συνίστανται δε από δακτιτικές λάβες με φέρουσα κεροστίλβη, αποθέσεις κίσσηρης, τόφφους και λατυποπαγή, που καλύπτονται ασύμφωνα από κώνους τέφρας βασαλτικής και ανδεσιτικής σύστασης (Nicholls 1971a). Οι δακτιτικές λάβες και τα πυροκλαστικά πετρώματα ραδιοχρονολογούνται περί τα 0.5-0.7 και 1.5-1.6 my (Ferrara et al. 1980, Tarney et al. 1998, Druitt et al. 1998).

Τα τείχη της καλδέρας στην Θήρα, εκθέτουν μία μεγάλου πάχους σειρά πυροκλαστικών αποθεμάτων που στην Βόρεια Θήρα ενδιαστρωματώνονται με λάβες. Η Θηρασία αποτελείται κατά κύριο μέρος από ηφαιστειακές ροές, ενώ το Ασπρονήσι στα νοτιοδυτικά, αποτελείται από πυροκλαστικά πετρώματα. Η Παλαιά και Νέα Καμμένη θεμελιώνονται από δακτιτικές λάβες που εκτοξεύτηκαν σε ιστορικούς χρόνους. Αντιθέτως, στα αυτόνομα ηφαιστειακά κέντρα όπως το Μεγάλο Βουνό, ο Μικρός Προφήτης Ηλίας, το Κόκκινο Βουνό, ο Σκάρος/Βούρβουλος και το Κολούμπο, οι λάβες έχουν βασαλτική/ανδεσιτική σύσταση. Τα νησιά Χριστιανά αποτελούνται από ανδεσιτικές λάβες, ελάχιστες δακτιτικές λάβες και ρυολιθική κίσσηρη (Puchelt et al. 1977).

Η ηφαιστειακή στρωματογραφία της Σαντορίνης έχει περιγραφεί από τους Pichler & Kussmaul (1972, 1980) που συνέχισαν μετά τους Fouqué (1879) και Reck (1936).

4.1.2. Ηφαιστειότητα Σαντορίνης

Η ηφαιστειότητα στην περιοχή της Σαντορίνης άρχισε περίπου πριν από 2 my, με την έκχυση δακτιτικών λαβών διαμέσου διαρρήξεων, στην περιοχή της σημερινής Χερσονήσου Ακρωτηρίου και συνεχίστηκε με το να παράγει διαφορετικά είδη λαβών και πυροκλαστών (Friedrich 1994). Ωστόσο, η πιο χαρακτηριστική δραστηριότητα των τελευταίων 200.000 ετών ήταν η κυκλική κατασκευή ηφαιστειών τύπου ασπίδας, διακοπτόμενης από μεγάλα εκρηκτικά και καταστροφικά γεγονότα, όπως η Μινωική έκρηξη. Σε λεπτομέρεια, η ηφαιστειακή εξέλιξη της Σαντορίνης δύναται να διαχωριστεί σε πέντε κύρια στάδια (Druitt et al. 1989):

- Ηφαίστεια & κώνοι τέφρας Ακρωτηρίου (2000-500 ka)
- Ηφαίστειο Περιστέρια & Θήρας (530-180 ka)
- 1^{ος} εκρηκτικός κύκλος (360-180 ka)
- 2^{ος} εκρηκτικός κύκλος (180 ka -1600 BC)
- Ασπίδα Καμμένης (197 BC-σήμερα)

Η Μινωική έκρηξη που συνέβη περί το 1645 BC, χαρακτηρίζει μία Πλίνιο-φρεατομαγματική έκρηξη που παρήγαγε 66 km³ ηφαιστειακών υλικών (Bond & Sparks 1976, Heiken & McCoy 1984). Οδήγησε σε μία ισχυρή κατάρρευση του μαγματικού θαλάμου και στην διεύρυνση μίας ήδη υπάρχουσας καλδέρας, ενώ παράλληλα άλλαξε δραματικά το σχήμα του ίδιου του νησιού που θεωρείτο στρογγυλό με εσωκλειόμενη μία προηγούμενη ρηχότερη καλδέρα. Μετέπειτα της έκρηξης, μεγάλα τμήματα του νησιού κατέρρευσαν εντός του κενού του μαγματικού θαλάμου και εξαφανίστηκαν κάτω από την θάλασσα. Το νησί διαρρήχθηκε προς τα δυτικά και βορειοδυτικά και η καλδέρα διευρύνθηκε και εμβάθυνε σημαντικά.

Η έκρηξη περιγράφεται σε λεπτομέρεια από τον Hardy (1990) και το ύψος της κολώνας της Πλίνιας έκρηξης εκτιμήθηκε στα 36-39 km (Pyle 1990). Πυροκλαστικά υλικά έθαψαν την Μινωική πόλη στην περιοχή του Ακρωτηρίου. Η πόλη καταστράφηκε από ένα δυνατό σεισμό λίγο πριν την έκρηξη. Συνολικά, το μέγιστο πάχος των Μινωικών αποθεμάτων υπερβαίνει τα 100 m. Η ηφαιστειακή έκρηξη επέτρεψε την διέλευση σε περίπου 36 km³

λεπτόκοκκης στάχτης και 29 km^3 πυρομβριτών (Sparks & Huang 1980). Η στάχτη από την Μινωική έκρηξη είχε πάχος αρκετών μέτρων στον γειτονικό θαλάσσιο πυθμένα (Vinci 1983b) και έφτασε μέχρι την Κρήτη (Vitaliano & Vitaliano 1974), την Δυτική Τουρκία (Eastwood et al. 1999), το Δέλτα του Νείλου (Stanley & Sheng 1986) και την Μαύρη Θάλασσα (Guichard et al. 1993). Εξαπλώθηκε στην Ανατολική Μεσόγειο με πιθανές παγκόσμιες κλιματικές επιπτώσεις. Το τσουνάμι που δημιουργήθηκε από την Μινωική έκρηξη είχε ως αποτέλεσμα την απόθεση κίσηρης στα +7 m στο Ισραήλ, στα +40 m στην Ανάφη και εκτιμήθηκε ύψος 50 m στην Σαντορίνη (Antonopoulos 1992, Pararas-Karayannis 1992). Η Μινωική έκρηξη έχει μελετηθεί σε λεπτομέρεια και έχει περιγραφεί από τους: Fouqué (1879), Reck (1936), Bond & Sparks (1976), Pichler & Kussmaul (1980), Pichler & Friedrich (1976), Heiken & McCoy (1984) και Druitt et al. (1989).

Πίνακας 4.1

Χρονολογική Περιγραφή Ιστορικών Ηφαιστειακών Γεγονότων

197 BC	Ιερά
AD 46-47	Λάβες Θείας-Παλαιά Καμμένη
726	Λάβες Αγ. Νικολάου-Παλαιά Καμμένη
1570	Μικρή Καμμένη
1650	Κολούμπο
1707-11	Νέα Καμμένη
1866-70	Νέα Καμμένη
1925-6	Λάβες Δάφνη-Νέα Καμμένη
1928	Λάβες Δάφνη-Νέα Καμμένη
1939-41	Λάβες Κτενά, Φουκέ, Σμιθ, Ρεκ & Νίκης-Νέα Καμμένη
1950	Λάβες Λιάτσικα-Νέα Καμμένη

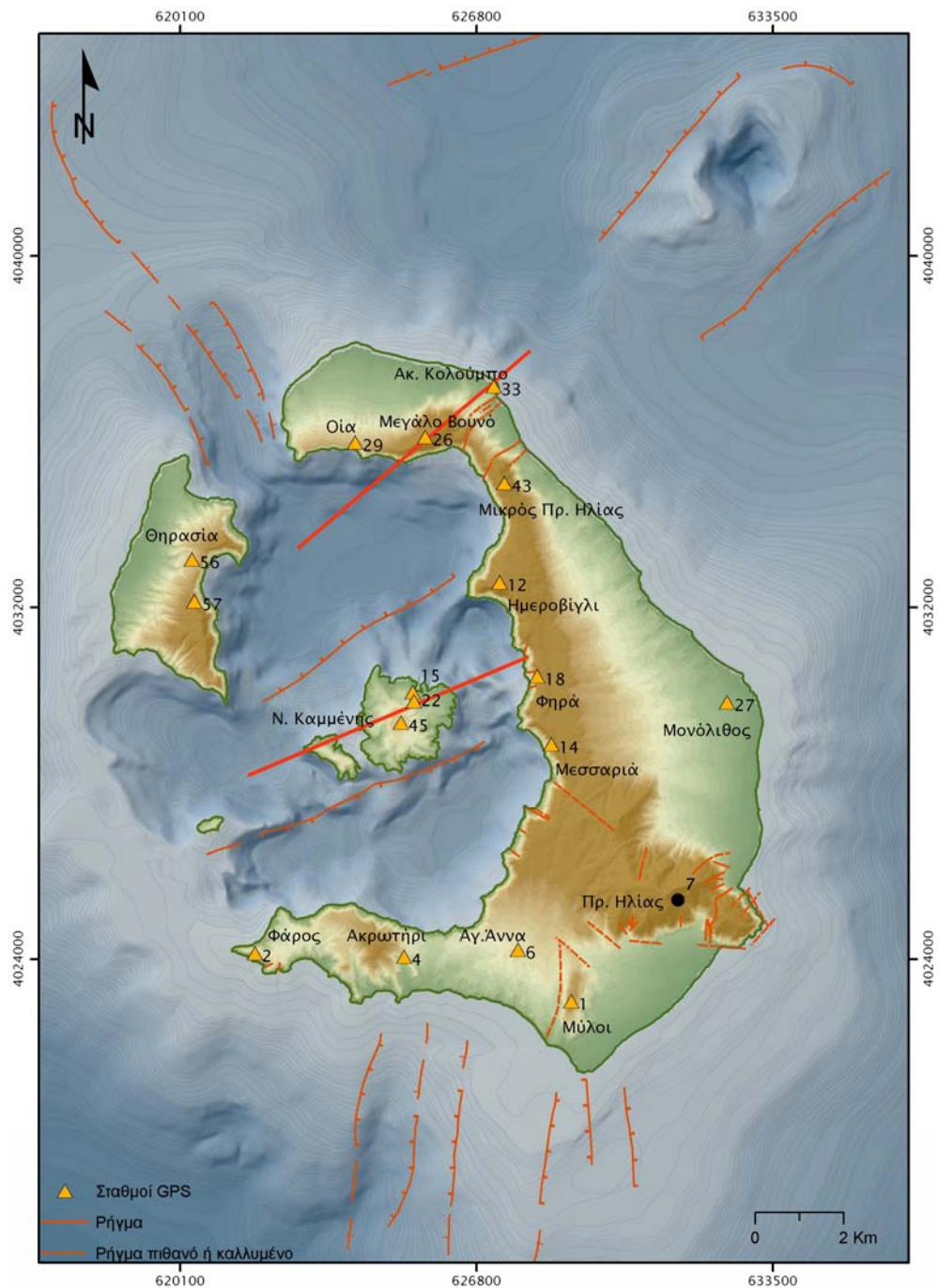
Η ηφαιστειακή δραστηριότητα που συνεχίστηκε μετά την Μινωική έκρηξη είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία της Παλαιάς και Νέας Καμμένης στο κέντρο της Μινωικής καλδέρας (Pichler & Kussmaul 1972, 1980). Η πλειονότητα των ηφαιστειακών που έχτισαν την Νέα Καμμένη πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας, εξερράγησαν κατά την διάρκεια των τελευταίων 5 αιώνων, ενώ κατά την διάρκεια του προηγούμενου αιώνα

παρατηρήθηκαν 4 περίοδοι εκρήξεων για διάστημα μόνο 25 ετών, από το 1925 έως το 1950 (Georgalas 1962). Η σημερινή μορφολογία της Σαντορίνης κατά συνέπεια, τονίζεται σε βάθος από την επικίνδυνη Μινωική έκρηξη καθώς και από την μετά-Μινωική ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Ενώ η πλειονότητα των προϊόντων της Παλαιάς και Νέας Καμμένης απαρτίζεται από δόμους και εκχύσεις δακτιτικής λάβας με μία μικρή ποσότητα πυροκλαστικών υλικών, η ηφαιστειακή έκρηξη του 1650 που συνέβη ανοιχτά της ΒΑ ακτής της Σαντορίνης (Fouqué 1879) στο υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο, φαίνεται να αποτέλεσε ένα μεγάλο πυροκλαστικό γεγονός, πιθανότατα Πλίνιου χαρακτήρα και δημιούργησε ένα ισχυρότατο τσουνάμι. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από την ρηχή πλαγιά του Κολούμπου, με την παρουσία μίας βαθειάς (500 m) και μεγάλης διαμέτρου (~3.5 km) κυκλικής ταπείνωσης (Chiodini et al. 1996) που συνιστά δομή καλδέρας, σχηματισθείσας κατά την διάρκεια της πυροκλαστικής δραστηριότητας του 1650 (Σχήμα 4.1). Το ηφαίστειο Κολούμπο, εκρήγνυτο για τρεις μήνες το 1650 AD, σχηματίζοντας ένα νησί λίγα μέτρα πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, το οποίο κατά την σημερινή περίοδο βρίσκεται περί τα 18 m κάτω από το επίπεδο της θάλασσας (Fytikas et al. 1990, Perissoratis et al. 1993).

Προς το παρόν, η ηφαιστειότητα της Σαντορίνης περιορίζεται στην ατμιδική δραστηριότητα και τις θερμές πηγές. Ωστόσο, η παρουσία της υψηλής συγκέντρωσης των οξειδίων σιδήρου μέσα στην καλδέρα, 3 km ΒΑ της Νέας Καμμένης, υποδεικνύουν μία υποθαλάσσια υδροθερμική εκδήλωση (Perissoratis et al. 1990). Η διαπίστωση αυτή επιβεβαιώνει την ΒΑ-ΝΔ τεκτονική γράμμωση ως επιλεκτική διαδρομή των ανερχόμενων μαγματικών και/ή υδροθερμικών ρευστών.

4.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ GPS



Σχήμα 4.5: Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου και Βαθυμετρίας, γεωδαιτικό δίκτυο και ρηξιγενείς ζώνες του ηφαιστειακού συστήματος της Σαντορίνης. Η βαθυμετρία και τα υποθαλάσσια ρήγματα προέρχονται από τον χάρτη επιφανειακών ιζημάτων του πυθμένα του Αιγαίου Πελάγους, φύλλο Σαντορίνη, 1:200.000, ΙΓΜΕ (1995), τα επιφανειακά ρήγματα από τον Γεωλογικό Χάρτη Σαντορίνης, 1:50.000, ΙΓΜΕ (Pichler et al. 1980) και Druitt et al. (1999), και το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου από δορυφορικές εικόνες ASTER (Lagios et al. 2005a).

Η μέθοδος GPS έχει αποδειχθεί ως αποτελεσματική τεχνική για τον προσδιορισμό της εδαφικής παραμόρφωσης σε ποικίλα ηφαιστειακά κέντρα (Nishi et al. 1999, Owen et al. 2000, Sturkell & Sigmundsson 2000, Kariya et al. 2000, Lagios 2000, Lagios et al. 2005, Borgström et al. 2004, Ukawa et al. 2006). Για να εκτιμηθεί επομένως, η εδαφική παραμόρφωση του Ηφαιστειακού Νησιωτικού Συμπλέγματος της Σαντορίνης, ως προς την οριζόντια και κατακόρυφη κλίμακα, εφαρμόστηκε η μέθοδος των Διαφορικών Μετρήσεων GPS, η οποία παρέχει ακρίβεια της τάξης μερικών mm.

Αναλυτικότερα, για τον προσδιορισμό της εδαφικής παραμόρφωσης στην Σαντορίνη εγκαταστάθηκε γεωδαιτικό δίκτυο 18 συνολικά σταθμών GPS το 1994 (Giannopoulos et al. 1996), όπου και διεξήχθησαν για πρώτη φορά διαφορικές μετρήσεις GPS. Για την πιο ολοκληρωμένη και λεπτομερή έρευνα της ευρύτερης περιοχής, οι σταθμοί GPS κατανεμήθηκαν σε όλη την έκταση του νησιωτικού συστήματος της Σαντορίνης. Πιο συγκεκριμένα, 13 σταθμοί τοποθετήθηκαν στην Θήρα, 3 στην Νέα Καμμένη και 2 στην Θηρασία (Σχήμα 4.5). Μεταγενέστερες επαναμετρήσεις ακολούθησαν το 1995, 1996, 1998 και το 2005. Οι ενδιάμεσες περίοδοι μετρήσεων δεν περιλαμβάνουν καταγραφές ολόκληρου του δικτύου, όπως συμβαίνει στην πρώτη και τελευταία μέτρηση. Για την διεξαγωγή των μετρήσεων του 1994, 1996 και 1998, χρησιμοποιήθηκαν γεωδαιτικοί διπλής συχνότητας δέκτες (L_1+L_2), τύπου TRIMBLE, ASHTECH και LEICA (SR299/399 & GRX1200), ενώ γεωδαιτικοί δέκτες τύπου LEICA χρησιμοποιήθηκαν στις μετρήσεις του 2005.

Ως σταθμός αναφοράς για την τοπική ανάλυση των παρατηρήσεων GPS, ορίστηκε ο σταθμός No 7, NA της Θήρας (Σχήμα 4.5), εγκατεστημένος στον ορεινό όγκο του Πύργου (~350 m), που αντικατοπτρίζει την πιο σημαντική εμφάνιση του προ-ηφαιστειακού υποβάθρου, της Αλπικής ακολουθίας των ασβεστολίθων (Ανώτερο Τριαδικό). Η δειγματοληψία των μετρήσεων ανά 15 sec διευκόλυνε τις κοινές καταγραφές μεταξύ των σταθμών για πολλές ώρες. Συγκεκριμένα, στις μεγαλύτερες αποστάσεις, όπως του Προφήτη Ηλία (No 43) με την Νέα Καμμένη (No 45), του Προφήτη Ηλία με την Θηρασία (No 56) και εκείνης της Οίας (No 29) με την Νέα Καμμένη, οι μετρήσεις διήρκησαν περισσότερο από 24 ώρες.

Η επίλυση των παρατηρήσεων GPS, όλων των περιόδων μέτρησης, υλοποιήθηκε αρχικά σε ευρύτερη και εν συνεχεία σε τοπική κλίμακα (Papageorgiou et al. 2007). Στην περίπτωση της ευρύτερης επίλυσης, το δίκτυο εξαρτήθηκε από τον Κόσμο (ITRF2000) και την Ευρώπη (ETRF2000). Για τον σκοπό αυτόν, χρησιμοποιήθηκαν σταθμοί EUREF (*Regional*

Reference Frame Sub-Commission for Europe) του δικτύου EPN (*EUREF Permanent Network*), όπως ο GRAZ (Αυστρία), ο MATE (Ιταλία), ο SOFI (Βουλγαρία), οι WETT & WTZR (Γερμανία) και ο ANKR (Αγκυρα). Στην περίπτωση της τοπικής επίλυσης του δικτύου αντίστοιχα, οι βάσεις μεταξύ των σταθμών επιλύθηκαν σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 7) (Παράρτημα 1 & 2).

Το λογισμικό *Leica Geo Office* (v.1.1, 2004) εφαρμόσθηκε για την in-situ επεξεργασία και συνόρθωση των μετρήσεων GPS. Αντιθέτως, το λογισμικό *Bernese-BSW* (v.4.2, 2001) (Hugentobler et al. 2001) χρησιμοποιήθηκε για τις επιλύσεις των βάσεων του δικτύου ως προς το πλαίσιο αναφοράς ITRF2000 (Altamini et al. 2002, Boucher et al. 2004). Η επίλυση του δικτύου με το BSW προϋποθέτει την απόκτηση πρόσθετων δεδομένων όπως είναι οι τροχιές των δορυφόρων (<http://igscb.jpl.nasa.gov>), η περιστροφή της Γης, οι ελιγμοί και τα προβλήματα των δορυφόρων και τα χαρακτηριστικά των κεραιών (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSUSER/GEN>).

Ευρύτερη Επίλυση Δικτύου

Στην περίπτωση της ευρύτερης επίλυσης του δικτύου, ο σταθμός αναφοράς (No 7) επιλύθηκε ως προς τον Κόσμο και την Ευρώπη. Η χωρική του τοποθέτηση κατά την διάρκεια όλων των μετρήσεων απεικονίζεται στο Σχήμα 4.6. Η οριζόντια κίνηση του σταθμού αναφοράς ως προς την Ευρώπη, παρουσιάζει ΝΔ διεύθυνση και έχει μετατοπιστεί περίπου 40 cm από το 1994 έως το 2005 (Σχήμα 4.7, Πίνακας 4.2). Αντίστοιχα ως προς τον Κόσμο, υποδεικνύει τελική διεύθυνση προς τα ΝΑ, με 25 cm περίπου οριζόντιας μετατόπισης.

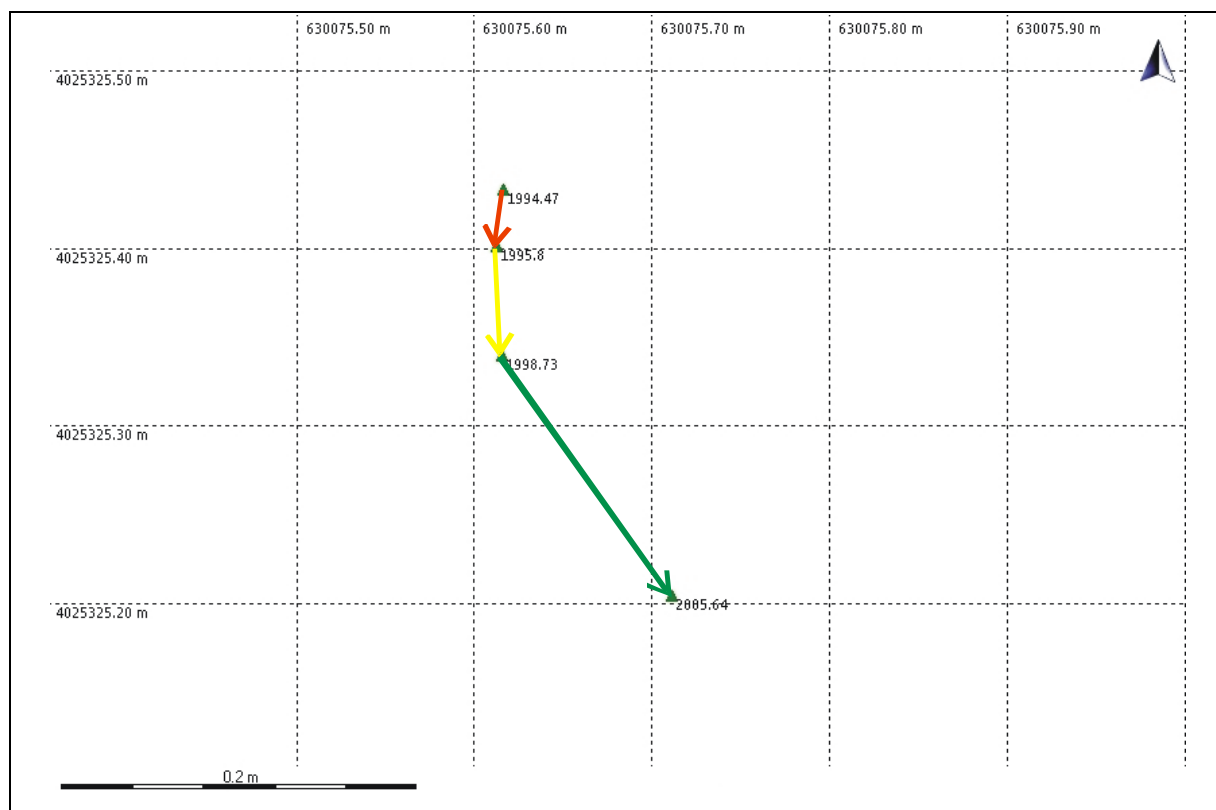
Πίνακας 4.2

Οριζόντια Μετατόπιση Σταθμού Αναφοράς (No 7)

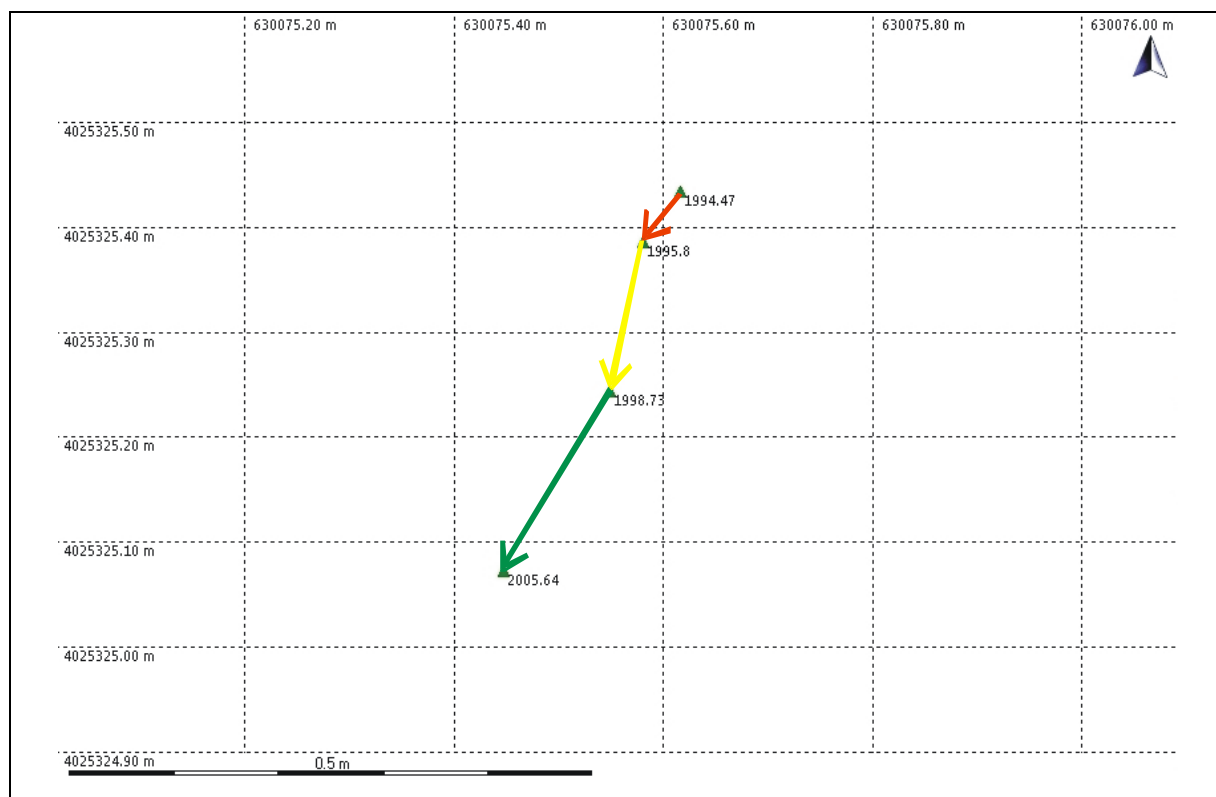
(ITRF2000 & ETRF2000)

Περίοδος Μέτρησης	Οριζόντια Μετατόπιση (mm)	Οριζόντια Μετατόπιση (mm)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm)
	ITRF	ETRF	
1994,47 -1995,8	32	60	5
1995,8 -1998,73	61	117	7,5
1998,73 - 2005,64	166	229	7,3
1994,47 - 2005,64	248	398	3,6

Μετάπειτα της επιλύσεως των βάσεων, μεταξύ του σταθμού αναφοράς και των ευρωπαϊκών σταθμών EPN, κατασκευάστηκαν οι χρονοσειρές του σταθμού αναφοράς στο πλαίσιο αναφοράς ITRF2000 (Σχήμα 4.8). Από τα διαγράμματα της μεταβολής των τριών συνιστωσών, για την συνολική περίοδο των παρατηρήσεων 1994-2005, υπολογίστηκαν οι ταχύτητες μετατόπισης, στην οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης (Πίνακας 4.3). Οι ταχύτητες καθώς και τα αντίστοιχα τυπικά σφάλματα υπολογίστηκαν με γραμμική παλινδρόμηση, βάσει της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Ωστόσο τα σφάλματα των σταθμών με δεδομένα από δύο μόνο μετρήσεις GPS (1994 & 2005) δεν κατέστη δυνατόν να προσδιοριστούν με την εφαρμογή της γραμμικής παλινδρόμησης.



(α)



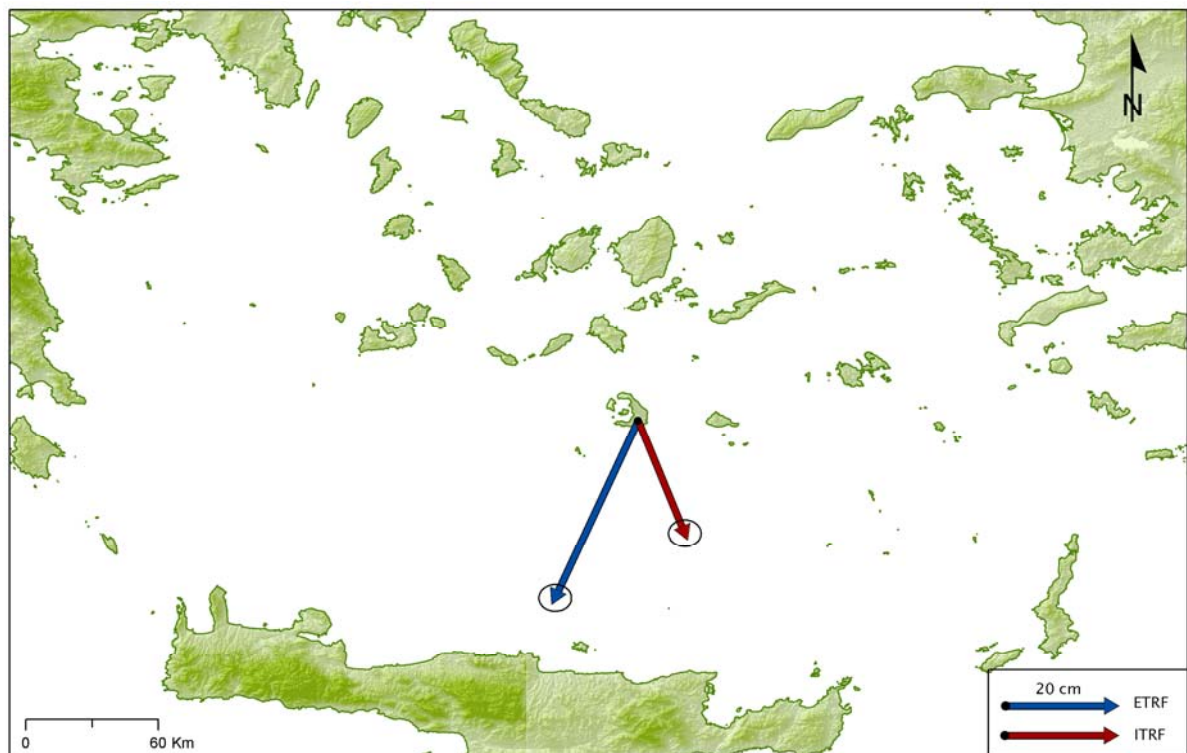
(β)

Σχήμα 4.6: Διαγράμματα οριζόντιας μετατόπισης του σταθμού αναφοράς (No 7) ως προς ITRF2000 (α) και ETRF2000 (β).

Πίνακας 4.3

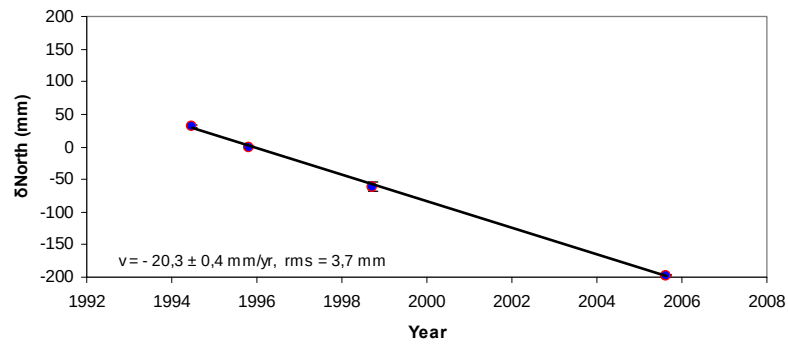
Ταχύτητα Οριζόντιας & Κατακόρυφης Μετατόπισης Σταθμού Αναφοράς (No 7)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα ITRF (mm/yr)	Οριζόντια Ταχύτητα ETRF (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)
7	22,2	35,3	-1,4	2,5	0,1

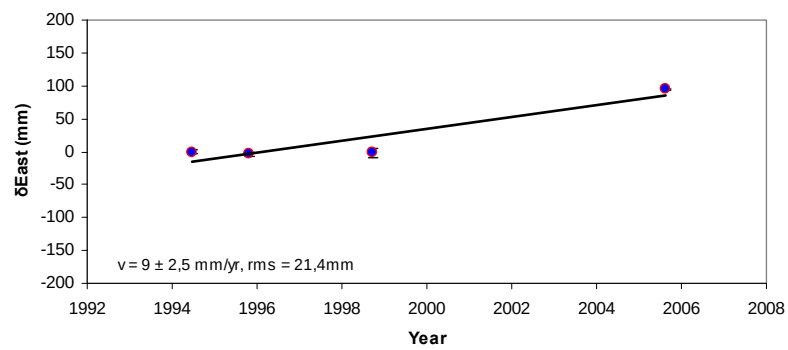


Σχήμα 4.7: Οριζόντιες μετατοπίσεις του σταθμού αναφοράς στο ETRF2000 (μπλε βέλη) και ITRF2000 (κόκκινα βέλη), για την περίοδο 1994-2005. Οι ελλείψεις δηλώνουν σφάλμα 3,6 mm.

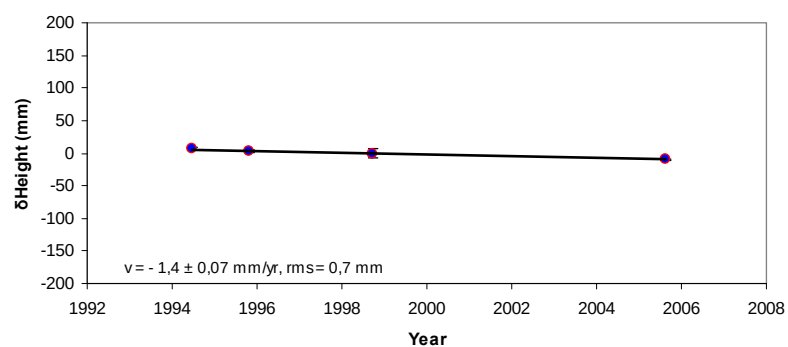
Όπως απορρέει από τις χρονοσειρές, η Σαντορίνη κινείται προς τα ΝΑ με $22,2 \pm 2,5$ mm/yr στο πλαίσιο αναφοράς ITRF2000. Παράλληλα, η κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης εμφανίζει καθίζηση με ρυθμό $-1,4 \pm 0,1$ mm/yr. Σε σχέση με την Ευρώπη αντιστοίχως, η Σαντορίνη κινείται προς τα ΝΔ, με ταχύτητα που προσεγγίζει τα $35,3 \pm 2,5$ mm/yr.



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 4.8: Διαγράμματα οριζόντιας (α & β) και κατακόρυφης μετατόπισης (γ) του σταθμού αναφοράς (No 7), στο ITRF2000. Τα σφάλματα θέσης των σημείων υποδηλώνουν 1-3,5 mm στην οριζόντια κλίμακα και 1-2,5 mm στην κατακόρυφη.

Οι επιλύσεις του δικτύου για τις διάφορες εποχές μέτρησης πραγματοποιήθηκαν αρχικά στο ITRF2000 (Παράρτημα 1), βάσει των συντεταγμένων των ευρωπαϊκών σταθμών EPN. Στην συνέχεια στις ταχύτητες που προέκυψαν ως προς τον Κόσμο (Παράρτημα 2), βάση της στατιστικής ανάλυσης των χρονοσειρών, προστέθηκαν οι συμβατικές ταχύτητες της Ευρώπης $V_N = -11,8 \text{ mm/yr}$ και $V_E = -23,6 \text{ mm/yr}$ (Ι. Γαλάνης, προσωπική επικοινωνία 2006), και υπολογίστηκαν τελικώς οι ταχύτητες των σταθμών του δικτύου στο σύστημα ETRF2000 (Παράρτημα 2). Καθώς οι μετασχηματισμοί αφορούν αποκλειστικά τις οριζόντιες ταχύτητες και επομένως δεν έχουν καμία επίδραση στην κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης, οι κατακόρυφες ταχύτητες παραμένουν εκφρασμένες στο επιλεγμένο ITRF. Τα παραπάνω βήματα της ανάλυσης GPS ακολουθήθηκαν και στα υπόλοιπα δίκτυα του ΕΗΤ, και για αυτό τον λόγο δεν θα επαναληφθούν στα Κεφάλαια 5 και 6. Πληροφορίες περί του μετασχηματισμού ITRF2000 - ETRF2000 δίνονται στο Παράρτημα 3.

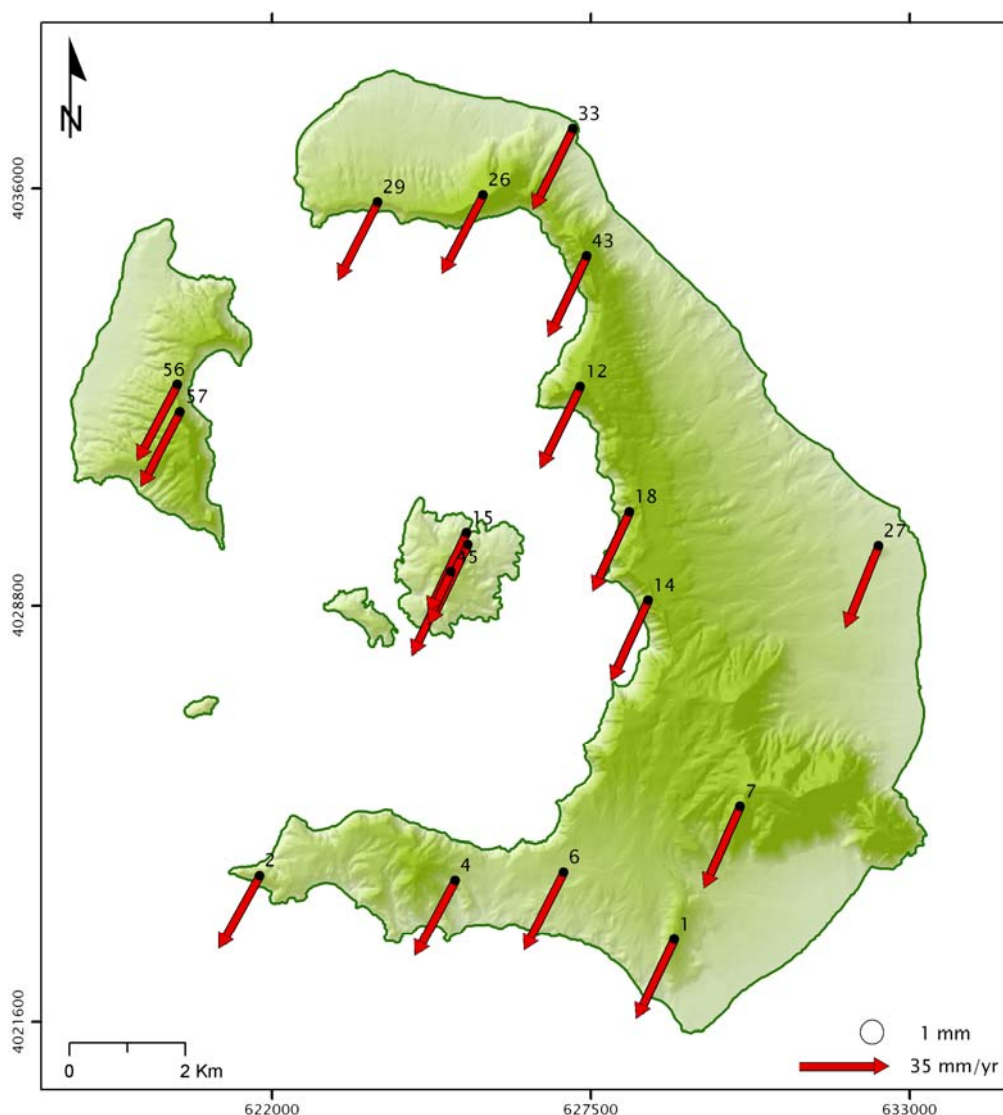
Πίνακας 4.4

Ταχύτητες Οριζόντιας Μετατόπισης Δικτύου (ETRF2000)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)*
1	35,1	-
2	33,3	0,4
4	34,1	-
6	35,1	0,8
7	35,3	2,5
12	36	-
14	35,3	1
15	35,5	-
18	35,1	-
22	35,8	0,7
26	35,4	-
27	35,6	-
29	34,7	-
33	36,2	1,1
43	35,2	1,3
45	37,1	1,7
56	34,2	1,7
57	33,4	-

* οι τυπικές αποκλίσεις των σταθμών με δεδομένα δύο μετρήσεων (1994 & 2005) δεν έχουν προσδιοριστεί

Κατόπιν της επίλυσης του σταθμού αναφοράς στο ETRF2000, επετεύχθη και η επίλυση των βάσεων των υπολοίπων σταθμών του δικτύου με τον σταθμό αναφοράς, ώστε να προσδιοριστούν και εκείνοι στο ETRF2000 (Πίνακας 4.4). Οι ρυθμοί μετατόπισης που προέκυψαν κυμαίνονται από 33 έως 37 mm/yr, με την μέγιστη ταχύτητα να σημειώνεται στον νότιο σταθμό της Νέας Καμμένης (No 45) (Σχήμα 4.9). Εν τούτοις, οι ταχύτητες στο σύνολό τους συνθέτουν μία ομοιογενή κινηματική εικόνα με μία μέση ταχύτητα $35,1 \pm 0,6$ mm/yr.



Σχήμα 4.9: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου σε ETRF2000. Οι ρυθμοί κίνησης ορίζουν μία μέση ταχύτητα 35,1 mm/yr. Το τυπικό σφάλμα αντιστοιχεί στην ακτίνα της έλλειψης. Τα σφάλματα των σταθμών με δεδομένα δύο μετρήσεων (1994 & 2005) δεν προσδιορίστηκαν ποσοτικά με την γραμμική παλινδρόμηση.

Τοπική Επίλυση Δικτύου

Στην περίπτωση της τοπικής επίλυσης, οι βάσεις των 18 σταθμών του δικτύου επιλύθηκαν σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 7), για κάθε μία περίοδο μέτρησης. Από την σύγκριση των αποτελεσμάτων των περιόδων 1994 και 2005 (σταθμός αναφοράς No 7), παρατηρούνται ενδιαφέρουσες χαρακτηριστικά που συνδέονται με φαινόμενα κατακόρυφης (Σχήμα 4.10) και οριζόντιας παραμόρφωσης (Σχήμα 4.11). Γενικότερα, παρατηρήθηκε καθίζηση στην Νέα Καμμένη και στο ΝΔ τμήμα της Θήρας με αντίστοιχα πλάτη 50 ($\pm 4,5$ mm) και 19 mm ($\pm 7,4$ mm) (Σχήμα 4.10, Πίνακας 4.5). Αντιθέτως, το υπόλοιπο τμήμα της Θήρας δείχνει να ανυψώνεται με πλάτη που κυμαίνονται από 7 (± 7 mm) έως 47 mm ($\pm 6,6$ mm) και με τις μέγιστες τιμές μέτρησης να εμφανίζονται στο ΒΑ τμήμα της Θήρας, στο Ακρωτήρι Κολούμπο (No 33). Η Θηρασία παρουσιάζει επίσης παρόμοια συμπεριφορά ανύψωσης, με μικρότερα πλάτη, της τάξης των 22 mm περίπου ($\pm 6-7$ mm). Οι οριζόντιες μετατοπίσεις που μετρήθηκαν αντιστοίχως, κυμαίνονται μεταξύ 4 (± 2 mm) και 37 mm (± 4 mm), και παρουσιάζουν γενικά διευθύνσεις προς τα ΒΔ για την πλειονότητα των σταθμών (Σχήμα 4.11, Πίνακας 4.5). Πιο συγκεκριμένα:

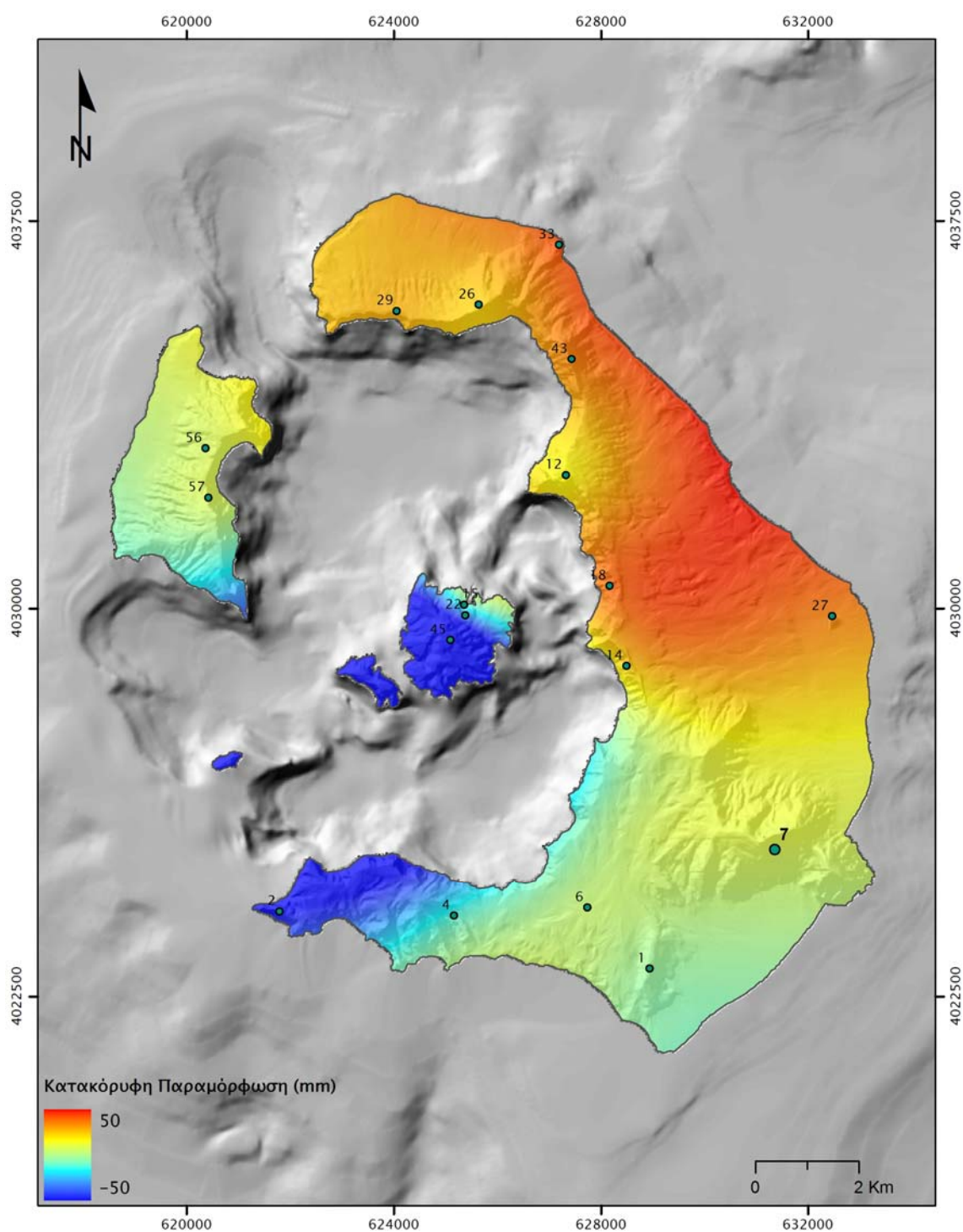
- Τα μεγαλύτερα πλάτη της οριζόντιας παραμόρφωσης μετρήθηκαν στο ΝΔ τμήμα της Θήρας (No 2) με 37 mm (± 4 mm), όπως και στην Θηρασία με 31 mm (± 3 mm).
- Στο βόρειο τμήμα της Θήρας και πιο συγκεκριμένα στους σταθμούς 26, 29 και 33 μετρήθηκαν οριζόντιες μετατοπίσεις από 15 έως 21 mm, των οποίων οι διευθύνσεις δείχνουν προς τα ΒΔ.
- Διαφορετική διεύθυνση μετατόπισης εμφανίζουν οι σταθμοί 12 και 14, κατά μήκος της καλδέρας που προσανατολίζονται προς τα δυτικά και νοτιοδυτικά, αντίστοιχα.
- Αναφορικά με την Θηρασία, οι δύο σταθμοί παρουσιάζουν σχεδόν όμοια διεύθυνση μετατόπισης προς τα ΒΔ, με σχεδόν όμοιες επίσης τιμές.
- Η διεύθυνση των οριζόντιων μετατοπίσεων στην Νέα Καμμένη δεν είναι τόσο σύμφωνη με την γενική ΒΔ διεύθυνση, αλλά κυμαίνεται από Δ (No 15, 22) έως ΝΔ (No 45).
- Χαρακτηριστική και εντελώς διαφορετική διεύθυνση οριζόντιας μετατόπισης υποδεικνύει ο σταθμός 27, στην Ανατολική Θήρα, με ΝΑ διεύθυνση.

Πίνακας 4.5

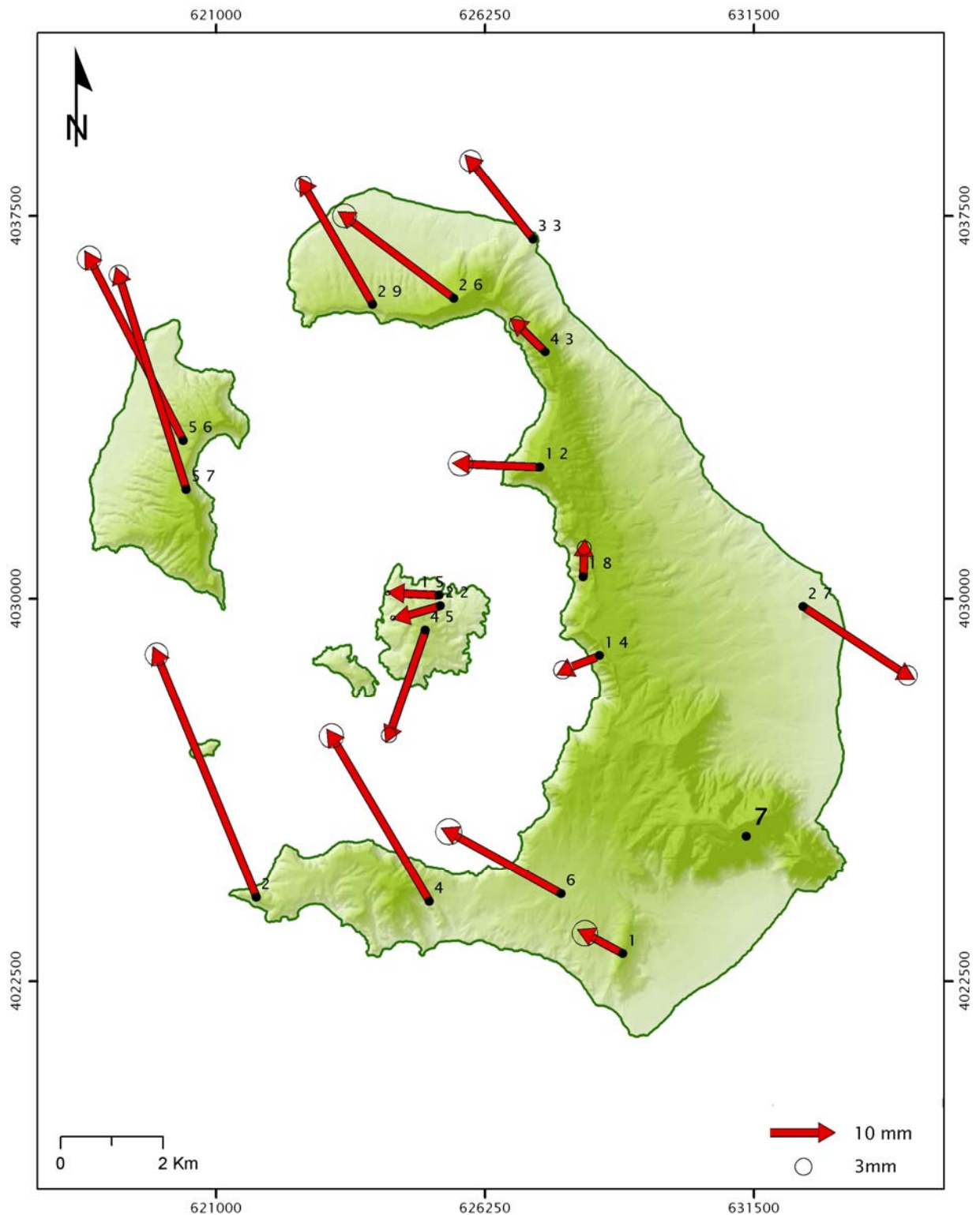
Οριζόντια & Κατακόρυφη Μετατόπιση ως προς Πύργο –No 7- (1994-2005)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Μετατόπιση (mm)	Κατακόρυφη Μετατόπιση (mm)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm)
1	6.9	14.4	4,8	8,2
2	37	-19,1	4,2	7,4
4	27.8	7.3	4,5	7,7
6	20.6	19,6	4,7	8,5
12	13.3	28,5	4,4	7,5
14	4.3	32,9	3,3	5,8
15	7.4	6.6	0,8	1,5
18	3.9	44,2	2,5	4,4
22	6.8	-6.2	0,9	1,5
26	21.4	33	4,1	6,7
27	19.7	41,8	3,5	6
29	19.9	36,5	2,9	5
33	14.9	47,2	3,9	6,6
43	6.1	42	2,7	4,6
45	15.6	-49,5	2,7	4,5
56	29.3	21,6	4,4	7,5
57	31.2	22.4	3,4	5,7

Από τις προκύπτουσες χρονοσειρές των σταθμών του δικτύου (Σχήμα 4.12), υπολογίστηκαν με γραμμική παλινδρόμηση, βάσει της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, οι ταχύτητες μετατόπισης των σταθμών του δικτύου. Παρατηρούνται μικρές ταχύτητες κατακόρυφης εδαφικής κίνησης (Πίνακας 4.6) Η μικρότερη ταχύτητα καθίζησης παρατηρήθηκε στο βόρειο τμήμα της Νέας Καμμένης (No 22), ενώ αντίθετα στο κεντρικό και νότιο τμήμα της σημειώθηκε η μεγαλύτερη ταχύτητα καθίζησης (No 45). Αντιθέτως, βορειότερα του σταθμού 22 σημειώθηκε μικρή ανύψωση της τάξεως των 0,6 mm/yr. Πεδίο καθίζησης παρατηρήθηκε επίσης, εκτός της καλδέρας, στον σταθμό No 2, ΝΔ της Θήρας, με ρυθμό -1,4 mm/yr ($\pm 0,5$). Οι υπόλοιποι σταθμοί που εκτείνονται στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα, υποδεικνύουν ανύψωση με ταχύτητα που κυμαίνεται από 0,6 έως 4,3 mm/yr. Η μέγιστη ταχύτητα ανύψωσης παρατηρείται στο Ακρωτήρι Κολούμπο (No 33), στην ΒΑ Θήρα, ενώ η ελάχιστη στο Ακρωτήρι (No 4), στην ΝΔ Θήρα. Η Θηρασία επί πλέον, κινείται με ταχύτητα $2 \pm 0,7$ mm/yr. Ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό είναι ότι ο Φάρος, το ΝΔ άκρο της Θήρας (No 2), παρουσιάζει ταχύτητα καθίζησης $-1,4 \pm 0,5$ mm/yr, ενώ αμέσως σε διπλανή θέση στον σταθμό της Αγίας Άννας (No 6), παρατηρείται ανύψωση ακριβώς της ίδιας ταχύτητας ($1,4 \pm 0,6$ mm/yr).



Σχήμα 4.10: Χάρτης κατακόρυφης εδαφικής παραμόρφωσης της Σαντορίνης για την περίοδο 1994-2005. Η κατακόρυφη εδαφική μετατόπιση των σταθμών έχει υπολογιστεί σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 7).



Σχήμα 4.11: Χάρτης οριζόντιας εδαφικής παραμόρφωσης της Σαντορίνης για την περίοδο 1994-2005. Τα ανύσματα υποδεικνύουν τις οριζόντιες μετατοπίσεις που υπολογίστηκαν σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 7). Το τυπικό σφάλμα 3 mm αντιστοιχεί στην ακτίνα της έλλειψης.

Η ενδιάμεση περιοχή (No 4) ωστόσο σημειώνει σχεδόν μηδενική ταχύτητα ανύψωσης (0,6 mm/yr). Εφ' όσον, η περιοχή μεταξύ των σταθμών 2 και 6 παραμένει σχετικά σταθερή, ενώ οι δύο πλευρικές τις θέσεις κινούνται με ακριβώς ίση, αλλά αντίθετη ταχύτητα, πιθανολογείται η ύπαρξη δύο ρηγμάτων στην γειτονική περιοχή των σταθμών 2 και 6 (Papageorgiou et al. 2010).

Οι οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου που προέκυψαν από τις χρονοσειρές (Πίνακας 4.6) υποδεικνύουν μεγέθη από 0,2 έως 3,4 mm/yr, με την μέγιστη ταχύτητα να χαρακτηρίζει τον Φάρο (No 2). Οι αμέσως επόμενες μεγαλύτερες ταχύτητες εκδηλώνονται στην Θηρασία με $2-3 \pm 1,7$ mm/yr. Οι μικρότερες ταχύτητες αντίστοιχα, της τάξης των $0,2-0,9 \pm 1$ mm/yr, υπολογίστηκαν στην Κεντρική Σαντορίνη, στους σταθμούς δηλαδή της Βόρειας Καμμένης (σταθμοί 15 & 22) και της Κεντρικής Θήρας (σταθμοί 14 & 18).

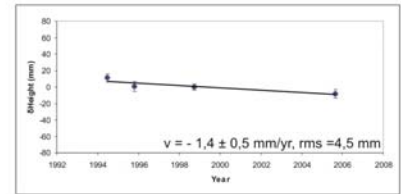
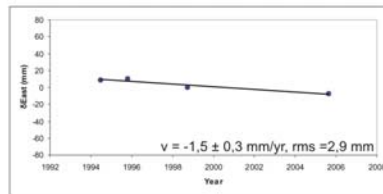
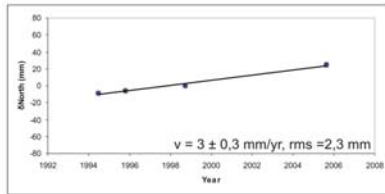
Πίνακας 4.6

Οριζόντια & Κατακόρυφη Ταχύτητα ως προς Πύργο –No 7- (1994-2005)

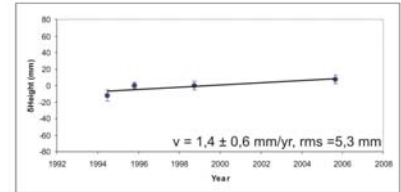
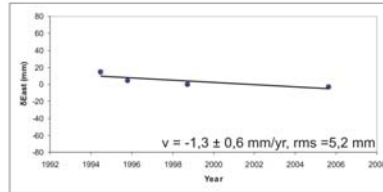
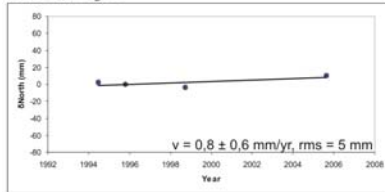
Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)*	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)*
1	0,6	1,3	-	-
2	3,4	-1,4	0,4	0,5
4	2,4	0,6	-	-
6	1,6	1,4	0,8	0,6
12	1,3	2,5	-	-
14	0,3	2,3	1	1,2
15	0,7	0,6	-	-
18	0,2	4	-	-
22	0,9	-0,7	0,7	0,3
26	1,9	2,9	-	-
27	1,7	3,7	-	-
29	1,7	3,3	-	-
33	1,3	4,3	1,1	0,1
43	0,7	3,2	1,3	0,9
45	1,8	-4,6	1,7	2
56	2,3	2	1,7	0,7
57	2,8	2	-	-

* αναλυτικότερα τα ανύσματα στις δύο συνιστώσες παρέχονται στο Παράρτημα 2

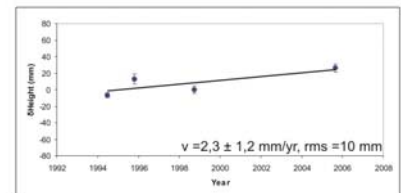
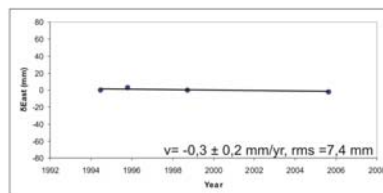
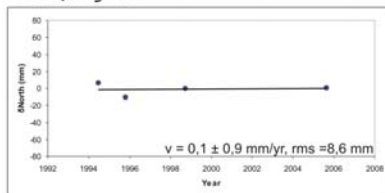
Σταθμός 2



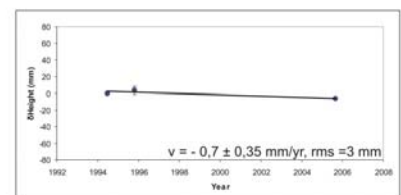
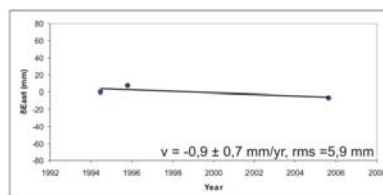
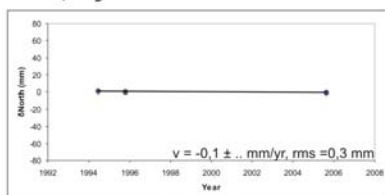
Σταθμός 6



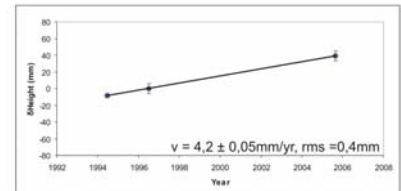
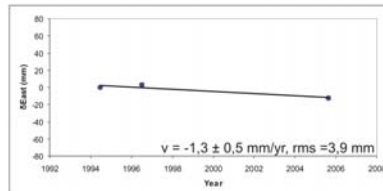
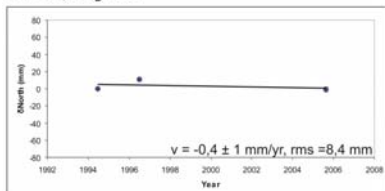
Σταθμός 14



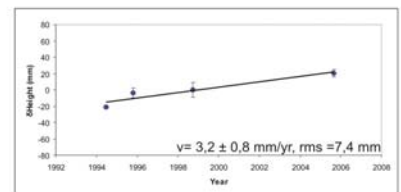
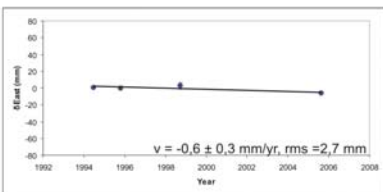
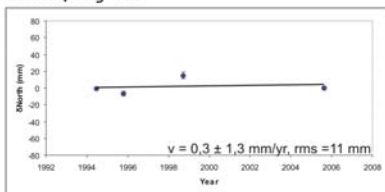
Σταθμός 22



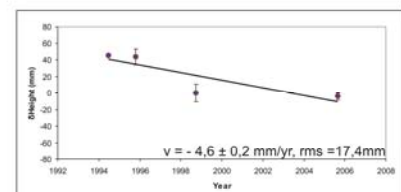
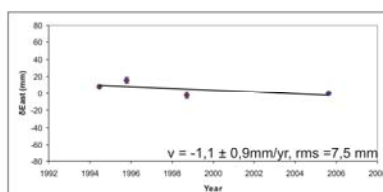
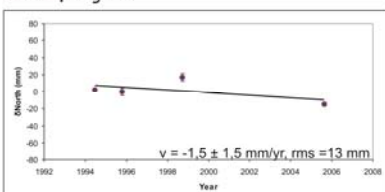
Σταθμός 33



Σταθμός 43

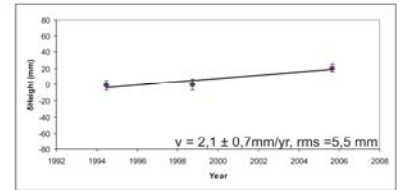
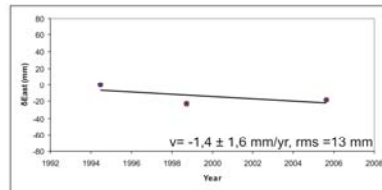
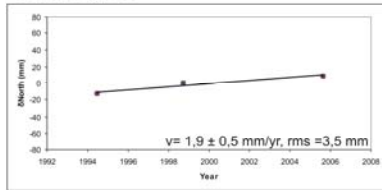


Σταθμός 45

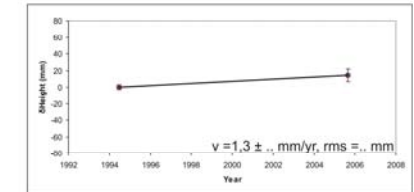
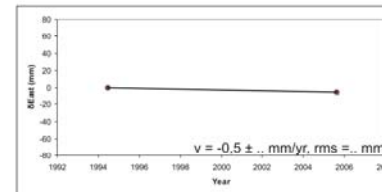
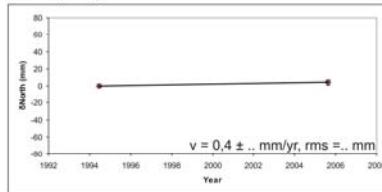


Σχήμα 4.12: Διαγράμματα οριζόντιας και κατακόρυφης μετατόπισης των σταθμών. Τα σφάλματα θέσης (μπάρες) κυμαίνονται από 0,8-4,8 mm στην οριζόντια κλίμακα και 1,5-8,5 mm στην κατακόρυφη. Οι τυπικές αποκλίσεις των σταθμών με δύο μετρήσεις δεν έχουν προσδιοριστεί.

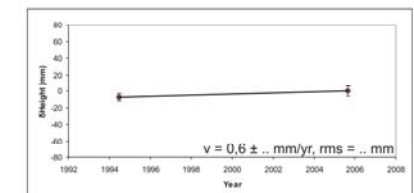
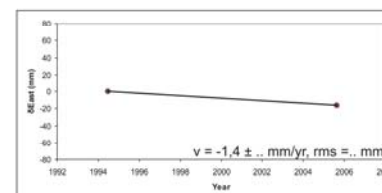
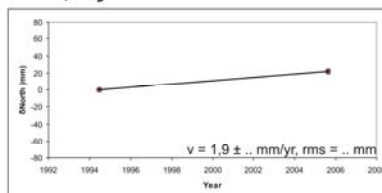
Σταθμός 56



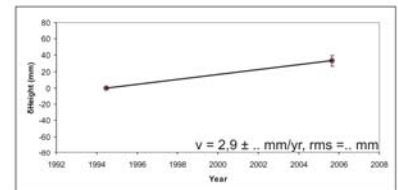
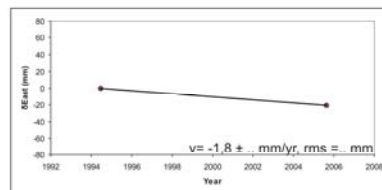
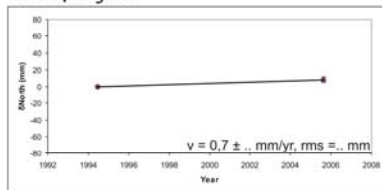
Σταθμός 1



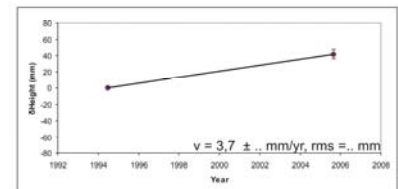
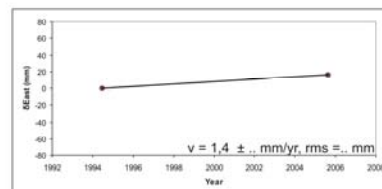
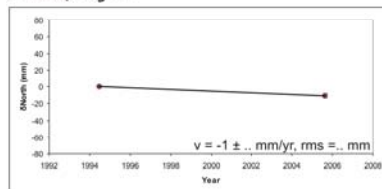
Σταθμός 4



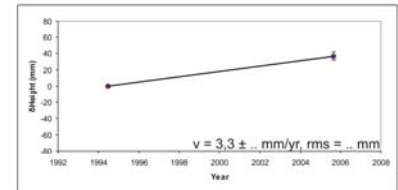
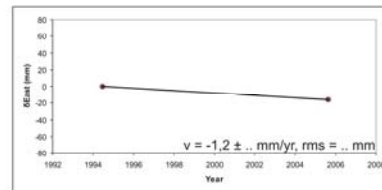
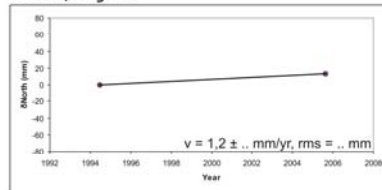
Σταθμός 26



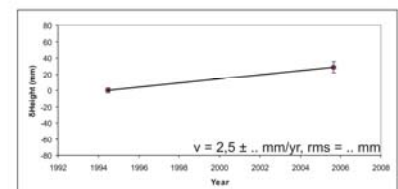
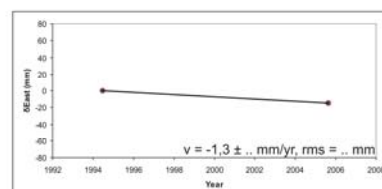
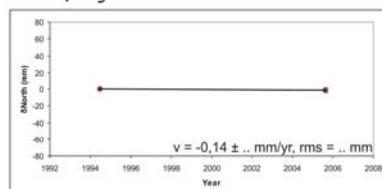
Σταθμός 27



Σταθμός 29

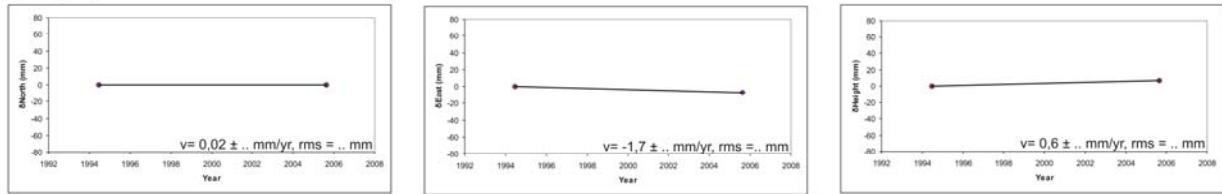


Σταθμός 12

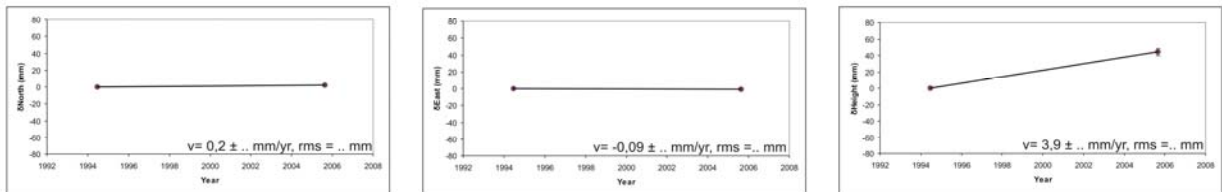


Σχήμα 4.12: Συνέχεια

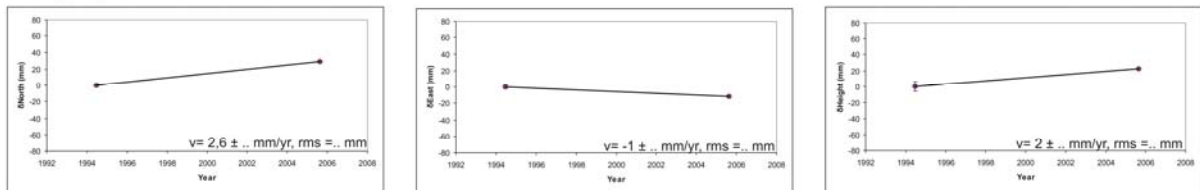
Σταθμός 15



Σταθμός 18



Σταθμός 57



Σχήμα 4.12: Συνέχεια

Επιπροσθέτως, σκόπιμη κρίθηκε η περαιτέρω ανάλυση των παρατηρήσεων GPS, για τον διαχωρισμό της Σαντορίνης σε ομοιογενείς ενότητες, βάσει της σύγχρονης κινηματικής της. Για την επί πλέον κινηματική μελέτη της Σαντορίνης και της ένταξης των σταθμών του δικτύου σε ενότητες με σύμφωνη κίνηση, κατασκευάστηκαν χάρτες ταχυτήτων. με διαφορετική κάθε φορά εξάρτηση των σταθμών του δικτύου (Πίνακας 4.7)., Θεωρήθηκε προτιμητέο να παρουσιασθούν δύο εκ των χαρτών, οι οποίοι αναδεικνύουν με τον καλύτερο τρόπο τις διαφορετικές κινηματικές ενότητες. Ο πρώτος χάρτης αναφέρεται στην εξάρτηση του δικτύου ως προς τον σταθμό No 2, ΝΔ της Θήρας (Σχήμα 4.13), ενώ ο δεύτερος χάρτης ως προς τον σταθμό No 29, ΒΔ της Θήρας (Σχήμα 4.14). Ο συνδυασμός των δυο χαρτών αποτέλεσε μian ιδανική οπτική ερμηνεία των διαφοροποιημένων γεωδαιτικών κινήσεων των σταθμών και την ένταξή τους σε διαφορετικές κινηματικές ενότητες που οριοθετούνται από ρηξιγενείς/μαγματικές ζώνες. Εκ πρώτης όψεως, χαρακτηριστική είναι η N-NA κίνηση της Ανατολικής Θήρας και Νέας Καμμένης, σε αντίθεση με την B-BΔ κίνηση της ΝΔ Θήρας και Θηρασίας. Αξιοσημείωτη θεωρείται η κίνηση του σταθμού No 27, στον Μονόλιθο, που ενώ συμφωνεί με την γενική NA

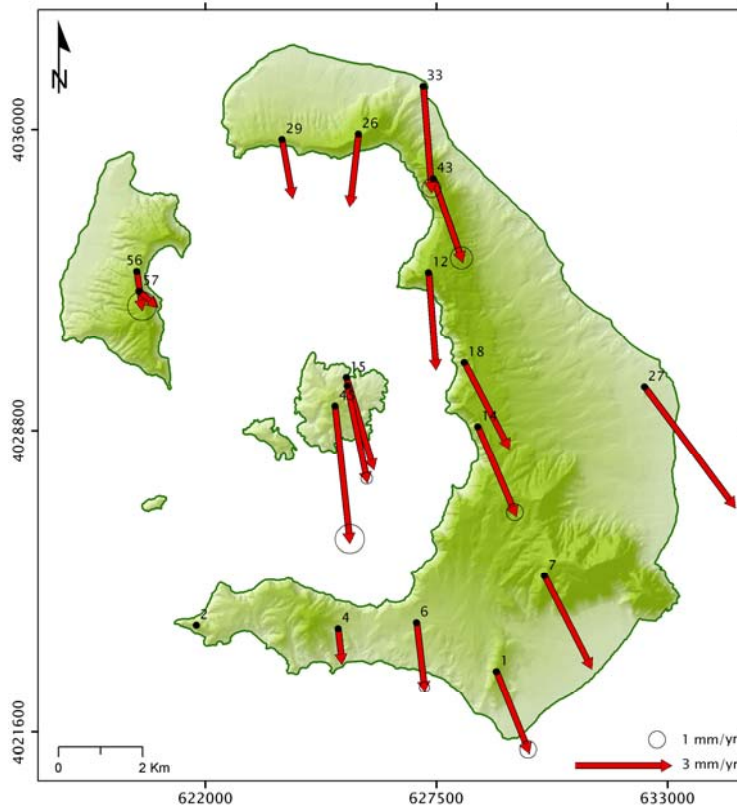
διεύθυνση που συναντάται στην υπόλοιπη Θήρα, εν τούτοις υποδηλώνει πολύ μεγαλύτερο ρυθμό κίνησης.

Πίνακας 4.7

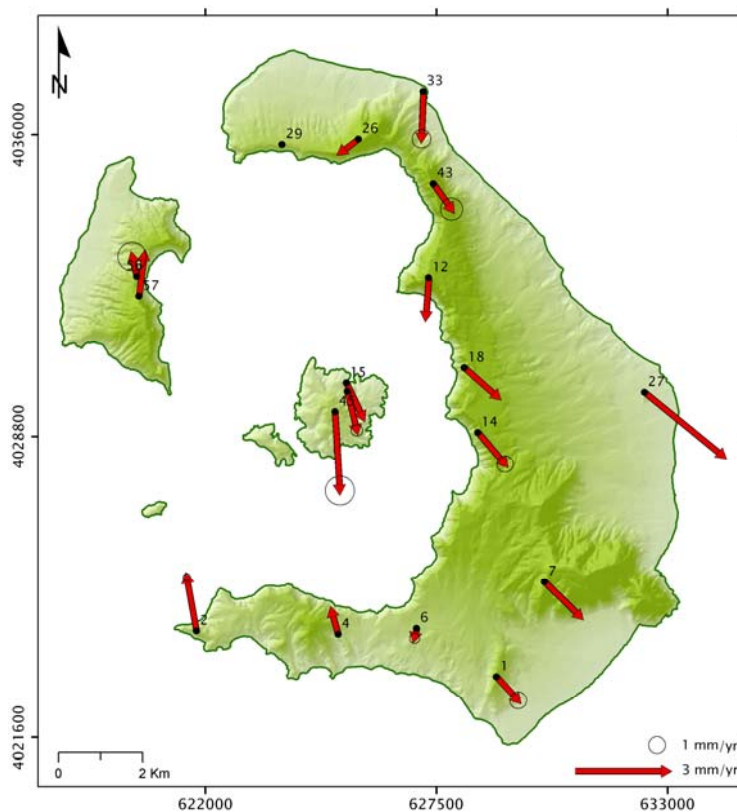
Οριζόντιες Ταχύτητες ως προς Σταθμούς Νο 2 & 29

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα ως προς Σταθμό 2 (mm/yr)	Οριζόντια Ταχύτητα ως προς Σταθμό 29 (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)*
1	2,9	1,1	1
2	0	1,9	0,4
4	1,1	0,8	-
6	2,2	0,4	0,6
7	3,4	1,7	-
12	3,2	1,3	-
14	3,2	1,4	1
15	3,1	1,3	-
18	3,2	1,5	-
22	3,2	1,4	0,7
26	2,3	0,8	-
27	5,0	3,4	-
29	1,9	0	-
33	3,5	1,6	1,1
43	2,9	1,1	1,3
45	4,6	2,7	1,7
56	1,2	0,7	1,7
57	0,7	1,4	-

Το γεγονός αυτό συνεπάγεται μία διαδικασία εφελκυσμού στην ενδιάμεση περιοχή μεταξύ των σταθμών της ΒΑ Θήρας και του σταθμού 27. Μία δεύτερη περιοχή εφελκυστικών τάσεων συναντάται στην ΒΑ Θήρα, μεταξύ των σταθμών 26 και 33. Εκατέρωθεν της εν λόγω ζώνης διαφοροποιούνται οι οριζόντιες κινήσεις των πλησιέστερων σταθμών, υποδεικνύοντας την παρουσία διαφορετικών κινηματικών ενοτήτων. Μία τρίτη περίπτωση εφελκυσμού παρατηρείται επίσης στην Νέα Καμμένη, μεταξύ των δυο βόρειων σταθμών 15 και 22 και του νότιου σταθμού 45.



Σχήμα 4.13: Χάρτης οριζόντιων ταχυτήτων της Σαντορίνης, ως προς τον σταθμό Νο 2 (1994-2005). Τα σφάλματα δίδονται στον Πίνακα 4.6.



Σχήμα 4.14: Χάρτης οριζόντιων ταχυτήτων της Σαντορίνης, ως προς τον σταθμό Νο 29 (1994-2005). Τα σφάλματα δίδονται στον Πίνακα 4.6.

Συζήτηση-Συμπεράσματα

Από την παρακολούθηση του Ηφαιστείου Σαντορίνης, μέσω των Διαφορικών Μετρήσεων GPS (1994-2005), παρατηρήθηκαν φαινόμενα εδαφικής παραμόρφωσης, τόσο κατακόρυφης όσο και οριζόντιας. Γενικότερα:

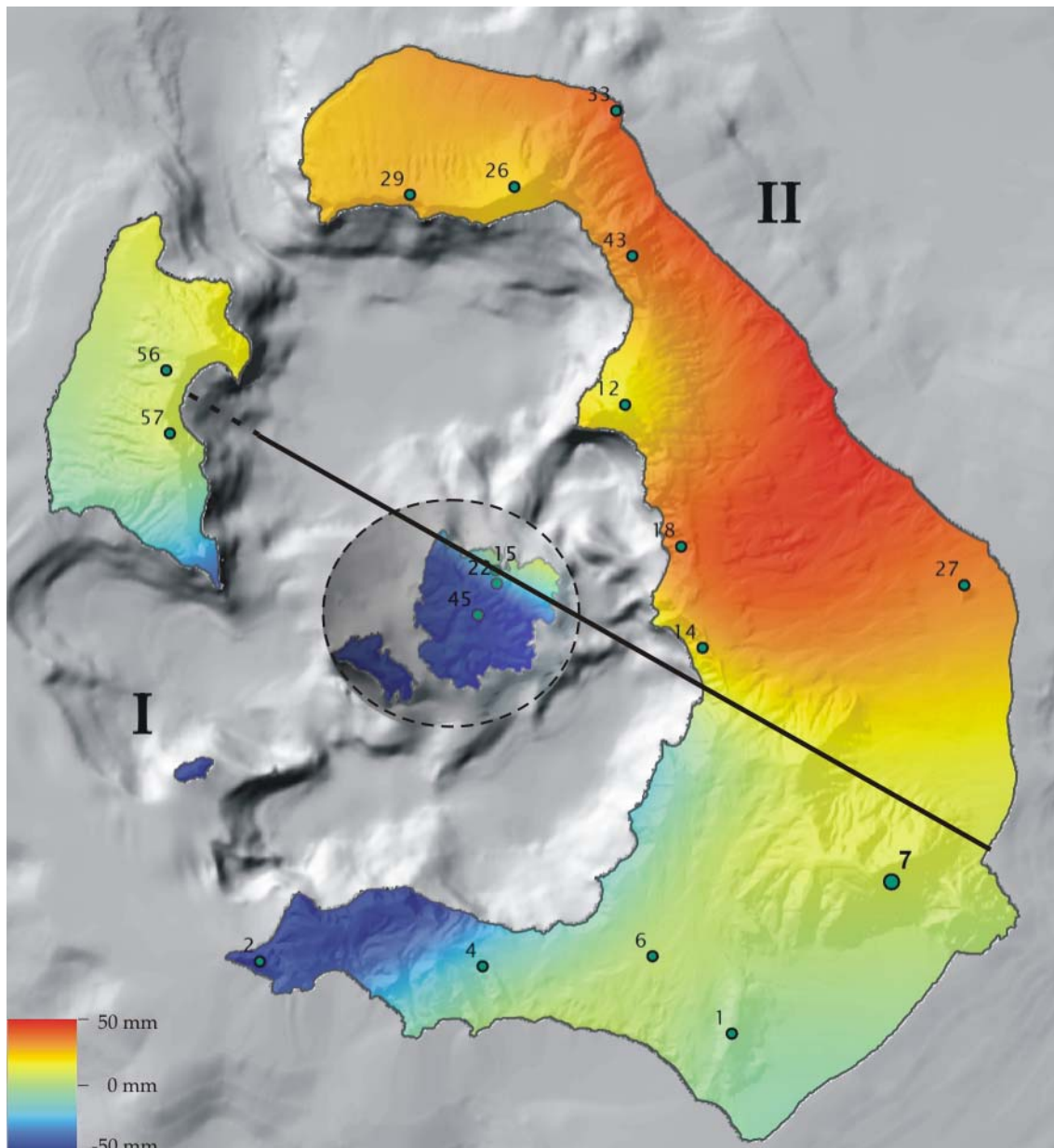
- Σε ευρύτερη κλίμακα παρακολούθησης, υπολογίστηκε για την Σαντορίνη ταχύτητα οριζόντιας μετατόπισης $35,3 \pm 2,5$ mm/yr, με ΝΔ διεύθυνση ως προς το πλαίσιο αναφοράς ETRF2000, ενώ σε σχέση με το ITRF2000 υπολογίστηκε ρυθμός κίνησης $22,2 \pm 2,5$ mm/yr με ΝΑ διεύθυνση. Τα εν λόγω αποτελέσματα είναι σε συμφωνία με αντίστοιχες μετρήσεις στην περιοχή (McClysky et al. 2000, Hollenstein 2006).
- Οι οριζόντιες μετατοπίσεις που υπολογίστηκαν ως προς τον σταθμό αναφοράς No 7, κυμαίνονται από 4 mm έως 37 mm, και εμφανίζουν ως επί το πλείστον ΒΔ διευθύνσεις.
- Στην περιοχή της Νέας Καμμένης παρατηρήθηκε η μέγιστη τιμή καθίζησης, κατά 50 mm (No 45), ενώ καθίζηση με πλάτος 19 mm παρατηρήθηκε στο ΝΔ άκρο της Θήρας (No 2). Ουσιαστικά, φαίνεται ότι το νότιο έως το νοτιοδυτικό τμήμα της καλδέρας περιλαμβανομένου του ΝΔ άκρου της Θήρας καθιζάνει. Αντιθέτως, το υπόλοιπο ηφαιστειακό σύμπλεγμα παρουσιάζει σχετική ανύψωση με τιμές που κυμαίνονται από 7-47 mm και με μέγιστη ανύψωση στο Ακρωτήρι Κολούμπο (No 33).
- Η σχετική ανύψωση που παρατηρήθηκε στην Θηρασία σε συνδυασμό με την σχετική καθίζηση που σημειώθηκε στην Νέα Καμμένη, είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση του μήκους της απόστασης μεταξύ των σταθμών των δύο περιοχών, κατά 26-30 mm (± 10 mm). Το γεγονός αυτό είναι συμβατό με παλαιότερες EDM μετρήσεις (Stiros et al. 2005) για την ίδια περιοχή μεταξύ Θηρασίας και Νέας Καμμένης, όπου αναφέρεται μία σταδιακή διόγκωση του εν λόγω βορείου τμήματος της καλδέρας, πιθανότατα οφειλόμενης σε τυχόν διεργασίες τάσης ανόδου μάγματος.
- Η ανύψωση που γενικότερα παρατηρήθηκε στο βόρειο τμήμα της Θήρας συμφωνεί επίσης με παλαιότερες μικροβαρυτομετρικές μελέτες (Lagios 1995) κατά τις οποίες η

συγκεκριμένη περιοχή υποδεικνύει τάση ανύψωσης για το προγενέστερο χρονικό διάστημα 1984-1991.

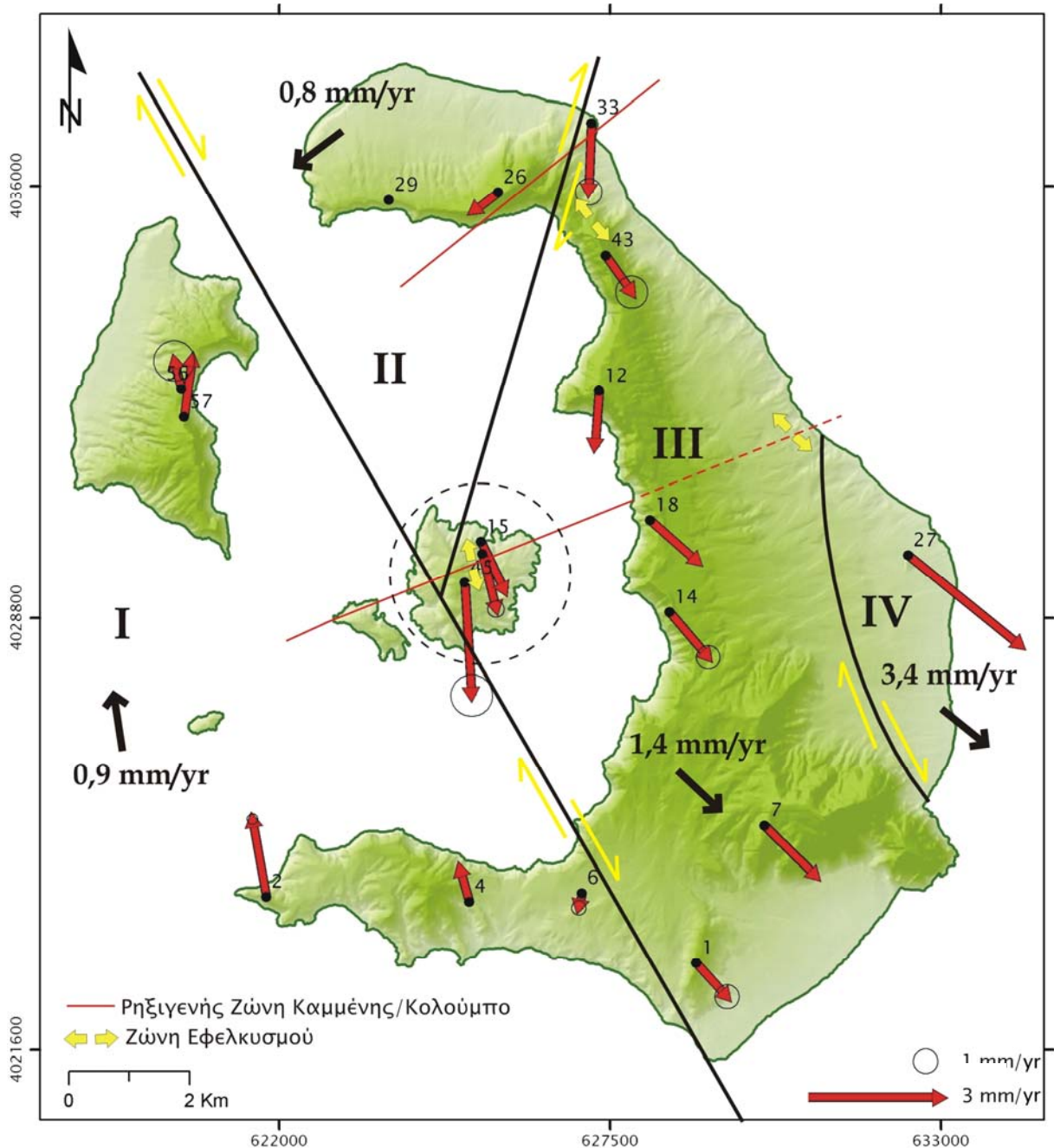
- Οι Farmer et al. (2007) μέσω συνεχούς σταθμού καταγραφής GPS στην Θηρασία, υπολόγισαν ότι η Θηρασία σε σχέση με την Δυτική Κρήτη, υπόκειται σε ανύψωση με ρυθμό 2 mm/yr. Ίδιο ρυθμό κίνησης παρουσιάζει η Θηρασία και ως προς τον Πύργο, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παρούσης διατριβής. Η οριζόντια συνιστώσα επίσης, μετατοπίζεται προς βορρά με 3,9 mm/yr ως προς την Δυτική Κρήτη, ενώ σε σχέση με την ΝΑ Θήρα, κινείται προς τα ΒΔ με 2,3 mm/yr.

Βάσει της ανάλυσης GPS αναδεικνύονται περιοχές με ομοιόμορφες κινήσεις, τόσο σε ρυθμό όσο και σε διεύθυνση, οι οποίες επιτρέπουν τον διαχωρισμό και την χάραξη ομοιογενών περιοχών βάσει της κινηματικής τους. Για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων, κατασκευάστηκαν συνθετικοί χάρτες (Σχήμα 4.15-16) που παρουσιάζουν τις ομοιογενείς αυτές περιοχές. Στην πρώτη περίπτωση, της κατακόρυφης εδαφικής κίνησης της Σαντορίνης (Σχήμα 4.10), ο συνθετικός χάρτης δύναται να χωριστεί σε δύο επί μέρους τμήματα, ένα δυτικό I και ένα ανατολικό II, διαμέσου πιθανότατα μιας ρηξιγενούς ζώνης (Σχήμα 4.15). Ο διαχωρισμός αυτός αποδίδεται στην διαφοροποίηση της κατακόρυφης κίνησης εκατέρωθεν της εν λόγω ζώνης, η οποία διέρχεται από την Νότια Θήρα και απολήγει μεταξύ Βόρειας Θήρας και Θηρασίας. Ουσιαστικά, διαχωρίζεται ένα ανατολικό τμήμα που εμφανίζει τους μεγαλύτερους ρυθμούς ανύψωσης και ένα δυτικό που εμφανίζει πολύ μικρούς ρυθμούς ανύψωσης, αλλά κυρίως καθίζηση. Ως εκ τούτου, εξαιρουμένης της μικρής ανύψωσης στο δυτικό τμήμα, η χάραξη της ρηξιγενούς ζώνης με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, αναφέρεται στην σχετική αντίθετη κίνηση εκατέρωθεν της εν λόγω ζώνης. Τα παραπάνω αποτελέσματα έρχονται σε πλήρη συμφωνία με τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης, σύμφωνα με τα οποία η δημιουργία της καλδέρας που ακολούθησε την Μινωική έκρηξη, συνοδεύτηκε με βύθιση κυρίως του ΝΔ τμήματός της, ενώ ο νεότερος μαγματισμός (500 ka) με τον σχηματισμό των δόμων και ασπίδων λάβας εστιάζεται στο βόρειο ήμισυ του ηφαιστειακού χώρου (Heiken & McCoy 1984, Druitt & Francaviglia 1992). Το κέντρο της καλδέρας με την ιδιαίτερη ηφαιστειακή της εξέλιξη και τον σχηματισμό του δόμου του ηφαιστείου τέμνεται επίσης από την υποθετική ΒΔ-ΝΑ ζώνη, η οποία διέρχεται από το βόρειο τμήμα της Νέας Καμμένης. Διαχωρίζει τον

βορειότερο σταθμό (No 15) που υποδηλώνει σχετική ανύψωση, από τους δύο άλλους σταθμούς (No 22 & 45) που υποδηλώνουν σχετική καθίζηση.



Σχήμα 4.15: Σχηματική ερμηνεία της κατακόρυφης παραμόρφωσης στην Σαντορίνη (Σταθμός αναφοράς No 7). Η ΒΔ-ΝΑ ζώνη που τέμνει το ηφαιστειακό σύμπλεγμα, οριοθετεί δύο περιοχές I και II με διαφορετική κατακόρυφη κίνηση, καθίζηση και ανύψωση, αντίστοιχα.



Σχήμα 4.16 Σχηματική ερμηνεία της οριζόντιας παραμόρφωσης της Σαντορίνης (Σταθμός αναφοράς No 29). Διακρίνονται τέσσερις διαφορετικές κινηματικές ενότητες (I, II, III & IV) βάσει των μετρήσεων GPS. Αναδεικνύονται επίσης τρεις περιοχές εφελκυστικού τεκτονικού πεδίου. Τα όρια επαφών των τεσσάρων ενοτήτων πιθανολογούν την παρουσία τεκτονικών ζωνών.

Στην επόμενη περίπτωση, της οριζόντιας εδαφικής κίνησης, ο συνθετικός χάρτης (Σχήμα 4.16) βασίστηκε στην εξάρτηση του δικτύου ως προς τον σταθμό 29 (Σχήμα 4.14), διότι κατά αυτήν την εκδοχή αναπαρίστανται ευκρινώς οι ομοιογενείς κινήσεις των

σταθμών του δικτύου. Μπορούν αρχικά να διακριθούν δύο κύριες, διαφορετικές ενότητες I και III που χαρακτηρίζονται από ταχύτητες με αντίθετη φορά κίνησης. Η δυτική ενότητα I, με μέση ταχύτητα $0,9 \pm 0,9$ mm/yr, υποδεικνύει ΒΔ κίνηση, ενώ η ανατολική ενότητα III με μέση ταχύτητα $1,4 \pm 1,1$ mm/yr, ΝΑ κίνηση. Η μετάβαση από την μία ενότητα στην άλλη πιθανότατα να οφείλεται στην παρουσία κάποιας βαθύτερης ρηξιγενούς ζώνης που αναγκάζει τα δύο γειτονικά ρηξιτεμάχια να κινούνται αντίθετα και με διαφορετικούς ρυθμούς.

Ιδιάζουσα μορφή του χάρτη αναδεικνύεται η ανατολικότερη ενότητα IV, η οποία υποδεικνύει την μεγαλύτερη ταχύτητα $3,4$ mm/yr, με διεύθυνση προς τα ΝΑ, διαχωρίζοντάς την από την διπλανή ενότητα III που κινείται προς την ίδια ΝΑ διεύθυνση αλλά με μικρότερους ρυθμούς κίνησης. Ο σταθμός αυτός αποτελεί μία σημειακή μέτρηση και δεν υπάρχουν γειτονικοί σταθμοί με όμοια ή διαφορετική οριζόντια κίνηση. Ωστόσο, ο ρυθμός παραμόρφωσης του σταθμού για το διάστημα των έντεκα χρόνων της παρακολούθησης του ηφαιστείου, είναι ιδιαίτερα αξιόλογος. Η διεύθυνση της οριζόντιας κίνησής του ενισχύεται από τα αποτελέσματα των υποθαλάσσιων μετρήσεων των Sigurdsson et al. (2006), κατά τα οποία ανατολικά του εν λόγω σταθμού (No 27) εντοπίστηκαν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις.

Η τελευταία ενότητα II που οριοθετεί την ΒΑ Θήρα, ακολουθεί την δική της κινηματική, με ρυθμό $0,8$ mm/yr, και δείχνει να επηρεάζεται από την ρηξιγενή ζώνη του Κολούμπου και την σχετική γειτονία προς το υποθαλάσσιο Ηφαιστειο Κολούμπο. Οι ενότητες II και III διαχωρίζονται στην ΒΑ Θήρα, μεταξύ των σταθμών 26 και 33. Το όριο διαχωρισμού τους πιθανολογεί την ύπαρξη κάποιας πρόσφατης τεκτονικής διάρρηξης που συνδέεται με την ρηξιγενή ζώνη του Κολούμπου. Ένας δεύτερος κλάδος της ρηξιγενούς ζώνης του Κολούμπου παρατηρείται μεταξύ των σταθμών 33 και 43. Μολονότι οι δύο σταθμοί εντάσσονται στην ίδια ενότητα, με ίδιες διευθύνσεις κίνησης, το εφελκυστικό πεδίο που ορίζεται από τα ρήγματα της περιοχής διαφοροποιούν τους ρυθμούς κίνησής τους. Μία ακόμα εφελκυστική δομή σημειώνεται στην Νέα Καμμένη, μεταξύ των σταθμών 22 και 45. Η ρηξιγενής ζώνη της Καμμένης φαίνεται να έχει επηρεάσει την κινηματική των σταθμών της Νέας Καμμένης, με αποτέλεσμα ο νότιος σταθμός να κινείται ταχύτερα σε σχέση με τους υπόλοιπους δύο βόρειους σταθμούς.

4.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ

Η εφαρμογή της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ στην Σαντορίνη βασίστηκε στην επιλογή απεικονίσεων SAR και ASAR, κατάλληλων για να αποτελέσουν ζεύγη συμβολομετρίας. Η επιλογή των κατάλληλων δορυφορικών εικόνων έγινε με βάση τα ακόλουθα κριτήρια:

- Η κάθετη χωρική βάση μεταξύ των τροχιών των δορυφόρων ($B_{\perp}$), να κυμαίνεται από λίγα έως εκατοντάδες μέτρα. Δεν πρέπει να υπερβαίνει τα 1150 m (θεωρητική κρίσιμη απόσταση στην συμβολομετρία για ERS δορυφόρους, πάνω από επίπεδο έδαφος), διότι οι διαφορές φάσης στις δύο απεικονίσεις θα είναι πολύ μεγάλες και δεν επιτυγχάνεται μεγάλη ευκρίνεια στο συμβολογράφημα (Zebker & Villasenor 1992). Εν προκειμένω, χρησιμοποιήθηκε συνδυασμός εικόνων με κάθετη βάση, από 9 m έως 155 m.
- Την κατάλληλη δειγματοληψία των απεικονίσεων SAR και ASAR. Απαραίτητη θεωρήθηκε η επιλογή εικόνων σε ίδιες ή παραπλήσιες περιόδους λήψης (μήνες), ώστε να ελαττωθεί η χρονική τους αποσυσχέτιση και να επιτευχθεί καλύτερη συνάφεια στα παραχθησόμενα συμβολογραφήματα.
- Τον χρονικό διαχωρισμό των απεικονίσεων SAR: Προσπάθεια έγινε να αποκτηθούν εικόνες ERS και ENVISAT, σχεδόν για 1-2 έτη, από το 1993 έως το 2006, ώστε να προκύψει χρονική δειγματοληψία των εικόνων για όσο το δυνατόν μικρότερο χρονικό διάστημα. Κατά αυτόν τον τρόπο, επιτυγχάνεται καλύτερη συνάφεια στα συμβολογραφήματα. Ωστόσο, χρησιμοποιήθηκαν και εικόνες που καλύπτουν έως και τα τρία έτη.

Από το αρχείο των 25 εικόνων SAR και ASAR που καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1993-2006 (Πίνακας 4.7), επελέγησαν τελικά 10 εικόνες ραντάρ. Βάσει των πιθανών συνδυασμών, η ανάλυση βασίστηκε στα ζεύγη συμβολομετρίας που έχουν τις μικρότερες κάθετες βάσεις, ώστε να περιορισθεί η γεωμετρική αποσυσχέτιση (Zebker & Villasenor 1992) και η συμβολή της τοπογραφίας (Massonet & Feigl 1995).

Πίνακας 4.7**Αρχείο Δορυφορικών Εικόνων ERS & ENVISAT**

No	Δορυφόρος	Τροχιά	Ημερομηνία
1	ERS 1	10086	20-Ιουλ-1993
2	ERS 1	20450	13-Ιουλ-1995
3	ERS 2	505	27-Σεπ-1996
4	ERS 2	23551	22-Οκτ-1999
5	ERS 2	18813	25-Νοε-1998
6	ERS 2	23823	10-Νοε-1999
7	ERS 2	42360	28-Μάιος-2003
8	ERS 2	6789	07-Αυγ-1996
9	ERS 2	1779	23-Αυγ-1995
10	ERS 2	38352	21-Αυγ-2002
11	ERS 2	27330	12-Ιουλ-2000
12	ERS 2	44364	15-Οκτ-2003
13	ERS 2	28833	25-Οκτ-2000
14	ERS 2	12801	1-Οκτ-1997
15	ERS 2	17811	16-Σεπ-1998
16	ERS 2	44364	15-Οκτ-2003
17	ENVISAT	7898	03-Σεπ-2003
18	ENVISAT	10904	31-Μαρ-2004
19	ENVISAT	13001	25-Αυγ-2004
20	ENVISAT	21017	08-Μαρ-2006
21	ENVISAT	18011	10-Αυγ-2005
22	ENVISAT	13001	25-Αυγ-2004
23	ENVISAT	19514	23-Νοε-2005
24	ENVISAT	12500	21-Ιουλ-2004
25	ENVISAT	16508	27-Απρ-2005

Οι επιλεγθείσες εικόνες ERS (SAR) και ENVISAT (ASAR) (Πίνακας 4.8) υπέστησαν επεξεργασία με το λογισμικό *EarthView InSAR* v.3.1. Για την επεξεργασία και παραγωγή των διαφορικών συμβολογραφημάτων εφαρμόστηκε η τεχνική των *Δύο Διελεύσεων (Two-Pass InSAR)*, σε συνδυασμό με το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (ΨΜΑ) (Παράγραφος 3.1.5). Το ΨΜΑ που χρησιμοποιήθηκε, με χωρική ανάλυση 20 m, επέτρεψε την ακριβή διόρθωση των τοπογραφικών συνιστωσών στο ορεινό τμήμα του νησιού για οποιαδήποτε βάση. Προέκυψε από εικόνες ASTER και την χρήση των φασματικών καναλιών 3b και 3n, τα οποία έδωσαν την δυνατότητα της στερεοσκοπικής απεικόνισης της περιοχής (Lagios et al. 2005).

Βασική προϋπόθεση της επεξεργασίας InSAR αποτελεί η απόκτηση των δεδομένων τροχιάς των δορυφόρων, η οποία παρέχεται διαδικτυακά από το Ινστιτούτο του Delft (Scharoo & Visser 1998). Τα κύρια στάδια επεξεργασίας που αναφέρονται σε λεπτομέρεια στο Κεφάλαιο 3, έχουν ως εξής:

- συμπροσαρμογή της δευτερεύουσας εικόνας στην κύρια εικόνα
- έλεγχος του ζεύγους εικόνων για χωρική και φασματική αλληλοεπικάλυψη
- συμπροσαρμογή του ΨΜΑ στην κύρια εικόνα, με ακρίβεια μικρότερη του ενός εικονοστοιχείου
- αφαίρεση επιπρόσθετων φάσεων, όπως επίπεδης Γης, τοπογραφίας, κτλ
- δημιουργία πρώτου συμβολογραφήματος σε γεωμετρία ραντάρ
- δημιουργία χάρτου συνάφειας σε γεωμετρία ραντάρ
- εκτύλιξη της φάσης βάσει του αλγορίθμου Disk Masking
- δημιουργία διαφορικού συμβολογραφήματος, χάρτου συνάφειας και χάρτου μεταβολής της παραμόρφωσης σε χαρτογραφική προβολή UTM

Πίνακας 4.8

Ζεύγη Απεικονίσεων ERS & ENVISAT Κατασκευής Διαφορικών Συμβολογραφημάτων

Ζεύγη	Ημερομηνία	Δορυφόρος	Τροχιά	Στοιχεία Τροχιάς	Διέλευση	Διαφορά Χρόνου (Ημέρες)	$B_{\perp}$ (m)	H_a^* (m)
1 ^ο	20-Ιουν-1993	ERS 1	10086	422/2871	Καθοδική	1145	155	61
	7-Αυγ-1996	ERS 2	20450	422/2871	Καθοδική			
2 ^ο	↓ 51 ημέρες κενό				Καθοδική	1120	21	448
	27-Σεπ-1996	ERS 2	505	150/2871	Καθοδική			
	22-Οκτ-1999	ERS 2	23551	150/2871	Καθοδική			
	↓ 11 μήνες αλληλοεπικάλυψης				Καθοδική			
3 ^ο	25-Νοε-1998	ERS 2	18813	422/2871	Καθοδική	1785	52	180
	15-Οκτ-2003	ERS 2	44364	422/2871	Καθοδική			
	↓ 42 ημέρες αλληλοεπικάλυψης				Καθοδική			
	03-Σεπ-2003	ENVISAT	7898	329/729	Καθοδική			
4 ^ο	31-Μαρ-2004	ENVISAT	10904	329/729	Καθοδική	211	111	84
	↓ 5 μήνες κενό				Καθοδική			
	25-Αυγ-2004	ENVISAT	13001	422/2871	Καθοδική			
5 ^ο	08-Μαρ-2006	ENVISAT	21017	422/2871	Καθοδική	560	9	1021

*: Ασάφεια Υψομέτρου

 $B_{\perp}$: η κάθετη απόσταση των τροχιών των δορυφόρων

Συμπερασματικά, από την επεξεργασία των τριών ζευγών ERS και δύο ENVISAT, παρήχθησαν πέντε διαφορικά συμβολογραφήματα με τους αντίστοιχους χάρτες συνάφειας, που καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1993-2006 (Σχήμα 4.17). Η ερμηνεία των πέντε συμβολογραφημάτων της Σαντορίνης δόθηκε βάσει των παραμέτρων της

συνάφειας και της εδαφικής παραμόρφωσης, η οποία εκτιμάται σε ένα συμβολογράφημα βάσει των κροσσών συμβολής που εμφανίζονται σε αυτό:

Συνάφεια

Οι εικόνες τοπικής χωρικής συσχέτισης της φάσης, ή αλλιώς συνάφειας, παρήχθησαν για να δώσουν την συνολική εικόνα των επιφανειών που διατήρησαν μια μακροπρόθεσμη συνάφεια (Σχήμα 4.17). Η τιμή αυτή κυμαίνεται μεταξύ του μηδενός και της μονάδας, υποδεικνύοντας χαμηλή και πολύ καλή συνάφεια, αντίστοιχα. Οι εικόνες συνάφειας της Σαντορίνης δείχνουν ότι ανά περιοχές, η επιφάνειά της παραμένει σταθερή για μεγάλες χρονικές περιόδους (έως 13 έτη). Ιδιαίτερα καλή συνάφεια εμφανίζεται στην Νέα Καμμένη. Η υψηλή συνάφεια που παρατηρείται σε αυτές τις περιοχές, οφείλεται στο ότι καλύπτονται από ηφαιστειακές λάβες, και δεν εμφανίζεται βλάστηση. Επί πλέον οι περιοχές αυτές έχουν παραμείνει σχετικά σταθερές (τεκτονικά, ηφαιστειακά και μορφολογικά). Η υψηλή συνάφεια εξασφαλίζει την ευκρινέστερη ανίχνευση κροσσών παραμόρφωσης που δύνανται να εντοπισθούν στην επιφάνεια του νησιού. Αντιθέτως με την Νέα Καμμένη, τα υπόλοιπα τμήματα του ηφαιστειακού συμπλέγματος της Σαντορίνης χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλή συνάφεια, με εξαίρεση κάποιων περιοχών ΝΑ της Θήρας που αποκαλύπτουν το Αλπικό ασβεστολιθικό υπόβαθρο του νησιού. Η ελάττωση της συνάφειας με τον χρόνο σε αυτήν την περίπτωση, οφείλεται σε τοπικές ιδιότητες της επιφάνειας σκέδασης, που ελέγχονται από την διάβρωση, την απόθεση ιζημάτων ή και την μετατόπιση ιζημάτων, καθώς και από ανθρώπινους παράγοντες (κατασκευή κτιρίων, καλλιέργειες, κλπ).

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι βάσει των επιπέδων συνάφειας που υπολογίστηκαν, οποιαδήποτε εδαφική παραμόρφωση αναμένεται στην Σαντορίνη, δύναται να παρατηρηθεί μόνο σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από καλή έως πολύ καλή συνάφεια, ήτοι στην Νέα Καμμένη. Στις υπόλοιπες περιοχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλά επίπεδα συνάφειας δεν προβλέπεται να ανιχνευθούν κροσσοί συμβολής λόγω εδαφικής παραμόρφωσης.

Εδαφική Παραμόρφωση

Τα πέντε διαφορετικά συμβολογραφήματα που παρήχθησαν για την Σαντορίνη (Σχήμα 4.17-18) εμφανίζουν στην Νέα Καμμένη κροσσούς συμβολής οφειλόμενους σε εδαφική παραμόρφωση. Η αναπαράσταση των κροσσών παραμόρφωσης στα συμβολογραφήματα, εκφράζεται χρωματικά από την ακολουθία «κόκκινο-μπλε-πράσινο» (RBG, red-blue-green), όταν χαρακτηρίζει μίαν σχετική ανύψωση, ενώ στην περίπτωση της σχετικής καθίζησης, η χρωματική κλίμακα μεταβάλλεται σε πράσινο-μπλε-κόκκινο (GBR).

Η εδαφική παραμόρφωση που υπολογίστηκε εν προκειμένω στην Νέα Καμμένη, αντιστοιχεί κυρίως σε εδαφική καθίζηση. Αναλυτικότερα, αναφορικά με τα προκύψαντα διαφορετικά συμβολογραφήματα και τις αντίστοιχες περιόδους έχουμε:

Ιούνιος 1993-Αύγουστος 1996

Εδαφική παραμόρφωση αναγνωρίσθηκε στην Νέα Καμμένη για την περίοδο 1993-1996, όπου και ανιχνεύθηκε λίγο παραπάνω από έναν κροσσό (Σχήμα 4.17α). Η παραμόρφωση που υπολογίσθηκε αντιστοιχεί σε 30 mm σχετικής καθίζησης. Οι μέγιστες τιμές καθίζησης εντοπίσθηκαν στο νότιο ήμισυ της Νέας Καμμένης. Το γεγονός αυτό καθίσταται εμφανές και στα επακόλουθα διαφορετικά συμβολογραφήματα.

Σεπτέμβριος 1996-Οκτώβριος 1999

Η μέγιστη εδαφική παραμόρφωση που αναπαρίσταται με κάτι παραπάνω από έναν κροσσό παραμόρφωσης καθ' όλη την έκταση της νήσου, ισοδυναμεί με 33 mm σχετικής καθίζησης (Σχήμα 4.17β). Η παρατηρηθείσα καθίζηση σημειώνει την μέγιστη τιμή της στο νότιο τμήμα της νήσου.

Νοέμβριος 1998-Οκτώβριος 2003

Η συμπεριφορά του ενός κροσσού παραμόρφωσης και κάτι εξακολουθεί να εμφανίζεται και στο παρόν διαφορετικό συμβολογράφημα (Σχήμα 4.17γ). Η υπολογισθείσα

παραμόρφωση αντιστοιχεί σε 30 mm σχετικής εδαφικής καθίζησης και υποδεικνύει την συνέχιση της καθίζησης από το 1993 έως το 2003.

Σεπτέμβριος 2003-Μάρτιος 2004

Παρ' όλο που ο χάρτης συνάφειας υποδεικνύει υψηλή συνάφεια στην Νέα Καμμένη (Σχήμα 4.17δ), εν τούτοις δεν αναγνωρίζεται οποιοδήποτε χαρακτηριστικό παραμόρφωσης. Ο χρονικός διαχωρισμός των εικόνων είναι μικρός (211 ημέρες) και προφανώς το ποσοστό της συσσωρευτικής παραμόρφωσης για το διάστημα αυτό, δεν ήταν ανιχνεύσιμο από την εφαρμοσθείσα μέθοδο της συμβολομετρίας.

Αύγουστος 2004-Μάρτιος 2006

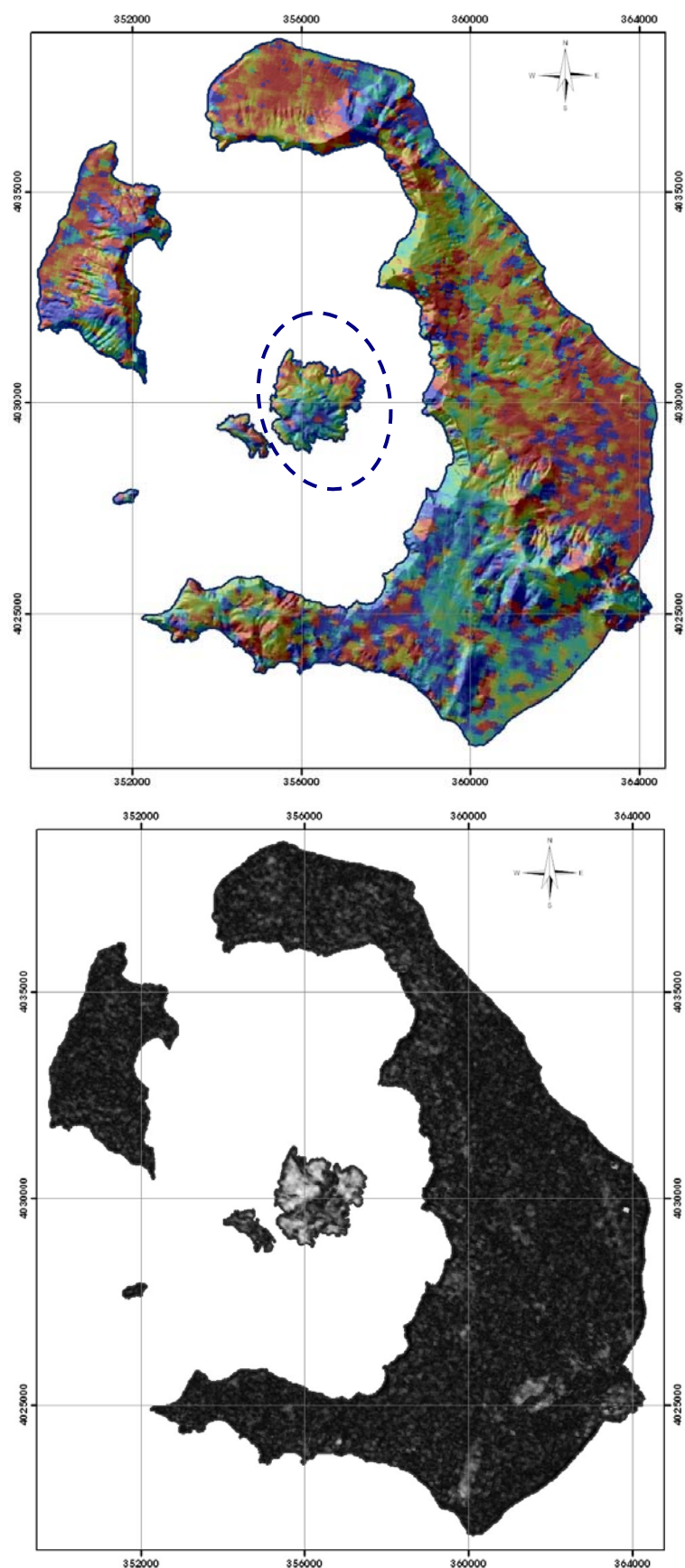
Στο διαφορικό συμβολογράφημα της περιόδου 2004-2006 φαίνεται να μεταβάλλεται το καθεστώς της κατακόρυφης κίνησης (Σχήμα 4.17ε). Το κύριο χαρακτηριστικό αποτελεί η μεγαλύτερη ανύψωση στο κεντρικό και βόρειο τμήμα της Νέας Καμμένης (16 mm), σε σχέση με την μικρότερη καθίζηση που περιορίζεται στο νότιο τμήμα της (-4mm). Η υπόλοιπη Σαντορίνη δεν δείχνει κάποιο είδος εδαφικής παραμόρφωσης δεδομένου και των πολύ χαμηλών επιπέδων συνάφειας. Οι εν λόγω παρατηρήσεις ωστόσο θα πρέπει να εκτιμηθούν με μεγάλη επιφυλακτικότητα ώστε να μην δοθεί εσφαλμένη ερμηνεία. Βασιζόμενοι στην ομοιότητα των σχετικών κινήσεων που παρουσιάστηκαν στα προηγούμενα συμβολογραφήματα, απαιτείται περαιτέρω εξέταση ώστε να υποστηριχτεί η εν λόγω διαφοροποίηση της κίνησης. Τα αποτελέσματα θα μπορούσαν ωστόσο να επιβεβαιωθούν με περισσότερα συμβολογραφήματα της ίδιας περιόδου, αλλά λόγω έλλειψης εικόνων αντίστοιχης χρονικής περιόδου δεν επετεύχθη η σύγκριση. Επίσης, η διαφοροποίηση της κίνησης δεν δύναται να τεκμηριωθεί και από τα δεδομένα GPS, διότι δεν διεξήχθησαν μεταγενέστερες του 2005 επαναμετρήσεις GPS.

Οι τιμές παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν σε κάθε διαφορικό συμβολογράφημα βρίσκονται εντός των ορίων των σφαλμάτων, ενώ επίσης οι τάσεις παραμόρφωσης που υποδεικνύουν τα διαφορικά συμβολογραφήματα συμφωνούν με τα αποτελέσματα DGPS.

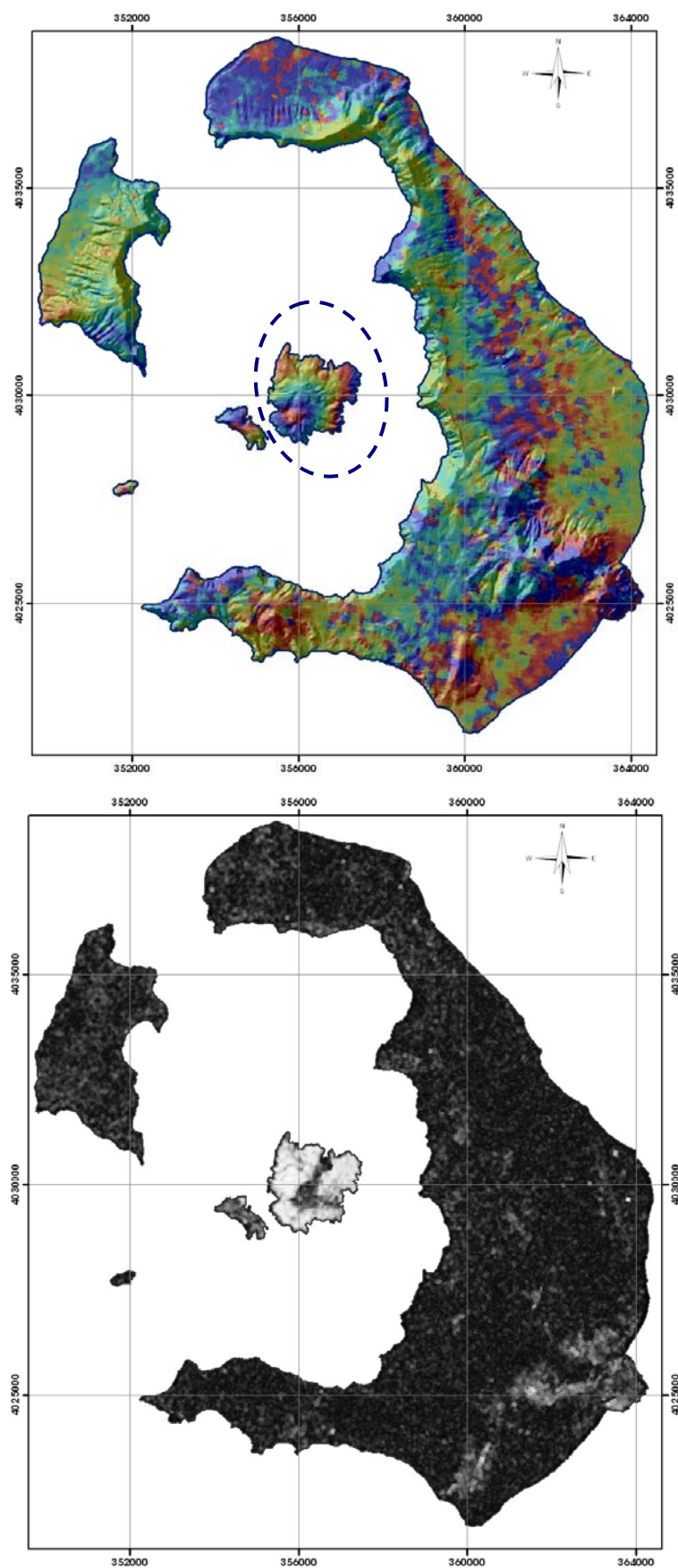
Βάσει της παραμέτρου της *Ασάφειας Υψομέτρου* (h_a ή $h_{2\pi}$) δύναται να εκτιμηθεί η τοπογραφική επιρροή σε ένα διαφορικό συμβολογράφημα (Κεφάλαιο 3). Ουσιαστικά προσθέτει μία τάξη μεγέθους στην μεταβολή υψομέτρου, ικανή να δημιουργήσει στο διαφορικό συμβολογράφημα, κροσσό συμβολής λόγω τοπογραφίας (Massonnet & Feigl 1998). Στον Πίνακα 4.8 εκτίθενται οι τιμές ασάφειας υψομέτρου για κάθε ένα από τα ζεύγη απεικονίσεων SAR, όπου και φαίνεται ότι όσο μικρότερη είναι η βάση ενός ζεύγους απεικονίσεων, τόσο μεγαλύτερη είναι η ασάφεια υψομέτρου.

Στο συμβολογράφημα 1993-1996, η υπολογισθείσα ασάφεια υψομέτρου για μήκος βάσης 155 m, ισοδυναμεί με 61 m. Αυτό σημαίνει ότι αν η φάση της τοπογραφίας ήταν ορατή στο συμβολογράφημα, θα εμφανιζόταν ένας κροσσός συμβολής για κάθε 61 m. Επομένως, για το υψόμετρο της Νέας Καμμένης, των 125 m, θα ήταν ορατοί τουλάχιστον δύο κροσσοί οφειλόμενοι στην τοπογραφία ($125/h_a$). Στην πραγματικότητα όμως σημειώνεται σχεδόν ένας κροσσός και όχι δύο, γεγονός που δηλώνει την επίδραση της παραμόρφωσης και όχι της τοπογραφίας. Τα ζεύγη των απεικονίσεων SAR που καλύπτουν τις περιόδους 1996-1999, 1998-2003 και 2004-2006 εμφανίζουν τιμές h_a μεγαλύτερες από το υψόμετρο της Νέας Καμμένης, γεγονός που δηλώνει ότι η ανιχνεύσιμη εδαφική μεταβολή δεν δύναται να αποδοθεί στην τοπογραφική φάση. Πρέπει να κατανοηθεί ότι εάν το σφάλμα του ΨΜΑ προσεγγίζει την τιμή της h_a , τότε προφανώς στο διαφορικό συμβολογράφημα θα παραμείνουν οι τοπογραφικοί κροσσοί. Το υπό χρήσιν ΨΜΑ, με χωρική ανάλυση 20 m, εμφανίζει ακρίβεια υψομέτρου ± 4 m. Επομένως, το μέγεθος των αναμενόμενων τοπογραφικών γεγονότων, εκφρασμένα σε κύκλους φάσης, για την περίπτωση του ζεύγος εικόνων με την μεγαλύτερη βάση ($h_a=61$ m), θα είναι της τάξης των $RMS/h_a=4/61$ m=0,06 κύκλων φάσης ή 1,68 mm. Δηλαδή, για κάθε κροσσό παραμόρφωσης που αναπαριστά την μεταβολή των 28 mm, στην κεκλιμένη διεύθυνση LOS, εκτιμάται μέγιστο τοπογραφικό σφάλμα 1,68 mm, το οποίο αντιστοιχεί στο 6% για $h_a=61$ m. Για τα 33 mm επομένως, που υπολογίστηκαν στο συμβολογράφημα της περιόδου 1993-1996 εκτιμάται μέγιστο σφάλμα 1,98 mm.

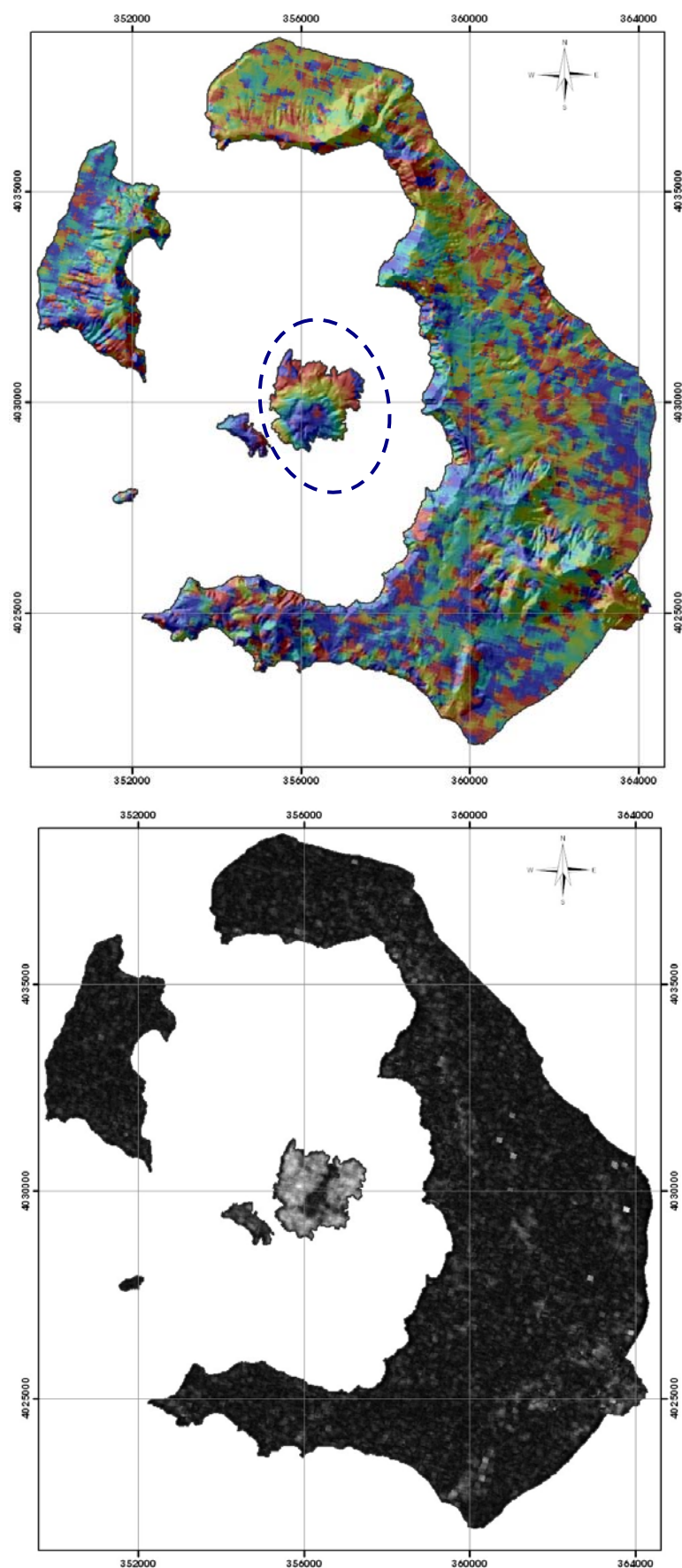
Τα κριτήρια επιλογής των απεικονίσεων SAR και ASAR, οι πιθανοί συνδυασμοί, τα στάδια επεξεργασίας αλλά και ο τρόπος ερμηνείας που διατυπώθηκαν στην περίπτωση της Σαντορίνης, ισχύουν και για τα υπόλοιπα ηφαιστειακά κέντρα μελέτης της διατριβής και δεν θα σχολιασθούν αναλυτικότερα στα επόμενα κεφάλαια.



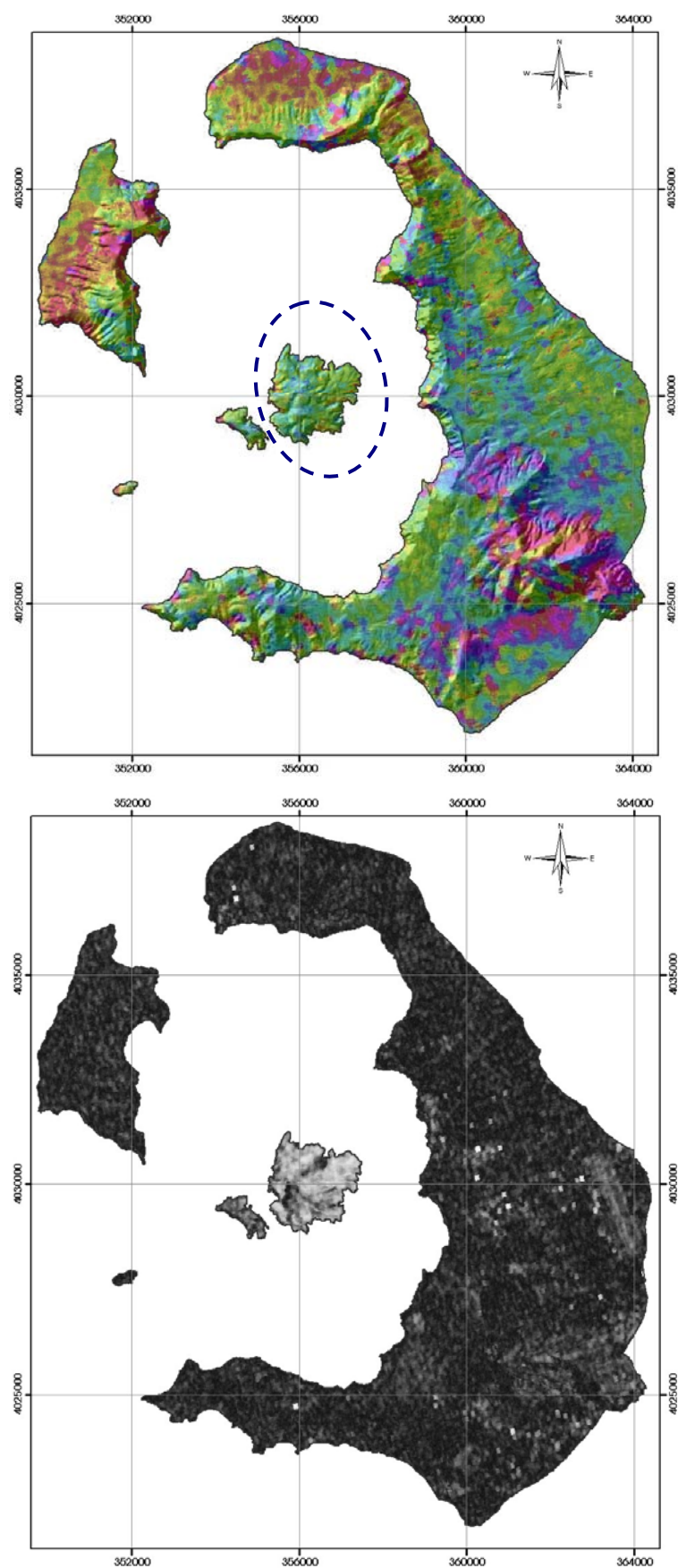
Σχήμα 4.17: (α) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Σαντορίνης, για την περίοδο Ιουν 1993-Αυγ 1996. Η χρωματική ακολουθία πράσινο-μπλε-κόκκινο εκφράζει την εδαφική καθίζηση (Σχήμα 4.18).



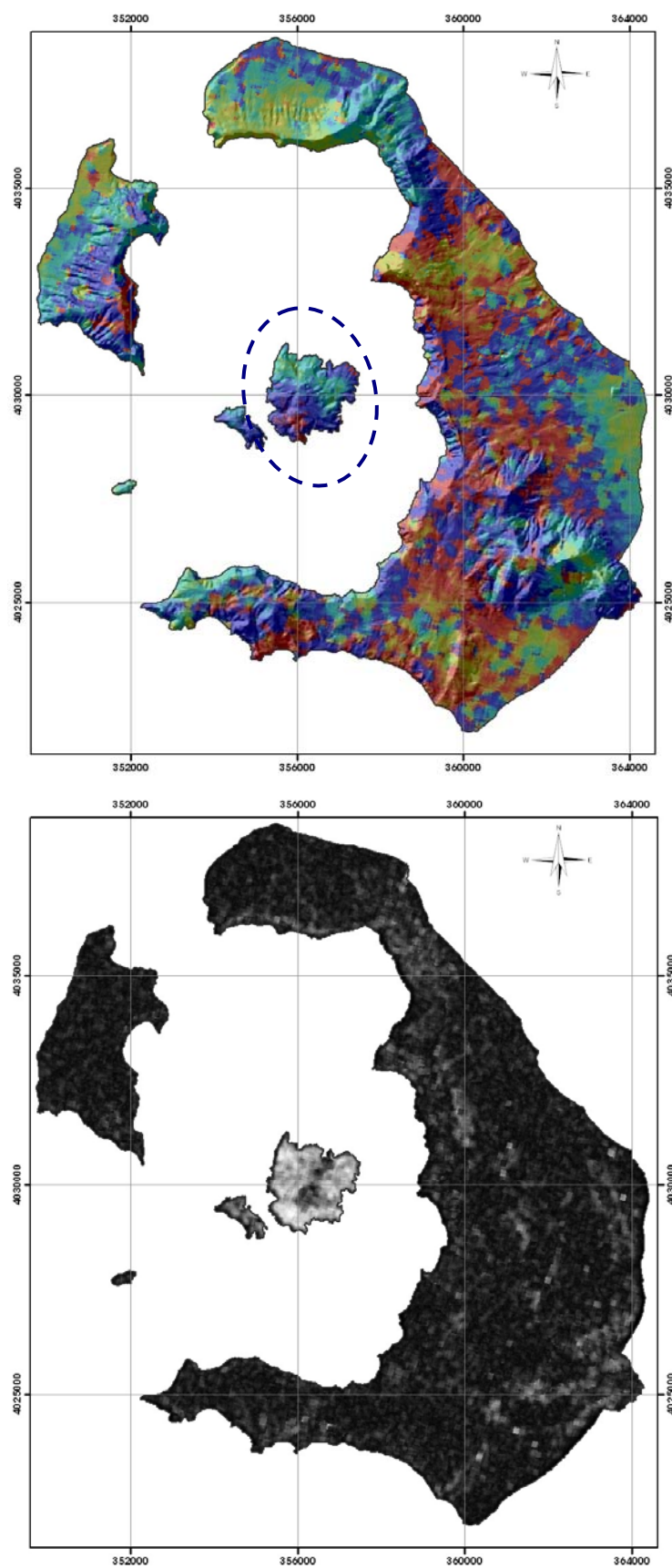
Σχήμα 4.17: (β) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Σαντορίνης, για την περίοδο Σεπ 1996-Οκτ 1999.



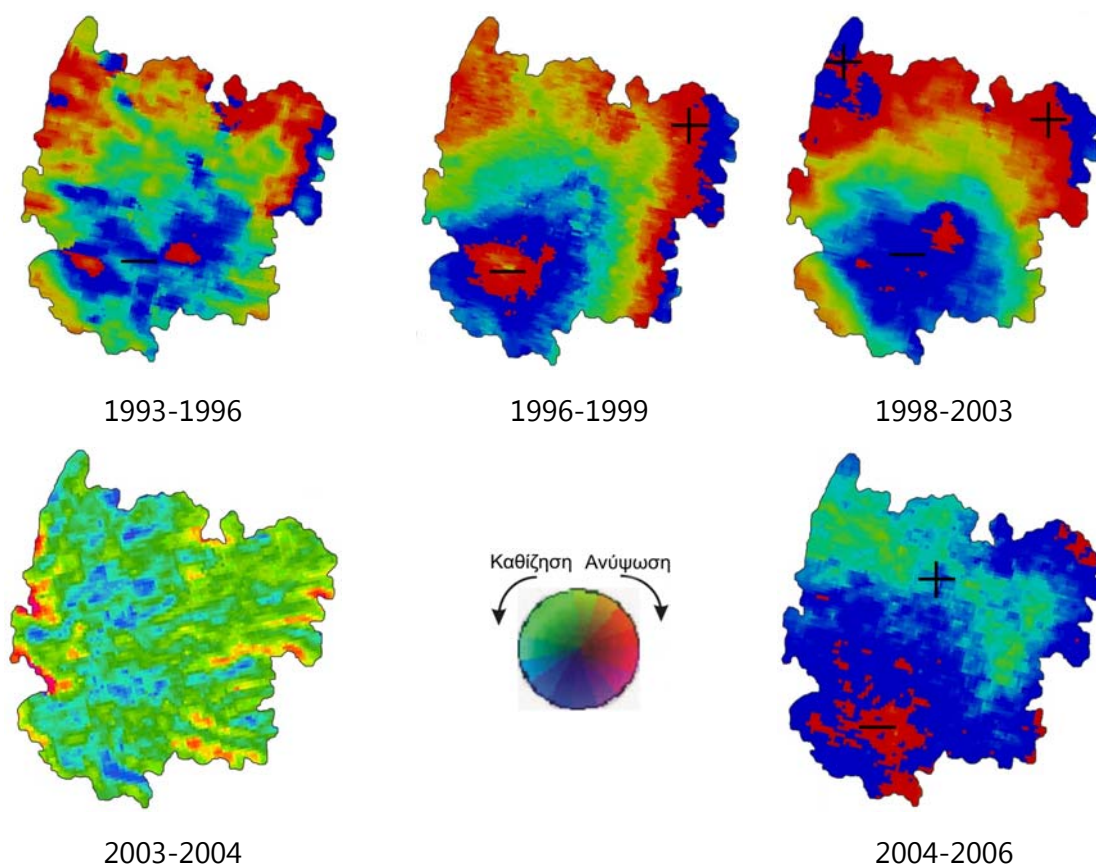
Σχήμα 4.17: (γ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Σαντορίνης, για την περίοδο Νοε 1998-Οκτ 2003.



Σχήμα 4.17: (δ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Σαντορίνης, για την περίοδο Σεπ 2003 –Μαρ 2004.



Σχήμα 4.17: (ε) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Σαντορίνης, για την περίοδο Αυγ 2004- Μαρ 2006.



Σχήμα 4.18: Κροσσοί παραμόρφωσης στην Νέα Καμμένη, σε μεγέθυνση, για κάθε ένα από τα συμβολογραφήματα του Σχήματος 4.17. Τα "+" και "-" που έχουν σημειωθεί επί των διαφορικών συμβολογραφημάτων απεικονίζουν τις σχετικές κινήσεις των επί μέρους περιοχών της Νέας Καμμένης.

Συζήτηση-Συμπεράσματα

Η παρουσία ενός κροσσού συμβολής σε ένα συμβολογράφημα είναι πολύ πιθανό να παρερμηνεύσει τα αποτελέσματα. Μία εικόνα με έντονη παραμόρφωση (άνω των 2 κροσσών συμβολής) τεκμηριώνεται ευχερώς, ενώ μικρές παραμορφώσεις που αποκαλύπτονται με έναν κροσσό μπορούν να παρερμηνευτούν ως ατμοσφαιρική παρεμβολή, και για τον λόγο αυτόν απαιτούνται περισσότερα του ενός συμβολογραφήματα. Οι δύο κύριες αιτίες των ατμοσφαιρικών σφαλμάτων ωστόσο, είναι η τοπογραφία και το περιεχόμενο των υδρατμών της τροπόσφαιρας. Η παρατηρηθείσα παραμόρφωση στην Νέα Καμμένη δεν δύναται να αποδοθεί σε ατμοσφαιρικά σφάλματα, είτε: (α) λόγω των συγκρίσεων των συμβολογραφημάτων που έγιναν, δημιουργώντας κάθε φορά περισσότερα από ένα συμβολογραφήματα για την κάθε εικόνα, και αποκλείοντας κατά αυτόν τον τρόπο τα ατμοσφαιρικά σφάλματα λόγω της ανομοιότητας των συμβολογραφημάτων, (β) λόγω της ποιότητας του υπό χρήσιν ΨΜΑ που δεν θα μπορούσε να δημιουργήσει τέτοια σφάλματα στην μικρή τοπογραφία της Καμμένης (125 m). Επί πλέον, για μία μικρής έκτασης περιοχή όπως είναι η Νέα Καμμένη (3,4 km²), μπορούν να αγνοηθούν οι επιπτώσεις του πολύ μεγάλου μήκους κύματος που οφείλονται στην ιονοσφαιρική μεταβλητότητα. Εν τούτοις, οι επιδράσεις που οφείλονται στην μεταβολή της υγρασίας στην τροπόσφαιρα είναι ενδεχομένως σημαντικές (Hanssen 2001). Από τον έλεγχο όμως, δεδομένων της Ελληνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (EMY), η περιοχή παρουσίασε κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες κατά την λήψη των εικόνων, όπως απουσία βροχόπτωσης και νεφών, γεγονός που διευκόλυνε την εφαρμογή της μεθόδου, όσον αφορά την αποφυγή των ατμοσφαιρικών επιδράσεων.

Τα αποτελέσματα της ανάλυσης της διαφορικής συμβολομετρίας που καλύπτουν την περίοδο των δεκατριών ετών (1993-2006), υποδηλώνουν εδαφική παραμόρφωση μόνο στην περιοχή της Νέας Καμμένης, ενώ η χαμηλή συνάφεια μεταξύ των απεικονίσεων SAR στο υπόλοιπο ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Σαντορίνης δεν ευνοεί την παρακολούθηση οποιασδήποτε εδαφικής μετατόπισης. Η συσσωρευτική παραμόρφωση στην Νέα Καμμένη χαρακτηρίζει σχετική εδαφική καθίζηση -93 mm περίπου, με μέγιστες τιμές στο νότιο τμήμα της νήσου. Το γεγονός αυτό συμπίπτει με τα αποτελέσματα των μετρήσεων DGPS για την χρονική περίοδο 1994-2005, κατά τα οποία το κεντρικό και νότιο τμήμα εμφανίζει

σχετική καθίζηση έως τα -50 mm (Papageorgiou et al. 2007). Τα προκύπτοντα εκ των δύο μεθόδων ποσά εδαφικών μετατοπίσεων, δεν αναμένεται να είναι όμοια, και αυτό οφείλεται κατά ένα μέρος στις διαφορετικές περιόδους κάλυψης των μεθόδων, ήτοι 13 έτη για την Διαφορική Συμβολομετρία και 11 για το Διαφορικό GPS, αλλά και στο ότι δεν έχουν οριστεί ως προς ένα κοινό σημείο αναφοράς. Οι επιλύσεις των δεδομένων GPS για την κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης υλοποιήθηκαν ως προς ένα σημείο αναφοράς, τον σταθμό No 7. Αντιθέτως, οι παρατηρήσεις που προέκυψαν με την εφαρμογή της DInSAR αναφέρονται στις σχετικές κινήσεις των επί μέρους περιοχών της Νέας Καμμένης. Για να συγκριθούν επομένως τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων ορίστηκε ένα κοινό σημείο αναφοράς, ο σταθμός GPS No 15 στην Νέα Καμμένη. Ουσιαστικά για την διαδικασία αυτήν, από τον χάρτη παραμόρφωσης, ο οποίος παράγεται μαζί με τα διαφορικά συμβολογραφήματα στα τελευταία στάδια επεξεργασίας, επιλέγη η τιμή που αντιστοιχεί στον σταθμό No 15. Προς αποφυγή των χωρικών σφαλμάτων δεν χρησιμοποιήθηκε ένα εικονοστοιχείο που αντιστοιχεί στην θέση του σταθμού αλλά μέρος γειτονικών εικονοστοιχείων (8x8). Η τιμή που υπολογίστηκε τελικά, αποτελεί μία μέση τιμή του συνόλου των εικονοστοιχείων. Αφαιρώντας την τιμή που προέκυψε, μηδενίζεται αυτόματα η κίνηση στον σταθμό No 15, και μετατρέπεται σε σημείο αναφοράς για τα υπόλοιπα εικονοστοιχεία των υπόλοιπων σταθμών GPS. Πρέπει να αναφερθεί ότι στην διαδικασία αυτή συμπεριλήφθησαν και οι τρεις σταθμοί GPS (No 15, 22, 45) με σχετικά μεγάλη ακρίβεια, δεδομένου της πολύ καλής συνάφειας που επέδειξαν τα συμβολογραφήματα. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης είναι ιδιαίτερος αξιόλογα. Η Νέα Καμμένη υποδεικνύει καθίζηση ως προς τον σταθμό No 15 και με τις δύο μεθόδους. Η καθίζηση που υπολογίστηκε στον σταθμό No 45 με την διαφορική συμβολομετρία ισοδυναμεί με -49 mm, ενώ στον σταθμό No 22 με -9 mm, για το χρονικό διάστημα 1993-2003. Οι τιμές παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν με την μέθοδο GPS είναι αντιστοίχως -56 mm και -13 mm, για το διάστημα 1994-2005.

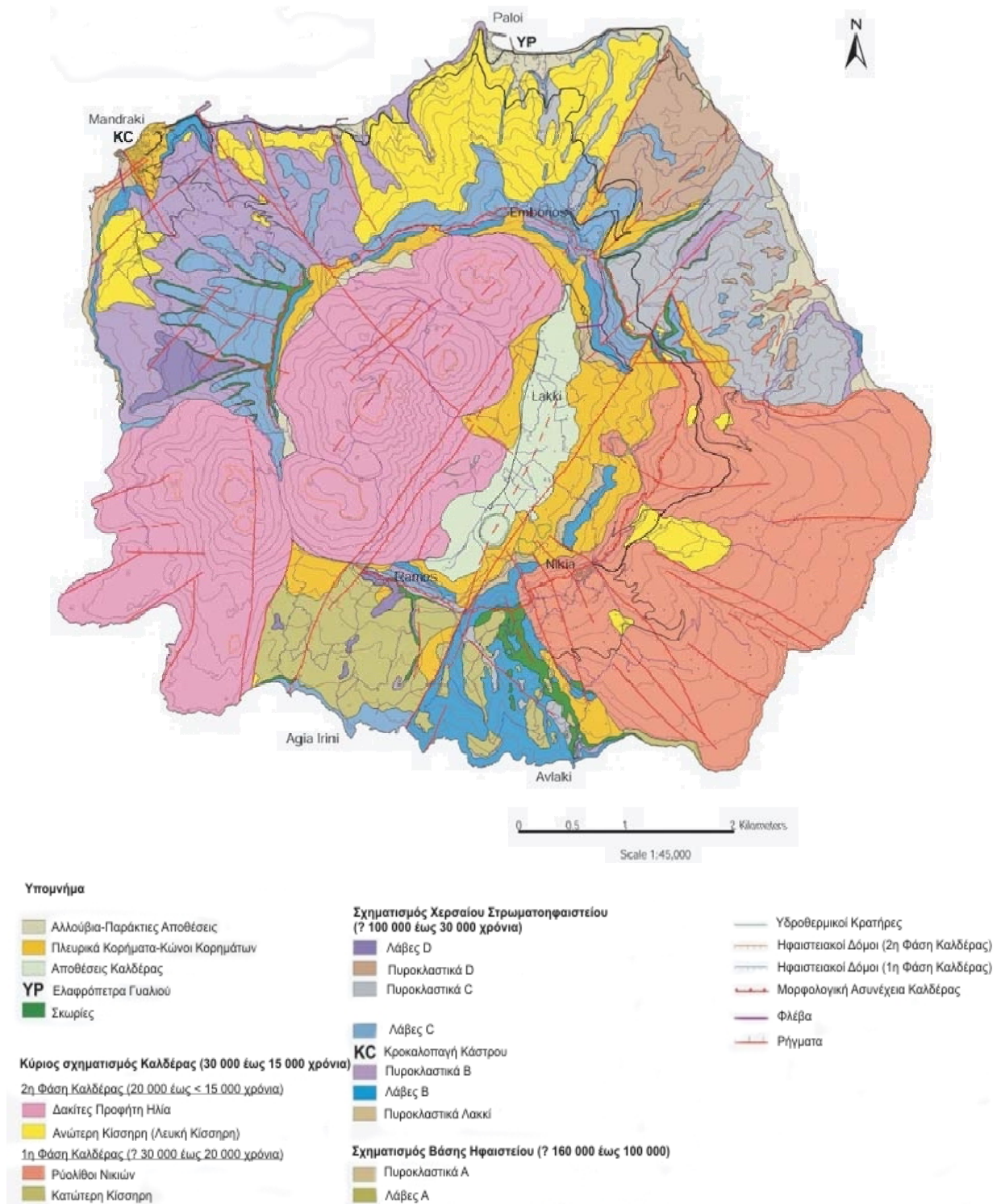
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΝΙΣΥΡΟΥ-ΚΩ

5.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Η Νίσυρος αποτελεί ένα από τα πιο χαρακτηριστικά Τεταρτογενή ηφαιστειακά κέντρα του Ανατολικού Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου, με ιδιαίτερο γεωλογικό και γεωθερμικό ενδιαφέρον. Σχηματίζει ηφαιστειακό κώνο που εκτείνεται στα 42 km², έχει διάμετρο 8 km, ενώ στο κέντρο του έχει δημιουργηθεί ένα καλδερικό βύθισμα 4 km, από δύο περιόδους εκρήξεων Πλίνιου τύπου, που έδρασαν πριν από 30 έως 15 ka. Πολυάριθμες μελέτες, γεωλογικές, ηφαιστειολογικές και πετρολογικές, αποδεικνύουν την πολυσύνθετη ιστορία εκρήξεων της Νισύρου, με τις εκχύσεις λάβας, τον σχηματισμό των δόμων και των πυροκλαστικών πετρωμάτων (Di Paola 1974, Keller et al. 1990, Papanikolaou et al. 1991, Limburg & Varekamp 1991, Vougioukalakis 1992, 1993, Francalanci et al. 1995, Hardiman 1999).

Η στρωματογραφική ανάλυση της νήσου αντανακλά δύο στάδια εξέλιξης του ηφαιστείου, το προ-καλδερικό και το μετά-καλδερικό (Di Paola 1974, Papanikolaou et al. 1991). Το προ-καλδερικό στάδιο, αφορά τους ηφαιστειακούς σχηματισμούς που προηγήθηκαν ή συνόδευσαν την καταστροφή του ηφαιστειακού κώνου, όπως είναι οι λάβες Α, Β, C, D, τα πυροκλαστικά Α, Β, C, D, οι κισσήρεις και οι ρυόλιθοι των Νικιών. Οι σχηματισμοί αυτοί υποδηλώνουν ότι το ηφαίστειο της Νισύρου ήταν πάνω από την στάθμη της θάλασσας με την μορφή κώνου και την περιφερειακή ανάπτυξη των ηφαιστειοϊζηματογενών σχηματισμών (στρωματοηφαίστειο). Εξαίρεση αποτελεί η εμφάνιση pillow της λάβας Α στο Μανδράκι, ΒΔ της Νισύρου, που υποδηλώνει την υποθαλάσσια δράση του ηφαιστείου. Το μετά-καλδερικό στάδιο αφορά αντίστοιχα τους μετά-καλδερικούς ηφαιστειακούς σχηματισμούς, που δημιουργήθηκαν μετά την καταστροφή του ηφαιστειακού κώνου, όπως η λευκή κίσσηρη και ο ρυοδακίτης του Προφήτη Ηλία. Ο ρυοδακίτης καλύπτει σχεδόν όλη την καλδέρα και εκτείνεται έως και το δυτικό χείλος της.



Σχήμα 5.1: Γεωλογικός χάρτης Νισύρου (GEOWARN Project –IST 1999 -12310).

Όπως διαπιστώνεται από την γεωλογική δομή της Νισύρου, οι ηφαιστειακές προέλευσης σχηματισμοί που προήλθαν από την δράση του ηφαιστείου κατά το

Πλειστόκαινο-Ολόκαινο (Fytikas et al. 1976, Wagner et al. 1976), είναι εκείνοι που κυριαρχούν στην νήσο. Εν τούτοις, ξεχωρίζουν και περιορισμένης σημασίας εμφανίσεις, όπως είναι τα αλλούβια, τα πλευρικά κορήματα και οι αποθέσεις της καλδέρας. Τα ηφαιστειακά προϊόντα που παρήχθησαν από την δράση του ηφαιστείου υπέρκεινται του Αλπικού υποβάθρου και πιο συγκεκριμένα καλύπτουν τους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους που βρίσκονται, σύμφωνα με δεδομένα γεωτρήσεων, σε βάθος 500 m περίπου (Geothermica Italiana 1983, 1984, Marini et al. 1993). Το βάθος της Moho στην περιοχή της Νισύρου βρίσκεται στα 27 km περίπου (Makris & Stobbe, 1984). Η σεισμική δραστηριότητα της Νισύρου αλλά και γενικότερα του Ανατολικού Ηφαιστειακού Τόξου είναι υψηλή, με κατανομή επικέντρων σε μικρά και ενδιάμεσα εστιακά βάθη.

Η επαναδραστηριοποίηση της μαγματικής και ηφαιστειακής δραστηριότητας σε αδρανείς ηφαιστειακές περιοχές, όπως είναι το ηφαιστειακό πεδίο Κως-Γυαλί-Νίσυρος-Τήλος, μπορεί να συνοδευτεί από αυξημένη γεωδυναμική δραστηριότητα. Το φαινόμενο αυτό εκφράζεται από σεισμική δραστηριότητα συνοδευόμενη από μεταβολές στις χημικές και ισοτοπικές συγκεντρώσεις αλλά και από αύξηση της θερμοκρασίας των θερμών πηγών, των αερίων και του νερού στα πεδία φουμαρόλων. Στις περισσότερες περιπτώσεις, μεγάλοι τεκτονικοί σεισμοί προηγούνται της ηφαιστειακής δράσης. Τέτοιου είδους φαινόμενα έχουν αναφερθεί από πολυάριθμα αδρανή ηφαίστεια, σε παρόμοια γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, όπως το ηφαίστειο της Σαντορίνης 3640 yr BP, του Βεζούβιου 79AD, του Κολούμπο 1650, του Κρακατόα 1883, της Αγίας Ελένης 1980 και του Πινατούμπο 1990.

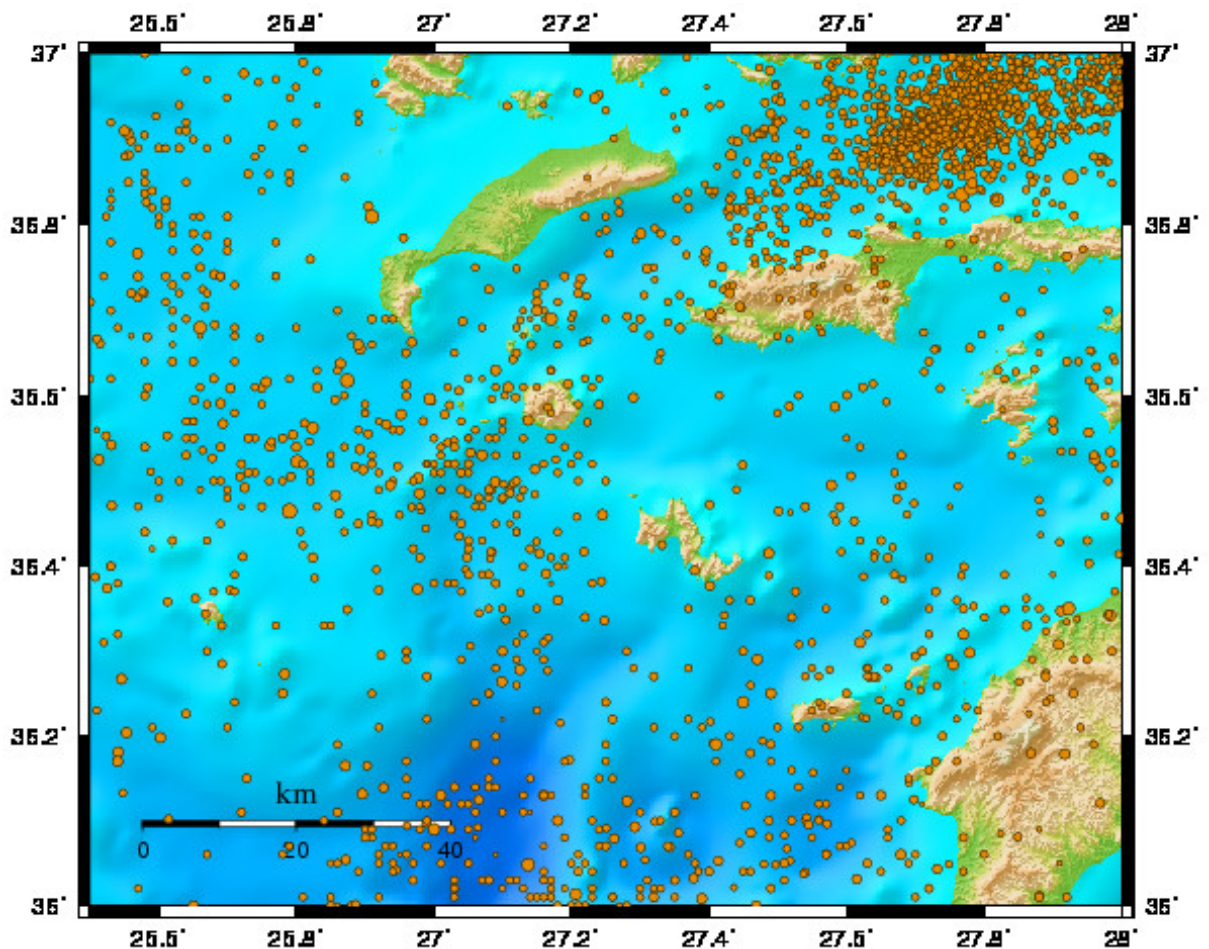
Η Νίσυρος έχει καταγράψει ιστορικούς σεισμούς από φρεατικές, φρεατομαγματικές και πιθανότατα μαγματικές εκρήξεις, με τις τελευταίες να χρονολογούνται στο 1830, 1871-73 και 1887 (Georgalas 1962). Σύγχρονοι σεισμοί έχουν καταγραφεί κατά τα έτη 1953, 1961 και 1968-71 και περιορίζονται σε ατμιδική δραστηριότητα (Gorceix 1873a, b, c, Makropoulos et al. 1989, Stiros & Vougioukalakis 1996). Η πιο πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα της Νισύρου ξεκίνησε τον Νοέμβριο του 1995 και εξασθένησε στις αρχές του 1998, ενώ στις 27 Αυγούστου του 1997 κατέγραψε δύο ισχυρούς σεισμούς, μικρού βάθους ($h \approx 5$ km) με μεγέθη $M_s=5.2$ και $M_s=5.3$ βαθμών της κλίμακας Ρίχτερ (Papadopoulos et al. 1998). Κατά την σεισμική αυτή κρίση σημειώθηκαν περισσότερα από 1600 σεισμικά γεγονότα, μικρού βάθους, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και μεγέθη M_L έως και 6.2 για την ευρύτερη περιοχή της Κω-Νισύρου-Τήλου. Η ανάλυση της σεισμικότητας της Νισύρου

υποδεικνύει ότι τέτοια σεισμικά φαινόμενα που εκδηλώνονται με σεισμικές ακολουθίες τύπου σμηνοσεισμών και που διαχωρίζονται χρονικά από μήνες έως και έτη, προσομοιάζουν την Νίσυρο με μεγάλες καλδέρες. Από τις σεισμολογικές παρατηρήσεις και από την σύγκριση της καλδέρας της Νισύρου με άλλες μεγάλες καλδέρες, συνεπάγεται ότι αυτού του είδους η σεισμική δραστηριότητα με κατανομή σεισμών βάσει συχνότητας-μεγέθους $b=1,67$, δείχνει να αποτελεί χαρακτηριστικό της περιοχής παρά ένδειξη μιας επερχόμενης ηφαιστειακής έκρηξης. Η τιμή b εκφράζει τον σχετικό αριθμό των σεισμικών γεγονότων με το μικρότερο μέγεθος σε σχέση με εκείνα με το μεγαλύτερο και χαρακτηρίζει το πεδίο τάσεων αλλά και τον βαθμό ετερογένειας του υλικού. Επί πλέον, το ενδεχόμενο ενός μεγάλου σεισμού στην Νίσυρο ($M_s > 6.0$) είναι μάλλον μικρό, διότι: (i) η ετερογενής δομή και η ασύμμετρη κατανομή των τάσεων δεν ευνοούν την συσσώρευση της υψηλής τάσης σε συγκεκριμένα ρήγματα και (ii) οι σεισμοί στην Νίσυρο δεν έχουν υπερβεί τα μεγέθη $M_s = 5,7$ και 6. Ωστόσο, το ενδεχόμενου ενός μεγάλου σεισμού στην ευρύτερη περιοχή είναι μεγάλο δεδομένου ότι συνέβησαν μεγάλοι σεισμοί στο παρελθόν, όπως εκείνος του 1933 με $M_s=6,6$.

Η σεισμικότητα που παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή Κως-Γυαλί-Νίσυρος-Τήλος απεικονίζεται στο Σχήμα 5.2, με δεδομένα από τον ενιαίο κατάλογο των Paradisopoulou et al. (2010), ο οποίος προέκυψε από συλλογή δεδομένων του Πανεπιστημίου Αθηνών (Ε.Κ.Π.Α), του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και του Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α). Παρατηρείται ότι η σεισμική δραστηριότητα ακολουθεί τις τεκτονικές γραμμώσεις του Σχήματος 5.5. Πιο συγκεκριμένα, η σεισμική δραστηριότητα της Νισύρου εντοπίζεται σε δύο ζώνες, βορειανατολικά και δυτικά της νήσου. Εκ των βορειοανατολικών, η ρηξιγενής ζώνη έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και καταλήγει στην Τουρκία. Η εκ των δυτικών τεκτονική γραμμωση της ίδιας διεύθυνσης, περιορίζεται μεταξύ της Νισύρου και της Κονδελιούσας (Σχήμα 5.3). Ωστόσο, τα σεισμικά γεγονότα εκδηλώνουν και την κυκλική γεωμετρία της καλδέρας (Σχήμα 5.1). Η παρατηρηθείσα έντονη σεισμικότητα που εκδηλώθηκε στην ενδιάμεση περιοχή Κω-Τήλου επομένως, ελέγχεται μερικώς από τους τεκτονικούς μηχανισμούς και μερικώς από τις ηφαιστειακές διεisdύσεις και το υδροθερμικό σύστημα της Νισύρου (Marini et al. 1993).

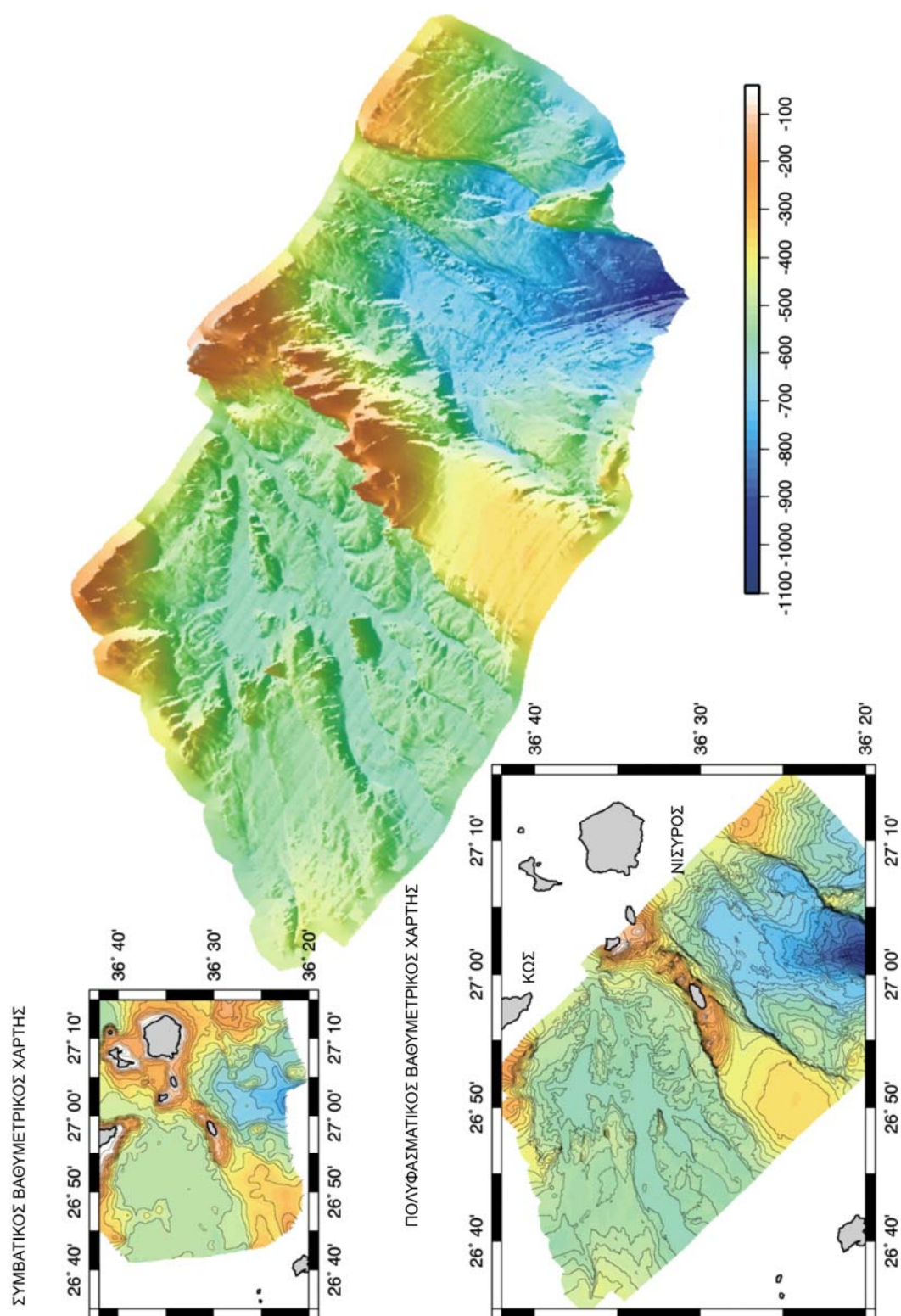
Οι Sachpazi et al. (2002) περιγράφουν ότι κατά την διάρκεια της σεισμικής κρίσης του 1997 στην Νίσυρο, η κατανομή των επικέντρων αρχικά περιορίζεται μεταξύ της Βόρειας ακτής της Νισύρου και του νησιού Γυαλί (25/3-3/4/97), ενώ στην μετέπειτα

περίοδο των καταγραφών (6/7-13/7/97) οι σεισμοί επεκτείνονται στην κεντρική και νότια Νίσυρο. Θεωρούν ότι η κατανομή των σεισμικών επικέντρων προς το κεντρικό και νότιο τμήμα της νήσου συνδέεται με την κυκλοφορία των μαγματικών ρευστών από την ΒΔ ακτή προς την Κεντρική και Νότια Νίσυρο. Τα μαγματικά ρευστά σχημάτισαν ρηχή μαγματική διείδυση και η μεταφορά αυτή επιβεβαιώνεται με την σεισμική μετανάστευση των επικέντρων.

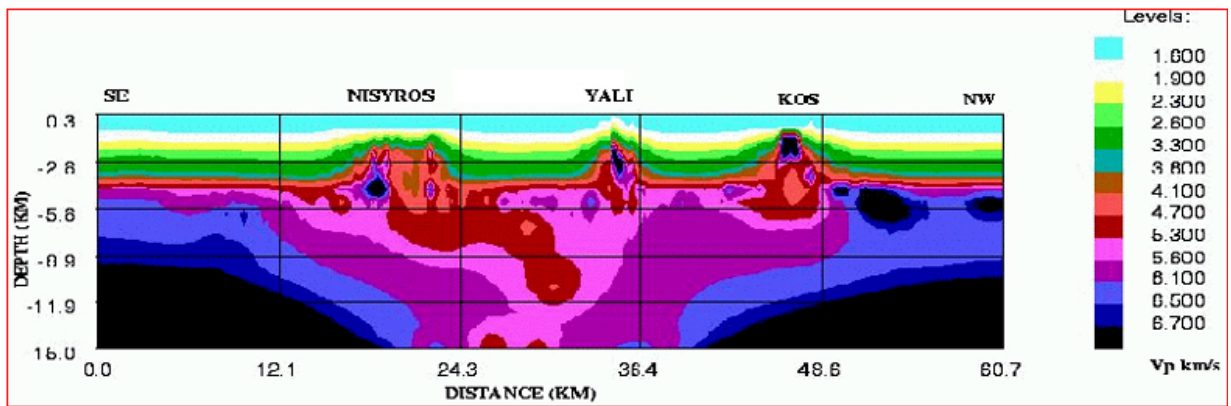


Σχήμα 5.2: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Νισύρου, για το χρονικό διάστημα 1964-2010. Τα σεισμικά επίκεντρα προέρχονται από τους Paradisopoulou et al. (2010).

Η γενική μορφο-τεκτονική δομή του ευρύτερου ηφαιστειακού πεδίου Κως-Νίσυρος-Τήλος, όπως απεικονίζεται από σεισμική τομογραφία (Σχήμα 5.4), υποδεικνύει την παρουσία ηφαιστειακών κέντρων μεταξύ Κω και Τήλου και γύρω από την Νίσυρο.



Σχήμα 5.3: Βαθυμετρικός χάρτης της περιοχής μεταξύ Νισύρου και Κονδελιούσας. Είναι εμφανής η τεκτονική υποθαλάσσια δομή με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ μεταξύ Νισύρου και Κονδελιούσας ([Papanikolaou & Nomikou 2001](#)).



Σχήμα 5.4: Τομογραφία σε τομή με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ από την Κω (Κέφαλο) στην Τήλο. (GEOWARN Project –IST 1999 -12310).

Περαιτέρω βιβλιογραφικές αναφορές για την γεωλογία της Νισύρου δίνονται από τους Gorceix 1873a, b, c, Martelli 1917, Davis 1967, Di Paola 1974, Vougioukalakis 1984, 1998, 1993, Papanikolaou et al. 1991, Francalanci et al. 1995, Hardiman 1999, Volentik et al. 2002. Μελέτες ορυκτολογικού-πετρολογικού χαρακτήρα, με έμφαση στο γεωθερμικό πεδίο της Νισύρου δίνονται από τους Geothermica Italiana 1983, 1984, Giggenbach 1987, Dotsika 1992, Marini et al. 1993, 2002, Chiodini et al. 1993, 2002, Kavouridis et al. 1999, Wyers & Barton 1989, Brombach et al. 2001. Επί πλέον μελέτες σχετιζόμενες με το γεωθερμικό και υδροθερμικό σύστημα της νήσου, καθώς και με πιθανές εδαφικές μετατοπίσεις έχουν δοθεί από τους Lagios 1991, Dawes & Lagios 1991, Lagios & Apostolopoulos 1995, Lagios et al. 1998, 2005, Lagios 2000, Parcharidis & Lagios 2001, Fiebig et al. 2002.

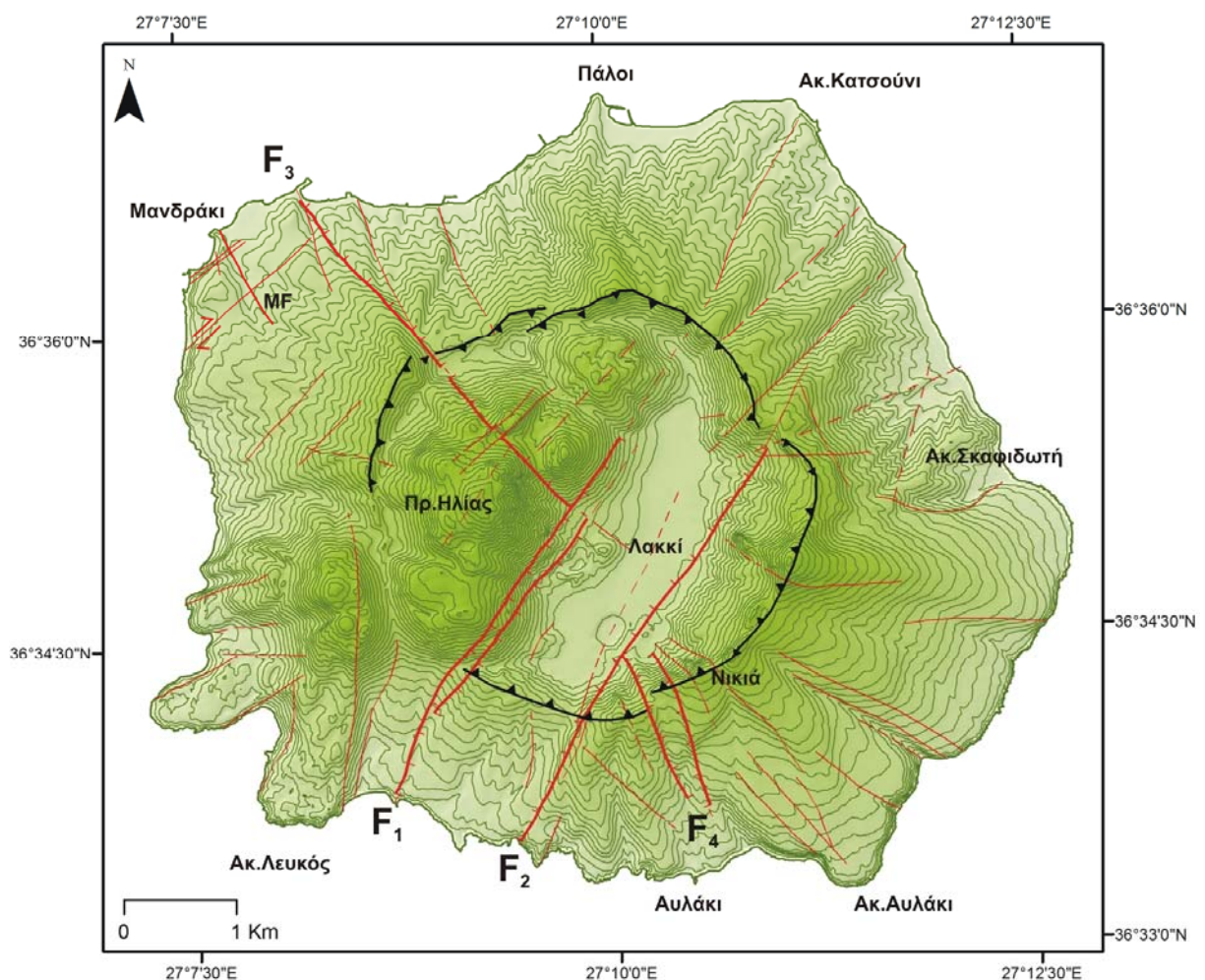
σχηματίζει το βόρειο άκρο του τεκτονικού κέρατος της Τήλου. Οι διευθύνσεις των ρηγμάτων και στις δύο περιπτώσεις κυμαίνονται από Α-Δ έως ΒΑ-ΝΔ. Στην ενδιάμεση περιοχή, εντός της τεκτονικής τάφρου της Νισύρου και των γύρω νησίδων, διακρίνονται ρήγματα που περιορίζονται κυρίως στο κεντρικό τμήμα της περιοχής, τα οποία σχηματίζουν μία μικρή δομή τεκτονικού κέρατος στην περιοχή της Κονδελιούσας. Η τεκτονική τάφρος που αναπτύχθηκε μεταξύ Κω και Τήλου αποτελείται από μία ιζηματογενή ακολουθία μεγάλου πάχους, με ηφαιστειακούς σχηματισμούς Πλειοκαινικής και Πλειστοκαινικής ηλικίας που έχουν υποβληθεί σε μία μέση καθίζηση 5 km (Paranikolaou & Nomikou 2001).

Η χερσαία τεκτονική ρηξιγενής δομή της Νισύρου διακρίνεται σε δύο βασικές ομάδες ρηγμάτων, τα κύρια ρήγματα που συγκροτούν μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες και τα δευτερεύοντα ρήγματα (Σχήμα 5.6) (Paranikolaou et al. 1991). Τα κύρια ρήγματα με ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στην γεωλογική δομή και εξέλιξη της Νισύρου, οριοθετούν ρηξιτεμάχη με ιδιαίτερη στρωματογραφική και ηφαιστειοιζηματογενή διάρθρωση, όπως ακριβώς έχει περιγραφεί και στην περίπτωση της Μήλου (Paranikolaou et al. 1989). Ο τεκτονικός ιστός της περιοχής αποτελείται από τέσσερις κύριες ρηξιγενείς ζώνες F_1 , F_2 , F_3 , F_4 , ενώ παρατηρούνται τέσσερα συστήματα διευθύνσεων ρηγμάτων που περιλαμβάνουν τις τέσσερις κύριες ρηξιγενείς ζώνες καθώς και τα δευτερεύοντα ρήγματα. Η περιγραφή των κύριων ρηξιγενών ζωνών δίνεται παρακάτω σύμφωνα με τους Paranikolaou et al. (1991):

1) Ρηξιγενής ζώνη F_1

Η ρηξιγενής ζώνη F_1 που παρατηρείται στην Νίσυρο, έχει παίξει σημαντικό ρόλο στην τεκτονική εξέλιξη και στην κυκλοφορία των γεωθερμικών ρευστών της νήσου. Παρουσιάζει διεύθυνση $B55^\circ A$, κλίση $70^\circ-80^\circ$ προς τα ΝΑ και άλμα που φτάνει κατά θέσεις τα 100 m περίπου. Διαχωρίζει την καλδέρα σε δύο σχεδόν ίσα τμήματα, ένα ΒΔ και ένα ΝΑ. Το ΒΔ τμήμα με τους ρυοδακίτες του Προφήτη Ηλία διακρίνεται από έντονο ανάγλυφο, λόγω της παρουσίας των δόμων, λαιμών και θόλων. Το ΝΑ τμήμα αντίστοιχα, χαρακτηρίζεται από τις αποθέσεις του επίπεδου τμήματος της καλδέρας. Περιλαμβάνει 2-3 παράλληλα ρήγματα, με χαρακτηριστικές κατοπτρικές επιφάνειες, αλλά χωρίς ίχνη γραμμών τεκτονικής ολίσθησης, πιθανότατα είτε λόγω της εύκολης αποσάρθρωσης των

ρυοδακτιών, είτε λόγω της υδροθερμικής εξαλλοίωσης κατά μήκος της ζώνης, είτε λόγω της συνέργειας τους. Το συνολικό άλμα της ρηξιγενούς ζώνης εντός της καлдέρας φτάνει τα 100 m και συνοδεύεται με παράλληλη ταπείνωση του ΝΑ ρηξιτεμάχους. Σύμφωνα με τους σχηματισμούς που τέμνει ή οριοθετεί η ρηξιγενής ζώνη F_1 , συμπεραίνεται ότι έχει δράσει περισσότερες από μία φορές, τόσο πριν τον σχηματισμό της καлдέρας (εκχύσεις λαβών), όσο και μετά την δημιουργία της (έκχυση ρυοδακτιών). Οι πιο πρόσφατες αποθέσεις επίσης της περιοχής, τέμνονται από ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.



Σχήμα 5.6: Τεκτονικός χάρτης Νισύρου, στον οποίο αναπαρίστανται οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες F_1 , F_2 , F_3 , F_4 καθώς και τα δευτερεύοντα ρήγματα (από Paranikolaou et al. 1991). Ο συμβολισμός MF χαρακτηρίζει το ρήγμα της Παναγιάς Σπηλιανής στο Μανδράκι.

2) Ρηξιγενής ζώνη F_2

Η ρηξιγενής ζώνη F_2 παρατηρείται στο νότιο τμήμα της Νισύρου, αποκαλύπτοντας μία έντονη μορφολογική ασυνέχεια. Εμφανίζει διεύθυνση $B30^\circ A$ και κλίση $70^\circ-80^\circ$ προς τα Δ-ΒΔ. Οριοθετεί δύο τεμάχια, ένα ΑΝΑ και ένα ΔΒΔ, με διαφορετικές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων εκατέρωθεν των ρηξιτεμάχων. Περιλαμβάνει δύο με τρία παράλληλα ρήγματα, με σαφείς κατοπτρικές επιφάνειες, αλλά χωρίς ίχνη γραμμών τεκτονικής ολίσθησης. Εμφανίζει άλμα 120 m περίπου. Η αναγνώριση της ρηξιγενούς ζώνης F_2 εντός της καλδέρας, τεκμηριώθηκε από γεωτρήσεις που αποσκοπούσαν στην διερεύνηση του γεωθερμικού πεδίου της περιοχής. Οι ρηξιγενείς ζώνες F_1 και F_2 είναι γνωστές ως ρηξιγενής ζώνη της Αγίας Ειρήνης.

3) Ρηξιγενής ζώνη F_3

Η ρηξιγενής ζώνη F_3 εντοπίζεται στο ΒΔ τμήμα της Νισύρου, έχει διεύθυνση $B40^\circ \Delta$ και κλίση $70^\circ-80^\circ$ προς τα ΒΑ. Η συνέχειά της αναγνωρίζεται έως την καλδέρα όπου τέμνει τους ρυοδακίτες του Προφήτη Ηλία, ενώ προς τα ΝΑ καλύπτεται από τα πλευρικά κορήματα και τις αποθέσεις της καλδέρας. Το άλμα μετατόπισης στο ΒΔ τμήμα προσεγγίζει τα 50-70 m, στοιχείο που προκύπτει από την συνεκτίμηση μορφοδυναμικών δεδομένων. Η ρηξιγενής ζώνη F_3 οριοθετεί προ-καλδερικούς σχηματισμούς, ενώ παράλληλα τέμνει και τους ρυοδακίτες του Προφήτη Ηλία, γεγονός που υποδεικνύει την δράση της πριν και μετά την δημιουργία της καλδέρας.

4) Ρηξιγενής ζώνη F_4

Η ρηξιγενής ζώνη F_4 περιλαμβάνει δύο ρήγματα που ξεκινούν από τον κρατήρα Στέφανο και καταλήγουν ΝΑ στο Αυλάκι. Έχουν διεύθυνση $B20^\circ \Delta$ και κλίση $70^\circ-80^\circ$ προς τα ΔΝΔ και ΑΒΑ. Η αντίθετη κλίση που φανερώνουν τα δύο ρήγματα έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία μιας τεκτονικής τάφρου. Η μορφολογική αυτή ταπείνωση του ενδιάμεσου τεμάχους φτάνει τα 40-50 m και πρέπει να δημιουργήθηκε κατά την έκχυση των ρυολίθων των Νικιών.

Οι τέσσερις διευθύνσεις ρηγμάτων που αναγνωρίζονται στην Νίσυρο, τόσο κύριων όσο και δευτερευόντων είναι οι εξής:

- 1) Σύστημα ρηγμάτων BA-NA διεύθυνσης (σε αυτήν την κατηγορία εντάσσονται οι ρηξιγενείς ζώνες F_1 & F_2).
- 2) Σύστημα ρηγμάτων ΒΔ-NA διεύθυνσης (σε αυτήν την κατηγορία εντάσσονται οι ρηξιγενείς ζώνες F_3 & F_4 και το σεισμικό ρήγμα της Παναγιάς Σπηλιανής στο Μανδράκι).
- 3) Σύστημα ρηγμάτων Α-Δ διεύθυνσης.
- 4) Σύστημα ρηγμάτων Β-Ν διεύθυνσης (σε αυτήν την κατηγορία εντάσσεται η διάρρηξη στην περιοχή Λακκί).

Το ρήγμα της Παναγιάς Σπηλιανής στο Μανδράκι και η διάρρηξη στο Λακκί, αποτελούν δύο ιδιαίτερα σημαντικές διαρρήξεις που πρέπει να περιγραφούν αναλυτικότερα λόγω της επίδρασής τους και της συμβολής τους στην τεκτονική εξέλιξη της Νισύρου. Το ρήγμα της Παναγιάς Σπηλιανής ευρίσκεται στο ΒΔ τμήμα της Νισύρου και τέμνει το χωριό Μανδράκι. Το κύριο ρήγμα έχει διεύθυνση $B146^\circ$ και κλίση $80-85^\circ$ προς τα ΒΑ. Παραθέτει διαφορετικούς σχηματισμούς τόσο εντός, όσο και εκτός της καλδέρας, ενώ από μορφοτεκτονικές ενδείξεις σημειώθηκε άλμα μεγαλύτερο από 108 m. Η προέκταση του που ευρέθη υποθαλάσσια, βόρεια του Μανδρακίου, συνεχίζει έως το Γυαλί (Papanikolaou & Nomikou 2001) και ανήκει στην ίδια ρηξιγενή ζώνη που επαναδραστηριοποιήθηκε κατά την διάρκεια του 1996. Το κύριο ρήγμα της Παναγιάς Σπηλιανής ενεργοποιήθηκε τον Ιούλιο του 1996, ενώ κατέγραψε εκατοντάδες σεισμικές δονήσεις από τον Νοέμβριο του 1995 έως το 1998, με μεγέθη έως και τα $M_s=5,3$ και βάθος μέχρι τα 15 km. Η έντονη σεισμικότητα εκείνης της περιόδου προκάλεσε κατολισθήσεις τόσο στα πρανή της καλδέρας, όσο και των κρατήρων. Η διάρρηξη στο Λακκί βρίσκεται στο κέντρο του ανατολικού τμήματος της καλδέρας, με μάλλον σύνθετο σχήμα που αποτελείται από ένα κύριο κλάδο με διεύθυνση περίπου Β-Ν, και μικρότερους παράπλευρους κλάδους με Α-Δ, ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεις. Η διάρρηξη που ενεργοποιήθηκε τον Νοέμβριο του 2001 χωρίς πρόδρομα φαινόμενα, εκτείνεται σε μία περιοχή με διαστάσεις 200 m x 400 m, εμφανίζει πλάτος 0,7-2 m και μέγιστο βάθος έως και τα 15 m. Σύμφωνα με τον Vougioukalakis (2002) η ανάπτυξη της ρωγμής είναι πιο πιθανόν να οφείλεται στην καθίζηση των λεπτόκοκκων ιζημάτων (άργιλος, άμμος & χαλίκι) του

ανώτερου γεωλογικού σχηματισμού, μέσω κενών και ρωγμών που υπάρχουν στον κατώτερο γεωλογικό σχηματισμό της καλδέρας. Το φαινόμενο αυτό πιθανότατα ξεκίνησε και επιταχύνθηκε μετά από παρατεινόμενες βροχοπτώσεις και τοπικά σεισμικά γεγονότα με επιφανειακό μέγεθος μικρότερο από 3,5 R. Οι σεισμικές αυτές δονήσεις στηρίζονται σε μαρτυρίες των κατοίκων της περιοχής, ενώ δεν ανιχνεύθηκαν από το σεισμικό δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του ΕΑΑ. Οι Galanopoulos & Kolettis (2005) ενισχύουν την άποψη περί σχηματισμού της διάρρηξης από φαινόμενα καθίζησης εντός των πρώτων 100 m βάθους. Βάσει γεωηλεκτρικών παρατηρήσεων στην περιοχή της διάρρηξης, περιγράφουν μικρές ηλεκτρικές αντιστάσεις (5-400 Ohm-m)– που συμφωνούν με παλαιότερες μελέτες (McNeil 1980)– και ηλεκτρικές ασυνέχειες σε βάθη μεγαλύτερα από 10 m. Οι γεωηλεκτρικές ασυνέχειες που παρατηρήθηκαν σε μία τομή κάθετη στο βόρειο τμήμα της διάρρηξης αντιστοιχούν πιθανώς σε ρήγματα που δεν εκδηλώνονται επιφανειακά. Τα ρήγματα αυτά φαίνεται να σχετίζονται με τις θέσεις της διάρρηξης και ίσως με την επέκταση της BA-ND ρηξιγενής ζώνης (F_2) προς τον βορρά. Αντίθετα, σε μία γεωηλεκτρική τομή κάθετη στο νότιο τμήμα της διάρρηξης, οι ασυνέχειες δίνουν την εντύπωση μιας μικρής τεκτονικής βύθισης. Με βάση την παραπάνω ανάλυση, η παρατηρηθείσα καθίζηση είναι πιθανόν να οφείλεται σε πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα (Vougioukalakis 2002), η οποία συνδέεται με τα προαναφερθέντα ρήγματα. Σύμφωνα με τους Lagios et al. (2005), μόνο οριζόντιες τάσεις θα μπορούσαν να παράγουν τέτοιου είδους διάρρηξη στο ανώτερο στρώμα των χαλαρών εδαφικών ιζημάτων. Η απότομη διάρρηξη στο Λακκί δηλαδή, μπορεί να εξηγηθεί με την απελευθέρωση των τάσεων και την εκτόνωση του εδάφους, πιθανότατα λόγω της εφελκυστικής τάσης σε διεύθυνση Α-Δ που παρατηρήθηκε από GPS μετρήσεις (Lagios et al. 2005).

5.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ GPS

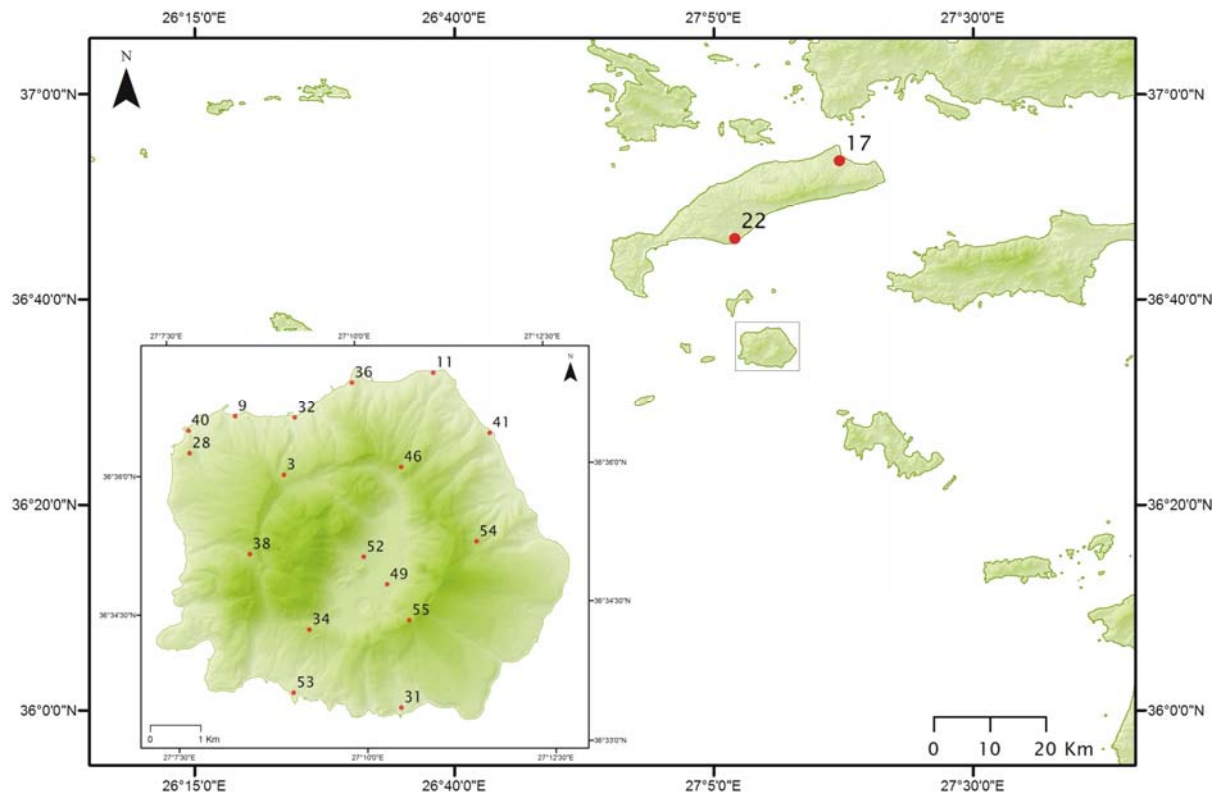
Για τον υπολογισμό της εδαφικής παραμόρφωσης στην Νίσυρο, διεξήχθησαν διαφορικές μετρήσεις GPS (DGPS) που καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1997-2002. Γεωδαιτικό δίκτυο GPS αποτελούμενο από 19 σταθμούς, εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Νισύρου-Κω τον Ιούνιο του 1997 (Lagios et al. 1998, Lagios 2000). Πιο συγκεκριμένα, 17 σταθμοί τοποθετήθηκαν στην Νίσυρο και δύο σταθμοί στην Κω (Σχήμα 5.7). Το δίκτυο μετρήθηκε για πρώτη φορά τον Ιούνιο του 1997, ενώ επαναμετρήθηκε τον Αύγουστο και Δεκέμβριο του ιδίου έτους, τον Μάιο και Οκτώβριο του 1998, τον Σεπτέμβριο του 1999, τον Σεπτέμβριο του 2000, τον Μάιο του 2001 και τον Ιούλιο του 2002.

Όλες οι μετρήσεις GPS ήταν στατικού τύπου και κατά την εκτέλεσή τους χρησιμοποιήθηκαν γεωδαιτικοί, διπλής συχνότητας δέκτες, τύπου LEICA (SR299/399 & AT202/302). Δεδομένου της μικρής έκτασης που καλύπτουν οι σταθμοί του δικτύου στην Νίσυρο, μετρήθηκαν μήκη βάσης μεταξύ των σταθμών, 3-4 km περίπου. Η μεγαλύτερη βάση (23 km) μετρήθηκε μεταξύ των σταθμών της Κω (No 17) και του Μανδρακίου (No 9). Στην περίπτωση αυτή, οι σταθμοί κατέγραφαν συνεχώς επί 30 ώρες.

Κατά την ανάλυση των παρατηρήσεων, το δίκτυο αρχικά εξαρτήθηκε από τον Κόσμο και την Ευρώπη, εν συνεχεία από έναν σταθμό αναφοράς ευρισκόμενο στην Νίσυρο και τελικώς από έναν σταθμό αναφοράς ευρισκόμενο στην Κω (Παράρτημα 1 & 2). Για την περίπτωση της τοπικής επίλυσης, ως σταθμός αναφοράς επελέγη ο No 9, ευρισκόμενος στην περιοχή του Μανδρακίου, ΒΔ της Νισύρου. Για την επίλυση των βάσεων όλων των σταθμών του δικτύου ως προς την Κω, ως σταθμός αναφοράς επελέγη ο No 17, ευρισκόμενος στο ΒΑ τμήμα της Κω.

Το λογισμικό *Leica Geo Office* (v.1.1, 2004) εφαρμόσθηκε για την in-situ επεξεργασία και συνόρθωση των παρατηρήσεων GPS. Για τις επιλύσεις των βάσεων του δικτύου στο πλαίσιο αναφοράς ITRF2000 (Altamini et al. 2002, Boucher et al. 2004), χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *Bernese* (v.4.2, 2001) (Hugentobler et al. 2001), σε συνδυασμό με απαραίτητα συμπληρωματικά δεδομένα, όπως είναι οι τροχιές των δορυφόρων (<http://igscb.jpl.nasa.gov>), η περιστροφή της Γης, οι ελιγμοί και τα προβλήματα των

δορυφόρων, καθώς και τα χαρακτηριστικά των κεραιών (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/BSUSER/GEN>).



Σχήμα 5.7: Γεωδαιτικό δίκτυο GPS της Νισύρου και Κω (Lagios et al. 1998).

Ευρύτερη Επίλυση Δικτύου

Η ευρύτερη επίλυση αφορά την σχετική κίνηση του σταθμού αναφοράς της Νισύρου (No 9) ως προς τον Κόσμο (ITRF2000) και την Ευρώπη (ETRF2000). Για την επίλυση των βάσεων χρησιμοποιήθηκαν Ευρωπαϊκοί σταθμοί EPN (*EUREF Permanent Network*), όπως ο GRAZ (Αυστρία), ο MATE (Ιταλία), ο SOFI (Βουλγαρία), ο WTZR (Γερμανία) και ο ANKR (Άγκυρα).

Η χωρική ανάλυση του σταθμού αναφοράς ως προς την Ευρώπη και τον Κόσμο διακρίνεται στο Σχήμα 5.8. Τα ετήσια πλάτη παραμόρφωσης, στο πλαίσιο αναφοράς ETRF2000, κυμαίνονται από 20 έως 59 mm περίπου (Πίνακας 5.1). Η μεγαλύτερη οριζόντια μετατόπιση, 59 mm, παρατηρήθηκε την περίοδο 1997-1998, την περίοδο όπου

εκδηλώθηκε και η έντονη σεισμική δραστηριότητα στη νήσο. Παραμόρφωση μεγάλου μεγέθους επίσης, των 48 mm, μετρήθηκε την περίοδο 2001-2002. Το μικρότερο πλάτος μετατόπισης αντίθετα (20 mm), υπολογίστηκε την περίοδο 2000-2001. Οι δύο ενδιάμεσες περίοδοι 1998-1999 και 1999-2000 εμφανίζουν σταθερή παραμόρφωση της τάξεως των 36 mm.

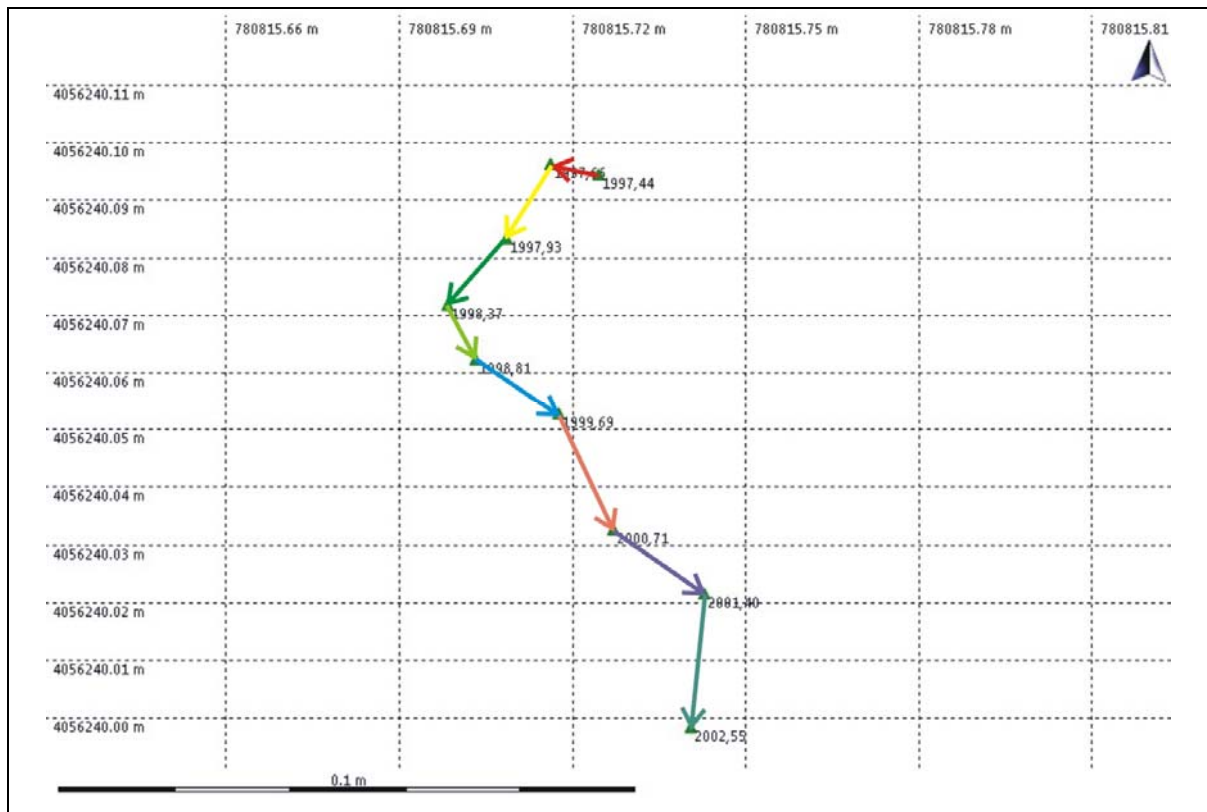
Πίνακας 5.1

Εποχές Μέτρησης GPS & Οριζόντια Μετατόπιση Σταθμού Αναφοράς (No 9)

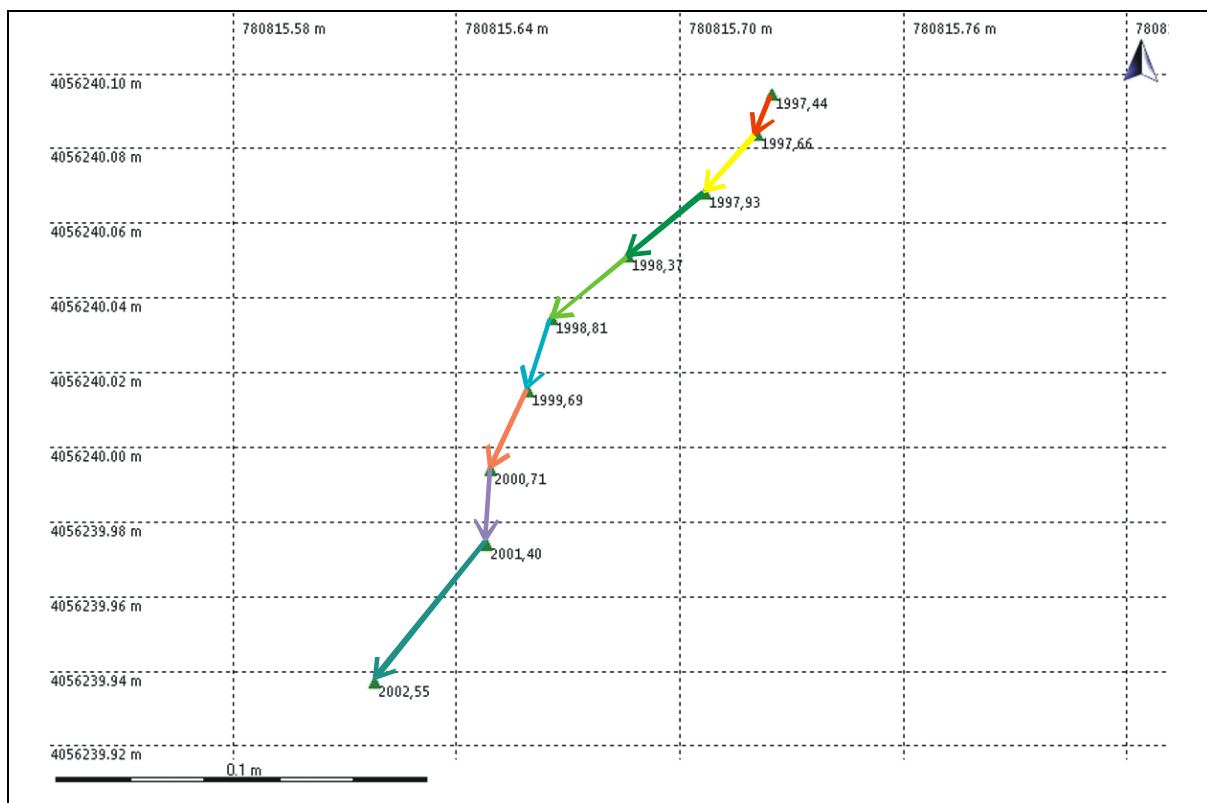
ITRF2000 & ETRF2000

Εποχή Μέτρησης	Συμβολισμός	Χρόνος GPS
6/1997	1997A	1997,44
8/1997	1997B	1997,66
12/1997	1997Γ	1997,93
5/1998	1998A	1998,37
10/1998	1998B	1998,81
9/1999	1999	1999,69
9/2000	2000	2000,71
5/2001	2001	2001,40
7/2002	2002	2002,55

Περίοδος	Μετατόπιση (mm) ITRF	Μετατόπιση (mm) ETRF
1997A-1997B	8,1	
1997B-1997Γ	14,9	
1997Γ-1998A	15,5	
1997-1998	34,4	58,4
1998A- 1998B	10,7	
1998B-1999	17,1	
1998-1999	26,9	36,5
1999-2000	22,3	35,9
2000-2001	19,4	19,8
2001-2002	23,4	47,6
1997A-2002	97,5	189,7

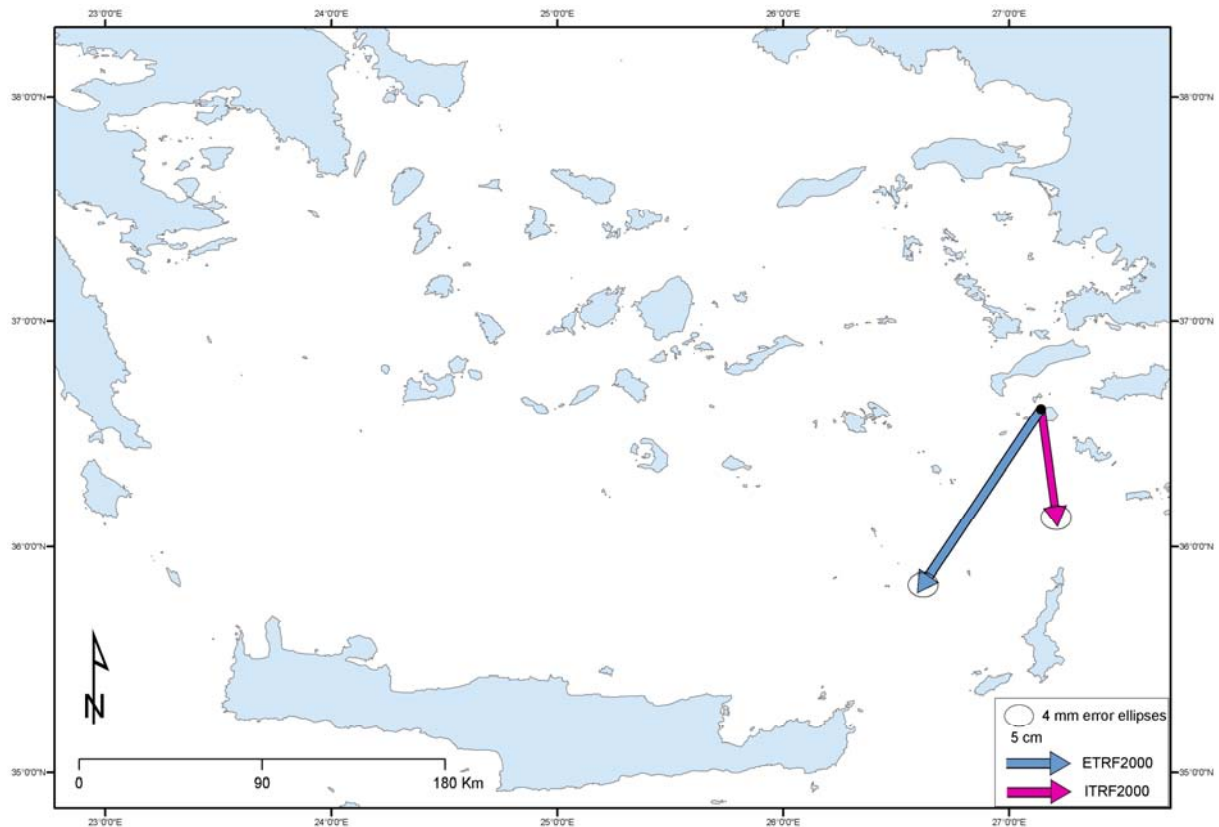


(α)



(β)

Σχήμα 5.8: Διάγραμμα οριζόντιας μετατόπισης του σταθμού αναφοράς (No 9) στην Νίσυρο σε ITRF2000 (α) και ETRF2000 (β).



Σχήμα 5.9: Οριζόντια μετατόπιση του σταθμού αναφοράς Νισύρου ως προς τον Κόσμο (πορφυρό χρώμα) και την Ευρώπη (μπλε χρώμα), για το διάστημα 1997-2002.

Μετάπειτα της ανάλυσης των παρατηρήσεων GPS, παρήχθησαν οι χρονοσειρές του σταθμού αναφοράς στο πλαίσιο αναφοράς ITRF2000, βάσει των οποίων υπολογίσθηκαν οι ετήσιες ταχύτητες, της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας της κίνησης (Σχήμα 5.10). Οι ρυθμοί μετατόπισης που προέκυψαν από γραμμική παλινδρόμηση, βάσει της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, υποδεικνύουν $19,7 \pm 2,3$ mm/yr οριζόντιας κίνησης και $-6 \pm 3,4$ mm/yr κατακόρυφης κίνησης. Παράλληλα, υπολογίσθηκε και η οριζόντια ταχύτητα στο ETRF2000 που ισοδυναμεί με $34,6 \pm 2,7$ mm/yr, τιμή η οποία είναι συμβατή με προηγούμενες μελέτες για την γειτνίασα νήσο Κω (McClusky et al. 2000, Nyst & Thatcher 2004, Hollenstein 2006). Ιδιαίτερα αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό των χρονοσειρών, είναι ότι δύναται να διακριθεί ένα τμήμα που καλύπτει χρονικά το έτος 1997 (περίοδος μέτρησης: 1997,44-1997,93), το οποίο εμφανίζει συστηματικότητα, ενώ μετά το τέλος του 1997 δείχνει να οριοθετεί την αλλαγή της διεύθυνσης της μετατόπισης. Η χρονική αυτή περίοδος συμπίπτει με την περίοδο της έντονης σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώθηκε στην

Νίσυρο. Αν επομένως, οι χρονοσειρές διαχωριστούν σε δύο διαφορετικές περιόδους, της σεισμικής περιόδου (1997,44-1997,93) και της μετασεισμικής περιόδου (1998,37-2002,55), καθίσταται σαφής η διαφοροποίηση των ταχυτήτων μεταξύ των δύο αυτών περιόδων (Σχήμα 5.11). Η οριζόντια ταχύτητα του σταθμού αναφοράς κατά την πρώτη περίοδο είναι $39,3 \pm 15,8$ mm/yr, ενώ την δεύτερη περίοδο μειώνεται στα $20,5 \pm 1,7$ mm/yr. Επί πλέον, η κατακόρυφη συνιστώσα της σεισμικής περιόδου παρουσιάζει ανύψωση με ρυθμό της τάξης των $36 \pm 4,9$ mm/yr, ενώ κατά την μετασεισμική περίοδο παρουσιάζει καθίζηση, με ταχύτητα που προσεγγίζει τα $-13,5 \pm 3,4$ mm/yr. Το φαινόμενο αυτό τονίζει την πολύ διαφορετική ταχύτητα κίνησης του σταθμού αναφοράς στο διάστημα της εκδήλωσης της σεισμικής δραστηριότητας. Δεδομένου ότι το τμήμα αυτό των χρονοσειρών περικλείει πολλά σεισμικά γεγονότα και αντανακλά εμφανώς την παραμόρφωση που οφείλεται στην σεισμική δραστηριότητα, δεν θα χρησιμοποιηθεί για την παρουσίαση της εδαφικής παραμόρφωσης του σταθμού. Αντιθέτως, το δεξί τμήμα των χρονοσειρών που δεν περιέχει οποιαδήποτε συν-σεισμική παραμόρφωση, υποδηλώνει ταχύτητες που αντιστοιχούν στην μετασεισμική παραμόρφωση και αποδίδει την ηφαιστειο-τεκτονική δομή της περιοχής. Το γεγονός αυτό διακρίνεται και στους υπόλοιπους σταθμούς, στην επόμενη περίπτωση της τοπικής επίλυσης του δικτύου.

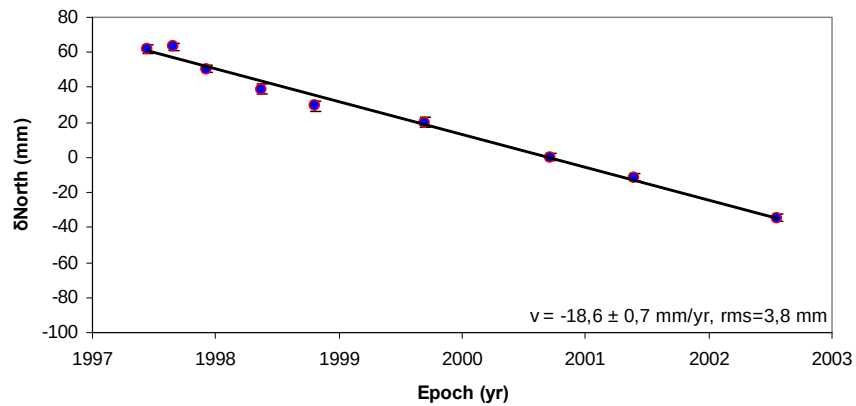
Συμπερασματικά, για το συνολικό διάστημα παρακολούθησης 1997-2002, και εφ' όσον έχει αφαιρεθεί η συν-σεισμική παραμόρφωση ώστε να αναπαρίσταται η πραγματική κίνηση του ηφαιστείου, η Νίσυρος κινείται προς τα ΝΔ με $31,6$ mm/yr, σε σχέση με την Ευρώπη, ενώ ως προς τον Κόσμο κινείται προς τα ΝΑ με $20,5$ mm/yr (Πίνακας 5.2).

Πίνακας 5.2

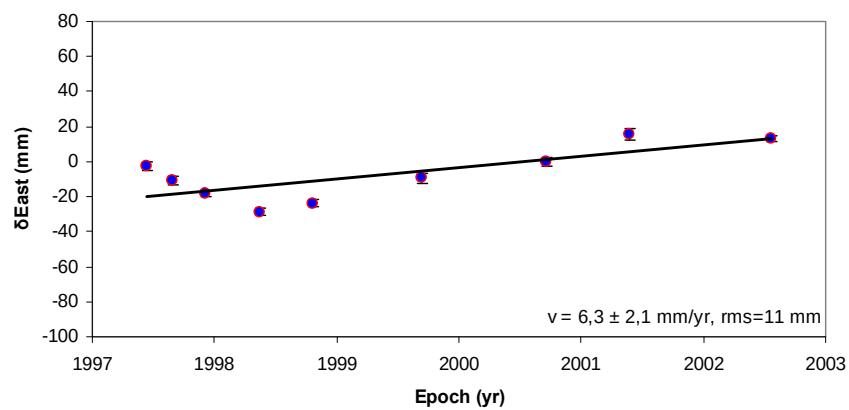
Οριζόντια & Κατακόρυφη Ταχύτητα Σταθμού Αναφοράς-No 9- (ITRF2000 & ETRF2000)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα ITRF (mm/yr)	Οριζόντια Ταχύτητα ETRF (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Ορ. Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατ. Απόκλιση (mm/yr)
9	20,5	31,6	-13,5	1,7	3,4

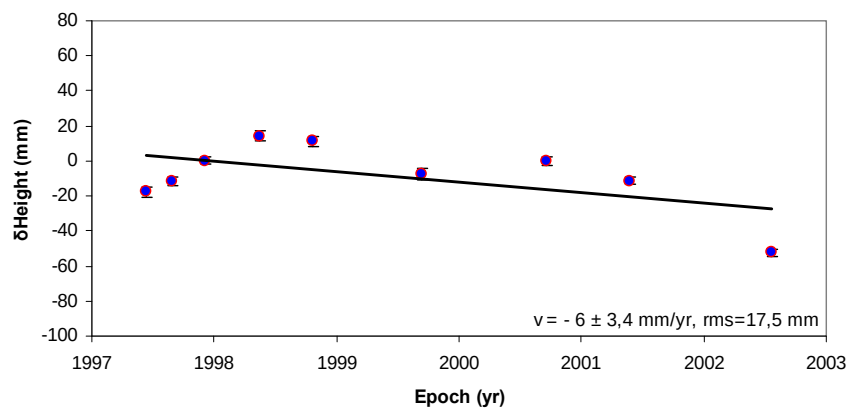
* οι παραπάνω τιμές αναφέρονται στις ταχύτητες κίνησης του σταθμού μετά την αφαίρεση της συν-σεισμικής παραμόρφωσης, ώστε να αναπαρίσταται η πραγματική κίνηση του ηφαιστείου



(α)

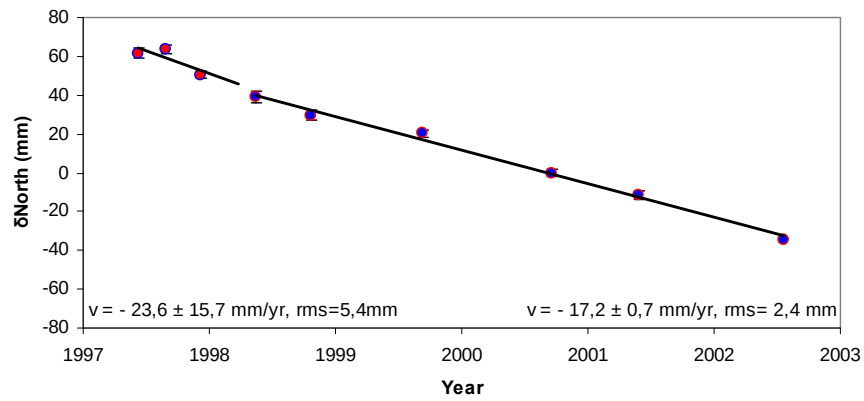


(β)

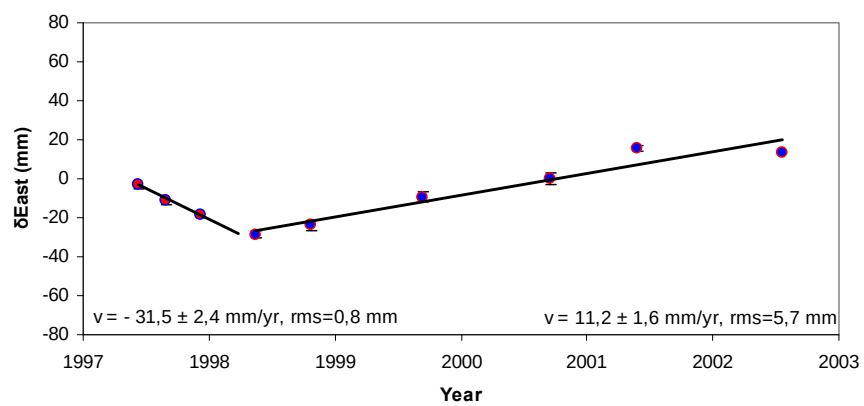


(γ)

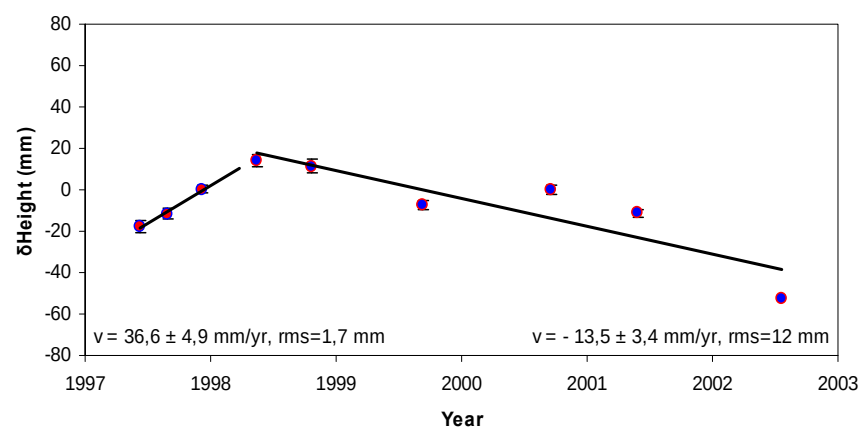
Σχήμα 5.10: Διαγράμματα οριζόντιας (α & β) και κατακόρυφης μετατόπισης (γ) του σταθμού αναφοράς (No 9), στο ITRF2000, για το συνολικό διάστημα παρακολούθησης 1997-2002. Το σφάλμα wrms στην οριζόντια συνιστώσα κυμαίνεται από 1,6-3 mm, ενώ στην κατακόρυφη από 1,9-3,3 mm.



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 5.11: Διαγράμματα οριζόντιας (α & β) και κατακόρυφης μετατόπισης (γ) του σταθμού αναφοράς (No 9), στο ITRF2000, διαχωρίζοντα σε δύο περιόδους. Το σφάλμα (wrms) στην οριζόντια συνιστώσα κυμαίνεται από 1,6-3 mm, ενώ στην κατακόρυφη από 1,9-3,3 mm.

Κατόπιν της εξάρτησης του σταθμού αναφοράς στο πλαίσιο αναφοράς ETRF2000, επετεύχθη και η επίλυση των βάσεων των υπολοίπων σταθμών του δικτύου με τον σταθμό αναφοράς. Κατά αυτόν τον τρόπο ορίστηκαν και οι υπόλοιποι σταθμοί στο ETRF2000. Οι τιμές της οριζόντιας ταχύτητας που μετρήθηκαν για τις τρεις περιόδους (1997,44-1997,93; 1998,37-2002,55 & 1997,44-2002,55) παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.3, ενώ οι χάρτες ταχυτήτων που παρήχθησαν απεικονίζονται στα Σχήματα 5.12-14. Οι χάρτες των περιόδων 1997-2002 και 1998-2002, περιγράφουν την Νίσυρο ως ένα σχεδόν ενιαίο ρηξιτέμαχος με όμοια ΝΔ διεύθυνση μετατόπισης και παρόμοιους ρυθμούς κίνησης, της τάξης των 30-37 mm/yr και 31-36 mm/yr, αντιστοίχως. Αντίθετα, οι ταχύτητες που υπολογίστηκαν κατά το έτος 1997, είναι πολύ μεγαλύτερες, της τάξης των 21-92 mm/yr και οι διευθύνσεις των διαφοροποιούνται, κυρίως προς τα ΝΑ στο ανατολικό τμήμα και προς τα Δ-ΝΔ στο δυτικό. Οι ρυθμοί μετατόπισης των σταθμών της 1^{ης} περιόδου (1997,44-1997,93), καθώς και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις τους είναι πολύ μεγαλύτερες σε σύγκριση με της 2^{ης} περιόδου (1998-2002), αλλά και της συνολικής περιόδου παρακολούθησης (1997-2002).

Πίνακας 5.3

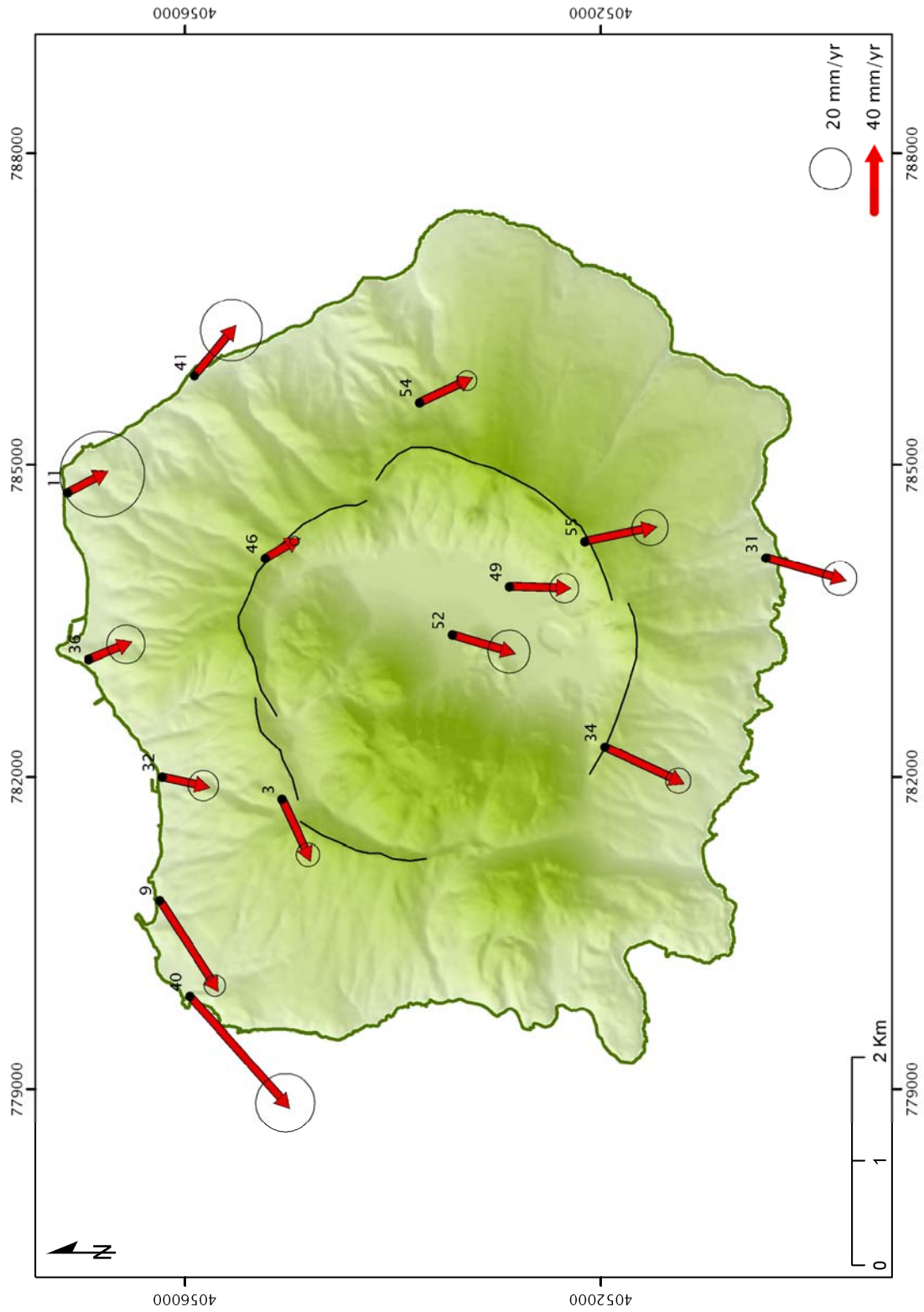
Οριζόντιες Ταχύτητες Σταθμών Δικτύου ως προς Ευρώπη (mm/yr)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα 1997 (α)	Οριζόντια Ταχύτητα 1998-2002 (β)	Οριζόντια Ταχύτητα 1997-2002 (γ)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (α)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (β)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (γ)
3	39	32	33,1	11,3	1,0	2,8
9	65,5	31,6	35	10,1	2,4	1,1
11	24,7	35,7	34,8	40,7	2,0	2,3
28	-	31,3	30	-	1,1	1,2
31	49,3	35,3	35,3	16,5	2,1	1,4
32	26,8	33,7	35,4	14,7	2,1	1,0
34	51,9	34,8	35,5	12,1	2,5	1,0
36	25,8	35,2	35	18,3	3,1	1,0
38	-	34,1	35,5	-	1,5	1,1
40	91,7	31	35,1	28,3	1,3	1,3
41	37,6	35,6	36,6	29,6	1,8	1,7
46	21,3	35,2	35,8	4,4	2,5	1,0
49	35	33,5	35,7	14,0	2,2	1,0
52	37,9	32,8	35,5	20,2	2,5	1,1
54	33,3	32,8	36,1	9,7	2,6	1,0
55	42,4	36,3	35,5	17,2	2,4	1,0

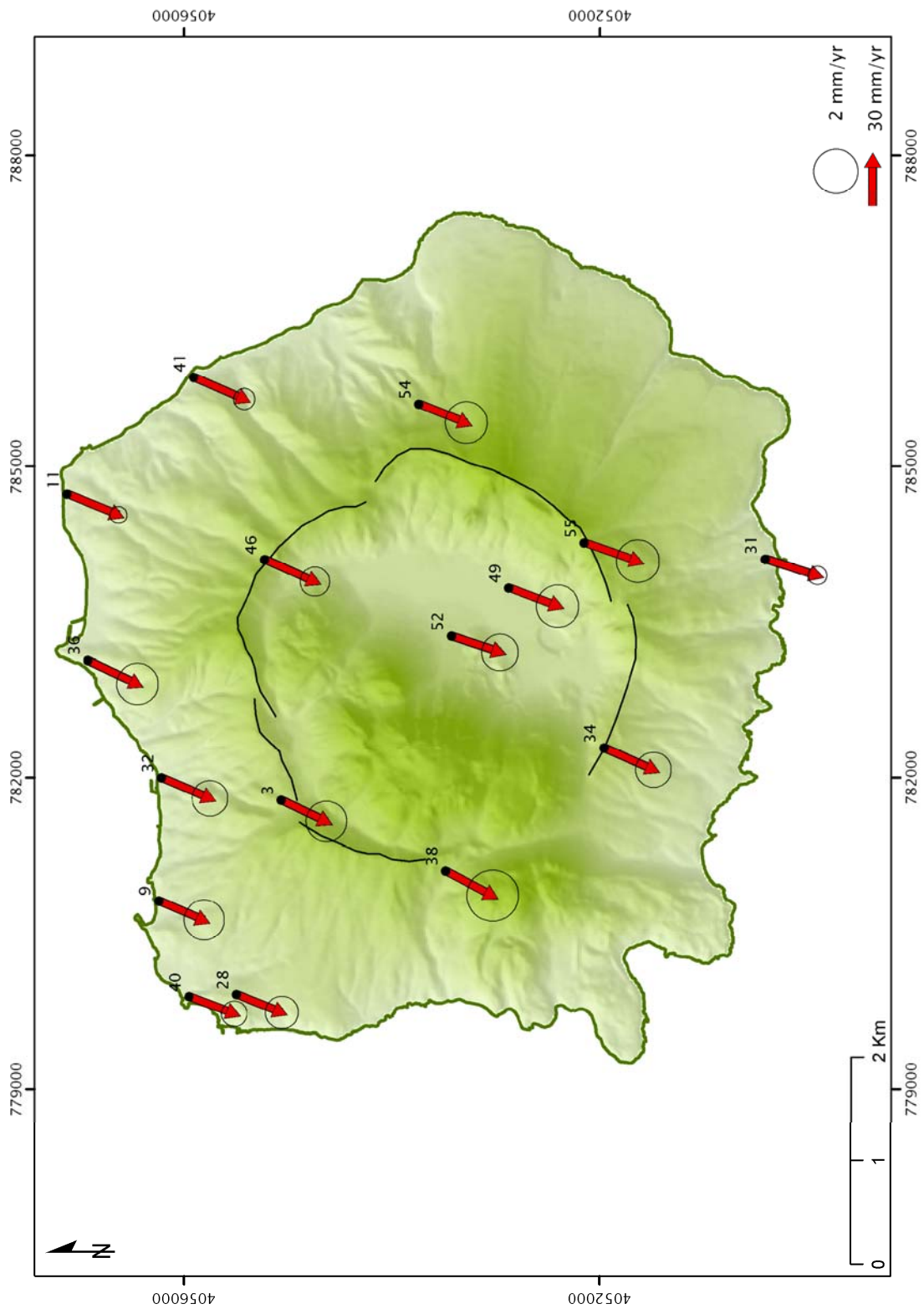
* οι σταθμοί 28 & 38 συμπεριλήφθησαν από το 1997,93 και έπειτα

* η υπολογισθείσα οριζόντια ταχύτητα (γ) των σταθμών 28 & 38 αναφέρεται στο 1997,93-2002,55

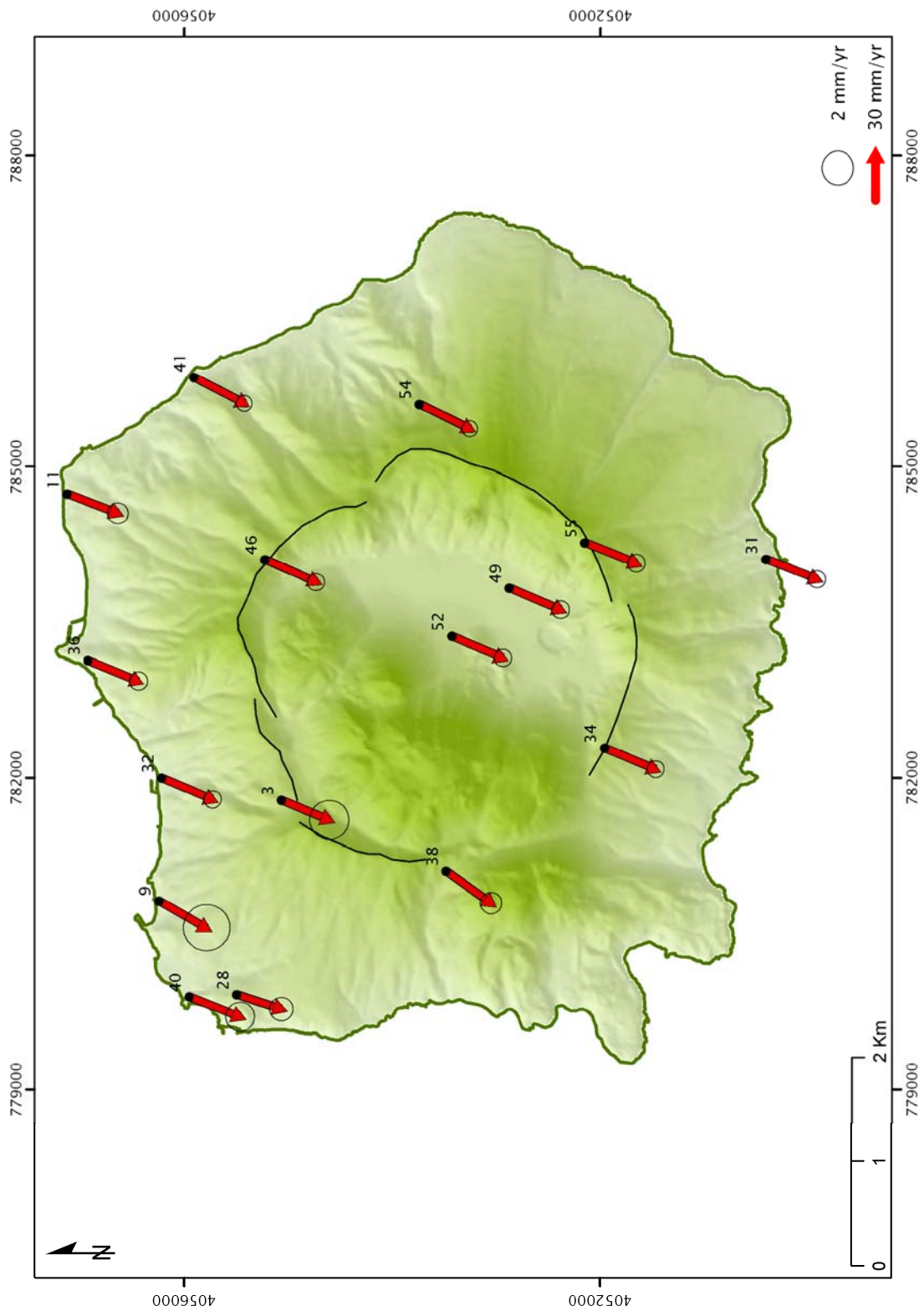
* αναλυτικότερα τα ανύσματα στις δύο συνιστώσες παρέχονται στο Παράρτημα 2



Σχήμα 5.12: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1997, ως προς ETRF2000.



Σχήμα 5.13: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1998-2002, ως προς ETRF2000.



Σχήμα 5.14: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1997-2002, ως προς ETRF2000.

Τοπική Επίλυση Δικτύου

Βάσει της εξάρτησης του σταθμού αναφοράς στα πλαίσια αναφοράς ITRF2000 και ETRF2000, επετεύχθη μεγαλύτερη ακρίβεια της θέσης, που προσεγγίζει τα 1,6-3 mm στην οριζόντια και 1,9-3,3 mm στην κατακόρυφη συνιστώσα. Κατόπιν, το δίκτυο των 17 σταθμών της Νισύρου επιλύθηκε βάσει του σταθμού αναφοράς (No 9) για όλες τις περιόδους μέτρησης, ώστε να χαρακτηρισθούν οι τοπικές κινήσεις των σταθμών. Οι υπολογισθείσες οριζόντιες και κατακόρυφες μετατοπίσεις δίδονται στον Πίνακα 5.4. Η μικρότερη οριζόντια εδαφική μετατόπιση (13 mm) σημειώθηκε στον σταθμό 3, ευρισκόμενο στο ΒΔ χείλος της καλδέρας και η μεγαλύτερη τιμή στον σταθμό 11, ΒΑ της Νισύρου. Η κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής μετατόπισης από την άλλη πλευρά, υποδηλώνει καθίζηση σε όλη την έκταση της νήσου, με πλάτη από -6 mm έως -68 mm. Αναλυτικότερα, η μικρότερη καθίζηση εμφανίσθηκε στον σταθμό 40 (ΒΔ Νίσυρος) και η μεγαλύτερη στον σταθμό 41 (ΒΑ Νίσυρος).

Πίνακας 5.4

Οριζόντια & Κατακόρυφη Μετατόπιση ως προς τον Σταθμό Αναφοράς (1997-2002)

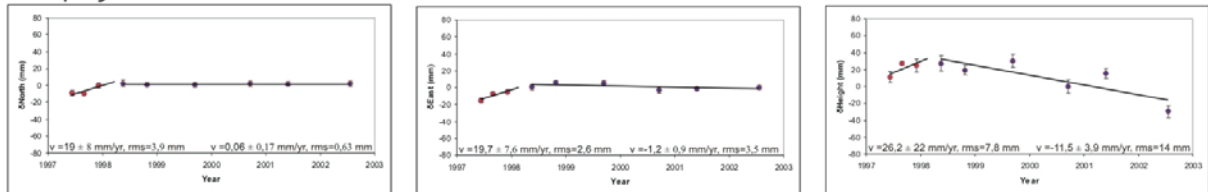
Σταθμός GPS	Οριζόντια Μετατόπιση (mm)	Κατακόρυφη Μετατόπιση (mm)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm)
3	19	-41	4,3	9,4
11	70	-49	4,2	10,1
28	15	-25	2,7	5,7
31	61	-44	4,1	9,6
32	41	-40	3,4	8,0
34	42	-56	2,8	7,4
36	57	-40	4,1	8,4
38	13	-39	2,8	6,5
40	28	-6	4,6	9,4
41	59	-68	2,9	6,9
46	57	-61	4,2	9,9
49	67	-42	4,0	9,6
52	57	-43	3,3	7,2
54	69	-66	4,7	9,8
55	67	-38	3,9	8,3

* οι σταθμοί 28 & 38 συμπεριλήφθησαν από το 1997,93 και έπειτα

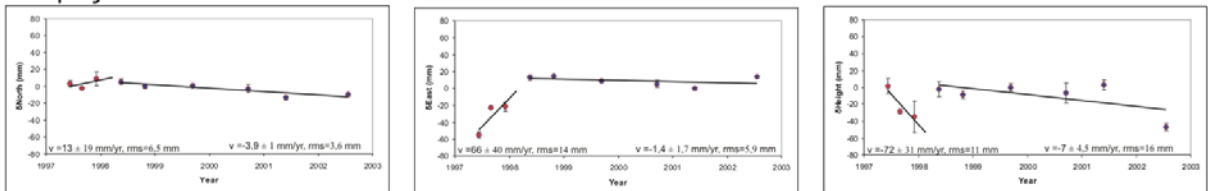
* αναλυτικότερα τα ανύσματα στις δύο συνιστώσες παρέχονται στο Παράρτημα 2

Οι προκύπτουσες χρονοσειρές των σταθμών του δικτύου επιδεικνύουν ανάλογες μετατοπίσεις με τον σταθμό αναφοράς (Σχήμα 5.15). Δύναται δηλαδή να διακριθεί η διαφοροποίηση των ταχυτήτων μεταξύ της σεισμικής και της μετασεισμικής περιόδου (Πίνακας 5.6-7). Ειδικότερα, στην σεισμική περίοδο (1997,44-1997,93) οι ρυθμοί οριζόντιας μετατόπισης κυμαίνονται από 27 έως 85 mm/yr, ενώ στην μετασεισμική περίοδο από 0,6 έως 5,2 mm/yr. Αντιστοίχως, οι κατακόρυφες ταχύτητες κυμαίνονται μεταξύ 30 και -72 mm/yr και -2 έως -12 mm/yr. Καθίσταται σαφές, ότι κατά την διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας της Νισύρου, οι σταθμοί υπόκεινται τόσο σε ανύψωση όσο και καθίζηση, ενώ μετέπειτα της σεισμικής περιόδου το σύνολο των σταθμών εκδηλώνει καθίζηση. Οι ταχύτητες που υπολογίστηκαν για το συνολικό διάστημα παρακολούθησης 1997-2002 (Πίνακας 5.5) προσεγγίζουν τις τιμές που χαρακτηρίζουν την μετασεισμική περίοδο, ήτοι 2-7,1 mm/yr για την οριζόντια συνιστώσα και από -7 έως 0,8 mm/yr για την κατακόρυφη. Όλοι οι σταθμοί, πλην του σταθμού 40 που χαρακτηρίζει την ανύψωση των 0,8 mm/yr, εμφανίζουν τάση καθίζησης. Οι χάρτες των οριζόντιων και κατακόρυφων ταχυτήτων που προέκυψαν και για τις τρεις περιόδους παρακολούθησης του ηφαιστείου αναπαρίστανται στα Σχήματα 5.16-18 και 5.19-21, αντιστοίχως.

Σταθμός 3

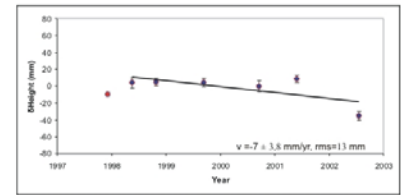
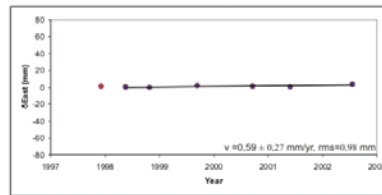
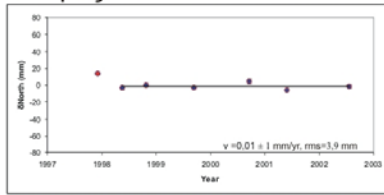


Σταθμός 11

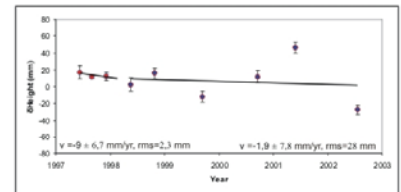
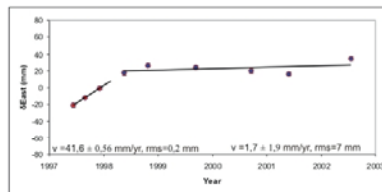
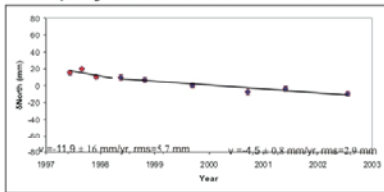


Σχήμα 5.15: Διαγράμματα οριζόντιας (α & β) και κατακόρυφης μετατόπισης (γ) των σταθμών του δικτύου σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς. Οι τυπικές αποκλίσεις των σταθμών δίδονται στους Πίνακες 5.6 και 5.7.

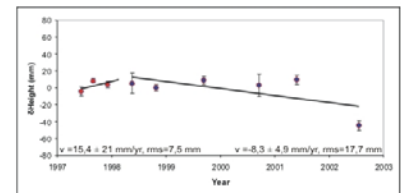
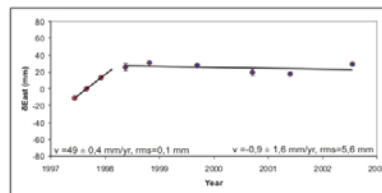
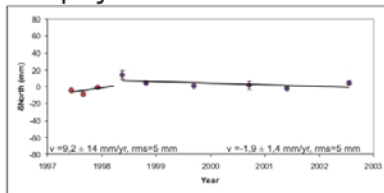
Σταθμός 28



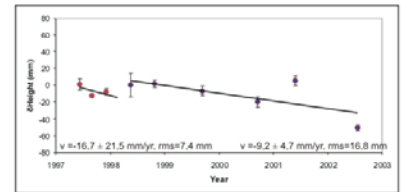
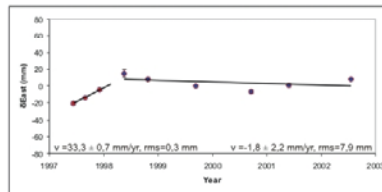
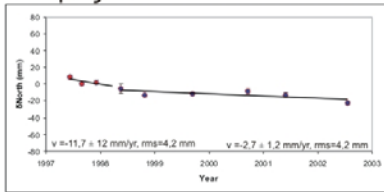
Σταθμός 31



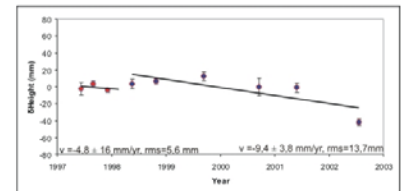
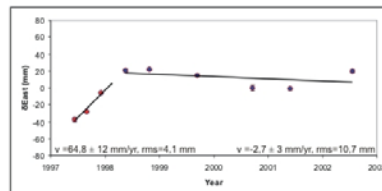
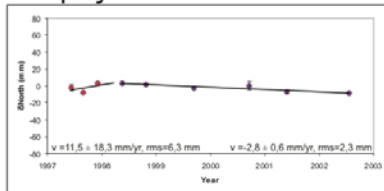
Σταθμός 32



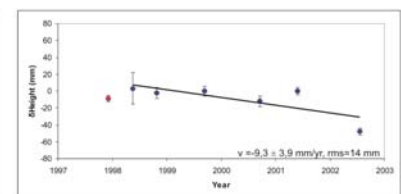
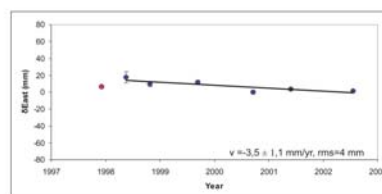
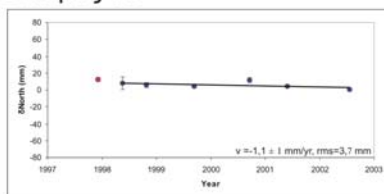
Σταθμός 34



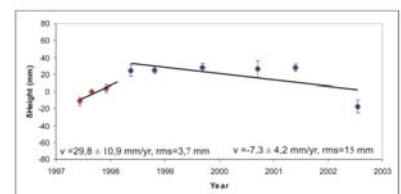
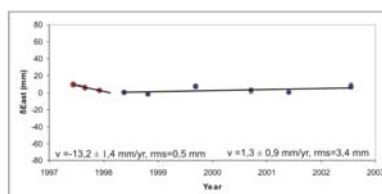
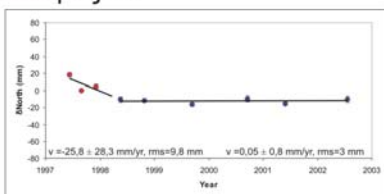
Σταθμός 36



Σταθμός 38

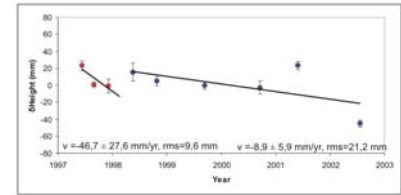
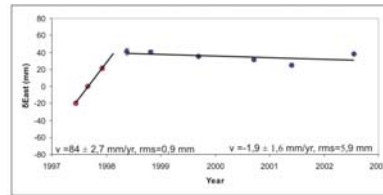
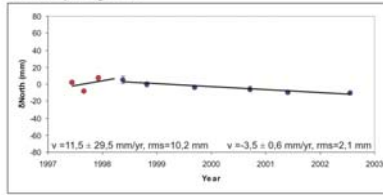


Σταθμός 40

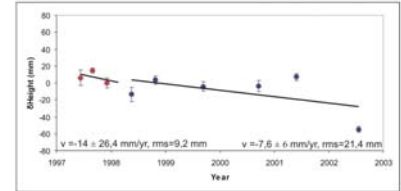
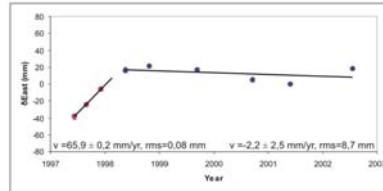
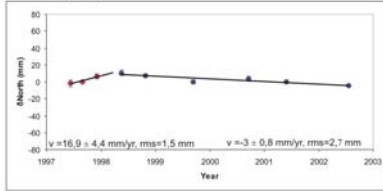


Σχήμα 5.15: Συνέχεια

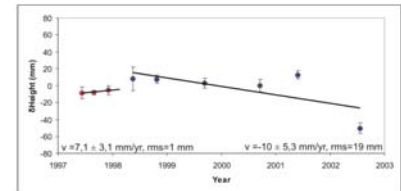
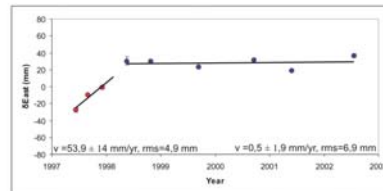
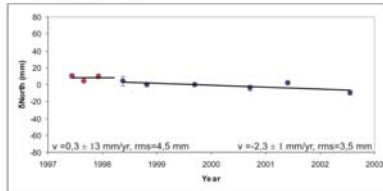
Σταθμός 41



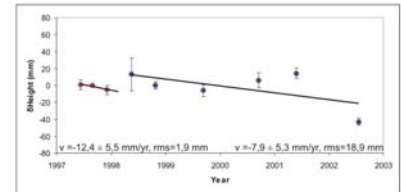
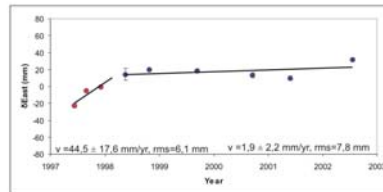
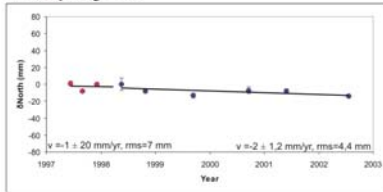
Σταθμός 46



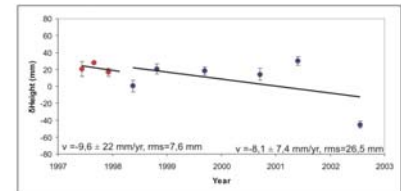
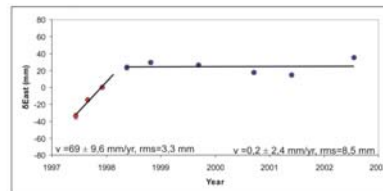
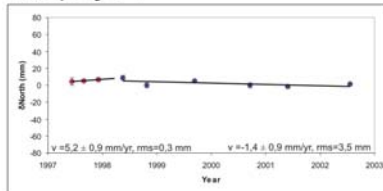
Σταθμός 49



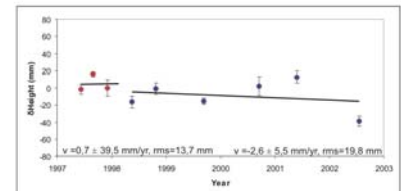
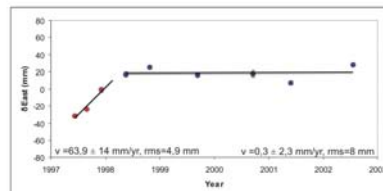
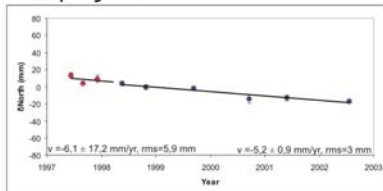
Σταθμός 52



Σταθμός 54



Σταθμός 55



Σχήμα 5.15: Συνέχεια

Πίνακας 5.5

Οριζόντια & Κατακόρυφη Ταχύτητα ως προς τον Σταθμό Αναφοράς Νο 9
(1997,44-2002,55)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)
3	4,7	-1,0	2,3	2,1
11	5,0	-2,2	1,2	1,3
28	4,8	-0,8	1,4	1,5
31	4,8	-3,5	1,0	1,2
32	4,0	-4,6	1,0	1,2
34	4,2	-3,9	1,0	1,2
36	4,6	-3,4	1,1	1,2
38	7,1	-6,8	1,3	1,2
40	5,0	0,8	1,7	1,7
41	2,0	-6,9	1,0	1,2
46	3,3	-6,4	1,0	1,2
49	4,1	-5,6	1,1	1,2
52	4,2	-5,0	1,0	1,2
54	2,3	-7,0	1,0	1,2
55	4,8	-3,8	1,1	1,1

* οι σταθμοί 28 & 38 συμπεριλήφθησαν από το 1997,93 και έπειτα

* αναλυτικότερα τα ανύσματα στις δύο συνιστώσες παρέχονται στο Παράρτημα 2

Πίνακας 5.6

Οριζόντια & Κατακόρυφη Ταχύτητα ως προς τον Σταθμό Αναφοράς Νο 9
(1997,44-1997,93)

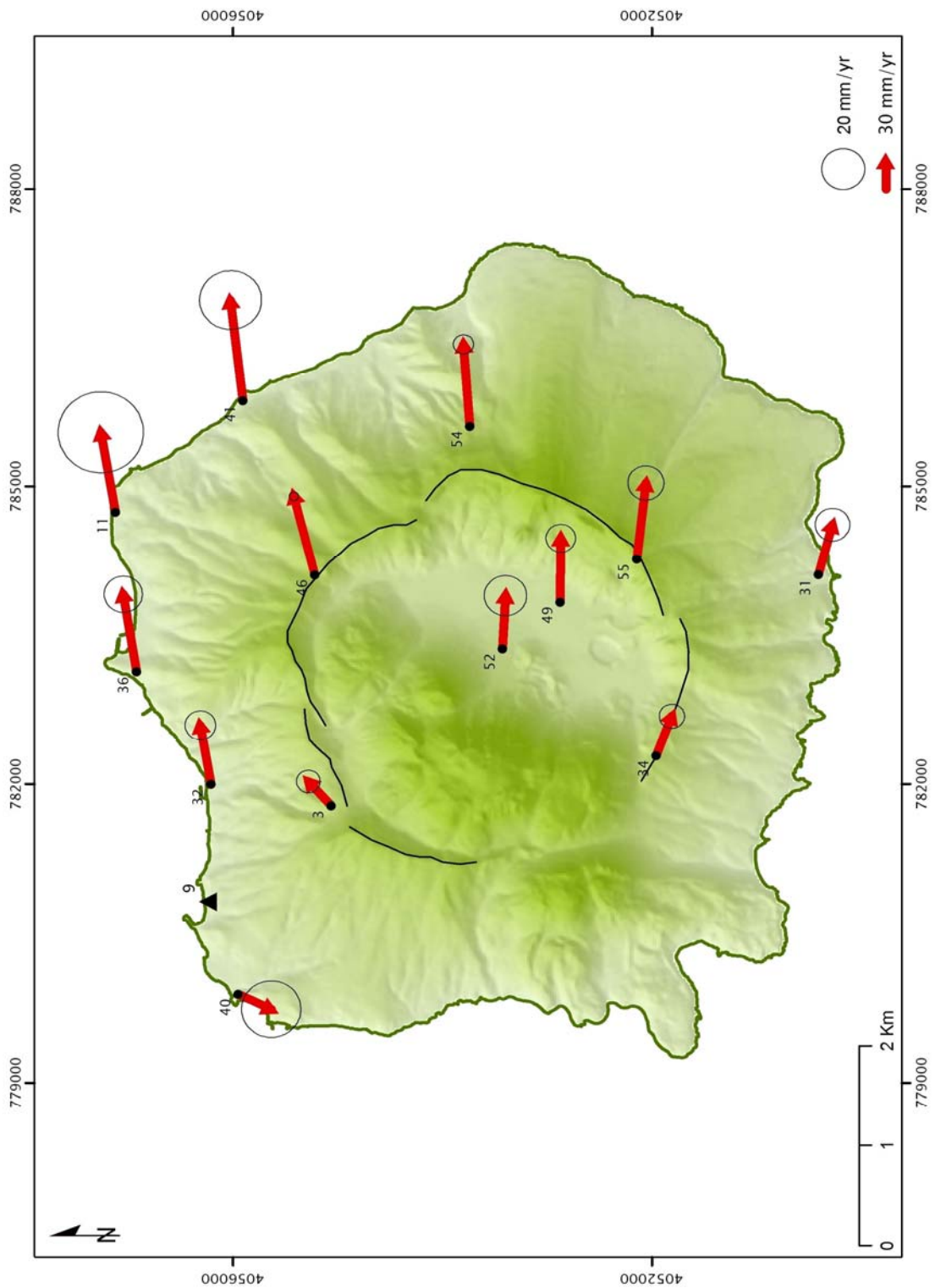
Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)
3	27,3	26,2	11,3	22,4
11	67,7	-72,2	40,7	31,7
31	43,3	-9,2	16,5	6,8
32	50,3	15,5	14,7	21,6
34	35,3	-16,7	12,1	21,5
36	65,8	-4,8	18,3	16,1
40	29,0	29,8	28,3	10,8
41	84,9	-46,7	29,6	27,6
46	68,1	-14,0	4,4	26,4
49	53,9	7,1	14,0	3,1
52	44,5	-12,4	20,2	5,5
54	69,2	-9,7	9,7	21,9
55	64,2	0,7	17,2	39,5

Πίνακας 5.7

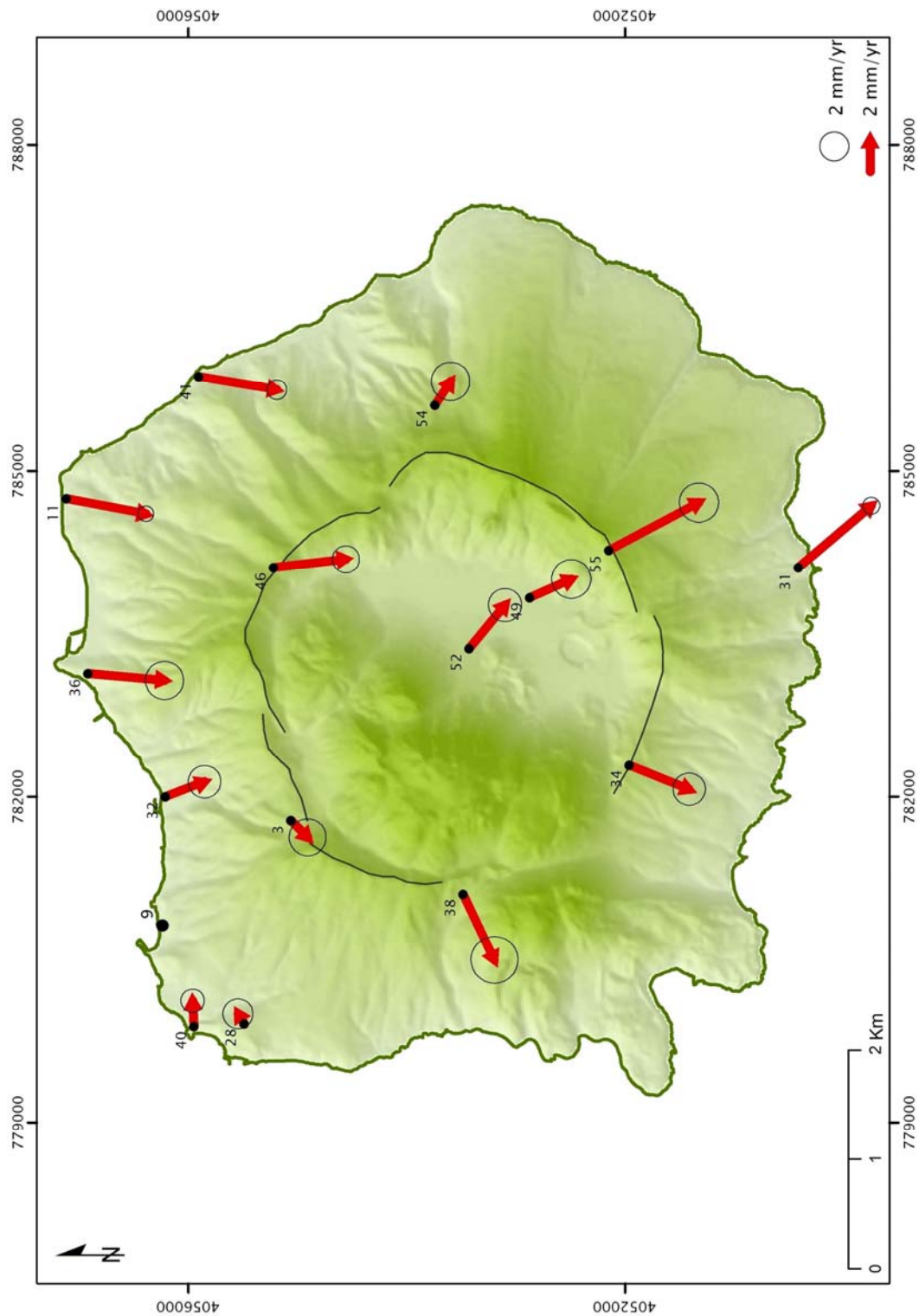
Οριζόντια & Κατακόρυφη Ταχύτητα ως προς τον Σταθμό Αναφοράς Νο 9
(1998,37-2002,55)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)
3	1,2	-11,5	1,0	4,0
11	4,1	-7,1	2,0	4,6
28	0,6	-7,0	1,1	3,8
31	4,9	-2,0	2,1	7,9
32	2,1	-8,3	2,1	5,0
34	3,3	-9,2	2,5	4,7
36	3,9	-9,4	3,1	3,8
38	3,7	-9,3	1,5	3,9
40	1,3	-7,3	1,3	4,2
41	4,0	-9,0	1,8	5,9
46	3,7	-7,6	2,5	6,0
49	2,3	-10,1	2,2	5,4
52	2,9	-7,9	2,5	5,3
54	1,4	-8,1	2,6	7,4
55	5,2	-2,6	2,4	5,6

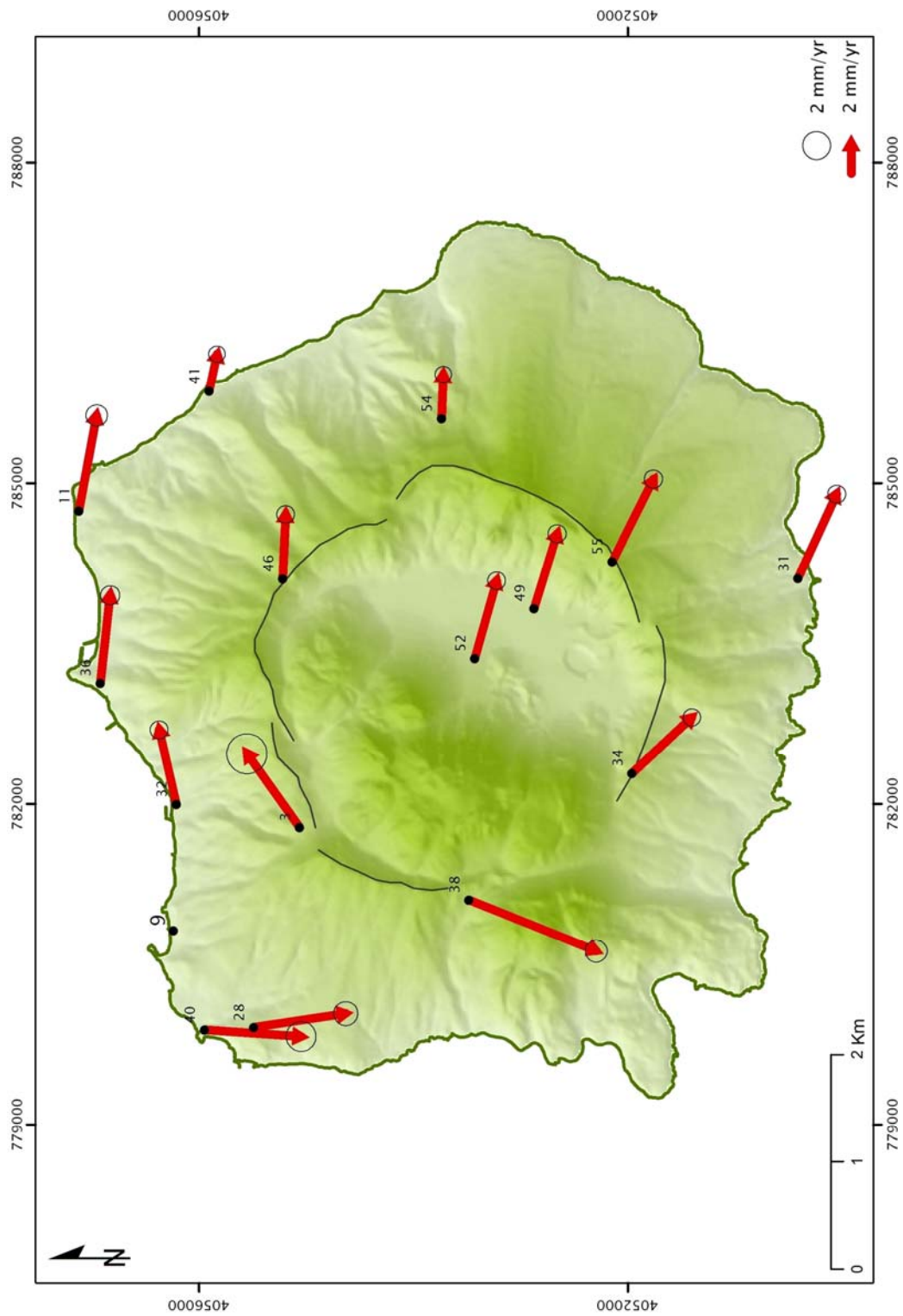
Οι οριζόντιες ταχύτητες που υπολογίσθηκαν για την σεισμική περίοδο (Σχήμα 5.16) φέρουν τιμές από 27 έως 85 mm/yr, με τις μεγαλύτερες τιμές να χαρακτηρίζουν την BBA-ABA περιοχή της Νισύρου. Το σύνολο των σταθμών εμφανίζει ταχύτητες με γενικότερη διεύθυνση προς τα ανατολικά, ενώ εξαιρείται ο σταθμός 40 στην ΒΔ Νίσυρο που κινείται προς τα ΝΔ με μία σχετικά μικρότερη ταχύτητα (29 mm/yr). Ο χάρτης των οριζόντιων ταχυτήτων της μετασεισμικής περιόδου (Σχήμα 5.17) φανερώνει πολύ μικρότερες ταχύτητες και διαφορετικές διευθύνσεις από εκείνες της σεισμικής περιόδου. Οι ρυθμοί οριζόντιας μετατόπισης κυμαίνονται από 0,5 έως 5,2 mm/yr. Οι μεγαλύτερες τιμές παρατηρούνται στην NNA-NA πλευρά (σταθμοί 31 & 55) και οι αμέσως επόμενες στο ΒΑ άκρο της Νισύρου (σταθμοί 11 & 41). Από το πεδίο ταχυτήτων της εν λόγω περιόδου διαπιστώθηκαν τέσσερις περιοχές διαφορετικών διευθύνσεων. Πιο συγκεκριμένα, η ΒΑ Νίσυρος χαρακτηρίζεται από ταχύτητες με διεύθυνση BBA-NNΔ, η ΝΑ Νίσυρος από ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεις, η ΔΝΔ Νίσυρος από ΒΑ-ΝΔ και τέλος μία μικρή ζώνη στο Μανδράκι από ταχύτητες που προσανατολίζονται προς τα Α-ΒΑ. Η κινηματική εικόνα των σταθμών κατά την περίοδο 1997-2002 (Σχήμα 5.18) ομοιάζει με εκείνη της σεισμικής περιόδου.



Σχήμα 5.16: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1997, σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 9).



Σχήμα 5.17: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1998-2002, σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 9).



Σχήμα 5.18: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1997-2002, σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 9).

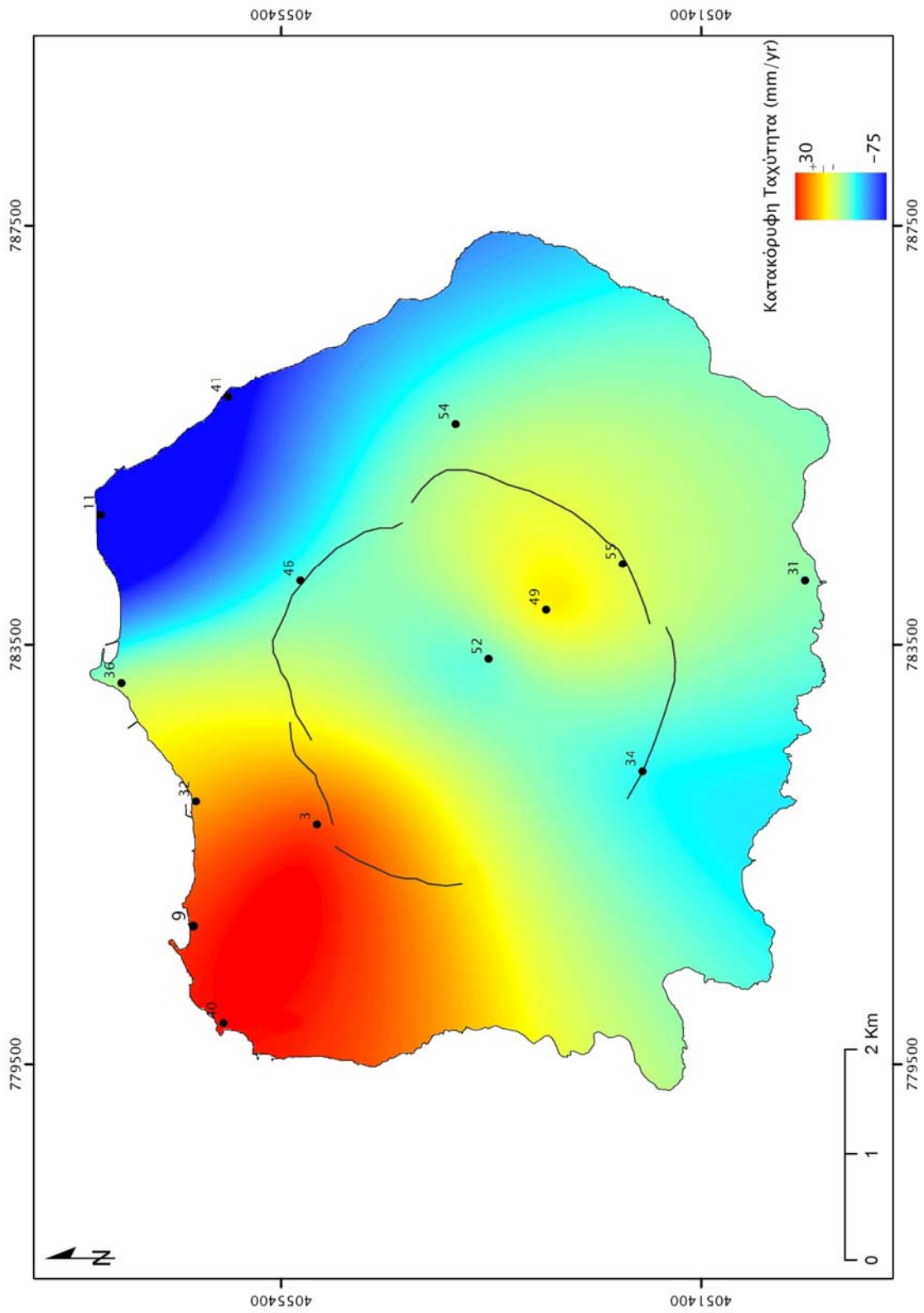
Οι ταχύτητες ωστόσο είναι πολύ μικρότερες (2-7 mm/yr), αλλά έχουν όμοιες διευθύνσεις, γεγονός που επιφέρει την έντονη επιρροή της σεισμικής παραμόρφωσης. Οι ρυθμοί που υπολογίσθηκαν, δηλώνουν ότι η Δυτική Νίσυρος (σταθμός 38) κινείται με μεγαλύτερη ταχύτητα σε σχέση με την ανατολική (σταθμοί 41 & 54).

Ο χάρτης των κατακόρυφων ταχυτήτων που παρήχθη για το έτος 1997 (Σχήμα 5.19), αποκαλύπτει μέγιστη ανύψωση ~30 mm/yr στο ΒΔ τμήμα της νήσου (σταθμός 40) και μέγιστη καθίζηση της τάξης των -72 mm/yr στο ΒΑ άκρο (σταθμός 11). Σε γενικές γραμμές, το μεγαλύτερο μέρος των σταθμών GPS υποδηλώνει καθίζηση, ενώ μόνο σε δύο περιοχές εκδηλώνεται ανύψωση, στην ΒΔ Νίσυρο με σημαντική ταχύτητα ανύψωσης (26-30 mm/yr) και στο ΝΑ τμήμα της καλδέρας (σταθμός 49) με ταχύτητα 7 mm/yr.

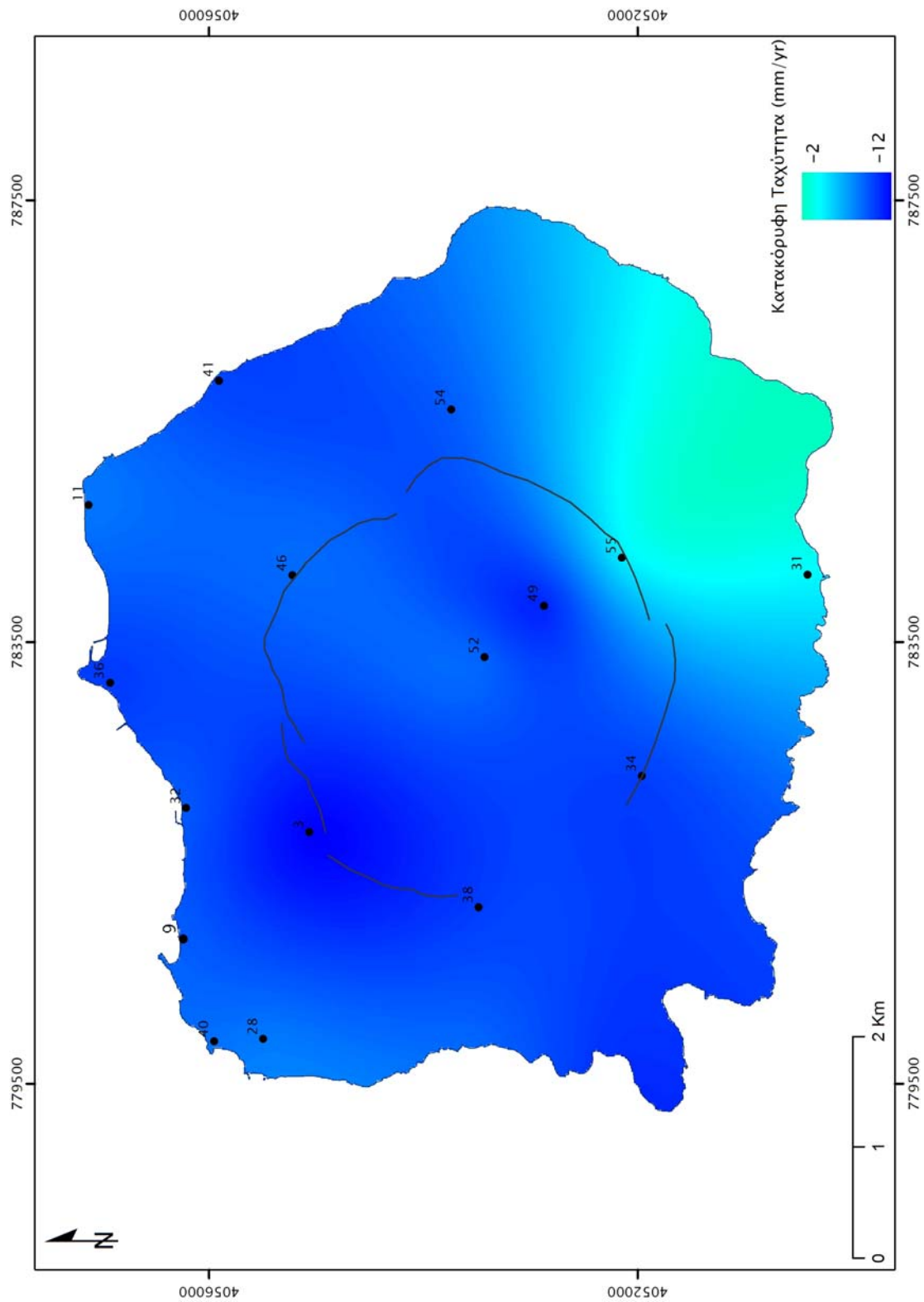
Οι κατακόρυφες ταχύτητες που υπολογίσθηκαν για την μετασεισμική περίοδο 1998-2002 (Σχήμα 5.20), υποδεικνύουν καθίζηση σε όλη την έκταση της Νισύρου. Η παρατηρηθείσα καθίζηση αποκαλύπτει ρυθμούς που κυμαίνονται από -2 έως -12 mm/yr. Η μικρότερη ταχύτητα καθίζησης σημειώνεται στην νοτιοανατολική περιοχή (σταθμοί 31 & 55), ενώ οι σταθμοί της καλδέρας, κυρίως ο 3 και 49, αποκαλύπτουν τους μεγαλύτερους ρυθμούς καθίζησης. Αξιοσημείωτη θεωρείται η διαφορά των ταχυτήτων μεταξύ των γειτονικών σταθμών 49 και 55, όπου η ταχύτητα καθίζησης μεταπίπτει από τα 10 στα 2,6 mm/yr, αντιστοίχως.

Οι εξαχθείσες κατακόρυφες ταχύτητες της περιόδου 1997-2002 (Σχήμα 5.21), παρουσιάζουν ρυθμούς από 1 έως -7 mm/yr. Η πλειονότητα των σταθμών εμφανίζει καθίζηση ενώ μόνο ο σταθμός 40 εκδηλώνει πολύ μικρή ανύψωση (0,8 mm/yr). Οι μεγαλύτερες ταχύτητες καθίζησης σημειώνονται κυρίως στην ανατολική (σταθμοί 41, 46 & 54) και στην δυτική πλευρά της νήσου (σταθμός 38). Η μικρή ανύψωση που εμφανίζεται στον χάρτη, στον σταθμό 40, οφείλεται στην επιρροή της έντονης ανοδικής τάσης που εκδηλώθηκε κατά την σεισμική περίοδο.

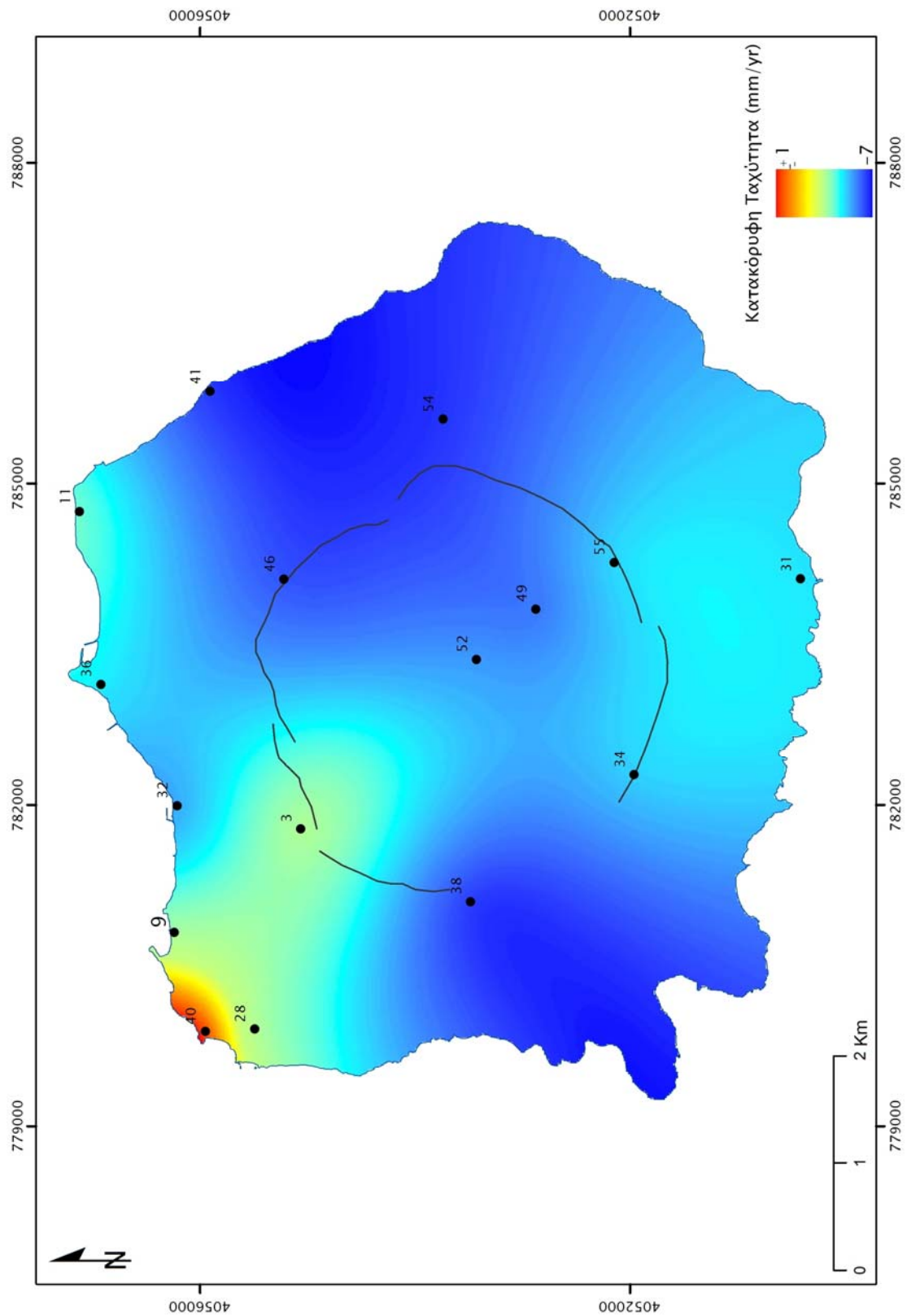
Συμπερασματικά, από τους χάρτες των κατακόρυφων ταχυτήτων είναι εμφανές ότι κατά την διάρκεια της σεισμικής περιόδου στην Νίσυρο παρατηρείται τόσο ανύψωση όσο και καθίζηση με αρκετά μεγάλους ρυθμούς. Αντίθετα, στην μετασεισμική περίοδο παρατηρείται μόνο φαινόμενο καθίζησης σε όλους τους σταθμούς. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αποτελεί η ανύψωση της ΒΔ Νισύρου κατά την διάρκεια της ενεργής σεισμικότητας της νήσου, όπου σαφέστατα μετά το τέλος της μετατρέπεται σε πεδίο καθίζησης.



Σχήμα 5.19: Κατακόρυφες ταχύτητες της περιόδου 1997. Οι κατακόρυφοι ρυθμοί μετατόπισης υπολογίστηκαν σε σχέση με το ν σταθμό αναφοράς (No 9).

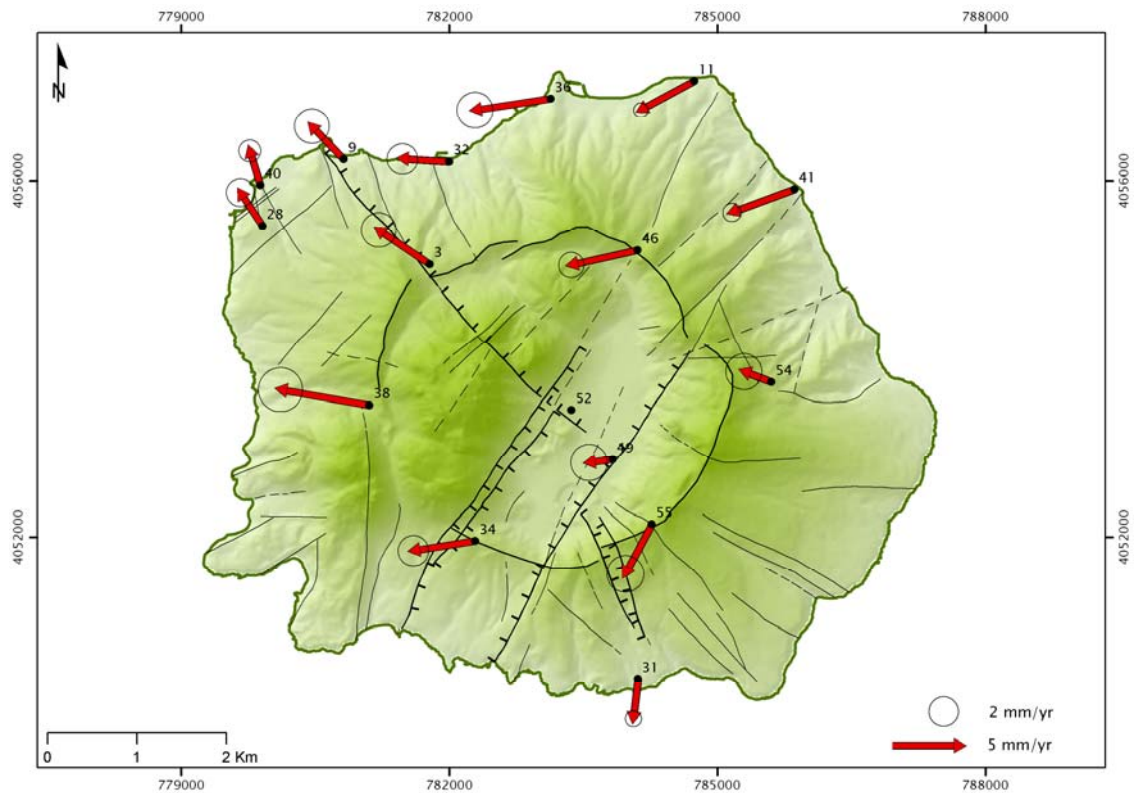


Σχήμα 5.20: Κατακόρυφες ταχύτητες της περιόδου 1998-2002. Οι κατακόρυφοι ρυθμοί μετατόπισης υπολογίστηκαν σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 9).

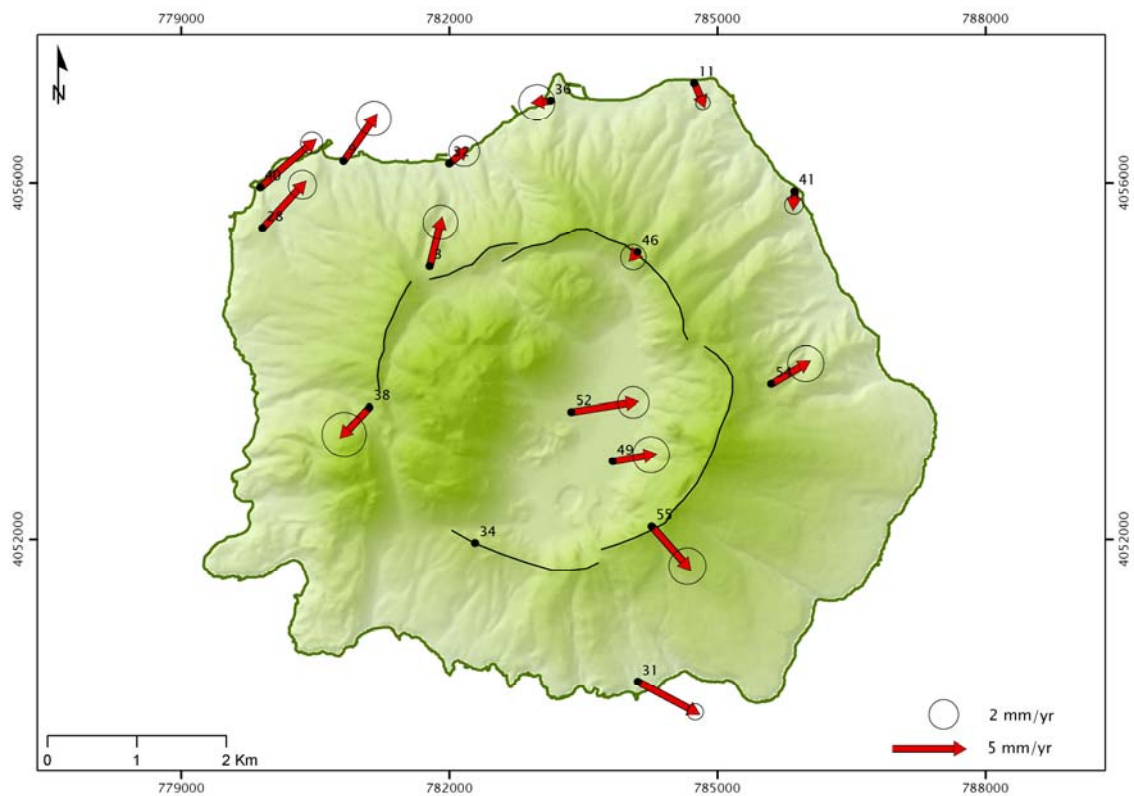


Σχήμα 5.21: Κατακόρυφες ταχύτητες της περιόδου 1997-2002. Οι κατακόρυφοι ρυθμοί μετατόπισης υπολογίστηκαν σε σχέση με τον σταθμό αναφοράς (No 9). Οι σταθμοί 28 & 38 αναφέρονται στο διάστημα 1997,93-

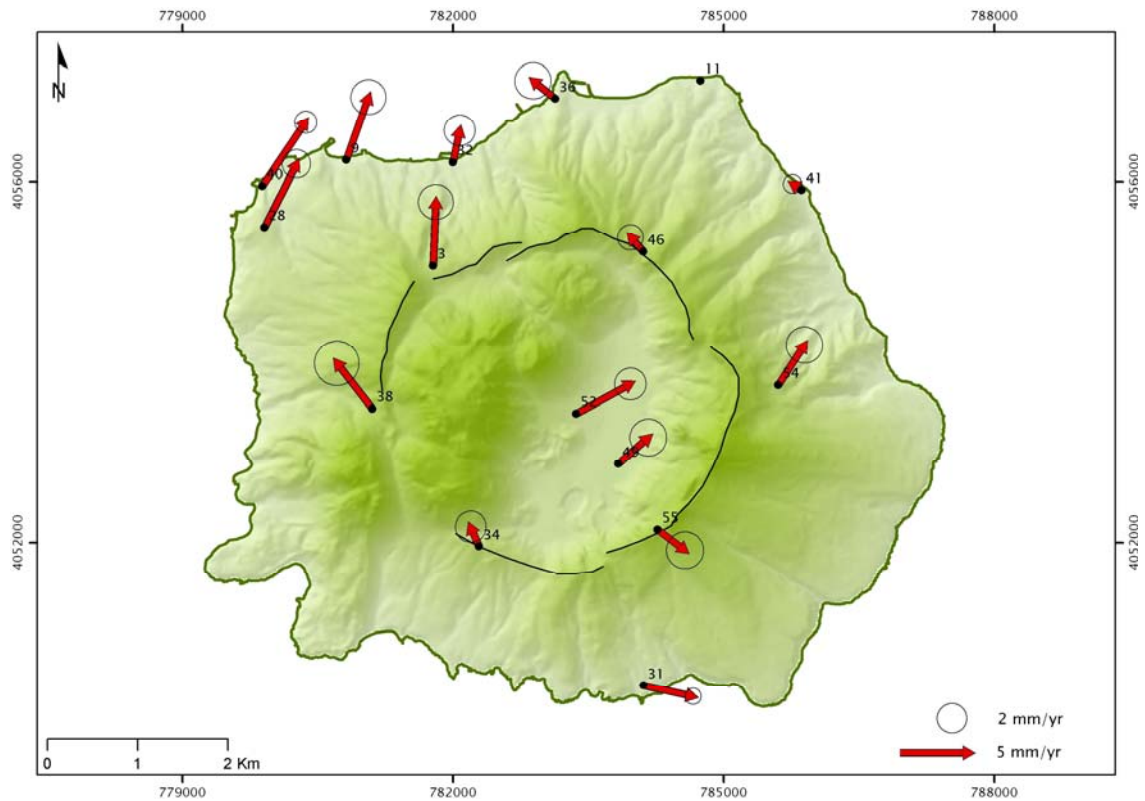
Παράλληλα, πραγματοποιήθηκαν επιλύσεις του δικτύου με διαφορετικούς σταθμούς αναφοράς, οι οποίοι καλύπτουν διαφορετική περιοχή του ηφαιστείου. Οι πιο αντιπροσωπευτικές επιλύσεις βάσεων παρουσιάζονται ως προς τους σταθμούς 11, 34, 38, 52 και 55 (Σχήμα 5.22-26), και πρέπει να σημειωθεί ότι αναφέρονται στην μετασεισμική περίοδο παρακολούθησης του ηφαιστείου. Βάσει της εξάρτησης του δικτύου ως προς τον σταθμό 52 (Σχήμα 5.22), ο οποίος ευρίσκεται στο κέντρο της καλδέρας, δύναται να αναπαρασταθεί ευκρινέστερα η επίδραση της ηφαιστειότητας στην κινηματική του ηφαιστείου. Παράλληλα, ο χάρτης παρουσιάζει και τα κύρια ρήγματα της νήσου, ώστε να δοθεί περαιτέρω ερμηνεία της κινηματικής βάσει του τεκτονισμού, όπου εκείνος επιδέχεται. Η Νίσυρος όπως παρουσιάζεται στον χάρτη (Σχήμα 5.22), δεν αποτελεί κλασική περίπτωση ενός ηφαιστειακού κώνου. Ενδεχομένως, δεν αντιδρά όπως θα αναμενόταν, με ακτινική διάταξη της μετατόπισης από το κέντρο της καλδέρας προς την περιφέρεια της νήσου. Τα πλέον σαφή χαρακτηριστικά του χάρτη αποτελούν δύο ομάδες σημείων που διαφοροποιούν την Ανατολική από την Δυτική Νίσυρο. Τοιουτοτρόπως, το δυτικό τμήμα δείχνει να ελέγχεται από το ίδιο το ηφαίστειο, το οποίο προκαλεί την τυπική ακτινική διεργασία εφελκυσμού, σε αντίθεση με το ανατολικό και κυρίως το ΒΑ τμήμα, το οποίο φαίνεται να επηρεάζεται και να ωθείται από κάποια βορειότερη υποθαλάσσια πηγή παραμόρφωσης, ηφαιστειακή ή τεκτονική. Οι Lagios et al. (2005) μέσω της προσομοίωσης σημειακής πηγής Mogi, υπολόγισαν δύο πιθανούς μαγματικούς θαλάμους, εκ των οποίων ο πρώτος τοποθετείται στην ΒΔ καλδέρα (5500 ± 500 m) και ο δεύτερος στον υποθαλάσσιο χώρο ΑΝΑ του Γυαλιού (6500 ± 500 m). Οι εν λόγω παρατηρήσεις δύνανται να ερμηνεύσουν τα υπολογισθέντα εκ της διατριβής αποτελέσματα. Περαιτέρω, είναι σαφής η διαβάθμιση των ρυθμών μετατόπισης στην ΒΔ Νίσυρο, κατά την οποία οι ταχύτητες τείνουν να ελαττώνονται καθώς απομακρύνονται από το κέντρο του ηφαιστείου, γεγονός που ακολουθεί και την παράμετρο της βαρύτητας. Βάσει της κινηματικής που επέδειξε η ανάλυση GPS, ευνοείται η παρακολούθηση περιοχών με παρόμοια κίνηση, σε διεύθυνση και ρυθμό. Σε όλους τους παραχθέντες χάρτες καθίσταται σαφές ότι: α) οι σταθμοί 9, 28, 40, 3 και 32 υποδεικνύουν όμοια κίνηση, β) οι σταθμοί 11, 36, 41 και 46 υποδεικνύουν όμοια κίνηση, γ) οι σταθμοί 49, 52 και 54 υποδεικνύουν όμοια κίνηση, δ) οι σταθμοί 55 και 31 υποδεικνύουν επίσης όμοια κίνηση, ε) ο σταθμός 38 εμφανίζει αυτόνομη κίνηση και ζ) ο σταθμός 34 εμφανίζει ομοίως αυτόνομη κίνηση.



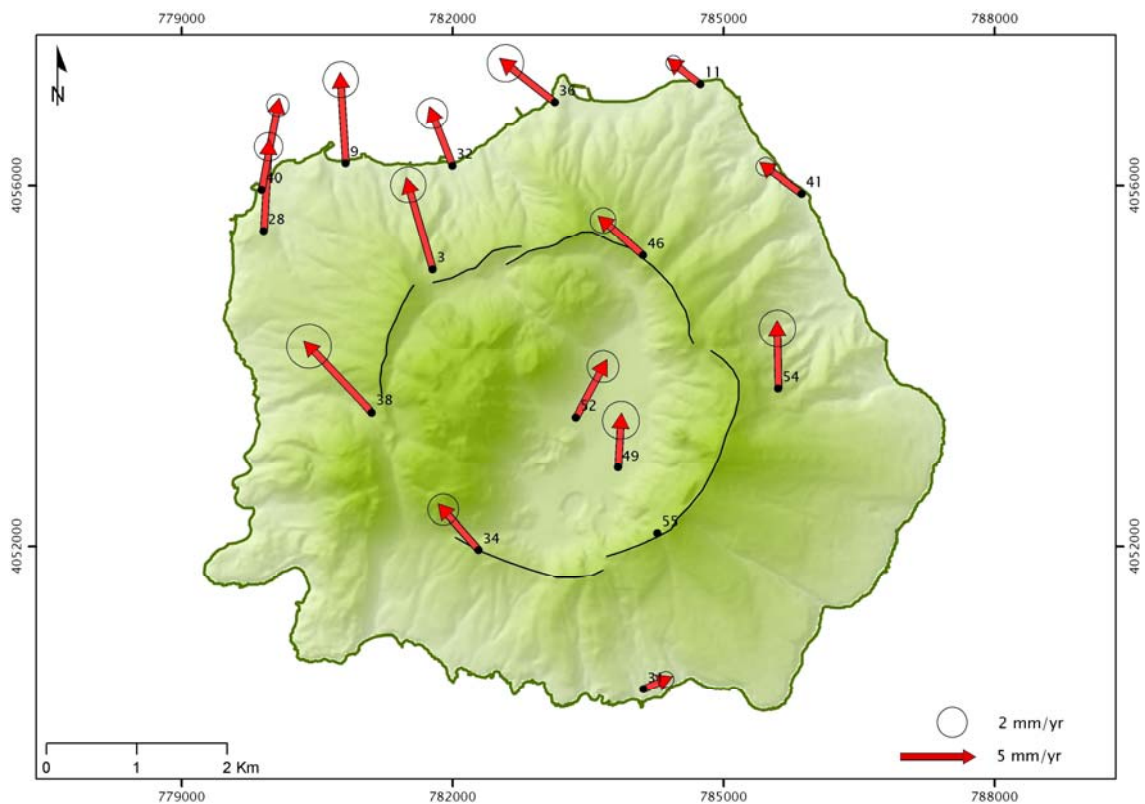
Σχήμα 5.22: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου, για την περίοδο 1998-2002, ως προς τον σταθμό 52.



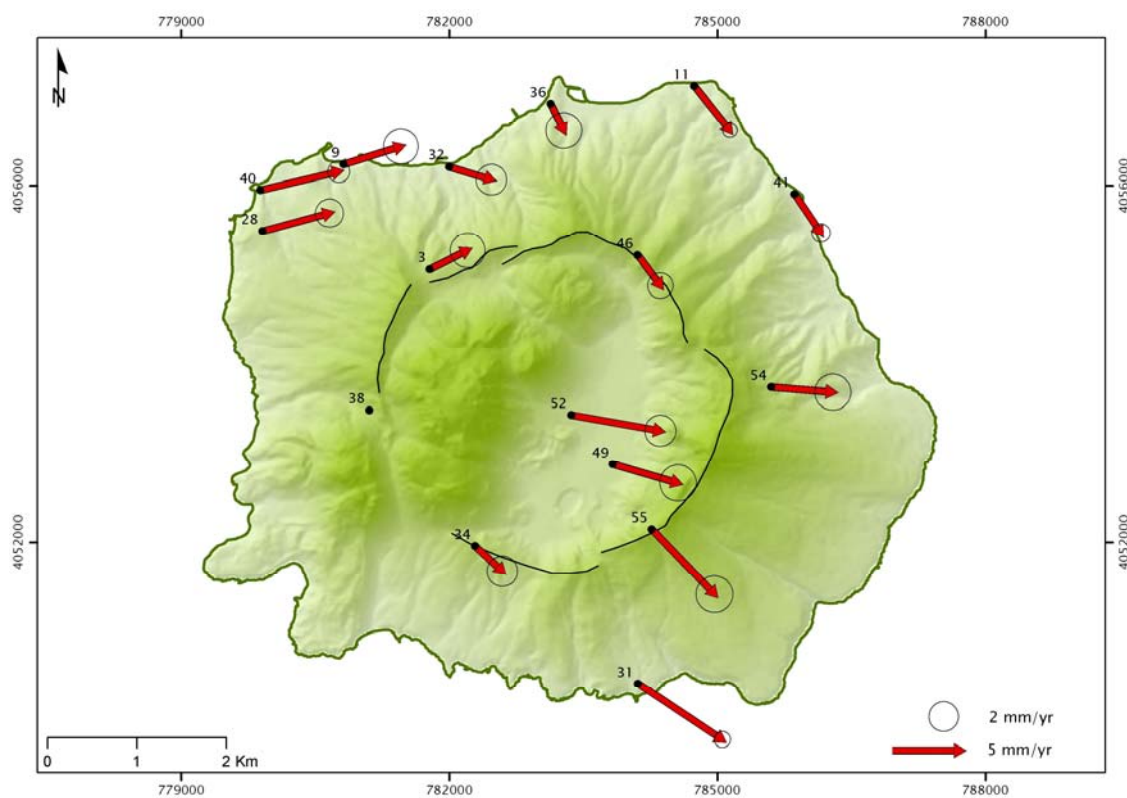
Σχήμα 5.23: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου, για την περίοδο 1998-2002, ως προς τον σταθμό 34.



Σχήμα 5.24: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου, για την περίοδο 1998-2002, ως προς τον σταθμό 11.



Σχήμα 5.25: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου, για την περίοδο 1998-2002, ως προς τον σταθμό 55.



Σχήμα 5.26: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου, για την περίοδο 1998-2002, ως προς τον σταθμό 38.

Επίλυση δικτύου Νισύρου-Κω

Το γεωδαιτικό δίκτυο GPS της Νισύρου εξαρτήθηκε επί πλέον και από την Κω (No 17). Οι οριζόντιες μετατοπίσεις που υπολογίσθηκαν καθώς και οι ταχύτητες που προέκυψαν από τις χρονοσειρές των σταθμών παρουσιάζονται στους Πίνακες 5.8 & 5.9 αντιστοίχως.

Πίνακας 5.8

Οριζόντια & Κατακόρυφη Μετατόπιση ως προς την Κω (1997-2002)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Μετατόπιση (mm)	Κατακόρυφη Μετατόπιση (mm)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm)
3	23	54	4,0	9,1
9	42	50	1,4	3,3
11	34	60	2,3	5,0
28	11	34	4,8	11
31	38	57	2,8	6,1
32	11	65	2,5	5,7
34	31	37	2,0	4,4
36	24	59	2,0	4,4
38	14	27	2,6	5,9
40	45	96	7,6	17,2
41	21	28	2,1	4,8
46	22	36	1,0	2,0
49	35	59	3,2	7,0
52	23	52	2,1	4,8
54	35	28	2,5	5,6
55	38	58	3,4	7,7

* οι σταθμοί 28 & 38 συμπεριλήφθησαν από το 1997,93 και έπειτα

* η υπολογισθείσα οριζόντια μετατόπιση των σταθμών 28 & 38 αναφέρεται στο 1998,37-2002,55

Πίνακας 5.9

Οριζόντια & Κατακόρυφη Ταχύτητα ως προς την Κω (1997-2002)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)
3	2,8	4,9	2,8	3,2
9	4,3	6,3	2,5	1,5

11	4,6	10,2	4,6	2,1
28	1,7	6,9	1,7	3,3
31	7,1	9,8	7,1	2,8
32	1,0	7,5	1,0	2,4
34	4,2	4,9	4,2	2,1
36	2,8	7,0	2,8	1,8
38	2,8	5,2	2,8	3,8
40	4,8	13,2	4,8	2,3
41	3,0	4,9	3,0	2,5
46	2,7	4,4	2,7	2,8
49	5,0	7,3	5,0	2,4
52	3,5	6,1	3,5	2,3
54	4,7	4,7	4,7	3,4
55	6,5	7,5	6,5	3,4

* οι σταθμοί 28 & 38 συμπεριλήφθησαν από το 1997,93 και έπειτα

* η υπολογισθείσα οριζόντια ταχύτητα των σταθμών 28 & 38 αναφέρεται στο 1998,37-2002,55

* αναλυτικότερα τα ανύσματα στις δύο συνιστώσες παρέχονται στο Παράρτημα 2

Από τις χρονοσειρές της κατακόρυφης συνιστώσας των σταθμών (Σχήμα 5.27), παρατηρείται ότι ένα μέρος των σταθμών (No 32, 34, 41, 49, 52) παρουσιάζει μία περίοδο καθίζησης που αρχίζει στο τέλος του 1998 (1998,81) και διαρκεί έως και το 2000 (2000,71). Παράλληλα, ένα άλλο μέρος των σταθμών (No 3, 9, 28, 36, 38) εκδηλώνει ενδιάμεσα της καθίζησης και μία ανυψωτική τάση (1998,81-1999,69). Οι σταθμοί που βρίσκονται στο ΝΑ τμήμα της Νισύρου (No 31, 46, 54, 55) παρουσιάζουν εναλλασσόμενες περιόδους ανύψωσης και καθίζησης, που είναι χρονικά σύμφωνες και για τους τέσσερις σταθμούς. Σε αυτήν την περίπτωση, λίγο πριν την διετή περίοδο της καθίζησης (1998,81-2000,71), παρατηρείται μία περίοδος πιο έντονης καθίζησης, που αρχίζει περί τα μέσα του 1997 (1997,66) και ολοκληρώνεται στα μέσα του 1998 (1998,37). Το κύριο χαρακτηριστικό των χρονοσειρών για την πλειονότητα των σταθμών, αποτελεί η ανύψωση στο 1997 και η καθίζηση στο 2000. Η σχετική μετατόπιση των περισσότερων σταθμών του δικτύου, από το 2001 (2001,40) και έπειτα, εκδηλώνεται με ανύψωση. Αντιθέτως, οι σταθμοί 31, 41, 46 και 54 ευρισκόμενοι στην ανατολική πλευρά της Νισύρου, υπόκεινται σε καθίζηση.

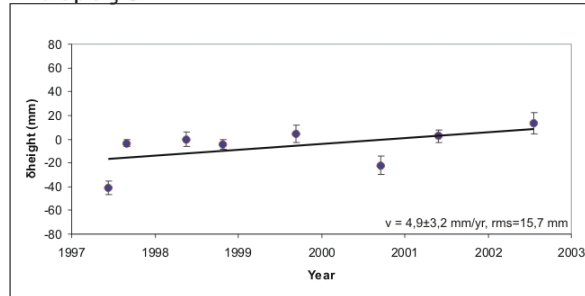
Τα γεγονότα των σχετικών κινήσεων ανύψωσης και καθίζησης έρχονται σε πλήρη συμφωνία με τα αποτελέσματα της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ, όπου φαινόμενο καθίζησης σημειώνεται από τα τέλη του 1999 έως και το 2000. Δυστυχώς, με την μέθοδο της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ έχουν αποδοθεί οι σχετικές κινήσεις για μεγαλύτερες χρονικές περιόδους. Θα μπορούσαν να εξαχθούν πιο ακριβείς και λεπτομερείς

πληροφορίες, όσον αφορά τις περιόδους ανύψωσης και καθίζησης, αν τα παραχθέντα συμβολογραφήματα κάλυπταν μικρότερες χρονικά περιόδους, όπως συμβαίνει με τα δεδομένα των Διαφορικών μετρήσεων GPS.

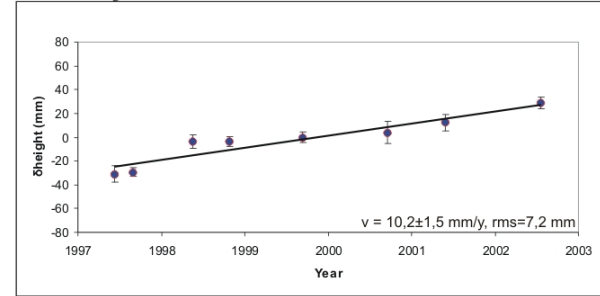
Ο χάρτης των οριζόντιων ταχυτήτων που κατασκευάστηκε για την συνολική περίοδο παρακολούθησης (Σχήμα 5.28), υποδεικνύει ρυθμούς μετατόπισης από 1 έως 7 mm/yr. Στο νοτιοανατολικό τμήμα της Νισύρου (σταθμοί 31 & 55) εντοπίζονται οι μεγαλύτερες ταχύτητες 6,5-7 mm/yr που προσανατολίζονται προς τα ΝΑ. Οι σταθμοί 3, 34, 38, 46, 54 και 55 που περιβάλλουν την καλδέρα εμφανίζουν ταχύτητες με αποκλίνουσες διευθύνσεις από το κέντρο της καλδέρας και κατά αυτόν τον τρόπο ενισχύεται η άποψη περί εφελκυστικού πεδίου τάσεων.

Βάσει του χάρτη των κατακόρυφων ταχυτήτων (Σχήμα 5.29) αναδεικνύεται ότι για την περίοδο παρακολούθησης 1997-2002, η Νίσυρος ανυψώνεται σε σχέση με την Κω. Οι ρυθμοί ανύψωσης των σταθμών προσεγγίζουν τα 4 έως 14 mm/yr, με την μεγαλύτερη ταχύτητα να παρατηρείται στην ΒΔ Νίσυρο (σταθμός 40). Μεγάλες ταχύτητες της τάξης των ~10 mm/yr, υπολογίστηκαν επίσης στην ΒΑ (σταθμός 11) και ΝΑ (σταθμός 31) Νίσυρο. Οι σταθμοί 3, 34, 38, 46 και 54 που περικλείουν περιμετρικά την καλδέρα από τα νοτιοδυτικά έως τα ανατολικά υποδεικνύουν όμοιους ρυθμούς κατακόρυφης μετατόπισης. Εξάιρεση αποτελεί ο σταθμός 55, στο ΝΑ χείλος της καλδέρας, που χαρακτηρίζεται σαφώς από μεγαλύτερη ταχύτητα (7,5 mm/yr). Οι ταχύτητες των σταθμών 49 και 52 που ευρίσκονται στο ΝΑ τμήμα της καλδέρας είναι μεγαλύτερες από των υπολοίπων σταθμών που περιβάλλουν την καλδέρα και ανήκουν στην ίδια τάξη μεγέθους με τον σταθμό 55. Οι σταθμοί αυτοί, σε συνδυασμό με τον σταθμό 31, προσδίδουν την γενική εικόνα της αύξησης της ταχύτητας στην ΝΑ Νίσυρο από το κέντρο της καλδέρας και έξωθεν. Ακριβώς η ίδια εικόνα παρατηρείται κατά την περίοδο 1998-2002 (Σχήμα 5.30), όπου η μεγαλύτερη ταχύτητα ανύψωσης (12 mm/yr) συναντάται στην ΝΑ Νίσυρο (σταθμός 31), ενώ αντίθετα το ΒΔ άκρο της νήσου χαρακτηρίζεται από μία μέση ταχύτητα κατακόρυφης μετατόπισης (6,7 mm/yr). Επομένως, εκτιμάται ότι οι μεγάλες ταχύτητες κατακόρυφης μετατόπισης που υπολογίστηκαν στους σταθμούς 40 και 11, ΒΔ και ΒΑ της Νισύρου αντιστοίχως, οφείλονται στην επίδραση της σεισμικότητας του 1997 και ότι μετά το πέρας των σεισμικών γεγονότων, η κύρια κατακόρυφη κίνηση παρατηρείται στην ΝΑ Νίσυρο.

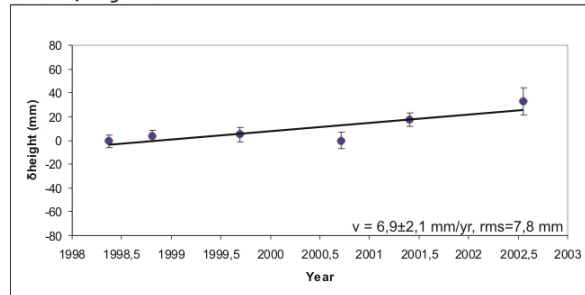
Σταθμός 3



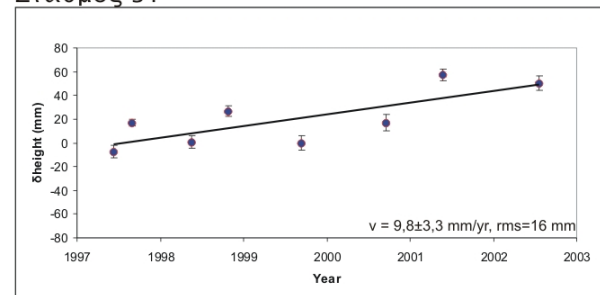
Σταθμός 11



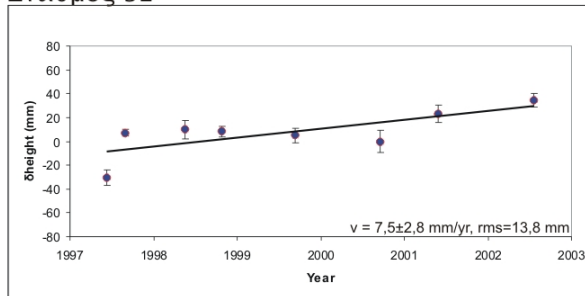
Σταθμός 28



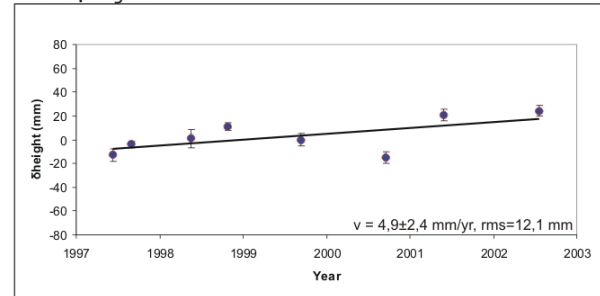
Σταθμός 31



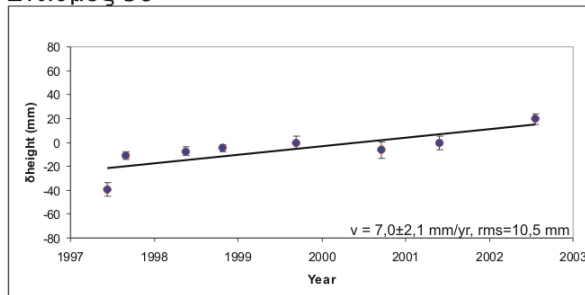
Σταθμός 32



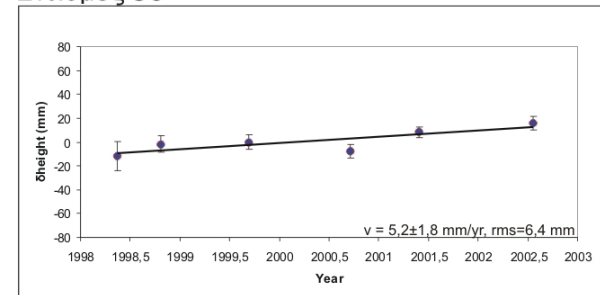
Σταθμός 34



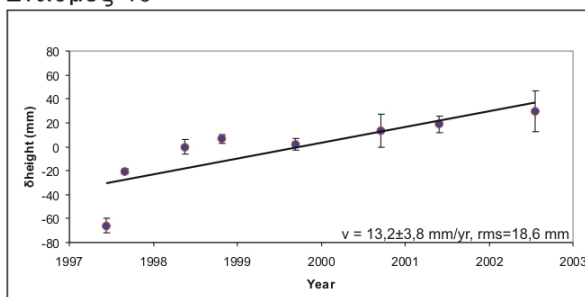
Σταθμός 36



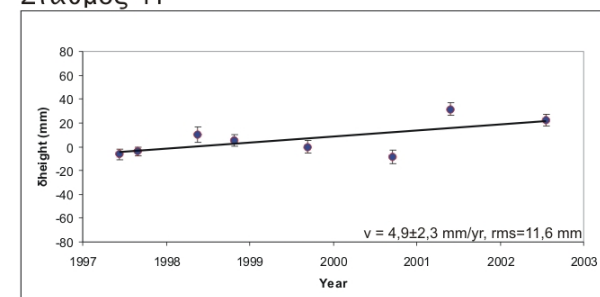
Σταθμός 38



Σταθμός 40

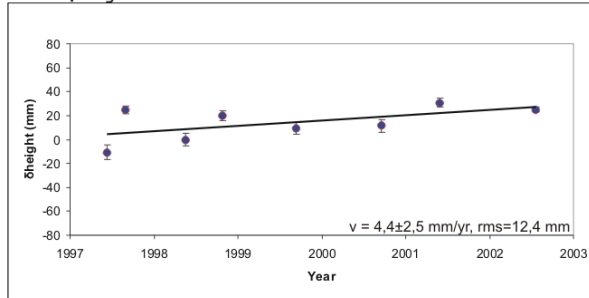


Σταθμός 41

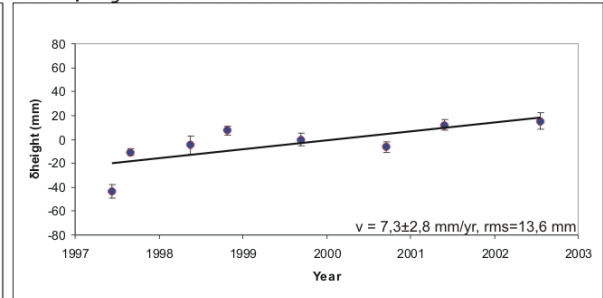


Σχήμα 5.27: Διαγράμματα κατακόρυφης μετατόπισης των σταθμών του δικτύου σε σχέση με την Κω. Οι τυπικές αποκλίσεις δίδονται στον Πίνακα 5.9.

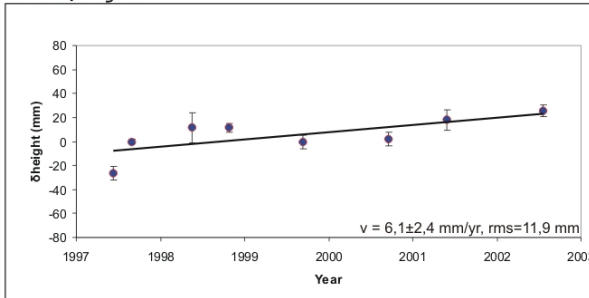
Σταθμός 46



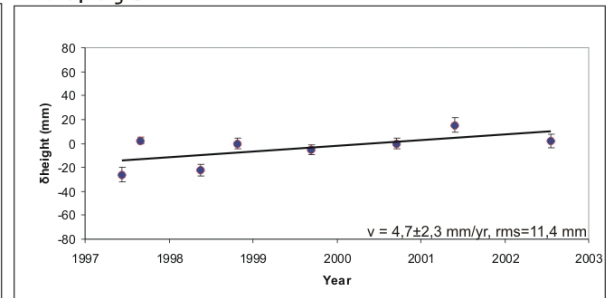
Σταθμός 49



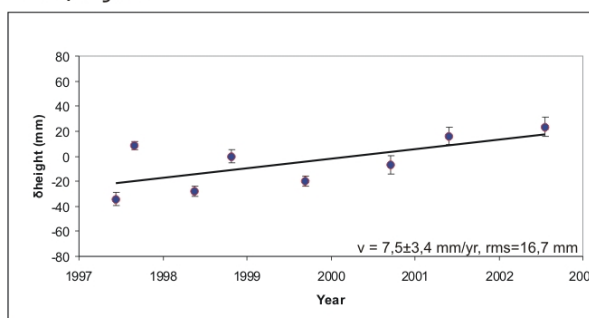
Σταθμός 52



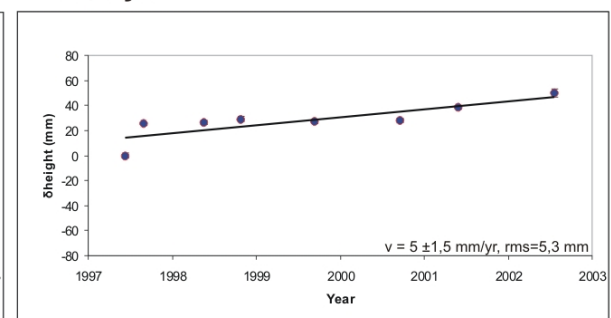
Σταθμός 54



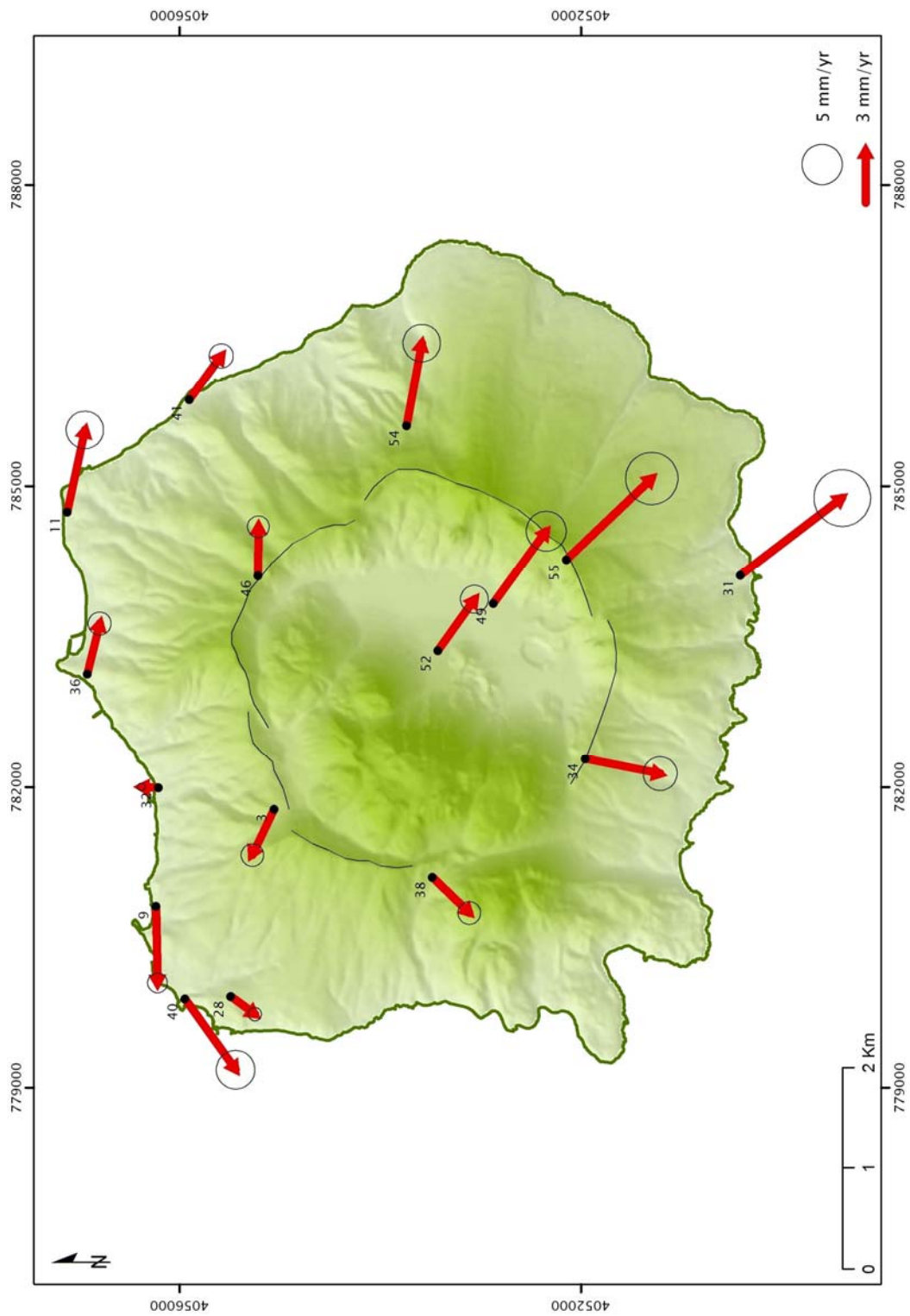
Σταθμός 55



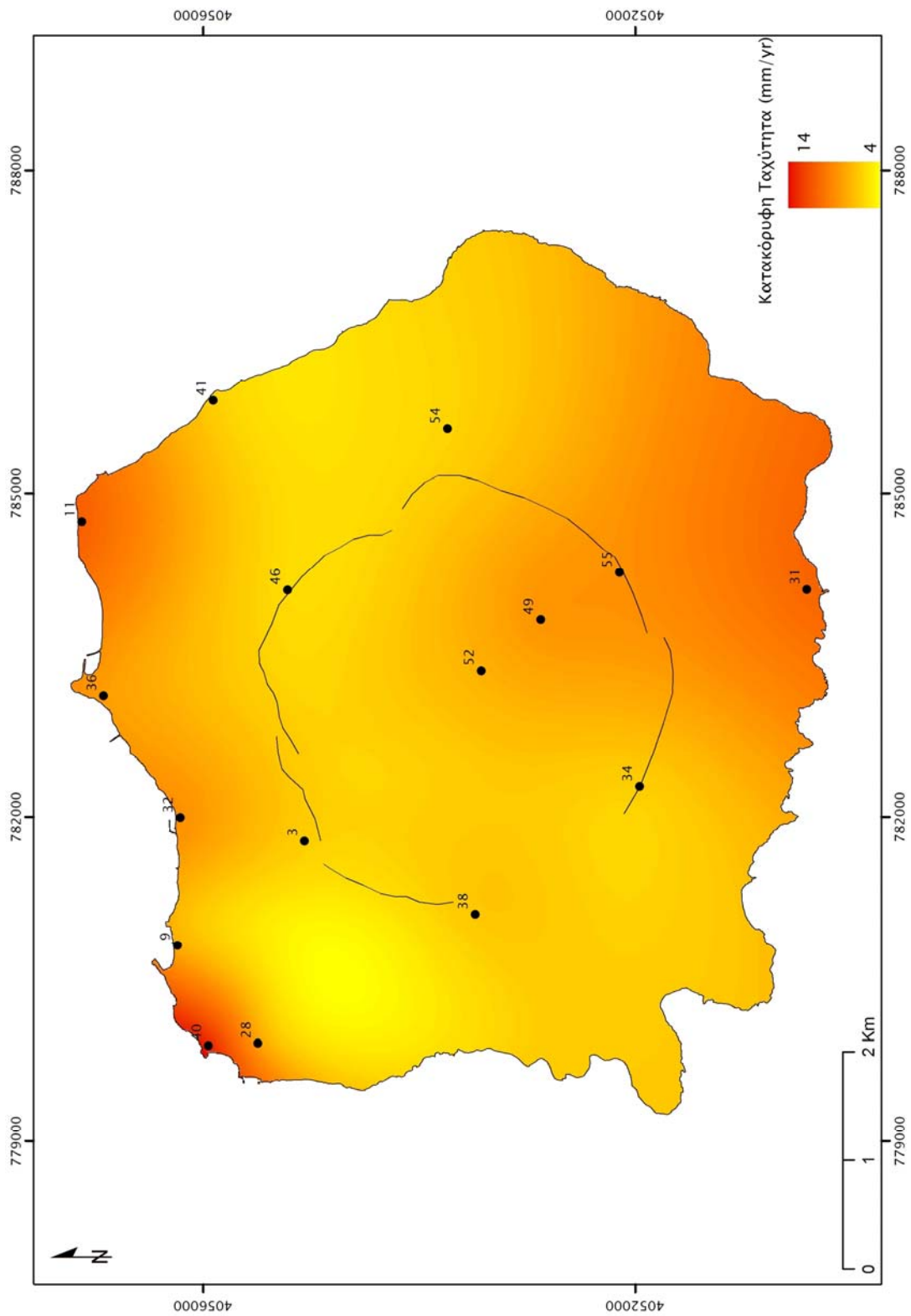
Σταθμός 9



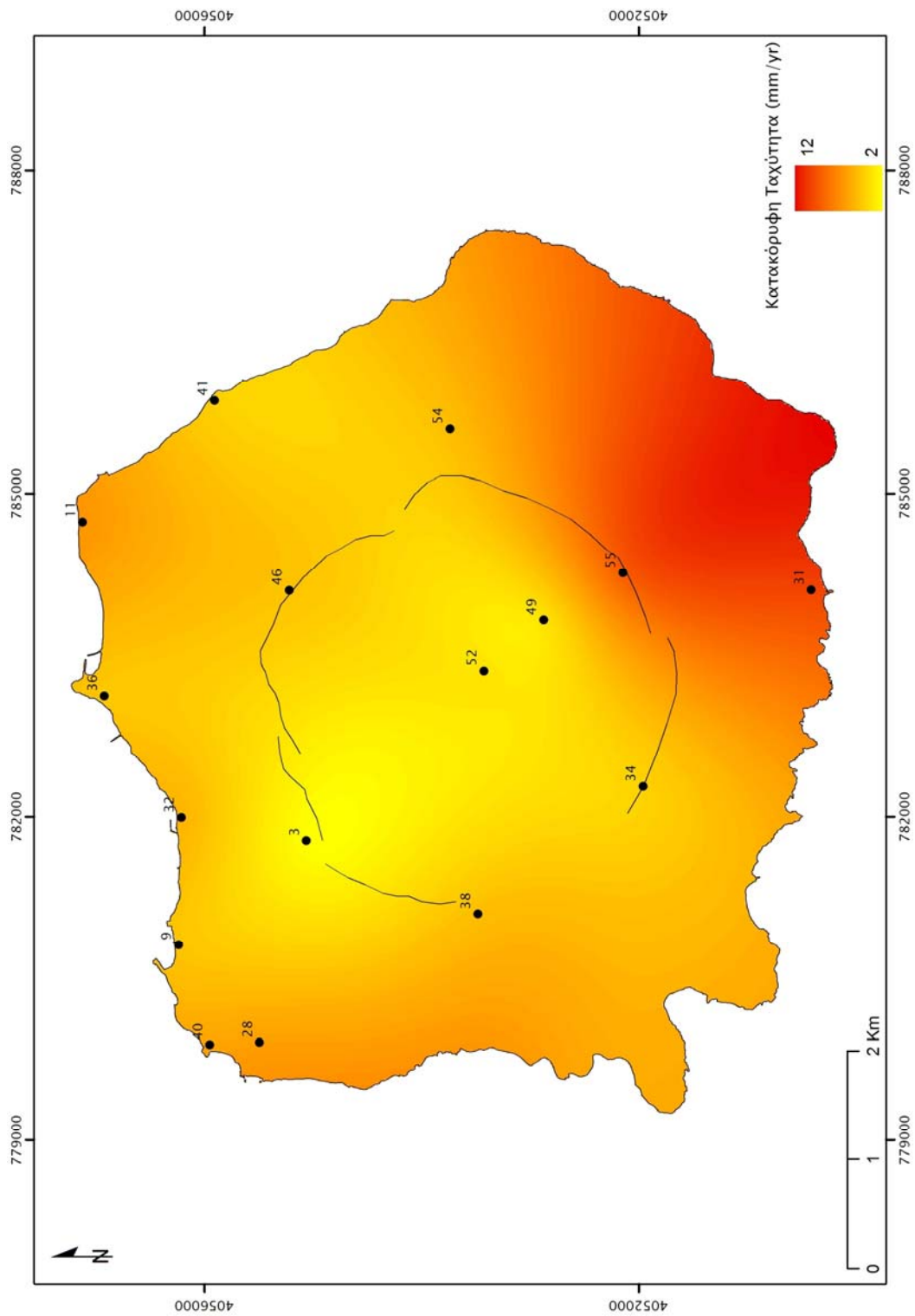
Σχήμα 5.27: Συνέχεια



Σχήμα 5.28: Οριζόντιες ταχύτητες της περιόδου 1997-2002, σε σχέση με την Κω (Σταθμός 17).



Σχήμα 5.29: Κατακάρυφες ταχύτητες της περιόδου 1997-2002. Οι κατακάρυφοι ρυθμοί μετατόπισης υπολογίστηκαν σε σχέση με την Κω (Σταθμός 17). Οι σταθμοί 28 & 38 αναφέρονται στο διάστημα 1998-2002.



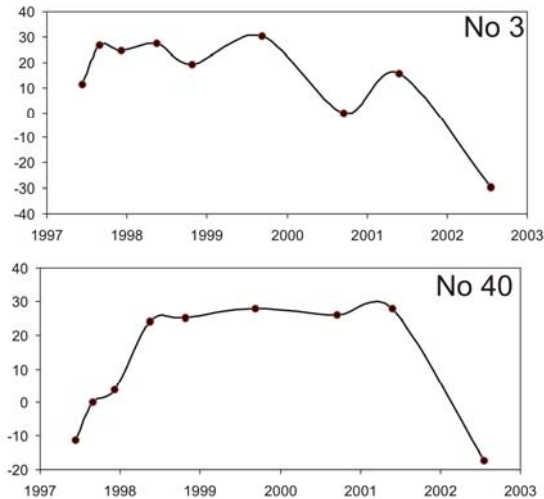
Σχήμα 5.30: Κατακόρυφες ταχύτητες της περιόδου 1998-2002. Οι κατακόρυφοι ρυθμοί μετατόπισης υπολογίστηκαν σε σχέση με την Κω (Σταθμός 17).

Ανάλυση Συν-Σεισμικής Παραμόρφωσης (1997-1998)

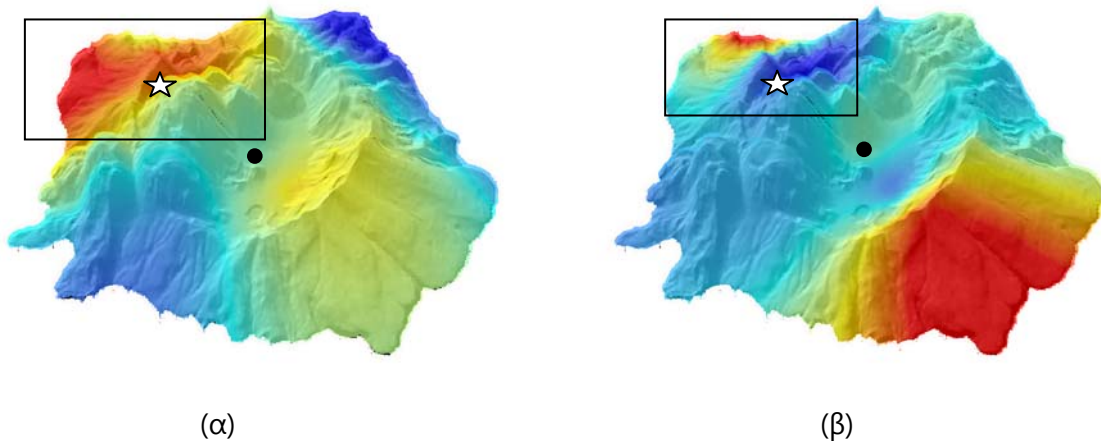
Βάσει των διαφορικών μετρήσεων GPS της παρούσας διατριβής και των χρονοσειρών παραμόρφωσης κατέστη εφικτό να αναλυθεί η χρονική και χωρική κατανομή της παραμόρφωσης και να αναγνωρισθούν μεταβολές που οφείλονται στην τελευταία δραστηριότητα του 1996-1997 (Παράρτημα 2). Από την μελέτη της χωρικής διακύμανσης της παραμόρφωσης προέκυψαν ιδιάζουσα χαρακτηριστικά του ηφαιστείου που αναπαριστούν την συμπεριφορά του ηφαιστείου σε διεργασίες διείσδυσης ηφαιστειακού υλικού, οι οποίες όμως δεν κατέληξαν σε έκρηξη. Από το είδος της διακύμανσης σε μεταγενέστερη του 2002 χρονική σειρά δεδομένων θα μπορούσε πιθανότητα να προγνωσθεί μία ανάλογη μελλοντική δραστηριότητα του ηφαιστείου ή μία διαφορετική με μεγαλύτερα πλάτη και ενδεχομένως μεγαλύτερου βαθμού επικινδυνότητας ηφαιστειακή δράση. Αυτό που είναι σημαντικό και ιδιαίτερα ευκρινές στις χρονοσειρές (Παράρτημα 2) είναι η ανύψωση (έως τα 1,5 cm ως προς τον σταθμό No 9 στο Μανδράκι, και 2 cm ως προς τον σταθμό No 52 στο κέντρο του ηφαιστείου, Σχήμα 9.8) που παρατηρήθηκε κατά την διάρκεια του 1997 (πιθανότατα και το 1996 αλλά προηγούμενες μετρήσεις του 06/1997 δεν έχουν διεξαχθεί) με μέγιστη τιμή στην ΒΔ Νίσυρο.

Βασιζόμενοι στον μαγματικό θάλαμο που προσδιορίστηκε σύμφωνα με την προσομοίωση των διαφορικών συμβολογραφημάτων (Σχήμα 5.36) (Lagios et al. 2005), στην ΒΔ καλδέρα, σε διπλανή θέση του σταθμού No 3, παρουσιάζονται οι κατακόρυφες κινήσεις του ηφαιστείου σε σχέση το κέντρο της καλδέρας (No 52) για το χρονικό διάστημα 1997 και 1998-2002 (Σχήμα 9.9). Διαπιστώθηκαν σημαντικά χαρακτηριστικά για την κατακόρυφη κίνηση του ηφαιστείου κατά την διάρκεια και μετέπειτα της σεισμικής κρίσης του 1996-1997. Τοιουτοτρόπως, κατά την διάρκεια της ενεργής σεισμικότητας, το ΒΔ τμήμα της Νισύρου ανυψώνεται με μία μέση τιμή 20 mm, ενώ το εκ διαμέτρου αντίθετο ΝΑ τμήμα ανυψώνεται επίσης αλλά με μικρότερες τιμές ανύψωσης (έως 7 mm). Το υπόλοιπο ηφαίστειο καθιζάνει. Μετέπειτα του 1998 και μετά το πέρας των σεισμών, ο σταθμός No 3, πλησίον της επιφανειακής προβολής του μαγματικού θαλάμου (6,5 km βάθος), υποδεικνύει καθίζηση (σταθμός αναφοράς No 52), και εν προκειμένω την μέγιστη (-3.6 mm/yr), όπου οι υπόλοιποι σταθμοί σε σχέση με αυτόν ανυψώνονται. Τα οριζόντια ανύσματα (ταχυτήτων) μετατόπισης συμφωνούν με τα αποτελέσματα της κατακόρυφης κίνησης, όπου στην πρώτη περίπτωση της ανυψωτικής τάσης του 1997 αποκλίνουν από

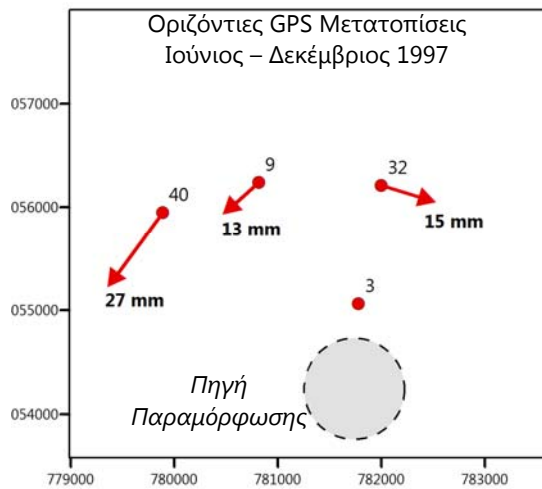
το μέγιστο της παραμόρφωσης, ενώ στην δεύτερη περίπτωση μετά το τέλος της σεισμικής-ηφαιστειακής δράσης όπου το ηφαίστειο επιδεικνύει μέγιστη καθίζηση στην ίδια περιοχή τα ανύσματα συγκλίνουν προς αυτήν (Σχήμα 9.10-11).



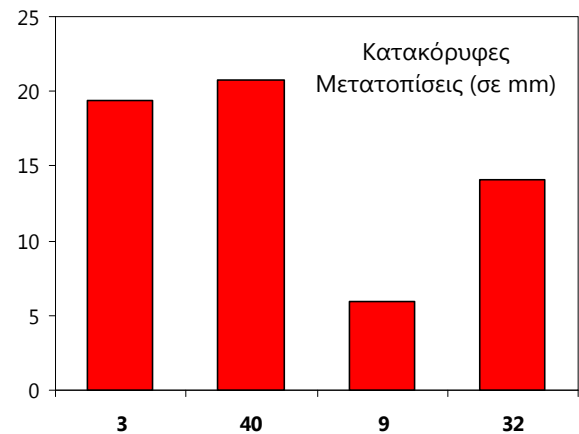
Σχήμα 9.8: Χρονοσειρές σταθμών GPS της ΒΔ Νισύρου, εκεί όπου παρατηρήθηκε η μέγιστη ανύψωση κατά την σεισμική περίοδο 1996-1997.



Σχήμα 9.9: Χάρτες τρισδιάστατης κατακόρυφης μετατόπισης με σταθμό αναφοράς τον σταθμό No 52 (κουκίδα): α) για την σεισμική περίοδο 1997, και β) για την μετασεισμική περίοδο 1998-2002. Με το τετράγωνο σημειώνεται η περιοχή μέγιστης ανύψωσης (κόκκινο χρώμα) της σεισμικής περιόδου, η οποία κατά την διάρκεια της μετασεισμικής περιόδου υποδεικνύει καθίζηση (μπλε χρώμα). Με αστερίσκο σημειώνεται ο σταθμός No 3, πλησίον της μαγματικής πηγής, ο οποίος υπέδειξε την μέγιστη καθίζηση κατά την μετασεισμική περίοδο.

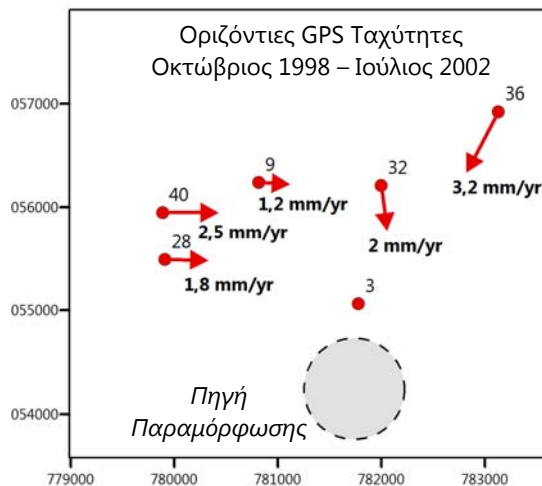


(α)

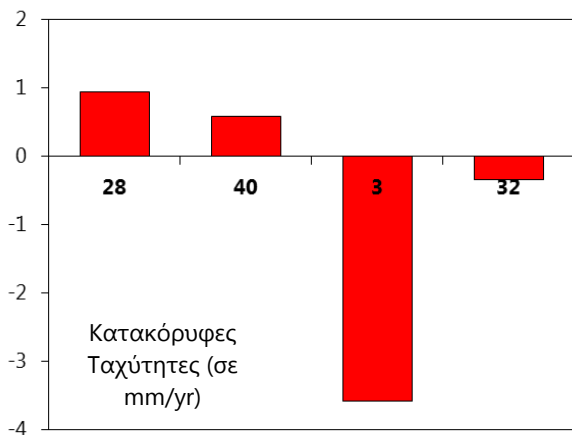


(β)

Σχήμα 9.10: (α) Απόκλιση ανυσμάτων οριζόντιας μετατόπισης GPS για την ΒΔ Νίσυρο στην περιοχή της μέγιστης ανύψωσης κατά την περίοδο της σεισμικής δραστηριότητας των μετρήσεων (1997), με σταθερό τον σταθμό Νο 3. Ο κύκλος με διακεκομμένες γραμμές αναπαριστά την μαγματική πηγή (παρούσα διατριβή, Lagios et al., 2005), (β) απεικόνιση κατακόρυφων μετατοπίσεων ως προς το κέντρο του ηφαιστείου (No 52), όπου εμφανίζεται η μέγιστη ανύψωση της ΒΔ Νισύρου, πλησίον της πηγής παραμόρφωσης.

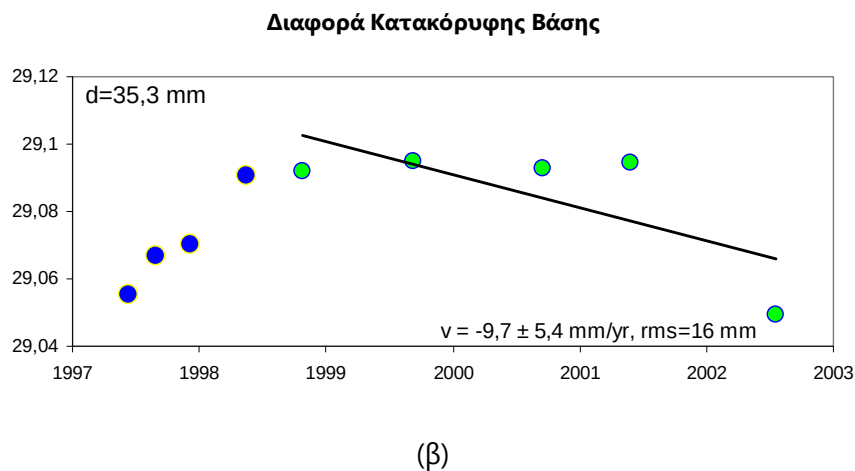
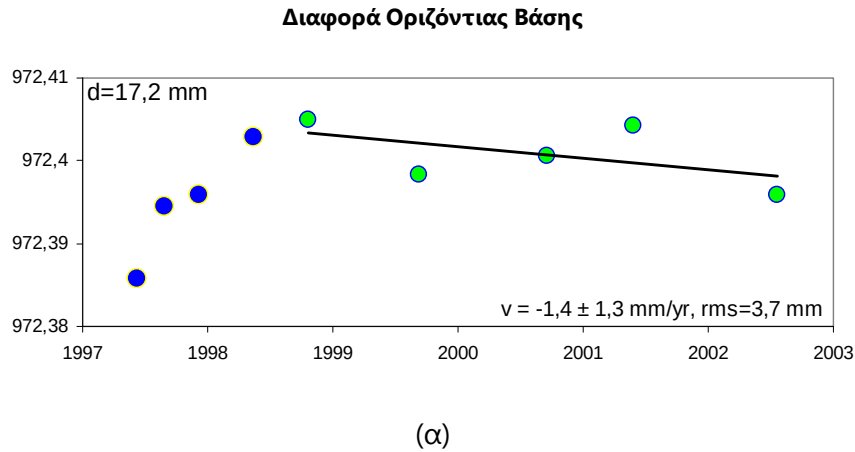


(α)



(β)

Σχήμα 9.11: (α) Σύγκλιση ανυσμάτων οριζόντιας ταχύτητας GPS στο σημείο της μέγιστης καθίζησης (No 3) μετά το τέλος της σεισμικής δραστηριότητας (1998-2002), διατηρώντας σταθερό τον σταθμό Νο 3. Σε γειτονική θέση του σταθμού Νο 3 έχει προσδιορισθεί μαγματικός θάλαμος (παρούσα διατριβή, Lagios et al., 2005), (β) απεικόνιση κατακόρυφων ταχυτήτων ως προς το κέντρο του ηφαιστείου (No 52), όπου εμφανίζεται η μεγαλύτερη καθίζηση του σταθμού Νο 3, πλησίον της πηγής παραμόρφωσης.



Σχήμα 9.12: Μεταβολή της βάσης μεταξύ των σταθμών No 9 και 40, εκατέρωθεν του σεισμικού ρήγματος στο Μανδράκι, σε οριζόντια (α) και κατακόρυφη συνιστώσα (β). Συμβολισμός: οι μπλε κύκλοι αναπαριστούν την συσσωρευτική παραμόρφωση (d) που προέκυψε κατά την διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας έως τον Μάιο του 1998, οι πράσινοι κύκλοι τον ρυθμό μεταβολής (v) για την μετασεισμική περίοδο 1998-2002.

Το σεισμικό ρήγμα στο Μανδράκι (Σχήμα 5.6) που ενεργοποιήθηκε το 1996 προκάλεσε εφελκυσμό στην περιοχή μεταξύ των σταθμών No 9 και 40, περί τα 17 mm, για το χρονικό διάστημα από τον Ιούνιο του 1997 έως τον Μάιο του 1998 (Σχήμα 9.12). Ο εφελκυσμός που υπολογίστηκε συμφωνεί με την ανύψωση που παρατηρήθηκε για την ίδια χρονική περίοδο η οποία προσεγγίζει τα 35 mm. Ωστόσο, μετά την σεισμική περίοδο δράσης του ηφαιστείου (Οκτώβριος 1998) το ρήγμα υποδεικνύει συμπίεση με ρυθμό 1,4 mm/yr που συνοδεύεται από καθίζηση της τάξης των 9 mm/yr. Επομένως, και σε αυτήν την περίπτωση από την ανάλυση της βάσης μεταξύ των σταθμών εκατέρωθεν του ρήγματος, εμφανίζεται η σεισμική ανύψωση που συνοδεύεται από εφελκυσμό και η

μετασεισμική παραμόρφωση που χαρακτηρίζεται από συμπίεση και καθίζηση, παρουσιάζεται δηλαδή ευκρινώς η μεταβολή της τάσης της εδαφικής παραμόρφωσης πριν και μετά την σεισμική περίοδο.

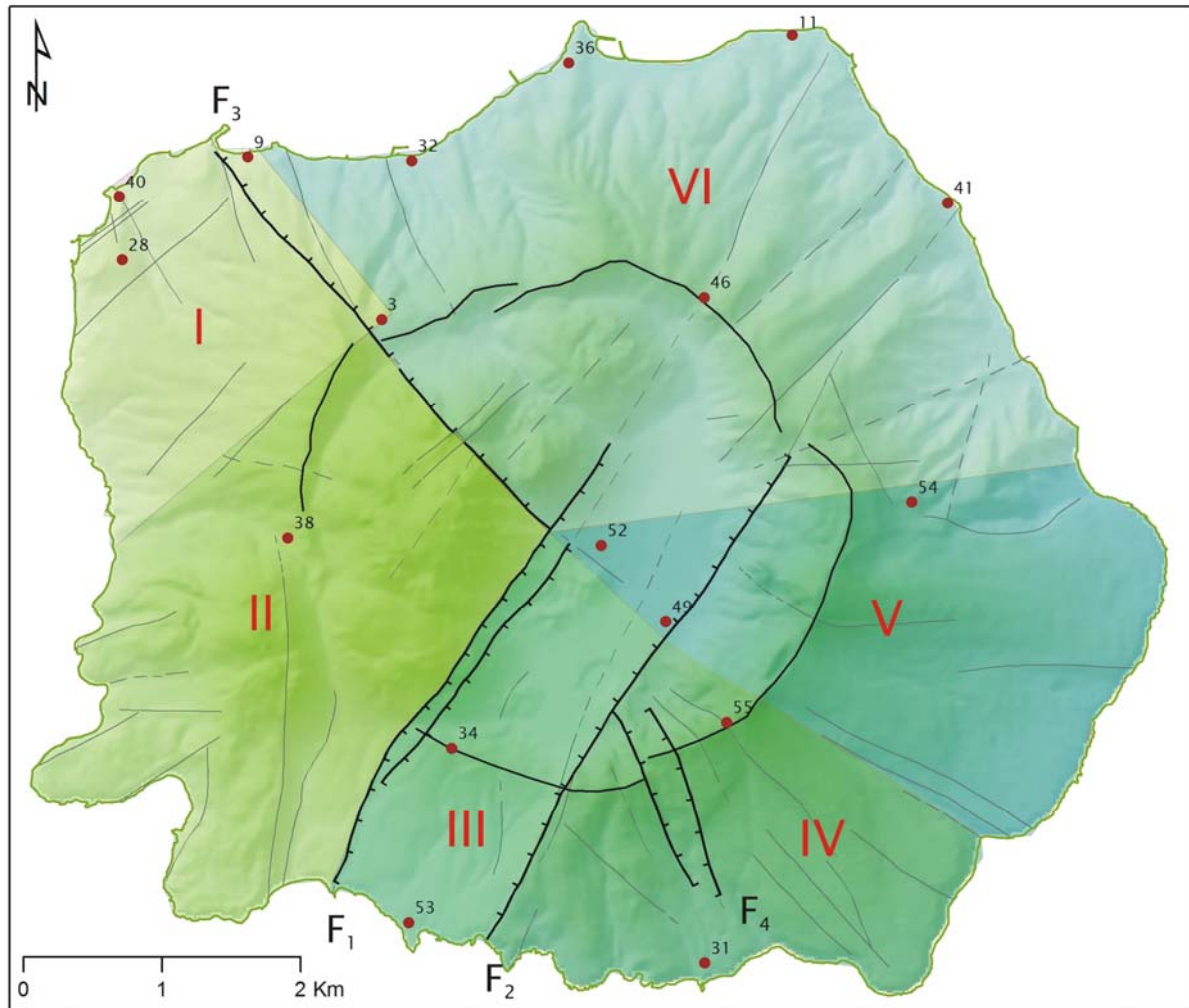
Συζήτηση-Συμπεράσματα

Η Νίσυρος εξετάσθηκε λεπτομερώς μέσω Διαφορικών Μετρήσεων GPS, για έξι συνεχόμενα έτη, από το 1997 έως και το 2002. Από την λεπτομερή ανάλυση των χρονοσειρών θεωρήθηκε απαραίτητο να διαχωριστεί η χρονική ακολουθία της παρακολούθησης του ηφαιστείου σε δύο περιόδους. Η πρώτη περίοδος αναφέρεται σε μέρος της σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώθηκε στην νήσο (1997), ενώ στην δεύτερη περίοδο μελετήθηκε η τεκτονική/ηφαιστειακή συμπεριφορά του ηφαιστείου μετά το τέλος της ενεργής σεισμικότητας (1998-2002). Τα αποτελέσματα μεταξύ των δύο περιόδων παρακολούθησης είναι αρκετά ανόμοια, τόσο στους ρυθμούς μετατόπισης όσο και στην διεύθυνση μετατόπισης. Από την τοπική επίλυση του δικτύου (σταθμός αναφοράς No 9), οι μεγαλύτερες οριζόντιες και κατακόρυφες ταχύτητες υπολογίστηκαν κατά την διάρκεια της σεισμικής περιόδου. Ανύψωση στην νήσο σημειώνεται μόνο κατά την σεισμική περίοδο, με ρυθμό μέγιστης ανύψωσης 30 mm/yr, στην ΒΔ Νίσυρο. Το υπόλοιπο νησί υποδεικνύει καθίζηση με μεγάλους ρυθμούς που προσεγγίζουν έως τα -72 mm/yr, στην ΒΑ Νίσυρο. Η καθίζηση διατηρείται και στην επακόλουθη μετασεισμική περίοδο (1998-2002), σε όλη την έκταση της Νισύρου, με μικρότερους ρυθμούς που κυμαίνονται από -2 έως -12 mm/yr (σταθμός αναφοράς No 9). Είναι ενδιαφέρον να σημειωθεί ότι, το ΒΔ τμήμα της Νισύρου αποτελεί ένα τεκτονικό ρηξιτέμαχος που υπέστη την μέγιστη ανύψωση σε ολόκληρη την γεωλογική ιστορία της νήσου. Στην περιοχή αυτή αποκαλύπτεται το αναδυόμενο υποθαλάσσιο υπόβαθρο της νήσου (Di Paola 1974), όπου έχουν ανιχνευθεί μεγάλες και γρήγορες ανοδικές κινήσεις τα τελευταία 3-4000 χρόνια (Lagios et al. 2005, Stiros 2000, Stiros et al. 2005).

Η χωρική και χρονική πληροφορία της συν-σεισμικής παραμόρφωσης του ηφαιστείου που προέκυψε στα πλαίσια της παρούσας έρευνας δύναται να χρησιμοποιηθεί ως βάση μιας μακροπρόθεσμης εκτίμησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Η μελέτη της

διεργασίας του ηφαιστείου της Νισύρου κατά την διάρκεια της περιόδου 1996-1997, η οποία δεν κατέληξε σε κάποιο ηφαιστειακό/υδροθερμικό γεγονός δύναται να χρησιμοποιηθεί στο μέλλον για την αναγνώριση όμοιων ή και μεγαλύτερης επικινδυνότητας μεταβολών των συνθηκών του ηφαιστείου. Μελλοντική παρακολούθηση του ηφαιστείου κρίνεται απαραίτητη, δεδομένου και του σημαντικού τεκτονικού ιστού της περιοχής, ο οποίος διευκολύνει την μεταφορά των ρευστών αλλά και ευνοεί πιθανές μαγματικές διεισδύσεις.

Αν αξιολογηθεί η οριζόντια κινηματική συμπεριφορά των σταθμών του δικτύου για όλες τις περιόδους παρακολούθησης (1997,44-1997,93; 1997,93-2002,55; 1998,37-2002,55), δύναται να οριοθετηθούν περιοχές που εκδηλώνουν ομοιόμορφη κίνηση. Παρέχεται επομένως, η δυνατότητα να διακριθούν περιοχές-ενότητες σύμφωνης κίνησης GPS. Στην παρούσα διατριβή καθορίστηκαν έξι διαφορετικές κινηματικές ενότητες GPS (Σχήμα 5.31). Η πρώτη ενότητα καλύπτει την ΒΔ Νίσυρο και περιλαμβάνει τους σταθμούς 9, 28, 40, 3 και 32. Οι σταθμοί 3 και 32 ευρίσκονται πλησίον της ρηξιγενούς ζώνης F_3 από την οποία και επηρεάζονται, αποκλίνοντας σε μερικές περιπτώσεις από τους υπόλοιπους σταθμούς της ίδιας ενότητας. Ωστόσο, βάσει της εν λόγω απόκλισης, ο σταθμός 32 δύναται να ενταχθεί και σε επόμενη ενότητα που καλύπτει την ΒΑ Νίσυρο. Η τελευταία, αποτελείται από τους σταθμούς 11, 36, 41 και 46. Η Κεντρική Νίσυρος, με τους σταθμούς 49, 52 και 54, σχηματίζει μια τρίτη κινηματική ενότητα που διαχωρίζεται από την Νότια Νίσυρο και τους σταθμούς 55 και 31 που αποτελούν την τέταρτη ενότητα. Οι δύο εναπομείναντες σταθμοί 38 και 34 απαρτίζουν ο καθένας από μία διαφορετική ενότητα. Είναι χαρακτηριστική η οριοθέτηση της ενότητας του σταθμού 34 από δύο κύριες ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες ελέγχουν δυναμικά την κίνησή του. Σε γενικές γραμμές, οι έξι διαφορετικές κινηματικές ενότητες GPS διαφοροποιούνται τόσο μέσω της ηφαιστειακής δομής αλλά και του τεκτονικού ιστού της νήσου.



Σχήμα 5.31: Σχηματικός χάρτης απεικόνισης των κινηματικών ενότητων της Νισύρου βάσει των αποτελεσμάτων GPS, για την περίοδο 1998-2002. Τα όρια των ενότητων ορίζονται στις περισσότερες των περιπτώσεων από ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής. Τα κύρια και δευτερεύοντα συστήματα ρηγμάτων ακολουθούν τους Paranikolaou et al. (1991).

Ο υπολογισμός των μέσων ταχυτήτων ανά ενότητα GPS, διατηρώντας σταθερό τον σταθμό No 9 στο Μανδράκι (Πίνακας 5.10), υποδεικνύει τις μεγαλύτερες μέσες ταχύτητες στην ΝΑ Νίσυρο ($5 \pm 1,9$ mm/yr). Η ΒΔ Νίσυρος εμφανίζει αμελητέα κίνηση με $0,2 \pm 2$ mm/yr. Αντιθέτως, με σταθμό αναφοράς τον No 52, ο οποίος επελέγη συμπληρωματικά διότι βρίσκεται στο κέντρο της καλδέρας, και πιθανότατα αναπαριστά ευκρινέστερα την κίνηση του ηφαιστείου, απεδόθη διαφορετική κινηματική συμπεριφορά. Η μεγαλύτερη μέση ταχύτητα υπολογίστηκε στον σταθμό 38 της ενότητας II ($5,6 \pm 3,1$ mm/yr), ενώ οι αμέσως επόμενες στις ενότητες III και VI (Πίνακας 5.11).

Πίνακας 10

Μέση Ταχύτητα Κινηματικών Ενοτήτων GPS (mm/yr)-Σταθμός Αναφοράς Νο 9

Ενότητα	Μέση Ταχύτητα	Μέσο σφάλμα
I	0,2	2,0
II	3,7	3,1
III	3,3	2,1
IV	5,0	1,9
V	2,1	2,4
VI	3,5	1,7

Πίνακας 11

Μέση Ταχύτητα Κινηματικών Ενοτήτων GPS (mm/yr)- Σταθμός Αναφοράς Νο 52

Ενότητα	Μέση Ταχύτητα	Μέσο σφάλμα
I	2,8	2,1
II	5,6	3,1
III	3,9	2,1
IV	3,0	1,9
V	1,6	2,5
VI	3,9	1,7

Η τοπική επίλυση του δικτύου της Νισύρου καθώς και η επίλυση του δικτύου ως προς την Κω υποδεικνύουν εφελκυστικό καθεστώς μεταξύ της Βόρειας και Νότιας Νισύρου, σε μία ζώνη με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Το αποτέλεσμα αυτό είναι συμβατό με την ζώνη της ίδιας ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, όπου κατά τους Tibaldi et al. (2008) προσανατολίζονται τα ηφαιστειακά κέντρα της Νισύρου. Η ζώνη αυτή τέμνει το κέντρο του ηφαιστείου και διευκολύνει την τυχόν άνοδο του μάγματος στη επιφάνεια.

Οι Tibaldi et al. (2008) αναφέρουν επίσης καθίζηση στην ΝΑ Νίσυρο, τόσο στην χέρσο όσο και στον υποθαλάσσιο χώρο, η οποία παρουσιάζει διευθύνσεις μετατόπισης προς τα ΝΑ, γεγονός που είναι συμβατό με τα αποτελέσματα GPS της παρούσης έρευνας. Ομοίως, η εξεταζόμενη ζώνη μέγιστης ανύψωσης στην ΒΔ πλευρά της νήσου αντιστοιχεί με την παρατηρηθείσα περιοχή μέγιστης ανύψωσης των παρόντων μετρήσεων GPS.

Ανύψωση στην ΒΔ Νίσυρο (14 cm), υπολόγισαν επίσης και οι Sachpazi et al. (2002) μέσω διαφορικών συμβολογραφημάτων, για την περίοδο 1995-1997. Όμοια ανυψωτική κίνηση του ΒΔ τμήματος της Νισύρου αναφέρθη από τους Sykioti et al. (2003) μεταξύ του 1995 και του Μαΐου του 1998, που μεταβάλλεται σε καθίζηση από τα μέσα του 1998 έως το 2000. Τα γεγονότα της ανύψωσης και της επακόλουθης καθίζησης της ΒΔ Νισύρου συμφωνούν απόλυτα με τα αποτελέσματα της παρούσης έρευνας.

Συμπερασματικά, η παραμόρφωση που παρατηρήθηκε στην Νίσυρο με την τεχνική GPS, ερμηνεύεται τόσο με κινήσεις ρηξιτεμάχων, κυρίως κατά μήκος των δύο κύριων ρηξιγενών ζωνών F1 και F3, όσο και με ηφαιστειακή δραστηριότητα των μαγματικών θαλάμων της γειτονικής περιοχής. Στην ευρύτερη περιοχή Κω-Νισύρου υποδεικνύεται η ύπαρξη δύο μαγματικών θαλάμων (Lagios et al. 2005). Αρχικά, βάσει χημικών αναλύσεων, προσδιορίστηκαν αυξημένες αναλογίες H_2S/CO_2 και μειωμένα ποσοστά CH_4/CO_2 που δείχνουν να οφείλονται σε τροφοδότηση μάγματος, πιθανότατα σε κάποιο μαγματικό θάλαμο, κατ' επέκταση σε τροφοδότηση του τοπικού υδροθερμικού συστήματος (Brombach et al. 2001). Επί πλέον, οι μεγαλύτερες μαγματικές ροές φαίνεται να συμβαίνουν κάτωθεν των κύριων υδροθερμικών κρατήρων, στην πεδιάδα του Λακκί (Chiodini et al. 2002, Brombach et al 2003).

Οι Ακουστικό-Μαγνητοτελλουρικές Μετρήσεις (AMT) που πραγματοποιήθηκαν στο υψηλής ενθαλπίας γεωθερμικό πεδίο της Νισύρου (Lagios 1991, Dawes & Lagios 1991), υποδεικνύουν δύο αγωγίμους σχηματισμούς κάτωθεν του κεντρικού τμήματος της Νισύρου. Οι δύο αυτοί αγωγοί, ενώνονται μεταξύ τους σε μεγαλύτερα βάθη 6-9 km, σχηματίζοντας ένα μεγαλύτερο αγωγίμο σχηματισμό, ο οποίος βρίσκεται περίπου στο κέντρο του νησιού, στην συμβολή των δύο ρηξιγενών ζωνών F1 και F3. Επί προσθέτως, η γεωφυσική ανάλυση υποστηρίζει την παρουσία ενός δεύτερου μαγματικού θαλάμου, που εντοπίζεται στον υποθαλάσσιο χώρο, μεταξύ των νήσων Γυαλιού και Νισύρου (Lagios et al. 2005). Η σεισμολογική ανάλυση από τοπικό σεισμολογικό δίκτυο (Sachpazi et al 2002) υποδεικνύει την ύπαρξη μιας ασεισμικής περιοχής, περίπου 5 km βόρεια της Νισύρου, που συμφωνεί με την θέση του μαγματικού θαλάμου. Στην ίδια περιοχή επαληθεύεται από σεισμική μελέτη (Makris & Chonia 1999), ηφαιστειακή διείσδυση από έναν μεγαλύτερο μαγματικό όγκο που βρίσκεται νοτιότερα. Ο υποθετικός αυτός μαγματικός θάλαμος συμπίπτει με την τομή κύριων υποθαλάσσιων ρηξιγενών ζωνών. Δύο ηφαιστειακά κέντρα, ένα στην Νίσυρο, σε βάθος 5500 ± 500 m και ένα στον θαλάσσιο χώρο, ΑΝΑ του Γυαλιού, σε

βάθος 6500 ± 500 m υπολογίστηκαν από τους Lagios et al. (2005) βάσει εφαρμογής συνδυασμού μοντέλου σημειακής πηγής "Mogi" (Mogi 1958) και των μεθόδων DGPS και DInSAR.

Οι Gottsman et al. (2007) από συνδυασμό γεωδαιτικών, βαρυτομετρικών, σεισμικών και ηλεκτρομαγνητικών καταγραφών υποδεικνύουν ότι στην τρέχουσα περίοδο οποιοσδήποτε μηχανισμός στην Νίσυρο είναι βραχυπρόθεσμος και σχετίζεται με διαδικασίες απαέρωσης του υδροθερμικού υδροφόρου ορίζοντα. Το πλάτος του καταγραφόμενου γεωδαιτικού και βαρυτομετρικού σήματος είναι συγκρίσιμο με τα πλάτη άλλων καλδέρων που κατά περιόδους εκδηλώνουν δραστηριότητα. Επί πλέον, δραστηριότητες αυτού του είδους υποδεικνύουν ότι η ρηχή μετανάστευση του νερού - ρευστών μπορεί να συμβάλει σημαντικά στην περιοδική ανησυχία του ηφαιστείου και την απουσία των εκρήξεων κατά την διάρκεια αυτών των περιόδων. Πρόσφατη μικροβαρυτομετρική παρακολούθηση διεξήχθη στην Νίσυρο (Di Filippo & Toro 2005, Colombi et al. 2005) κατά την χρονική περίοδο 2001-2003 και υποδεικνύει μεταβολές βαρύτητας που αποδίδονται ευκρινώς σε μεταβολές της μάζας του ηφαιστειακού συμπλέγματος. Η μέγιστη τιμή 60 μGal σημειώνεται στον κρατήρα Στέφανο. Η παρατηρηθείσα αύξηση της βαρύτητας υποδηλώνει μαγματική δραστηριοποίηση στην περιοχή που φέρει την πιο πρόσφατη ηφαιστειακή δραστηριότητα της Νισύρου.

Οι Lagios et al. (2007) περιγράφουν το ηφαίστειο της Νισύρου, για το διάστημα 2000-2002, βάσει επίγειων και δορυφορικών θερμικών εικόνων (Landsat-7 ETM⁺, band 6). Παρουσιάζουν την ύπαρξη μιας θερμικής ανωμαλίας στο εσωτερικό της καλδέρας. Η ανωμαλία αυτή που εμφανίζει υψηλότερες θερμοκρασίες από τις γειτονικές περιοχές κατά $5-10^{\circ}\text{C}$, σχετίζεται κυρίως με τους μεγαλύτερους υδροθερμικούς κρατήρες. Επί πλέον, η θερμοκρασία του εδάφους, για το διάστημα παρακολούθησης 2000-2002, αυξήθηκε εντός του κύριου κρατήρα Στεφάνου κατά 4°C ($\pm 2^{\circ}\text{C}$).

5.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ

Η τεχνική της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ (DInSAR) εφαρμόστηκε στην Νίσυρο για την μελέτη της ευρύτερης παραμόρφωσης της νήσου. Από 19 εικόνες δορυφόρων ERS-1, ERS-2 και 9 εικόνες δορυφόρων ENVISAT (Πίνακας 5.12), δημιουργήθηκαν 10 ζεύγη συμβολομετρίας SAR. Κάθε δύο εικόνες που αποτέλεσαν τα ζεύγη, διαχωρίζονται χρονικά από ένα έως και τρία έτη, προκειμένου να αυξηθούν τα επίπεδα συνάφειας, ενώ επί πλέον για τον λόγο αυτόν επελέγησαν ζεύγη με κάθετη απόσταση μεταξύ των τροχιών των δορυφόρων ($B_{\perp}$) μικρότερη από 100 m (Πίνακας 5.13).

Λόγω τεχνικών προβλημάτων των εικόνων, αλλά και των τροχιακών δεδομένων του δορυφόρου ERS-2 που, όπως ανακοινώθηκε από την Ευρωπαϊκή Διαστημική Υπηρεσία (ESA) σημειώθηκε τον Φεβρουάριο του 2001, δεν κατέστη δυνατή η εφαρμογή πολλών εικόνων αρχείου SAR. Επί πλέον, δεν κατέστη δυνατόν να παραχθούν περισσότερα συμβολογραφήματα εικόνων ENVISAT, αφ' ενός διότι δεν αποκτήθηκαν από την ESA όλες οι υπό παραγγελία εικόνες, και αφ' ετέρου οι υπόλοιπες εικόνες δεν σχημάτιζαν ζεύγη συμβολομετρίας λόγω των μεγάλων τιμών $B_{\perp}$.

Πίνακας 5.12

Αρχείο Δορυφορικών Εικόνων ERS & ENVISAT

No	Δορυφόρος	Τροχιά	Ημερομηνία
1	ERS 1	6264	26-Σεπ-1992
2	ERS 1	8769	20-Μαρ-1993
3	ERS 1	12276	20-Νοε-1993
4	ERS 1	20135	22-Μάιος-1995
5	ERS 1	21638	04-Σεπ-1995
6	ERS 1	23642	22-Ιαν-1996
7	ERS 1	25145	06-Μάιος-1996
8	ERS 2	2967	14-Νοε-1995
9	ERS 2	5973	11-Ιουν-1996
10	ERS 2	6975	20-Αυγ-1996
11	ERS 2	10482	22-Απρ-1997
12	ERS 2	20001	16-Φεβ-1999
13	ERS 2	22005	06-Ιουλ-1999
14	ERS 2	24009	23-Νοε-1999
15	ERS 2	25512	07-Μαρ-2000
16	ERS 2	38037	30-Ιουλ-2002
17	ERS 2	42045	06-Μάιος-2003

18	ERS 2	24188	05-Δεκ-1999
19	ERS 2	28196	10-Σεπ-2000
20	ENVISAT	4076	10-Δεκ-2002
21	ENVISAT	7082	08-Ιουλ-2003
22	ENVISAT	8084	16-Σεπ-2003
23	ENVISAT	8585	21-Οκτ-2003
24	ENVISAT	9179	02-Δεκ-2003
25	ENVISAT	11684	25-Μάιος-2004
26	ENVISAT	14690	21-Δεκ-2004
27	ENVISAT	18197	23-Αυγ-2005
28	ENVISAT	20702	14-Φεβ-2006

Πίνακας 5.13

Χαρακτηριστικά Δορυφορικών Απεικονίσεων SAR-ASAR

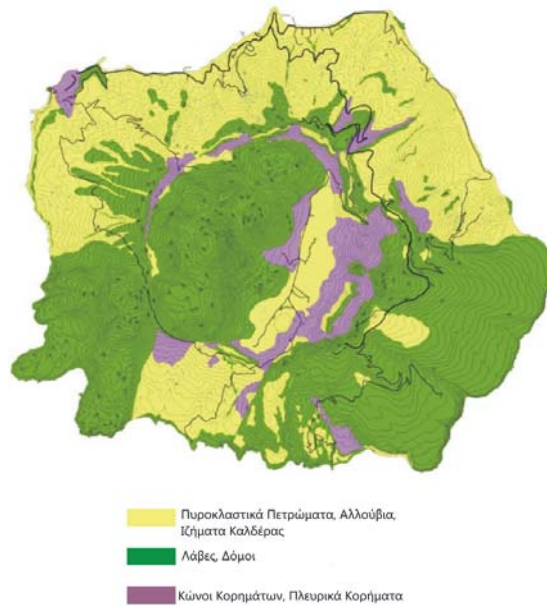
Ημερομηνία	Δορυφόρος	Τροχιά	Στοιχεία Τροχιάς	Διέλευση	Διαφορά Χρόνου (ημέρες)	$B_{\perp}$ (m)	H_a^* (m)
26-Σεπ-1992	ERS 1	6264	107/2871	Καθοδική	969	25	377
22-Μάιος-1995	ERS 1	20135	107/2871	Καθοδική			
22-Μάιος-1995	ERS 1	20135	107/2871	Καθοδική	245	85	111
22-Ιαν-1996	ERS 1	23642	107/2871	Καθοδική			
04-Σεπ-1995	ERS 1	21638	107/2871	Καθοδική	351	58	162
20-Αυγ-1996	ERS 2	6975	107/2871	Καθοδική			
11-Ιουν-1996	ERS 2	5973	107/2871	Καθοδική	1120	41	230
06-Ιουλ-1999	ERS 2	22005	107/2871	Καθοδική			
05-Δεκ-1999	ERS 2	24188	286/729	Ανοδική	280	92	102
10-Σεπ-2000	ERS 2	28196	286/729	Ανοδική			
07-Μαρ-2000	ERS 2	25512	107/2871	Καθοδική	875	12	785
30-Ιουλ-2002	ERS 2	38037	107/2871	Καθοδική			
10-Δεκ-2002	ENVISAT	4076	14/2871	Ανοδική	316	91	103
21-Οκτ-2003	ENVISAT	8585	14/2871	Ανοδική			
02-Δεκ-2003	ENVISAT	9179	107/2871	Ανοδική	385	75	125
21-Δεκ-2004	ENVISAT	14690	107/2871	Ανοδική			
25-Μάιος-2004	ENVISAT	11684	107/2871	Ανοδική	455	18	522
23-Αυγ-2005	ENVISAT	18197	107/2871	Ανοδική			
21-Δεκ-2004	ENVISAT	14690	107/2871	Ανοδική	420	262	36
14-Φεβ-2006	ENVISAT	20702	107/2871	Ανοδική			

*: Ασάφεια Υψομέτρου = $9410 / B_{\perp}$

Με την επεξεργασία 18 δορυφορικών εικόνων παρήχθησαν δέκα διαφορετικά συμβολογραφήματα, που καλύπτουν συνολικά την περίοδο από το 1992 έως και το 2006. Έως τον Ιούλιο του 2002, χρησιμοποιήθηκαν εικόνες ERS, ενώ από τον Δεκέμβριο του 2002 και μετέπειτα εικόνες ENVISAT. Η επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων ERS πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό *EarthView InSAR* v.3.1 (Παράγραφος 3.1.5), ενώ η επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων ENVISAT με το λογισμικό *GAMMA Remote Sensing*. Για την αφαίρεση της τοπογραφίας από τα διαφορετικά συμβολογραφήματα χρησιμοποιήθηκε ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου υψηλής ανάλυσης 2 m (Vassilopoulou & Hurni 2001). Βάσει του τελευταίου, δύναται να ειπωθεί ότι το ανάγλυφο αφαιρέθηκε με μεγάλη ακρίβεια, και οποιοσδήποτε κροσσός συμβολής απομένει στο συμβολογράφημα θα αναπαριστά την εδαφική μετατόπιση.

Η ανάλυση DInSAR υποδεικνύει ότι η συνάφεια, ως παράμετρος που χαρακτηρίζει την ποιότητα του συμβολογραφήματος, τυγχάνει συστηματική σε όλα τα παραχθέντα συμβολογραφήματα (Σχήμα 5.34). Οι πιο ανοιχτόχρωμες περιοχές αντιστοιχούν σε ζώνες καλής συνάφειας, οι γκρι περιοχές σε σχεδόν καλή συνάφεια, ενώ οι σκουρόχρωμες περιοχές σε χαμηλή συνάφεια. Πιο συγκεκριμένα, το ΝΔ και ΝΑ τμήμα της Νισύρου παρουσιάζει καλή συνάφεια, ενώ το βόρειο τμήμα καθώς και το μεγαλύτερο μέρος της καλδέρας χαρακτηρίζεται από χαμηλή συνάφεια, με αποτέλεσμα να παρατηρείται απώλεια της πληροφορίας μέσα σε αυτές τις ζώνες. Η ζώνη χαμηλής συνάφειας που εντοπίζεται στο βόρειο τμήμα της Νισύρου αποδίδεται στην βλάστηση και στις καλλιέργειες, ενώ οι απότομες κλίσεις της παρυφής της καλδέρας και οι καλλιέργειες στο επίπεδο τμήμα της, είναι εκείνες που οφείλονται για την ζώνη χαμηλής συνάφειας, η οποία τοποθετείται στο μεγαλύτερο μέρος της καλδέρας. Ωστόσο, η σύγκριση των χαρτών συνάφειας και ενός απλοποιημένου γεωλογικού χάρτη της Νισύρου (Σχήμα 5.32) υποδεικνύει την ταύτιση μεταξύ περιοχών με καλή και χαμηλή συνάφεια και περιοχών αποτελούμενες από λάβες και πυροκλαστικές σειρές, αντίστοιχα.

Στις αρχές του 1996 παρατηρήθηκε έντονη σεισμική δραστηριότητα στην Νίσυρο, η οποία διήρκησε έως το τέλος του 1997. Τα διαφορετικά συμβολογραφήματα που παρήχθησαν, καλύπτουν επίσης χρονικά την περίοδο της έντονης σεισμικής δράσης, ώστε να είναι εφικτό να μελετηθεί η παραμόρφωση της περιοχής κατά την διάρκεια της έξαρσης της σεισμικότητας, αλλά και της προγενέστερης και μεταγενέστερης χρονικής περιόδου.



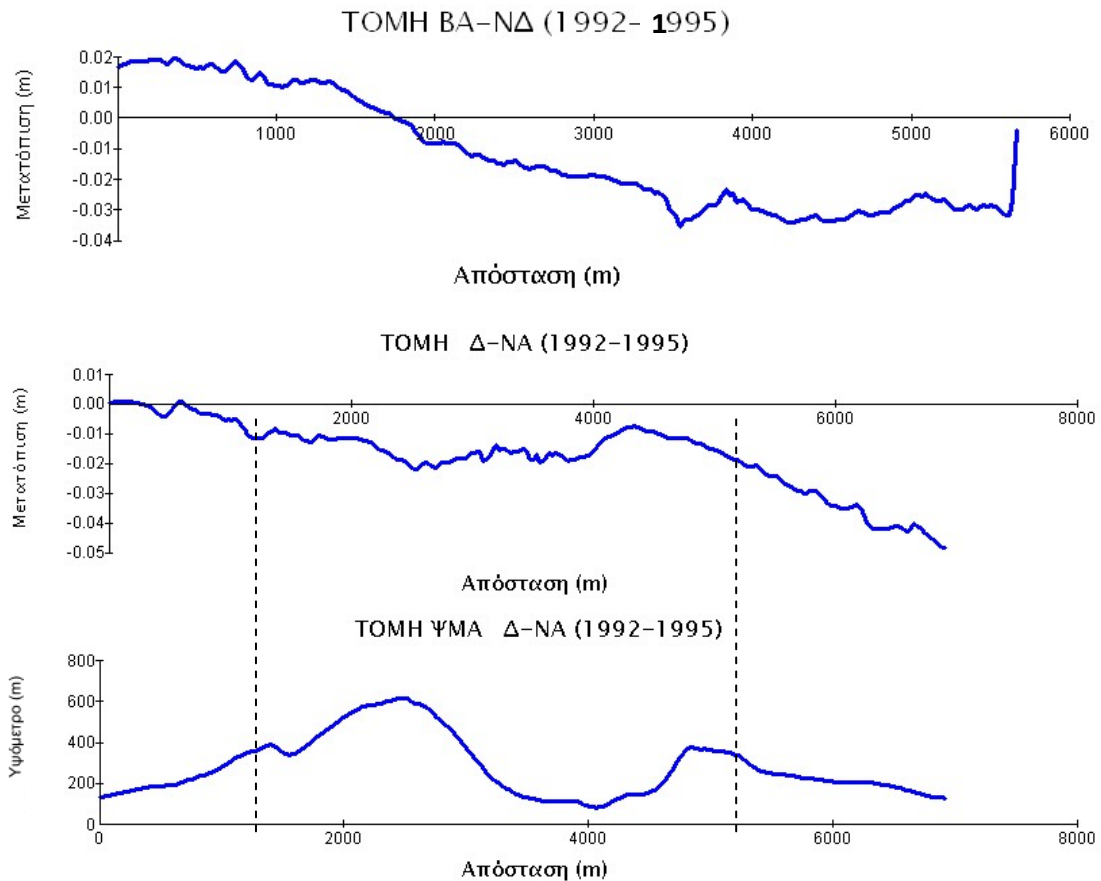
Σχήμα 5.32: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Νισύρου. Τα πυροκλαστικά πετρώματα καλύπτουν σχεδόν όλο το βόρειο τμήμα, ενώ οι λάβες κυριαρχούν στο κέντρο-δυτικό και ΝΑ τμήμα της νήσου.

Τοιουτοτρόπως, δύναται να ελεγχθεί η επίδραση της σεισμικότητας στην ενεργή παραμόρφωση και να εξαχθούν συμπεράσματα για το κατά πόσο η επίδραση αυτή μπορεί να είναι εμφανής στα συμβολογραφήματα. Αναφορικά με τα προκύψαντα διαφορικά συμβολογραφήματα και τις αντίστοιχες χρονικές περιόδους παρακολούθησης παρατηρήθηκαν τα παρακάτω:

Σεπτέμβριος 1992-Μάιος 1995

Το διαφορικό συμβολογράφημα που καλύπτει την περίοδο 1992-1995 (Σχήμα 5.34α) εμφανίζει παραπάνω από δύο κροσσούς παραμόρφωσης. Ο πρώτος κροσσός τοποθετείται στην Νότια Νίσυρο και ο δεύτερος στην ΒΔ. Ο ρηξιγενής ιστός της περιοχής φαίνεται να επιδρά στον νότιο κροσσό, στο ΝΔ τμήμα της Νισύρου, όπου παρατηρείται μία διακοπή στην συνέχιση του κροσσού, στην θέση που συναντάται η κύρια ρηξιγενής ζώνη F_1 . Η τελευταία, σε συνδυασμό με τα δευτερεύοντα ρήγματα που ευρίσκονται στην γειτνίασα περιοχή, έχουν ενδεχομένως συμβάλλει στην μετάθεση του κροσσού σε βορειότερη θέση. Από την μεταβολή της μετατόπισης σε σχέση με την απόσταση απεδείχθη ότι η μέγιστη σχετική ανύψωση (32 mm) εμφανίζεται στην Βόρεια Νίσυρο

(Σχήμα 5.33α). Τα παρακάτω διαγράμματα ωστόσο αφορούν κυρίως την Κεντρική και Νότια Νίσυρο, ενώ ελάχιστη πληροφορία απεκτήθη για την Βόρεια Νίσυρο, λόγω της πολύ χαμηλής συνάφειας. Κύριο χαρακτηριστικό των προκυπτουσών τομών αποτελεί η σταδιακή ανύψωση από την Νότια προς την Βόρεια Νίσυρο.



Σχήμα 5.33: (α) Τομές εδαφικής μετατόπισης σε σχέση με την απόσταση, για το συμβολογράφημα της περιόδου 1992-1995. Οι διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν την καλδέρα.

Μάιος 1995-Ιανουάριος 1996

Το διαφορικό συμβολογράφημα της περιόδου 1995-1996 αναπαριστά την κατάσταση στην Νίσυρο, κυρίως πριν την έναρξη της σεισμικής περιόδου (Σχήμα 5.34β). Παρατηρείται παραπάνω από ένας κροσσός παραμόρφωσης, ο οποίος υποδηλώνει ανύψωση περίπου 35 mm για την ΒΔ Νίσυρο. Ο εσωτερικός κροσσός με ένα σχεδόν

κυκλικό σχήμα καλύπτει ένα μεγάλο τμήμα της νήσου, ενώ ο δεύτερος κροσσός εντοπίζεται στην ΔΝΔ άκρη της.

Σεπτέμβριος 1995-Αύγουστος 1996

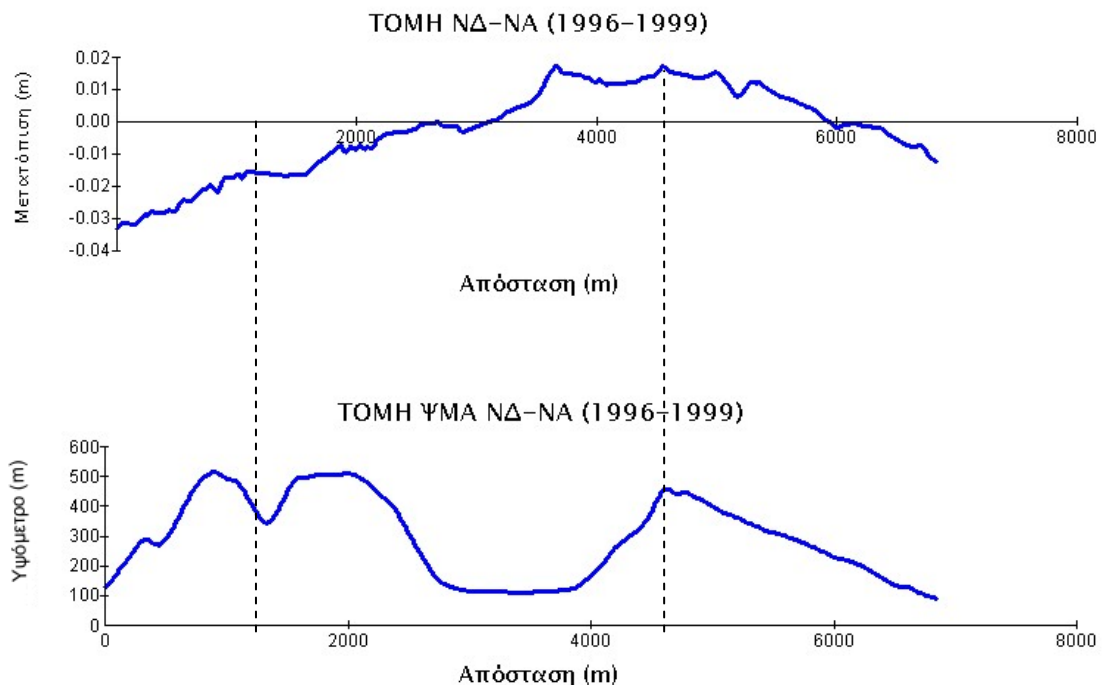
Το παρόν διαφορικό συμβολογράφημα καλύπτει ένα μεγάλο μέρος της σεισμικής περιόδου. Παρατηρήθηκαν δύο κροσσοί παραμόρφωσης που καλύπτουν όλη την Νίσυρο (Σχήμα 5.34γ). Όπως διακρίνεται από το συμβολογράφημα, η ΒΔ Νίσυρος φαίνεται να είναι η περιοχή η οποία επηρεάστηκε από τα σεισμικά γεγονότα. Στην περιοχή αυτή υπολογίστηκε η μέγιστη σχετική ανύψωση 63 mm.

Ιούνιος 1996-Ιούλιος 1999

Στο διαφορικό συμβολογράφημα της περιόδου 1996-1999 (Σχήμα 5.34δ), το οποίο περιλαμβάνει χρονικά μέρος της έντονης σεισμικής δραστηριότητας, είναι ορατοί σχεδόν τρεις κροσσοί παραμόρφωσης, οι δύο εκ των οποίων ευρίσκονται στο νότιο τμήμα της Νισύρου και ο τρίτος ευρίσκεται στο ΒΔ τμήμα, στην περιοχή του Μανδρακίου. Η μέγιστη σχετική ανύψωση που παρατηρήθηκε στην ΒΔ Νίσυρο υπολογίστηκε περίπου στα 60 mm. Η σχηματική αναπαράσταση της μεταβολής της εδαφικής μετατόπισης σε σχέση με την απόσταση του Σχήματος 5.33(γ) αναπαριστά με τον καλύτερο τρόπο την παραμόρφωση στο νότιο ήμισυ της περιοχής. Αντιθέτως, για το βόρειο τμήμα καθώς και την περιοχή της καλδέρας δεν παρουσιάζονται αποτελέσματα λόγω των πολύ χαμηλών επιπέδων συνάφειας. Η τομή παρουσιάζει εκατέρωθεν των παρυφών της καλδέρας σταδιακή μείωση της μετατόπισης. Ουσιαστικά αντανακλά το «μοντέλο» παραμόρφωσης σε ένα ενεργό ηφαίστειο, εν προκειμένω με την μέγιστη παραμόρφωση να σημειώνεται στην καλδέρα και εκατέρωθεν της, να ελαττώνεται σταδιακά.

Το συμβολογράφημα αυτό δείχνει επίσης να επηρεάζεται από τον τεκτονικό ιστό της περιοχής. Συγκεκριμένα, στον κροσσό που εντοπίζεται στο νότιο τμήμα της νήσου ξεχωρίζουν δύο ευδιάκριτα γραμμικά χαρακτηριστικά που δείχνουν να τέμνουν τον κροσσό και να συμπίπτουν παράλληλα με μεγάλα συστήματα ρηγμάτων της περιοχής, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ (ρηξιγενείς ζώνες F_2 & F_4 , αντίστοιχα). Ο κροσσός που

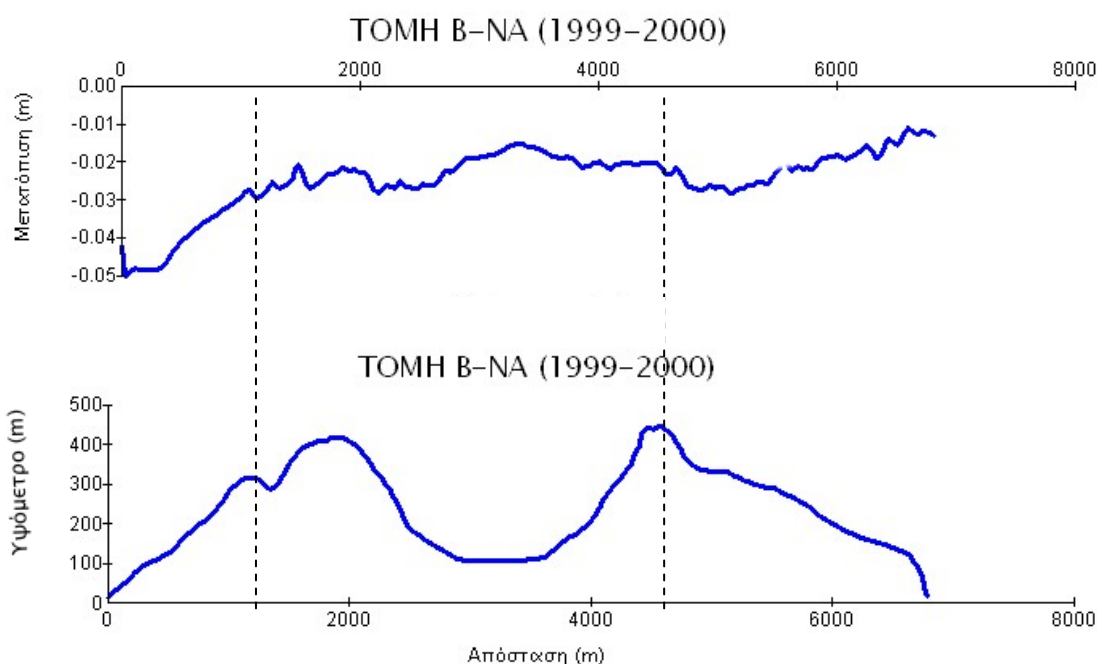
τοποθετείται στο ΒΔ τμήμα της Νισύρου, πιθανότατα έχει επίσης επηρεαστεί από τον έντονο τεκτονισμό. Στον χώρο αυτόν, εντοπίζεται η ρηξιγενής ζώνη F_3 με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ όπου έχει δώσει εκατοντάδες σεισμικές δονήσεις, από το τέλος του 1995 έως τις αρχές του 1998 και έχει προκαλέσει αρκετές κατολισθήσεις. Επί πλέον, το σεισμικό ρήγμα του Μανδρακίου, γειτονικό της ρηξιγενής ζώνης F_3 , με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ ενεργοποιήθηκε τον Ιούλιο του 1996 και παρατηρήθηκαν μεταβολές στην θερμοκρασία των υδροθερμικών ρευστών και της έντασης των εξερχόμενων αερίων του ηφαιστείου. Το εν λόγω διαφορικό συμβολογράφημα, περιέχει στοιχεία που υποδηλώνουν την επίδραση της τεκτονικής δραστηριότητας στην παραμόρφωση της Νισύρου. Επομένως, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι στην περίπτωση όπου επιτελείται κάποια φυσική διεργασία του φλοιού, εκείνη δύναται να είναι ορατή σε μεγάλο τμήμα σε ένα συμβολογράφημα. Και επί πλέον η παραμόρφωση, όπως εκείνη αναπαρίσταται μέσω της διαφορικής συμβολομετρίας ραντάρ, δηλαδή με έναν κροσσό συμβολής, δείχνει να ακολουθεί την τεκτονική δομή της περιοχής.



Σχήμα 5.33: (γ) Τομές εδαφικής μετατόπισης και ΨΜΑ σε σχέση με την απόσταση, για το συμβολογράφημα της περιόδου 1996-1999. Οι κάθετες διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν την καλδέρα.

Δεκέμβριος 1999-Σεπτέμβριος 2000

Το διαφορικό συμβολογράφημα που καλύπτει την περίοδο 1999-2000 (Σχήμα 5.34ε) παρουσιάζει σχεδόν δύο κροσσούς που αντιστοιχούν σε 50 mm εδαφικής παραμόρφωσης. Το συμβολογράφημα αυτό αποτελεί άλλη μία ένδειξη της επίδρασης του τεκτονισμού. Οι κροσσοί δείχνουν να έχουν επηρεαστεί από τις ΒΑ-ΝΔ ρηξιγενείς ζώνες, με αποτέλεσμα να εκδηλώνονται με την ίδια γραμμική διάταξη. Στο παρόν διαφορικό συμβολογράφημα αποκαλύπτεται καθίζηση σε όλη την έκταση της Νισύρου. Οι σχηματισθείσες τομές μετατόπισης υποδεικνύουν μέγιστη καθίζηση στην Β-ΒΔ Νίσυρο και ελάχιστη καθίζηση στην ΝΑ (Σχήμα 5.33δ).

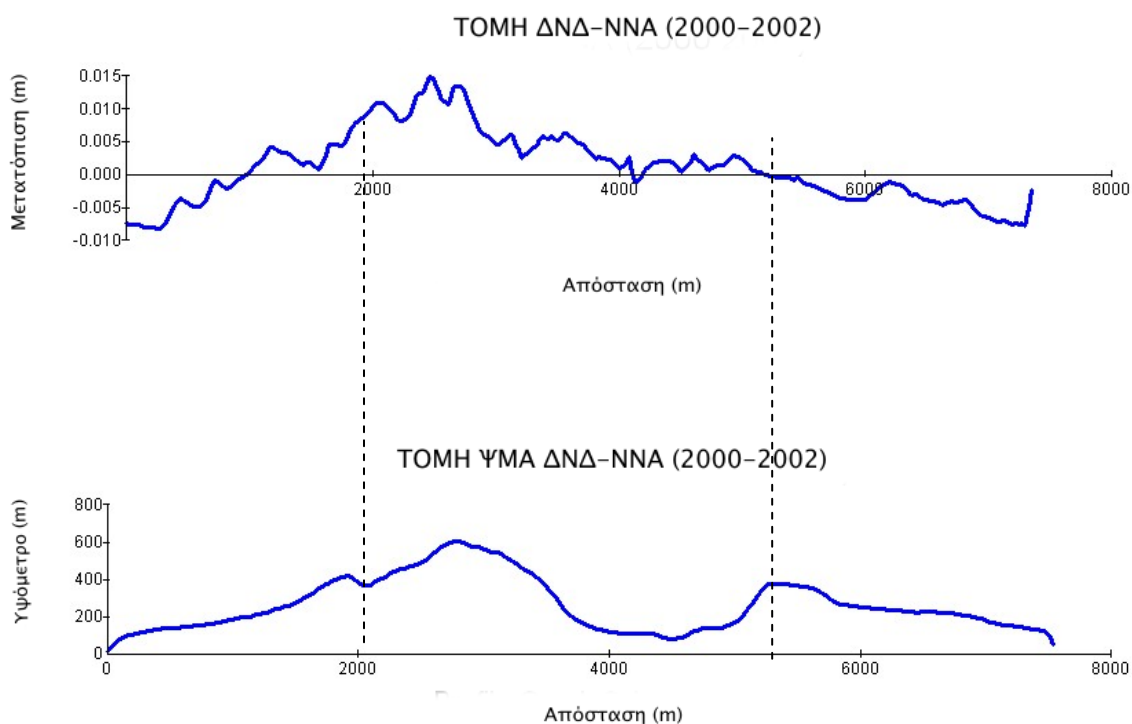


Σχήμα 5.33: (δ) Τομές εδαφικής μετατόπισης και ΨΜΑ σε σχέση με την απόσταση, για το συμβολογράφημα της περιόδου 1999-2000. Οι κάθετες διακεκομμένες γραμμές υποδεικνύουν την περιοχή της καλδέρας.

Μάρτιος 2000-Ιούλιος 2002

Το διαφορικό συμβολογράφημα 2000-2002 (Σχήμα 5.34ζ) εμφανίζει έναν κροσσό περίπου στο κεντρικό τμήμα της Νισύρου, με μέγιστη παραμόρφωση 25 mm. Διακρίνεται

το σχεδόν κυκλικό σχήμα του κροσσού παραμόρφωσης που εκτείνεται περιμετρικά της καλδέρας. Στις τομές μετατόπισης που προέκυψαν παρατηρούνται τοπικές υπολειμματικές φάσεις που οφείλονται στην τοπογραφία (Σχήμα 5.33ε). Στο μεγαλύτερο μέρος της τομής υπάρχουν τοπικά μικρές ταλαντώσεις, αλλά ωστόσο η γενική τάση παραμόρφωσης του ηφαιστείου δεν ακολουθεί την τοπογραφία, όπως το τμήμα της τομής που αντιστοιχεί στο ανατολικό ενεργό επίπεδο τμήμα της καλδέρας. Περισσότερα συμβολογραφήματα ωστόσο, της ίδιας περιόδου θα μπορούσαν να διευκολύνουν στην καλύτερη εξαγωγή συμπερασμάτων.



Σχήμα 5.33: (ε) Τομές εδαφικής μετατόπισης και ΨΜΑ σε σχέση με την απόσταση, για το συμβολογράφημα της περιόδου 2000-2002. Οι κάθετες διακεκομμένες γραμμές υποδεικνύουν την ανατολική ενεργή καλδέρα η οποία δεν ακολουθεί την τοπογραφία. Η τομή με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ υποδεικνύει την διακύμανση της εδαφικής μετατόπισης.

Δεκέμβριος 2002-Οκτώβριος 2003

Αν και το ζεύγος των εικόνων, του παραχθέντος συμβολογραφήματος, αποτελείται από εικόνες της ίδιας τροχιάς και με μικρό χρονικό διάστημα μεταξύ των λήψεων (της

τάξεως του ενός έτους), δεν αναγνωρίστηκαν κροσσοί παραμόρφωσης (Σχήμα 5.34η). Πρέπει να αναφερθεί ότι παρ' όλο που η μικρή περίοδος κάλυψης των ζευγών συμβολομετρίας συντελεί σε υψηλά επίπεδα συνάφειας, δεν ευνοεί ωστόσο στην σημαντική συσσώρευση της πιθανής παραμόρφωσης, η οποία θα μπορούσε να αναγνωριστεί εύκολα στα συμβολογραφήματα.

Δεκέμβριος 2003-Δεκέμβριος 2004

Στο παρόν συμβολογράφημα αναγνωρίζεται σχετική ανύψωση στην ΒΔ Νίσυρο με περίπου 22 mm παραμόρφωσης (Σχήμα 5.34θ). Επίσης, ανύψωση αναγνωρίσθηκε στην ΝΑ Νίσυρο με μικρότερες τιμές παραμόρφωσης, που υποδεικνύουν σχεδόν μισό κροσσό παραμόρφωσης (12-13 mm). Ο χάρτης συνάφειας απεικονίζει πολύ χαμηλά επίπεδα συνάφειας στην ευρύτερη περιοχή, ενώ η μεγαλύτερη συνάφεια σημειώνεται στην ΝΔ και ΝΑ Νίσυρο. Όμοια εικόνα εμφανίζεται και στα δύο επόμενα συμβολογραφήματα.

Μάιος 2004-Αύγουστος 2005

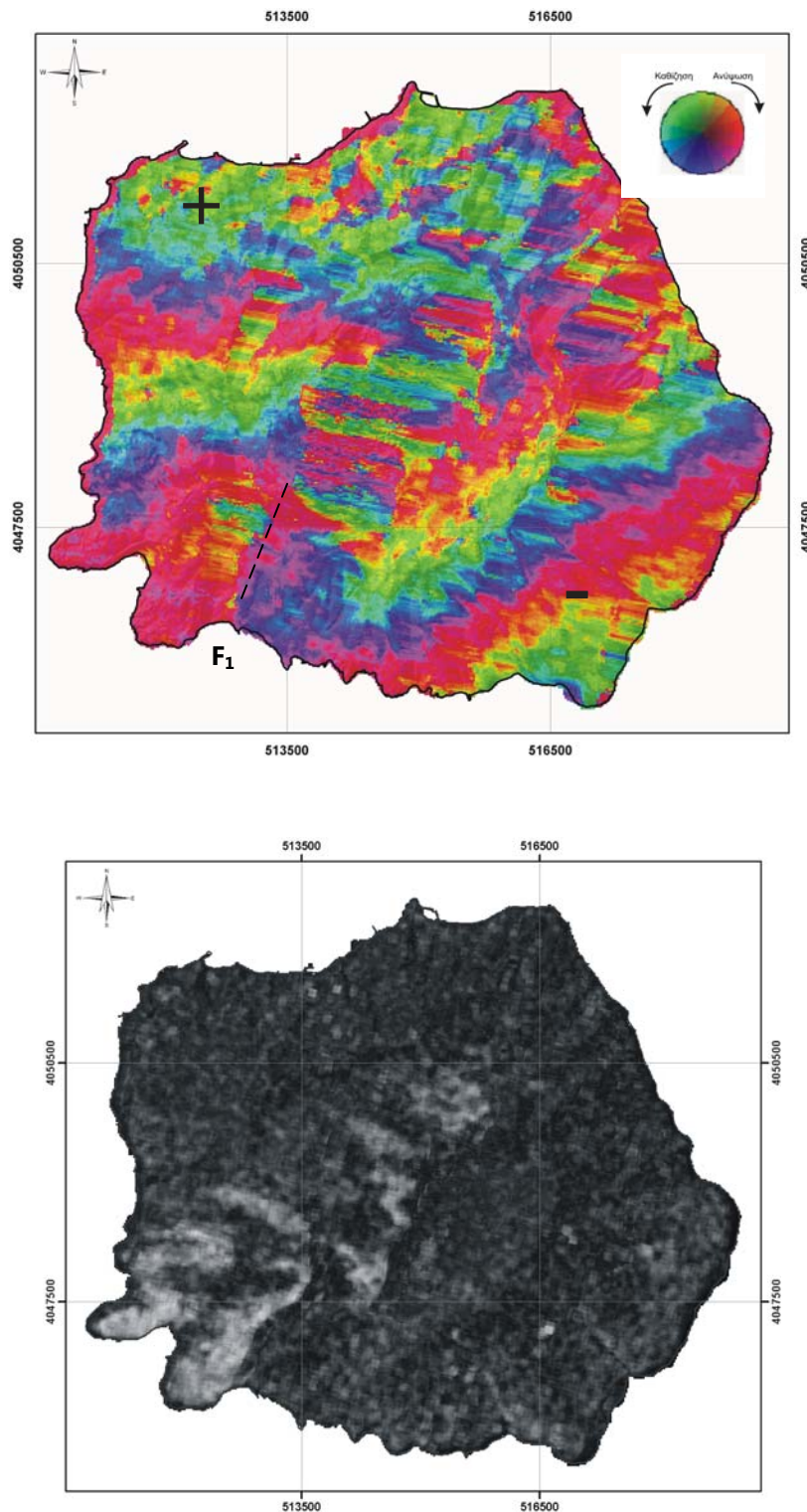
Ανύψωση εξακολουθεί να παρατηρείται και στο παρόν συμβολογράφημα (Σχήμα 5.34ι). Ωστόσο, ανοδική τάση δεν αναγνωρίσθηκε στην ΒΔ Νίσυρο, αλλά εντοπίζεται, σε συνέχεια και με προηγούμενα διαφορικά συμβολογραφήματα, στην ΝΑ Νίσυρο, με μικρές εν τούτοις τιμές παραμόρφωσης, σχεδόν μισού κροσσού παραμόρφωσης (15-16 mm). Επί πλέον, σχετική ανύψωση, της ίδιας τάξης περίπου (~ 13 mm), ανιχνεύθηκε και στην ΝΔ Νίσυρο, καλύπτοντας ένα μικρό τμήμα της περιοχής. Μία τρίτη περιοχή, όπου αναγνωρίσθηκε σχετική ανύψωση, σημειώνεται στο νότιο και κεντρικό τμήμα της Νισύρου, με αρκετά μικρότερες τιμές παραμόρφωσης (μέσος όρος περίπου 6 mm).

Δεκέμβριος 2004-Φεβρουάριος 2006

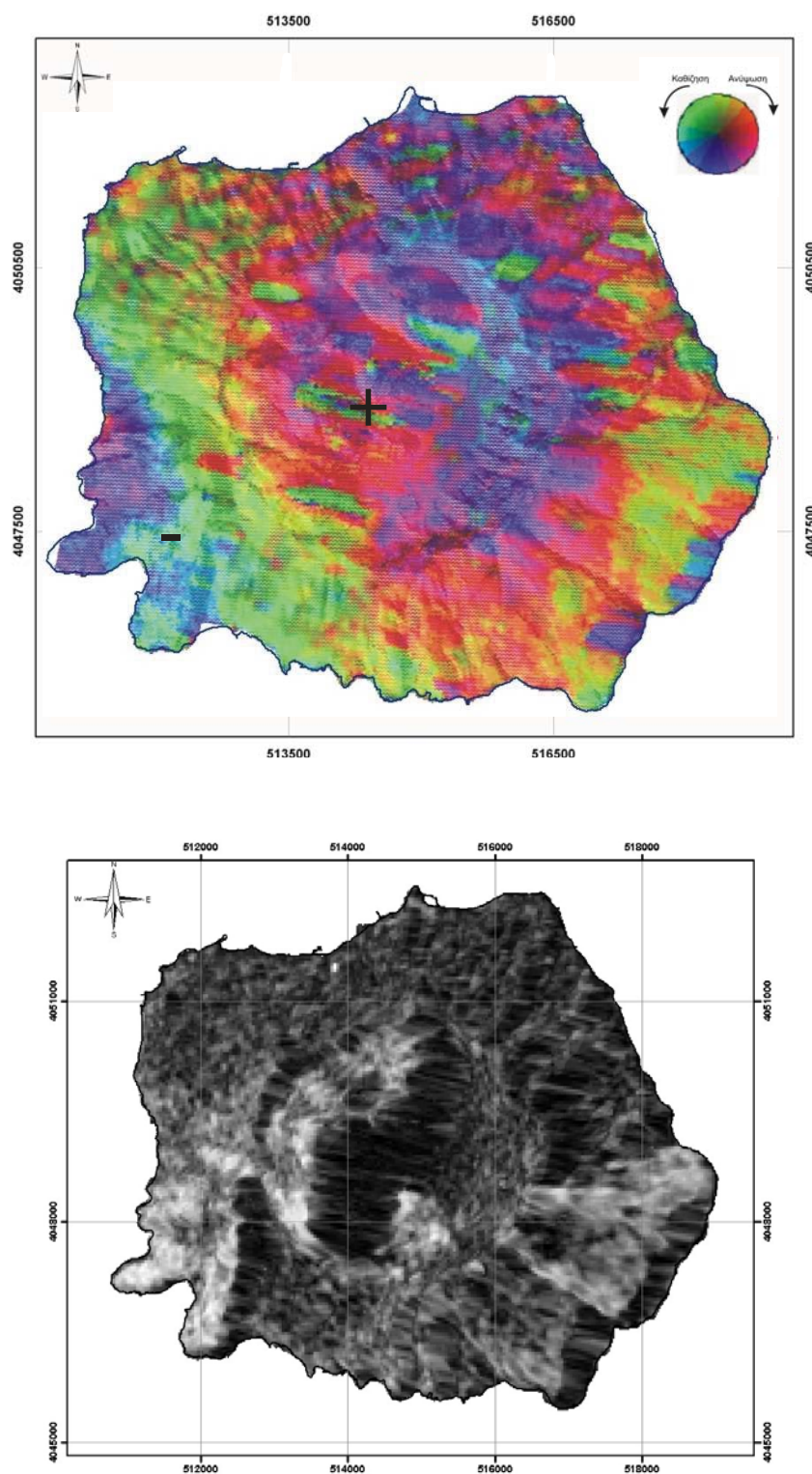
Το τελευταίο διαφορικό συμβολογράφημα, το οποίο καλύπτει μέρος του προηγούμενου συμβολογραφήματος δεν παρουσιάζει οποιαδήποτε παραμόρφωση καθ' όλη την έκταση της Νισύρου (Σχήμα 5.34κ). Αν και σε αυτήν την περίπτωση έγινε η

προσπάθεια να πραγματοποιηθεί η παρακολούθηση της Νισύρου έως και το 2006, εν τούτοις δεν κατέστη δυνατόν λόγω της γεωμετρίας λήψης των εικόνων, με εγκάρσια απόσταση μεταξύ των τροχιών των δορυφόρων 260 m. Τιμές αυτής της τάξης έχουν ως συνέπεια τον υψηλό βαθμό της γεωμετρικής αποσυσχέτισης του ζεύγους συμβολομετρίας, και κατά αυτόν τον τρόπο τα αποτελέσματα δεν είναι αξιόπιστα και δεν δύναται να επιτευχθεί σωστή ερμηνεία. Επί προσθέτως, στην αδυναμία ερμηνείας των αποτελεσμάτων, συμβάλλει και το πολύ χαμηλό επίπεδο συνάφειας.

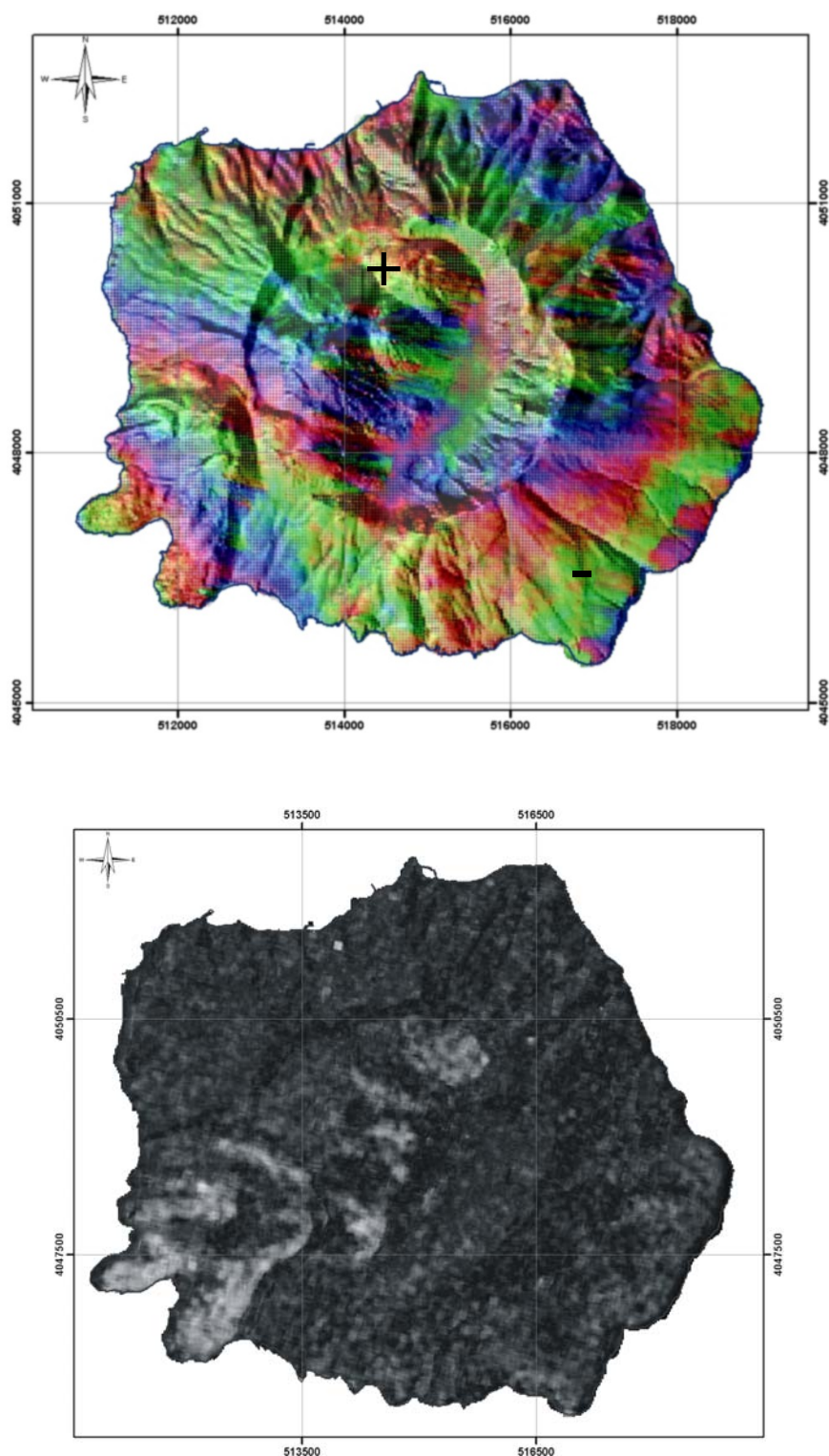
Διαφορικά συμβολογραφήματα των ιδίων χρονικών διαστημάτων παρήχθησαν επίσης και για την ευρύτερη περιοχή Κως-Γυαλί-Νίσυρος (Σχήμα 5.35). Οι εικόνες SAR-ASAR και τα ζεύγη συμβολομετρίας που χρησιμοποιήθηκαν είναι τα αντίστοιχα με την περίπτωση της Νισύρου. Επομένως, όσον αφορά την Νίσυρο, τα αποτελέσματα από την δεύτερη επεξεργασία είναι τα ίδια και έχουν ήδη περιγραφεί παραπάνω. Σε ότι αφορά την περιοχή της Κω, τα επίπεδα συνάφειας είναι πολύ χαμηλά και κατά αυτόν τον τρόπο δεν εντοπίστηκαν κροσσοί συμβολής λόγω παραμόρφωσης. Παρ' όλα αυτά, στο διαφορικό συμβολογράφημα της χρονικής περιόδου 2003-2004 (Σχήμα 5.35ζ) εμφανίζεται σημειωμένος ένας κροσσός συμβολής στην περιοχή μεταξύ Βουλκανίων και Αντιμάχειας. Η εν λόγω κυκλική μορφή του κροσσού μάλλον πρέπει να αποδοθεί στο λίαν ενεργό (γεωθερμικό) ρήγμα Βουλκανίων. Η δημιουργία περισσότερων συμβολογραφημάτων της ίδιας περιόδου, αλλά από διαφορετικές απεικονίσεις ραντάρ, θα ήταν κατά πάσα πιθανότητα δυνατόν να επιβεβαιώσει για το αν ο υποτιθέμενος κροσσός συμβολής οφείλεται σε εδαφική παραμόρφωση ή σε ατμοσφαιρικό σφάλμα, σύμφωνα με το αν ο κροσσός αυτός εμφανιζόταν και στα υπόλοιπα συμβολογραφήματα. Η έλλειψη επί πλέον δορυφορικών απεικονίσεων της ίδιας περιόδου, δεν συντέλεσε στο να εξαχθούν κατάλληλα συμπεράσματα.



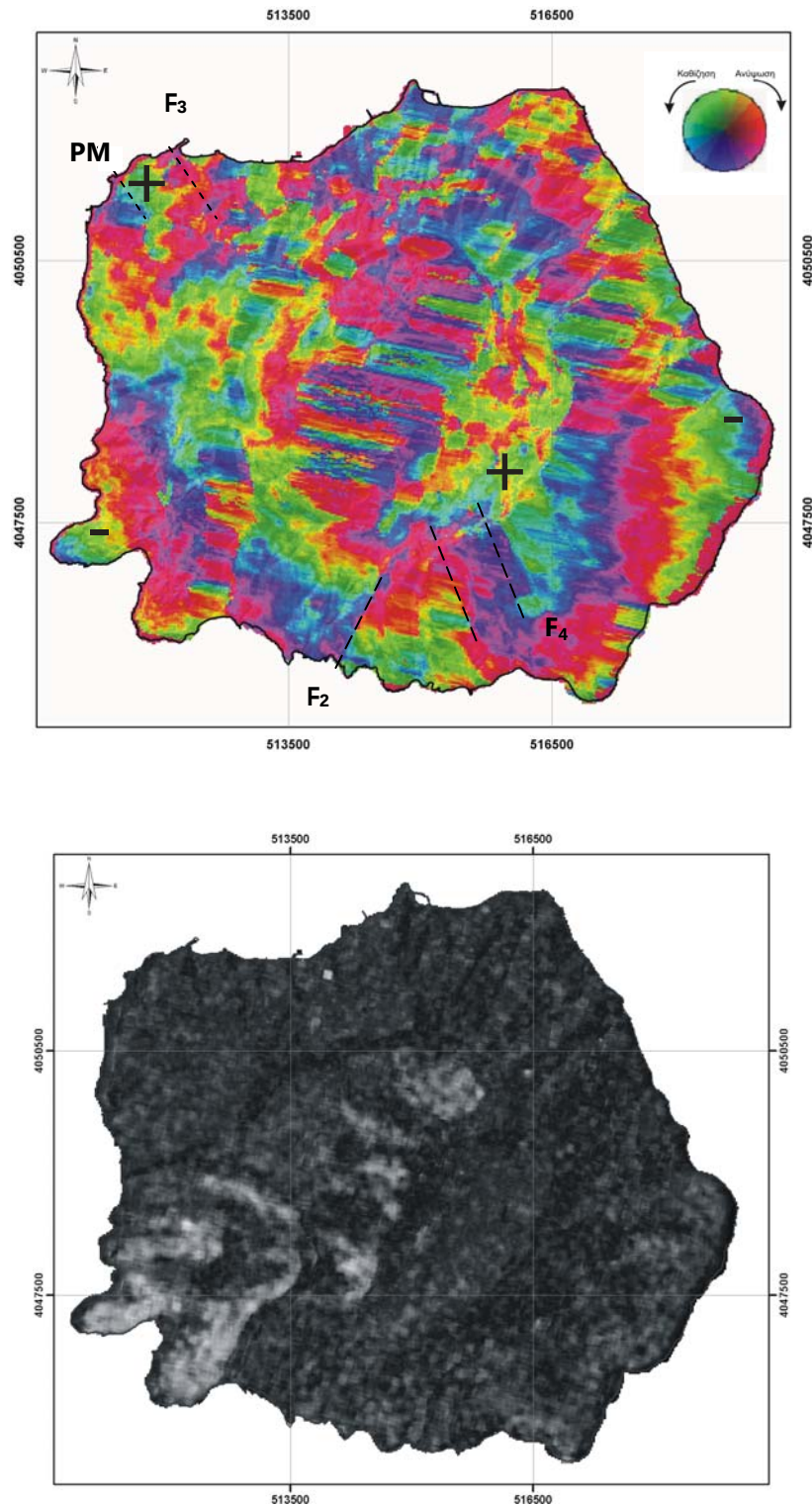
Σχήμα 5.34: (α) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 26/09/92-22/05/95. Στο συμβολογράφημα είναι εμφανείς σχεδόν δύο κροσσοί παραμόρφωσης. Η μέγιστη σχετική ανύψωση στην ΒΔ Νίσυρο ισοδυναμεί με 32 mm. Τα σύμβολα "+" και "-" χαρακτηρίζουν τις σχετικές κινήσεις της περιοχής. Η χρωματική ακολουθία GBR αναπαριστά την εδαφική καθίζηση ενώ η RGB την ανύψωση. F₁: κύρια ρηξιγενής ζώνη.



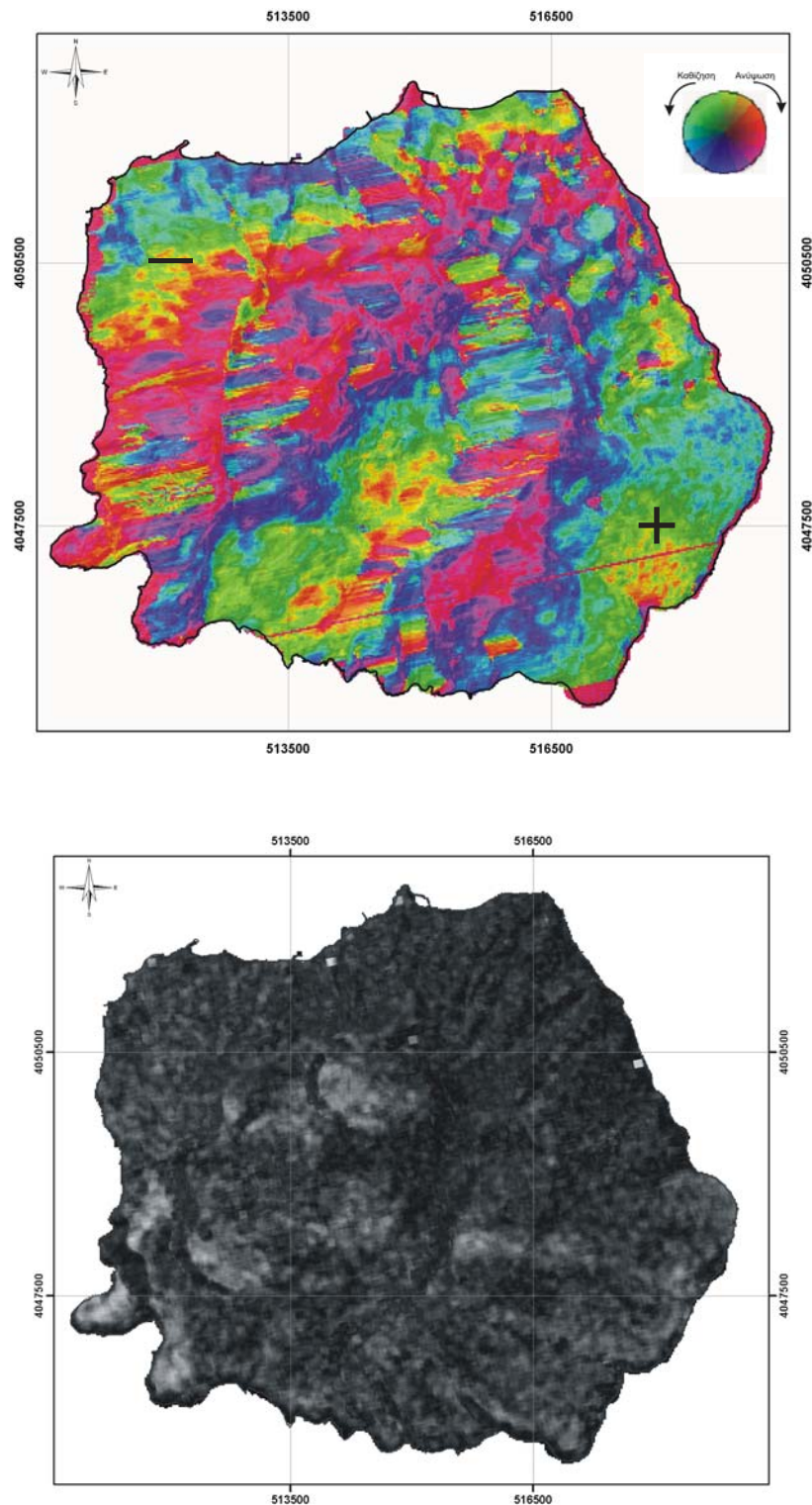
Σχήμα 5.34: (β) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 22/05/95-22/01/96. Η μέγιστη σχετική ανύψωση στην ΒΔ Νίσυρο προσεγγίζει τα 35 mm. Τα σύμβολα "+" και "-" χαρακτηρίζουν τις σχετικές κινήσεις της περιοχής. Η χρωματική ακολουθία GBR αναπαριστά την εδαφική καθίζηση ενώ η RGB την ανύψωση.



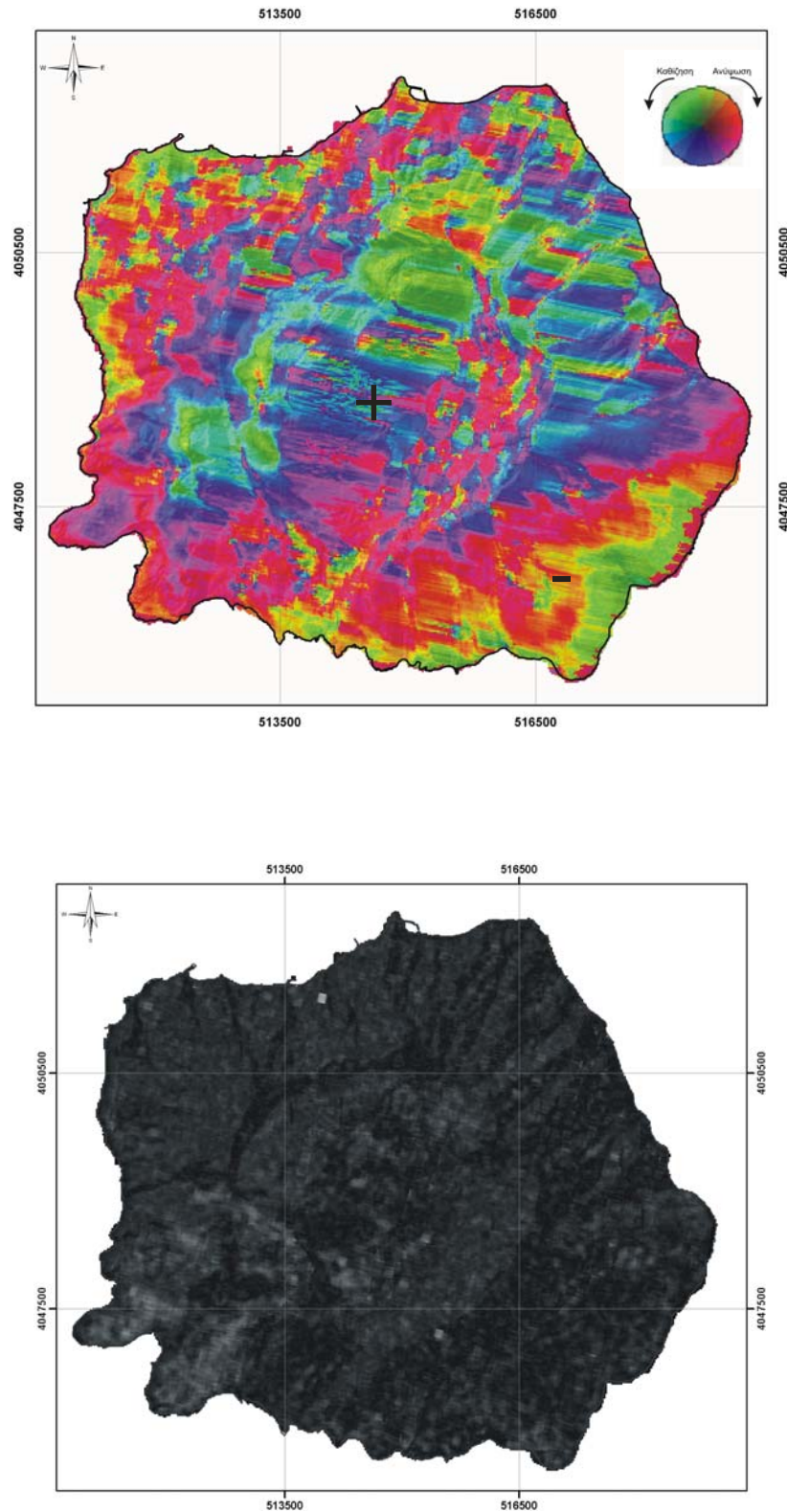
Σχήμα 5.34: (γ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 04/09/95-20/08/96. Υπολογίστηκαν 63 mm μέγιστης σχετικής εδαφικής ανύψωσης στην ΒΔ Νίσυρο. Τα σύμβολα "+" και "-" χαρακτηρίζουν τις σχετικές κινήσεις της περιοχής. Η χρωματική ακολουθία GBR αναπαριστά την εδαφική καθίζηση ενώ η RBG την ανύψωση.



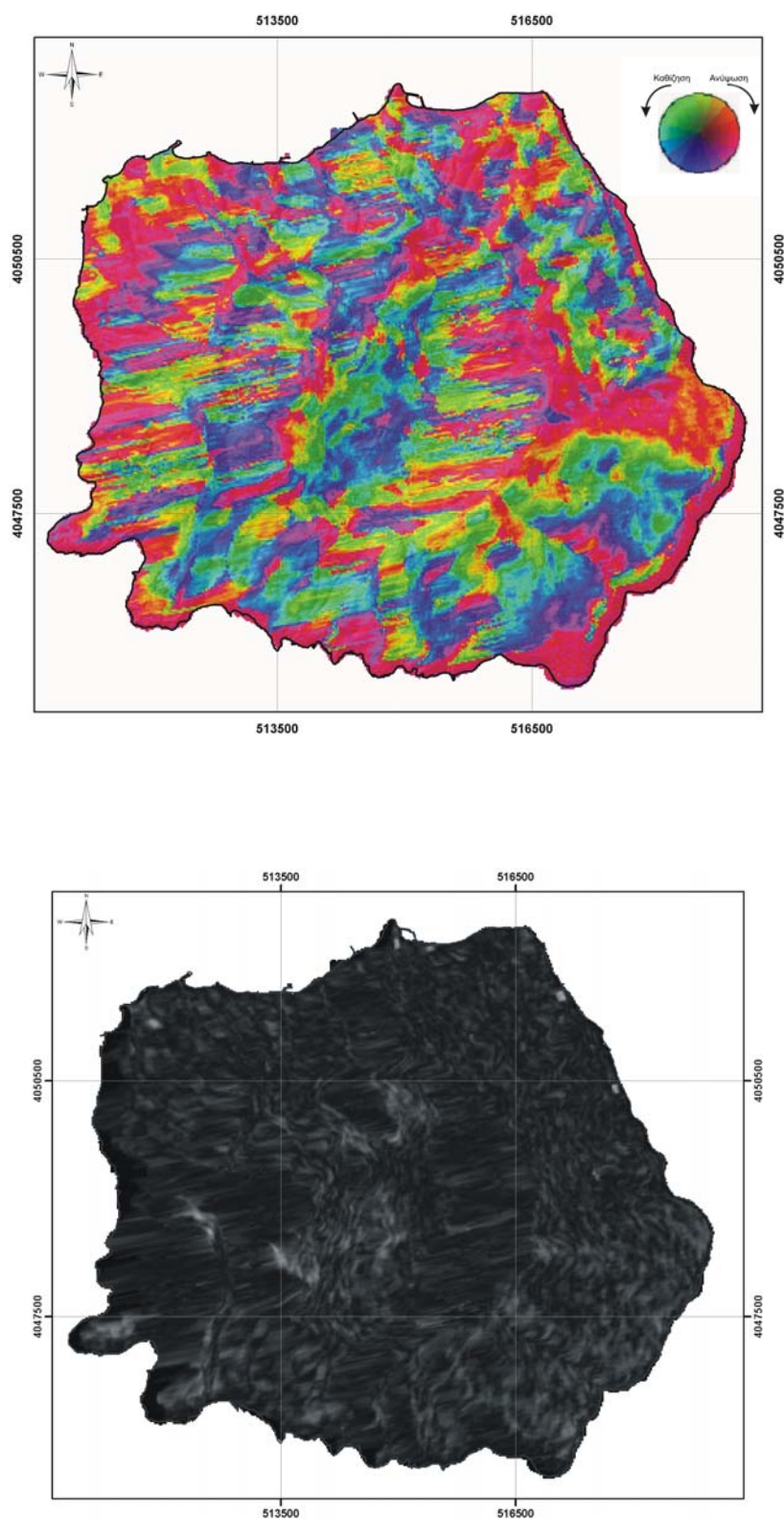
Σχήμα 5.34: (δ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 11/06/96-06/07/99. Παρατηρήθηκαν περίπου τρεις κροσσοί παραμόρφωσης με μέγιστη ανύψωση 63 mm στην ΒΔ Νίσυρο. Τα σύμβολα "+" και "-" χαρακτηρίζουν τις σχετικές κινήσεις της περιοχής. Η χρωματική ακολουθία GBR αναπαριστά την εδαφική καθίζηση ενώ η RGB την ανύψωση. F₂, F₄: κύριες ρηξιγενείς ζώνες, PM: ρήγμα Μανδρακίου.



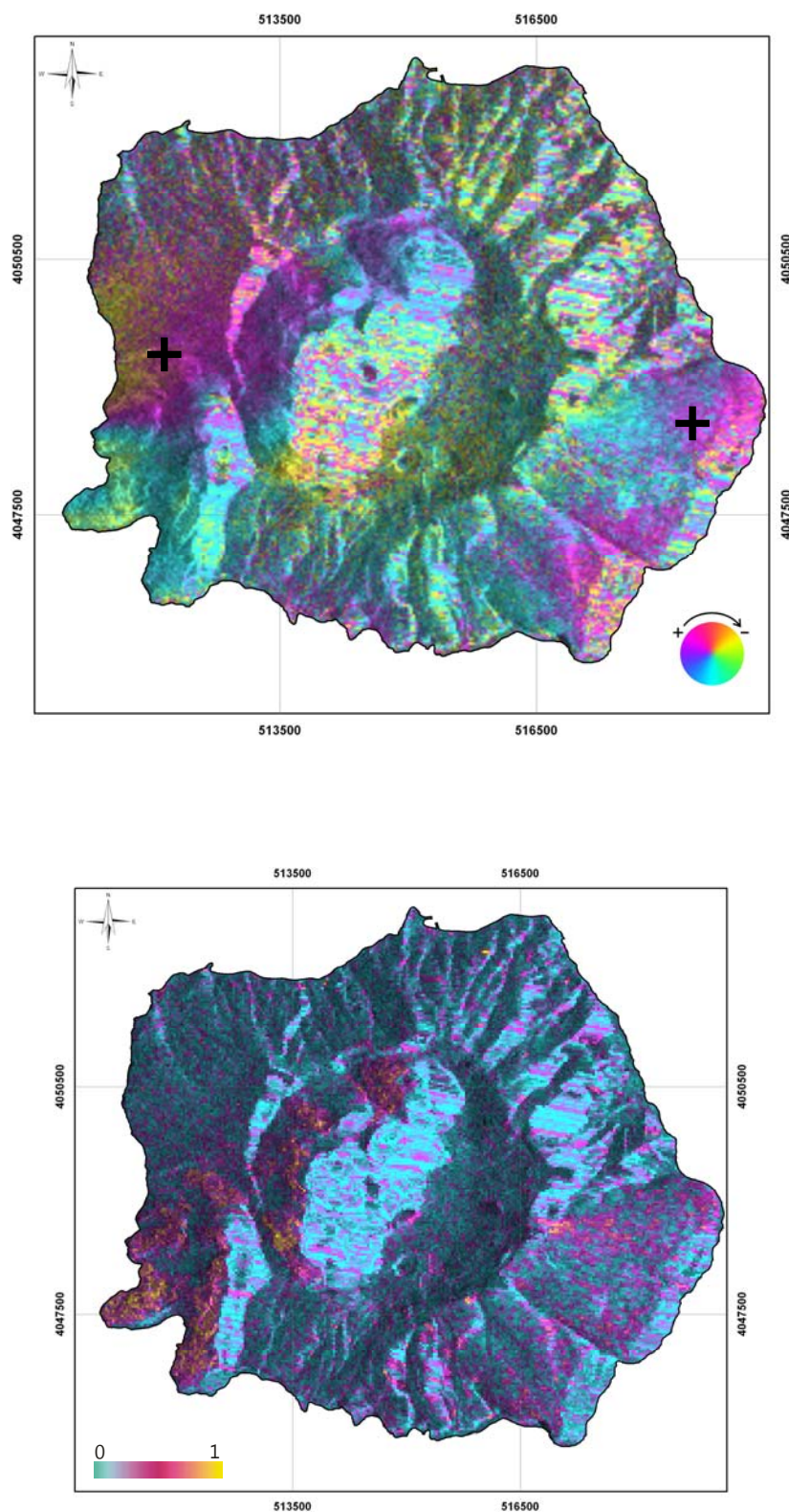
Σχήμα 5.34: (ε) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νίσυρου (κάτω), για την περίοδο 05/12/99-10/09/00. Παραπάνω από δύο κροσσοί, σχεδόν γραμμικής διάταξης παρατηρήθηκαν σε όλη την Νίσυρο υποδεικνύοντας μέγιστη παραμόρφωση 70 mm στην ΒΔ Νίσυρο. Τα σύμβολα "+" και "-" χαρακτηρίζουν τις σχετικές κινήσεις της περιοχής. Η χρωματική ακολουθία GBR αναπαριστά την εδαφική καθίζηση ενώ η RGB την ανύψωση.



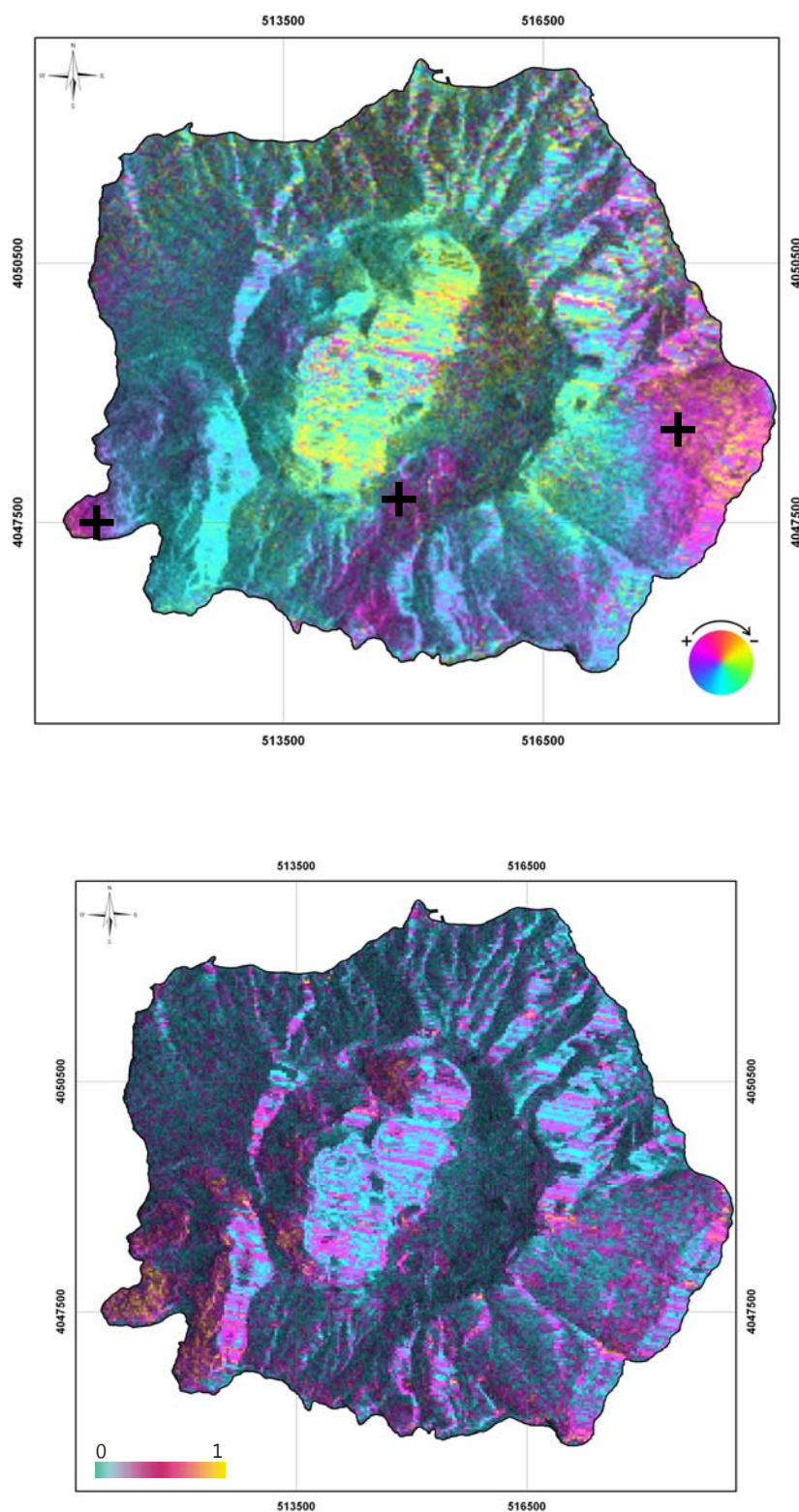
Σχήμα 5.34: (Ζ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 07/03/00-30/07/02. Σχεδόν ένας κυκλικός κροσσός εμφανίζεται στο κεντρικό τμήμα της Νισύρου υποδεικνύοντας 25 mm εδαφικής παραμόρφωσης. Τα σύμβολα "+" και "-" χαρακτηρίζουν τις σχετικές κινήσεις της περιοχής. Η χρωματική ακολουθία GBR αναπαριστά την εδαφική καθίζηση ενώ η RGB την ανύψωση.



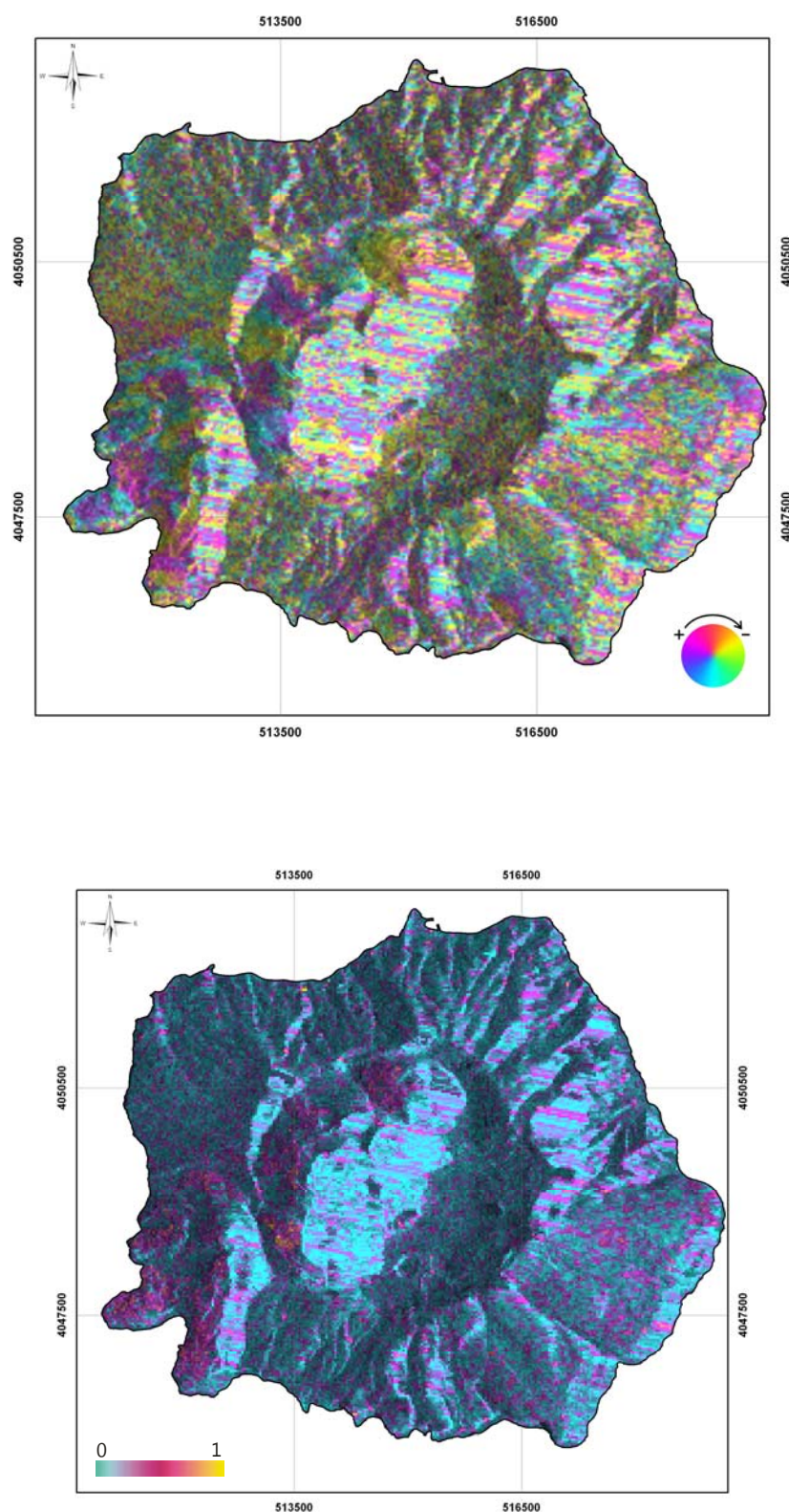
Σχήμα 5.34: (η) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 10/12/02-21/10/03. Δεν αναγνωρίστηκαν κροσσοί παραμόρφωσης με το εν λόγω ζεύγος εικόνων ENVISAT.



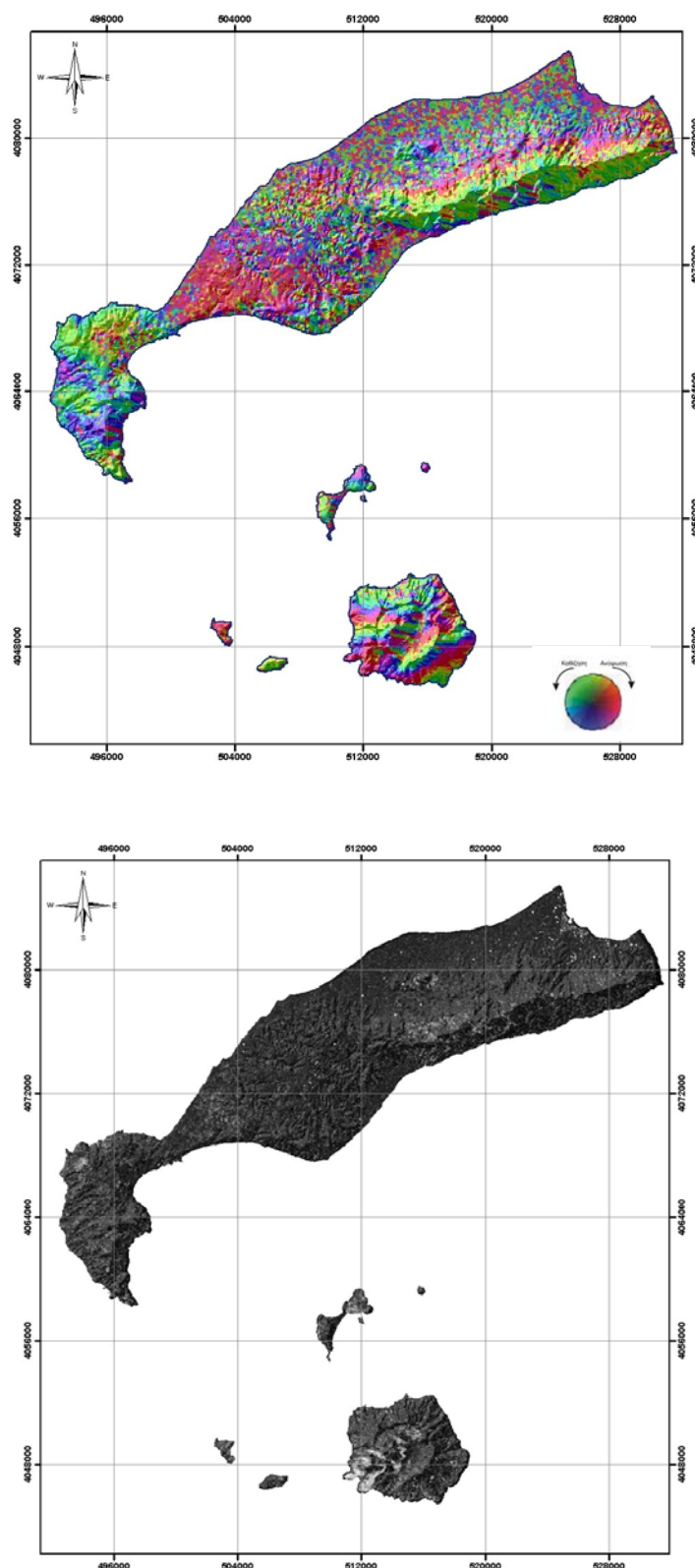
Σχήμα 5.34: (θ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 02/12/03-21/12/04. Ανοδική τάση σημειώθηκε στην ΒΔ και ΝΑ Νίσυρο. Τα χαμηλά επίπεδα συνάφειας χαρακτηρίζονται από το μπλε χρώμα (τιμή «μηδέν»), ενώ τα υψηλά επίπεδα συνάφειας χαρακτηρίζονται από το κίτρινο χρώμα.



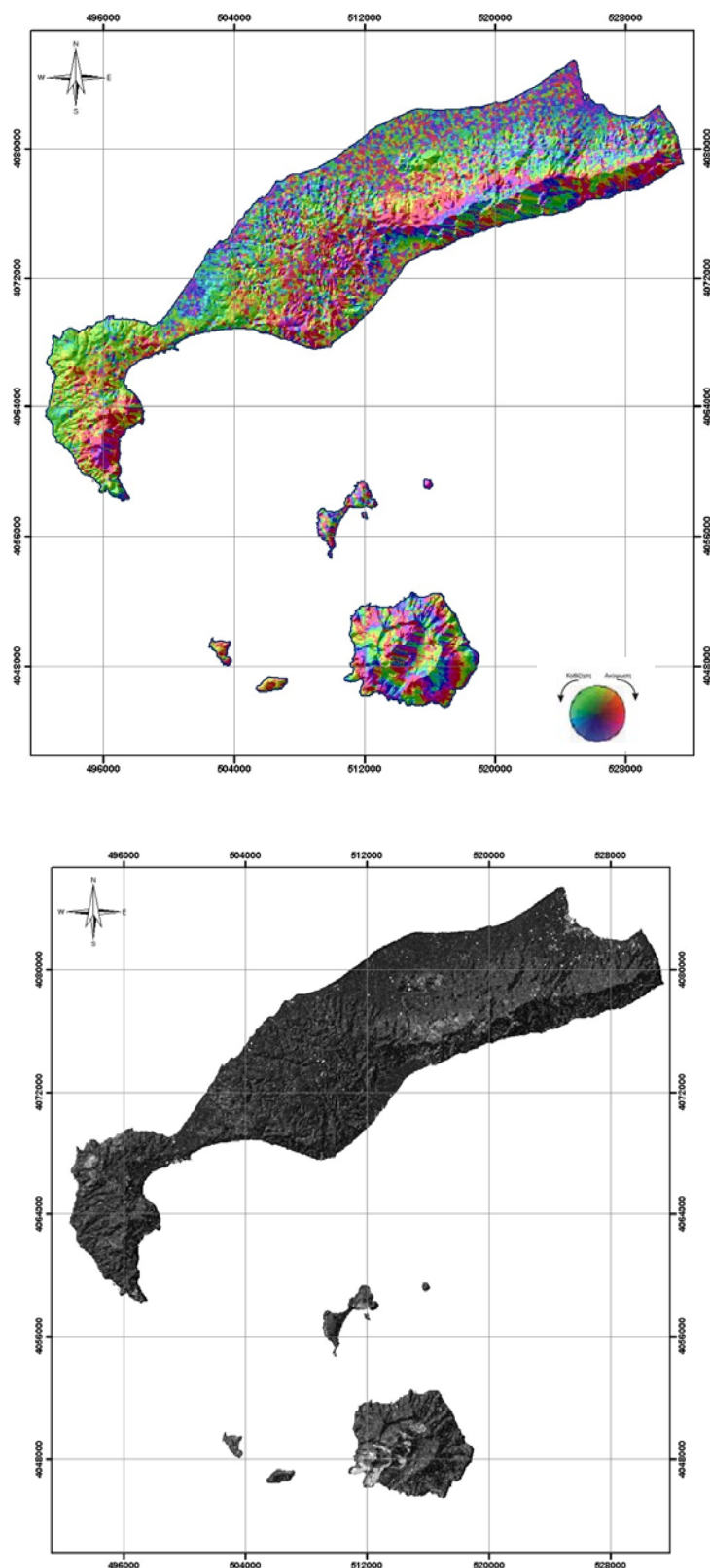
Σχήμα 5.34: (ι) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 25/05/04-23/08/05. Ανοδική τάση σημειώθηκε στην ΝΑ Νίσυρο, στην ΝΔ, καθώς και στο νότιο-κεντρικό τμήμα της.



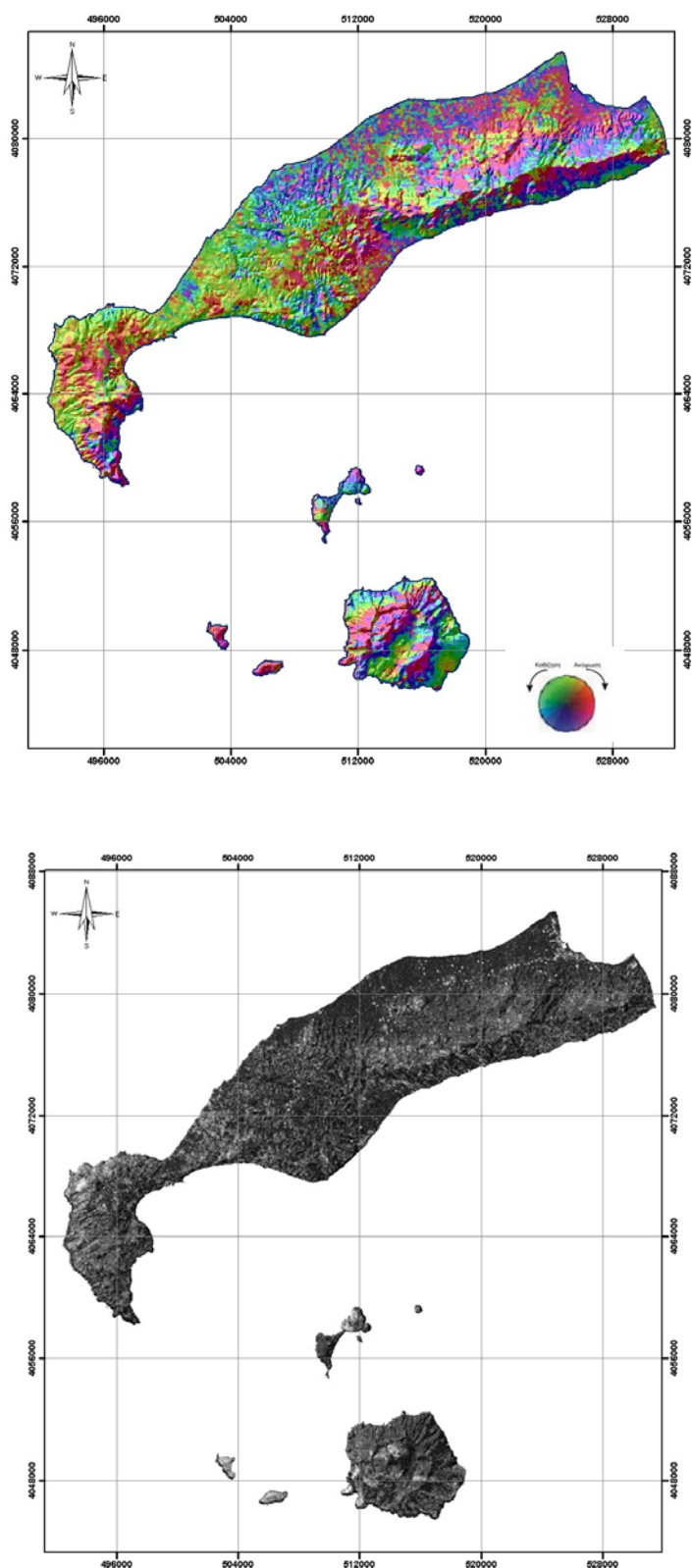
Σχήμα 5.34: (κ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 21/12/04-14/02/06.



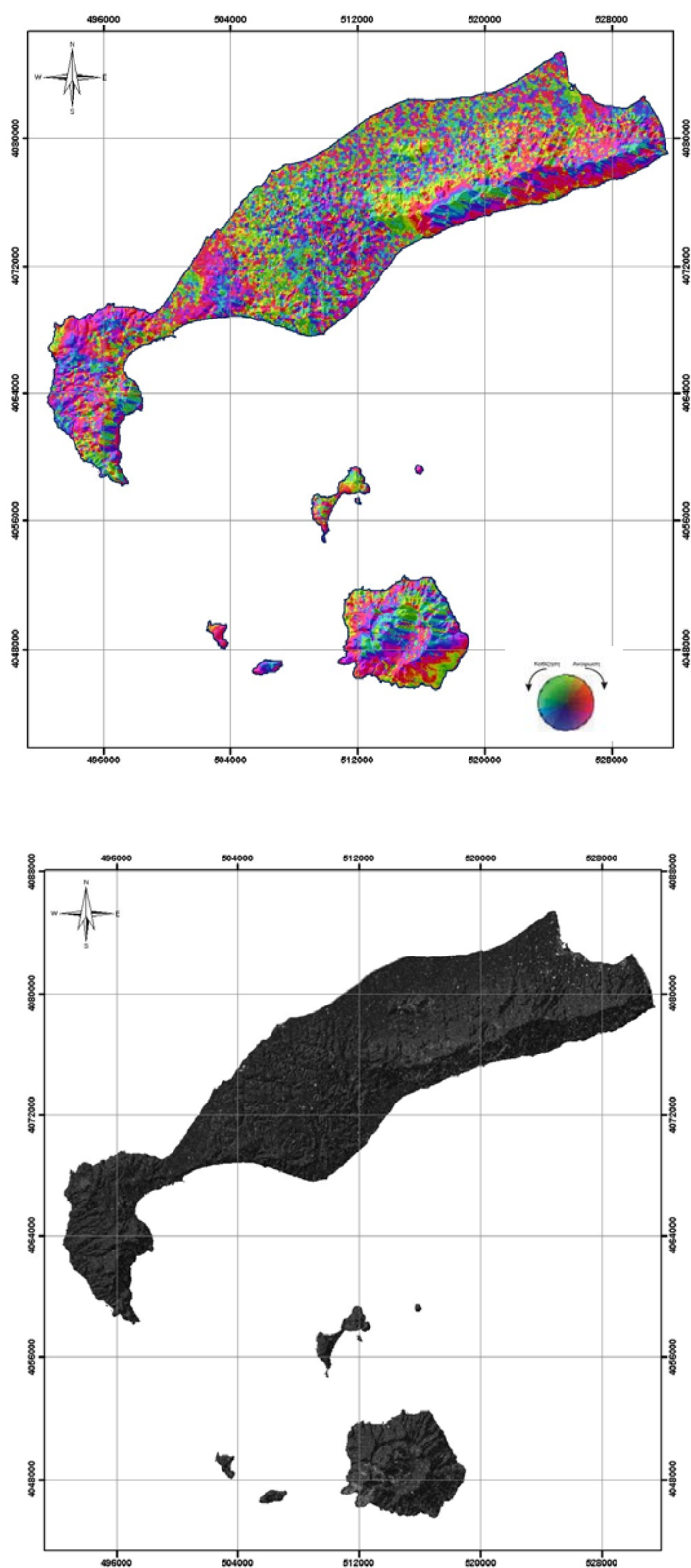
Σχήμα 5.35: (α) Συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 26/09/92-22/05/95. Η χρωματική ακολουθία GBR εκφράζει την εδαφική καθίζηση ενώ η RBG την ανύψωση.



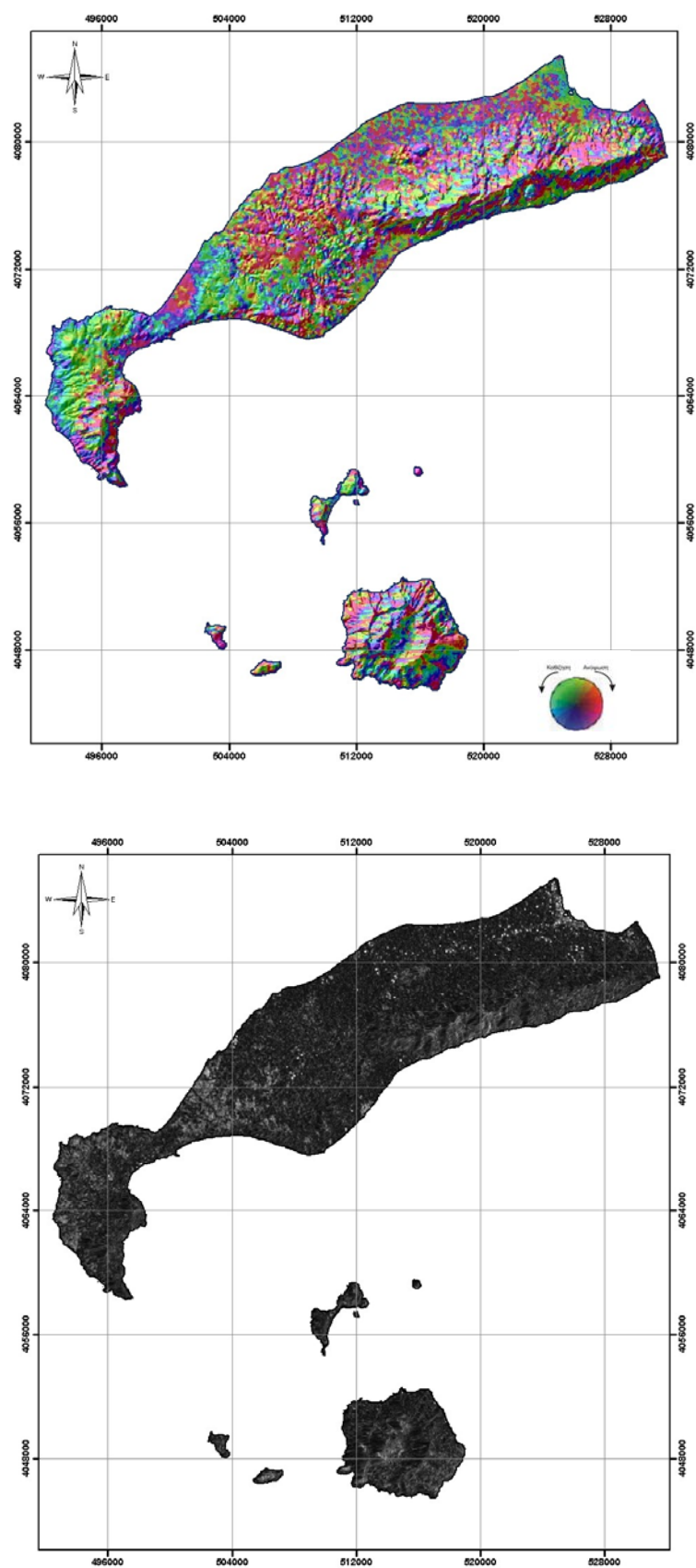
Σχήμα 5.35: (β) Συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 11/06/96-06/07/99.



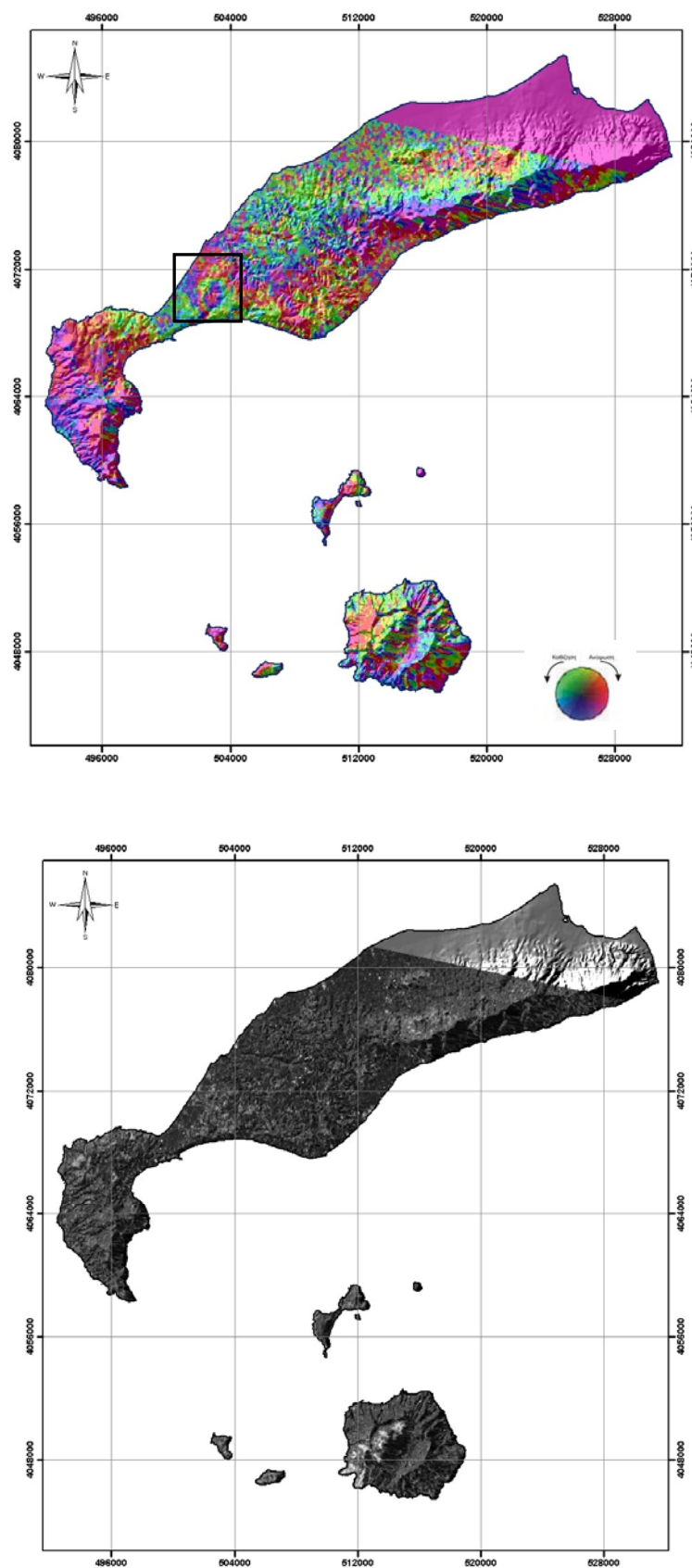
Σχήμα 5.35: (γ) Συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 05/12/99-10/09/00.



Σχήμα 5.35: (δ) Συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 07/03/00-30/07/02.



Σχήμα 5.35: (ε) Συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 10/12/02-21/10/03.



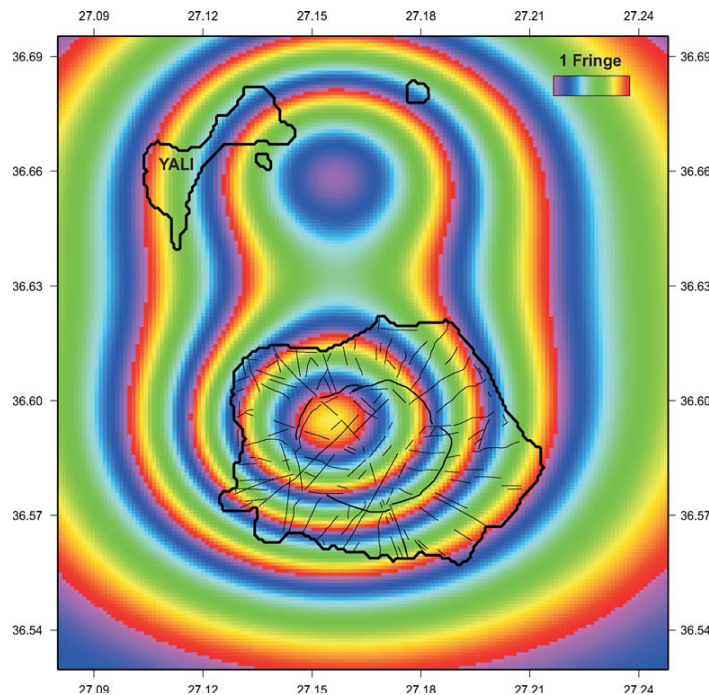
Σχήμα 5.35: (ζ) Συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κάτω), για την περίοδο 02/12/2003-21/12/2004.

Η ερμηνεία της παρατηρηθείσας παραμόρφωσης υλοποιήθηκε με την εφαρμογή ενός μοντέλου σημειακής πηγής Mogi (1958). Το μοντέλο Mogi αποτελεί απλή αναλυτική προσέγγιση της εδαφικής παραμόρφωσης που λαμβάνει χώρα σε ηφαιστειακό περιβάλλον λόγω της ύπαρξης υπεδάφικου μαγματικού θαλάμου και των συναφών ηφαιστειακών μηχανισμών. Αξιολογήθηκαν δύο σημειακές πηγές: α) η πρώτη πηγή ταυτίζεται με μαγματικό θάλαμο που προσδιορίστηκε από ανάλυση AMT δεδομένων στην περιοχή (Lagios 1991, Dawes & Lagios 1991), β) η δεύτερη πηγή αντιστοιχεί στην πιθανή ύπαρξη μαγματικού θαλάμου βόρεια της Νισύρου, ο οποίος προσδιορίστηκε από σεισμολογικά και τεκτονικά στοιχεία (GEOWARN Project –IST 1999-12310). Με την χρήση των δύο σημειακών πηγών Mogi (Πίνακας 5.14) παρήχθη συνθετικό συμβολογράφημα της περιοχής μελέτης, για την χρονική περίοδο 1996-1999, η οποία ταυτίζεται με την μεγαλύτερη περίοδο παρακολούθησης που επετεύχθη με την διαφορική συμβολομετρία (Σχήμα 5.36). Τα συνθετικά δεδομένα που συγκρίθηκαν με το διαφορικό συμβολογράφημα της περιόδου 1996-1999 αποκαλύπτουν αντίστοιχα δύο κροσσούς παραμόρφωσης στο ΝΑ τμήμα της Νισύρου και έναν κροσσό στο ΒΔ τμήμα. Το μέγιστο πλάτος παραμόρφωσης που υπολογίστηκε προσεγγίζει τα 133 mm (σε διεύθυνση LOS), μεγαλύτερο από εκείνο που προέκυψε με την διαφορική συμβολομετρία. Η διαφορά έγκειται στην έλλειψη της πληροφορίας εντός της καλδέρας, με την οποία δεν ήταν εφικτό να αναγνωριστούν επί πλέον κροσσοί παραμόρφωσης. Τα χαρακτηριστικά της 1^{ης} σημειακής πηγής που υπολογίστηκε κάτωθεν της Νισύρου συμφωνούν με αντίστοιχα συμπεράσματα των Sykioti et al. (2003), κατά τους οποίους ευρέθη πηγή παραμόρφωσης σε βάθος $5 \pm 0,5$ km, κάτωθεν του ΒΔ άκρου της νήσου, δηλαδή σε κοντινή απόσταση (1 km) από την πηγή Mogi της

Πίνακας 5.14

Παράμετροι Σημειακής Πηγής Παραμόρφωσης Mogi

Σημειακή Πηγή Παραμόρφωσης βάσει Μοντέλου Mogi		
	1 ^η Πηγή	2 ^η Πηγή
E (Ελληνικό datum HGRS'87)	781750±500 m	781950±500 m
N (Ελληνικό datum HGRS'87)	4054250±500 m	4061900±500 m
Βάθος	5500±500 m	6500±500 m
Μεταβολή Όγκου σε βάθος (1997-2001)	$V=(7.0 \pm 1.3) \times 10^6 \text{ m}^3$	$V=(11.5 \pm 1.7) \times 10^6 \text{ m}^3$



Σχήμα 5.36: Συνθετικό συμβολογράφημα της περιοχής Νισύρου-Γουαλιού, βάσει σημειακής πηγής Mogi. Για την εφαρμογή του μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν οι δύο σημειακές πηγές της DGPS προσομοίωσης (Lagios et al. 2005). Τα αποτελέσματα επιδεικνύουν δύο πηγές παραμόρφωσης, μία κάτωθεν της Νισύρου και μία δεύτερη στον υποθαλάσσιο χώρο βόρεια της Νισύρου.

παρούσης εργασίας. Ωστόσο, στην εν προκειμένω περίπτωση οι δύο πηγές Mogi αιτιολογούνται και από τα αποτελέσματα της DGPS προσομοίωσης (Lagios et al. 2005).

Συζήτηση-Συμπεράσματα

Η ανάλυση των δεδομένων SAR της Νισύρου επέδειξε σημαντική παραμόρφωση για την χρονική περίοδο μεταξύ 1992 και 2002. Η μέγιστη τιμή σχετικής ανύψωσης (63 mm) στην ΒΔ Νίσυρο, σημειώθηκε κατά την περίοδο 1996-1999, και όπως απεδείχθη από την προσομοίωση σημειακής πηγής Mogi το κέντρο παραμόρφωσης τοποθετείται στην ΒΔ καλδέρα. Αντιθέτως, η μικρότερη παραμόρφωση στην διεύθυνση LOS υπολογίστηκε κατά την χρονική περίοδο 2000-2002, με μέγιστη τιμή 25 mm, επίσης στην βόρεια καλδέρα. Τα αποτελέσματα DInSAR επιβεβαιώθηκαν από τα αποτελέσματα DGPS. Η σύγκριση των

αποτελεσμάτων για τις κοινές περιόδους παρακολούθησης, ήτοι από το 1997 και εντεύθεν, αποκαλύπτει κοινή συμπεριφορά σχετικής κατακόρυφης κίνησης. Οι τιμές που υπολογίστηκαν από τις δύο μεθόδους διαφοροποιούνται ελαφρώς, λόγω των διαφορετικών χρονικών διαστημάτων που καλύπτουν. Εν τούτοις, ο υπολογισμός ταχυτήτων για την περίοδο της σεισμικής δραστηριότητας επέδειξε ρυθμό μέγιστης ανύψωσης περί τα 27 mm/yr στην ΒΔ Νίσυρο με την DInSAR και 30 mm/yr με την μέθοδο DGPS.

Η εναλλαγή των κατακόρυφων κινήσεων που σημειώθηκαν στην Νίσυρο από το 1996 έως το 2002 επιβεβαιώθηκαν και από τις δύο μεθόδους. Με την χρονική ανάλυση των δεδομένων DGPS κατέστη δυνατόν να συγκριθούν οι κατακόρυφες κινήσεις και να διακριθεί ευκολότερα η εναλλαγή των κατακόρυφων κινήσεων λόγω των περισσότερων δεδομένων που συλλέχθηκαν από τις επαναλαμβανόμενες μετρήσεις DGPS. Από την σύγκριση επομένως, απεδείχθη ανύψωση κατά την διάρκεια του 1997, καθίζηση από τα μέσα του 1998 έως και το 2000 και εκ νέου ανύψωση από το 2000 έως και το 2001. Ένα επί πλέον συμπέρασμα αποτελεί η σταδιακή μείωση της εδαφικής παραμόρφωσης κατόπιν της ενεργής σεισμικότητας του 1997. Ανάλογα αποτελέσματα της ανύψωσης της ΒΔ Νισύρου αποδεικνύουν επίσης οι Sykioti et al. (2003), από το 1995 έως τα μέσα του 1998. Η εδαφική κατακόρυφη παραμόρφωση ωστόσο, αντιστράφηκε σε καθίζηση από το τέλος του 1998 έως το 2000, με το ίδιο κέντρο παραμόρφωσης, την ΒΔ Νίσυρο.

Από τις παρατηρήσεις της Διαφορικής Συμβολομετρίας προέκυψαν οι σχετικές κινήσεις των επί μέρους περιοχών της Νισύρου και όχι οι σχετικές κινήσεις ως προς ένα σημείο αναφοράς, όπως συνέβη με την μέθοδο GPS. Για να συγκριθούν επομένως τα αποτελέσματα των δύο τεχνικών, θα πρέπει τα δεδομένα DGPS και DInSAR να αναχθούν προς ένα κοινό σημείο αναφοράς. Απόλυτη σύγκριση ωστόσο δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί, δεδομένου ότι: α) οι περίοδοι παρακολούθησης δεν είναι ακριβώς όμοιες, και β) δεν χρησιμοποιήθηκε το ίδιο σημείο αναφοράς, καθ' όσον η περιοχή που τοποθετείται ο σταθμός αναφοράς των επιλύσεων GPS (No 9), παρουσίασε πολύ χαμηλή συνάφεια. Εν προκειμένω, η σύγκριση επετεύχθη με κοινή αναφορά στον γειτνιάζον σταθμό No 28. Η διαδικασία που εκτυλίχθηκε ήταν ανάλογη του GPS. Βάσει του χάρτη παραμόρφωσης, ο οποίος παράγεται μαζί με τα διαφορικά συμβολογραφήματα στα

τελευταία στάδια επεξεργασίας, επιλέγεται η τιμή παραμόρφωσης που αντιστοιχεί στην θέση του σταθμού GPS. Προς αποφυγή των χωρικών σφαλμάτων δεν χρησιμοποιήθηκε ένα εικονοστοιχείο που αντιστοιχεί στην θέση του σταθμού αλλά μέρος γειτονικών εικονοστοιχείων (8x8). Η τιμή που υπολογίστηκε τελικώς, αποτελεί μία μέση τιμή του συνόλου των εικονοστοιχείων. Αφαιρώντας την τιμή που προέκυψε, μηδενίζεται αυτόματα η κίνηση στον σταθμό No 28, και μετατρέπεται σε σημείο αναφοράς για τα υπόλοιπα εικονοστοιχεία των υπόλοιπων σταθμών GPS. Για την εν λόγω διαδικασία χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι σταθμοί με καλή έως πολύ καλή συνάφεια. Οι αποκλίσεις που σημειώθηκαν δεν είναι μεγάλες, αναλογιζόμενοι την χρονική και χωρική διαφορά των μεθόδων. Σημαντικές ομοιότητες παρατηρήθηκαν για την περίοδο 1999-2000, όπου το κατακόρυφο πεδίο κίνησης χαρακτηρίζεται με σχεδόν ίδιες τιμές και για τις δύο περιπτώσεις, με μία μέση τυπική απόκλιση ± 3 mm. Στην πρώτη περίπτωση, της εφαρμογής GPS, η παραμόρφωση κυμαίνεται από -8 mm έως 28 mm, ενώ στην δεύτερη περίπτωση, της DInSAR, από -5 mm έως 31 mm. Για τα αποτελέσματα του συμβολογραφήματος 1996-1999, σύγκριση επετεύχθη μετέπειτα του 1997, με την έναρξη και των μετρήσεων GPS. Χαρακτηριστική είναι η αντιστοιχία των δύο μεθόδων και σε αυτήν την περίπτωση, κατά την οποία η καθίζηση κυμαίνεται από -6 mm έως -28 mm για το GPS και -9 mm έως -33 mm για την DInSAR μεθοδολογία.

Από την ανάλυση των δεδομένων SAR της σεισμικής περιόδου, της προσομοίωσης της διαφορικής συμβολομετρίας, σε συνδυασμό με την μέγιστη ανύψωση που υπολογίστηκε στην ΒΔ Νίσυρο με την μέθοδο GPS, υποστηρίζεται αρχικά η ύπαρξη ενός μαγματικού θαλάμου στο ΒΔ τμήμα της Νισύρου και εν συνεχεία θεωρείται ότι φαινόμενο διόγκωσης του μαγματικού θαλάμου αποτελεί την κύρια αιτία των σεισμικών επεισοδίων και της αυξημένης εδαφικής παραμόρφωσης της νήσου. Σε μηχανισμούς διόγκωσης-απόψυξης επίσης των μαγματικών θαλάμων, σε συνδυασμό με κίνηση κατά μήκος του ρήγματος στο Μανδράκι, απέδωσαν οι Lagios et al. (2005) την παραμόρφωση της Νισύρου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

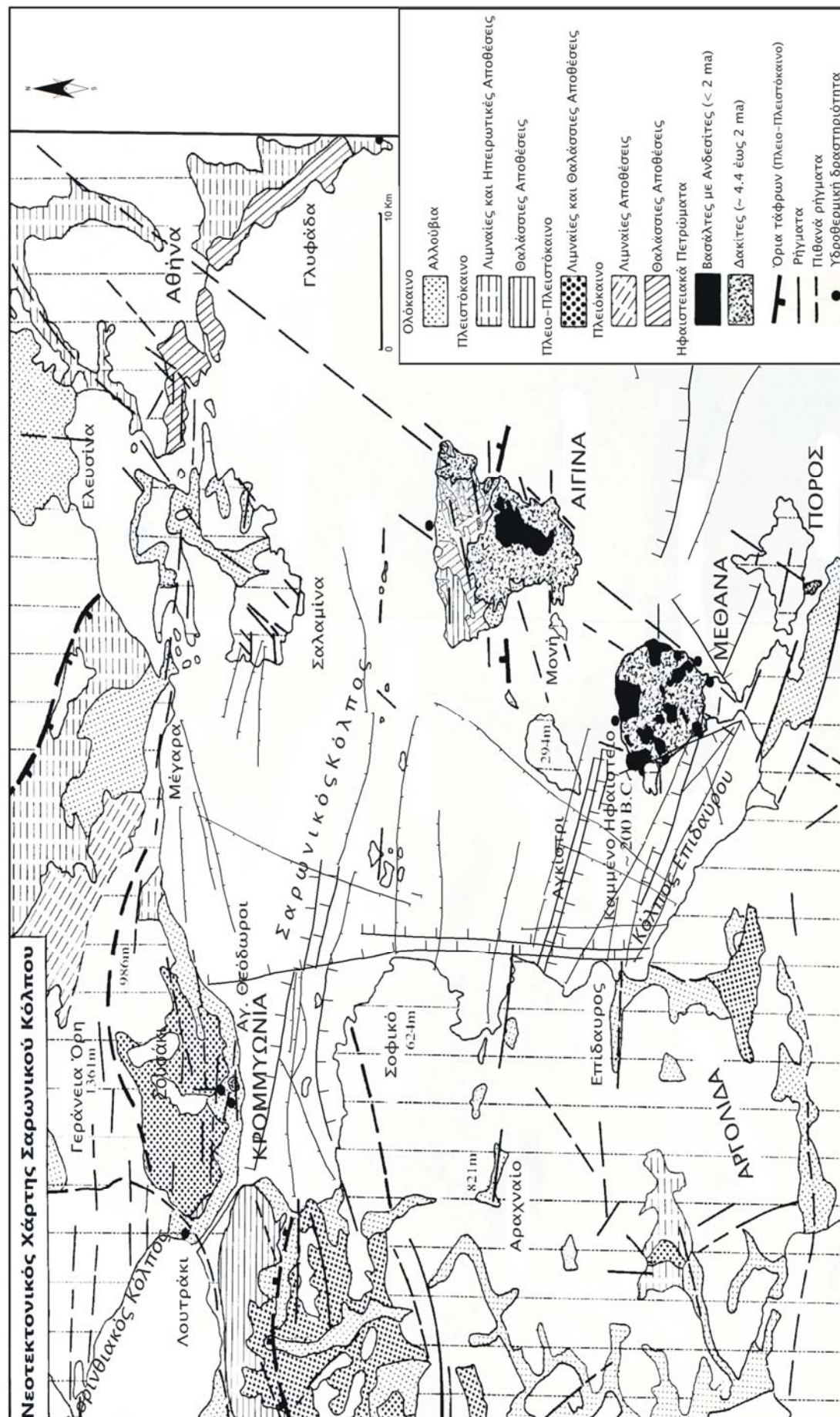
ΔΥΤΙΚΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ

6.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Το ΒΔ τμήμα του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου απαρτίζεται από τα ηφαιστειακά κέντρα της Αίγινας, των Μεθάνων, του Πόρου και του Σουσακίου (Σχήμα 6.1). Εκτείνεται στην περιοχή του Σαρωνικού Κόλπου, μιας περιοχής που αν και χαρακτηρίζεται από μικρού μεγέθους σεισμικότητα, έχει καταγράψει ισχυρούς ιστορικούς (240-230 B.C, Strabo) αλλά και πρόσφατους σεισμούς που συνδέονται με εφελκυστικό τεκτονικό πεδίο διεύθυνσης B-N. Η γεωφυσική έρευνα της δομής του φλοιού στον Σαρωνικό-Ανατολικό Κορινθιακό, υποδεικνύει έντονη λέπτυνση του φλοιού κάτω από την ηφαιστειακή περιοχή του Σαρωνικού (Makris et al. 2004α).

Τα προτεινόμενα γεωδυναμικά μοντέλα που αφορούν την δομή των νεοτεκτονικών λεκανών του Αιγαίου, θεωρούν γενικά ένα επεκτατικό καθεστώς με σχηματισμό τεκτονικών τάφρων από κανονικές διαρρήξεις (McKenzie 1978, Dewey & Sengor 1979, Le Pichon & Angelier 1979, Brooks et al. 1988). Μέσα σε αυτόν τον μηχανισμό, η νεοτεκτονική Λεκάνη Σαρωνικού διαιρείται σε ένα δυτικό και ένα ανατολικό τμήμα, μέσω μιας πολύ ρηχής πλατφόρμας που έχει διεύθυνση BBA-NNΔ. Η ρηχή μικροσεισμικότητα επιβεβαιώνει την ύπαρξη της ρηχής πλατφόρμας, τμήμα της οποίας αναδύεται στα νησιά της Αίγινας, του Αγκιστρίου, της Σαλαμίνας και της Χερσονήσου Μεθάνων (Papanikolaou et al. 1988).

Στα δυτικά, ο Σαρωνικός Κόλπος περιλαμβάνει δύο λεκάνες, την νότια ΔΒΔ-ΑΝΑ Λεκάνη Επιδαύρου με βάθος μεγαλύτερο από 400 m, και την βόρεια Α-Δ Λεκάνη Μεγάρων, με βάθος μικρότερο από 250 m. Νοτιοδυτικά της Λεκάνης Επιδαύρου διακρίνονται περιθωριακά ρήγματα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και κατακόρυφα άλματα 350 m, που δημιουργούν σε κάποιο βαθμό μία συμμετρική τεκτονική τάφρο με σημαντικές ηφαιστειακές διεισδύσεις στο ανατολικό τμήμα της. Η Λεκάνη Μεγάρων αποτελεί μία τάφρο που σχηματίστηκε από περιθωριακά ρήγματα με άλματα 400-500 m και διεύθυνση



Σχήμα 6.1: Νεοτεκτονικός χάρτης του Σαρωνικού Κόλπου (τροποποιημένος από Dietrich et al. 1993). Στον χάρτη έχουν επίσης προστεθεί τα υποθαλάσσια ρήγματα με άλλα 50-300 m και >300 m (Papanikolaou et al. 1989).

A-Δ έως ABA-ΔΝΔ (Papanikolaou et al. 1988). Ρηξιγενής ζώνη με διεύθυνση B-N και άλμα μεγαλύτερο από 400 m, οριοθετεί το δυτικό περιθώριο των Λεκανών Επιδαύρου και Μεγάρων, κατά μήκος των ακτών της Πελοποννήσου (Σχήμα 6.1). Οι Λεκάνες Επιδαύρου και Μεγάρων διαφοροποιούνται επίσης και στο συνολικό πάχος των Πλειο-Πλειστοκαινικών ιζημάτων που αποτέθηκαν, εφόσον στην πρώτη ξεπερνά τα 500 m ενώ στην δεύτερη κυμαίνεται από 250-500 m. Στον ανατολικό Κόλπο Σαρωνικού, ΒΔ-ΝΑ ρήγματα με σχετικά μικρότερα άλματα, ελέγχουν την εναλλαγή των υπολεκανών και των ρηχών ηπειρωτικών τραπεζών («πλατφορμών») της μορφολογίας του θαλάσσιου πυθμένα. Το μέγιστο βάθος ιζηματογένεσης (>500 m) ευρέθη ΝΑ της Αίγινας.

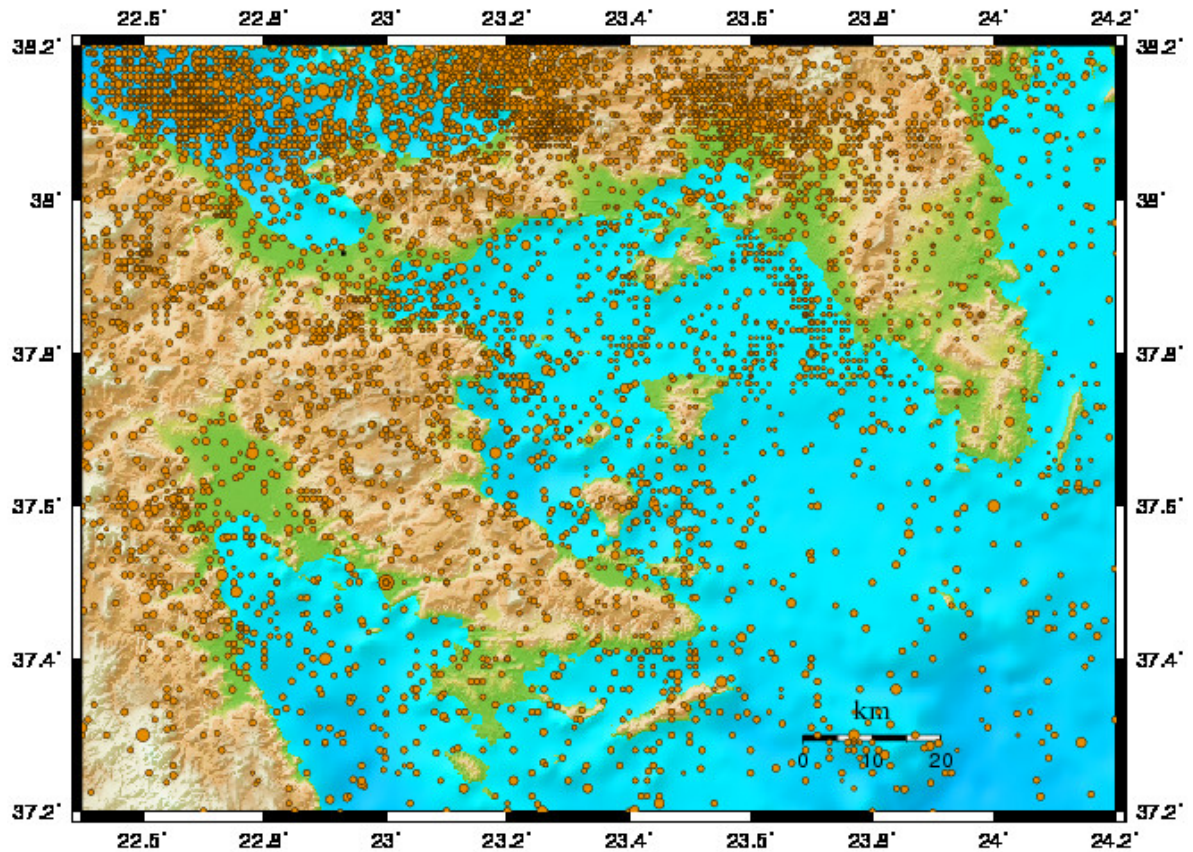
Με βάση τις μετατοπίσεις των ρηγμάτων και την κατανομή των ιζημάτων στον Σαρωνικό Κόλπο, το δυτικό τμήμα είναι προφανώς πιο ενεργό από το ανατολικό (Papanikolaou et al. 1988). Η παρουσία των πρόσφατων ηφαιστειών στο κεντρικό τμήμα οδηγεί σε μία ακόμα πιο σύνθετη δομή που διαχωρίζει το ενεργό δυτικό τμήμα από το σχετικά ανενεργό ανατολικό τμήμα. Επομένως, η Ανατολική Λεκάνη Σαρωνικού, ως ανενεργή, αποκαλύπτει μικρή παραμόρφωση σε σύγκριση με όλες τις άλλες λεκάνες που βρίσκονται δυτικότερα των ηφαιστειακών περιοχών Μεθάνων και Αιγίνης. Η διαφορετική γεωδυναμική κατάσταση επιβεβαιώνεται επίσης και από την διαφορετική σεισμικότητα μεταξύ των δύο περιοχών (Makropoulos & Burton 1981, Bath 1983).

Η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του Σαρωνικού Κόλπου περιορίζεται προς το παρόν σε μικροσεισμική δραστηριότητα η οποία σχετίζεται με τον τεκτονικό ιστό παρά την ηφαιστειακή δραστηριότητα της περιοχής (Σχήμα 6.2). Τα σεισμικά επίκεντρα του Σχήματος 6.2 που καλύπτουν την χρονική περίοδο από το έτος 1964 έως το έτος 2010, αναφέρονται στον ενιαίο κατάλογο των Paradisopoulou et al. (2010), ο οποίος προέκυψε από συλλογή δεδομένων του Πανεπιστημίου Αθηνών (Ε.Κ.Π.Α), του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και του Αστεροσκοπείου Αθηνών (Γ.Ι.Ε.Α.Α). Η μεγαλύτερη πλειοψηφία των σεισμών του χάρτη οφείλεται στην μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της 7ης Σεπτεμβρίου της Αθήνας, μεγέθους $M_w = 6.0$ (Τομέας Γεωφυσικής, Πανπειστήμιο Αθηνών), καθώς και των τριών ισχυρών σεισμών του Κορινθιακού Κόλπου που έλαβαν χώρα εντός του έτους 1981, στις 24 Φεβρουαρίου (6,6R), στις 25 Φεβρουαρίου (6,4R) και στις 4 Μαρτίου (6,4R), στα δυτικά, κεντρικά και ανατολικά του κόλπου, αντιστοίχως. Οι πιο πρόσφατες μεγαλύτερου μεγέθους σεισμικές δονήσεις που έλαβαν χώρα πλησίον των ηφαιστειακών κέντρων του ΒΔ ηφαιστειακού τόξου, η οποία εν τούτοις παρουσιάζεται μικρή

σε σχέση με την σεισμικότητα των γειτνιάζουσων περιοχών, σημειώθηκαν στις 5 Ιανουρίου του έτους 2005 με μέγεθος σεισμού 4,9R στην ευρύτερη περιοχή των Μεθάνων, και εστιακό βάθος 123 km και στις 29 Ιανουαρίου του έτους 2008 στην περιοχή μεταξύ της Αίγινας και των Μεθάνων, με μέγεθος σεισμού $M_L=5,0$ και εστιακό βάθος 15 km.

Σύμφωνα με τους Makris et al. (2004b), η παρατηρηθείσα μικροσεισμική δραστηριότητα στον Σαρωνικό Κόλπο συνδέεται με το τεκτονικό καθεστώς παρά με την ηφαιστειακή δραστηριότητα της περιοχής. Γενικότερα, τα σεισμικά υπόκεντρα που παρατηρούνται κάτωθεν της Πελοποννήσου και πιο συγκεκριμένα του Σαρωνικού Κόλπου, είναι βαθύτερα από εκείνα που σημειώνονται κάτω από την Αττική, Εύβοια και της γειτονικής περιοχής του Αιγαίου. Το φαινόμενο αυτό εστιάζεται σε δύο πεδία τάσεων που διέπουν την παραμόρφωση των Ελληνίδων και του Αιγαίου. Η βαθύτερη σεισμικότητα, που σημειώνεται σε επίπεδα υπό του φλοιού, όπως εκφράζεται στον Σαρωνικό Κόλπο, κατευθύνεται από την υποβύθιση της Ιόνιας ωκεάνιας πλάκας κάτωθεν της Ελλάδας (Huguen et al. 2006). Η ρηχή σεισμικότητα από την άλλη πλευρά, συγκεντρωμένη στον φλοιό, συνδέεται με εφελκυστικές τάσεις οφειλόμενες στην παραμόρφωση του ανώτερου φλοιού. Η ωκεάνια λιθόσφαιρα υποβυθίζεται προς τα ΒΑ, ενώ ο ηπειρωτικός φλοιός και η λεπτυσμένη λιθόσφαιρα ανυψώνονται και παραμορφώνονται προς τα δυτικά. Αντίστοιχα, η παραμόρφωση του φλοιού είναι αρκετά σύνθετη, με περιστροφή ρηξιτεμάχων, κανονικά ρήγματα και κατακερματισμό του φλοιού (Le Pichon & Angelier 1979, McKenzie 1978, Rotstein 1985). Η κατανομή των επικέντρων του Σαρωνικού μετά από την τρισδιάστατη αντιστροφή (Drakatos et al. 2005), επαληθεύει την θέση των κύριων ενεργών ρηγμάτων της περιοχής (Makris et al. 2004b), ευρισκομένων βόρεια της Αίγινας με διεύθυνση Α-Δ και ανατολικά της Αίγινας με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Η χαρακτηριστική ζώνη που διαχωρίζει τον Σαρωνικό στην ανατολική και δυτική λεκάνη, φαίνεται να συνεχίζει μέχρι το βάθος των 12 km. Οι υψηλότερες σεισμικές ταχύτητες εμφανίζονται κάτω από τις παλαιότερες ηφαιστειακές περιοχές των Μεθάνων, Σουσακίου και Σαλαμίνας. Ο δακτύλιος αυτός με τις υψηλότερες ταχύτητες υποδηλώνει το ανερχόμενο μανδυακό υλικό της παλαιο-ηφαιστειακής δραστηριότητας. Το συμπέρασμα αυτό είναι συμβατό με τις πολύ μικρές τιμές ειδικής αντίστασης που προσδιορίστηκαν για βάθη μεγαλύτερα από 10 km, κατά την διάρκεια MT μετρήσεων στο γεωθερμικό πεδίο του Σουσακίου (Tzanis & Lagios 1993). Σε βάθος 17 km η ταχύτητα αυξάνεται σημαντικά και το πάχος του φλοιού δεν ξεπερνάει τα 20 km. Η διείδυση του μανδυακού υλικού στο ηφαιστειακό τόξο, στο βάθος των 12 km,

καθώς και το εφελκυστικό πεδίο τάσεων που κυριαρχεί στην ευρύτερη περιοχή του Σαρωνικού, αποτελούν πιθανότατα τις κύριες αιτίες λέπτυνσης του φλοιού (Drakatos et al. 2005).



Σχήμα 6.2: Σεισμικότητα ευρύτερης περιοχής Σαρωνικού Κόλπου για την χρονική περίοδο 1964-2010 (Paradisopoulou et al. 2010).

Αίγινα

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Αίγινα ξεκίνησε πριν από 4.4-4.7 my περίπου, από έναν κεντρικό ηφαιστειακό αγωγό τροφοδοσίας (Ηφαίστειο Σκοτεινής), όπου μικρές φρεατικές εκρήξεις παρήγαγαν ρυοδακιτικούς τόφφους και κίσσηρη, καθώς και ηφαιστειακά λατυποπαγή και pillow lavas. Τα κατά κύριο λόγο, ηφαιστειακά αυτά θαλάσσια πετρώματα καλύφθηκαν από ένα μεγαλύτερο ηφαιστειακό οικοδόμημα που αποτελείτο κυρίως από δακίτες υπό μορφή ηφαιστειοκλαστικών ροών, βυσμαλίων (plugs) και ρωγμών (Dietrich et al. 1991).

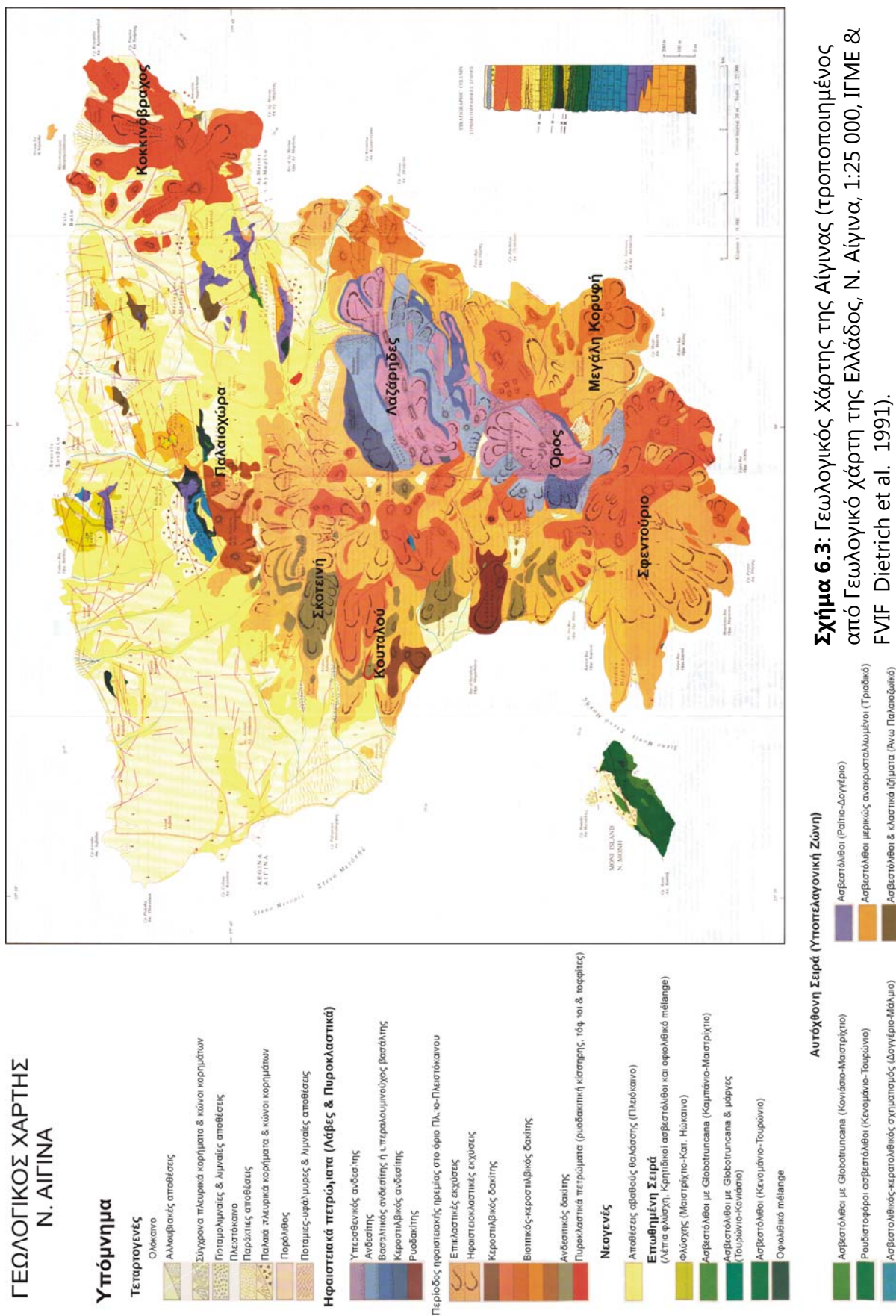
Η δημιουργία ρηγμάτων και η ασύμμετρη ανύψωση κατά την διάρκεια μιας σύντομης τεκτονικής φάσης συμπίεσης στην ανατολική ακτή της Αίγινας, είχε ως αποτέλεσμα την άνοδο νέου δακιτικού τήγματος από μεγαλύτερο βάθος, το οποίο προκάλεσε την κατάρρευση των κορυφών των αρχικών ηφαιστειακών δόμων (ηφαίστειο Σκοτεινής, ηφαίστεια Παλαιοχώρας & Κοκκινόβραχου, ηφαίστεια Σφεντουρίου & Μεγάλης Κορυφής). Με αυτόν τον τρόπο, μεγάλες εκχύσεις δακιτικών θραυσμάτων μετακινήθηκαν προς τις δυτικές κοιλάδες του νησιού, δημιουργώντας επικλαστικές αποθέσεις.

Η εν λόγω *πρώτη ηφαιστειακή φάση* (δακιτική φάση) έληξε πριν από 2 my περίπου, ενώ η *δεύτερη ηφαιστειακή φάση* (ανδειστική φάση) ξεκίνησε μετά από μία μακράν περίοδο επαναφοράς, κατά το Πλειστόκαινο, με ανύψωση δύο ηφαιστειακών κέντρων (Όρος & Λαζάρηδες) που παρήγαγαν μικρά ποσά πυροκλαστικών ιζημάτων, ροές από βασालτικούς ανδεισίτες, υπεραλουμινούχους βασάλτες και υπερσθενικούς ανδεισίτες. Το δεύτερο ηφαιστειακό επεισόδιο που έληξε πριν από 1 my, συνδέεται πάλι με εφελκυστική τεκτονική και άρχισε στο κεντρικό τμήμα της Αίγινας, εκεί όπου παρατηρείται η συμβολή των BBA-NNΔ και A-Δ ρηγμάτων (Κουταλού).

Τα δύο τρίτα της επιφάνειας της Αίγινας καλύπτονται από δακιτικές και ανδειστικές ροές λάβας, βυσμάλιθους και διατρύματα, καθώς και από μεγάλες ηφαιστειο-κλαστικές δακιτικές ροές. Το υπόλοιπο ένα τρίτο καλύπτεται από λιμναίες και αβαθούς θάλασσας αποθέσεις του Νεογενούς, ενώ το υπόβαθρο αποτελείται από ασβεστόλιθους του Περμίου-Αν. Κρητιδικού και καλύπτεται από επωθημένα καλύμματα φλύσχη και οφιολιθικού «mélange» (Σχήμα 6.3).

Η Αίγινα κυριαρχείται από τεκτονική εφελκυσμού, η οποία προκάλεσε φαινόμενα ανύψωσης και βύθισης οδηγώντας σε δομές κεράτων και τάφρων, όπως επίσης και την εναπόθεση του μάγματος. Οι Parazachos & Compninakis (1978) απέδειξαν την ύπαρξη εφελκυστικών χαρακτηριστικών με διεύθυνση B-N στην Ανατολική Πελοπόννησο και στον Σαρωνικό Κόλπο, βασιζόμενοι σε αναλύσεις σεισμών μικρού βάθους ($h < 50$ km). Στην Αίγινα, τα Μέθανα, αλλά και στις γειτονικές περιοχές, αναγνωρίζονται τρία συστήματα ρηγμάτων (Dietrich et al. 1991):

- ❖ Ένα κύριο σύστημα ρηγμάτων με διεύθυνση BA-NΔ ξεκινά από την Κεντρική Εύβοια και διαμέσου της Λεκάνης Αττικής και των ανατολικών ακτών της Αίγινας και των Μεθάνων καταλήγει στην Χερσόνησο Αργολίδας. Το σύστημα αυτό αποκαλύπτει ένα σημαντικό τεκτονικό όριο, που διαχωρίζει την Κυκλαδική ενότητα των μπλε σχιστολίθων στα νοτιοανατολικά, από τα Παλαιοζωικά-Μεσοζωικά ανθρακικά ιζημάτα της Υπο-Πελαγονικής πλατφόρμας στα δυτικά. Από το Κατώτερο Πλειόκαινο έχει επαναδραστηριοποιηθεί με μηδαμινή αριστερόστροφη περιστροφή προς τα BBA-NNΔ, ενώ σημαντικές κατακόρυφες μετατοπίσεις έχουν οδηγήσει σε ανύψωση του ανατολικού τμήματος της Αίγινας και της βύθισης του θαλάσσιου πυθμένα προς τα νοτιοανατολικά.
- ❖ Στο δεύτερο κύριο σύστημα ρηγμάτων με διεύθυνση A-Δ, έλαβαν χώρα κατακόρυφες μετατοπίσεις από το Πλειόκαινο, που δημιούργησαν την τάφρο του Κορινθιακού Κόλπου και την σύνδεσή του με τον Σαρωνικό Κόλπο.
- ❖ Ένα τρίτο σύστημα ρηγμάτων με διεύθυνση ABA-ΔNΔ δημιουργήθηκε στην Αίγινα από το Πλειο-Πλειστόκαινο. Οι προεκτάσεις αυτών των ρηγμάτων διέρχονται από την νησίδα Μονή και το Αγκίστρι, το βόρειο τμήμα των Μεθάνων και την Χερσόνησο Αργολίδας. Φαίνεται ότι τα ρήγματα αυτά είναι ευθυγραμμισμένα, με τους κύριους άξονες πτυχών των αντικλινικών δομών των Μεσοζωικών ανθρακικών ιζημάτων της Υποπελαγονικής ενότητας. Οι κατακόρυφες και οριζόντιες μετατοπίσεις μπορούν να χαρακτηριστούν ως το αποτέλεσμα των εφελκυστικών κινήσεων με διεύθυνση B-N.



Τα Α-Δ και ΑΒΑ-ΔΝΔ συστήματα ρηγμάτων θα μπορούσαν να θεωρηθούν ως η δυτική επέκταση του ρήγματος μετασχηματισμού της Βόρειας Ανατόλιας, που συνδέεται με τα ΒΑ-ΝΔ ρήγματα της Εύβοιας-Αττικής-Μεθάνων. Τα συστήματα αυτά αποτελούν σήμερα βαθιά ρήγματα που διαχωρίζουν την «πλάκα» της ηπειρωτικής Ελλάδας από την «μικροπλάκα» της Πελοποννήσου. Η παρουσία της υψηλής σεισμικότητας στην περιοχή του Σαρωνικού και η εμφάνιση των ηφαιστείων από το Κατώτερο Πλειόκαινο, στην συμβολή των τριών αυτών συστημάτων ρήγματος, αποτελούν τις καλύτερες ενδείξεις για μια τέτοια νεοτεκτονική δομή.

Η ηφαιστειακή στρωματογραφία της Αίγινας έχει περιγραφεί από τους Leyden (1940), Davis (1957), Pe-Piper et al. (1983), Dietrich et al. (1991) και (Morris 2000).

Ευρύτερη Περιοχή Μεθάνων

Μέθανα

Στην Χερσόνησο Μεθάνων, σειρά ηφαιστειών ευθυγραμμίζονται κατά μήκος των κύριων ρηξιγενών ζωνών, επάνω στο πτυχωμένο υπόβαθρο των Μεσοζωικών ασβεστόλιθων (Washington 1894-95, Leyden 1940, Davis 1957, Fytikas et al. 1984). Η ηφαιστειακή δομή της χερσονήσου αποτελείται κατά κύριο λόγο από εκχύσεις λάβας, ηφαιστειοκλαστικές ροές που εκτείνονται ακτινικά από το κεντρικό τμήμα της χερσονήσου, καθώς και από βυσμάλιθους, διατρύματα και δόμους με απλά στρωματογραφικά όρια. Σύνθετα πυροκλαστικά προϊόντα, όπως είναι η τέφρα, η κίσσηρη και οι πυροκλαστικές εκχύσεις φαίνονται να είναι ασυνήθη. Η μορφολογία των Μεθάνων υποδηλώνει ότι οι δόμοι έχουν σχηματιστεί από λεπτές ροές παχύρρευστης λάβας που εκχύθηκαν από διαφορετικές εδαφικές ρωγμές.

Η μαγματική δραστηριότητα των Μεθάνων συνδέεται με εφελκυστικό πεδίο τάσεων. Το πάχος του φλοιού και η νεοτεκτονική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής φαίνεται να αποτελούν τους βασικούς παράγοντες που ελέγχουν την άνοδο των δακτιτικών και ανδεσιτικών μαγμάτων. Η ευρύτερη νεοτεκτονική δομή της περιοχής ελέγχεται από τρεις κύριες περιφερειακές ρηξιγενείς ζώνες (Σχήμα 6.1) με διεύθυνση B70°Δ, B20°Δ και B50°Α, οι οποίες φαίνεται να οριοθετούν την πλευρική ανάπτυξη του ηφαιστειακού χώρου (Paranikolaou et al. 1988). Στην άμεση γειτνίαση της χερσονήσου, οι τρεις ρηξιγενείς ζώνες εμφανίζουν άλματα της τάξης των 350 m, ενώ η φαινομενικά πιο σημαντική ζώνη B70°Δ υπερβαίνει τα 400-500 m, συμβάλλοντας σημαντικά στην νεοτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής της Χερσονήσου Μεθάνων.

Η ηφαιστειότητα στην Χερσόνησο Μεθάνων πιθανότατα άρχισε στα τέλη του Πλειόκαινου ή στην αρχή του Τεταρτογενούς. Οι Gaitanakis & Dietrich (1995) προσδιόρισαν επτά ομάδες ηφαιστειακών πετρωμάτων Τεταρτογενούς ηλικίας. Η πιο πρόσφατη ηφαιστειακή φάση, περίπου πριν από 2200 α, παρήγαγε ανδεσιτικές λάβες στο Καμμένο Βουνό, γεγονός που περιγράφεται από τον Στράβωνα (Stothers & Rampino 1983). Η περιοχή των Μεθάνων έχει χαρτογραφηθεί λεπτομερώς από τον Eccleston et al. (1968).

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΣ ΜΕΘΑΝΩΝ

Υπόμνημα

Τεταρογενές

- Οόλιανο: ol
 Πλασιότανο: cd
 Παρακτικές αποθέσεις

Ηφαιστειακά Πετρώματα (Λάβες & Πυροκλαστικά)

Ηφαιστειακό σύμπλεγμα Μαύρης Πέτρας
(2200 γ. BP)

(Ηλικία ?)

- Ανάσκιος δακίτης da
 Βασαλτικός ανάσκιος ba
 Μαύροι τέφροι & σπυρία py

(0.35-0.25 my BP)

- Δακίτες, ριοδακίτες da
 Δακίτης da
 Δακίτης da
 Δακίτης da

(0.35-0.25 my)

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ανάσκιος da

Ηφαιστειολαστικές ακχύσεις

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

Ηφαιστειολαστικές ακχύσεις

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

Ηφαιστειολαστικές ακχύσεις

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

Ηφαιστειολαστικές ακχύσεις

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

volk volk

Τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα (Παλαιά Σειρά των Leyden 1940 και Pe 1974) αποτελούνται από ροές ανδεσίτη και δακίτη που έχουν διαρρηχθεί και διαβρωθεί, προσδίδοντας μία ήπια τοπογραφία. Σύμφωνα με τον Leyden (1940), το σύστημα των παλαιότερων λαβών καλύφθηκε από νεότερες εκχύσεις λάβας προσδίδοντας την πιο έντονη μορφολογία, με υψηλότερα βουνά. Τα ιζηματογενή πετρώματα που εντοπίζονται κυρίως στο νότιο τμήμα των Μεθάνων είναι ασβεστόλιθοι του Ανώτερου Ιουρασικού-Μέσου Κρητιδικού, ενώ βορειοδυτικά της χερσονήσου εμφανίζονται και ασβεστόλιθοι φάσεως Παντοκράτορα (Αν. Τριαδικό-Κατ. Ιουρασικό), της αυτόχθονης Υποπελαγονικής ενότητας (Σχήμα 6.4). Υποθαλάσσια εμφάνιση ηφαιστειακών πετρωμάτων, ΒΔ των Μεθάνων, φαίνεται να τέμνει σχεδόν τα ανώτερα 100 m των Τεταρτογενών ιζημάτων (Papanikolaou et al. 1988). Με βάση τους ευρύτερους ρυθμούς ιζηματογένεσης, το γεγονός αυτό υποδηλώνει μία ηλικία τουλάχιστον 1 my και κατά συνέπεια συσχετίζεται με τα παλαιότερα ηφαιστειακά των Μεθάνων (Pe-Piper & Piper 2002).

Μαγνητοτελλουρική διασκόπηση στην περιοχή (Tzanis & Lagios 1994) επιβεβαιώνει την ύπαρξη ρηξιγενούς ζώνης με διεύθυνση Β20°Δ, πιθανόν σχετιζόμενης με την μεταφορά γεωθερμικών ρευστών μέσω διαπερατών οδών, που συνδέει τις περιοχές θερμών πηγών Μεθάνων και Παλαιών Λουτρών (Βόρεια Μέθανα). Από την MT μελέτη αναγνωρίσθηκε ότι το εν λόγω ρήγμα διατέμνει αγώγιμους θύλακες σε βάθη 1,5-2,5 km, υπό το μέσο της χερσονήσου, οι οποίοι ερμηνεύονται ως ζώνες συγκέντρωσης ρευστών. Οι γεωχημικές αναλύσεις των επιφανειακών θερμών νερών (Geothermica Italiana 1984) καθόρισαν ότι πριν την εκροή τους από μεγαλύτερα βάθη αναμειγνύονται με το ψυχρό θαλασσινό νερό. Μεταγενέστερες μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις (Volti 1999) αποκαλύπτουν μικρή ειδική αντίσταση ($<30 \Omega \text{ m}$) κάτωθεν του κεντρικού τμήματος της χερσονήσου, σε αντίθεση με τις υψηλότερες τιμές ($>100 \Omega \text{ m}$) που παρατηρούνται στον υπόλοιπο χώρο. Η μικρή αγώγιμη περιοχή στο κέντρο των Μεθάνων πιθανόν να συνδέεται με την ηφαιστειακή ιστορία της χερσονήσου, ως αποτέλεσμα της απόψυξης μιας προηγούμενης μαγματικής δραστηριότητας. Ένας μαγματικός θάλαμος τέτοιου μεγέθους θα μπορούσε να τροφοδοτηθεί μέσω περιορισμένου εύρους ηφαιστειακών αγωγών από μια βαθιά μαγματική πηγή. Το όριο φλοιού-μανδύα στην περιοχή των Μεθάνων ευρίσκεται στα 25-28 km (Makris & Röwer 1986, Karagianni et al. 2005), γεγονός που δεν διευκολύνει την MT μέθοδο στην ανίχνευση ενός μικρού μαγματικού θαλάμου σε μεγάλο βάθος. Επί πλέον, οι Tsapanos et al. (1994) αναφέρουν ότι οποιαδήποτε επακόλουθη οριζόντια παραμόρφωση

του φλοιού, οφειλόμενη σε εφελκυσμό για παράδειγμα, θα μπορούσε να προκαλέσει τον διαχωρισμό των ρηχότερων ταμιευτήρων σε σχέση με τις πιθανόν βαθύτερες μαγματικές τους πηγές.

Πρόσφατη γεωχημική μελέτη (D'Alessandro et al. 2007, 2008) αποδεικνύει ότι οι ανωμαλίες που σχετίζονται με το γεωθερμικό σύστημα της χερσονήσου, εκτός των εμφανών σημείων εκδήλωσης των θερμών ατμίδων και θερμομεταλλικών πηγών, εντοπίστηκαν και σε άλλες περιοχές διαφυγής αερίων της χερσονήσου καθώς και σε ψυχρό υπόγειο νερό. Οι ανωμαλίες αυτές συνδέονται σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις, με την κύρια ενεργό τεκτονική δομή της περιοχής. Αν και η συνολική ποσότητα διαφυγής του CO₂ (0,03 kg/s) θεωρείται σχετικά μικρή με τις αναφερόμενες τιμές άλλων αντίστοιχων ηφαιστειογενών περιοχών, η απότομη διαφυγή των αερίων ωστόσο, δύναται να θέσει προβλήματα επικινδυνότητας στην περιοχή.

Πόρος

Τα ηφαιστειακά πετρώματα του Πόρου αποκαλύπτονται στην νότια πλευρά του νησιού, συνιστάμενα από δόμο δακτιτικής λάβας και ανδεσιτικές ροές που αποδίδουν την ηλικία του Μέσου Πλειόκαινου (Fytikas et al. 1986b, Matsuda et al. 1999). Καλύπτουν μια περιοχή με έκταση 1 km², ενώ το υπόλοιπο τμήμα του νησιού αποτελείται από ασβεστόλιθους, μάργες, τόφφους, κερατόλιθους και σερπεντινίτες της Υποπελαγονικής Ενότητας.

Υποθαλάσσιο Ηφαίστειο Παυσανία

Στο ηφαιστειακό συγκρότημα του Σαρωνικού Κόλπου καθώς και στην ΒΔ κατάληξη του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου ανήκει και το υποθαλάσσιο ηφαιστειακό κέντρο του Κόλπου της Επιδάουρου, ονόματι Παυσανία, που εντοπίζεται 2,5-3,5 km ΒΒΔ από το ΒΔ άκρο της Χερσονήσου Μεθάνων. Η ηλικία του Παυσανία που είναι νεότερη από τα περιβάλλοντα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα της Λεκάνης Επιδάουρου, εκτιμάται εντός του Ολόκαινου (Pavlakis et al. 1990). Η κορυφή του ηφαιστειακού κώνου βρίσκεται σε βάθος

143 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, ενώ από τον πυθμένα υψώνεται στα 260 m. Συνολικά καλύπτει μια περιοχή με έκταση 12 km², ενώ η μέση διάμετρος της βάσης του κώνου καλύπτει περίπου τα 6-7 km.

Η βυθομετρική τομή του υποθαλάσσιου ηφαιστείου διακρίνει βάθος 300 m περίπου στο εσωτερικό του κώνου, ενώ στις ΔΒΔ, και ΑΝΑ πλαγιές του ηφαιστειακού κώνου σημειώνονται τα βάθη των 380 m και 270 m αντιστοίχως. Η μεγάλη έκταση που καταλαμβάνει η βάση του ηφαιστείου του Πausanias, σε συνδυασμό με το σχετικό ύψος του από τον πυθμένα της λεκάνης, υποδεικνύουν σημαντική ηφαιστειακή δραστηριότητα, παράλληλη της χερσαίας δραστηριότητας στην Χερσόνησο Μεθάνων (Pavlakis et al. 1990).

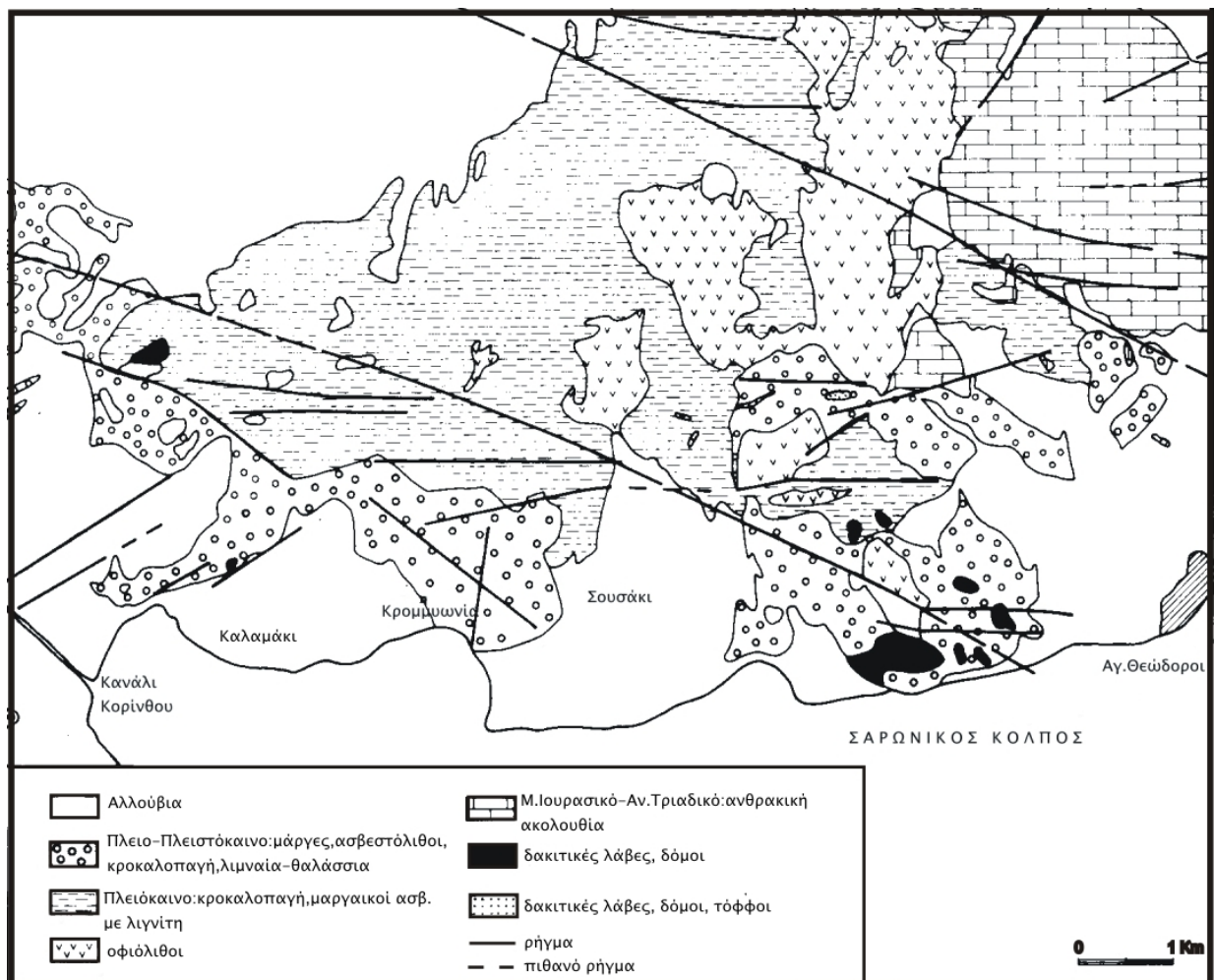
Ευρύτερη Περιοχή Σουσακίου

Η περιοχή της Κρομμυωνίας στην οποία εντάσσεται το Σουσάκι, ευρίσκεται στην Λεκάνη Κορίνθου (Σχήμα 6.5) και χαρακτηρίζεται από μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων που κατά θέσεις παρουσιάζουν πάχος μεγαλύτερο από 70 m (Freyberg 1973). Η γεωλογική δομή της περιοχής συνίσταται από το μεσοζωικό υπόβαθρο των ασβεστολίθων και των οφιολίθων, το οποίο υπόκειται των ιζημάτων του Πλειοκαίνου (λιμναίες ή υφάλμυρες αποθέσεις) και Πλειστοκαίνου (μάργες, άμμοι, ηπειρωτικά κροκαλοπαγή κλπ). Οι ηφαιστειακές εκροές και οι πυροκλαστικές αποθέσεις, δακιτικής σύστασης, φανερώνονται σε θέσεις όπου οι εκχύσεις λάβας και οι εκρηκτικοί μαγματικοί μηχανισμοί έλαβαν χώρα ταυτόχρονα με τον σχηματισμό των Πλειοκαινικών λεκανών (2,2-8 my, Fytikas et al. 1976, 1986b). Τα ηφαιστειακά πετρώματα συνδέονται στενά με τα περιθωριακά ρήγματα που οριοθετούν τις λεκάνες.

Αναλυτικότερα, στην περιοχή παρατηρούνται δύο βασικές ομάδες ηφαιστειακών εμφανίσεων: μία δυτική ομάδα, βόρεια του Καλαμακίου και μία ανατολική μεταξύ του Σουσακίου και των Αγ. Θεοδώρων. Η δυτική ομάδα αποτελείται από δακίτες που χρονολογούνται στα 3.6-4 my και υπέρκεινται των ιζηματογενών πετρωμάτων Πλειοκαινικής ηλικίας (Collier & Dart 1991). Η ανατολική ομάδα (Papastamatiou 1937, Pe 1972) αποτελείται από δακίτες που αντιπροσωπεύουν τα υπολείμματα εκχύσεων λάβας, σχετικά μεγάλου πάχους και περιορισμένης έκτασης. Οι Fytikas et al. (1986b), δεδομένης

της απουσίας ρωγμών που πιθανότατα θα είχαν προκληθεί από γεγονός έκρηξης, υποθέτουν ότι οι εκχύσεις λάβας προέρχονται από μικρούς δόμους.

Γεωχρονολογικά δεδομένα (Fytikas et al. 1986b) υποδεικνύουν ότι η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή Σουσακίου ξεκίνησε πριν από 2,7 my (Πλειόκαινο). Σήμερα εκδηλώνεται με την μορφή ατμιδικών φαινομένων (φουμαρόλες/θερμές πηγές: 40-50°C/73°C) που περιορίζονται στην περιοχή Θειόχωμα (Kavouridis & Fytikas 1988). Σύμφωνα με τους Kavouridis & Fytikas (1988), η εκτεταμένη υδροθερμική δραστηριότητα που εκδηλώθηκε στο Σουσάκι σχετίζεται με τα Πλειοκαινικά δακτιτικά μάγματα. Η απουσία μεταγενέστερων γεωθερμικών φαινομένων, όπως επίσης η σχετική ηλικία και η μεγάλου βάθους προέλευση των δακτιτικών μαγματικών διαδικασιών αποκλείουν την ύπαρξη της μαγματικής πηγής σε μικρό βάθος του φλοιού (Geothermica Italiana 1984).



Σχήμα 6.5: Γεωλογικός χάρτης των ηφαιστειακών πετρωμάτων της ευρύτερης Κρομμωνιάς (τροποποιημένος από Fytikas et al. 1988).

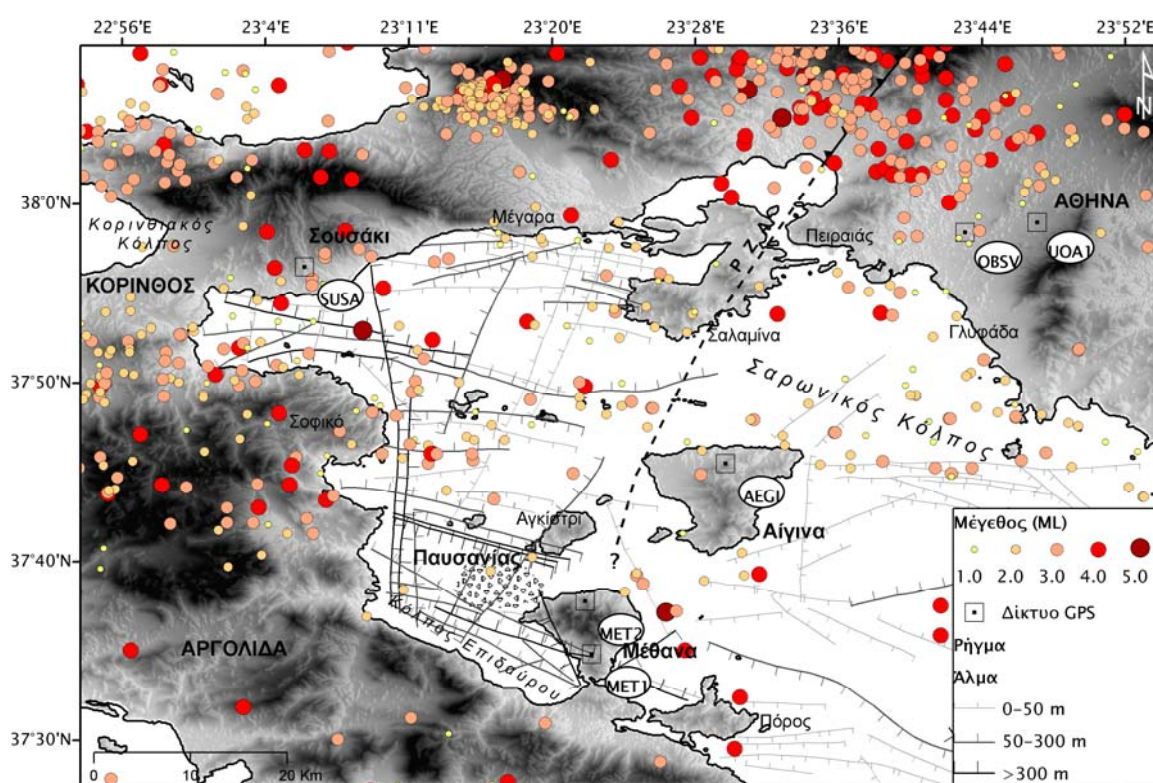
Λεπτομερής γεωχημική ανάλυση (Papastamataki & Leonis 1982, Kavouridis & Fytikas 1988) υποδεικνύει ότι η προέλευση των θερμών νερών οφείλεται σε ταμιευτήρα που εντοπίζεται σε μεγάλο βάθος (αρχικές θερμοκρασίες 130-150 °C), πιθανόν εντός των Μεσοζωικών ασβεστόλιθων.

Το Σουσάκι αποτελεί μία σύνθετη περιοχή με ενεργό τεκτονισμό. δεδομένου ότι αποτελεί την ενδιάμεση περιοχή μεταξύ του Κορινθιακού και Σαρωνικού Κόλπου. Η τεκτονική του δομή χαρακτηρίζεται από δύο κύρια συστήματα ρηγμάτων, με διεύθυνση Α-Δ και ΒΔ-ΝΑ (Σχήμα 6.5). Οι ρηξιγενείς δομές με διεύθυνση Α-Δ δείχνουν να συνδέονται με την εκχυτική μαγματική δραστηριότητα του Πλειόκαινου (Kavouridis & Fytikas 1988) και η μεταγενέστερη δραστηριοποίησή τους μέσα στο Ολόκαινο επηρέασε τα νεότερα ιζήματα της περιοχής. Το σύστημα ρηγμάτων με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση είναι σχετικά νεότερο, επιδρώντας στους Πλειο-Πλειστοκαινικούς σχηματισμούς. Το σύστημα αυτό θεωρείται ενεργό ακόμα και σήμερα και φαίνεται να αποτελεί την πιο σημαντική ενεργή τεκτονική δομή του Κορινθιακού Κόλπου (McKenzie & Jackson 1986).

Η γεωφυσική διερεύνηση του Σουσακίου (Rocca 1985) αποδεικνύει την ύπαρξη ρηγμάτων και δομών μεγάλης κλίμακας με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ΝΔ-ΒΑ και Α-Δ. Η ανίχνευση οποιασδήποτε δομής μεγάλου βάθους που να ερμηνεύεται ως γεωθερμικός ταμιευτήρας δεν ήταν εφικτή. Η μαγνητοτελλουρική διασκόπηση (Tzanis & Lagios 1993) ενισχύει την άποψη περί ανυπαρξίας βαθέως γεωθερμικού ταμιευτήρα και επί πλέον επιβεβαιώνει τις τεκτονικές διευθύνσεις Β50°Δ και Β50°-60°Α των ρηγμάτων. Σε μεγάλο βάθος διασκόπησης (50 m-20 km), η γεωηλεκτρική δομή ερμηνεύεται ως το σύμπλεγμα διατεμνόμενων αγώγιμων ρηξιγενών ζωνών και αντιστατικών εκρηξιγενών περιοχών. Οι Galanopoulos et al. (1988) σε επακόλουθη MT διασκόπηση εξέτασαν το γεωθερμικό πεδίο του Σουσακίου για μικρότερα βάθη φλοιού (<2 km). Ερμηνεύουν την ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου βάσει των πολύ μικρών τιμών ειδικής αντίστασης (<5 Ωhm) που υπολογίστηκαν για τον ανώτερο φλοιό (1,5 km).

6.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ GPS

Διαφορικές μετρήσεις GPS πραγματοποιήθηκαν στο βορειοδυτικό τμήμα του Ηφαιστειακού Τόξου, με σκοπό τον προσδιορισμό της εδαφικής παραμόρφωσης της περιοχής (Parageorgiou 2010). Για τον σκοπό αυτόν, εγκαταστάθηκε δίκτυο σταθμών GPS, στην Αίγινα (AEGI), στην Χερσόνησο Μεθάνων (MET1, MET2) και στην περιοχή του Σουσακίου (SUSA), ενώ κατά την διάρκεια των μετρήσεων συμπεριλήφθησαν δύο επί πλέον σταθμοί ευρισκόμενοι στην Αθήνα (OBSV, UOA1), στις περιοχές του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και του Πανεπιστημίου Αθηνών, αντίστοιχα. Η πρώτη μέτρηση του δικτύου διεξήχθη τον Φεβρουάριο του 2006, ενώ ακολούθησαν δύο επαναμετρήσεις τον Οκτώβριο του 2007 και τον Αύγουστο του 2008.



Σχήμα 6.6: Δίκτυο GPS του ΒΔ Ηφαιστειακού Τόξου, κύρια τεκτονικά ρήγματα στην περιοχή του Σαρωνικού Κόλπου (Paranikolaou et al. 1988) και σεισμική δραστηριότητα για το 1950-2009 (ΑΠΘ). ΡΖΑ: Ρηξιγενής Ζώνη Αττικής (Paranikolaou & Royden 2007).

Οι πραγματοποιηθείσες μετρήσεις GPS ήταν στατικού τύπου και κατά την εκτέλεσή τους χρησιμοποιήθηκαν γεωδαιτικοί, διπλής συχνότητας δέκτες, τύπου LEICA (SR299/SR399). Η επίλυση των βάσεων του δικτύου υλοποιήθηκε αρχικά σε σχέση με τον Κόσμο (ITRF2000), και εν συνεχεία την Ευρώπη (ETRF2000) και την Αθήνα (Παράρτημα 1 & 2). Στην περίπτωση της επίλυσης των σταθμών του δικτύου σε σχέση με την Αθήνα, ως σταθμός αναφοράς επελέγη ο σταθμός OBSV, όπου οι βάσεις μεταξύ των σταθμών καλύπτουν αποστάσεις των 30 km (AEGI), 49 km (SUSA), 53 km (MET2) και 54 km (MET1). Ως ρυθμός καταγραφής των δεδομένων GPS για την περίπτωση των προαναφερθέντων βάσεων, ορίστηκαν τα 30 sec, ενώ οι σταθμοί κατέγραφαν συνεχώς για αρκετά εικοσιτετράωρα σε κάθε περίοδο μέτρησης.

Η επεξεργασία των παρατηρήσεων πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό *Bernese* v.4.2 (Hugentobler et al. 2001), όπου και επετεύχθη ακρίβεια της τάξης των 1-4 mm για την οριζόντια, και 2-5 mm για την κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής παραμόρφωσης. Για την επίλυση των βάσεων του δικτύου στο πλαίσιο αναφοράς ITRF2000 (Altamini et al. 2002, Boucher et al. 2004), χρησιμοποιήθηκαν σταθμοί EUREF (*Regional Reference Frame Sub-Commission for Europe*) του δικτύου EPN (*EUREF Permanent Network*), όπως ο GRAZ (Αυστρία), ο MATE (Ιταλία), ο SOFI (Βουλγαρία), ο WTZR (Γερμανία) και ο DION (Ελλάδα). Τα αποτελέσματα της επίλυσης στο ITRF2000 και ETRF2000 δίδονται στους Πίνακες 6.1-2.

Πίνακας 6.1

Οριζόντια Μετατόπιση σε ITRF2000 & ETRF2000 (2006-2007 & 2007-2008)

Εποχή Μέτρησης	Σταθμοί GPS	Οριζόντια Μετατόπιση ITRF (mm)	Οριζόντια Μετατόπιση ETRF (mm)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm)
2006,14 - 2007,78	AEGI	31,3	36,9	2,3
	SUSA	23,3	43,3	3
	MET1	17,8	44,2	2,5
	MET2	18	41,5	4
	OBSV	21,6	43,3	3
2007,78 – 2008,55	AEGI	10,8	18,8	2
	SUSA	3,6	19	2,2
	MET1	1,9	22,2	1,6
	MET2	3,5	22,1	3,4

UOA1	12	27	1
------	----	----	---

Πίνακας 6.2

Οριζόντια & Κατακόρυφη Μετατόπιση σε ITRF2000 & ETRF2000 (2006-2008)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Μετατόπιση ITRF (mm)	Οριζόντια Μετατόπιση ETRF (mm)	Κατακόρυφη Μετατόπιση (mm)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm)
AEGI	27	45	-14,6	3,3	2,7
SUSA	21	59	-1,4	4,5	3,6
MET1	17	65	-18,7	3,6	3,5
MET2	21	63	-17,8	4,9	4,7

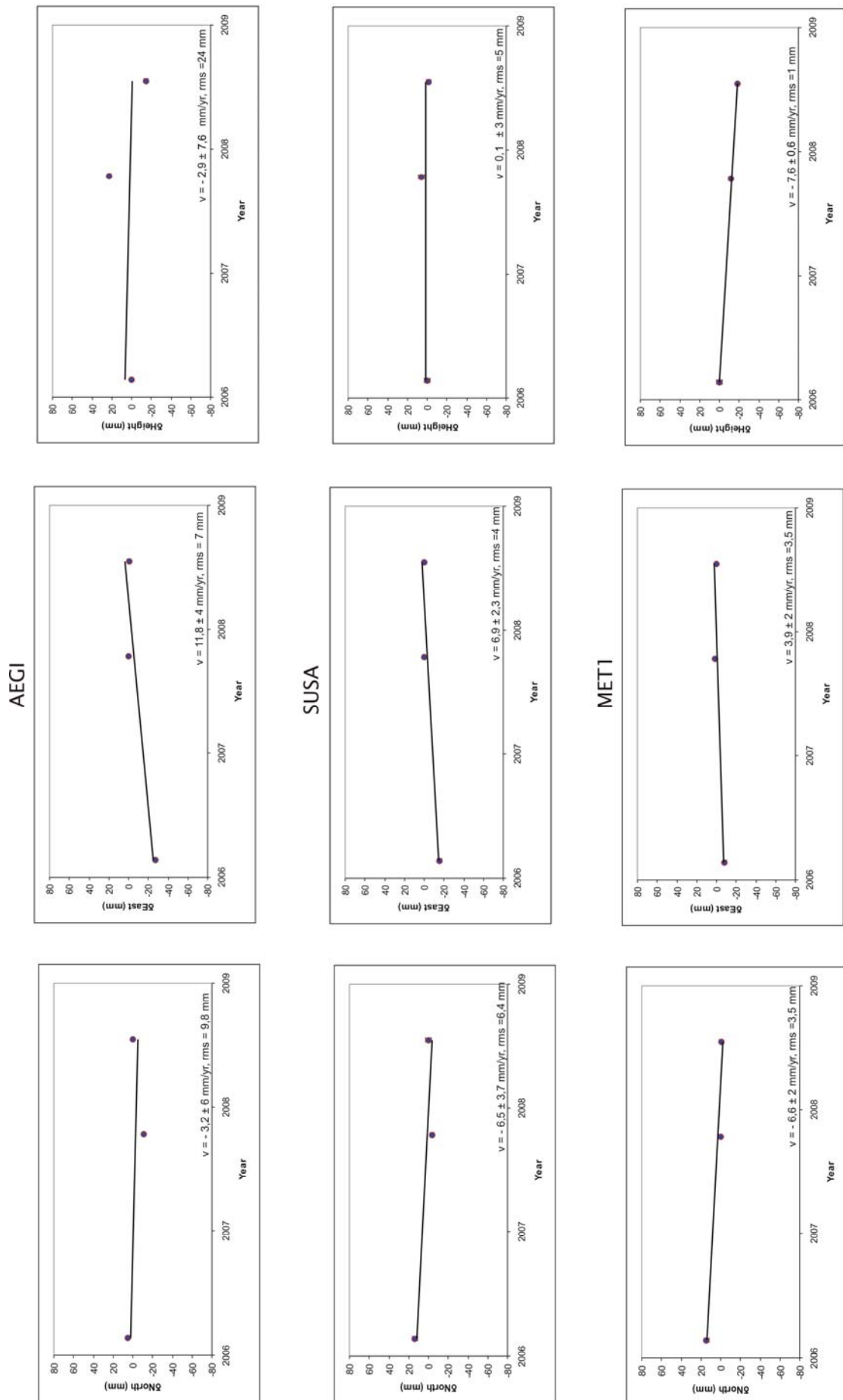
Μετέπειτα της επιλύσεως των βάσεων του δικτύου κατασκευάστηκαν οι χρονοσειρές των σταθμών στο σύστημα αναφοράς ITRF2000 (Σχήμα 6.7). Από τα διαγράμματα της μεταβολής των τριών συνιστωσών κατά την περίοδο των παρατηρήσεων 2006-2008, υπολογίστηκαν με γραμμική παλινδρόμηση, βάσει της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, οι ταχύτητες μετατόπισης των σταθμών GPS, στην οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης (Πίνακας 6.3).

Πίνακας 6.3

Ταχύτητες Οριζόντιας & Κατακόρυφης Μετατόπισης (2006-2008)

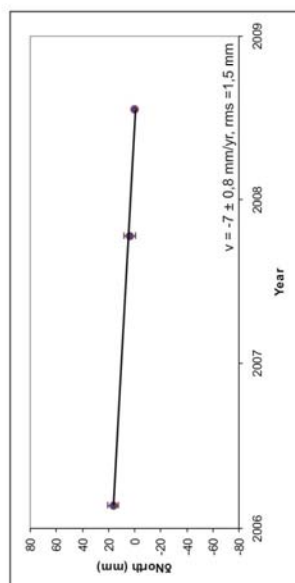
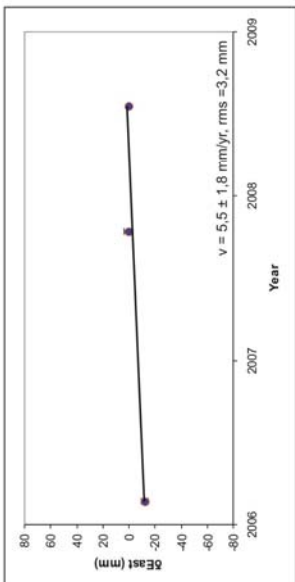
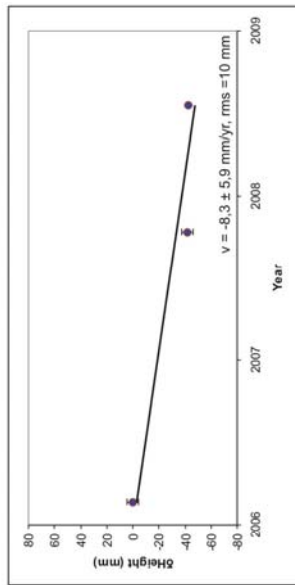
Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα ITRF (mm/yr)	Οριζόντια Ταχύτητα ETRF (mm/yr)	Οριζόντια Ταχύτητα Αθήνα (mm/yr)	Κατακόρυφη Ταχύτητα (mm/yr)	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση (mm/yr)	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση (mm/yr)
AEGI	12,3	19	10,7	-2,9	7	7,6
SUSA	9,4	24,8	7,3	0,1	4,4	3
MET1	7,7	27	8,4	-7,6	2,9	0,6
MET2	8,9	26	7,3	-8,3	2	5,9
OBSV	16	29	-	-2,9	3	4,5
UOA1	15	31	-	-5,7	1,4	2

* αναλυτικότερα τα ανύσματα στις δύο συνιστώσες παρέχονται στο Παράρτημα 2

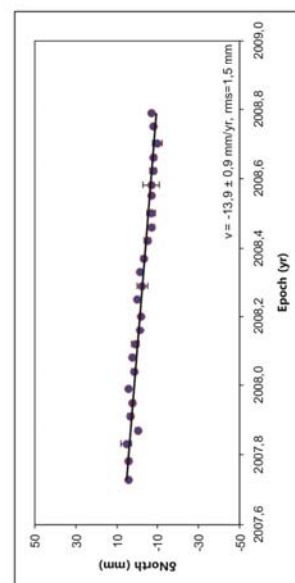
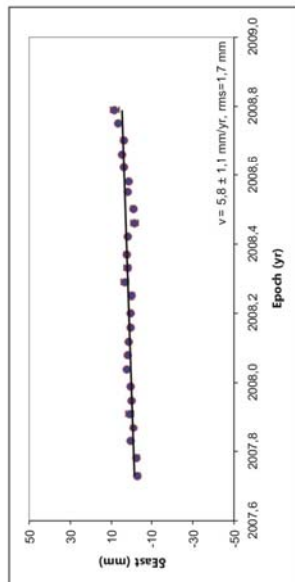
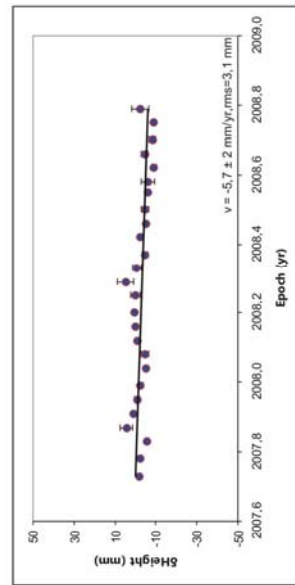


Σχήμα 6.7: Διαγράμματα οριζόντιας και κατακόρυφης μετατόπισης ως προς ITRF2000. Το σφάλμα θέσης των σημείων στην οριζόντια συνιστώσα κυμαίνεται από 1-4 mm, ενώ στην κατακόρυφη από 2-5 mm.

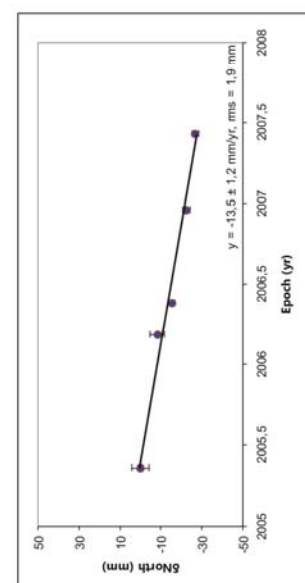
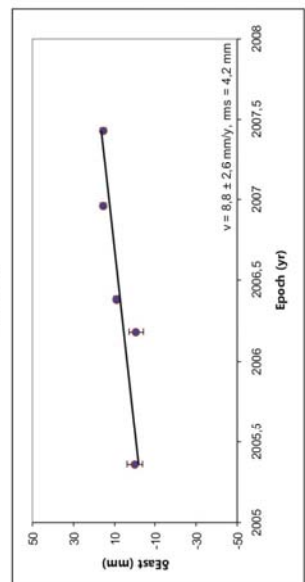
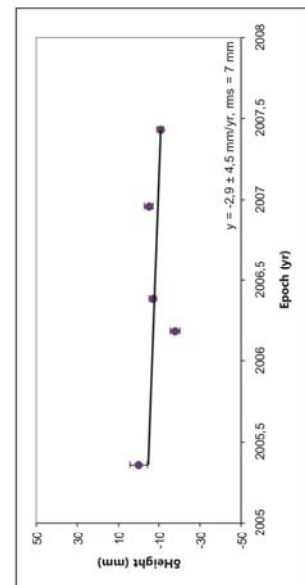
MET2



UOA1



OBSV

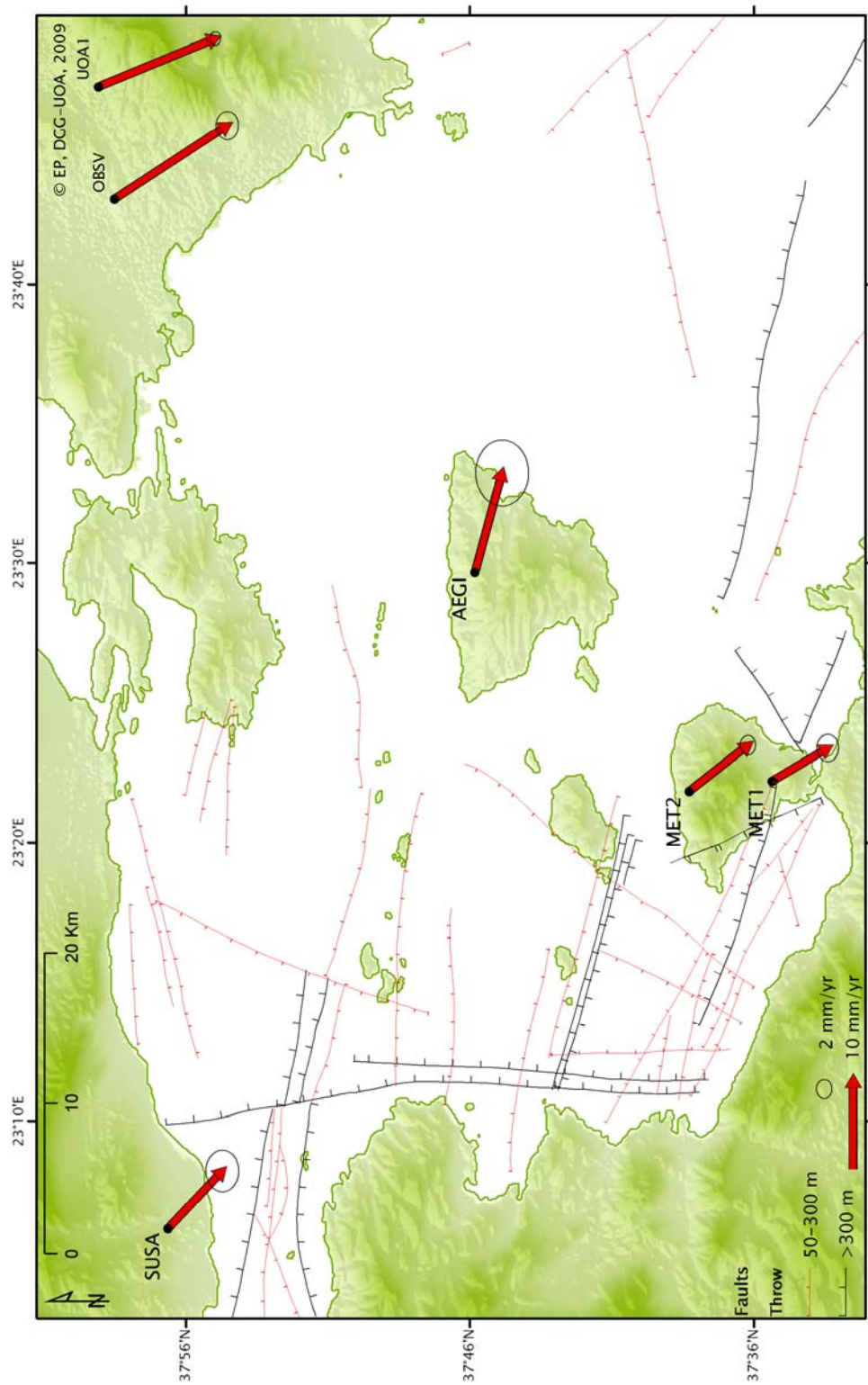


Σχήμα 6.7: Συνέχεια

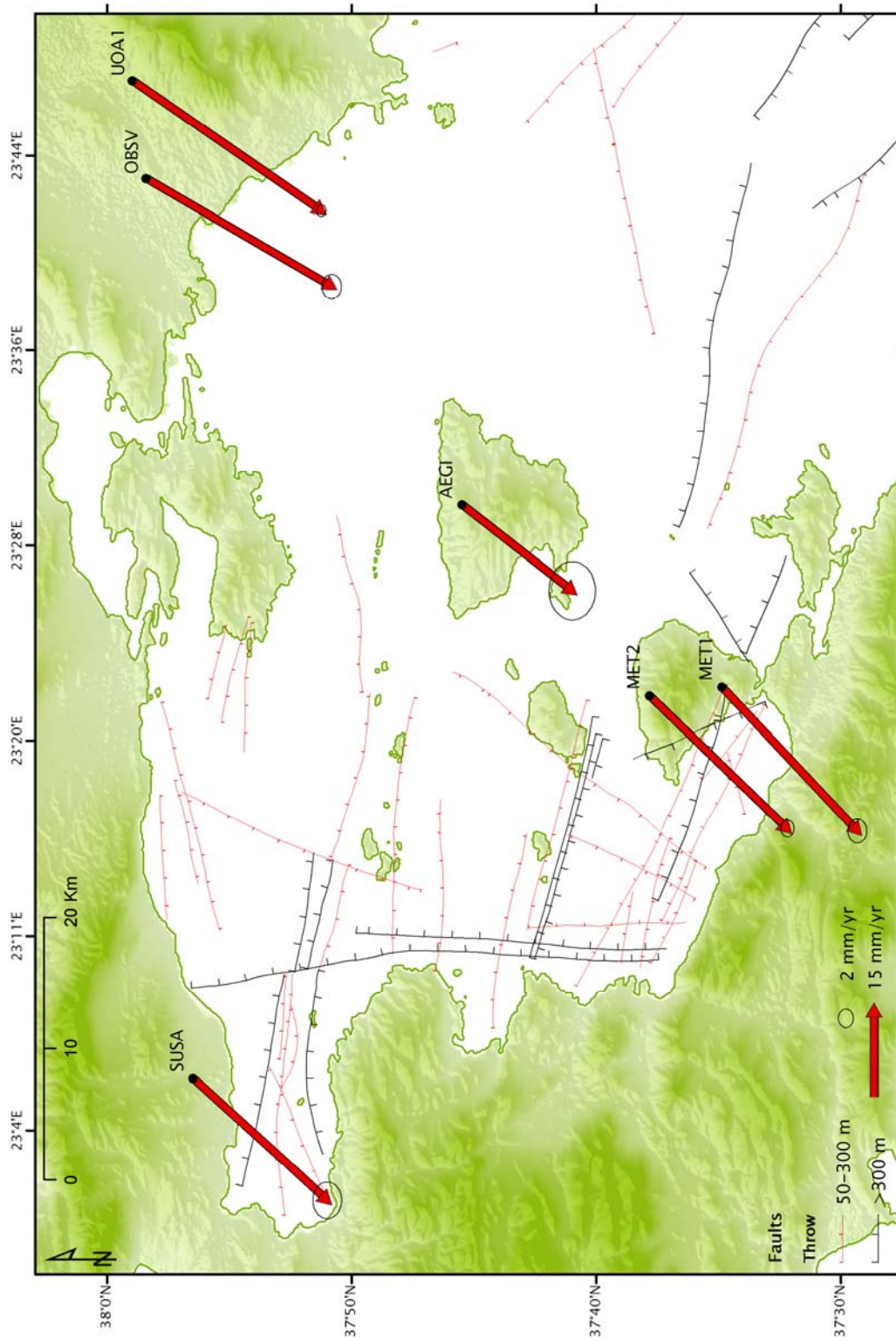
Οι ταχύτητες που υπολογίστηκαν από την στατιστική ανάλυση των χρονοσειρών, υποδεικνύουν ότι ως προς το πλαίσιο αναφοράς ITRF2000, η Αίγινα κινείται με μεγαλύτερη ταχύτητα ($12,3 \pm 7$ mm/yr) σε σχέση με τα Μέθανα ($7,7 \pm 2,9$ και $8,9 \pm 2$ mm/yr) και το Σουσάκι ($9,4 \pm 4,4$ mm/yr). Αντιθέτως, ως προς το ETRF2000, η μεγαλύτερη ταχύτητα οριζόντιας μετατόπισης σημειώνεται στην Χερσόνησο Μεθάνων (27 mm/yr $\pm 2,9$) και η μικρότερη στην Αίγινα (19 ± 7 mm/yr), ενώ το Σουσάκι φανερώνει παρόμοιους ρυθμούς μετατόπισης με τα Μέθανα (25 ± 4 mm/yr). Επί πλέον, οι ρυθμοί κατακόρυφης κίνησης των σταθμών υποδηλώνουν καθίζηση εντός της λεκάνης του Σαρωνικού, ενώ αντίθετα το Σουσάκι στο δυτικό χερσαίο περιθώριο της λεκάνης εμφανίζεται σταθερό με σχεδόν μηδενική κίνηση ($0,1 \pm 3$ mm/yr). Αναλυτικότερα, τα Μέθανα χαρακτηρίζονται από καθίζηση της τάξης των $-7,6 \pm 0,6$ mm/yr, ενώ η Αίγινα που βρίσκεται στο κέντρο της λεκάνης υποδεικνύει μικρότερη καθίζηση $-3 \pm 7,6$ mm/yr. Πεδίο καθίζησης παρατηρήθηκε και στην Αθήνα (OBSV), με ρυθμό $-3 \pm 4,5$ mm/yr, όμοιο της Αίγινας.

Για την απεικόνιση των επιλύσεων ως προς τα πλαίσια αναφοράς ITRF2000 και ETRF2000 και την Αθήνα, σχηματίστηκαν χάρτες οριζόντιων ταχυτήτων, που καλύπτουν το συνολικό διάστημα παρατηρήσεων, από το 2006 έως το 2008 (Σχήμα 6.8-10). Η ανάλυση των παρατηρήσεων GPS, ως προς το ITRF2000 (Σχήμα 6.8), υποδεικνύει ότι οι σταθμοί που ευρίσκονται στον Σαρωνικό Κόλπο, αλλά και εκείνοι που ευρίσκονται στην Αθήνα, κινούνται ομοιόμορφα προς τα ΝΑ με ταχύτητες που κυμαίνονται από $7,7$ έως 16 mm/yr (Πίνακας 6.3). Η Αθήνα με τους σταθμούς OBSV και UOA1 κινείται με την μεγαλύτερη ταχύτητα, ενώ νοτιότερα οι ταχύτητες ελαττώνονται σταδιακά. Ελαφρώς διαφορετική διεύθυνση, προς τα ΑΝΑ, παρουσιάζει ο σταθμός AEGI, που κινείται με την μεγαλύτερη ταχύτητα εντός του Σαρωνικού Κόλπου. Οι ταχύτητες που προέκυψαν στο ETRF2000, υποδεικνύουν μεγαλύτερους ρυθμούς μετατόπισης, 19 - 27 mm/yr, και σύμφωνες κινήσεις προς τα ΝΔ (Πίνακας 6.3). Ο σταθμός AEGI χαρακτηρίζεται από την μικρότερη ταχύτητα, ενώ οι υπόλοιποι σταθμοί του Σαρωνικού εμφανίζουν σχεδόν όμοια μεγέθη που προσεγγίζουν τα 25 - 27 mm/yr. Η Αθήνα κινείται και σε αυτήν την περίπτωση με την μεγαλύτερη ταχύτητα 29 - 31 mm/yr.

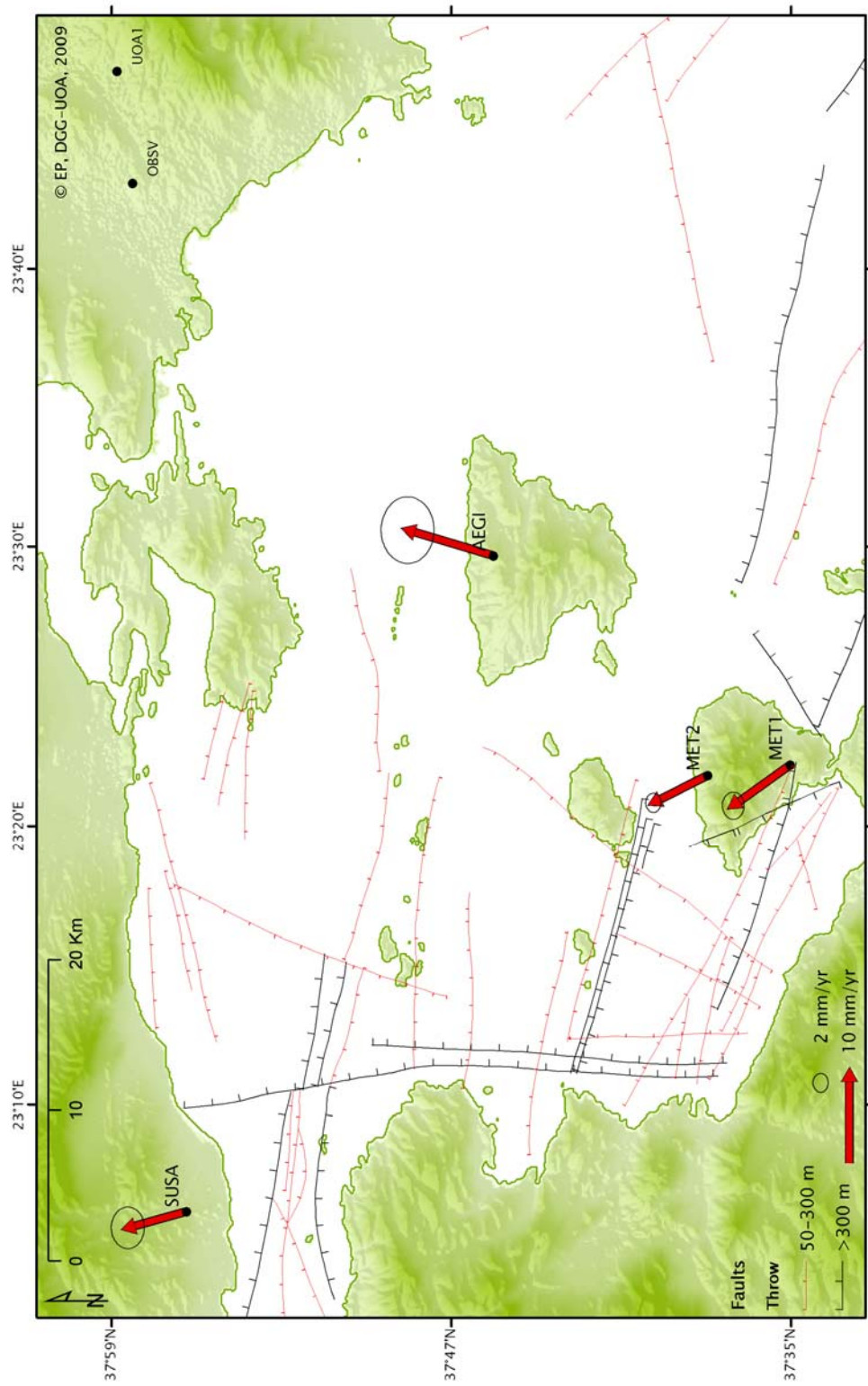
Στην περίπτωση της εξάρτησης του δικτύου ως προς την Αθήνα (OBSV), υπολογίστηκαν ταχύτητες από $7,3$ έως $10,7$ mm/yr. Η μεγαλύτερη ταχύτητα ($10,7 \pm 7$ mm/yr) σημειώθηκε στην Αίγινα με BBA διεύθυνση.



Σχήμα 6.8: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου του Σαρωνικού Κόλπου ως προς ITRF2000 (2006-2008). Τα υποθαλάσσια ρήγματα από Papanikolaou et al. 1989.



Σχήμα 6.9: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου του Σαρωνικού Κόλπου ως προς ETRF2000 (2006-2008).

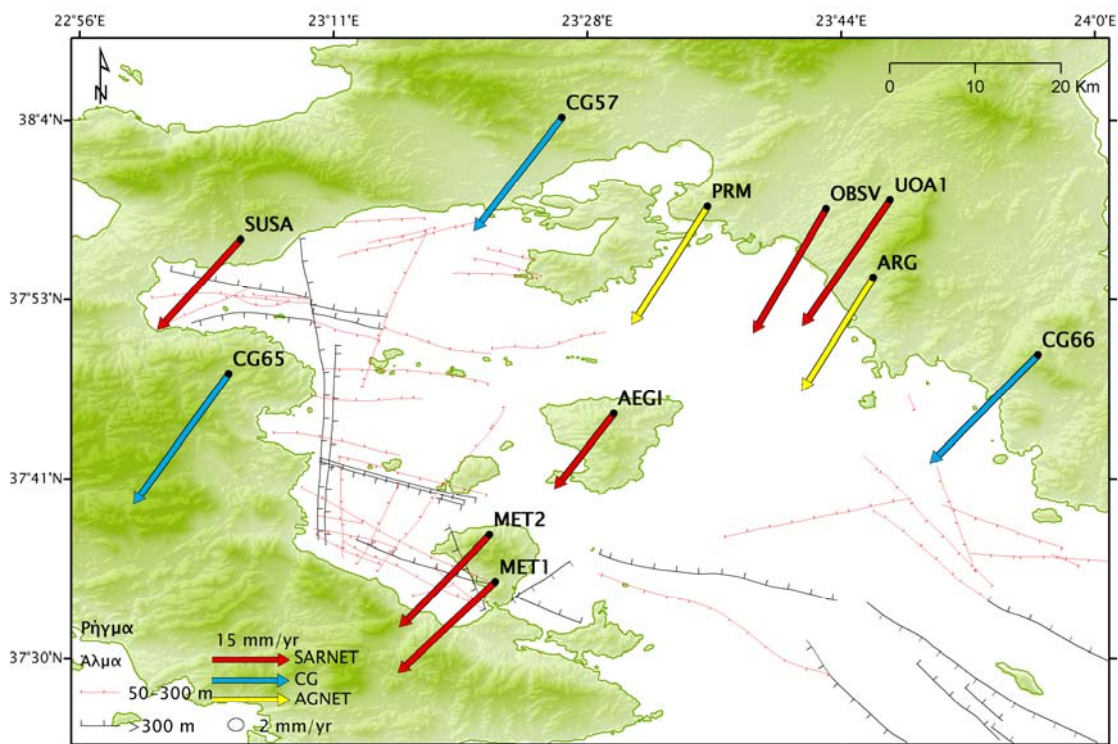


Σ Σχήμα 6.10: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου του Σαρωνικού Κόλπου ως προς OBSV (2006-2008).

Αντιθέτως, οι μικρότερες ταχύτητες ($7,3-8,4 \pm 2-4$ mm/yr) παρατηρήθηκαν σε Σουσάκι και Μέθανα και υποδηλώνουν ομοιόμορφη κίνηση, διαφορετικής διεύθυνσης από την Αίγινα, προς τα ΒΒΔ.

Εντατικό Πεδίο Παραμόρφωσης

Οι εδαφικές μετατοπίσεις και οι ταχύτητες μετατόπισης που υπολογίσθηκαν από την επεξεργασία των GPS δεδομένων παρέχουν χρήσιμες πληροφορίες, οι οποίες αναφέρονται στις τάσεις παραμόρφωσης που κυριαρχούν στον φλοιό, στις περιοχές όπου ευρίσκονται εγκατεστημένοι σε μεγάλο αριθμό και με καλή χωρική διασπορά οι σταθμοί GPS. Ο υπολογισμός του εντατικού πεδίου παραμόρφωσης (είδος και ρυθμός παραμόρφωσης) στην περιοχή του Σαρωνικού Κόλπου εφαρμόστηκε ανεξαρτήτου του συστήματος αναφοράς και βασίστηκε στις οριζόντιες ταχύτητες που απεικονίζονται στο Σχήμα 6.11.



Σχήμα 6.11: Οριζόντιες ταχύτητες του δικτύου του Σαρωνικού Κόλπου (SARNET) ως προς ETRF2000 (2006-2008). Επιπρόσθετοι σταθμοί γειτονικών δικτύων CG (Clarke et al. 1998) και AGNET (Foumelis 2010) χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση του πεδίου παραμόρφωσης.

Λόγω της βαρύτητας της απόστασης μεταξύ των σταθμών που εισάγεται στον υπολογισμό του πεδίου παραμόρφωσης, αλλά και για να εξασφαλιστούν καλύτερα αποτελέσματα, χρησιμοποιήθηκαν και σταθμοί από τα γειτονικά δίκτυα της Κεντρικής Ελλάδας (*Central Greece-CG*) (Clarke et al. 1998) και της Αθήνας (*AGNET*) (Foumelis 2010). Τοιουτοτρόπως, υπήρξε καλύτερη αζιμουθιακή κατανομή των σταθμών ως προς το κέντρο της μάζας των σταθμών, ο οποίος χρησιμοποιείται ως σημείο αναφοράς κατά τον υπολογισμό των τανυστών παραμόρφωσης, και εξήχθησαν πιο αξιόπιστα αποτελέσματα.

Ο υπολογισμός του πεδίου παραμόρφωσης επέτρεψε τον προσδιορισμό ενός ενιαίου τανυστή παραμόρφωσης για όλη την υπό μελέτη περιοχή. Η υλοποίηση πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό *grid_strain* (Teza et al. 2008), όπου υπό συνθήκες ενός ομοιογενούς πεδίου τάσεων, οι συνιστώσες ταχύτητες και τα αντίστοιχα σφάλματα εκτιμήθηκαν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Shen & Jackson 2000). Τα δεδομένα με τις μεγαλύτερες αβεβαιότητες δεν παρουσίασαν μεγάλη επιρροή στον τελικό υπολογισμό της παραμόρφωσης. Οι δύο κύριοι άξονες του τανυστή παραμόρφωσης $\epsilon_{\max}$ και $\epsilon_{\min}$, που εκτιμήθηκαν τελικώς για την περιοχή του Σαρωνικού Κόλπου, παρήχθησαν υιοθετώντας τρεις διαφορετικές εκδοχές: α) στην πρώτη περίπτωση, συμπεριλήφθησαν όλοι οι σταθμοί και των τριών δικτύων SARNET, AGNET και CG (Σχήμα 6.12), β) στην δεύτερη περίπτωση, υπολογίστηκαν δύο διαφορετικοί τανυστές παραμόρφωσης, για το δυτικό και ανατολικό τμήμα του Σαρωνικού αντιστοίχως, όπου συμπεριλήφθησαν διαφορετικοί σταθμοί; για τον Δυτικό Σαρωνικό επελέγησαν οι βάσεις μεταξύ των σταθμών AEGI, PRM, SUSA, CG57-65 και MET1-2, για τον ανατολικό OBSV, UOA1, ARG και CG66 (Σχήμα 6.13), και γ) στην τρίτη περίπτωση ο υπολογισμός του τανυστή παραμόρφωσης αναφέρεται στην περιοχή μεταξύ των σταθμών SUSA, AEGI και MET1-2 του δικτύου SARNET (Σχήμα 6.14).

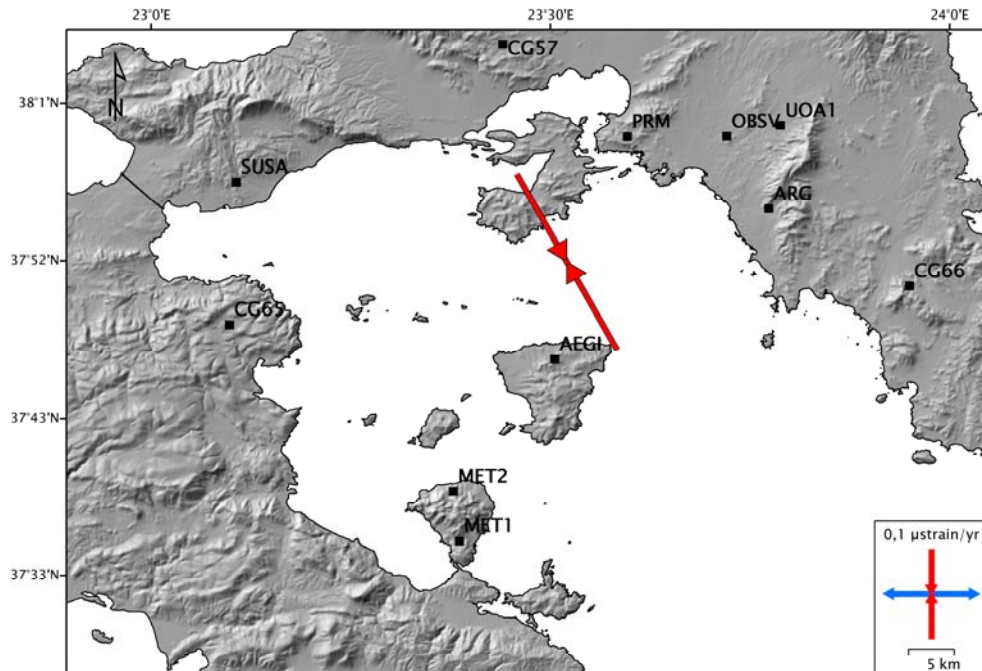
Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στα Σχήματα 6.12, 6.13 και 6.14 υποδεικνύουν κυρίως τα εξής:

- Κατά μήκος του Σαρωνικού Κόλπου παρατηρείται κύρια συμπίεση (έως 209 ± 22.6 nstrain/yr) με διεύθυνση N332° και αμελητέος εφελκυσμός στην κάθετη διεύθυνση. Ως αποτέλεσμα υπολογίστηκε ρυθμός δισδιάστατης γραμμικής παραμόρφωσης

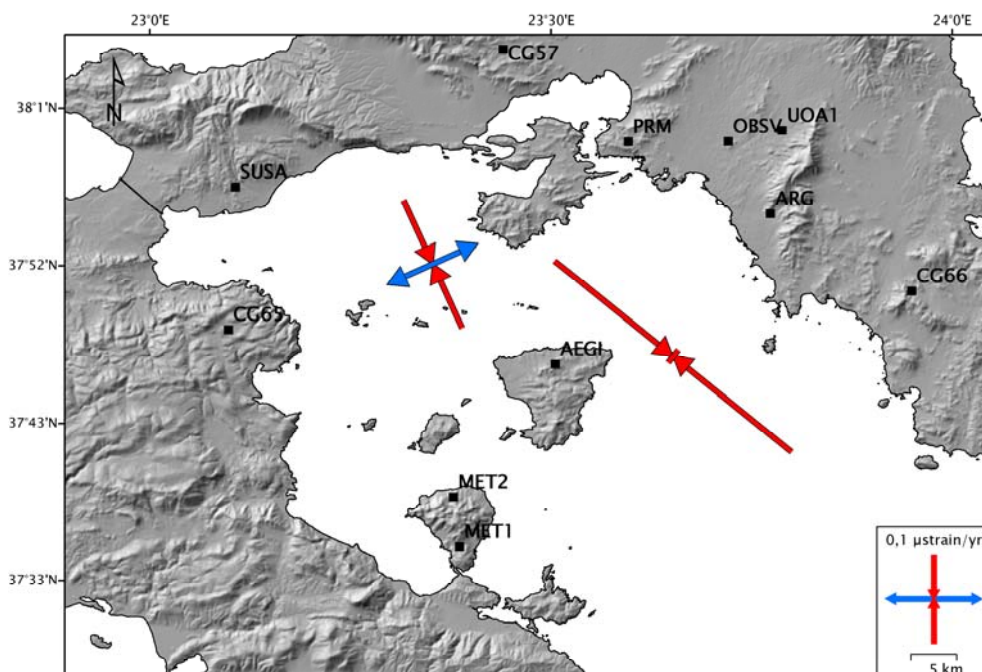
περί τα -203 nstrain/yr και ρυθμός δισδιάστατης ολικής διάτμησης 215 nstrain/yr (Σχήμα 6.12).

- Ο Δυτικός Σαρωνικός υποδεικνύει εφελκυσμό (έως 102 ± 54.8 nstrain/yr) με διεύθυνση $N67^\circ$ και συμπίεση (έως 155 ± 13.3 nstrain/yr) με $N337^\circ$ διεύθυνση. Ως αποτέλεσμα υπολογίστηκε ρυθμός δισδιάστατης γραμμικής παραμόρφωσης περί τα -53 nstrain/yr και ρυθμός δισδιάστατης ολικής διάτμησης 257 nstrain/yr (Σχήμα 6.13).
- Στον Ανατολικό Σαρωνικό υπολογίστηκε συμπίεση (έως 330 ± 3.4 nstrain/yr) με διεύθυνση $N 311^\circ$ (Σχήμα 6.13).
- Ο Κεντρικός-ΝΔ Σαρωνικός υποδεικνύει εφελκυσμό (έως 402 ± 36 nstrain/yr) με διεύθυνση $N59^\circ$ και δευτερεύουσα συμπίεση (έως 20 ± 5 nstrain/yr) κατά μήκος της κάθετης διεύθυνσης (Σχήμα 6.14).

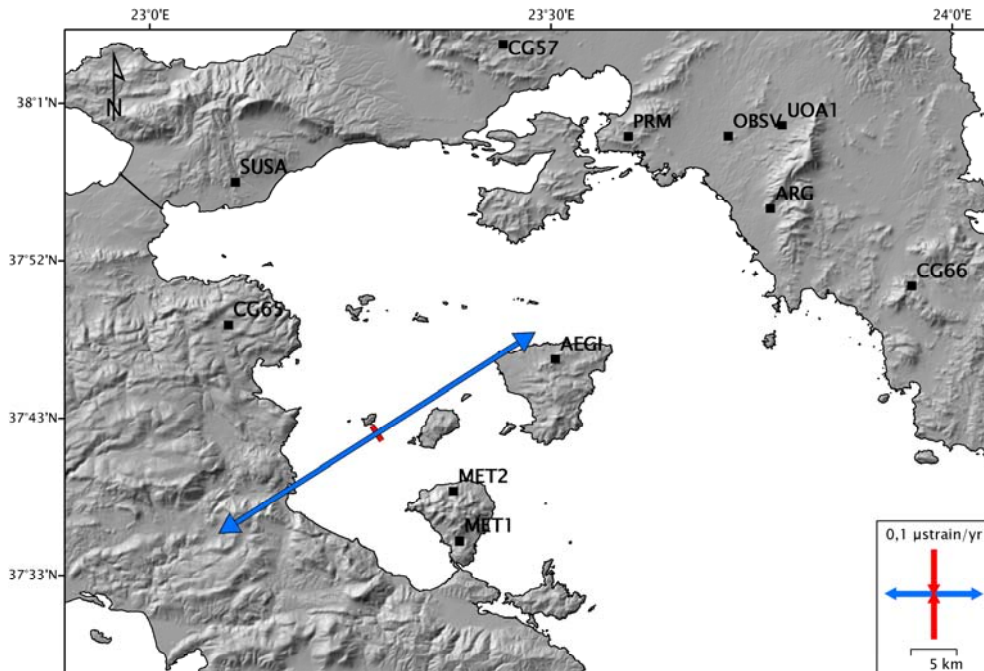
Τα αποτελέσματα υποδηλώνουν τόσο εφελκυστικές όσο και συμπιεστικές τάσεις στον Σαρωνικό Κόλπο. Πιο συγκεκριμένα, το δυτικό τμήμα φαίνεται να διακατέχεται από εφελκυσμό και συμπίεση και το ανατολικό τμήμα από κύρια συμπίεση. Το παρατηρηθέν πεδίο παραμόρφωσης επιβεβαιώνει τον προσανατολισμό των τάσεων συμπίεσης-εφελκυσμού παλαιότερων μελετών, οι οποίες πλαισιώνουν τον Σαρωνικό Κόλπο με δίκτυα διαφορετικής κλίμακας (Hollenstein 2006, Clarke et al. 1998). Ωστόσο, σύγκριση δύναται να επέλθει μόνο στον προσανατολισμό και στην σχετική κίνηση κατά μήκος του Σαρωνικού Κόλπου και όχι στους ρυθμούς παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν, λόγω της διαφορετικής χωρικής έκτασης των σταθμών των δικτύων.



Σχήμα 6.12: Κύριοι άξονες τανυστή παραμόρφωσης του Σαρωνικού Κόλπου που προέκυψαν με βάσει τις ταχύτητες του Σχήματος 6.11. Κόκκινα βέλη: συμπίεση, Μπλε βέλη: εφελκυσμός.



Σχήμα 6.13: Κύριοι άξονες τανυστών παραμόρφωσης του Δυτικού και Ανατολικού Σαρωνικού Κόλπου που προέκυψαν με βάσει τις ταχύτητες του Σχήματος 6.11. Κόκκινα βέλη: συμπίεση, Μπλε βέλη: εφελκυσμός.



Σχήμα 6.14: Κύριοι άξονες τανυστή παραμόρφωσης του Δυτικού Σαρωνικού Κόλπου (σταθμοί SUSAN, AEGI, MET1, MET2) που προέκυψαν με βάσει τις ταχύτητες του Σχήματος 6.11. Κόκκινα βέλη: συμπίεση, Μπλε βέλη: εφελκυσμός

Συζήτηση-Συμπεράσματα

Η εγκατάσταση του τοπικού δικτύου GPS στα ηφαιστειακά κέντρα του Σαρωνικού Κόλπου επέτρεψε την μελέτη του κινηματικού πεδίου της περιοχής, βασιζόμενη στον υπολογισμό των ταχυτήτων από τις επαναλαμβανόμενες μετρήσεις GPS και την εκτίμηση του πεδίου παραμόρφωσης. Λαμβάνοντας υπ' όψιν την τεκτονική τοποθέτηση και την σεισμολογική πληροφορία της περιοχής, δίνεται μία πρώτη εκτίμηση των κινηματικών της χαρακτηριστικών.

Ανεξαρτήτως της εξάρτησης του δικτύου (ITRF2000, ETRF2000, OBSV), οι σταθμοί των Μεθάνων (MET1 & MET2) και του Σουσακίου (SUSAN) παρουσιάζουν μία πιο ομοιογενή εικόνα από κινηματικής άποψης GPS, με παρόμοιες ταχύτητες κίνησης. Η κινηματική συμπεριφορά του σταθμού της Αίγινας (AEGI) αν και δεν αποκλίνει σημαντικά από των υπολοίπων σταθμών, εν τούτοις παρουσιάζει κάποια ιδιαιτερότητα. Τοιουτοτρόπως, ο Σαρωνικός Κόλπος δύναται να διαχωριστεί σε δύο υπο-περιοχές: (α) σε ένα δυτικό τμήμα

που περιλαμβάνει τον Δυτικό Σαρωνικό με την ενεργή τεκτονική δομή, το εφελκυστικό πεδίο τάσεων και τα σημερινά ηφαίστεια και (β) σε ένα δεύτερο ανατολικό τμήμα, τον Ανατολικό Σαρωνικό, εσωτερικά του σημερινού ηφαιστειακού τόξου με τα Πλειοκαινικά ηφαίστεια, την πιο συμπαγή μη ρηξιγενής δομή και την ασήμαντη παραμόρφωση. Φαίνεται ότι η κύρια ζώνη τεκτονικής αποκόλλησης BBA-NNΔ διεύθυνσης που τέμνει την περιοχή της Αττικής (Paranikolaou et al. 2009, Σχήμα 6.6) και διαχωρίζει τις μεταμορφωμένες ενότητες στα ανατολικά από τις αμεταμόρφωτες στα δυτικά, προεκτείνεται πιθανότατα εντός του Σαρωνικού Κόλπου, προκαλώντας την κινηματική διαφοροποίηση μεταξύ των ηφαιστειακών κέντρων.

Από το προκύπτον πεδίο ταχυτήτων επετεύχθη η εκτίμηση του εντατικού πεδίου παραμόρφωσης. Ο Δυτικός Σαρωνικός επιδεικνύει τόσο εφελκυσμό όσο και συμπίεση, ενώ ο Ανατολικός Σαρωνικός κυριαρχείται από συμπίεση. Ο εφελκυσμός που παρατηρήθηκε στο δυτικό τμήμα πιθανότατα επηρεάζεται από τον έντονο εφελκυσμό που πραγματοποιείται δυτικότερα, στον Κορινθιακό Κόλπο και από την ανατολική προέκταση του συστήματος των ρηγμάτων του, ο οποίος διατηρεί και στην δυτική-κεντρική λεκάνη του Σαρωνικού την ίδια σχεδόν Α-Δ διεύθυνση. Η μετάβαση από τον σχετικό εφελκυσμό στα δυτικά της λεκάνης, στην σχετική συμπίεση στα ανατολικά της λεκάνης φαίνεται έως τώρα να ελέγχεται πιθανότατα από την κύρια ζώνη τεκτονικής αποκόλλησης της Αττικής και της συνέχισής της εντός του Σαρωνικού Κόλπου (Paranikolaou et al. 2009). Επί πλέον, ο σημαντικός αριθμός ρηγμάτων που ευρίσκονται στα δυτικά σε σχέση με τα λιγότερα ρήγματα στα ανατολικά συνδέεται σε μεγάλο βαθμό με την εν λόγω μετάβαση. Λαμβανομένου υπ' όψιν των αποτελεσμάτων του πεδίου παραμόρφωσης καθώς και της σεισμοτεκτονικής της περιοχής, δύναται να θεωρηθεί ότι ένα τμήμα των ρηγμάτων του ανατολικού κόλπου παραμορφώνεται σχεδόν ασεισμικά.

Προηγούμενες γεωδαιτικές μελέτες στον Σαρωνικό Κόλπο που αφορούν μετρήσεις GPS δεν έχουν αναφερθεί. Η έλλειψη περισσότερων δικτύων GPS στην περιοχή επομένως, δεν κατέστησε δυνατή την σύγκριση των αποτελεσμάτων ταχύτητας για το ΒΔ ηφαιστειακό τόξο. Εν τούτοις, οι υπολογισθείσες ταχύτητες είναι σύμφωνες με τα αποτελέσματα του γειτονικού δικτύου AGNET (Foumelis 2010) που μέρος του καλύπτει την νότια ακτή της Αττικής, και παρουσιάζει όμοιους ρυθμούς και διευθύνσεις κίνησης.

6.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ

Αίγινα

Με την εφαρμογή της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ στην ευρύτερη περιοχή της Αίγινας, παρήχθησαν πέντε διαφορικά συμβολογραφήματα και πέντε χάρτες συνάφειας, που καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1992-2000 (Σχήμα 6.15). Αναλυτικότερα, χρησιμοποιήθηκαν έξι εικόνες ERS-1 & 2 από τον συνδυασμό των οποίων δημιουργήθηκαν πέντε ζεύγη εικόνων SAR. Ο εν λόγω συνδυασμός βασίστηκε στην επιλογή της ελάχιστης κάθετης απόστασης των τροχιών των δορυφόρων ($B_{\perp}$) κατά την λήψη των απεικονίσεων του κάθε ζεύγους, αλλά και στο χρονικό διάστημα μεταξύ των απεικονίσεων (Πίνακας 6.4). Το μέγιστο χρονικό διάστημα μεταξύ των λήψεων των δύο εικόνων προσεγγίζει έως και τα τέσσερα έτη, γεγονός που δυσχεραίνει την εμφάνιση της καλής συνάφειας μεταξύ των εικόνων. Ωστόσο, παρήχθησαν και συμβολογραφήματα που καλύπτουν χρονικά από ένα έως και τα δύο έτη. Το χρονικό διάστημα του ενός/δύο ετών θεωρείται συνήθως κατάλληλο για την ανίχνευση της ενεργής παραμόρφωσης.

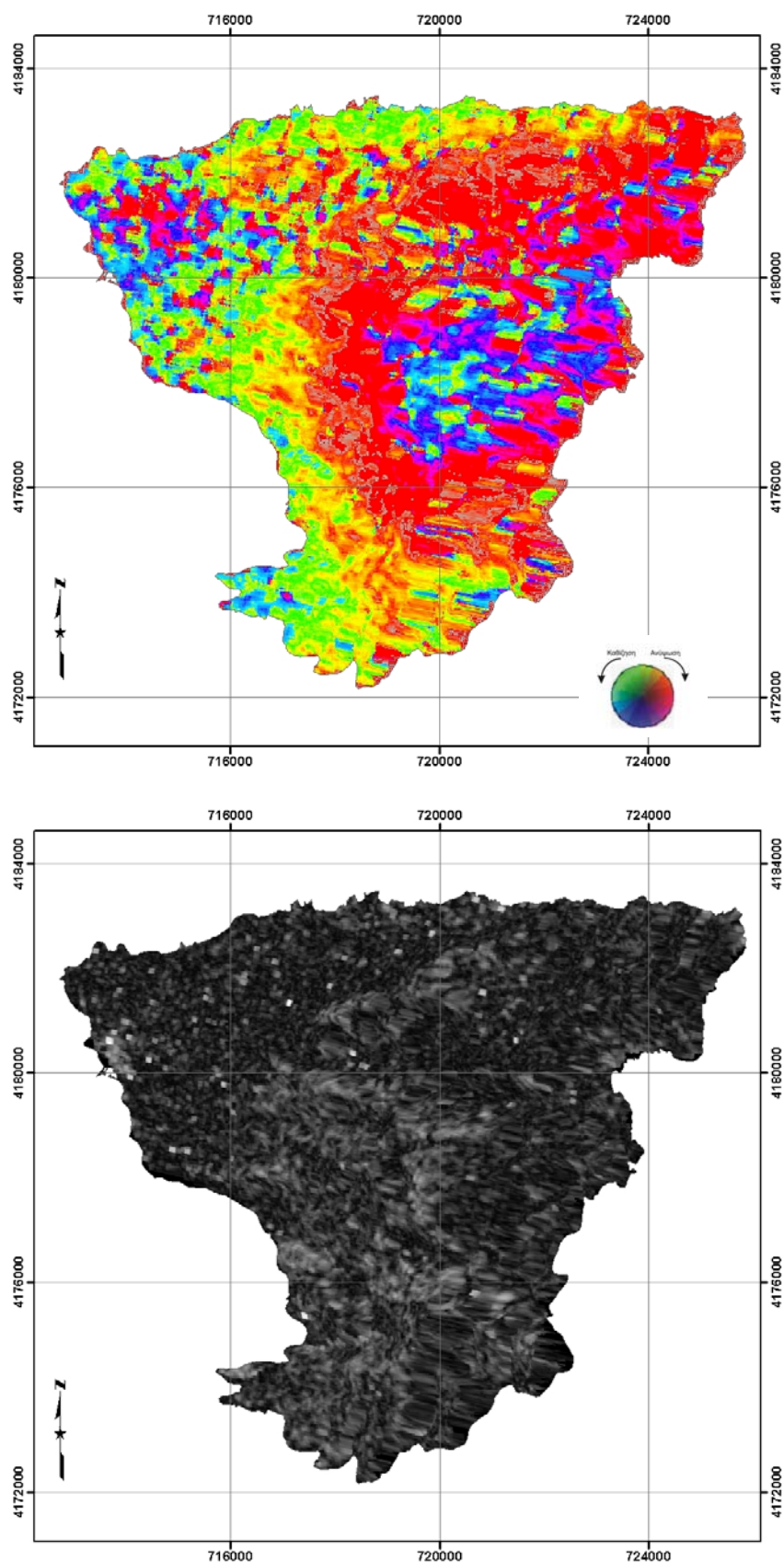
Πίνακας 6.4

Χαρακτηριστικά Εικόνων Ραντάρ

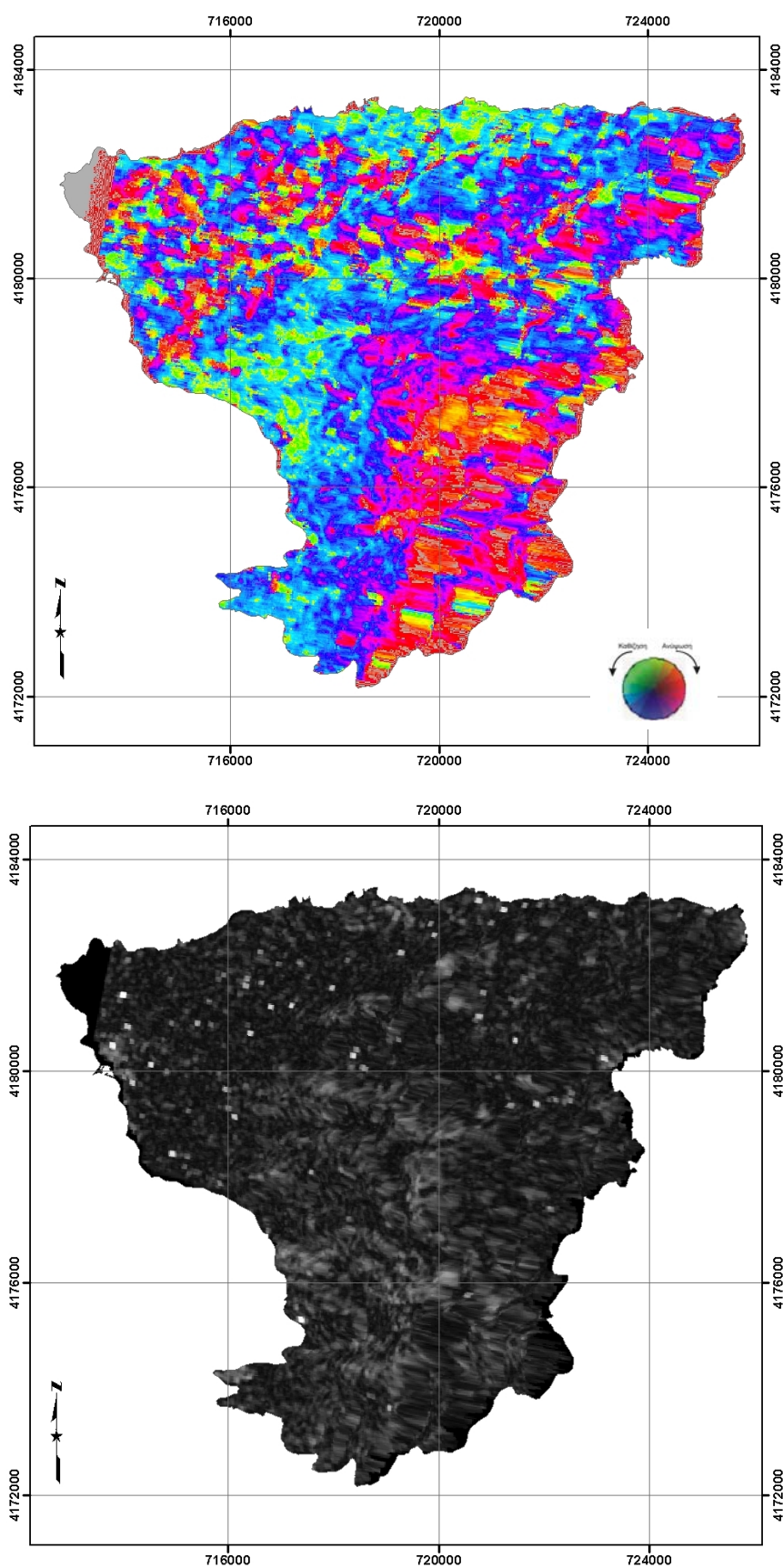
Ημερομηνία	Δορυφόρος	Τροχιά	Διέλευση	Διαφορά Χρόνου (Ημέρες)	$B_{\perp}$ (m)	H_{α} (m)
14/12/92-16/05/96	ERS 1_2	236/2853	Καθοδική	1249	46	205
16/05/96-06/01/00	ERS 2	236/2853	Καθοδική	1331	42	222
16/05/96-27/03/97	ERS 2	236/2853	Καθοδική	316	1.2	7912
27/03/97-03/09/98	ERS 2	236/2853	Καθοδική	526	12	778
03/09/98-06/01/00	ERS 2	236/2853	Καθοδική	491	29	324

Η επεξεργασία των εικόνων SAR πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό *EarthViewInSAR* v. 3.1, όπως περιγράφεται στην παράγραφο 3.1.5. Για την επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το χωρικής ανάλυσης 90 m SRTM v.3 (Shuttle Radar Topography Mission) ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (Jarvis et al. 2006, <http://srtm.csi.cgiar.org>). Τα πέντε συμβολογραφήματα που παρήχθησαν για την περιοχή

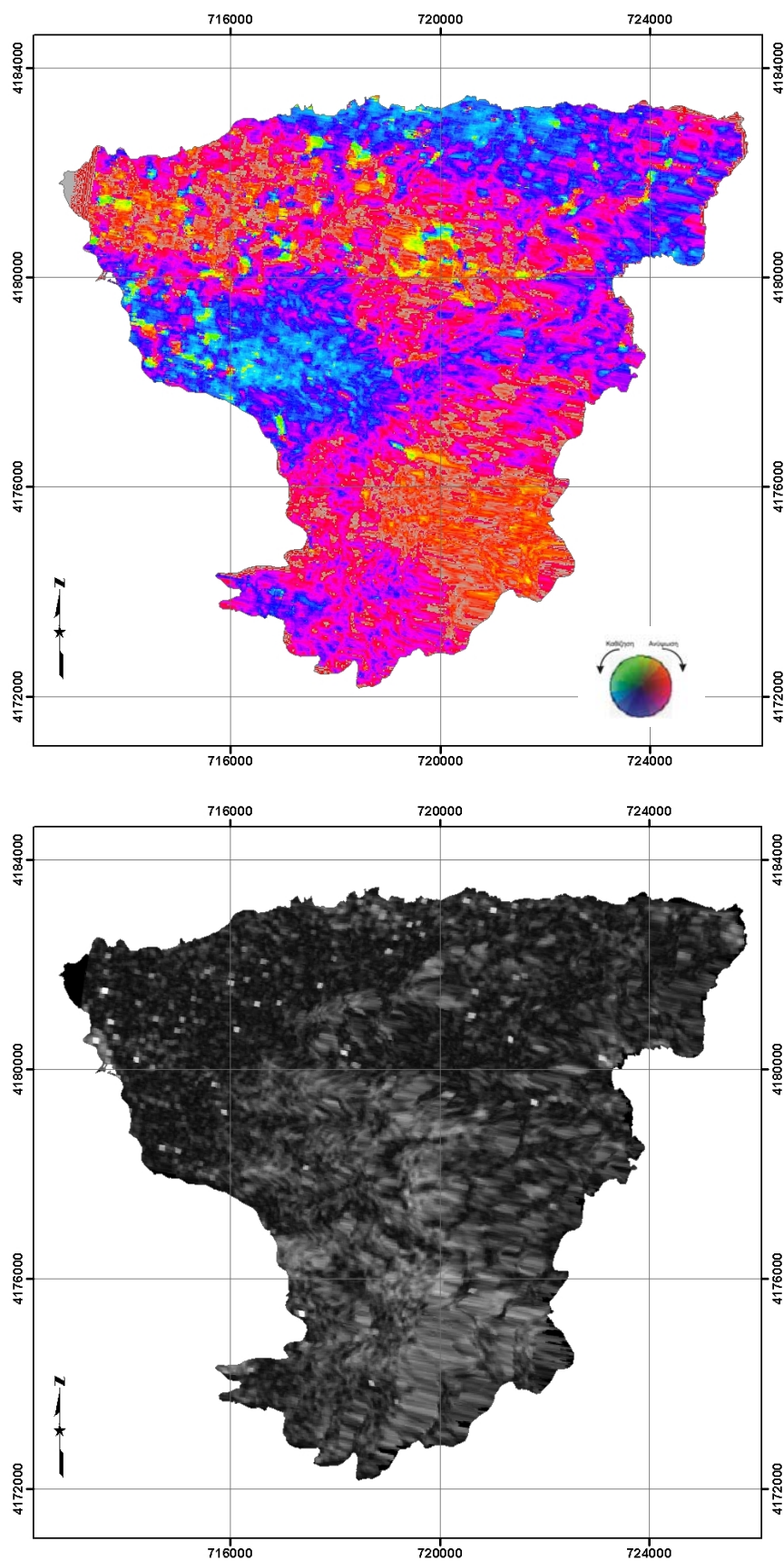
της Αίγινας, δείχνουν πολύ χαμηλή συνάφεια, ανεξαρτήτου του χρονικού διαστήματος μεταξύ των εικόνων, αλλά και της απόστασης των δορυφόρων κατά την λήψη των εικόνων. Πιο συγκεκριμένα, το κεντρικό και νότιο τμήμα που αποτελείται από ηφαιστειακά πετρώματα δείχνει σχετικά καλύτερη συνάφεια από το ΒΔ τμήμα της Αίγινας που καλύπτεται από αποθέσεις του Τεταρτογενούς. Λόγω της πολύ μικρής συνάφειας, δεν είναι δυνατόν να εμφανίζεται κροσσός συμβολής λόγω εδαφικής παραμόρφωσης στα συμβολογραφήματα. Τα συμβολογραφήματα που καλύπτουν τις χρονικές περιόδους 1996-2000, 1997-1998 & 1998-2000 δεν παρουσιάζουν κάποια παραμόρφωση. Τα δύο εναπομείναντα συμβολογραφήματα που καλύπτουν τις περιόδους 1992-1996 & 1996-1997 εμφανίζουν κάποια διαδοχή χρωμάτων, χωρίς όμως να αντικατοπτρίζουν κροσσό εδαφικής παραμόρφωσης και η χρωματική ακολουθία που φανερώνεται οφείλεται πιθανότατα στην τοπογραφία της περιοχής.



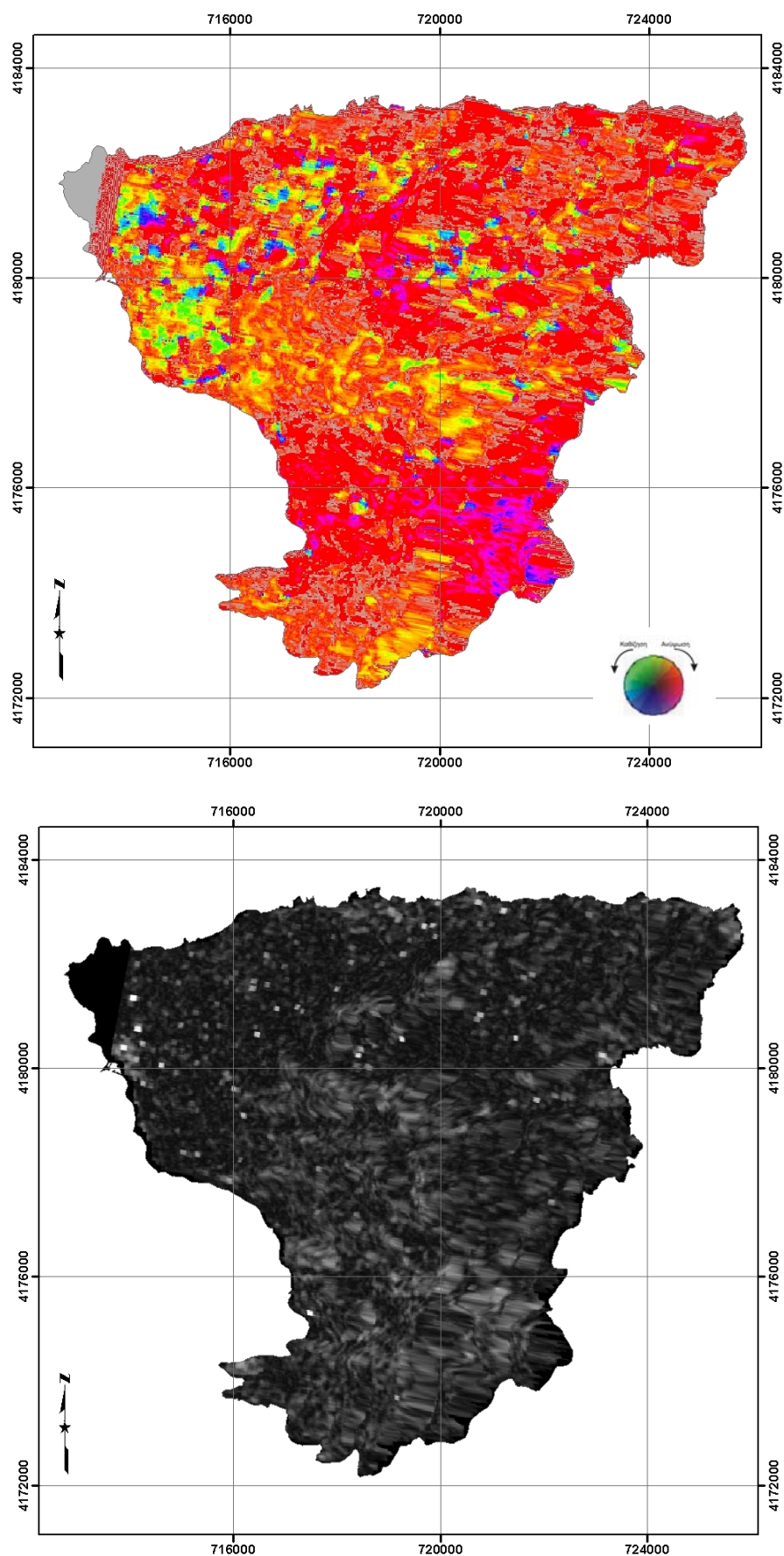
Σχήμα 6.15: (α) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 14/12/92-16/05/96. Η χρωματική ακολουθία GBR εκφράζει την εδαφική καθίζηση ενώ η RBG την ανύψωση.



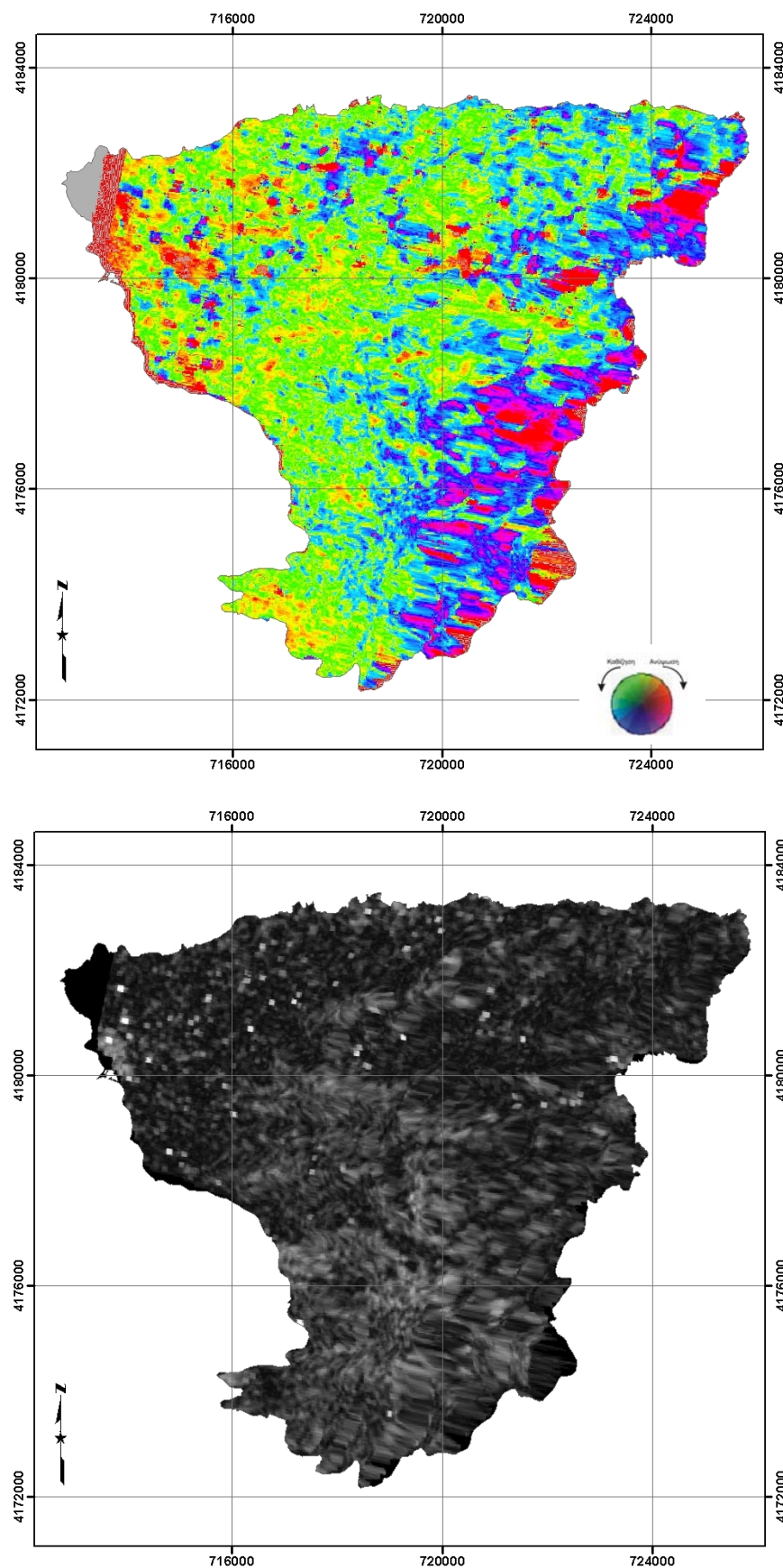
Σχήμα 6.15: (β) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 16/05/96-06/01/00.



Σχήμα 6.15: (γ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 16/05/96-27/03/97.



Σχήμα 6.15: (δ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 27/03/97-03/09/98.



Σχήμα 6.15: (ε) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 03/09/98-06/01/00.

Μέθανα

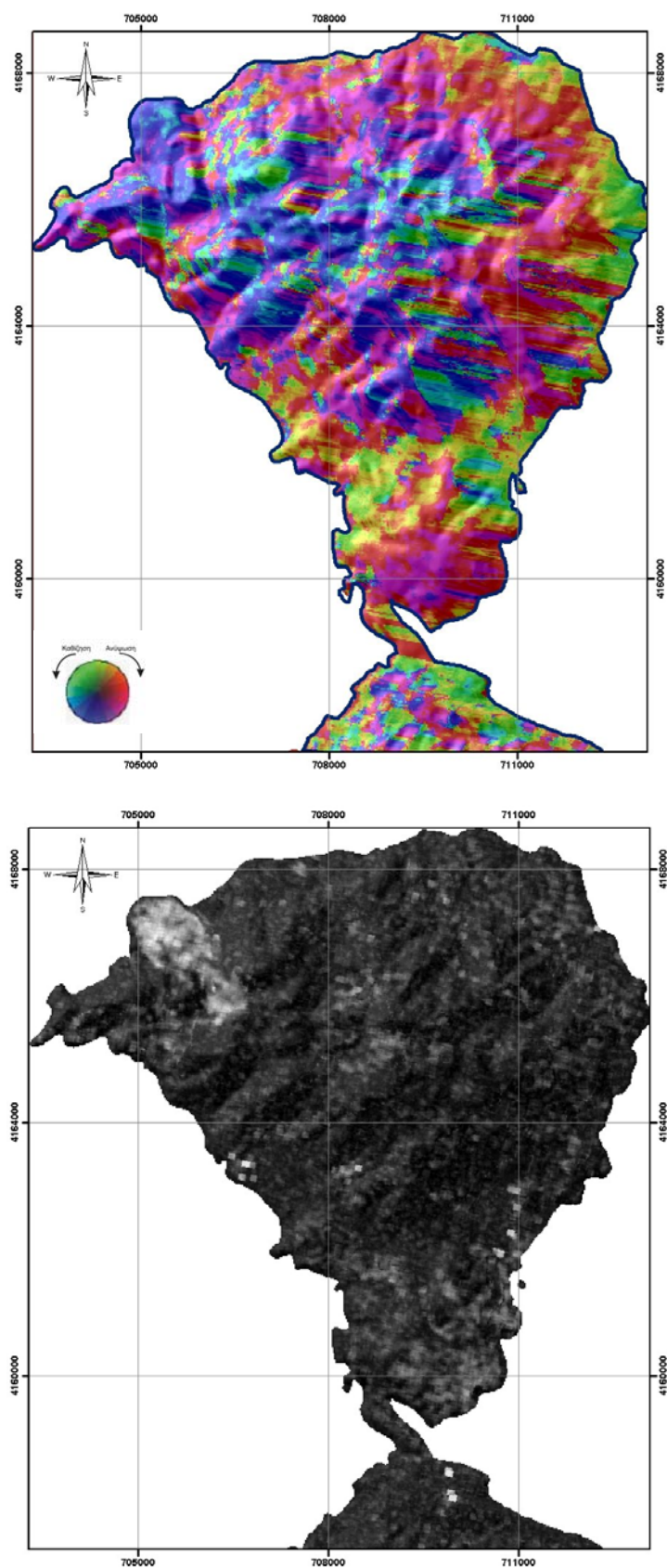
Με την εφαρμογή της Διαφορικής Συμβολομετρίας SAR στην Χερσόνησο Μεθάνων, παρήχθησαν πέντε διαφορετικά συμβολογραφήματα και πέντε χάρτες συνάφειας (Σχήμα 6.16). Για την εφαρμογή της τεχνικής, επιλέχθησαν πέντε ζεύγη εικόνων ERS-1 & 2 που καλύπτουν την περίοδο 1992-2000 (Πίνακας 6.5). Όπως και στην περίπτωση της Αίγινας, το μέγιστο χρονικό διάστημα μεταξύ των λήψεων των δύο εικόνων προσεγγίζει τα τέσσερα έτη, γεγονός που υποδηλώνει εξ αρχής την μη καλή συνάφεια μεταξύ των συμβολογραφημάτων.

Πίνακας 6.5

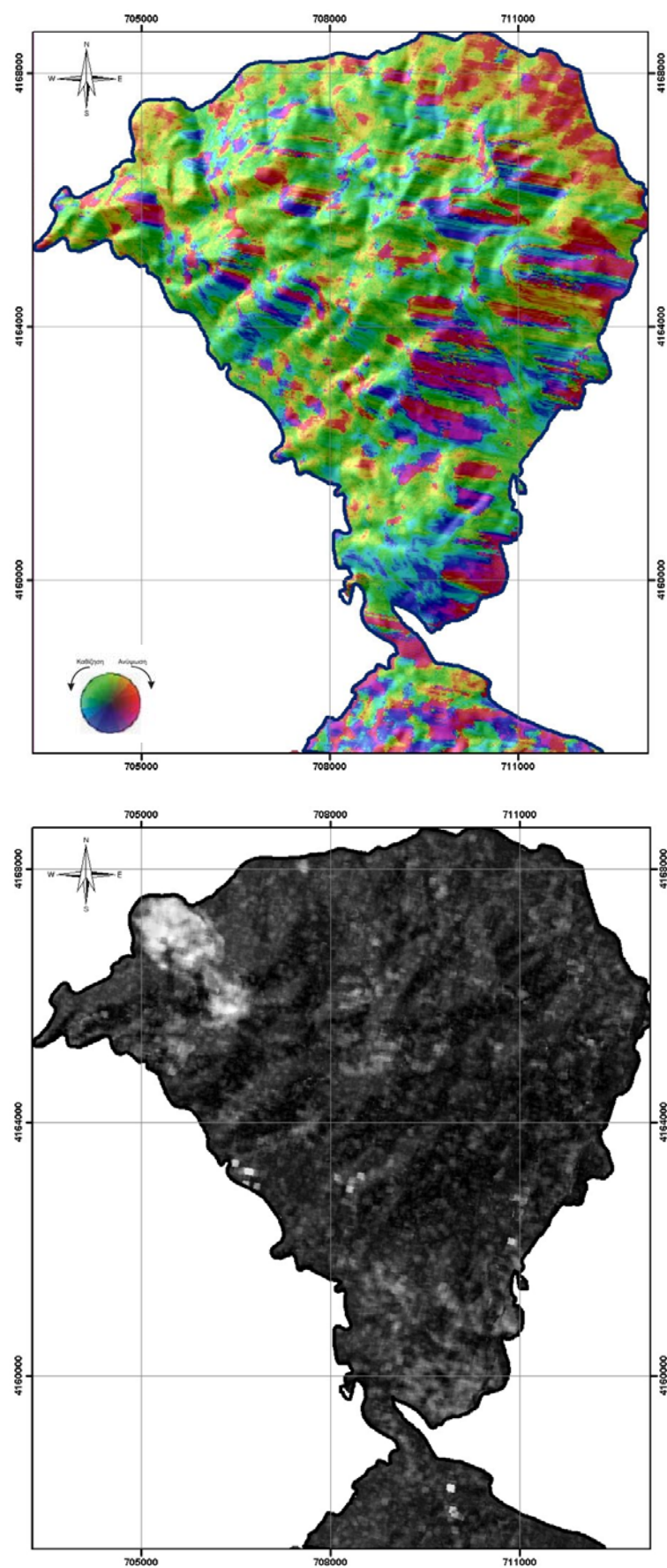
Χαρακτηριστικά Εικόνων Ραντάρ

Ημερομηνία	Δορυφόρος	Τροχιά	Διέλευση	Χρόνος (Ημέρες)	$B_{\perp}$ (m)	H_a (m)
14/12/92-16/05/96	ERS 1_2	236/2853	Καθοδική	1249	46	205
16/05/96-06/01/00	ERS 2	236/2853	Καθοδική	1331	42	222
16/05/96-27/03/97	ERS 2	236/2853	Καθοδική	316	1.2	7912
27/03/97-03/09/98	ERS 2	236/2853	Καθοδική	526	12	778
03/09/98-06/01/00	ERS 2	236/2853	Καθοδική	491	29	324

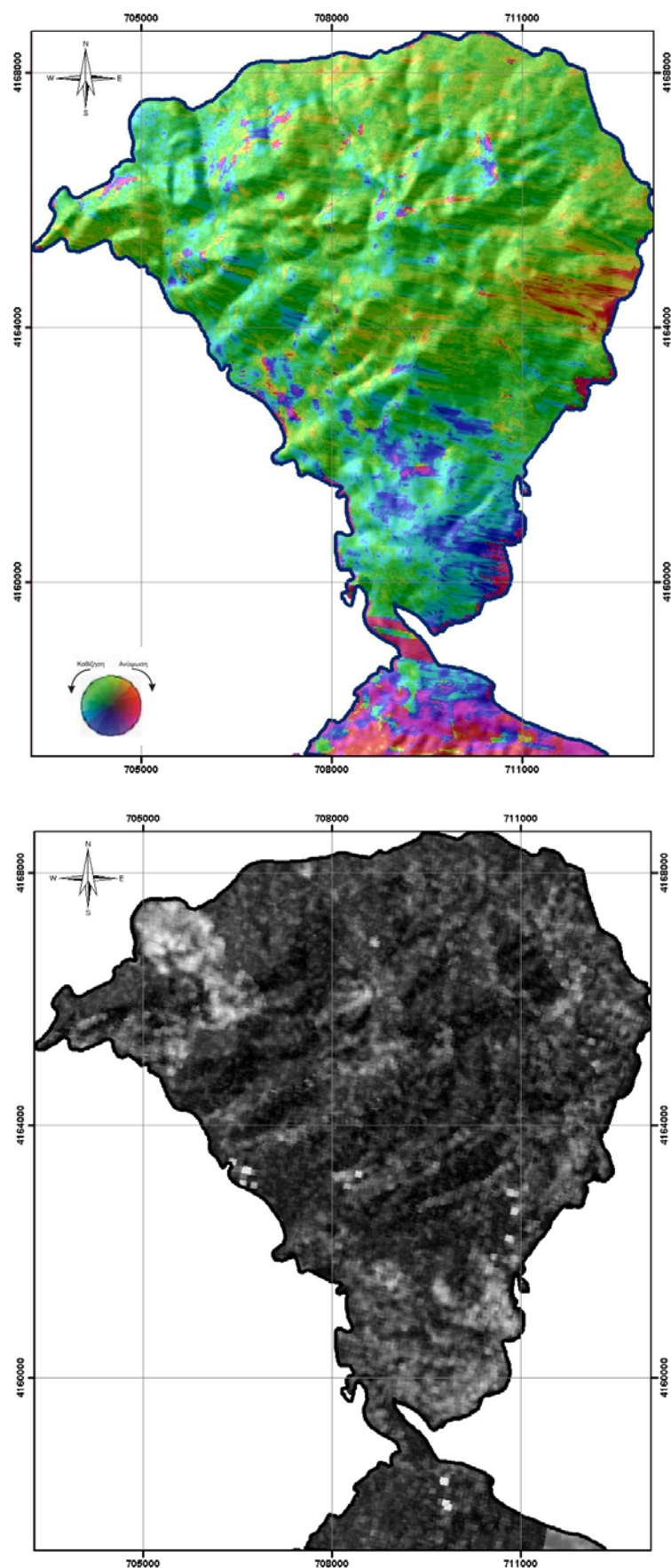
Η επεξεργασία των εικόνων SAR πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό *EVInSAR* v. 3.1 (Παράγραφος 3.1.5). Για την επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το χωρικής ανάλυσης 90 m SRTM v.3 (Shuttle Radar Topography Mission) ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (Jarvis et al. 2006, <http://srtm.csi.cgiar.org>). Τα παραχθέντα συμβολογραφήματα δείχνουν συστηματικά, μέτρια συνάφεια στο νότιο τμήμα των Μεθάνων και πολύ καλή συνάφεια στο ΒΔ τμήμα, στην περιοχή του Καμμένου Βουνού. Η εμφάνιση της καλής-μέτριας-χαμηλής συνάφειας δείχνει να σχετίζεται και σε αυτήν την περίπτωση με τους γεωλογικούς σχηματισμούς της εξετασθείσας περιοχής. Αναλυτικότερα, οι περιοχές που εμφανίζουν μέτρια και καλή συνάφεια αποτελούνται από ανθρακικούς σχηματισμούς (Νότια Μέθανα) και λάβες (Καμμένο Βουνό), αντίστοιχα. Ανεξαρτήτου της παραμέτρου της συνάφειας, δεν αποκαλύπτεται κροσσός παραμόρφωσης σε κάποιο από τα παραχθέντα διαφορετικά συμβολογραφήματα.



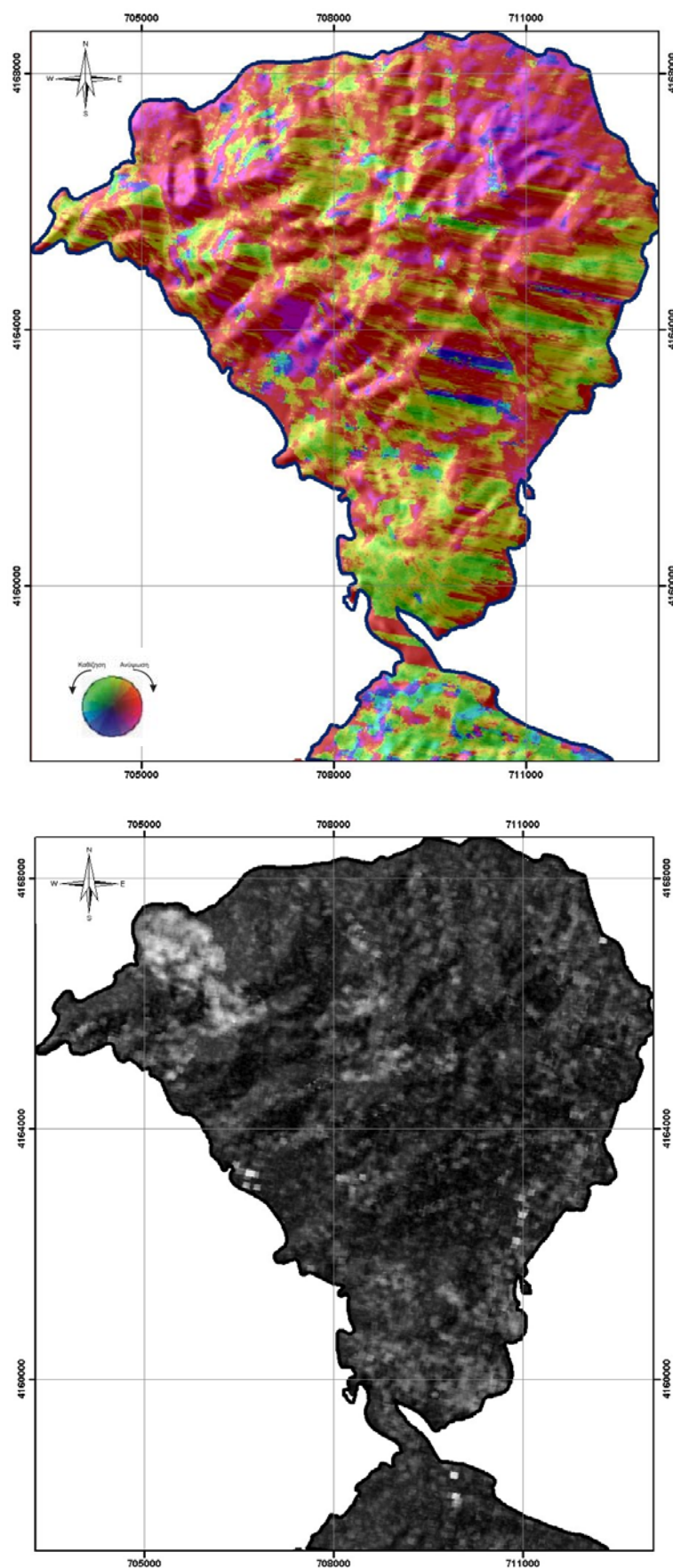
Σχήμα 6.16: (α) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 14/12/92-16/05/96. Η χρωματική ακολουθία GBR εκφράζει την εδαφική καθίζηση ενώ η RBG την ανύψωση.



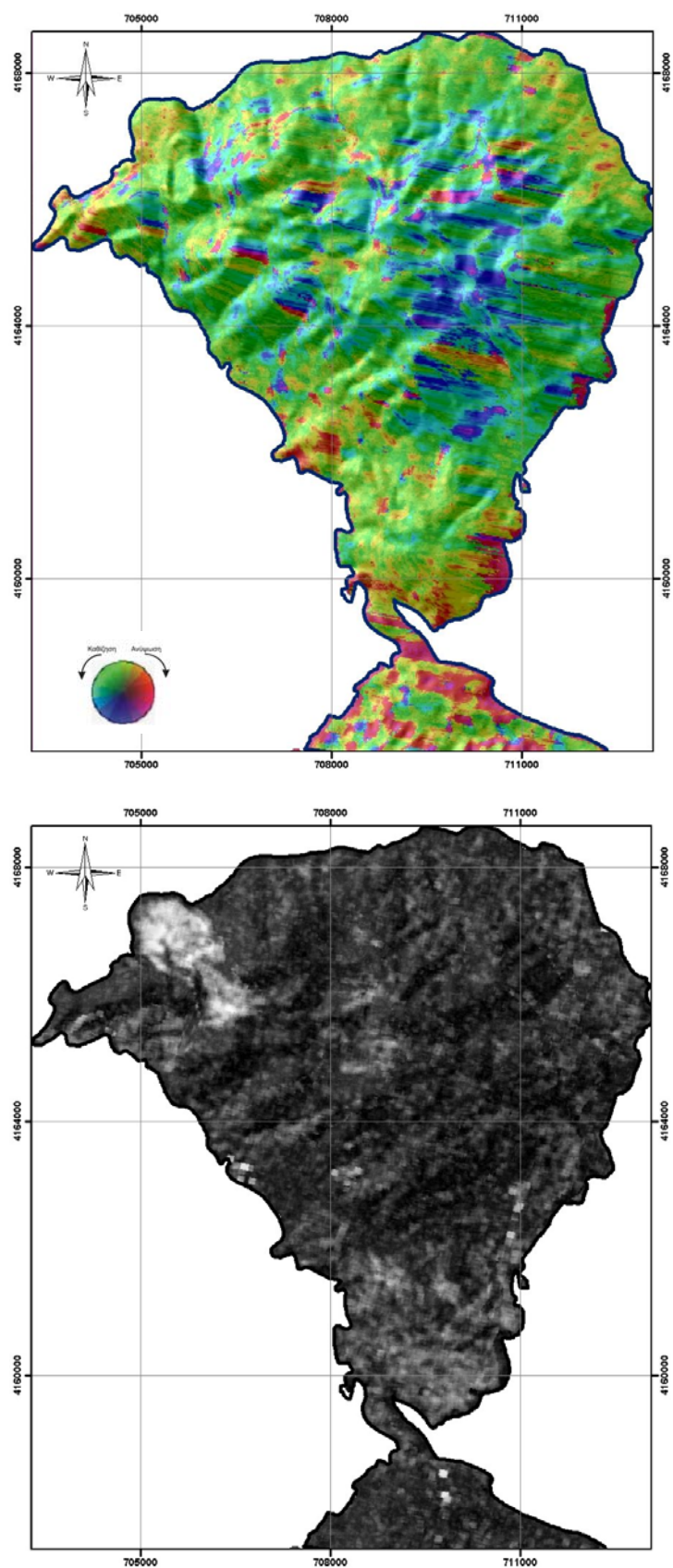
Σχήμα 6.16: (β) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 16/05/96-06/01/00.



Σχήμα 6.16: (γ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 16/05/96-27/03/97.



Σχήμα 6.16: (δ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω), της περιόδου 27/03/97-03/09/98.



Σχήμα 6.16: (ε) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάρφειας (κάτω), της περιόδου 03/09/98-06/01/00.

Συζήτηση-Συμπεράσματα

Με την εφαρμογή της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ σε δύο ανεξάρτητα ηφαιστειακά κέντρα του Σαρωνικού Κόλπου, της Αίγινας και των Μεθάνων, δεν κατέστη δυνατό να ανιχνευθεί κάποια πρόσφατη παραμόρφωση, η οποία να ξεπερνάει τα όρια ακρίβειας της τεχνικής. Το γεγονός αυτό δύναται να σημαίνει, είτε ότι δεν υπάρχει ηφαιστειακή/τεκτονική παραμόρφωση στις περιοχές αυτές, είτε αυτή είναι πολύ μικρή, μικρότερη από 14 mm. Στα διαφορικά συμβολογραφήματα της συμβατικής συμβολομετρίας, εμφανίζονται παραμορφώσεις που αντιστοιχούν σε 14 mm και περισσότερο, δηλαδή εκείνες που είναι ικανές να σχηματίσουν τουλάχιστον μισό κροσσό συμβολής. Επί πλέον, η παράμετρος της συνάφειας είναι αρκετά μικρή και στις δύο περιοχές ώστε να μην χρησιμεύει στην αναγνώριση τυχόν παραμόρφωσης.

Άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο τεχνικών DGPS και DInSAR δεν δύναται να επιτευχθεί δεδομένου ότι οι μετρήσεις GPS αναφέρονται στην χρονική περίοδο 2006-2008 (2,5 έτη), ενώ τα αποτελέσματα DInSAR καλύπτουν την χρονική περίοδο 1992-2000 (8 έτη). Επί προσθέτως, οι κατακόρυφες κινήσεις αναφορικά με τις δύο μεθόδους, καθίστανται περισσότερο ευαίσθητες με την διαφορική συμβολομετρία. Παρ' ότι οι τιμές παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν με την μέθοδο GPS εμφανίζουν πολύ χαμηλά επίπεδα σφάλματος, γεγονός που υποδηλώνει την αξιόπιστη επεξεργασία των δεδομένων, εν τούτοις το μικρό διάστημα παρακολούθησης δεν ευνοεί στην απόλυτη εξαγωγή συμπερασμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΜΗΛΟΥ

7.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Το νησιωτικό σύμπλεγμα της Μήλου (Μήλος, Κίμωλος, Πολύαιγος), ευρισκόμενο στο νοτιοδυτικό τμήμα του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, χαρακτηρίζεται από έντονη τεκτονική δραστηριότητα, ως αποτέλεσμα της γεωδυναμικά εξελισσόμενης μετανάστευσης του ηφαιστειακού τόξου προς τον Νότο και της ανόδου των θερμών μαγματικών μαζών προς την επιφάνεια (Papanikolaou 1986). Ο τεκτονικός ιστός της ευρύτερης περιοχής ελέγχει απόλυτα την κυκλοφορία των θερμών ρευστών και την σταδιακή άνοδο των μαγματικών μαζών (Σχήμα 7.1).

Τα πρώτα νεοτεκτονικά στοιχεία για την Μήλο (Angelier et al. 1977), περιγράφουν ότι στο Ανώτερο Πλειόκαινο επικράτησαν εφελκυστικές τάσεις, οι οποίες αντιστοιχούν στην πρώτη φάση ηφαιστειότητας με ρυολιθικές λάβες. Στο Κατώτερο Τεταρτογενές ακολούθησαν συμπιεστικές τάσεις που συμπίπτουν με την δεύτερη φάσης ηφαιστειότητας της Μήλου, με την έκχυση ασβεσταλκαλικών λαβών. Από το Μέσο Τεταρτογενές έως σήμερα παρατηρείται μία εκ νέου εφελκυστική τάση, κατά την οποία οι κατακόρυφες κινήσεις και μετατοπίσεις ευνόησαν την άνοδο και εναπόθεση διαφοροποιημένων ηφαιστειακών προϊόντων της τελευταίας ηφαιστειακής δραστηριότητας.

Ο Jarrige (1978) βάσει μικροτεκτονικών παρατηρήσεων, κατέληξε σε τρεις διαδοχικές φάσεις παραμόρφωσης που είναι σύμφωνες με τις απόψεις που εκφράζουν οι Angelier et al. (1977) και Angelier (1979). Διακρίνει αρχικά μία φάση εφελκυσμού με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ που επιδρά στους ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς του Κατώτερου Πλειόκαινου, μία επακόλουθη μετά-Πλειοκαινική φάση συμπίεσης με διεύθυνση Ν5°Α, και τελικά μία δεύτερη φάση εφελκυσμού, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, που έχει επιδράσει στους σχηματισμούς του Τεταρτογενούς.

Οι Papanikolaou et al. (1990) κατόπιν λεπτομερούς γεωλογικής-τεκτονικής χαρτογράφησης, αποτύπωσαν τις ρηξιγενείς ζώνες όπου σε συνδυασμό με τα κινηματικά τους χαρακτηριστικά και τις εμφανίσεις των γεωλογικών σχηματισμών, καθόρισαν τις

νεοτεκτονικές ενότητες της νήσου και τις τάσεις της δυναμικής και κινηματικής τους εξέλιξης (Σχήμα 7.1). Με βάση την συγκεκριμένη έρευνα διαπιστώθηκαν τέσσερα συστήματα ρηγμάτων. Το επικρατέστερο σύστημα ρηγμάτων έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, το επόμενο έχει διεύθυνση Α-Δ, το τρίτο έχει διεύθυνση Β-Ν, ενώ το τέταρτο σύστημα ρηγμάτων έχει διεύθυνση ΒΑΑ-ΝΔΔ. Διακρίθηκαν ορισμένα κύρια ρήγματα-ρηξιγενείς ζώνες που οριοθετούν τα ρηξιτεμάχη-νεοτεκτονικές ενότητες της περιοχής. Οι ρηξιγενείς αυτές ζώνες μεταθέτουν σημαντικά τα όρια ή και οριοθετούν συγκεκριμένες εμφανίσεις σχηματισμών, είτε ενός συγκεκριμένου σχηματισμού ή ομάδας σχηματισμών συνολικά σε όλο το νησί ή σε ένα μεγάλο τμήμα του. Οι εννέα κύριες ρηξιγενείς ζώνες απεικονίζονται στο Σχήμα 7.2, ενώ η χρονική περίοδος δράσης τους δίδεται στο Σχήμα 7.3. Κάθε νεοτεκτονική ενότητα χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένο σχηματισμό ή συνδυασμό σχηματισμών (Σχήμα 7.1). Σύμφωνα με τους Papanikolaou et al. (1990) διακρίνονται οι ακόλουθες ενότητες:

1. *Ενότητα ΒΔ Μήλου*: χαρακτηρίζεται από τον σχηματισμό των νέων τοφφιτών, σε μια επιμήκη ζώνη με διεύθυνση Α-Δ που είναι παράλληλη με το νότιο όριο της.
2. *Ενότητα Προφήτη Ηλία*: χαρακτηρίζεται από τον σχηματισμό των ιγνιμβριτών που διακόπτεται τόσο από το βόρειο, όσο και από το νότιο όριο της.
3. *Ενότητα ΝΔ Μήλου*: χαρακτηρίζεται από τα ιζήματα του Ανώτερου Μειόκαινου που βρίσκονται επί του μεταμορφωμένου υποβάθρου.
4. *Ενότητα Χαλέπας*: χαρακτηρίζεται αποκλειστικά από λάβες Κάτω Πλειστοκαινικής ηλικίας.
5. *Ενότητα Όρμου Μήλου-Φυριπλάκας*: χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη των ηφαιστειακών πετρωμάτων Φυριπλάκας που καλύπτουν τις λάβες και το μεταμορφωμένο υπόβαθρο.
6. *Ενότητα Τράχηλα*: χαρακτηρίζεται σχεδόν αποκλειστικά από τα ηφαιστειακά πετρώματα του Τράχηλα.
7. *Ενότητα Πλάκας*: χαρακτηρίζεται από λάβες με μικρές εμφανίσεις των νέων τοφφιτών.
8. *Ενότητα Αδάμαντα*: χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη των πορωδών τόφφω-ψαμμιτών πάνω από το λαχάρ και τους τόφφους.
9. *Ενότητα Φυλακωπής*: χαρακτηρίζεται από το Πλειστοκαινικό λατυποπαγές-λαχάρ πάνω από τους τόφφους.

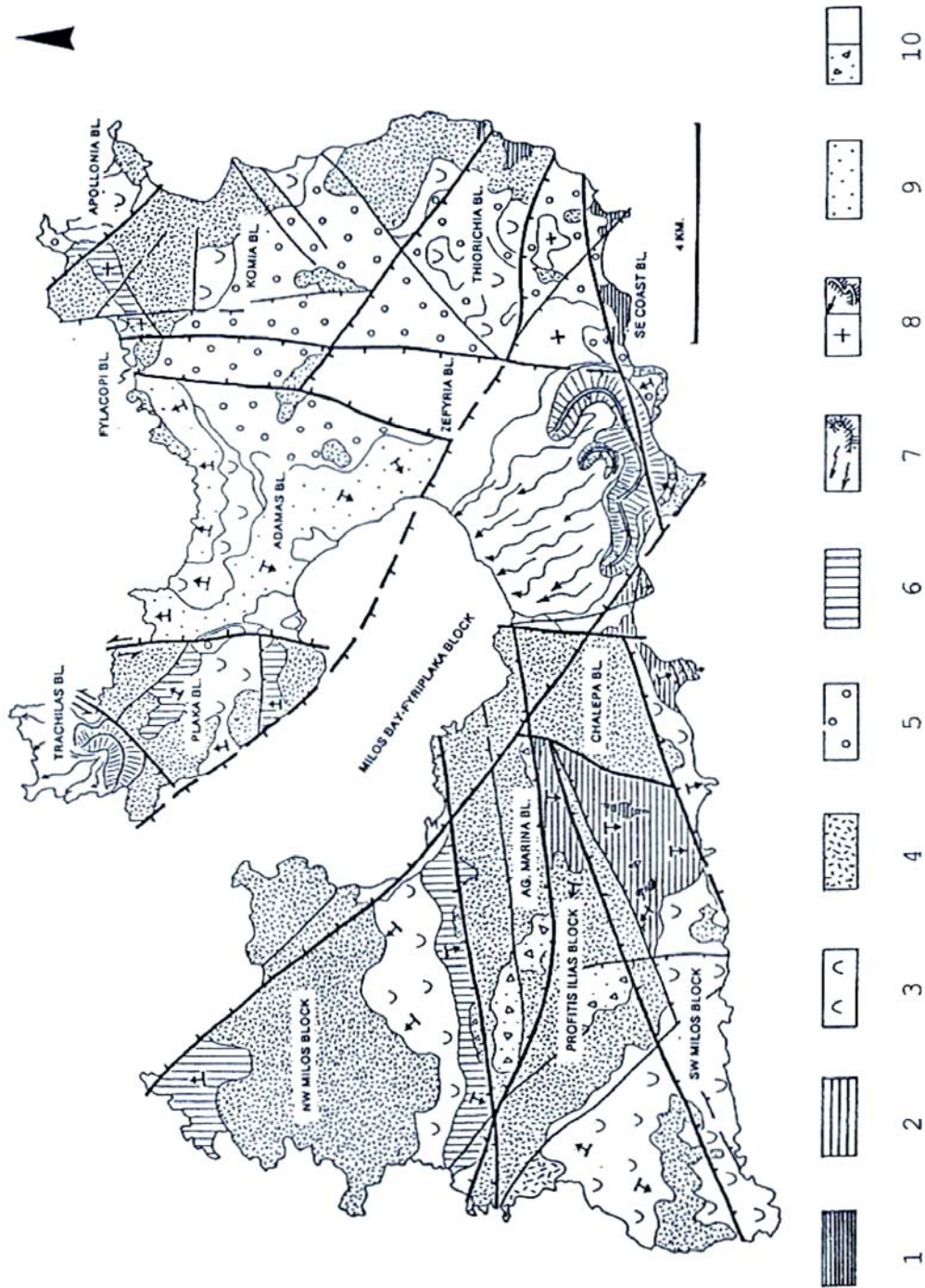
10. *Ενότητα Κώμιας*: χαρακτηρίζεται από λάβες και λαχάρ που βρίσκονται σε χαμηλότερα υψόμετρα (~ 100-120 m).

10α. *Ενότητα Ζεφυρίας*: χαρακτηρίζεται από την αποκλειστική ανάπτυξη των αλλουβίων.

10β. *Ενότητα Θειωρυχείων*: χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη του λαχάρ που καλύπτει τους τόφφους, τις λάβες και το μεταμορφωμένο υπόβαθρο που απαντά σε μικρό βάθος.

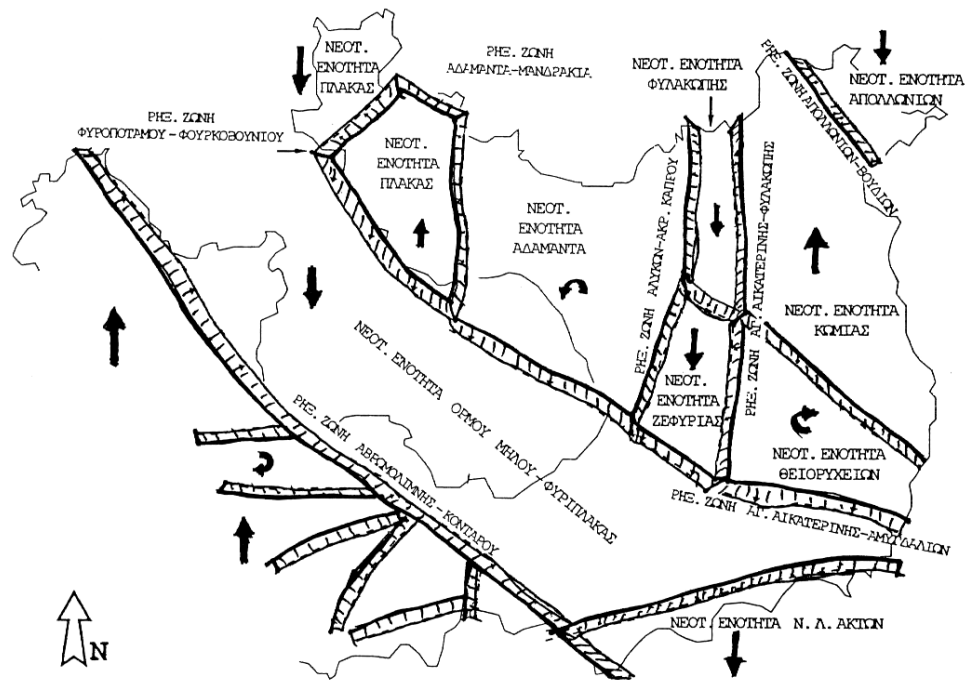
Το γεωθερμικό πρότυπο της Μήλου έχει προκύψει από την γενική τεκτονική του Αλπικού υποβάθρου, σε συνδυασμό με την νεοτεκτονική δομή των ρηξιτεμαχών που δημιούργησαν την διαδοχή των τεκτονικών τάφρων και κεράτων. Κύριο χαρακτηριστικό αποτελεί μία αντικλινική δομή με διεύθυνση Α-Δ η οποία στην ΝΝΑ Μήλο εκφράζεται με το μεταμορφωμένο υπόβαθρο κάτωθεν του οποίου αναπτύσσεται ο μαγματικός θάλαμος (Papanikolaou et al. 1990). Η δομή του αντικλίνου ευνοεί την κυκλοφορία των θερμών ρευστών, καθ' ότι στο νότιο σκέλος του παρατηρείται διείσδυση του θαλασσινού νερού έως τον μαγματικό θάλαμο, ενώ στο βόρειο σκέλος του παρατηρείται άνοδος του θερμού νερού στην οροφή του, διαμέσου ρηγμάτων. Εκτεταμένες γεωφυσικές διασκοπήσεις που αποκαλύπτουν τόσο το γεωθερμικό πεδίο της Μήλου, όσο και τις τεκτονικές διαρρήξεις οι οποίες διευκολύνουν την ροή των ρευστών έχουν διεξαχθεί από τον Tsokas (1996, 2000).

Γενικά, η μελέτη των αρχαιότερων μεταλπικών ιζημάτων που καλύπτουν το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Μήλου έδωσε νέα στοιχεία για την γεωδυναμική εξέλιξη της περιοχής και ιδιαίτερα για την έναρξη της ηφαιστειότητας όπου εντάσσεται σαφώς στο Κατώτερο Πλειόκαινο (Papanikolaou et al. 1990). Η υποθαλάσσια τεκτονική και ηφαιστειακή εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής της Μήλου έχει μελετηθεί από τους Anastasakis & Piper (2005), όπου μέσω σεισμικών τομών ανάκλασης περιγράφουν ότι το ηφαιστειακό κέντρο της Μήλου ευρίσκεται στην συμβολή δύο διαφορετικών τύπων Αλπικού υποβάθρου. Το υπόβαθρο κάτωθεν της Μήλου και προς τα ανατολικά αποτελείται από τα κρυσταλλικά πετρώματα της μεταμορφωμένης ενότητας των Κυκλάδων. Δυτικά της Μήλου αποκαλύπτονται πετρώματα προ-Μειοκαινικής ηλικίας αποτελούμενα από φλύσχη του Κατώτερου Τριτογενούς με τις σχετιζόμενες ανθρακικές ακολουθίες (Σχήμα 7.4). Από τα σεισμικά προφίλ και την ανάλυση της βαθυμετρίας διαπίστωσαν κύριο ρήγμα με διεύθυνση Α-Δ νότια της Μήλου, το οποίο αποτελεί τα όρια της λεκάνης της Μήλου.



Σχήμα 7.1.: Σχηματικός νεοτεκτονικός χάρτης της Μήλου (Papanikolaou et al. 1990).

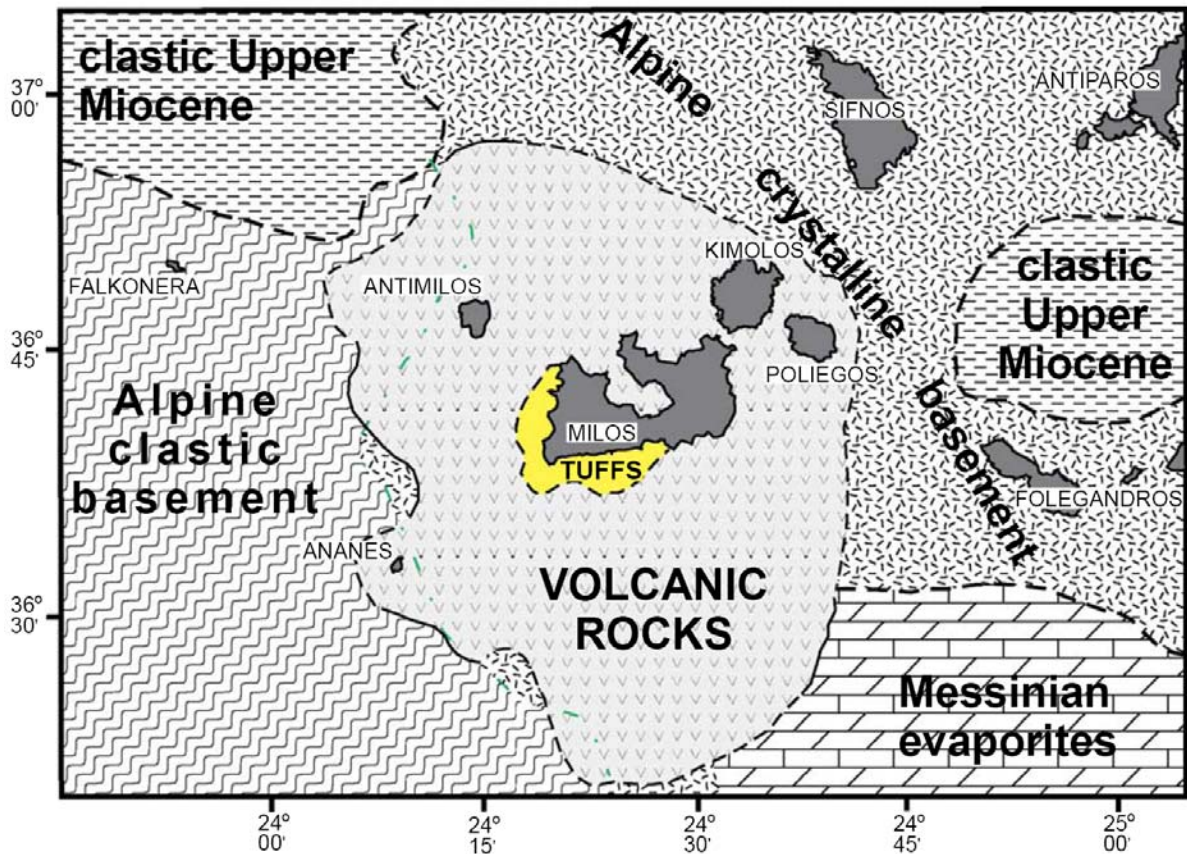
1) Μεταμορφωμένο υπόβαθρο, 2) Ασβεστόλιθοι, ιζήματα του Αν. Μειόκαινου-Κατ. Πλειόκαινου, 3) Παλαιοί τορφίτες, 4) Κατώτερες Λάβες, 5) Λαχάρ, 6) Νέοι τορφίτες, 7) Ηφαιστειακά Τράχηλα, 8) Ηφαιστειακά Φυριπλάκας, 9) Πρόσφατοι τόφφοι και ψαμμίτες, 10) Αλλούβια και πλευρικά κορήματα



Σχήμα 7.2: Ρηξιγενείς ζώνες και νεοτεκτονικές ενότητες της Ανατολικής Μήλου (Papanikolaou et al. 1990).

Δ/ΣΗ ΡΗΞ. ΖΩΝΗΣ	I (130°-310°)	II (W-E)	III (N-S)	IV (60°-240°)
ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ				
ΟΛΟΚΑΙΝΟ	ΒΡΥΜΟΛΙΜΝΗΣ- ΚΟΝΤΑΡΟΥ		ΑΔΑΜΑΝΤΑ-ΜΑΝΔΡΑΚΙΑ	
0.01 M.a.	ΑΓ. ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ- ΑΜΥΓΔΑΛΙΩΝ		ΚΑΠΡΟΥ-ΑΛΥΚΕΣ ΜΗΛΟΥ	
	ΑΠΟΛΛΩΝΙΩΝ-ΒΟΥΔΙΩΝ		ΑΓ. ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ- ΦΥΛΑΚΩΠΗΣ	
ΑΝΩΤ. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ	ΒΡΥΜΟΛΙΜΝΗΣ- ΚΟΝΤΑΡΟΥ	ΑΓ. ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ- ΑΜΥΓΔΑΛΙΩΝ		
0.18 M.a.		ΚΛΗΜΑ-ΣΚΟΙΝΩΠΗΣ		
ΜΕΣΟ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ				ΦΥΛΑΚΩΠΗΣ- ΦΟΥΡΚΟΒΟΥΝΙΟΥ
0.8 M.a.				
ΚΑΤΩΤ. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ	ΒΡΥΜΟΛΙΜΝΗΣ- ΚΟΝΤΑΡΟΥ	ΑΓ. ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ- ΑΜΥΓΔΑΛΙΩΝ	ΑΔΑΜΑΝΤΑ-ΜΑΝΔΡΑΚΙΑ	
2.4 M.a.			ΚΑΠΡΟΥ-ΑΛΥΚΕΣ ΜΗΛΟΥ	
			ΑΓ. ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗΣ- ΦΥΛΑΚΩΠΗΣ	
ΑΝΩΤ. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ				
3.3 M.a.				
ΜΕΣΟ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ				
ΚΑΤ. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ	ΒΡΥΜΟΛΙΜΝΗΣ- ΚΟΝΤΑΡΟΥ			
7.0 M.a.				
ΑΝΩΤ. ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ				

Σχήμα 7.3: Περίοδοι δραστηριοποίησης των ρηξιγενών ζωνών της Μήλου (Papanikolaou et al. 1990).



Σχήμα 7.4: Σχηματική απεικόνιση των ηφαιστειακών πετρωμάτων και του υποβάθρου στην ευρύτερη υποθαλάσσια περιοχή της Μήλου (Anastasakis & Piper 2005).

Νότια του ρήγματος, στα ΝΑ της Μήλου παρατηρείται καθίζηση, ενώ στα ΝΔ της Μήλου παρατηρείται καθίζηση και περιστροφή ρηγμάτων με διεύθυνση Β-Ν (Piper & Perissoratis 2003, Σχήμα 9). Οι Piper & Perissoratis (2003) διατυπώνουν ότι τα ρήγματα αυτά έχουν ηλικία Μέσο-Ανώτερο Τεταρτογενές. Όμοια διεύθυνση Α-Δ κατέχουν και τα πτυχωμένα ιζήματα δυτικά της Μήλου που υπόκεινται των ηφαιστειακών και έχουν Κάτω-Πλειοκαινική ηλικία.

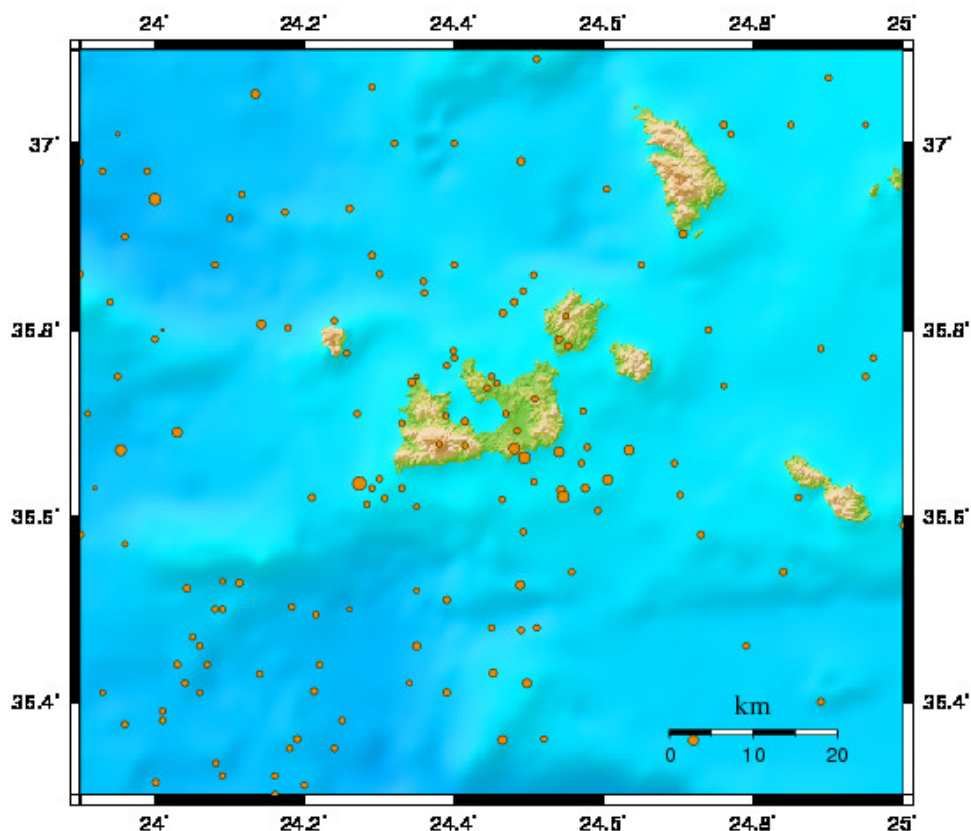
Συμπερασματικά, η ευρύτερη περιοχή της Μήλου έχει υποστεί βαθμιαία καθίζηση, σχεδόν από το Μεσσήνιο, ενώ παράλληλα το είδος της ιζηματογένεσης των λεκανών έχει διαφοροποιηθεί με βάση την μεταβολή των ενεργών ρηγμάτων. Σχεδόν σε όλα τα υποθαλάσσια ηφαιστειακά πετρώματα αποδεικνύονται επιφάνειες επιπέδωσης λόγω διάβρωσης, υποδεικνύοντας κατά αυτόν τον τρόπο ότι από το Πλειόκαινο επικράτησε σημαντική διάβρωση και καθίζηση γύρω από την Μήλο. Αν θεωρητικά οι επιφάνειες επιπέδωσης φέρουν ηλικία 2 ma, τότε συνεπάγεται ένας μέσος ρυθμός καθίζησης των

ηφαιστειακών κατά 0,2–0,35 mm/yr. Οι Piper & Perissoratis (2003) αναφέρουν ότι στην Μήλο έλαβε χώρα καθίζηση της τάξης των 900 m μεταξύ ~5 και 4,4 ma.

7.1.1. Σεισμικότητα-Γεωθερμικό Πεδίο

Δεδομένου της γεωτεκτονικής τοποθέτησης της Μήλου, αλλά και του γεωθερμικού πεδίου, της υψηλής ενθαλπίας, η νήσος αποτέλεσε σημαντική περιοχή γεωθερμικών μελετών. Η Μήλος έχει υποστεί έντονη τεκτονική δραστηριότητα κατά την διάρκεια του Πλειόκαινου και του Τεταρτογενούς, η οποία συνεχίζει έως σήμερα, επηρεάζοντας την ηφαιστειακή εξέλιξη και το γεωθερμικό σύστημα της νήσου. Η Πλειοκαινική φάση εφελκυσμού με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, δημιούργησε κανονικά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ενώ ο εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ κατά την διάρκεια του Τεταρτογενούς είχε ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό ΒΑ-ΝΔ ρηγμάτων (Papanikolaou et al. 1993). Σύμφωνα με τον Fytikas (1989) η τελευταία φάση εφελκυσμού με τα επακόλουθα ΑΒΑ-ΔΝΔ ρήγματα συναντώνται περισσότερο στην Ανατολική Μήλο, κυρίως στις θέσεις της πιο πρόσφατης και έντονης υδροθερμικής δραστηριότητας. Οι Papanikolaou et al. (1993) θεωρούν ότι ο κύριος ενεργός τεκτονισμός λαμβάνει χώρα κατά μήκος των κανονικών ρηγμάτων ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, στα οποία οφείλεται και η ενεργή τεκτονική δομή τάφρου που χωρίζει την Ανατολική από την Δυτική Μήλο, μεταξύ του Κόλπου της Μήλου στα ΒΔ και του κρατήρα της Φυριπλάκας στα ΝΑ.

Τα εν λόγω αποτελέσματα υποστηρίζονται από σεισμολογικές παρατηρήσεις. Οι Ochmann et al. (1989) και Hirn et al. (1989) παρουσίασαν σεισμολογικά δεδομένα για την ηφαιστειακή σεισμική ακολουθία του 1971. Τα αποτελέσματά τους υποδεικνύουν καθαρά μία κυριαρχούσα ΒΔ-ΝΑ ευθυγράμμιση των επικέντρων εντός της τάφρου Όρμου Μήλου–Φυριπλάκας (Σχήμα 7.6). Παράλληλα, υφίσταται και μία μικρότερη ένδειξη για ΒΑ-ΝΔ ευθυγράμμιση των επικέντρων. Οι μηχανισμοί γένεσης παρουσιάζουν ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ διευθύνσεις και υποδεικνύουν κανονική διάρρηξη. Το φαινόμενο αυτό έρχεται σε συμφωνία με τα ήδη αναφερθέντα γεωλογικά και τεκτονικά στοιχεία, και πιθανότατα να υποδηλώνει την συζυγία των ενεργών συστημάτων διάρρηξης του νησιού.



Σχήμα 7.5: Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Μήλου για το διάστημα 1964-2010. Τα επίκεντρα που απεικονίζονται στον χάρτη προέρχονται από τους Paradisopoulou et al. (2010).

Η σημερινή τεκτονική δραστηριότητα έχει σταδιακά μειωθεί στην Δυτική Μήλο, ενώ είναι ακόμα εμφανής στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της νήσου, όπως αποδεικνύεται από την πρόσφατη σεισμική της δραστηριότητα (Σχήμα 7.5). Τα σεισμολογικά δεδομένα του Σχήματος 7.5 που καλύπτουν την χρονική περίοδο από το έτος 1964 έως το έτος 2010, αναφέρονται στον ενιαίο κατάλογο των Paradisopoulou et al. (2010), ο οποίος προέκυψε από συλλογή δεδομένων του Πανεπιστημίου Αθηνών (Ε.Κ.Π.Α), του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και του Αστεροσκοπείου Αθηνών (Γ.Ι.Ε.Α.Α). Το πιο πρόσφατο σεισμικό επεισόδιο σημειώθηκε στις 17 Δεκεμβρίου του 2010, ΒΔ της Μήλου και είχε μέγεθος 5R και εστιακό βάθος 103 km. Μεγαλύτερη σεισμική δόνηση $M = 5,9$ κατεγράφη στις 21 Μαΐου του έτους 2002, νοτιοδυτικά της Μήλου και είχε εστιακό βάθος 107 km (Σχήμα 7.5). Μικρότερο μέγεθος σεισμικής δόνησης $M_s = 5,3$, και μικρότερου εστιακού βάθους (9,6 km) κατεγράφη στις 20 Μαρτίου του 1992 στο ΝΑ τμήμα της Μήλου (Delibasis & Drakopoulos 1973). Ο μηχανισμός γένεσης (σύμφωνα με το Harvard, HCMT)

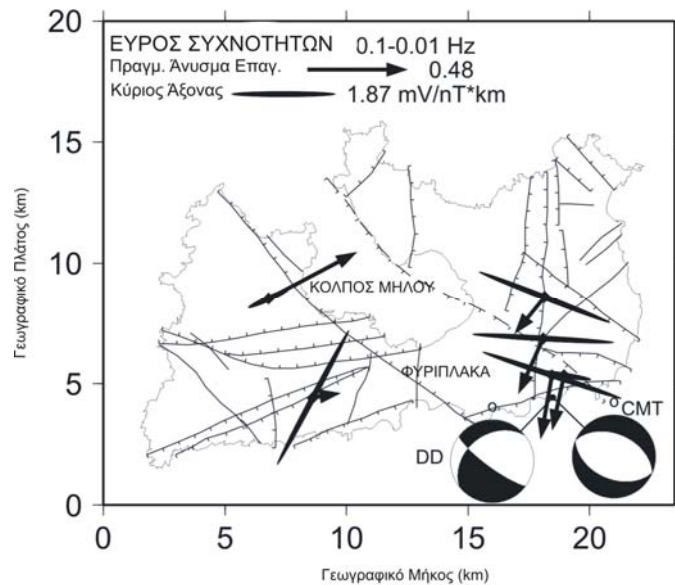
υποδεικνύει κανονική διάρρηξη με διεύθυνση B293° και κλίση περίπου στις 45°, παράλληλης με την ανάπτυξη της τάφρου Όρμου Μήλου–Φυριπλάκας. Τα στατιστικά στοιχεία συχνότητα-μέγεθος υποδηλώνουν την τεκτονική προέλευση του σεισμού παρά την ηφαιστειακή. Οι Makropoulos et al. (1999) διερεύνησαν την μικροσεισμικότητα της Μήλου κατά την διάρκεια του 1996, όπου και κατέγραψαν 400 τοπικούς μικροσεισμούς και 500 σεισμικά γεγονότα που σχετίζονται με την υδροθερμική δραστηριότητα του νησιού. Η ανάλυση των δεδομένων υποδεικνύει μικρή σεισμικότητα που πιθανότατα να συνδέεται με το υδροθερμικό πεδίο της περιοχής. Τα σεισμικά γεγονότα εντοπίζονται κυρίως στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της Μήλου. Η ομάδα επικέντρων που παρατηρείται στο κεντρικό τμήμα της Μήλου έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ενώ η δεύτερη ομάδα που εμφανίζεται στο ανατολικό τμήμα του νησιού έχει διεύθυνση Β-Ν. Η σημερινή σεισμική δραστηριότητα της Μήλου εκδηλώνεται με διεύθυνση Β-Ν (Σχήμα 7.5). Οι Bohnhoff et al. (2004) από την παρακολούθηση της μικροσεισμικής δραστηριότητας των Κυκλάδων, αναφέρουν ότι η κυρίαρχη δραστηριότητα λαμβάνει χώρα έως το βάθος των 50 km και συγκεντρώνεται και γύρω από την Μήλο χωρίς να υποδεικνύει σημαντική δραστηριότητα.



Σχήμα 7.6: Επίκεντρα από 90 σεισμικά γεγονότα εντός του 1986 (μαύροι κύκλοι) και 1987 (λευκοί κύκλοι) (Ochmann et al. 1989).

Οι Hutton et al. (1989) βάσει MT μετρήσεων αναπαράστησαν τις χωρικές ιδιότητες του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου, μέσω του υπολογισμού των δύο αξόνων εμπίδησης και του πραγματικού επαγωγικού ανύσματος. Παρουσίασαν δεδομένα εύρους συχνοτήτων 0,2-0,1 Hz που προσεγγιστικά αντιστοιχούν σε βάθη εκτεταμένου και διάχυτου γεωθερμικού αποθέματος, αλλά και δεδομένα συχνοτήτων μικρότερων από 0,005 Hz που

αντιστοιχούν σε μικρότερα βάθη του φλοιού. Η ποσοτική τους ανάλυση φανερώνει κατηγορηματικά τον ΒΔ-ΝΑ προσανατολισμό των πολύ καλών αγωγών της Κεντρικής και Ανατολικής Μήλου.



Σχήμα 7.7: Κύριοι άξονες των τανυστών εμπέδησης και πραγματικά επαγωγικά ανύσματα της Μήλου, για εύρος συχνοτήτων 0,1-0,01 Hz. Επιλύσεις μηχανισμού γένεσης από το Harvard (HCMT) και Delibasis & Drakopoulos (1993), (DD). Ρήγματα από Papanikolaou et al. (1993). (Tzanis, προσωπική επικοινωνία, αντιστοιχεί στο Σχήμα 1 Tzanis & Makropoulos 1999).

Επιπλέον, οι Tzanis & Makropoulos (1999) στην ερμηνεία των MT αποτελεσμάτων τους παρουσιάζουν μία σχετικά απλή και αγωγήμη γεωηλεκτρική δομή με μικρές πλευρικές αντιθέσεις της ειδικής αντίστασης, για τα πρώτα 1-1,5 km, τα οποία ελέγχονται από το γεωθερμικό σύστημα, κυρίως στο ανατολικό τμήμα του νησιού.

Σε μεγαλύτερα βάθη που αντιστοιχούν σε συχνότητες μικρότερες από 1 Hz ($T > 1s$), οι επιρροές της πολυδιάστατης δομής είναι μεγαλύτερες. Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων βασίζεται σε MT και GDS (Geomagnetic Deep Sounding), οι οποίες υποδεικνύουν μία σημαντική πλευρική αντιστατική επιφάνεια με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Η επιφάνεια αυτή παράγει επαγωγή με τον εγκάρσιο ηλεκτρικό τρόπο TE στο ανατολικό τμήμα του νησιού και με τον εγκάρσιο μαγνητικό τρόπο TM στο δυτικό τμήμα, αντίστοιχα. Η θέση της επιφάνειας δείχνει να συμπίπτει με το δυτικό όριο του ρήγματος Όρμου Μήλου-Τάφρος Φυριπλάκας (Σχήμα 7.7).

7.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΦΟΡΙΚΗΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ

Για την ανίχνευση της εδαφικής παραμόρφωσης στην Μήλο, εφαρμόσθηκε η τεχνική της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ, ελλείψει GPS δικτύου. Από τον πιθανό συνδυασμό έξι απεικονίσεων SAR, ERS-1 & 2, σχηματίστηκαν έντεκα ζεύγη απεικονίσεων που καλύπτουν την χρονική περίοδο 1992-1998 και παρήχθησαν έντεκα διαφορικά συμβολογραφήματα με τους αντίστοιχους χάρτες συνάφειας. Στα πλαίσια της εν λόγω διατριβής παρουσιάζονται τα συμβολογραφήματα που εμφανίζουν κάθετη βάση ($B_{\perp}$) μεταξύ της τροχιάς των δορυφόρων μικρότερη από 80 m. Λόγω της μικρής τιμής της $B_{\perp}$ τα διαφορικά συμβολογραφήματα είναι δυνατόν να επιδεικνύουν μεγαλύτερη συνάφεια μεταξύ των απεικονίσεων SAR. Τα χαρακτηριστικά των δορυφορικών εικόνων που χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία των συμβολογραφημάτων, παρουσιάζονται στον Πίνακα 7.1.

Η επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων της Μήλου υλοποιήθηκε με το λογισμικό *GAMMA Remote Sensing*.

Πίνακας 7.1

Χαρακτηριστικά Εικόνων Ραντάρ

Ημερομηνία	Δορυφόρος	Τροχιά	Διέλευση	Διαφορά Χρόνου (Ημέρες)	$B_{\perp}$ (m)	H_a^* (m)
2/10/92-3/3/96	ERS 1	193/2871	Καθοδική	1248	1	9416
11/12/92-6/8/95	ERS 1	193/2871	Καθοδική	968	66	143
11/12/92-22/7/96	ERS 1_2	193/2871	Καθοδική	1319	74	127
11/12/92-31/8/98	ERS 1_2	193/2871	Καθοδική	2089	11	856
6/8/95-22/7/96	ERS 1_2	193/2871	Καθοδική	351	8	1177
6/8/95-31/8/98	ERS 1_2	193/2871	Καθοδική	1121	55	171
22/7/96-31/8/98	ERS 2	193/2871	Καθοδική	770	63	149

* Ασάφεια Υψομέτρου

Η ανάλυση των αποτελεσμάτων υποδηλώνει σε γενικές γραμμές πολύ μικρή συνάφεια μεταξύ των ζευγών των εικόνων, με αποτέλεσμα να μην εμφανίζονται κροσσοί παραμόρφωσης στα συμβολογραφήματα. Το γεγονός εμφάνισης της μικρής συνάφειας οφείλεται στο είδος των πετρωμάτων, την βλάστηση και τις καλλιέργειες, την υγρασία από τις ατμίδες στην ανατολική πλευρά της Μήλου, αλλά και από τις παραμέτρους που σχετίζονται με την απόσταση της τροχιάς των τροχών των δορυφόρων, πολύ περισσότερο όμως με το χρονικό διάστημα των εικόνων κάθε ζεύγους. Στα επτά διαφορετικά συμβολογραφήματα που τελικά παρουσιάζονται (Σχήμα 7.8), η απόσταση των δορυφόρων είναι μικρή, γεγονός που ευνοεί την εμφάνιση της καλής συνάφειας σε ένα συμβολογράφημα. Στην περίπτωση αυτή, η χρονική κάλυψη των συμβολογραφημάτων προσεγγίζει έως και τα έξι έτη, με αποτέλεσμα η αναμενόμενη συνάφεια μεταξύ των συμβολογραφημάτων να είναι μειωμένη.

Αν και η συνάφεια στα πρώτα έξι συμβολογραφήματα (Σχήμα 7.8α-ζ) είναι σε γενικότερα πλαίσια πολύ μικρή, μπορούν ωστόσο να διακριθούν κάποιες ζώνες που χαρακτηρίζονται από μέτρια έως καλή συνάφεια. Οι περιοχές αυτές τυγχάνει να διατηρούνται σχεδόν σε όλα τα συμβολογραφήματα. Αν συνδυαστούν οι ζώνες αυτές με τον γεωλογικό χάρτη της περιοχής (Σχήμα 7.8-Παράγραφος 7.1) παρατηρείται ότι οι ζώνες της μέτριας-καλής συνάφειας εντοπίζονται στις λάβες της ενότητας Χαλέπας και της γειτονικής ενότητας Όρμου Μήλου – Φυριπλάκας, τις λάβες της ενότητας της ΒΔ Μήλου και στα λαχάρ της ενότητας του Αδάμαντα. Σχετικά καλή συνάφεια φανερώνουν και η μικρής έκτασης ενότητα του Τράχηλα και το βόρειο και ανατολικό τμήμα της ενότητας της Κώμιας αποτελούμενο από λάβες και λαχάρ.

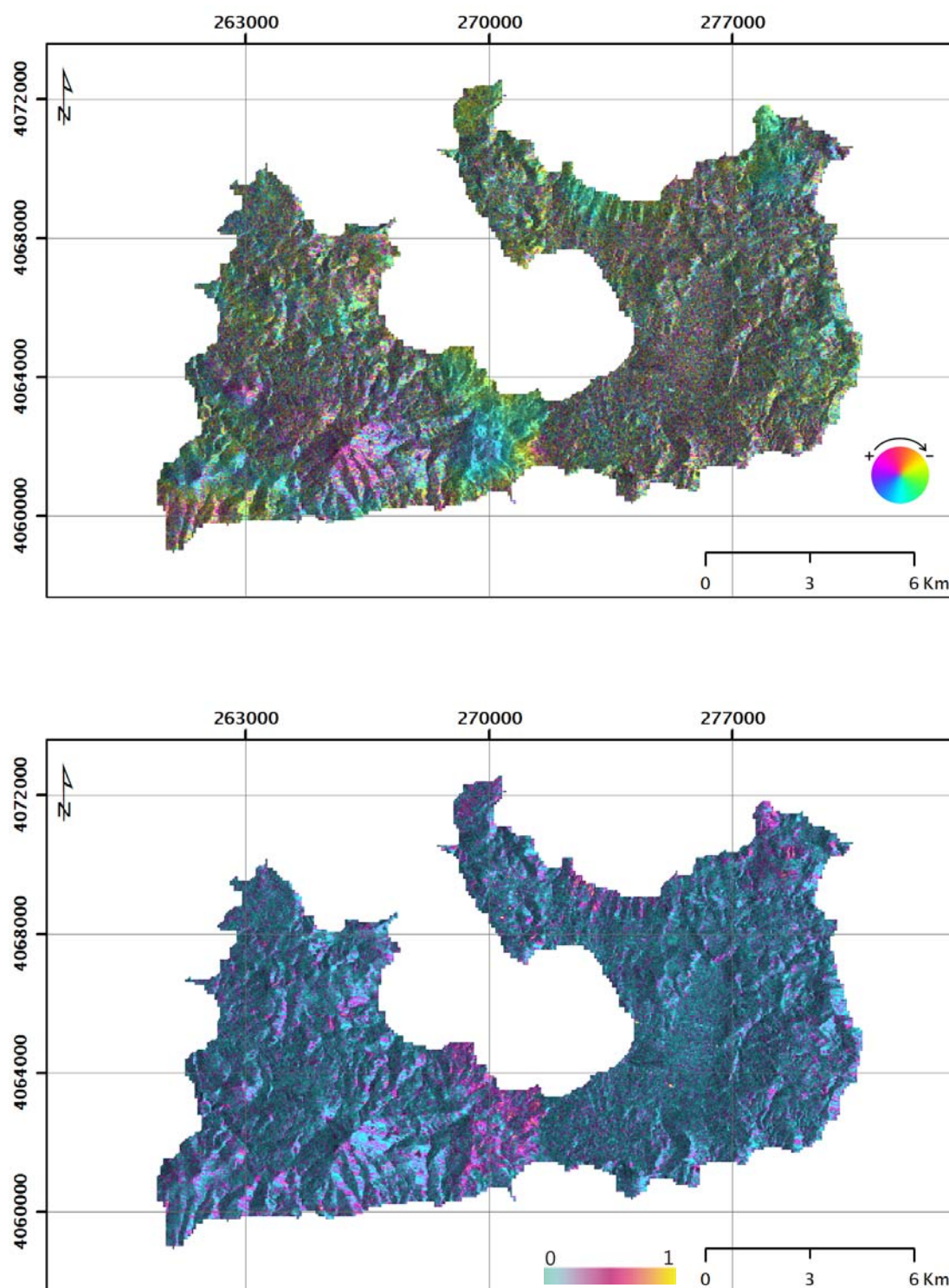
Το συμβολογράφημα 22/07/96-31/08/98 (Σχήμα 7.8η) που καλύπτει την περίοδο των δύο χρόνων, εμφανίζει αρκετά καλή συνάφεια στο μεγαλύτερο μέρος της Μήλου. Η καλή συνάφεια που παρατηρείται σε αυτήν την περίπτωση οφείλεται τόσο στο μικρό χρονικό διάστημα που καλύπτουν οι δύο εικόνες, όσο και στο ότι το ζεύγος των εικόνων έχει ληφθεί την ίδια εποχή.

Συμπερασματικά, μπορεί να λεχθεί ότι, παρ' όλο που στο τελευταίο συμβολογράφημα η συνάφεια είναι καλή και καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της Μήλου, δεν παρατηρούνται κροσσοί παραμόρφωσης. Αυτό μπορεί να σημαίνει ότι, είτε δεν υπάρχει παραμόρφωση στην Μήλο, είτε εκείνη είναι μικρότερη από 28 mm, και ως εκ

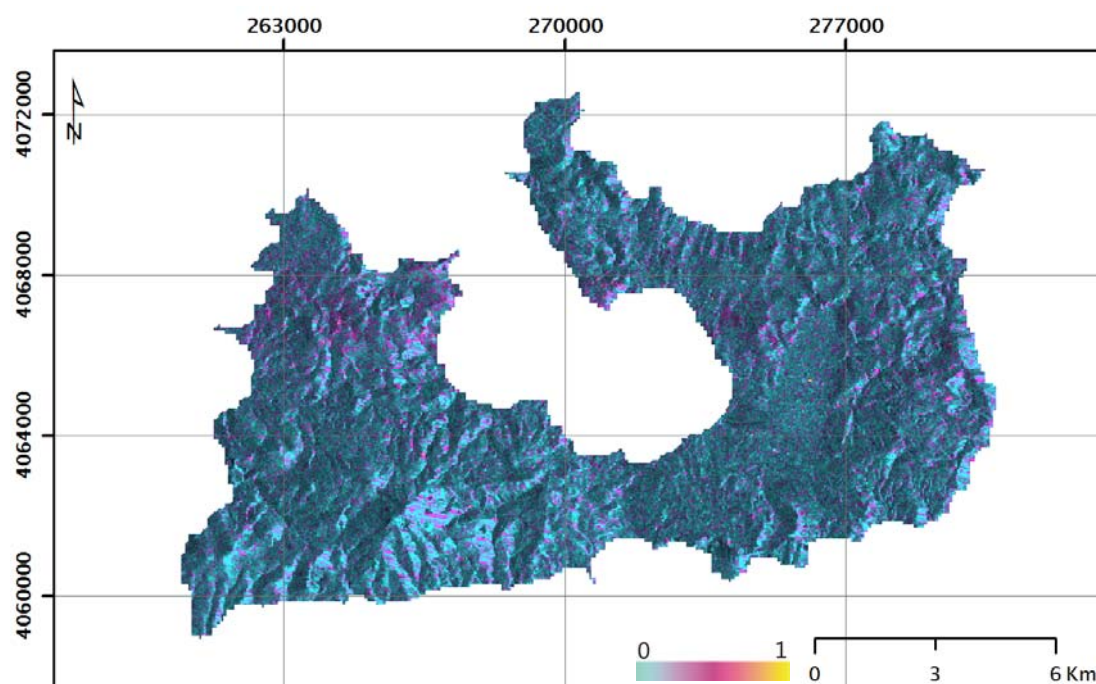
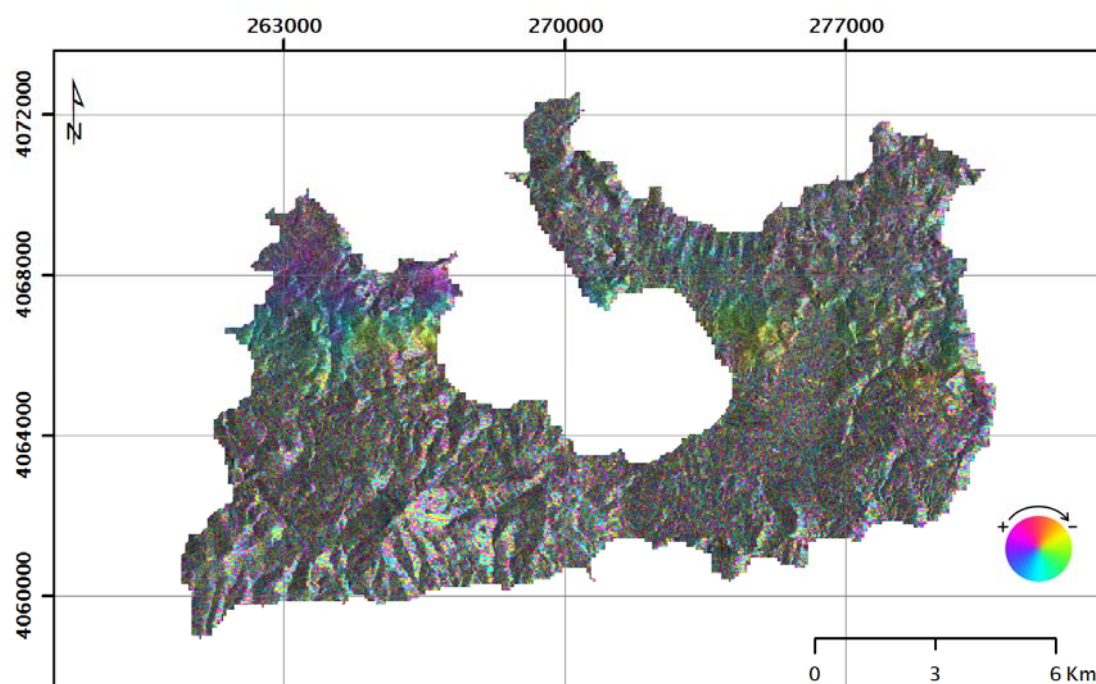
τούτου δεν εμφανίζεται στο συμβολογράφημα. Εν τούτοις, στο εν λόγω συμβολογράφημα είναι σημειωμένες δύο περιοχές I και II που θα μπορούσαν να παρερμηνευθούν ως κροσσοί παραμόρφωσης. Αν οι περιοχές αυτές συγκριθούν με την τοπογραφία (Σχήμα 7.9-Τομές A-A', B-B' & Γ-Γ') αλλά και την έντονη τεκτονική δομή της περιοχής, γίνεται αντιληπτό ότι τόσο οι ανατολικές γραμμικές δομές (περιοχή I) όσο και η κεντρική κυκλική δομή (περιοχή II) ακολουθούν απόλυτα την τοπογραφική συνιστώσα της περιοχής. Επομένως οι κροσσοί του ενός κύκλου φάσης που παρατηρούνται στην περιοχή I και του μισού κροσσού συμβολής στην περιοχή II οφείλονται στο έντονο ανάγλυφο της Μήλου που οριοθετείται τις περισσότερες περιπτώσεις από τις κύριες ρηξιγενείς ζώνες της νήσου.

Πρέπει ωστόσο να αναφερθεί ότι δύο από τις εικόνες SAR που χρησιμοποιήθηκαν, καλύπτουν την μετασεισμική περίοδο του κυρίου σεισμού της 20^{ης} Μαρτίου του 1992 ($M_s=5,3$). Παρ' όλα αυτά, στα τέσσερα συμβολογραφήματα που προέκυψαν από τις δύο εν λόγω εικόνες (Σχήμα 7.8α-δ), δεν σημειώνεται κάποιου είδους παραμόρφωση.

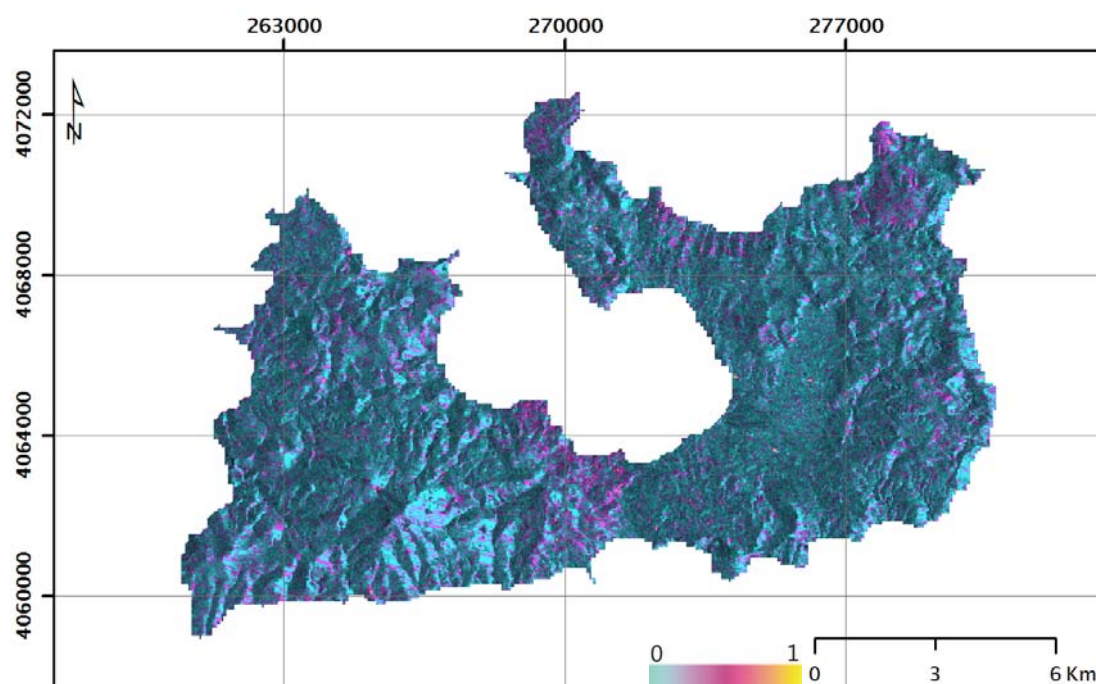
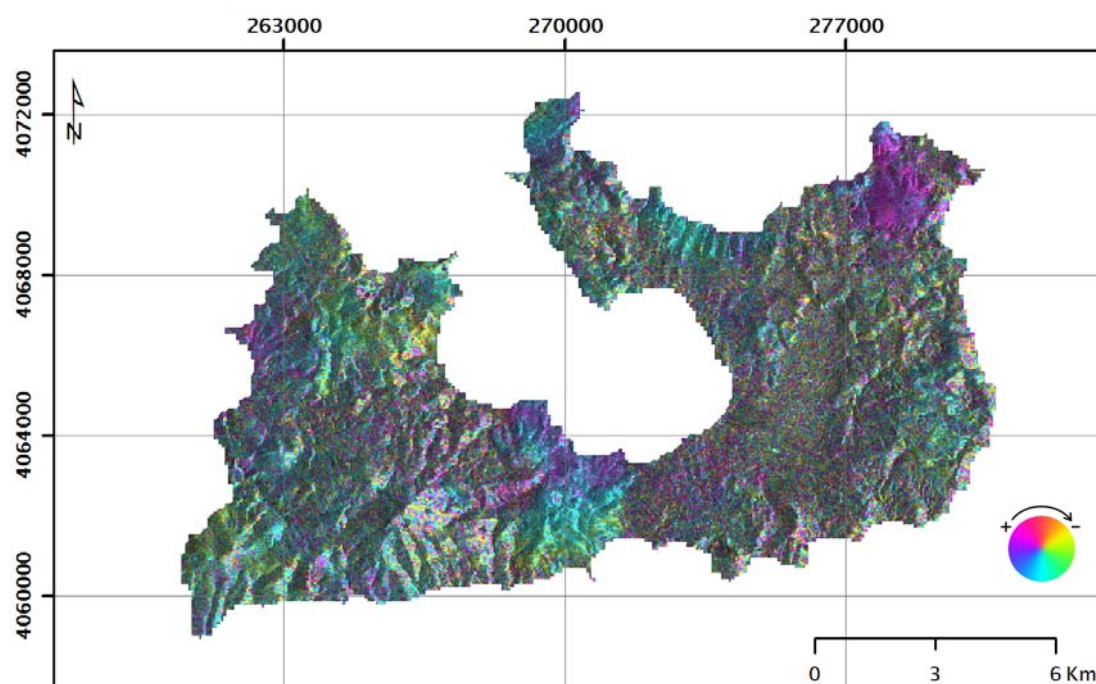
Συμπερασματικά, με την εφαρμογή της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ δεν κατέστη δυνατόν να ποσοτικοποιηθεί επακριβώς η εδαφική παραμόρφωση στο ηφαιστειακό κέντρο της Μήλου, και άρα κρίνεται απαραίτητη ως μελλοντική εργασία η παρακολούθηση του ηφαιστείου με άλλες τεχνικές Συμβολομετρίας Ραντάρ.



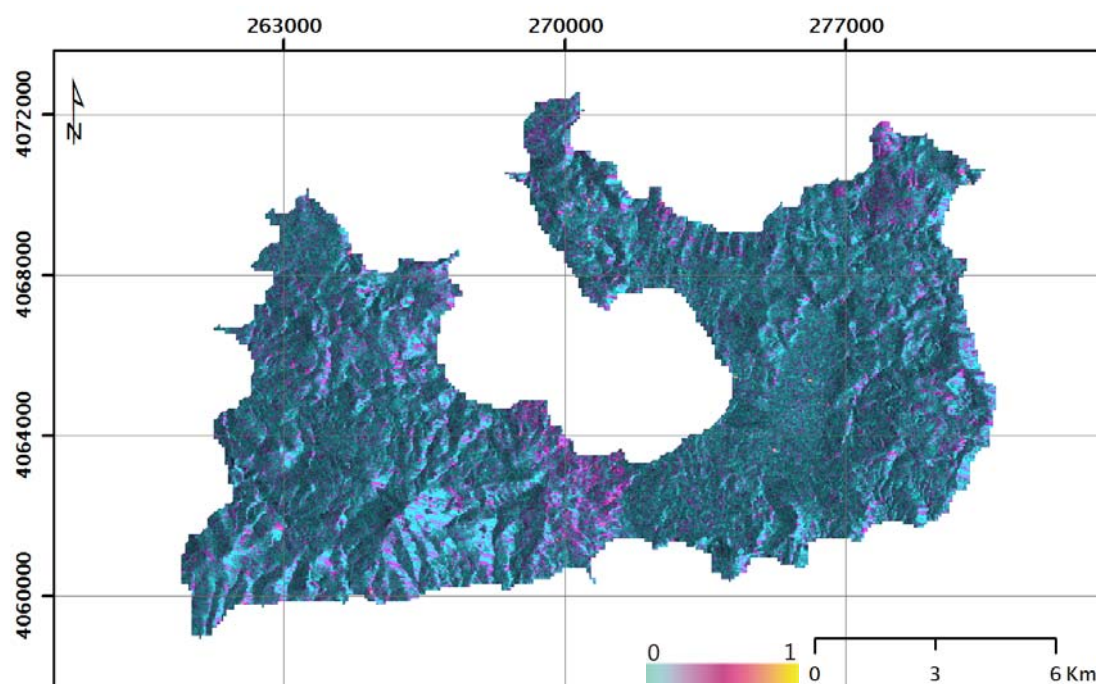
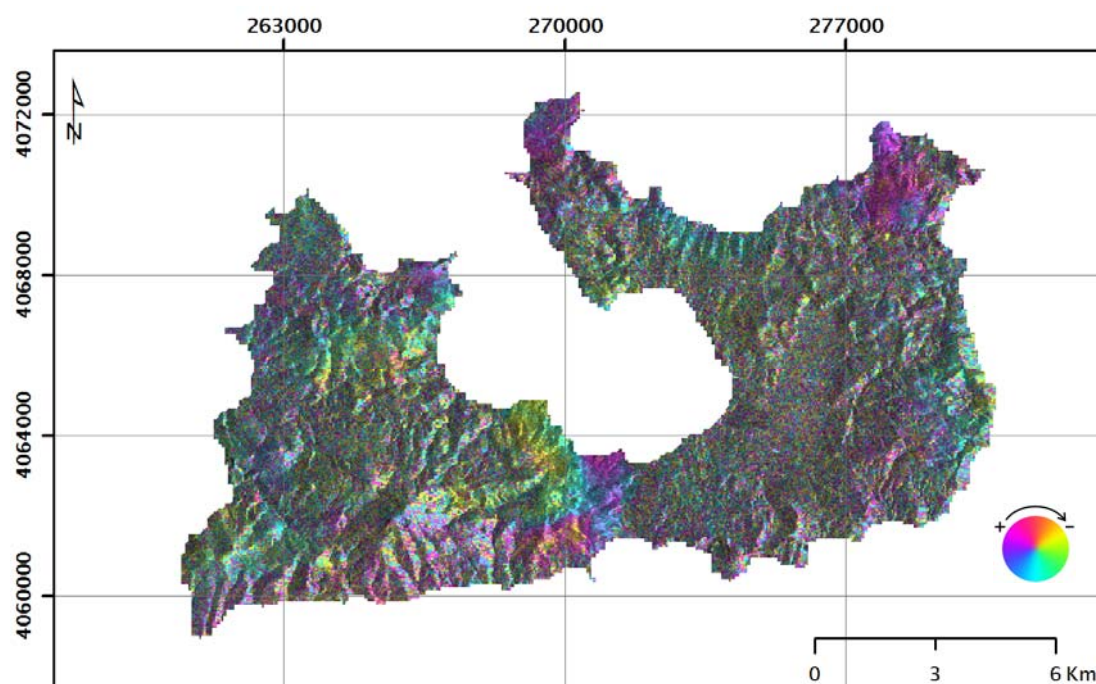
Σχήμα 7.8: (α) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 10/1992-03/1996. Η χρωματική ακολουθία GBR εκφράζει την εδαφική καθίζηση ενώ η RGB την εδαφική ανύψωση.



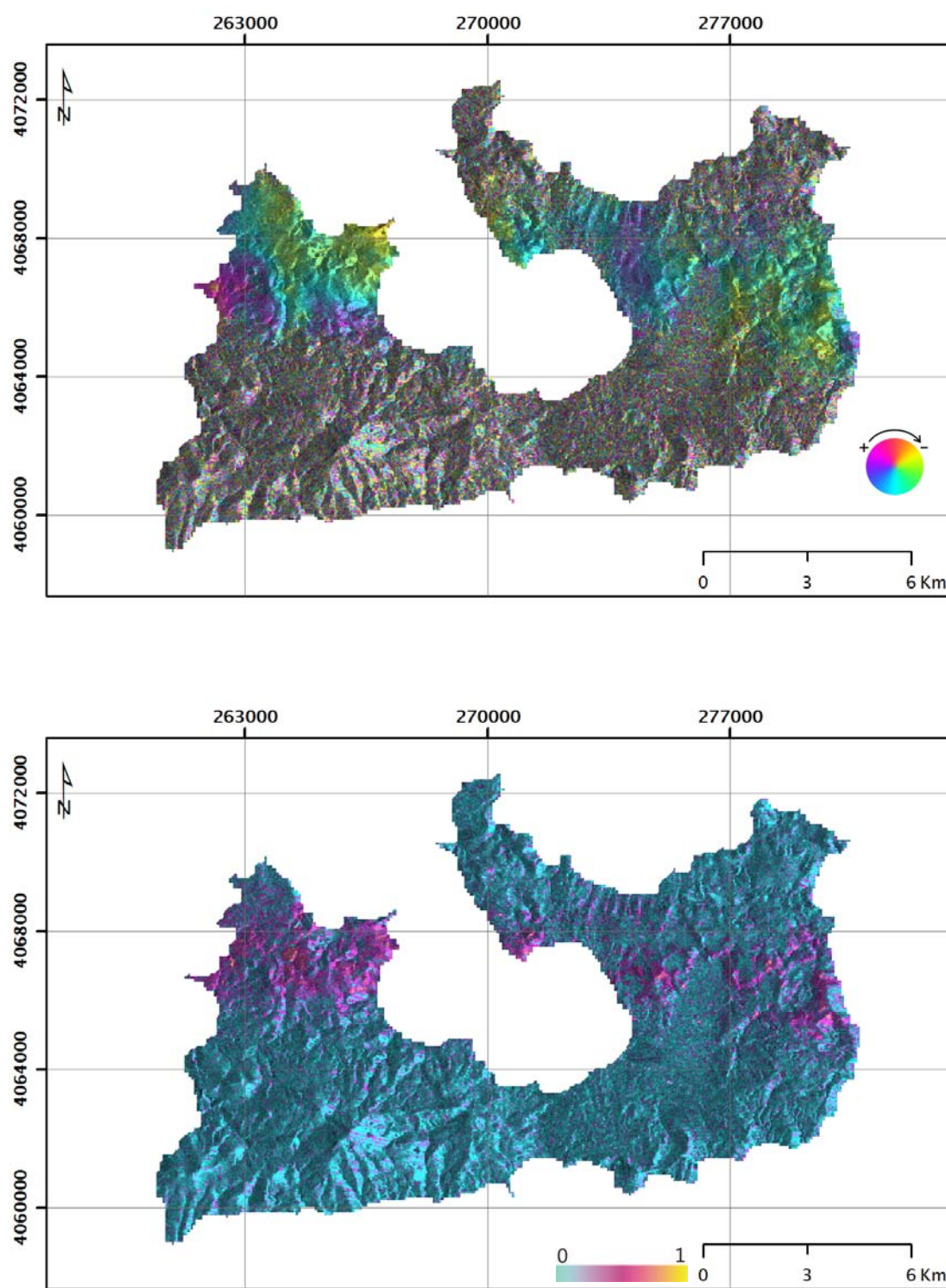
Σχήμα 7.8: (β) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 12/1992-08/1995.



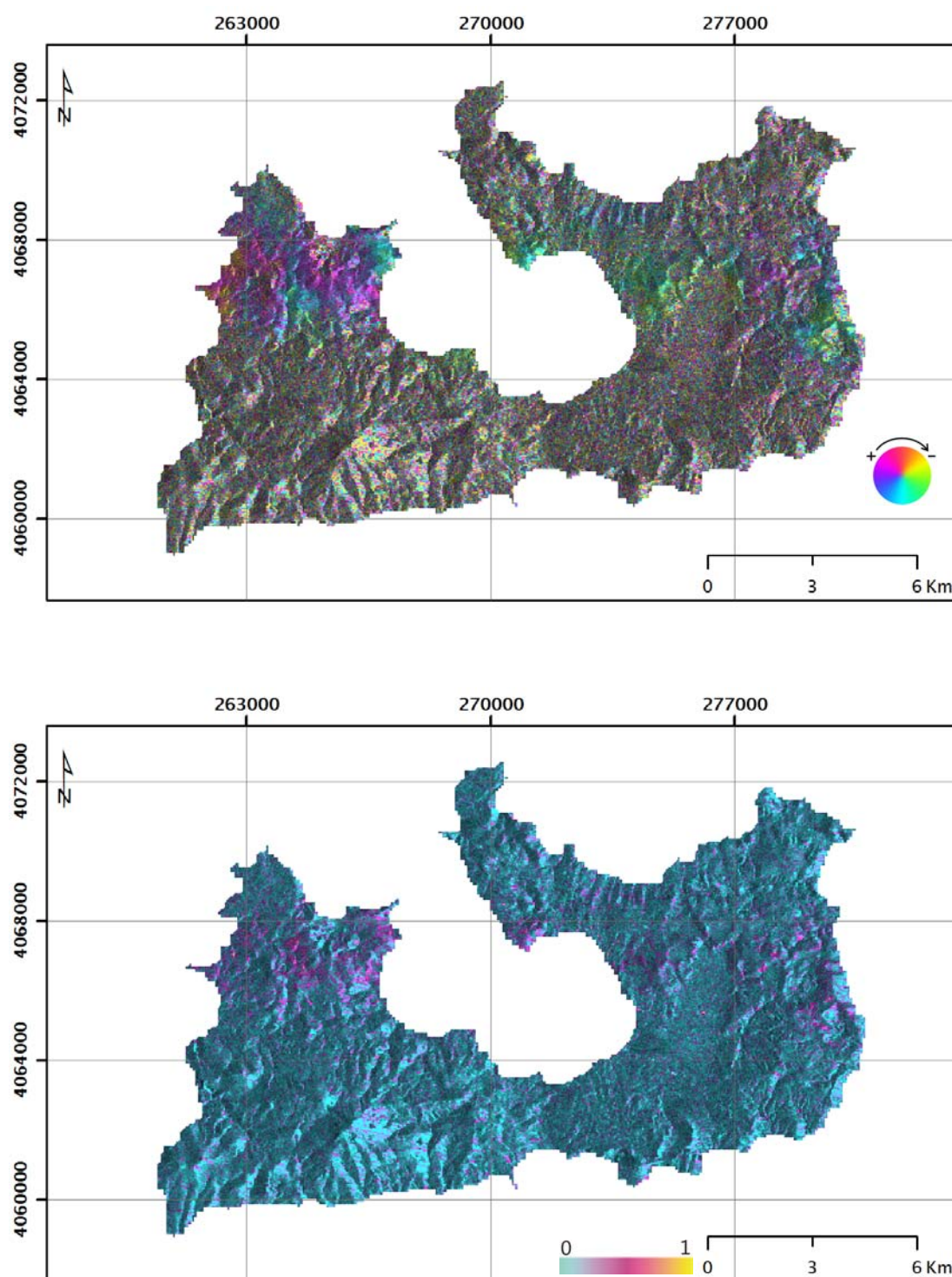
Σχήμα 7.8: (γ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 12/1992-07/1996.



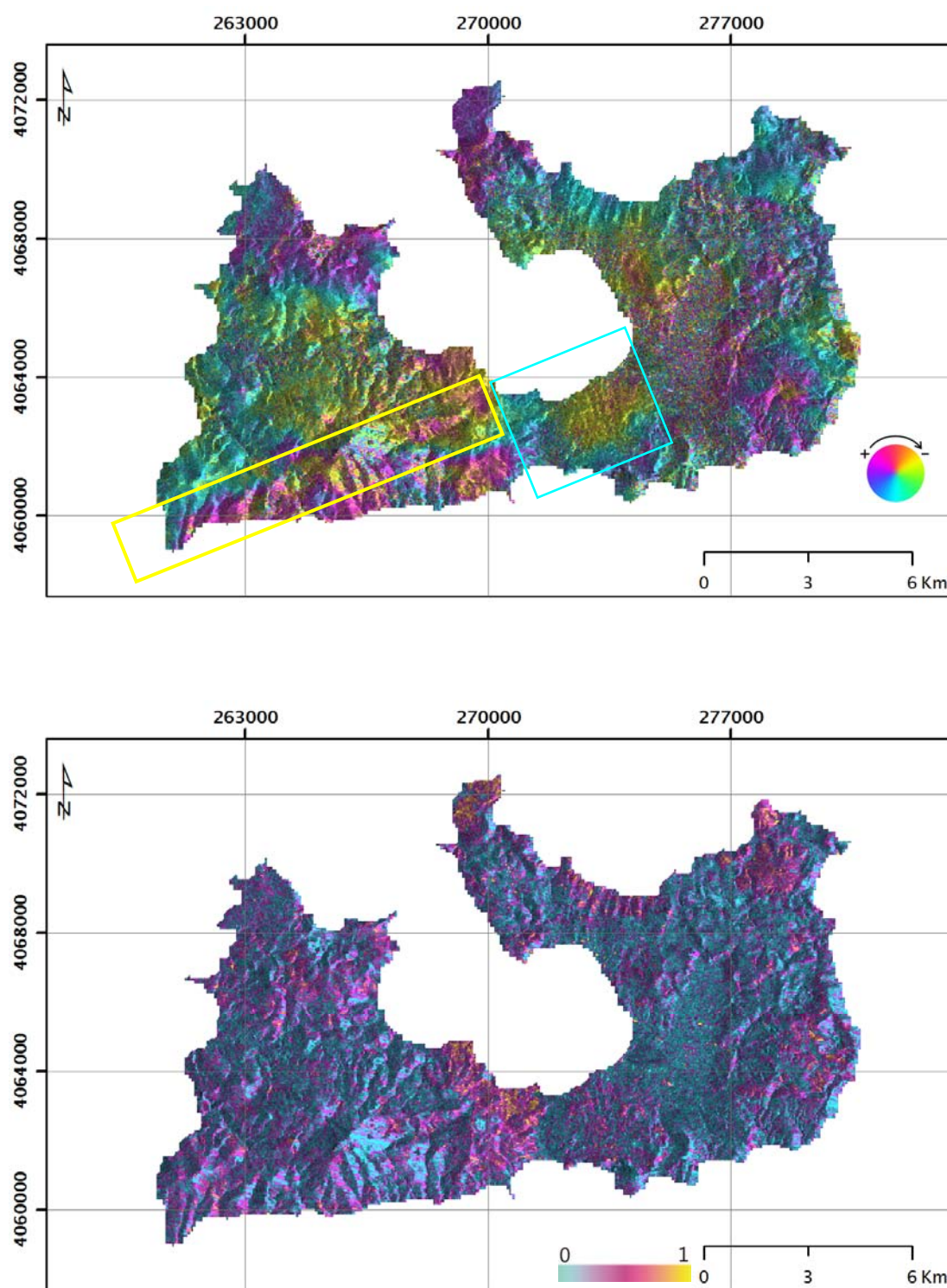
Σχήμα 7.8: (δ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 12/1992-08/1998.



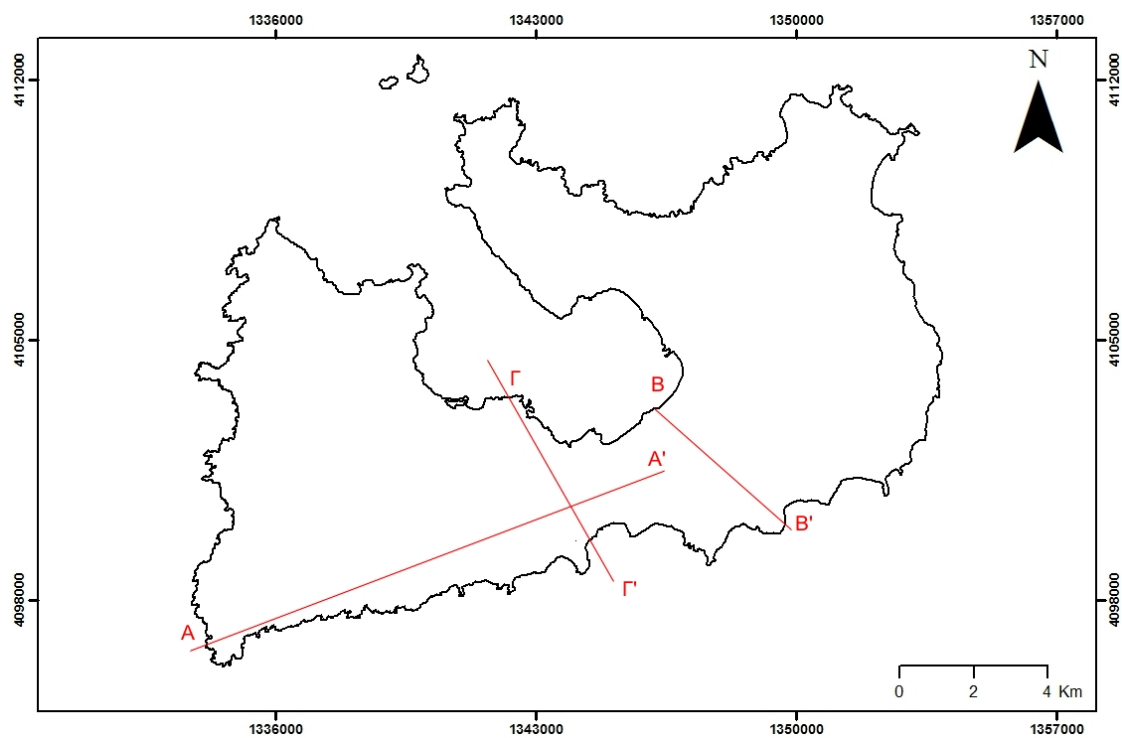
Σχήμα 7.8: (ε) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 08/1995-07/1996.



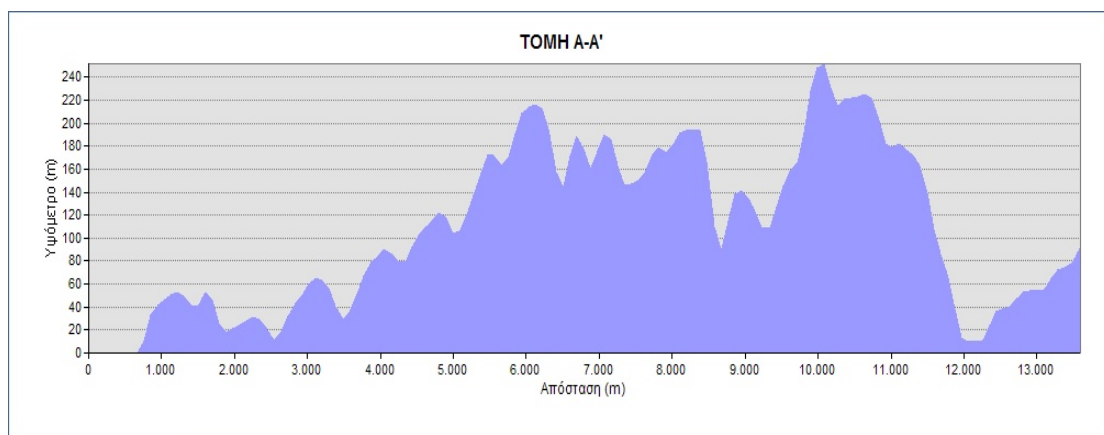
Σχήμα 7.8: (Ζ) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 08/1995-08/1998.



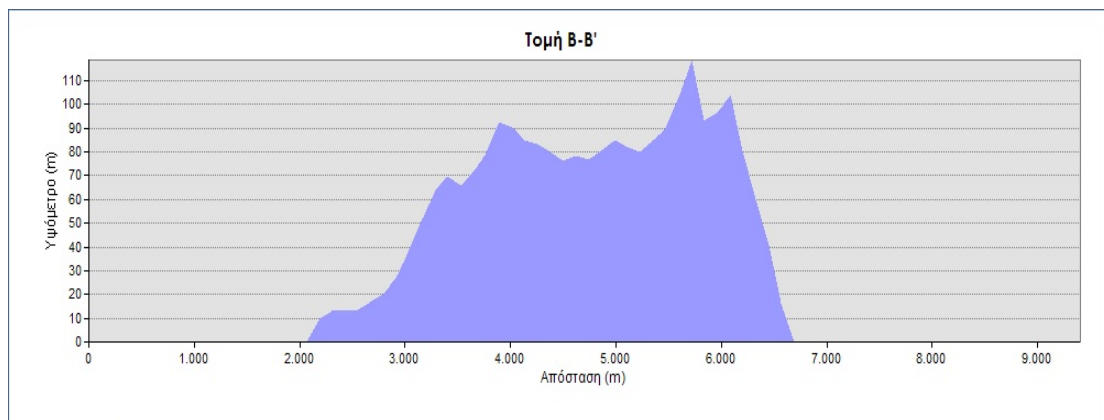
Σχήμα 7.8: (η) Διαφορικό συμβολογράφημα (άνω) και χάρτης συνάφειας (κάτω) της Μήλου, για την περίοδο 07/1996-08/1998.



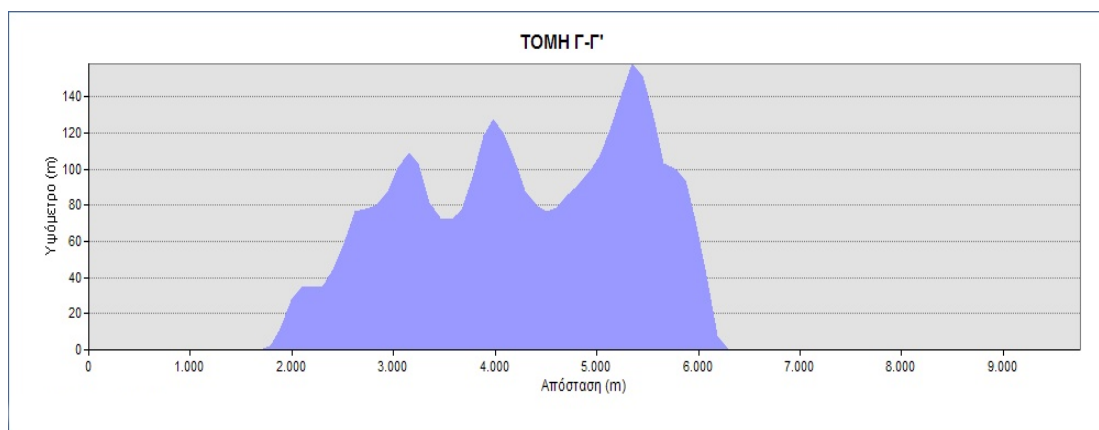
(α)



(β)



(γ)



(δ)

Σχήμα 7.9: (α) Σχηματικές τομές Α-Α', Β-Β' και Γ-Γ', (β) υψομετρική τομή του ΝΔ τμήματος της Μήλου και (γ & δ) υψομετρική τομή του κεντρικού τμήματος της Μήλου. Το έντονο ανάγλυφο που πολλές φορές οριοθετείται από τις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες της Μήλου επηρεάζει την μέθοδο της Διαφορικής Συμβολομετρίας και προσθέτει στα συμβολογραφήματα κροσσούς συμβολής λόγω τοπογραφίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΤΟΞΟΥ

Εξετάζοντας το ενεργό ΕΗΤ, βάσει μετρήσεων GPS, δύναται να μελετηθεί η κινήματική του συμπεριφορά, είτε σε κάθε ηφαιστειακό πεδίο χωριστά, είτε συνθετικά, καθ' όλο το μήκος του ΕΗΤ. Λόγω της διαφορετικής θέσης που καταλαμβάνουν τα ηφαιστειακά πεδία του Αιγαίου στο τόξο, χαρακτηρίζονται από διαφορετική γεωδυναμική συμπεριφορά. Στο κεφάλαιο αυτό δύναται να αναπαρασταθούν συνολικά οι ρυθμοί κίνησης των επί μέρους ηφαιστειών του ΕΗΤ, καθώς και να επιτευχθεί η ερμηνεία και συσχέτισή τους, στα πλαίσια σχηματισμού του ηφαιστειακού τόξου λόγω της σύγκλισης-σύγκρουσης των πλακών.

Ως εκ τούτου, παρήχθησαν χάρτες οριζόντιων και κατακόρυφων ταχυτήτων, του συνόλου των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ, στο πλαίσιο αναφοράς ETRF2000 (Σχήμα 8.1-2). Τοιουτοτρόπως, αποδίδεται η συνολική εικόνα κίνησης του ΕΗΤ, τόσο σε ρυθμό, όσο και σε διεύθυνση. Αποδεικνύεται ότι ο χώρος της Αιγαίας μικροπλάκας, στην οποία εκτείνεται το ΕΗΤ, κινείται ως προς την Ευρώπη, με ΝΔ διεύθυνση. Τόσο το ανατολικό, κεντρικό, αλλά και δυτικό τμήμα εκδηλώνει όμοια διεύθυνση κίνησης. Αναφορές όσον αφορά το κεντρικό και ανατολικό τμήμα έχουν ήδη γνωστοποιηθεί από προγενέστερες εργασίες. Η περιοχή του Σαρωνικού Κόλπου παρ' όλα αυτά, δεν έχει αποτελέσει περιοχή μελέτης βάσει μετρήσεων GPS, και η σύγκριση του με το υπόλοιπο τόξο που επετεύχθη στα πλαίσια της παρούσης έρευνας θεωρείται σημαντική, διότι αποτελεί χώρο ιδιαίτερης σημασίας με την δική του τεκτονική αλλά και ηφαιστειακή ιστορία. Αποδεικνύεται επίσης, ότι η κατανομή των οριζόντιων ταχυτήτων κατά μήκος του ΕΗΤ, ορίζει μεγαλύτερη κίνηση στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα, και εν συνεχεία στο δυτικό τμήμα του (Πίνακας 8.1). Η Σαντορίνη ευρισκόμενη στο κέντρο του ΕΗΤ κινείται με ταχύτητα $35,3 (\pm 3,6)$ mm/yr. Το ΝΑ τμήμα του ΕΗΤ, με την Νίσυρο, εμφανίζει όμοιους ρυθμούς, της τάξης των $35 (\pm 2,3)$ mm/yr. Αν ωστόσο στην περίπτωση της Νισύρου, αφαιρεθεί η συν-σεισμική παραμόρφωση που υπολογίσθηκε κατά την διάρκεια των σεισμικών γεγονότων του 1996-1998, η ταχύτητα μειώνεται στα $31,6 (\pm 2,3)$ mm/yr, υποδηλώνοντας μικρότερη μετατόπιση στο ΝΑ άκρο του ΕΗΤ. Συνάμα τονίζεται και η έντονη επιρροή της σεισμικής δραστηριότητας. Οι μικρότεροι

ρυθμοί κίνησης παρατηρούνται στα ηφαίστεια του Σαρωνικού Κόλπου. Οι ταχύτητες κυμαίνονται από 20 έως 27 mm/yr. Το Σουσάκι αποκαλύπτει παραπλήσιες ταχύτητες με τα Μέθανα, 25 ($\pm 4,3$) mm/yr και 27 ($\pm 2,7$) mm/yr αντίστοιχα, ενώ η Αίγινα δείχνει να μετατοπίζεται με λίγο μικρότερο ρυθμό 20 ($\pm 7,4$) mm/yr. Αξιολογώντας συνολικά τα αποτελέσματα των οριζοντίων κινήσεων, βάσει της ανάλυσης GPS, διακρίνονται: (α) μία σχεδόν ομοιογενής περιοχή στον Σαρωνικό Κόλπο με μία μέση ταχύτητα 24 mm/yr, (β) μία περιοχή που εκτείνεται στο κεντρικό και ανατολικό τόξο με μεγαλύτερη ταχύτητα, περί τα 35 mm/yr.

Πίνακας 8.1

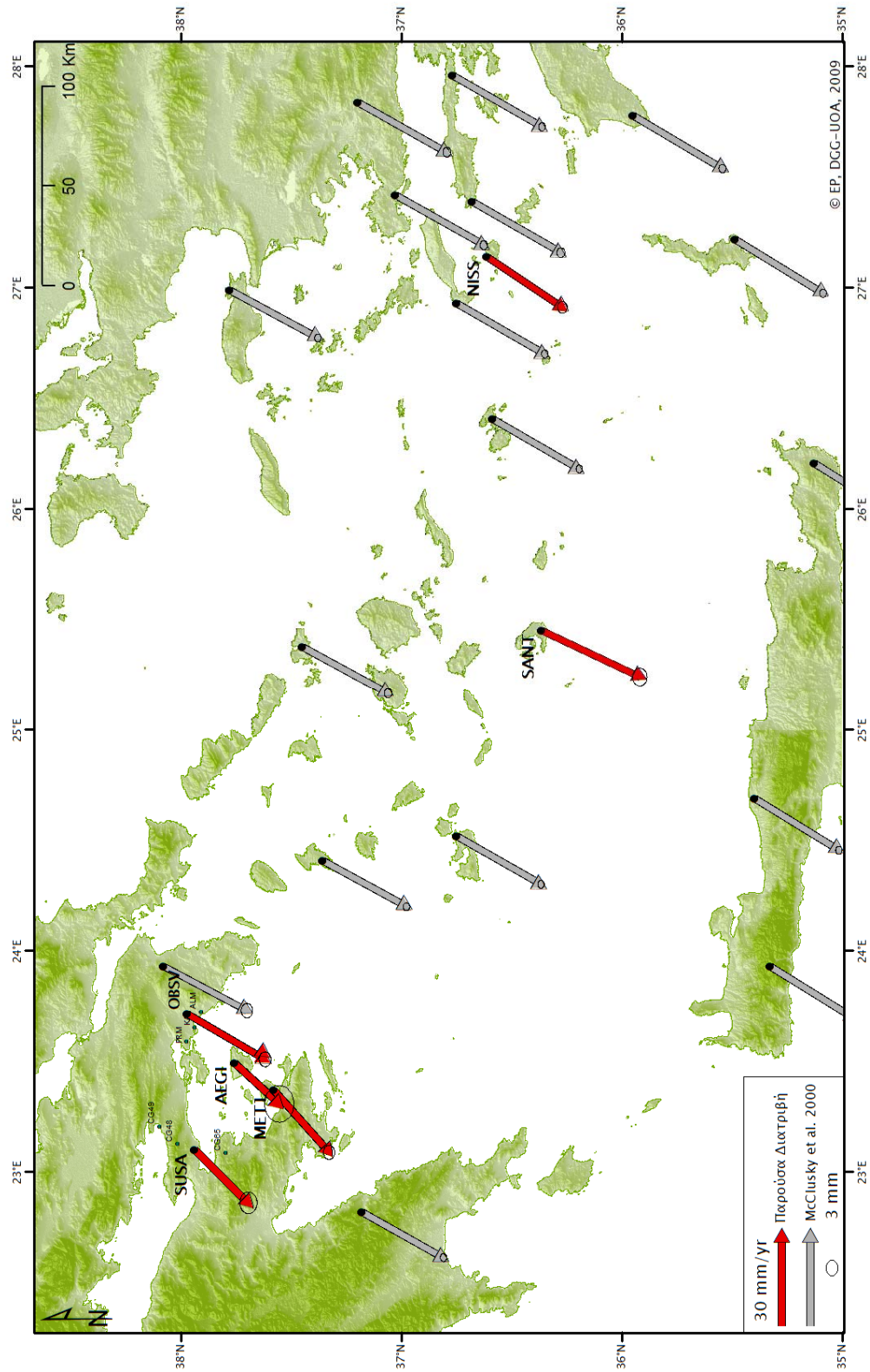
Ταχύτητες Οριζόντιας & Κατακόρυφης Μετατόπισης στο ETRF2000 (mm/yr)

Σταθμός GPS	Οριζόντια Ταχύτητα	Κατακόρυφη Ταχύτητα	Τυπική Οριζόντια Απόκλιση	Τυπική Κατακόρυφη Απόκλιση
SANT	35,3	-1,4	3,6	0,07
NISS	35,0	-6	2,3	3,4
AEGI	19,7	-3	7,4	4,9
SUSA	24,7	0,06	4,3	3,1
MET1	27	-7,6	2,8	0,6

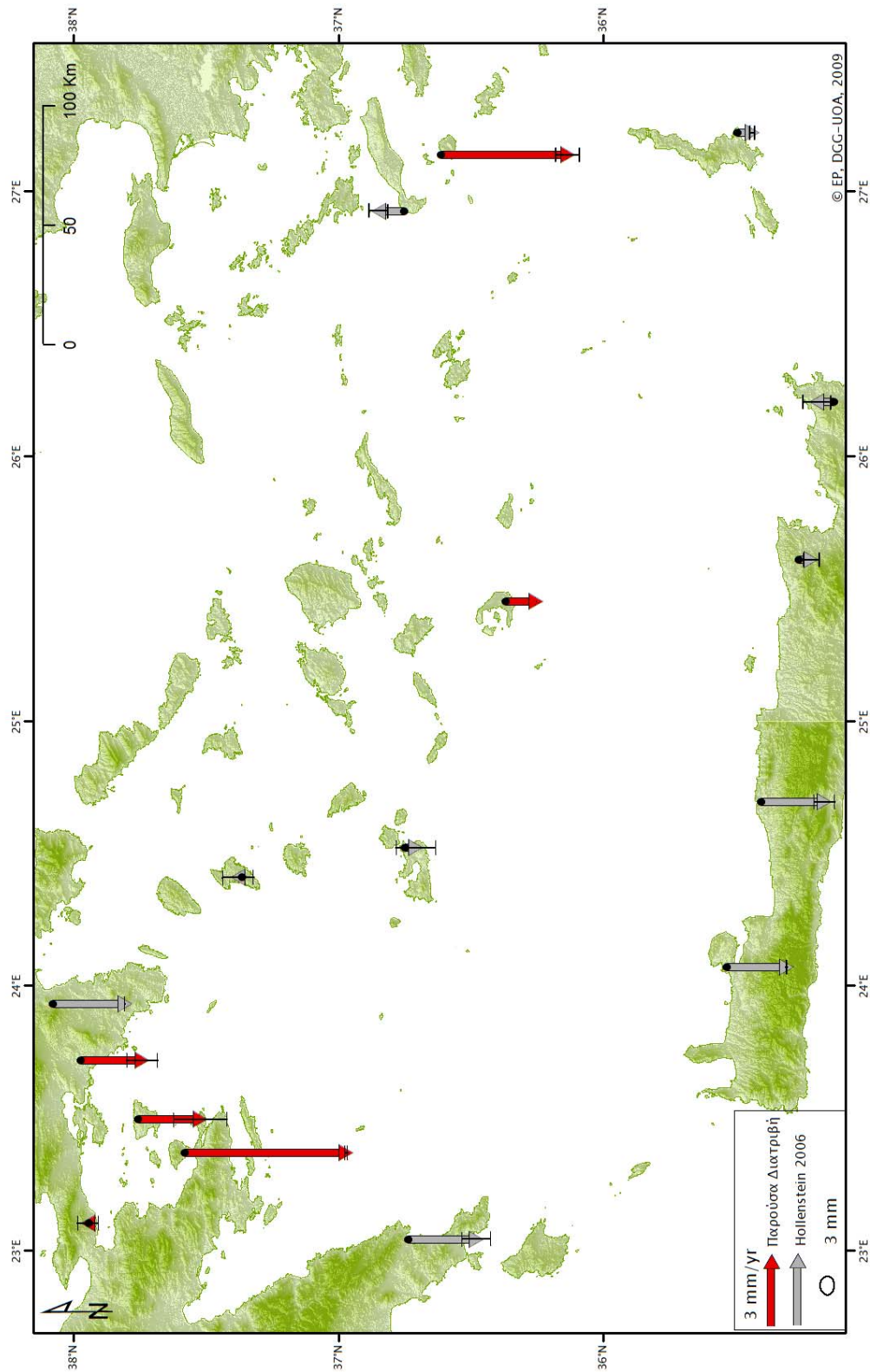
Οι κατακόρυφες ταχύτητες που υπολογίστηκαν κατά μήκος του ΕΗΤ ((Πίνακας 8.1), υποδηλώνουν καθίζηση σε όλους τους σταθμούς αναφοράς των επί μέρους δικτύων. Το κεντρικό τόξο εμφανίζει μικρή καθίζηση, ενώ αντίθετα το ΒΔ και ΝΑ τμήμα του ΕΗΤ χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερους ρυθμούς καθίζησης. Λεπτομερέστερα, στο Σαρωνικό Κόλπο, η Αίγινα εμφανίζει ρυθμό -3,0 ($\pm 7,6$) mm/yr, ενώ νοτιότερα τα Μέθανα -7,6 ($\pm 0,6$) mm/yr. Η περιοχή του Σουσακίου φαίνεται να διατηρείται σταθερή, με σχεδόν μηδενική κατακόρυφη ταχύτητα 0,06 ($\pm 3,1$) mm/yr. Η Νίσυρος υποδεικνύει ρυθμό καθίζησης περί τα -6 ($\pm 3,4$) mm/yr. Αποτελεί την μοναδική περιοχή κατά μήκος του ΕΗΤ που εκδήλωσε τεκτονική/ηφαιστειακή δραστηριότητα τα τελευταία δεκατρία έτη, και πιθανότατα ο μεγαλύτερος ρυθμός καθίζησης συγκριτικά με την Σαντορίνη, πιθανότατα αποδίδεται σε αυτό το γεγονός.

Οι διαδικασίες καθίζησης που σημειώνονται κατά μήκος όλου του ΕΗΤ, συνηγορούν υπέρ μηχανισμών απόψυξης των επί μέρους ηφαιστείων και της σχετικής τους ηρεμίας*.

* Στην Σαντορίνη, το εν λόγω φαινόμενο ισχύει για το ηφαίστειο της Νέας Καμμένης, ενώ δεν ισχύει αντίθετα για το ηφαίστειο Κολούμπο με την ενεργή του δράση και την διαδικασία διογκώσεως.



Σχήμα 8.1: Οριζόντιες ταχύτητες των ηφαιστειακών κέντρων κατά μήκος του ΕΗΤ. Οι ταχύτητες αναπαρίστανται στο ETRF2000. Οι ρυθμοί οριζόντιας μετατόπισης και τα αντίστοιχα σφάλματα δίδονται στον Πίνακα 8.1.



Σχήμα 8.2: Κατακόρυφες ταχύτητες των ηφαιστειακών κέντρων κατά μήκος του ΕΗΤ, στο ITRF2000. Οι ρυθμοί καθίζησης και τα αντίστοιχα σφάλματα δίδονται στον Πίνακα 8.1.

Τα αποτελέσματα της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας παραμόρφωσης επιβεβαιώνουν τα αποτελέσματα GPS προγενέστερων μελετών (McClusky et al. 2000, Hollenstein 2006). Παρέχουν επίσης σημαντικές πληροφορίες για περιοχές όπου δεν υπάρχουν προηγούμενες πληροφορίες, όπως στην Νίσυρο και στον Σαρωνικό Κόλπο. Άμεση σύγκριση επετεύχθη στο κεντρικό τμήμα του ΕΗΤ (Σαντορίνη), η οποία υποστηρίζει ταχύτητες παραμόρφωσης που συμφωνούν τόσο σε διεύθυνση, όσο και σε μέγεθος με τις προαναφερθέντες μετρήσεις. Απευθείας σύγκριση της Νισύρου δεν κατέστη εφικτή, αλλά τα αποτελέσματα επέδειξαν παρόμοιες ταχύτητες και διευθύνσεις με την γειτονική Κω (Hollenstein 2006). Όσον αφορά το ΒΔ τμήμα του ΕΗΤ, οι ρυθμοί κίνησης του δικτύου (25-27 mm/yr) συμφωνούν με τις ταχύτητες που υπολογίστηκαν σε υπάρχον γειτονικό δίκτυο στην Αττική (σταθμοί PRM, KAS, ALM με αντίστοιχες ταχύτητες 28 mm/yr; 27,4 mm/y; 25,9 mm/yr, Σχήμα 8.1) (Foumelis 2010).

Στον Πίνακα 8.3 δίδεται μία αναλυτική περιγραφή των αποτελεσμάτων GPS που προέκυψαν στην παρούσα διατριβή αλλά και των αποτελεσμάτων παλαιότερων μετρήσεων GPS. Επί πλέον, για να αποδοθεί η συνολικότερη εικόνα κίνησης του ΕΗΤ σε σχέση με την Ευρώπη δίδονται και οι ταχύτητες της Μήλου (MILO) όπως προέκυψαν από τους McClusky et al. (2000), Nyst & Thatcher (2004), Hollenstein (2006).

Πίνακας 8.3

Υπολογισθείσα Οριζόντια Ταχύτητα Σταθμού Αναφοράς & Βιβλιογραφικές Αναφορές
(mm/yr)

Σταθμός GPS	Παρούσα Διατριβή	McClusky et al. 2000	Nyst & Thatcher 2004	Hollenstein 2006
SANT	35,3	35	32,1	35,7
KOSS	-	31,6	33,1	33
NISS	35	-	-	-
MILO	-	30	31,45	31,4
AEGI	19,7	-	-	-
SUSA	24,7	-	-	-
MET1	27	-	-	-

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ

9.1 Εισαγωγή

Οι ηφαιστειακές εκρήξεις αποτελούν σημαντικό κίνδυνο, άμεσο ή έμμεσο για τον άνθρωπο, διότι συνιστούν σοβαρές ηφαιστειακές επικινδυνότητες, δηλαδή επικίνδυνα και καταστροφικά φυσικά γεγονότα, όπως είναι οι ροές λάβας, πυροκλαστικές ροές, ηφαιστειακά αέρια, λαχάρ, πτώσεις τέφρας, ηφαιστειακοί σεισμοί, τσουνάμι και κατολισθήσεις. Η μελέτη της ηφαιστειακής επικινδυνότητας, δηλαδή της πιθανότητας μιας περιοχής να επηρεαστεί από ενδεχόμενες καταστροφικές ηφαιστειακές διεργασίες ή προϊόντα σε μια δεδομένη χρονική περίοδο (Fournier d' Albe 1979), θα πρέπει να στηρίζεται στην θεμελίωση μιας βασικής και ολοκληρωμένης έρευνας ηφαιστειών (Tilling & Bailey 1985), η οποία θα συμπεριλαμβάνει γεωλογικές, γεωφυσικές, γεωχημικές και πετρολογικές μελέτες. Οι πληροφορίες αυτές θα πρέπει να αποκτώνται μέσω ενός συστηματικού μακροπρόθεσμου προγράμματος, τα αποτελέσματα του οποίου θα παρέχουν την βάση για να αποκρυπτογραφηθεί η παρελθοντική εκρηκτική συμπεριφορά, να κατανοηθεί καλύτερα η τωρινή συμπεριφορά και να εκτιμηθεί κατά προσέγγιση η πιθανή μελλοντική συμπεριφορά του ηφαιστείου.

Ένα ολοκληρωμένο πρόγραμμα εκτίμησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας (Σχήμα 9.1), το οποίο εφαρμόστηκε στην παρούσα έρευνα, στηρίζεται σε δεδομένα της ιστορικής εκρηκτικής ιστορίας ενός ηφαιστείου, καθώς και στην σημερινή του κατάσταση-συνθήκες. Η πρώτη περίπτωση αφορά τις ιστορικές/γεωλογικές καταγραφές εκρήξεων, μηχανισμούς εκρήξεων, προϊόντα έκρηξης, ενώ η δεύτερη αφορά την σύγχρονη παρακολούθηση των πρόδρομων φαινομένων των ηφαιστειακών δραστηριοτήτων (σεισμικότητα, εδαφική παραμόρφωση, γεωχημικές & υδροθερμικές μεταβολές). Η παρακολούθηση της εδαφικής παραμόρφωσης αποτελεί μαζί με την σεισμική παρακολούθηση, τις άκρως επιδεκτικές τεχνικές στην συστηματική μέτρηση και την διαγνωστική ερμηνεία διαφορετικών συμπεριφορών της ηφαιστειακής δραστηριότητας.

Αποτελούν ευρέως τις πλέον εφαρμόσιμες τεχνικές, και παρέχουν έως σήμερα την πρωταρχική βάση για πολλές επιτυχείς προγνώσεις έκρηξης.

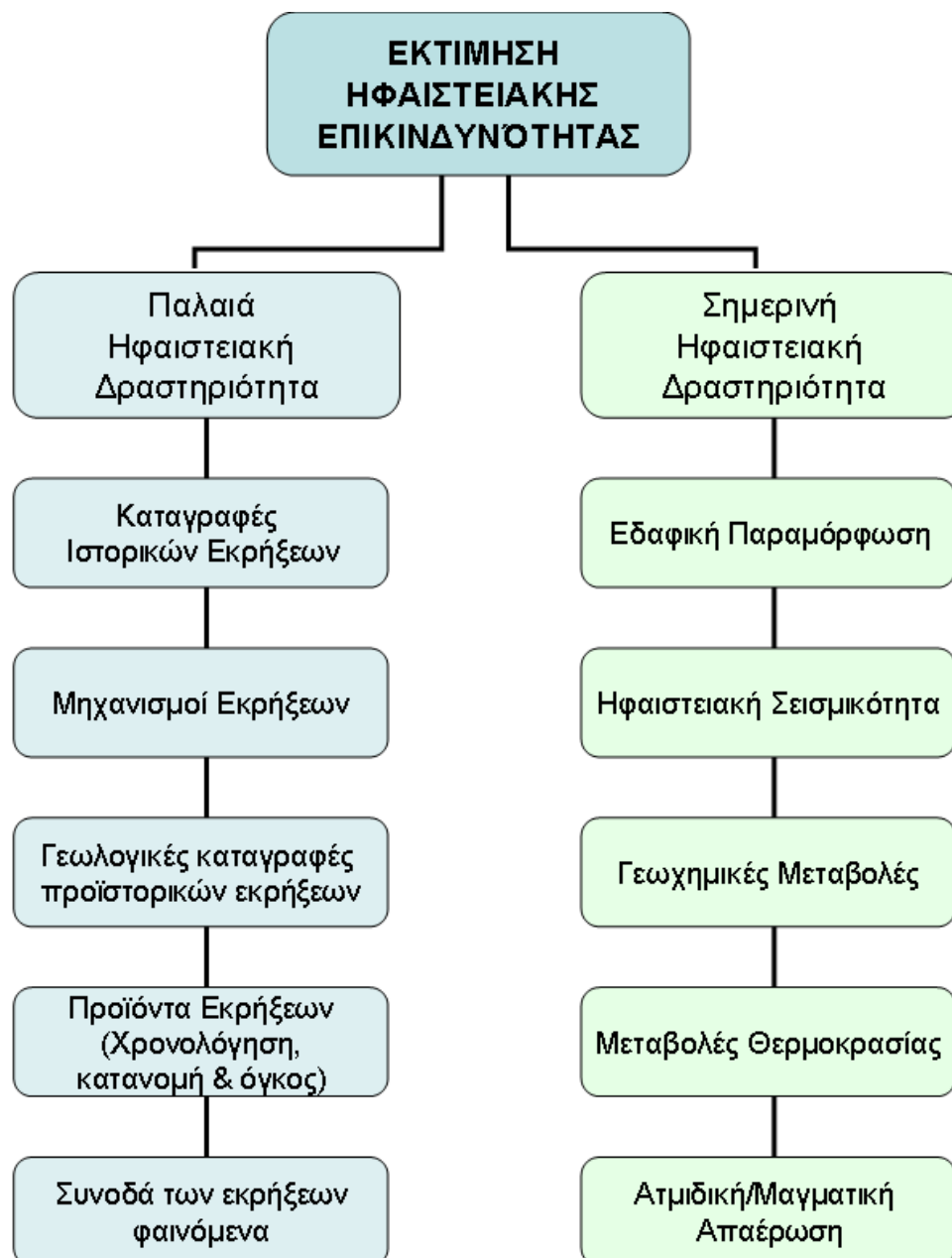
Ο αντικειμενικός στόχος του κεφαλαίου είναι να εκτιμηθεί η ηφαιστειακή επικινδυνότητα σε μακροπρόθεσμη βάση, βάσει του προσδιορισμού ενός συντελεστή επικινδυνότητας, ο οποίος προκύπτει για κάθε ηφαιστειακό κέντρο, από τον συνδυασμό τόσο της εκρηκτικής ιστορίας των ηφαιστείων, όσο και της σημερινής (τελευταία 15 έτη) παρακολούθησης της εδαφικής παραμόρφωσης των ηφαιστείων, μέσω των σύγχρονων διαστημικών τεχνικών GPS και InSAR.

Ο συντελεστής επικινδυνότητας για κάθε επί μέρους ηφαίστειο του ΕΗΤ, υπολογίστηκε βάσει μιας προτεινόμενης βαθμονόμησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας, κατά την οποία παρουσιάζεται μία ομάδα παραμέτρων, κοινή για όλο το ΕΗΤ, που λαμβάνει κατάλληλη βαθμολογία, ανάλογη των συνθηκών που επικρατούν σε κάθε ηφαιστειακό κέντρο. Υπό αυτήν την εκδοχή, παρέχεται ένα ολοκληρωμένο ευρύτερο σύστημα ταξινόμησης για όλο το ΕΗΤ, που έχει ως τελικό σκοπό την χρησιμοποίησή του στο μέλλον, ως βάση για ένα μηχανισμό έγκαιρης προειδοποίησης. Ταυτόχρονα, αναλόγως του βαθμού επικινδυνότητας για κάθε ένα ηφαιστειακό κέντρο, προτείνεται ένα αντίστοιχο επίπεδο παρακολούθησης που θα αποσκοπεί στην έγκαιρη αναγνώριση πρόδρομων φαινομένων και κατ' ακολουθία μιας πιθανής επικείμενης δραστηριότητας.

Τα βασικά στάδια που διακρίθηκαν κατά την εκτίμηση της ηφαιστειακής επικινδυνότητας ήταν τα εξής:

- Κατανόηση και παρουσίαση του μαγματικού συστήματος, εξέλιξη μαγματικών θαλάμων, σύνθεση για όλο το ΕΗΤ.
- Ταξινόμηση γεγονότων, χρονική ανάλυση εκρήξεων, χρονικά κενά, και υπολογισμός της συχνότητας των εκρήξεων.
- Ταξινόμηση σεισμολογικών και γεωλογικών δεδομένων ανά ηφαιστειακό γεγονός και ανά ηφαιστειακό κέντρο.
- Χωρική και χρονική ανάλυση δεδομένων εδαφικής παραμόρφωσης που προέκυψαν από την παρακολούθηση με GPS και InSAR .
- Ανάπτυξη μεθοδολογίας για την εκτίμηση της ηφαιστειακής επικινδυνότητας βάσει της χωρο-χρονικής πληροφορίας που αποκτήθηκε από τις μεθόδους GPS και InSAR.

- Βαθμονόμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας στην ευρύτερη κλίμακα όλου του ΕΗΤ.
- Ανάπτυξη συστήματος επιπέδων παρακολούθησης για κάθε ηφαιστειακό κέντρο βάσει του προκύψαντος βαθμού επικινδυνότητας.



Σχήμα 9.1: Διάγραμμα απεικόνισης των βασικών μακροπρόθεσμων μελετών που απαιτούνται στην εκτίμηση της ηφαιστειακής επικινδυνότητας ενεργών ηφαιστείων που ευρίσκονται όμως σε περίοδο ηρεμίας, μέσω της παρακολούθησης τόσο της παλαιάς όσο και της σημερινής ηφαιστειακής τους δραστηριότητας.

Στην συνέχεια του παρόντος κεφαλαίου δίνεται αρχικά μία περιγραφή των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ, η οποία εξετάζει την γεωχημική εξέλιξη, αλλά και τις συνθήκες που επικρατούν στα διαφορετικά τμήματα του ΕΗΤ. Δύνανται να εξαχθούν επομένως, πληροφορίες που διακρίνουν ομοιότητες και διαφορές κατά μήκος αυτού. Στην συνέχεια παρουσιάζεται: α) η ιστορική/προϊστορική συμπεριφορά των ηφαιστείων βάσει των καταγραφθεισών εκρήξεων, και β) η σημερινή συμπεριφορά των ηφαιστείων βάσει της παρακολούθησης των πρόδρομων φαινομένων των ηφαιστειακών εκρήξεων (εδαφική παραμόρφωση, σεισμικότητα, ατμίδες, θερμοκρασία, γεωχημεία). Και στις δύο των ανωτέρω περιπτώσεων, προσδιορίζεται ένας αριθμητικός συντελεστής βάσει μιας αναπτυχθείσας βαθμονόμησης, η οποία αναφέρεται σε κατάλληλες για κάθε περίπτωση παραμέτρους. Έτσι, στην (α) περίπτωση προσδιορίζεται ο *Συντελεστής Ιστορικής Εκρηκτικότητας* και στην (β) περίπτωση ο *Συντελεστής Σύγχρονης Δραστηριότητας*. Ωστόσο, για την (β) περίπτωση ανεπτύχθη ανεξάρτητη βαθμονόμηση της εδαφικής παραμόρφωσης και καθορίστηκε ο *Συντελεστής Παραμόρφωσης*, βάσει μιας ομάδας επιλεγμένων χωρο-χρονικών παραμέτρων. Οι δύο συντελεστές (α) και (β) αθροίζονται για να υπολογιστεί τελικώς ο *Συντελεστής Επικινδυνότητας* κάθε ηφαιστείου. Με βάση την τελική βαθμολογία εκτιμήθηκε η ηφαιστειακή επικινδυνότητα κατά μήκος του ΕΗΤ, και στην συνέχεια περιεγράφη ένα προτεινόμενο σύστημα επιπέδων παρακολούθησης των ηφαιστείων, αντίστοιχων της προκύπτουσας επικινδυνότητας.

$\text{Ηφαιστειακή Επικινδυνότητα} = \text{Ιστορική Εκρηκτικότητα} + \text{Σύγχρονη Δραστηριότητα}$

9.2 Γεωχημικά – Πετρολογικά Χαρακτηριστικά

Η συσχέτιση των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ με το φαινόμενο της υποβύθισης αποδεικνύεται τόσο από την σεισμική τομογραφία (Spakman et al. 1993) και την σεισμική ζώνη Benioff (Makropoulos & Burton 1986), αλλά και από το ότι πολλά από τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των ηφαιστειακών πετρωμάτων του ΕΗΤ είναι τυπικά ενεργών ζωνών υποβύθισης (Gill 1981, Ewart 1982), με εύρος προϊόντων από βασαλτικούς ανδεσίτες σε δακίτες και ρυόλιθους (Mitropoulos et al. 1987). Η μεγαλύτερη παρουσία βασάλτη και ανδεσίτη στην Σαντορίνη, σε συνδυασμό με την μεγαλύτερη ασθenoσφαιρική ισοτοπική σύσταση (Gülen 1989) και συγκεκριμένη ορυκτολογική σύσταση έχει σχετιστεί σύμφωνα με τους Mitropoulos & Tarney (1992) με το μεγαλύτερο ποσοστό του λιθοσφαιρικού εφελκυσμού στο κεντρικό τμήμα του ΕΗΤ, γεγονός που συνεπάγεται την σημαντικότερη άνοδο ασθenoσφαιρικού υλικού, αλλά και το μικρότερο πάχος του φλοιού στην περιοχή (23-26 km, συγκριτικά με το ανατολικό και δυτικό τμήμα του ΕΗΤ όπου είναι >30 km: Makris 1977). Κατά μήκος του ΕΗΤ διακρίνονται από τα δυτικά προς τα ανατολικά του ΕΗΤ: δόμοι λάβας στα Μέθανα ηλικίας Ανώτερου Πλειόκαινου, στρωματοηφαίστεια στην Μήλο ηλικίας Ανώτερου Πλειόκαινου-Πλειστόκαινου, ασπιδόμορφα ηφαίστεια στην Σαντορίνη με ηλικία Τεταρτογενές και τέλος το στρωματοηφαίστειο της Νισύρου ηλικίας Μέσο-Ανώτερο Τεταρτογενές.

Όλα αυτά τα διαφορετικού τύπου ηφαίστεια προϋποθέτουν διαφορετικούς μηχανισμούς σχηματισμού μαγματικών θαλάμων, υποδεικνύουν διαφορετικά μοντέλα διεύθυνσης του μάγματος διαφορετικών συστημάτων ηφαιστειακών αγωγών, με ενδεχομένως διαφορετικούς τύπους έκρηξης και διαφορετικά χαρακτηριστικά συνοδών ηφαιστειακών επικινδυνοτήτων (ροές και δόμους λάβας, πυροκλαστικές ροές, ηφαιστειακά αέρια, λαχάρ, πτώσεις τέφρας, ηφαιστειακούς σεισμούς και τσουνάμι). Οι μηχανισμοί έκρηξης κατά μήκος του ΕΗΤ είναι διαφορετικοί και εξαρτώνται από τις μαγματικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στους μαγματικούς θαλάμους, καθώς και από το μέγεθος και την θέση τους στα διαφορετικά βάθη του φλοιού.

Τα νεότερα ηφαιστειακά της Μήλου, Σαντορίνης, Κω και Νισύρου υποδεικνύουν χαμηλής πίεσης κρυστάλλωση που προηγείτο της έκρηξης, με αποτέλεσμα να ανεπτυχθούν υδροθερμικά συστήματα και ατμιδική δραστηριότητα. Στα ηφαίστεια της

Νίσυρου και Νέας Καμμένης (Σαντορίνη) οι μηχανισμοί πλήρωσης του ηφαιστείου είναι παρόμοιοι. Το ανερχόμενο μάγμα εναποτίθεται σε μαγματικούς θαλάμους σταδιακά από μεγαλύτερα σε μικρότερα βάθη προκαλώντας πρόδρομα γεγονότα στην επιφάνεια, ικανά να παρακολουθηθούν με διαφορετικές μεθόδους. Αντιθέτως, στα ηφαίστεια του Σαρωνικού Κόλπου δεν παρατηρείται ανάλογος μηχανισμός. Το μάγμα ακολουθώντας ενεργές τεκτονικές ζώνες δύναται να φτάσει την επιφάνεια χωρίς να προηγηθούν, φαινομενικά τουλάχιστον, πρόδρομα φαινόμενα.

Η γεωχημική εξέλιξη των ηφαιστειακών κέντρων υποδηλώνει τόσο ρηχούς όσο και βαθύτερους μαγματικούς θαλάμους για την Νίσυρο και Σαντορίνη. Βαρυτομετρικά μοντέλα (Yokoyama & Bonasia 1978) και πετρογραφικές ερμηνείες (St. Seymour et al. 1990) υποθέτουν την παρουσία μαγματικού θαλάμου 2-4 km κάτωθεν των νήσων Καμμένης (Vougioukalakis 1996). Εκτιμώμενες τιμές πίεσης κρυστάλλωσης ($3,5-4 \pm 2$ kbar) ανδεσιτών που παρατηρήθηκαν στην Νίσυρο υποθέτουν ότι παρήχθησαν από ρηχό υπο-ηφαιστειακό μαγματικό σώμα, πιθανότατα βάθους 2-8 km όπως υποδεικνύεται από γεωφυσικά δεδομένα. Επίσης, εκτιμήθηκε υψηλή πίεση κλασματικής κρυστάλλωσης 8 ± 2 kbar (Wyers & Barton 1989) υποδηλώνοντας μαγματικό θάλαμο πλησίον της ασυνέχειας Moho (περί τα 27 km). Επί πλέον, γεωχημικές μελέτες υποθέτουν σχετικά ρηχότερο μαγματικό θάλαμο στην Σαντορίνη (6-7 kbar) συγκριτικά με την Νίσυρο (St. Seymour et al. 1990). Σε αντίθεση έρχεται η Κρομμυωνία, όπου πυρήνες An_{40-24} (πυρήνες πλαγιοκλαστών) υποδηλώνουν μαγματικό θάλαμο περί τα 10 kbar, τιμές που είναι σύμφωνες με ευρύτερες μεταβολές σε βάθη της Moho (Makris & Röwer 1986). Πετρώματα από την Αίγινα και της σειράς του Ακρωτηρίου στην Σαντορίνη υποστηρίζουν ότι ρυοδακιτικό μάγμα δημιουργήθηκε από κλασματική κρυστάλλωση κοντά στην βάση του φλοιού. Παρά την επικρατούσα γνώμη για τον ρόλο της αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης, πολλοί ερευνητές συμφωνούν ότι η ανάμειξη μάγματος αποτέλεσε εσχάτως τον καθοριστικό παράγοντα της τελικής σύστασης του μάγματος (Tarney et al. 1998).

Πολλά ηφαιστειακά κέντρα κατά μήκος του EHT, αλλά περισσότερο ευκρινώς η Σαντορίνη και η Νίσυρος, παρουσίασαν κύκλους εκρήξεων ανά 10^4-10^5 έτη, κατά τους οποίους αρχικά κυριαρχούσαν περισσότερο μαφικά πετρώματα και στην συνέχεια περισσότερο φελσικά πετρώματα. Το φαινόμενο αυτό πιθανότατα αντανακλά την περιοδική τροφοδότηση μαφικών μαγματικών σειρών από τον μανδύα, τα οποία αργότερα εξελίχθηκαν σε μαγματικούς θαλάμους στον ανώτερο φλοιό. Παρ' όλα αυτά, σε

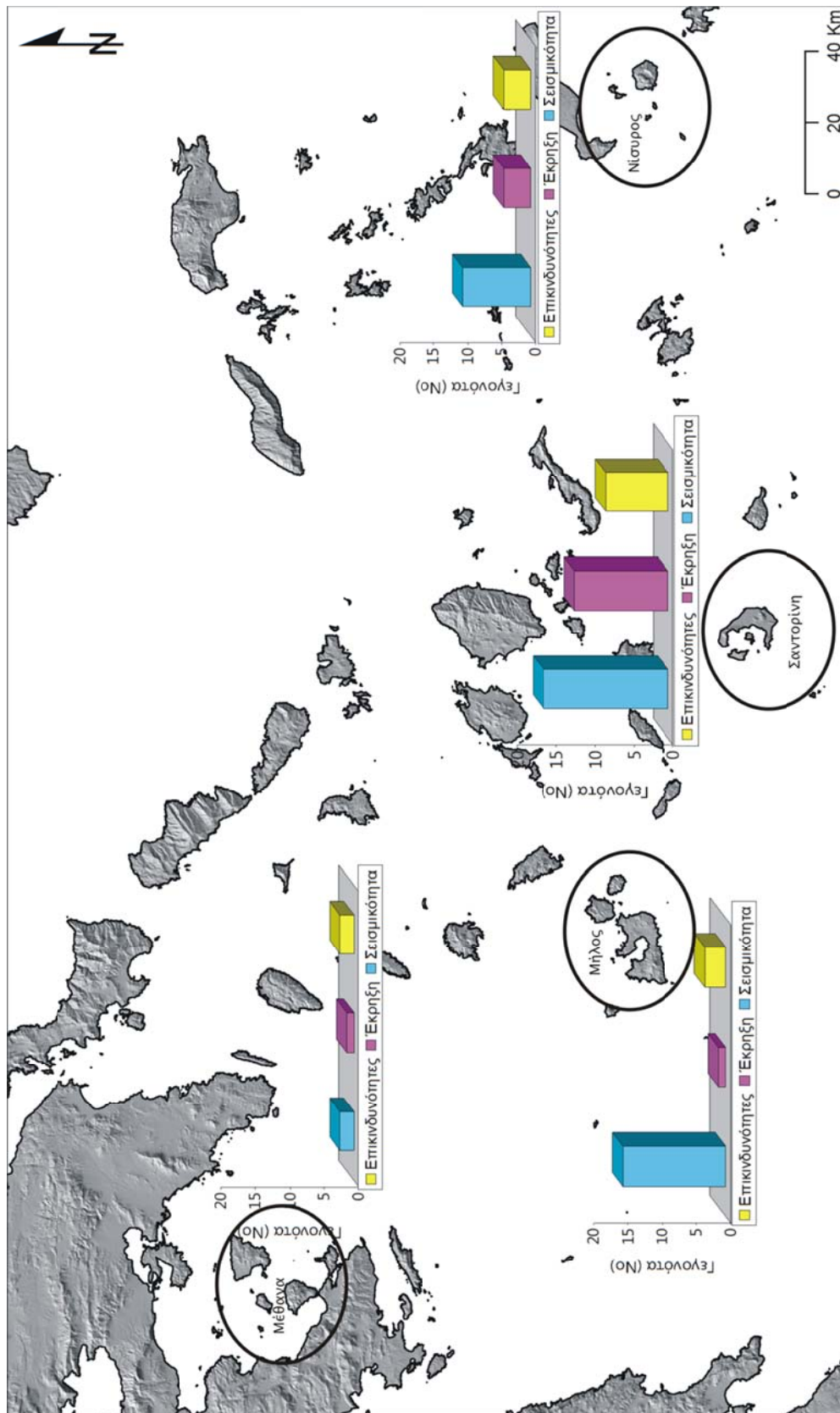
περιοχές όπου η ηφαιστειότητα ήταν κατά κύριο λόγο συνεχής (Νίσυρος, Μέσο-Αν. Τεταρτογενές στην Σαντορίνη, Πλειόκαινο-Κατ. Τεταρτογενές στην Μήλο) παρατηρείται αύξηση σε φελσικά πετρώματα με μεγαλύτερη περίοδο ανά 10^5 - 10^6 έτη. Η μεγαλύτερη περιοδικότητα δεν είναι σαφής στην Αίγινα και τα Μέθανα, αλλά νεότερη ανανέωση της ηφαιστειότητας πιθανότατα να είναι είτε φελσική (όπως στην Μήλο), είτε μαφική (όπως στην Αίγινα). Εάν ο κύκλος ανά 10^4 - 10^5 έτη προκύπτει από διεργασίες στον φλοιό, τότε οι κύκλοι ανά 10^5 - 10^6 έτη προκύπτουν πιθανότατα από την εξέλιξη μέσα στον μανδύα (γεωχημική επιχειρηματολογία από Tarney et al. 1998).

9.3 Εκτίμηση Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας

Οι ιστορικές και προϊστορικές καταγραφές της δραστηριότητας ενός ηφαιστείου καθώς και η σημερινή συμπεριφορά αποτελούν για τις περισσότερες περιπτώσεις την βάση της εκτίμησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας (Crandell et al. 1984).

9.3.1 Ιστορικές Καταγραφές Εκρήξεων

Σε πολλά ηφαίστεια, οι παρατηρήσεις των ιστορικών εκρήξεων παρέχουν σημαντική πηγή πληροφορίας για τον χαρακτήρα των εκρήξεων και των περιοχών που έχουν πληγεί. Η πλήρης καταγραφή ιστορικών εκρήξεων, καθώς και της προϊστορικής εκρηκτικής δραστηριότητας από γεωλογικά δεδομένα αποτελούν τα στοιχειώδη δεδομένα που απαιτούνται για να εκτιμηθεί επαρκώς η ηφαιστειακή επικινδυνότητα. Βασική προϋπόθεση επί της εκτιμήσεως, είναι ότι σε γενικές γραμμές οι ίδιες περιοχές σε ένα ηφαίστειο είναι εκείνες που πιθανότατα θα επηρεαστούν από μελλοντικά εκρηκτικά γεγονότα, των ιδίων τύπων έκρηξης, με περίπου την ίδια μέση συχνότητα, όπως στο παρελθόν. Επομένως, συνεπάγεται ότι όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα από παλαιότερες εκρήξεις, τόσο πιο χρήσιμο και αξιόπιστο είναι το αποτέλεσμα της εκτίμησης της επικινδυνότητας. Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι η εκρηκτική συμπεριφορά (δείκτης ηφαιστειακής εκρηκτικότητας -ΔΗΕ-, γεγονότα επικινδυνότητας, κλπ) ενός ηφαιστείου δύναται να αλλάξει με τον χρόνο και δεν αποτελεί κατ' ανάγκη αξιόπιστο μέτρο πρόγνωσης μελλοντικής έκρηξης. Με βάση την ιστορία εκρήξεων των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ παρουσιάζονται πίνακες με κύρια στοιχεία τις περιόδους εκρήξεων καθώς και τις περιόδους ηρεμίας, όπου δύναται να υπολογισθεί μία μέση συχνότητα επανάληψης πιθανών μελλοντικών εκρήξεων, ιδίου τύπου, δεδομένου βεβαίως και του διαθέσιμου αριθμού καταγραφθεισών εκρήξεων (Πίνακας 9.1). Παράλληλα, στον Πίνακα 9.2 παρουσιάζονται και σεισμολογικά δεδομένα από ιστορικές καταγραφές σεισμικών epicέντρων που συνεκτιμήθηκαν για την αξιολόγηση της ιστορικής εκρηκτικότητας των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ. Η συλλογή των σεισμολογικών δεδομένων κρίθηκε απαραίτητη ώστε να δοθεί η αναλυτικότερη δραστηριότητα που επέδειξαν τα ηφαιστειακά κέντρα στο παρελθόν, και να εκτιμηθεί με μεγαλύτερη σαφήνεια η ηφαιστειακή επικινδυνότητα.



Σχήμα 9.2: Σχηματικός χάρτης στον οποίο αναπαρίστανται οι ιστορικές δραστηριότητες των ηφαιστειών του ΕΗΤ, όπως σεισμικότητα (μπλε χρώμα), ηφαιστειακές εκρήξεις (ροζ χρώμα) και επικινδυνότητες (κίτρινο χρώμα). Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν απεικονίζονται στον Πίνακα 9.1. Ωστόσο, τα σεισμικά δεδομένα αναφέρονται και σε σεισμούς, ανεξαρτήτως των ηφαιστειακών γεγονότων, ώστε να παρουσιασθεί η πιο ολοκληρωμένη εικόνα δράσης των ηφαιστειών. Στοιχεία σεισμικότητας στον Πίνακα 9.2.

Πίνακας 9.1

Περίοδοι Έκρηξης, Συνοδοί Σεισμοί & Γεγονότα Επικινδυνότητας (Ολόκαινο)

Σαντορίνη			
Έτος Έκρηξης	ΔΗΕ*	Σεισμικότητα	Γεγονότα Επικινδυνότητας
1645 BC	7	Ισχυρή δόνηση	Φρεατική Έκρηξη, Πυροκλαστικές Ροές, ζημιές (γη-περιουσία), κατάρρευση καλδέρας, λασποροές, τσουνάμι, ανθρώπινες απώλειες
197 BC	3	6	Δημιουργία νέας νήσου
AD 46-47	3	6,5	Ροές λάβας, δόμος λάβας, τσουνάμι
726	4		Ροές λάβας, δόμος λάβας, ζημιές (γη-περιουσία)
1570	3		Ροές λάβας, δόμος λάβας
1650	4	6	Ροές λάβας, ζημιές (γη-περιουσία), τσουνάμι
1707-11	3	6	Ροές λάβας, δόμος λάβας, ζημιές (γη-περιουσία)
1866-70	2	6,1	Ροές λάβας, δόμος λάβας, ανθρώπινες απώλειες
1925-6	2		Φρεατική Έκρηξη, ροές λάβας, δόμος λάβας, πυροκλαστικές ροές, ανθρώπινες απώλειες
1928	2	5,3	Φρεατική Έκρηξη, ροές λάβας, δόμος λάβας
1939-41	2		Φρεατική Έκρηξη, ροές λάβας, δόμος λάβας, ζημιές (γη-περιουσία)
1950	2		Φρεατική Έκρηξη, ροές λάβας, δόμος λάβας

Νίσυρος			
Έτος Έκρηξης	ΔΗΕ	Σεισμικότητα	Γεγονότα Επικινδυνότητας
1422	2		Φρεατική Έκρηξη (-εις), ροές λάβας
1871	2	Βίαια επεισόδια	Φρεατική Έκρηξη (-εις), ζημιές (γη-περιουσία)
1873	2	Βίαια επεισόδια	Φρεατική Έκρηξη (-εις), λασποροές (λαχάρ)
1887	2	Τοπικοί σμηνοσεισμοί	Φρεατική Έκρηξη (-εις)

Μήλος			
Έτος Έκρηξης	ΔΗΕ	Σεισμικότητα	Γεγονότα Επικινδυνότητας
140	1		Φρεατική Έκρηξη (-εις), λασποροές (λαχάρ), ζημιές (γη-περιουσία)

Μέθανα			
Έτος Έκρηξης	ΔΗΕ	Σεισμικότητα	Γεγονότα Επικινδυνότητας
258 BC	3		Ροές λάβας, δόμος λάβας

* ΔΗΕ: Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας

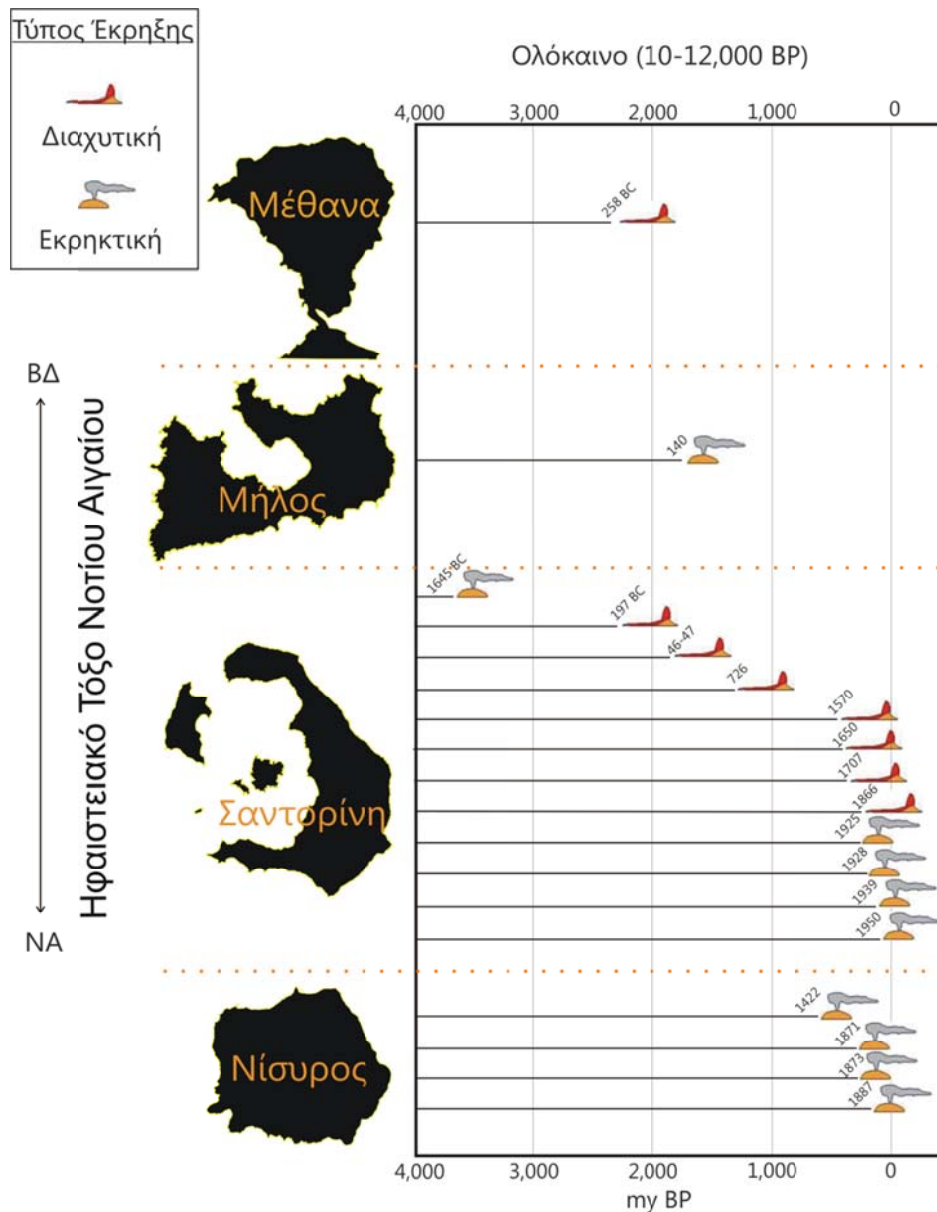
** τα δεδομένα εκρήξεων (Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας-ΔΗΕ & γεγονότα επικινδυνότητας) προέρχονται από το Παγκόσμιο Πρόγραμμα Ηφαιστειότητας (GVP), τα σεισμικά επεισόδια από τον ιστορικό κατάλογο (Papazachos et al. 2000, 2009); όπου υπάρχει κενό στην συμπλήρωση των σεισμών δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα

Πίνακας 9.2

Σεισμικά Μη-Ηφαιστειακά Ιστορικά Γεγονότα

	Έτος Έκρηξης	Μέγεθος Σεισμού
ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ	1911	7,1
	1919	4,9
	1919	5,6
	1919	4,9
	1919	5,0
	1919	4,9
	1919	6,1
	1919	4,9
	1919	4,6
	1920	6,0
	1935	6,4
ΝΙΣΥΡΟΣ	459	6,6
	1493	6,8
	1926	4,7
	1926	5,6
	1938	5,1
	1954	5,0
	1960	4,9
	1960	4,9
	1968	6,0
ΜΕΘΑΝΑ	-489	6,0
	-480	6,3
	1873	6,0
	1908	5,0
	1913	5,1
	1930	5,0
	1930	5,0
	1930	5,2
	1930	5,3
	1953	5,8
ΜΗΛΟΣ	1735	6,5
	1862	7,0
	1903	5,0
	1918	4,9
	1918	4,9
	1918	4,9
	1918	5,2
	1918	5,2
	1918	5,2
	1918	4,6
	1918	4,6
	1927	5,0
	1929	5,2
	1930	6,7
	1948	5,2
	1918	6,6

* επί πλέον σεισμολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για να αποδώσουν την συνολική σεισμική δραστηριότητα των ηφαιστείων του Σχήματος 9.2, συγκριτικά με τα επεισόδια εκρήξεων και τα πρωτογενή γεγονότα επικινδυνότητας. Από τον ιστορικό κατάλογο Papazachos et al. (2000, 2009), Papazachos & Papazachou (1977, 1999).



Σχήμα 9.3: Διαδοχή και τύποι εκρήξεων των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ εντός του Ολόκαινου. Τα δεδομένα προέρχονται από το Παγκόσμιο Πρόγραμμα Ηφαιστειότητας (Smithsonian's Global Volcanism Program, GVP, www.volcano.si.edu).

Κατά μήκος του ΕΗΤ παρουσιάζονται δύο γνωστά ιστορικά ηφαιστειακά κέντρα: 1) των Μεθάνων με την ιστορική έκρηξη που χρονολογείται το ~230 BC (Strabo, Geographica), και 2) της Σαντορίνης με δέκα καταχωρημένες ιστορικές εκρήξεις έως και το 1950 (Georgalas 1953), κατά το οποίο σημειώθηκε η τελευταία έκρηξη (Σχήμα 9.3). Δύο

ακόμα ηφαιστειακά πεδία του ΕΗΤ θεωρούνται ως δυναμικώς ενεργά ηφαίστεια όπως: 1) της Νισύρου, με ιστορικές υδροθερμικές εκρήξεις των οποίων η τελευταία εκδηλώθηκε το 1887 και 2) της Μήλου με πιθανές ιστορικές υδροθερμικές εκρήξεις που σημειώθηκαν κατά την διάρκεια του 1-2^{ου} αιώνα AD.

Η **Σαντορίνη** αποτελεί το πιο ενεργό ηφαιστειακό πεδίο του ΕΗΤ, καθώς απαρτίζεται από δύο εκ των τριών ενεργών ηφαιστειακών κέντρων του Αιγαίου, της Καμμένης και του Κολούμπου (Fouqué 1879, Washington 1926, Ktenas 1927, Reck 1936, Georgalas 1953, Georgalas & Papastamatiou 1953, Druitt et al. 1989, 1999). Τα τελευταία 400.000 έτη έχουν εκδηλωθεί στην Σαντορίνη περισσότερες από εκατό εκρήξεις, οι δώδεκα εκ των οποίων έχουν προκαλέσει τουλάχιστον τέσσερις καταρρεύσεις καλδέρας (Druitt et al. 1989, Druitt & Francaviglia 1992). Μετέπειτα της Μινωικής έκρηξης, η ηφαιστειακή δραστηριότητα περιορίστηκε στην ενδοκαλδερική περιοχή. Ωστόσο, η μοναδική φορά που η ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώθηκε εκτός της περιοχής της καλδέρας ήταν κατά την διάρκεια του 1649-1650 AD, κατά τον σχηματισμό του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπου. Επακόλουθη υδρομαγματική και μαγματική εκρηκτική δραστηριότητα προκάλεσε την κατάρρευση της καλδέρας (3,5 km σε διάμετρο και 500 m σε βάθος) και το ισχυρότατο τσουνάμι ακτίνας 150 km (Chiodini et al. 1996). Η ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης παρουσίασε έντονη σεισμικότητα τόσο κατά την περίοδο των ηφαιστειακών εκρήξεων, όσο και σε περιόδους ηρεμίας των ηφαιστειακών κέντρων. Οι πλέον σημαντικοί ιστορικοί σεισμοί μεγάλου μεγέθους $M > 6$ (Πίνακας 9.2), ανεξάρτητοι της ηφαιστειακής δράσης, σημειώθηκαν κατά τα έτη 1911 (4 Απριλίου), 1919 (25 Οκτωβρίου), 1920 (15 Νοεμβρίου) και 1935 (18 Μαρτίου). Ο ισχυρότερος σεισμός ($M=7,1$) κατεγράφη το 1911 με αρκετά μεγάλο βάθος. Γενικότερα τα σεισμικά υπόκεντρα υποδεικνύουν σεισμούς ενδιάμεσου βάθους ($140 \text{ km} \leq h \leq 70 \text{ km}$).

Η εξελικτική ηφαιστειότητα στην **Νίσυρο** διαδέχτηκε δύο κύκλους δραστηριότητας. Ο πρώτος κύκλος περιλαμβάνει τον σχηματισμό του κώνου και ο δεύτερος τον σχηματισμό της καλδέρας. Οι ραδιομετρικές ηλικίες (K-Ar και ^{14}C) (Keller et al. 1989, Limburg & Varekamp 1991, Smith et al. 1996) υποδηλώνουν ότι το μεγαλύτερο τμήμα της Νισύρου σχηματίστηκε κατά την διάρκεια των τελευταίων 160.000 ετών, με τα δύο καταστροφικά εκρηκτικά γεγονότα, τα οποία διαχωρίζονται από σχετικά μεγάλο χρονικό διάστημα, να

έλαβαν χώρα πριν από 40.000 έτη. Αυτό συνεπάγεται ότι η ηφαιστειακή επικινδυνότητα της Νισύρου είναι ουσιαστική, θεωρώντας την Νίσυρο ως ένα δυναμικώς ενεργό ηφαίστειο. Η ρηχή σεισμικότητα και η υψηλή γεωθερμική ανωμαλία συνηγορούν υπέρ της παραπάνω εκτίμησης (Sachpazi et al. 2002). Οι πιο ισχυροί ιστορικοί σεισμοί που έχουν καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή Κω-Νισύρου και που δεν συνδέονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα, ήταν κατά τα έτη 459 και 1493 (18 Αυγούστου), με μεγέθη $M=6,6$ και $M=6,0$, αντιστοίχως (Πίνακας 9.2). Ένας ισχυρός ιστορικός σεισμός ο οποίος σημειώθηκε επί του ηφαιστειακού κέντρου της Νισύρου, στην περιοχή του Μανδρακίου χρονολογείται το 1968 (5 Δεκεμβρίου) με μέγεθος $M=6,0$. Οι υδροθερμικές εκρήξεις αποτελούν την πιο κρίσιμη ηφαιστειακή επικινδυνότητα της Νισύρου. Κατά τον 19^ο αιώνα καταγράφηκαν δύο περίοδοι υδροθερμικών εκρήξεων εντός του βυθίσματος της καλδέρας (1871-1873 και 1887) (Gorceix 1873, 1874, Martelli 1917). Περισσότεροι των είκοσι υδροθερμικών κρατήρων που ευρίσκονται στην καλδέρα υποδεικνύουν ότι τέτοιου είδους δραστηριότητα ήταν συχνή σε ιστορικούς και προϊστορικούς χρόνους (Marini et al. 1993, Vougioukalakis 1998). Η εν λόγω υδροθερμική δραστηριότητα σε συνδυασμό με το γεωθερμικό πεδίο της υψηλής ενθαλπίας ($>450^{\circ}\text{C}$ σε βάθη 1800 m) στην Νίσυρο (Geothermica Italiana 1983), καθιστούν πιθανή την εκδήλωση υδροθερμικών εκρήξεων στο κοντινό μέλλον.

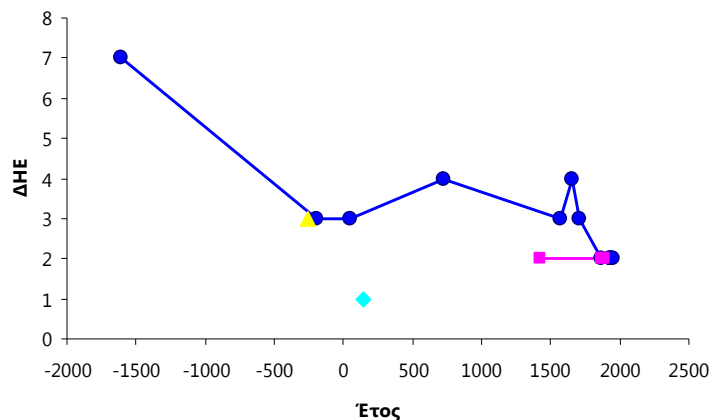
Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Χερσόνησο **Μεθάνων** που άρχισε περί τα 0,9 ma, ήταν κυρίως εκχυτική και διαχυτική, σχηματίζοντας δόμους και ροές λάβας. Η τελευταία έκρηξη στην περιοχή κατεγράφη το 230 BC (Strabo, Geographica) και σχημάτισε δόμους και εκχύσεις λάβας (Stothers & Rampino 1983) στο Καμμένο Βουνό, στην ΒΔ ακτή της χερσονήσου. Ιστορικοί σεισμοί μεγάλου μεγέθους δεν έχουν καταγραφεί στην περιοχή των Μεθάνων. Ωστόσο, ισχυροί ιστορικοί σεισμοί με μεγέθη $M>6$ σημειώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή του Σαρωνικού Κόλπου (Πίνακας 9.2), κατά τα έτη 489 BC και 480 BC, και 1873 (25 Ιουλίου).

Τα πιο πρόσφατα μαγματικά γεγονότα στο ηφαιστειακό πεδίο της **Μήλου** που σχημάτισαν τα ηφαιστειακά κέντρα του Τράχηλα και της Φυριπλάκας, συνίσταντο από δύο μεγάλες φρεατομαγματικές εκρήξεις. Τα γεγονότα αυτά χρονολογούνται στο 380 και 90 ka, αντίστοιχα (Fytikas et al. 1986b), ενώ πρόσφατα δεδομένα (Principe et al. 2003)

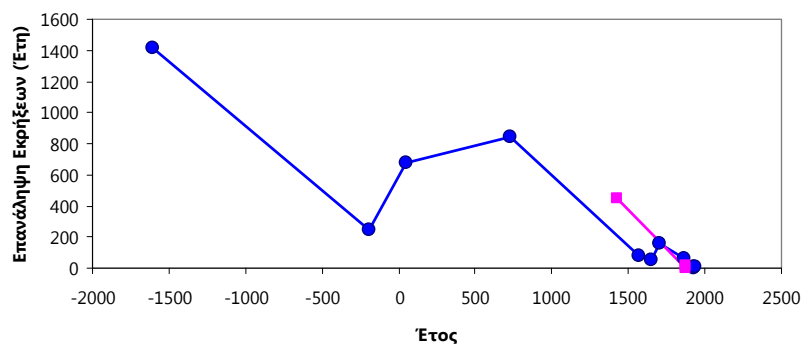
υποδεικνύουν μία πολύ νεότερη ηλικία για την έκρηξη στην Φυριπλάκα (19 ka). Ιστορικές μαγματικές εκρήξεις στην Μήλο δεν έχουν καταγραφεί. Αντιθέτως, το ηφαιστειακό κέντρο της Μήλου έχει δώσει ισχυρές σεισμικές ιστορικές δονήσεις με μεγέθη $M > 6,5$ και βάθη περί τα 150 km (Πίνακας 9.2). Ο ισχυρότερος ιστορικός σεισμός $M=7,0$ κατεγράφη το έτος 1862 (21 Ιουνίου), ενώ τα έτη 1735 και 1918 (16 Ιουλίου) σημειώθηκαν δύο επίσης ισχυροί σεισμοί με μεγέθη $M=6,5$ και $M=6,6$, αντιστοίχως.

Η εξέλιξη των ηφαιστειακών κέντρων τα τελευταία 10.000-12.000 έτη (Ολόκαινο) παρουσίασε σειρά ισχυρών εκρήξεων, μεγάλους ιστορικούς σεισμούς αλλά και σημαντικά καταστροφικά γεγονότα (Πίνακες 9.1 & 9.2). Από την σύγκριση της αποκτηθείσας πληροφορίας για κάθε ηφαιστειακό κέντρο, διαφαίνεται ευκρινώς η μεγαλύτερη δράση του ηφαιστείου της Σαντορίνης (Σχήμα 9.2), η οποία παρουσίασε περισσότερες και πιο καταστροφικές εκρηκτικές δραστηριότητες. Σε διάγραμμα μεταβολής του *Δείκτη Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας* -ΔΗΕ- με τον χρόνο, παρουσιάζεται μεγάλη διακύμανση στο ηφαίστειο της Σαντορίνης, με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 2-7, σε αντίθεση με την Νίσυρο, όπου μεταβάλλεται γραμμικά με σταθερό ΔΗΕ, ισοδύναμο του δύο (Σχήμα 9.4). Στην Μήλο η έκρηξη του 140 AD κατέγραψε μικρό ΔΗΕ (=1) σε σχέση με τα γεγονότα επικινδυνότητας που προκλήθηκαν, και στα Μέθανα η έκρηξη ήταν μεγαλύτερη με ΔΗΕ=3.

Από την χρονική εξέλιξη των εκρήξεων για κάθε ηφαίστειο του ΕΗΤ ήταν δυνατόν να υπολογισθεί μία μέση συχνότητα επανάληψης των εκρήξεων (Σχήμα 9.5). Από την μεταβολή της επανάληψης των εκρήξεων για τα ηφαίστεια της Σαντορίνης και Νισύρου φαίνεται η σταδιακή μείωση του χρόνου ηρεμίας μεταξύ των τελευταίων εκρήξεων και η αύξηση των εκρηκτικών επεισοδίων. Η περίοδος ηρεμίας μεταξύ των εκρήξεων της Σαντορίνης κυμαίνεται μεταξύ της τάξεως των χιλιάδων ετών έως πολύ λίγων ετών. Παρ' όλα αυτά, τα χρονικά διαστήματα μεταξύ των ισχυρότερων εκρήξεων παρουσιάζουν μια συστηματικότητα, με συχνότητα η οποία προσεγγίζει τα 900 έτη. Στην Μήλο και τα Μέθανα έχει καταγραφεί από μία έκρηξη, το 140 AD και 258 BC, αντιστοίχως, και δεν δύναται να εκτιμηθεί μία μέση συχνότητα επανάληψης εκρήξεων. Στην Νίσυρο εν τούτοις, όπου έχουν καταγραφεί τέσσερις εκρήξεις, ο μεγαλύτερος χρόνος ηρεμίας του ηφαιστείου προσεγγίζει τα 450 έτη.



Σχήμα 9.4: Μεταβολή του Δείκτη Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας στα ηφαιστειακά κέντρα του ΕΗΤ. Συμβολισμός: Κύκλος-Σαντορίνη, Τετράγωνο-Νίσυρος, Τρίγωνο-Μέθανα, Ρόμβος-Μήλος.



Σχήμα 9.5: Διάγραμμα μεταβολής του χρόνου ηρεμίας των ηφαιστειακών κέντρων Σαντορίνης και Νισύρου. Παρατηρείται σταδιακή μείωση του χρόνου ηρεμίας των ηφαιστειών Σαντορίνης και Νισύρου στις νεώτερες εκρήξεις.

Πληροφορία για την μακροπρόθεσμη εκτίμηση παρέχεται επίσης και από χάρτες ζωνοποίησης των επικινδυνότητων, όπου κάθε ζώνη οριοθετεί την επικινδυνότητα που συνδέεται με κάθε τύπο γεγονότος και θα πρέπει να υποδεικνύει τον σχετικό βαθμό επικινδυνότητας, ανάλογα με την γεωλογική (κυρίως στρωματογραφική) κατανομή και τον όγκο των προϊόντων έκρηξης. Η εν λόγω ζωνοποίηση προκύπτει από την επεξεργασία γεωλογικών δεδομένων από προηγούμενα ηφαιστειακά συμβάντα, τοπογραφικών στοιχείων, καθώς και πιθανών μοντέλων διασποράς των ηφαιστειακών προϊόντων, που βασίζονται κυρίως σε μετεωρολογικές παραμέτρους. Ένας τέτοιος χάρτης κατασκευάζεται από ομάδα ηφαιστειολόγων που λαμβάνει υπ' όψιν την έκταση ροών λάβας, την

πυκνότητα πυροκλαστικών ρευμάτων ή των λαχάρ, τον όγκο, την κινητικότητα, ταχύτητα και μετασχηματισμούς ροής, και δεν εμπίπτει στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Ωστόσο, αποτελεί απαραίτητη εργασία που αποσκοπεί σε σχεδιασμό χρήσης γης αλλά και σε προσδιορισμό περιοχών εκκένωσης και αποφυγής σε περίπτωση κινδύνου. Χαρακτηριστικά παραδείγματα έχουν δοθεί για τα ηφαίστεια της Χαβάης Kilauea και Mauna Loa, για την περίπτωση ροών λάβας (Mullineaux et al. 1987), για το ηφαίστειο της Αγίας Ελένης και για την απεικόνιση ζωνών τέφρας (Crandell & Mullineaux 1978), για το ηφαίστειο Canlaon (Φιλιππίνες) (Unpublished data, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, In: Tilling R. (ed): Volcanic Hazards). Παραδείγματα για τα ηφαιστειακά κέντρα του ΕΗΤ έχουν δοθεί για την Νίσυρο από τους Principe et al. (2005), και για την Σαντορίνη από τον Vougioukalakis (1994).

9.3.2 Σημερινή Ηφαιστειακή Δραστηριότητα

Οι ηφαιστειακές εκρήξεις θεωρούνται προβλέψιμα γεωλογικά φαινόμενα, με την προϋπόθεση ότι η δραστηριότητα ενός ηφαιστείου παρακολουθείται και ελέγχεται μεθοδικά. Τα πρόδρομα φαινόμενα των ηφαιστειακών εκρήξεων είναι τα ακόλουθα:

- Σεισμική δραστηριότητα
- Εδαφικές παραμορφώσεις
- Υδροθερμικά φαινόμενα
- Χημικές μεταβολές

Η παρακολούθηση των ηφαιστείων παρέχει τα πρωτεύοντα δεδομένα για την μακροπρόθεσμη πρόγνωση των εκρήξεων. Ηφαίστεια τα οποία βρίσκονταν υπό παρακολούθησιν, υποδεικνύουν ότι οι περισσότερες, αν όχι όλες οι εκρήξεις, προηγήθηκαν και συνοδεύτηκαν από μετρήσιμες γεωφυσικές ή/και γεωχημικές μεταβολές των συνθηκών του ηφαιστείου. Μετρήσεις σε μεταβολές της σεισμικότητας και της εδαφικής παραμόρφωσης παρέχουν έως σήμερα τα πιο ευρέως χρησιμοποιηθέντα και αξιόπιστα δεδομένα παρακολούθησης των ηφαιστείων. Πολλές άλλες τεχνικές γεωφυσικής παρακολούθησης (μικροβαρυτομετρία, γεωμαγνητισμός, γεωηλεκτρισμός, ραντάρ, και θερμική ακτινοβολία) είναι πολλά υποσχόμενες. Παρομοίως, μέθοδοι γεωχημικής παρακολούθησης, βασισμένες στην χρονική μεταβολή του ποσού και/ή του βαθμού έκλυσης συγκεκριμένων ηφαιστειακών αερίων βρίσκονται ακόμα υπό εξέτασιν σε μεγάλο αριθμό ηφαιστείων. Η βέλτιστη παρακολούθηση των ηφαιστείων επιτυγχάνεται κατά τον καλύτερο τρόπο με την εφαρμογή συνδυασμού προσεγγίσεων και δεν πρέπει να στηρίζεται σε πρόδρομες ενδείξεις μίας μόνο μεθόδου.

Η συμβολή της παρούσας έρευνας αφορά την παρακολούθηση της εδαφικής παραμόρφωσης, με τεχνικές υψηλής ακρίβειας όπως είναι οι διαφορικές μετρήσεις GPS και η Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ. Μεταβολές στο σχήμα του ηφαιστείου κατά γενικό κανόνα συσχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα. Οι μεταβολές αυτές αντανακλούν την προσαρμογή της επιφάνειας του ηφαιστείου ως απόκριση των υπεδαφικών μαγματικών κινήσεων εντός ή εκτός του ηφαιστειακού οικοδομήματος. Η παραμόρφωση δύναται επίσης να σχετίζεται με μεταβολές στην πίεση και/ή στην ροή των ρευστών μέσα

στο γεωθερμικό και υδροθερμικό σύστημα του ηφαιστείου. Οποιαδήποτε βεβαίως και αν είναι η αιτία/ες, οι εδαφικές μετατοπίσεις μπορούν να ανιχνευθούν και να υπολογιστούν με τις προαναφερθείσες ακριβείς τεχνικές παρατήρησης. Σε αυτήν την περίπτωση η μακροπρόθεσμη πρόγνωση βασίζεται σχεδόν αποκλειστικά στην γενική εικόνα αναγνώρισης της χαρακτηριστικής μεταβολής της εδαφικής παραμόρφωσης, με πρόδρομη συμπεριφορά και την σχέση της με μιαν επικείμενη έκρηξη. Η πρόδρομη συμπεριφορά δύναται να αποδοθεί σε έναν κύκλο ανύψωσης-καθίζησης ή σε μερικούς άλλους ευδιάκριτους, επαναλαμβανόμενους κύκλους μεταβολών των συνθηκών του ηφαιστείου. Ωστόσο, η αξιόπιστη αναγνώριση των χαρακτηριστικών αυτών μεταβολών της πρόδρομης συμπεριφοράς, που καθίσταται ουσιώδης για την πρόγνωση εκρήξεων, απαιτεί πολλά έως δεκάδες έτη παρακολούθησης ηφαιστείων, μεταξύ και κατά την διάρκεια των εκρηκτικών δραστηριοτήτων.

Η μελέτη της εδαφικής παραμόρφωσης των επί μέρους ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ, η οποία προέκυψε μέσω των σύγχρονων δορυφορικών τεχνικών GPS και InSAR, αναφέρεται εκτενώς στα αντίστοιχα κεφάλαια 4 (Ηφαιστειακό Κέντρο Σαντορίνης), 5 (Ηφαιστειακό Κέντρο Νισύρου-Κω), 6 (Ηφαιστειακά Κέντρα Δυτικού ΗΤ) και 7 (Ηφαιστειακό Κέντρο Μήλου).

9.4 Βαθμονόμηση Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας

9.4.1 Γενικά

Η μελέτη της ηφαιστειακής επικινδυνότητας θεωρείται κρίσιμη και απαραίτητη λόγω του βαθμού του κινδύνου που θέτει. Η συστηματική εκτίμηση των διαφόρων επικινδυνοτήτων για κάθε ηφαίστειο του ΕΗΤ πρέπει να αποτελέσει το πρώτο βήμα, με σκοπό να αποκτηθεί μία σύμφωνη και αντικειμενική βάση που θα καθορίσει την προτεραιότητα για ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σε ευρύτερη κλίμακα.

Ο υπολογισμός της ηφαιστειακής επικινδυνότητας προσεγγίζεται με την εφαρμογή μιας προτεινόμενης βαθμονόμησης των ηφαιστειακών επικινδυνοτήτων, η οποία βασίζεται στην βαθμολογία που προσδιορίσθηκε για δύο κατηγορίες παραμέτρων. Η πρώτη περιλαμβάνει παραμέτρους της *Ιστορικής Εκρηκτικότητας*, όπως τον τύπο του ηφαιστείου, την γενική συχνότητα παλαιών εκρήξεων, την εκρηξιμότητα κλπ., και η δεύτερη παραμέτρους της *Σημερινής Δραστηριότητας* των ηφαιστείων, όπως είναι η σεισμικότητα, η παραμόρφωση, η ατμιδική/μαγματική απάερωση κλπ. Από την βαθμονόμηση προέκυψαν κατάλληλες για κάθε ηφαίστειο βαθμολογίες για την πρώτη και δεύτερη ομάδα παραμέτρων, οι οποίες αθροίστηκαν στην τελική φάση για να αποδώσουν μία συνολική βαθμολογία. Ωστόσο, ιδιαίτερη βαρύτητα εδόθη στον συντελεστή της παραμόρφωσης, όπου και ανεπτύχθη ανεξάρτητη βαθμονόμηση και υπολογίστηκε ενιαίας κλίμακας βαθμολογία για κάθε ηφαίστειο. Με την αναπτυχθείσα βαθμονόμηση της εδαφικής παραμόρφωσης διαφαίνεται η επιρροή του συντελεστή παραμόρφωσης στην συνολική βαθμολογία των ηφαιστείων, όπου και παρουσιάζεται μία ουσιαστική και αντιπροσωπευτική συμπεριφορά των ηφαιστείων, λόγω της χωρικής και χρονικής ακρίβειας των δεδομένων GPS και DInSAR που προέκυψαν στα πλαίσια της παρούσας έρευνας.

9.4.2 Κριτήρια Ιστορικής Εκρηκτικότητας

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτό το στάδιο βασίστηκαν στην βιβλιογραφική βάση της παρούσας έρευνας, αλλά και σε συμπληρωματικές βάσεις δεδομένων όπως το

Πίνακας 9.3

Ενδεικτικές Τιμές Συντελεστών Επικινδυνότητας για την Εκτίμηση & Βαθμονόμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας.

Συντελεστές Επικινδυνότητας	Διακύμανση Βαθμολογίας
Τύπος Ηφαιστείου	0 ή 1
Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας	0 έως 3
Εκρηκτική Δραστηριότητα	0 ή 1
Μέγιστη Εκρηκτική Δραστηριότητα	0 ή 1
Επανάληψη Εκρήξεων	0 έως 4
Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο	0 έως 3
Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο	0 ή 1
Ροές Λάβας - Ολόκαινο	0 έως 3
Λαχάρ - Ολόκαινο	0 ή 1
Τσουνάμι - Ολόκαινο	0 ή 1
Πιθανή Υδροθερμική έκρηξη	0 ή 1
Πιθανή Δομική Κατάρρευση	0 ή 1
Παρατηρηθείσα Σεισμολογική Δράση	0 ή 1
Παρατηρηθείσα Εδαφική Παραμόρφωση	Πίνακας 9.10
Παρατηρηθείσα Ατμιδική ή Μαγματική Απαέρωση	0 ή 1
Παρατηρηθείσες Γεωχημικές Μεταβολές	0 ή 1
Παρατηρηθείσα Αύξηση Θερμοκρασίας	0 ή 1
Συνολική Βαθμολογία	

Λεπτομερής εξήγηση των συντελεστών δίνεται στους Πίνακες 9.9 έως 9.20. Ο συντελεστής της παραμόρφωσης ακολουθεί δευτερεύουσα βαθμονόμηση η οποία προτείνεται βάσει των αποτελεσμάτων DGPS και DInSAR της παρούσας διατριβής (Πίνακας 9.12 και 9.15).

Παγκόσμιο Πρόγραμμα Ηφαιστειότητας (Smithsonian's Global Volcanism Program - GVP) βάσει του οποίου τεκμηριώθηκαν τα γεγονότα εκρήξεων. Τα κριτήρια που προέκυψαν από το GVP υιοθετήθηκαν στις περισσότερες των περιπτώσεων, προκειμένου να διατηρηθεί μία συμφωνία με τον παγκόσμιο κατάλογο εκρήξεων του GVP. Τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτό το στάδιο αναπαρίστανται στους Πίνακες 9.9 (Σαντορίνη), 9.11 (Κολούμπο), 9.14 (Νίσυρο), 9.17 (Μήλος), 9.19 (Μέθανα), και είναι τα ακόλουθα:

Τύπος Ηφαιστείου (0, 1): Η βαθμολογία που δίνεται για κάθε τύπο ηφαιστείου διαχωρίζει τα λιγότερο επικίνδυνα (Τύπος «0») από τα περισσότερα επικίνδυνα (Τύπος «1») ηφαίστεια. Στον τύπο «0» υπάγονται οι κώνοι σκωρίας, τα βασαλτικά ηφαιστειακά πεδία, οι ασπίδες, δακτύλιοι τόφφου, και ηφαιστειακές οπές. Στον τύπο «1» εντάσσονται γενικώς τα πιο εκρηκτικά στρωματοηφαίστεια, οι δόμοι λάβας, τα σύνθετα ηφαίστεια, τα Μαρ και οι

καλδέρες. Η ταξινόμηση των τύπων του ηφαιστείου χρησιμοποιείται επίσης για να βαθμολογηθούν και κάποιοι από τους παρακάτω συντελεστές επικινδυνότητας.

Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας (0-3): Ο Δείκτης της Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας (ΔΗΕ), ο οποίος έχει οριστεί από τους Newhall & Self (1982) αποτελεί έναν απλό αριθμητικό δείκτη από 0-8 που αντιστοιχεί σε αυξάνουσα εκρηκτικότητα. Δεδομένου όμως των ασαφειών του ΔΗΕ για προϊστορικές και πρώιμες ιστορικές εκρήξεις, καθώς και την βαθμιαία μετάβαση από το ένα επίπεδο ΔΗΕ στο άλλο, διακρίθηκαν 4 κατηγορίες βαθμολογίας, οι οποίες στηρίζονται κυρίως σε καταλόγους του GVP. Επομένως, τιμές $\Delta\text{ΗΕ} \leq 2$ λαμβάνουν βαθμό μηδέν, διότι είναι μικρής διάρκειας και/ή δεν είναι ιδιαίτερας επικίνδυνες, εκτός από τις περιοχές πλησίον του κύριου αγωγού τροφοδότησης. Η τιμή $\Delta\text{ΗΕ}=2$ αποτελεί επίσης την ενδεικτική τιμή για ιστορικές εκρήξεις για τις οποίες δεν υπάρχει συμπληρωματική περιγραφική πληροφορία (Simkin & Siebert 1994) και τοιουτοτρόπως περιλαμβάνει και εκρήξεις με μικρότερα μεγέθη. Τιμές ΔΗΕ 3-4 παίρνουν βαθμό 1, ΔΗΕ 5-6 παίρνουν βαθμό 2, και ΔΗΕ 7-8 παίρνουν βαθμό 3. Εάν δεν αναφέρονται στην βιβλιογραφία τα μεγέθη των εκρήξεων, τότε χρησιμοποιείται ο τύπος του ηφαιστείου για να προσδιοριστεί βαθμός 0 (Τύπος ηφαιστείων «0») ή 1 (Τύπος ηφαιστείων «1»).

Εκρηκτική Δραστηριότητα & Κύρια Εκρηκτική Δραστηριότητα (0, 1): Οι δύο εν λόγω παράγοντες δίνονται για να τονίσουν κυρίως ενεργά, εκρηκτικά συστήματα και να υποβαθμίσουν συστήματα τα οποία αποκάλυψαν μεγάλη εκρηκτική δράση στο Ολόκαινο, αλλά έκτοτε είτε μετέβαλαν τα εκρηκτικά χαρακτηριστικά τους, είτε ευρίσκονται σε περίοδο ύφεσης.

Επανάληψη Έκρηξης (0-4): Ο παράγοντας αυτός εφαρμόσθη για να περικλείσει τον μέσο χρόνο μεταξύ των εκρήξεων, ανεξαρτήτως της εκρηκτικότητας. Τα διαστήματα επανάληψης των εκρήξεων παρουσιάζουν συνήθως δύο μέγιστα - ομάδες συχνών εκρήξεων οι οποίες διαχωρίζονται από μεγαλύτερες περιόδους ηρεμίας (Nathenson 2000). Αν και τα ηφαίστεια με μεγαλύτερα διαστήματα θα παράγουν ενδεχομένως πιο ισχυρές εκρήξεις, ο παράγοντας της εκρηκτικής δραστηριότητας έχει συμπεριληφθεί παραπάνω.

Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο (0-3): Ο συντελεστής αυτός συμπεριλήφθη για να επισημάνει τον μέσο χρόνο από την τελευταία έκρηξη. Βάσει της χρονικής ακολουθίας των εκρήξεων, διακρίθηκαν τέσσερις κατηγορίες, με την μεγαλύτερη βαθμολογία να παρατηρείται στην κατηγορία με την πιο πρόσφατη έκρηξη.

Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο (0, 1): Οι πυροκλαστικές ροές αποτελούν μία από τις πιο καταστροφικές και θανατηφόρες επικινδυνότητες. Εάν ένα σύστημα έχει παράγει στο παρελθόν πυροκλαστικές ροές κρίνεται πολύ πιθανό να παράγει και στο μέλλον.

Ροές Λάβας - Ολόκαινο (0, 1): Ο παράγοντας αυτός αναφέρεται πρωτίστως σε ηφαίστεια που παρήγαγαν ροές λάβας εντός του Ολόκαινου και δευτερευόντως στην απόσταση την οποία διένυσαν, η οποία προσέγγισε κατοικημένες ή πιθανώς-κατοικημένες περιοχές. Επομένως, για να χαρακτηριστεί η διαδρομή των λαβών ελήφθησαν υπ' όψιν η σύσταση και ο βαθμός ιξώδους των μαγμάτων, βάσει των οποίων δίνεται και αντίστοιχη βαθμολογία. Όξινα μάγματα περιέχουν αέρια υπό πίεση και εμφανίζουν υψηλό ιξώδες. Το αντίθετο συμβαίνει στα βασικά μάγματα που έχουν χαμηλό ιξώδες.

Λαχάρ - Ολόκαινο (0, 1): Ο παράγοντας αυτός αναφέρεται σε μεγάλα λαχάρ (ηφαιστειακά ρεύματα κορημάτων) τα οποία διένυσαν μεγάλες αποστάσεις και προσέγγισαν σημερινά κατοικημένες περιοχές ή ενδεχόμενες-κατοικημένες περιοχές. Όπως στην περίπτωση των πυροκλαστικών ροών, εάν ένα σύστημα δημιούργησε λαχάρ σε παλαιότερες εκρήξεις, εκτιμάται επιδεκτικό να παράγει εκ νέου.

Τσουνάμι - Ολόκαινο (0, 1): Τα ηφαιστειογενή τσουνάμι δύνανται να προκληθούν από διαφορετικές αιτίες. Εάν ένα τσουνάμι παραχθεί από κάποια τμηματική κατάρρευση, και εκείνη ωστόσο θεωρηθεί ως ανεξάρτητος παράγοντας, τότε θα δεχθεί μηδενική βαθμολογία. Διαφορετικά, αν οφείλεται σε παράγοντες όπως εκρήξεις μέσα σε νερό, πυροκλαστικές ροές, ή κατάρρευση δόμου, τότε είναι πιο πιθανό να παραχθεί, και σε αυτήν την περίπτωση δίνεται βαθμολογία 1.

Πιθανή Υδροθερμική Έκρηξη (0, 1): Σε αυτήν την κατηγορία ανήκουν συστήματα τα οποία παρουσίασαν ενδείξεις σημαντικής φρεατικής εκρηκτικής δράσης εντός του Ολόκαινου,

και/ή τα συστήματα εκείνα των οποίων τα θερμικά χαρακτηριστικά είναι αρκετά εκτεταμένα, ώστε να προϋποθέτουν το ενδεχόμενο για εκρηκτική δραστηριότητα.

Πιθανή Δομική Κατάρρευση (0, 1): Ο παράγοντας αυτός θεωρείται ο πλέον αμφίβολου στην εφαρμογή του. Περιορίζεται σε στρωματοηφαίστεια και μεγάλα ασπιδόμορφα ηφαίστεια. Σε γενικότερα πλαίσια, εάν το ηφαίστειο εμφανίζει υψηλό ανάγλυφο (π.χ. 1000 m), ενεργές ατμίδες και μεγάλες κλίσεις, τότε βαθμολογείται θετικά. Επίσης, εάν ένα ηφαίστειο έχει στο παρελθόν διακριθεί αρχικά από τμηματικές καταρρεύσεις και εκ νέου σχηματισμό του ηφαιστειακού οικοδομήματος, λαμβάνει βαθμό 1. Η εν λόγω παράμετρος δύναται να εκτιμηθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια, εάν είναι διαθέσιμα λεπτομερή γεωλογικά και τοπογραφικά δεδομένα (Reid et al. 2001).

9.4.3 Κριτήρια Δραστηριότητας

Παρ' όλο που οι εκρήξεις τυπικά έπονται από περιόδους αναταραχής των ηφαιστειών (ημέρες έως μήνες), δεν είναι απόλυτα βέβαιο ότι οποιαδήποτε αναταραχή θα καταλήξει σε έκρηξη. Επομένως, η οποιαδήποτε ηφαιστειακή αναταραχή δύναται να διακριθεί σε ασυνήθη *μη εκρηκτική* και σε *πρόδρομη δραστηριότητα*, η οποία θα καταλήξει σε έκρηξη. Σε αυτό το στάδιο της εκτίμησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας, κύριο ενδιαφέρον παρουσιάζει η οποιαδήποτε αφύσικη γεωφυσική δραστηριότητα που επακολούθησε μετά την τελευταία έκρηξη του κάθε ηφαιστείου και κυρίως στο διάστημα παρακολούθησης των ηφαιστειών. Δεδομένου όμως του μεταβαλλόμενου χαρακτήρα της δραστηριότητας στα επί μέρους ηφαιστειακά κέντρα του ΕΗΤ, καθίσταται δύσκολο να οριστεί με σαφήνεια εάν η οποιαδήποτε παρατηρηθείσα δραστηριότητα χαρακτηρίζεται ως αναταραχή για όλο το εύρος των ηφαιστειών. Αυτό σημαίνει ότι δραστηριότητες όπως τα σεισμικά γεγονότα, θερμικές ανωμαλίες, στήλες ατμού, ή και απαέρωση δύνανται να θεωρηθούν τυπικά για ένα ηφαίστειο και όχι για ένα άλλο. Εν προκειμένω, η ανίχνευση και ο χαρακτηρισμός της αναταραχής εξαρτάται συχνά από την ιστορική καταγραφή ενός ηφαιστείου, όπως έχει καθοριστεί, είτε με απευθείας παρατηρήσεις, είτε μέσω εδαφικά θεμελιωμένων δικτύων παρακολούθησης. Γενικότερα, η ατμидική δραστηριότητα ή η παρουσία θερμών πηγών αποτελούν φαινόμενα ευκόλως παρατηρήσιμα. Αντιθέτως, η

αναταραχή η οποία προκαλείται από σεισμικά και παραμορφωτικά γεγονότα απαιτεί σχεδόν πάντα ενόργανες παρατηρήσεις. Ειδικότερα, η όποια δραστηριότητα οφείλεται σε εδαφική παραμόρφωση στα ηφαίστεια του ΕΗΤ, αναγνωρίσθηκε και υπολογίσθηκε με δορυφορικές μεθόδους υψηλής ακρίβειας που βασίζονται τόσο σε δίκτυα GPS, όσο και της Συμβολομετρίας Ραντάρ (InSAR). Οι δύο τεχνικές παρέχουν την θεώρηση και τρόπους προσέγγισης για την σχέση μεταξύ βαθιάς μαγματικής διείσδυσης, της εδαφικής μετατόπισης και των επικείμενων μηχανισμών έκρηξης, ενώ είναι άκρως συμπληρωματικές, με την πρώτη να καλύπτει περιοχές μεγάλης έκτασης και για μεγάλο χρονικό διάστημα (InSAR), και την δεύτερη να παρέχει λεπτομερείς χρονοσειρές για συγκεκριμένες θέσεις (GPS).

Ο συντελεστής της παραμόρφωσης που εισήχθη στην εκτίμηση της επικινδυνότητας χαρακτηρίζει συστήματα τα οποία παραμορφώνονται, είτε λόγω ανοδικής διείσδυσης μάγματος, είτε διότι παρουσιάζουν έντονες μεταβολές στο υπάρχον υδροθερμικό σύστημα. Οι παράμετροι της παραμόρφωσης που εισήχθησαν στην βαθμολογία αφορούν οποιαδήποτε χωρική και χρονική πληροφορία απεκτήθη στην διάρκεια παρακολούθησης των ηφαιστείων (1994-2009). Ωστόσο, τα κριτήρια της παραμόρφωσης προσαρμόστηκαν στην προκειμένη έρευνα, για τα ηφαιστειακά «νησιωτικά» κέντρα και για γεγονότα ανύψωσης, που δεν κατέληξαν σε ηφαιστειακή έκρηξη.

Λόγω έλλειψης της παλαιότερης χρονικής ακολουθίας, πριν του 1993 για την Σαντορίνη και του 1992 για την Νίσυρο, δεν κατέστη δυνατόν να χαρακτηριστούν οι άμεσα παλαιότεροι κύκλοι εδαφικής παραμόρφωσης (ανύψωση-καθίζηση). Αύξηση των δεδομένων εντός των επόμενων ετών δύναται να αυξήσει την ικανότητα ερμηνείας των εδαφικών μετατοπίσεων του ηφαιστειακού πεδίου, αλλά και να βελτιώσει το προσωρινό επίπεδο γνώσης και πρακτικής εφαρμογής του αντικειμένου, με σκοπό να εξασφαλίσει την απαιτούμενη διεθνή προσοχή, καθώς και να προσδιορίσει τις παραμέτρους που αποτελούν την βάση της δραστικότητας και αποτελεσματικότητας ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης (όπως π.χ. το λογισμικό GEOWARN το οποίο θα αναπτυχθεί πλήρως στο Εργαστήριο Τηλεανίχνευσης του Πανεπιστημίου Αθηνών, προς το τέλος του 2010).

Από τα αποτελέσματα DGPS και DInSAR διακρίθηκαν δέκα παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάπτυξη της βαθμονόμησης της εδαφικής παραμόρφωσης. Η

βαθμολογία που προέκυψε προστέθηκε στην βαθμολογία που ορίζεται από τις υπόλοιπες παραμέτρους της δραστηριότητας των ηφαιστειών και η τελική βαθμολογία που υπολογίστηκε καθορίζει τον *Συντελεστή Δραστηριότητας (ΣΔ)* που ορίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\Sigma\Delta = \text{Παραμόρφωση} + \text{Σεισμικότητα} + \text{Ατμιδική Δραστηριότητα} + \text{Γεωχημικές Μεταβολές} + \text{Υδροθερμικές Μεταβολές}$$

Ωστόσο, κάθε μία παράμετρος πολλαπλασιάστηκε με έναν διαφορετικό συντελεστή, ανάλογα βεβαίως με τον βαθμό βαρύτητας που προσδίδει στην συνολική δραστηριότητα. Αναλυτικότερα τα πέντε πρόδρομα φαινόμενα που αποτελούν τις παραμέτρους της σύγχρονης δραστηριότητας για το διάστημα παρακολούθησης 1994-2010 αναπαρίστανται στους Πίνακες 9.10 (Σαντορίνη), 9.13 (Κολούμπο), 9.16 (Νίσυρος), 9.18 (Μήλος), 9.20 (Μέθανα) και είναι τα εξής:

Παραμόρφωση: Τα κριτήρια παραμόρφωσης που εφαρμόσθηκαν και παρατίθενται παρακάτω κάνουν σαφή τον διαχωρισμό των παραμορφωτικών φαινομένων που σχετίζονται με σεισμική ή τεκτονική παραμόρφωση:

Τύπος Δραστηριότητας (0-2): Αναφέρεται στο αν παρατηρήθηκε ανύψωση και αν ναι, αν ήταν συνεχής ή όχι στο διάστημα παρακολούθησης (1994-2009). Η πληροφορία αυτή, υποδηλώνει μία χωρο-χρονική παράμετρο η οποία απεκτήθη από τις παραχθείσες χρονοσειρές και αποτελεί μεγάλο πλεονέκτημα των τεχνικών, διότι δίνονται πλέον σημαντικές πληροφορίες σε περιπτώσεις όπου τα δεδομένα έχουν μεγάλη χρονική ακολουθία. Δραστηριότητα ανύψωσης παρατηρήθηκε μόνο στα ηφαίστεια του Κολούμπου και Νισύρου, ενώ στην Σαντορίνη (Νέα Καμμένη) και στο Δυτικό ΕΗΤ δεν αναγνωρίσθηκε φαινόμενο ανύψωσης. Κατ' επέκταση θετική βαθμολογία εδόθη μόνο στο Κολούμπο και στην Νίσυρο και η βαθμολογία για την Σαντορίνη, τα Μέθανα και την Μήλο θα περιοριστεί στην παλαιότερη ηφαιστειακή δράση και την τωρινή ατμιδική, σεισμική, γεωχημική και υδροθερμική δράση.

Μεγαλύτερη βαθμολογία λαμβάνεται στην περίπτωση της συνεχούς παραμόρφωσης, η οποία συσσωρεύτηκε σταδιακά στο διάστημα παρακολούθησης.

Διάρκεια Γεγονότος (0-3): Αποτελεί μία δεύτερη χρονική παράμετρο η οποία λαμβάνεται επίσης από τις προκύπτουσες χρονοσειρές. Για την συγκεκριμένη βαθμολόγηση η διάρκεια ενός γεγονότος ανύψωσης υποδιαιρείται σε διαφορετικές τάξεις χρόνου (ημέρες έως δεκαετίες) και δίνεται ανάλογη βαθμολογία. Η παράμετρος αυτή αναφέρεται σε σημαντικά γεγονότα ανύψωσης, συνεχή ή επαναλαμβανόμενα. Για την περίπτωση της Σαντορίνης, η αναφορά γίνεται για το Ακρωτήριο Κολούμπο, όπου εκδηλώθηκε η μεγαλύτερη ανύψωση, και χαρακτηρίζεται από «έντονη» μικρο-σεισμική δραστηριότητα. Για την περίπτωση της Νισύρου αναφέρεται στο πιο πρόσφατο γεγονός ανύψωσης, μεταξύ του 1996-1997 (ανύψωση στην ευρύτερη ΒΔ περιοχή).

Ρυθμοί Μετατόπισης (0-3): Η εδαφική παραμόρφωση προηγείται σχεδόν πάντα των ηφαιστειακών εκρήξεων, ως απόκριση των αυξανόμενων πιέσεων εντός των ρηχών μαγματικών θαλάμων του φλοιού, ή των υπεδαφικών μετατοπίσεων που παράγονται λόγω της ανοδικής διείσδυσης μάγματος στον ανώτερο φλοιό. Η παραμόρφωση δύναται να είναι ελάχιστη στα ηφαιστειακά τα οποία εκρήγνυνται σε συνεχή βάση από ένα καλά διαμορφωμένο σύστημα ηφαιστειακών αγωγών. Ωστόσο, στις περισσότερες περιπτώσεις εκρήξεων από ηφαιστειακά συστήματα τα οποία ευρίσκοντο για πολλές δεκαετίες ή περισσότερο σε κατάσταση ηρεμίας, η πρόδρομη εδαφική παραμόρφωση είναι έντονη. Τεκμηριωμένες εδαφικές μετατοπίσεις τέτοιων συστημάτων λίγες ώρες ή ημέρες πριν τις ηφαιστειακές εκρήξεις συνήθως κυμαίνονται από δεκάδες cm έως αρκετά m.

Οι ρυθμοί μετατόπισης που περιγράφονται σε αυτήν την παράγραφο χαρακτηρίζουν: α) φαινόμενα διείσδυσης του μαγματικού υλικού και β) τις μετέπειτα της διείσδυσης συνθήκες του ηφαιστείου. Λαμβανομένου υπ' όψιν της διαφοροποίησης της παραμόρφωσης στα ηφαιστειακά κέντρα της Νισύρου και Σαντορίνης (Κολούμπο), τα οποία είναι εκείνα που υπέδειξαν δραστηριότητα ανύψωσης κατά την διάρκεια της παρακολούθησης, διακρίνεται μία υποδιαίρεση της εν λόγω κατηγορίας σε δύο άλλες: η πρώτη αναφέρεται στην περίπτωση της

συνεχούς ανυψωτικής παραμόρφωσης με σχετικά ήρεμη ηφαιστειακή δράση όπως συμβαίνει στην ΒΑ Σαντορίνη, και η δεύτερη στην περίπτωση της ασυνεχούς παραμόρφωσης με απότομες εδαφικές μεταβολές και επαναλαμβανόμενους κύκλους (ανύψωση-καθίζηση) εδαφικής παραμόρφωσης, όπως συμβαίνει στο ηφαίστειο της Νισύρου. Η βαθμολογία που δίνεται, αυξάνεται ανάλογα του ρυθμού παραμόρφωσης.

Πηγή Παραμόρφωσης – Αριθμός, Θέση (1, 2-0, 1): Οι χωρικές μεταβολές της παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν με τις προαναφερθείσες μεθόδους υποστηρίζουν και ερμηνεύονται με μία ή δύο πηγές παραμόρφωσης (μαγματικός θάλαμος), οι οποίες δύνανται να ευρίσκονται, στην προκείμενη περίπτωση των ηφαιστειακών νησιωτικών κέντρων, είτε επάνω στο ίδιο το ηφαίστειο, είτε στον γειτνιάζοντα θαλάσσιο χώρο. Τόσο στην Σαντορίνη, όσο και στην Νίσυρο διακρίνονται δύο μαγματικές πηγές, οι οποίες είναι της Νέας Καμμένης και του Κολούμπου για την Σαντορίνη, και μία χερσαία όπως και μία υποθαλάσσια ΒΔ και βόρεια της Νισύρου, αντιστοίχως. Η ταξινόμηση η οποία ακολουθήθηκε σε αυτό το σημείο αναφέρεται και στα δύο ηφαιστειακά κέντρα, στην μαγματική πηγή η οποία προκάλεσε την ανύψωση, την συνεχή για την Σαντορίνη στο διάστημα παρακολούθησης 1994-2005 και την ασυνεχή για την Νίσυρο στο διάστημα 1996-1997. Ο εντοπισμός αλλά και τα χαρακτηριστικά των πηγών παραμόρφωσης αποκτήθηκαν είτε με εφαρμογή μοντέλου σημειακής πηγής Mogi (Νίσυρος), είτε με συνδυασμό γεωδαιτικών και σεισμολογικών δεδομένων σε ήδη αναγνωρισμένες πηγές παραμόρφωσης (Σαντορίνη). Αυξανόμενου του αριθμού των πηγών παραμόρφωσης λαμβάνεται μεγαλύτερη βαθμολογία.

Βάθος Μαγματικού Θαλάμου (0-2): Διακρίνεται μια ταξινόμηση ανάλογη του προκύπτοντος βάθους, κατά την οποία οι μαγματικοί θάλαμοι που ευρίσκονται σε μικρότερα βάθη λαμβάνουν μεγαλύτερη βαθμολογία. Στην Νίσυρο, το βάθος του μαγματικού θαλάμου προέκυψε με εφαρμογή μοντέλου σημειακής πηγής Mogi (Lagios et al. 2005). Στο ηφαίστειο της Σαντορίνης, το βάθος του μαγματικού θαλάμου προέκυψε από συμπληρωματικές γεωχημικές και σεισμολογικές πληροφορίες (Dimitriadis et al. 2009).

Έκταση Περιοχής Παραμόρφωσης (0, 1): Κατά την διάρκεια γεγονότων ανύψωσης σε ένα ηφαίστειο, ενδέχεται να εκδηλώνεται ανύψωση σε διαφορετικές κάθε φορά εκτάσεις μικρής ή ευρύτερης κλίμακας, αναλόγως του μεγέθους της ανύψωσης αλλά και πρωτίστως του βαθμού της εν γένει δραστηριότητας. Στην εν προκειμένω περίπτωση, της μικρής έκτασης των νησιωτικών ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ, φαινόμενα ισχυρής ανύψωσης θα δύνανται να παρακολουθηθούν σε ολόκληρο το ηφαίστειο. Τα γεγονότα μικρής ανύψωσης που παρατηρήθηκαν κατά την διάρκεια της παρακολούθησης των ηφαιστειών, φαίνεται να εκδηλώθηκαν σε συγκεκριμένα τμήματα των νήσων. Στην Νίσυρο η ανύψωση που παρατηρήθηκε από την δραστηριότητα κατά τα έτη 1996-1997, εκδηλώθηκε μόνο στην ΒΔ Νίσυρο, καλύπτοντας μία έκταση κατά προσέγγιση 2×1 km. Ομοίως στην Σαντορίνη, η περιοχή η οποία παρουσιάζει βαθμιαία ανύψωση από την δράση του Κολούμπου καλύπτει μία μικρή περιοχή, την πλησιέστερη χερσαία, η οποία εκτείνεται στην ΒΑ Θήρα (Ακρωτήριο Κολούμπο). Το σημαντικό στοιχείο εν τούτοις, πάνω στο οποίο στηρίζεται και η βαθμολογία αναφέρεται στο ότι το μέγιστο της ανύψωσης εκδηλώθηκε στους σταθμούς τους πλησιέστερους στην πηγή παραμόρφωσης, υποδηλώνοντας ενδεχομένως την ηφαιστειακή φύση της δραστηριότητας (ανύψωση λόγω μαγματικών διεργασιών) και την περιοχή της άμεσης επικινδυνότητας, ιδίως σε πιθανές επικείμενες εκρήξεις.

Ακτίνα Επιρροής της Παραμόρφωσης (0, 1): Το επίπεδο δραστηριότητας ενός ηφαιστείου δύναται να χαρακτηριστεί από την απόσταση στην οποία εκδηλώνονται τα φαινόμενα της εδαφικής παραμόρφωσης. Το Ακρωτήριο Κολούμπο που εμφανίζει σταδιακή εδαφική ανυψωτική τάση, υποδηλώνει την άμεση επιρροή του υποθαλάσσιου ηφαιστείου σε αυτό. Παρ' όλη την υποθαλάσσια υπόσταση του ηφαιστείου και την απόσταση του που προσεγγίζει τα 7 km, η εδαφική παραμόρφωση ήταν μετρήσιμη στο πλησιέστερο σταθμό της νήσου. Στην Νίσυρο αφ' ετέρου, η ακτίνα επιρροής της δράσης της χερσαίας πηγής είναι μικρότερη, περίπου 2 km. Η βαθμολογία που παρουσιάζεται σε αυτήν την παράμετρο βαθμονόμησης ακολουθεί μια κατηγοριοποίηση συγκριτικά με την ακτίνα επιρροής της δράσης των ηφαιστειών, η οποία όμως εξαρτάται και από το

μέγεθος της παρατηρηθείσας ηφαιστειακής δράσης των ηφαιστειών. Θετική βαθμολογία λαμβάνεται εκεί όπου η ακτίνα δράσης είναι μεγαλύτερη υποδεικνύοντας την μεγαλύτερη επιρροή του ηφαιστείου, και την μεγαλύτερη επικινδυνότητα του ηφαιστείου.

Μαγματικός Θάλαμος (0, 1): Εξετάζεται εάν η παρατηρηθείσα ανύψωση ερμηνεύεται με μαγματικούς θαλάμους που έχουν καταγράψει ισχυρές εκρήξεις τα τελευταία 500 έτη, όπως συμβαίνει στο υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο, ή αν εξηγείται με μαγματικές πηγές οι οποίες δεν εκδήλωσαν προηγούμενες δραστηριότητες εκ των υπό εξέτασιν της παρούσας έρευνας (π.χ. Νίσυρος).

Ασεισμική Ηφαιστειακή Δράση (0, 1): Ένα σημαντικό πλεονέκτημα της τεχνικής InSAR και των γεωδαιτικών μεθόδων GPS είναι ότι δύνανται να ανιχνεύσουν την ασεισμική ανύψωση, η οποία ενδεχομένως δεν δύναται να προκαλέσει το ενδιαφέρον παρακολούθησης λόγω του ότι δεν συνοδεύεται από σεισμικά γεγονότα. Επομένως, ο διαχωρισμός της παραμόρφωσης παρουσία ή όχι σεισμικότητας αποτέλεσε μία σημαντική παράμετρο που προβάλλεται μέσω των εφαρμοσθεισών τεχνικών. Η παράγραφος αυτή επομένως, δεν αναφέρεται στο αν παρατηρήθηκαν σεισμικά γεγονότα παράλληλα με την εδαφική παραμόρφωση, αλλά στην δυνατότητα παρακολούθησης και υπολογισμού της ασεισμικής ανύψωσης, η οποία δεν θα είχε σε οποιαδήποτε άλλη περίπτωση αναγνωρισθεί. Σε εκδήλωση ασεισμικής παραμόρφωσης λαμβάνεται μία θετική βαθμολογία.

Τα κριτήρια που εφαρμόστηκαν για τις υπόλοιπες παραμέτρους της σημερινής δραστηριότητας των ηφαιστειακών κέντρων περιγράφονται παρακάτω:

Σεισμική δραστηριότητα (0, 1): Η βαθμονόμηση της εν λόγω παραμέτρου στηρίχθηκε τόσο στην σύγχρονη σεισμική δραστηριότητα ($M > 5$) που παρουσιάζουν τα ηφαιστειακά κέντρα του ΕΗΤ, όσο και στις ιστορικές καταγραφές ισχυρών σεισμών ($M > 6$), γεγονότα ανεξάρτητα της ηφαιστειακής δράσης, τα οποία δύνανται να αποτελέσουν μία σοβαρή σεισμική επικινδυνότητα. Δηλαδή, στα ηφαιστειακά κέντρα στα οποία δεν έχουν λάβει χώρα ισχυροί σεισμοί κατά την διάρκεια παρακολούθησης τους, ο χαρακτηρισμός της

σύγχρονης σεισμικής δραστηριότητας καθώς και η βαθμολόγησή της εξαρτήθηκαν από την ιστορική σεισμική καταγραφή καθώς και από κάθε πληροφορία που προέκυψε εξ αυτής. Σε γενικές γραμμές οι ίδιες περιοχές σε ένα ηφαίστειο είναι εκείνες που πιθανότατα θα επηρεαστούν από μελλοντικούς ισχυρούς σεισμούς, όπως στο παρελθόν. Το βάθος των σεισμικών υποκέντρων αποτελεί μία σημαντική παράμετρο διότι δύναται να καθορίσει την προέλευση της σεισμικής δόνησης και να αναιρέσει κατά αυτόν τον τρόπο τους σεισμούς, οι οποίοι πιθανότατα συνδέονται με ρήγματα μικρού βάθους. Η απόσταση των σεισμικών επικέντρων από κάθε ηφαιστειακό κέντρο αποτελεί μία δεύτερη σημαντική παράμετρο αξιολόγησης και βαθμολόγησης της σεισμικής δραστηριότητας, διότι δύναται να καθορίσει την ακτίνα επρροής των επικέντρων των ισχυρών σεισμών. Σε αυτό το στάδιο εξετάσθηκαν αρχικά η σύγχρονη σεισμική δραστηριότητα που παρατηρείται στα ηφαιστειακά κέντρα, αν υπάρχει ή όχι, αν έχουν καταγραφεί μεγάλου μεγέθους σεισμοί οι οποίοι δύναται να προκαλέσουν μία σοβαρή επικινδυνότητα και εν συνεχεία η ιστορική σεισμικότητα με ισχυρούς σεισμούς οι οποίοι δύναται να δώσουν σημαντικές πληροφορίες εφ' όσον έχουν ήδη αποδώσει στο παρελθόν μία σοβαρή επικινδυνότητα. Για αυτόν τον λόγο εξετάσθηκαν τα βάθη και οι αποστάσεις των ισχυρών σεισμών από κάθε ηφαιστειακό κέντρο χωριστά, λήφθησαν υπ' όψιν οι πληροφορίες από τα μακροσεισμικά αποτελέσματα κάθε σεισμού και εδόθη κατάλληλη βαθμολογία. Το κριτήριο για την βαθμολόγηση του εν λόγω συντελεστή της σεισμικής δραστηριότητας αφορά οποιαδήποτε σεισμική δραστηριότητα «μικρού βάθους» συνέβη εντός «ακτίνας 30 km». Δηλαδή, σε αυτήν την περίπτωση δίνεται θετική βαθμολογία εκεί όπου οι σεισμοί είναι σχετικά μεγάλου μεγέθους $M > 5$, συνέβησαν εντός της ακτίνας 30 km, και υποδεικνύουν μικρότερου βάθους σεισμικότητα, η οποία ενδεχομένως συνδέεται με την ύπαρξη και δραστηριότητα των μαγματικών θαλάμων που βρίσκονται σε σχετικά μικρά βάθη. Σε αυτήν την κατηγορία εξαιρείται ο τύπος σεισμικότητας που συνίσταται από τεκτονικούς σεισμούς που έλαβαν χώρα σε περιφερειακά ρήγματα, όχι άμεσα συνδεόμενα με το ηφαιστειακό σύστημα. Από την σύγχρονη σεισμική δραστηριότητα η οποία περιγράφεται λεπτομερώς στα αντίστοιχα κεφάλαια των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ- Κεφάλαιο 4.1 (Σαντορίνη), Κεφάλαιο 5.1 (Νίσυρος), Κεφάλαιο 6.1 (Μέθανα) και Κεφάλαιο 7.1 (Μήλος) – φαίνεται ότι κατά μήκος του ΕΗΤ εκείνη περιορίζεται σε μικροσεισμική δραστηριότητα, η οποία συνδέεται τόσο με το τεκτονικό καθεστώς, όσο και την υδροθερμική δραστηριότητα των ηφαιστειακών κέντρων. Στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης η

σεισμική δραστηριότητα είναι πολύ έντονη και εντοπίζεται κυρίως στην περιοχή του Ηφαιστείου του Κολούμπου, με μικρά εστιακά βάθη που εντοπίζονται έως τα 15 km και συνδέονται με τον μαγματικό θάλαμο και μαγματικές διεργασίες (Παπαδημητρίου, προσωπική επικοινωνία). Από την άλλη, στο ηφαίστειο της Νέας Καμμένης δεν παρατηρείται αξιόλογη σεισμική δραστηριότητα. Οι πιο πρόσφατοι και μεγάλοι σεισμοί μεγέθους 7,5R του έτους 1956 πλησίον της νήσου Αμοργού, παρουσίασαν σημαντική σεισμική επικινδυνότητα στην Σαντορίνη, παρ' όλα αυτά δεν λήφθηκαν υπ' όψιν διότι ήταν αποτέλεσμα τεκτονικής πλήρωσης. Στην Νίσυρο δεν έχουν παρατηρηθεί πρόσφατοι σεισμοί μεγάλου μεγέθους. Η πιο πρόσφατη σεισμική ακολουθία η οποία εξετάζεται στην παρούσα διδακτορική διατριβή ήταν εκείνη που παρατηρήθηκε κατά τα έτη 1996-1997. Το 1996 και 1997 η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε με σεισμούς μεγέθους έως 5,5R και με επίκεντρο στα 10 χιλιόμετρα βάθος, καταστρέφοντας 30 σπίτια στο Μανδράκι. Τα στοιχεία έδειξαν ότι η σεισμική κρίση οφειλόταν στην διείσδυση νέου μάγματος (GEOWARN). Αντιθέτως, ο σεισμός στις 20 Μαρτίου του έτους 1992 στην Μήλο που είχε μέγεθος $M_s=5,3$ και βάθος 11 km (Delibasis & Drakopoulos 1973) υποδήλωσε την τεκτονική προέλευση του σεισμού παρά την ηφαιστειακή και δεν λήφθηκε υπ' όψιν στην βαθμολογία. Το πιο πρόσφατο σεισμικό επεισόδιο στην Μήλο μεγέθους 5,1R σημειώθηκε στις 17 Δεκεμβρίου του έτους 2010 με εστιακό βάθος 103 km, στην θαλάσσια περιοχή βόρεια της Μήλου. Τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη σχετίζονται πιθανότατα με την υποβύθιση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας και όχι με ενδεχόμενες μαγματικές διεργασίες των μαγματικών θαλάμων σε μικρότερα βάθη. Αντίστοιχο γεωτεκτονικό καθεστώς με μεγάλα εστιακά βάθη παρατηρήθηκε και στις πιο πρόσφατες σεισμικές δονήσεις της ευρύτερης περιοχής των Μεθάνων, που σημειώθηκαν στις 5 Ιανουαρίου του έτους 2005 με μέγεθος σεισμού 4,9R και εστιακό βάθος 123 km και στις 29 Ιανουαρίου του έτους 2008 στην περιοχή μεταξύ της Αίγινας και των Μεθάνων με μέγεθος σεισμού $M_L=5,0$ και εστιακό βάθος 15 km. Επομένως, όπως αποδεικνύεται από την σύγχρονη παρατηρηθείσα σεισμική δραστηριότητα των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ η Σαντορίνη με το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Κολούμπου και αμέσως μετά η Νίσυρος παρουσιάζουν την πιο έντονη και μεγαλύτερου μεγέθους σεισμική δράση η οποία φαίνεται να σχετίζεται με τα ίδια τα ηφαίστεια. Από την άλλη, τα ηφαιστειακά κέντρα της Μήλου και Μεθάνων παρουσιάζουν μικρότερου μεγέθους σεισμική δραστηριότητα και μεγαλύτερου βάθους που ενδεχομένως συνδέεται με την διαδικασία υποβύθισης του Ελληνικού Τόξου. Συμπερασματικά, βάσει των ανωτέρω

στα ηφαιστειακά κέντρα του Κολούμπου (Σαντορίνη) και της Νισύρου ελήφθη θετική βαθμολογία, ενώ στα ηφαιστειακά κέντρα της Νέας Καμμένης, της Μήλου και των Μεθάνων ελήφθη μηδενική βαθμολογία.

Ατμιδική ή άλλη μαγματική απαέρωση (0, 1): Οποιοσδήποτε ατμίδες ή θερμές πηγές συσχετιζόμενες με το ηφαιστειακό σύστημα παίρνουν θετική βαθμολογία. Ψυχρή απαέρωση των μαγματικών αερίων συμπεριλαμβάνονται επίσης με θετική ψήφο (π.χ. διοξείδιο του άνθρακα, μεταβολές θείου/χλωρίου).

Γεωχημικές μεταβολές (0, 1): Ένα επιπρόσθετο πρόδρομο φαινόμενο επικείμενης ηφαιστειακής δραστηριότητας αποτελούν οι γεωχημικές μεταβολές του εκάστοτε ηφαιστείου. Οι χημικές αναλύσεις θερμών πηγών και ατμίδων υποδεικνύουν μεταβολές στην σύσταση, οι οποίες θα πρέπει να εξετάζονται υπό συνεχή βάση. Οι πιο σημαντικές και κατ' επέκταση επικίνδυνες θεωρούνται του CO₂ και του H₂S. Αν οι τελευταίες ξεπερνούν ποσοστά της τάξης των 90%, λαμβάνουν θετική βαθμολογία και θα πρέπει να ελέγχονται συστηματικά σε σχέση με την επίδραση στον ανθρώπινο παράγοντα (Κυριακόπουλος, 2010, προσωπική επικοινωνία).

Θερμοκρασίες Ατμίδων – Θερμών πηγών (0, 1): Η θερμοκρασία αλλά κυρίως η αύξηση της θερμοκρασίας μέσα στο χρονικό διάστημα παρακολούθησης αποτελεί μία επί πλέον ένδειξη της τωρινής δράσης του ηφαιστείου. Επομένως, σημαντική αύξηση θερμοκρασίας που αποκλίνει της αρχικής λαμβάνει θετική βαθμολογία.

Η ανασκόπηση των καταγραφηθεισών θερμοκρασιών στην Νέα Καμμένη και το Κολούμπο, από το 1650 και έκτοτε (Πίνακας 9.4, φανερώνει την ελάττωση της θερμοκρασίας στην Νέα Καμμένη και την αύξηση στο ηφαίστειο Κολούμπο. Ταυτόχρονα δηλώνεται η υποχώρηση της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην καλδέρα, εφ' όσον δεν παρατηρήθηκε πλήρωση με καινούργιο μάγμα. Η διαπίστωση αυτή ενισχύεται από την γεωχημική σύσταση των αερίων και του νερού, η οποία όπως προαναφέρθη δεν έχει μεταβληθεί τα τελευταία χρόνια. Αντιστοίχως, το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο χαρακτηρίζεται από αυξημένη ηφαιστειακή δραστηριότητα, γεγονός που αποκαλύπτεται μέσω της έντονης σεισμικότητας στην περιοχή, αλλά και των υψηλών παρατηρηθεισών θερμοκρασιών.

Πίνακας 9.4

Θερμοκρασία Ατμίδων Σαντορίνης

Έτος Έκρηξης	Θέση Έκρηξης	Θερμοκρασία Ατμίδων (° C)	Τύπος Έκρηξης	Βιβλιογραφική Αναφορά
1650	Κολούμπο	400	Πλίνια (30-40 km ³)	Wright 1978
1866	Νέα Καμμένη	160	Στρομπόλια	Fouqué 1879
1925-1926	Νέα Καμμένη	100-300	Στρομπόλια	Georgalas & Liatsikas 1926
1939-1941	Νέα Καμμένη	70-84	Στρομπόλια	Georgalas & Papastamatiou 1953
1950	Νέα Καμμένη	50-105	Στρομπόλια	Georgalas 1953
1994	Κολούμπο	20,9	-	Chiodini et al. 1996
1994	Παλαιά Καμμένη	36,4	-	Chiodini et al. 1996
2006	Κολούμπο	220	-	Sigurdsson et al. 2006
2006	Νέα Καμμένη	15-17	-	Sigurdsson et al. 2006
2010	Κολούμπο	213	-	Katherine et al. 2010

9.4.4 Ρυθμός Παραμόρφωσης – Επίπεδα Ηφαιστειακής Δραστηριότητας

Από τον υπολογισμό των ρυθμών ανύψωσης φαίνεται ότι κατά την διάρκεια της ενεργής σεισμικότητας (1996-1997) της Νισύρου, οι ρυθμοί παραμόρφωσης προσεγγίζουν τα 3-4 cm/yr ($V_{up}=4$ cm/yr, $V_{horiz}=4$ cm/yr, με σταθμό αναφοράς No 52, στο κέντρο του ηφαιστείου), ενώ κατά την μετασεισμική περίοδο μειώνονται σε 1 mm/yr στην κατακόρυφη συνιστώσα και ~5 mm/yr στην οριζόντια. Υποδεικνύεται αυτόματα ότι η δραστηριότητα του 1996-1997 προκάλεσε ανύψωση της τάξης των ολίγων εκατοστών χωρίς όμως να προκληθεί κάποια έκρηξη. Το γεγονός αυτό δύναται να χρησιμοποιηθεί ως ενδεικτικό προς το παρόν για την συμπεριφορά του ηφαιστείου της Νισύρου, εφ' όσον δεν έχουν καταγραφεί και πραγματοποιηθεί άλλου είδους δραστηριότητες παρ' όμοιου ύφους, και θα χρησιμοποιηθεί ως βάση για την βαθμολόγηση της παραμέτρου της εδαφικής παραμόρφωσης. Στην Σαντορίνη από την άλλη πλευρά, ο σταθμός No 33, στο Ακρωτήριο Κολούμπο, ο πλησιέστερος στο ηφαίστειο Κολούμπο υποδεικνύει ανύψωση χωρίς να παρατηρούνται απότομες χωρικές διακυμάνσεις της εδαφικής παραμόρφωσης, με ρυθμούς ανύψωσης της τάξης των 4 mm/yr (οριζόντια συνιστώσα: ~1 mm/yr).

Η προσπάθεια απόδοσης του βαθμού επικινδυνότητας σε κάθε μία εκ των δύο περιπτώσεων, και της ένταξης των υπολογισθέντων ρυθμών παραμόρφωσης σε ένα γενικότερο παγκόσμιο πλαίσιο εύρους μετακινήσεων, συγκριτικά με το επίπεδο δραστηριότητας, επετεύχθη ακολουθώντας τα κριτήρια του Πίνακα 9.6. Τα τελευταία προέκυψαν βάσει αναλύσεως των ρυθμών παραμόρφωσης ενός συνόλου σημαντικών ενεργείας ηφαιστειών ανά τον κόσμο, πριν από γεγονότα εκρήξεων, αλλά και απλών διεισδύσεων που δεν κατέληξαν σε ηφαιστειακή έκρηξη (Πίνακας 9.7). Τα κριτήρια αυτά προσαρμόστηκαν στην περίπτωση του ΕΗΤ, για διαφορετικές συνθήκες και κριτήρια παραμόρφωσης που στηρίζονται μέσω μιας χρωματικής κωδικοποίησης ευρέως αποδεχόμενης και ενδεικτικής για την χρήση ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης (Πίνακας 9.5). Ουσιαστικά, αποτελεί ένα σχέδιο απόκρισης, όπου οι σταδιακές μεταβολές των συνθηκών του ηφαιστείου αναπαρίστανται με μία χρωματική κωδικοποίηση τεσσάρων επιπέδων, που αρχίζει από πράσινο (όχι άμεσος κίνδυνος) και καταλήγει σε κόκκινο (έκρηξη σε εξέλιξη), αντανακλώντας τα προοδευτικώς πιο έντονα επίπεδα δραστηριότητας (ακολουθείται η διαβάθμιση της Αμερικανικής Γεωλογικής Υπηρεσίας, USGS). Αυτό που ενδιαφέρει στην παρούσα έρευνα, εφ' όσον δεν παρατηρείται προς το

παρόν κάποια ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Νίσυρο και Σαντορίνη, έγκειται στα πλαίσια μιας μακροπρόθεσμης μελέτης, και επομένως αφορά τους ετήσιους ρυθμούς παραμόρφωσης (μακροπρόθεσμες συσσωρευτικές μετατοπίσεις) και όχι τους ημερήσιους ή εβδομαδιαίους ρυθμούς που υπολογίζονται κατά την διάρκεια ανυψώσεων λόγω άμεσα επικείμενων εκρήξεων. Για αυτόν τον λόγο σε αυτήν την παράγραφο δεν εξετάζεται ο κόκκινος κώδικας (κόκκινος συναγερμός) διότι το ηφαίστειο θα έχει ήδη αρχίσει να εκρήγνυται.

Ο Πίνακας 9.6 συνοψίζει τα κριτήρια των ρυθμών παραμόρφωσης που χρησιμοποιούνται για τις αντίστοιχες συνθήκες του ηφαιστείου. Τα κριτήρια αυτά στηρίζονται σε διαφορές μιας τάξης μεγέθους (συντελεστής του 10) των ρυθμών παραμόρφωσης, ώστε να εκφράζεται τόσο το μεγάλο εύρος των ρυθμών παραμόρφωσης που παρατηρούνται πριν από εκρήξεις, αλλά και η ασαφής φύση των εν λόγω κριτηρίων. Τα όρια τα οποία καθορίζουν τις διαφορετικές κλάσεις των ρυθμών μετατόπισης, ανάλογα με τις συνθήκες δραστηριότητας των ηφαιστειών, ακολουθούν μία υποκειμενική οριοθέτηση, η οποία ωστόσο προσεγγίζεται με πιο αντικειμενικά κριτήρια. Αναλυτικότερα, οι ρυθμοί παραμόρφωσης που σημειώνονται στον Πίνακα 9.6 βασίστηκαν κυρίως στην δράση του ηφαιστείου της Νισύρου, η οποία και εκδήλωσε την τελευταία δραστηριότητα κατά μήκος του ΕΗΤ.

Τα 20 mm ανύψωσης που υπολογίστηκαν στην Νίσυρο κατά την διάρκεια της ενεργής δραστηριότητας του 1996-1997, χρησιμοποιήθηκαν ως βάση για την ΠΡΑΣΙΝΗ κατάσταση του ηφαιστείου με Μέση-έως-Ισχυρή δράση. Οι ρυθμοί παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν για την εν λόγω χρονική περίοδο ξεπερνούν κατά πολύ τα 20 mm/yr (~30-80 mm/yr). Εάν ο ρυθμός παραμόρφωσης είναι αισθητός σε εβδομαδιαία χρονική κλίμακα, και μεγαλύτερος από 20 mm που αντιστοιχούν σε έναν χρόνο, τότε ανάγεται σε 5 mm ανά εβδομάδα. Σε αυτήν την περίπτωση, και για τους σκοπούς της παρούσας έρευνας όπου δεν επιλύθηκαν μετατοπίσεις, μέσω GPS, μικρότερες του 1 mm, δεν γίνεται αναγωγή του ρυθμού παραμόρφωσης για την ημερήσια χρονική κλίμακα (ουσιαστικά τα 20 cm/yr παραμόρφωσης ισοδυναμούν προσεγγιστικά σε ρυθμό 0,5 mm/d για ένα χρόνο).

Το όριο 5 mm/day για την ΚΙΤΡΙΝΗ συνθήκη στηρίζεται σε μεγάλες ανήσυχες καλδέρες οι οποίες διατηρούν ρυθμούς παραμόρφωσης μερικών mm ανά ημέρα για παρατεταμένες περιόδους (μήνες έως ένα έτος ή περισσότερο), χωρίς να εξελιχθούν αναγκαστικά σε ηφαιστειακή έκρηξη.

Πίνακας 9.5

Συνοπτική Περιγραφή Συνθηκών Ηφαιστείου Βάσει Χρωματικών Κωδικών Συναρτήσεως
Επιπέδου Δραστηριότητας (USGS)

Κατάσταση Ηφαιστείου	Επίπεδο Δραστηριότητας
ΠΡΑΣΙΝΟ – Όχι άμεσος κίνδυνος 	Αδράνεια
	Ασθενής Δράση
	Ελάχιστη Δράση
	Μέση-έως-Ισχυρή Δράση
ΚΙΤΡΙΝΟ (ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ) 	Έντονη Δράση
ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ (ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗ) 	Επιταχυνόμενη Έντονη Δράση: Έκρηξη πιθανώς εντός ωρών ή ημερών
ΚΟΚΚΙΝΟ (ΕΚΡΗΞΗ ΣΕ ΕΞΕΛΙΞΗ) 	Επίπεδο 1: Μικρή έκρηξη
	Επίπεδο 2: Μέση έκρηξη
	Επίπεδο 3: Ισχυρή έκρηξη
	Επίπεδο 4: Πολύ Ισχυρή έκρηξη

Πίνακας 9.6

Κριτήρια Παραμόρφωσης Συνθηκών Χρωματικής Διαβάθμισης του Πίνακα 9.5 (USGS)

Κατάσταση Ηφαιστείου		Ρυθμοί Μετατόπισης ¹		
		Ημερήσια (mm/d)	Εβδομαδιαία (mm/w)	Ετήσια (mm/y)
	Αδράνεια & Ασθενής Δράση	-	-	<5
	Ελάχιστη Δράση	-	-	>5
	Μέση-έως-Ισχυρή Δράση	-	>5	>20
	Έντονη Δράση	>5	>50	>2.000
	Επιταχυνόμενη Έντονη Δράση	>50	>500	>20.000

¹Μετατοπίσεις μικρότερες του 1 mm δεν επιλύθηκαν με GPS

mm/w: χιλιοστά ανά εβδομάδα

mm/d: χιλιοστά ανά ημέρα

Όπου αναγράφεται:

>5 mm/d κυμαίνεται από λίγα χιλιοστά έως αρκετά χιλιοστά ανά ημέρα,

>50 mm/w κυμαίνεται από μερικά χιλιοστά έως και δεκάδες χιλιοστά ανά εβδομάδα (ή εκατοστά ανά εβδομάδα),

>2.000 mm/y κυμαίνεται από πολλά χιλιοστά σε πολλά έως δεκάδες μέτρα ανά χρόνο

Πίνακας 9.7

Σημαντικά Γεγονότα Ηφαιστειακής Έκρηξης & Διείσδυσης Ηφαιστείων Σημαντικής Δράσης
ανά τον Κόσμο

Ηφαιστείο	Δραστηριότητα	Ημερομηνία	Παραμόρφωση (Ανύψωση)
<i>Mt. St. Helens (USA)</i>	Έκρηξη	Μάιος 18, 1980	> 80 m (Οριζόντια συνιστώσα: 2 m/day)
<i>South Sister Volcano (South Oregon, USA)</i>	Διείσδυση	Διάρκεια Μη-Εκρηκτικών Κύκλων	> 20 cm
<i>Yellowstone (USA)</i>	Διείσδυση	2004-2009	23 cm (2,5 cm/year)
<i>Westdahl (Unimak Island, Alaska)</i>	Διείσδυση	1993-1998	17 cm
<i>Long Valley Caldera (USA)</i>	Διείσδυση	1996-1998	10 cm
<i>Mount Peulik (Aleutian Islands of Alaska, USA)</i>	Διείσδυση	1996-1998	> 20 cm
<i>Galapagos Volcanoes (Equador, South America)</i>			
<i>Cerro Azul</i>	Έκρηξη	Σεπ-Οκτ. 1998	0,13 m (92-97)
<i>Fernandina</i>	Έκρηξη	1995	0,90 m (92-97)
<i>Sierra Negra</i>	Διείσδυση	1992-1999	2,7 m (0,9 m/yr)
<i>Kilauea (Hawaii)</i>	Έκρηξη	2007	0,25 m ανύψωση (2003-07) 0,55 m εφελκυσμός
<i>Iwo Jima (Japan)</i>	Διείσδυση	Τα τελευταία 500 γ	100 m
<i>Usu (Japan)</i>	Έκρηξη	1944-1945	150 m (30 cm/day)
		1977-1982	175 m
<i>Etna (Sicily, Italy)</i>	Έκρηξη	2001	Αρκετά έως δεκάδες cm
	Έκρηξη	4,600-3,700 BP	40 m
		1538	5-8 m
<i>Campi Flegrei caldera (Naples, Italy)</i>	Διείσδυση	1969-1972	1,70 m
		1982-1984	1,85 m
		1989	4-5 cm
		2000	4-5 cm
<i>Bromo (Indonesia)</i>	Έκρηξη	Ιούνιος 2004	a few cm
<i>Papandayan (Indonesia)</i>	Έκρηξη	2002	1cm – 2 dm (μέγιστες τιμές πλησίον του κρατήρα)
<i>Grimsvoth (Iceland)</i>	Έκρηξη	1999-2004	ολίγα cm/yr
<i>Katla (Iceland)</i>	Διείσδυση	1999-2004	12 cm (1-2 cm/yr)
	Διείσδυση	1999	35 cm (4.5 cm/yr)
<i>Eyjafjallajökull (Iceland)</i>	Έκρηξη	Μάρτιος 20, 2010	1 cm/day (12 km από την ηφαιστειακή οπή)
<i>Soufriere Hills (Caribbean Arc)</i>	Διείσδυση	1996-1997	(Οριζόντια συνιστώσα) 43 cm/yr at 0.8 km 1 cm/yr at 3.8 km
<i>Pinatubo (Philippines)</i>	Έκρηξη	1993	100 m

Οι ρυθμοί ανύψωσης των 2 έως 3 mm/day που παρατηρήθηκαν για άνω των 12 μηνών κατά τα έτη 1983-84 στις καλδέρες Campi Flegrei στην Ιταλία (Dvorak & Gasparini 1991) και Raubaul στην Παπούα Νέα Γουινέα (Blong & McKee 1995) διαδέχτηκαν μιας δεκαετίας ή περισσότερο σχετική ηρεμία. Ωστόσο, η καλδέρα που ξεκίνησε να εκρήγνυται τον Σεπτέμβριο του 1994 προηγήθηκε από 27 ώρες έντονης πρόδρομης δραστηριότητας με περισσότερο των 6 m ανύψωσης. Η πρόδρομη παραμόρφωση των δεισδύσεων του 1989 και 1997 στην Χερσόνησο Izu στην Ιαπωνία παρουσίασε κλίσεις μεγαλύτερες από 5 microradian (ppm) ανά ημέρα (Aoki et al. 1999, Okada & Yamamoto 1991) και εκ των δύο μόνο το 1989 σημειώθηκε έκρηξη (Okada & Yamamoto 1991).

Το όριο για την μετάβαση προς την ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ κατάσταση ορίστηκε στον σχετικά υψηλό ρυθμό μετατόπισης της τάξης των 5 cm/d. Στην έκρηξη της καλδέρας Raubaul τον Σεπτέμβριο του 1994 για παράδειγμα, περιγράφονται 6 m ανύψωσης που εξελίχθηκαν κατά την διάρκεια μιας νύχτας πριν την έναρξη της εκρηκτικής δραστηριότητας, στις 19 Σεπτεμβρίου (Blong and McKee 1995). Η ιστορική καταγραφή της έκρηξης στο Campi Flegrei το 1538 (Κώνος Monte Nuovo) περιγράφεται με μία παρόμοια αξιοσημείωτη εδαφική ανύψωση των 6-9 m, η οποία εξελίχθηκε κατά την διάρκεια της νύχτας (Dvorak & Gasparini 1991, Rosi & Santacroce 1984). Οι ρυθμοί μετατόπισης που συσχετίζονται με τέτοιες έντονες ανυψώσεις υπερβαίνουν μακράν την ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ συνθήκη, δύνανται ωστόσο να ανιχνεύονται ευχερώς από δίκτυο παρακολούθησης της παραμόρφωσης σε πραγματικό χρόνο. Γενικότερα, παρατηρήθηκε ότι τα όρια των ρυθμών παραμόρφωσης που καθορίζουν τις μεταβάσεις των συνθηκών του ηφαιστείου αναφέρονται στην τάξη των mm/yr για την πράσινη κατάσταση του ηφαιστείου, της τάξης των cm/yr για την κίτρινη κατάσταση και τέλος της τάξης των m/yr για την πορτοκαλί.

Για την βαθμολόγηση της παραμέτρου του ρυθμού μετατόπισης εδόθη κατάλληλη βαθμολογία τη χρήσει διαφορετικών συντελεστών βαρύτητας, ανάλογων της χρωματικής κατάστασης, δηλαδή του επιπέδου δράσης και των ρυθμών παραμόρφωσης. Έτσι για την ΠΡΑΣΙΝΗ κατάσταση δίνεται συνολικά μία (1) θετική βαθμολογία (Πίνακας 9.8), για την ΚΙΤΡΙΝΗ κατάσταση δύο (2) και τέλος για την ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ τρεις (3).

Πίνακας 9.8

Συντελεστές Βαρύτητας Δράσης Πράσινου Επιπέδου

<i>Κατάσταση Ηφαιστείου</i>	<i>Συντελεστής Βαρύτητας</i>
Αδράνεια & Ασθενής Δράση	0,1
Ελάχιστη Δράση	0,3
Μέση-έως-Ισχυρή Δράση	0,6
Σύνολο Βαθμολογίας	1

9.5 Εφαρμογή

Τα παραπάνω κριτήρια εφαρμόστηκαν για κάθε περίπτωση ηφαιστειακού κέντρου όπου και αποκτήθηκε: α) μία αρχική βαθμολογία για τον συντελεστή ιστορικής εκρηκτικότητας που στηρίζεται στην παλαιά συμπεριφορά του ηφαιστείου, με βάση ιστορικές καταγραφές (π.χ. Πίνακας 9.9), β) μία δεύτερη τιμή για τον συντελεστή δραστηριότητας του κάθε ηφαιστείου που χαρακτηρίζει την σημερινή του συμπεριφορά (π.χ. Πίνακας 9.11), και γ) μία τελική συνολική βαθμολογία η οποία προκύπτει από την άθροιση των προαναφερθέντων συντελεστών (π.χ. Πίνακας 9.19). Για τα ηφαιστειακά κέντρα της Μήλου και Μεθάνων δεν ανιχνεύθηκε ανύψωση, οπότε και η βαθμολογία των συγκεκριμένων ηφαιστείων βασίσθηκε στους υπόλοιπους συντελεστές δραστηριότητας και κυρίως στην Ολοκαινική εκρηκτική τους ιστορία. Για την βαθμολόγηση των επί μέρους ομάδων κρίθηκε σκόπιμη η εφαρμογή συντελεστών βαρύτητας, ανεξάρτητων για κάθε κατηγορία. Έτσι, για την πρώτη κατηγορία της ιστορικής εκρηκτικότητας διακρίθηκαν τρεις διαφορετικές ομάδες που αναφέρονται σε: α) χαρακτηριστικά συμπεριφοράς του ηφαιστείου (τύπος, μέγιστος ΔΗΕ), β) χρονικά χαρακτηριστικά του ηφαιστείου (εκρηκτική-μέγιστη εκρηκτική δραστηριότητα, επανάληψη εκρήξεων, τελευταία έκρηξη), και γ) γεγονότα επικινδυνότητας του ηφαιστείου (πυροκλαστικές ροές, ροές λάβας, λαχάρ, τσουνάμι, πιθανή υδροθερμική έκρηξη, πιθανή δομική κατάρρευση). Για κάθε μία από τις παραπάνω ομάδες εδόθη ένας συντελεστής βαρύτητας ανάλογα με τον βαθμό

επικινδυνότητας που κατέχουν. Επομένως, η τελική σχέση που ικανοποιεί την πρώτη κατηγορία παρουσιάζεται ως εξής:

Συντελεστής Ιστορικής Εκρηκτικότητας =

$$0,3 \cdot (\text{Χαρακτηρισμός Ηφαιστείου}) + 0,3 \cdot (\text{Χρονικά Χαρακτηριστικά}) + 0,4 \cdot (\text{Γεγονότα Επικινδυνότητας})$$

Στην δεύτερη κατηγορία, της σημερινής παρακολούθησης των ηφαιστείων εδόθησαν συντελεστές βαρύτητας για κάθε μία πρόδρομη μέθοδο παρακολούθησης (παραμόρφωση, σεισμικότητα, ατμίδες & θερμές πηγές, γεωχημικές & υδροθερμικές μεταβολές). Μεγαλύτερο συντελεστή βαρύτητας έλαβαν, με σειρά προτεραιότητας, ο παράγοντας της εδαφικής παραμόρφωσης και της σεισμικότητας, της αύξησης της θερμοκρασίας και μικρότερο οι παράγοντες της ατμιδικής/μαγματικής απαέρωσης και των γεωχημικών μεταβολών. Σε αυτήν την περίπτωση η σχέση που ικανοποιεί τα ανωτέρω είναι η εξής:

Συντελεστής Δραστηριότητας=

$$0,3 \cdot (\text{Εδαφική Παραμόρφωση}) + 0,3 \cdot (\text{Σεισμικότητα}) + 0,2 \cdot (\text{Αύξηση Θερμοκρασίας}) + 0,1 \cdot (\text{Ατμιδική Δραστηριότητα}) + 0,1 \cdot (\text{Γεωχημικές Μεταβολές})$$

9.5.1. Ηφαιστειακό Κέντρο Σαντορίνης (Νέα Καμμένη)

Πίνακας 9.9

Κριτήρια Ιστορικής Εκρηκτικότητας Σαντορίνης (Νέα Καμμένη)

Συντελεστές Ιστορικής Εκρηκτικότητας	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Ηφαιστείου</u> Εάν το ηφαίστειο είναι κώνος σκωρίας, βασαλτικό πεδίο, μικρή ασπίδα, ή αγωγός: Βαθμολογία=0 Εάν το ηφαίστειο είναι στρωματοηφαίστειο, δόμοι λάβας, σύνθετο ηφαίστειο, Μαρ ή καλδέρα: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας</u> Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≤2: Βαθμολογία=0 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=3 ή 4: Βαθμολογία=1 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=5 ή 6: Βαθμολογία=2 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≥7: Βαθμολογία=3 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=0: Βαθμολογία=0 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=1: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστές εκρήξεις εντός του Ολόκαινου και το ηφαίστειο δεν είναι πυριτικό σύστημα καλδέρας: Βαθμολογία=0	3
<u>Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥3) τα τελευταία 500 έτη: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστη Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε μέγιστη εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥4) τα τελευταία 5000 έτη: Βαθμολογία=1	1
<u>Επανάληψη Εκρήξεων</u> Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1-100 έτη: Βαθμολογία=4 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 100-1000 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 5000-10 000 έτη, ή εάν το ηφαίστειο εξερράγη μία φορά μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστή έκρηξη μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=0	4
<u>Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο</u> Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1-100 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 100-1000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=1 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 5000-10 000 έτη: Βαθμολογία=0	3
<u>Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο</u> Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Ροές Λάβας - Ολόκαινο</u> Βασικό Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 48-52%, και χαμηλό ιξώδες: Βαθμολογία=0 Ενδιάμεσο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 52-65%: Βαθμολογία=1 Όξινο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ >65%, και υψηλό ιξώδες: Βαθμολογία=2	1
<u>Λαχάρ - Ολόκαινο</u> Εάν Ολοκαινικά λαχάρ προσέγγισαν κατοικημένες περιοχές: Βαθμολογία=1	0
<u>Τσουνάμι - Ολόκαινο</u> Εάν δημιουργήθηκε τσουνάμι εντός του Ολόκαινου: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Υδροθερμική έκρηξη</u> Εάν το ηφαίστειο παρουσίασε φρεατική εκρηκτική δραστηριότητα, και/ή έχει θερμικά χαρακτηριστικά ικανά να προκαλέσουν εκρηκτική δραστηριότητα: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Δομική Κατάρρευση</u> Εάν το ηφαίστειο παρήγαγε τμηματική κατάρρευση εντός του Τεταρτογενούς-Ολόκαινου και ανοικοδομήθηκε εκ νέου, ή, παρουσιάζει υψηλό ανάγλυφο με απότομες πλευρικές κλίσεις που διαφοροποιούνται: Βαθμολογία=1	1
Τελική βαθμολογία	18
Τελική βαθμολογία βάσει Συντελεστών Βαρύτητας	5,9

Πίνακας 9.10**Κριτήρια Σημερινής Δραστηριότητας Σαντορίνης (Νέα Καμμένη)**

Συντελεστές Δραστηριότητας	
	Βαθμολογία
<u>Παρατηρηθείσα Εδαφική Παραμόρφωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, ανύψωση ή οποιαδήποτε άλλη απόδειξη διείσδυσης μάγματος? Εάν ναι: Κυμαινόμενη Βαθμολογία	0
<u>Παρατηρηθείσα Σεισμική Δράση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σε απόσταση 30 km του ηφαιστειακού οικοδομήματος? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Παρατηρηθείσα Ατμιδική ή Μαγματική Απαέρωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, θερμή πηγή ή μαγματικά αέρια? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσες Γεωχημικές Μεταβολές</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα διαχρονική αύξηση των μαγματικής προέλευσης αερίων H ₂ S και CO ₂ ? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσα Αύξηση Θερμοκρασίας</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σημαντική αύξηση θερμοκρασίας θερμών πηγών ή ατμίδων? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
Τελική Βαθμολογία	0,2

9.5.2 Ηφαιστειακό Κέντρο Κολούμπου

Πίνακας 9.11

Κριτήρια Ιστορικής Εκρηκτικότητας Κολούμπου

Συντελεστές Ιστορικής Εκρηκτικότητας	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Ηφαιστείου</u> Εάν το ηφαίστειο είναι κώνος σκωρίας, βασαλτικό πεδίο, μικρή ασπίδα, ή αγωγός: Βαθμολογία=0 Εάν το ηφαίστειο είναι στρωματοηφαίστειο, δόμοι λάβας, σύνθετο ηφαίστειο, Μαρ ή καλδέρα: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας</u> Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≤2: Βαθμολογία=0 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=3 ή 4: Βαθμολογία=1 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=5 ή 6: Βαθμολογία=2 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≥7: Βαθμολογία=3 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=0: Βαθμολογία=0 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=1: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστές εκρήξεις εντός του Ολόκαινου και το ηφαίστειο δεν είναι πυριτικό σύστημα καλδέρας: Βαθμολογία=0	1
<u>Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥3) τα τελευταία 500 έτη: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστη Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε μέγιστη εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥4) τα τελευταία 5000 έτη: Βαθμολογία=1	1
<u>Επανάληψη Εκρήξεων</u> Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1-100 έτη: Βαθμολογία=4 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 100-1000 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 5000-10 000 έτη, ή εάν το ηφαίστειο εξερράγη μία φορά μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστή έκρηξη μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=0	1
<u>Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο</u> Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1-100 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 100-1000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=1 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 5000-10 000 έτη: Βαθμολογία=0	2
<u>Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο</u> Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Ροές Λάβας - Ολόκαινο</u> Βασικό Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 48-52%, και χαμηλό ιξώδες: Βαθμολογία=0 Ενδιάμεσο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 52-65%: Βαθμολογία=1 Όξινο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ >65%, και υψηλό ιξώδες: Βαθμολογία=2	2
<u>Λαχάρ - Ολόκαινο</u> Εάν Ολοκαινικά λαχάρ προσέγγισαν κατοικημένες περιοχές: Βαθμολογία=1	0
<u>Τσουνάμι - Ολόκαινο</u> Εάν δημιουργήθηκε τσουνάμι εντός του Ολόκαινου: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Υδροθερμική έκρηξη</u> Εάν το ηφαίστειο παρουσίασε φρεατική εκρηκτική δραστηριότητα, και/ή έχει θερμικά χαρακτηριστικά ικανά να προκαλέσουν εκρηκτική δραστηριότητα: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Δομική Κατάρρευση</u> Εάν το ηφαίστειο παρήγαγε τμηματική κατάρρευση εντός του Τεταρτογενούς-Ολόκαινου και ανοικοδομήθηκε εκ νέου, ή, παρουσιάζει υψηλό ανάγλυφο με απότομες πλευρικές κλίσεις που διαφοροποιούνται: Βαθμολογία=1	1
Τελική βαθμολογία	13
Τελική βαθμολογία βάσει Συντελεστών Βαρύτητας	4,5

Πίνακας 9.12

Κριτήρια Εδαφικής Παραμόρφωσης Κολούμπου

Συντελεστές Παραμόρφωσης	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Κατακόρυφης Παραμόρφωσης</u> Καθίζηση=0 Ασυνεχής Ανύψωση: Βαθμολογία=1 Συνεχής Ανύψωση: Βαθμολογία=2	2
<u>Διάρκεια Ανύψωσης</u> Εάν η διάρκεια είναι Ημέρες-Εβδομάδες: Βαθμολογία=0 Εάν η διάρκεια είναι Μήνες: Βαθμολογία=1 Εάν η διάρκεια είναι Έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η διάρκεια είναι Δεκαετίες: Βαθμολογία=3	3
<u>Ρυθμός Μετατόπισης</u> <u>Ασυνεχής Παραμόρφωση</u> Συν-Σεισμική: ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι <5 mm/yr: Βαθμολογία=0,1 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >5 mm/yr: Βαθμολογία=0,3 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 cm/yr: Βαθμολογία=0,6 Συνολική βαθμολογία=1 ΚΙΤΡΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 m/yr: Βαθμολογία=2 ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >20 m/yr: Βαθμολογία=3	-
Μετασεισμική: ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι <5 mm/yr: Βαθμολογία=0,1 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >5 mm/yr: Βαθμολογία=0,3 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 cm/yr: Βαθμολογία=0,6 Συνολική βαθμολογία=1 ΚΙΤΡΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 m/yr: Βαθμολογία=2 ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >20 m/yr: Βαθμολογία=3	-
<u>Συνεχής Παραμόρφωση</u> ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι <5 mm/yr: Βαθμολογία=0,1 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >5 mm/yr: Βαθμολογία=0,3 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 cm/yr: Βαθμολογία=0,6 Συνολική βαθμολογία=1 ΚΙΤΡΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 m/yr: Βαθμολογία=2 ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >20 m/yr: Βαθμολογία=3	0,1
<u>Πηγή Παραμόρφωσης – Αριθμός</u> Εάν η παραμόρφωση οφείλεται σε μία μαγματική πηγή: Βαθμολογία=1 Εάν η παραμόρφωση οφείλεται σε δύο μαγματικές πηγές: Βαθμολογία=2	1
<u>Πηγή Παραμόρφωσης – Θέση</u> Εάν η κύρια πηγή παραμόρφωσης είναι υποθαλάσσια, σε ακτίνα <10 km: Βαθμολογία=0 Εάν η κύρια πηγή παραμόρφωσης είναι χερσαία: Βαθμολογία=1	0
<u>Βάθος Μαγματικού Θαλάμου</u> Εάν το βάθος του μαγματικού θαλάμου είναι <5 km: Βαθμολογία=2 Εάν το βάθος του μαγματικού θαλάμου είναι >5 km & <10 km: Βαθμολογία=1 Εάν το βάθος του μαγματικού θαλάμου είναι >10 km: Βαθμολογία=0	1
<u>Έκταση – Περιοχή Παραμόρφωσης</u> Το μέγιστο της ανύψωσης εκτείνεται στην πλησιέστερη περιοχή της μαγματικής πηγής, χερσαίας ή υποθαλάσσιας. Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Ακτίνα Επιρροής Παραμόρφωσης</u> Εάν παρατηρήθηκε ανύψωση σε ακτίνα <5 km της μαγματικής πηγής: Βαθμολογία=0 Εάν παρατηρήθηκε ανύψωση σε ακτίνα >5 km της μαγματικής πηγής: Βαθμολογία=1	1
<u>Παραμόρφωση - Μαγματικός Θάλαμος</u> Η παρατηρηθείσα παραμόρφωση ερμηνεύεται με μαγματικό θάλαμο που έχει δράσει εκρηκτικά στο παρελθόν (τελευταία 500 έτη) ή όχι: Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Ασεισμική Ηφαιστειακή Δράση</u> Εάν ανιχνεύθηκε ασεισμική ανύψωση ή όχι: Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
Τελική Βαθμολογία	11,1

Πίνακας 9.13**Κριτήρια Σημερινής Δραστηριότητας Κολούμπου**

Συντελεστές Δραστηριότητας	
	Βαθμολογία
<u>Παρατηρηθείσα Εδαφική Παραμόρφωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, ανύψωση ή οποιαδήποτε άλλη απόδειξη διείσδυσης μάγματος? Εάν ναι: Κυμαινόμενη Βαθμολογία	11,1
<u>Παρατηρηθείσα Σεισμική Δράση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σε απόσταση 30 km του ηφαιστειακού οικοδομήματος? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσα Ατμιδική ή Μαγματική Απαέρωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, θερμή πηγή ή μαγματικά αέρια? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσες Γεωχημικές Μεταβολές</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα διαχρονική αύξηση των μαγματικής προέλευσης αερίων H ₂ S και CO ₂ ? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσα Αύξηση Θερμοκρασίας</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σημαντική αύξηση θερμοκρασίας θερμών πηγών ή ατμίδων? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
Τελική Βαθμολογία	4

9.5.3 Ηφαιστειακό Κέντρο Κω - Νισύρου

Πίνακας 9.14

Κριτήρια Ιστορικής Εκρηκτικότητας Νισύρου

Συντελεστές Ιστορικής Εκρηκτικότητας	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Ηφαιστείου</u> Εάν το ηφαίστειο είναι κώνος τέφρας, βασαλτικό πεδίο, μικρή ασπίδα, ή αγωγός: Βαθμολογία=0 Εάν το ηφαίστειο είναι στρωματοηφαίστειο, δόμοι λάβας, σύνθετο ηφαίστειο, Μαρ ή καλδέρα: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας</u> Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≤2: Βαθμολογία=0 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=3 ή 4: Βαθμολογία=1 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=5 ή 6: Βαθμολογία=2 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≥7: Βαθμολογία=3 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=0: Βαθμολογία=0 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=1: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστές εκρήξεις εντός του Ολόκαινου και το ηφαίστειο δεν είναι πυριτικό σύστημα καλδέρας: Βαθμολογία=0	0
<u>Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥3) τα τελευταία 500 έτη: Βαθμολογία=1	0
<u>Μέγιστη Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε μέγιστη εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥4) τα τελευταία 5000 έτη: Βαθμολογία=1	0
<u>Επανάληψη Εκρήξεων</u> Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1-100 έτη: Βαθμολογία=4 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 100-1000 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 5000-10 000 έτη, ή εάν το ηφαίστειο εξερράγη μία φορά μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστή έκρηξη μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=0	4
<u>Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο</u> Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1-100 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 100-1000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=1 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 5000-10 000 έτη: Βαθμολογία=0	2
<u>Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο</u> Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Ροές Λάβας - Ολόκαινο</u> Βασικό Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 48-52%, και χαμηλό ιξώδες: Βαθμολογία=0 Ενδιάμεσο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 52-65%: Βαθμολογία=1 Όξινο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ >65%, και υψηλό ιξώδες: Βαθμολογία=2	1
<u>Λαχάρ - Ολόκαινο</u> Εάν Ολοκαινικά λαχάρ προσέγγισαν κατοικημένες περιοχές: Βαθμολογία=1	0
<u>Τσουνάμι - Ολόκαινο</u> Εάν δημιουργήθηκε τσουνάμι εντός του Ολόκαινου: Βαθμολογία=1	0
<u>Πιθανή Υδροθερμική έκρηξη</u> Εάν το ηφαίστειο παρουσίασε φρεατική εκρηκτική δραστηριότητα, και/ή έχει θερμικά χαρακτηριστικά ικανά να προκαλέσουν εκρηκτική δραστηριότητα: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Δομική Κατάρρευση</u> Εάν το ηφαίστειο παρήγαγε τμηματική κατάρρευση εντός του Τεταρτογενούς-Ολόκαινου και ανοικοδομήθηκε εκ νέου, ή, παρουσιάζει υψηλό ανάγλυφο με απότομες πλευρικές κλίσεις που διαφοροποιούνται: Βαθμολογία=1	1
Τελική βαθμολογία	11
Τελική βαθμολογία βάσει Συντελεστών Βαρύτητας	3,7

Πίνακας 9.15

Κριτήρια Εδαφικής Παραμόρφωσης Νισύρου

Συντελεστές Παραμόρφωσης	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Κατακόρυφης Παραμόρφωσης</u> Καθίζηση=0 Ασυνεχής Ανύψωση: Βαθμολογία=1 Συνεχής Ανύψωση: Βαθμολογία=2	1
<u>Διάρκεια Ανύψωσης</u> Εάν η διάρκεια είναι Ημέρες-Εβδομάδες: Βαθμολογία=0 Εάν η διάρκεια είναι Μήνες: Βαθμολογία=1 Εάν η διάρκεια είναι Έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η διάρκεια είναι Δεκαετίες: Βαθμολογία=3	2
<u>Ρυθμός Μετατόπισης</u> <u>Ασυνεχής Παραμόρφωση</u> Συν-Σεισμική: ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι <5 mm/yr: Βαθμολογία=0,1 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >5 mm/yr: Βαθμολογία=0,3 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 cm/yr: Βαθμολογία=0,6 Συνολική βαθμολογία=1 ΚΙΤΡΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 m/yr: Βαθμολογία=2 ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >20 m/yr: Βαθμολογία=3	0,6
Μετασεισμική: ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι <5 mm/yr: Βαθμολογία=0,1 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >5 mm/yr: Βαθμολογία=0,3 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 cm/yr: Βαθμολογία=0,6 Συνολική βαθμολογία=1 ΚΙΤΡΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 m/yr: Βαθμολογία=2 ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >20 m/yr: Βαθμολογία=3	0,1
<u>Συνεχής Παραμόρφωση</u> ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι <5 mm/yr: Βαθμολογία=0,1 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >5 mm/yr: Βαθμολογία=0,3 ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 cm/yr: Βαθμολογία=0,6 Συνολική βαθμολογία=1 ΚΙΤΡΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >2 m/yr: Βαθμολογία=2 ΠΟΡΤΟΚΑΛΙ ΚΩΔΙΚΑΣ: Εάν η ετήσια παραμόρφωση είναι >20 m/yr: Βαθμολογία=3	-
<u>Πηγή Παραμόρφωσης – Αριθμός</u> Εάν η παραμόρφωση οφείλεται σε μία μαγματική πηγή: Βαθμολογία=1 Εάν η παραμόρφωση οφείλεται σε δύο μαγματικές πηγές: Βαθμολογία=2	1
<u>Πηγή Παραμόρφωσης – Θέση</u> Εάν η κύρια πηγή παραμόρφωσης είναι υποθαλάσσια, σε ακτίνα <10 km: Βαθμολογία=0 Εάν η κύρια πηγή παραμόρφωσης είναι χερσαία: Βαθμολογία=1	1
<u>Βάθος Μαγματικού Θαλάμου</u> Εάν το βάθος του μαγματικού θαλάμου είναι <5 km: Βαθμολογία=2 Εάν το βάθος του μαγματικού θαλάμου είναι >5 km & <10 km: Βαθμολογία=1 Εάν το βάθος του μαγματικού θαλάμου είναι >10 km: Βαθμολογία=0	1
<u>Έκταση – Περιοχή Παραμόρφωσης</u> Το μέγιστο της παραμόρφωσης εκτείνεται στην πλησιέστερη περιοχή της μαγματικής πηγής, χερσαίας ή υποθαλάσσιας. Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Ακτίνα Επιρροής Παραμόρφωσης</u> Εάν παρατηρήθηκε ανύψωση σε ακτίνα <5 km της μαγματικής πηγής: Βαθμολογία=0 Εάν παρατηρήθηκε ανύψωση σε ακτίνα >5 km της μαγματικής πηγής: Βαθμολογία=1	0
<u>Παραμόρφωση - Μαγματικός Θάλαμος</u> Η παρατηρηθείσα παραμόρφωση ερμηνεύεται με μαγματικό θάλαμο που έχει δράσει εκρηκτικά στο παρελθόν (τελευταία 500 έτη) ή όχι: Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Ασεισμική Ηφαιστειακή Δράση</u> Εάν ανιχνεύθηκε ασεισμική ανύψωση ή όχι: Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
Τελική Βαθμολογία	7,7

Πίνακας 9.16**Κριτήρια Σημερινής Δραστηριότητας Νισύρου**

Συντελεστές Δραστηριότητας	
	Βαθμολογία
<u>Παρατηρηθείσα Εδαφική Παραμόρφωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, ανύψωση ή οποιαδήποτε άλλη απόδειξη διείσδυσης μάγματος? Εάν ναι: Κυμαινόμενη Βαθμολογία	7,7
<u>Παρατηρηθείσα Σεισμική Δράση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σε απόσταση 30 km του ηφαιστειακού οικοδομήματος? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσα Ατμιδική ή Μαγματική Απαέρωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, θερμή πηγή ή μαγματικά αέρια? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσες Γεωχημικές Μεταβολές</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα διαχρονική αύξηση των μαγματικής προέλευσης αερίων H ₂ S και CO ₂ ? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσα Αύξηση Θερμοκρασίας</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σημαντική αύξηση θερμοκρασίας θερμών πηγών ή ατμίδων? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
Τελική Βαθμολογία	3

9.5.4 Ηφαιστειακό Κέντρο Μήλου

Πίνακας 9.17

Κριτήρια Ιστορικής Εκρηκτικότητας Μήλου

Συντελεστές Ιστορικής Εκρηκτικότητας	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Ηφαιστείου</u> Εάν το ηφαίστειο είναι κώνος τέφρας, βασαλτικό πεδίο, μικρή ασπίδα, ή αγωγός: Βαθμολογία=0 Εάν το ηφαίστειο είναι στρωματοηφαίστειο, δόμοι λάβας, σύνθετο ηφαίστειο, Μαρ ή καλδέρα: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας</u> Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≤2: Βαθμολογία=0 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=3 ή 4: Βαθμολογία=1 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=5 ή 6: Βαθμολογία=2 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≥7: Βαθμολογία=3 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=0: Βαθμολογία=0 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστείου=1: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστές εκρήξεις εντός του Ολόκαινου και το ηφαίστειο δεν είναι πυριτικό σύστημα καλδέρας: Βαθμολογία=0	0
<u>Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥3) τα τελευταία 500 έτη: Βαθμολογία=1	0
<u>Μέγιστη Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε μέγιστη εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥4) τα τελευταία 5000 έτη: Βαθμολογία=1	0
<u>Επανάληψη Εκρήξεων</u> Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1-100 έτη: Βαθμολογία=4 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 100-1000 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 5000-10 000 έτη, ή εάν το ηφαίστειο εξερράγη μία φορά μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστή έκρηξη μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=0	1
<u>Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο</u> Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1-100 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 100-1000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=1 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 5000-10 000 έτη: Βαθμολογία=0	1
<u>Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο</u> Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Ροές Λάβας - Ολόκαινο</u> Βασικό Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 48-52%, και χαμηλό ιξώδες: Βαθμολογία=0 Ενδιάμεσο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 52-65%: Βαθμολογία=1 Όξινο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ >65%, και υψηλό ιξώδες: Βαθμολογία=2	2
<u>Λαχάρ - Ολόκαινο</u> Εάν Ολοκαινικά λαχάρ προσέγγισαν κατοικημένες περιοχές: Βαθμολογία=1	1
<u>Τσουνάμι - Ολόκαινο</u> Εάν δημιουργήθηκε τσουνάμι εντός του Ολόκαινου: Βαθμολογία=1	0
<u>Πιθανή Υδροθερμική έκρηξη</u> Εάν το ηφαίστειο παρουσίασε φρεατική εκρηκτική δραστηριότητα, και/ή έχει θερμικά χαρακτηριστικά ικανά να προκαλέσουν εκρηκτική δραστηριότητα: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Δομική Κατάρρευση</u> Εάν το ηφαίστειο παρήγαγε τμηματική κατάρρευση εντός του Τεταρτογενούς-Ολόκαινου και ανοικοδομήθηκε εκ νέου, ή, παρουσιάζει υψηλό ανάγλυφο με απότομες πλευρικές κλίσεις που διαφοροποιούνται: Βαθμολογία=1	0
Τελική βαθμολογία	7
Τελική βαθμολογία βάσει Συντελεστών Βαρύτητας	2,5

Πίνακας 9.18**Κριτήρια Σημερινής Δραστηριότητας Μήλου**

Συντελεστές Δραστηριότητας	Βαθμολογία
<u>Παρατηρηθείσα Εδαφική Παραμόρφωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, ανύψωση ή οποιαδήποτε άλλη απόδειξη διεύθυνσης μάγματος? Εάν ναι: Κυμαινόμενη Βαθμολογία	0
<u>Παρατηρηθείσα Σεισμική Δράση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σε απόσταση 30 km του ηφαιστειακού οικοδομήματος? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Παρατηρηθείσα Ατμική ή Μαγματική Απαέρωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, θερμή πηγή ή μαγματικά αέρια? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσες Γεωχημικές Μεταβολές</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα διαχρονική αύξηση των μαγματικής προέλευσης αερίων H ₂ S και CO ₂ ? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσα Αύξηση Θερμοκρασίας</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σημαντική αύξηση θερμοκρασίας θερμών πηγών ή ατμίδων? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
Τελική Βαθμολογία	0,7

9.5.5 Ηφαιστειακό Κέντρο Μεθάνων

Πίνακας 9.19

Κριτήρια Ιστορικής Εκρηκτικότητας Μεθάνων

Συντελεστές Ιστορικής Εκρηκτικότητας	
	Βαθμολογία
<u>Τύπος Ηφαιστίου</u> Εάν το ηφαίστειο είναι κώνος τέφρας, βασαλτικό πεδίο, μικρή ασπίδα, ή αγωγός: Βαθμολογία=0 Εάν το ηφαίστειο είναι στρωματοηφαίστειο, δόμοι λάβας, σύνθετο ηφαίστειο, Μαρ ή καλδέρα: Βαθμολογία=1	1
<u>Μέγιστος Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας</u> Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≤2: Βαθμολογία=0 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=3 ή 4: Βαθμολογία=1 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ=5 ή 6: Βαθμολογία=2 Εάν ο μέγιστος γνωστός ΔΗΕ≥7: Βαθμολογία=3 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστίου=0: Βαθμολογία=0 Εάν δεν έχει καταχωρηθεί από το GVP και ο τύπος ηφαιστίου=1: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστές εκρήξεις εντός του Ολόκαινου και το ηφαίστειο δεν είναι πυριτικό σύστημα καλδέρας: Βαθμολογία=0	0
<u>Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥3) τα τελευταία 500 έτη: Βαθμολογία=1	0
<u>Μέγιστη Εκρηκτική Δραστηριότητα</u> Εάν παρατηρήθηκε μέγιστη εκρηκτική δραστηριότητα (ΔΗΕ≥4) τα τελευταία 5000 έτη: Βαθμολογία=1	0
<u>Επανάληψη Εκρήξεων</u> Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1-100 έτη: Βαθμολογία=4 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 100-1000 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν το διάστημα επανάληψης είναι 5000-10 000 έτη, ή εάν το ηφαίστειο εξερράγη μία φορά μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=1 Εάν δεν είναι γνωστή έκρηξη μέσα στο Ολόκαινο: Βαθμολογία=0	1
<u>Τελευταία Έκρηξη - Ολόκαινο</u> Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1-100 έτη: Βαθμολογία=3 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 100-1000 έτη: Βαθμολογία=2 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 1000-5000 έτη: Βαθμολογία=1 Εάν η τελευταία έκρηξη κατεγράφη πριν από 5000-10 000 έτη: Βαθμολογία=0	1
<u>Πυροκλαστικές Ροές - Ολόκαινο</u> Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Ροές Λάβας - Ολόκαινο</u> Βασικό Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 48-52%, και χαμηλό ιξώδες: Βαθμολογία=0 Ενδιάμεσο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ 52-65%: Βαθμολογία=1 Όξινο Μάγμα με ποσοστά SiO ₂ >65%, και υψηλό ιξώδες: Βαθμολογία=2	2
<u>Λαχάρ - Ολόκαινο</u> Εάν Ολοκαινικά λαχάρ προσέγγισαν κατοικημένες περιοχές: Βαθμολογία=1	1
<u>Τσουνάμι - Ολόκαινο</u> Εάν δημιουργήθηκε τσουνάμι εντός του Ολόκαινου: Βαθμολογία=1	0
<u>Πιθανή Υδροθερμική έκρηξη</u> Εάν το ηφαίστειο παρουσίασε φρεατική εκρηκτική δραστηριότητα, και/ή έχει θερμικά χαρακτηριστικά ικανά να προκαλέσουν εκρηκτική δραστηριότητα: Βαθμολογία=1	1
<u>Πιθανή Δομική Κατάρρευση</u> Εάν το ηφαίστειο παρήγαγε τμηματική κατάρρευση εντός του Τεταρτογενούς-Ολόκαινου και ανοικοδομήθηκε εκ νέου, ή, παρουσιάζει υψηλό ανάγλυφο με απότομες πλευρικές κλίσεις που διαφοροποιούνται: Βαθμολογία=1	0
Τελική βαθμολογία	7
Τελική βαθμολογία βάσει Συντελεστών Βαρύτητας	2,4

Πίνακας 9.20**Κριτήρια Σημερινής Δραστηριότητας Μεθάνων**

Συντελεστές Δραστηριότητας	
	Βαθμολογία
<u>Παρατηρηθείσα Εδαφική Παραμόρφωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, ανύψωση ή οποιαδήποτε άλλη απόδειξη διείσδυσης μάγματος? Εάν ναι: Κυμαινόμενη Βαθμολογία	0
<u>Παρατηρηθείσα Σεισμική Δράση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σε απόσταση 30 km του ηφαιστειακού οικοδομήματος? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Παρατηρηθείσα Ατμιδική ή Μαγματική Απαέρωση</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, θερμή πηγή ή μαγματικά αέρια? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
<u>Παρατηρηθείσες Γεωχημικές Μεταβολές</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα διαχρονική αύξηση των μαγματικής προέλευσης αερίων H ₂ S και CO ₂ ? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	0
<u>Παρατηρηθείσα Αύξηση Θερμοκρασίας</u> Μετά την τελευταία έκρηξη, και χωρίς εκρηκτική ή εκχυτική δραστηριότητα, σημαντική αύξηση θερμοκρασίας θερμών πηγών ή ατμίδων? Εάν ναι: Βαθμολογία=1	1
Τελική Βαθμολογία	0,3

9.6 Συμπεράσματα

Με βάση την συνολική βαθμολογία που προέκυψε για κάθε ηφαιστειακό κέντρο του ΕΗΤ, αλλά και τις επί μέρους βαθμολογίες των συντελεστών της Ιστορικής Εκρηκτικότητας και Σύγχρονης Δραστηριότητας (Πίνακας 9.21) παρουσιάζεται η ανεξάρτητη κατανομή για κάθε συντελεστή, αλλά και η μεταξύ των κατανομή, η οποία ουσιαστικά αποδίδει την γενικότερη πληροφορία από μία ανεξάρτητη μόνο βαθμολόγηση. Οι μεγαλύτερες βαθμολογίες χαρακτηρίζουν το ηφαίστειο του Κολούμπου, οι αμέσως επόμενες της Νισύρου, της Σαντορίνης, της Μήλου και η μικρότερη βαθμολογία το ηφαίστειο των Μεθάνων. Είναι χαρακτηριστικό το πώς εκεί όπου ο συντελεστής της ιστορικής εκρηκτικότητας είναι μεγαλύτερος του συντελεστή της δραστηριότητας του ηφαιστείου, φέρει μεγαλύτερη βαρύτητα στην τελική βαθμονόμηση της επικινδυνότητας. Αυτό παρατηρείται πιο έντονα στα ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης (Νέας Καμμένης), αλλά και της Μήλου και των Μεθάνων, όπου η σημερινή δράση τους είναι πολύ μικρή. Βάσει της κατανομής των συντελεστών επικινδυνότητας του Σχήματος 9.13, δύναται να διακριθούν τρεις διαφορετικές ομάδες ηφαιστειακής επικινδυνότητας που χαρακτηρίζουν τον σχετικό βαθμό επικινδυνότητας κατά μήκος του ηφαιστειακού ΕΗΤ:

Πίνακας 9.21

Αποτελέσματα Βαθμολογίας Ηφαιστειακών Κέντρων ΕΗΤ

Ηφαίστειο	Βαθμός Ιστορικής Εκρηκτικότητας	Βαθμός Δραστηριότητας	Βαθμός Επικινδυνότητας	Απαιτούμενο Επίπεδο Παρακολούθησης*
Κολούμπο	4,5	4	8,5	2
Νίσυρος	3,7	3	6,7	2
Σαντορίνη	5,9	0,2	6,1	1
Μήλος	2,5	0,4	2,9	1
Μέθανα	2,4	0,3	2,7	1

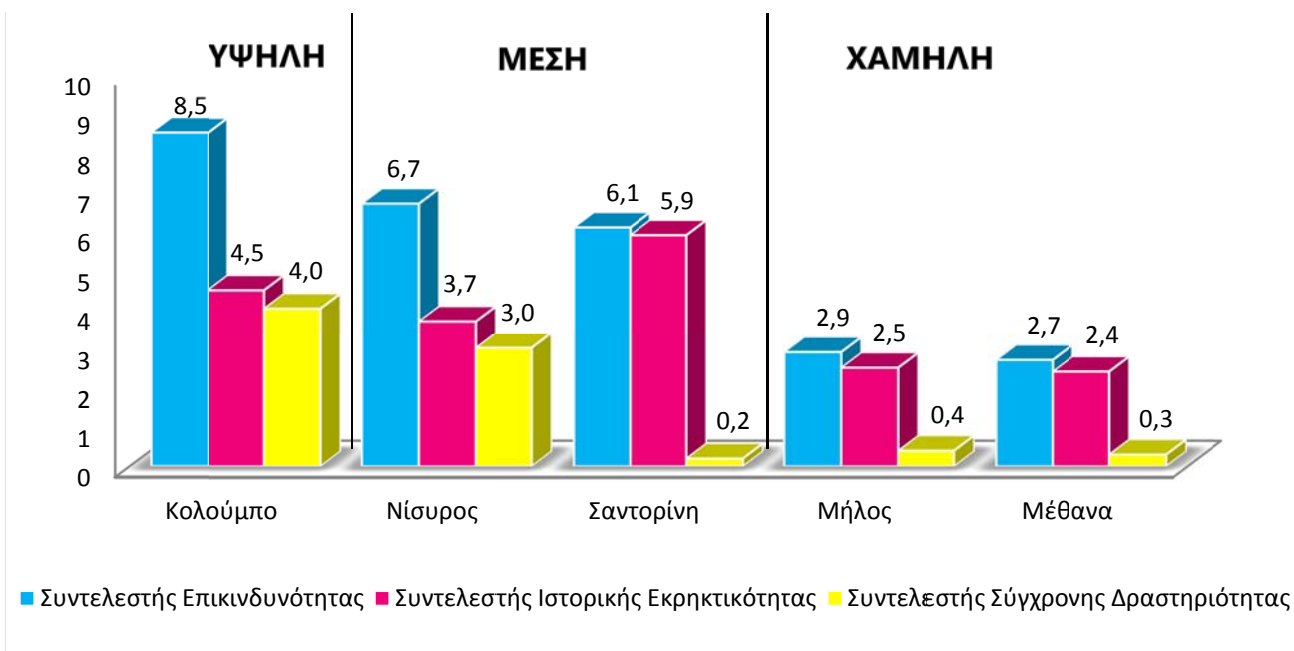
* Το προτεινόμενο επίπεδο παρακολούθησης εξετάζεται στην § 9.3.3.7

(Χρωματική διαβάθμιση: κόκκινο-υψηλή επικινδυνότητα, μπλε-μέση, γκρι-χαμηλή επικινδυνότητα)

- Το ηφαίστειο του Κολούμπου που παρουσιάζει την μεγαλύτερη συγκέντρωση βαθμολογιών χαρακτηρίζεται από σχετικά **ΥΨΗΛΗ** επικινδυνότητα.
- Τα ηφαίστεια της Νισύρου και Σαντορίνης (Νέας Καμμένης) παρουσιάζουν μικρότερη του Κολούμπου κατανομή βαθμολογιών, αλλά μεγαλύτερη των

υπολοίπων ηφαιστειακών κέντρων, και χαρακτηρίζονται από σχετικά **ΜΕΣΗ** επικινδυνότητα.

- Τα ηφαίστεια της Μήλου και των Μεθάνων χαρακτηρίζονται σχεδόν από όμοια κατανομή τιμών και συμπεριλαμβάνονται στην τρίτη ομάδα της **ΧΑΜΗΛΗΣ** επικινδυνότητας.



Σχήμα 9.13: Σχετική βαθμολογία επικινδυνότητας, ιστορικής εκρηκτικότητας και σύγχρονης δραστηριότητας βάσει των αποτελεσμάτων που παρουσιάζονται στους Πίνακες 9.9 έως 9.20 και διαχωρισμός της επικινδυνότητας (χαμηλή έως υψηλή) σε σχέση με τα ηφαιστειακά κέντρα.

9.7 Προτεινόμενη Παρακολούθηση

Μετέπειτα της βαθμονόμησης της ηφαιστειακής επικινδυνότητας ανά ηφαιστειακό κέντρο του ΕΗΤ, και της ένταξης των ηφαιστείων σε διαφορετικές ζώνες επικινδυνότητας, παρατηρήθηκε σημαντική διαφοροποίηση του ηφαιστείου του Κολούμπου εκ των άλλων ηφαιστείων. Παρουσιάζει την μεγαλύτερη σημερινή δραστηριότητα σε σχέση με τα υπόλοιπα ηφαιστειακά κέντρα. Παρ' όλα αυτά, αν ληφθεί υπ' όψιν μόνο ο βαθμός της τρέχουσας δραστηριότητας των ηφαιστείων φαίνεται ότι και το ηφαίστειο της Νισύρου παρουσιάζει σχετικά παρόμοιο συντελεστή παραμόρφωσης. Το ίδιο παρατηρείται και στα ηφαίστεια της Μήλου και των Μεθάνων, τα οποία εμφανίζουν όμοια δραστηριότητα. Η

Σαντορίνη (Νέα Καμμένη) ωστόσο, εντάσσεται στην κατηγορία της μέσης επικινδυνότητας, λόγω της μεγάλης ιστορικής εκρηκτικότητας που εμφανίζει, παρ' όλα αυτά παρουσιάζει αρκετά μικρή σημερινή δραστηριότητα.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν το γενικό πλαίσιο παρακολούθησης που απαιτείται στην περίπτωση ενός ενεργού ηφαιστείου (βάσει της σεισμικότητας, της παραμόρφωσης, της έκλυσης των αερίων, της μεταβολής των υδρολογικών συνθηκών, και της συμβολής της τηλεπισκόπησης) διακρίθηκαν δύο διαφορετικά επίπεδα παρακολούθησης που απαιτούνται στην περίπτωση των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ: α) *Επίπεδο 2* για τα ηφαίστεια του Κολούμπου και της Νισύρου, και β) *Επίπεδο 1* για τα ηφαίστεια της Σαντορίνης (Νέας Καμμένης), της Μήλου και των Μεθάνων.

Επίπεδο 1: Ελάχιστη Παρακολούθηση (Μήλος, Μέθανα)

Η παρακολούθηση του *Επιπέδου 1* παρέχει την ικανότητα ανίχνευσης μιας τρέχουσας έκρηξης ή μεγάλων μεταβολών που έλαβαν χώρα πλησίον του ηφαιστείου. Τα δεδομένα δεν συλλέγονται συστηματικά ή αντιθέτως συλλέγονται σε μεγάλα χρονικά διαστήματα (>5 έτη). Ειδικότερα απαιτείται παρακολούθηση:

Σεισμικής Δραστηριότητας: Ένας σταθμός τουλάχιστον που ανήκει σε ευρύτερο σεισμικό δίκτυο σε ακτίνα 50 km ή ένας τοπικός σταθμός πλησίον του ηφαιστείου.

Εδαφικής Παραμόρφωσης: Τοπικό γεωδαιτικό δίκτυο και επαναλαμβανόμενες μετρήσεις με χρονικά διαστήματα αρκετών ετών, και επί πλέον, συναφή διαφορικά συμβολογραφήματα InSAR.

Έκλυσης Αερίων: Σπάνιες μετρήσεις αερίων προς αναγνώριση μη φυσιολογικής απαέρωσης.

Υδρολογικών Μεταβολών: Απογραφή θερμοκρασιών και βασικής χημείας ατμίδων και θερμών πηγών και πηγαδιών. Όπου διακρίνεται ενδεχόμενο δημιουργίας λαχάρ, ελέγχεται παλαιά συμπεριφορά λαχάρ και ροής ηφαιστειακών κορημάτων, συμπεριλαμβανομένου της υδροθερμικής εναλλαγής και της σταθερότητας της εδαφικής κλίσης.

Τηλεπισκόπησης: Δορυφορικές εικόνες Landsat (ανάλυσης 15-30 m), και εξέταση ηφαιστειακών νεφών από την μετεωρολογική υπηρεσία.

Επίπεδο 2: Περιορισμένη Παρακολούθηση – Ανίχνευση Μεταβολών (Σαντορίνη, Νίσυρος)

Η παρακολούθηση του *Επιπέδου 2* παρέχει την ικανότητα ανίχνευσης της συχνής δραστηριότητας σχεδόν σε πραγματικό χρόνο, έτσι ώστε να αναγνωρίζεται οποιαδήποτε ακανόνιστη συμπεριφορά του ηφαιστείου. Απαιτείται παρακολούθηση:

Σεισμικής Δραστηριότητας: Ένας με δύο σταθμοί τουλάχιστον, οι οποίοι ανήκουν σε ευρύτερο σεισμικό δίκτυο σε ακτίνα 10 km.

Εδαφικής Παραμόρφωσης: Τοπικό γεωδαιτικό δίκτυο με τουλάχιστον τρεις συνεχείς σταθμούς GPS (ή ακόμα και κλισιόμετρα) στην γειτονική περιοχή γύρω από το ηφαίστειο. Παρατηρήσεις InSAR είναι πιθανές επί ετήσιας βάσεως με προτιμητέες τις καλοκαιρινές περιόδους. Ο συνδυασμός των δύο τεχνικών ευνοεί τόσο χωρικά, όσο και χρονικά την αναγνώριση της γεωδαιτικής φύσεως δραστηριότητας, η οποία χαρακτηρίζεται ως μικρού βαθμού.

Έκλυσης Αερίων: Επαναλαμβανόμενες μετρήσεις αερίων πρέπει να διεξάγονται ώστε να υπολογισθεί ο βαθμός έκλυσης του διοξειδίου του άνθρακα – CO₂ - (αλλά και πρόσθετων σημαντικών ηφαιστειακών αερίων) προς αναγνώριση σημαντικών μεταβολών λόγω απαέρωσης.

Υδρολογικών Μεταβολών: Αναλυτική βάση δεδομένων για θερμοκρασιακές, γεωχημικές και ισοτοπικές παραμέτρους που αφορούν αέρια και ρευστά πρέπει να υφίσταται, με προγραμματισμένη δειγματοληψία. Παράλληλα, καταγράφονται και τα επίπεδα της στάθμης του νερού σε πηγάδια.

Τηλεπισκόπησης: Τακτική επεξεργασία και αξιολόγηση μετεωρολογικών δορυφορικών εικόνων περίπου σε πραγματικό χρόνο (π.χ. AVHRR, GOES) και/ή δορυφορικών εικόνων (π.χ. MODIS), για την εξέταση νεφών στάχτης και την ανάλυση αυξανόμενων θερμοκρασιών και θερμικών ανωμαλιών της εδαφικής

επιφάνειας. Σε μία τέτοια διαδικασία θα πρέπει να υπάρχει αρχείο αεροφωτογραφιών και/ή δορυφορικών εικόνων με υψηλή χωρική ανάλυση (1 m, π.χ. IKONOS, Quickbird).

Σε ενδεχόμενη αύξηση της δραστηριότητας τα επίπεδα παρακολούθησης οφείλουν να αλλάξουν και να διεξαχθούν σε πραγματικό χρόνο με λεπτομερείς εφαρμογές των μεθόδων, που αφορούν την ανίχνευση της προ-εκρηκτικής και της εκρηκτικής μεταβολής και της ανάπτυξης και εφαρμογής μοντέλων της εξελισσόμενης αναμενόμενης δραστηριότητας.

Πίνακας 9.22

Επίπεδα Συναγερμού & Πιθανότητα Έκρηξης Συναρτήσει Συνθηκών Ηφαιστείου

ΕΠΙΠΕΔΟ ΣΥΝΑΓΕΡΜΟΥ	ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ	ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑ ΕΚΡΗΞΗΣ
ΒΑΣΙΚΗ	Ασήμαντες μεταβολές στις παρατηρηθείσες παραμέτρους	ΠΟΛΥ ΜΙΚΡΗ
ΠΡΟΣΟΧΗ	Σημαντικές μεταβολές στις παρατηρηθείσες παραμέτρους	ΜΙΚΡΗ
ΠΡΟ-ΣΥΝΑΓΕΡΜΟΣ	Πρόσθετες μεταβολές στις παρατηρηθείσες παραμέτρους	ΜΕΣΑΙΑ
ΚΟΚΚΙΝΟΣ ΣΥΝΑΓΕΡΜΟΣ	Φαινόμενα που υποδεικνύουν προ-εκρηκτικό δυναμικό	ΜΕΓΑΛΗ

Τα επίπεδα συναγερμού ακολουθούν και τις αντίστοιχες χρωματικές διαβαθμίσεις

Συμπερασματικά, η παρούσα κατάσταση των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ υποδεικνύει χαμηλή σεισμική δραστηριότητα, χαμηλή εδαφική παραμόρφωση και ασήμαντες μεταβολές στην σύσταση και θερμοκρασία των ατμίδων – θερμών πηγών. Υιοθετώντας το σύστημα συναγερμού της INGV στην Ιταλία (National Institute of Geophysics & Volcanology) (Civil Protection Corps, www.protezionecivile.it), το ενεργό ΕΗΤ κατέχει προς το παρόν το βασικό επίπεδο (ΠΡΑΣΙΝΟΣ ΚΩΔΙΚΑΣ) συναγερμού (Πίνακας 9.22).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι τεχνικές DGPS-DInSAR εφαρμόστηκαν στην περιοχή του ΕΗΤ, ώστε βάσει της εδαφικής παραμόρφωσης που υπολογίστηκε, αλλά και άλλων διαθεσίμων δεδομένων, να εξαχθούν συμπεράσματα αναφορικά με την ηφαιστειακή επικινδυνότητα ανά περιοχή μελέτης (Δυτικό, Κεντρικό & Ανατολικό Τόξο) και συνολικά για όλο το ΕΗΤ. Για αυτόν τον λόγο ανεπτύχθη ένα μοντέλο βαθμονόμησης της εδαφικής παραμόρφωσης, το οποίο στηρίζεται σε χωρικές, χρονικές και ποσοτικές παραμέτρους της παραμόρφωσης. Οι εν λόγω παράμετροι προέκυψαν από την μελέτη των χρονοσειρών παραμόρφωσης, γεγονός που αποτελεί μεγάλο πλεονέκτημα της μεθόδου GPS. Από την διακύμανση της εδαφικής παραμόρφωσης, είναι σημαντικό να διακριθούν φαινόμενα ανύψωσης του εδάφους, τα οποία ενδεχομένως υποδεικνύουν την ενεργή δράση των ηφαιστειών. Εν τούτοις, από τα ηφαιστειακά κέντρα του ΕΗΤ, ανύψωση αναγνωρίσθηκε μόνο στα ηφαιστειακά κέντρα της Νισύρου και Κολούμπου. Η συν-σεισμική ανύψωση (20 mm) που παρατηρήθηκε στην Νίσυρο αποτέλεσε καθοριστικό παράγοντα του χαρακτηρισμού της δραστηριότητας του ηφαιστείου. Με βάση την εν λόγω παραμόρφωση οριοθετήθηκαν διαφορετικές κατηγορίες δράσης των ηφαιστειακών κέντρων. Το ηφαιστειακό κέντρο της Νισύρου εντάσσεται στην κατηγορία της *Μέτριας-έως-Ισχυρής* δράσης, χωρίς να συνιστά άμεσο κίνδυνο. Στο ίδιο πλαίσιο κατηγοριοποίησης των ρυθμών παραμόρφωσης, τα υπόλοιπα ηφαιστειακά κέντρα εντάσσονται στην κλάση της *Ασθενούς Δράσης*.

Η συμβολή της εδαφικής παραμόρφωσης στην εκτίμηση της ηφαιστειακής επικινδυνότητας, βασίσθηκε στα ηφαιστειακά κέντρα που υπέδειξαν ανύψωση (Κολούμπο & Νίσυρο), και επέτρεψε τον προσδιορισμό της σημερινής ηφαιστειακής δραστηριότητας. Παρ' όλα αυτά για να χαρακτηριστεί η ολοκληρωμένη σημερινή δράση των ηφαιστειακών κέντρων, ελήφθησαν υπ' όψιν και η σεισμική δραστηριότητα, το υδροθερμικό πεδίο και οι γεωχημικές μεταβολές, σε συνδυασμό με την ιστορική/προϊστορική εκρηκτικότητα των επί μέρους ηφαιστειακών κέντρων, η οποία και βαθμονομήθηκε ανεξάρτητα, σύμφωνα με κατάλληλα επιλεγθείσες παραμέτρους.

Τα αποτελέσματα της εκτίμησης της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας υποδεικνύουν «Υψηλή Επικινδυνότητα» στο ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπου, «Μέση Επικινδυνότητα» στα ηφαιστειακά κέντρα της Νισύρου και Σαντορίνης (Νέας Καμμένης) και «Χαμηλή Επικινδυνότητα» στα ηφαιστειακά κέντρα της Μήλου και Μεθάνων. Παρ' όλο που η Νίσυρος χαρακτηρίζεται από μικρότερο εκ του Κολούμπου βαθμό επικινδυνότητας, εν τούτοις υποδηλώνει περίπου όμοια σημερινή δραστηριότητα. Η διαφορά ωστόσο οφείλεται στην μεγαλύτερη ιστορική δραστηριότητα που χαρακτηρίζει το ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπου. Αντιστοίχως, τα ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης (Νέας Καμμένης), της Μήλου και των Μεθάνων δεν εκδηλώνουν προς το παρόν ενεργή εδαφική παραμόρφωση (ανύψωση) και επομένως υποδηλώνουν μικρή σημερινή ηφαιστειακή δραστηριότητα και κατ' επέκταση μικρή ηφαιστειακή επικινδυνότητα.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν το γενικό πλαίσιο παρακολούθησης που απαιτείται στην περίπτωση ενός ενεργού ηφαιστείου (βάσει της σεισμικότητας, της παραμόρφωσης, της έκλυσης των αερίων, της μεταβολής των υδρολογικών συνθηκών, και της συμβολής της τηλεπισκόπησης) διακρίθηκαν δύο διαφορετικά επίπεδα παρακολούθησης που απαιτούνται στην περίπτωση των ηφαιστειακών κέντρων του ΕΗΤ: α) *Επίπεδο 2*, για τα ηφαίστεια του Κολούμπου και της Νισύρου, τα οποία θα πρέπει να παρακολουθούνται σχεδόν σε πραγματικό χρόνο, και β) *Επίπεδο 1*, για τα ηφαίστεια της Σαντορίνης (Νέας Καμμένης), της Μήλου και των Μεθάνων, για τα οποία δεν απαιτείται συστηματική συλλογή δεδομένων παρακολούθησης.

Η ανάπτυξη της παρουσιασθείσας βαθμονόμησης και εκτίμησης της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας αποτελεί σημαντική καινοτομία διότι: (α) δεν έχει πραγματοποιηθεί ανάλογη εργασία στον παρελθόν για τον Ελλαδικό χώρο, (β) αποτελεί την βάση ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης, συνδυαστικά για όλο το μήκος του ΕΗΤ, (γ) στηρίζεται σε πλήθος δεδομένων που αφορούν τόσο τις ιστορικές/προϊστορικές καταγραφές εκρήξεων, όσο και την σημερινή παρακολούθηση των πρόδρομων φαινομένων των εκρήξεων (σεισμικότητα, εδαφική παραμόρφωση, γεωχημικές & υδροθερμικές μεταβολές). Η ανάπτυξη της αυτόνομης βαθμονόμησης της εδαφικής παραμόρφωσης που στηρίχθηκε σε χωρο-χρονικές παραμέτρους απεδείχθη ότι αποτέλεσε σημαντική συμβολή στην εκτίμηση της Ηφαιστειακής Επικινδυνότητας.

Η εδαφική παραμόρφωση στα ηφαίστεια του ΕΗΤ αναγνωρίστηκε και υπολογίστηκε με δορυφορικές μεθόδους υψηλής ακρίβειας που βασίζονται τόσο σε δίκτυα

GPS, όσο και της Συμβολομετρίας Ραντάρ (InSAR). Αποτελούν τις πλέον σύγχρονες δορυφορικές τεχνικές προσδιορισμού της εδαφικής παραμόρφωσης σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα. Οι δύο τεχνικές παρέχουν την θεώρηση και τρόπους προσέγγισης για την σχέση μεταξύ βαθιάς μαγματικής διείσδυσης, της εδαφικής μετατόπισης και των επικείμενων μηχανισμών έκρηξης, ενώ είναι άκρως συμπληρωματικές, με την πρώτη (InSAR) να καλύπτει περιοχές μεγάλης έκτασης και για μεγάλο χρονικό διάστημα, και την δεύτερη (GPS) να παρέχει λεπτομερείς χρονοσειρές για συγκεκριμένες θέσεις.

Το GPS αποτελεί σημαντική και συνήθη τεχνική στα πεδία της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών και γεωδυναμικής, διότι επιτρέπει την απ' ευθείας μέτρηση της κίνησης του φλοιού σε επιλεγμένα σημεία της επιφάνειας της Γης. Οι μέθοδοι και οι διαδικασίες που εφαρμόστηκαν απέβλεπαν στην απόκτηση σύμφωνων αποτελεσμάτων με όσο το δυνατόν μεγαλύτερες ακρίβειες, ώστε να επιτευχθεί μια πιο αξιόπιστη ερμηνεία. Οι πιο σημαντικές απαιτήσεις ορίζουν ένα σύμφωνο πλαίσιο αναφοράς και υψηλής ποιότητας σταθμούς αναφοράς, ώστε να μειωθούν τα συστηματικά σφάλματα. Βασιζόμενοι σε αυτήν την αρχή, επετεύχθη η σύμφωνη επίλυση όλων των δικτύων στο πλαίσιο αναφοράς ITRF2000. Επί πλέον, ορίστηκαν στο ETRF2000, αλλά και σε τοπικό σταθμό αναφοράς για την μελέτη των τοπικών παραμορφώσεων. Τα αποτελέσματα GPS που παρουσιάστηκαν με χωρικές μετατοπίσεις, ταχύτητες, και χρονοσειρές, επιβεβαιώνουν και βελτιώνουν πολλά προηγούμενα γεωδαιτικά, γεωλογικά και σεισμολογικά πορίσματα και αποκαλύπτουν νέους κινηματικούς περιορισμούς που επιτρέπουν νέες προσεγγίσεις στην κινηματική των υπό μελέτη ηφαιστειακών περιοχών.

Αναφορά πρέπει να γίνει στην συνέργεια των δύο τεχνικών DGPS-DInSAR και την εξαγωγή κοινών αποτελεσμάτων και αποκλίσεων ανά περιοχή μελέτης. Για την περιοχή της Σαντορίνης, η εφαρμογή των δύο μεθόδων επέδειξε κοινά αποτελέσματα στην περιοχή της Νέας Καμμένης. Η Νέα Καμμένη υποδεικνύει σταδιακή καθίζηση που υπολογίστηκε και με τις δύο εφαρμοσθείσες τεχνικές. Τα αποτελέσματα DInSAR και DGPS υποδεικνύουν καθίζηση της τάξης των 7 mm/yr για το διάστημα 1993-2006 και 5 mm/yr για το διάστημα 1994-2005, αντιστοίχως. Εν τούτοις, τα αποτελέσματα είναι ιδιαίτερα αξιόλογα, η ακρίβεια επίλυσης εντός των ορίων των σφαλμάτων (<14 mm και <5-6 mm για DInSAR και DGPS αντιστοίχως), αλλά πρέπει να τονισθεί η διαφορετική περίοδος παρακολούθησης των δύο μεθόδων και η διαφορετική ακρίβεια των τεχνικών, στην οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης. Βάσει των παρατηρήσεων GPS

επιλύονται με ακρίβεια οι οριζόντιες συνιστώσες της κίνησης, ενώ με τα δεδομένα DInSAR εκφράζεται η παραμόρφωση στην διεύθυνση παρατήρησης του δορυφόρου, η οποία με την σειρά της αποδίδει κυρίως τις μεταβολές της επιφάνειας στην κατακόρυφη διάσταση. Έτσι: (α) στην περίπτωση της Νέας Καμμένης δόθηκε και από τις δύο μεθόδους η γενική τάση της καθοδικής κίνησης, αλλά επίσης υπολογίστηκαν και όμοιες εδαφικές μετατοπίσεις, με αποκλίσεις των $\pm(4-7)$ mm (σε περιπτώσεις περιοχών μελέτης με μεγάλη χρονική ανάλυση, όπως συμβαίνει με την 11-ετή παρακολούθηση του ηφαιστείου της Σαντορίνης, τα κατακόρυφα αποτελέσματα και των δύο τεχνικών μπορούν να αποδοθούν ποσοτικά με αρκετά καλή ακρίβεια) και (β) στην περίπτωση της Νισύρου τα αποτελέσματα και των δύο μεθόδων ήταν όμοια για τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα. Η τάση της κατακόρυφης κίνησης, η οποία εναλλάχτηκε από ανύψωση σε καθίζηση και εκ νέου σε ανύψωση από το 1996 έως το 2002, παρουσιάζεται ίδια και στις δύο των περιπτώσεων. Τα διαφορικά συμβολογραφήματα ωστόσο καλύπτουν μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα (ώστε να καθίσταται δυνατόν να συσσωρευθεί η τρέχουσα παραμόρφωση), οπότε η συμβολή των μετρήσεων GPS που επανελήφθησαν έως και τρεις φορές κατά την διάρκεια ενός έτους ήταν ιδιαίτερα σημαντική, εφ' όσον ελήφθησαν περισσότερες πληροφορίες για τις περιόδους καθίζησης και ανύψωσης.

Με την ανάλυση GPS περιεγραφή η σύγχρονη κίνηση και παραμόρφωση του φλοιού του ενεργού ΕΗΤ. Συγκεκριμένα, η κατανομή των οριζόντιων ταχυτήτων κατά μήκος του ΕΗΤ, προσδιορίζει μεγαλύτερη κίνηση στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα (35 mm/yr), και μικρότερη στο δυτικό (20-27 mm/yr). Οι μεγαλύτερες ταχύτητες που υπολογίστηκαν στο Κεντρικό και ΝΑ Αιγαίο διαφοροποιούν τον Σαρωνικό Κόλπο από το υπόλοιπο ΕΗΤ. Κατ' επέκταση, τα αποτελέσματα της διατριβής ενισχύουν τα προτεινόμενα κινηματικά μοντέλα (Κεφάλαιο 1) που ορίζουν το Νότιο Αιγαίο ως μία ενιαία κινηματική ενότητα.

Τα ηφαίστεια κατά μήκος του ΕΗΤ ευρίσκονται σε περίοδο ύφεσης, και το γεγονός αυτό αποδεικνύεται από την υπολογισθείσα καθίζηση. Οι κατακόρυφες κινήσεις στους σταθμούς αναφοράς των δικτύων, σε σχέση με την Ευρώπη, υποδεικνύουν καθίζηση -1,4 mm/yr για την Σαντορίνη, -6 mm/yr για την Νίσυρο, -3 mm/yr για την Αίγινα, -8 mm/yr για τα Μέθανα, -3 mm/yr για την Αθήνα. Η καθίζηση που υπολογίστηκε στην Νίσυρο υποδηλώνει μεγάλη διαφορά σε σχέση με την Σαντορίνη. Πιθανότατα οφείλεται στην πιο πρόσφατη δραστηριότητα που εκδηλώθηκε στην Νίσυρο. Τα κατακόρυφα αποτελέσματα GPS ερμηνεύτηκαν με ιδιαίτερη προσοχή ώστε να μην υπερεκτιμηθούν λόγω της

μεγαλύτερης αβεβαιότητας που εμπεριέχουν. Ωστόσο, τα δίκτυα Σαντορίνης και Νισύρου βασίστηκαν σε σταθμούς με μεγάλες χρονοσειρές GPS και καλή ποιότητα δεδομένων (μικρά σφάλματα), με αποτέλεσμα να είναι δυνατόν να δοθούν οι τάσεις, αλλά και τα μεγέθη της σχετικής ανύψωσης και καθίζησης. Το ίδιο δεν ισχύει για το δίκτυο του Σαρωνικού Κόλπου, λόγω του μικρού χρονικού διαστήματος παρακολούθησης.

Οι χρονοσειρές των παρατηρήσεων GPS της Νισύρου επέτρεψαν την αναγνώριση των σεισμικών γεγονότων της περιόδου 1997. Παρέχουν την πληροφορία για την συν- και μετα-σεισμική συμπεριφορά των σταθμών. Δόθηκε επομένως η δυνατότητα να μελετηθεί το ηφαιστείο σε δύο περιόδους: (α) κατά την περίοδο της σεισμικής έξαρσης (1997-1998) και (β) μετά το τέλος της σεισμικής περιόδου (1998-2002). Η συν-σεισμική ανύψωση υπολογίστηκε στα 20 mm, αποκαλύπτοντας έντονες κινήσεις στην ΒΔ περιοχή της Νισύρου. Το ρήγμα Μανδρακίου στην ίδια περιοχή υποδεικνύει εφελκυσμό για την σεισμική περίοδο περί τα 17 mm. Δηλαδή, είναι εμφανές ότι κατά την χρονική περίοδο 1996-1997, μηχανισμοί διόγκωσης του ηφαιστείου που έλαβαν χώρα μεταξύ των σεισμών, προκάλεσαν συσσώρευση τάσεων η οποία απελευθερώθηκε μέσω των σεισμικών γεγονότων. Με την απομάκρυνση της συν-σεισμικής παραμόρφωσης, η ταχύτητα οριζόντιας κίνησης της Νισύρου σε σχέση με την Ευρώπη μειώθηκε από 35 mm/yr σε 32 mm/yr.

Ένα βασικό συμπέρασμα που εξήχθη, αφορά την αξιολογή επιρροή του τεκτονισμού στα ηφαιστειακά κέντρα Σαντορίνης και Νισύρου, κατά την σημερινή περίοδο ηρεμίας. Οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες και ορίζουν διαφορετικά ρηξιτεμάχη, εμφανίζουν την δική τους κινηματική, επηρεάζοντας την γεωδυναμική εξέλιξη των ηφαιστείων. Χαρακτηριστικά στο ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης, η ρηξιγενής ζώνη της Νέας Καμμένης προκαλεί εφελκυσμό στην Νέα Καμμένη κατά 1,3 mm/yr, η οποία συσχετιζόμενη με την καθίζηση που επίσης πραγματοποιείται, περί τα 3,9 mm/yr (μεταξύ βορείου και κεντρικού τμήματος), αντανakλά εν τέλει την σημαντική συμβολή του τεκτονισμού. Βάσει των κινήσεων που αναγνωρίστηκαν στους σταθμούς εκατέρωθεν της ζώνης, και της προκύπτουσας κινηματικής τους, η ρηξιγενής ζώνη φαίνεται να έχει κανονικό χαρακτήρα. Η γενική κινηματική και για τα δύο ηφαιστειακά κέντρα υποδεικνύει ότι οφείλεται κυρίως σε σύνθετο τεκτονικό καθεστώς, χωρίς βέβαια να αποκλείεται και η συμβολή των μαγματικών διεργασιών (διείσδυση), οι οποίες δεν λαμβάνουν χώρα σε μία σημαντική κλίμακα, λόγω της απουσίας των συνοδών φαινομένων (υψηλή θερμική ροή, αυξημένη

υδροθερμική δραστηριότητα κτλ.). Παρ' όλα αυτά τίθεται το ερώτημα κατά πόσο δύνανται να επιλυθούν οι μαγματικές ή τεκτονικές κινήσεις του φλοιού σε ένα τόσο σύνθετο μικρής κλίμακας γεωδυναμικό πεδίο.

Σημαντική εργασία της παρούσας έρευνας αποτέλεσε η εγκατάσταση δικτύου σταθμών GPS στον Σαρωνικό Κόλπο, για πρώτη φορά, το έτος 2006. Επέτρεψε την κινηματική μελέτη της νεοτεκτονικής Λεκάνης του Σαρωνικού. Αποδεικνύεται ότι η Αίγινα που τοποθετείται στην ανατολική λεκάνη εμφανίζει διαφορετική κινηματική συμπεριφορά από τα Μέθανα και το Σουσάκι. Παρ' όλο που στην ενδιάμεση περιοχή μεταξύ των τελευταίων έχει παρατηρηθεί εφελκυσμός, μέσω κανονικών ρηγμάτων που οριοθετούν τεκτονικές τάφρους, υπολογίστηκε όμοια ταχύτητα κίνησης (25-27 mm/yr), υποδηλώνοντας μικρή εσωτερική παραμόρφωση.

Η ανάλυση του εντατικού πεδίου παραμόρφωσης στον Σαρωνικό Κόλπο επέδειξε διαφορετικούς τανυστές παραμόρφωσης για την δυτική και ανατολική λεκάνη. Ο Δυτικός Σαρωνικός φαίνεται να κυριαρχείται τόσο από εφελκυσμό, όσο και από συμπίεση, ενώ ο Ανατολικός Σαρωνικός από συμπίεση. Ο εφελκυσμός που παρατηρείται στην δυτική λεκάνη φαίνεται να επηρεάζεται από τον κύριο εφελκυσμό που λαμβάνει χώρα δυτικότερα, στον Κορινθιακό Κόλπο, μέσω των Α-Δ ρηγμάτων του Κορινθιακού που προεκτείνονται και στον Σαρωνικό Κόλπο. Η μετάβαση από τον σχετικό εφελκυσμό στα δυτικά, στην σχετική συμπίεση στα ανατολικά φαίνεται να ελέγχεται επίσης από την κύρια ζώνη τεκτονικής αποκόλλησης της Αττικής, η οποία φαίνεται να συνεχίζει και εντός της λεκάνης του Σαρωνικού. Από την άλλη, ο σημαντικός αριθμός ρηγμάτων στην δυτική πλευρά, σε σχέση με τα λιγότερα ρήγματα στην ανατολική πλευρά, φαίνεται επίσης να επηρεάζει την προαναφερθείσα μετάβαση. Θα μπορούσε να υποτεθεί ότι ένα τμήμα ρηγμάτων στον Ανατολικό Σαρωνικό παραμορφώνεται μερικώς ασεισμικά.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Altamini Z., Sillard P. & Boucher C. (2002). ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *J. Geophys. Res.*, 107(B10):2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Amelung F., Galloway D.L., Bell J.W., Zebker H.A. & Lacznia R.J. (1999). Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology*, 27, 483–486.
- Amelung F., Jonsson S., Zebker H. & Segall P. (2000). Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galapagos volcanoes observed with radar Interferometry. *Nature*, 407, 993-996.
- Anastasakis G. & Piper D.J.W. 2005. Late Neogene evolution of the South Aegean volcanic arc: sedimentary imprint of volcanicity around Milos. *Mar. Geol.* 215, 135– 158.
- Angelier J., Cantagrel J.M. & Vilminot J.C. (1977). Neotectonique cassante et volcanisme plio-quaternaire dans l' arc Eggen. Interme: l' île de Milos (Grece). *Bull. Soc. Geol. France*, 19(1), 119-124.
- Angelier J. (1979). Neotectonique de l' arc Eggen. *Geol. Soc. Ged. Nord, Publ.* 3, 1-417.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E. & Huchon P. (1982). The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86, 159-196.
- Antonopoulos J. (1992). The great Minoan eruption of Thera volcano and the ensuing tsunami in the Greek archipelago. *Natural Hazards*, 5, 153-168.
- Aoki Y., Segall P., Kato T., Cervelli P. & Shimada S. (1999). Imaging magma transport during the 1997 seismic swarm off the Izu Peninsula, Japan: *Science*, 286, 927-930.
- Armijo R., Hubert A. & Barka A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27(3), 267-270.
- Armijo R., Lyon-Caen H. & Papanastassiou D. (1992). E-W Extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.
- Armijo R., Meyer B., King G., Rigo A. & Papanastassiou D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126, 11 – 53.
- Argus D.F. & Gordon R.G. (1991). No-net rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.* 18, 2038-2042.
- Ayhan M.E., Demir C., Lenk O., Kilicoglu A., Altiner Y., Barka A.A., Ergintav S. & Ozener H. (2002). Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 216–229.

- Bamler R. (1997). Digital Terrain Models from Radar Interferometry. In: Photogrammetric Week '97, Fritsch D. & Hobbie D. (eds.), Wichmann, Karlsruhe, 93-105.
- Bamler R., Adam N., Davidson G.W. & Just D. (1998b). Noise-induced slope distortion in 2-D phase unwrapping by linear estimators with application to SAR Interferometry. *IEEE Trans. GARS*, 36(3), 913–921.
- Bamler R. & Einder (1996). ScanSAR processing using standard high precision SAR algorithms. *IEEE Trans. GARS*, 34(1):212-218.
- Bamler R. & Hartl P. (1998a). Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Inverse Problems* 14(4), R1–R54.
- Barton M. & Huijsmans J.P.P. (1986). Post-caldera dacites from Santorini volcanic complex, Aegean Sea, Greece : an exmple of eruption of lavas of near constant composition over a 2,200 year period. *Contrib. Miner. Petrol.*, 94, 472-495.
- Bath M. (1983). The seismology of Greece. *Tectonophysics*, 98, 165- 180.
- Battaglia M., Segall P. & Roberts C. (2003). The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. 2: Constraining the nature of the source using geodetic and micro-gravity data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 127, 219– 245.
- Βλάχου Κ. (2006). GPS μετρήσεις στην ευρύτερη περιοχή του Πατραϊκού Κόλπου, Αθήνα, (MSc, in Greek).
- Betancourt P.P. (1987). Dating the Aegean Late Bronze Age with radiocarbon. *Archaeometry*, 29, 9-45.
- Benetatos C., Kiratzi A., Papazachos C. & Karakaisis G. (2004). Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Trench. *Journal of Geodynamics*, 37, 253-296.
- Bijwaard H., Spakman W. & Engdahl E.R. (1998). Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103(B12), 30055-30078.
- Blong R. & McKee C. (1995). The Rabaul Eruption 1994: Macquarie University, NSW 2109 Australia, Natural Hazards Research Center, 52 p.
- Bohnhoff M., Rische M., Meier Th., Endrun B., Becker D., Harjes H-P. & Stavrakakis G. (2004). CYC-NET: A Temporary Seismic Network on the Cyclades (Aegean Sea, Greece). *Seismological Research Letters*, 75(3), 352-359.
- Bohnhoff M., Rische M., Meier Th., Becker D., Stavrakakis G. & Harjes H-P. (2006). Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini–Amorgos zone. *Tectonophysics*, 423, 17–33.
- Bond A. & Sparks R.S.J (1976). The Minoan eruption of Santorini, Greece. *J. Geol. Soc., London*, 132, 1-16.
- Borgstrom S., Casu F., Del Gaudio C., De Martino, P. Euillades P.A., Grosse P., Manzo M., Ricciardi G.P., Ricco C., Siniscalchi V., Zeni G. & Lanari R. (2004). Geodetical monitoring of the Phlegrean

- Volcanic District (Naples, Italy). 5th International Symposium on Eastern Mediaterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 14-20 April 2004, 678-681.
- Bornhoff M., Makris J., Papanikolaou D. & Stavrakakis G. (2001). Crustal investigation of the Hellenic subduction zone usinf wide-aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343, 239-262.
- Bornovas J. 1953. On the earthquakes of Nisyros in January 1953. Unpublished report, Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens, Greece.
- Bostrom K. & Widenfalk L. (1984). The origin of iron-rich muds at the Kameni Islands, Santorini, Greece. *Chem. Geol.*, 42, 203-218.
- Boucher C. & Altamini Z. (2008). Memo : Specifications for reference frame fixing in the analysis of a EUREF GPS campaign.
- Boucher C., Altamini Z., Sillard P. & Feissel-Vernier M. (2004). The ITRF2000. IERS Technical Note 31, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Brique L., Javoy M., Lancelot J.R. & Tatsumoto M. (1986). Isotope geochemistry of recent magmatism in the Aegean Arc : Sr, Nd, Hf and O isotopic ratios in the lavas of Milos and Santorini-geodynamic implications-. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 80, 41-54.
- Brombach T., Cardellini C., Chiodini G., Hunziker J.C. & Marini L. (2001). Soil diffuse degassing and thermal energy fluxes from the southern Lakki plain, Nisyros (Greece). *Gephys. Res. Lett.*, 28, 1, 69-72.
- Brombach T., Caliro S., Chiodini G., Fiebig J., Hunziker J.C. & Raco B. (2003). Geochemical evidence for mixing of magmatic fluids with seawater, Nisyros hydrothermal system, Greece. *Bull. Volcanol.* 65, 505–516.
- Brombach T., Cardellini C., Chiodini G., Hunziker J.C. & Marini L. (2001). Soil degassing and thermal energy fluxes from the southern Lakki Plain, Nisyros (Greece). *Geophys. Res. Lett.*, 28:69–72.
- Brooks M., Clews J.E., Melis N.S. & Underhill J.R. (1988). Structural development of Neogene basins in western Greece. *Basin Res.*, 1, 129– 138.
- Budetta G., Condarelli D., Fytikas M., Kolios N., Pascale G., Rapolla A. & Pinna E. (1984). Geophysical prospecting on the Santorini islands. *Bulletin of Volcanology*, 47, 447–466.
- Bürgmann R., Rosen P.A. & Fielding E.J. (2000). Synthetic Aperture Radar Interferometry to measure Earth's Surface Topography and its Deformation, *Ann. Rev. Eath Planet. Sci.*, 28, 169–209.
- Butuzova G.Y. (1978). Postvolcanic Activity of the Santorini Volcano and its Influence on Sediment and Ore formation. Thera and Aegean World. In: Doumas C. (ed). Thera and Aegean World, 287-296.
- Caputo M., Panza G.F. & Postpischl D. (1970). Deep structure of the Mediterranean basin, *J. Geophys. Res.*, 75, 4919–4923.
- Chen C.W. & Zebker H.A. (2002). Phase Unwrapping for Large SAR Interferograms: Statistical Segmentation and Generalized Network Models. *GeoRS(40)*, 8, 1709-1719.

- Chiodini G., Brombach T., Caliro S., Cardellini C., Marini L. & Dietrich V. (2002) Geochemical indicators of possible ongoing volcanic unrest at Nisyros Island (Greece). *Geophys. Res. Lett.*, 29(16).
- Chiodini G., Cioni R., Di Paola G.M., Dotsika E., Fytikas M., Guidi M., Leonis C., Lyberopoulou V., Margo G., Marini L., Meletidis S., Michelot J.L., Poutoukis D., Raco B., Russo M. & Virgili G. (1996). Fluid Geochemistry for the Surveillance of Thera Island. *Santorini Volc. Lab.*, III, 19.
- Chiodini G., Cioni R., Leonis G., Marini L. & Raco B. (1993). Fluid geochemistry of Nisyros island, Dodecanese, Greece. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 56, 95-112.
- Clarke P.J., Davies R.R., England P.C., Parsons B., Billiris H., Paradissis D., Veis G., Cross P.A., Denys P.H., Ashkenazi V., Bingley R., Kahle H-G., Muller M-V., & Briole P. (1998). Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997. *Geophys. J. Int.*, 135, 195–214.
- Cocard M., Kahle H-G., Peter Y., Geiger A., Veis G., Felekis S., Billiris H & Paradissis D. (1999). New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 39–47.
- Collier R.E.L.I. & Dart C.J. (1991). Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in Corinth Basin, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 148, 1049-1065.
- Colombi A., Di Filippo M., Di Nezza, M., Toro, B. (2005). Microgravity and GPS monitoring for the volcanic hazard. The 2001-2004 results in the case-history of Nisyros Volcano (Dodecanese archipelagos, Greece). *Geophysical Res. Abstracts*, 7, 09099.
- Costantini M. (1998). A novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Trans. GARS*, 36(3), 813 – 821.
- Crandell D.R., Booth B., Kusumadinata K., Shimozuru D., Walker G.P.L & Westercamp D. (1984). *Source-Book for Volcanic-Hazard Zonation*, 97 pp., UNESCO, Paris.
- Crandell D.R. & Mullineaux D.R. (1978). Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens Volcano, Washington, U.S. *Geol. Surv. Bull.* 1383-C, 26 pp.
- Croff Bell K.L., Ballard R., Coleman D., Roman C., Brennan M., Turanli T., Carey S., Nomikou P., Vougioukalakis G., Mayer L., Nicolaides S., Konnaris K., Shank T., Austin J., Ben-Avraham Z. & Phillips B. (2010). *New Frontiers in Ocean Exploration: The 2010 E/V NAUTILUS Field Season*. 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec. 2010.
- Crosetto M. (1998). *Interferometric SAR for DEM Generation: Validation of an Integrated Procedure Based on Multisource Data*. Doctorate thesis, Politecnico di Milano, Geodetic and Surveying Sciences, Milano.
- Curlander J.C. & McDonough R.N. (1991). *Synthetic Aperture Radar, Systems & Signal Processing*. John Wiley and Sons: New York.

- D' Alessandro W., Brusca L., Kyriakopoulos K., Margaritopoulos M., Michas G. & Papadakis G. (2007). Fluid geochemistry investigations on the volcanic system of Methana. Bulletin of the Geological Society of Greece XXXVII. Proceedings of the 11th International Conference. Geol. Soc. Greece, Athens, May, XXXX, 712-722.
- D' Alessandro W., Brusca L., Kyriakopoulos K., Michas G. & Papadakis G. (2008). Hydrogen sulphide as a natural air contaminant in volcanic/geothermal areas: the case of Sousaki, Corinthia (Greece). Environmental Geology, Intern. Journal of Geosciences, Springer-Verlag 2008, 10.1007/s00254-008-1453-3.
- Davidson G. W. & Bamler R. (1999). Multiresolution Phase Unwrapping for SAR Interferometry. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 37, 163-174.
- Davis E.N. (1957). Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana, Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. Publ. Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedlander, 6, 1-74.
- Davis E. N. & Bastas C. (1980). Petrology and geochemistry of the metamorphic system of Santorini: in Thera and the Aegean World, L C. Doumas, ed., Tsiveriotis, Athens, 61-79.
- Dawes G.J.K. & Lagios E. (1991). A Magnetotelluric Survey of the Nissyros Geothermal Field (Greece). Geothermics 20(4), 225-235.
- Delacourt C., Briole P. & Achache J. (1998). Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography: application to Etna. Geophys. Res. Lett., 25(15), 2849-2852.
- Delibasis & Drakopoulos 1993. The Milos Island Earthquake of March 20, 1992 and its Tectonic Significance. PAGEOPH, 141(1), 43-58.
- Delibasis N., Chailas S. & Lagios E. (1989). Surveillance of Thera Volcano-Microseismicity Monitoring. Proc. 3rd Intern. Congress "Thera and the Aegean World", 2, Sept. 3-9, Santorini, Greece, 109-206.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. & Stein S. (1990). Current plate motions. J. Geophys. Res. 101, 425-478.
- DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. & Stein S. (1994). Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett. 21 (20), 2191-2194.
- Dewey J.F. & Sengor C.A.M. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Bull. Geol. Soc. Am., 90, 84- 92.
- Dietrich J.V., Gaitanakis P., Mercolli I. & Oberhänsli R. (1991). Geological Map of Greece. Aegina Island (Saronic Gulf), 1:25 000 with expl. Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender, Zürich. Verlag Birkhäuser Basel und IGME (Athens).
- Dietrich J.V., Gaitanakis P., Mercolli I. & Oberhänsli R. 1993. Geological Map of Greece. Aegina Island, 1:25 000. Bull. Geol. Soc. Greece, XXVIII/3, 555-566.

- Dietrich V.J., Mercolli I. & Oberhänsli R. (1988). Dazite, High-Alumina-Basalte und Andesite als Produkte Amphibol-dominierter Differentiation (Aegina und Methana, Aegäischer Inselbogen). Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt., 68, 21-39.
- Di Filippo M. & Toro B. (2005). Gravity monitoring of Nisyros volcano activity: 2001-2003 preliminary results. The South Aegean Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives, Proceedings for the International Meeting. M. Fytikas, Vougioukalakis, G. Milos, Greece, September 17th - 20th.
- Dimitriadis I.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Hatzidimitriou P.M., Karagianni E.E. & Kane I. (2005). Recent seismic activity (1994-2002) of the Santorini volcano using data from local seismological network. Develop. in Volc, 7, 185-203.
- Dimitriadis I., Karagianni E., Panagiotopoulos D., Papazachos C., Hatzidimitriou P., Bohnhoff M., Rische M. & T. Meier (2009). Seismicity and active tectonics at Coloumbo Reef (Aegean Sea, Greece): Monitoring an active volcano at Santorini Volcanic Center using a temporary seismic network. Tectonophysics, 465, 136-149.
- Di Paola G.M. (1974). Volcanology and petrology of Nisyros Island (Dodecanese, Greece). Bull. Volcanol., 38, 944-987.
- Dinter D.A. (1998). Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. Geol. Soc. Amer. Bull., 110, 1208-1230.
- Dixon T. (1994). SAR Interferometry and Surface Change Detection. Report of the Workshop in Boulder, <http://southport.jpl.nasa.gov/scienceapps/Dixon/index.html>
- Dotsika E. (1992). Utilisation du geothermometre isotopique sulfate-eau en milieu de haute temperature sous influence marine potentielle: les systemes geothermaux de Grèce. Thèse en Sciences, Université Paris, Sud, 1781.
- Doutsos T. & Piper D.J.W. (1990). Listric faulting, sedimentation and morphologic evolution of the eastern Corinth rift: first stages in continental rifting. Bull. Geol. Soc. Amer., 102, 812-829.
- Drakatos G., Karastathis V., Makris J., Papoulia J. & Stavrakakis G. (2005). 3D crustal structure in the neotectonic basin of the Gulf of Saronikos (Greece). Tectonophysics, 400 (2005), 55– 65.
- Druitt T.H. & Francaviglia V. (1992). Caldera formation on Santorini and the physiography of the islands in the late Bronze Age. Bull. Volcanol., 54, 484-493.
- Druitt T.H., Mellors R.A., Pyle D.M. & Sparks R.S.J. (1989). Explosive volcanism on Santorini, Greece. Geol. Mag., 126, 95-126.
- Druitt T.H., Edwards L., Lanphere M., Sparks R.S.J. & Davis M. (1998). Volcanic development of Santorini revealed by field, radiometric, chemical and isotopic studies. In: Casale R., Fytikas M., Sigvaldasson G. & Vougioukalakis G. (eds). The European laboratory volcanoes. EUR 18161, 377-48.

- Druitt T.H., Edwards L., Mellors R.A., Pyle D.M., Sparks R.S.J., Lanphere M., Davies M. & Barreiro B. (1999). Santorini Volcano. *Geol. Soc. Mem.*, 19, 165.
- Druitt T.H., Edwards L., Mellors R.M., Pyle D.M., Sparks R.S.J., Lanphere M., Davies M. & Barriero B. (1999). Geological Map of the Santorini Islands, 1:20,000. Geological Society Memoir No. 19. London: The Geological Society.
- Dvorak J.J. & Dzurisin D. (1997). Volcano geodesy; the search for magma reservoirs and the formation of eruptive event. *Rev. Geophys.*, 35, 343–384.
- Dvorak J.J. & Gasparini P. (1991). History of earthquakes and vertical ground movement in Campi Flegrei caldera, southern Italy: comparison of precursory event to the A.D. eruption of Monte Nuovo and activity since 1986: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 48, no. 1/2, p. 77-92.
- EarthView InSAR, version 3.1, MadCorporation, 20 Colonnade Rd. Suite 110, Nepean ON K2E7M6, Canada.
- Eastwood W.J., Pearce N.J.G., Westgate J.A., Perkins W.T., Lamb H.F. & Roberts N. (1999). Geochemistry of Santorini tephra in lake sediments from southwest Turkey. *Global and Planetary Change*, 21, 17-29.
- Eccleston A., Hancock N.J., Henthorn D.I., Jackson D.I. & Taylor A.S. (1968). Oxford expedition to Methana, Greece (1967). *Bulletin of Oxford University Exploration Club*, 16, 1-14.
- Elachi C. (1987). *Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing*. John Wiley and Sons, New York.
- Ewart A. (1982). The Mineralogy and Petrology of Tertiary-Recent Orogenic Volcanic Rocks." with Special Reference to the Andesitic-Basaltic Compositional Range. In: Thorpe R.S. (ed.): *Andesites*, John Wiley & Sons, New York, 25-95.
- Farmer G.T., Newman A.V., Psimoulis P & Stiros S. (2007). Geodetic Characterization of Santorini Caldera from continuous GPS measurements. *Eos, Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract xxxxx-xx.
- Feigl K. & Dupre E.(1999). RNGCHN: A program to calculate displacement components from dislocations in elastic half-space with applications for modelling geodetic measurements of crustal deformation. *Comput. Geosci.*, 5(6), 695–704.
- Ferrara G., Fytikas M., Guiliano O. & Marinelli G. (1980). Age of the formation of the Aegean active volcanic arc. In: Doumas C. (ed). *Thera and the Aegean World II*, 37-41.
- Ferretti A., Prati C. & Rocca F. (2000). Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry. *GeoRS* (38), 5, 2202-2212.
- Ferretti A., Prati C. & Rocca F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry, *GeoRS* (39), 1, 8-20.

- Fernández J., Carrasco J.M., Rundle J.B. & Arána V. (1999). Geodetic methods for detecting volcanic unrest. A theoretical approach. *Bull. Volcanol.*, 60, 534–544.
- Fiebig J., Caliro S. & Hunziker J.C. (2002). Abiogenic methane formation on Nisyros, Greece, and its role in monitoring volcanic activity. IAVCEI meeting, 1902-2002 Montagne Pelle, Martinique, Explosive volcanism in subduction zone.
- Fiske R.S. & Shepherd J.B. (1990). Twelve years of ground-tilt measurements on the Soufriere of St. Vincent, 1977–1989. *Bull. Volcanol.*, 52, 227–241.
- Fleischer U. (1964). Schwerestörungen im östlichen Mittelmeer: nach Messungen mit einem Askania-Seegravimeter, *Deutschen Hydrogr. Zeitschr.*, 7(4), 153–164.
- Flerit F., Armijo R., King G. C. P., Meyer B. & Barka A. (2003). Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. *Geophys. J. Int.*, 154, 1–7.
- Flynn T. J. (1996). Consistent 2-D phase unwrapping guided by a quality map. *Proceedings of the 1996, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE*, 2057-2059, Piscataway, NJ.
- Foumelis M. (2009). Surface Deformation Study of the Broader Area of Athens (GR) based on Differential GPS Measurements and Radar Interferometry. Doctorate Thesis, University of Athens (GR), 358 p.
- Fouqué F. (1879). Santorin et ses eruptions. Masson et Cie., Paris, 440p.
- Fournier d'Albe E.M. (1979). Objectives of volcanic monitoring and prediction. *J. Geol. Soc. London*, 136, 321-326.
- Francalanci L., Varekamp J.C., Vougloukalakis G., Defant M. L, Innocenti F. & Manetti P. (1995). Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece. *Bull. Volcanol.*, 56 (8), 601-620.
- Freyberg B.V. (1973). Geologie des Isthmus von Korinth. *Erlanger Geol. Abh.*, 95, 183p.
- Friedrich W.L. (1994). Feuer im Meer. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin Oxford, 256p.
- Fujiwara S., Rosen P.A., Tobita M. & Murakami M. (1998). Crustal deformation measurements using repeat-pass JERS 1 synthetic aperture radar Interferometry near the Izu Peninsula, Japan. *J. Geophys. Res.*, 103, 2411-2426.
- Fytikas M. (1977). Γεωλογική και Γεωθερμική μελέτη της νήσου Μήλου. Γεωλογικές και Γεωφυσικές έρευνες, ΙΓΜΕ, XVIII, 1, 1-228.
- Fytikas M. (1989). Updating the geological and geothermal research on Milos island. *Geothermics*, 18, 485-496.
- Fytikas M., Guilianni O., Innocenti F., Marinelli G. & Mazzuoli R. (1976). Geo-chronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, 29–34.
- Fytikas M.D. & Kolios N.P (1979). Preliminary heat flow map of Greece. In: Cermak V. & Ryback L. (eds). *Terrestrial Heat Flow in Europe*. New York, 107-205.

- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazuoli R., Peccerilo A. & Villari L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean Region. In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. (eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 17, 687-699.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. & Villari L. (1985). Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean region. In: Dixon J.E. & Robersto, A.H., (eds). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Special Publication 17, Geological Society, London, 17, 687-699.
- Fytikas M., Innocenti F., Kolios, N., Manetti P. & Mazzuoli R. (1986). The Plio-Quaternary volcanism of Saronikos area (western part of the Active Aegean Volcanic Arc), *Ann. Geol. pays Hellen.*, 33, 23-44.
- Fytikas M., Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Poli G., Rita F. & Villari L. (1986b). Volcanology and petrology of volcanic products from the island of Milos and neighbouring islets. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 28, 297-317.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P. & Mazzuoli R. (1988). The Plio-Quaternary volcanism of Saronikos area (western part of active Aegean volcanic arc). *Ann. Geol. pays Hellen.*, 33, 23-45.
- Fytikas M., Kolios N. & Vougioukalakis G. (1990). Post-Minoan volcanic activity of Santorini volcano. Volcanic hazard and risk. Forecasting possibilities. In: Hardy D.A., Keller J., Galanopoulos V.P., Flemming N.C., Druitt T.H. (eds). *Thera and the Aegean World III*. The Thera Foundation, London, 2, 183-198.
- Fytikas N. & Vougioukalakis G. (1993). Volcanic structure and evolution of Kimolos and Polyegos (Milos island group). [In Greek, English Abstract]. *Bull. Geol. Soc. Greece*. 28, 221-237.
- Gabriel A. K. & Goldstein R. M. (1988). Crossed Orbit Interferometry: Theory and Experimental Results from SIR-B. *Int. J. Remote Sensing* 9(5), 857-872.
- Gabriel A.K., Goldstein R.M. & Zebker H.A. (1989). Mapping small elevation changes over large areas: differential radar Interferometry. *J. Geophys. Res.*, 94, 9183-9191.
- Gaitanakis P. & Dietrich V.J. (1995). Geological map of Methana Peninsula 1:25 000. ETH, Zürich.
- Galanopoulos A. (1953). Katalog der Erdbeben in Griechenland für die Zeit von 1879 bis 1892. *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 5, 144-229.
- Galanopoulos A. (1963). On mapping of seismic activity in Greece. *Ann. Geofis.*, 16, 37-100.
- Galanopoulos A. (1972). Plate tectonics in the area of Greece as reflected in the deep focus seismicity. *Bull. Geol. Soc. Greece*, IX/2, 266-285.
- Galanopoulos D., Hutton V.R.S. & Dawes G.J.K. (1991). The Milos geothermal field: modelling and interpretation of electromagnetic induction studies. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, 76-91.
- Galanopoulos D. & Kolettis G. (2005). Investigating the formation of a superficial fracture on Nisyros Island, Greece with the DC resistivity method. *The South Aegean Volcanic Arc: Present*

- Knowledge and Future Perspectives, Proceedings for the International Meeting. Fytikas M., Vougioukalakis G. Milos, Greece, September 17th - 20th.
- Galanopoulos D., Lagios E., Dawes G.J.K. & Hobbs B.A. (1998). Geoelectric structure of Sousaki geothermal area (Greece) deduced from two dimensional magnetotelluric studies. *J. Balkan. Geophys. Soc.*, 1, 60-74.
- Galanopoulos D., Sakkas V., Kosmatos D. & Lagios E. (2005). Geoelectric investigation of the Hellenic subduction zone using long period magnetotelluric data. *Tectonophysics*, 409 (2005), 73-84.
- GAMMA Remote Sensing. Urs Wegmóller, Charles Werner, Tazio Strozzi, Andreas Wiesmann, Maurizio Santoro. Worbstrasse 225, CH-3073 Gómligen, Switzerland.
- Gartzos E., Dietrich V.J. & Davis E. (1999). Ampibole-plagioclase fractional crystallization and magma mixing as major differentiation processes in the Akrotiri Volcanic Complex, Santorini, Greece. *Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt.*, 79, 231-262.
- Gens R. & Genderen J.L. (1996). SAR Interferometry-Issues, Techniques, Applications. *International Journal of Remote Sensing*, 17(10), 1803-1835.
- Georgalas G. (1953). L' éruption du volcan de Santorini en 1950. *Bull. Volcanol.*, 13, 39-55.
- Georgalas G. (1962). Catalogue of the active volcanoes of the World, including solfatara fields. Part 12, Greece. International Association of Volcanology, Roma, 40p.
- Georgalas G. & Liatsikas N. (1926).Le volcan de Santorin à la fin du mois d' Avril et au commencement du mois de Mai 1926. *Publications du Bureau Géologique*, No 15.
- Georgalas G. & Papastamatiou J. (1953). L' éruption du volcan de Santorini en 1939-41. L' éruption du dome Fouqué. *Bull. Volcanol.*, 13, 3-18.
- Geothermica Italiana 1983. Nisyros 1 geothermal well. PPC-EEC report, Pisa, 1-106.
- Geothermica Italiana 1984. Nisyros 2 geothermal well. PPC-EEC report, 1-44.
- Geothermica Italiana Sr2, 1984. Methana, Poros, Loutraki, Sousaki, Platystomon, Aedipsos. Geophysical projects. Final report, IGME, Athens.
- Geudtner D. (1995). Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten des ERS-1. Dissertation, Universität Stuttgart. DLR Forschungsbericht, 95-28.
- Ghiglia D.C. & Romero L.A. (1994). Robust two-dimensional Weighted and Unweighted Phase Unwrapping uses Fast Transforms and Iterative methods. *Journal of Optical Society A*, 11(1), 107-117.
- Giannopoulos J., Lagios E. & Sigmundson F. (1996). Global Positioning System (GPS) Monitoring on Santorini (Thera) Volcano. *Proc. 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes*, May 2-4, Santorini, Greece (Publ. Europ. Comm. DGXII Environment and Climate Res. Progr.), 271-279.
- Giggenbach W.F. (1987). Redox processes governing the chemistry of fumarolic gases discharges from White Island, New Zealand, *Appl. Geotherm.*, 2, 143-161.

- Gilbert L., Kastens K., Hurst K., Paradissis D., Veis G., Billiris H., Höpfe W. & Schlüter W. (1994). Strain results and tectonics from the Aegean GPS experiment. *Eos*, Suppl. April 19, p.116.
- Gill J.B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York, 390 p.
- Goldstein R. (1995). Atmospheric Limitations to repeat-pass Interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 22(18), 2517-2520.
- Goldstein R.M., Engelhardt H., Kamb B. & Frolich R.M. (1993). Satellite radar interferometry for monitoring ice-sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, 262, p.1525.
- Goldstein R. & Zebker H. (1987). Interferometric radar measurement of ocean surface current. *Nature*, 328(6132), 707-709.
- Goldstein R., Zebker H. & Werner C. (1988). Satellite Radar Interferometry: Two-Dimensional Phase Unwrapping. *Radio Science*, 23(4).
- Goldsworthy M., Jackson J. & Haines J. (2002). The continuity of active faults in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148, 596– 618.
- Gorceix M.H. (1873a). Sur d' état du volcan de Nisyros au mois de mars 1873. *CR Acad. Sci., Paris*, 77, 597–601.
- Gorceix M.H. (1873b). Sur la récente éruption de Nisyros. *CR Acad. Sci., Paris*, 77, p.1039.
- Gorceix M.H. (1873c). Sur l' éruption boueuse de Nisyros. *CR Acad. Sci., Paris*, 77, 1474–1477.
- Gorceix M.H. (1874). Phenomenes volcaniques de Nisyros. *CR Acad. Sci., Paris*, 78, 444-446.
- Gottsmann J., Folch A. & Rymer H. (2006). Unrest at Campi Flegrei: A contribution to the magmatic versus hydrothermal debate from inverse and finite element modelling. *J. Geophys. Res.*, 111, B07203, doi:10.1029/2005JB003745.
- Gottsmann J., Carniel R., Coppo N., Wooller L, Hautmann S. & Rymer H. (2007). Oscillations in hydrothermal systems as a source of periodic unrest at caldera volcanoes: Multiparameter insights from Nisyros, Greece. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07307.
- Graham L.C. (1974). Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceedings of the IEEE*, 62(6), 763-768.
- Guichard F., Carey S., Arthur M.A., Sigurdsson H. & Arnold M. (1993). Tephra from the Minoan eruption of Santorini in sediments of the Black sea. *Nature*, 363, 610-612.
- Gülen L. (1989). Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of Aegean subduction. In Hart S.R. et al. (eds): *Crust/Mantle recycling at convergence zones*. NATO Advanced Studies Institute Series, C258, 143-166.
- Hammer C.U., Clausen H.B., Friedrich W.L. & Tauber H. (1987). The Minoan eruption of Santorini in Greece dated to 1645 BC? *Nature* 332, 19-517.
- Hanssen R. (1998). Assessment of the role of Atmospheric heterogeneities in ERS Tandem SAR Interferometry. Delft University Press, DEOS Report no 12698.1, Delft, Netherlands.

- Hanssen R. (2001). Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis, Kluwer Academic Press, Dordrecht. The Netherlands, 298pp.
- Hardiman J.C. (1999). Deep sea tephra from Nisyros Island, eastern Aegean Sea, Greece. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 161, 69-88.
- Hardy D.A. (1989). "Thera and the Aegean World III", Volume III—Chronology (Proceedings of the Third International Congress, Hardy D.A., editor).
- Hartl P. (1991). Application of Interferometric SAR Data of the ERS-1-Mission for High Resolution Topographic Terrain Mapping. Geo-Information-System 4(2), 8–14.
- Hartl P. & Thiel K.-H. (1993). Bestimmung von topographischen Feinstrukturen mit interferometrischem ERS-1-SAR. Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung 61(3), 108–114.
- Hartl P. & Xia Y. (1993). Besonderheiten der Datenverarbeitung bei der SAR-Interferometrie. Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung 61(6), 214–222.
- Hashida T., Stavrakakis G. & Shimazaki K. (1988). Three-dimensional seismic attenuation beneath the Aegean region and its tectonic implication. Tectonophysics, 145, 43–54.
- Hatzfeld D., Pedotti G., Hatzidimitriou P., Panagiotopoulos D., Scordilis M., Drakopoulos J., Makropoulos K., Delibasis N., Latousakis I., Baskoutas J. & Frogneux M. (1989). The Hellenic subduction beneath the Peloponnesus: first results of a microearthquake study. Earth Planet. Sci. Lett., 93, 283–291.
- Hatzfeld D. (1999). The present-day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F. & Serrane M. (eds). The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. (London), Spec. Publ., 156, 416-426.
- Heiken, G. & McCoy F. (1984). Caldera development during the Minoan eruption, Thera, Cyclades, Greece. J. Geophys. Res., 89, 8441-8462.
- Hirn A., Sachpazi M. & Nercessian A. (1989). Elements for a model of the geothermal field of Milos from seismological data. Geothermics, 18, 579-595.
- Hollenstein C. (2006). GPS deformation field and geodynamic implications for the Hellenic plate boundary region, Ph.D Thesis, 359 pp.
- Hopfield H.S. (1971). Tropospheric Effect on Electromagnetically Measured Range: Prediction from Surface Weather Data. Radio Science, 6(3), 357–367.
- Horner F.J. (1983). Paleomagnetismus von Karbonatsedimenten der südlichen Tethys: Implikationen für die Polarität des Erdmagnetfeldes im Unteren Jura und für die Tektonik der Ionischen Zone Griechenlands. Ph.D thesis ETH. Zurich, Switzerland.
- Horner F. & Freeman R. (1983). Paleomagnetic evidence from Pelagic limestones for clockwise rotation of the Ionian zone, Western Greece. Tectonophysics, 98, 11-27.

- Hugentobler U., Schaer S. & Fridez P. (2001). Bernese GPS Software Version 4.2. Astronomical Institute University of Berne, CH-3012 Berne, Switzerland, 515 p.
- Huguen C., Chamot-Rooke N., Loubrieu B. & Mascle J. 2006. Morphology of a pre-collisional, salt-bearing, accretionary complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches*, 27, 61-75.
- Hutton V.R.S., Galanopoulos D., Dawes G.J.K. & Pickup G.E. (1989). A high resolution magnetotelluric survey of the Milos geothermal prospect. *Geothermics*, 18(4), 521– 532.
- I.G.M.E. (Institute of Geology and Mineral Exploration of Greece), 1995. Surficial sediment map of the bottom of the Aegean Sea: Santorini sheet. Scale 1:200,000, IGME, Athens.
- Jackson J.A. (1994). Active tectonics of the Aegean region. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 22, 239-271.
- Jackson J.A. & McKenzie D.P. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45-73.
- Janssen V., Ge L. & Rizos C. (2004). Tropospheric corrections to SAR Interferometry from GPS observations. *GPS Solutions*, 8(3), 140–151.
- Jarrige J.-J. (1978). Étude néotectonique dans l' Arc Égéen (les îles de Kos, Santorin et Milos). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris-Sud.
- Jaquet O., Löw S., Martinelli B., Dietrich V. & Gilby D. (2000). Estimation of Volcanic hazards based on Cox stochastic processes. *Phys. Chem. Earth (A)*, 25, 571-579.
- Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A. & Guevara E. (2006). Hole-filled seamless SRTM data V3, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Just D. & Bamler R. (1994). Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar. *Applied Optics*, 33(20), 4361-4368.
- Kahle H-G., Straub C., Reilinger R., McClusky S., King R., Hurst K., Veis G., Kastens K. & Cross P. (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237-252.
- Karagianni E., Papazachos C.B., Panagiotopoulos D.G., Suhadolc P., Vuan A. & Panza G.F. (2005). Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophys. J. Int.* (2005) 160, 127–143.
- Kárasón H. & van der Hilst R.D. (2000). Constraints on mantle convection from seismic tomography. In: Richards M.R. et al. (eds): *The history and dynamics of global plate motion*. American Geophys. Union Geophys. Monograph, 121, 277-288.

- Kariya S., Kimata F., Watanabe H., Oikawa J. & Matsushima T. (2000). Ground deformation inferred from GPS observation in Miyakejima Volcano. Geodetic Society of JPN, 94th Meeting Program and Abstract, p.43.
- Karnik V. (1972). A note on the morphology and activity of seismic zones in the Aegean region, *Nature*, 239, 72–73.
- Kastens K.A. (1991). Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, 199, 25-50.
- Kastens K., Gilbert L., Hurst K. Veis G, Paradissis D., Billiris H., Schluter W. & Seeger H. (1998). GPS evidence for arc-parallel extension along the Hellenic Arc, Greece. *Tectonophysics* (in press).
- Kavouridis Th. & Fytikas M. (1988). Geothermal investigations in the area of Sousaki: Technical Report (In Greek), Institute of Geological and Mineral Exploration (IGME), Greece.
- Kavouridis T., Kuris D., Leonis C., Liberopoulou V., Leontiadis J., Panichi C., La Ruffa G. & Caprai A. (1999). Isotope and chemical studies for a geothermal assessment of the island of Nisyros (Greece). *Geothermics*, 28(2), 219-239.
- Keller L., Gillot P.Y., Rehren T.H. & Stadlbauer E. (1989). Chronostratigraphic data for the volcanism in the eastern Hellenic arc: Nisyros and Kos. *Thera abstracts* 1, 354.
- Keller L., Rehren Th. & Stadlbauer E. (1990). Explosive volcanism in the Hellenic Arc; a summary and review. In: D.A. Hardy, J. Keller, V.P. Galanopoulos, N.C. Flemming & T.H. Druitt (eds). *Thera and the Aegean World III*. Proc. 3rd International Congress. The Thera Foundation, London 2, 13-26.
- Kiratzi A. & Papazachos C.B. (1995). Active deformation of the shallow part of the subducting lithospheric slab in the southern Aegean. *J. Geodyn.*, 19, pp. 65–78.
- Kissel C. & Laj C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183-201.
- Kondopoulou D. (2000). Paleomagnetism in Greece: Cenozoic and Mesozoic components and their geodynamic implications, *Tectonophysics* 326, 131-151.
- Kotzev V., R. Nakov B. C. Burchfiel R. King & Reilinger R. (2001). GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998. *J. Geodyn.*, 31, 189–200.
- Kreemer C. & Chamot-Rooke N. (2004). Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophys. J. Int.*, 157, 1377–1392.
- Ktenas K. (1927). L' eruption du volcan des Kammenis (Santorini) en 1925, II, *Bull. Volcanol.*, 4, 7-46.
- Kwok R. & Fahnestock M.A. (1996). Ice sheet motion and topography from radar Interferometry. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sen.*, 34.
- Lagios E. (1991). Magnetotelluric study of the structure of the Nisyros Geothermal Field. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25(3), 393–407.

- Lagios E. (1992). Geophysical studies for the evolution of the tectonic and geothermal regime of Kos Island. Final report submitted to General Secretariat for Research and Technology, Ministry for Development, Athens Greece. Department of Geophysics and Geothermics, University of Athens, 198p.
- Lagios E. (1995). Microgravimetric Monitoring of the Santorini Volcano, Greece. Proc. Intern. Workshop. New Challenges for Geodesy in Volcanoes Monitoring. June 14-16, 1993. Walferdange, Luxemburg, Tire a part des Cahiers du centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, 8, 293-305.
- Lagios E. (2000). Intense crustal deformation rates on Nisyros Island (Greece), deduced from GPS studies, may foreshadow a forthcoming volcanic event. In: S. Balassanian et al. (eds). Proc. 2nd Intern. Conf. On Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction, Kluwer Academic Publishers, 249-259.
- Lagios E. & Apostolopoulos G. (1995). Integrated geophysical study of the geothermal system in the southern part of Nisyros Island, Greece. Journal of Applied Geophysics, 34, 55-61.
- Lagios E., Chailas S., Giannopoulos J. & Sotiropoulos P. (1998). Surveillance of Nisyros Volcano: Establishment and remeasurement of GPS and Radon Networks. Bull. Geol. Soc. Greece, 32(4), 215-227.
- Lagios E. & Galanopoulos D. (1998). Geothermal prospection of Kimolos Island from magnetotelluric measurements. Proc. 8th D. Galanopoulos et al. / Tectonophysics 409 (2005), 73-84 83 Intern. Congress, Geol. Soc. of Greece, Patra, May 27-29, 32/4, 255-265.
- Lagios E., Papageorgiou E., Sakkas V. & Parcharidis Is. (2006). Ground Deformation of Santorini (Greece) for the period 1994-2005: Results from DInSAR and DGPS observations. 11th International Symposium on Natural and Human Induced Hazards (HAZARDS 2006).
- Lagios E., Parcharidis Is., Foumelis M. & Sakkas V. (2005a). Ground deformation monitoring of the Santorini Volcano using Satellite Radar Interferometry. Proc. 2nd International Conference on Recent Advances in Space Technologies, 667-672.
- Lagios E., Sakkas V., Parcharidis Is. & Dietrich V. (2005). Ground Deformation of Nisyros Volcano (Greece) for the period 1995-2002: Results from DInSAR and DGPS observations. Bull. Volcanology, 68, 201-214.
- Lagios E., Vassilopoulou S., Sakkas V., Dietrich V., Damiata B.N. & Ganas A. (2007). Testing of Satellite and Ground Thermal Imaging of Low-Temperature Fumarolic Fields: The Dormant Nisyros Volcano (Greece). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 62(2), 447-460.
- Leberl F.W. (1990). Radargrammetric Image Processing. Artech House, Norwood, MA.
- LEICA Geo Office 2004, v. 1.1, LEICA Geosystems AG, CH-9435 Heerbrugg, Switzerland.

- Lekkas E. (2009). Landslide hazard and risk in geologically active areas. The case of the caldera of the Santorini (Thera) volcano island complex (Greece). Proceedings of the International Symposium and the 7th Asian Regional Conference of IAEG, Chengdu, China, 1.
- Le Pichon X. & Angelier J. (1979). The Hellenic Arc and trench system: a key to the Neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon X. & Angelier J. (1981). The Aegean Sea. *Philosoph. Transact. Roy. Soc. London, Ser. A* 300, 357-372.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemand S., Noomen R. & Veis G. (1995). Geodetic determination of kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Rangin C. & Sengor A.M.C. (2003). The North Anatolian fault in the Sea of Marmara, *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2179, doi:10.1029/2002JB001862.
- Leyden R. von (1940). Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. *Publ. Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedlander*, 1, 151p., Zurich.
- Li F. K. & Goldstein M. (1990). Studies of Multibaseline Spaceborne Interferometric Synthetic Aperture Radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28(1), 88-97.
- Ligdas C.N., Main I.G. & Adams R.D. (1992). Three-dimensional structure and constraints on the nature of the coupled subduction-spreading process in the Aegean area. *Tectonophysics*, 201, 199-207.
- Lillesand T.M. & Kiefer R.W. (2000). Remote sensing and image interpretation, 4th edition, New York, John Wiley & Sons, p.724.
- Limburg E. & Varekamp J.C. (1991). Young pumice deposits on Nisyros, Greece. *Bull. Volcanol.*, 54, 68-77.
- Lin Q., Vesecky J.F. & Zebker H.A. (1992). Registration of Interferometric SAR Images. In: *IGARSS 1992, Proc.*, 1579-1581.
- Lovlie R., Stole G. & Spjeldnaes N. (1989). Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene-Pleistocene marine sediments from Rhodos, eastern Mediterranean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 54, 340-352.
- Lyon-Caen H., Armijo R., Drakopoulos J., Kaskoutas J., Delibasis N., Gaulen R., Kouskouna V., Latousakis J., Makropoulos K., Papadimitriou P., Papanastasiou D. & Pedotti G. (1988). The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) earthquake: Detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension of the Hellenic Arc, *J. Geophys. Res.*, 93 (B12), 14967-15000.
- Madsen S.N., Zebker H.A. & Martin J. (1993). Topographic Mapping Using Radar Interferometry: Processing Techniques. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31(1), 246-256.
- Makris J. (1975). Crustal Structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from Geophysical Surveys. *Geophys.*, 41: 441-443.

- Makris J. (1976). A Dynamic Model of the Hellenic Arc deduced from Geophysical Data. *Tectonophysics*, 36, 339-346.
- Makris J. (1977). Geophysical Investigations of the Hellinides. *Hamburger geophysische Einzelschriften*, 34, 124 pp.
- Makris J. & Stobbe C. (1984). Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine Geology*, 55, 347-363.
- Makris J. & Röwer P. (1986). Struktur und heutige Dynamik der Lithosphäre in der Agais. In: Jacobshagen V. (ed.): *Geologie von Griechenland*. Gebruder Borntraeger, Berlin/Stuttgart, 241-256.
- Makris J. & Chonia T. (1999). Active and Passive Seismic studies of Nisyros Volcano, East Aegean Sea. Proc. 1999 CCSSWorkshop held in Dublin, Ireland. Active and Passive Seismic Techniques Reviewed. In: AWBrian, Jacob Chr J Bean, Stephen, TF Jacob (eds), 9-12.
- Makris J., Papoulia J., Ilinski D. & Karastathis V. (2004a). Crustal study of the Saronikos–Corinthiakos basins from wide aperture seismic data: intense crustal thinning below the Saronikos basin. X Conference of the Hellenic geological society, Thessaloniki, Greece. Abstracts.
- Makris J., Papoulia J. & Drakatos G. (2004b). Tectonic deformation and microseismicity of the Saronikos Gulf, central Greece. *BSSA* 94(3), 920-929.
- Makropoulos K. & Burton P. (1981). A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. *Geophys. F. R. Astron. Soc.*, 65, 741-762.
- Makropoulos K. & Burton P. (1984). Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*. 106. 275-304.
- Makropoulos K.C. & Burton P.W. (1986). HAZAN: A Fortran program to evaluate seismic-hazard parameters using Gumbel's theory of extreme value statistics. *Comp. Geosc.* 12, 29-46.
- Makropoulos K., Drakopoulos, J. & Latoussakis J. (1989). A revised earthquake catalogue for Greece since 1900. Publ. No 2, *Geophys. J. Int.*, 98, 391-394.
- Makropoulos K., Kouskouna V., Karnassopoulou A., Dando P. & Varnavas S.P. (2000). Seismicity in the Hellenic Volcanic Arc Hydrothermal System in Relation to Geochemical Parameters. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(1), 19-23.
- Manning S.W. (1988). Dating of the Santorini eruption. *Nature*, 332, p.401.
- Manning S.W. (1989). A new age for Minoan Crete. *New Scientist* (11 February), 60-63.
- Manning S.W. (1990). The Thera eruption: The Third Congress and the problem of the date. *Archaeometry*, 32, 91-108.
- Marini L., Principe C., Chiodini G., Cioni R., Fytikas M., & Marinelli G. 1993. Hydrothermal eruptions of Nisyros (Dodecanese, Greece). Past events and present hazard. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 71-95.

- Marini L., Gambardella B., Principe C., Arias A., Brombach T. & Hunziker J.C. (2002). Characterization of magmatic sulfur in the Aegean island arc by means of the $\delta^{34}\text{S}$ values of fumarolic H_2S , elemental S and hydrothermal gypsum from Nisyros and Milos islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 200, 15-31.
- Mariolakos I. & Papanikolaou D. (1981). The neogene basins of the Aegean Arc from the paleogeographic and the geodynamic point of view. In: *Proceedings of the International Symposium Hellenic Arc and Trench (HEAT)*, vol. I, Athens, pp. 383–399.
- Mariolakos I. & Papanikolaou D. (1987). Deformation pattern and relation between deformation and seismicity in the Hellenic arc. *Bulletin of the Geological Society of Greece XIX*, 59–76 (in Greek).
- Martelli A. (1917). Il gruppo eruttivo di Nisyros nel mare Egeo. *Mem. Soc. Geol. Ital. Sc., Serie 3a*, 20, 258-309.
- Márton E., Papanikolaou D.J. & Lekkas E. (1990). Paleomagnetic results from Pindos, Paxos and Ionian zones of Greece. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 62, 60–69.
- Masle J. & Martin L. (1989). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Marine Geology*, 94, 271-299.
- Massonnet D. (1997). Satellite Radar Interferometry. *Scientific American*, 276, 32–39.
- Massonnet D., Briole P. & Arnaud A. (1995c). Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*, 375, 567-570.
- Massonnet D. & Feigl K.L. (1995a). Discriminating geophysical phenomena in satellite radar interferograms. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1537-1540.
- Massonnet D. & Feigl K. L. (1995b). Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the $M = 6.1$ Eureka Valley, California earthquake of May 17, 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1541-1544.
- Massonnet D. & Feigl K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Rev. Geophys.* 36, 441-500.
- Massonnet D. & Rabaute T. (1993). Radar Interferometry: Limits and Potential. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31(2), 455–464.
- Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigl K. & Rabaute T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar Interferometry. *Nature*, 364, 138–142.
- Matsuda J., Senoh K., Maruoka T., Sato H. & Mitropoulos P. (1999). K-Ar ages of the Aegean volcanic rocks and their implication for the arc-trench system. *Geochem. J.*, 33, 369-377.
- McClusky S.C., Balassanian S., Barka A.A., Ergütaş S., Georgiev I., Gürkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter, Y., Prilepin M., Reilinger R.E., Sanli I., Seeger H., Tealeb A.,

- Toksöz N. & Veis G. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695-5719.
- McKenzie D.P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 26, 239-243.
- McKenzie D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geoph. J. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine Himalayan Belt, the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 217-252.
- McKenzie D.P. & Jackson J.A. (1983). The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 182-202.
- McKenzie D. & Jackson J. (1986). A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London*, 143, 349-353.
- McNeill J.D. (1980). Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical. Note TN-5. Geonics Ltd., Canada.
- Meade B.J., Hager B.H., McClusky S.C., Reilinger R., Ergintav S., Lenk O., Barka A. & Ozener H. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 208-215.
- Mercier J.L., Sorel D., Vergely P. & Simeakis K. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.
- Meulenkamp J., Wortel M.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W. & Hoogerduyn Strating E. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Minster B. & Jordan T.H. (1978). Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.* 83, 5331-5354.
- Mitropoulos P. & Tarney J. (1992). Significance of mineral composition variations in the Aegean Island Arc. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 51, 283-303.
- Mitropoulos P., Tarney J., Saunders A.D. & Marsh N.G. (1987). Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from the Aegean Island Arc. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 32, 177-193.
- Mitropoulos P., Tarney J., Stouraiti C., Notsu K. & Arakawa Y. (1998). Sr isotopic variation along the Aegean Arc : constraints on magma genesis on the basis of new Sr isotope data. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32 (3), 215-224.
- Mogi K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of ground surfaces around them. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 36, 99-134.
- Morris A. (2000). Magnetic fabric and paleomagnetic analysis of the Plio-Quaternary calc-alkaline series of Aegina Island, South Aegean volcanic arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 91-105.

- Mountrakis D., Pavlides S., Chatzipetros A., Meletidis S., Tranos M., Vougioukalakis G. & Kilias A. (1998). Active deformation in Santorini. In: Casale R., Fytikas M., Sigvaldarsson G. & Vougioukalakis G. (eds): The European laboratory volcanoes. European Commission, EUR 18161, 13-22.
- Mullineaux D.R., Peterson D.W. & Crandell D.R. (1987). Volcanic hazards in the Hawaiian Islands, *in* Volcanism in Hawaii, edited by Decker R.W., Wright T.L. & Stauffer P.H., U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350, 599-621.
- Nathenson M. (2000). The dependence of permeability on effective stress for an injection test in the Higashi-Hachimantai Geothermal Field. *Geophysical Research Letters*, 27, 589-592
- Newhall C.G. & Self S. (1982). "The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism". *Journal of Geophysical Research*, 87, 1231-1238.
- Nicholls I.A. (1971a). Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece. *J. Petrol.*, 12, 67-119.
- Nishi O., Ono H. & Mori (1999). Global Positioning System measurements of ground deformation caused by magma intrusion and lava discharge: the 1990-1995 eruption at Unzendake volcano, Koryushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89, 23-34.
- Nomikou P. (2004). Geodynamic of Dodecanise islands: Kos and Nisyros volcanic field. Ph.D. Thesis, Department of Geology, University of Athens.
- Nyst M. & Thatcher W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. Geophys. Res.*, 109, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- Ochmann N., Hollnack D. & Wohlenberg J. (1989). Seismological exploration of the Milos geothermal reservoir, Greece. *Geothermics*, 18, 563-577.
- Okada Y. & Yamamoto E. (1991). Dyke intrusion for the 1989 seismo-volcanic activity off Ito, central Japan: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 10,361-10,376.
- Owen S., Segall P., Lisowski M., Murray M., Bevis M. & Foster J. (2000). The January 30, 1997 eruptive event on Kilauea Volcano, Hawaii, as monitored by continuous GPS. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2757-2760.
- Papadopoulos G.A. (1982). Active deep tectonics of the Aegean and surrounding areas. Ph.D. Thesis, Univ. of Thessaloniki, 176 pp.
- Papadopoulos G.A., Kondopoulou D.P., Leventakis G.A. & Pavlides S.B. (1986). Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, 124, 67-84.
- Papadopoulos G.A. (1990). Deterministic and stochastic models of the seismic of the seismic and volcanic events in the Santorini volcano. In: Hardy D.A., Keller J., Galanopoulos V.P., Flemming N.C., Druitt T.H. (eds). *Thera and the Aegean World III*. The Thera Foundation, London, 2, 151-159.
- Papadopoulos G.A., Sachpazi M., Panopoulou G. & Stavrakakis G. (1998). The volcano-seismic crisis of 1996-97 in Nisyros, SE Aegean Sea, Greece. *Terra Nova*, 10: 151-154.

- Papageorgiou E. (2010). Crustal movements along the NW Hellenic volcanic arc from DGPS measurements. 12th International Congress of the Geological Society of Greece. Bull. Geol. Soc. Greece XLIII, 1, 331-343.
- Papageorgiou E., Lagios E., Vassilopoulou S. & Sakkas V. (2007). Vertical & Horizontal Ground Deformation of Santorini Island deduced by DGPS measurements. Proceedings of the 11th International Conference Geol. Soc. Greece, Athens, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XXXVII. 40/3, 1219-1225.
- Papageorgiou E., Tzanis A., Sotiropoulos P. & Lagios E., 2010. DGPS and magnetotelluric constraints on the contemporary tectonics of Thera Island, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XLIII, 1, 344-356.
- Papamarinopoulos St.P., Tsokas G.N. & Williams H. (1985). Magnetic and electric measurements on the island of Lesbos and the detection of buried ancient relics. "Geoxploration", 23, 483-490.
- Papanikolaou D. (1986). Late Cretaceous paleogeography of the Metamorphic Hellenides. Geol. And Geoph. Res., Special Issue, IGME, 315-328.
- Papanikolaou D. (1993). Geotectonic evolution of the Aegean. Bull. Geol. Soc. Greece, XXVII, 33-48.
- Papanikolaou D., Chronis G., Lykousis V. & Pavlakis P. (1989). Submarine neotectonic map of Saronikos Gulf. EPPO-NCMR & Dpt. Of Dynamic, Tectonic, Applied Geology (University of Athens).
- Papanikolaou D., Lekkas E., Mirkou M.R. & Syskakis D. (1990). Geodynamic aspects during early Pliocene in Milos island, Cyclades, Aegean Sea. Int. Earth Sciences Congress on the Aegean Region (IESCA), Izmir 1990, Abstracts p.237.
- Papanikolaou D.J., Lekkas E.L. & Sakelariou D.T. (1991). Γεωλογική δομή και εξέλιξη του ηφαιστείου της Νισύρου. Bull. Geol. Soc. Greece, 25/1, 405-419.
- Papanikolaou D., Lekkas E., Syskakis D. & Adamopoulou. E. (1993). Correlation of Neotectonic structures with the geodynamic activity in Milos during the earthquake of March 1992, Bull. Geol. Soc. Greece, XXVIII/3, 413-428.
- Papanikolaou D., Lykousis V., Chronis G. & Pavlakis P. (1988). A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolicos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs. Basin Res., N1, 167– 176.
- Papanikolaou D. & Nomikou P. (2001). Tectonic structure and volcanic centres at the eastern edge of the Aegean Volcanic Arc around Nisyros Island. Bull. Geol. Soc. Greece, XXXIV/1, 289-296, Proc. 9th Intern. Congress, Athens, September 2001.
- Papanikolaou D. & Royden L. (2007). Disruption of the Hellenic arc: Late Miocene extensional detachment faults and steep Pliocene-Quaternary normal faults—Or what happened at Corinth? Tectonics, 26, TC5003, doi:10.1029/2006TC002007.
- Papanikolaou D.J., Sabot V. & Papadopoulos T. (1981). Morphotectonics and seismicity in the Cyclades, Aegean Sea. Z. Geomorph., N.F. 40, 165–174.

- Papastamatiou I. (1937). The volcanic rocks of eastern Crommyonia. *Praktika Akad. Athinon*, 12, 22-30 and 104-111.
- Papastamataki A. & Leonis K. (1982). Geochemical investigation of the geothermal potential in the area of Loutraki-Sousaki. Report, IGME, Athens, Greece (in Greek).
- Papazachos B.C. (1973). Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implications. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 33, 421-430.
- Papazachos B.C. (1990). Long and short term prediction of volcanic eruptions in Santorini. In: Hardy D.A., Keller J., Galanopoulos V.P., Flemming N.C., Druitt T.H. (eds). *Thera and the Aegean World III*. The Thera Foundation, London, 2, 224-228.
- Papazachos B.C. & Comninakis P.E. (1969). Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. *Com. Ren. Seances Conf. Reunie Madrid*, 16, 74-75.
- Papazachos B.C. & Comninakis P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.
- Papazachos B. C. & Comninakis P. E. (1978). Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean area. *Thera and the Aegean world. Second International Scientific Congress, Santorini, Greece, August 1978*, 121-129.
- Papazachos B.C., Comninakis P.E., Karakaisis G.F., Karakostas B.G., Papaioannou Ch.A., Papazachos C.B. & Scordilis E.M. (2000). A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999, *Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki*, 1, 333pp.
- Papazachos B.C., Comninakis P.E., Scordilis E.M., Karakaisis G.F. & Papazachos C.B. (2009). A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901 - 2008, *Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki*.
- Papazachos B.C., Karakostas V.G., Papazachos C.B. & Scordilis E.M. (2000). The geometry of the Wadatti-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 319, 275-300.
- Papazachos B.C. & Kiratzi A. (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 253, 129-153.
- Papazachos B.C. & Makropoulos K., Latoussakis I. & Theodulidis N.P. (1989). Compilation of a seismic hazard map for Greece. 2nd Proj. Rept. EPPO-GREECE, 24 pp. (in Greek).
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos C.B. and Louvari, E.K. (1998), "Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication". *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, 39, p. 199-218.
- Papazachos B.C. & Panagiotopoulos D.G. (1992). Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc. Abstract, 6th Congress of Geol. Soc. Greece, 89.

- Papazachos B.C. & Panagiotopoulos D.G. (1993). Normal faults associated with volcanic activity and deep structure zones in the southern Aegean volcanic arc. [Abstract]. 6th Congress of Geol. Soc. Greece, p.89.
- Papazachos B.C. & Papazachou K. (1989, 1997, 1999). The Greek earthquakes. Zitis Pub. Co., Thessaloniki, Greece.
- Paradisopoulou P. M., Papadimitriou E. E., Karakostas V. G., Lasocki S., Mirek J. & Kiliass A. A. (2010). Influence of stress transfer in probability estimates of $M > 6.5$ earthquakes in Greece and surrounding areas. Bull. Geol. Soc. Greece, XLIII, 2114–2124.
- Pararas-Karayannis G. (1992). The tsunami generated from the eruption of the volcano of Santorini in the Bronze age. Natural Hazards, 5, 115-123.
- Parcharidis Is. & Lagios E. (2001). Deformation in Nisyros Volcano (Greece) using Differential Radar Interferometry. Bull. Geol. Soc. Greece, 34/ 4, 1587-1594.
- Parcharidis Is., Zare M., Fomelis M. & Lagios E. (2005). Seismotectonic investigation on the Bam earthquake prone area (Iran) based on ASAR interferometry. Proceedings of 2nd International Conference on Recent Advances in Space Technologies, 673-677.
- Pavakis P., Lykousis V., Papanikolaou D. & Chronis G. (1990). Discovery of a new submarine volcano in the Western Saronic Gulf: The Paphsanias Volcano. Bull. Geol. Soc. Greece, XXIV, 59-70.
- Peltzer G. & Rosen P. (1995). Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California earthquake observed by SAR Interferometry. Science, 268, 1333-1336.
- Peltzer G, Rosen P., Rogez F. & Hudnut K. (1996). Post seismic in fault step overs caused by pore fluid flow. Science, 273, 1202-1204.
- Perissoratis C., Angelopoulos I. & Zacharaki P. (1990). Petrographic description of marine sediments from Santorini; evidence for a new submarine hot-spring field in the bottom of the caldera. In: Hardy D. A., et al. Thera And The Aegean World III, 2, 300-304.
- Perissoratis C., Andrinopoulos A., Zacharaki P. & Zimianitis E. (1993). Sedimentological and geological studies in the middle part of the South Aegean Arc: preliminary results. Bull. Geol. Soc. Greece, 32(3), 145-155.
- Perissoratis C. (1995). The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean Arc, Greece. Marine Geology, 128, 37-58.
- Pe G.G. (1972). Geochemistry and chemical mineralogy of the lavas of Crommyonia. Ann. Geol. Pays Hellen., 24, 257-275.
- Pe G.G. (1974). Volcanic rocks of Methana (South Aegean Arc, Greece). Bull. Volcanol., 38, 270-290.
- Pe-Piper G. (1983a). Triassic shoshonites and andesites, Lakmon Mountains, western continental Greece: differences in primary geochemistry and sheet silicate alteration products. Lithos, 16, 23-33.

- Pe-Piper G. (1983b). The Triassic volcanics rocks of Tyros, Zarouchla, Kalamae, and Epidavros, Peloponnese, Greece. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 63, 249-266.
- Pe-Piper G. & Piper D.J.W. (2002). The Igneous Rocks of Greece. The anatomy of an orogen. *Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart*, 1-573.
- Pe-Piper G., Piper D.J.W. & Perissoratis C. (2004). Neotectonics and the Kos Plateau Tuff eruption of 161 ka, South Aegean arc. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 139, Issues 3-4, 315-338.
- Pe-Piper G. & Piper D.J.W. (2005). The South Aegean active volcanic arc: relationships between magmatism and tectonics. *Develop. in Volc.*, 7, 113-133.
- Peter Y. (2000). Present-day crustal dynamics in the Adriatic-Aegean plate boundary zone inferred from continuous GPS-measurements. Ph.D. Thesis, no 13700, Eidgenössische Technische Hochschule ETH Zurich.
- Pichler H. & Friedrich (1976). Radiocarbon dates of Santorini volcanics. *Nature*, 262, 373-374.
- Pichler H. & Kussmaul S. (1972). The calc-alkaline volcanic rocks of the Santorini group (Aegean Sea, Greece). *N. Jb. Miner. Abh.*, 116, 268-307.
- Pichler H. & Kussmaul S. (1980). Comments on the geological map of the santorini islands. In: Doulas, C. (ed.) *Thera and the Aegean World II*. The Thera Foundation, London, 413-427.
- Pichler H., Gunther D. & Kussmaul S. (1980). Geological map of Greece, Thera Island sheet. Scale 1:50,000, I.G.M.E. (Institute of Geology and Mineral Exploration of Greece), Athens.
- Piper D.J.W., Pe-Piper G., Perissoratis C. & Anastasakis G. (2004). Submarine rocks around Santorini and their relationship to faulting. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 873-876.
- Piper D.J.W. & Perissoratis C. (2003). Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. *Marine Geology*, 198, 259– 288.
- Prati C. & Rocca F. (1990). Limits to the Resolution of Elevation Maps from Stereo SAR Images. *Int. J. Remote Sensing* 11(12), 2215–2235.
- Prati C., Rocca F. & Monti Guarnieri A. (1994). Topographic Capabilities of SAR Exemplified with ERS-1. *Geo-Information-Systeme* 7(1), 17–23.
- Principe C., Arias A. & Zoppi U. (2003). Hydrothermal explosions on Milos: from debris avalanches to debris flows deposits. In "The South Aegean Active Volcanic Arc: Present knowledge and Future Perspectives" international conference, Milos 2003. Book of abstracts 95.
- Principe C., Volentik A.C., Vanderkluyzen L., Hunziker J.C. & Marini L. (2005). Preliminary implications for volcanic hazards at Nisyros (Greece) based on past volcanic activity. In: Hunziker J.C. & Marini L. (eds): *The geology, geochemistry and evolution of Nisyros Volcano (Greece)*. Implications for the volcanic hazards. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 44, 179-192.

- Puchelt H., Murad E. & Hubberten H.W. (1977). Geochemical and petrological studies of lavas, pyroclastics and associated xenoliths from the Christiana Islands, Aegean Sea. *N. Jb. Miner. Abh.*, 131, 140-155.
- Puglisi G. & Coltelli M. (2001). SAR Interferometry applications on active volcanoes: state of the art and perspectives for volcano monitoring, *Il Nuovo Cimento*, 24C, 133-145.
- Pyle D.M. (1990). Volume of the Minoan tephra. In: Hardy D. (ed.): *Thera and the Aegean World III*, 413-427.
- Reck H. (1936). *Santorini. –Der Werdergang eines Inselvulcans und sein Ausbruch 1925-1928*. Dietrich Reimer, Berlin, 3 vols. MANCA.
- Reid M. E., Sisson T. W. & Brien, D. L., 2001, Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington: *Geology*, 29, 779-782.
- Rinaldi M. & Campos Vinuti M. (2003). The submarine eruption of the Bombarda volcano, Milos island, Cyclades, Greece. *Bull. Volcanol.*, 65, 282-293.
- Rocca A. (1985). Geophysical studies of Loutraki-Sousaki area, Doctorate Thesis: Department of Geology, University of Thessaloniki (In Greek with extended abstract in English).
- Rocca F., Prati C. & Monti Guarnieri A. (1996). Possibilities and limits of SAR Interferometry. *Proc. of AGARD*, Toulouse, April 1996, 2.1-2.13.
- Rodriguez E. & Martin J.M. (1992). Theory and Design of Interferometric Synthetic Aperture Radars. *IEE Proceedings-F* 139(2), 147-159.
- Rosen P., Hensley S., Joughin I.R., Li F.K., Madsen S.N., Rodrigues E. & Goldstein R. (1996). Synthetic aperture radar Interferometry. *Proc. IEEE*, 88(3), 333-382.
- Rosen P.A., Hensley S., Joughin I.R., Li, F.K., Madsen S.N., Rodriguez E. & Goldstein R.M. (2000). Synthetic Aperture Radar Interferometry, *Proc. IEEE*, 88, 333-382.
- Rosi M. & Santacroce R. (1984). Volcanic hazard assessment in the Phlegrean Fields-A contribution based on stratigraphic and historical data: *Bulletin Volcanologique*, v. 47, no. 2, p. 359-370.
- Rotstein Y. (1985). Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision on crustal extension, *Tectonophysics*, 117, 117-137.
- Rott H., Mayer C. & Siegel A. (2000). On the operational potential of SAR interferometry for monitoring mass movements in Alpine areas. *Proc. of the 3rd European Conf. on Synthetic Aperture Radar (EUSAR 2000)*, Munich, 23-25 May 2000, 43-46.
- Royden L.H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Rymer H. (1994). Microgravity change as a precursor to volcanic activity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 61, 311-328.

- Saastamoinen J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*. Geophys. Monogr. Ser., 15, edited by S. W. Henriksen, A. Mancini, and B.H. Chovitz, 247-251, AGU, Washington, D.C.
- Sachpazi M. Kontoes C., Voulgaris N., Laigle M., Vougioukalakis G., Sikioti O., Stavrakis G., Baskoutas J., Kalogeras J. & Lepine JC. (2002). Seismological and SAR signature at Nisyros caldera, Greece. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 116 (1-2), 19-33.
- Sandwell D.T. & Price E.J. (1998). Phase gradient approach to stacking interferograms, *JGR*, 103, 30183-30204.
- Schwäbisch M. (1995). Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Gelandemodelle. 92-95, DLR, Oberpfaffenhofen.
- Schwäbisch M. (1997). SAR-Interferometrie-Technik, Anwendungen, Perspektiven. *Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung* 65(1), 22-29.
- Segall P. & Davis J.L. (1997). GPS applications for geodynamics and earthquakes studies, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 25, 301-336.
- Sengor A.M.C. (1979). The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Sengor A.M.C., Tuysuz O., Imren C., Sakinc M., Eyidogan H., Corur N., Le Pichon X. & Rangin C.C. (2004). The North Anatolian Fault: A new look. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 1-75.
- Sigmundsson Fr., Hreinsdóttir S., Hooper A., Árnadóttir Th., Pedersen R., Roberts M.J., Óskarsson N., Auriac A., Decriem J., Einarsson P., Geirsson H., Hensch M., Ófeigsson B.G., Sturkell E., Sveinbjörnsson Hj. & Feigl K-L. (2010). Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature*, 468, 426-430.
- Sigurdsson H.S., Carey S. & Devine J.D. (1990). Assessment of mass, dynamics and environmental effects of the Minoan eruption of Santorini volcano. In: Hardy D. (1990), 100-112.
- Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H. & Stix J. (2000). *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, CA, USA.
- Sigurdsson H., Carey S., Alexandri M., Vougioukalakis G., Croff K., Roman C., Sakellariou D., Anagnostou C., Rousakis G., Ioakim C. & others (2006b). New marine geological investigations of the Santorini volcanic field. *Eos Transactions, American Geophysical Union* 87, 337-342.
- Sigurdsson H., Carey S., Alexandri M., Vougioukalakis G., Croff K., Roman C., Sakellariou D., Anagnostou C., Rousakis G., Ioakim C. & others (2006c). High-temperature hydrothermal vent field of Kolumbo submarine volcano, Aegean Sea: Site of active Kuroko-type mineralization. *Eos Transactions, American Geophysical Union* 87, F1349.
- Simkin T. & Siebert L. (1994). *Volcanoes of the world*: Geoscience Press, Tucson, 349 p.

- Skarpelis N. & Liati A. (1990). The prevolcanic basement of Thera at Athinios: metamorphism, plutonism and mineralization. In: Hardy D.A. (ed.), Thera and the Aegean World III, 2, The Thera Foundation, London, 172-182.
- Small D., Werner C. & Nüesch D. (1993). Baseline Modelling for ERS-1 SAR Interferometry. In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium 93, Tokyo, IEEE, 1204-1206.
- Small D., Werner C. & Nüesch, D. (1995). Geocoding and Validation of ERS-1 InSAR-Derived Digital Elevation Models. EARSel Advances in Remote Sensing 4(2-X), 26-39, I, II.
- Smith P.A. & Cronan D.S (1983). The geochemistry of metalliferous sediments and waters associated with shallow submarine hydrothermal activity (Santorini, Aegean Sea). Chemical Geology, 39, 241-262.
- Smith P.E., York D., Chen Y. & Evensen N.M. (1996). Single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a late Quaternary paroxysm on Kos, Greece: Concordance of terrestrial and marine ages. Geophys. Res. Lett., 23, 3047-3050.
- Smith Jr., E.K. & Weintraub S. (1953). The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. Proceedings of the I.R.E (41), 1035-1037.
- Sotiropoulos P., Galanopoulos D., Lagios E. & Dawes G.J.K. (1996). An audio-magnetotelluric (AMT) survey on Santorini Volcano, Greece. Proc. 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, May 2-4, Santorini, Greece (Publ. Europ. Comm. DGXII Environment and Climate Res. Progr.), 281- 295.
- Spakman W., van der Lee S. & van der Hilst R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. Phys. Earth Planet. Inter., 79, 3-74.
- Spakman W., Wortel M.J.R. & Vlaar N.J. (1988). The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. Geophys. Res. Letters, 15, 60-63.
- Sparks R.S.J & Huang T.C. (1980). The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites. Geol. Mag., 117, 425-436.
- St. Seymour K., Vlassopoulos D., Pearce T.H. & Rice C. (1990). The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera volcano, Aegean Volcanic Arc., Greece. Contrib. Miner. Petrol., 104, 73-84.
- Stanley D.J. & Sheng H. (1986). Volcanic shards from Santorini (Upper Minoan ash) in the Nile Delta, Egypt. Nature, 320, 733-735.
- Stiros S.C. (2000). Fault pattern on Nisyros Island volcano (Aegean Sea, Greece): structural, coastal and archaeological evidence. In: McGuire W.J., Griffiths D.R., Hancock P.L. & Stewart I.S. (eds) The Archaeology of Geological Catastrophes. Geological Society, London, Special Publications, 171, 385-397.

- Stiros S.C. & Vougioukalakis G. (1996). The 1970 Yali (SE edge of the Aegean volcanic arc) earthquake swarm: surface faulting associated with a small earthquake. *Annales Tectonicae*, X, 1-2, 20-30.
- Stiros S.C., Pirazzoli P.A., Fontugne M., Arnold M. & Vougioukalakis G. (2005). Late-Holocene coastal uplift in the Nisyros volcano (SE Aegean Sea): Evidence for a new phase of slow intrusive activity. *The South Aegean Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives, Proceedings for the International Meeting*. M. Fytikas, Vougioukalakis, G. Milos, Greece, September 17th - 20th.
- Stothers R.B. & Rampino M.R. (1983). Volcanic eruptions in the Mediterranean before A.D. 630 from written and archaeological sources. *J. Geophys. Res.*, 88, 6357-6371.
- Strabo. *Geographica*, Lib. I, 3, 59.
- Sturkell E. & Sigmundsson F. (2000). Continuous deflation of the Askja caldera Iceland, during the 1983–1998 non-eruptive period. *J. Geophys. Res.*, 105, 25671– 25684.
- Sykioti O., Kontoes C., Elias P., Briole P., Sachpazi M., Paradissis D. & Kotsis I. (2003). Ground deformation at Nisyros Volcano (Greece) detected by ERS-2 SAR differential interferometry. *Int. J. Remote Sensing*, 24, 183-188.
- Tarney J., Barr S.R., Mitropoulos P., Sideris K., Katerinopoulos A. & Stouraiti C. (1998). Santorini: geochemical constraints on magma sources and eruption mechanisms. In: Casale, Fytikas R., Sigvaldasson M. & Vougioukalakis G. (eds): *The European laboratory volcanoes*. EUR 18161, 89-111.
- Teschner M., Vougioukalakis G., Faber E., Poggenburg J. & Chatzigiannis G. (2005). Real time monitoring of gas-geochemical parameters in Nisyros fumaroles. *The South Aegean Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives, Proceedings for the International Meeting*. M. Fytikas, Vougioukalakis, G. Milos, Greece, September 17th - 20th.
- Taymaz T., Jackson J.A. & Westaway R. (1990). Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Intern.*, 102, 695-731.
- Taymaz T., Jackson J. A. & McKenzie D. (1991), Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433–490.
- Thanassoulas C. (1998). Location of the seismically active zones of the Greek area through the analysis of its gravity field., IGME, Open File Report A.3810, Athens, Greece.
- Thanassoulas C., Kouris D. & Pergamalis F. (1999). The volcanism, geothermal fields, mineral and uranium deposits location in relation to the gravity field of the Greek territory. IGME, Open File Report A.3793, Athens, Greece.
- ten Veen J.H. & Meijer P.Th. (1998). Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis. *Tectonophysics*, 298, 191-208.
- ten Veen J.H. & Kleinspehn K.L. (2003). Incipient continental collision and plate-boundary curvature: Late Pliocene-Holocene transtensional forearc, Crete, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 160, 161-181.

- ten Veen J.H. & Kleinspehn K.L. (2002). Geodynamics along an increasingly curved convergent plate margin: Late Miocene-Pleistocene Rhodes, Greece, *Tectonics*, 21(3), 1017, doi: 10.1029/2001TC001287.
- Tibaldi A., Pasquare F.A., Papanikolaou D. & Nomikou P. (2008). Tectonics of Nisyros Island, Greece, by field and offshore data, and analogue modelling. *Journal of Structural Geology* 30, 1489–1506.
- Tilling R. I. (1989). Volcanic Hazards. American Geophys. Union, v. 1.
- Tilling R.I. & Bailey R.A. (1985). Volcano Hazards Program in the United States. *J. Geodynamics*, 3, no 3/4, 425-446.
- Traineau H. & Dalabakis P. (1989). Mise en evidence d' une eruption phreatique historique sur l' ile de Milos (Grece). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Serie II, 247-252.
- Tsapanos T.M., Galanopoulos D. & Burton P.W. (1992). A preliminary study of the distribution of the seismic parameters along the Hellenic Volcanic Arc. In: *Proceedings 1st Hellenic Geophysical Union*, 1989, April 19-21 Athens, Greece, 448-465, (in Greek), Hellenic Geophysical Union, Athens, Greece.
- Tsapanos T.M., Galanopoulos D. & Burton P.W. (1994). Seismicity in the Hellenic Volcanic Arc: relation between seismic parameters and the geophysical fields in the region. *Geophys. J. Int.*, 117, 677-694.
- Tsokas G.N. (1996). Interpretation of the Bouguer anomaly of Milos island (Greece). *J. Volc. Geoth. Res.*, 72, 163-181.
- Tsokas G.N. (2000). Interpretation of the Bouguer anomaly of Milos island (Greece). *J. Balkan. Geoph. Soc.*, 3(4), 77-86.
- Tzanis A. & Lagios E. (1993). Magnetotelluric exploration of Sousaki geothermal prospect, Corinth Prefecture, Greece: the first results. *Proc. 2nd Congress of the Hell. Geophys. Un.*, 5–7 May 1993, Florina (Greece) 2–3, 229–243.
- Tzanis A. & Lagios E. (1994). Magnetotelluric Reconnaissance in the volcanic complex of Methana Peninsula (West Saronikos Gulf). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXX/5, 15-26.
- Tzanis A. & Makropoulos K. (1999). Magnetotellurics and seismotectonics in the analysis of active domains: an essential combination?. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24(9), 841-847.
- Ukawa M., Fujita E., Ueda H., Kumagai T., Nakajima H. & Morita H. (2006). Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 150 (2006), 98-118.
- Vassilopoulou S. (1999). Συμβολή στη Γεωδυναμική της Αργολίδας με την Ανάπτυξη Συστήματος Γεωγραφικών Πληροφοριών (G.I.S.) και τη Χρήση Δεδομένων Τηλεανίχνευσης. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, σ. 194.

- Vassilopoulou S. & Hurni L. (2001): The Use of Digital Elevation Models in Emergency and Socio-Economic Planning: A Case Study at Kos–Yali–Nisyros-Tilos Islands, Greece. Proc. 20th International Cartographic Conference, Beijing, China. Chinese Society of Geodesy, Photogrammetry and Cartography, 3424-3431 (on CDROM).
- Vinci A. (1983b). Composition of pumice layers in Aegean deep-sea sediments and correlation with Minoan eruption. *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, 1, 231-238.
- Vitaliano C.J. & Vitaliano D.B. (1974). Tephra on Crete. *Amer. J. Archaeol.* 78, 19-24.
- Vogt P. & Higgs P. (1969). An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean sea and its interpretation. *Earth. planet. Sci. Lett.*, 5, 439–448.
- Volentik A., Vanderkluyzen L. & Principe C. (2002). Stratigraphy of the Caldera walls of Nisyros volcano, Greece. *Eclogae Geol. Helv.*, 95, 223-235.
- Volti Th. (1999). Magnetotelluric measurements on the Methana Peninsula (Greece): modeling and interpretation. *Tectonophysics*, 301, 111-132.
- Vougioukalakis G. (1992). Volcanic stratigraphy and evolution of Nisyros island. 6th Congress of the Geological Society of Greece, Athens, May 1992.
- Vougioukalakis G. (1993). Volcanic Stratigraphy and Evolution of Nisyros Island. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28/2, 239-258.
- Vougioukalakis G. (1994). Volcanic hazard estimation of Santorini, Aegean Sea, Greece. In: Barberi F., Casale R., & Fantechi (eds). *The Mitigation of Volcanic Hazards. Proceedings of the course*, EUR 16804 EN, 1996, 471-484.
- Vougioukalakis G. (1994). Santorini. Guide to "The Volcano" (Palea and Nea Kammeni). Institute for the Study and Monitoring of the Santorini Volcano, 82 p.
- Vougioukalakis G. (1998). Blue Volcanoes: Nisyros. Nisyros Regional Council, Nisyros, 78pp.
- Vougioukalakis G. (2002). Hellenic Aegean Active Volcanoes: Contrasting perspectives for sustainable development. *Insula (Intern. J. of Island Affairs)*, 11/1, dossier Volcanic Islands, July 2002, 7-11.
- Vougioukalakis G. & Fytikas M. (2005). Volcanic Hazards in the Aegean area, relative risk evaluation, monitoring and present state of the active volcanic centers. Meeting on "The South Aegean Volcanic Arc: Present knowledge and future perspectives, *Developments in Volc.* 7, 161-183.
- Vougioukalakis G., Sachpazi M., Perissoratis C. & Lyberopoulou Th. (1998). The 1995-1997 seismic crisis and ground deformation on Nisyros volcano, Greece: a volcanic unrest? 6th Int. Meeting on Colima volcano, Abstracts.
- Wadge G., Cabey L., Lomas-Clarke S., Palmer M.D. & Smith A. (2000). Operational use of InSAR for volcano observatories: experience in local reception at Montserrat. Proc. ERS-ENVISAT Symposium, 16–20 Oct. 2000, Gothenburg, Sweden.

- Wagner G., Storzer D. & Keller J. (1976). Spaltspurendatierungen quarterer Gesteinsglaser aus dem Mittelmeerraum. N. Jb. Miner., mh. 1976, 84-94.
- Warren N.V. & Latham G.V. (1970). An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. J. Geophys. Res., 75, 4455-4464.
- Washington H. S. (1926). Santorini eruption of 1925. Bull. Geol. Soc. Am., 37, 349-384.
- Wicks C.J. et al. (1998). Migration of fluids beneath Yellowstone caldera inferred from satellite radar Interferometry. Science, 282, 458-462.
- Williams S., Bock Y. & Fang P. (1998). Integrated satellite interferometry: tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products. J. Geophys. Res. 103 (B11), 27,051-27,067.
- Wright J.V. (1978). Remanent magnetism of poorly sorted deposits from the Minoan eruption of Santorini. Bull. Volcanol. 41-2, 1-5.
- Wyers G.P. & Barton M. (1986). Petrology and evolution of transitional alkaline – subalkaline lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece: evidence from fractional crystallisation, magma mixing and assimilation. Contrib. Miner. Petrol., 93, 297-311.
- Wyers G.P. & Barton M. (1989). Polybaric evolution of calc-alkaline magmas from Nisyros, southeastern Hellenic Arc, Greece. J. Petrol., 30, 1-37.
- Yokoyama I. & Bonasia V. (1978). Gravity anomalies of the Thera Islands. In: Doulas C. (ed). Thera and Aegean World I, 147-150.
- Yu T.T., Fernandez J., Tseng C.L., Sevilla M.J. & Arana V. (2000). Sensitivity test of the geodetic network in Las Canadas Caldera, Tenerife, for volcano monitoring. J. Volc. Geotherm. Res., 103, 393-407.
- Zebker H. A. & Goldstein R. M. (1986). Topographic Mapping from Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations. J. Geophys. Res., 91(B5), 4993-4999.
- Zebker H. A., Rosen P. A., Goldstein R. M., Gabriel A. & Werner C. L. (1994c). On the Derivation of Coseismic Displacement-Fields Using Differential Radar Interferometry—the Landers Earthquake, J. Geophys. Res.-Solid Earth, 99, 19617-19634.
- Zebker H. A., Rosen P. A. & Hensley S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, J. Geophys. Res., 102(B4), 7547-7563.
- Zebker H.A. & Villasenor J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 30(5), 950-959.
- Zebker H., Werne, C., Rosen P. & Hensley S. (1994). Accuracy of Topographic Maps Derived from ERS-1 Interferometric Radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 32(4), 823-836.
- Zogg J-M. (2002). GPS Basics. [u-blox ag](http://www.u-blox.com), Thalwil, Switzerland, 94pp.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

ΠΙΝΑΚΕΣ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΩΝ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ ΣΤΟ ITRF2000

Πίνακας 1
Σταθμοί GPS Δικτύου Σαντορίνης
Table 1
GPS stations of the Santorini network

Σταθμός	Γεωγ. *	Γεωγ. **	Υψόμετρο ***
GPS	Μήκος (°)	Πλάτος (°)	(m)
1	25,4386	36,3464	196
2	25,3591	36,3572	160
4	25,3967	36,3561	133
6	25,4175	36,3571	109
7	25,4516	36,3668	400
12	25,4221	36,4326	395
14	25,4345	36,3992	202
15	25,3998	36,4102	54
18	25,4312	36,4131	209
22	25,4000	36,4084	86
26	25,4039	36,4626	342
27	25,4790	36,4073	85
29	25,3836	36,4617	174
33	25,4214	36,4728	80
43	25,4237	36,4529	350
45	25,3967	36,4041	154
56	25,3446	36,4338	208
57	25,3450	36,4296	261

*Γεωγραφικό Μήκος : Longitude

**Γεωγραφικό Πλάτος: Latitude

***Υψόμετρο: Elleipsoidal Height

Πίνακας 2
Σταθμοί GPS Δικτύου Νισύρου
Table 2
GPS stations of the Nisyros network

Σταθμός	Γεωγ. *	Γεωγ.**	Υψόμετρο***
GPS	Μήκος (°)	Πλάτος (°)	(m)
3	27,1518	36,6020	290
9	27,1414	36,6129	43
11	27,1856	36,6197	35
28	27,1310	36,6065	141
31	27,1761	36,5595	67
32	27,1546	36,6123	36
34	27,1563	36,5739	306
36	27,1676	36,6184	70
38	27,1437	36,5880	330
40	27,1310	36,6106	72
41	27,1977	36,6084	36
46	27,1778	36,6028	362
49	27,1739	36,5817	144
52	27,1689	36,5868	184
54	27,1940	36,5890	310
55	27,1785	36,5750	439

*Γεωγραφικό Μήκος : Longitude

**Γεωγραφικό Πλάτος: Latitude

***Υψόμετρο: Elleipsoidal Height

Πίνακας 3
Σταθμοί GPS Ευρύτερου Δικτύου Σαρωνικού Κόλπου (SARNET)
Table 3
GPS stations of the regional Saronikos network (SARNET)

Σταθμός GPS	Όνομα	Γεωγ. * Μήκος (°)	Γεωγ. ** Πλάτος (°)	Υψόμετρο *** (m)
AEGI	Αίγινα (No 50)	23,4945	37,7581	234
MET1	Μέθανα (No 52)	23,3700	37,5808	187
MET2	Μέθανα (No 53)	23,3639	37,6302	334
OBSV	Ε.Α.Α	23,7175	37,9734	137
SUSA	Σουσάκι (No 51)	23,1026	37,9413	241
UOA1	Πανεπιστήμιο Αθηνών	23,7848	37,9828	306

*Γεωγραφικό Μήκος : Longitude

**Γεωγραφικό Πλάτος: Latitude

***Υψόμετρο: Elleipsoidal Height

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2

ΠΙΝΑΚΕΣ ΕΠΙΛΥΣΕΩΝ ΔΙΚΤΥΩΝ

Πίνακας 1

Ταχύτητες GPS του δικτύου της Σαντορίνης σε σχέση με τον Κόσμο (ITRF2000), την σταθερή Ευρώπη και έναν τοπικό σταθμό αναφοράς (No 7), για το χρονικό διάστημα 1994-2005. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 1

GPS velocities of the Santorini network relative to ITRF2000, to a non-rotating stable Europe reference frame, and to a local reference station (No 7), over the interval 1994-2005. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

GPS Station	ITRF			ETRF		ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ (No 7)					
	V_E	V_N	V_U	V_E	V_N	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U
1	8,5	-19,9	-0,1	-15	-31,8	-0,5	0,4	1,3	-	-	-
2	7,5	-17,3	-2,8	-16,1	-29,1	-1,6	3	-1,4	0,3	0,3	0,5
4	7,6	-18,3	-0,8	-16	-30,2	-1,4	2	0,6	-	-	-
6	7,7	-19,5	0	-15,8	-31,3	-1,3	0,8	1,4	0,6	0,6	0,6
7	9	-20,3	-1,4	-14,6	-32,1	-	-	-	2,5	0,4	0,1
12	7,7	-20,5	1,1	-15,8	-32,3	-1,3	-0,1	2,5	-	-	-
14	8,7	-20,2	0,9	-14,8	-32	-0,3	0,1	2,3	0,2	1	1,2
15	8,4	-20,3	-0,8	-15,2	-32,1	-0,7	0	0,6	-	-	-
18	8,9	-20,1	2,6	-14,6	-32	-0,1	0,2	4	-	-	-
22	8,1	-20,5	-2,1	-15,4	-32,3	-0,9	-0,1	-0,7	0,7	0	0,3
26	7,2	-19,6	1,5	-16,3	-31,4	-1,8	0,7	2,9	-	-	-
27	10,5	-21,3	2,3	-13,1	-33,1	1,4	-1	3,7	-	-	-
29	7,8	-19,1	1,9	-15,7	-31	-1,2	1,2	3,3	-	-	-
33	7,7	-20,8	2,9	-15,8	-32,6	-1,3	-0,4	4,3	0,5	1	0,1
43	8,4	-20	1,8	-15,1	-31,8	-0,6	0,3	3,2	0,3	1,3	0,9
45	8	-21,8	-6	-15,6	-33,7	-1,1	-1,5	-4,6	0,9	1,5	2,0
56	7,6	-18,5	0,6	-15,9	-30,3	-1,4	1,9	2	1,6	0,4	0,7
57	8	-17,7	0,6	-15,5	-29,6	-1	2,6	2	-	-	-

Πίνακας 2

Ταχύτητες GPS του σταθμού αναφοράς του δικτύου της Νισύρου (No 9) σε σχέση με τον Κόσμο (ITRF2000) και την σταθερή Ευρώπη. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 2

GPS velocities of the local reference station of the Nisyros network (No 9), relative to ITRF2000 and to a non-rotating stable Europe reference frame. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

Epoch	ITRF			ETRF				
	V_E	V_N	V_U	V_E	V_N	σ_E	σ_N	σ_U
1997	-31,5	-23,6	36,6	-55,1	-35,4	2,4	15,7	4,9
1997-2002	6,3	-18,6	-6	-17,3	-30,4	2,1	0,7	3,4
1998-2002	11,2	-17,2	-13,5	-12,4	-29	1,6	0,7	3,4

Πίνακας 3

Ταχύτητες GPS του δικτύου της Νισύρου σε σχέση με την σταθερή Ευρώπη και έναν τοπικό σταθμό αναφοράς (No 9), για το χρονικό διάστημα 1997-2002. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 3

GPS velocities of the Nisyros network relative to a non-rotating stable Europe reference frame, and to a local reference station (No 9), over the interval 1997-2002. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

GPS Station	ETRF						ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ (No 9)					
	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U
3	-12,6	-30,6	-7,0	3,0	1,3	4,0	4,7	-0,1	-1	2,1	1,1	2,1
11	-12,7	-32,4	-8,2	2,4	1	3,7	4,6	-2	-2,2	1,1	0,6	1,3
28	-9,4	-28,5	-6,8	2,5	1	3,7	4,5	-1,8	-0,8	1,2	0,7	1,5
31	-13,1	-32,8	-9,5	2,3	0,9	3,6	4,2	-2,4	-3,5	0,9	0,5	1,2
32	-13,9	-32,5	-10,6	2,3	0,9	3,6	3,4	-2,1	-4,6	0,9	0,5	1,2
34	-13,8	-32,7	-9,9	2,3	0,9	3,6	3,5	-2,3	-3,9	0,9	0,5	1,2
36	-13,2	-32,4	-9,4	2,4	0,9	3,6	4,1	-2	-3,4	1	0,5	1,2
38	-20,7	-28,8	-12,8	2,5	0,9	3,6	-6,8	-2,1	-6,8	1,2	0,5	1,2
40	-12,8	-32,7	-5,2	2,6	1,1	3,8	4,5	-2,3	0,8	1,5	0,8	1,7
41	-17,0	-32,4	-12,9	2,3	0,9	3,6	0,3	-1,9	-6,9	0,8	0,5	1,2
46	-14,8	-32,6	-12,4	2,3	0,9	3,6	2,5	-2,2	-6,4	0,9	0,4	1,2
49	-14,0	-32,8	-11,6	2,4	0,9	3,6	3,3	-2,4	-5,6	1	0,4	1,2
52	-13,8	-32,7	-11,0	2,3	0,9	3,6	3,5	-2,3	-5	0,9	0,5	1,2
54	-16,0	-32,4	-13,0	2,3	0,9	3,6	1,3	-1,9	-7	0,8	0,5	1,2
55	-13,2	-32,9	-9,8	2,3	0,9	3,6	4,1	-2,5	-3,8	0,9	0,5	1,1

Πίνακας 4

Συν-σεισμικές ταχύτητες GPS του δικτύου της Νισύρου σε σχέση με την σταθερή Ευρώπη και έναν τοπικό σταθμό αναφοράς (No 9), για το έτος 1997. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 4

Syn-seismic GPS velocities of the Nisyros network relative to a non-rotating stable Europe reference frame, and to a local reference station (No 9), over the year 1997. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

GPS Station	ETRF						ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ (No 9)					
	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U
3	-35,3	-16,6	62,8	8,0	19,3	13,3	19,8	18,8	26,2	7,6	11,3	22,4
11	11,3	-22	-35,6	40,9	24,7	22,4	66,4	13,4	-72,2	40,8	19	31,7
28												
31	-13,5	-47,4	27,4	2,5	22,8	11,3	41,6	-12	-9,2	0,6	16,5	6,8
32	-5,7	-26,1	52,1	2,4	21,5	8,6	49,4	9,2	15,5	0,4	14,7	21,6
34	-21,8	-47,1	19,9	2,5	19,8	9,7	33,3	-11,7	-16,7	0,7	12,1	21,5
36	9,7	-23,9	31,8	12,2	24,1	9,7	64,8	11,5	-4,8	12	18,3	16,1
38												
40	-68,3	-61,3	66,4	2,8	32,3	9,1	-13,2	-25,9	29,8	1,4	28,3	10,8
41	29	-23,8	-10,1	3,6	33,4	13,7	84,1	11,5	-46,7	2,7	29,5	27,6
46	10,8	-18,4	22,6	2,4	16,3	12,0	65,9	17	-14	0,2	4,4	26,4
49	-1,2	-35	43,7	14,2	20,3	10,2	53,9	0,4	7,1	14	12,9	3,1
52	-10,6	-36,4	24,2	17,7	25,6	9,3	44,5	-1,1	-12,4	17,6	20,2	5,5
54	13,9	-30,2	26,9	9,9	15,7	11,2	69	5,2	-9,7	9,6	1	21,9
55	8,8	-41,5	37,3	14,2	23,3	11,9	63,9	-6,1	0,7	14	17,2	39,5

Πίνακας 5

Ταχύτητες GPS του δικτύου της Νισύρου σε σχέση με την σταθερή Ευρώπη και έναν τοπικό σταθμό αναφοράς (No 9), για το χρονικό διάστημα 1998-2002. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 5

Post-seismic GPS velocities of the Nisyros network relative to a non-rotating stable Europe reference frame, and to a local reference station (No 9), over the interval 1998-2002. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

GPS Station	ETRF						ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ (No 9)					
	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U
3	-13,6	-28,9	-25	1,9	0,7	5,2	-1,2	0,1	-11,5	1	0,2	4
11	-13,8	-32,9	-20,6	2,3	1,2	5,7	-1,4	-3,9	-7,1	1,7	1	4,6
28	-11,8	-29	-20,5	1,6	1,3	5,1	0,6	0	-7	0,3	1,1	3,8
31	-10,7	-33,6	-15,5	2,5	1,1	8,6	1,7	-4,6	-2	2	0,8	7,9
32	-13,4	-30,9	-21,8	2,3	1,6	6	-0,9	-1,9	-8,3	1,6	1,4	5
34	-14,3	-31,7	-22,7	2,7	1,4	5,8	-1,9	-2,7	-9,2	2,2	1,2	4,7
36	-15,2	-31,8	-22,9	3,4	0,9	5,1	-2,7	-2,8	-9,4	3	0,6	3,8
38	-16	-30,1	-22,8	2,0	1,2	5,2	-3,6	-1,1	-9,3	1,1	1	3,9
40	-11,1	-29	-20,9	1,9	1,1	5,4	1,3	0,1	-7,3	1	0,9	4,2
41	-14,4	-32,5	-22,5	2,3	0,9	6,9	-1,9	-3,5	-9	1,7	0,6	5,9
46	-14,6	-32,0	-21,1	2,9	1	6,9	-2,2	-3	-7,6	2,4	0,8	6
49	-11,9	-31,3	-23,6	2,5	1,2	6,3	0,5	-2,3	-10,1	1,9	1	5,4
52	-10,5	-31,1	-21,4	2,7	1,4	6,3	2	-2,1	-7,9	2,2	1,2	5,3
54	-12,2	-30,4	-21,6	2,9	1,2	8,2	0,2	-1,4	-8,1	2,4	1	7,4
55	-12,1	-34,2	-16,1	2,8	1,1	6,5	0,3	-5,2	-2,6	2,3	0,9	5,6

Πίνακας 6

Ταχύτητες GPS του δικτύου της Νισύρου σε σχέση με την νήσο Κω (No 17), για το χρονικό διάστημα 1997-2002 και 1998-2002. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 6

GPS velocities of the Nisyros network relative to Kos Island (No 17), over the interval 1997-2002 and 1998-2002. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ (No 17-ΚΩΣ)								
GPS Station	1997-2002						1998-2002	
	V_E	V_N	V_U	σ_E	σ_N	σ_U	V_U	σ_U
3	-2,2	1,7	4,9	1,4	1	3,2	2,1	3,5
9	-4,3	-0,4	6,3	2,4	0,6	1,7	5	1,5
11	4,3	-1,8	10,2	2,9	0,9	1,5	7,4	1,3
28	0,9	1,4	6,9	2,3	1,4	2,1	6,9	2,2
31	4,4	-5,6	9,8	1,4	1,5	3,3	11,6	4,9
32	0,6	0,8	7,5	1,3	1,7	2,8	5,8	2,9
34	-1	-4,1	4,9	0,6	1,6	2,4	4,3	4,1
36	2,6	-1,1	7	2,5	0,6	2,1	4,9	1,9
38	-2,7	-0,9	5,2	1,8	0,9	1,8	5,3	1,8
40	-3,2	-3,6	13,2	3	2,6	3,8	6,7	1,1
41	2,3	-1,9	4,9	2,9	1,1	2,3	4,4	4
46	2,5	-0,9	4,4	2,3	1,2	2,5	5	2,5
49	4	-2,9	7,3	2,2	0,9	2,8	3,4	2,2
52	2,8	-2	6,1	1,2	1,3	2,4	3,3	2,6
54	4,3	-1,8	4,7	2,3	1,2	2,3	5,3	2,8
55	4,1	-5,1	7,5	2,1	1,2	3,4	10,4	3,4

Πίνακας 7

Ταχύτητες GPS του ευρύτερου δικτύου του Σαρωνικού Κόλπου σε σχέση με τον Κόσμο (ITRF2000), την σταθερή Ευρώπη και την Αθήνα (OBSV), για το χρονικό διάστημα 2006-2008. Οι ταχύτητες και οι τυπικές αποκλίσεις (1σ) δίνονται σε mm/yr

Table 7

GPS velocities of the regional Saronikos network (SARNET) relative to ITRF2000, to a non-rotating stable Europe reference frame, and to a local reference station in Athens (OBSV), over the interval 2006-2008. Velocities and their errors (1σ) are given in mm/yr

GPS Station	ITRF		ETRF		ΑΘΗΝΑ (OBSV)		V_U	σ_E	σ_N	σ_U
	V_E	V_N	V_E	V_N	V_E	V_N				
AEI	11.8	-3.2	-11.7	-15	3	10.3	-2.9	4	6	7.6
SUSA	6.9	-6.5	-16.7	-18.3	-1.9	7	0.1	2.3	3.7	3
MET1	3.9	-6.6	-19.7	-18.4	-4.9	6.8	-7.6	2	2	0.6
MET2	5.5	-7	-18.1	-18.8	-3.3	6.5	-8.3	1.8	0.8	5.9
OBSV	8.8	-13.5	-14.8	-25.3	-	-	-2.9	2.6	1.2	4.5
UOA1	5.8	-13.9	-17.8	-25.7	-3	-0.4	-5.7	1.1	0.9	2

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3

ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΑΠΟ ITRF ΣΕ ETRF

Για την υλοποίηση του Ευρωπαϊκού Πλαισίου Αναφοράς (European Terrestrial Reference Frame) ETRFyy, απαιτείται η γνώση της γωνιακής ταχύτητας της πλάκας της Ευρασίας, η οποία υπολογίζεται, είτε από κάποιο παγκόσμιο γεωφυσικό μοντέλο, όπως είναι το AM0-2 (Minster & Jordan 1978) ή το NNR-NUVEL-1/1A (ETRF89 μέχρι ETRF97) (Argus & Gordon 1991, De Mets et al. 1990, 1994), είτε από ένα γεωδαιτικά προερχόμενο πεδίο ταχυτήτων, ενός υψηλής ποιότητας δικτύου σταθμών ITRF, οι οποίοι εντοπίζονται στο λεγόμενο «σταθερό τμήμα» της Ευρωπαϊκής πλάκας.

Η υλοποίησή του βασίζεται στην ελαχιστοποίηση του πεδίου ταχυτήτων ITRS / ITRF στο σταθερό τμήμα της Ευρασίας, χρησιμοποιώντας τον ακόλουθο τύπο (Boucher & Altamimi 2008):

$$v_i^{ETRFyy} = v_i^{ITRFyy} + \dot{R} x_i^{ITRFyy}$$

όπου ο πίνακας $\dot{R}$ περιέχει τις καρτεσιανές συνιστώσες του διανύσματος της γωνιακής ταχύτητας της πλάκας της Ευρασίας σε σχέση με το ITRFyy.