

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩ ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΤΟΜΕΑΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ – ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ & ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



Μ.Π.Σ. Δυναμικής, Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, με έμφαση στην Δυναμική – Τεκτονική

> ΓΕΩΡΓΙΟΣ Α. ΠΑΠΑΝΤΩΝΙΟΥ Α.Μ. 21112

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ:

# Η ΔΟΜΗ ΚΑΙ Η ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΤΗΣ ΣΚΥΡΟΥ, ΚΕΝΤΡΙΚΟ – ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ



ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΚΑΘ. ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ) ΕΠΙΚ. ΚΑΘ. ΣΤΥΛΙΑΝΟΣ ΛΟΖΙΟΣ ΕΠΙΚ.ΚΑΘ. ΙΩΑΝΝΗΣ ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ

> ΑΘΗΝΑ ΑΠΡΙΛΙΟΣ 2015

#### Ευχαριστώ

- τον Καθηγητή Δημήτριο
  Παπανικολάου, για την επιλογή του θέματος της διπλωματικής μου, η οποία μου άνοιξε νέους ορίζοντες σκέψεις, καθώς και για την αμέριστη βοήθειά του
- τους Επίκουρους Καθηγητές
  Στυλιανό Λόζιο, Ιωάννη
  Παπανικολάου για τις παρατηρήσεις
  τους και την βοήθειά τους
- την Λέκτορα Παρασκευή Νομικού, για την παροχή των υποθαλάσσιων δεδομένων, και την αμέριστη βοήθεια της στην επεξεργασία αυτών
- τον Λέκτορα Εμμανουήλ Βασιλάκη, για την βοήθεια στην επεξεργασία των χαρτών και των δεδομένων της χερσαίας περιοχής της Σκύρου

Τέλος, ευχαριστώ ιδιαιτέρως, το σύνολο του προσωπικού του τομέα Δυναμικής Τεκτονικής & Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών, για την αμέριστη βοήθειά τους.

#### Περίληψη

Η παρούσα εργασία έχει ως στόχο την κατανόηση της παραμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή της Σκύρου, μέσω της ανάλυσης γεωδαιτικών και σεισμοτεκτονικών δεδομένων σε συνδυασμό με την μορφοτεκτονική ανάλυση τόσο της ενδοχώριας όσο και της εξωχώριας περιοχής, καθώς και γεωλογικών παρατηρήσεων από την νήσο. Η περιοχή αυτή, αποτελεί την μετάβαση από τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, κλάδους της βόρειας Ανατολίας, στην Διατμητική Ζώνη Κεντρικής Ελλάδος. Ο νότιος κλάδος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας εισέρχεται στον Αιγιακό χώρο, βορείως της Μυτιλήνης και τερματίζεται νοτίως της Σκύρου. Η συνολική μετατόπιση, του ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης, διανέμεται μέσα από ένα σύστημα σύμφωνων πεπλατυσμένων ρηγμάτων – δομή ουράς αλόγου, το οποίο δημιουργεί την λεκάνη της Σκύρου, ενώ παράλληλα λειτουργούν και εγκάρσιες δομές (ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης), οι οποίες και αυτές βοηθούν στην απορρόφηση της συνολικής μετατόπισης. Στη νήσο Σκύρο εμφανίζονται πλαγιοκανονικές δομές ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης και φορά προς ΒΔ, πιθανώς ανενεργές, οι οποίες συνδέονται γενετικά με την κύρια δομή νοτίως της Σκύρου, ενώ επίσης παρατηρούμε και την εγκάρσια δομή ΒΔ – ΝΑ γενικής διεύθυνσης, η οποία αποτελεί μια αριστερόστροφη αρνητική ανθοδομή και πιθανώς τέμνει τις ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης δομές.

#### Abstract

This study aims to understand the deformation pattern of the broader area of Skyros, by analyzing geodetic and seismotectonic data in conjunction with morphotectonic analysis both the mainland and the offshore area, as well as geological observations from the island. This region constitutes the transition from the right lateral strike slip fault systems, branches of North Anatolian Fault, to the Central Hellenic Shear Zone. The south branch of North Anatolian Fault enters the Aegean region north of Mytilene and ends south of Skyros. The total displacement of the strike – slip fault zone, is distributed through several branching synthetic splay faults – horsetail splay, which creates the Skyros basin, while at the same time there are transverse active zones (NW – SE orientation), which help the absorption of total displacement, too. On the Island of Skyros, there are oblique – normal fault systems of NE – SW orientation, and dip slip towards NW, probably inactive, which are associated genetically with the main zone south of Skyros, while also we can notice the NW – SE orientation transverse zone, which is a left lateral negative flower structure and probably crosscuts the NE – SW orientation zone.

# Περιεχόμενα

Περίληψη	3
Περιεχόμενα	5
1. Εισαγωγή	7
1.1. Γενικά	7
1.2. Σκοπός	.7
2. Γεωδυναμική καθεστώς	9
2.1. Γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων	9
2.2. Γεωδυναμικό καθεστώς κεντρικού Αιγαίου1	3
3. Ανάλυση Γεωδαιτικών Μετρήσεων πέριξ της λεκάνης της Σκύρου1	5
3.1. Εισαγωγή1	6
3.2. Παλαιότερες μελέτες1	.4
3.3. Επανερμηνεία Γεωδαιτικών μετρήσεων1	8
3.4. Συμπεράσματα2	2
4. Σεισμοτεκτονική Ανάλυση2	3
4.1. Εισαγωγή2	3
4.2. Ο σεισμός της 26 Ιουλίου του 20012	5
4.3. Σεισμικότητα κεντρικού Αιγαίου2	9
4.4. Συμπεράσματα3	4
<b>5. Μορφοτεκτονική ανάλυση νήσου Σκύρου</b>	5
5.1. Εισαγωγή3	5
5.2. Χάρτες κλίσεων πρανών3	5
5.3. Χάρτης Προσανατολισμού των πρανών3	7
5.4. Ανάλυση Υδρογραφικού Δικτύου3	8
5.5. Συμπεράσματα4	0
6. Μορφοτεκτονική ανάλυση της λεκάνης της Σκύρου4	1
6.1. Εισαγωγή4	1
6.2. Βυθομετρία4	2

6.3. Χάρτες κλίσεων υποθαλάσσιων πρανών και προσανατολισμού των π	τρανών44
6.4. Συμπεράσματα	48
7. Γεωλογία – Τεκτονικό καθεστώς νήσου Σκύρου	49
7.1.Εισαγωγή	
7.1.1. Ιστορικές αναφορές	49
7.1.2. Μεθοδολογία	
7.2. Γεωμορφολογία ακτών	51
7.3. Στρωματογραφία	53
7.4. Τεκτονική	57
7.4.1. Εισαγωγή	57
7.4.2. Ανάλυση δομής (Α1) – Κεντρικό τμήμα	58
7.4.3. Ανάλυση δομής (Α2) – Κεντρικό τμήμα	63
7.4.4. Ανάλυση δομής (Β1) – Βόρειο τμήμα	68
7.4.5. Ανάλυση δομής (Β2) – Βόρειο τμήμα	77
8. Συμπεράσματα	79
Βιβλιογραφία	83

## 1. Εισαγωγή

### 1.1. Γενικά

Στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών Δυναμική, Τεκτονική και Εφαρμοσμένη Γεωλογία με έμφαση στην Δυναμική – Τεκτονική, του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, εκπονήθηκε η παρούσα διπλωματική εργασία ειδίκευσης με θέμα «Η δομή και η ιστορία του ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης της Σκύρου, κεντρικό – βόρειο Αιγαίο», με τριμελή συμβουλευτική επιτροπή, η οποία αποτελείται από τους, Καθηγητή του Πανεπιστημίου Αθηνών Δημήτριο Παπανικολάου (επιβλέπων), Επίκουρο Καθηγητή του Πανεπιστημίου Αθηνών Στυλιανό Λόζιο (μέλος), τον Επίκουρο Καθηγητή του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Ιωάννη Παπανικολάου (μέλος).

### **1.2. Σκοπός**

Ο σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη των τεκτονικών δομών της ευρύτερης περιοχής της Σκύρου, τόσο στην ξηρά, όσο και υποθαλάσσια. Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας, έγινε μια καταρχήν προσπάθεια κατανόησης των δομών της ευρύτερης περιοχής, με βάση γεωδυναμικά, γεωδαιτικά και σεισμοτεκτονικά δεδομένα. Εν συνεχεία, η μελέτη επικεντρώθηκε στην Σκύρο και στην λεκάνη της Σκύρου με βάση τα μορφοτεκτονικά – και για την ξηρά – και τα γεωλογικά δεδομένα (εικόνα 1.1).



Εικόνα 1.1. Χάρτης της ευρύτερης περιοχής έρευνας, ενώ εντός του πολυγώνου εντοπίζεται η κυρίως περιοχή μελέτης.

Στόχος της εργασίας είναι μέσω της συσχέτισης των επιμέρους μελετών να απαντηθούν ορισμένα βασικά ερωτήματα για τις τεκτονικές δομές της περιοχής, στο περιορισμένο πλαίσιο μιας μεταπτυχιακής εργασίας ειδίκευσης, καθώς επίσης και να προσδιοριστεί το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής.

### 2. Γεωδυναμική καθεστώς

### 2.1. Γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων

Το ορογενετικό τόξο των Ελληνίδων προήλθε από την συνεχή υποβύθιση, από το Μεσοζωικό, κομματιών της λιθοσφαιρικής πλάκας, μήκους σχεδόν 2000Km και πιθανής προέκτασης αυτών στα 3300 Km, κάτω από το ενεργό Ευρωπαϊκό περιθώριο με σταθερή τεκτονική πολικότητα προς βορρά (Papanikolaou, 2012; Papanikolaou, 1986a, 1989, 1997; Papanikolaou et al., 2004; van Hinsbergen et al., 2005a; Kárason and van der Hilst, 2001; Spakman et al., 1993; Suckale et al., 2009; Wortel and Spakman, 2000) (εικόνα 2.1).



Εικόνα 2.1. α. Σχηματικό διάγραμμα της σεισμικής τομογραφίας της υποβυθιζόμενης Ελληνικής πλάκας και των Ελληνικών τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων κατά μήκος της τομής (Papanikolaou, 2013). b. Παλαιογεωγραφική αναδόμηση της υποβυθιζόμενης πλάκας και των Ελληνικών τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων. Με την γραμμή τελειών σημειώνετε η συσχέτιση της υποβυθιζόμενης πλάκας με την το παλαιογραφικό προφίλ. c. Σχηματική αναπαράσταση των απλοποιημένων χρονολογιών των τεκτονικών αποκολλήσεων, διανοίξεων και υποβύθισης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων (Papanikolaou, 2012).

Την περίοδο του Ηωκαίνου, λόγω της υποβύθισης του ωκεανού της Πίνδου, ο ρυθμός υποβύθισης είναι περίπου 40 – 60 mm/yr, ενώ στο ανώτερο Ηώκαινο μειώνεται σε περίπου 20 – 25 mm/yr, λόγω του κλεισίματος του ωκεανού της Πίνδου και της αρχής της υποβύθισης της ρηχής ανθρακικής πλατφόρμας των εξωτερικών Ελληνίδων, για να μειωθεί έτι περισσότερο στα περίπου 5 – 12 mm/yr έως το μέσο Μειόκαινο καθώς η υποβύθιση της ανθρακικής πλατφόρμας συνεχιζόταν (Royden & Papanikolaou, 2011).

Η μείωση του ρυθμού υποβύθισης είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία και λειτουργία των εφελκυστικών ρηγμάτων στην ανώτερη πλάκα, τα οποία είναι παράλληλα στο Ελληνικό τόξο, κατά την περίοδο του Ολιγοκαίνου – Ανωτέρου Μειοκαίνου (Papanikolaou & Royden, 2007).

Στο Μειόκαινο, η ωκεάνια λιθόσφαιρα του Ιονίου Πελάγους (Ho) έφτασε στην τάφρο, αλλά μόνο νοτίως της Κεφαλονιάς, ενώ βόρεια η ηπειρωτική λιθόσφαιρα συνέχιζε να υποβυθίζεται, με αποτέλεσμα νοτίως της Κεφαλονιάς η άνωση της πλάκας να γίνει πιο αρνητική, και ο ρυθμός υποβύθισης να αρχίσει να αυξάνεται έως την τωρινή τιμή των 35 mm/yr (Royden & Papanikolaou, 2011).

Η αύξηση του ρυθμού υποβύθισης, σε συνδυασμό με την λειτουργία του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς και της εισόδου του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στον Αιγιακό χώρο οδηγεί την σταδιακή μετάβαση από τα προαναφερθέντα, εφελκυστικά συστήματα ρηγμάτων του Ολιγοκαίνου – Ανωτέρου Μειοκαίνου, τα οποία είναι παράλληλα στο Ελληνικό τόξο, στα συστήματα ρηγμάτων του Πλειοκαίνου – Τεταρτογενούς, πολλά εκ των οποίων διατρέχουν εγκάρσια το τόξο (Papanikolaou & Royden, 2007), (εικόνα 2.2).



200 km

Pliocene to Quaternary

Εικόνα 2.2. Εξέλιξη της παραμόρφωσης της ανώτερης πλάκας, εντός της περιοχής του Αιγαίου, από περίπου το μέσο Μειόκαινο μέχρι σήμερα, με την διακοπή της έκτασης σε ευρύτερη κλίμακα και της σταδιακής ανάπτυξης της διατμητικής ζώνης κεντρικής Ελλάδος. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές δείχνουν περίπου τις περιοχές που επηρεάστηκαν περισσότερο και/ή οριζοντιολισθητική δράση σε κάθε περίοδο. Η χρονολόγηση είναι κατά προσέγγιση καθώς η ηλικία μερικών γεγονότων δεν είναι ακριβώς προσδιορισμένη (Papanikolaou et al. 2007). Επίσης, οι Royden & Papanikolaou (2007), αναφέρουν ότι αποτέλεσμα των παραπάνω είναι η δημιουργία της μικροπλάκας του Αιγαίου, την οποία οριοθετούν προς νότο έως την ζώνη υποβύθισης, προς τα ανατολικά έως την διατμητική ζώνη της δυτικής Ανατολίας, ενώ το προς βορρά όριο περιλαμβάνει το ενοποιημένο σύστημα του ρήγματος της Κεφαλονιάς, με την διατμητική ζώνη της κεντρικής Ελλάδος, τα κανονικά ρήγματα του Πλειόκαινου – Τεταρτογενούς της ευρύτερης περιοχής του Βορείου Αιγαίου και το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας – ηλικίας Αν. Μειοκαίνου - Τεταρτογενούς – η οποία αποτελεί μια ζώνη δεξιόστροφης διάτμησης με σημαντική συνιστώσα έκτασης. Στο χώρο του κεντρικού Αιγαίου – Κυκλάδων τοποθετούν το απαραμόρφωτο εσωτερικό της πλάκας (εικόνα 2.3).



Εικόνα 2.3. (πάνω) Ταχύτητες GPS (McClusky et al., 2000) με σταθερό το νότιο Αιγαίο. Τα βέλη έχουν 95% περιθώριο εμπιστοσύνης. Οι σκουρόχρωμες περιοχές δείχνουν την κατά προσέγγιση θέση των διεφελυστικών ζωνών διάτμησης οι οποίες οριοθετούν το νοτιοδυτικό (Central Hellenic Shear Zone) και το νοτιοανατολικό (West Anatolian Shear Zone) άκρο του Αιγιακού ρηξιτεμάχους. (κάτω αριστερά) Διατμητική και εκτατική συνιστώσες των ταχυτήτων κατά μήκος της Διαμτητικής Ζώνης Κεντρικής Ελλάδος (CHSZ) βασισμένη στις μέσες ταχύτητες, στην κλίμακα αναφοράς, στους σταθμούς KRTS, KRNA και VASI, και αναλύοντας το αποτέλεσμα σε συνιστώσες παράλληλες και εγκάρσιες στην Διαμτητικής Ζώνης Κεντρικής Ελλάδος (CHSZ) – 20 mm/yr δεξιόστροφης ολίσθησης και 11 mm/yr έκτασης. (κάτω δεξιά) ομοίως για την Διατμητική Ζώνη Δυτικής Ανατολίας (WASZ) χρησιμοποιώντας τους σταθμούς DMIR, AFYO, και BALI, βρίσκουμε 13 mm/yr αριστερόστοφης ολίσθησης και 10 mm/yr έκτασης (Papanikolaou & Royden, 2007).

Οι Jolivet et al. (2012) προσθέτουν ότι η μετάβαση από τα συστήματα ρηγμάτων του Ολιγοκαίνου – Ανωτέρου Μειοκαίνου σε αυτά του Πλειόκαινου – Τεταρτογενούς και η δημιουργία της μικροπλάκας του Αιγαίου συνδέεται με δύο σκισίματα της υποβυθιζόμενης πλάκας «slab tears», το ένα στη θέση της διατμητικής ζώνης δυτικής Ανατολίας και το άλλο στη θέση της διατμητικής ζώνης κεντρικής Ελλάδος που επέτρεψαν την αύξηση του ρυθμού της υποχώρησης της τάφρου. Με το πρώτο να τοποθετείται χρονικά ότι λειτουργεί από το μέσο Μειόκαινο, ενώ το δεύτερο από το Πλειόκαινο (εικόνα 2.4).



Εικόνα 2.4. Ανακατασκευή της περιοχής του Αιγαίου από το Ανώτερο Ηώκαινο (35 ma) έως σήμερα. Η χοντρή μπλε γραμμή δείχνει τη θέση της υποβυθιζόμενης πλάκας σε βάθος 150 Km. Το ανοιχτό μπλε πεδίο αντιπροσωπεύει την ωκεάνια λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου. Τα πράσινα βέλη δείχνουν την ροή της ασθενόσφαιρας και τα πορτοκαλί την ροή του ανώτερου φλοιού. Ηφαιστειότητα από Pe – Piper and Piper (2006, 2007) (Jolivet et al. 2013).

### 2.2. Γεωδυναμικό καθεστώς κεντρικού Αιγαίου

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας στην περιοχή του «Duzce» στην βορειοδυτική Τουρκία διακλαδίζεται, με τους δυο κλάδους να συνεχίζουν εντός της περιοχής του Αιγαίου. Η συνέχεια του βόρειου κλάδου δημιουργεί την τάφρο του Βορείου Αιγαίου, ενώ ο νότιος κλάδος δημιουργεί την λεκάνη της Σκύρου στο κεντρικό Αιγαίο. Μεταξύ των δυο λεκανών τοποθετείται η πλατφόρμα των «Βόρειων Σποράδων – Λήμνου» (Papanikolaou et al, 2006) (εικόνα 2.5).

Η περιοχή της Σκύρου αποτελεί τμήμα της μετάβασης από τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, κλάδους της βόρειας Ανατολίας, στην περιοχή της διατμητικής ζώνης κεντρικής Ελλάδος, ενώ παράλληλα, η δράση μικρότερων εγκάρσιων δομών καθορίζουν την επιμέρους κατάτμηση και κίνηση των ρηξιτεμαχών του ανώτερου φλοιού.



Εικόνα 2.5. Γεωτεκτονική θέση της λεκάνης της Σκύρου (SK. B.), εντός του πλαισίου της τεκτονικής των πλακών στην ανατολική Μεσόγειο (Papanikolaou et al, 2006). Τα βέλη αντιπροσωπεύουν τους ετήσιους ρυθμούς των G.P.S. Οι επωθήσεις προσδιορίζονται από γραμμές με το δόντι στην ανώτερη πλάκα, τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης από γραμμές με παράλληλα αντικρουόμενα βέλη, και κανονικά ρήγματα από γραμμές με ακίδες στο κατερχόμενο τέμαχος. Οι διακεκομμένες γραμμές με βέλη στο κατερχόμενο μέρος αντιπροσωπεύει την τελευταία Αλπική αποκόλληση. Οι τρεις πλειο – τεταρτογενείς τάφροι του Β. Ευβοϊκού (G3), Βοιωτικού Κηφισού (G2), και Κορινθιακού (G1) συμβολίζονται με πορτοκαλί.

## 3. Ανάλυση Γεωδαιτικών Μετρήσεων πέριξ της λεκάνης της Σκύρου

### 3.1. Εισαγωγή

Τα τελευταία 40 χρόνια αναπτύχθηκε έντονα ο κλάδος της τεκτονικής γεωδαισίας, καθώς η πρόοδος της τεχνολογίας με τα συστήματα προσδιορισμού γεωγραφικής θέσης μέσω δορυφόρων, παρείχε μεγάλη ευκολία στην συλλογή και επεξεργασία στοιχεία της μορφής αυτής. Ενώ πλέον, αποτελεί αναπόσπαστο κομμάτι μιας ολοκληρωμένης τεκτονικής έρευνας.

Η περιοχή του Αιγαίου αποτέλεσε ιδιαίτερα προνομιακό χώρο έρευνας με της μεθόδους της τεκτονικής γεωδαισίας, κυρίως λόγω της πολυπλοκότητας των γεωδυναμικών φαινομένων (βλέπε κεφάλαιο γεωδυναμικής), με αποτέλεσμα την ύπαρξη πληθώρας βιβλιογραφίας.

Στην παρούσα εργασία, σε μια προσπάθεια επικέντρωσης του ενδιαφέροντος στην περιοχή της Σκύρου, επιλέχθηκαν δύο εργασίες (Nyst & Thatcher, 2004, Muller et al., 2012), των οποίων τα δεδομένα επανερμηνεύσαμε, με τελικό σκοπό τον προσδιορισμό των τεκτονικών ρηξιτεμαχών και των ζωνών που τα οριοθετούν. Τα κριτήρια επιλογής ήταν τόσο η καλύτερη κάλυψη της περιοχής μελέτης, όσο και η ύπαρξη γεωδαιτικών σταθμών σε περιοχές άμεσου ενδιαφέροντος (π.χ. Σκύρος, Άγιος Ευστράτιος).

Ο προσδιορισμός των ορίων των τεκτονικών ρηξιτεμαχών πραγματοποιήθηκε με βάση τα δεδομένα των εργασιών, καθώς επίσης και με βάση σεισμοτεκτονικά και μορφολογικά δεδομένα. Για το λόγο αυτό πρέπει να τονιστεί ότι τα όρια αυτά δεν αποτελούν σε όλο το μήκος τους γεωλογικές – τεκτονικές δομές, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις απλώς όρια μεταξύ διαφορετικών τιμών γεωδαιτικών μετρήσεων.

### 3.2. Παλαιότερες μελέτες

Οι Nyst & Thatcher (2004), ομογενοποίησαν μετρήσεις ταχυτήτων GPS σε ένα σύστημα συντεταγμένων με σταθερή την Ευρασία, από προηγούμενες έρευνες – Clarke et al. (1998), Cocard et al. (1999), Mclusky et al. (2000), Kotzev et al. (2001), Ayhan et al. (2002), Meade et al. (2002) (εικόνα 3. 1).



Εικόνα 3.1. Παρατηρούμενο πεδίο γεωδαιτικών ταχυτήτων, σε σχέση με μια σταθερή Ευρασία (στα βόρεια του χάρτη). Οι ελλείψεις της τυπικής απόκλισης του λάθους φαίνονται ως αναφορά. Τα χρώματα των βελών επεξηγούνται στο υπόμνημα (Nyst & Thatcher, 2004).

Οι Muller et al. (2012) παρουσίασαν μετρήσεις ταχυτήτων GPS, βασισμένα σε δεδομένα ενός συνεχούς εκτεταμένου και τύπου «καμπάνιας» δικτύου στον χώρο του Βορείου Αιγαίου για την περίοδο 1993 – 2009, έτσι ώστε να προσδιορίσουν τις εφελκυστικές τάσεις στην περιοχή αυτή, ενώ προχώρησαν και σε εκτίμηση του ρυθμού μετατόπισης των ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας και της Σκύρου – Εντρεμιτ (εικόνα 3.2).



Εικόνα 3.2. Οριζόντιες ταχύτητες στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου σε σχέση με την Ευρασία. Τα λευκά βέλη προέρχονται από δεδομένα των McClusky et al. (2000), μετατρεπόμενα σε ITRF2005 (Muller et al., 2012). Οι ελλείψεις σφάλματος υποδηλώνουν της 1 – σ περιοχές εμπιστοσύνης. Α: Αλόννησος, ΑΕ: Άγιος Ευστράτιος, BP: Χερσόνησος Biga, Ch: Χαλκιδική, SEF: Σκύρος –Edremit ρήγμα, GC: Κορινθιακός κόλπος, GE: Ευβοϊκός κόλπος, GF: Ρήγμα του Ganos, Η: Χίος, L: Λήμνος, Le: Λέσβος, MyG: Βύθισμα της Μυγδονίας, NAT: Τάφρος του Βορείου Αιγαίου, P: Πελαγονήσι, Pe: Πήλιο, Pel: Πελοπόννησος, Ps: Ψαρά, Sa: Σαμοθράκη, Sk: Σκύρος, SpB: Λεκάνη των Σποράδων, SpI: Νήσοι Σποράδες.

Κατά τους ίδιους, στην περιοχή της Σκύρου η εφελκυστική τάση έχει διεύθυνση BBA – ΝΝΔ, ενώ ο ρυθμός ολίσθησης του ρήγματος Σκύρου – Εντρεμιτ δεν ξεπερνάει τα 12 mm/year.

### 3.3. Επανερμηνεία Γεωδαιτικών μετρήσεων

Με βάση τα δεδομένα της εργασίας των Nyst & Thatcher (2004), διαχωρίσαμε την περιοχή της κεντρικής Ελλάδος και του Βορείου Αιγαίου σε 6 τεκτονικά ρηξιτεμάχη. Το πρώτο (1) περιλαμβάνει την Μυτιλήνη και κινείται με ταχύτητα περίπου 23 mm/year προς τα ΔΝΔ, το δεύτερο (2) την Λήμνο με ταχύτητα 33 mm/year προς τα ΝΔ, το τρίτο (3) την Χίο με ταχύτητα 32 mm/year προς τα ΝΝΔ, το τέταρτο (4) την Σκύρο, την νότια Εύβοια και την Αττική με ταχύτητα 30 mm/year προς τα ΝΔ, το πέμπτο (5) την Βόρεια Εύβοια και την Βοιωτία με ταχύτητα 24 mm/year προς τα ΝΔ και το έκτο (6) την Φωκίδα με ταχύτητα 19 mm/year προς τα ΝΔ (εικόνα 3.3).



Εικόνα 3.3. Έξι τεκτονικά ρηξιτεμάχη στην περιοχή πέριξ της λεκάνης της Σκύρου, με βάση τις γεωδαιτικές μετρήσεις των Nyst & Thatcher (2004). Εντός της κόκκινης διακεκομμένης γραμμής τοποθετείται η περιοχή της Σκύρου, όπου παρατηρούνται δύο σταθμοί μέτρησης – νότια, βόρεια Σκύρος – με παρόμοιες τιμές.

Ως αποτέλεσμα των παραπάνω παρατηρούμε ότι μεταξύ των ρηξιτεμαχών (1) και (3) έχουμε εφελκυσμό της τάξεως των 10 mm/year, και αριστερόστροφη οριζόντια ολίσθηση 8 mm/year, μεταξύ των ρηξιτεμαχών (2) και (4) έχουμε εφελκυσμό σε διεύθυνση BA – NΔ με ταχύτητα απόκλισης 8 mm/year, και αριστερόστροφη ολίσθηση της τάξεως των 8 mm/year, μεταξύ των ρηξιτεμαχών (4) και (5) δεξιόστροφη ολίσθηση με ρυθμό 6 mm/year και επίσης μεταξύ των (5) και (6) δεξιόστροφη ολίσθηση με ρυθμό 5 mm/year.

Τέλος, στη ζώνη νοτίως της Σκύρου, μεταξύ των ρηξιτεμαχών (1), (3) και (2), (4), παρατηρείται μια μεταβολή των χαρακτηριστικών αυτής από ανατολικά προς τα δυτικά, όπου στο ανατολικό τμήμα έχουμε συμπιεστικό καθεστώς της τάξεως των 4 mm/year και δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση 2mm/year, εν συνεχεία εφελκυσμό 12 mm/year και οριζόντια ολίσθηση 6 mm/year, ενώ στο δυτικό μόνο οριζόντια ολίσθηση 2 mm/year (εικόνα 3. 4).



Εικόνα 3.4. Τεκτονικά ρηξιτεμάχη στην περιοχή πέριξ της Σκύρου και η μεταξύ τους σχέσεις.

Από την ανάλυση των ταχυτήτων GPS της εργασίας των Muller et al. (2012), διαχωρίσαμε την περιοχή του Αιγαίου και της κεντρικής και βόρειας Ελλάδος σε 7 τεκτονικά ρηξιτεμάχη. Το πρώτο (1) περιλαμβάνει την περιοχή της Χαλκιδικής με ταχύτητες που κυμαίνονται από 4 έως 9 mm/year προς N, το δεύτερο (2), την περιοχή της Θεσσαλίας με ταχύτητα 9 με 11 mm/year προς τα NNΔ, το τρίτο (3), την περιοχή της Μαγνησίας με ταχύτητες 15 με 17 mm/year προς τα NNΔ, το τέταρτο (4), την περιοχή της Λήμνου – Β. Εύβοιας – δυτικής Βοιωτίας με ταχύτητα 20 με 22 mm/year προς τα NΔ, το πέμπτο (5), την περιοχή της Σκύρου – Κεντρικής Εύβοιας – ανατολικής Βοιωτίας με ταχύτητες 26 με 28 mm/year προς τα NΔ, το έκτο (6), την περιοχή της Μάγνησίας με 32 mm/year προς τα NΔ, και το έβδομο (7) την περιοχή της Νότιας Εύβοιας – Αττικής με ταχύτητες 30 με 32 mm/year προς τα NΔ (εικόνα 3.5).



Εικόνα 3.5. Εφτά τεκτονικά ρηξιτεμάχη στην περιοχή πέριξ της λεκάνης της Σκύρου, με βάση τις γεωδαιτικές μετρήσεις των Muller et al. (2012). Εντός της κόκκινης διακεκομμένης γραμμής τοποθετείται η περιοχή του Αγίου Ευστρατίου, όπου η ύπαρξη του σταθμού μέτρησης, μας δίνει καλύτερη εικόνα για την περιοχή μελέτης.

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι μεταξύ των ρηξιτεμαχών (1) και (2) έχουμε εφελκυσμό σε διεύθυνση BA – ΝΔ με ρυθμό 3 με 5 mm/year, και αριστερόστροφη ολίσθηση 1 με 3 mm/year. Μεταξύ των ρηξιτεμαχών (1) και (4) αναπτύσσεται η τάφρος του Βορείου Αιγαίου με εφελκυσμό σε διεύθυνση BΔ – ΝΑ της τάξεως των 3 με 4 mm/year και δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση της τάξεως 15 mm/year. Μεταξύ των ρηξιτεμαχών (2) και (3) έχουμε εφελκυσμό σε διεύθυνση BBΔ – NNA 3 με 5 mm/year και δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση της τάξεως 4 με 5 mm/year. Μεταξύ των ρηξιτεμαχών (3) και (4) έχουμε δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση 7 με 9 mm/year.

Μεταξύ των ρηξιτεμαχών (4) και (5) παρατηρούνται δυο όρια διαφορετικών διευθύνσεων. Στα δυτικά σε διεύθυνση BA – ΝΔ έχουμε εφελκυσμό 3 mm/year και αριστερόστροφη οριζόντια ολίσθηση της τάξεως των 5 mm/year, ενώ στα ανατολικά σε διεύθυνση BΔ – ΝΑ έχουμε εφελκυσμό 6 mm/year και δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση 1 mm/year.

Τέλος, σε ένα συνεχές όριο BA – ΝΔ διεύθυνσης μεταξύ των ρηξιτεμαχών (4) και (6) στα ανατολικά, (4) και (7) στο κεντρικό τμήμα, και (5) και (7) στα δυτικά, παρατηρείται συμπίεση στα ανατολικά, της τάξεως των 6 mm/year, εφελκυσμός στα κεντρικά και δυτικά, της τάξεως των 5 και 4 mm/year αντίστοιχα. Ενώ η τιμή της δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης μεταβάλλεται από τα ανατολικά προς τα δυτικά, από τα 5 mm/year σε 9 mm/year και εν συνεχεία σε 2 mm/year (εικόνα 3.6).



Εικόνα 3.6. Τεκτονικά ρηξιτεμάχη στην περιοχή πέριξ της Σκύρου και η μεταξύ τους σχέσεις.

### 3.4. Συμπεράσματα

Θα πρέπει να τονιστεί ότι η ύπαρξη μικρού αριθμού νησιών στην περιοχή του κεντρικού – βόρειου Αιγαίου, οδηγεί σε μια ανομοιογενή τοποθέτηση των σταθμών, με αποτέλεσμα η τελική εικόνα των ρηξιτεμαχών και των επιμέρους σχέσεων τους, σε ορισμένες περιπτώσεις να επιδέχεται συζήτησης.

Επίσης, οι διαφορές των ταχυτήτων για τους ίδιους σταθμούς, μεταξύ των δυο εργασιών, οφείλεται στο σύστημα αναφοράς κάθε εργασίας, και την μέθοδο που έχουν ακολουθήσει οι εκάστοτε ερευνητές.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα δεδομένα της εργασίας των Nyst & Thatcher (2004) για το νησί της Σκύρου, όπου παρατηρούμε την ύπαρξη δυο σταθμών μέτρησης ταχύτητας, μια στο βόρειο και μια στο νότιο μέρος της νήσου, με σχεδόν ίδια τιμή. Βάση αυτού συμπεραίνουμε ότι το σύνολο της Σκύρου κινείται ενιαία.

Τα δεδομένα της εργασίας των Muller et al. (2012), έχοντας σταθμούς μέτρησης εκτός των άλλων και στον Άγιο Ευστράτιο μας δίνουν καλύτερη εικόνα για της δομές ενδιαφέροντός μας. Συγκεκριμένα, για την BA – ΝΔ δομή (ρήγμα Σκύρου – Εντρεμιτ) υπολογίζουμε εφελκυσμό σε διεύθυνση BBΔ – NNA 5 mm/year και δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση της τάξεως 9 mm/year, ενώ για την BΔ – ΝΑ δομή της περιοχής της Σκύρου βρίσκουμε ταχύτητα απόκλισης 6 mm/year και αριστερόστροφη ολίσθηση της τάξεως του 1 mm/year.

## 4. Σεισμοτεκτονική Ανάλυση

### 4.1. Εισαγωγή

Τα ιστορικά σεισμικά δεδομένα για την περιοχή της Σκύρου είναι περιορισμένα, τόσο λόγω της γεωγραφικής της θέσης, όσο και λόγω ότι δεν αποτέλεσε ιδιαίτερο εμπορικό κέντρο κατά τους ιστορικούς χρόνους.

Ωστόσο, η ενόργανες μετρήσεις του τελευταίου αιώνα μας δείχνουν μια πλούσια σεισμικότητα στη ευρύτερη περιοχή, ενώ ο σεισμός της 21<sup>ης</sup> Ιουλίου του 2001 μας έδωσε μια νέα οπτική στα ρήγματα που δύναται να δώσουν ισχυρούς σεισμούς. Πολλές μελέτες πραγματοποιήθηκαν μετά το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός, τόσο για τον προσδιορισμό του σεισμογόνου ρήγματος, όσο και για την επανερμηνεία παλαιότερων γεγονότων της ευρύτερης περιοχής.

Οι Papadopoulos et al. (2002) προσδιόρισαν της ζώνες διάρρηξης 16 ισχυρών σεισμικών γεγονότων στην ευρύτερη περιοχή του βορείου Αιγαίου, με επιφανειακό μέγεθος (Ms ≥ 6.5) και οι οποίοι σημειώθηκαν τα τελευταία 150 χρόνια (εικόνα 4.1).



Eικόνα 4.1. Οι ζώνες διάρρηξης των 16 ισχυρών σεισμικών γεγονότων (Papadopoulos et al., 2002, Papazachos & Papazachou, 1997, Delibasis &Drakopoulos, 1972, Drakopoulos &Ekonomides, 1972, Taymaz et al., 1991, Papazachos et al., 1984, Rocca et al., 1985). Οι Karakostas et al. (2003) αναλύοντας την σεισμικότητα με τοπικό μέγεθος μεγαλύτερο του 5.0 και τους μηχανισμούς γένεσης με μέγεθος ροπής μεγαλύτερο του 6.1, καθόρισαν τα κύρια τμήματα των ρηγμάτων και την σχετική κίνηση τους (εικόνα 4.2).



Εικόνα 4.2. Σεισμικότητα μεγέθους ( $M \ge 5.0$ ) και μηχανισμοί γένεσης μεγέθους ροπής ( $M_w > 6.1$ , 1965 – 2001). Γκρι γραμμές και βέλη δείχνουν τα κύρια τμήματα ρηγμάτων, και τη σχετική κίνηση, αντίστοιχα (Karakostas et al., 2003).

Οι Ganas et al. (2005) προσδιόρισαν τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής, με βάση τους μηχανισμούς γένεσης μεγάλων σεισμικών γεγονότων της περιόδου 1965 – 2002, καθώς και το τοπικό πεδίο τάσεων (εικόνα 4.3).



Εικόνα 4.3. Σεισμοτεκτονικός χάρτης του Βόρειου – κεντρικού Αιγαίου, και το πεδίο τάσεων αυτής (Ganas et al., 2005)

### **4.2.** Ο σεισμός της 26 Ιουλίου του 2001

Στης 26 Ιουλίου του 2001, τοπική ώρα 02:21:39, σεισμός μεγέθους ροπής 6.4, και σε βάθος περίπου 13Km έλαβε χώρα στο κεντρικό Αιγαίο , με επικεντρικές συντεταγμένες 38.99° B, 24.36° A (Melis et al., 2001; Drakatos et al., 2004; Roumelioti et al., 2003, 2004 , Ganas et al., 2005). Ο σεισμός αυτός τοποθετείται στο αριστερόστροφο ρήγμα, με διεύθυνση BΔ – NA, βορειοδυτικά της νήσου Σκύρου (Benetatos et al., 2002; Karakostas et al., 2003, Ganas et al., 2005). Στις 21 Ιουλίου είχαν προηγηθεί δυο προσεισμοί σε απόσταση 5 Km από το επίκεντρο του κύριου σεισμού, καθώς και ένας την 25<sup>n</sup> Ιουλίου (Ganas et al., 2005), ενώ η μετασεισμική ακολουθία διήρκησε αρκετές εβδομάδες (Roumelioti et al. 2003).

Στο νησί της Σκύρου, λόγω του σεισμού, προκλήθηκαν αρκετές κατολισθήσεις, κυρίως στην Χώρα της Σκύρου, ενώ σημαντικές καταστροφές υπέστη και η Ιερά Μονή του Αγίου Γεωργίου, η οποία βρίσκεται στην Χώρα (Marinos & Tsiambaos, 2002).

Η Roumelioti et al. (2003) προσδιόρισαν το μήκος του σεισμογόνου ρήγματος που έδωσε των κύριο σεισμό της 21<sup>ης</sup> Ιουλίου, στα 27 Km με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, ενώ επίσης και ένα διάσπαρτο τμήμα, μήκους 15 Km, στο δυτικό τμήμα της ενεργοποιημένης περιοχής με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ. Η ΒΔ – ΝΑ ρηξιγενής ζώνη δεν ενεργοποιήθηκε συγχρόνως με την κύρια ζώνη, αλλά η ενεργοποίηση της ήταν αποτέλεσμα του κύριου γεγονότος (εικόνα 4.4).



Εικόνα 4.4. (a – e) Η εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας για το διάστημα 5 – 24 ώρες, μετά το κύριο γεγονός. (f) Η πλήρης μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της 26 Ιουλίου του 2001 (Roumelioti et al.,2003).

Οι Ganas et al. (2005) αναφέρουν ότι η σεισμική ακολουθία συσχετίζεται τόσο με αριστερόστροφη οριζόντια ολίσθηση, όσο και με εφελκυσμό, σχηματίζοντας σεισμικότητα σχήματος V, ενώ η παραμόρφωση εστιάζεται στο ΝΔ τέμαχος του αριστερόστροφου ρήγματος. Παράλληλα, εκτιμούν ότι η ζώνη σεισμικότητας έχει μήκος 35 Km και πλάτος 10 Km, με το βάθος να φτάνει σχεδόν τα 30 Km, το οποίο αποτελεί το εκτιμώμενο βάθος της Moho (Makris and Vees, 1977; Tsokas and Hansen, 1997, Ganas et al., 2005, εικόνα 4.5).



Εικόνα 4.5. Τομή της μετασεισμικής ακολουθίας, του κανονικού προς οριζόντιας ολίσθησης ρήγματος της Σκύρου. Η παχιά διακεκομμένη γραμμή συμβολίζει το επίπεδο του ρήγματος, ενώ οι λεπτές συνεχόμενες γραμμές μικρότερα επίπεδα ρηγμάτων, τα οποία ενεργοποιήθηκαν κατά την μετασεισμική ακολουθία. Το αστέρι υποδεικνύει το κύριο γεγονός (Ganas et al., 2005).

Επίσης, αναφέρουν ότι η μετασεισμική ακολουθία με διεύθυνση BΔ – NA, δείχνει μια καθαρή αριστερόστροφη οριζοντιολισθητική κινηματική, ενώ τα βαθύτερα γεγονότα είναι τοποθετημένα στην οροφή, στοιχείο που μπορεί να ανταποκρίνεται σε μια μικρής κλίσης ζώνη διάτμησης στον κατώτερο φλοιό. Οι ίδιοι προσδιόρισαν των άξονα T από 50 μηχανισμούς γένεσης, ο οποίος υποδεικνύει εφελκυστική παραμόρφωση B – N διεύθυνσης, ενώ η αντιστροφή του τανυστή τάσεων στην ίδια ακολουθία έδειξε τη μέγιστη συμπιεστική τάση (σ<sub>1</sub>) να είναι υπο - οριζόντια B102<sup>o</sup>A, ενώ η σ<sub>3</sub> είναι προσανατολισμένη σε διεύθυνση B13<sup>o</sup>A (εικόνες 4.6, 4.3).



Εικόνα 4.6. Χάρτης με τους μηχανισμούς γένεσης της μετασεισμικής ακολουθίας – το κείμενο πάνω από τους μηχανισμούς υποδεικνύει την ημερομηνία του συμβάντος (Ganas et al., 2005).

#### 4.3. Σεισμικότητα κεντρικού Αιγαίου

Για την σεισμοτεκτονική ανάλυση της ευρύτερης περιοχής της Σκύρου χρησιμοποιήθηκαν οι κατάλογοι σεισμικότητας τοπικού μεγέθους (M<sub>L</sub>) της περιόδου 1983 – 2012 του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Από το σύνολο των καταλόγων σεισμικότητας τοπικού μεγέθους επιλέχθηκε η συγκεκριμένη χρονική περίοδος, καθώς στους καταλόγους προηγουμένων ετών η σεισμικότητα εμφανιζόταν στις κορυφές πλέγματος, με αποτέλεσμα η τελική εικόνα των σεισμικών

Η σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της νήσου Σκύρου εντοπίζεται σε δυο κύριες τεκτονικές ζώνες. Η πρώτη ζώνη (Α) έχει διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, και αποτελεί τμήμα του νοτίου κλάδου του ρήγματος της Ανατολίας, ενώ η δεύτερη (Β) ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης, εγκάρσια της πρώτης (εικόνα 4.7).



Εικόνα 4.7. Σεισμικότητα τοπικού μεγέθους (Μι) της ευρύτερης περιοχής της Σκύρου με βάση τους καταλόγους του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΝΟΑ) για τα έτη 1983 – 2012. Με κίτρινο χρώμα σημειώνονται οι δυο τεκτονικές ζώνες (Α) ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης και (Β) ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης.

Στη συνέχεια αναλύθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης για την περίοδο 2005 – 2012 των καταλόγων του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, ενώ, συμπληρωματικά, χρησιμοποιήθηκε ο παγκόσμιος κατάλογος μηχανισμών γένεσης (CMT, http://www.globalcmt.org) για τα έτη 1976 – 2012. Οι θέσεις των δυο σεισμικών γεγονότων του Δεκεμβρίου του 1981, με επίκεντρα νοτιοανατολικά της Σκύρου διορθώθηκαν με βάση την εργασία των Taymaz et al. (1991), (Πίνακας 4.1).

ID	CMT or NOA	Ημερομηνία	Ώρα (GMT)	Lat	Lon	Βάθος (Km)	Mw	Mo (N*m)	Strike 1st Plane	Dip	Rake	Strike 2nd Plane	Dip	Rake
1	CMT	5/23/1978	11:34:18 PM	39.85	23.19	10	5.6	5.7E+17	74	36	-96	262	54	-85
2	CMT	6/20/1978	08:03:32 PM	39.60	23.58	10	6.2	2.71E+18	286	43	-88	104	47	-92
3	CMT	7/10/1980	07:39:08 PM	39.00	23.09	15	5.6	3.08E+17	79	31	-123	296	64	-72
4	CMT	8/11/1980	09:16:04 AM	39.44	23.35	15	5.2	7.46E+16	225	47	-124	90	53	-59
5	CMT	2/24/1981	08:53:49 PM	38.07	23.04	10	6.6	9.01E+18	285	37	-64	73	57	109
6	Taymaz et al. (1981)	12/19/1981	02:10:51 PM	39.22	25.25	10	7.2Ms (6.8CMT)	2.6 E+19	60	79	175			
7	Taymaz et al. (1981)	12/27/1981	05:39:13 PM	38.91	24.92	6	6.4 Ms (6.3CMT)	3.82 E+18	216	79	175			
8	CMT	12/29/1981	08:00:46 AM	38.38	25.06	15	5.4	1.37E+17	330	63	10	235	81	152
9	CMT	1/18/1982	07:27:30 PM	39.56	24.47	10	6.6	8.61E+18	241	57	-176	148	87	-33
10	CMT	8/6/1983	03:43:58 PM	39.89	24.66	10	6.6	1.16E+19	229	81	-174	138	84	-9
11	CMT	5/6/1984	09:12:07 AM	38.66	25.57	10	5.4	1.63E+17	243	86	-179	153	89	-4
12	CMT	6/17/1984	07:48:08 AM	38.86	25.72	15	5.1	6.24E+16	156	73	-9	249	82	-163
13	CMT	4/30/1985	06:14:16 PM	39.06	23.15	13.5	5.6	3.46E+17	281	43	-72	77	50	-106
14	CMT	3/25/1986	01:41:43 AM	38.54	25.14	15	5.5	2E+17	168	63	-7	261	84	-152
15	CMT	3/19/1989	05:37:02 AM	38.61	23.53	15	5.4	1.44E+17	230	90	180	320	90	0
16	CMT	9/5/1989	06:52:37 AM	39.12	25.66	15	5.4	1.54E+17	64	34	-159	317	79	-58
17	CMT	7/23/1992	08:12:50 PM	39.88	24.68	15	5.4	1.69E+17	267	41	-160	161	77	-50
18	CMT	5/24/1994	02:05:41 AM	38.66	26.23	21.4	5.5	2.33E+17	258	54	-135	138	55	-45
19	CMT	11/14/1997	09:38:55 PM	38.74	25.77	15	5.8	7.38E+17	148	67	-10	242	80	-156
20	CMT	6/10/2001	01:11:05 PM	38.32	25.66	33.6	5.6	2.72E+17	151	74	-12	244	79	-164
21	CMT	7/26/2001	12:21:44 AM	38.96	24.29	15	6.4	5.61E+18	148	76	-1	238	89	-166
22	CMT	7/30/2001	03:25:01 PM	39.09	24.04	15	5	3.69E+16	48	37	-116	259	58	-72
23	СМТ	8/24/2005	03:06:26 AM	39.86	25.60	23.4	4.7	1.48E+16	145	68	-23	244	68	-156
24	СМТ	10/17/2005	05:45:24 AM	38.21	26.59	15.2	5.5	2.07E+17	242	61	-166	145	78	-30
25	CMT	10/17/2005	09:55:36 AM	38.16	26.59	17.8	5.2	8.28E+16	250	42	-161	146	78	-50
26	NOA	12/24/2005	12:14:26 AM	39.02	23.38	25	4.3	2.92E+15	304	67	-2	35	88	203
27	NOA	2/21/2006	07:30:36 AM	39.13	24.30	20	4.7	1.31E+16	325	86	-5	55	85	183
28	NOA	6/8/2006	02:38:38 PM	38.63	23.81	3	4.1	1.8E+15	283	57	-70	69	38	242
29	NOA	8/16/2006	06:56:40 PM	38.45	23.92	20	4.3	2.98E+15	327	61	-77	121	32	248
30	NOA	12/12/2006	05:50:45 AM	38.61	23.36	20	4.0	1.23E+15	280	79	-76	46	18	217
31	NOA	12/21/2006	06:30:54 PM	39.33	23.63	12	4.9	2.47E+16	325	78	31	228	59	166
32	NOA	1/8/2007	03:35:46 AM	39.45	25.80	7	4.0	1.12E+15	316	77	-34	55	57	196
33	NOA	1/10/2007	01:54:55 AM	38.64	23.83	30	4.0	1.3E+15	202	40	-61	346	56	248
34	NOA	1/11/2007	04:06:58 PM	39.94	24.11	10	3.8	6.62E+14	333	81	-10	65	80	189
35	NOA	1/26/2007	10:44:56 AM	39.80	24.17	5	4.3	2.91E+15	1	78	-11	93	79	192
36	NOA	2/28/2007	12:25:16 AM	39.91	24.00	25	4.1	1.85E+15	159	53	-5	253	86	217
37	NOA	4/19/2007	10:15:47 AM	39.67	24.12	25	4.7	1.24E+16	153	76	8	61	83	166
38	NOA	8/14/2007	06:09:31 AM	38.53	23.72	10	3.6	2.81E+14	299	49	-58	75	51	239
39	NOA	8/17/2007	09:55:35 PM	38.74	25.34	12	3.7	4.43E+14	41	75	148	140	59	17
40	NOA	8/28/2007	04:35:38 AM	38.39	23.71	5	3.9	7.15E+14	106	49	-89	285	41	269
41	NOA	9/5/2007	05:37:50 PM	39.60	23.97	6	3.8	6.04E+14	352	79	-5	82	86	191
42	NOA	9/9/2007	05:14:58 AM	38.81	26.43	5	4.3	2.78E+15	123	88	-25	214	65	182

43	NOA	10/1/2007	10:11:40 AM	38.92	24.50	16	3.8	5.92E+14	314	64	-49	72	47	217
44	NOA	10/11/2007	12:00:36 PM	38.92	24.50	8	3.8	5.32E+14	329	74	-22	65	69	197
45	NOA	10/12/2007	03:02:38 AM	39.16	24.22	7	3.6	3.13E+14	229	89	179	319	89	1
46	NOA	11/9/2007	01:43:04 AM	38.76	25.73	10	5.0	3.62E+16	154	83	0	244	90	187
47	NOA	11/9/2007	07:07:38 AM	38.79	25.80	16	4.5	5.88E+15	129	63	-38	239	56	213
48	NOA	11/9/2007	07:11:08 AM	38.76	25.57	13	4.7	1.31E+16	137	70	-39	243	53	205
49	NOA	12/28/2007	09:14:01 PM	39.62	26.01	11	4.3	3.39E+15	304	57	-49	66	51	225
50	NOA	12/31/2007	10:40:10 AM	38.35	25.96	17	4.0	1.15E+15	131	72	-26	229	65	199
51	NOA	1/12/2008	03:06:45 PM	38.87	26.10	8	4.5	7.31E+15	308	45	-59	88	53	243
52	NOA	1/15/2008	07:44:25 AM	38.86	25.96	13	4.0	1.25E+15	313	55	-44	72	56	224
53	NOA	3/19/2008	11:01:53 PM	38.92	24.15	8	4.1	1.43E+15	121	86	-2	211	88	184
54	NOA	7/31/2008	02:54:52 AM	38.88	26.16	14	4.2	2.48E+15	335	69	-21	73	70	202
55	NOA	7/31/2008	03:04:17 AM	38.90	26.01	13	4.0	9.52E+14	338	64	1	248	89	154
56	NOA	8/3/2008	12:39:16 AM	39.59	23.84	10	5.1	5.9E+16	156	88	-22	247	68	183
57	NOA	8/3/2008	12:52:54 AM	39.58	23.89	11	4.3	2.91E+15	152	79	-9	243	81	191
58	NOA	8/3/2008	01:56:24 AM	39.58	23.86	15	4.2	2.22E+15	339	85	-3	69	87	185
59	NOA	9/30/2008	12:43:41 AM	38.13	23.32	4	3.4	1.23E+14	297	59	-61	70	41	231
60	NOA	10/14/2008	02:06:35 AM	38.85	23.63	7	5.0	3.81E+16	119	62	-57	245	42	224
61	NOA	10/14/2008	02:35:47 AM	38.85	23.61	9	3.9	6.76E+14	103	68	-61	227	36	219
62	NOA	10/15/2008	07:29:24 PM	38.88	23.65	12	4.2	1.91E+15	123	76	-5	215	85	194
63	NOA	10/26/2008	05:20:31 PM	38.44	23.67	7	4.5	5.83E+15	101	64	-87	275	26	264
64	NOA	12/12/2008	05:54:03 PM	39.48	23.71	14	4.0	1.2E+15	318	89	7	228	83	179
65	NOA	1/2/2009	02:42:54 PM	38.80	23.52	14	4.1	1.76E+15	96	66	-58	219	39	220
66	NOA	1/4/2009	02:43:07 PM	38.77	23.50	7	3.8	5.17E+14	83	57	-80	246	35	256
67	NOA	1/21/2009	11:49:20 AM	39.02	23.40	26	3.5	2.27E+14	295	70	2	204	87	160
68	NOA	3/1/2009	12:46:02 AM	38.84	26.42	12	3.9	7.46E+14	344	68	1	253	89	158
69	NOA	3/15/2009	04:34:55 AM	39.10	24.58	26	4.0	1.08E+15	142	79	-6	233	84	191
70	NOA	3/30/2009	10:22:37 PM	38.85	26.19	18	3.5	1.89E+14	9	68	152	110	64	24
71	NOA	4/28/2009	10:02:38 PM	39.40	24.07	11	4.0	1.25E+15	290	71	1	200	89	161
72	NOA	7/1/2009	10:54:36 AM	39.94	24.13	4	4	1.2E+15	324	67	-17	61	75	204
73	NOA	9/2/2009	09:35:16 AM	38.11	23.32	5	4.0	9.93E+14	305	58	-79	106	34	254
74	NOA	9/10/2009	06:04:20 AM	38.32	24.06	5	3.6	3.22E+14	301	35	-43	68	67	243
75	NOA	11/9/2009	12:06:10 AM	39.84	22.97	17	3.4	1.51E+14	122	58	-148	13	62	-36
76	NOA	11/12/2009	07:26:47 AM	38.61	23.53	25	3.8	5.28E+14	36	76	-100	252	16	-55
77	NOA	2/7/2010	10:18:19 AM	38.57	23.68	9	3.8	5.77E+14	124	88	-4	215	86	182
78	NOA	2/11/2010	01:47:10 AM	39.08	23.34	12	3.6	3.07E+14	225	52	-151	116	66	-41
79	NOA	2/11/2010	02:50:36 AM	39.08	23.32	14	3.7	3.75E+14	233	63	-136	119	51	-34
80	NOA	3/9/2010	02:01:00 AM	38.87	23.64	6	4.0	1.15E+15	222	49	-175	128	85	-41
81	NOA	3/9/2010	02:55:02 AM	38.87	23.64	24	4.7	1.41E+16	128	79	-26	224	64	192
82	NOA	3/20/2010	08:24:48 PM	39.53	23.47	34	4.4	3.93E+15	310	80	-17	43	72	-171
83	NOA	3/26/2010	06:35:54 PM	38.21	26.31	6	4.5	6.35E+15	136	59	-43	251	54	219
84	NOA	3/26/2010	07:25:36 PM	38.19	26.23	14	4.0	1.21E+15	229	74	-166	135	76	-15
85	NOA	5/11/2010	07:03:36 AM	38.67	23.78	7	3.8	6.15E+14	275	45	-73	72	46	-107
86	NOA	5/11/2010	07:03:37 AM	38.66	23.78	12	3.7	4.71E+14	94	58	-84	263	32	261
87	NOA	6/6/2010	07:02:13 AM	39.00	26.08	6	3.8	5.14E+14	288	45	-73	84	48	254
88	NOA	7/16/2010	06:53:10 PM	39.33	24.04	24	5.1	4.67E+16	297	82	-16	30	74	189

89	NOA	7/17/2010	02:30:36 AM	39.33	24.07	27	4.4	3.76E+15	318	80	-15	51	75	191
90	NOA	8/29/2010	12:51:58 AM	38.67	23.39	14	4.1	1.41E+15	292	84	-11	23	79	186
91	NOA	8/29/2010	05:38:35 AM	39.73	24.16	6	3.8	6.54E+14	153	76	-25	249	65	-166
92	NOA	10/2/2010	01:30:13 PM	39.17	25.37	17	4.1	1.4E+15	53	73	178	143	88	16
93	NOA	11/9/2010	12:04:59 PM	38.67	23.31	5	3.4	1.63E+14	124	58	-130	1	48	-44
94	NOA	12/11/2010	11:02:19 PM	38.53	25.62	4	4.2	2.36E+15	137	72	-48	247	45	206
95	NOA	12/21/2010	09:52:14 PM	39.23	23.55	7	3.8	5.68E+14	235	60	-163	137	75	-30
96	NOA	12/23/2010	07:41:26 PM	38.30	26.51	29	3.8	4.82E+14	143	68	3	52	86	158
97	NOA	1/20/2011	11:39:36 AM	39.55	23.51	10	4.1	1.61E+15	315	86	5	224	84	176
98	NOA	2/22/2011	08:37:02 PM	38.86	24.95	12	4.4	3.87E+15	306	75	-19	41	71	195
99	NOA	4/22/2011	01:20:24 AM	38.37	23.62	26	4.1	1.55E+15	317	66	-32	62	60	-153
100	NOA	5/19/2011	09:05:38 AM	38.43	23.86	7	3.8	6.2E+14	302	37	-74	102	54	-102
101	NOA	8/7/2011	09:15:46 AM	39.93	23.35	7	3.9	7.84E+14	96	47	-121	317	50	-61
102	NOA	9/12/2011	02:29:22 PM	38.72	23.39	4	3.6	3.19E+14	278	66	-77	69	25	-117
103	NOA	11/3/2011	01:06:33 PM	39.10	23.29	4	3.6	3.19E+14	227	87	107	324	17	7
104	NOA	11/13/2011	01:05:00 AM	38.49	25.59	13	3.7	4.49E+14	139	87	-13	229	76	-178
105	NOA	11/21/2011	03:15:04 PM	38.41	26.35	25	3.4	1.63E+14	234	86	-171	143	80	-3
106	NOA	12/5/2011	08:17:27 AM	38.83	26.33	20	4.7	1.25E+16	323	76	-25	59	65	-165
107	NOA	12/5/2011	08:30:25 AM	38.85	26.32	27	4.0	1.03E+15	325	57	-27	71	67	-144
108	NOA	12/5/2011	08:42:56 AM	38.87	26.28	15	3.3	9.5E+13	341	82	8	249	81	171
109	NOA	12/8/2011	08:59:34 PM	38.08	23.53	7	3.6	2.88E+14	113	53	-73	266	39	-112
110	NOA	2/13/2012	09:40:42 AM	38.88	24.14	16	3.9	7.73E+14	180	83	-7	271	83	-174
111	NOA	2/24/2012	01:00:05 AM	39.57	26.03	4	3.8	5.37E+14	231	68	-165	135	75	-22
112	NOA	3/23/2012	12:37:53 PM	39.61	26.06	9	3.8	6.25E+14	147	79	12	54	77	168
113	NOA	4/27/2012	11:19:01 AM	38.64	26.60	11	3.3	1.07E+14	221	81	-172	130	81	-8
114	NOA	6/8/2012	11:46:04 AM	39.55	23.51	13	3.8	6.63E+14	331	78	11	238	78	167
115	NOA	6/28/2012	01:11:29 PM	39.00	23.15	13	4.3	2.99E+15	253	46	-127	120	54	-57
116	NOA	8/2/2012	10:30:39 AM	39.27	23.72	8	4.2	2.23E+15	211	72	166	305	77	17
117	NOA	8/6/2012	03:22:11 PM	38.75	24.83	29	3.8	4.79E+14	62	67	174	154	85	23
118	NOA	9/24/2012	07:18:37 PM	39.03	23.16	23	4	1.26E+15	241	64	-143	132	57	-31
119	NOA	10/9/2012	06:33:54 AM	39.42	22.97	16	3.8	6.49E+14	257	51	-134	134	56	-50
120	CMT	10/26/2012	11:16:46 PM	38.81	23.03	29.2	4.8	2.07E+16	93	42	-93	277	48	-88
121	NOA	11/13/2012	02:34:28 PM	38.44	26.32	14	3.5	2.589E+14	83	47	-109	290	46	-70
122	NOA	12/3/2012	09:40:15 PM	39.53	23.52	3	4.1	1.584E+15	328	79	-27	63	64	-168
123	NOA	12/4/2012	09:41:14 AM	39.54	23.53	3	3.9	7.709E+14	300	64	-51	58	45	-142

Πίνακας 4.1.

Οι δύο ζώνες, όπως αυτές προσδιορίστηκαν από τα επίκεντρα των σεισμικών γεγονότων, παρατηρούνται και με βάση τους μηχανισμούς γένεσης, όπου βλέπουμε ότι η ζώνη (A) έχει από μια καθαρά δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση, έως συνδυασμό δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης με εφελκυσμό σε ποσοστό 75% - 25% αντίστοιχα. Στη ζώνη αυτή, βλέπουμε κυρίως σεισμικά γεγονότα της τάξεως των 4 με 5 βαθμούς μεγέθους ροπής, ενώ υπάρχει και τα γεγονότα της 19<sup>ης</sup> και 27<sup>ης</sup> Δεκεμβρίου του 1981 μεγέθους 6.8 και 6.3, αντίστοιχα, ενώ όλα τα γεγονότα είναι επιφανειακά.

Η εγκάρσια δομή (B), διεύθυνσης BΔ – NA, εκτείνεται από της βορειοανατολικές ακτές της Σκύρου και συνεχίζει έως το σύμπλεγμα των νήσων των βόρειων Σποράδων. Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της ζώνης αυτής δείχνουν συνδυασμό αριστερόστροφης οριζόντιας ολίσθησης και εφελκυσμού σε ποσοστά που κυμαίνονται από 90% έως 70% και 10% έως 30% αντίστοιχα. Οι περισσότεροι σεισμοί που λαμβάνουν χώρα στην ζώνη αυτή είναι μεγέθους ροπής 4 έως 5, επιφανειακοί, ενώ το μεγαλύτερο σεισμικό γεγονός που έχει καταγραφεί, είναι ο σεισμός μεγέθους 6.4, την 26 Ιουλίου του 2001 (εικόνα 4.8). Η ζώνη αυτή, με μικρότερα γεγονότα, εντοπίζεται και εντός της λεκάνης της Σκύρου.

Τέλος, θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο προσδιορισμός των ποσοστών εφελκυσμού – συμπίεσης, οριζόντιας ολίσθησης έγινε με βάση την πλαγιοβύθιση του επιπέδου κίνησης, όπως αυτή δίνεται στον πίνακα (4.1).



Εικόνα 4.8. Μηχανισμοί γένεσης σεισμικών γεγονότων της ευρύτερης περιοχής της Σκύρου. Με κίτρινο χρώμα σημειώνονται οι δυο τεκτονικές ζώνες (Α) ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης και (Β) ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης.

### 4.4. Συμπεράσματα

Η περιοχή της Σκύρου επηρεάζεται από δύο σεισμικά ενεργά ζώνες (A) BA – ΝΔ διεύθυνσης και (B) BΔ – ΝΑ διεύθυνσης, οι οποίες και αναλύθηκαν, ενώ μια τρίτη μικρότερη ζώνη εντοπίζεται εντός της λεκάνης της Σκύρου, παράλληλη στην (B). Στην ύπαρξη αυτών των ζωνών συμφωνούν και πλήθος εργασιών, όπως αναφέρθηκαν.

Τα μεγαλύτερα σεισμικά γεγονότα της ζώνης (Α) είναι αυτά της 19<sup>ης</sup> και 27<sup>ης</sup> Δεκεμβρίου του 1981, μεγέθους ροπής 6.8 και 6.3, αντίστοιχα, τα οποία, όπως φαίνεται και στο σχήμα 5.1 ενεργοποίησαν ένα μεγάλο τμήμα της ζώνης αυτής. Λόγω της απόστασης των δυο σεισμικών επικέντρων, συμπεραίνουμε ότι πιθανότατα δεν έχουμε να κάνουμε με μια σεισμική ακολουθία, αλλά για δύο σεισμικές ακολουθίες, με ενεργοποίηση δυο διαφορετικών τμημάτων της ζώνης. Το γεγονός αυτό μας δείχνει τη δυναμική της ζώνης (Α), όπου πιθανή ενεργοποίηση του συνόλου της ζώνης θα είχε ως αποτέλεσμα ένα σεισμικό γεγονός με μεγαλύτερο μέγεθος και πολύ σημαντικές επιπτώσεις.

Το μεγαλύτερο σεισμικό γεγονός της ζώνης (B) είναι αυτό της 21<sup>ης</sup> Ιουλίου του 2001, το οποίο αναλύθηκε διεξοδικά. Αυτό που θα πρέπει να τονιστεί είναι ότι το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός φαίνεται ότι ενεργοποίησε το σύνολο της ζώνης, οπότε συμπεραίνουμε ότι η δυναμική της ζώνης (A) είναι των 6.5 μέγεθος ροπής. Επίσης, άξιο αναφοράς είναι το γεγονός ότι η σεισμικότητα της ζώνης (A) φαίνεται να τερματίζεται στο κεντρικό τμήμα της νήσου Σκύρου, πιθανώς λόγω της ύπαρξης των κανονικών ρηγμάτων, γενικής διεύθυνσης BA – ΝΔ (κεφάλαιο 7).
# 5. Μορφοτεκτονική ανάλυση νήσου Σκύρου

# 5.1. Εισαγωγή

Για την μορφοτεκτονική ανάλυση της Σκύρου, κατασκευάστηκε το ψηφιακό μοντέλο εδάφους, με τη βοήθεια του λογισμικού πακέτου «ArcGIS for Desktop». Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους δημιουργήθηκε με βάση τις ισοϋψείς, το υδρογραφικό δίκτυο και τα τριγωνομετρικά σημεία απολύτου υψομέτρου με βάση το φύλλο «Σκύρος» της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού σε κλίμακα 1: 50.000.

Κατόπιν, χρησιμοποιώντας το ψηφιακό μοντέλο εδάφους κατασκευάστηκαν οι χάρτες κλίσεων των πρανών, τόσο σε μοίρες, όσο και σε ποσοστό επί τις εκατό, και ο χάρτης προσανατολισμού των πρανών. Εν συνεχεία, στους παραπάνω χάρτες αποτυπώθηκαν οι μορφολογικές ασυνέχειες, ενώ επίσης μορφολογικές ασυνέχειες εντοπίστηκαν και με βάση το υδρογραφικό δίκτυο. Τελικός σκοπός ήταν η κατασκευή ενός μορφοτεκτονικού χάρτη της Σκύρου.

# 5.2. Χάρτες κλίσεων πρανών

Η κατηγοριοποίηση των κλίσεων των πρανών έγινε με στόχο τον εντοπισμό των μορφολογικών ασυνεχειών. Οι επιφάνειες με κλίση 0° έως 15° αντιπροσωπεύουν τα επίπεδα τμήματα της περιοχής, με κλίση 10° έως 20° μικρής κλίσης, 20° έως 35° μεγάλης κλίσης και αυτές με μεγαλύτερη από 35° τα πολύ μεγάλης κλίσης.

Στο κεντρικό τμήμα της νήσου βλέπουμε ότι οι ασυνέχειες έχουν γενική διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, με αποτέλεσμα τον διαχωρισμό της νήσου σε βορειοδυτικό και νοτιοανατολικό τμήμα. Παρατηρούμε στο βορειοδυτικό τμήμα, μεγαλύτερης έκτασης επίπεδες επιφάνειες, καθώς επίσης και μικρότερης έκτασης επιφάνειες με πολύ μεγάλες κλίσεις. Χαρακτηριστικό γεγονός είναι ότι η ύπαρξη των επίπεδων επιφανειών στο νοτιανατολικό τμήμα είναι σε μεγάλα υψόμετρα.

Στο βόρειο μέρος του βορειοδυτικού τμήματος, παρατηρούνται μορφολογικές ασυνέχειες ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης μεταξύ τμημάτων με έντονες εναλλαγές μεταξύ ήπιων και μεγάλων κλίσεων, οι οποίες στα δυτικά σταματούν σε μια ασυνέχεια διεύθυνσης Β – Ν, μέρος της οποίας αποτελεί τμήμα της ακτής. Στο νότιο μέρος του ίδιου τμήματος της νήσου παρατηρούμε γενικά ήπιες κλίσεις, με μόνο μια ασυνέχεια διεύθυνσης Β – Ν, στα δυτικά.

Στο νοτιοανατολικό μέρος, η εικόνα είναι διαφορετική, καθώς οι ασυνέχειες ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης που παρατηρούνται αντιπροσωπεύουν εναλλαγές μεταξύ περιοχών ήπιων κλίσεων και μεγάλης κλίσης σημαντικής έκτασης, λείπουν δηλαδή οι έντονες εναλλαγές (εικόνα 5.1).



Εικόνα 5.1. Χάρτης κλίσεων πρανούς σε μοίρες – με μαύρη διακεκομμένη γραμμή σημειώνονται οι μορφολογικές ασυνέχειες.

Για τον χάρτη κλίσεων πρανών σε ποσοστό επί της εκατό, η κατηγοριοποίηση έγινε ως εξής: 0% – 15% επίπεδες επιφάνειες, 15% – 30% μικρής κλίσης, 30% – 60% πολύ μεγάλης κλίσης. Όπως γίνεται εύκολα αντιληπτό η τελική εικόνα που έχουμε δεν διαφέρει κατά πολύ από την κατηγοριοποίηση σε μοίρες. Η διαφορά έγκειται στο γεγονός ότι ήταν πιο καθαρές κάποιες μορφολογικές ασυνέχειες ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης τόσο στο νοτιοανατολικό τμήμα, όσο και στο βορειοδυτικό, χωρίς όμως να αλλάζουν τα γενικά συμπεράσματα που αναφέρθηκαν (εικόνα 5.2).

Εικόνα 5.2. Χάρτης κλίσεων πρανούς σε ποσοστό επί τις εκατό – με μαύρη διακεκομμένη γραμμή σημειώνονται οι μορφολογικές ασυνέχειες.



#### 5.3. Χάρτης Προσανατολισμού των πρανών

Αντίστοιχη εικόνα μας δίνει και ο χάρτης προσανατολισμού των πρανών με μια χαρακτηριστική ζωνώδη διάταξη ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης, των πρανών με διαφορετικό προσανατολισμό, για το βορειοδυτικό τμήμα, σε αντίθεση με την μονότονη εικόνα του νοτιοανατολικού τμήματος, όπου παρατηρούμε τα βορειοανατολικά πρανή να κλείνουν προς βορειοανατολικά και τα νοτιοδυτικά προς νοτιοδυτικά.

Στο κεντρικό τμήμα παρατηρούνται μορφολογικές ασυνέχειες BA – NΔ διεύθυνσης, όπου έχουμε εναλλαγές πρανών που κλείνουν προς βορειοδυτικά και νοτιοανατολικά (εικόνα 5.3).



Εικόνα 5.3. Χάρτης προσανατολισμού των πρανών – με μαύρη διακεκομμένη γραμμή σημειώνονται οι μορφολογικές ασυνέχειες.

#### 5.4. Ανάλυση Υδρογραφικού Δικτύου

Προκειμένου να προσδιορίσουμε της μορφολογικές ασυνέχειές βάση του υδρογραφικού δικτύου, κρίθηκε αναγκαίο η ψηφιοποίηση του από τους χάρτες της Γ.Υ.Σ. 1: 50.000 και ο προσδιορισμός των αντίστοιχων υδροκριτών.

Με βάση την ταξινόμηση υδρογραφικού δικτύου κατά Strahler, τα υδρογραφικά δίκτυα μεγαλύτερης τάξεως που αναπτύσσονται, είναι στο βορειοδυτικό μέρος μια λεκάνη 5<sup>ης</sup> τάξεως και τρείς λεκάνες 4<sup>ης</sup> τάξεως, ενώ στο νοτιοανατολικό μέρος δύο λεκάνες 4<sup>ης</sup> τάξεως. Παράλληλα βέβαια αναπτύσσονται πλήθος λεκανών μικρότερης τάξεως. Οι διαφορές αυτές οφείλονται τόσο στα είδη των πετρωμάτων, όσο και στην τεκτονική.

Οι παρατηρούμενες μορφολογικές ασυνέχειες ακολουθούν το ίδιο μοτίβο όπως και εκείνες που προέκυψαν από τους χάρτες κλίσεων και αναλύθηκαν προηγουμένως. Συγκεκριμένα, η νήσος Σκύρος διαχωρίζεται σε δυο τμήματα από ασυνέχειες ΒΑ – ΝΔ διευθύνσεως στο κεντρικό τμήμα. Τόσο στο νοτιοανατολικό όσο και στο βορειοδυτικό τμήμα οι κυριαρχούσες ασυνέχειες έχουν διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, ενώ στο βορειοδυτικό τμήμα αναπτύσσονται και μικρότερου μήκους ασυνέχειες διαφορετικών διευθύνσεων, όπως για παράδειγμα ΒΑ – ΝΔ και Β – Ν (εικόνα 5.4).



Εικόνα 5.4. Υδρογραφικό δίκτυο και μορφολογικές ασυνέχειες της νήσου Σκύρου, με υπόβαθρο χάρτη σκιασμένου αναγλύφου. Επίσης, σημειώνονται οι υδροκρίτες των λεκανών, ενώ τονίζονται αυτοί των λεκανών 4<sup>ης</sup> και 5<sup>ης</sup> τάξεως.

Από τη ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου, μπορούμε να εξάγουμε συμπεράσματα για την κίνηση των επιμέρους ρηξιτεμαχών. Έτσι, βλέπουμε χαρακτηριστικά στην θέση (1, εικόνα 5.5) το βόρειο ρηξιτέμαχος να κινείται προς τα βορειοδυτικά, από την πάρελξη των κλάδων μικρότερης τάξης, ενώ το νότιο προς τα νοτιοανατολικά, όπου μετατοπίζει τόσο τον υδροκρίτη όσο και την κοίτη του ρέματος. Στη θέση (2), αναλύοντας την πάρελξη των κλάδων, παρατηρούμε πάλι αριστερόστροφη κίνηση κατά μήκος της ασυνέχειας.



Εικόνα 5.5. Περιοχές στις οποίες διαπιστώνεται πάρελξη των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου εκατέρωθεν των μορφολογικών ασυνεχειών.

### 5.5. Συμπεράσματα

Το σύνολο των μορφολογικών χαρτών που αναλύθηκαν σε συνδυασμό με το υδρογραφικό δίκτυο, μας οδηγεί στον διαχωρισμό της Σκύρου σε τρία τμήματα – νοτιοανατολικό, κεντρικό και βορειοδυτικό, με διαφορετικά χαρακτηριστικά το κάθε τμήμα.

Στο νοτιοανατολικό, οι μορφοτεκτονικές γραμμώσεις έχουν διεύθυνση BΔ – NA, ενώ εντοπίζονται στα βόρεια παράλια με φορά προς τα βορειοανατολικά, και στην νότια πλαγιά με φορά προς τα νοτιοδυτικά. Το κεντρικό τμήμα διαχωρίζεται από τα υπόλοιπα μέσω ασυνεχειών BA – NΔ γενικής διεύθυνσης, ενώ στο βορειοδυτικό τμήμα παρατηρούνται γραμμώσεις BΔ – NA και B – N γενικής διεύθυνσης (εικόνα 5.6).



Εικόνα 5.6. Μορφοτεκτονικός χάρτης με τις κύριες μορφολογικές ασυνέχειες της νήσου Σκύρου, με υπόβαθρο χάρτη σκιασμένου αναγλύφου.

# 6. Μορφοτεκτονική ανάλυση της λεκάνης της Σκύρου

# 6.1. Εισαγωγή

Η λεκάνη της Σκύρου βρίσκεται στο κεντρικό – βόρειο Αιγαίο, ανατολικά της νήσου Σκύρου. Εκτείνεται στα βόρεια ως τη νήσο του Αγίου Ευστρατίου, στα νοτιοδυτικά ως τα βορειοανατολικά παράλια της Σκύρου, ενώ στα ανατολικά το πλάτος της μικραίνει, δημιουργώντας ένα τριγωνικό σχήμα (εικόνα 6.1).



Εικόνα 6.1. Θέση της λεκάνης της Σκύρου και της νήσου Σκύρου.

Το ερευνητικό πρόγραμμα «Διερεύνηση των υποθαλάσσιων ενεργών ρηγμάτων της λεκάνης της Σκύρου», μας έδωσε μια καλύτερη εικόνα της εξωχώριας περιοχής της Σκύρου. Η συλλογή των βυθομετρικών δεδομένων έγινε σε δυο ταξίδια, συνολικής διάρκειας οχτώ ημερών, με το ωκεανογραφικό σκάφος «Αιγαίο» του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών. Τα βυθομετρικά δεδομένα επεξεργάστηκαν από την Δρ. Νομικού και τον υποψήφιο διδάκτωρ Ωκεανογραφίας Ισίδωρο Λιβανό, ώστε να απαλειφθούν τα σφάλματα προκειμένου να χρησιμοποιηθούν υπό την μορφή πλεγματικού αρχείου (grid) στην παρούσα εργασία.

Η μεθοδολογία της ανάλυσης που πραγματοποιήθηκε, βασίστηκε στα πρότυπα της ανάλυσης της λεκάνης του βορείου Αιγαίου από τους Papanikolaou et al. (2002, 2006).

## 6.2. Βυθομετρία

Τα βυθομετρικά δεδομένα επεξεργάστηκαν, μέσω του λογισμικού πακέτου «ArcGIS for Desktop», με αποτέλεσμα την παραγωγή βυθομετρικού χάρτη της λεκάνης της Σκύρου. Στον βυθομετρικό χάρτη παρατηρούμε ότι τα βαθύτερα επίπεδα τμήματα της λεκάνης βρίσκονται στο νοτιοδυτικό άκρο της, κοντά στη νήσο της Σκύρου, σε βάθος περίπου 1000m. Τα δύο προαναφερθέντα τμήματα καλύπτουν μια περιοχή 40 Km<sup>2</sup> το κάθε ένα, ενώ ο επιμήκης άξονας τους έχει διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ (περιοχή Α, εικόνα 6.2).

Στο κεντρικό – βόρειο τμήμα της λεκάνης, παρατηρούνται δυο υπολεκάνες σε βάθος μεγαλύτερο από 900 m. Συγκεκριμένα, η βορειότερη έχει επίπεδο πυθμένα σε βάθος 920 m, ενώ καλύπτει περιοχή 20 Km<sup>2</sup>, με τον επιμήκη άξονα να έχει διεύθυνση A – Δ (περιοχή B, εικόνα 6.2). Νοτιοδυτικά της πρώτης, βρίσκεται η δεύτερη λεκάνη κωνικού σχήματος, με πυθμένα 10 Km<sup>2</sup> έκτασης, σε βάθος 980 m. Δυτικά της τελευταίας λεκάνης, αναπτύσσεται μια λεκάνη σε μικρότερο βάθος, περίπου 800 m, με έκταση 35 Km<sup>2</sup>, και γενική διεύθυνση A – Δ. Οι δύο τελευταίες υπολεκάνες μπορούν να θεωρηθούν ενιαίο σύστημα, με γενική διεύθυνση ABA – ΔΝΔ (περιοχή C, εικόνα 6.2).



Εικόνα 6.2. Βαθυμετρικός χάρτης λεκάνης της Σκύρου, σε έλλειψη φαίνονται οι περιοχές που αναφέρονται στο κείμενο.

Προκειμένου να κατασκευάσουμε το ψηφιακό μοντέλο εδάφους της ευρύτερης περιοχής, συνδυάσαμε τα προαναφερθέντα βυθομετρικά δεδομένα, με τα γενικά βυθομετρικά δεδομένα των ωκεανών (GEBCO\_08 Grid, version 20100927, http://www.gebco.net) και τις ισοϋψείς καμπύλες της νήσου Σκύρου, που προέκυψαν από ψηφιοποίηση αυτών, από χάρτες της Γ.Υ.Σ. σε κλίμακα 1:50.000.

Στο ψηφιακό μοντέλο εδάφους παρατηρούμε ότι βόρεια της λεκάνης τα ρηχότερα τμήματα έχουν διεύθυνση Α – Δ (περιοχή Α), ενώ στο νοτιοανατολικό όριο της λεκάνης η διεύθυνσή τους είναι ΝΔ – ΒΑ (περιοχή Β). Ενδιαφέρον παρουσιάζει, στα νοτιοδυτικά όρια της λεκάνης, η κλιμακωτή διάταξη τόσο της Σκύρου, όσο και των ρηχότερων τμημάτων σε διευθύνσεις ΒΔ – ΝΑ και Β – Ν (περιοχή C, εικόνα 6.3).



Εικόνα 6.3. Ψηφιακό μοντέλο εδάφους της ενδοχώριας και εξωχώριας περιοχής της Σκύρου, ενώ σημειώνονται οι περιοχές που αναφέρονται στο κείμενο.

#### 6.3. Χάρτες κλίσεων υποθαλάσσιων πρανών και προσανατολισμού των πρανών.

Με βάση την βυθομετρικά δεδομένα, κατασκευάστηκαν οι χάρτες κλίσεων σε μοίρες, σε επί τις εκατό ποσοστό, και ο χάρτης προσανατολισμού των πρανών προκειμένου να προσδιοριστούν οι μορφολογικές ασυνέχειες της λεκάνης της Σκύρου. Οι τιμές των κλίσεων των παραπάνω χαρτών ομαδοποιήθηκαν σε πέντε κατηγορίες, με τα όρια αλλαγής κατηγορίας να είναι τα 1°, 3°, 6°, 12° και 2%, 5%, 10%, 20%, αντίστοιχα. Επίσης, υπολογίστηκε και το ποσοστό έκτασης των επί μέρους τμημάτων κλίσεων της λεκάνης, επί της συνολικής έκτασης της λεκάνης

Όπως παρατηρούμε οι μεγαλύτερης έκτασης περιοχές με μέση μορφολογική κλίση 0° – 1° ή 0% – 2%, βρίσκονται στο κεντρικό μέρος της λεκάνης σε τμήματα ΑΒΑ – ΔΝΔ διεύθυνσης, και στα νοτιοδυτικά σε τμήματα ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης. Το συνολικό ποσοστό τους επί της λεκάνης είναι 23% και 24%, αντίστοιχα.

Περιοχές με κλίση 1° – 3° ή 2% – 5% συναντώνται περισσότερο στο νοτιοανατολικό τμήμα της λεκάνης, σε τμήματα διεύθυνσης ABA – ΔΝΔ. Οι κατηγορίες αυτές μπορούν να χαρακτηριστούν ως μεταβατικές λόγω ότι βρίσκονται σε μικρά τμήματα μεταξύ της μικρότερης και μεγαλύτερης κατηγορίας, ενώ αντιπροσωπεύουν το 39% και το 36%, αντίστοιχα, επί του συνόλου της λεκάνης (εικόνα 6.4).



Εικόνα 6.4. Χάρτης κλίσεων πρανών σε μοίρες. Με διακεκομμένες γραμμές οι μορφολογικές ασυνέχειες και οι ζώνες αυτών, οι οποίες αναφέρονται στο κείμενο.

Οι κατηγορίες κλίσεων  $3^{\circ} - 6^{\circ}$  ή 5 % – 10 % και  $6^{\circ} - 12^{\circ}$  ή 10 % – 20 % εντοπίζονται στο νοτιοανατολικό περιθώριο της λεκάνης, ενώ μικρότερα τμήματα απαντώνται στο βόρειο – κεντρικό τμήμα και στο βορειοανατολικό περιθώριό της. Αντιπροσωπεύουν το 20% ( $3^{\circ} - 6^{\circ}$  ή 5 % – 10 %), 11% ( $6^{\circ} - 12^{\circ}$ ) και 12% (10 % – 20 %) της συνολικής έκτασης της λεκάνης. Τέλος, μερικά τμήματα των κατηγοριών  $6^{\circ} - 12^{\circ}$  και 10 % – 20 % μπορούν να συσχετιστούν με ενεργές τεκτονικές ζώνες.

Μέσες μορφολογικές κλίσεις πάνω από 12° ή 20% καλύπτουν 7% και 8% της συνολικής έκτασης, αντίστοιχα. Αυτές οι κατηγορίες κλίσεων τοποθετούνται στα βορειοανατολικά της λεκάνης (νοτιοανατολικό περιθώριο) σε τμήματα με διεύθυνση είτε BA – NΔ, είτε Α – Δ, και στα νοτιοδυτικά (νοτιοδυτικό περιθώριο), σε διεύθυνση BΔ – NA ή B – Ν. Πρέπει να τονιστεί ότι οι κατηγορίες αυτές αντιπροσωπεύουν το μορφολογικά απότομο ανάγλυφο των τεκτονικά ενεργών ζωνών (εικόνα 6.5).



Εικόνα 6.5. Ποσοστό έκτασης των επί μέρους τμημάτων κλίσεων της λεκάνης, επί της συνολικής έκτασης της λεκάνης. (α) μοίρες, (β) επί τις εκατό.

Σε όλους τους χάρτες κλίσεων, οι μορφολογικές ασυνέχειες που εντοπίστηκαν μπορούν να ομαδοποιηθούν σε πέντε ζώνες, όπως έχουν σημειωθεί. Η ζώνη (1) βρίσκεται στα βορειοανατολικά του χάρτη, με γενική διεύθυνση BA – NΔ και φορά κλίσης προς βορειοανατολικά. Η κλίσης είναι μεγαλύτερη από 12° ή 20 %, ενώ έχει κλιμακωτή διάταξη με ένα μικρό τμήμα διεύθυνσης A – Δ. Η ζώνη (2) είναι μια μικρού μήκους ζώνη με γενική διεύθυνση A – Δ, η οποία κλίνει προς νότο και με τιμή κλίσης έως 12° ή 20 % (εικόνα 6.6).



Εικόνα 6.6. Χάρτης κλίσεων πρανών σε ποσοστό επί τις εκατό. Με διακεκομμένες γραμμές οι μορφολογικές ασυνέχειες και οι ζώνες αυτών, οι οποίες αναφέρονται στο κείμενο.

Στα νοτιοανατολικά της λεκάνης βρίσκεται η ζώνη (3), η οποία αποτελείται από τμήματα δυο διαφορετικών διευθύνσεων. Συγκεκριμένα, έχει τμήματα με διεύθυνση Β – Ν, με φορά κλίσης προς τα ανατολικά και τιμή κλίσης έως 12° ή 20%, ενώ επίσης έχει τμήματα ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης, με φορά προς τα βορειοανατολικά και κλίση μεγαλύτερη από 12° ή 20%.

Βορειότερα της ζώνης (3), βρίσκεται η ζώνη (4), με διεύθυνση ΒΔ − ΝΑ και φορά κλίσης προς τα νοτιοδυτικά, ενώ η τιμή της κλίσης κυμαίνεται μεταξύ 3° και 12° ή 5% και 20%. Στο νοτιοδυτικό τμήμα της λεκάνης, βρίσκεται η ζώνη (5), με τμήματα ΔΒΔ − ΑΝΑ και ΑΒΑ − ΔΝΔ διευθύνσεων, ενώ η κλίση τους είναι μεγαλύτερη από 12° ή 20% για τα πρώτα, και έως 12° ή 20% για τα δεύτερα. Η γενική φορά κλίση τους, τέλος, είναι προς βορρά.

Στον χάρτη προσανατολισμού των πρανών οι ζώνες των μορφολογικών ασυνεχειών ταυτίζονται με εκείνες των χαρτών κλίσεων, ενώ φαίνεται χαρακτηριστικά και η φορά κλίσεων των ζωνών, όπως προαναφέρθηκε (εικόνα 6.7).



Εικόνα 6.7. Χάρτης προσανατολισμού των πρανών. Με διακεκομμένες γραμμές οι μορφολογικές ασυνέχειες και οι ζώνες αυτών, οι οποίες αναφέρονται στο κείμενο.

#### 6.4. Συμπεράσματα

Με βάση την μορφολογική ανάλυση της λεκάνης της Σκύρου κατασκευάστηκε ο μορφοτεκτονικός χάρτης της Σκύρου με της κύριες τεκτονικές δομές. Συμπερασματικά βλέπουμε ότι το βορειοανατολικό τμήμα της ελέγχεται από της ζώνες (1) και (2), με αποτέλεσμα την BA – NΔ διεύθυνση των επίπεδων τμημάτων του πυθμένα. Επίσης, το νότιο τμήμα της λεκάνης μπορεί να διαχωριστεί σε δυο μέρη, με το νοτιοδυτικό να ελέγχεται από της ζώνες (3) και (4) και το νοτιοανατολικό να ελέγχεται από την ζώνη (5). Τα παραπάνω έχουν ως αποτέλεσμα τον BΔ – NΔ προσανατολισμό των επίπεδων κομματιών του πυθμένα στα νοτιοδυτικά, και τον B – N προσανατολισμό στα νοτιοανατολικά (εικόνα 6.8).



Εικόνα 6.8. Μορφοτεκτονικός χάρτης της λεκάνης της Σκύρου. Με κόκκινες γραμμές οι κύριες μορφοτεκτονικές ζώνες, οι οποίες αναφέρονται στο κείμενο.

# 7. Γεωλογία – Τεκτονικό καθεστώς νήσου Σκύρου

# 7.1.Εισαγωγή

# 7.1.1. Ιστορικές αναφορές

Ο πρώτος που ασχολήθηκε με την γεωλογία και την τεκτονική της Σκύρου ήταν ο Παπασταματίου (1961), ο οποίος χρονολόγησε και τα Μειοκαινικά ιζήματα, ενώ ο Μελέντης (1973) κατασκεύασε τον πρώτο γεωλογικό χάρτη. Προγενέστερες μελέτες αφορούσαν κυρίως μεταλλευτικά και λατομικά θέματα και είχαν πραγματοποιηθεί από τους Boblaye & Virlet (1833), Fiedler (1840), Philippson (1897 – 98), Δέφνερ (1923), Κτενάς (1930), Petrascheck – Siegl (1954), Παπαχελάς – Παναγουλέας (1962), Grekoff – Geurnet – Lorenz (1967), Παπαγεωργάκης (1967), Keraudren (1970), Geurnet (1971), όπως αναφέρουν ο Παπασταματίου (1961) και ο Μελέντης (1973).

Οι Jacobshagen και Matarangas μαζί με τις ομάδες τους χαρτογράφησαν την Σκύρο κατά τα έτη 1973 – 1983, προκειμένου να εκδοθεί ο χάρτης του Ι.Γ.Μ.Ε. «Νήσος Σκύρος» σε κλίμακα 1:50.000. Ενώ, οι Jacobshagen & Skala (1976) ασχολήθηκαν με την γεωλογικές δομές του συνόλου των Σποράδων.

Οι Fytikas et al. (1979) παρουσίασαν τα πετρολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά σχετικά με τα νεογενή ηφαίστεια του κεντρικού Αιγαίου, μεταξύ αυτών και της Σκύρου, ενώ ο Μπαλτατζής (1988) προσδιόρισε της συνθήκες πίεσης – θερμοκρασίας της ανώτερης μεταμορφωμένης ενότητας της Σκύρου.

Τέλος, πιο πρόσφατα οι Pavlopoulos et al. (2009) εξέτασαν την παλαιοπεριβαντολογική εξέλιξη του όρμου Παλαμαρίου, ενώ οι Evelpidou et al. (2012) ασχολήθηκαν με τις μεταβολές των ακτών κατά το Ολόκαινο.

# 7.1.2. Μεθοδολογία

Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας, διενεργήθηκαν εργασίες υπαίθρου συνολικής διάρκειας 12 ημερών. Η έρευνα επικεντρώθηκε στο κεντρικό και στο βορειοδυτικό τμήμα της νήσου. Συνοπτικά, οι περιοχές μου μελετήθηκαν είναι Αχίλι, Καλαμίτσα, Λιναριά, Πεύκος, Ασπούς, Σκύρος (χώρα), Μόλος, Γυρίσματα, Καφραλού, Παλαμάρι.

Μετά από παρατήρηση της ευρύτερης περιοχής, η γεωλογική χαρτογράφηση των Jacobshagen & Matarangas (IFME, 1983), κρίθηκε ικανοποιητική, με αποτέλεσμα οι εργασίες υπαίθρου να περιλαμβάνουν κυρίως καταγραφή παρατηρήσεων σε σχέση με την τεκτονική. Επίσης, τόσο με της παρατηρήσεις υπαίθρου, όσο και με τη βοήθεια των αεροφωτογραφιών «Bing maps», της εταιρείας «Microsoft», και μέσω του λογισμικού πακέτου «ArcGIS for Desktop» διορθώθηκαν μερικές από τις επαφές του χάρτη του IFME (εικόνα 7.1).



Εικόνα 7.1. Γεωλογικός χάρτης Ι.Γ.Μ.Ε. «Φύλλο Σκύρος». Με σκούρο καφέ χρώμα σημειώνονται οι επαφές που διορθώθηκαν. Θέσεις που σημειώνονται στον χάρτη: Ag. Petros : Άγιος Πέτρος, Palamari: Παλαμάρι, Kafralou: Καφραλού, Gyrismata: Γυρίσματα, Molos: Μόλος, Atsitsa: Ατσίτσα, Ag. Fokas: Άγιος Φωκάς, Pefkos: Πεύκος, Linaria: Λιναριά, Aspous: Ασπούς, Achili: Αχίλι, Kalamitsa: Καλαμίτσα, Koumaros: Κούμαρος, NASSKY: Ναυτικός Σταθμός Σκύρου, Augousta: Αυγούστα.

### 7.2. Γεωμορφολογία ακτών

Η εργασία των Evelpidou et al. (2012), μας δίνει μια εικόνα για την τεκτονική της Σκύρου, μέσω της ανάλυσης των βυθισμένων εγκοπών των παράλιων κρημνών (notches). Οι περιοχές που αναφέρονται βρίσκονται στα δυτικά παράλια τόσο του νότιου, όσο και του βόρειου μέρους της Σκύρου, ενώ στη θέση βορείως της περιοχής Γυρίσματα (βόρεια Σκύρος) δεν παρατηρείται καμία βυθισμένη εγκοπή (εικόνα 7.2).



Εικόνα 7.2. Οι θέσεις των βυθισμένων εγκοπών των παράλιων κρημνών (notches), της εργασίας των Evelpidou et al. (2012).

Συγκεκριμένα, στα υποθαλάσσια παράλια βρέθηκαν δυο βυθισμένες εγκοπές. Για την ανώτερη εγκοπή υπολόγισαν μια βύθιση 30 cm, τα τελευταία 200 χρόνια, το μεγαλύτερο μέρος της οποίας αποδίδεται στην μεταβολή της στάθμης της θάλασσας και ένα μικρότερο σε μια μικρή συνσεισμική βύθιση της περιοχής. Η κατώτερη εγκοπή βρίσκεται 55 cm βαθύτερα από την πρώτη και αποδίδεται σε συνσεσιμική βύθιση κατά τα τη διάρκεια των τελευταίων 850 χρόνων (εικόνα 7.3).



Εικόνα 7.3. Βυθισμένες εγκοπές παράλιων κρημνών (notches), οι οποίες αντιστοιχούν με της θέσεις του εικόνας 7.2 ως εξής: (a )site 1, (b) site 2, (c) site 3, (d) site 6, (e) site 8, (f) site 9, (g) site 11, (h) site 12, (i) site 14.

Συμπερασματικά, η ύπαρξη των δυο εγκοπών κατά μήκος των δυτικών ακτών της νήσου τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο μέρος σε περίπου ίδια βάθη, αποτελούν στοιχείο που μας προδίδει πιθανή ανενεργότητα των δομών ΒΑ – ΝΔ, στο κεντρικό τμήμα της Σκύρου.

### 7.3. Στρωματογραφία

Με βάση την χαρτογράφηση των Jacobshagen & Matarangas (1983), και την ανάλυση των γεωτεκτονικών ενοτήτων της Ελλάδος από τον Papanikolaou (1986b), οι γεωτεκτονικές ενότητες που συναντάμε στη νήσο Σκύρο είναι η Υποπελαγονική, η κατώτερη μεταμορφωμένη ενότητα της Σκύρου, η ανώτερη μεταμορφωμένη ενότητα της Σκύρου, η ανώτερη μεταμορφωμένη ενότητα της Σκύρου, επικλυσιγενείς Ανωκρητιδικοί Ασβεστόλιθοι και Φλύσχης (s.l. Ανατολική Ελλάδα), ενώ επίσης βλέπουμε και τους οφιόλιθους του Αξιού (εικόνα 7.4).



Εικόνα 7.4. Γεωτεκτονικές ενότητες που συναντούμε στη νήσο Σκύρο.

Τεκτονικά, στην Υποπελαγονική (ηλικίας Πέρμιο (;) Τριαδικό – Ιουρασικό) είναι επωθημένη η κατώτερη μεταμορφωμένη ενότητα της Σκύρου, ενώ σε αυτή βρίσκεται επωθημένη η ανώτερη μεταμορφωμένη ενότητα της Σκύρου. Επίσης, το κάλυμμα των οφιολίθων του Αξιού βρίσκεται ως τεκτονική σφήνα είτε ανάμεσα στην Υποπελαγονική και την κατώτερη μεταμορφωμένη ενότητα,

είτε ανάμεσα στην κατώτερη μεταμορφωμένη ενότητα και το ανώτερη μεταμορφωμένη ενότητα. Τέλος, όλες οι παραπάνω ενότητες, που έχουν διάρκεια ζωής για το διάστημα Τριαδικό – Ιουρασικό και έχουν συμμετάσχει στον τεκτονισμό του Ανωτέρου Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, έχουν ομογενοποιηθεί από τα ιζήματα της ενότητας της Ανατολικής Ελλάδος, ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού – Ηωκαίνου (Papanikolaou, 1986b) (εικόνα 7.5).



Εικόνα 7.5. Σχηματική απεικόνιση των τεκτονικών ενοτήτων και των μεταξύ των σχέσεων, καθώς επίσης και της στρωματογραφικής διάρθρωσής τους.

Στο μεγαλύτερο τμήμα της Σκύρου, πλην του βορειανατολικού, εμφανίζεται η Υποπελαγονική ενότητα. Στο κεντρικό τμήμα συναντούμε το ηφαιστειοϊζηματογενές σύμπλεγμα (P – C?) της βάσης της Υποπελαγονικής, με μικρές εμφανίσεις των υπερκείμενων ασβεστιτικών – δολομοτικών μαρμάρων (T<sub>m</sub> – J.mr).

Τα προαναφερθέντα μάρμαρα τα συναντούμε επίσης, τόσο στο βορειοδυτικό τμήμα, όσο και στο νότιο τμήμα. Στο βορειοδυτικό τμήμα, μικρές εμφανίσεις των οφιολίθων του Αξιού και των σχιστόλιθων τις κατώτερης μεταμορφωμένης ενότητας (Sch, ph) υπέρκεινται τεκτονικά των μαρμάρων. Ενώ, στο νότιο, βλέπουμε μικρές εμφανίσεις των ασβεστόλιθων (K<sub>m-s</sub>.k) της ανατολικής Ελλάδος να κάθονται ασύμφωνα πάνω στα μάρμαρα. Τέλος, στο σύνολο της περιοχής που καλύπτουν τα μάρμαρα (T<sub>m</sub> – J.mr) υπάρχουν υπερκείμενες διάσπαρτες μικρές εμφανίσεις μεταβωξιτών, Fe – Ni, μεταλατεριτών (b,lt), οι οποίες σχετίζονται με το παλαιοανάγλυφο της ασυμφωνίας της ενότητας της ανατολικής Ελλάδος

Η ενότητα της ανατολικής Ελλάδος εμφανίζεται στο σύνολό της στο βορειοανατολικό τμήμα της Σκύρου. Με τους ασβεστόλιθους (K<sub>m-s</sub>.k,o) πλούσιους σε συντρίμματα οφιολίθων να απαντούν στην βάση της ενότητας, εν συνεχεία περνάμε σε μια ακολουθία ασβεστολίθων (K<sub>m-s</sub>.k), την οποία βλέπουμε και στο νότιο τμήμα, ενώ κοντά στην περιοχή της Αγίου Πέτρου βλέπουμε τον φλύσχη (Fg) της ενότητας.

Στην ίδια περιοχή βλέπουμε την κατώτερη μεταμορφωμένη ενότητα, οπού το μεγαλύτερο μέρος της αποτελείται από σχιστόλιθους (Sch, ph), ενώ κοντά στην περιοχή της Ατσίτσας, υπάρχουν και μικρές εμφανίσεις από υποκείμενα ασβεστιτικά μάρμαρα (mr) και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους οι οποίες εντάσσονται στην ίδια ενότητα.

Κοντά στη χώρα της Σκύρου, συναντούμε την μεγαλύτερη εμφάνιση των οφιόλιθων τους Αξιού (σ), και της ανώτερης μεταμορφωμένης ενότητας. Η ανώτερη μεταμορφωμένη ενότητα αποτελείται κυρίως από μάρμαρα (mr,br), ενώ στο βόρειο άκρο της εμφάνισης εντοπίζεται το φλυσχοειδές βάσης (fl).

Εκτός, από τις αλπικές ενότητες, βλέπουμε και ηφαιστειακά πετρώματα, κυρίως ανδεσίτες και δακίτες (α,δα), του Μειοκαινικού ηφαιστειακού κέντρου της Σκύρου. Τα παραπάνω τοποθετούνται στο κεντρικό μέρος του βορείου τμήματος.

Επίσης, στο βόρειο τμήμα, κατά μήκος των βορειοδυτικών ακτών, εμφανίζονται θαλάσσια ιζήματα (M.m) του Ανωτέρου Μειοκαίνου που βρίσκονται σε τεκτονική επαφή με την κατώτερη μεταμορφωμένη ενότητα της Σκύρου (δες παράγραφο Τεκτονικής).

Τέλος, σε αρκετές θέσεις στο εσωτερικό της νήσου, συναντάμε ερυθρογή (tr), η οποία προέρχεται από την αποσάθρωση της σχιστοψαμμιτοκερατολιθικής διάπλασης της Υποπελαγονικής, σε κοίτες ποταμών συναντάμε αλλουβιακές αποθέσεις (al), ενώ σε παράλιες ζώνες βλέπουμε ολοκαινικά ιζήματα (H.cd), με αμμώδη υλικό (εικόνα 7.6).



Εικόνα 7.6. Γεωλογικός χάρτης της Σκύρου. Με πιο έντονο μαύρο χρώμα σημειώνονται οι επωθήσεις.

### 7.4. Τεκτονική

## 7.4.1. Εισαγωγή

Όπως έχει αναλυθεί στα προηγούμενα κεφάλαια, η Σκύρος βρίσκεται σε μια θέση, η οποία επηρεάζεται από δυο ενεργά μεγάλες τεκτονικές ζώνες. Η πρώτη ζώνη είναι ο νότιος κλάδος του ρήγματος της Ανατολίας, ΒΑ – ΝΔ γενικής διεύθυνσης, ο οποίος σύμφωνα με τα σεισμολογικά δεδομένα τερματίζεται νοτιοανατολικά της Σκύρου, ενώ η δεύτερη ζώνη είναι εγκάρσια της πρώτης, με γενική διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ.

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκαν τέσσερις κύριες τεκτονικές δομές της νήσου, με τις δυο πρώτες, (A1) και (A2) να είναι BA – ΝΔ γενικής διεύθυνσης, οι οποίες διέρχονται από το κεντρικό τμήμα, έχοντας παρόμοια χαρακτηριστικά και αποτελούν ένα κοινό σύστημα ρηξιγενών ζωνών, ενώ οι δομές (B1) και (B2), BΔ – ΝΑ γενικής διεύθυνσης, συναντώνται στο βόρειο τμήμα της νήσου, κοντά στα βορειοανατολικά παράλια (εικόνα 7.7).



Εικόνα 7.7. Με σκούρα καστανή γραμμή σημειώνεται οι δομές ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης (Α1) και (Α2) – Α1 η νότια, Α2 η βόρεια – ενώ με κόκκινη οι δομές ΒΔ – ΝΑ (Β).

## 7.4.2. Ανάλυση δομής (Α1) – Κεντρικό τμήμα

Η τεκτονική ζώνη (A1) φαίνεται να ξεκινά από την νότια άκρη στο Αχίλι, και να καταλήγει στην ανατολική άκρη της Καλαμίτσας. Αποτελεί ένα μικρής κλίσης κανονικό ρήγμα, το οποίο αντιπροσωπεύεται από την πλαγιά του βουνού Κοκκινάρι.

Αναλυτικά, στο νοτιοανατολικό άκρο της περιοχής Αχίλι, εντός του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού, παρατηρείται μια ζώνη ολίσθησης με στοιχεία 35°/222°, χωρίς όμως να βρεθούν γραμμές ολίσθησης. Παρόλ' αυτά η ανάστροφη πάρελξη, μας οδηγεί στο συμπέρασμα περί κανονικής συνιστώσας της κίνησης (εικόνα 7.8).



Εικόνα 7.8. Ζώνη ολίσθησης, εντός του ηφαιστειοϊζηματογενούς στη θέση (1).

Νοτιότερα, στην πλαγιά του βουνού Κοκκινάρι, εμφανίζονται κορήματα, είτε συγκολυμμένα, είτε ασύνδετα, σημαντικού πάχους, τα οποία υπέρκεινται των μαρμάρων της Υποπελαγονικής, ενώ κατά θέσεις, στην επαφή τους, παρατηρούμε ασβεστιτικά επιφλοιώματα στα δολομιτικά μάρμαρα. Η γενική κλίση των δολομιτών είναι 20° προς τα νοτιοανατολικά (εικόνα 7.9).







Εικόνα 7.9. (α) συγκολυμμένα κορήματα στη θέση (2), (β) κορήματα στη θέση (3), (γ) επιφλοιώματα στα δολομιτικά μάρμαρα, στη θέση (4).

Σε τοπογραφικά χαμηλότερες θέσεις διαπιστώνεται δε έντονα τεκτονισμένος δολομίτης να υπέρκειται των κορημάτων, καθώς έχει ολισθήσει. Η περιοχή δε αυτή χρίζει καλύτερης και ακριβέστερης χαρτογράφησης καθώς τμήματα των δολομιτών τα οποία εμφανίζονται ενιαία, ουσιαστικά είναι αποκολλημένα και ολισθημένα (εικόνα 7.10).



Εικόνα 7.10. Ολισθημένος δολομίτης, υπέρκειται των κορημάτων στη θέση (5).

Στους πρόποδες του βουνού Κοκκινάρι, σε αρκετές θέσεις διαπιστώθηκε η ύπαρξης τεκτονικού λατυποπαγούς, κοντά στην επαφή του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού με τα αλλούβια. Επιπλέον, κοντά στην Καλαμίτσα, συναντάμε επίσης κάποιες εμφανίσεις έντονα τεκτονισμένων και ολισθημένων δολομιτών να υπέρκεινται μιας κατακερματισμένης μάζας του ηφαιστειοϊζηματογενούς. (εικόνα 7.11).



Εικόνα 7.11. Έντονα τεκτονισμένος δολομίτης υπέρκειται έντονα μυλονιτοποιημένου ηφαιστειοϊζηματογενούς στη θέση (6).

Νοτιότερα, στην επαφή του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού με τους υπερκείμενους δολομίτες, αναπτύσσεται πηγαία απορροή, πηγή «Νύφη», ενώ η κλίση της στρωματογραφικής επαφής είναι περίπου 30°, προς τα νοτιοανατολικά (εικόνα 7.12).



Εικόνα 7.12. Επαφή του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού με τους υπερκείμενους δολομίτες, με ένα μέρος των δολομιτών να έχει αποκολληθεί στη θέση (7).

Δυο άλλες πηγαίες εκφορτίσεις, συναντούμε στον δρόμο ανάμεσα σε Καλαμίτσα και Αχίλι, εντός του ηφαιστειοϊζηματογενούς, κοντά όμως στην επαφή με τις αλλουβιακές αποθέσεις – πηγές «Λουτρόν» και άλλη μια πλησίον της – η λειτουργεία των οποίων σχετίζεται με την τεκτονική ζώνη (εικόνα 7.13).

Με βάση την εκ του σύνεγγυς οπτική παρατήρηση, η παροχή και των δυο πηγών μαζί, που βρίσκονται στο ηφαιστειοϊζηματογενές, είναι κατά πολύ μικρότερη από αυτή της πηγής "Νύφης". Το γεγονός αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τα υπόγεια ύδατα των δολομιτικών μαρμάρων, της ευρύτερης περιοχής του βουνού Κοκκινάρι, είτε εκφορτίζονται στα νότια στην πηγή «Νύφη», είτε στα βόρεια προς τη θάλασσα. Η δύο πηγές, οι οποίες αναπτύσσονται στο ηφαιστειοϊζηματογενές, εκφορτίζουν μικρές ποσότητες νερού, που συσσωρεύονται σε αυτό, καθώς η τεκτονική ζώνη το έχει κατακερματίσει, μετατρέποντάς το, από αδιαπέρατο σε ημιπερατό (εικόνα 7.14, 7.15).



Εικόνα 7.14. Πανοραμική εικόνα του πρανούς του όρους Κοκκινάρι, με γαλάζια σημάδια οι πηγές, ενώ σημειώνονται και οι κυριότερες παρατηρήσεις.

Εικόνα 7.13. Γεωλογικός χάρτης με τις θέσεις των παρατηρήσεων του κειμένου, με σκούρα κόκκινη γραμμή η ζώνη (A1), ενώ με μπλε τρίγωνα σημειώνονται οι θέσεις των πηγών.





προγράμματος ArcGIS explorer (ESRI), όπου σημειώνονται η δομή (A1) με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή, οι πηγές με μπλε σημάδια, οι θέσεις των Εικόνα 7.15. Αεροφωτογραφία της περιοχής, από «Bing maps» (Source: USGS, Source: NASA, NGA, USGS, © 2008 Microsoft Corp.), μέσω του παρατηρήσεων, όπως αναφέρονται στο κείμενο.

## 7.4.3. Ανάλυση δομής (Α2) – Κεντρικό τμήμα

Η ρηξιγενής ζώνη (A2), παρά το γεγονός ότι δεν δύναται να παρατηρηθεί στο σύνολό της, τα επιμέρους τμήματά της ενοποιήθηκαν λόγω ότι παρουσιάζουν κοινά χαρακτηριστικά. Η εν λόγω ζώνη ξεκινά από την βορειοδυτική άκρη στο Αχίλι, και καταλήγει στον Πεύκο.

Το κυριότερο κοινό χαρακτηριστικό είναι η ύπαρξης χαλαζιακών φλεβών, στις τεκτονικές επιφάνειες που εντοπίστηκαν, γεγονός που σηματοδοτεί την κυκλοφορία ρευστών κατά μήκος αυτών. Όλες οι τεκτονικές επιφάνειες που εντοπίστηκαν είναι εντός του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού, το οποίο κατά θέσεις εμφανίζεται μεταμορφωμένο.

Στον δρόμο από Αχίλι για Ασπούς, διακρίνεται μια τεκτονική επιφάνεια με στοιχεία 30°/355°, η οποία διαχωρίζει το ηφαιστειοϊζηματογενές, με το υποκείμενο τέμαχος να εμφανίζει μια σαφή στρώση – σχιστότητα, ενώ το υπερκείμενο εμφανίζεται πτυχωμένο σε μια χαοτική δομή, καθώς και οι άξονες που μετρήθηκαν δεν έδειξαν μια σαφή εικόνα. Ενώ, εντός του πτυχωμένου χαοτικά τμήματος εμφανίζονται και μικρότερες χαλαζιακές φλέβες, οι οποίες είναι και αυτές πτυχωμένες (εικόνα 7.16)





Εικόνα 7.16. Τεκτονική επαφή στη θέση (8). (α) γενική εικόνα, (β) πλησίον της επαφής.

Στη θέση Πόρτες, στον δρόμο που συνδέει τα Λιναριά με τον Πεύκο, μπορούμε να παρατηρήσουμε σε δυο θέσεις χαρακτηριστικές τεκτονικές επιφάνειες μικρής κλίσης, οι οποίες απέχουν μεταξύ τους περίπου 100m (εικόνα 7.17).



Εικόνα 7.17. Γεωλογικός χάρτης με της θέσεις των παρατηρήσεων, ενώ επίσης με σκούρα κόκκινη γραμμή φαίνεται η ζώνη (Α2).

Συγκεκριμένα, στη θέση (9) βλέπουμε μέσα από δυο τεκτονικές επιφάνειες, να έρχονται σε επαφή δυο διαφορετικά τμήματα του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού, με το ενδιάμεσο τμήμα να αποτελεί μια ζώνη με έντονα κατακερματισμένο και ταλαιπωρημένο υλικό. Οι επιφάνειες έχουν στοιχεία 45°/327° (Α) και 40°/330° (Β), όπου στην πρώτη επιφάνεια εντοπίστηκαν γραμμές ολίσθησης με πλαγιοβύθιση (– 160°), και επίσης, κατά μήκος της αναπτύσσεται χαλαζιακή φλέβα πάχους περίπου 10 cm (εικόνα 7.18).



Εικόνα 7.18. Τεκτονικές επιφάνειες στη θέση (9).

Στη θέση (10), η οποία απέχει περίπου 100m από την (9) όπως αναφέραμε, φαίνεται μια τρίτη τεκτονική επιφάνεια με παρόμοια χαρακτηριστικά, με στοιχεία 40°/321° και πλαγιοβύθιση (– 158°) (εικόνα 7.19).



Εικόνα 7.19. Τεκτονική επιφάνεια στην θέση (10).

Στη θέση Πεύκο, ο ηφαιστειοϊζηματογενής σχηματισμός εμφανίζεται έντονα τεκτονισμένος με πλήθος χαλαζιακών φλεβών, χωρίς πάντως να εντοπιστεί κάποια τεκτονική επιφάνεια.

Αξίζει να σημειωθεί ότι στην θέση (11), κοντά στη θέση Πόρτες, παρατηρείται ο ηφαιστειοϊζηματογενής σχηματισμός έντονα πτυχωμένος, σε μια τομή μήκους περίπου 200m, με ασύμμετρες πτυχές, όπου το αξονικό επίπεδο έχει διεύθυνση BBA – ΝΝΔ. Η δομή των πτυχωμένων στρωμάτων αποτελεί μια ζώνη διάτμησης της ρηξιγενούς ζώνης (Α2) (εικόνα 7.20).



Εικόνα 7.20. Ασύμμετρη πτύχωση εντός των ηφαιστειοϊζηματογενούς στη θέση (11).

Το σύνολο των παραπάνω παρατηρήσεων μας οδηγούν στο συμπέρασμα της ύπαρξης μιας ενιαίας ζώνης ενός μικρής κλίσης κανονικού ρήγματος, με φορά προς τα βορειοδυτικά, ενώ η κίνηση του έχει τόσο μια συνιστώσα δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης, όσο και μια κανονικής ολίσθησης. Σύμφωνα με την γενετική ταξινόμηση των ρηγμάτων από τους Μαριολάκο & Παπανικολάου (1987), τα εν λόγο ρήγματα χαρακτηρίζονται ως πλαγιοκανονικά.

Η δομή προς το βόρειο άκρο της, αλλάζει ελαφρώς διεύθυνση, γίνεται σχεδόν Α – Δ, γεγονός που πιθανώς να οφείλεται στη νεότερη δομή ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης, η οποία την έχει μετατοπίσει, ενώ είναι πιθανό και να την έχει τμήσει (εικόνα 7.21).



Εικόνα 7.21. Αεροφωτογραφία της περιοχής, από «Bing maps» (Source: USGS, Source: NASA, NGA, USGS, © 2008 Microsoft Corp.), μέσω του προγράμματος ArcGIS explorer (ESRI), όπου σημειώνονται η δομή (A2) με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή, οι θέσεις των παρατηρήσεων, όπως αναφέρονται στο κείμενο.

#### 7.4.4. Ανάλυση δομής (Β1) – Βόρειο τμήμα

Η επαφή των Μειοκαινικών ιζημάτων με τους σχιστόλιθους της κατώτερης μεταμορφωμένης ενότητας, η οποία είναι μια τεκτονική επαφή αποτελεί την δομή (B1). Η εν λόγω δομή παρουσιάζει μια κλιμακωτή – en echelon – διάταξη με επιμέρους τμήματα διευθύνσεων από BBA – NNΔ έως BΔ – NA (εικόνα 7.22).



Εικόνα 7.22. Γεωλογικός χάρτης, με κόκκινη γραμμή σημειώνεται τμήμα των ρηξιγενών ζωνών (B1) και (B2), με μπλε γραμμή το υδρογραφικό δίκτυο, ενώ φαίνονται και οι θέσεις των παρατηρήσεων.

Η επαφή των σχιστόλιθων με τα Μειοκαινικά ιζήματα είναι κατακόρυφη, έως 80° προς τα νοτιοδυτικά – δυτικά. Επίσης, σε αρκετές θέσεις της επαφής παρατηρούμε ανακρυσταλλωμένο ασβεστόλιθο, ο οποίος αποτελεί ένα τεκτονικό πέτρωμα, καθώς δημιουργήθηκε από την κυκλοφορία ρευστών κατά μήκος της ζώνης, ενώ σε κάποιες θέσεις βλέπουμε και μυλονιτοποιημένο σχιστόλιθο. Μπορούμε δηλαδή διαδοχικά να παρατηρήσουμε σχιστόλιθο – μυλονιτοποιημένο σχιστόλιθο – ανακρυσταλλωμένο ασβεστόλιθο – Μειοκαινικές μάργες.

Την επαφή, στην βόρεια απόληξή της την βλέπουμε στον όρμο Παλαμάρι, σε ήπιες μορφολογικά δομές, με το τεκτονικό πέτρωμα να βρίσκεται σε μερικές θέσεις. Δυτικά του όρμου, το ανάγλυφο έχει εντονότερη μορφή, ενώ βλέπουμε το τεκτονικό πέτρωμα, το οποίο δημιουργεί ένα χαρακτηριστικό μορφολογικό δόντι (εικόνα 7.23).



Εικόνα 7.23. Τεκτονικό πέτρωμα και μορφολογικό δόντι στην επαφή Μειοκαινικών ιζημάτων και σχιστολίθου, στην θέση (12).

Στην περιοχή του λόφου Παγιό παρατηρούμε το τεκτονικό πέτρωμα έντονα κατακερματισμένο, κατά μήκος της επαφής Μειοκαινικών ιζημάτων με τους σχιστόλιθους, ενώ στην βορειοανατολική πλευρά του λόφου, οι μάργες κλίνουν 20° με 25° προς τα δυτικά – νοτιοδυτικά (εικόνα 7.24).



Εικόνα 7.24. Τεκτονικό πέτρωμα στην επαφή Μειοκαινικών ιζημάτων και σχιστόλιθου, στην θέση (13).

Στον δρόμο προς την στρατιωτική βάση των Ραντάρ, στη θέση (14), παρατηρούμε τις Μειοκαινικές μάργες κοντά στην επαφή με τους σχιστόλιθους να έχουν κλίση 37° προς Βορρά, ενώ 200m βοριοανατολικότερα 20° προς Βόρειο – βορειοδυτικά. Στην επαφή με τον σχιστόλιθο δεν παρουσιάζεται τεκτονικό πέτρωμα, ωστόσο και οι δυο σχηματισμοί είναι έντονα κατακερματισμένοι. Η επαφή είναι σχεδόν κατακόρυφη, με φορά κλίσης προς τα νοτιοδυτικά, πρόκειται δηλαδή για ένα κανονικό ρήγμα, με τις μάργες να παρουσιάζονται ως δάπεδο, ενώ εμφανίζουν ανάστροφη πάρελξη. Η πάρελξη των μαργών δημιουργεί δε δευτερεύοντα μικρά ρήγματα.

Κοντά στην επαφή, οι σχιστόλιθοι παρουσιάζουν μια μορφολογική μετάπτωση, με φορά προς τα βορειοανατολικά, η οποία οφείλεται σε ένα πιθανό αντιθετικό ρήγμα. Η όλη δομή, η οποία δημιουργεί ένα μορφολογικό βύθισμα, φαίνεται να είναι μια οριζόντιας ολίσθησης αρνητική ανθοδομή (εικόνα 7.25).



Εικόνα 7.25. Με λευκή διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται η κλίση των μαργών, με κόκκινη τα ρήγματα στη θέση (14). Με κόκκινη γραμμή με τελείες σημειώνεται πιθανό κανονικό ρήγμα.

Νοτιοανατολικά της θέσης (14), στη θέση (19), παρατηρούμε της Μειοκαινικές μάργες με κλίση 45° προς βορειοανατολικά, κοντά στην επαφή με τους σχιστόλιθους. Η γενική εικόνα της θέσης 19, ομοιάζει με της θέσης (14), όπου στο προκύπτων βύθισμα παρατηρείται έντονα κατακερματισμένος – μυλονιτοποιημένος σχιστόλιθος και κατεκερματισμένες μάργες (εικόνα 7.26).





Εικόνα 7.26. Με λευκή διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται η κλίση των μαργών, με κόκκινη τα ρήγματα στη θέση (19). Με κόκκινη γραμμή με τελείες σημειώνεται πιθανό κανονικό ρήγμα, ενώ με κίτρινη διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται η επαφή μεταξύ Μειοκαινικών ιζημάτων και Σχιστολίθων.

Εικόνα 7.27. Γεωλογικός χάρτης, με κόκκινη γραμμή σημειώνεται τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης (B1), με μπλε γραμμή το υδρογραφικό δίκτυο, ενώ φαίνονται και οι θέσεις των παρατηρήσεων.

Νοτιότερα, κοντά στον οικισμό της Χώρας της Σκύρου, η διεύθυνση του βυθίσματος, και της επαφής, αλλάζει σε Β – Ν (εικόνα 7.27).

Στην είσοδο της χώρας της Σκύρου, στη θέση (20), παρατηρούμε την σύγκλιση των δομών (B1) και (B2), ενώ εμφανίζεται τεκτονικό πέτρωμα στο σημείο της επαφής σχιστολίθων – μαργών. Η συνολική εικόνα της δομής και σε αυτήν τη θέση, με το χαρακτηριστικό μορφολογικό βύθισμα, μοιάζει με της προηγούμενες θέσεις, και εξηγείται όπως έχει αναλυθεί προηγουμένως (εικόνα 7.28).


Εικόνα 7.28. Με κόκκινη γραμμή τα ρήγματα στη θέση (20). Με κόκκινη γραμμή με τελείες σημειώνεται πιθανό κανονικό ρήγμα, ενώ με κίτρινη γραμμή σημειώνεται η επαφή μεταξύ Μειοκαινικών ιζημάτων και Σχιστόλιθων.

Από το Μοναστήρι του Αγίου Γεωργίου στην χώρα της Σκύρου, μπορούμε να παρατηρήσουμε πανοραμικά, την αλλαγή της διεύθυνσης της δομής (εικόνα 7.29).



Εικόνα 7.29. Πανοραμική άποψη της επαφής Μειοκαινικών ιζημάτων – σχιστόλιθων κατώτερης μεταμορφωμένης ενότητας (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή), ενώ με μαύρη γραμμή φαίνεται ο άξονας του βυθίσματος. Με κόκκινη συνεχής γραμμή σημειώνεται η τεκτονική επαφή (B2), που καθορίζει και το όριο μεταξύ Μειοκαινικών ιζημάτων και Ολοκαινικών ιζημάτων.

Εντός της χώρας της Σκύρου, και ειδικότερα στην περιοχή του Μοναστηριού, έχουμε σημαντική εμφάνιση του τεκτονικού πετρώματος, ενώ στην ανατολική πλευρά του λόφου οι μάργες έχουν την μεγαλύτερη τιμή, 60° προς τα ανατολικά, με αποτέλεσμα την ύπαρξη έντονων κατολισθητικών φαινομένων. Η επαφή φαίνεται να έχει όμοια χαρακτηριστικά, δηλαδή μεγάλη κλίση με φορά κλίσης προς τα δυτικά, ενώ ιδίως στην βόρεια πλευρά παρατηρείται και μορφολογικό βύθισμα (εικόνα 7.30.β).



Εικόνα 7.30. (α), (β) Επαφή Μειοκαινικών ιζημάτων – σχιστόλιθων με δημιουργία μορφολογικού δοντιού, πανοραμική άποψη της Χώρας της Σκύρου (θέση 15).

Στο διάσελο μεταξύ των δυο λόφων, νοτίως της Μονής, μπορούμε να παρατηρήσουμε το τεκτονικό πέτρωμα, που αναπτύσσεται στην επαφή, χωρίς όμως να μπορούν να προσδιοριστούν κινηματικοί δείκτες (εικόνα 7.31).

Στον δεύτερο λόφο, νοτίως του διάσελου, παρατηρούμε το χαρακτηριστικό μορφολογικό δόντι στην επαφή, ενώ ο σχιστόλιθος παρουσιάζεται έντονα μυλονιτοποιημένος (εικόνα 7.30.α).

Ενώ, νοτιότερα, στην είσοδο της χώρας της Σκύρου, φαίνεται σε τομή η διαδοχή μαργών – ανακρυσταλλωμένος ασβεστόλιθος (τεκτονικό πέτρωμα) – σχιστόλιθος, όπως έχει περιγραφεί, μέσω σχεδόν κατακόρυφων επαφών, καθώς και το μορφολογικό δόντι (εικόνα 7.32).



Εικόνα 7.31. Τεκτονικό πέτρωμα στην θέση (16).



Εικόνα 7.32. Επαφή των σχιστόλιθων – μειοκαινικών ιζημάτων με ενδιάμεσο τεκτονικό πέτρωμα (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή), όπου φαίνεται χαρακτηριστικά η σχεδόν κατακόρυφη επαφή και το μορφολογικό δόντι στη θέση (17).

Νοτιότερα, έως τους Ασπούς, η επαφή αλλάζει διευθύνσεις, ενώ το τεκτονικό πέτρωμα, το οποίο παρατηρείται σε όλο το μήκος της, δημιουργεί το χαρακτηριστικό μορφολογικό δόντι. Πλησίον της επαφής, βλέπουμε και το βύθισμα, όπως έχει αναφερθεί (εικόνα 7.33). Η αλλαγή των διευθύνσεων, πιθανώς να οφείλεται στο γεγονός τις γειτνίασης με τη δομή (Α2).



Εικόνα 7.33. Με κίτρινη διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται η επαφή μεταξύ Μειοκαινικών ιζημάτων και Σχιστόλιθων, ενώ διακρίνεται και το τεκτονικό πέτρωμα στην περιοχή Ασπούς.

Στο βόρειο μέρος του κεντρικού τμήματος της νήσου, παρατηρείται επίσης βύθισμα το οποίο αναπτύσσεται εντός του ηφαιστειοϊζηματογενούς σχηματισμού, ενώ επίσης στην βορειοανατολική πλευρά του βυθίσματος, βλέπουμε το ηφαιστειοϊζηματογενές μυλονιτοποιημένο, γεγονός που μας οδηγεί στο συμπέρασμα περί πιθανής προέκτασης του ρήγματος στο κεντρικό τμήμα (εικόνα 7.34).



Εικόνα 7.34. Μυλονιτοποιημένο ηφαιστειοϊζηματογενής σχηματισμός στη θέση (18).

Την ζώνη αυτή, με παρόμοια χαρακτηριστικά, πιθανώς να την συναντάμε τόσο στον υποθαλάσσιο χώρο βορείως του βορείου τμήματος της Σκύρου, όσο και στον παραθαλάσσιο χώρο, εντός των μειοκαινικών ιζημάτων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η ύπαρξη ενός βυθίσματος, εντός των μαργών, στην θέση Αγία Αναστασία, με διεύθυνση Β – Ν, στο οποίο φαίνεται δυτικά του βυθίσματος οι μάργες να κλείνουν προς τα ανατολικά, ενώ ανατολικά του βυθίσματος παρατηρείται μια χαοτική μάζα μαργών (εικόνα 7.35).



Εικόνα 7.35. Τεκτονικό βύθισμα εντός των Μειοκαινικών ιζημάτων στη θέση (21).

Καταλήγοντας, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η δομή (B1), όπως αναφέρθηκε, αποτελεί μια αρνητική ανθοδομή, η οποία φέρνει σε επαφή τα Μειοκαινικά ιζήματα με το αλπικό υπόβαθρο. Κινηματικοί δείκτες δεν μπόρεσαν να εντοπιστούν, ωστόσο το γεγονός ότι η γενική διεύθυνση της δομή είναι εγκάρσια στην σεισμογόνο δεξιόστροφη δομή, νοτίως της Σκύρου, διεύθυνσης BA – NΔ, καθώς επίσης και ότι η συνολική εικόνα της δομής, ομοιάζει με τη δομή που δίνουν οι Ganas et al. (2005) για το ρήγμα BΔ – NA διεύθυνσης που έδωσε τον σεισμό του 2001, της οποίας μπορεί είτε να είναι τμήμα, είτε να αποτελεί μια παράπλευρη δομή, μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για μια αριστερόστροφη αρνητική ανθοδομή.

Τέλος, το γεγονός ότι σε αρκετές θέσεις τα Μειοκαινικά ιζήματα εμφανίζονται ως δάπεδο και οι σχιστόλιθοι ως οροφή, μας οδηγεί επίσης στο ίδιο συμπέρασμα, περί οριζόντιας συνιστώσας της κίνησης (εικόνες 7.36, 7.37).



Εικόνα 7.36. Πανοραμική άποψη του βορειοανατολικού τμήματος της Σκύρου, με διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται η επαφή των Μειοκαινικών ιζημάτων με τους σχιστόλιθους της κατώτερης μεταμορφωμένης ενότητας.



Eικόνα 7.37. Αεροφωτογραφία της περιοχής, από «Bing maps» (Source: USGS, Source: NASA, NGA, USGS, © 2008 Microsoft Corp.), μέσω του προγράμματος ArcGIS explorer (ESRI), όπου σημειώνονται η δομή (B1) με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή, οι θέσεις των παρατηρήσεων, όπως αναφέρονται στο κείμενο.

## 7.4.5. Ανάλυση δομής (B2) - Βόρειο τμήμα

Το όριο μεταξύ των Μειοκαινικών μαργών με τα Ολοκαινικά ιζήματα, αποτελεί μια τεκτονική επαφή – δομή (B2) – με διεύθυνση B – N, σε προέκταση τμήματος της δομής (B1), (εικόνα 7.38).

Κατά μήκος της επαφής δεν εντοπίστηκε επιφάνεια ολίσθησης ή τεκτονικό πέτρωμα, ωστόσο η μεταβολή των κλίσεων των ολοκαινικών ιζημάτων εκατέρωθεν της δομής σε συνδυασμό με την αλλαγή διεύθυνσης των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου και τον οριζοντιολισθητικό χαρακτήρα της δομής (B1), ερμηνεύουν την λειτουργεία της εν λόγω δομής (εικόνες 7.39, 7.40).



Εικόνα 7.38. Γεωλογικός χάρτης, με κόκκινη γραμμή σημειώνεται τμήμα των ρηξιγενών ζωνών (B1) και (B2), με μπλε γραμμή το υδρογραφικό δίκτυο.



Εικόνα 7.39. Πανοραμική άποψη της δομής (B2), η οποία σημειώνεται με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή.



Εικόνα 7.40. Αεροφωτογραφία της περιοχής, από «Bing maps» (Source: USGS, Source: NASA, NGA, USGS, © 2008 Microsoft Corp.), μέσω του προγράμματος ArcGIS explorer (ESRI), όπου σημειώνονται η δομή (B1,B2) με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή, οι θέσεις των παρατηρήσεων, όπως αναφέρονται στο κείμενο.

## 8. Συμπεράσματα

Όπως αναφέρθηκε και στην γεωδυναμική εξέλιξη, ο ευρύτερος χώρος της Σκύρου αποτελεί την μετάβαση από τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης στην διατμητική ζώνη κεντρικής Ελλάδος. Όπως, είδαμε τόσο από την σεισμοτεκτονική ανάλυση, όσο και από την ανάλυση των γεωδαιτικών μετρήσεων, νοτίως της Σκύρου το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης τερματίζεται.

Είναι γνωστό ότι, τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης μπορεί να τερματίζουν σε κλάδους καμπυλωμένων ρηγμάτων μέσα από τα οποία η συνολική μετατόπιση διανέμεται, σχηματίζοντας έτσι δομές τύπου ουράς αλόγου. Τα σύμφωνα αυτά πεπλατυσμένα (splay) αποκλίνοντα συστήματα ρηγμάτων, συνήθως έχουν μια μικρή κατακόρυφη συνιστώσα με εφελκυστικό ή συμπιεστικό χαρακτήρα (Burg, 2013).

Σύμφωνα με τα παραπάνω και με βάση την ανάλυση που παρουσιάστηκε στα προηγούμενα κεφάλαια, συμπεραίνουμε ότι η δομή (1), όπως φαίνεται στην μορφοτεκτονική ανάλυση της λεκάνης της Σκύρου, πιθανώς και η δομή (5) της ίδιας ανάλυσης, καθώς και οι δύο πλαγιοκανονικές δομές, τις οποίες συναντάμε στην χερσαία περιοχή της Σκύρου, μπορούν να χαρακτηριστούν ως ένα σύστημα σύμφωνων πεπλατυσμένων αποκλίνοντων ρηγμάτων, ή αλλιώς δομή ουράς αλόγου.

Ο τρόπος με τον οποίο συνδέονται οι δομές τις ξηράς, με την κυρίως δομή οριζόντιας ολίσθησης νοτίως της Σκύρου, όπως αυτή φαίνεται στην σεισμοτεκτονική ανάλυση, καθώς και η ενεργότητα αυτών των δομών αποτελεί γεγονός συζητήσιμο. Επίσης, η ύπαρξη των εγκάρσιων δομών που πιθανώς να κόβουν κάποιες από τις ζώνες της δομής ουράς αλόγου, συγχέουν την εικόνα, δυσκολεύοντας την αναγνώριση της όλης δομής.

Ένα πιθανό σενάριο είναι ότι με την συνεχή λειτουργία και επιμήκυνση του κυρίως σεισμογόνου ρήγματος, οι παλαιότερες ουρές του αλόγου σταδιακά αδρανοποιούνται, ενώ παράλληλα κόβονται από τις εγκάρσιες νεότερες δομές.

Επιπρόσθετα, είναι γνωστό ότι κοντά σε σημαντικές τεκτονικές ζώνες οριζόντιας ολίσθησης, αναπτύσσονται δευτερογενείς ρηξιγενείς ζώνες, με βάση το μοντέλο διατμήσεων Riedel (Burg, 2013), οι οποίες στα περατωτικά όρια της ζώνης μειώνουν την συνολική μετατόπιση (Μαριολάκος & Φουντούλης, 2002).

Συνεπώς, οι δομές (2) και (5) της μορφοτεκτονικής ανάλυσης του υποθαλάσσιου αναγλύφου – παρότι φαίνεται να έχουν και κανονική συνιστώσα ολίσθησης – ως προς την οριζόντια συνιστώσα ολίσθησης αντιπροσωπεύουν τις διατμήσεις R και P. Ενώ, η δομή (3) και η ζώνη αριστερόστροφης οριζόντιας ολίσθησης της ξηράς αντιπροσωπεύουν τις δομές R' και P'. Η ζώνη (4) ), τέλος, αντιπροσωπεύει τα εφελκυστικά ρήγματα.

Συνοψίζοντας, συμπεραίνουμε ότι η συνολική δομή της ευρύτερης περιοχής της Σκύρου δημιουργείται από ένα εφελκυστικό πεδίο, γενικής διεύθυνσης BBΔ – NNA, το οποίο συμφωνεί και με τους Chatzipetros et al. (2013), οι οποίοι προσδιόρισαν το τεκτονικό καθεστώς του ευρύτερου κεντρικού Αιγαίου (εικόνα 8.1).



Εικόνα 8.1. Τεκτονικός χάρτης της περιοχής μελέτης, και το πεδίο τάσεων αυτής.

Ο υπολογισμός των κατακόρυφων και οριζόντιων αλμάτων των ρηξιγενών ζωνών, με βάση τα στοιχεία της παρούσας εργασίας, είναι δύσκολος. Για τις υποθαλάσσιες δομές, οι μεταπτώσεις του ανάγλυφου θα μπορούσαν να μας δώσουν μια ελάχιστη τιμή κατακόρυφου άλματος, ενώ ο προσδιορισμός του οριζόντιου άλματος είναι αδύνατος (εικόνα 8.2).



Εικόνα 8.2. Οι κύριες τεκτονικές δομές της περιοχής, με τα κατακόρυφα άλματα των υποθαλάσσιων δομών.

Για τις δομές της χέρσου, το γεγονός της ύπαρξης δυο εγκάρσιων τεκτονικών ζωνών με διαφορετικά χαρακτηριστικά, όπως αναλύθηκαν, τα οποία πιθανώς τέμνονται, καθιστά τον υπολογισμό των αλμάτων εξαιρετικά δύσκολο, καθώς οι γεωλογικοί σχηματισμοί έχουν επηρεαστεί – μετακινηθεί – και από τα δύο συστήματα.

Ωστόσο, για της δομές Α1, Α2, μπορούμε να υπολογίσουμε το ελάχιστο κατακόρυφο άλμα, με βάση το υψόμετρο της ανωκριτιδικής επίκλησης, όπου στο μεν βόρειο τμήμα είναι τα 250m, στο δε νότιο ξεπερνάει τα 400m, οπότε το προκύπτον άλμα να είναι της τάξεως των 150m.

Ο υπολογισμός του οριζόντιου άλματος των δομών είναι αρκετά περίπλοκος, λόγω και του γεγονότος ότι το συνολικό παρατηρούμενο μήκος αυτών είναι 4 Km για τη δομή A1 και 6 Km για τη δομή A2. Παρόλ' αυτά, η ύπαρξη μόνο στο βόρειο μέρος της κατώτερης μεταμορφωμένης ενότητας, μας οδηγεί στο συμπέρασμα για ένα πιθανό οριζόντιο δεξιόστροφο άλμα της τάξης του 1 km (εικόνα 8.3).



Εικόνα 8.3. Οι κύριες τεκτονικές δομές της νήσου Σκύρου, με τα ελάχιστα άλματα αυτών.

## Βιβλιογραφία

Ayhan, M. E., Demir, C., Lenk, O., Kilicoglu, A., Altimer, Y., Barka, A., Ergintav, S., Ozener, H. 2002. Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region, Bull. Seismol. Soc. Am., 92, 216–229.

Baltatzis, E., 1988. Distribution of elements between coexisting phengite and chlorite from low grade rocks from Skyros Island, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, Vol XX/2, pag. 293 – 303.

Benetatos, C., Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Melis, N., 2002. Source parameters of the M 6. 5 Skyros island (North Aegean Sea) earthquake July 26. Ann. Geophys. 45 (3), 513–526.

Boblaye, P. – Virlet, Th., 1833. Expedition scientifique de Moree. Section des Sc.ph. 2, 2e partie. Paris.

Burg, J.-P., 2013. Structural Geology. <u>http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/</u>

Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N., Pavlides, 2013. Active faulting in the northeastern Aegean Sea Islands. Tectonophysics, Volumes 597–598, 19 June 2013, Pages 106–122.

Clarke, P. J., Davies, R. R., England P.C., Parsons, B.E., Billiris, Paradissis, D., H., 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., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., Biliris, H. 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.

Delibasis, N., and J. Drakopoulos (1972). Focal mechanism of earthquakes in the North Aegean Sea, 1965–1968 and related problems, in *Geological Institute, Technical and Economical Studies, The XIIIth General Assembly of the European Seismological Commission*, Bucharest, Romania, 28 August– 5 September 1972, Part I, 149–167.

Drakatos, G., Stavrakakis, G., Ganas, A., Karastathis, V., Melis, N., Ziazia, M., Plessa, A., 2004. The 26 July 2001 Skyros (north Aegean Sea, Greece) earthquake. In: Lekkas, E.L. (Eds.), Earthquake Geodynamics: Seismic Case Studies, WIT Press Series. Advances in Earthquake Engineering, ISBN 1-85312-996-8, pp. 81–90.

Drakopoulos, J. C., and A. C. Ekonomides (1972). Aftershocks of February 19, 1968 earthquake in Northern Aegean Sea and related problems, *Pageoph* **95**, 100–115.

Evelpidou, N., Vassilopoulos, A., Pirazzoli, P.A., 2012. Submerged notches on the coast of Skyros Island (Greece) as evidence for Holocene subsidence. Geomorphology 141-142, 81–87.

Fiedler, K., 1840. Reise durch alle Teile des Griechenlands. Leipzig. Skyros, S.66.

Fytikas, M., Giullianni, O., Innocenti, F., Manetti, P., Mazuoli, R., Peccerillo, A., Villari, I., 1979. Neogene volcanism of the Northern and Central Aegean region. Annales Geologiques de Pays Helleniques. Volume XXX/1, p. 106 – 129.

Ganas, A., Drakatos, G., Pavlides, S. B., Stavrakakis, G. N., Ziazia, M., Sokos, E., Karastathis, V. K., 2005. The 2001 Mw = 6.4 Skyros earthquake, conjugate strike-slip faulting and spatial variation in stress within the central Aegean Sea. Journal of Geodynamics, Volume 39, Issue 1, p. 61-77. doi:10.1016/j.jog.2004.09.001.

Grekoff, N., Guernet, G., Lorenz, C., 1967. Existence Miocene marin, an centre de la mer Egee, dans l'ile de Skyros (Grece). C. R. Acad. Sc. 265, p. 1276 – 1277. Paris.

Guernet, C., 1971. Etudes geologiques en Eubee, et dans les regions voisines (Grece). Paris. (Skyros p. 98 – 101) (cum lit.).

Jacobshagen, V., Skala, W., 1976. Geologie der Nord – Sporaden und die Strukturpragung auf der Mittelagaischen Inselbrucke. Annales Geologiques de Pays Helleniques. Volume XXVII,p. 233.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Gadenne, L., Driussi, O., Augier, R. 2012. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.011

Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., Vargemezis, G., Aidona E. 2003. The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. Geophys. Res. Lett. 30 (1), doi:10.1029/2002GL015814.

Kárason, H., van der Hilst, R.D., 2001. Tomographic imaging of the lowermost mantle with differential times of refracted and diffracted core phases (PKP, P diff). Journal of Geophysical Research 106, 6569–6587.

Keraudren, B., 1970. Les Formations Quaternaires marines de la Grece (I). Bull. Muse d Anthropol. Prehistorique de Monaco, Fas. No 16 (Skyros p.124).

Kotzev, V., R. Nakov, B. C. Burchfiel, R. King, and R. Reilinger. 2001. GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998, J. Geodyn., 31, 189–200.

Makris, J., Vees, R., 1977. Crustal structure of the Aegean Sea and the islands of Evia and Crete, Greece, obtained by refraction seismic experiments. J. Geophys. 42, 329–341.

Marinos, P., Tsiambaos, G., 2002. Earthquake Triggering Rock Falls Affecting Historic Monuments and a Traditional Settlement in Skyros Island, Greece. International Symposium Landslide Risk Mitigation and Protection of Cultural and Natural Heritage, 21 – 25 January 2002, Kyoto University, Kyoto, Japan.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N., Veis, G. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res., 105, 5695–5719.

Meade, B. J., B. H. Hager, S. C. McClusky, R. Reilinger, S. Ergintav, O. Lenk, A. Barka, and H. Ozener. 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.

Melis, N.S., Stavrakakis, G.N., Zahradnik, J., 2001. A study of the focal properties of the Skyros earthquake (MW= 6.5/July 26, 2001), Aegean Sea. Greece Orfeus Newslett. 3, 11.

Müller, M. D., Geiger, A., Kahle, H. – G., Veis, G., Biliris, H., Paradissis, D., Felekis, S. 2012. Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993–2009, Tectonophysics (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.003.

Nyst, M., Thatcher, W., 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. Journal of Geophysical Research 109 (B11406), <u>http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002830</u>.

Papadopoulos, G.A., Ganas, A., Plessa, A., 2002. The Skyros earthquake (Mw 6.5) of 26 July 2001 and precursory seismicity patterns in the North Aegean Sea. Bull. Seismol. Soc. Am. 92 (3), 1141–1145.

Papazachos, B. C., A. A. Kiratzi, Ph. Voidomatis, and Ch. A. Papaioannou (1984). A study of the December 1981–January 1982 seismic activity in Northern Aegean Sea, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **XXVI**, 101–102.

Papazachos, B. C., and K. Papazachou (1997). *The Earthquakes of Greece*, Ziti Editions, Thessaloniki.

Papanikolaou, D., 1986a. The medial tectonometamorphic belt of the Hellenides. Bulletin of the Geological Society of Greece 20, 101–120.

Papanikolaou, D., 1986b. Geology of Greece. (in Greek) Eptalofos Publ., Athens.

Papanikolaou, D., 1989. Are the medial crystalline massifs of the eastern Mediterranean drifted Gondwanian fragments? In: Papanikolaou, D., Sassi, F.P. (Eds.), Special Puplications of the Geological Society of Greece. Newsletter, Athens, pp. 63–90.

Papanikolaou, D., 1997. The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. Annales Géologiques des Pays Helléniques 37, 495–514.

Papanikolaou D., Alexandri M., Nomikou P. & Ballas D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry, Marine Geology, 190, 465-492.

Papanikolaou, D., 2004. TRANSMED – TRANSECT VII: Discussion on the Variscan events within the Alpine Tethyan system and on major deformation of the European margin during late Jurassic–early Cretaceous and early Tertiary, 32nd Intern. Geol. Congress, Abstracts CD ed, Florence.

Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., 2006. Active faulting in the north Aegean basin. Geol. Soc. America, Sp. Paper 409, p. 189-209, doi:10.1130/2006.2409(11).

Papanikolaou, D.J., Royden, L.H., 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, 2007.

Papanikolaou, D., 2012. Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides, Tectonophysics. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.008.</u>

Pavlopoulos, K., Triantaphyllou, M., Karkanas, P., Kouli, K., Syrides, G., Vouvalidis, K., Palyvos, N., Tsourou, Th., 2009. Paleoenvironmental evolution and prehistoric human environment, in the embayment of Palamari (Skyros Island, Greece) during Middle – Late Holocene, Quaternary International, doi:10.1016/j.quaint.2009.08.015.

Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2006. Unique features of the Cenozoic igneous rocks of Greece. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.), Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia: Geological Society of America Special Paper. Geological Society of America, pp. 259–282. http://dx.doi.org/10.1130/2006.2409(14). Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2007. Neogene back-arc volcanism of the Aegean: new insights into the relationship between magmatism and tectonics. In: Beccaluva, L., Bianchini, G. (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America Special Paper. Geological Society of America, pp. 17–31. http:// dx.doi.org/10.1130/2007.2418(02).

Petrascheck, W., 1954. Die Eisenerz und Nickelerzlagerstatten von Lokris in Ostgriechenland (Mineralogische Untersuchung der Eisenerze von Lokris und Skyros, von W. Siegl). Inst. For geol. And Subsurface Research. Ethenes p. 83 – 169.

Philippson, A., 1901. Beitrage zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermans Mitteilungen, No. 134, S. 113 – 123.

Rocca, A. Ch., G. F. Karakaisis, B. G. Karacostas, A. A. Kiratzi, E. M. Scordilis, and B. C. Papazachos (1985). Further evidence on the strike-slip faulting of the northern Aegean trough based on properties of the August–November 1983 seismic sequence, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **XXVII**, 101–109.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Melis, N., 2003. Relocation of the 26 July 2001 Skyros Island (Greece) earthquake sequence using the double-difference technique. Phys. Earth Planet. Interiors 138 (3–4), 231–239.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Dreger, D., 2004. The source process of the 2001 July 26 Skyros Island (Greece) earthquake. Geophys. J. Int. 156 (3), 541–548.

Royden, L.H., Papanikolaou, D.J., 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12, Q03010.

Spakman, W., van der Lee, S., van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the European– Mediterranean mantle down to 1400 km. Physics of The Earth and Planetary Interiors 79, 3–74.

Suckale, J., Rondenay, S., Sachpazi, M., Charalampakis, M., Hosa, A., Royden, L.H., 2009. High-resolution seismic imaging of the western Hellenic subduction zone using teleseismic scattered waves. Geophysical Journal International 178, 775–791.

Taymaz, T., J. A. Jackson, and D. McKenzie, 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, Geophys. J. Int., 106, 433–490.

Tsokas, G.N., Hansen, R.O., 1997. Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data. J. Geophys. Res. 102, 20585–20597.

van Hinsbergen, D.J.J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J., Wortel, R., 2005a. Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. Geology 33, 325–328.

Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. Science 290, 1910–1917.

Δέφνερ, Μ. 1923. Τα αρχαία λατομεία της Σκύρου. Α. Ε. σελ. 102 – 116.

Κτενάς, Κ., 1930. Έκθεσης περί των κατά τα έτη 1928 και 1929 γενομένων γεωλογικών ερευνών. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών, 5, σ. 92 – 107. Σκύρος, σ.95.

Μαριολάκος, Η., Παπανικολάου Δ., 1987. Είδος παραμόρφωσης και σχέση παραμόρφωσης – σεισμικότητας στο Ελληνικό τόξο. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. ΧΙΧ, σελ. 59 – 76.

Μαριολάκος, Η., Φουντούλης, Ι., 2002. Σημειώσεις Τεκτονικής, Ρήγματα, Διακλάσεις. Εκδόσεις ΕΚΠΑ.

Μελέντης, Ι., 1973. Η Γεωλογία της Νήσου Σκύρου. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας. Τομ. 10, Αρ.2 (1973):298 – 322.

Παπαγεωργακάκης, Τ., 1967. Τα εις την μαρμαρικήν Τέχνην χρήσιμα πετρώματα της Ελλάδος. Ann. Geol. D. Pays Helleniques, XVIII, p. 193 – 270.

Παπασταματίου, Ι., 1961. Παρατηρήσεις τινές επί της γεωλογίας και της μεταλλογενέσεως της νήσου Σκύρου. Δελτίο Γεωλογικής Εταιρίας, 4, σ. 219 – 238.

Παπαχελάς, Ε., Παναγουλέας, Δ., 1962. Έκθεσης επί της αναγνωρίσεως των μαρμαροφόρων περιοχών της νήσου Σκύρου. Δακτυλογραφημένη έκθεσης δια την Εταιρεία "Ελληνικά Μάρμαρα Α. .Ε.".

Εικόνα εξώφυλλου από http://www.angelfire.com/super2/greece/skyros.html