



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ, ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΣΕΛΛΑ ΑΓΓΕΛΙΚΗ

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ
ΟΡΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ ΑΝΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ
ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΕΝΕΡΓΟ
ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2024





ΣΕΛΛΑ ΑΓΓΕΛΙΚΗ
Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 6006

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ
ΟΡΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ ΑΝΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ
ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΕΝΕΡΓΟ
ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Τεκτονικής, Ιστορικής και
Εφαρμοσμένης Γεωλογίας

Επιβλέπων

Δρ. Θωμαΐδου Ευφημία, ΕΔΙΠ Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.

© Σέλλα Αγγελική, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Τεκτονικής, Ιστορικής και
Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, 2024

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ ΚΑΙ
ΑΝΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΗΝ
ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΕΝΕΡΓΟ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ –
Διπλωματική Εργασία

© Aggeliki Sella, School of Geology, Dept. of Structural, Historical and Applied
Geology, 2024

All rights reserved.

ELEMENTS OF INTRAOCEANIC SUBDUCTION IN THE HELLENIC OROGEN
AND REFERENCES TO INTRAOCEANIC SUBDUCTION PROCESSES IN THE
ALPINE OROGENIC BELT AND IN THE ACTIVE WORLDWIDE
GEODYNAMICS – *Bachelor Thesis*



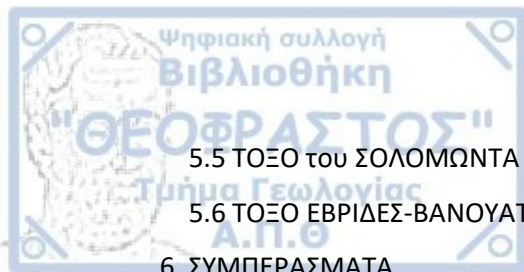
Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται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

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

Εικόνα Εξωφύλλου: Google Earth



ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	3
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ.....	5
1.2 ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗ Ή ΝΗΣΙΩΤΙΚΟ ΤΟΞΟ	8
1.3 ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΗ ΣΟΛΑ	10
1.4 ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗ.....	12
2. ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ / ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΘΥΟΣ	13
2.1 (ΔΙΑΣΠΑΣΗ ΠΑΓΓΑΙΑΣ ΚΑΙ) ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΘΥΟΣ	13
2.2 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΛΠΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ	14
2.3 ΔΙΝΑΡΙΔΕΣ	14
2.4 ΠΑΛΑΙΟΤΗΘΥΣ ΚΑΙ ΝΕΟΤΗΘΥΣ.....	15
3. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ	17
ΟΡΟΓΕΝΕΣ.....	17
3.1 ΠΙΝΔΟΣ.....	20
3.2 ΒΟΥΡΙΝΟΣ.....	22
3.3 ΟΘΡΥΣ	24
3.4 ΟΙΤΗ	26
3.5 ΚΑΛΛΙΔΡΟΜΟ.....	28
3.6 ΕΥΒΟΙΑ	29
3.7 ΛΕΣΒΟΣ.....	31
3.8 ΑΞΙΟΣ	33
4. ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ	36
4.1 ΤΟΥΡΚΙΑ	36
4.2 ΣΥΡΙΑ.....	39
4.3 ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΗ ΕΜΦΑΝΙΣΗ SEMAIL - ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΟΜΑΝ.....	42
4.4 ΟΡΟΣ ΖΑΓΚΡΟΣ ΙΡΑΝ.....	47
5. ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ	51
5.1 ΤΟΞΟ ΙΖΟΥ ΜΠΟΝΙΝ (Izu Bonin).....	52
5.2 ΤΟΞΟ ΜΑΡΙΑΝΩΝ (Marianas Arc)	53
5.3 ΤΟΞΟ ΤΟΝΓΚΑ-ΚΕΡΜΑΝΤΕΚ (Tonga-Kermadec)	55
5.4 ΜΙΚΡΕΣ ΑΝΤΙΛΛΕΣ (Lesser Antilles)	56



5.5 ΤΟΞΟ του ΣΟΛΟΜΩΝΤΑ (SOLOMON ISLAND ARC)	59
5.6 ΤΟΞΟ ΕΒΡΙΔΕΣ-ΒΑΝΟΥΑΤΟΥ (New Hebrides Vanuatu).....	60
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	62
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	63
ABSTRACT	64
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	65



ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα Διπλωματική Εργασία εκπονήθηκε κατά το Ακαδημαϊκό έτος 2023-2024, στο πλαίσιο του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας, της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Αντικείμενο της εργασίας είναι η αναφορά σε στοιχεία ενδοωκεάνιας υποβύθισης του Ελληνικού ορογενούς, όπως επίσης και της Αλπικής Αλυσίδας, και επίσης περιγράφηκαν διαδικασίες ενδοωκεάνιας υποβύθισης, της παγκόσμιας γεωδυναμικής, που εξελίσσονται ενεργά σήμερα.

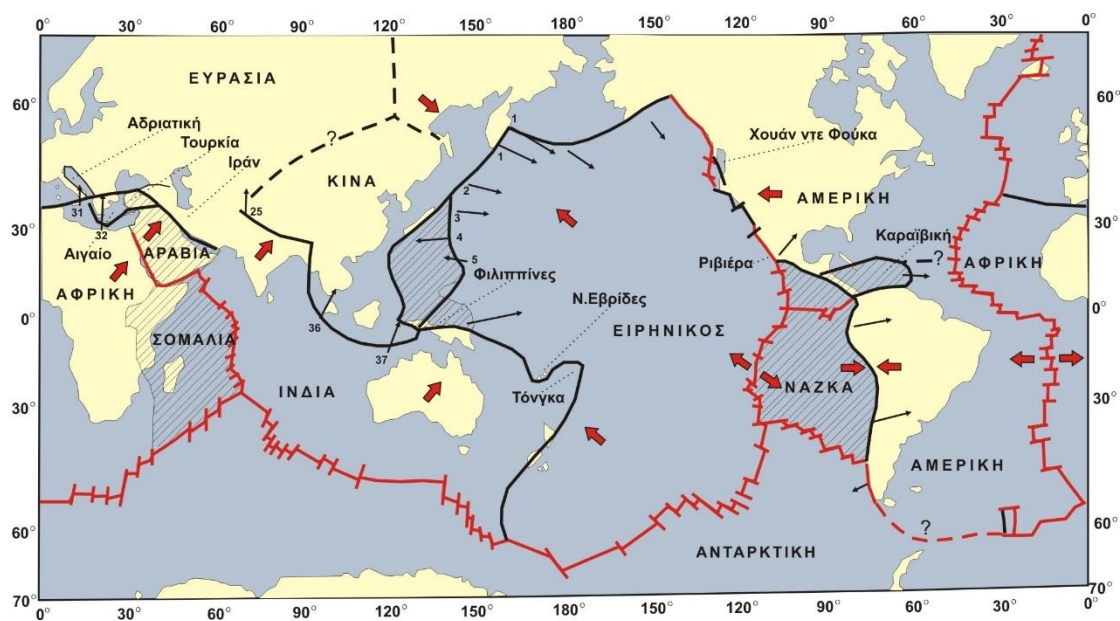
Η εργασία αυτή, πραγματοποιήθηκε υπό την επίβλεψη της ΕΔΙΠ του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Δρ. Ευφημίας Θωμαΐδου. Σε αυτό το σημείο, θα ήθελα να την ευχαριστήσω θερμά, για τη συμβολή της στην εκπόνηση της εργασίας και την πολύτιμη βοήθεια που προσέφερε συνολικά, όπως και για την καθοδήγησή της. Χωρίς τη συνεχή βοήθειά της, δε θα ήταν εφικτή η ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω και τον καθηγητή κ. Αντώνιο Κορωναίο, για την παροχή επιπλέον στοιχείων απαραίτητων για την εκπόνηση της παρούσας εργασίας και το ενδιαφέρον του για την εξέλιξή της.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Την επιφάνεια της Γης δομεί η λιθόσφαιρα πάχους περίπου 80 χιλ. που αποτελείται από τον φλοιό και τον άνω μανδύα. Το δύσκαμπτο αυτό στρώμα πλέει πάνω στην ασθενόσφαιρα, που είναι σε ημιπλαστική κατάσταση και παραμορφώνεται εύκολα. Η λιθόσφαιρα χωρίζεται σε μεγάλα τεμάχια, τις λιθοσφαιρικές πλάκες, οι οποίες διακρίνονται σε ηπειρωτικές και ωκεάνιες με βάση τις γεωφυσικές τους ιδιότητες και τη γεωδυναμική τους συμπεριφορά. Οι πλάκες δεν είναι μονοφασικές, αλλά οι ηπειρωτικές έχουν και ένα ωκεάνιο κομμάτι στα περιθώριά τους, που κινούνται ενιαία.

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες επιπλέουν και κινούνται πάνω στην ασθενόσφαιρα, ωθούμενες από τα ρεύματα μεταφοράς. Αποτέλεσμα της μετάθεσής τους, είναι οι πλάκες να αλληλοεπιδρούν αποκλίνοντας, συγκλίνοντας και ολισθαίνοντας παράλληλα η μια προς την άλλη. Απόρροια των οριζόντιων αυτών μετακινήσεων είναι η γένεση ηφαιστειότητας και σεισμικότητας κατά μήκος των περιθωρίων τους. Στα καταστρεφόμενα περιθώρια που είναι γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης μάγματος, συναντιούνται οι λιθοσφαιρικές πλάκες, εκ των οποίων η ωκεάνια λόγω των ιδιοτήτων της είναι αυτή που υποβυθίζεται πάντα. Η υπερκείμενη πλάκα κάτω από την οποία πραγματοποιείται η υποβύθιση, μπορεί να είναι ωκεάνια ή ηπειρωτική, ενώ στην επιφάνειά της εμφανίζεται ηφαιστειακή ζώνη, γνωστή ως νησιωτικό ή ηφαιστειακό τόξο, αντίστοιχα και το σύστημα λέγεται ηφαιστειακό νησιωτικό τόξο ή ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο (McKenzie, D. P. 1969).



Σχήμα 1.1. Απεικόνιση των κυριότερων λιθοσφαιρικών πλακών της Γης, όπου με κόκκινο σημειώνονται οι θέσεις των μεσοωκεάνιων ράχων και με μαύρο τα όρια σύγκλισης των τεκτονικών πλακών (Μουντράκης 2010).

Ο ωκεάνιος φλοιός γεννιέται στις μεσοωκεάνιες ράχες, σε θέσεις που αποκλίνουν οι τεκτονικές πλάκες και ανεβαίνει μανδυακό υλικό, δημιουργώντας και διευρύνοντας τον ωκεάνιο χώρο όσο διαρκεί ο εφελκυσμός που απομακρύνει τις τεκτονικές πλάκες. Όταν το καθεστώς αλλάξει σε συμπιεστικό, ξεκινά η καταστροφή του ωκεάνιου χώρου στις ζώνες υποβύθισης, όπου ωκεάνια πλάκα βυθίζεται κάτω από

ωκεάνια ή κάτω από ηπειρωτική. Οι ωκεάνιες πλάκες επανενσωματώνονται στην υγρή ασθενόσφαιρα, καθώς καταδύονται στον μανδύα στις ζώνες υποβύθισης και το υλικό τους λιώνει. Η καταστροφή του ωκεάνιου χώρου, ξεκινά με εσωτερική διάρρηξή του. Έτσι σηματοδοτείται η έναρξη ενδοωκεάνιας υποβύθισης, σε θέση κοντά στις μεσοωκεάνιες ράχες, όπου το πιο απομακρυσμένο από αυτές και άρα παλαιότερο και πιο κρύο ωκεάνιο τμήμα, ξεκινά να βυθίζεται κάτω από το πιο πρόσφατα δημιουργημένο τμήμα που είναι ακόμη θερμό. Ως συνέπεια έχει, καθώς το πιο κρύο ωκεάνιο τμήμα μαζί με τα ιζήματα που φέρει πάνω του ακουμπάει στο πιο θερμό τμήμα του ωκεανού, να παθαίνει μεταμόρφωση σε αμφιβολιτική φάση και να δημιουργείται μεταμορφική αμφιβολιτική σόλα. Έτσι, η μεταμορφική σόλα καθώς και τα πετρώματα που δημιουργούνται κατά την εξέλιξη της υποβύθισης στην δημιουργία νησιωτικού τόξου, είναι αυτά που μας βοηθούν να ανιχνεύσουμε στη μελέτη ενός ορογενονούς παλαιότερες ενδοωκεάνιες υποβυθίσεις, αφού είναι αυτά που χαρακτηρίζουν αυτή την γεωτεκτονική διαδικασία.

Οι θέσεις που έχουν εντοπιστεί στοιχεία ενδοωκεάνιας υποβύθισης, μεταμορφική σόλα, στο Ελληνικό ορογενές και οι σημαντικότερες ανάλογες θέσεις στην Αλπική αλυσίδα θα αναφερθούν παρακάτω, καθώς και οι θέσεις όπου εξελίσσονται ενδοωκεάνιες υποβυθίσεις σήμερα στην παγκόσμια ενεργό γεωδυναμική κατάσταση.

1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

Ο γεωτεκτονικός κύκλος, ή αλλιώς “κύκλος του Wilson” (Wilson J.H. 1908-1993), ξεκινάει με την ηπειρωτική διάρρηξη. Σε αυτό το στάδιο, καθώς αναπτύσσεται έντονος εφελκυσμός, ο ηπειρωτικός φλοιός ξεκινά να διαρρηγνύεται με εκατέρωθεν κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας, που ξεκινούν να διαμορφώνουν μια βαθιά τάφρο, που συνεχώς βαθαίνει. Σταδιακά στον χώρο αυτό διαμορφώνονται μια σειρά από λίμνες, αφού ως ταπεινότερα σημεία της επιφάνειας, συγκεντρώνουν νερό. Καθώς η βάθυνση εξελίσσεται και διευρύνεται, αρχίζει η διείσδυση θαλάσσιου νερού που καλύπτει αυτή τη ζώνη. Με την παρουσία του υδάτινου στοιχείου, ξεκινάει και η ιζηματογένεση. Παράλληλα στη ζώνη αυτή εμφανίζεται ηφαιστειακή δραστηριότητα, με τη μορφή φλεβών και σύσταση όξινη έως και βασική, που είναι γνωστή ως bimodal ηφαιστειότητα και είναι χαρακτηριστική του σταδίου της ηπειρωτικής διάρρηξης. Ο συνδυασμός αυτών των υλικών, δίνει τις ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές, τυπικές αυτής της αρχικής διαδικασίας του γεωτεκτονικού κύκλου. Ένα σημείο του πλανήτη που εξελίσσεται σήμερα αυτή η διαδικασία, είναι το Κέρας της Αφρικής, όπου συντελείται ηπειρωτική διάρρηξη, με την δημιουργία μεγάλου μήκους βαθιάς τάφρου, μέσα στην οποία έχει δημιουργηθεί μια σειρά από λίμνες, π.χ. Βικτώρια, Τανγκανίκα, Μαλάουι, και ταυτόχρονα υπάρχει έντονη άνοδος ηφαιστειακού υλικού μέσω φλεβών.

Επόμενο στάδιο, είναι η διαμόρφωση εκκολαπτόμενης μεσοωκεάνιας ράχης, που θα δώσει στην εξέλιξή της και την ανάπτυξη του ωκεανού. Στο στάδιο αυτό βρίσκεται σήμερα η Ερυθρά θάλασσα, όπου έχει συντελεστεί η ηπειρωτική διάρρηξη και η Αραβική χερσόνησος κινούμενη ταχύτερα προς τα ΒΑ, απομακρύνεται από την Αφρική.

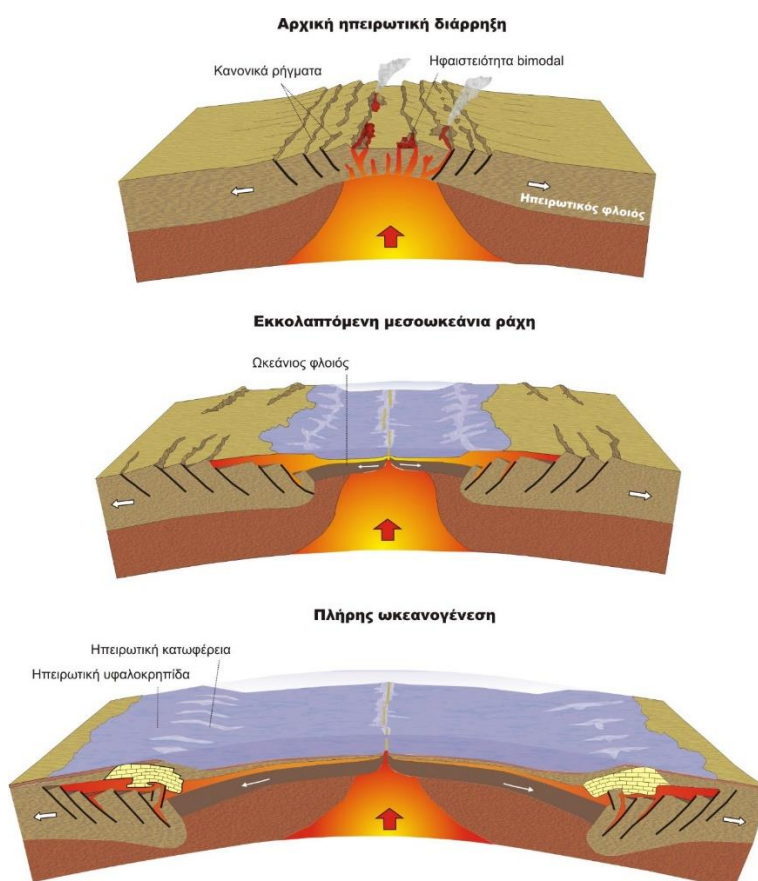
Ακολουθεί η πλήρης ανάπτυξη μεσοωκεάνιας ράχης στον ενδιάμεσο χώρο, εκ της οποίας εξέρχεται διαρκώς βασαλτικό μάγμα, με τη χαρακτηριστική μαξιλαροειδή μορφή (pillow lavas). Η συνεχής άνοδος μαγματικού υλικού εκατέρωθεν της ράχης, μετατοπίζει το παλαιότερο υλικό προς τις δύο αντίθετες κατευθύνσεις, επεκτείνοντας και διευρύνοντας διαρκώς τον ωκεάνιο πυθμένα. Σημερινό παράδειγμα είναι η

λειτουργία της μεσσωκεάνιας ράχης που διατρέχει τον Ατλαντικό ωκεανό. Παράλληλα με την ωκεανογένεση, πραγματοποιείται και ιζηματογένεση βαθιάς θάλασσας, από πελαγική έως αβυσσικής φάσης.

Η καταστροφή του ωκεάνιου χώρου ξεκινά με διάρρηξη του εσωτερικά και έναρξη ενδοωκεάνιας υποβύθισης, όπου όπως έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω, ένα παλαιότερο και πιο κρύο τμήμα ωκεάνιου φλοιού βυθίζεται κάτω από ένα νεοδημιουργημένο και ακόμη θερμό τμήμα του. Καθώς το κρύο τμήμα του ωκεανού που υποβυθίζεται μαζί με τα ιζήματα που φέρει πάνω του ακουμπά στο ζεστό τμήμα, μεταμορφώνεται σε συνθήκες αμφιβολιτικής μεταμόρφωσης, που σε βάθος απομακρυνόμενες από το ζεστό τμήμα εξελίσσονται σε πρσχινοσχιστολιθικές, παρουσιάζοντας έτσι το φαινόμενο της αντίστροφης αυτής διάταξης.

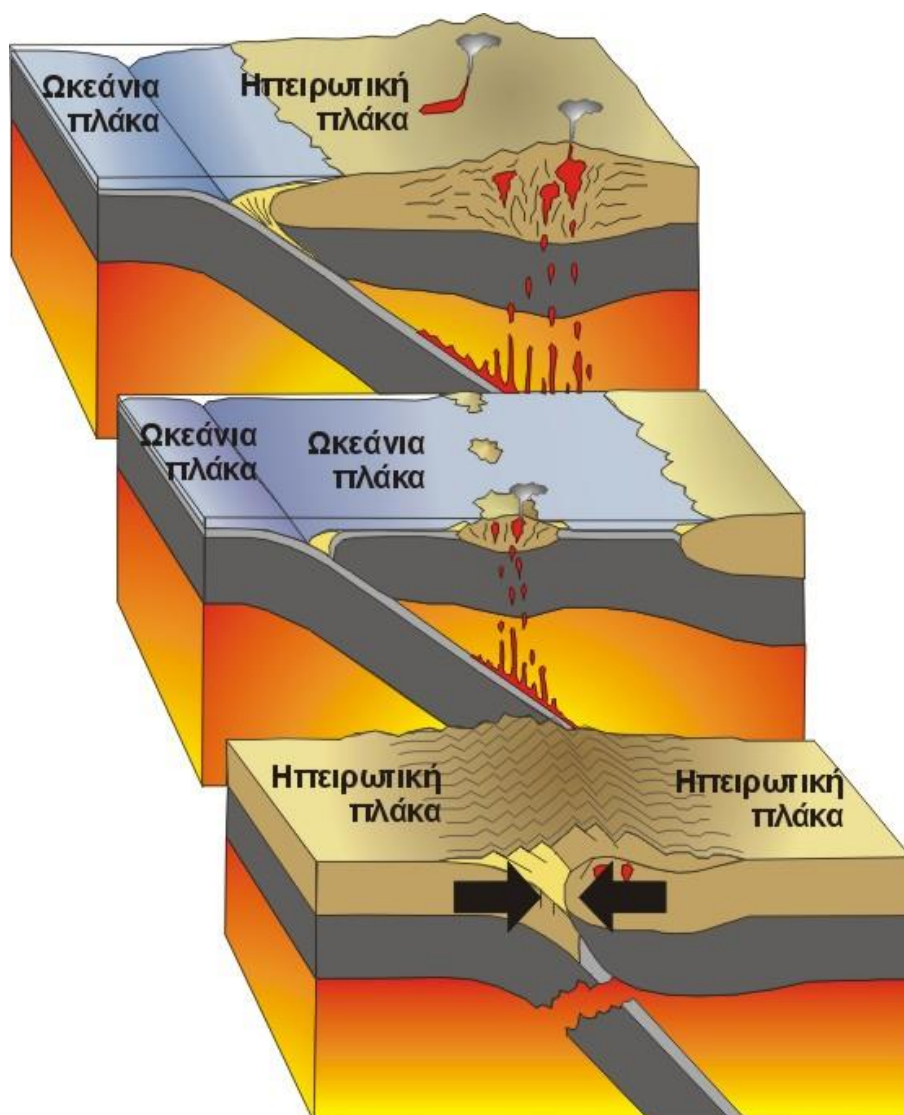
Στα επόμενα στάδια, η υποβύθιση μεταφέρεται σταδιακά κάτω από το ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, όπου συντελείται στο μεγαλύτερο μέρος της η πλήρης καταστροφή του ωκεάνιου χώρου, ενώ ένα μικρό τμήμα του που διασώζεται χωρίς να εισχωρεί στη ζώνη υποβύθισης, τοποθετείται τεκτονικά πάνω στο παθητικό περιθώριο, στα καλύμματα των οφειολίθων και των συνοδών τους ιζημάτων.

Μέσα στις οφειολιθικές αυτές μάζες, διασώζονται πολλές φορές και τμήματα της μεταμορφικής σόλας που έχει δημιουργηθεί στο στάδιο της αρχικής καταστροφής των ωκεανού, στην ενδοωκεάνια υποβύθιση, καθώς και κάποιες φορές υλικά που συνδέονται με την λειτουργία του νησιωτικού εμσιματικού τόξου που είχε δημιουργηθεί. Αυτά τα στοιχεία είναι που μας δηλώνουν την ενδοωκεάνια υποβύθιση.



Σχήμα 1.1.1. Τα διαδοχικά στάδια του γεωτεκτονικού κύκλου από την Αρχική Ηπειρωτική Διάρρηξη, την Ταφρογένεση, την Εκκολαπτόμενη Μεσσωκεάνια Ράχη μέχρι την πλήρη ωκεανογένεση (Μουντράκης 2010).

Στον γεωτεκτονικό κύκλο, ακολουθεί η τελική ηπειρωτική σύγκρουση όταν τερματίζεται η καταστροφή του ωκεάνιου χώρου, οι δύο ηπειρωτικές πλάκες συγκρούονται καθώς είναι αδύνατο να γίνει πλέον υποβύθιση, αφού έχουν σχετικά μικρή πυκνότητα και δεν μπορούν να εισέλθουν στην ασθενόσφαιρα. Δημιουργείται έτσι ορογενετική λωρίδα κατά μήκος της επαφής τους και το όριο της ζώνης σύγκρουσης ονομάζεται ζώνη συρραφής. Η εμφάνιση οφειολίθων και βενθονικών ζημάτων, που τοποθετήθηκαν τεκτονικά (obduction) στα περιθώρια των ηπείρων, προδίδουν την προϋπαρξη και το κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου.



Σχήμα 1.1.2 .Σκαριφήματα που δείχνουν τις περιπτώσεις υποβύθισης ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική και κάτω από ωκεάνια, καθώς και το στάδιο της τελικής ηπειρωτικής σύγκρουσης (Μουντράκης 2010).

1.2 ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗ Ή ΝΗΣΙΩΤΙΚΟ ΤΟΞΟ

Στο περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης, μεγαλύτερης ηλικίας ωκεάνιος φλοιός βυθίζεται κάτω από νεότερο ωκεάνιο φλοιό κατά μήκος των ρηγματών μετασχηματισμού. Πιο συγκεκριμένα καθώς η θέση της μεσοωκεάνιας ράχης παραμένει σταθερή, το υλικό που αναβλύζει μεταναστεύει συνεχώς εκατέρωθεν αυτής, ενώ η ροή θερμότητας ελαττώνεται με την απόσταση από τον άξονά της. Όσο η εκκολαπτόμενη πλάκα απομακρύνεται από τη ράχη, αποβάλει θερμότητα αυξάνοντας έτσι την πυκνότητά της, και προσδίδοντάς της τοπικές, γεωμετρικές και γεωφυσικές ιδιότητες που ευνοούν τη βύθισή της στην υποκείμενη ασθενόσφαιρα (Παπαζάχος Β. & Παπαζάχος Κ. 2008). Για να πραγματοποιηθεί αυτή η βύθιση, οφείλει η πυκνότητα της ωκεάνιας πλάκας να είναι μεγαλύτερη του υπολιθοσφαιρικού μανδύα κατά 2%, και αυτό επιτυγχάνεται μετά το πέρασ των 30 εκατομμυρίων χρόνων (Frich 2000). Έτσι λόγω της παραπάνω φυσικοχημικής διαδικασίας, όταν έρθει σε επαφή ένα παλαιότερο, άρα ψυχρότερο και βαρύτερο τέμαχος ωκεάνιας πλάκας, με ένα μικρότερης ηλικίας, δηλαδή θερμότερο και ελαφρύτερο, υποβυθίζεται το παλαιότερο κομμάτι ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από το νεότερο.

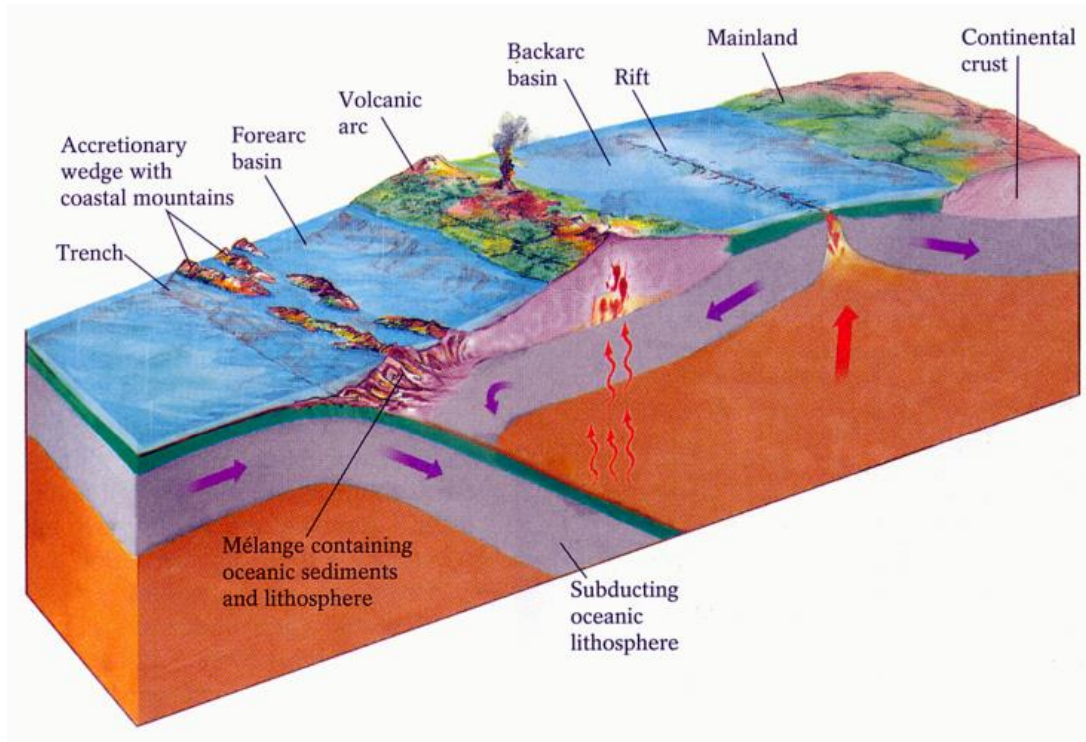
Η κλίση της βύθισης εξαρτάται από την ηλικία της καταδυόμενης πλάκας. Όσο γηραιότερη η ωκεάνια πλάκα, τόσο μεγαλύτερη η γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στην εφίπευσα και την υποβυθιζόμενη, καθώς η κινητήριος δύναμη της κατάδυσης είναι το βάρος της ωκεάνιας πλάκας. Επομένως, αντίστοιχα, δημιουργείται μεγάλη σφήνα μανδύα ανάμεσα στις πλάκες, που τροφοδοτεί με ηφαιστειακό υλικό το τόξο που δημιουργείται. Μαγματική πηγή είναι ο λερζολιθικός μανδύας, που τήκεται μερικώς λόγω παρουσίας υδατικών υγρών ή υδατικών πυριτικών τηγμάτων της ωκεάνιας πλάκας. Επίσης στην τήξη συμβάλουν οι υψηλές θερμοκρασίες του άνω μανδύα και η θερμότητα που παράγεται κατά την τριβή των πλακών (Wilson 1989)

Στο γεωτεκτονικό περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης, δημιουργείται σύστημα ηφαιστειακού νησιωτικού τόξου, γνωστό ως ensimatic νησιωτικό τόξο, που παρουσιάζει συγκεκριμένα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά (Frich 2011)

Η κύρια δομή που κάνει την εμφάνισή της είναι το νησιωτικό τόξο κατά μήκος του ορίου επαφής, και διακρίνεται στο εξωτερικό τμήμα του τόξου, που είναι το ιζηματογενές τόξο, ή αλλιώς το πρίσμα επαύξησης, που δημιουργείται από την προσκόλληση ιζημάτων στην υπερκείμενη, που αποξύνονται από την υποκείμενη κατά την υποβύθιση. Στο εσωτερικό τόξο υπάρχει το ηφαιστειακό μέτωπο, ανδεσιτικού μαγματισμού.

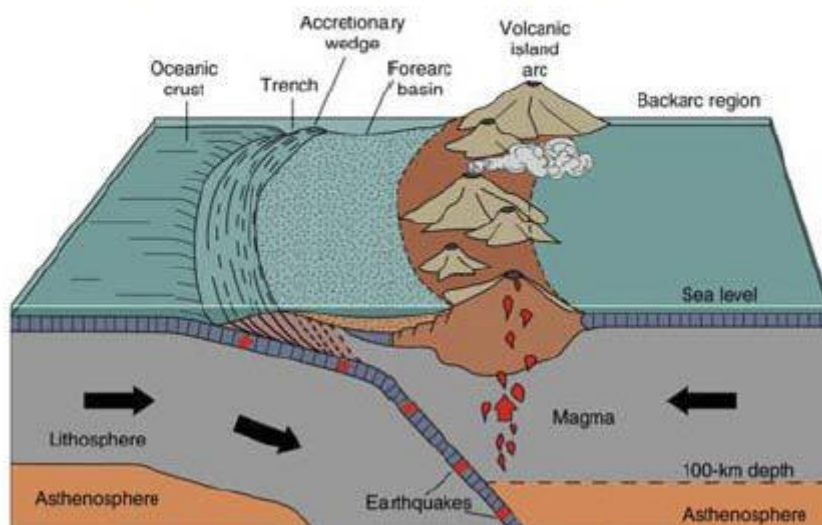
Στο εξωτερικό και κυρτό, μέρος δημιουργείται ωκεάνια τάφρος που εκτείνεται σε βάθη από 6 χλμ. έως 11 χλμ., ενώ στο εσωτερικό και κοίλο μέρος σχηματίζεται ρηχή οπισθοτόξια θαλάσσια λεκάνη (back arc basin), η λεγόμενη περιθωριακή θάλασσα, λόγω εφελκυσμού της υπερκείμενης λιθόσφαιρας. Ειδικότερα η καταδυόμενη πλάκα λόγω του μεγάλου βάρους της κάμπτεται και οπισθοχωρεί (roll back), διεγείροντας την άνοδο θερμών ρευμάτων μεταφοράς στην ασθενόσφαιρα κάτω από την υπερκείμενη λιθόσφαιρα. Ως επακόλουθο, η εφίπευσα πλάκα θερμαίνεται, αδυνατίζει, και η τάφρος μεταναστεύει ακόμα πιο εξωτερικά, ασκώντας εφελκυσμό στην περιοχή πίσω από το τόξο. Αντίστοιχα, λεκάνη σχηματίζεται και μπροστά από το νησιωτικό τόξο (fore arc basin) (Garfunkel, Z., et al 1986).

Τέλος, διακρίνεται και η ζώνη Benioff, που βρίσκεται εσωτερικά του τόξου σε βάθος, στην επαφή των δύο πλακών, που παρουσιάζει σεισμούς ενδιάμεσου και μεγάλου βάρους (Benioff, H. 1949).



Σχήμα 1.2.1. Υποβύθιση ωκεάνιας λιθόσφαιρας ,αναπτύσσοντας με τη σειρά και ξεκινώντας από το μέτωπο επαφής , τάφρο, πρίσμα επαύξησης, εμπρόσθια λεκάνη εφελκυσμού, ηφαιστειακό τόξο, οπισθοτόξια λεκάνη. Αποτυπώνεται και η δράση μεσωκεάνιας ράχης , όπως επίσης και οι τάσεις που ασκούνται στο καθεστώς αυτού του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος συνολικά (Understanding Earth, 1993).

Cooler oceanic plate subducts underneath island arcs (also oceanic crust), creating a deep sea trench



Σχήμα 1.2.2. Στοιχεία ενδοωκεάνιας υποβύθισης με ανάπτυξη ηφαιστειακού νησιωτικού τόξου (Understanding Earth, 1993).

1.3 ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΗ ΣΟΛΑ

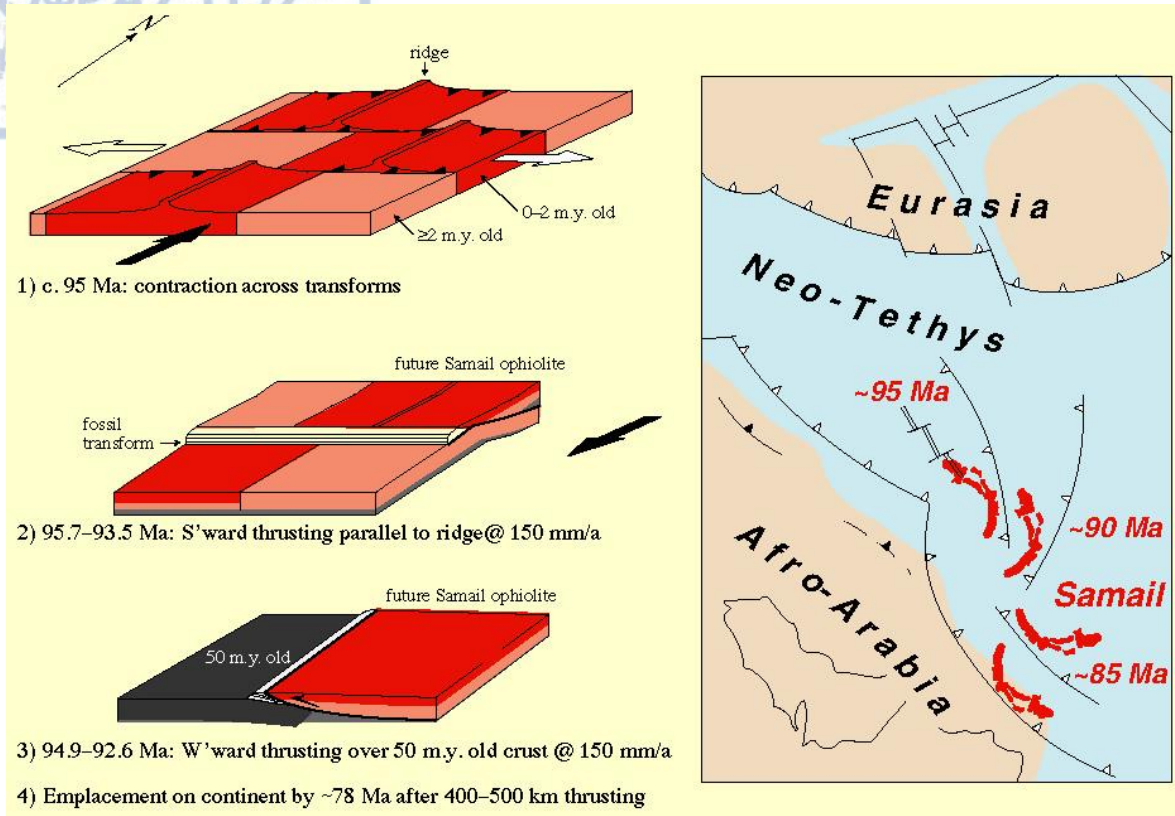
Στο γεωτεκτονικό περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης δημιουργείται η μεταμορφική σόλα, που είναι σύνολο πετρωμάτων πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής μεταμόρφωσης, μαζί με ωκεάνια μεταϊζήματα, και αναπτύσσεται στη βάση οφειολιθικών μαζών της υπερκείμενης ωκεάνιας πλάκας.

Ειδικότερα, κατά την υποβύθιση οι γραμμές των ισόθερμων της περιοχής παραμορφώνονται εξίσου, ακολουθώντας την κίνηση της βυθιζόμενης πλάκας, αλλά χωρίς να μεταβάλλουν τη θερμοκρασία της, καθώς τα πετρώματα είναι κακοί αγωγοί της θερμότητας. Ωστόσο, το σύστημα τροφοδοτείται με θερμότητα από την υψηλή θερμοκρασία της νέας και ζεστής υπερκείμενης λιθόσφαιρας, όπως επίσης και με την τριβή των δύο πλακών κατά την υποβύθιση. Αντίθετα με τη θερμοκρασία, η πίεση στην υποκείμενη πλάκα έχει μεγαλύτερη αύξηση με αύξηση του βάθους, λόγω της πίεσης που ασκείται από τα υπερκείμενα στρώματα. Συνεπώς πρόκειται για μεταμόρφωση χαμηλής θερμοκρασίας και σχετικά ενδιάμεσης πίεσης (η πίεση δεν είναι εξίσου υψηλή), άρα λαμβάνουν χώρα συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης (Wilson 1989, Frisch 2011).

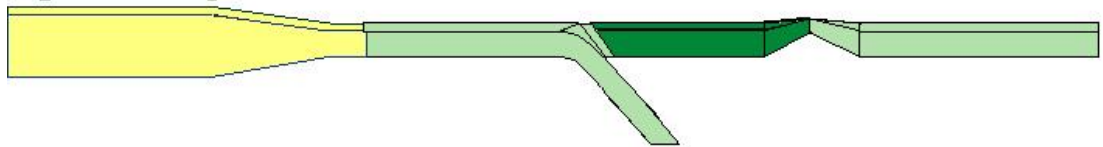
Ο ρυθμός υποβύθισης είναι ταχύτερος από το ρυθμό αποβολής της θερμότητας, με αποτέλεσμα η βάση της υπερκείμενης πλάκας και το ανώτερο τμήμα της υποκείμενης που είναι σε άμεση επαφή με τη θερμή πλάκα, μαζί με τα ωκεάνια ιζήματα που τη διατρέχουν, να υποστούν υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωση, αμφιβολιτικής φάσης ($P=3-13\text{ GPa}$, $T=600-800^\circ\text{C}$), ενώ τα βαθύτερα τμήματα που απέχουν από την εστία θερμότητας, να δέχονται πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση ($P=3-10\text{ GPa}$, $T=400-600^\circ\text{C}$). Αποτέλεσμα είναι τελικά η σόλα να παρουσιάζει ανεστραμμένη διάταξη δομής, που από πάνω προς τα κάτω παρουσιάζει οφειόλιθους, αμφιβολίτες, πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης μεταβασίτες και μεταϊζήματα που συγκολλήθηκαν σε αυτήν (Wilson 1989, Frisch 2011).

Με την πλήρη καταστροφή της υποβυθιζόμενης, η διασωζόμενη υπερκείμενη πλάκα μαζί με τη σόλα που δημιουργήθηκε στη βάση της, τοποθετούνται τεκτονικά (obduction) στα περιθώρια της γειτονικής ηπειρωτικής πλάκας. Το τεκτονικό αυτό επεισόδιο συμπίεσης, ασκεί υψηλές πιέσεις στο ηπειρωτικό περιθώριο, προκαλώντας έτσι κατά τόπους γλαυκοφανιτική μεταμόρφωση ($P=5-14\text{ GPa}$, $T=100-600^\circ\text{C}$), όπως αναφέρεται για το μοντέλο δημιουργίας των οφειολίθων του Samail στο Ομάν (Searle & Malpas 1980), που αποτελούν και το τυπικό παράδειγμα δημιουργίας μεταμορφικής σόλας για τους οφειόλιθους του συστήματος της Τηθύος.

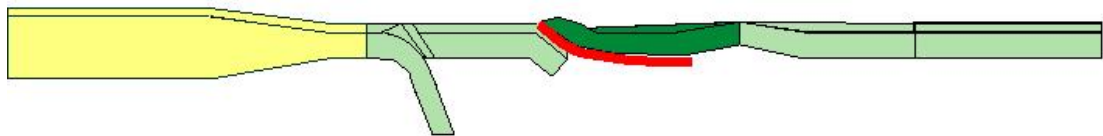
Η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων και της σόλας στο υπόβαθρο των περιθωρίων της λιθόσφαιρας, προκαλεί την τεκτονική μίξη των υλικών εφίπλευσης με το υποκείμενο υλικό, που ονομάζεται *mélange*. Η τεκτονική τους επαφή είναι δυσδιάκριτη, αφού η σύσταση του *mélange* είναι ίδια με της σόλας, απλά ενδιάμεσα περιβάλλονται και τεμάχια του ηπειρωτικού περιθωρίου. Η έκταση της μεταμορφικής σόλας και του *mélange* κατά τόπους μπορεί να είναι αξιοσημείωτη σε μέγεθος λόγω της επανάληψης (ντουμπλερίσματος) από τις λεπιώσεις και των πτυχώσεων.



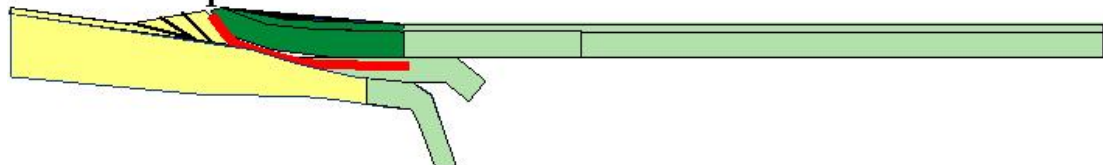
Spreading above subduction zone



Sole formation above old crust



Final emplacement onto continent



Σχήματα 1.3.1 & 1.3.2. Αναπαράσταση της γεωδυναμικής διαδικασίας σχηματισμού της μεταμορφικής σόλας (Edinburgh University).

1.4 ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗ

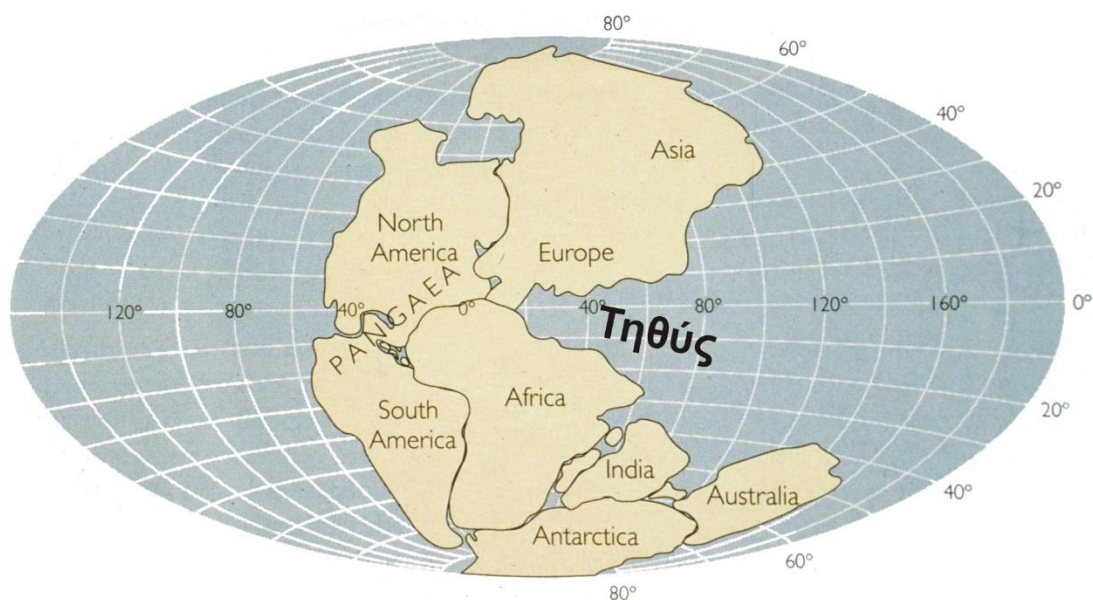
Η γένεση μεταμορφικής σόλας, όπως είδαμε και παραπάνω, είναι αποτέλεσμα υδροθερμικής μεταμόρφωσης της ωκεάνιας πλάκας. Κατά την υποβύθιση η βασαλτικής σύστασης πλάκα, αφυδατώνεται λόγω αποχωρισμού του νερού των ένυδρων ορυκτών, όπως αμφοβολίτες, επίδοτο, χλωρίτης, ζεόλιθος, και απελευθερώσει του ως ξεχωριστή φάση. Έτσι τα αφυδατωμένα ορυκτά χάνουν τη σταθερότητά τους και μετατρέπονται σε ευσταθή παρόμοιας χημικής σύστασης ένυδρα ορυκτά, ανθεκτικά στις νέες συνθήκες, δίνοντας ορυκτά όπως ζοϊσίτη, λοσσονίτη, γλαυκοφανή. Το υπόλοιπο μέρος της ποσότητας του νερού εισέρχεται στην υπερκείμενη μανδυακή σφήνα προκαλώντας τη μερική τήξη της, ενώ ελάχιστο ταξιδεύει βαθύτερα ως ενδοκρυσταλλικό πορώδες ρευστό. Σημαντική συμβολή στη διαδικασία της αφυδάτωσης, αποτελούν και τα ωκεάνια ιζήματα που κατέρχονται μαζί με την υποβυθιζόμενη πλάκα και προσκολλώνται στη βάση της υπερκείμενης. Επομένως στο όριο επαφής των πλακών πραγματοποιείται ταυτόχρονη παραμόρφωση και μεταμόρφωση, δίνοντας τα ένυδρα ορυκτά της ομάδας αμφοβολητών και σερπεντίνη (Frisch 2011).

2. ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ / ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΘΥΟΣ

2.1 (ΔΙΑΣΠΑΣΗ ΠΑΓΓΑΙΑΣ ΚΑΙ) ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΘΥΟΣ

Σε παρελθοντικούς γεωλογικούς χρόνους η διάταξη των λιθοσφαιρικών πλακών απέκλινε από το σημερινό καθεστώς, καθώς προηγήθηκε ανασυγκρότησή τους από προηγούμενους γεωτεκτονικούς κύκλους. Οι αλληπάλληλες αποκλίσεις, συγκλίσεις και συγκρούσεις των πλακών προκάλεσαν ποικίλες ορογενετικές λωρίδες, όπως η Αλπική αλυσίδα που εκτείνεται από τις Άλπεις μέχρι τα Ιμαλάια.

Η Αλπική αλυσίδα ή αλλιώς το ορογενετικό σύστημα της Τηθύος, όπως ονομάστηκε, οφείλεται στη λειτουργία και την καταστροφή του ομώνυμου ωκεανού της Τηθύος. Πιο συγκεκριμένα η γένεση της θάλασσας της Τηθύος χρονολογείται στο Άνω Παλαιοζωικό, κατά το οποίο ξεκίνησε η ηπειρωτική διάρρηξη της μεγαπείρου που υπήρχε τότε. Η πανήπειρος αυτή ονομαζόταν Παγγαία και περιβαλλόταν από την Πανθάλασσα (Wegener 1966). Η διάρρηξή της εκτιμάται πως έλαβε χώρα το Πέρμιο, προκαλώντας τον αποχωρισμό δύο επιμέρους ηπείρων, της Λαυρασίας στο βόρειο ημισφαίριο και της Γκοντβάνας στο νότιο ημισφαίριο (Du Toit 1937). Η διάσπαση αυτή δημιούργησε τον χώρο για να σχηματιστεί ανάμεσά τους θαλάσσια λεκάνη, κλειστή προς τα δυτικά και ανοιχτή προς τα ανατολικά, λειτουργώντας έτσι σαν κόλπος της Πανθάλασσας, ανάμεσα στην Παγγαία, και φιλοξενώντας την Τηθύ θάλασσα. Η εξέλιξη της επέκτασης του ωκεάνιου αυτού φλοιού, διήρκεσε μέχρι και το Ιουρασικό. Κατά το Μέσο-Άνω Ιουρασικό με Κάτω Κρητιδικό ανάλογα με τις θέσεις, χρονολογείται η έναρξη της συρρίκνωσης του ωκεανού της Τηθύος, με αποτέλεσμα την πλήρη καταστροφή του λόγω της σταδιακής σύγκλησης της Ευρασίας και της Γκοντβάνας.



Σχήμα 2.1.1. Σκαρίφημα που δείχνει το χώρο ανάπτυξης και το σχήμα της θάλασσας της Τηθύος σε σχέση με την Παγγαία ήπειρο και την Πανθάλασσα (Μουντράκης 2010).

Το κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου θεωρείται πως πραγματοποιήθηκε σταδιακά, λόγω αποχωρισμού, μικρότερων επιμέρους τεμαχίων από την Γκοντβάνα, με

κατεύθυνσή τους προς τα βόρεια, και τελική σύγκρουσή τους με την Ευρασία. Ορισμένα από τα ηπειρωτικά τεμάχια που αποκολλήθηκαν είναι η Ινδία, η Κιμμερική μικροπλάκα και η Απουλία. Η τελική σύγκρουση των πλακών αυτών με την Ευρασιατική, προκάλεσε τη δημιουργία τις αλυσίδας όρεων που κείτονται από τις Άλπεις της Ευρώπης έως τα όρη Ζάγκρος της Περσίας (Ιράν, Ιράκ, ΝΑ Τουρκία) και τα Ιμαλάια της Ασίας.

Η μεταβολή αυτών των παγκόσμιων γεωδυναμικών συνθηκών, οφείλεται στην ηπειρωτική διάρρηξη της Αφρικής, το Άνω Ιουρασικό, κατά την οποία αποσπάστηκε η Αμερική δημιουργώντας έτσι χώρο για την ανάπτυξη του Ατλαντικού ωκεανού που λειτουργεί έως σήμερα. Η εξέλιξη του τελευταίου, προκάλεσε την κατευθυνόμενη κίνηση της Αφρικής προς την Ευρασία (Μουντράκης 2010).

2.2 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΛΠΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ

Η λειτουργία και η καταστροφή του ωκεανού της Τηθύος αποτέλεσε καθοριστικό παράγοντα για τη διαμόρφωση τόσο του Ελληνικού ορογενούς, όσο και των Ευρωπαϊκών ορεινών μαζών. Ειδικότερα, απόρροια της Αλπικής ορογένεσης ήταν η δημιουργία της Νέας Ευρώπης, που έχει αφετηρία τα Πυρηναία όρη, με επέκταση τις Άλπεις, τα Καρπάθια, τα όρη Βαλκάν, την Ποντιακή άλυσσο, τον Καύκασο, τις Δυναρίδες, τις Ελληνίδες, τις Ταυρίδες, τα όρη Ζάγκρος, τα όρη του Αφγανιστάν. Συμπεριλαμβάνονται το όρος Άτλας, τα όρη της Αλγερίας και της Τυνησίας στη βόρεια Αφρική (Μουντράκης 2010)

Έτσι, και στον Ελλαδικό χώρο συναντιούνται υπολείμματα του ωκεανού της Τηθύος, που τοποθετήθηκαν τεκτονικά (obduction) στα ηπειρωτικά περιθώριά του, όπου και επαυξήθηκαν τα πτυχωμένα ιζήματα του πυθμένα, δημιουργώντας τελικά το Αλπικό ορογενές.

2.3 ΔΙΝΑΡΙΔΕΣ

Στο ορογενετικό αυτό σύστημα γίνονται διακριτοί δύο κλάδοι.

α) **Αλπιδικός κλάδος**, αποτελούμενος από τις οροσειρές Ελβετίδες, Πεννίδες, Καρπάθια, Βάλκαν και Ποντιακή άλυσσο.

β) **Δυναρικός κλάδος**, αποτελούμενος από νότιες Άλπεις, Απέννινα, Δυναρικές Άλπεις, Ταυρίδες, Ζάγκρος.

Οι Δυναρικές Άλπεις περιλαμβάνουν τις Αλβανίδες, τις Ελληνίδες οροσειρές και τα όρη τις πρώην Γιουγκοσλαβίας, που συνολικά χαρακτηρίζονται από ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση, γνωστή ως Δυναρική Διεύθυνση. Στην Ελλάδα από την Πίνδο έως και την Κρήτη διακρίνεται η ίδια διεύθυνση, η οποία αλλάζει σε διεύθυνση Δ-Α στην τελευταία, ενώ στο ανατολικό αιγαίο αποκτά ΝΔ-ΒΑ άξονα. Συνεχίζοντας προς τις Ταυρίδες, το ορογενές επανέρχεται σε διεύθυνση Δ-Α, σχηματίζοντας έτσι σε όλο το μήκος τοξοειδές σχήμα, που αποκαλείται Δυναροταυρικό Τόξο (Μουντράκης 2010).

2.4 ΠΑΛΑΙΟΤΗΤΟΣ ΚΑΙ ΝΕΟΤΗΤΟΣ

Η ακριβής θέση, η λειτουργία και το κλείσιμο της Τηθύος ήταν και παραμένει ένα αμφιλεγόμενο θέμα για τους γεωεπιστήμονες, καθώς κατά καιρούς δημοσιεύτηκαν διαφορετικά γεωδυναμικά μοντέλα για τη γένεση, την εξέλιξη και την καταστροφή του ωκεανού αυτού και των επιμέρους λεκανών του.

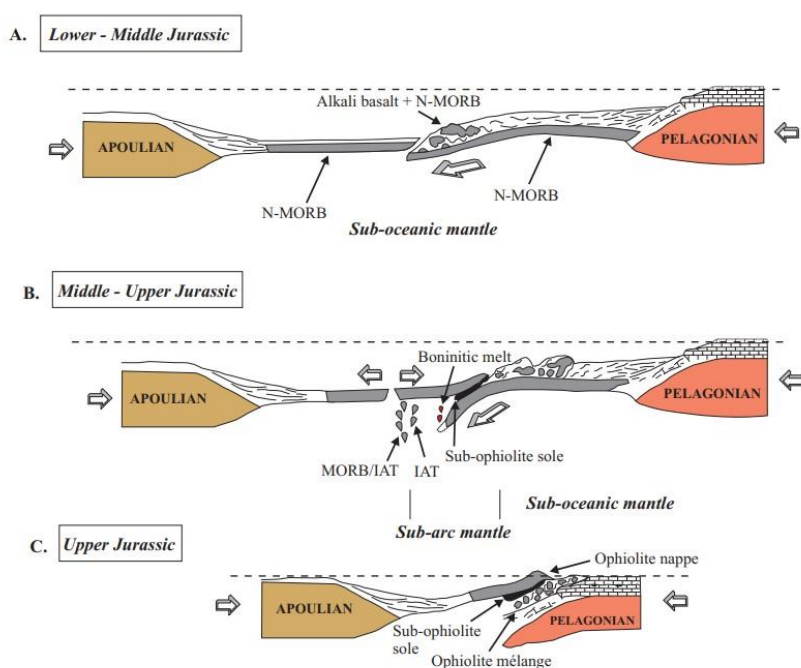
Κυριότερος προβληματισμός των επιστημόνων στον Ελλαδικό χώρο αφορά το ποια από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας αντιπροσωπεύει τη συρραφή του ωκεανού της Τηθύος. Ένας πρώτος ισχυρισμός από τους (Dercourt 1970, 1972, Smith & Woodcock 1976, κ.α.) ήταν ότι η Τηθύς εκτείνονταν δυτικά από την Πελαγονική ζώνη και αποτελούσε όριο ανάμεσα στις εξωτερικές και εσωτερικές Ελληνίδες. Ο Zimmerman (1972, κ.α.) υποστήριξε πως η Τηθύς αντιπροσωπεύεται από τις οφειλιθικές μάζες του Αξιού, ενώ ένα τελείως διαφορετικό σενάριο παρουσίασαν οι Dewey et.al. (1973), σύμφωνα με το οποίο αποσπάστηκαν πολλές επιμέρους πλάκες από την Γκοντβάνα και κινήθηκαν βόρεια συγκλίνοντας με την Ευρασία. Το τελευταίο μοντέλο επικροτήθηκε από πολλούς επιστήμονες και κυριάρχησε η άποψη πως υπήρχαν πολλές μικροπλάκες, η παρουσία των οποίων αναπόφευκτα συνεπάγεται την συνύπαρξη παραπάνω από μια θαλάσσιων λεκανών, ανάμεσα στις δύο μεγαηπείρους. Συνεπώς για τον Ελλαδικό χώρο διαμορφώθηκε η αντίληψη, για τη δράση δύο ωκεάνιων χώρων, με τον έναν να δεσπόζει στη ζώνη Αξιού και τον άλλον στις ζώνες Πίνδου και Υποπελαγονικής. Οι επίμονες μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στη Μικρά Ασία (Sengor 1979, sengor et al. 1980, 1981, 1984) συνηγόρησαν στην αντίληψη πως υπήρξαν δύο ωκεάνιοι χώροι, η Παλαιο-Τηθύς και Νεο-Τηθύς.

Η Παλαιο-Τηθύς έδρασε από το Άνω Παλαιοζωικό έως το Ιουρασικό, βόρεια της γραμμής των Άλπεων-Ιμαλαίων. Η Νεο-Τηθύς ήταν επιμέρους λεκάνες που λειτούργησαν κατά τους Αλπικούς χρόνους νότια της Παλαιο-Τηθύος από το Τριαδικό και μετά. Η Παλαιο-Τηθύς λειτούργησε ανάμεσα στην Ευρασία και την Γκοντβάνα έως ότου αποσπάστηκε από το βόρειο τμήμα της τελευταίας, το τέμαχος της Κιμμερίας ηπείρου. Το ηπειρωτικό αυτό κομμάτι λιθόσφαιρας, εκτέλεσε κίνηση βόρειας κατεύθυνσης προσεγγίζοντας την Ευρασία και συμπιέζοντας την Παλαιο-Τηθύ, αναγκάζοντάς την σε υποβύθιση μέχρι την πλήρη καταστροφή της. Το κλείσιμο της Παλαιο-Τηθύος χρονολογείται στο Άνω Τριαδικό με Μέσο Ιουρασικό, προκαλώντας ορογένεση έκτασης από την Ελλάδα έως την Κίνα. Η απομάκρυνση της ηπειρωτικής πλάκας από την Γκοντβάνα προκάλεσε και τη διάνοιξη του ωκεανού της Νεο-Τηθύος κατά το Τριαδικό, λόγω εφελκυστικών τάσεων. Ο νέος ωκεάνιος αυτός χώρος έκλεισε με διαδικασίες που διήρκησαν από το Κρητιδικό μέχρι το Ολιγόκαινο. Η πλήρης καταστροφή του αποδίδεται στην Απούλια μικροπλάκα που επίσης αποσπάστηκε από τη βόρεια Γκοντβάνα και κινήθηκε εξίσου βόρεια συγκλίνοντας προς την Κιμμερία που έχει ήδη ενσωματωθεί στην Ευρασία. Γενικότερα υποστηρίζεται ότι οι δύο ωκεανοί έκλεισαν σχεδόν ταυτόχρονα κατά την ορογένεση του Άνω Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού. Ωστόσο, οι προαναφερόμενες περίοδοι αποκλίνουν από αυτόν τον ισχυρισμό, και τεκμηριώνονται από το σχήμα της Κιμμερικής ηπείρου, που στον Ελλαδικό χώρο αντιστοιχεί στην Πελαγονική ζώνη. Το σχήμα της παρουσιάζεται τριγωνοειδές, προκαλώντας έτσι κατά τόπους ταύτιση και κατά τόπους αντίθεση στις χρονολογίες κλεισίματος των ωκεάνιων χώρων. Διαφοροποιημένες απόψεις έχουν επίσης διατυπωθεί μεταγενέστερα, που προσπαθούν να ερμηνεύσουν τις γεωτεκτονικές διαδικασίες που έχουν συμβεί.

Η υποβύθιση που πραγματοποιήθηκε, παρακινήθηκε από συμπιεστικές δυνάμεις των ηπειρωτικών τεμαχίων στον ωκεάνιο χώρο και σταδιακά μεταφέρθηκε

στο ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, δηλαδή βύθιση της ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτική, όπως ήδη αναφέρθηκε εισαγωγικά στις γεωτεκτονικές διαδικασίες, όπως συνέβη με τα τμήματα που αποκολλήθηκαν από την Αφρικανική λιθόσφαιρα και συγκολλήθηκαν στην Ευρασιατική δημιουργώντας την Αλπική Αλυσίδα (π.χ. Ινδία με Ευρασιατική που δημιούργησε τα Ιμαλάια) (Μουντράκης 2010).

Συνεπώς, το ορογενετικό σύστημα της Τηθύος είναι αποτέλεσμα πολλών επιμέρους γεωτεκτονικών κύκλων που συμπεριλήφθηκαν συνολικά σε δύο κύριες ορογενέσεις. Πρώτη αποτελεί η Κιμμερική ορογένεση που δημιούργησε τις Κιμμερίδες οροσειρές με το κλείσιμο της Παλαιο-Τηθύος που λειτούργησε κατά το Τριαδικό-Μέσο Ιουρασικό, και δεύτερη η Αλπική ορογένεση που με το κλείσιμο της Νεο-Τηθύος έως το Τριτογενές που δημιούργησε τις Αλπίδες. Γενικά παρατηρείται επικάλυψη ανάμεσα στα δυο ορογενή, καθώς η Αλπική επηρέασε και την πρώιμη Κιμμερική.



Σχήμα 2.4.1. Διαδικασία σχηματισμού μεταμορφικής σόλας στην οφειολιθική μάζα της Οίτης-Καλλίδρομου (Tsikouras B. et al. 2008).

3. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΝΔΟΩΚΕΑΝΙΑΣ ΥΠΟΒΥΘΙΣΗΣ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΟΡΟΓΕΝΕΣ

Η γεωδυναμική εξέλιξη του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος προκάλεσε προβληματισμό και στον Ελλαδικό χώρο, αφού παρατηρούνται σε αυτόν δύο συνεχόμενες και παράλληλες οφειολιθικές λωρίδες, οι λεγόμενες οφειολιθικές συρραφές, που όπως αναφέραμε νωρίτερα είναι ενδείξεις κατεστραμμένου ωκεάνιου φλοιού και κατευθύνουν τον εντοπισμό των παλαιωκεάνιων χώρων, τα υπολείμματα των οποίων βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα ως καλύμματα πάνω στα ηπειρωτικά περιθώρια – τεμάχη στις λωρίδες αυτές.

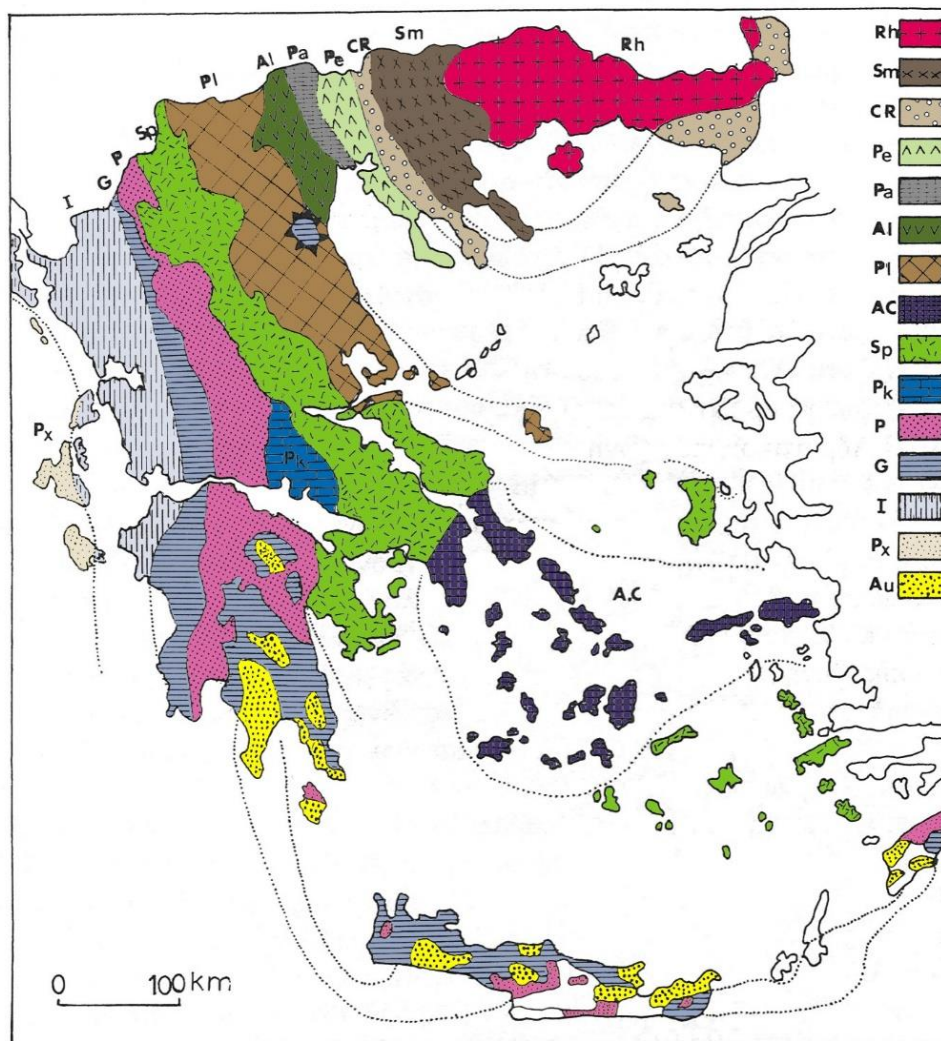
Σε αυτό το σημείο είναι εύλογο να αναφερθούμε σύντομα στο διαχωρισμό της Ελλάδας στις επιμέρους γεωτεκτονικές της ζώνες. Ο Ελληνικός χώρος διακρίνεται στις Εξωτερικές Ελληνίδες, στις Εσωτερικές Ελληνίδες και την Ελληνική ενδοχώρα, με βάση την παλαιογεωγραφική τους θέση και τον ρόλο τους στη γεωδυναμική εξέλιξη του συστήματος της Τηθύος. Από ανατολικά προς δυτικά συναντάμε την Ελληνική ενδοχώρα που αποτελείται από τη Μάζα Ροδόπης και τη Σερβομακεδονική Μάζα, οι οποίες αποτελούν κυρίως πυρήνα κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου και περιβάλλονται από τις Εσωτερικές Ελληνίδες. Η Ελληνική ενδοχώρα έχει επηρεαστεί και από την πρώιμη Κιμμερική και από την τελική Αλπική ορογενετική διαδικασία και για αυτό θεωρείται ότι εντάσσεται και αυτή στις Εσωτερικές Ελληνίδες. Από εσωτερικά (ανατολικά) προς τα εξωτερικά (δυτικά) οι Εσωτερικές Ελληνίδες ζώνες είναι η Περιοδοπική Ζώνη, η Ζώνη Αξιού, η Πελαγονική Ζώνη, η Υποπελαγονική Ζώνη και η Αττικοκυκλαδική Μάζα, οι οποίες επίσης δέχτηκαν την επίδραση της Κιμμερικής πρώιμης ορογένεσης και της τελικής Αλπικής ορογένεσης. Τέλος, οι εσωτερικές Ελληνίδες περιβάλλονται από τις εξωτερικές που διακρίνονται από εσωτερικά προς εξωτερικά στη ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, στη ζώνη Ωλονού-Πίνδου, στη ζώνη Γαββρόβου-Τρίπολης, στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη και τη Ζώνη Παξών, οι οποίες δέχτηκαν μόνο την επίδραση της τελικής Αλπικής ορογένεσης. Στο γεγονός αυτό έγκειται και η διάκρισή τους σε εξωτερικές και εσωτερικές.

Οι οφειολιθικές μάζες στο Ελληνικό ορογενές εντοπίζονται κυρίως εκατέρωθεν της Πελαγονικής ζώνης και αυτό την καθιστά ζωτικής σημασίας. Σ' αυτό αποδόθηκε η ύπαρξη δύο ωκεάνιων χώρων. Το μοντέλο της ύπαρξης μιας μοναδικής ωκεάνιας περιοχής που το κλείσιμο της οποίας προκάλεσε την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων στα περιθώρια της Πελαγονικής ζώνης, έχει επίσης εκφραστεί.

Ύστερα από υπαίθριες παρατηρήσεις της Πελαγονικής ζώνης έγινε εμφανής ο ηπειρωτικός χαρακτήρας της (Robertson 1991, 2006, 2007, Doutsos et al 2001), ταυτίζοντάς την με τη Κιμμέρια πλάκα και οδηγώντας έτσι στο συμπέρασμα πως εκατέρωθέν της αναπτύχθηκε η Παλαιο-Τηθύς και η Νέο-Τηθύς. Οι ωκεάνιοι αυτοί χώροι ταυτίζονται επομένως με τις Ελληνίδες ζώνες του Αξιού και Πίνδου-Υποπελαγονικής αντίστοιχα (Mountrakis 1983, 1986, Moountrakis et al. 1986). Τα υπολείμματα των ωκεάνιων αυτών χώρων ονομάζονται αντίστοιχα IRO και ERO.

Οι οφειόλιθοι αυτοί του Ελληνικού χώρου και η τοποθέτησή τους έχουν γίνει αντικείμενο εκταταμένης γεωλογικής έρευνας (Hynes 1974, Smith et al 1975, 1979, Boccaletti 1979, Nisbet 1979, Mountrakis 1981, 1982, 1983, 1986, Mountrakis et al. 1983, 1987, Vergery 1984, Brown & Robertson 2004, Sharp & Robertson 2006). Στα δυτικά της Πελαγονικής, παρατηρείται επώθηση οφειολίθων με κατεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ πάνω στο ανθρακικό πλατό του περιθωρίου, ενώ παράλληλα στηρίχθηκε η άποψη

της ύπαρξης ωκεανού στα δυτικά, λόγω των Ιουρασικών ιζημάτων, που προδίδουν συνθήκες διαγένεσης σε ηπειρωτική κατωφέρεια, με διεύθυνση από ανατολικά προς δυτικά. Η μετακλαστική ηφαιστειοϊζηματογενής ακολουθία Περμοτριάδικής ηλικίας ενισχύει αυτή τη διαπίστωση. Αντίστοιχες παρατηρήσεις πραγματοποιήθηκαν και στα ανατολικά της Πελαγονικής ζώνης, όπου οφειόλιθοι επωθούνται και εκεί σε πετρώματα ανθρακικής σύστασης. Ωστόσο, η επώθηση των οφειολίθων και στα δύο περιθώρια τεκμηριώνεται ότι πραγματοποιήθηκε ταυτόχρονα κατά τις περιόδους Άνω Ιουρασικού-Κάτω Κριτηδικού, και από την επικάλυψή τους από Κρητιδικά ιζήματα επίκλησης που κατά τόπους συνοδεύονται από το κροκαλοπαγές βάσης.



Σχήμα 3.1. Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιοδοπική ζώνη, (Pe: Υποζώνη Παιονίας, Pa: Υποζώνη Πάικου, Al: Υποζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξιού, PI: Πελαγονική ζώνη, AC: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, Au: Ενότητα «Πλακώδεις ασβεστόλιθοι-Ταλέα όρη» πιθανόν της Ιονίου ζώνης (Μουντράκης 2010 κατά Mountrakis et al 1983).

Η διπλή αυτή συρραφή των ωκεανών παρατηρείται και στις χώρες που γειτονεύουν με την Ελλάδα, όπως την πρώην Γιουγκοσλαβία όπου οι λωρίδες

ενώνονται σε μία ενιαία, ενώ στην Τουρκία διακρίνονται έως και 4 πιθανές οφειολιθικές λωρίδες.

Α.Π.Θ. Παρακάτω θα γίνει αναφορά στις περιοχές της Ελλάδας όπου εμφανίζονται τα υπολείμματα του ωκεανού της Νεο-Τηθύος, μαζί με τις συνοδές μεταφορικές τους σόλες και τα mélange που εντοπίζονται.



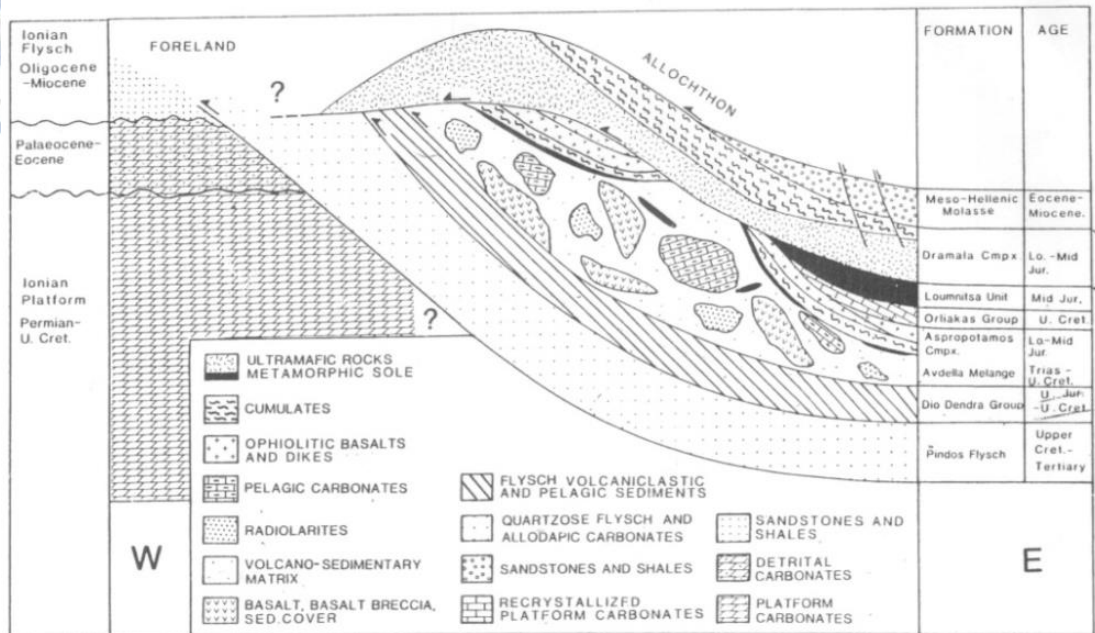
Σχήμα 3.2. Γεωγραφικό σχήμα με τις κυριότερες οροσειρές της Ελλάδας με τη Δυναρική ΒΒΔ-ΝΝΑ διάταξη. Σημειώνονται με κόκκινο, οι θέσεις του Ελληνικού ορογενούς που θα αναφερθούν παρακάτω (τροποποιημένο από Μουντράκης 2010).

3.1 ΠΙΝΔΟΣ

Στη Πίνδο εντοπίζεται εκτεταμένος όγκος οφειολιθικής μάζας που είχε αρχικά τοποθετηθεί τεκτονικά πάνω στο ηπειρωτικό περιθώριο της Πελαγονικής κατά το Α. Ιουρασικό – Κ. Κρητιδικό, και τοποθετήθηκε τελικά επάνω στον Ηωκαινικό φλύσχη της Ζώνης Πίνδου με ακόλουθη συνεχιζόμενη συμπιεστική ή μεταγενέστερη εφελκυστική τεκτονική διαδικασία (J.Terry 1974, Mountrakis et al. 1993, Kiliyas 2024). Η μάζα αυτή έχει αποτελέσει και το υπόβαθρο της Μεσοελληνικής μολασσικής αύλακας, και στην συγκεκριμένη περιοχή παρατηρούνται επάνω της μολασσικές αποθέσεις Ολιγοκαινικής ηλικίας (J.H. Brunn 1956, J.F. Parrot 1967, J. Terry and J. Mercier 1971). Μέσα στην οφειολιθική ακολουθία που βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένη πάνω στον Ηωκαινικό φλύσχη της Ζώνης Πίνδου προερχόμενη από τον χώρο της Υποπελαγονικής, διασώζεται και τμήμα μεταμορφικής σόλας, γνωστή ως ενότητα Λουμνίτσας. Η σύστασή της είναι από αμφιβολιτικής έως πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμορφωμένα ιζήματα και βασικά πυριγενή πετρώματα. Η μεταμορφική σόλα υπόκειται των περιδοτιτών της οφειολιθικής μάζας και τοπικά είναι αποκολλημένη σε τμήματα μήκους 1χλμ που είναι ανακατεμένα με το τεκτονικό μίγμα που συνοδεύει την οφειολιθική μάζα (Jones & Robertson 1991, Μουντράκης 2010, Kiliyas 2024).

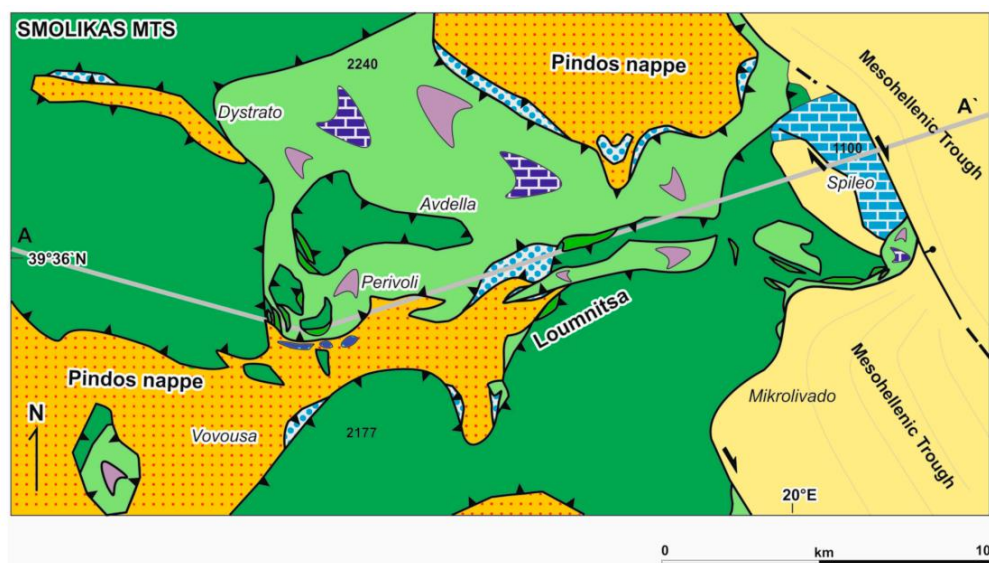
Γενικά η μεταμορφική σόλα στην περιοχή της Πίνδου επιβεβαιώνει την ανεστραμμένη διάταξη πετρωμάτων, έχοντας από πάνω αμφιβολιτικά πετρώματα και βαθμιαία προς τα κάτω πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης (Jones & Robertson 1991). Το αμφιβολιτικής μεταμόρφωσης τμήμα της σόλας χαρακτηρίζεται από κεροστίλβη, πλαγιόκλαστο, επίδοτο, ζωισίτη και τιτανίτη, ενώ το πρασινοσχιστολιθικής φάσης τμήμα της δομείται από μεταβασίτες και μεταϊζήματα. Αντίστοιχα οι μεταβασίτες χαρακτηρίζονται από ορυκτά όπως ακτινόλιθο, χλωρίτη, επίδοτο, αλβίτη και χαλαζία, και τα μεταϊζήματα από χαλαζία, μοσχοβίτη, βιοτίτη και γρανάτη (Spray & Roddick 1980). Από γεωχρονολόγηση ορυκτών της αμφιβολιτικής φάσης, εκτιμήθηκε η ηλικία της ενότητας Λουμνίτσας περίπου στο 175Ma (Thuizat et al. 1981).

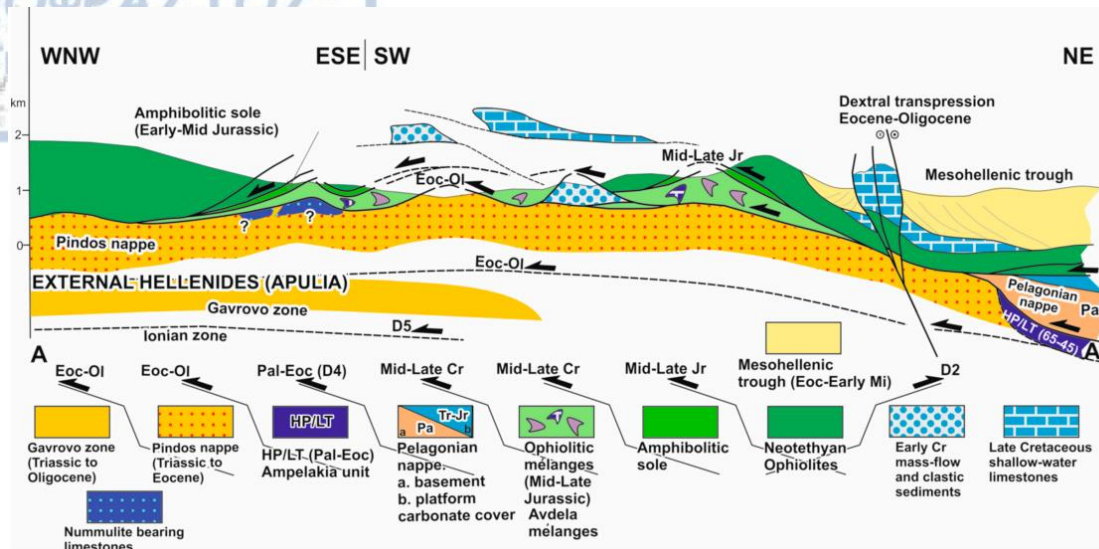
Μαζί με τη μεταμορφική σόλα εμφανίζεται το *mélange* της Αβδέλλας, το οποίο ονομάστηκε από το ομώνυμο χωριό των Γρεβενών, στην ευρύτερη περιοχή του οποίου εντοπίζονται οι εντυπωσιακές του εμφανίσεις (Jones & Robertson 1991). Το τεκτονικό αυτό μίγμα αποτελείται από τεμάχια της υπερκείμενης ενότητας της Λουμνίτσας, αλλά και οφειολίθους όπως και ιζήματα. Το πάχος του μίγματος τοπικά βόρεια του χωριού της Αβδέλλας φτάνει και το 1χλμ. Τα πετρώματα που το αποτελούν είναι σερπεντινίτες, γάββροι, βασάλτες, μαξιλαροειδείς λάβες, δολερίτες, αλλά και μεταψαμμίτες, μετακερατόλιθοι, μικριτικοί ασβεστόλιθοι και μεταπηλίτες. Η διάκριση του ορίου της μεταμορφικής σόλας από το υποκείμενο *mélange* στις περισσότερες των περιπτώσεων δεν είναι ακριβής και ξεκάθαρη λόγω όχι μόνο παρόμοιας σύστασης των δύο σχηματισμών, αλλά και έντονου τεκτονισμού τους.



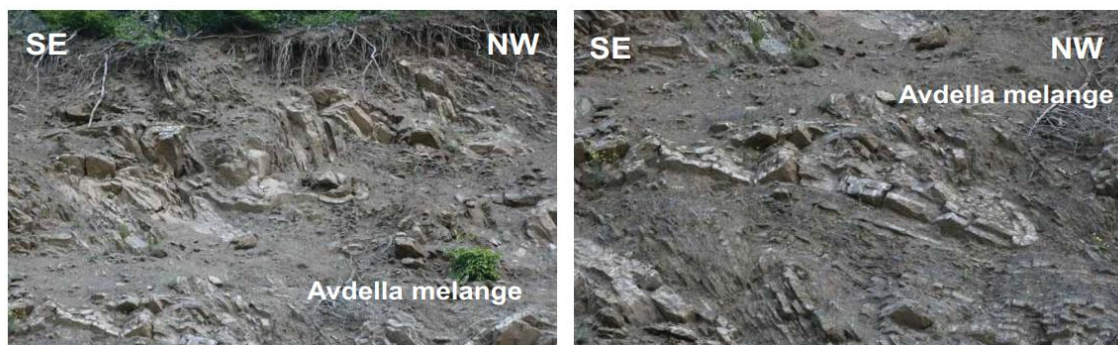
Σχήμα 3.1.1. Σχηματική αναπαράσταση των τεκτονικών ενοτήτων των οφειολίθων, της μεταμορφικής σόλας και των τεκτονικών μιγμάτων της μεγάλης οφειολιθικής μάζας της Πίνδου (Jones & Robertson 1991).

Της οφειολιθικής σόλας υπόκειται και μια σειρά μεταϊζηματογενών σχηματισμών, αποτελούμενη από ωκεάνια μεταϊζήματα που τέμνονται από μεταμορφωμένα ηφαιστειακά βασικής σύστασης (Katsikatsos et al. 1982, 1986, Polat & Casey 1995, Polat et al 1996, Elitok & Drüppel 2008). Επίσης, μέσα στην ηφαιστειοϊζηματογενή ενότητα αυτή, παρεμβάλλεται και μια ακολουθία ανακρυσταλλωμένων νηριτικών ασβεστολίθων που εντοπίζεται πολύ κοντά στο υπόβαθρο της περιοχής, ενώ μεταβατικά προς τα πάνω μεταβαίνουν σε μεγάλους μαζώδεις ανθρακικούς όγκους. Κοντά στην επαφή με την οφειολιθική μάζα υπάρχουν ωκεάνια πελαγικά ιζήματα όπως βυσσινί μεταπηλίτες, χαλαζίτες, σχιστόλιθοι και μετακερατόλιθοι, που συνοδεύουν τους οφειολίθους (Papanikolaou 1999).





Σχήματα 3.1.2. Γεωλογικός χάρτης Πίνδου πάνω και γεωλογική τομή ΑΑ κάτω. Μέσο-Άνω Ιουρασικό mélange Αβδέλλας υποκείμενο των οφειολίθων της Πίνδου, που μαζί είναι επωθημένα πάνω στον Πλειοκαينικό-Ηωκαινικό φλύσχη της ζώνης Πίνδου. Φαίνονται επίσης τα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας και οι τεκτονικές επαφές τους με τα πετρώματα του υποβάθρου (Kilias 2024).



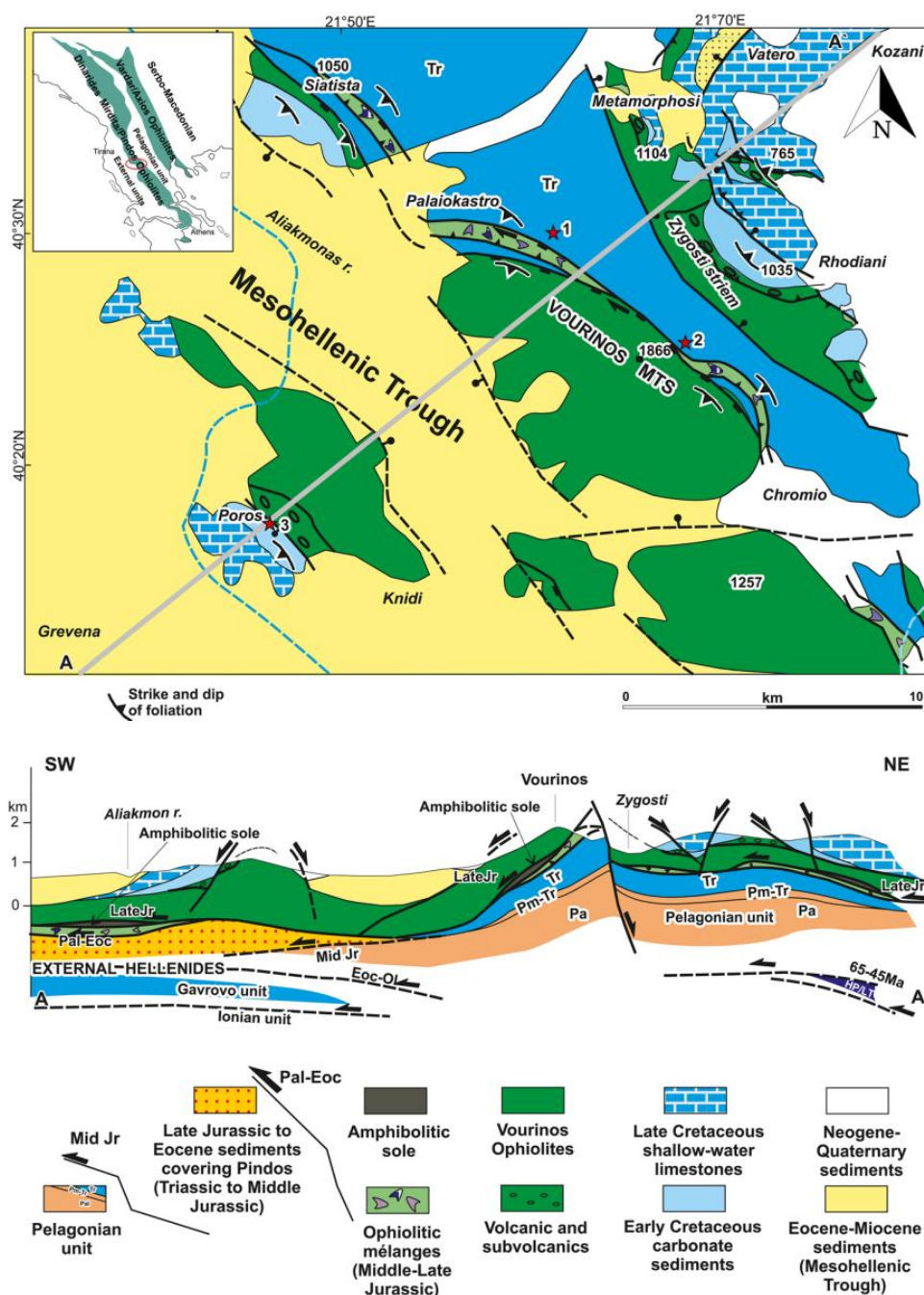
Σχήμα 3.1.3. Πτυχές σε ιζήματα βαθιάς θάλασσας, ηλικίας Μέσο - Άνω Ιουρασικού του mélange της Αβδέλλας. Αποτελούνται από ραδιολαρίτες, ανθρακικές πελαγικές ενστρώσεις και ηφαιστειακά πετρώματα (Kilias et al. 2016).

3.2 ΒΟΥΡΙΝΟΣ

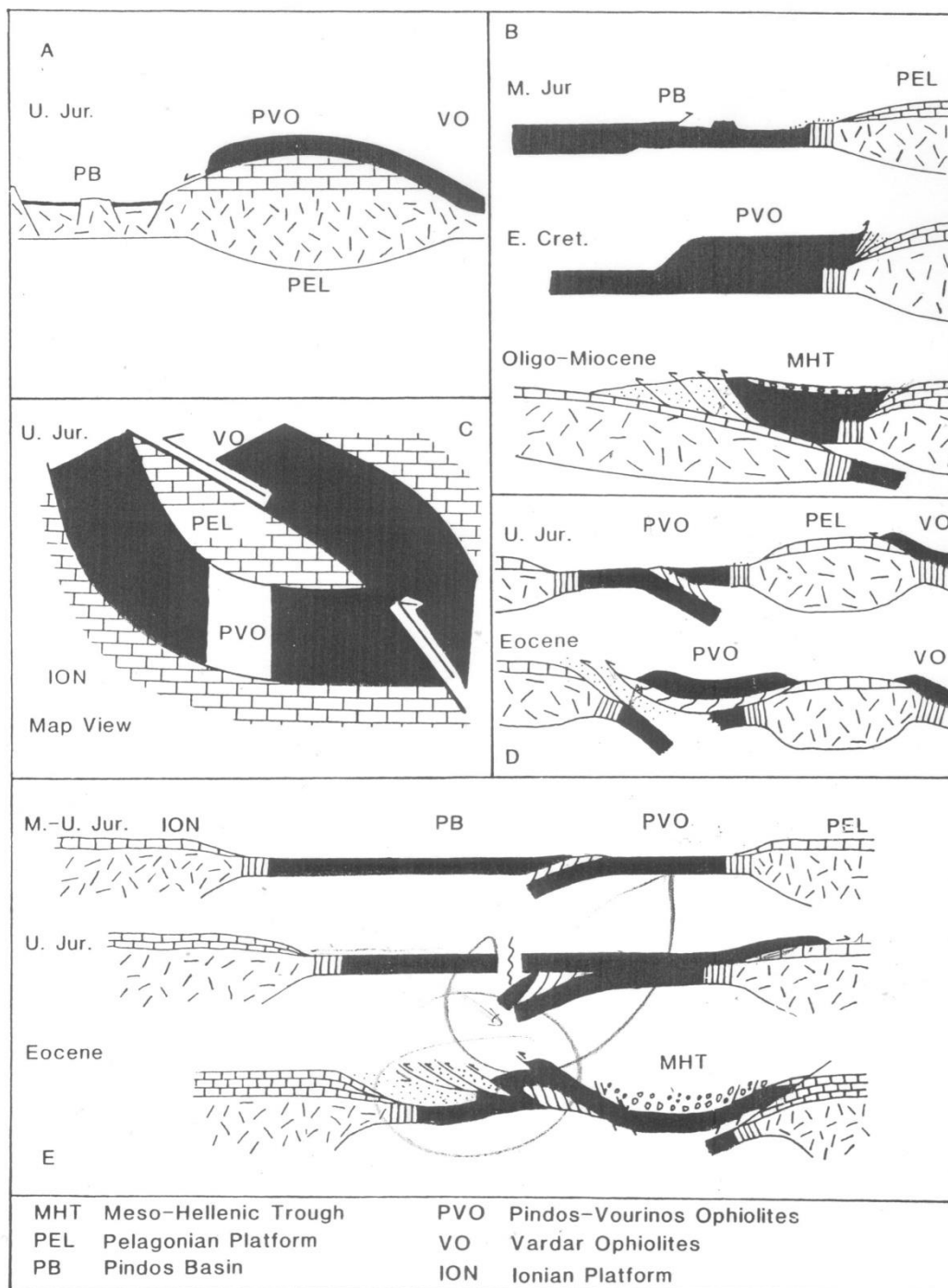
Η οφειολιθική μάζα του Βούρινου βρίσκεται στη Βόρεια Ελλάδα, ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη και αποτελεί συνέχεια της οφειολιθικής ζώνης Mirdita-Pindos. Αποτελεί τμήμα έκτασης 30χλμ., που στο δυτικό της τμήμα καλύπτεται από Άνω Ηωκαινικές – Κάτω-Μέσο Μειοκαινικές αποθέσεις της Μεσοελληνικής αύλακας και η συνέχειά της ακόμη δυτικότερα βρίσκεται τοποθετημένη τεκτονικά στο βόρειο τμήμα της Πίνδου (Makris 1977, Saccani and Photiades 2004, Rassios and Moores 2006, Rassios and Dilek 2009, Μουντράκης 2010).

Το οφειολιθικό μέlange που βρίσκεται κάτω από τη μάζα του Βούρινου, περιέχει τμήματα ωκεάνιου φλοιού και των συνοδών ιζημάτων του ηλικίας Μέσου Τριαδικού (Jones and Robertson 1991, Danelian and Robertson 2001, Bortolotti et al. 2004b, Ghikas et al. 2009, Nirta et al. 2010, Ozsvart et al. 2012, Ghon et al. 2018).

Η οφειολιθική μάζα του Βούρινου αποτελεί μια κλασική οφειολιθική ακολουθία, αποτελούμενη από κάτω προς τα πάνω από υπερβασικό σύμπλεγμα κυρίως χαρτσβουργίτη, ακολουθεί γαββρικό πέτρωμα και στη συνέχεια φλέβες και βασικά ηφαιστειακά πετρώματα, όπως μαξιλαροειδείς λάβες (Moores 1969, Bortolotti et al. 2004b).



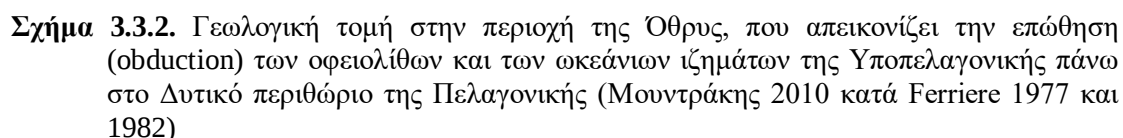
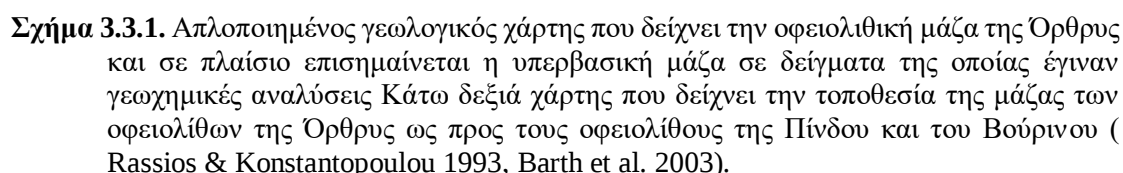
Σχήματα 3.2.1. Γεωλογικός χάρτης του Βούρινου και του δυτικού τμήματος της Πελαγονικής ζώνης πάνω και γεωλογική τομή ΑΑ' κάτω (Kilias 2024).



Σχήμα 3.2.2. Γεωδυναμικά μοντέλα εξέλιξης των οφειολιθικών μαζών Πίνδου-Βούρινου και των συνοδών τεκτονικών ενότητων (Jones & Robertson 1991).

3.3 ΟΘΡΥΣ

Η οφειολιθική μάζα της Όθρυς ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη και θεωρείται ότι έχει προέλευση τόσο μεσωκεάνια, όσο και νησιωτικού τόξου, όπως δείχνουν οι



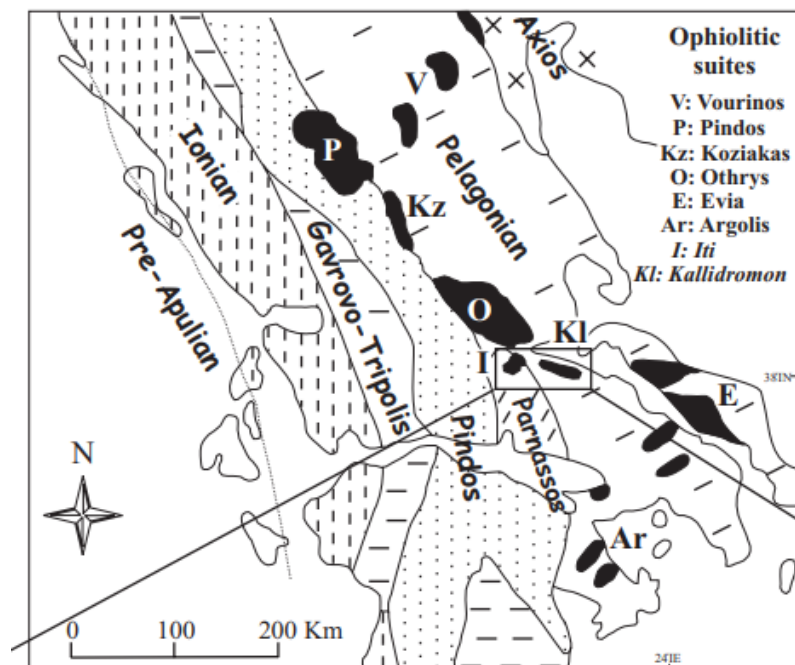
Δείγματα που λήφθηκαν από την περιοχή Φούρνος Καϊτσα, φανέρωσαν πως οι οφειόλιθοι της περιοχής αποτελούνται από χαρτσβουργίτη, πλαγιокλαστικό χαρτσβουργίτη και πλαγιокλαστικό λερζόλιθου (Dijkstra et al. 2001)

3.4 ΟΙΤΗ

Το όρος Οίτη έχει έκταση 360χλμ.² και βρίσκεται νότια του όρους Όρθρυς και του Σπερχιού ποταμού. Δομείται από πετρώματα των ζωνών Παρνασσού, Πίνδου, Πελαγονικής και Βοιωτίας (Wigniolle 1977b, Tsikouras et al. 2008) και στα νοτιοανατολικά του υπάρχει τεκτονικό κάλυμμα οφειόλιθων.

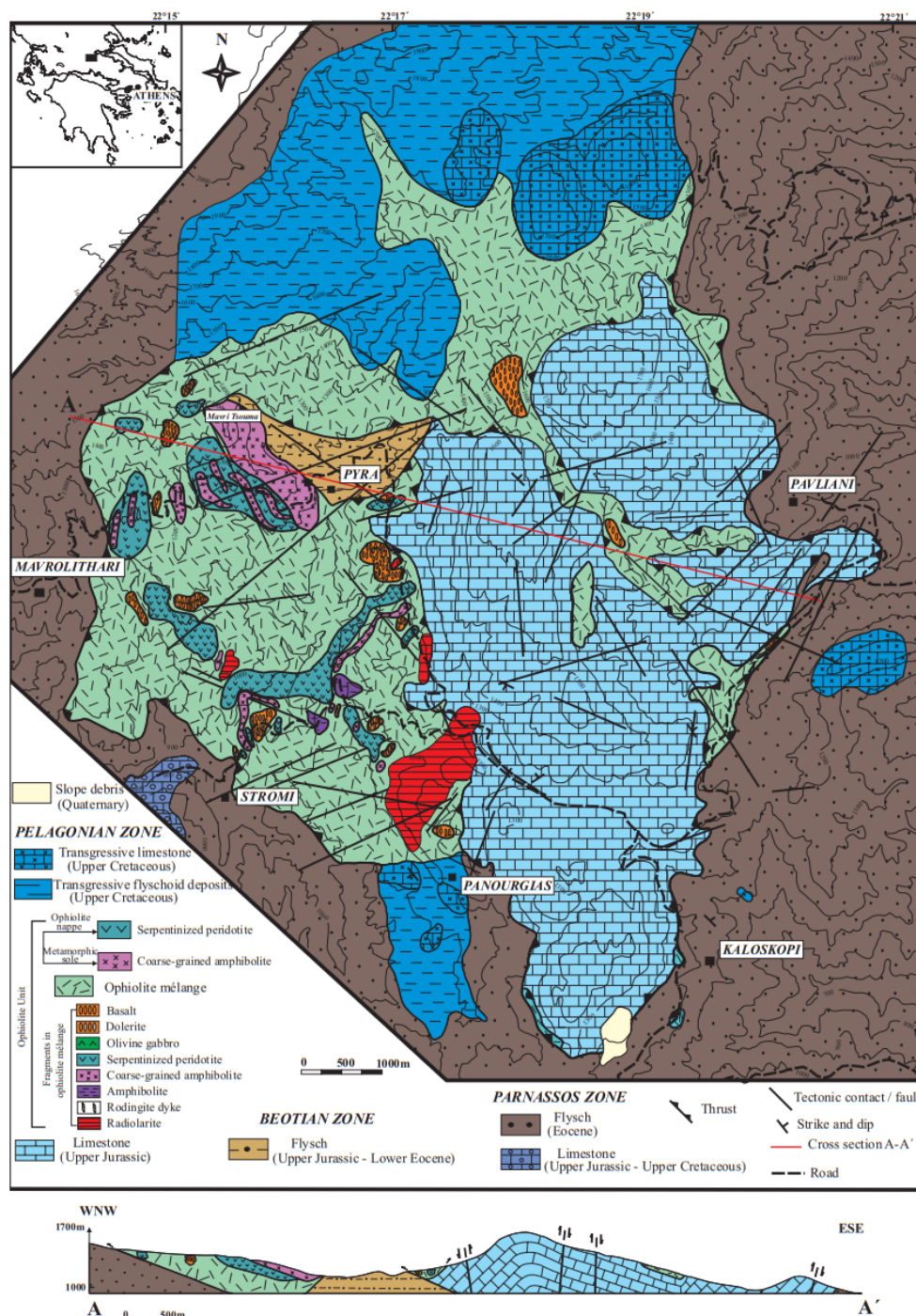
Το υπόβαθρο των οφειολίθων χαρακτηρίζεται «Βασική Ενότητα» και αποτελείται από πάνω προς τα κάτω από τέσσερα καλύμματα: 1) φλύσχη ανατολικής Πίνδου, 2) ανθρακική πλατφόρμα Μεσοζωικού μαζί με φλύσχη της ζώνης Παρνασσού, 3) φλύσχη Βοιωτίας, 4) ανθρακική πλατφόρμα Ιουρασικού της Πελαγονικής ζώνης. Την οφειολιθική μάζα καλύπτει κατά θέσεις η «Ανώτερη Ενότητα» που είναι ένα ιζηματογενές κάλυμμα Άνω Κρητιδικών ιζημάτων, καθώς επίσης και μολασσικά ιζήματα και Τεταρτογενείς αποθέσεις (Tsikouras et al. 2008).

Το οφειολιθικό mélange είναι πάχους 200μ. και αποτελείται από πολύχρωμους ετερογενείς σχηματισμούς. Η δομή του κυριαρχείται από λέπια και τεμάχια διαφόρων μεγεθών και σύστασης ωκεάνιας και ηπειρωτικής. Εμφανίζονται παραμορφωμένα και περιέχουν σερπεντινωμένους περιδοτίτες, ολιβινικό γάββρο, διορίτη, δολερίτη, μαξιλαροειδείς λάβες, αμφιβολίτες, γρανατούχους αμφιβολίτες, γρανίτες, ραδιολαρίτες, ψαμμίτες και ασβεστόλιθο (Celet 1976 and Papastamatiou et al. 1960, 1967).



Σχήμα 3.4.1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης κεντρικής Ελλάδας, στον οποίο φαίνονται οι ζώνες της Ελλάδας και οι οφειολιθικές εμφανίσεις. Στο κουτάκι επισημαίνονται οι οφειόλιθοι της Οίτης και του Καλλίδρομου (Tsikouras B. et al. 2008).

Το οφειολιθικό mélange είναι τεκτονισμένο και συμπυκνωμένο μαζί με ιζήματα ανθρακικής πλατφόρμας ή φλυσχικά, της ζώνης Παρνασσού, της Ενότητας Βοιωτίας και της Πελαγονικής Ζώνης, και βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στον φλύσχη της ανατολικής ζώνης Πίνδου, γεγονός που χρονολογείται στο Άνω Ηώκαινο-Μέσο Ολιγόκαινο (Richter et al. 1993, Tsikouras et al. 2008). Επίσης τοπικά το mélange καλύπτεται από φλυσχικούς σχηματισμούς Άνω Κρητιδικού (Tsikouras et al. 2008).



Σχήματα 3.4.2. Γεωλογικός χάρτης της Οίτης και κάτω η τομή ΑΑ (Tsikouras B. et al. 2008).

Διακρίνονται δύο τύποι οφειολιθικού mélange. Ο πρώτος είναι ο “block-in-matrix” τύπος με χαλαρή δομή, καταλαμβάνει ένα μικρό δυτικό κομμάτι και αποτελείται από βασαλτικά και ραδιολαριτικά τεμάχια. Ο δεύτερος τύπος εντοπίζεται στα νότια του βουνού Μαύρη Τσούμα, είναι ο συνεκτικός τύπος mélange, που αποτελείται από σερπεντινωμένο περιδοτίτη και αμφιβολίτη, και υπέρκειται των οφειολίθων. Ωστόσο, η θεωρία πως είναι mélange είναι αμφιλεγόμενη, καθώς είναι αρκετά συνεκτικό και πιθανόν να αποτελεί συνέχεια των οφειολίθων. Εμφανίζεται μετάβαση από τον έναν τύπο mélange στον άλλον στην υπόλοιπη περιοχή εμφάνισης των οφειολίθων (Tsikouras et al 2008).

Στο βουνό Μαύρη Τσούμα και με διεύθυνση ΒΔ, υπάρχει τμήμα μεταμορφικής σόλας, είναι αμφιβολιτικής σύστασης και τέμνεται από φλέβες υδροθερμικής δραστηριότητας.

Το οφειολιθικό κάλυμμα εκτείνεται σε εύρος 1χλμ² νοτιοδυτικά του χωριού Πυρά, και εμφανίζει στη βάση του mélange και μεταμορφική σόλα. Αποτελείται από σερπεντινωμένο χαρτσβουργίτη και λερζόλιθο, ενώ τέμνεται από φλέβες ροντινγκίτη σε διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ (Celet et al. 1977, Wigniolle 1977a, b, Tsikouras et al. 2008).

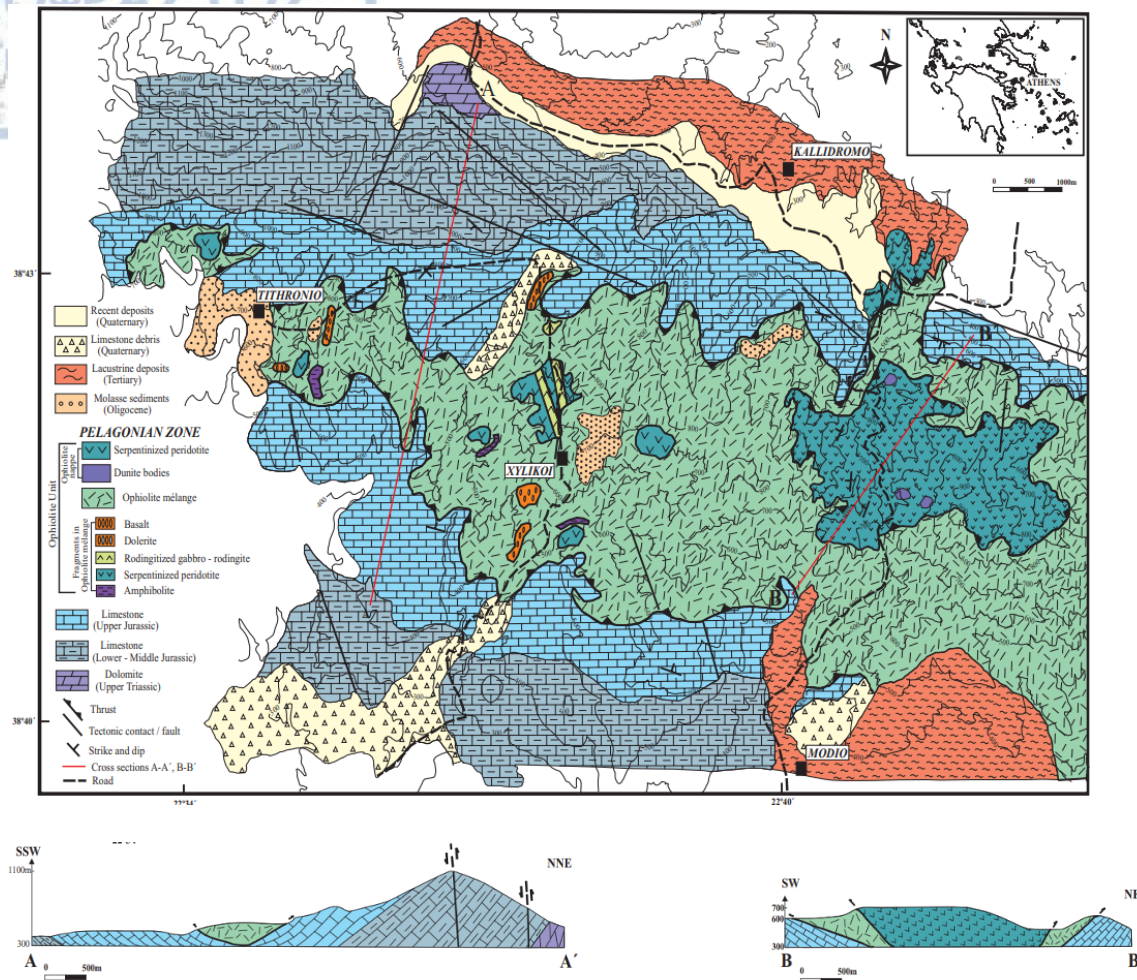
3.5 ΚΑΛΛΙΔΡΟΜΟ

Το όρος Καλλίδρομο έκτασης 180χλμ², βρίσκεται βόρεια του Παρνασσού και νότια του Μαλιακού κόλπου. Ανήκει στην Πελαγονική ζώνη (Stampfli 1996, Stampfli et al. 1998, Tsikouras et al. 2008) και τα βόρεια τμήματά του που παρουσιάζουν μεγάλα υψόμετρα αποτελούνται από ανθρακική ακολουθία Μεσοζωικού, ενώ στο νότιο τμήμα που έχει χαμηλότερα υψόμετρα εμφανίζονται οφειόλιθοι. Συνολικά οι οφειόλιθοι μαζί με τα πετρώματα του υποβάθρου τους δημιουργούν ένα σύμμορφο διάταξης ΔΒΔ-ΑΝΑ (Papastamatiou et al. 1962b).

Το Καλλίδρομο από πάνω προς τα κάτω δομείται από πετρώματα ανθρακικής πλατφόρμας ηλικίας Άνω Τριαδικού - Άνω Ιουρασικού (Celet 1962, Papastamatiou et al. 1962b, Celet et al. 1977, Leluc 1978, Richter et al. 1997) η οποία καλύπτεται από ραδιολαρίτες του Άνω Ιουρασικού (Danelian & Robertson 1995), ενώ περιέχονται αποθέσεις βωξίτη ανάμεσα στα ανθρακικά ιζήματα. Την οφειολιθική μάζα καλύπτουν μολασσικά ιζήματα ψαμμίτη, ασβεστόλιθων και κροκαλοπαγών, τα οποία καλύπτονται κατά θέσεις από νεότερα Νεογενή ιζήματα (Papastamatiou et al. 1962a).

Στην οφειολιθική ενότητα του Καλλίδρομου διακρίνονται δύο υποενότητες στα νοτιοδυτικά, με τη μια να αποτελεί οφειολιθικό mélange και την άλλη οφειολιθικό κάλυμμα. Στο οφειολιθικό mélange περιέχονται τμήματα αμφιβολίτη ως υπόλειμμα της μεταμορφικής σόλας, ηλικίας Μέσου Ιουρασικού (Karipi 2004). Το mélange αυτό έχει παρόμοια χαρακτηριστικά με το αντίστοιχο του όρους Οίτη, αφού είναι τύπου “block-in-matrix”, εντοπίζεται στο δυτικό τμήμα της ενότητας των οφειολίθων και επωθείται σε ανθρακική πλατφόρμα Άνω Ιουρασικής ηλικίας.

Το οφειολιθικό κάλυμμα εκτείνεται σε εύρος περίπου 5χλμ.² και είναι επωθημένο πάνω στο οφειολιθικό mélange. Η σύστασή του είναι λερζολιθική και σερπεντινωμένου χαρτσβουργίτη, με μικρή εμφάνιση φακών δουνίτη. Ο λερζόλιθος μαζί με τους φακούς δουνίτη βρίσκονται κοντά στην τεκτονική επαφή του καλύμματος με το mélange, ενώ ο χαρτσβουργίτης υπέρκειται του λερζόλιθου (Tsikouras B. et al 2008).



Σχήμα 3.5.1. Γεωλογικός χάρτης του Καλλίδρομου και κάτω δύο γεωλογικές τομές ΑΑ' και ΒΒ' αντίστοιχα (Tsikouras B. et al 2008).

3.6 ΕΥΒΟΙΑ

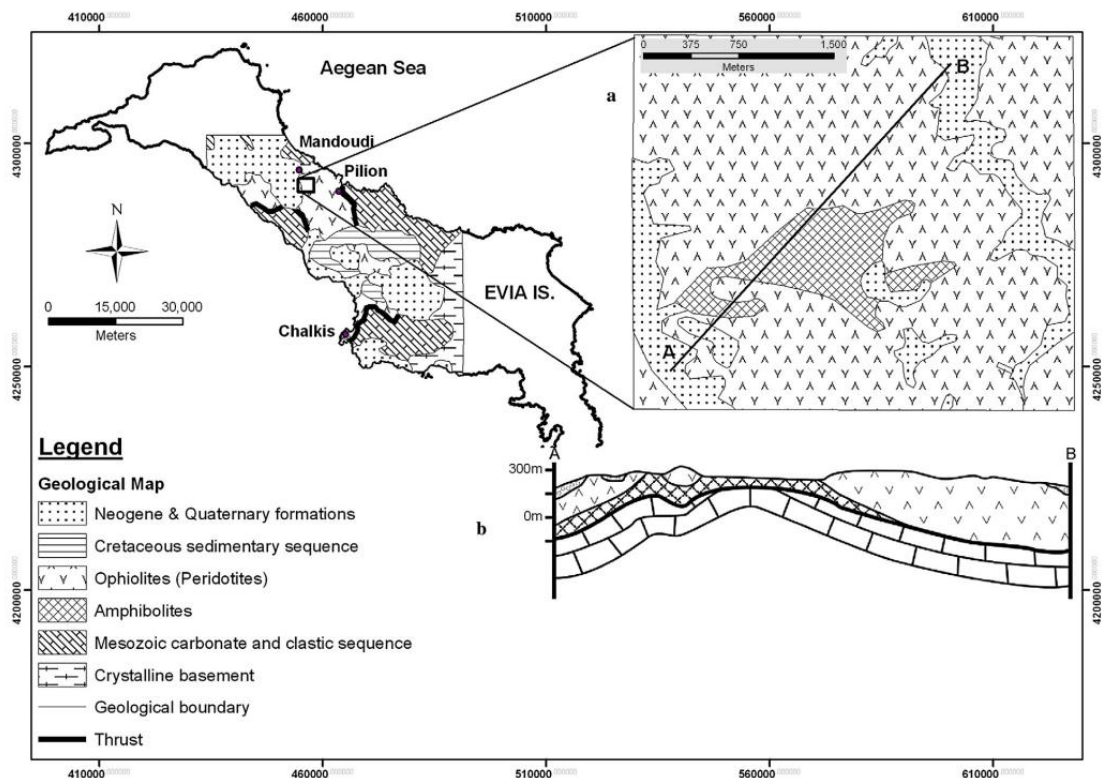
Στο νησί της Εύβοιας, το βόρειο και κεντρικό κομμάτι της εντάσσονται στην Υποπελαγονική ζώνη, η οποία είναι και η δυτικότερη των εσωτερικών Ελληνίδων. Οι οφειόλιθοι που συναντώνται σε αυτήν την περιοχή ανήκουν στη «Δυτική Οφειολιθική Ζώνη» των εσωτερικών Ελληνίδων και έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά πάνω σε ηπειρωτικό φλοιό, οφειολιθικό mélange και μεταμορφική σόλα, ενώ καλύπτονται από στρώματα φλύσχη (E. Gartzos et al 2009).

Η μεταμορφική αμφιβολιτική σόλα αποτελεί πρώην σωρευτικό γαββρικό πέτρωμα, που πιθανόν σχηματίστηκε με δύο τρόπους, είτε σαν γαββρικό πέτρωμα ωκεάνιου φλοιού, είτε ως σωρευτικό γαββρικό πέτρωμα του υπερβασικού μανδύα. Έπειτα ακολούθησε η χαμηλού βαθμού αμφιβολιτική μεταμόρφωσή της σε καθεστώς ενδοωκεάνιας υποβύθισης στον ωκεανό της Πίνδου και παραμόρφωσή της λόγω μετακίνησης ρηγμάτων μετασχηματισμού, η δράση των οποίων δημιούργησε πρίσμα επαύξησης με τμήματα ωκεάνιου φλοιού και μανδύα. Έτσι, το σύμπλεγμα των

οφειολίθων της Ευβοίας παρουσιάζει μεγάλη ομοιότητα στον τρόπο τεκτονικής τοποθέτησής του με τους οφειολίθους της Όρθρυς, του Βούρινου και της Πίνδου (E. Gartzos et al 2009).

Στην βορειοκεντρική Εύβοια διακρίνονται οι ενότητες: α) νηριτικών ασβεστολίθων και δολομιτών ηλικίας Τριαδικού - Άνω Ιουρασικού, πάχους 1χλμ, που μεταβαίνουν προς τα πάνω σε αδρόκοκκους, τουρβιδιτικούς ασβεστόλιθους και λεπτόκοκκα πελαγικά ιζήματα μαζί με ραδιολαριτικούς πηλολίθους ηλικίας Κάτω Κρητιδικού (Baumgartner and Bernoulli, 1976), β) το Ηωελληνικό τεκτονικό κάλυμμα, που επίσης διακρίνεται ως προς τη λιθολογία, την προέλευση και την τοποθέτησή του στις υποενότητες: 1) ηφαιστειοϊζηματογενών που επικαλύπτονται τεκτονικά από καλύμματα αμφιβολιτικής σόλας, 2) υπερβασικά πετρώματα πάχους 500μ. που επικαλύπτονται από ασβεστόλιθο που μεταβαίνει σε φλύσχη του Μαιστρίχιου (Katsikatsos 1977, Katsikatsos et al 1986, Gartzos, 1986).

Η ηφαιστειοϊζηματογενής ακολουθία θεωρείται *mélange* τύπου "Pagondas complex" (Ferriere et al. 1988 and Robertson 1991) και αποτελείται από Τριαδικούς νηριτικούς ασβεστολίθους, ραδιολαρίτες και Τριαδικο-Ιουρασικής ηλικίας θολεΐτικούς βασάλτες και ελάχιστους ανδεσίτες.



Σχήμα 3.6.1. Γεωλογικός χάρτης κεντρικής Εύβοιας: α) Περιοχή Μαντούδη β) Γεωλογική τομή AB της περιοχής Μαντούδη (από Gartzos 1986, Gartzos et al. 2008).

Στα νοτιοανατολικά του χωριού Μαντούδι, διατηρείται το μεγαλύτερο τμήμα της μεταμορφικής σόλας, πάχους 250μ. και είναι σε επαφή με τους οφειόλιθους. Νότια του χωριού του Πηλίου, επίσης εμφανίζεται μεταμορφική σόλα, δυτικά του βουνού Πυξαριά (Simantov et al., 1990). Η επαφή της σόλας και των υπερκείμενων

οφειολίθων χαρακτηρίζεται από διατμημένο σερπεντίνη πάχους 5μ. περίπου, ενώ ο αμφιβολίτης της σόλας είναι πτυχωμένος και διατμημένος. Παρουσιάζει επίσης φολίδωση, σχιστότητα, γνευσιακή όπως επίσης και γρανουλιτική υφή. Μόνο σε ορισμένα σημεία στο βουνό Κανδύλιο, διατηρούνται αμεταμόρφωτα τμήματα μαξιλαροειδούς λάβας (Parrot and Guernet, 1972) . Τοπικά οι αμφιβολίτες της σόλας τέμνονται από σύστημα φλεβών.

3.7 ΛΕΣΒΟΣ

Οι οφειόλιθοι της Λέσβου βρίσκονται σε μια σημαντική θέση, καθώς αποτελούν μια μεγάλη οφειολιθική εμφάνιση σε έναν χώρο όπου οι Ελληνίδες γεωτεκτονικές ζώνες παρουσιάζουν μια στρέψη στον χώρο του Αιγαίου προς τον χώρο της Τουρκίας, και αποτελούν ένα σημείο σημαντικό για την συνέχειά τους. Το υπόβαθρο της Λέσβου ταυτίστηκε με το Δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης και ως πιθανή συνέχειά του θεωρήθηκε το αντίστοιχο Κιμμερικό τέμαχος της Sakarya στον χώρο της Μικράς Ασίας (Mountrakis 1994, Θωμαΐδου 2009). Ανάλογα η οφειολιθική μάζα της Λέσβου θεωρήθηκε ότι ανήκει στην δυτικότερη εξωτερική οφειολιθική λωρίδα του Ελληνικού ορογενούς (Θωμαΐδου 2009).

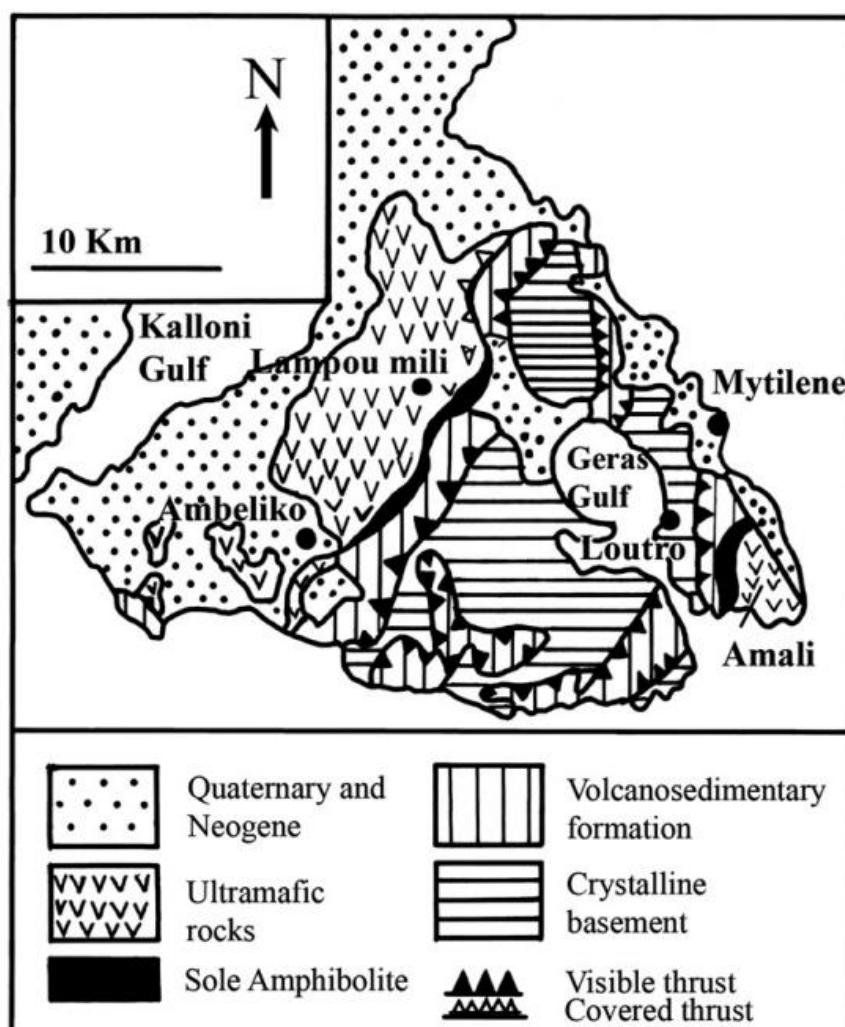
Αναλυτικά, το υπόβαθρο της Λέσβου (Katsikatsos et al. 1982) αποτελείται από μια σχετικά αυτόχθονη μεταμορφωμένη ενότητα ηλικίας Άνω Παλαιοζωικού - Τριαδικού, μετακλαστικού χαρακτήρα αντίστοιχου με ιζηματογένεση ηπειρωτικού περιθωρίου, πάνω στην οποία αποτέθηκαν κατά το Τριαδικό ανθρακικά πετρώματα αρκετά μεγάλου πάχους. Πάνω σε αυτά, βρίσκονται τοποθετημένα τεκτονικά μίγματα αποτελούμενα από τα συνοδά των οφειολίθων ιζήματα με παρουσία βασικών ηφαιστειακών, ανακατεμένα με οφειολιθικά πετρώματα, καθώς και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους του υποβάθρου, που αποσπάστηκαν κατά την τεκτονική τοποθέτηση του οφειολιθικού καλύμματος που υπέρκειται όλων αυτών, ενώ στην βάση της ανώτερης τεκτονικά οφειολιθικής μάζας υπάρχει η αμφιβολιτική μεταμορφική σόλα (Θωμαΐδου 2009). Οι ενότητες αυτές καλύπτονται στο δυτικό τμήμα του νησιού από Νεογενούς ηλικίας ηφαιστειακά, ενώ παρατηρείται και μια μικρή εμφάνιση του υποβάθρου με πετρώματα της κατώτερης αυτόχθονης ενότητας και των μιγμάτων, βόρεια του Σιγρίου.

Με βάση άλλες απόψεις, οι οφειόλιθοι της Λέσβου, θεωρήθηκε ότι συνδέονται με του οφειόλιθους της ζώνης Αξιού (E. Gartzos et al. 2009), ενώ η σχετικά αυτόχθονη κατώτερη ενότητα θεωρήθηκε ότι εμφανίζει ομοιότητες με τη μάζα Ροδόπης (Papanikolaou 1996).

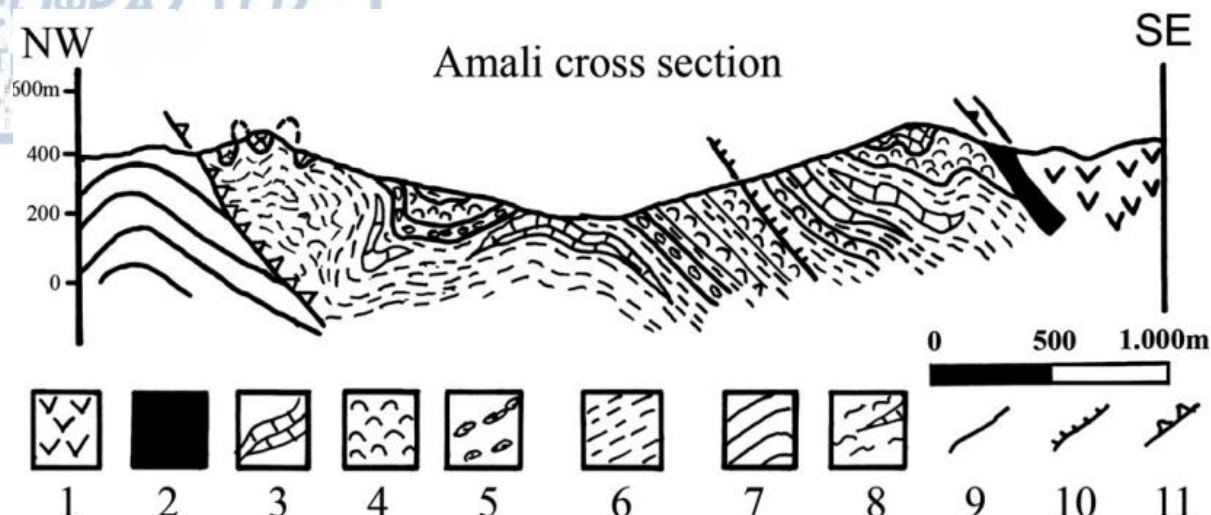
Οι οφειόλιθοι της Λέσβου εκτείνονται στη νοτιανατολικό τμήμα του νησιού και διακρίνονται σε δύο υποενότητες. Τη βορειοδυτική στην περιοχή Αμπελικό – Λάμπου Μύλοι που παρουσιάζει μεγαλύτερη έκταση, και τη νοτιοανατολική στην περιοχή της Αμαλής, που είναι μικρότερης έκτασης. Η υποενότητα Αμπελικό – Λάμπου Μύλοι έχει πάχος 600μ. και διακρίνεται σε δύο μέρη. Την κατώτερη που είναι έντονα σερπεντινωμένος χαρτσβουργίτης με ελάχιστο δουνίτη και την ανώτερη που είναι κυρίως λερζόλιθοι και ελάχιστοι χαρτσβουργίτες (Migiros et al. 2000). Η επαφή των δύο αυτών ενοτήτων διακρίνεται από έντονα μυλωνιτωμένο πέτρωμα.

Στη μεταμορφική σόλα, το αμφιβολιτικό τμήμα έχει γρανοβλαστική και μεταβλαστική υφή, και παρουσιάζει υπόλειμμα κλινιπυρόξενου και πλαγιόκλαστου. Επίσης, παρουσιάζονται και κατακλαστικές υφές, όπως και ορυκτά πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Οι αμφιβολίτες αυτοί θεωρούνται πως έχουν διττή

προέλευση, καθώς θεωρούνται πως προέρχονται από μεσωκεάνια ράχη, όπως επίσης και από ενδοωκεάνια υποβύθιση. Αποτελούν γαββρικά και βασαλτικά τεμάχη, που καλύπτονται από λερζόλιθο και χαρτσβουργίτη. Η ενότητα της Αμαλής αποτελείται επίσης από δύο υποενότητες παρόμοιας σύστασης με τη μάζα του Αμπελικού, με τη διαφορά ότι στο νοτιοανατολικό περιθώριό της εμφανίζονται γαββρικές φλέβες (Hatzipanagiotou et al. 2003). Στην Ambeliko–Lamprou ενότητα, οι αμφιβολίτες της σόλας βρίσκονται στη βάση των οφειολίθων και σχηματίζουν στρώση πάχους εκατοντάδων μέτρων. Εμφανίζονται σε στενή ζώνη στα ανατολικά της επαφής της σόλας με τους οφειολίθους και κοντά στο χωριό Αμπελικό με διεύθυνση BBA. Έχουν κλίση προς τα δυτικά και πάχος από 200μ. που φτάνει τα 300μ. στα βορειοανατολικά. Στην περιοχή Αμαλή, οι αμφιβολίτες βρίσκονται πάλι κάτω από την οφειολιθική μάζα και εμφανίζονται σε στενή λωρίδα στο δυτικό περιθώριο της επαφής τους με διεύθυνση B-N. Και στις δυο περιοχές υπάρχει έντονη διάτμηση κατά μήκος της επαφής της σόλας με τον υπερκείμενο οφειόλιθο. Οι αμφιβολίτες είναι πτυχωμένοι, διαρρηγμένοι και τοπικά αποσαθρωμένοι και με γνευσιακή υφή (Gartzos et al. 2009).



Σχήμα 3.7.1. Γεωλογικός χάρτης του νοτιοανατολικού τμήματος της Λέσβου (Katsikatsos et al. 1986).



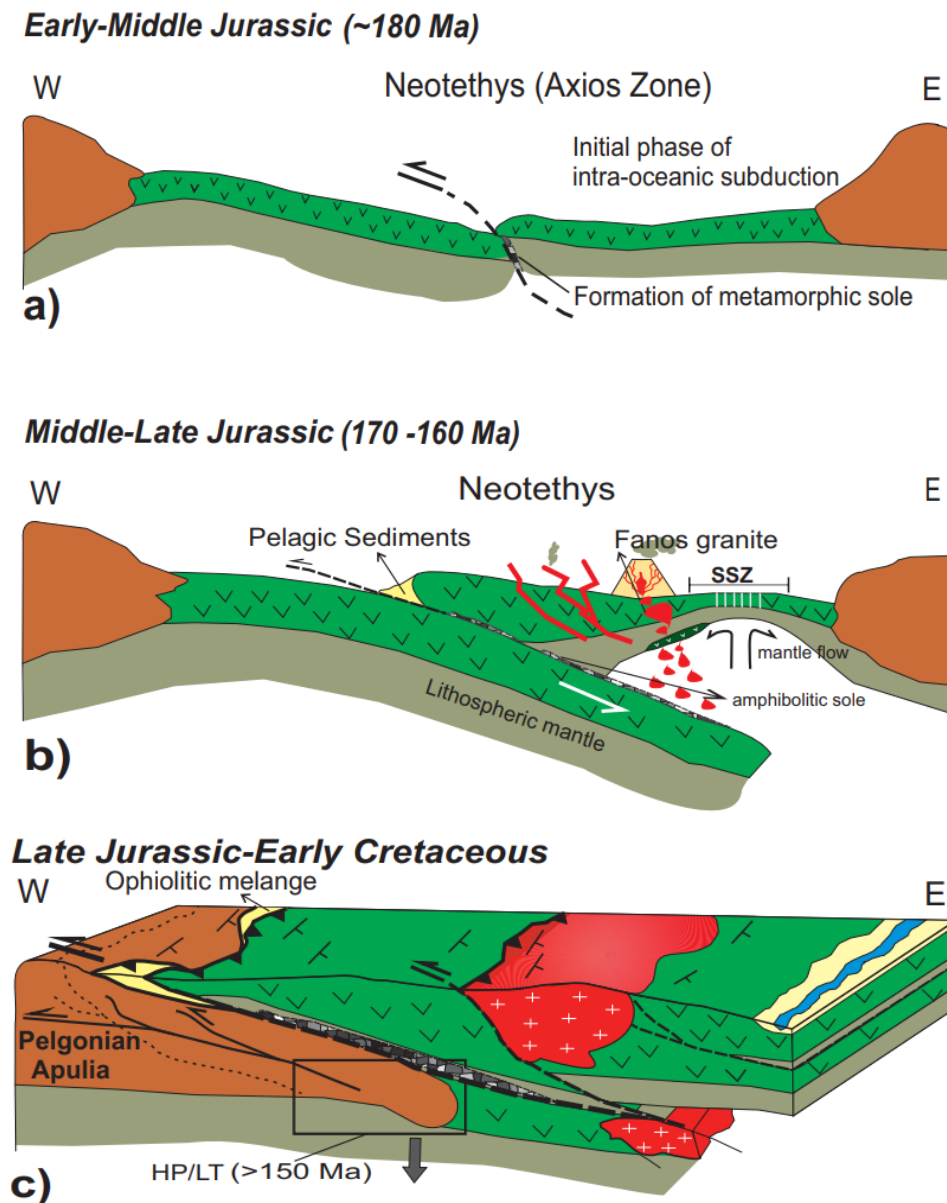
Σχήμα 3.7.2. 1.Οφειόλιθοι, 2. Αμφιβολίτες, 3. Ανθρακικά πετρώματα, 4. Μεταμορφωμένες μαξιλαροειδείς λάβες, 5. Ενδιάμεσα ηφαιστειακά, 6. Ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα, 7. Κρυσταλλοσχιστώδες, 8. Περμοτριάδικα πετρώματα, 9. Τεκτονικές επαφές, 10, 11. Ανάστροφα ρήγματα (Serelis 1995).

3.8 ΑΞΙΟΣ

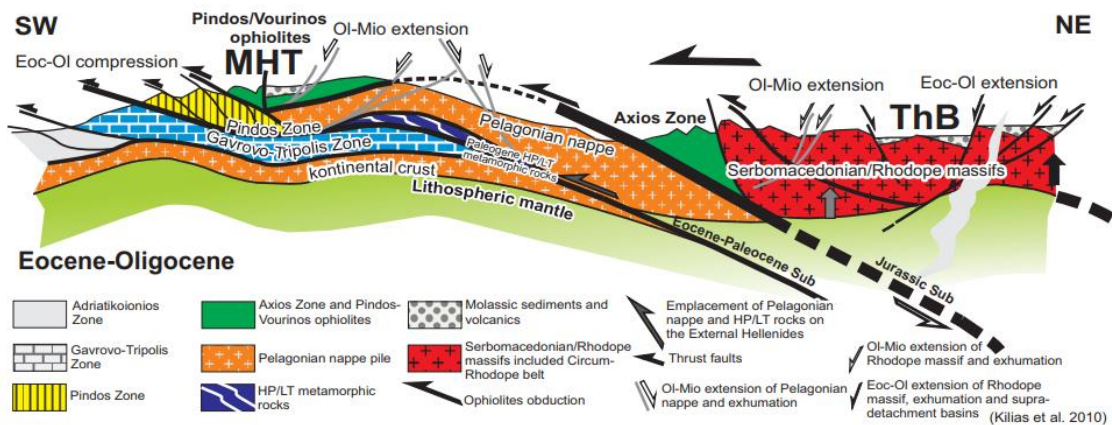
Η ζώνη του Αξιού αποτελεί συνέχεια της ζώνης Vardar, όπως είναι γνωστή στην πρώην Γιουγκοσλαβία, αφού πήραν και οι δύο το όνομά τους από την ονομασία του ποταμού που της διατρέχει, Αξίος – Vardar αντίστοιχα. Η ζώνη του Αξιού διακρίνεται σε τρεις υποζώνες από δυτικά προς τα ανατολικά: την Αλμωπία, το Πάικο και την Παιονία (Vergely, P. 1984), όμως έχουν προταθεί διάφορα σενάρια από τους Mercier 1968, Mountrakis 1986, Godfriaux & Ricou 1991, Bonneau et al. 1994, Galeos et al. 1994, Brown & Robertson 2004, Saccani et al. 2008, Katrivanos et al. 2013, Bortolotti et al. 2013, για την εξέλιξη της ενιαίας ζώνης αυτής. Η δομή της είναι περίπλοκη, καθώς αποτελείται από ηπειρωτικά αλλά και ωκεάνια πετρώματα. Ολόκληρη η ζώνη χαρακτηρίζεται από λεπιοειδή τεκτονική βορειοδυτικής νοτιοανατολικής παράταξης και βορειοανατολικής κλίσης (Μουντράκης 2010). Ειδικότερα παρατηρούνται οφειόλιθοι και Μέσο-Άνω Ιουρασικά οφειολιθικά mélange συμπτυχωμένα με Παλαιοζωικά ηπειρωτικά πετρώματα του υποβάθρου και Μεσοζωικά ιζήματα. Παρεμβάλλεται επίσης ένα νησιωτικού τύπου ασβεσταλκαλικό γρανιτικό σώμα, ο γρανίτης του Φανού, που έχει διεισδύσει μέσα στην οφειολιθική μάζα της Παιονίας (Anders B. et al. 2005, Šaric K. et al. 2009, Kilias A. et al. 2016, Michail M. et al. 2016).

Πάρα τη γενική αμφιλεγόμενη άποψη για την προέλευση των οφειολίθων της, η ζώνη του Αξιού αποτελεί ζώνη συρραφής ωκεάνιου χώρου ανάμεσα στην Γκοντβάνα και την Λαυρασία. Ειδικότερα αποτελείται από οφειολίθους, ιζήματα νηριτικά και πελαγικά, ηλικίας Τριαδικοϊουρασικού, και ηφαιστειοϊζηματογενή της Περιοδοπικής ζώνης (Mercier 1968, Ricou et al. 1998, Bonev & Stampfli 2003, Schmid et al. 2008, Mainhold et al. 2009, Jahn-Ave et al. 2010, Froitzheim et al. 2014, Schenker et al. 2014). Η υποζώνη του Πάικου θεωρείται ηφαιστειακό τόξο, με την Παιονία στα ανατολικά να αποτελεί την οπισθοτόξια λεκάνη λόγω της υποβύθισης της ωκεάνιας υποζώνης Αλμωπίας (Brown & Robertson 2003, Sharp & Robertson 2006). Σε άλλο σενάριο από τους Kilias et al. 2010, Katrivanos et al. 2013, Michail et al. 2016,

θεωρήθηκε πως η ζώνη του Πάικου είναι τεκτονικό παράθυρο του Πελαγονικού καλύμματος, που αποκαλύπτεται κάτω από τους οφειλίθους της Αλμωπίας και της Παιονίας, που τοποθετήθηκαν τεκτονικά στα ανατολικά του Πελαγονικού ηπειρωτικού τμήματος, με κίνηση προς τα ΝΔ. Σε αυτό το σενάριο, στο Μέσο-Άνω Ιουρασικό οι σειρές που βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένες πάνω στον πυρήνα του Πάικου, αποτέλεσαν υλικά που δημιουργήθηκαν σε ένα ensimatic τόξο ενδοωκεάνιας υποβύθισης, περιβάλλον στο οποίο διείσδυσε μέσα στην ανώτερη ωκεάνια πλάκα και ο γρανίτης του Φανού (Kilias et al. 2010, Jahn-Ave et al. 2010, Froitzheim et al. 2014, Michail et al. 2016).



Σχήμα 3.8.1. Μέσο Άνω Ιουρασική ενδοωκεάνια υποβύθιση στη ζώνη Αξιού, με γένεση μαγματισμού νησιωτικού τόξου και οπισθοτόξιας λεκάνης Παιονίας (Michail et al. 2016).



Σχήμα 3.8.2. Γεωλογική τομή Ελληνίδων (Kilias et al. 2010).

4. ΑΛΠΙΚΗ ΑΛΥΣΙΔΑ

Το αποτύπωμα της συρραφής του ωκεανού της Τηθύος πέρα από τον Ελλαδικό χώρο, εντοπίζεται σε όλο το μήκος της Αλπικής Αλυσίδας, δεδομένου ότι οφειολιθικές ζώνες εκτείνονται από τη Σερβία έως την Κίνα. Συγκεκριμένα στην ανατολική Μεσόγειο εντοπίζονται εμφανίσεις στη Γιουγκοσλαβία, Αλβανία, Ελλάδα, Κύπρο, Τουρκία, Συρία και καταλήγουν στο Ομάν, με επέκταση και στο Ιράν. Παρακάτω θα αναφερθούν ορισμένες οφειολιθικές μάζες που εμφανίζονται στις παραπάνω χώρες.



Σχήμα 4.1. Η Αλπική ορογενετική αλυσίδα. Με κόκκινη κουκίδα σημειώνονται θέσεις που εμφανίζονται σημαντικές οφειολιθικές μάζες με παρουσία μεταμορφικής σόλας, στις οποίες θα γίνει αναφορά παρακάτω στο κείμενο (εικόνα Google Earth).

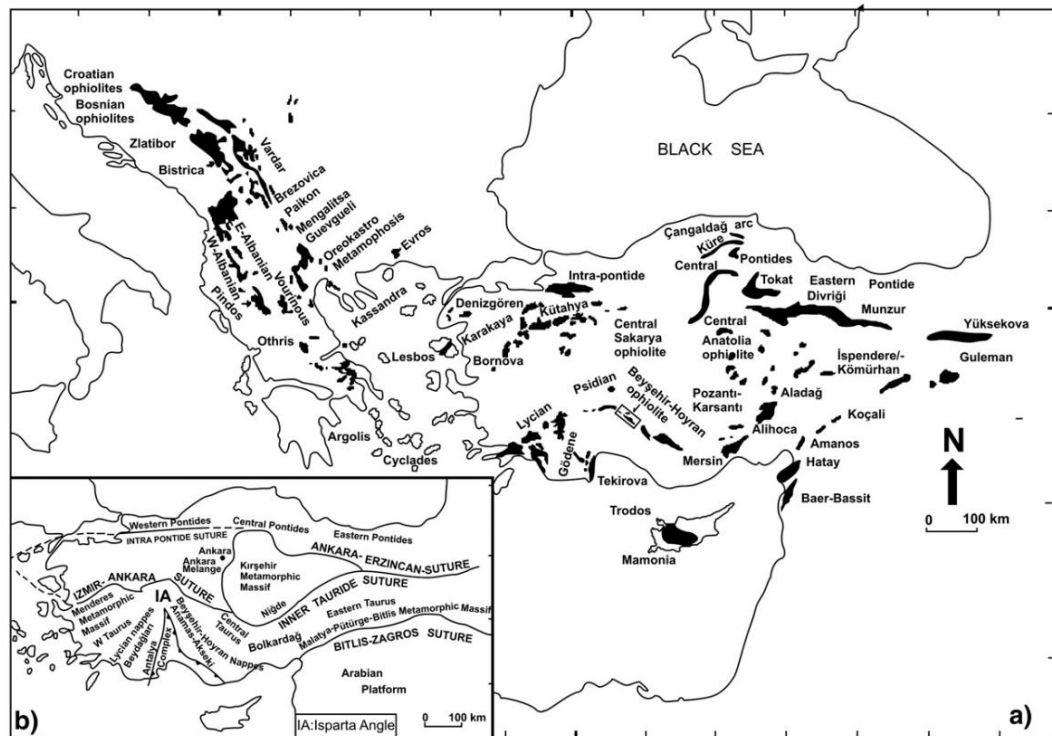
4.1 ΤΟΥΡΚΙΑ

Στον χώρο της Τουρκίας εντοπίζονται οι Ταυρίδες ζώνες, όπου σε επιμέρους περιοχές διακρίνονται οφειολιθικές ενότητες (Juteau 1980). Από δυτικά προς ανατολικά οι οφειολιθικές ενότητες είναι: τα κάλυμματα Lycian, Antalya, Beysehir-Hoyran και οι οφειόλιθοι των Mersin και Pozanti Karsanti.

Το οφειολιθικό κάλυμμα Lycian, αποτελείται από υπερβασικά μέλη και παραμορφωμένους χαρτσβουργίτες, και καλύπτει μια σειρά πετρωμάτων που από πάνω προς τα κάτω είναι η μεταμορφική σόλα, ένα mélange που αποτελείται από βασάλτες, τραχύτες, ραδιολαρίτες, πελαγικούς ασβεστόλιθους και τέλος ιζηματογενή τεμάχη κυρίως άργιου φλύσχη ηλικίας Μαιστριχτίου - Πλειοκαίνου. Η μεταμορφική σόλα εμφανίζεται πτυχωμένη και συμπεριλαμβάνει αμφιβολίτες, πρασινοσχιστόλιθους, χαλαζίτες και μάρμαρα (P.C. De Graciansky et al. 1972, , Elitok, Ö., & Drüppel, K. 2008).

Το κάλυμμα Antalya δομείται από μια πλουτωνική ενότητα, ένα σύμπλεγμα φλεβών και από ηφαιστειακά πετρώματα που εναλλάσσονται με χερσαία και ωκεάνια ιζήματα Άνω Τριαδικού (T. Juteau 1975, 1979,). Εμφανίζονται επίσης μεταμορφωμένα πετρώματα μαζί με μυλωνιτωμένους σερπεντινίτες. Τα μεταμορφωμένα πετρώματα

αποτελούνται από γρανατούχους αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες (T. Juteau 1975). Η ηλικία της επώθησης αυτού του καλύμματος εκτιμάται στο Άνω Μαιστρίχτιο (M. Delaune-Mayer 1977).

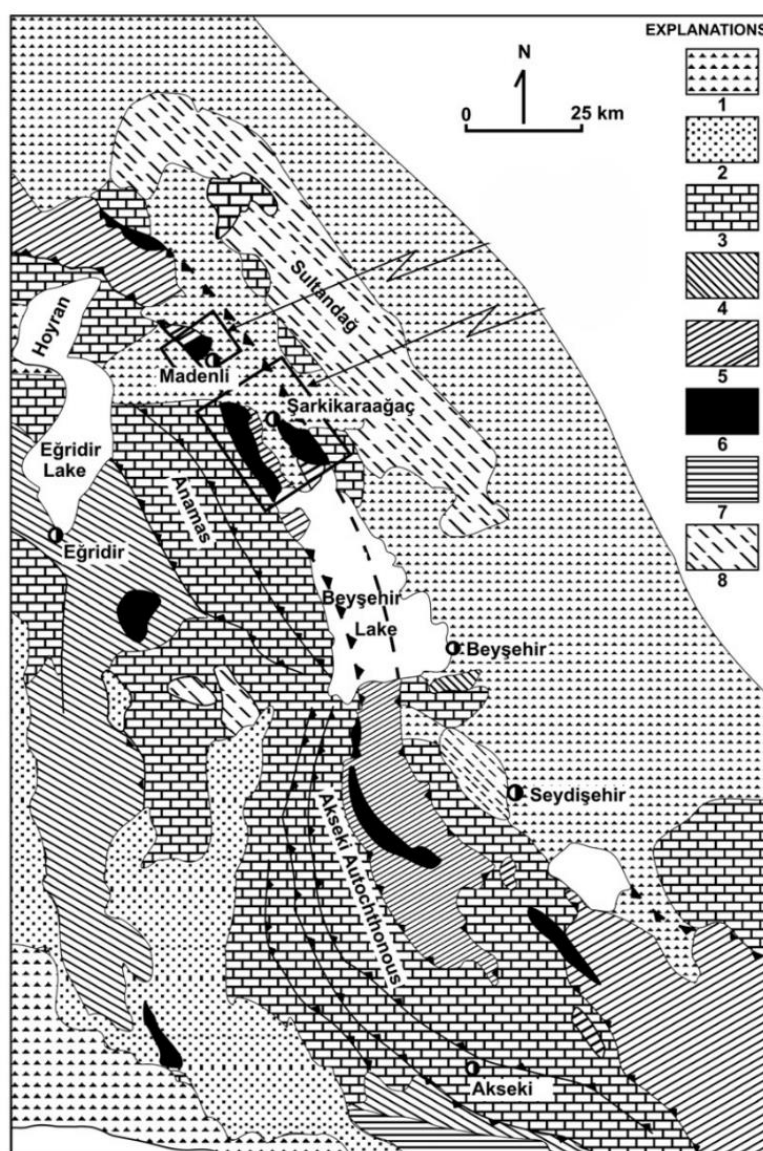


Σχήματα 4.1.1. (a) Κατανομή των οφειολίθων της Νεοτηθύος στην Ανατολική Μεσόγειο (b). Τεκτονικός χάρτης που δείχνει τις περιοχές συρραφής ωκεανού στον χώρο της Τουρκίας. (Robertson 2002).

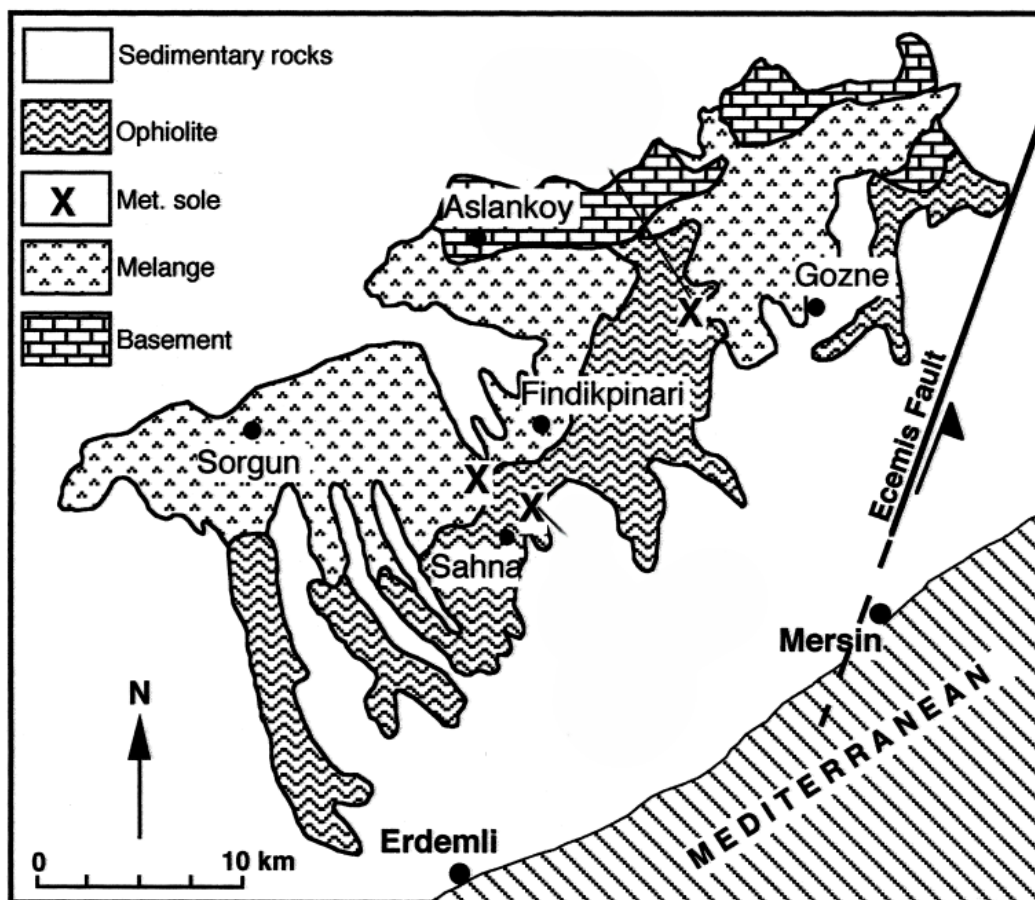
Η οφειολιθική μάζα Beyşehir-Hoyran, εντοπίζεται ανάμεσα στις δύο λίμνες Beyşehir και Eğirdir. Αποτελείται από χαρτσβουργιτικούς περιδοτίτες και η τεκτονική τοποθέτησή τους χρονολογείται στο Άνω Ηώκαινο. Στη βάση της διατηρούνται αμφιβολιτικής έως πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης πετρώματα, επιβεβαιώνοντας την ανεστραμμένη διάταξη της μεταμορφικής σόλας. Οι συνθήκες αμφιβολιτικής μεταμόρφωσης αντιστοιχούν στους 630-770°C, περίπου 7 kbar και βάθος ενταφίασης γύρω στα 20 χλμ. Η μεταμορφική σόλα μαζί με τον υπερκείμενο οφειόλιθο διατρέχονται από θολεϊτικούς διαβάσεις, που έχουν παράλληλη εξάπλωση με την τεκτονική επαφή των δύο αυτών ενοτήτων. Στη βάση εντοπίζεται τεκτονικό *mélange*, το οποίο έχει τοποθετηθεί πάνω στην ανθρακική πλατφόρμα των Ταυρίδων (Ömer Elitok et al. 2008).

Οι οφειόλιθοι Mersin στα ανατολικά τους έχουν το ρήγμα Ecemis, νοτιοδυτικά καλύπτονται από Μειοκαινικά ανθρακικά ιζήματα και στα βόρεια βρίσκονται σε επαφή με τα μεταμορφωμένα πετρώματα Bolcardag. Έχουν συνολικά μήκος 60 χλμ. και πάχος 6 χλμ., η διεύθυνσή τους είναι βορειοδυτική-νοτιοανατολική και καλύπτουν Μεσοζωικά ανθρακικά πετρώματα. Διακρίνονται από κάτω προς τα πάνω το τεκτονικό *mélange*, η μεταμορφική σόλα και τα υπερβασικά και βασικά οφειολιθικά πετρώματα.

Το mélange περιέχει κροκαλοπαγή, ψαμμίτη, σχιστόλιθο, ραδιολαρίτες, τεμάχη Περμοκρητιδικού ασβεστολίθου από το υπόβαθρο και σερπεντινωμένους χαρτσβουργίτες, γάββρο και βασάλτη από την υπερκείμενη μεταμορφική σόλα. Η μεταφορμική σόλα που βρίσκεται από πάνω, χαρακτηρίζεται από την ανεστραμμένη διάταξη μεταμόρφωσης, έχοντας στην οροφή της αμφιβολιτική σύσταση και στη βάση πρασινοσχιστολιθική, και τέμνεται από διαβασικές φλέβες (Parlak and Delaloye 1996).



Σχήμα 4.1.2. Γεωλογικός χάρτης περιοχής Beyşehir-Hoyran .1)Πλειοτεταρτογενή αλλούβια ιζήματα 2) Μειοκαινική λεκάνη Antalya 3) Μεσοζωική-Πλαιοκαινική Ανθρακική πλατφόρμα 4) Τεκτονικά καλύμματα Antalya 5) Τεκτονικά καλύμματα Hoyran–Beyşehir–Hadım 6)Οφειολιθικά καλύμματα 7) Μάζα Alanya 8) Παλαιοζωικές σειρές Sultandağ and Seydişehir (Τροποποιήθηκε από Elitok, Ö. & Drüppel K. 2008 με στοιχεία από Şenel 1984).



Σχήμα 4.1.3. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης που αποτυπώνει τη γεωλογία της περιοχής Mersin. (Τροποποιήθηκε από Parlak, O. & Delaloye M. 1999).

Η οφειολιθική μάζα Pozanti-Karsanti βρίσκεται πάνω από τον ασβεστολιθικό άξονα των Ταυρίδων (M. Blumenthal et al. 1975, U. Eakir et al. 1978) και η επώθησή της πραγματοποιήθηκε το Μαιστρίχτιο (L.E. Ricou et al. 1975). Στη βάση της υπάρχει μεταμορφική σόλα η οποία βρίσκεται ανάμεσα από περιδοτίτες και ηφαιστειοϊζηματογενή (T. Juteau et al. 1978, A.F. Bingel 1978). Η μεταμόρφωσή της έγινε σε υψηλές πρασινοσχιστολιθικές συνθήκες και περιλαμβάνει αμφιβολίτες με ορυκτά όπως κεροσίλβη, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη, μοσχοβίτη, επίδοτο. Επίσης παρεμβάλλονται και στρώσεις αργλικού σχιστόλιθου και μαρμάρων (U. Cakir ,T. Juteau et al. 1978, U. Cakir et al. 1978).

4.2 ΣΥΡΙΑ

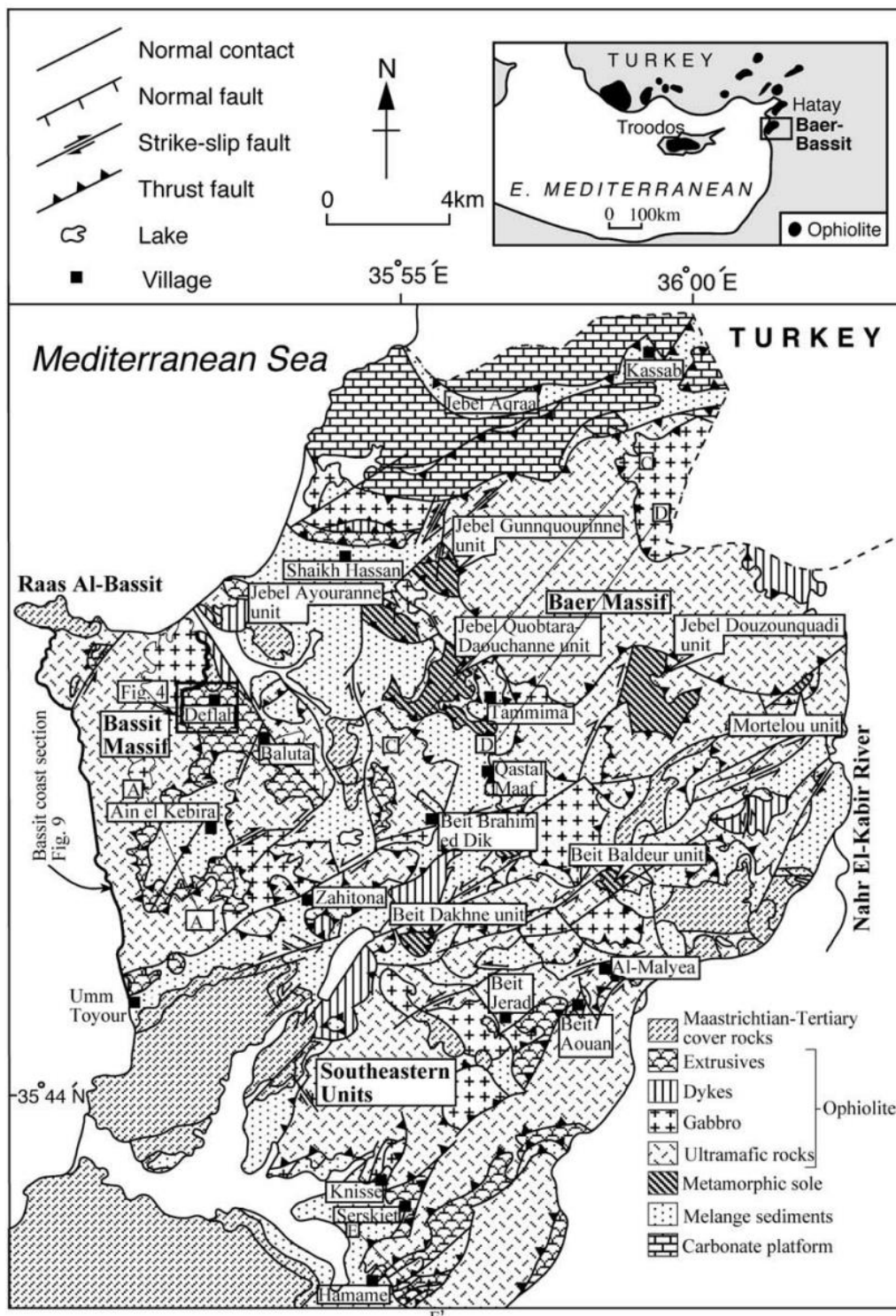
Η οφειολιθική μάζα που συναντάται στη βόρεια Συρία είναι η πιο δυτική εμφάνιση οφειολίθων της Αραβικής χερσονήσου, πάνω στην οποία τοποθετήθηκε τεκτονικά κατά το Κρητιδικό, και επεκτείνεται έως την ανατολική εμφάνιση οφειολίθων στο Ομάν. Η οφειολιθική αυτή εμφάνιση ονομάζεται Baer –Bassit, από την

περιοχή εμφάνισής της και διακρίνεται σε δύο ενότητες, που χωρίζονται από ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα, συμπεριλαμβανομένων θολειτικών βασαλτών ηλικίας Άνω Τριαδικού. Όλη αυτή η οφειολιθική μάζα επωθήθηκε στο ασβεστολιθικό όρος Djebel Agra (Parrot 1974b.) και το μπροστινό μέρος της Bassit massif υπέστη φολίδωση και αποκόλληση από το υπερβασικό τμήμα, ενώ το Bear massif, που έχει μεγαλύτερο πάχος, υπόκειται της μεταμορφικής σόλας χωρίς όμως να προκαλέσει επανάληψη των οφειολιθικών εμφανίσεων (ντουμπλάρισμα).

Γενικά διατηρείται ολόκληρη η οφειολιθική ακολουθία στην περιοχή, με ανώτερο τμήμα να είναι τα σιδηρομαγνησιούχα ιζηματογενή πετρώματα βαθιάς θάλασσας που λειτουργούν ως κάλυμμα. Στη συνέχεια εντοπίζονται ηφαιστειακές εκχύσεις πάχους λίγο μεγαλύτερου από 500μ., αποτελούμενες από μαξιλαροειδή βασάλτη, λατυποπαγή μαγματικής σύστασης και ηφαιστειακές ροές, που εμφανίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής ως λέπια πάχους 100μ. (small thrust slices). Ακολουθούν τα δύο συμπλέγματα φλεβών ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης που εντοπίζονται στα δυτικά σε έκταση 3χλμ. και στα βορειοανατολικά του χωριού Qastal Maaf. Η χημική τους σύσταση είναι από θολειτική έως μπονινιτική, προδίδοντας έτσι την νησιωτικού τόξου προέλευσή τους.

Σε αρκετές περιοχές διακρίνονται και γαββρικά πετρώματα, τόσο στη βορειοανατολική μάζα Baer όσο και στη βορειοδυτική μάζα Bassit (Parrot 1974a, 1980). Εμφανίζονται σε μαζώδη αλλά και σε στρωσιγενή μορφή, που τοπικά διακόπτονται από διαβασικές φλέβες μεταβλητού πάχους, από 10εκ. έως 2μ.. Τα υπερβασικά πετρώματα της οφειολιθικής ακολουθίας εντοπίζονται σε τρεις διαφορετικές περιοχές: ανάμεσα στις μάζες Baer και Bassit, και στα νότια της ευρύτερης περιοχής, που είναι γνωστή ως Νοτιοανατολική ενότητα. Χαρτσβουργίτες, σερπεντινιωμένοι χαρτσβουργίτες, δουνίτες, φακοί χρωμίτη και πλαγιογρανίτες, εμπεριέχονται σε αυτή την ενότητα και καλύπτουν την υποκείμενη μεταμορφική σόλα.

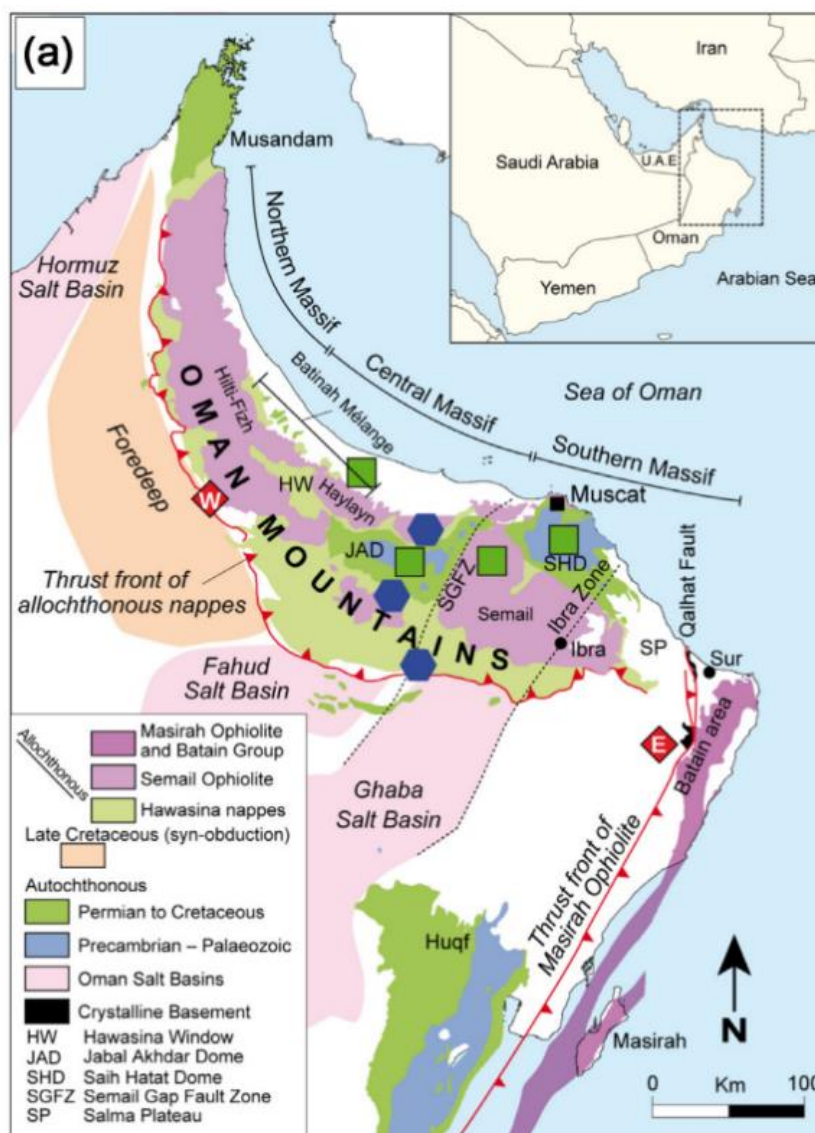
Η μεταμορφική σόλα που υπόκειται της οφειολιθικής ακολουθίας σε ορισμένες περιοχές διατηρείται κάτω από τον οφειόλιθο, ενώ σε άλλες έχει αποκολληθεί πλήρως από αυτόν. Η εμφάνισή της περιορίζεται στα βόρεια και κεντρικά των περιοχών Baer –Bassit, καθώς απουσιάζει από τα νότια. Ωστόσο, δε διατηρείται ολοκληρωμένο κομμάτι της που να παρουσιάζει την αντίστροφη διάταξή της, και αυτό γιατί υπέστη περίπλοκη παραμόρφωση κατά τη διαδικασία τεκτονικής τοποθέτησής της. Το υψηλής αμφιβολιτικής φάσης μεταμορφωμένο τμήμα εντοπίζεται στα βόρεια και χαρακτηρίζεται από την παραγένεση κλινοπυρόξενου, αμφιβόλου, πλαγιοκλάστου, επιδότου και θερμοκρασία μεταμόρφωσης στους 600°C. Το χαμηλότερου πρασινοσχιστολιθικού βαθμού μεταμορφωμένο κομμάτι της σόλας εντοπίζεται στο κεντρικό τμήμα της περιοχής και αποτελείται από αμφιβόλους, ακτινόλιθο, χλωρίτη και επίδοτο, με εκτιμώμενη θερμοκρασία μεταμόρφωσης στους 460°C (Bucher and Frey 1994). Οι πρωτόλιθοι της σόλας είναι αλκαλικοί βασάλτες, πελαγικά ιζήματα και ηφαιστειακά πετρώματα, αντίστοιχα με αυτά που εντοπίζονται στο τεκτονικό mélange της βάσης της (Al-Riyami et al. 2002)



Σχήμα 4.2.1. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Baer –Bassit. Στα πλαίσια φαίνονται οι ονομασίες των αντίστοιχων γεωλογικών ενοτήτων των οφειολίθων και της μεταμορφικής σόλας. (Kazmin and Kulakov 1968, Al-Riyami, K. et al. 2002)

4.3 ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΗ ΕΜΦΑΝΙΣΗ SEMAIL - ΟΡΟΣΕΙΡΑ ΟΜΑΝ

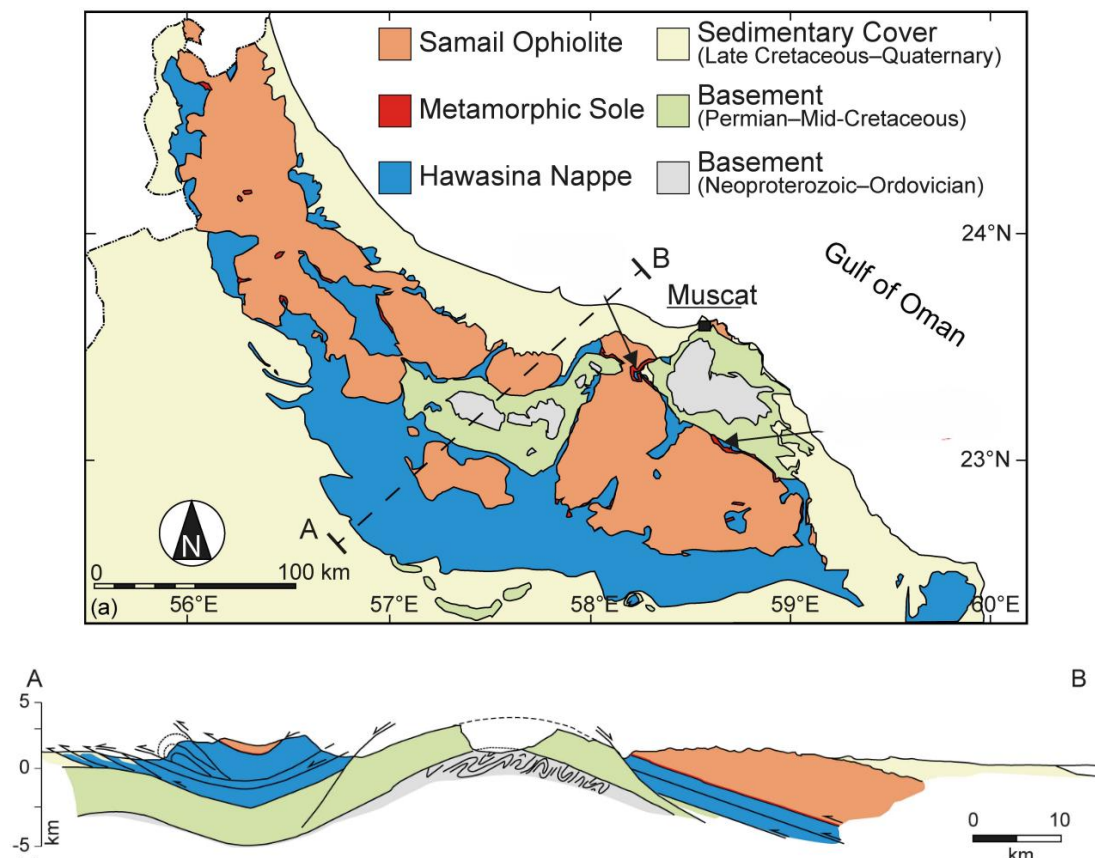
Η οφειολιθική εμφάνιση του Semail που εντοπίζεται στα Βορειοανατολικά Αραβικά Εμιράτα και το Βόρειο Ομάν, αποτέλεσε για τους γεωεπιστήμονες, για πάνω από μισό αιώνα, κύριο αντικείμενο έρευνας για την ερμηνεία γένεσης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, την καταστροφή της από υποβύθιση είτε ενδοωκεάνια είτε κάτω από ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, την τεκτονική τοποθέτησή της σε ηπειρωτικά περιθώρια, την εκταφή της κ.α.. (e.g. Glennie et al. 1974; Hacker et al. 1996; Nicolas et al. 1996, 2000; Agard et al. 2007). Οι εντατικές έρευνες στο Ομάν απέδωσαν ολοκληρωμένη εικόνα για το σημερινό γεωλογικό καθεστώς της περιοχής, την εξέλιξη του επιφανειακού τμήματος του φλοιού και τις γεωδυναμικές διαδικασίες που είχαν αποκορύφωμα την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων αυτών στο ηπειρωτικό περιθώριο. Ωστόσο, τα κατώτερα μέρη του κρυσταλλοσχιστώδους φλοιού είναι ανεξερεύνητα, λόγω μεγάλης στρώσης Πρωτεροζωικών και Φανερωζωικών ιζημάτων που καλύπτουν την Ανατολική Αραβία, πλην μερικών τεκτονικών παραθύρων που φανερώνουν το υποκείμενο πετρολογικό καθεστώς.



Σχήμα 4.3.1. Γεωλογικός χάρτης Ομάν. (Forbes et al. 2010, Weidle, C. Et al. 2022)

Κατά το Νεοπρωτεροζωικό, η Ανατολική Αραβία επαυξήθηκε στην Αραβο-Νουβική ασπίδα, κατά τη συγκρότηση της Γκοντβάνα (Allen 2007; Whitehouse et al. 2016). Η ύστερη σύγκλιση Αραβίας και Ευρασίας, η διάρρηξη του Ατλαντικού και η δράση θερμών κηλίδων στον ανατολικό Ειρηνικό και Ινδικό ωκεανό, συνηγόρησαν στην τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων αυτών στα ανατολικά της Αραβικής ηπείρου.

Τεκτονικά γνωρίσματα του Ομάν, εκδηλώνουν την επαύξηση και τη μεταορογενετική μετατόπισή του, που συνέβη κατά μήκος ρηγμάτων BBA διεύθυνσης (Allen 2007).



Σχήματα 4.3.2. Πάνω γεωλογικός χάρτης Ομάν (Τροποποιήθηκε από Hallas & Bauer 2021, Le Métour et al 1993,). Κάτω γεωλογική τομή AB. (από Searle 2007, Hallas & Bauer 2021).

Ακόμα και πριν την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων (obduction), τα ηπειρωτικά περιθώρια της Αραβίας ήταν ίδια με τα σημερινά, έχοντας τη Νεο-Τηθύ να τη βρέχει στα βορειοανατολικά (σημερινή θάλασσα του Ομάν) και τον Ινδικό ωκεανό στα ανατολικά (Blendinger et al. 1990). Τα παθητικά περιθώρια δέχτηκαν κατά το Μεσοζωικό ανθρακική ιζηματογένεση, που σήμερα εμφανίζεται στα τεκτονικά παράθυρα Jabal Akhdar και Saih Hatat (Rabu et al., 1990). Κατά το Άλβιο (Κάτω Κρητιδικό), στη ΝεοΤηθύ πραγματοποιήθηκε η ενδοωκεάνια υποβύθιση με βόρεια φορά (Guilmette et al. 2018; Tavani et al. 2020), κατά την οποία λόγω roll-back της υποκείμενης πλάκας, αλλά και περιστροφής της τάφρου, επεκτάθηκε τεκτονικά η

υπερκείμενη πλάκα. Συγκεκριμένα, οι εφελκυστικές τάσεις που ασκήθηκαν στην υπερκείμενη λιθόσφαιρα, προκάλεσαν τη διάρρηξή της, γεννώντας νέο ωκεάνιο φλοιό κατά το Κενομάνιο, ο οποίος θα τοποθετηθεί μελλοντικά στο Ανατολικό περιθώριο της Αραβικής ηπείρου, ως οφειόλιθοι του Semail (Rioux et al. 2016).

Παράλληλα με αυτόν τον σχηματισμό, η νέα ωκεάνια λιθόσφαιρα διαρρήχτηκε πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα της Νεο-Τηθύος και δημιούργησε μία βαθιά ωκεάνια ιζηματογενή λεκάνη, τη λεγόμενη Hawasina Basin (Coleman 1981, Bechennec et al. 1991,). Όσο η περιθωριακή Αραβική ήπειρος ελκόταν από τη ζώνη υποβύθισης, οι οφειόλιθοι Semail μαζί με τα υποκείμενα καλύμματα από τη λεκάνη Hawasina, τοποθετήθηκαν τεκτονικά στην Αραβική ήπειρο (Agard et al. 2010).

Πλέον τα αλλόχθονα καλύμματα της λεκάνης Hawasina και οι οφειόλιθοι Semail, οι οποίοι τα καλύπτουν τεκτονικά, επεκτείνονται σχεδόν εξολοκλήρου στην οροσειρά του Ομάν, σε χερσαίο περιβάλλον. Η οροσειρά του Ομάν παρουσιάζει μήκος 500 χλμ., πλάτος 100 χλμ. και πάχος τοπικά έως 15 χλμ., δεσπόζει παράλληλα στην ακτογραμμή και το μεγαλύτερο υψόμετρό της είναι στα 3χλμ.

Η οφειολιθική μάζα από πάνω προς τα κάτω αποτελείται από μαξιλαροειδείς λάβες (pillow lavas), σύμπλεγμα φλεβών, γάββρο και στη βάση περιδοιτικά πετρώματα, προερχόμενα από τον λερζολιθικό μανδύα. Η μεταμορφική σόλα υπόκειται των οφειολίθων, αποτελείται από παραμορφωμένους και μεταμορφωμένους βασάλτες και ιζήματα, ενώ ακόμα πιο κάτω εντοπίζονται στον ηπειρωτικό φλοιό κυανοσχιστόλιθοι και εκλογίτες.

Οι οφειόλιθοι υπέρκεινται του μεγάλου πάχους στρώματος ιζηματογενών πετρωμάτων του Μεσοζωικού αιώνα που εμφανίζονται στην χερσόνησο Musandam στα βόρεια, στο μεγα-αντίκλινο Jabel Akhdar-Jabel Nakhil στα κεντρικά του ορογενούς και στη Saih Hatat μεγαπτυχή στα ανατολικά. Οι οφειόλιθοι του Semail και τα υποκείμενα καλύμματα Haybi και Hawasina, βρίσκονται πτυχωμένα γύρω από τα τεκτονικά παράθυρα Jebel Akhdar και Saih Hatat. Τοπικά και σε αρκετές περιοχές κάτω από την οφειολιθική μάζα εντοπίζεται τμήμα μεταμορφικής σόλας, αποτελούμενη από γρανάτες – κλινοπυρόξενους - αμφιβολίτες, αμφιβολιτικής έως γρανουλιτικής φάσης στο ανώτερο τμήμα της και ορυκτά πρασινοσχιστολιθικής φάσης αμέσως μετά, ενώ ακολουθούν από κάτω μεταμορφωμένα ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα, επιδεικνύοντας την ανεστραμμένη διάταξη της μεταμορφικής σόλας. Οι συνθήκες γρανουλιτικής και αμφιβολιτικής φάσης της ανώτερης σόλας αντιστοιχούν σε βάθη 30-40 χλμ. Ειδικότερα, κάτω από τους οφειολίθους, ανάμεσα σε όλες τις επωθήσεις, υπάρχει η πλατφόρμα ιζηματογενών πετρωμάτων Haybi, που κατά το Μεσοζωικό βρισκόταν ανάμεσα στο ηπειρωτικό περιθώριο και τον ωκεάνιο φλοιό του Semail.

Πρωτόλιθους της μεταμορφικής σόλας αποτελούν θολειτικοί και αλκαλικοί βασάλτες του Τριαδικού-Κάτω Κρητιδικού, ανθρακικά και αργιλικά ιζήματα. Οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας κατά τη δημιουργία της αμφιβολιτικής σόλας ποικίλουν από 10-14 kbar και 700-900°C αντίστοιχα, και βάθη 30-45 χλμ. (Cowan et al., 2014; Soret et al., 2017, 2019; Ambrose et al., 2018, 2021). Το τμήμα Asimah-Masafi είναι το μεγαλύτερο τμήμα μεταμορφικής σόλας των οφειολίθων του Semail που είναι εκτεθειμένο.

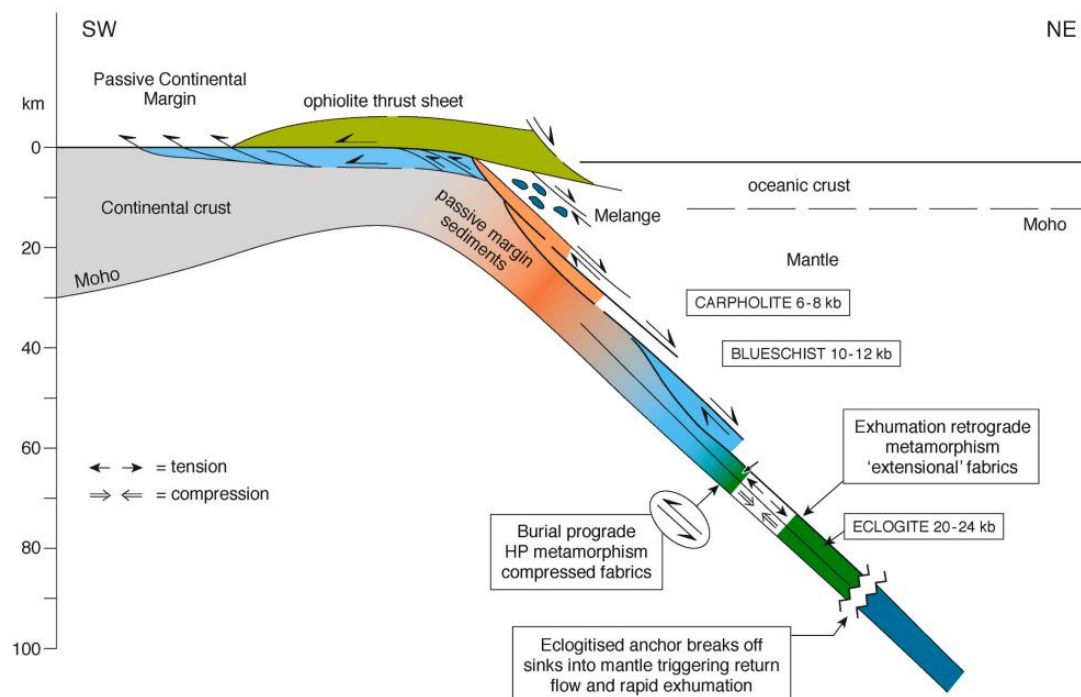
Εμφανίζονται επίσης λόγω της επαύξεσης και αμεταμόρφωτα ιζήματα κάτω από τους οφειόλιθους του Semail και τη μεταμορφική τους σόλα. Επίσης, στα τεκτονικά παράθυρα των Saih Hatat and Jabal Akhdar παρατηρούνται εκλογίτες και κυανοσχιστόλιθοι. Τα πετρώματα αυτά του ηπειρωτικού περιθωρίου είναι χαρακτηριστικά της Πέρμιας-Ανω Κρητιδικής ιζηματογένεσης και τα μεταιζήματα

Πρωτεροζωικής ηλικίας είναι αποτέλεσμα της συγκρότησης της Γκοντβάνας (Béchennec et al., 1991; Cozzi et al., 2012)

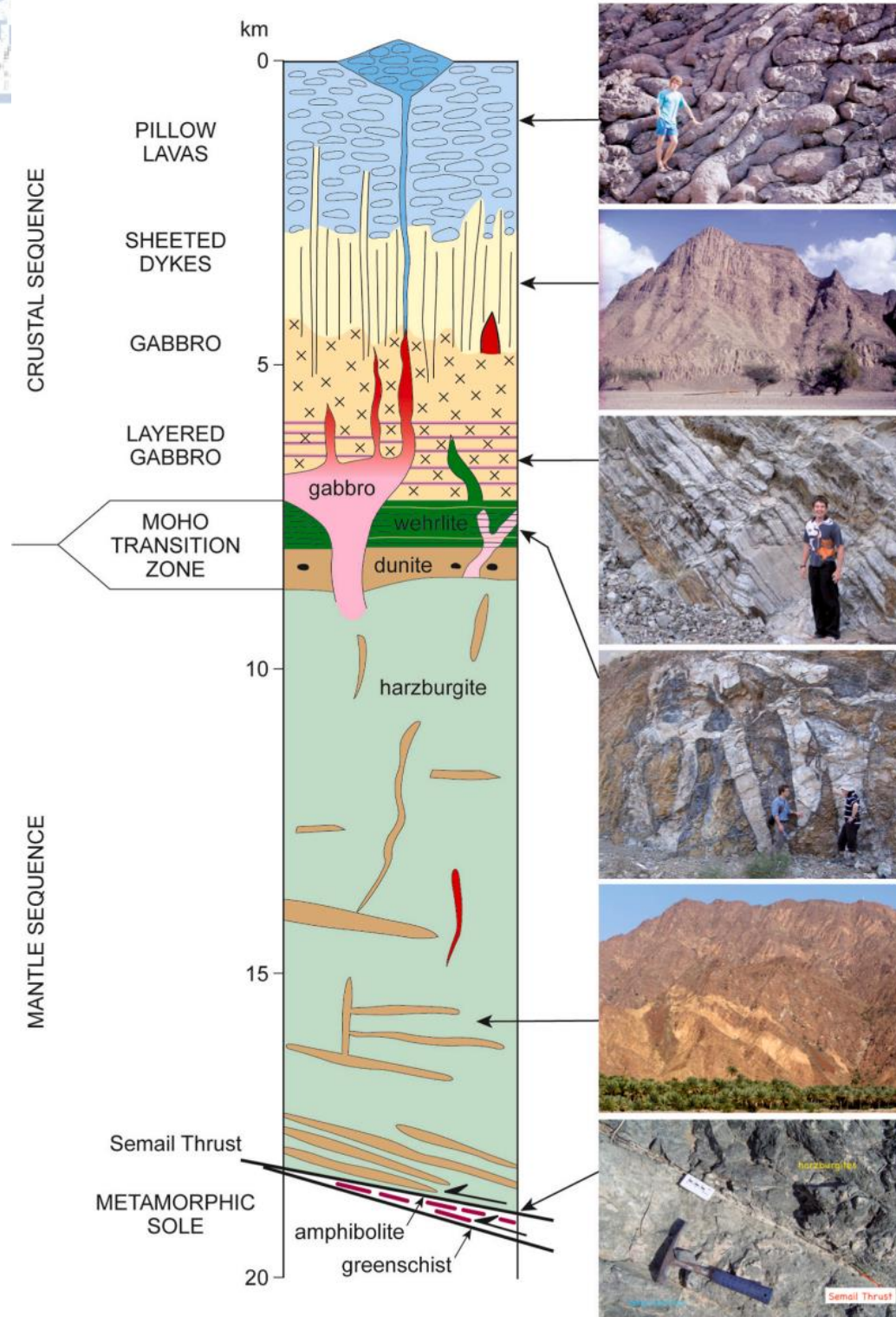
Α. Τα πετρώματα του τεκτονικού παράθυρου του Saih Hatat, τάφηκαν και πτυχώθηκαν το Άνω Κρητιδικό σε συνθήκες 1-2.3 GPa εκλογιτικής φάσης, επειδή παρασύρθηκαν στη ζώνη υποβύθισης (Yamato et al., 2007; Massonne et al., 2013). Το τεκτονικό αυτό παράθυρο στα ανατολικά, υποβυθίστηκε σε πολύ μεγάλο βάθος, άρα δέχτηκε και πολύ υψηλές πιέσεις και ως επακόλουθο, η εκταφή του συνοδεύτηκε από έντονη διάτμηση και παραμόρφωση του Μαιστριχτίου. Επίσης, το Saih Hatat τέμνεται από βασικές πλουτωνικές διεισδύσεις από τη διάρρηξη της Νεο-Τηθύος (Chauvet et al., 2009).

Το άλλο τεκτονικό παράθυρο του Jebel Akhdar, έχει ενδείξεις από πιέσεις 0,7GPa και δέχτηκε παραμόρφωση μόνο από τη διαδικασία της τεκτονικής τοποθέτησης της υπερκείμενης πλάκας, ενώ παράλληλα απουσιάζουν οι βασικές διεισδύσεις. Διαφορές έγκεινται και στους υπεράκτιους οφειολίθους του Ομάν, στους οποίους διακρίνεται η ύπαρξη ρήγματος στον κόλπο του Ομάν, όπως επίσης και η παρουσία ιζηματογενούς λεκάνης ηλικίας Άνω Κρητιδικού (Ninkabou et al., 2021).

Οι διαφορές αυτές οφείλονται στο Semail Gap, που είναι μια τεράστια ρηξιγενής ζώνη, και μοιάζει με τα αντίστοιχα περιθώρια υποβύθισης στις Άλπεις. Επομένως, η δομή των οφειολίθων κατά μήκος του ορογενούς του Ομάν παρουσιάζει ελάχιστες πλευρικές διαφορές, εκτός από το Semail Gap στα δυτικά. Αυτό αποδεικνύει ότι η εκταφή του Saih Hatat δεν προκάλεσε μεγάλη παραμόρφωση στους υπερκείμενους οφειολίθους, καθώς η επαφή τους ήταν αδύναμη.



Σχήμα 4.3.3. Τομή κατά μήκος της περιοχής Muscat- Sifah, στο βόρειο τμήμα των βουνών του Ομάν. Αναπαριστά τις συνθήκες δημιουργίας των σχηματισμών και το τεκτονικό καθεστώς. Αναγράφονται οι τις υψηλές πιέσεις που υπέστησαν οι εκλογίτες, φαίνεται ο γλαυκοφανιτικός σχιστόλιθος, το οφειολιθικό κάλυμμα και το mélange. Τα δύο τελευταία είναι επωθημένα στο παθητικό περιθώριο (από Searle et al. 2022).



Σχήμα 4.3.4. Τεκτονοστρωματογραφική στήλη της οφειολιθικής ακολουθείας του Semail στα αριστερά και εικόνες υπαίθρου στα δεξιά (Searle et al. 2014, 2022).

Τα βασικά μεταμορφωμένα πετρώματα, όπως ο γρανατούχος αμφιβολίτης της μεταμορφικής σόλας, αντιπροσωπεύουν φλοιικά πετρώματα που υποβυθίστηκαν σε μεγάλα βάθη και ύστερα εκτάφηκαν (Searle and Malpas, 1980, 1982; Gnos, 1998; Searle and Cox, 2002; Thomas and Ellison, 2015). Τα πετρώματα αυτά προέρχονται από μερική τήξη της υποβυθιζόμενης πλάκας και την αλληλεπίδρασή της με την υδροθερμική δράση της μανδυακής σφήνας. Το τμήμα Asimah-Masafi είναι το μεγαλύτερο τμήμα μεταμορφικής σόλας των οφειολίθων του Semail που είναι εκτεθειμένο. Γενικά η μεταμορφική σόλα εδώ δείχνει ανεστραμμένη διάταξη, όπου τα υψηλής θερμοκρασίας πετρώματα υπέρκεινται των χαμηλής θερμοκρασίας πετρωμάτων (Gnos, 1996; Searle et al., 2015). Η μεταμορφική σόλα στο Masafi φαίνεται να είναι τμήμα του mélange, αποτελούμενη από αμφιβολιτικής έως γρανουλιτικής φάσης μεταμορφωμένα ιζήματα και βασικά πετρώματα, που λειτουργεί σαν τεκτονικό κάλυμμα πάνω στα μανδυακά πετρώματα της περιοχής (Searle et al., 2015). Από γεωχρονολογικές έρευνες εκτιμήθηκε πως ο χρόνος γένεσης των οφειολίθων και της μεταμορφικής σόλας ήταν γύρω στα 2-3 Ma.

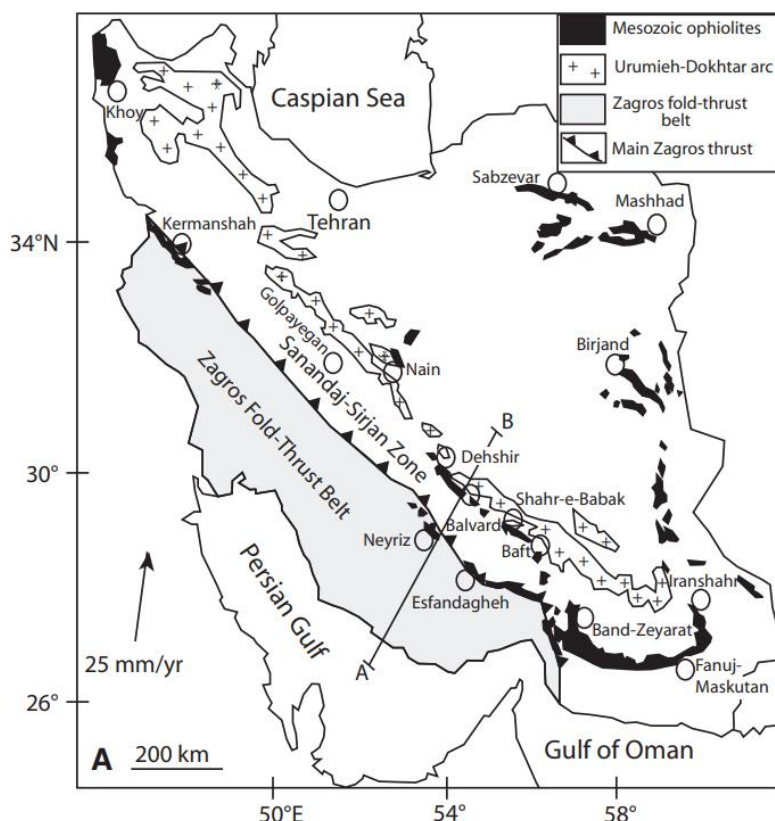
4.4 ΟΡΗ ΖΑΓΚΡΟΣ ΙΡΑΝ

Σε αντίθεση με τους πολυμελετημένους οφειολίθους του Ομάν, για τους οφειολίθους του Ιράν, που εντοπίζονται νοτιοκεντρικά της χώρας και είναι ηλικίας Άνω Κρητιδικού, διαθέτουμε πολύ λίγες πετρογενετικές, γεωχημικές και τεκτονικές πληροφορίες για την εξέλιξή τους. Η οφειολιθική ζώνη του Ιράν εκτείνεται κατά μήκος του βορειοανατολικού περιθωρίου της πτυχωμένης και διαρρηγμένης ζώνης του Ζάγκρος, που γειτονεύει με τον Περσικό κόλπο που δρα ως τεκτονική τάφρος της ζώνης υποβύθισης (Alavi 1994).

Η οροσειρά Ζάγκρος, που λειτουργεί ως πρίσμα επαύξησης σήμερα, είναι αποτέλεσμα της σύγκλισης της Αραβικής πλάκας με την νότια Ευρασιατική, αφού η πρώτη απομακρύνθηκε από την Αφρική κατά το Άνω Κρητιδικό και κινήθηκε βόρεια, συρρικνώνοντας και καταστρέφοντας τη Νεο-Τηθύ (Berberian and King 1981). Οι οφειόλιθοι της ζώνης συρραφής της Αραβίας με την Ευρασία, διακρίνονται σε δύο επιμέρους παράλληλες μεταξύ τους ζώνες (Stocklin 1977), που είναι η Εξωτερική και η Εσωτερική ζώνη οφειολίθων, και ονομάζονται αντίστοιχα Neyriz και Nain-Baft (Dehshir) οφειόλιθοι. Παράλληλα με τις δύο οφειολιθικές σειρές, διακρίνονται επίσης η ζώνη Sanandaj-Sirjan, η οποία αποτελεί φυσικό όριο ανάμεσα στις δύο ζώνες οφειολίθων, η ζώνη πτυχώσεων-λεπιώσεων του Ζάγκρος (Zagros fold-and-thrust belt) και το μαγματικό τόξο Urumieh Dokhtar, που όλα μαζί έχουν διάταξη βορειοδυτική-νοτιοανατολική (Alavi 1994).

Στην εξωτερική ζώνη οφειολίθων Neyriz, διακρίνονται τρεις ξεχωριστές φοιλιωτές στρώσεις από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά, οι οποίες είναι από κάτω προς τα πάνω (Ricou 1971, 1974, 1976; Ricou et al., 1977): α) τα αβυσσικά ιζήματα της βάσης, προερχόμενα από τον πυθμένα της Νεοτηθύος, που είναι ασβεστόλιθος Τριαδικός, ωολιθικός ασβεστόλιθος Μέσου Ιουρασικού και κροκαλοπαγής ασβεστόλιθος Κάτω-Μέσου Κρητιδικού, ονόματι ως σειρά Pichakun (Ricou, 1971). Η παρουσία της σειράς αυτής χρονολογεί ότι η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων, πραγματοποιήθηκε κατά το Μαιστρίχτιο (Babaie et al., 2006), β) δύο ενότητες mélange Περμοτριάδικού ραδιολαριτικού ασβεστόλιθου με αλακαλικούς -θολεϊτικούς

μαξιλαροειδείς βασάλτες, σερπεντινίτες, γάββρους, ψαμμίτες, ηφαιστειακούς τόφφους και μεταμορφωμένα πετρώματα. Αυτή η ενότητα, είναι αντίστοιχη με τη Hawasina του Ομάν (Bechennec et al., 1990), γ) τμήματα ωκεάνιου φλοιού. Οι οφειόλιθοι του Neyriz εκτείνονται σε μήκος 12,5 χλμ. και πλάτος 10 χλμ. από τη Bakhtegan λίμνη στα νοτιοδυτικά και τη ρηξηγενή ζώνη Ζάγκρος στα βορειοανατολικά (Fatemeh Sepidbar 2016). Επιπρόσθετα, διατρέχεται από πλαγιογρανίτη (Alizadeh et al., 2012).

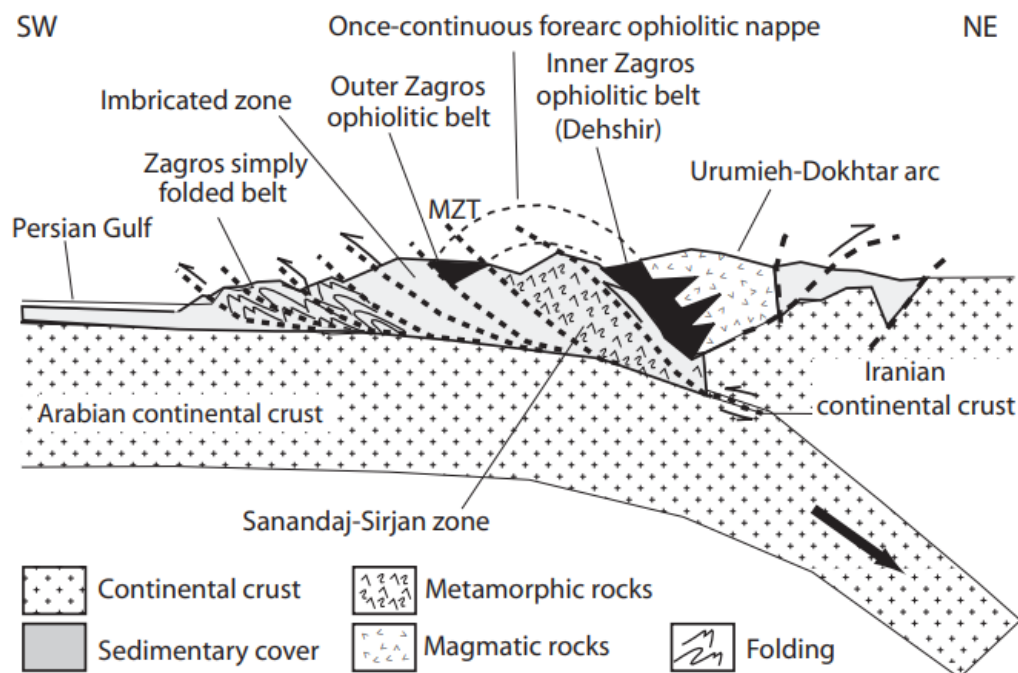


Σχήμα 4.4.1. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης που αποτυπώνει την εξωτερική ζώνη οφειολίθων, την εσωτερική ζώνη οφειολίθων, το μαγματικό τόξο και τη ρηξηγενή ζώνη (Main Zagros thrust, MZT) (Shafaii Moghadam et al. 2010).

Η εσωτερική ζώνη οφειολίθων του Ζάγκρος, αποτελείται από τους οφειολίθους Nain, Dehshir, Shahr-e-Babak και Balvard-Baft με διάταξη βορειοδυτική – νοτιοανατολική, που πήραν τα ονόματά τους από τις γειτονικές πόλεις στις οποίες εμφανίζονται, ενώ απλώνονται σε έκταση 500-600 χλμ.. Αποτελούνται από κατακερματισμένους χαρτσβουργίτες, γάββρους, μαξιλαροειδείς λάβες και υπόκεινται πελαγικών ιζημάτων ηλικίας Τουρόνιου έως Μαιστρίχτιου (Delaloye and Desmons, 1980; Ghazi and Hassanipak, 2000; Shafaii Moghadam 2009).

Συγκεκριμένα η οφειολιθική εμφάνιση του Dehshir αποτελεί το κεντρικό κομμάτι της εσωτερικής ζώνης οφειολίθων του Ιράν, και καλύπτει έκταση 150χλμ². Αποτελείται από μανδουκά και φλοιικά πετρώματα, και καλύπτεται από πελαγικά ιζήματα ηλικίας Τουρόνιου-Μαιστρίχτιου (Sabzehei 1997). Από έρευνες πεδίου έχει γίνει μια λιθοστρωματογραφική στήλη, παρόλο που δε διατηρείται ολοκληρωμένη διαδοχή αυτού του οφειολίθου. Διακρίνεται η πλαστική παραμόρφωση του

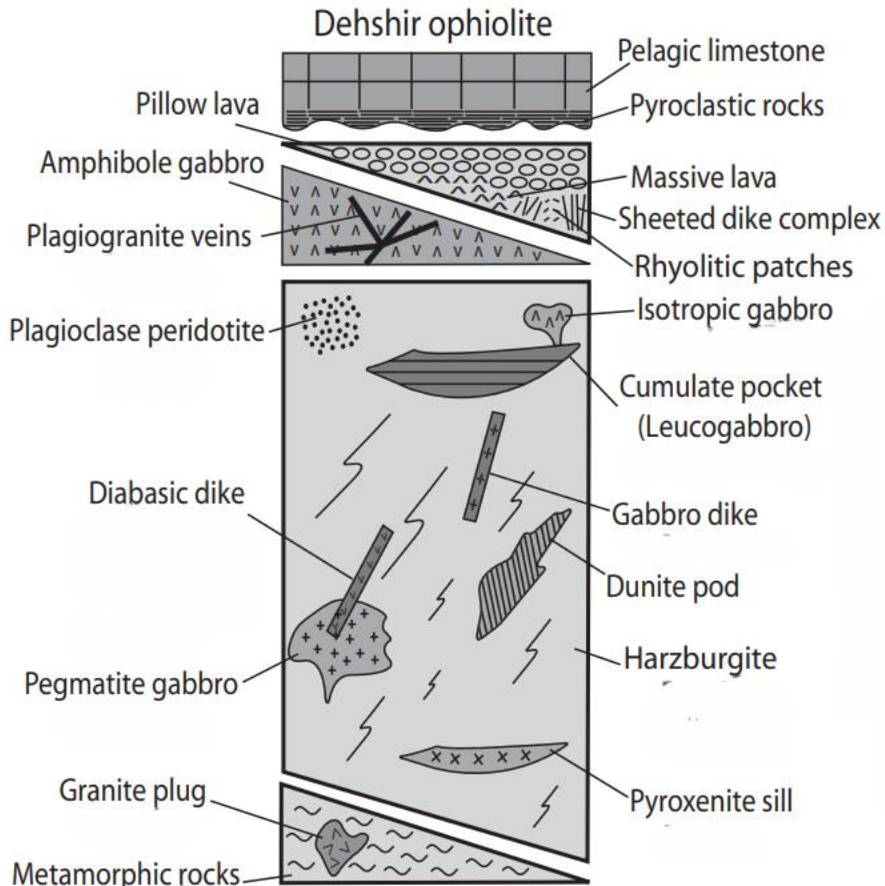
χαρτσουργίτη και οι συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και πίεσης από τη φολίδωση της μάζας. Ο αμφιβολιτικός γάββρος διακόπτεται τοπικά από ανδεσιτικές φλέβες και στη βάση των ηφαιστειακών πετρωμάτων εμφανίζεται σύστημα φλεβών bimodal σύστασης. Διασώζεται η μεταμορφική σόλα του οφειολίθων αυτών, που αποτελείται από πρασινοσχιστόλιθο και αμφιβολίτη με σύσταση ακτινόλιθο-χλωριούχο γρανάτη, μοσχοβίτη, και βρίσκεται σε τεκτονική επαφή με τους οφειολίθους του χωριού Zoolouzar, ενώ τέμνεται και από νεότερης ηλικίας μικρές διεισδύσεις γρανίτη. Ο Ηωκαινικός φλύσχος και η Μειοκαινική μολάσσα είναι αποτεθημένα ασύμφωνα πάνω στους οφειολίθους και τα Κρητιδικά πελαγικά ιζήματα.



Σχήμα 4.4.2. Τομή που δείχνει τη ζώνη υποβύθισης, τη σύνδεση της εξωτερικής με την εσωτερική ζώνη οφειολίθων και τους επιμέρους τεκτονικούς σχηματισμούς. (Shafaii Moghadam et al. 2010).

Η οφειολιθική εμφάνιση του Shahre-Baback, εκτείνεται νοτιοδυτικά της πόλης Shahre-Baback για περίπου 400χλμ², με το ρήγμα Dehshir-Baft να βρίσκεται στα δυτικά της και τα μεταμορφωμένα πετρώματα Sanandaj-Sirjan στα νοτιοδυτικά της. Η οφειολιθική ακολουθία κυριαρχείται από σερπεντινωμένο χαρτσουργίτη, ο οποίος τέμνεται από διαβασικές φλέβες, ενώ επίσης εντοπίζονται σε αυτόν και φακοί γάββρου (Ghazi and Hassanipak 2000). Ακόμη, έχει διεισδύσει σε αυτόν τοπικά πλαγιογρανίτης.

Τέλος, οι οφειόλιθοι του Baft εντοπίζονται νοτιοδυτικά της πόλης Baft σε απόσταση 5χλμ., η διεύθυνσή τους είναι δυτική βορειοδυτική και έχουν πλάτος 5-10χλμ και ύψος 60χλμ. Η σύστασή τους είναι βασική- υπερβασική και καλύπτονται από ιζήματα Τουρώνιου-Μαιστρίχιου (Shafaii Moghadam et al., 2013). Επίσης, και αυτοί οι οφειόλιθοι διακόπτονται από διαβασικές φλέβες και εμφανίζουν φακούς γάββρου.



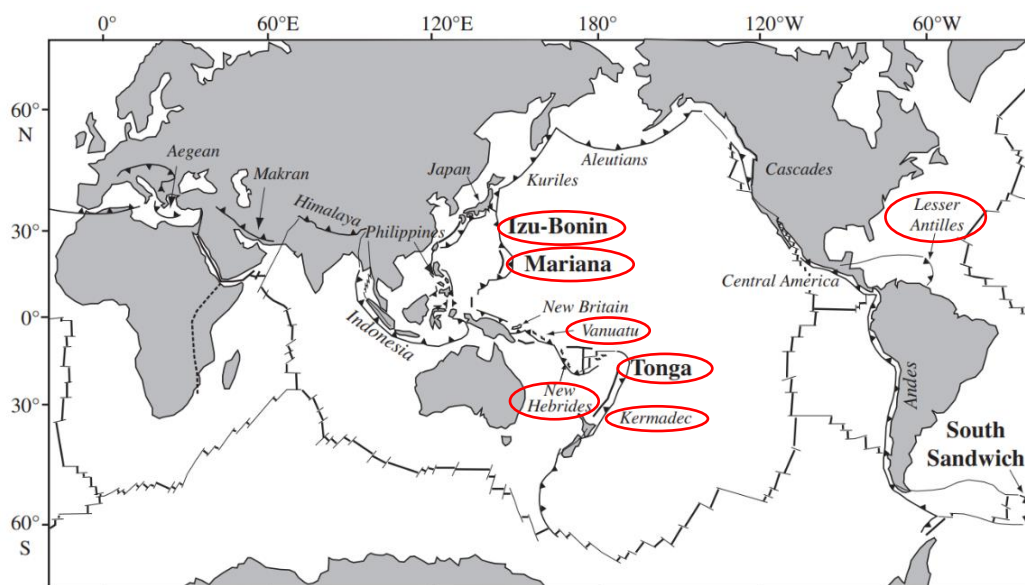
Σχήμα 4.4.3. Λιθοστρωματογραφική στήλη του Deshir οφειολίθου, που αποτυπώνει την οφειολιθική ακολουθία (Τροποποιήθηκε από Shafaii Moghadam et al. 2010).

Η ζώνη Sanandaj-Sirgan είναι μεταμορφικός πυρήνας της ζώνης Ζάγκρος, και αποτελεί το φυσικό όριο ανάμεσα στην εξωτερική και εσωτερική λωρίδα οφειολίθων (Mohajjel et al., 2003). Αποτελείται από ιζήματα χερσαία και θαλάσσια του Φανεροζωικού Μεγααιώνα, που έχουν μεταμορφωθεί σε χαμηλές έως μεσαίες πρassinοσχιστολιθικές συνθήκες (Alavi 1994) και διατρέχεται από λάβα και άλλα διεισδυτικά σώματα. Θεωρείται από τον Alavi (2004) μεγααντίκλινο, που είναι αποτέλεσμα επαύξησης από ιζήματα που αποξύθηκαν από την Αραβική πλάκα.

Το μαγματικό τόξο Urumieh-Doktar σχετίζεται με την υποβύθιση της Νεοτηθύος (Berberian and Berberian 1981, Berberian et al. 1982, Shahabpour 2007) και ο μαγματισμός του διήρκεσε από το Κρητιδικό έως το Πλειόκαινο (Farhoudi 1978, Berberian and King 1981, Amidi et al. 1984).

5. ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ

Στο σημερινό παγκόσμιο γεωτεκτονικό καθεστώς αριθμούνται αρκετές ζώνες υποβύθισης, που δημιούργησαν τα νησιωτικά τόξα που είναι ενεργά σήμερα. Μερικά από αυτά είναι το τόξο Ίζου-Μπόνιν, το τόξο των Μαριανών, το Τόνγκα-Κερμάντεκ τόξο, οι μικρές Αντίλλες, το τόξο του Σολομώντα, οι Εβρίδες Βανουάτου, οι Αλεούτιες νήσοι, τα νησιά Σάντουιτς κ.α. Σύμφωνα με τους von Huene & Scholl (1991) το συνολικό μήκος των ζωνών υποβύθισης υπολογίζεται στα 43.500 χλμ., ενώ η πλειοψηφία των τόξων εντοπίζεται στο δυτικό περιθώριο της Ειρηνικής ωκεάνιας πλάκας, με εξαιρέσεις τις Μικρές Αντίλλες και τα νησιά Σάντουιτς που εμφανίζονται στον Ατλαντικό ωκεανό. Γενικότερα τα περιθώρια του ωκεάνιου χώρου της Ειρηνικής λιθόσφαιρας σχηματίζουν το «Δαχτυλίδι της Φωτιάς», που πήρε το όνομά του λόγω της ηφαιστειότητας που διεγείρεται από τις υποβυθίσεις που πραγματοποιούνται κατά μήκος του, είτε αυτές δίνουν ensimatic ή ensialic νησιωτικά τόξα, είτε ακόμη και αν έχουν εξελιχθεί σε ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο.



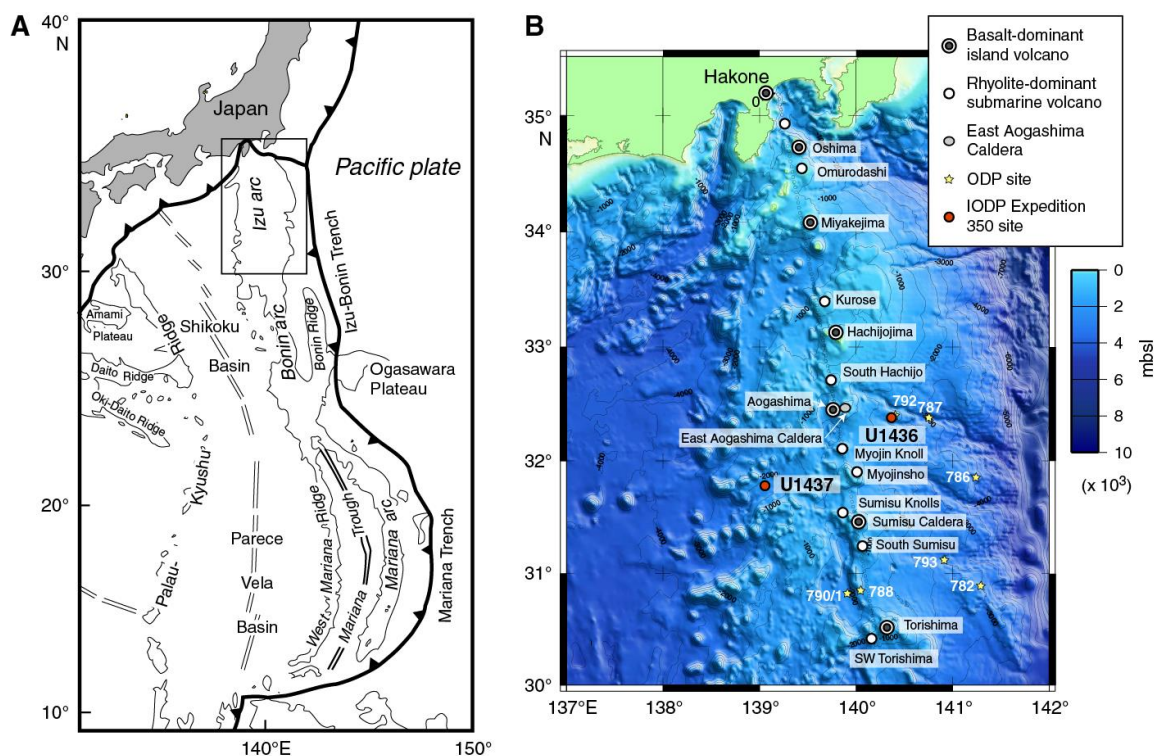
Σχήμα 5.1 . Παγκόσμιος χάρτης στον οποίο αποτυπώνονται οι θέσεις των σημερινών ενεργών υποβυθίσεων, όπως και των παλαιότερων υποβυθίσεων που έλαβαν χώρα ανά τους γεωλογικούς χρόνους. Σε κύκλο επισημαίνονται τα ensimatic νησιωτικά τόξα (Τροποποιήθηκε από Stern & Reagan 2012).

Συγκεκριμένα η μελέτη των ensimatic νησιωτικών τόξων παρέχει σημαντικές πληροφορίες για την ερμηνεία της λειτουργίας των τόξων, συγκριτικά με τα ensialic τόξα ή τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια, παρόλο που η μελέτη των τελευταίων είναι πιο προσβάσιμη και εφικτή, καθώς τα ensimatic τόξα βρίσκονται υποθαλάσσια με πολύ μικρές εξάρσεις των μεγαλύτερων ηφαιστειών να κάνουν την εμφάνισή τους στην επιφάνεια των ωκεανών. Η μελέτη των νησιωτικών τόξων είναι σημαντική, γιατί μέσω αυτής κατανοήθηκαν οι κινήσεις των ρευμάτων μεταφοράς του μανδύα με τη χρήση γεωφυσικών και γεωχημικών μεθόδων, το θερμικό μοντέλο, η σεισμικότητα, η διαδικασία γένεσης μάγματος, η ηφαιστειότητα και η σημασία της μανδυακής σφήνας στο περιβάλλον ενδοωκεάνιας υποβύθισης. Σημαντική είναι επίσης η προσφορά των

νησιωτικών τόξων σε μεταλλοφορίες από υδροθερμική δραστηριότητα. Γενικότερα η δομή των ensimatic τόξων είναι απλούστερη από αυτή των ensialic τόξων. Παρόλ' αυτά ακόμα και ανάμεσα στα ensimatic τόξα, παρατηρούνται διαφορές μεταξύ τους. Παρακάτω θα αναφερθούμε στα σημερινά σημαντικά ενεργά ensimatic νησιωτικά τόξα ενδοωκεάνιων υποβυθίσεων και στα επιμέρους χαρακτηριστικά τους.

5.1 ΤΟΞΟ ΙΖΟΥ ΜΠΟΝΙΝ (Izu Bonin)

Το νησιωτικό τόξο Ίζου Μπόνιν (Izu Bonin) βρίσκεται στα δυτικά του Ειρηνικού ωκεανού και οφείλεται στην υποβύθιση του βορειοδυτικού τμήματος της Ειρηνικής πλάκας ηλικίας 127-144 Ma, κάτω από το ανατολικό περιθώριο της ωκεάνιας μικροπλάκας των Φιλιππίνων. Η κατεύθυνση της υποβύθισης είναι ΔΒΔ, ενώ ο ρυθμός βύθισης περίπου 7 εκ/chr. Το τόξο έχει μήκος 2500 χλμ. (Sun & Stren 2001) και εκτείνεται πάνω από τη θάλασσα των Φιλιππίνων και νότια της ηφαιστειογενούς περιοχής της χώρας. Η μαγματική δραστηριότητα της περιοχής έκανε την εμφάνισή της ανάμεσα στην περίοδο 65 - 28 Ma. Η παραγωγή μάγματος ελαττώθηκε κατά την διάνοιξη της οπισθοτόξιας λεκάνης στο Μειόκαινο, ενώ από το Πλειόκαινο και έπειτα αυξήθηκε σημαντικά. Ο μαγματισμός του τόξου είναι διττός (bimodal), δηλαδή από όξινος έως βασικός, ενώ τα μάγματα ανδεσιτικής σύστασης απουσιάζουν. Η γεωχημική αυτή σύσταση έρχεται σε αντίθεση με τη μεγαλύτερη πλειοψηφία των νησιωτικών τόξων (Tamura & Tatsumi 2002).



Σχήματα 5.1.1 (A) Τεκτονικός χάρτης του νησιωτικού τόξου Ίζου Μπόνιν-Μαριανών (Tamura and Tatsumi 2002), (B) 16 ηφαιστειακά νησιά του μετώπου. Με κίτρινο αστέρι οι θέσεις σεισμομέτρων και με κόκκινο οι θέσεις μελέτης του ODC (Ocean Discovery Program) (Tamura et al. 2015).

Το ηφαιστειακό τόξο εκτείνεται εσωτερικά της τάφρου και σε απόσταση 180 χλμ. από αυτήν, με μια αλυσίδα 9 ηφαιστειών, με το Oshima να είναι το βορειότερο ηφαίστειο και το Sofugan το νοτιότερο. Ωστόσο, ηφαιστειότητα παρουσιάζεται και σε μια δευτερεύουσα αλυσίδα, πίσω από το βασικό μέτωπο. Επίσης από το ηφαίστειο Oshima εκτείνεται άλλη μια αλυσίδα ηφαιστειών, κατά μήκος του ρήγματος Zenitsu.

Στον οπισθοτόξιο χώρο του τόξου παρατηρείται σημαντικός εφελκυσμός προκαλώντας ρηξιγένεση σε απόσταση 15 ως 40 χλμ. από την τάφρο, ενώ το πρίσμα επαύξησης απουσιάζει, καθώς όλα τα ιζήματα υποβυθίζονται μαζί με την Ειρηνική πλάκα (Taylor&Nesbitt 1998).

5.2 ΤΟΞΟ ΜΑΡΙΑΝΩΝ (Marianas Arc)

Το τόξο των Μαριανών είναι τμήμα του τόξου Ίζου-Μπόνιν και μαζί αποτελούν το μεγάλο τόξο Ίζου-Μπόνιν-Μαριανών (Eliot et al. 1997). Το τόξο αυτό επομένως, είναι η συνέχεια του προηγούμενου νησιωτικού τόξου προς το νότο και τα ηφαιστειακά νησιά του είναι αλυσίδα με τα αντίστοιχα νησιά Μπόνιν (Bloomer et al. 1989). Συνεπώς, και το τόξο των Μαριανών αποδίδεται στην υποβύθιση δυτικής κατεύθυνσης της Ειρηνικής ωκεάνιας πλάκας κάτω από την ωκεάνια μικροπλάκα των Φιλιπίνων, με εξαίρεση την ηλικία του υποβυθιζόμενου τμήματος της Ειρηνικής, που χρονολογείται στα 152 Ma και είναι η παλαιότερη ωκεάνια λιθόσφαιρα που υπάρχει σήμερα (Nakanishi et al. 1989). Ο ρυθμός βύθισης της υποκείμενης πλάκας εκτιμάται στα 4εκ/χρ.

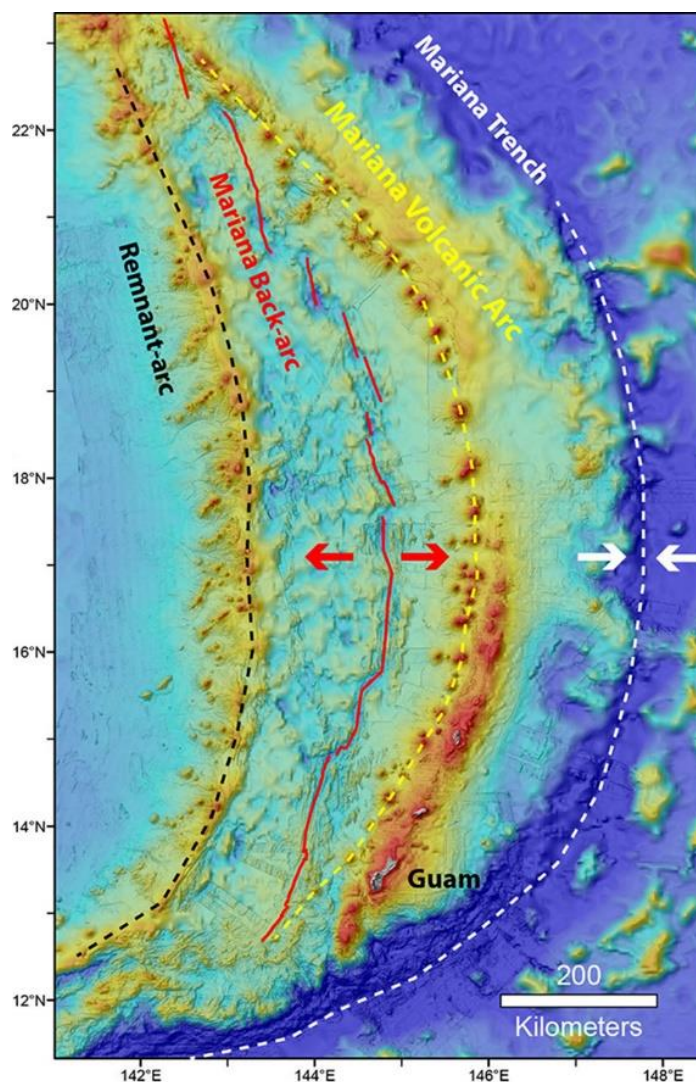
Το τόξο των Μαριανών μαζί με το Ίζου-Μπόνιν τόξο παρουσιάζουν τον μεγαλύτερο οπισθοτόξιο εφελκυσμό από όλα τα τόξα, δημιουργώντας οπισθοτόξια λεκάνη ηλικίας 5 - 7 Ma. Ειδικότερα το τόξο των Μαριανών αναπτύχθηκε ύστερα από διάρρηξη Ολιγικαινικού τόξου και τη δημιουργία της οπισθοτόξιας λεκάνης Parece Vela Basin (Taylor 1992). Εξελίχτηκε από ένα δεύτερο επεισόδιο διάρρηξης Άνω Μειοκαίνου - Κάτω Πλειοκαίνου, όπου η δυτική ράχη των Μαριανών απομακρύνθηκε από το ενεργό τόξο και δημιούργησε την τάφρο των Μαριανών (Fryer 1996). Το τόξο είναι ενεργό εδώ και 45 Ma.

Οι Bloomer et al. (1989) διέκριναν το τόξο των Μαριανών σε τρία επιμέρους τμήματα: το νότιο υποθαλάσσιο όρος, το κεντρικό νησί και το βόριο υποθαλάσσιο όρος.

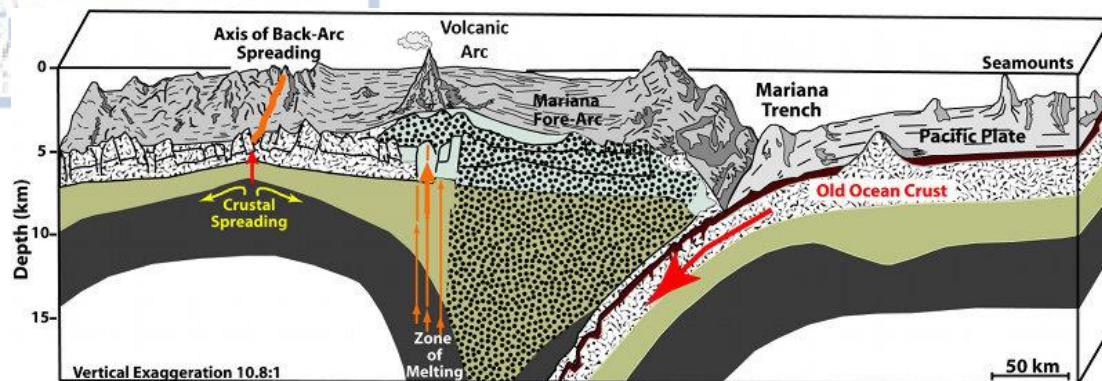
Το νότιο υποθαλάσσιο τμήμα απαρτίζουν εννέα υποθαλάσσια ηφαίστεια, εκ των οποίων μόνο στα τέσσερα από αυτά αντιστοιχούν τα ονόματα Ruby, Diamante, Esmeralda, Tracey, ενώ τα υπόλοιπα είναι ανώνυμα. Επίσης σε αυτό το τμήμα ανήκουν τα νησιά Guam, Rota, Saipan, Tinan, που εμφανίζουν ενεργή ηφαιστειότητα, ενώ όλα μαζί βρίσκονται πίσω από το τόξο και δυτικά του ρήγματος που υπάρχει μπροστά από το μέτωπο. Το νότιο τμήμα του τόξου, κάμπτεται και έρχεται παράλληλα με την τάφρο των Μαριανών και ως επακόλουθο ενώνεται το τόξο με το ρήγμα. Η ηφαιστειότητα είναι από βασαλτική έως δακτιτική.

Γύρω από το κεντρικό νησί εντοπίζονται υποθαλάσσια όρη, ενώ επικρατούν ξανά εννέα ηφαιστειακά νησιά, με βορειότερο το Uracas και νοτιότερο το Anatahan. Παρατηρείται έντονη οπισθοτόξια έκταση έως ρήξη της λεκάνης, ενώ παράλληλα εκτείνεται και η τάφρος των Μαριανών. Οι εκρήξεις εδώ δίνουν βασαλτική και ανδεσιτική λάβα.

Συνέχεια το κεντρικού νησιού αποτελεί το βόρειο υποθαλάσσιο όρος. Εδώ υπάρχουν μόνο υποθαλάσσια ηφαίστεια και η έκταση της οπισθοτόξιας λεκάνης δεν έχει ξεκάθαρο άξονα. Πιστεύεται πως δεν δημιουργήθηκε σε ωκεάνια λιθόσφαιρα, αλλά σε παλαιότερο φλοιό τόξου, ενώ χωρίζεται και αυτό σε βόρειο και νότιο τμήμα. Το βόρειο τμήμα είναι το σημείο που ενώνεται η τάφρος των Μαρριανών με το τόξο των Μαρριανών στο ρήγμα μήκους 150 χλμ. Στο νότιο τμήμα εντός της τάφρου παρατηρείται αλυσίδα από μικρά ηφαίστεια. Το βάθος της τάφρου υπολογίζεται στα 10.994 μ.



Σχήμα 5.2.1. Με λευκή διακεκομμένη γραμμή η τάφρος των Μαρριανών, με κίτρινη γραμμή το ηφαιστειακό τόξο, με κόκκινη γραμμή το μήκος της οπισθοτόξιας λεκάνης το οποίο χαρακτηρίζεται από εφελκυσμό, με μαύρη γραμμή το υπολειμματικό τόξο (από <https://oceanexplorer.noaa.gov/oceanos/explorations/ex1605/background/geology/welcome.html>)



Σχήμα 5.2.2. Τομή του νησιωτικού τόξου των Μαριανών (Hussong and Fryer 1985).

5.3 ΤΟΞΟ ΤΟΝΓΚΑ-ΚΕΡΜΑΝΤΕΚ (Tonga-Kermadec)

Το τόξο Tonga – Kermadec, δημιουργήθηκε από την υποβύθιση νοτιοδυτικής Ειρηνικής πλάκας ηλικίας Μέσω Άνω Κρητιδικού, κάτω από το ανατολικό ωκεάνιο περιθώριο της Ινδο-Αυστραλιανής πλάκας. Το τόξο αυτό αποτελείται από δύο ξεχωριστές υποβυθίσεις με φυσικό τους όριο την αλυσίδα υποθαλάσσιων βουνών ονόματι Louisville ράχη, που βρίσκεται εξωτερικά του τόξου και τέμνει την τάφρο Tonga - Kermadec, σχηματίζοντας δύο επιμέρους τόξα βόρεια και νότια. Το βόρειο τόξο λέγεται Τόνγκα και το νότιο τόξο Kermadec και συνολικά έχουν μήκος 2.550 χλμ. (Smith & Prince 2006). Σχηματίζονται έτσι στη ράχη Tonga- Kermadec μαγματικά τόξα, ενώ στον χώρο πίσω από το τόξο δημιουργούνται οπισθοτόξιες λεκάνες βόρεια και νότια που ονομάζονται Lau και Harve τάφροι αντίστοιχα.

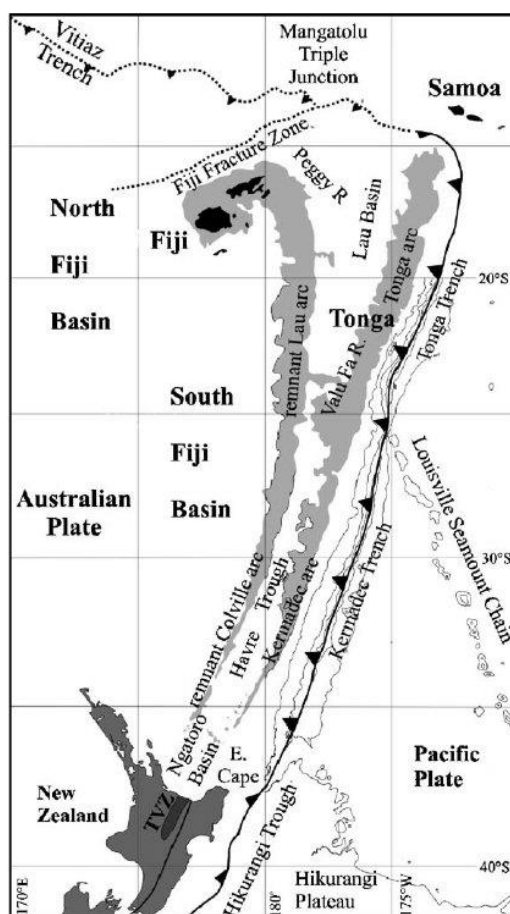
Το βόρειο άκρο του τόξου Tonga βρίσκεται στο νησί Σαμόα, όπου η τάφρος αποκλίνει από τη διεύθυνση βορρά-νότου και κατευθύνεται δυτικά προς τη ζώνη διάρρηξης Fiji και την τάφρο Vitiaz, που πλέον δεν είναι ενεργή. Στα νότια η τάφρος Kermadec μικραίνει σε διατομή δημιουργώντας τη Hikurangi τάφρο δίπλα από το βορειοανατολικό άκρο του νησιού της Νέας Ζηλανδίας, όπου και πραγματοποιείται πλάγια υποβύθιση κάτω από την ηπειρωτική πλάκα της Νέας Ζηλανδίας.

Στο βόρειο τμήμα του τόξου, επικρατεί έντονη επέκταση του φλοιού στη λεκάνη Lau πίσω από το τόξο, κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης Lau-Havre-Taupo, και αυτό οφείλεται στο ρυθμό βύθισης της υποκείμενης πλάκας που είναι στα 24 εκ/χρ. Έτσι προκαλείται ανεξάρτητη κίνηση ξεχωριστού τεμάχους του φλοιού ανάμεσα στην τάφρο και τη ρηξιγενή ζώνη, γεννώντας το σενάριο πως από μια αρχική πλάκα Tonga-Kermadec, αποκολλήθηκαν τα τεμάχια Niuafo, Tonga και Kermadec. Στο νότιο τμήμα Kermadec, υπάρχει αισθητή μείωση ρυθμού υποβύθισης της πλάκας στα 6 εκ/χρ, άρα συναντάται και πιο αργή έκταση της αντίστοιχης οπισθοτόξιας λεκάνης.

Στην επιφάνεια και στον οπισθοτόξιο χώρο, διακρίνονται δύο ξεχωριστές αλυσίδες ηφαιστειακών νησιών ανατολικά και δυτικά, που ωστόσο ενώνονται εσωτερικά του ωκεάνιου χώρου, με ενδιάμεσα υποθαλάσσια ηφαιστειακά όρη. Η ηφαιστειότητα αυτή εκδηλώνεται σε ζώνη 40 χλμ., χωρίς ωστόσο ακριβή διάταξη στον χώρο. Η ανατολική αλυσίδα ηφαιστειών της τάφρου Havre που είναι παράλληλα διατεταγμένη με τη δυτική αλυσίδα ηφαιστειών, προδίδει την μετανάστευση της τάφρου προς το εξωτερικό του τόξου κατά τη διάνοιξη της λεκάνης.

Στην οπισθοτόξια λεκάνη Lau της Tonga, υπάρχουν αναρίθμητα ηφαίστεια που ορισμένα είναι σημαντικής έκτασης στην επιφάνεια, άλλα είναι υποθαλάσσια στην επιφάνεια ρηγμάτων του πυθμένα, ενώ άλλα δομούν συμπλέγματα νησιών. Παραδείγματος χάριν, βόρεια του Tonga σχηματίζεται το σύμπλεγμα των ηφαιστειακών νησιών Curacao, Tafahi και Niua-toputapu, εκ των οποίων μόνο το Curacao είναι πλέον ενεργό από το 1770. Ενώ ένα αντίστοιχο παράδειγμα στο νότο είναι τα Fonualei και Tokū, που είναι ενεργά από το 1770 και το Πλειστόκαινο αντίστοιχα.

Γενικότερα ενεργή ηφαιστειότητα παρατηρείται στα δυτικά νησιά που κείτονται στα δυτικά του ρήγματος Tonga και ο μαγματισμός είναι κυρίως βασαλτικός ανδεδίτης.



Σχήμα 5.3.1. Νησιωτικό τόξο Τόνγκα-Κέρμαντεκ και τα βασικά χαρακτηριστικά του (Smith & Price 2006).

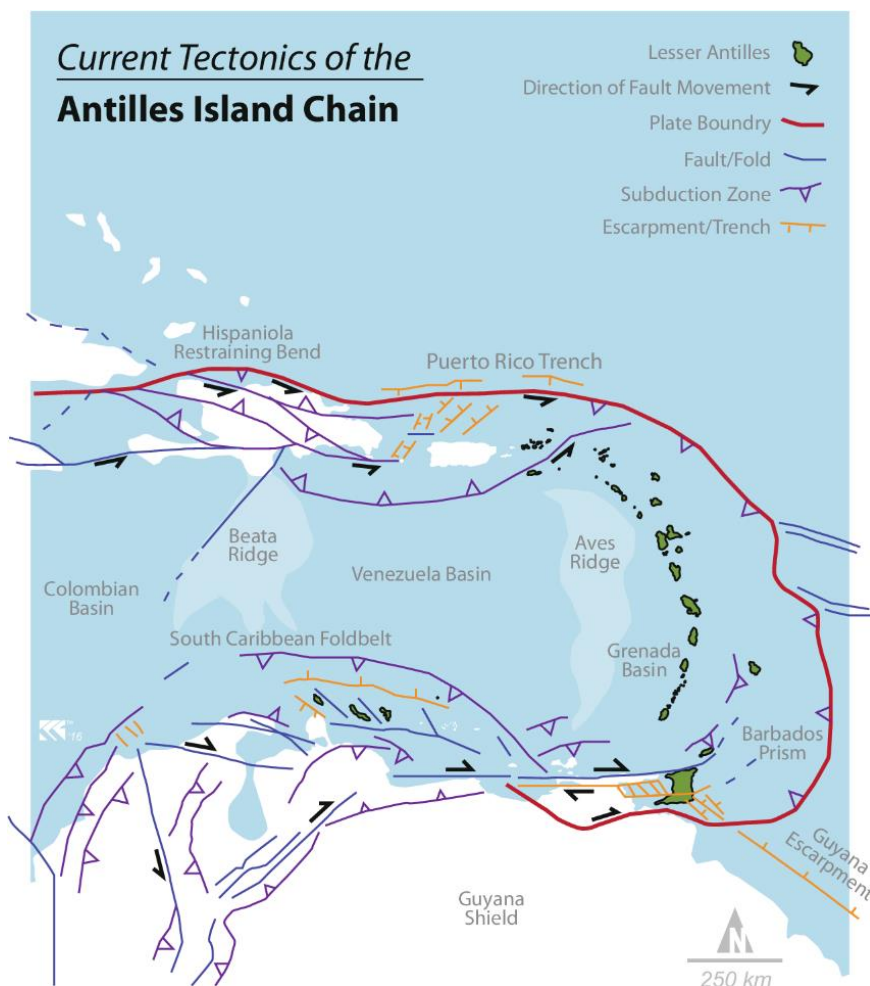
5.4 ΜΙΚΡΕΣ ΑΝΤΙΛΛΕΣ (Lesser Antilles)

Το νησιωτικό τόξο των Μικρών Αντιλλών είναι αποτέλεσμα βύθισης του κεντροδυτικού τμήματος της Ατλαντικής ωκεάνιας πλάκας κάτω από το ανατολικό περιθώριο της Καραϊβικής ωκεάνιας μικροπλάκας, που δεσπόζει ανάμεσα στη βόρεια και τη νότια Αμερική. Το τόξο των Μικρών Αντιλλών αποτελεί τμήμα ενός

μεγαλύτερου νησιωτικού τόξου της Καραϊβικής, του Μεσοζωικού αιώνα (Κάτω Κρητιδικό), και θεωρείται από τα παλαιότερα ενεργά νησιωτικά τόξα παγκοσμίως. Οι δομές που περιλαμβάνει είναι η οπισθοτόξια λεκάνη Grenada Basin στα δυτικά, ένα υπολειμματικό τόξο Aves Swell, ακόμα πιο δυτικά τη λεκάνη Venezuela Basin που είναι η κύρια ωκεάνια λεκάνη της Καραϊβικής πλάκας και δύο ηφαιστειακά τόξα, ένα παλαιότερο Κάτω Ηωκαινικό - Μέσο Ολιγοκαινικό και ένα νεότερο Κάτω Μειοκαινικό.

Η παραγόμενη ποσότητα μάγματος είναι πολύ μικρή, όπως μικρή είναι και η σεισμικότητα της περιοχής, στοιχεία που αντικατοπτρίζουν τον αργό ρυθμός σύγκλισης των πλακών που υπολογίζεται στα 2-4 εκ/χρ.

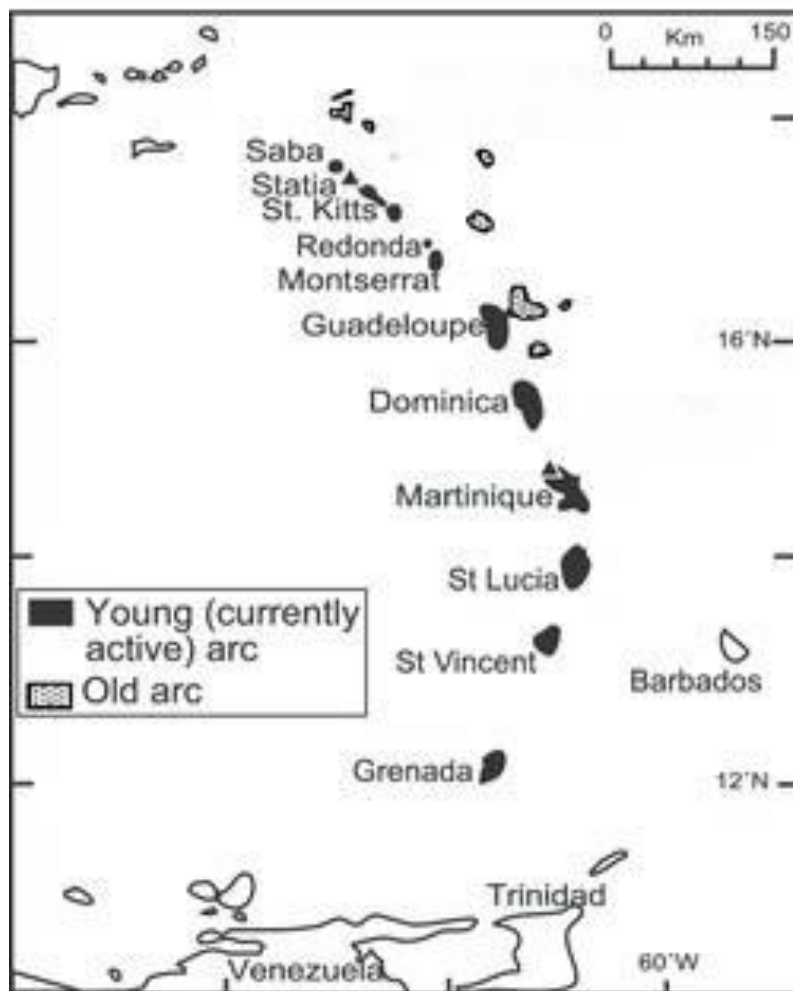
Το νησιωτικό τόξο των Μικρών Αντιλλών είναι μήκους 850 χλμ. και βορειότερο νησί είναι το Sombrero, ενώ το νοτιότερο η Γρενάδα. Νότια συνορεύει με τη Βενεζουέλα ενώ βόρεια με τα νησιά Πουέρτο Ρίκο και Παρθένους νήσους του νησιωτικού τόξου των Μεγάλων Αντιλλών. Φυσικό όριο των Μικρών με τις Μεγάλες Αντίλλες, είναι το πέρασμα της Anegadas, που αποτελεί σύμπλεγμα λεκανών του Νεογενούς. Η λεκάνη της Γρενάδας, πλάτους 150χλμ., διαχωρίζει τις Μικρές Αντίλλες από το Aves Swell, και εκτείνεται από το ηπειρωτικό περιθώριο της Βενεζουέλας έως το νησί Σάμπα.



Σχήμα 5.4.1. Αποτύπωση τεκτονικού καθεστώτος των Μικρών Αντιλλών (Garmon et al. 2017).

Τα μεγαλύτερα νησιά του τόξου αποτελούν η Μαρτινίκα, η Γουαδελούπη, η Ντομίνικα και η Αγία Λουκία, που εκτείνονται κεντρικά του τόξου. Στα νότια του τόξου εντοπίζεται μια στενή υποθαλάσσια ράχη κατά μήκος της Γρενάδας έως τη Μαρτινίκα. Στο βορρά ο άξονας του τόξου ταυτίζεται με την αύλακα του Πουέρτο Ρίκο με βάθος μεγαλύτερο από 6χλμ., ενώ στο νότο η αύλακα μειώνεται σε βάθος, λόγω της συνεχούς απόθεσης ιζημάτων από τα ποτάμια της Ν. Αμερικής (Αμαζόνιος κ.α.), που εκβάλουν στη λεκάνη της Γρενάδας. Η ιζηματογένεση αυτή σε συνδυασμό με τις συμπιεστικές τάσεις στο εμπρόσθιο τμήμα της τάφρου, προκάλεσαν την επαύξηση των ιζημάτων στην υπερκείμενη πλάκα, δημιουργώντας τη γένεση των νησιών Μπαρμπάντος, ως πρίσμα επαύξησης, που είναι ένα από τα λίγα και τα πιο μελετημένα στον κόσμο (μαζί με το πρίσμα επαύξησης στις Αλεούτιες νήσους).

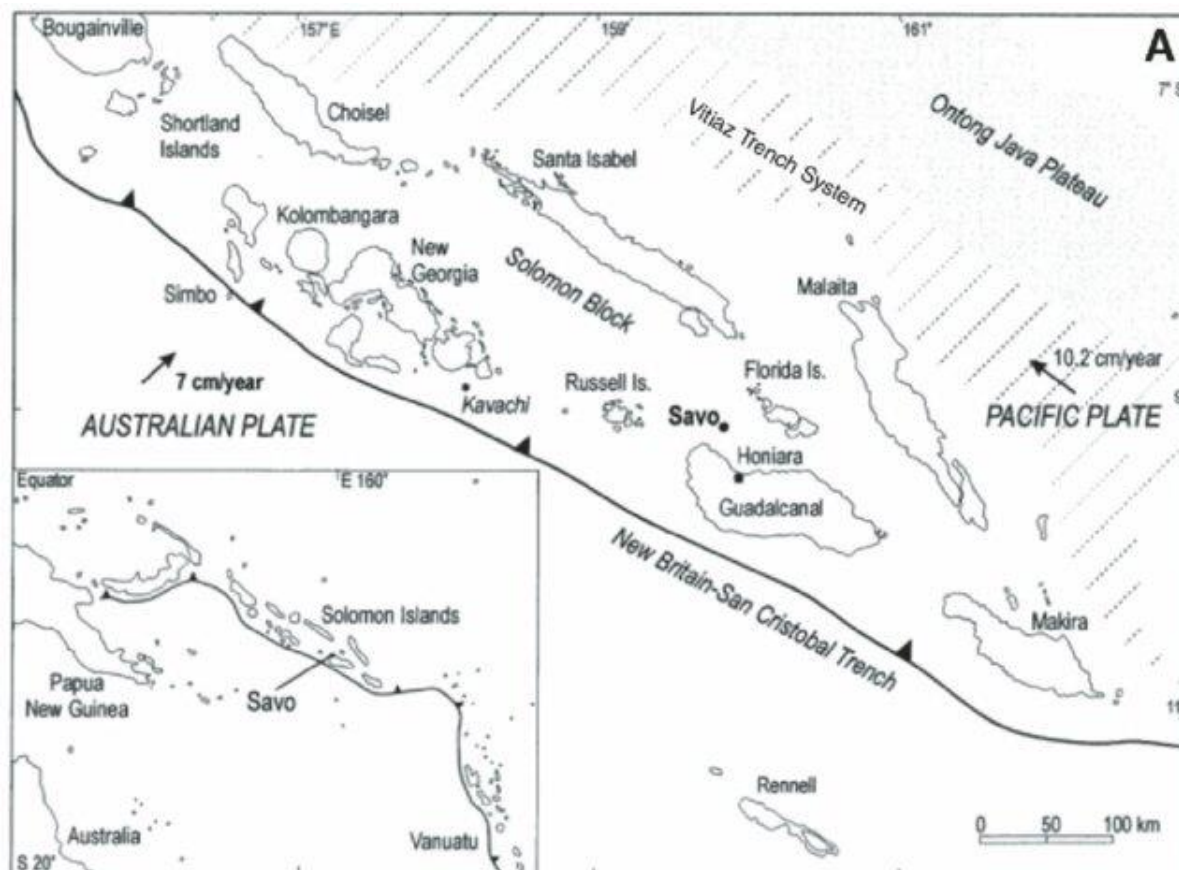
Τέλος, διακρίνονται οι ασβεστιτικές Caribbees, βόρεια της Μαρτινίκας, ως νησιά χωρίς ηφαιστειότητα από το Άνω Ολιγόκαινο έως το Νεογενές, που καλύπτονται από ασβεστιτικές αποθέσεις, και οι Ηφαιστειακές Caribbees κοντά στη Γρενάδα, που είναι ενεργές από το Νεογενές. Γενικότερα μεγάλος αριθμός ηφαιστειών εξερράγη υποθαλάσσια (Phillipe Jean-Jose Bouysse 1990, Leat & Larter 2003).



Σχήμα 5.4.2. Γεωλογικός χάρτης που αποτυπώνει το νέο νησιωτικό τόξο και το παλαιότερο νησιωτικό τόξο των Μικρών Αντιλλών (Davidson & Wilson 2011).

5.5 ΤΟΞΟ των ΣΟΛΟΜΩΝΤΑ (SOLOMON ISLAND ARC)

Το νησιωτικό τόξο του Σολομώντα είναι το νεότερο σημερινό τόξο (Mann et al. 1998) και είναι τμήμα του συμπλέγματος του Μελανησιακού νησιωτικού τόξου και των περιθωριακών θαλασσών, που εκτείνονται κατά μήκος της νοτιοδυτικής ειρηνικής πλάκας με διεύθυνση νοτιοανατολική από τη Νέα Βρετανία, Πούα - Νέα Γουινέα, την αύλακα Βανουάτου (Νέες Εβρίδες) και Φίτζι, έως το νησιωτικό τόξο Τόνγκα - Κέρμαντεκ (Frank I. Coulson 1985).



Σχήμα 5.5.1. Χάρτης που αποτυπώνει το τεκτονικό καθεστώς του τόξου του Σολομώντα (Petterson & Tawake 2016).

Δημιουργείται στη ζώνη υποβύθισης της Ινδο-Αυστραλιανής πλάκας με τμήμα της νοτιοδυτικής Ειρηνικής πλάκας, και χαρακτηρίζεται από την αντιστροφή πολικότητας της υποβύθισης των πλακών αυτών που χρονολογείται στο Νεογενές (Schuth et al. 2009). Αρχικά, προηγήθηκε η υποβύθιση της Ειρηνικής πλάκας κάτω από την Ινδο-Αυστραλιανή κατά μήκος της τάφρου Βιτιάς (Vitaz trench), δημιουργώντας έτσι τη βόρεια νησιωτική αλυσίδα των νησιών του Σολομώντα. Η μετανάστευση αυτής της νησιωτικής αλυσίδας προς το εξωτερικό του τόξου, σταδιακά την έφερε σε σύγκλιση με το Όντογκ Τζάβα (Ontong-Java) πλατώ Κρητιδικής ηλικίας, και σε αναπόφευκτη σύγκρουση με αυτό, που σήμανε το τέλος της υποβύθισης που λάμβανε χώρα και παράλληλη αντιστροφή της. Δηλαδή, η σύγκρουση αυτή διέγειρε την έναρξη της βύθισης της Ινδοαυστραλιανής πλάκας κάτω από το περιθώριο της Ειρηνικής, γεννώντας έτσι τη δεύτερη και νότια νησιωτική αλυσίδα του τόξου Σολομώντα, που

είναι ηλικίας Άνω Μειοκαίνου. Συνολικά οι δύο παράλληλες αλυσίδες είναι μήκους 1000 χλμ..

Από έρευνες προέκυψε πως η υποβύθιση λαμβάνει χώρα μέχρι σήμερα, κατά μήκος ρήγματος αποκόλλησης που εντοπίζεται κάτω από το τόξο του Σολομώντα. Τα όρια των δύο παράλληλων νησιωτικών τόξων ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, καθορίζονται από το νησί Bougainville στα δυτικά και το San Cristobal στα ανατολικά, ενώ έξι είναι τα κύρια μεγαλύτερα νησιά του τόξου.

Στο καθεστώς πίσω από το τόξο, δεν υπάρχει έντονος εφελκυσμός, επομένως δε διακρίνεται οπισθοτόξια λεκάνη, ενώ ο μαγματισμός του τόξου είναι από βασαλτικός έως ανδεσιτικός.

5.6 ΤΟΞΟ ΕΒΡΙΔΕΣ-BANOYATOY (New Hebrides Vanuatu)

Σύμφωνα με τους Greene, Collot, Stokking et al. (1994) το τόξο Βανουάτου αποτελεί τη συνέχεια του τόξου του Σολομώντα στα ανατολικά, οπότε χαρακτηρίζεται από το ίδιο τεκτονικό καθεστώς κίνησης λιθοσφαιρικών πλακών. Συγκεκριμένα, το τόξο αυτό αποτελεί φυσικό όριο δύο υποβυθίσεων, διαφορετικής φοράς, καθώς στα βόρεια του συμπλέγματος η Ινδο-Αυστραλιανή πλάκα υποβυθίζεται με ανατολική φορά κάτω από την Ειρηνική πλάκα (τάφροι Νέα Βρετανία, Σαν Κρίστομπαλ και Νέες Εβρίδες και μικροπλάκα της βόρειας λεκάνης Φίτζι), ενώ στο νότιο τμήμα η Ειρηνική πλάκα υποβυθίζεται με δυτική φορά κάτω από την Ινδο-Αυστραλιανή (τάφροι Τόνγκα-Κέρμαντεκ, νότια λεκάνη Φίτζι και μικροπλάκα της λεκάνης Lau). Το τόξο των Νέων Εβρίδων είναι μήκος 1.700 χλμ. από τα νησιά Santa Cruz, του τόξου Σολομώντα στο βορρά έως τα νησιά Matthew και Hunter στο νότο.

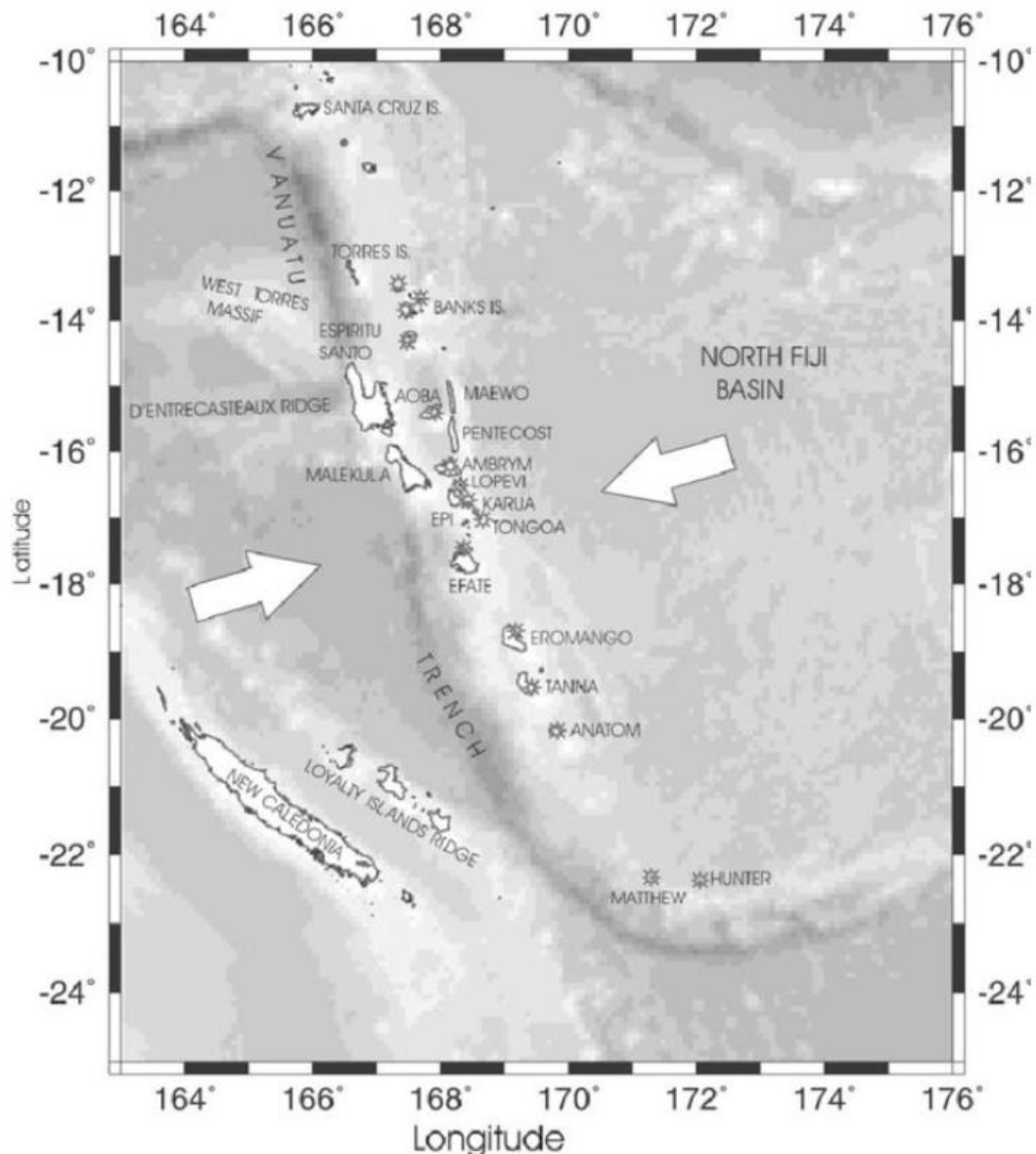
Η τάφρος του τόξου έχει βάθος 6χλμ., που τοπικά φτάνει και τα 7χλμ.. Παρατηρείται απουσία πρίσματος επαύξησης, με εξαίρεση το κεντρικό κομμάτι του τόξου Βανουάτου, που συγκρούεται με το βόρειο τμήμα της ράχης d'Entrecasteaux (DEZ) και σχηματίζει μια μικρή σφήνα επαύξησης. Η DEZ είναι ένα σύστημα από ράχες ηλικίας Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου, πλάτους 100 χλμ. και ύψους 2-4 χλμ. πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, που εκτείνεται από τη Νέα Καληδονία έως τις Νέες Εβρίδες. Η οπισθοτόξια λεκάνη έχει βάθος 2-3χλμ. και συνδέεται με τη βόρεια λεκάνη Φίτζι.

Το τόξο Βανουάτου διακρίνεται σε τρία επιμέρους τμήματα, που είναι η Δυτική Ζώνη που αποτελεί το παλαιότερο τμήμα, η Ανατολική ζώνη και η Κεντρική ζώνη, που είναι και η νεότερη. Η Δυτική Ζώνη αποτελείται από τα νησιά Malakula, Espiritu Santo και το σύμπλεγμα Torres, ηφαιστειότητας Άνω Ολιγοκαίνου. Η Ανατολική Ζώνη έχει τα νησιά Pentecost and Maewo, ηλικίας Άνω Μειοκαίνου - Κάτω Πλειοκαίνου. Τέλος, στην κεντρική ζώνη αντιστοιχούν τα ηφαιστειακά νησιά Ambrym, Aoba, Mere Lava, and Santa Maria, ηλικίας Κάτω Πλειστοκαίνου, τα οποία είναι και τα μοναδικά ενεργά σήμερα.

Με βάση το προαναφερόμενο μοντέλο της αναστροφής της πολικότητας των λιθοσφαιρικών πλακών, το πρωταρχικό καθεστώς υποβύθισης στην τάφρο Βιτιάς σχημάτισε τη Δυτική Ζώνη του τόξου Βανουάτου κατά το Ηώκαινο. Η μετανάστευση και η αναστροφή πολικότητας, λόγω της σύγκρουσης των νήσων του Σολομώντα με το

Οντογκ Τζάβα πλατώ, προκάλεσε τον εφελκυσμό για τη διάνοιξη της Βόρειας λεκάνης Φίτζι και της οπισθοτόξιας λεκάνης του τόξου Βανουάτου.

Ο μάγματισμός του τόξου χαρακτηρίζεται από χαμηλού Κ θολείτες έως υψηλού Κ αλκαλικά.



Σχήμα 5.6.1. Νησιωτικό τόξο Νέων Εβρίδων - Βανουάτου. Με αστερίσκο σημειώνονται τα ανδεδιστικά ηφαίστεια που είναι ενεργά και τα βέλη δείχνουν τις εφελκυστικές τάσεις (Taylor et al., 1995).

Η ενδοωκεάνια υποβύθιση αποτελεί μια σημαντική γεωτεκτονική διαδικασία, καθώς λαμβάνει χώρα στο στάδιο έναρξης της καταστροφής ωκεάνιου χώρου του γεωτεκτονικού κύκλου. Κατά την διαδικασία αυτή, τμήμα της υποβυθιζόμενης ωκεάνιας πλάκας μαζί με τα ιζήματα που φέρει πάνω της, μεταμορφώνεται σε συνθήκες αμφιβολιτικές και δημιουργείται η μεταμορφική σόλα, που την εντοπίζουμε μαζί με τις οφειλιθικές μάζες σε διάφορα σημεία των ήδη αναδυμένων ορογενών του πλανήτη.

Στην προσπάθεια κατανόησης των γεωτεκτονικών διεργασιών που συνέβησαν στο σύστημα της Τηθύος και δημιούργησαν την Αλπική αλυσίδα ορών, που εκτείνεται από την Δ. Ευρώπη (Πυρηναία) και τη Β. Αφρική (όρη Άτλαντα), μέχρι τα Ιμαλάια και τη Ν. Κίνα, έγινε προσπάθεια εντοπισμού και μελέτης των θέσεων που παρουσιάζουν στοιχεία ενδοωκεάνιας υποβύθισης.

Στο Ελληνικό ορογενές, οι θέσεις αυτές εντοπίζονται μαζί με τις οφειλιθικές μάζες στην Πίνδο, στον Βούρino, στην Όθρυ και το Καλλίδρομο, στην Εύβοια και την Λέσβο, όπου σε όλες αυτές μελετήθηκε η παρουσία μεταμορφικής σόλας, ενώ αναφέρονται και στοιχεία που συνδέονται με ενδοωκεάνια υποβύθιση στην ζώνη Αξιού. Στην Αλπική ορογενετική αλυσίδα, πολύ σημαντικές ανάλογες θέσεις οφειλιθικών μαζών με παρουσία μεταμορφικής σόλας που μελετήθηκαν, βρίσκονται στην Τουρκία, στην Συρία, στο Oman και στο Ιράν.

Τέλος, μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η μελέτη των σύγχρονων εξελισσόμενων διαδικασιών ενδοωκεάνιας υποβύθισης στην ενεργό παγκόσμια γεωδυναμική που αναφέρονται τα σημαντικά τους στοιχεία, καθώς αυτές είναι που μας δίνουν πληροφορίες για την κατανόηση των αντίστοιχων γεωτεκτονικών διαδικασιών στο παρελθόν.

Στο σύστημα της Τηθύος εξελίχθηκε μια από τις σημαντικότερες ορογενετικές διαδικασίες του πλανήτη, πολύπλοκη και με επιμέρους στάδια, που έδωσε τελικά την Αλπική αλυσίδα, που δομείται από μια σειρά από βουνά. Ξεκινώντας δυτικά από τα όρη του Άτλαντα στην Β. Αφρική, τα Πυρηναία και τις Άλπεις στην Ευρώπη, όπου συνεχίζεται διασπώμενη σε κλάδους στα Απέννινα στην Ιταλία, τις Καρπαθίδες και Δυναρίδες στον χώρο της Βαλκανικής, στην οροσειρά της Πίνδου στον κύριο κορμό του Ελληνικού χώρου και σε όλα τα Ελληνικά βουνά, περνώντας στον χώρο της Ασίας στις Ταυρίδες στην Τουρκία, στην Συρία, στο Oman, στα όρη Zagros στο Ιράν, καταλήγει στα Ιμαλάια και στα νότια τεμάχια της Κίνας στα ανατολικά.

Στην προσπάθεια να μελετηθούν οι γεωτεκτονικές διαδικασίες που έλαβαν χώρα στο σύστημα αυτό, οι επιστήμονες που ασχολήθηκαν, προσπάθησαν να εντοπίσουν σημεία που δίνουν σημαντικά στοιχεία για την εξέλιξή του. Μέσα σ' αυτά εντάσσονται και οι θέσεις ενδοωκεάνιας υποβύθισης, που φανερώνουν την διαδικασία έναρξης καταστροφής ωκεάνιου χώρου και συνοδεύονται κυρίως από την δημιουργία μεταμορφικής σόλας.

Στην παρούσα εργασία, αναφέρονται οι σημαντικές αυτές θέσεις που εντοπίστηκαν και μελετήθηκαν στο Ελληνικό ορογενές, αλλά και οι σημαντικότερες ανάλογες θέσεις στην Αλπική αλυσίδα. Επίσης, αναφέρονται σημεία όπου σήμερα εξελίσσονται ενδοωκεάνιες υποβυθίσεις στην ενεργό παγκόσμια γεωδυναμική, αφού αποτελούν σημαντικά στοιχεία για να κατανοήσουμε αυτές τις διαδικασίες, καθώς οι γεωτεκτονικές διαδικασίες που εξελίσσονται σήμερα, είναι αυτές που επαναλαμβανόμενες στο γεωλογικό παρελθόν έδωσαν την δημιουργία των ήδη διαμορφωμένων ορογενετικών λωρίδων του πλανήτη.



ABSTRACT

In the Tethys orogenic system took place one of the most important orogenic processes on the planet, complex and with individual stages, which finally gave rise to the Alpine orogenic belt, structured by a series of mountains. Starting west from the Atlas mountains in N. Africa, the Pyrenees and the Alps in Europe, where it continues splitting into branches in the Apennines in Italy, the Carpathians and Dinarides in the Balkan area, the Pindos mountain range in the main trunk of the Greek area and in all the Greek mountains, passing through Asia in the Taurides in Turkey, in Syria, in Oman, in the Zagros mountains in Iran, ending in the Himalayas and the southern part of China in the east.

In the effort to study the geotectonic processes that took place in this system, the scientists tried to identify sites that provide important evidence for its evolution. Among them are included the positions of intra-oceanic subduction, which reveal the process of initial destruction of oceanic space and are mainly accompanied by the creation of a metamorphic sole.

In this study, these important positions identified and studied in the Hellenic orogene, as well as the most important positions in the Alpine chain, are mentioned. Also, intra-ocean subduction processes which are currently developing in the active global geodynamics are described, since they are important elements to understand these processes, as the geotectonic processes that are evolving today are those that repeatedly in the geological past gave rise to the already formed orogenic belts of the planet.

- A.F. Bingel, P6tologie du massif ophiolitique de Pozanti Karsanti (Taurus cilicien, Turquie); Erude de la partie orientale, These 3ieme Cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg (1978) 227 pp.
- Agard, P., Jolivet, L., Vrielynck, B., Burov, E., & Monie, P. (2007). Plate acceleration: The obduction trigger?. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3-4), 428-441.
- Agard, P., Searle, M. P., Alsop, G. I., & Dubacq, B. (2010). Crustal stacking and expulsion tectonics during continental subduction: P-T deformation constraints from Oman. *Tectonics*, 29(5).
- Alavi, M., 1994, Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211–238, doi: 10.1016/0040-1951(94)90030-2
- Alizadeh, E., Arvin, M., Dargahi, S., 2012. Geochemistry and Petrogenesis of Plagiogranites in the Neyriz Ophiolitic Sequence, Iran: Constraints on Their Origin. *Journal of Petrology*, 12: 1–14 (in Persian)
- Allen, P. A. (2007). The Huqf Supergroup of Oman: Basin development and context for Neoproterozoic glaciation. *Earth-Science Reviews*, 84(3–4), 139–185.
- Al-Riyami, K., Robertson, A., Dixon, J., & Xenophontos, C. (2002). Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer–Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. *Lithos*, 65(1-2), 225-260.
- Al-Riyami, K., Robertson, A., Dixon, J., & Xenophontos, C. (2002). Origin and emplacement of the Late Cretaceous Baer–Bassit ophiolite and its metamorphic sole in NW Syria. *Lithos*, 65(1-2), 225-260.
- Ambrose, T. K., Wallis, D., Hansen, L. N., Waters, D. J., & Searle, M. P. (2018). Controls on the rheological properties of peridotite at a palaeosubduction interface: A transect across the base of the Oman–UAE ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 491, 193-206.
- Ambrose, T. K., Waters, D. J., Searle, M. P., Gopon, P., & Forshaw, J. B. (2021). Burial, accretion, and exhumation of the metamorphic sole of the Oman-UAE ophiolite. *Tectonics*, 40(4), e2020TC006392.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., and Michel, R., 1984, Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation: Geologische Rundschau, v. 73, p. 917–932, doi: 10.1007/BF01820882.
- Anders, B.; Reischmann, T.; Poller, U.; Kostopoulos, D. Age and origin of granitic rocks of the eastern Vardar Zone, Greece: New constraints on the evolution of the Internal Hellenides. *J. Geol. Soc. Lond.* 2005, 162, 857–870.
- Babaie, H.A., Babaei, A., Ghazi, A.M., and Arvin, M., 2006, Geochemical, 40Ar/39Ar age, and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 43, p. 57–70, doi: 10.1139/e05-111.
- Barth, M. G., Mason, P. R., Davies, G. R., Dijkstra, A. H., & Drury, M. R. (2003). Geochemistry of the Othris ophiolite, Greece: evidence for refertilization?. *Journal of Petrology*, 44(10), 1759-1785.
- Baumgartner, P.O., Bernoulli, D., 1976. Stratigraphy and radiolarian Fauna in a Late Jurassic–Early Cretaceous section near Achladi (Evia, Eastern Greece). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 69 (3), 601–626

- Bechennec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Bourdilon-de-Grissac, C., de Wever, P., and Villey, M., 1990, The Hawasina Nappes: Stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin: *Geological Society of London Special Publication*, v. 49, p. 213–223, doi: 10.1144/GSL.SP.1992.049.01.14.
- Béchennec, F., Tegye, M., Le Métour, J., Lemièrre, B., Lescuyer, J. L., Rabu, D., & Milési, J. P. (1991). Igneous rocks in the Hawasina nappes and the Hajar supergroup, Oman mountains: their significance in the birth and evolution of the composite extensional margin of Eastern Tethys. In *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere: Proceedings of the Ophiolite Conference, held in Muscat, Oman, 7–18 January 1990* (pp. 593–611). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Béchennec, F., Le Métour, J., Platel, J. P., & Roger, J. (1993). Geological map of the Sultanate of Oman. Scale 1: 1.000. 000, with explanatory notes. *Muscat, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals*.
- Benioff, H. (1949). Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. *Geological Society of America Bulletin*, 60(12), 1837–1856.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210–265, doi: 10.1139/e81-163.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981, Tectono-plutonic episodes in Iran, in Gupta, H.K., and Delany, F.M., eds., *Zagros, Hindukush, Himalaya Geodynamic Evolution*: Washington, D.C., American Geophysical Union, p. 5–32.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: *Journal of the Geological Society of London*, v. 139, p. 605–614, doi: 10.1144/gsjgs.139.5.0605.
- Bizimis, M., Salters, V. J. M. & Bonatti, E. (2000). Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chemical Geology* 165, 67±85
- Blendinger, W., van Vliet, A. T., & Hughes Clarke, M. W. (1990). Updoming, rifting and continental margin development during the Late Palaeozoic in northern Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), 27–37.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., & Smoot, N. C. (1989). Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs. *Bulletin of Volcanology*, 51, 210–224.
- Blumenthal M., Le système structural du Taurus sudanatolien, in: *Livre h la M6moire du Professeur P. Fallot, Mem. hors ser. Soc. Geol. Fr. Paris 2* (1960–1963) 611–662.
- Bonneau, M., Godfriaux, I., Moulas, Y., Fourcade, E., Masse, J., 1994. Stratigraphie et structure de la bordure orientale de la double fenêtre du Paikon (Macédoine, Grèce). *Bull Geol Soc Greece* 30, 105–114
- Bonev, N.G., Stampfli, G.M., 2003. New structural and petrologic data on Mesozoic schists in the Rhodope (Bulgaria): Geodynamic implications. *Comptes Rendus - Geosci.* 335, 691–699. doi:10.1016/S1631-0713(03)00122-6
- Bortolotti, V., Chiari, M., Marcucci, M., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., & Saccani, E. (2004). Comparison among the Albanian and Greek ophiolites: in search of constraints for the evolution of the Mesozoic Tethys ocean. *Ophioliti*, 29, 19–35.

- Bortolotti, V., Chiari, M., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E., 2013. Geodynamic evolution of ophiolites from Albania and Greece (Dinaric-Hellenic belt): One, two, or more oceanic basins? *Int. J. Earth Sci.* 102, 783–811. doi:10.1007/s00531-012-0835-7
- Bouysse, P., Westercamp, D., & Andreieff, P. (1990). 4. THE LESSER ANTILLES ISLAND ARC1. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results* (Vol. 110, p. 29). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Brown, S.A.M., Robertson, A.H.F., 2004. Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece. *Tectonophysics* 381, 143–173. doi:10.1016/j.tecto.2002.06.001
- Brunn J.H., Contribution ~ letude du Pinde septentrional et d'une partie de la Macedoine occidentale, *Ann. Geol. Pays Helleniques* 7 (1956) 1-358.
- Bucher, K., Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, 318 pp.
- Celet, P. (1962): Contribution à l'étude géologique du ParnasseKiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. – *Ann. Géol. Pays Helléniques*, 13: 446 p., Athens (Univ. Athens)
- Celet, P., Ferrière, J. & Wigniolle, E. (1977): Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19 (4): 935–942, Paris (Soc. Géol. France).
- Celet, P. (1976): À propos du mélange de type "volcano-sédimentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18: 299–307 and *Coll. Int. C.N.R.S. Paris*, 244: 103–111.
- Celet, P., Ferrière, J. & Wigniolle, E. (1977): Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19 (4): 935–942, Paris (Soc. Géol. France).
- Chauvet, F., Dumont, T., & Basile, C. (2009). Structures and timing of Permian rifting in the central Oman Mountains (Saih Hatat). *Tectonophysics*, 475(3-4), 563-574.
- Coleman, R. G. (1981). Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2497-2508.
- Cowan, R. J., Searle, M. P., & Waters, D. J. (2014). Structure of the metamorphic sole to the Oman Ophiolite, Sumeini Window and Wadi Tayyin: implications for ophiolite obduction processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 392(1), 155-175.
- Cozzi, A., Rea, G., & Craig, J. (2012). From global geology to hydrocarbon exploration: Ediacaran-Early Cambrian petroleum plays of India, Pakistan and Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 366(1), 131–162.
- Davidson, J., & Wilson, M. (2011). Differentiation and source processes at Mt Pelee and the Quill; active volcanoes in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Petrology*, 52(7-8), 1493-1531.
- Danelian, T. & Robertson, A.H.F. (1995): Radiolarian evidence of Middle Jurassic collapse of the Pelagonian carbonate platform (Kallidromon Mountains, Central Greece). – *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, 4: 175–180; *Proc. 15th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc.*, September 1995, Athens.
- Delaune-Mayer M., J. Marcoux, J.F. Parrot and A. Poisson, Mode1e d'evolution m6sozofque de la paleomarge tethysienne au niveau des nappes radiolaritiques

- et ophiolitiques du Taurus lycien, d'Antalaya et du Baer-Bassit, in: Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basin, Split, Biju-Duval and Montadert, ed. (Editions Technip, Paris, 1977) 79-94.
- Danelian, T., & Robertson, A. H. (2001). Neotethyan evolution of eastern Greece (Pagondas Mélange, Evia Island) inferred from radiolarian biostratigraphy and the geochemistry of associated extrusive rocks. *Geological Magazine*, 138(3), 345-363.
- Delaloye, M., & Desmons, J. (1980). Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68(1-2), 83-111.
- Dijkstra, A., Drury, M. R. & Vissers, R. L. M. (2001). Structural petrology of plagioclase peridotites in the West Othris Mountains (Greece): melt impregnation in mantle lithosphere. *Journal of Petrology* 42, 5±24.
- Du Toit, A. (1937). Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting. (No Title).
- Elitok, Ö., & Drüppel, K. (2008). Geochemistry and tectonic significance of metamorphic sole rocks beneath the Beyşehir–Hoyran ophiolite (SW-Turkey). *Lithos*, 100(1-4), 322-353.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 14991-15019.
- Eubanks, T. M. (1993). Variations in the orientation of the Earth. *Contributions of space geodesy to geodynamics: Earth dynamics*, 24, 1-54.
- Farhoudi, G.H., 1978, A comparison of Zagros geology to island-arcs: The Journal of Geology, v. 86, p. 323–334.
- Ferrière, J. (1977). Faits nouveaux concernant la zone isopique maliaque (Grèce continentale orientale). VI Colloq. Géol. Régions égéennes, 197-210.
- Ferrière, J. (1982). Paleogeographies et tectoniques superposées dans les Hellenides internes: les massifs de l' Othrys et du Pelion. Soc. géol. du Nord, 8, 1 – 970
- Forbes, G.A., Jansen, H. S.M. & Schreurs, J., 2010. Lexicon of Oman subsurface stratigraphy. Reference guide to the stratigraphy of Oman's Hydrocarbon basins, GeoArabia, 373 , Special Publication 5 by Gulf Petro Link.
- Frank I. Coulson A. E. M. Nairn et al. (eds.), The Ocean Basins and Margins © Plenum Press, New York 1985.
- Frisch, W., Dunkl, I., & Kuhleemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 327(3-4), 239-265.
- Frisch, W., Meschede, M., Blakey, R. C., Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. (2011). *Plate tectonics and mountain building* (pp. 149-158). Springer Berlin Heidelberg.
- Froitzheim, N., Jahn-Awe, S., Frei, D., Wainwright, A.N., Maas, R., Georgiev, N., Nagel, T.J., Pleuger, J., 2014. Age and composition of meta-ophiolite from the Rhodope Middle Allochthon (Satovcha, Bulgaria): A test for the maximum-allochthon hypothesis of the Hellenides. *Tectonics* 33, 1477–1500. doi:10.1002/2014TC003526.
- Fryer, P. (1996). Evolution of the Mariana convergent plate margin system. *Reviews of Geophysics*, 34(1), 89-125.
- Fryer, P., Ambos, E. L., & Hussong, D. M. (1985). Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, 13(11), 774-777.

- Galeos, A., Pomoni-Papaioannou, F., Tsaila-Monopolis, S., Turnsek, D., Ioakim, C., 1994. Upper Jurassic-Lower Cretaceous molassic-type sedimentation in the western part of the Almopias subzone, Aridhea Loutra unit (northern Greece). *Bull Geol Soc Greece* 30, 171–184.
- Garfunkel, Z., Anderson, C. A., & Schubert, G. (1986). Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B7), 7205-7223.
- Garmon, W. T., Allen, C. D., & Groom, K. M. (2017). Geologic and tectonic background of the Lesser Antilles. *Landscapes and landforms of the Lesser Antilles*, 7-15.
- Gartzos, E., 1986. On the Genesis of Cryptocrystalline Magnesite Deposits in the Ultramafic Rocks of Northern Evia (Greece). PhD Thesis ETH Zuerich, Switzerland, 195 pp.
- Gartzos, E., Dietrich, V. J., Migiros, G., Serelis, K., & Lymperopoulou, T. (2009). The origin of amphibolites from metamorphic soles beneath the ultramafic ophiolites in Evia and Lesbos (Greece) and their geotectonic implication. *Lithos*, 108(1-4), 224-242.
- Ghazi, A.M., and Hassanipak, A.A., 2000, Petrology and geochemistry of the Shahr-Babak ophiolite, Central Iran, in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., and Nicolas, A., eds., *Ophiolites and Oceanic Crust: New insight from field and the Ocean Drilling Program: Geological Society of America Special Paper 349*, p. 485–497.
- Ghikas, C., Dilek, Y., & Rassios, A. E. (2010). Structure and tectonics of subophiolitic mélanges in the western Hellenides (Greece): implications for ophiolite emplacement tectonics. *International Geology Review*, 52(4-6), 423-453.
- Ghon, G., Rankey, E. C., Baechle, G. T., Schlaich, M., Ali, S. H., Mokhtar, S., & Poppelreiter, M. C. (2018, June). Carbonate reservoir characterisation of an isolated platform integrating sequence stratigraphy and rock physics in Central Luconia. In *80th EAGE Conference and Exhibition 2018* (Vol. 2018, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Glennie, K. W. (1974). Geology of the Oman mountains. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*, 1, 423.
- Gnos, E., & Nicolas, A. (1996). Structural evolution of the northern end of the Oman Ophiolite and enclosed granulites. *Tectonophysics*, 254(1-2), 111-137.
- Gnos, E. (1998). Peak metamorphic conditions of garnet amphibolites beneath the Semail ophiolite: Implications for an inverted pressure gradient. *International Geology Review*, 40(4), 281-304.
- Godfriaux, I., Ricou, L.E., 1991. The Paikon, a tectonic window within the Internal Hellenides, Macedonia, Greece. *Comptes Rendus - Acad. des Sci. Ser. II* 313, 1479–1484.
- Greene, H. G., Collot, J. Y., Fisher, M. A., & Crawford, A. J. (1994). Neogene tectonic evolution of the New Hebrides island arc: A review incorporating ODP drilling results. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 134, No. 1, pp. 19-46). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Guilmette, C., Smit, M. A., van Hinsbergen, D. J., Gürer, D., Corfu, F., Charette, B., ... & Savard, D. (2018). Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail Ophiolite of Oman. *Nature Geoscience*, 11(9), 688-695.

- Hacker, B. R., Mosenfelder, J. L., & Gnos, E. (1996). Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronologic constraints. *Tectonics*, 15(6), 1230-1247.
- Hallas, P., & Bauer, W. (2021). Texture and Shape Analysis of Quartzite Mylonites of the Metamorphic Sole of the Samail Ophiolite (Oman): Evidence for Syn-and Post-Obduction Deformation. *Geosciences*, 11(3), 111.
- Hassanipak, A. A., & Ghazi, A. M. (2000). Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoys ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(1), 109-121.
- Hatzipanagiotou, K., Tsikouras, B., Migros, G., Gartzos, E., Serelis, K., 2003. Origin of rodingites in ultramafic rocks from Lesbos island (NE Aegean, Greece). *Ophioliti* 28 (1), 13–23.
- Hynes, A. (1974). Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Canadian Journal of Earth Sciences* 11, 842±853.
- Jahn-Awe, S., Froitzheim, N., Nagel, T.J., Frei, D., Georgiev, N., Pleuger, J., 2010. Structural and geochronological evidence for Paleogene thrusting in the western Rhodopes, SW Bulgaria: Elements for a new tectonic model of the Rhodope Metamorphic Province. *Tectonics* 29, 1–30. doi:10.1029/2009TC002558
- Jones, G. and Robertson, A.H.F. (1991). Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and related units, northwestern Greece. *Journ. Geol. Soc. London*, vol.148, pp.267-288.
- Juteau T., Ophiolites des Taurides: essai sur leur histoire oceanique, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.* 21, 3 (1979) 191-214.
- Juteau T., Les ophiolites des nappes d'Antalaya (Taurides occidentales, Turquie), Petrologie d'un fragment de l'ancienne croûte oceanique tethysienne, *Sciences de la Terre, Nancy, Mem.* 32 (1975) 692 pp.
- Juteau, T. (1980). Ophiolites of Turkey.
- Karipi, S. (2004): The ophiolitic outcrops of Iti and Kallidromon. Geological study – petrogenetic evolution – geotectonic interpretation. – Ph. D. thesis Univ. Patras: 417 p., Patras.
- Katrivanos, E., Kiliyas, A., Mountrakis, D., 2013. Kinematics of deformation and structural evolution of the Paikon Massif (Central Macedonia, Greece): A Pelagonian tectonic window? *Neues Jahrb. für Geol. und Paläontologie - Abhandlungen* 269, 149–171. doi:10.1127/0077- 7749/2013/0342.
- Kazmin, V.G., Kulakov, V.V., 1968. The geological map of Syria. Scale 1:50,000 (Sheet Al-Lathehiyeh). Explanatory note. Technoexport, Nedra, Moscow, 124 pp.
- Katsikatsos, G., 1977. La structure tectonique d'Attique et de l'Ile d'Eubée.VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region. Athens I, 211–228.
- Katsikatsos, G., Mataragas, D., Migros, G., Triandaphyllidis, E., 1982. Geological study of Lesbos island. I.G.M.E. report. 92 pp.
- Katsikatsos, G., Migros, G., Triandaphyllidis, E., Mettos, A., 1986. Geological structure of the Internal Hellenides (E. Thessaly–Euboea–Attica–Northern Cyclades and Lesbos). *Geological and Geophysical Research. I.G.M.E.*, pp. 191–212. special issue.
- Katsikatsos, G., Migros, G., Triantaphyllis, M. and Mettos, A. (1986). Geological structure of the internal Hellenides (E. Thessaly - SW. Macedonia, Euboea -

- Attica - Northern Cyclades Islands and Lesvos). I.G.M.E. Geological and Geophysical Research, Sp.Issue, pp.191-212
- Kilias, A., Mountrakis, D., 1998. Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Vulcanol.* 10, 331–337.
- Kilias, A., Frisch, W., Avgerinas, A., Dunkl, I., Falalakis, G., Gawlick, H.-J., 2010. Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides. *Austrian J. Earth Sci.* 103, 4–28
- Kilias, A.; Thomaidou, E.; Katrivanos, E.; Vamvaka, A.; Fassoulas, C.; Pipera, K.; Falalakis, G.; Avgerinas, S.; Sfeikos, A. A geological cross-section through northern Greece from Pindos to Rhodope Mountain Ranges: A field guide across the Ex-ternal and Internal Hellenides. *J. Virtual Explor.* 2016, 50, 1–107.
- Kilias, A. The Alpine Geological History of the Hellenides from the Triassic to the Present—Compression vs. Extension, a Dynamic Pair for Orogen Structural Configuration: A Synthesis. *Geosciences* 2024, 14, 10. <https://doi.org/10.3390/geosciences14010010>
- Koroneos, A., Kilias, A., Avgerinas, A., 2013. Hercynian plutonic rocks of Voras Mountain, Macedonia, Northern Greece: their structure, petrogenesis, and tectonic significance. *Int. Geol. Rev.* 55, 994–1016. doi:10.1080/00206814.2012.758830.
- Leat, P. T., & Larter, R. D. (2003). Intra-oceanic subduction systems: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 219(1), 1-17.
- Leluc, H. (1978): Contribution à l'étude géologique du Massif du Kallidromon (Grèce continentale). – Diplôme d'Études Approfondies Univ. Lille: 74 p., Lille.
- L.E. Ricou, I. Argyriadis and J. Marcoux, L'axe caicaire du Taurus, un alignement de fenetres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 17, 6 (1975) 1024- 1043.
- Makris, J. (1985). Geophysics and geodynamic implications for the evolution of the Hellenides. In *Geological evolution of the Mediterranean Basin: Raimondo Selli commemorative volume* (pp. 231-248). New York, NY: Springer New York.
- Mann, P., Taylor, F. W., Lagoe, M. B., Quarles, A., & Burr, G. (1998). Accelerating late Quaternary uplift of the New Georgia Island Group (Solomon island arc) in response to subduction of the recently active Woodlark spreading center and Coleman seamount. *Tectonophysics*, 295(3-4), 259-306.
- Massonne, H. J., Opitz, J., Theye, T., & Nasir, S. (2013). Evolution of a very deeply subducted metasediment from As Sifah, northeastern coast of Oman. *Lithos*, 156, 171-185.
- McKenzie, D. P. (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal International*, 18(1), 1-32.
- Meinhold, G., Kostopoulos, D., Reischmann, T., Frei, D., BouDagher-Fadel, M.K., 2009. Geochemistry, provenance and stratigraphic age of metasedimentary rocks from the eastern Vardar suture zone, northern Greece. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 277, 199–225. doi:10.1016/j.palaeo.2009.04.005
- Menzies, M. (1973). Mineralogy and partial melt textures within an ultramafic±mafic body, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42, 273±285.
- Menzies, M. & Allen, C. (1974). Plagioclase lherzolite±residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45, 197±213.

- Menzies, M. (1976). Rare earth geochemistry of fused ophiolitic and alpine lherzolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 645-656.
- Mercier, J. Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellénides. *Ann. Géol. Pays Helléniques* 1968, 20, 1-792.
- Michail, M., Pipera, K., Koroneos, A., Kiliass, A., Ntaflos, T., 2016. New perspectives on the origin and emplacement of the Late Jurassic Fanos granite, associated with an intra-oceanic subduction within the Neotethyan Axios-Vardar Ocean. *Int. J. Earth Sci.* 105, 1965-1983. doi:10.1007/s00531-016-1321-4
- Michail, M.; Pipera, K.; Koroneos, A.; Kiliass, A.; Ntaflos, T. New perspectives on the origin and emplacement of the Late Jurassic Fanos granite, associated with an intra-oceanic subduction within the Neotethyan Axios-Vardar Ocean. *Int. J. Earth Sci.* 2016, 105, 1965-1983.
- Migiros, G., Hatzipanagiotou, K., Gatzos, E., Serelis, K., Tsikouras, B., 2000. Petrogenetic evolution of ultramafic rocks from Lesbos island (NE Aegean, Greece). *Chemie der Erde* 60, 27-46.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 397-412, doi: 10.1016/S1367-9120(02)00035-4
- Moore, E. M. (1982). Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 735-760.
- Moghadam, H. S., Stern, R. J., & Rahgoshay, M. (2010). The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Bulletin*, 122(9-10), 1516-1547.
- Moghadam, H. S., Whitechurch, H., Rahgoshay, M., & Monsef, I. (2009). Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(12), 1016-1028
- Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliass, A., Eleftheriadis, G., & Christofides, G. (1983). Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(11), 1673-1681.
- Mountrakis, D.M., 1986. The Pelagonian Zone in Greece: A Polyphase-Deformed Fragment of the Cimmerian Continent and Its Role in the Geotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean. *J. Geol.* 94, 335-344
- Mountrakis, D., Kiliass, A., Zouros, N. (1993). Kinematic analysis and Tertiary evolution of the Pindos-Vourinos ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28, 111-124.
- Nakanishi, M., Tamaki, K., & Kobayashi, K. (1989). Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the northwestern Pacific. *Journal of Geophysical Research: solid earth*, 94(B11), 15437-15462.
- Nicolas, A., Boudier, F., & Ildefonse, B. (1996). Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B8), 17941-17950.

- Nicolas, A., Boudier, F., Ildefonse, B., & Ball, E. (2000). Accretion of Oman and United Arab Emirates ophiolite—Discussion of a new structural map. *Marine Geophysical Researches*, 21, 147-180.
- Ninkabou, D., Agard, P., Nielsen, C., Smit, J., Gorini, C., Rodriguez, M., ... & Ducassou, C. (2021). Structure of the offshore obducted Oman margin: Emplacement of Semail ophiolite and role of tectonic inheritance. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(2), 2020JB020187.
- Nirta, G., Bortolotti, V., Chiari, M., Menna, F., Saccani, E., Principi, G., & Vannucchi, P. (2010). Ophiolites from the Grammos-Arrenes area, northern Greece: geological, paleontological and geochemical data. *Ophioliti*, 35, 103-115.
- Ozsvárt, P., & Kovács, S. (2012). Revised Middle and Late Triassic radiolarian ages for ophiolite mélanges: implications for the geodynamic evolution of the northern part of the early Mesozoic Neotethyan subbasins. *Bulletin de la Société géologique de France*, 183(4), 273-286.
- Papanikolaou, D.J., 1996. The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. In: Papanikolaou, D., Sassi, F.P. (Eds.), IGCP Project No. 276, Terrane Maps and Terrane Descriptions. *Annales Géologie des Pays Helléniques* 37, 1996–1977, pp. 495–514.
- Papanikolaou, D. (1999). The Triassic ophiolites of Lesvos Island within the Cimmeride orogene event. EUG 10, Symposium D06: Inter-Relations between Palaeotethys and Neotethys in Europe and Asia, p.315.
- Papastamatiou, J., Tataris, A., Vetoulis, D., Katsikatsos, G., Lalechos, N. & Eleftheriou, A. (1962a): Geological map of Amfi klia 1 : 50 000, Inst. Geol. Subsurface Research (I.G.S.R.).
- Papastamatiou, J., Vetoulis, D. & Tataris, A. (1962b): Kallidromon. Géologie et correlation avec le Parnasse. – Ann. Géol. Pays Helléniques, 5 (1): 43–51, Athens (Univ. Athens).
- Papastamatiou, J., Tataris, A., Vetoulis, D., Bornovas, J., Katsikatsos, G., Maragoudakis, N. & Lalechos, N. (1967): Geological map of Lamia 1 : 50 000, Inst. Geol. Subsurface Research (I.G.S.R.).
- Papastamatiou, J., Tataris, A., Vetoulis, D., Bornovas, J., Christodoulou, G. & Katsikatsos, G. (1960): Geological map of Amfissa 1 : 50 000, Inst. Geol. Subsurface Research (I.G.S.R.).
- Parlak, O., & Delaloye, M. (1996). Geochemistry and timing of post-metamorphic dyke emplacement in the Mersin Ophiolite (southern Turkey): New age constraints from 40Ar/39Ar geochronology. *Terra Nova*, 8(6), 585-592.
- Parlak, O., & Delaloye, M. (1999). Precise 40Ar/39Ar ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Tectonophysics*, 301(1-2), 145-158.
- Parrot J.F., Le cortege ophiolitique du Pinde septentrional, Grece, These 3i-me Cycle, ORSTOM (1967) 114 pp.
- Parrot, J.F., Guernet, C., 1972. Le cortège ophiolitique de l'Eubée mozonne, (Grèce): étude pétrographique des formations volcaniques et des roches métamorphiques associées dans les Monts Kandili aux radiolarites. Cahier ORSTOM, Serie Géologiques, vol. 4, pp. 153–163
- Parrot, J.F., 1974a. Le Secteur de Tamima (Turkmanli): Etude d' une sequence volcano-sedimentaire de la region ophiolitique du Baer –Bassit (Nord-Ouest de la Syrie). Cah.-ORSTOM, Ser. Geol. VI (2), 127 – 146.
- Parrot, J.F., 1974b. L'assemblage ophiolitique du Baer – Bassit (Nord-Ouest de la Syrie): e'tude pe'trographique et ge'ochimique du complexe filonien des laves

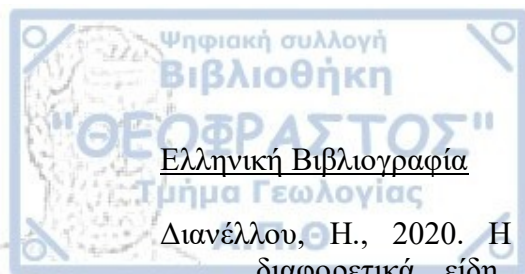
- en coussins qui lui sont associées, et d'une partie des formations effusives du volcano-sédimentaire. Cah.-ORSTOM, Sér. Géol. VI (2), 94 – 126.
- Parrot, J.F., 1980. The Baer – Bassit (Northwestern Syria) ophiolitic area. *Ophioliti* 2, 279 – 295.
- P.C. De Graciansky, Recherches géologiques dans le Taurus Lycien, These Univ. Paris XI. Orsay, Sér. A, 896 (1972) 571 pp.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, P. B. & Howells, M. F. (eds) *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London, Special Publications 16, 77±94
- Petterson, M. G., & Tawake, A. K. (2016). Toward inclusive development of the Pacific region using geoscience. *Geoscience for the public good and global development: toward a sustainable future. Geological Society of America Special Paper*, 520, 459-478.
- Polat, A., Casey J.F., Kerrich, R. (1996). Geochemical characteristics of accreted material beneath the Pozanti-Karsanti ophiolite, Turkey: Intra-oceanic detachment, assembly and obduction. *Tectonophysics*, 249-276.
- Rabu, D., Le Métour, J., Béchennec, F., Beurrier, M., Villey, M., & Bourdillon-Jeudy De Grissac, C. (1990). Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains). *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), 49-68.
- Rassios, A. & Konstantopoulou, G. (1993). Emplacement tectonism and the position of chrome ores in the Mega Isoma peridotites, SW Othris, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 28, 463±474
- Rassios, A. & Smith, A. G. (2001). Constraints on the formation and emplacement age of western Greek ophiolites (Vourinos, Pindos, and Othris) inferred from deformation structures in peridotites. In: Dilek, Y., Moores, E., Elthon, D. & Nicolas, A. (eds) *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*. Geological Society of America, Special Papers 349, 473±484.
- Rassios, A. H., & Moores, E. M. (2006). Heterogeneous mantle complex, crustal processes, and obduction kinematics in a unified Pindos-Vourinos ophiolitic slab (northern Greece). *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 237-266
- Rassios, A. E., & Dilek, Y. (2009). Rotational deformation in the Jurassic Mesohellenic ophiolites, Greece, and its tectonic significance. *Lithos*, 108(1-4), 207-223.
- Ricou, L.E., 1971, Le croissant ophiolitique peri-Arabe une ceinture de nappes mise en place au cretace superieur: *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, v. 13, p. 327–350.
- Ricou, L.E., 1974, L'Étude Géologique de la Région de Neyriz (Zagros Iranien) et l'Évolution Structurale des Zagrides [Thèse d'Etat]: Orsay, Paris-Sud, 300 p.
- Ricou, L.E., 1976, Evolution Structurale des Zagrides. La Région Clef de Neyriz (Zagros Iranien): *Memoire Société Geologie de la France* 125, 140 p. (Thèse Orsay, 1974).
- Ricou, L.E., Braud, J., and Brunn, J.H., 1977, Le Zagros: *Memoire Société Geologie de la France* 8, p. 33–52.
- Richter, D., Müller, C. & Mihm, A. (1993): Die Flysch-Zonen Griechenlands, V. Zur Stratigraphie des Flysches der Pindos-Zone im nördlichen Pindos-Gebirge zwischen der albanischen Grenze und der Querzone von Kastanitikos

- (Griechenland). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 5: 257–291, Stuttgart (Schweizerbart)
- Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., 1998. Rhodope and Vardar: The metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodin. Acta* 11, 285–309. doi:10.1016/S0985-3111(99)80018-7
- Rioux, M., Garber, J., Bauer, A., Bowring, S., Searle, M., Kelemen, P., & Hacker, B. (2016). Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: New constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision U–Pb zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 451, 185–195.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1–67.
- Sabzehei, M., 1997, The Geological Map of Dehshir, 1:100,000 Series: Tehran, Iran, Geological Survey of Iran, Sheet 6752, scale 1:100,000.
- Saccani, E., & Photiades, A. (2004). Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos*, 73(3-4), 229–253.
- Saccani, E., Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Photiades, A., Principi, G., 2008. The Jurassic association of backarc basin ophiolites and calc-alkaline volcanics in the Guevgueli complex (northern Greece): Implication for the evolution of the Vardar zone. *Ophioliti* 33, 209–227
- Schenker, F.L., Burg, J.P., Kostopoulos, D., Moulas, E., Larionov, A., Von Quadt, A., 2014. From mesoproterozoic magmatism to collisional cretaceous anatexis: Tectonomagmatic history of the Pelagonian Zone, Greece. *Tectonics* 33, 1552–1576. doi:10.1002/2014TC003563
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Maenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139–183. doi:10.1007/s00015-008-1247-3
- Schuth, S., Münker, C., König, S., Qopoto, C., Basi, S., Garbe-Schönberg, D., & Ballhaus, C. (2009). Petrogenesis of lavas along the Solomon Island Arc, SW Pacific: Coupling of compositional variations and subduction zone geometry. *Journal of Petrology*, 50(5), 781–811.
- Searle, M. P., & Malpas, J. (1980). Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 71(4), 247–262.
- Searle, M. P., & Malpas, J. (1982). Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains. *Journal of the geological society*, 139(3), 235–248.
- Searle, M. P., & Cox, J. O. N. (2002). Subduction zone metamorphism during formation and emplacement of the Semail ophiolite in the Oman Mountains. *Geological Magazine*, 139(3), 241–255.
- Searle, M.P. Structural geometry, style and timing of deformation in the Hawasina Window, Al Jabal al Akhdar and Saih Hatat culminations, Oman Mountains. *GeoArabia* 2007, 12, 99–130.

- Searle, M. P., Cherry, A. G., Ali, M. Y., & Cooper, D. J. (2014). Tectonics of the Musandam Peninsula and northern Oman Mountains: From ophiolite obduction to continental collision. *GeoArabia*, 19(2), 135-174.
- Searle, M. P., Waters, D. J., Garber, J. M., Rioux, M., Cherry, A. G., & Ambrose, T. K. (2015). Structure and metamorphism beneath the obducting Oman ophiolite: Evidence from the Bani Hamid granulites, northern Oman mountains. *Geosphere*, 11(6), 1812-1836.
- Searle, M., Rioux, M., & Garber, J. M. (2022). One line on the map: a review of the geological history of the Semail Thrust, Oman-UAE mountains. *Journal of Structural Geology*, 158, 104594.
- Şenel, M., 1984. Discussion on the Antalya nappes. In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt*, Proceedings of the International Symposium. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Ankara, Turkey, pp. 41.
- Serelis, K.G., 1995. Investigation of the Ophiolites of Lesvos Island. PhD Thesis Agricultural University Athens, 241 pp.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Chiaradia, M., et al., 2013. Geochemistry and Tectonic Evolution of the Late Cretaceous Gogher-Baft Ophiolite, Central Iran. *Lithos*, 168–169: 33–47. doi:10.1016/j.lithos.2013.01.013.
- Shahabpour, J., 2007, Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 652–665, doi: 10.1016/j.jseaes.2007.02.004.
- Sharp, I.R., Robertson, a. H.F., 2006. Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 260, 373–412. doi:10.1144/GSL.SP.2006.260.01.16
- Simantov, J., Economou, C., Bertrand, J., 1990. Metamorphic rocks associated with the Central Euboea ophiolite (Southern Greece): some new occurrences. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Oceanic Crust Analogues. Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*. Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Natural Resources, Nicosia, Cyprus, pp. 285–293.
- Smith, A. G., Hynes, A. J., Menzies, M., Nisbet, E. G., Price, I., Welland, M. J. & Ferriere, J. (1975). The stratigraphy of the Othris Mountains, eastern central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclogae Geologicae Helveticae* 68, 463±481.
- Smith, A. G. (1993). Tectonic significance of the Hellenic±Dinaric ophiolites. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary, C. R. (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 76, 213±243
- Smith, I. E., Stewart, R. B., & Price, R. C. (2003). The petrology of a large intra-oceanic silicic eruption: the Sandy Bay Tephra, Kermadec Arc, Southwest Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124(3-4), 173-194.
- Smith, I. E., & Price, R. C. (2006). The Tonga–Kermadec arc and Havre–Lau back-arc system: their role in the development of tectonic and magmatic models for the western Pacific. *Journal of volcanology and geothermal research*, 156(3-4), 315-331.
- Smith, I. E., Stewart, R. B., Price, R. C., & Worthington, T. J. (2010). Are arc-type rocks the products of magma crystallisation? Observations from a simple

- oceanic arc volcano: Raoul Island, Kermadec Arc, SW Pacific. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(1-2), 219-234
- Soret, M., Agard, P., Dubacq, B., Plunder, A., & Yamato, P. (2017). Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE). *Journal of Metamorphic Geology*, 35(9), 1051-1080.
- Soret, M., Agard, P., Ildefonse, B., Dubacq, B., Prigent, C., & Rosenberg, C. (2019). Deformation mechanisms in mafic amphibolites and granulites: Record from the Semail metamorphic sole during subduction infancy. *Solid Earth*, 10(5), 1733-1755.
- Stampfli, G.M. (1996): The intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. – *Eclogae Geol. Helv.*, 89 (1): 13–42, Basel (Birkhäuser).
- Stampfli, G.M., Mosar, J., De Bono, A. & Vavassis, I. (1998): Late Paleozoic, Early Mesozoic plate tectonics of the western Tethys. – 8th Int. Congr. Geol. Soc. Greece, Patras, Greece, 32 (1): 113– 120, Patras.
- Stern, R. J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y., & Whattam, S. (2012). To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 4(6), 469-483.
- Spray, J.G. and Roddick, J.C. (1980). Petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 43-55.
- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia: *Société Geologie de la France Memoire Hors-Serve* 8, p. 333–353.
- Sun, C. H., & Stern, R. J. (2001). Genesis of Mariana shoshonites: Contribution of the subduction component. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B1), 589-608.
- Tamura, Y., & Tatsumi, Y. (2002). Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu–Bonin arc. *Journal of Petrology*, 43(6), 1029-1047.
- Tamura, Y., Busby, C. J., Blum, P., Guérin, G., Andrews, G. D. M., Barker, A. K., ... & Yang, Y. (2015). Expedition 350 summary. In *Proceedings of the International Ocean Discovery Program* (Vol. 350).
- Tavani, S., Corradetti, A., Sabbatino, M., Seers, T. & Mazzoli, S., 2020. Geological record of the transition from induced to self-sustained subduction in the Oman Mountains, *J. Geodyn.*, 133, doi:10.1016/j.jog.2019.101674.
- Taylor, B. (1992). Island arcs, deep-sea trenches, and back-arc basins. *Oceanus*, 35(4), 17-26.
- Taylor, F. W., Bevis, M. G., Schutz, B. E., Kuang, D., Recy, J., Calmant, S., ... & Reichenfeld, C. (1995). Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge. *Geology*, 23(11), 1011-1014.
- Taylor, R. N., & Nesbitt, R. W. (1998). Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu–Bonin Arc, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2), 79-98.
- Terry J., Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pindé septentrional (Grace), Construction d'un modèle petrogenetique, *Bull. Soc. Geol. Fr.* 21 (1974) 204-213.
- Terry J. and J. Mercier, Sur l'existence d'une série d'écailles berriasiennes intercalées entre la nappe des ophiolites 310 et le flysch 60c~ne de la nappe du Pindé (Pindé septentrional, Grace), *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* 2 (1971) 71- 73.

- Thomas, R. J., Ellison, R. A., Goodenough, K. M., Roberts, N. M., & Allen, P. A. (2015). Salt domes of the UAE and Oman: probing eastern Arabia. *Precambrian Research*, 256, 1-16.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R., and Juteau, T. (1981). K-Ar Dating of some Intra-Ophiolitic metamorphic soles from the eastern Mediterranean: new evidence for oceanic thrustings before obduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 302-310.
- Tsikouras, B., Pomonis, P., & Hatzipanagiotou, K. (2008). Geological evolution of the Iti and Kallidromon Mountains (central Greece), focused on the ophiolitic outcrops.
- U. Cakir, T. Juteau and H. Whitechurch, Nouvelles preuves de l'ecailage intra-océanique précoce des ophiolites tethysiennes: les roches métamorphiques infraperidotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turquie), *Bull. Soc. Geol. Fr.* 20, I (1978) 61-70.
- U. Cakir, Petrologie du massif ophiolitique de Pozanti Karsanti (Taurus Cilicien, Turquie); Etude de la partie cantrale, These Doct. Ingenieur, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg (1978) 251 pp.
- Vergely, P. Tectoniques des Ophiolites Dans les Hellénides Internes Déformation, Métamorphisme et Phénomènes Sédimentaires. Conséquences sur l'Évolution des Région Téthysiennes Occidentales. Ph.D. Thesis, University Paris-Sud, Orsay, Paris, France, 1984; pp. 1-560.
- Von Huene, R., & Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279-316.
- Wegener, A. (1966). *The origin of continents and oceans*. Courier Corporation.
- Weidle, C., Wiesenberg, L., El-Sharkawy, A., Krüger, F., Scharf, A., Agard, P., & Meier, T. (2022). A 3-D crustal shear wave velocity model and Moho map below the Semail Ophiolite, eastern Arabia. *Geophysical Journal International*, 231(2), 817-834.
- Whitehouse, M. J., Pease, V., & Al-Khirbash, S. (2016). Neoproterozoic crustal growth at the margin of the East Gondwana continent—age and isotopic constraints from the easternmost inliers of Oman. *International Geology Review*, 58(16), 2046-2064.
- Wigniolle, E. (1977a): Contribution à l'étude géologique du massif de l'Iti (Grèce continentale). – Thèse 3e cycle Univ. Lille: 239 p., Lille.
- Wigniolle, E. (1977b): Données nouvelles sur la géologie du massif de l'Iti (Grèce continentale). – *Ann. Soc. Géol. Nord*, 47 (3): 239-251, Villeneuve d'Ascq.
- Wilson, J. T. (1973). Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, 19(2), 149-164.
- Wilson, M. (Ed.). (1989). *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Yamato, P., Agard, P., Goffé, B., De Andrade, V., Vidal, O., & Jolivet, L. (2007). New, high-precision P–T estimates for Oman blueschists: Implications for obduction, nappe stacking and exhumation processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 657-682.



Ελληνική Βιβλιογραφία

- Διανέλλου, Η., 2020. Η γεωχημεία των μαγμάτων που δημιουργούνται στα διαφορετικά είδη νησιωτικών τόξων. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.
- Θωμαΐδου, Ε. (2009). Η Γεωλογική δομή της Νήσου Λέσβου. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200 σελ.
- Κατσικάτσος, Γ., Ματαράγκας, Δ., Μιγκίρος, Γ. και Τριανταφύλλης Μ. (1982). Γεωλογική μελέτη της Νήσου Λέσβου. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα, σελ.90, (1991).
- Μουντράκης, Δ. (1994). Εισαγωγή στη γεωλογία της Μακεδονίας και της Θράκης. Απόψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της ελληνικής ενδοχώρας και των εσωτερικών ελληνίδων. Δελτ. Ελ. Γεωλ. Ετ. 30/1, 31-46.
- Μουντράκης, Δ., 2010. Γεωλογία Ελλάδος. Εκδόσεις UNIVERSITY STUDIO PRESS, Θεσσαλονίκη.
- Παπαζάχος Β., Παπαζάχος Κ., 2008. Εισαγωγή στη γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη, Νοέμβριος 2008.

Διαδικτυακές Πηγές

<https://oceanexplorer.noaa.gov/oceanos/explorations/ex1605/background/geology/welcome.html>

<https://earth.google.com/web/@48.59671297,54.94602217,282.61778042a,11758957.37067819d,35y,-0h,0t,0r/data=OgMKATA>

