



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές συνθήκες στην περιοχή των Γωνιών
Μαλεβιζίου Κρήτης**

Καλαμαράς Νικόλαος
Μαρουλάκη Μαρία

ΑΘΗΝΑ, ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 2021



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές συνθήκες στην περιοχή των Γωνιών
Μαλεβιζίου Κρήτης**

Καλαμαράς Νικόλαος
Μαρουλάκη Μαρία

Επιβλέποντες Καθηγητές: Ε. Σκούρτσος, Επίκουρος Καθηγητής
Χ. Κράνης, Επίκουρος Καθηγητής

ΑΘΗΝΑ, ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 2021

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια της διπλωματικής εργασίας του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος. Σκοπός της είναι η ανάλυση των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή των Γωνιών Μαλεβιζίου της Κρήτης. Για την διεκπεραίωση της μελέτης πραγματοποιήθηκαν πολυήμερες εργασίες υπαίθρου με τελικό στόχο την κατασκευή γεωλογικού και υδρογεωλογικού χάρτη της περιοχής σε κλίμακα 1:5000. Επιπλέον, πραγματοποιήθηκε εκτενής βιβλιογραφική έρευνα για τη γεωλογική δομή της Κρήτης, ενώ ακόμη περιεγράφηκαν τα λιθοστρωματογραφικά και τεκτονικά στοιχεία, τόσο των αλπικών, όσο και των μεταλπικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης. Τέλος, οι σχηματισμοί ταξινομήθηκαν ως προς τον υδρολιθολογικό τους χαρακτήρα, έτσι ώστε να καθοριστεί τελικά το συνολικό υδρογεωλογικό καθεστώς της περιοχής. Με βάση τα παραπάνω, καταλήγουμε στο ότι στην περιοχή μελέτης (i) εμφανίζονται τα Ανώτερα Καλύμματα της Κρήτης, ενώ απουσιάζουν τα Κατώτερα, (ii) οι μεταλπικοί σχηματισμοί διαχωρίζονται σε συμπαγείς κροκαλο-λατυποπαγείς και αδρομερείς κοκκώδεις, (iii) εμφανίζεται ολισθόστρωμα ανθρακικών πετρωμάτων της Τρίπολης υπερκείμενα των μεταλπικών σχηματισμών, (iv) παρουσιάζεται υδροφορία κυρίως στα οφιολιθικά πετρώματα, αλλά και στους αποσαθρωμένους μανδύες του φλύσχη Τρίπολης και του μεταλπικού αδρομερούς σχηματισμού.

ABSTRACT

The present work was carried out as part of the graduation thesis of the undergraduate study program of the Department of Geology and Geoenvironment. Its purpose is the analysis of the geological and hydrogeological conditions that prevail in the wider area of the village Gonies, Malevizi, Crete. Our study included extensive fieldwork for the compilation of a detailed geological and hydrogeological map of the area at 1:5000 scale. We also carried out extensive literature research of the geological framework of Crete and we described the stratigraphic and tectonic elements of both the alpine and the post-alpine formations of the study area. Furthermore, we classified the geological formations in terms of their hydrolithological character, for the determination of the overall hydrogeological regime. Based on all of the above, we conclude that in the study area (i) there is an appearance of the Upper Napes, while the Lower Napes are absent, (ii) the post-alpine formations are divided in solid conglomerate-breccias and coarse-grained granulars, (iii) there is an occurrence of an olistostrome, consisting of Tripoli's Unit carbonate rocks, overlaid on the post-alpine formations, (iv) aquifers appear mostly in the ophiolitic rocks and in the weathered mantle of the Tripoli's flysch and the post-alpine coarse-grained granular formation.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	4
1. Γεωγραφική Τοποθέτηση	5
1.1 Γενικά Χαρακτηριστικά Περιοχής.....	5
1.2 Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά Περιοχής.....	7
2. Γεωτεκτονική Τοποθέτηση	9
2.1 Γενικά χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου	9
2.2 Η Κρήτη στο ελληνικό τόξο	12
2.2.1 Γεωτεκτονική εξέλιξη Κρήτης.....	13
3. Γεωλογική Δομή	14
3.1 Γενικά	14
3.2 Λιθοστρωματογραφικές ενότητες Κρήτης.....	14
3.2.1 Κατώτερα Καλύμματα.....	14
3.2.2 Ανώτερα Καλύμματα.....	16
3.3 Οφιόλιθοι Κρήτης.....	21
3.3.1 Γεωλογική δομή των οφιολιθικών ενοτήτων.....	21
3.3.2 Προέλευση οφιολιθικών σωμάτων.....	22
3.4 Μεταλπικοί σχηματισμοί	23
4. Στοιχεία Χαρτογράφησης	25
4.1 Λιθοστρωματογραφικές ενότητες περιοχής μελέτης.....	25
4.1.1 Ενότητα Τρίπολης.....	25
4.1.2 Ενότητα Πίνδου	30
4.1.3 Εσωτερικές Ελληνίδες	34
4.1.4 Μεταλπικοί σχηματισμοί	38
4.2 Τεκτονική.....	42
4.2.1 Ενότητα Τρίπολης.....	42
4.2.2 Ενότητα Πίνδου	47
4.2.3 Εσωτερικές Ελληνίδες	49
4.2.4 Μεταλπικοί Σχηματισμοί.....	51

5. Υδρογεωλογία.....	52
5.1 Γενικά	52
5.2 Υδρολιθολογική ταξινόμηση γεωλογικών σχηματισμών Κρήτης	54
5.3 Υδρολιθολογική ταξινόμηση γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης	56
5.3.1 Ενότητα Τρίπολης.....	57
5.3.2 Ενότητα Πίνδου	59
5.3.3 Εσωτερικές Ελληνίδες	60
5.3.4 Μεταλπικοί σχηματισμοί	61
6. Συμπεράσματα.....	63
Βιβλιογραφία	64
Παράρτημα.....	71
Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής των Γωνιών Μαλεβιζίου Κρήτης	71
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ Α-Α'	72
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ Β-Β'	73
Υδρολιθολογικός Χάρτης της περιοχής των Γωνιών Μαλεβιζίου Κρήτης	74

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει ως αντικείμενο τις Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές συνθήκες στην περιοχή των Γωνιών Μαλεβιζίου Κρήτης. Η εργασία υπαίθρου, η οποία εν τέλει πραγματοποιήθηκε μετά από αρκετά εμπόδια που συναντήσαμε λόγω της πανδημίας του Κορονοϊού, έλαβε χώρα σε 3 διαφορετικές επισκέψεις μας στην Κρήτη κατά την περίοδο του Ιουλίου 2020, Σεπτεμβρίου 2020 και Μαΐου 2021.

Σκοπός αυτής της διπλωματικής αποτελεί η πραγματοποίηση μιας γεωλογικής χαρτογράφησης στην περιοχή, η οποία περιλαμβάνει την αναγνώριση και μελέτη των γεωλογικών δομών της περιοχής, καθώς επίσης και την αναγνώριση και ταξινόμηση των υδρολιθολογικών σχηματισμών. Με βάση τα παραπάνω δεδομένα, στο τέλος κατασκευάστηκαν 2 χάρτες της περιοχής, ένας γεωλογικός και ένας υδρολιθολογικός, καθώς και 2 γεωλογικές τομές. Για την γεωλογική χαρτογράφηση χρησιμοποιήθηκαν 4 διαφορετικοί τοπογραφικοί χάρτες κλίμακας 1:5000 της Γ.Υ.Σ.

Εν συνεχεία, θα θέλαμε να εκφράσουμε τις ευχαριστίες μας σε όσους μας βοήθησαν προκειμένου να διεκπεραιωθεί η παρούσα διπλωματική εργασία. Η ολοκλήρωσή της δεν θα ήταν δυνατή χωρίς την επιστημονική βοήθεια ορισμένων αλλά και την ηθική συμπαράσταση άλλων. Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζονται:

Στους δύο καθηγητές μας, τον κύριο Εμμανουήλ Σκούρτσο και τον κύριο Χαράλμπο Κράνη, από τους οποίους προήλθε και η ιδέα για το συγκεκριμένο θέμα και τους ευχαριστούμε θερμά για την εμπιστοσύνη που μας έδειξαν όταν αποφάσισαν να μας αναθέσουν το συγκεκριμένο θέμα.

Εκτός από τους δύο καθηγητές που μας καθοδήγησαν κατά την εκπόνηση της εργασίας, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε θερμά και τον ομότιμο καθηγητή κύριο Απόστολο Αλεξόπουλο, για τις γνώσεις και τις συμβουλές που μας μετέφερε κατά την εργασία υπαίθρου.

Πέρα από την πολύτιμη καθοδήγηση των καθηγητών, ιδιαίτερα σημαντική ήταν και η βοήθεια των φίλων και συμφοιτητών μας, πλέον και συναδέλφων μας. Για αυτό το λόγο, ιδιαίτερες ευχαριστίες θέλουμε να αποδώσουμε στους φίλους μας Γιώργο και Γιάννη Τζωρμπατζάκη καθώς και στον Γιάννη Τσιμπίδη, οι οποίοι αποτέλεσαν σημαντική παρέα και βοήθεια τόσο στις εργασίες υπαίθρου όσο και στην συγγραφή της εργασίας.

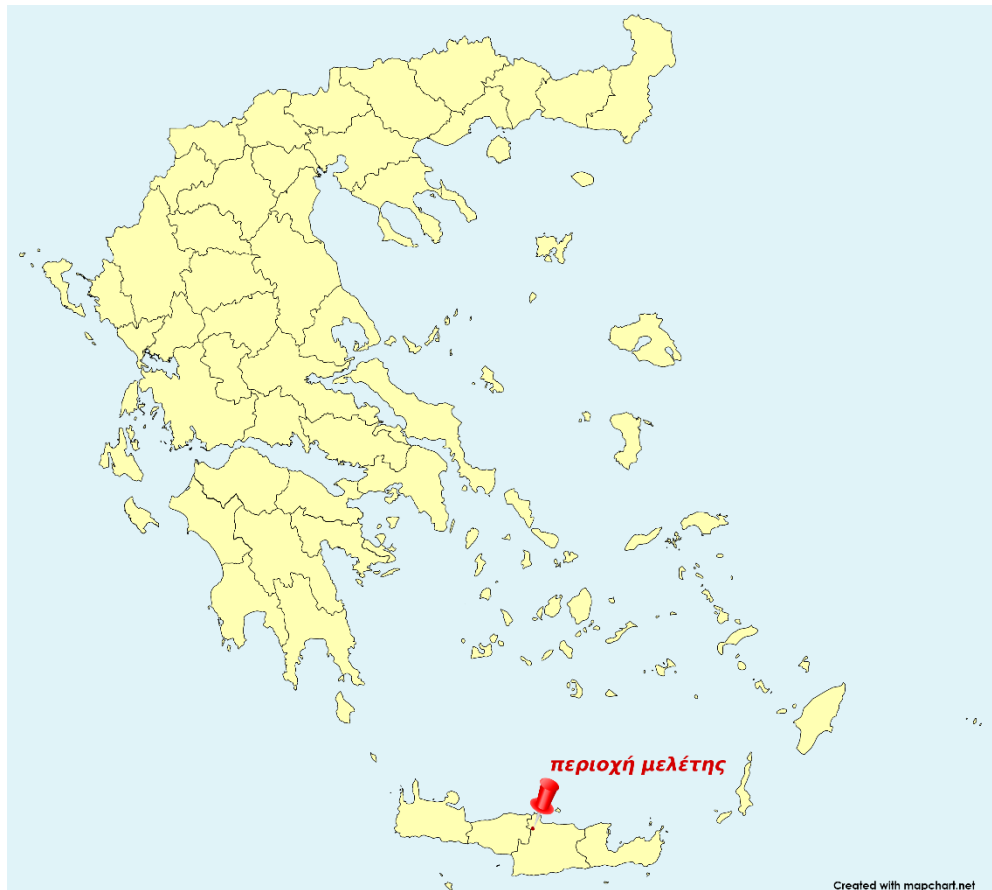
Τέλος, δε θα μπορούσαν να λείψουν από τη σελίδα αυτή, ευχαριστίες προς τους γονείς μας και τους φίλους μας, για την συνεχή και αλλεπάλληλη στήριξη που μας προσέφεραν κατά τη διάρκεια της φοίτησης μας.

1. Γεωγραφική Τοποθέτηση

1.1 Γενικά Χαρακτηριστικά Περιοχής

Η περιοχή μελέτης αφορά την ευρύτερη περιοχή περιμετρικά του χωριού Γωνιών, του δήμου Μαλεβιζίου στο Ηράκλειο Κρήτης και έχει έκταση περίπου 26,3 km².

Η θέση της υπό εξέταση περιοχής απεικονίζεται παρακάτω στην Εικόνα 1.



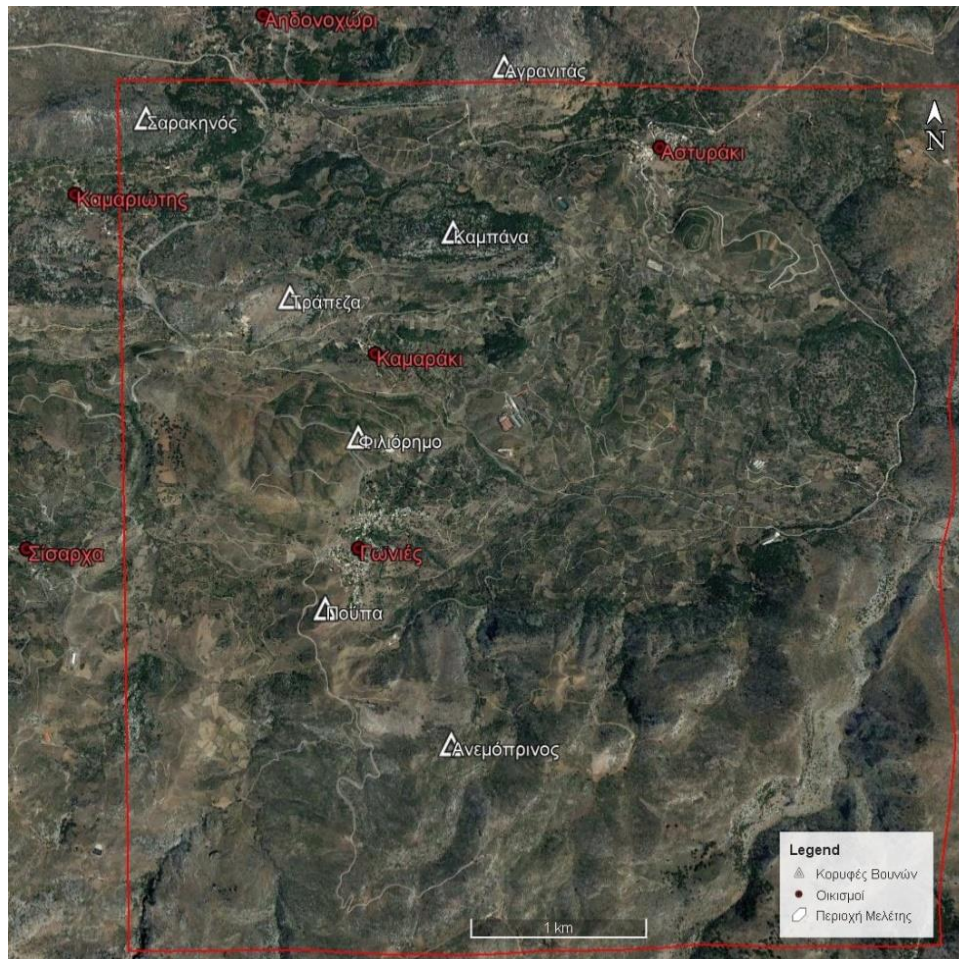
Εικόνα 1.1: Θέση περιοχής μελέτης στον χάρτη Ελλάδος. Χάρτης από <https://mapchart.net/greece.html>.

Η περιοχή ενδιαφέροντος κατά το μεγαλύτερο μέρος της ανήκει διοικητικά στο Δήμο Μαλεβιζίου (Νομός Ηρακλείου), ενώ ένα μικρότερο τμήμα της εντάσσεται στο Δήμο Ανωγείων (Νομός Ρεθύμνης). Πέρα από το χωρίο Γωνιές, άλλοι οικισμοί που εντοπίζονται στην περιοχή μελέτης είναι το Αηδονοχώρι στα ΒΔ, το Αστουράκι στα ΒΑ και το Καμαράκι στα κεντρικά της περιοχής.

Γενικά, η περιοχή βρίσκεται στις ΒΔ παρυφές της οροσειράς της Ίδης ή πιο γνωστή ως Ψηλορείτης και στα ανατολικά του ιστορικού κρητικού χωριού των Ανωγείων. Η γεωγραφική θέση, τα όρια και οι κύριοι οικισμοί της περιοχής απεικονίζονται παρακάτω στις Εικόνες 2 και 3.



Εικόνα 1.2: Γεωγραφική τοποθέτηση περιοχής μελέτης. Φωτογραφία από Google Earth.



Εικόνα 1.3: Περιοχή μελέτης. Φωτογραφία από Google Earth.

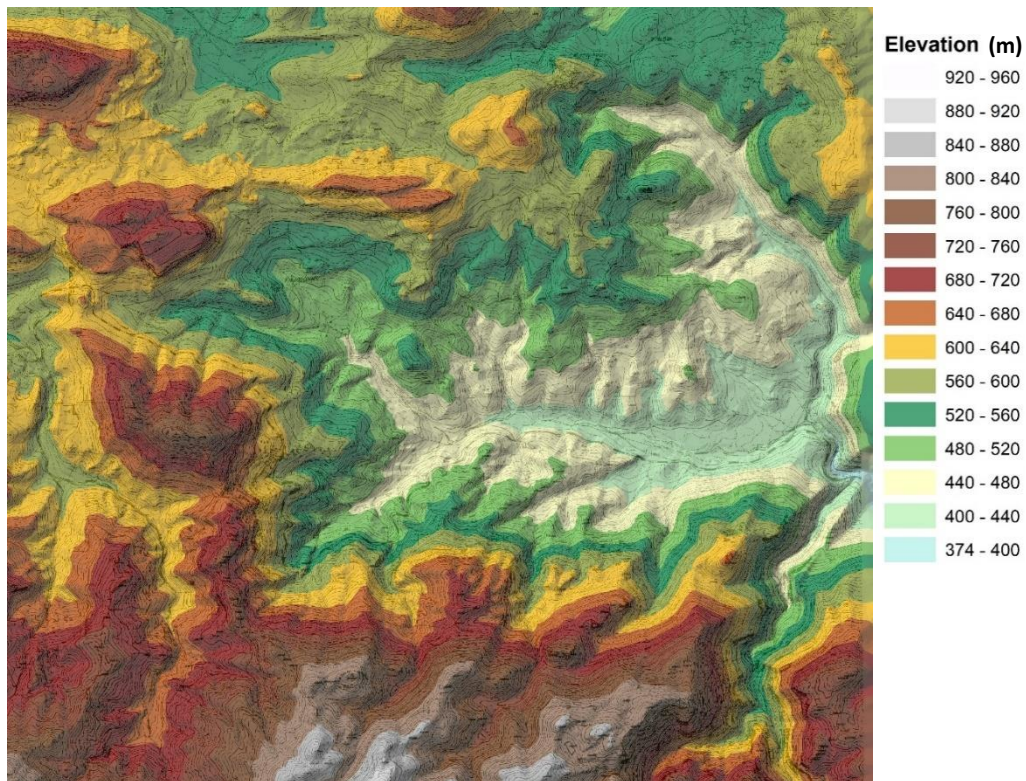
Ο Ψηλορείτης αποτελεί έναν από τους τρεις κύριους ορεινούς όγκους της Κρήτης και εκτείνεται στο κεντρικό τμήμα της, καταλαμβάνοντας μεγάλες εκτάσεις στον νομό Ρεθύμνου και Ηρακλείου. Η ψηλότερη κορυφή του, ο Τίμιος Σταυρός, βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο 2456 m, καθιστώντας την το ψηλότερο σημείο της Κρήτης.

Η προς μελέτη περιοχή βρίσκεται σε αρκετά μικρότερα υψόμετρα, λόγω της θέσης της πλησίον στους πρόποδες του όρους. Συγκεκριμένα, το ψηλότερο σημείο της περιοχής απαντάται στην κορυφή του λόφου Φιλιόρημο με υψόμετρο 770 m, ενώ το χαμηλότερο βρίσκεται στο ΝΑ άκρο της περιοχής με υψόμετρο περί τα 400 m. Εκτός από τον λόφο Φιλιόρημο, η περιοχή περιλαμβάνει και τους λόφους Καμπάνα (669 m), Τράπεζα (739 m) και Αγρανιτάς (692 m).

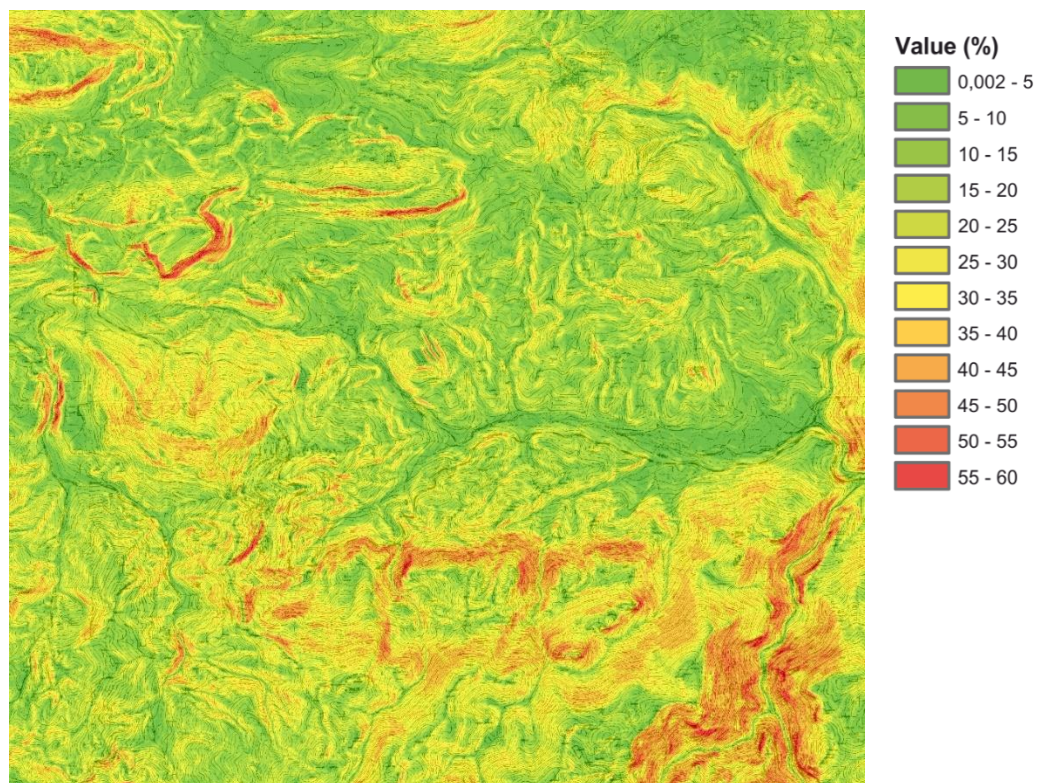
1.2 Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά Περιοχής

Γεωμορφολογικά η περιοχή αποτελεί μία ενδοορεινή λεκάνη που οριοθετείται περιμετρικά κατά κύριο λόγο από μεγάλες ασβεστολιθικές μάζες. Στο εσωτερικό της λεκάνης παρατηρούνται οι λόφοι Φιλιόρημο, Τράπεζα, Καμπάνα και Αγρανιτάς, καθώς και άλλοι μικρότεροι λοφίσκοι. Στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης, πλην των λόφων, οι κλίσεις εμφανίζουν αρκετά χαμηλές τιμές, καθώς αφορούν καλλιεργήσιμες εκτάσεις. Τα πρηνή των κύριων λόφων στο εσωτερικό εμφανίζουν μεγάλες κλίσεις με τιμές έως και 150%. Προς τα άκρα της λεκάνης, όπου συναντώνται οι ορεινοί όγκοι, οι κλίσεις των πρηνών αυξάνονται ραγδαία λαμβάνοντας πολύ μεγαλύτερες τιμές σε σχέση με το εσωτερικό της λεκάνης. Συγκεκριμένα, στο νότιο, νοτιοανατολικό και ανατολικό τμήμα της λεκάνης, όπου και απαντώνται οι περιβάλλοντες ασβεστολιθικοί όγκοι, παρατηρούνται πολύ μεγαλύτερες κλίσεις στα αντερείσματα, με τις τιμές να κυμαίνονται από 80% έως και πάνω από 200%. Η διαφορά στις μορφολογικές κλίσεις αντανακλάται και από τη θέση των οικισμών που συναντώνται μέσα στη λεκάνη, καθώς όλοι βρίσκονται πλησίον του κέντρου ή στις παρυφές του επίπεδου τμήματος της, όπου το ήπιο ανάγλυφο που επικρατεί σε αυτές τις περιοχές ευνοεί την γεωργία και κτηνοτροφία.

Όσον αφορά το υδρογραφικό δίκτυο, η περιοχή χαρακτηρίζεται κυρίως από μικρά ρέματα απουσία μόνιμης ροής, τα οποία εκτείνονται παράλληλα με τις κλίσεις των πρηνών. Αυτά απορρέουν σε μία κεντρική κοίτη διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ με ρέον νερό καθόλη την διάρκεια του χρόνου.



Εικόνα 1.4: Τρισδιάστατη απεικόνιση της μορφολογίας της ευρύτερης περιοχής μελέτης.



Εικόνα 1.5: Απεικόνιση κλίσεων των πρανών της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

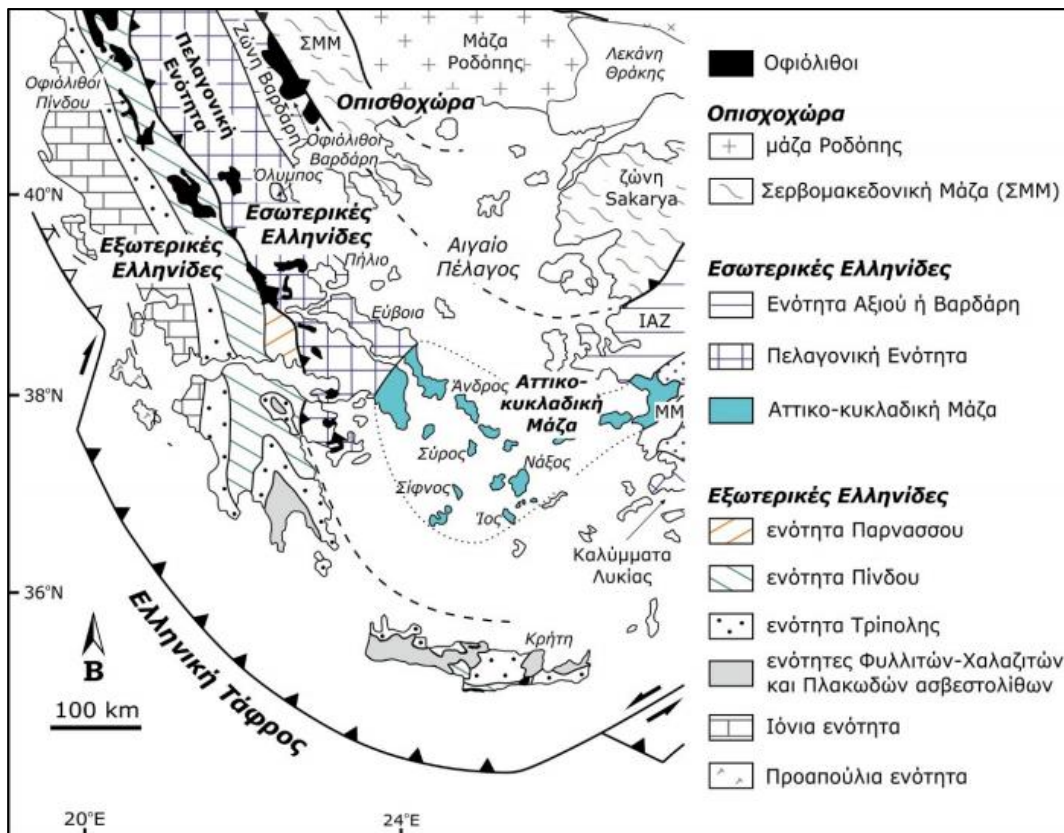
2. Γεωτεκτονική Τοποθέτηση

2.1 Γενικά χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου

Ο ευρύτερος ελλαδικός χώρος αποτελεί τμήμα του αλπικού ορογενετικού συστήματος και συγκεκριμένα της Νέο-Ευρώπης, η οποία αποτελεί το σημερινό νότιο κράσπεδο της ηπειρωτικής πλάκας της Ευρασίας (Παπανικολάου και Σίδερης, 2015). Η σύγκρουση της πλάκας της Ευρασίας με την πλάκα της πρώην ηπείρου της Γκοντβάννα (Αφρική, Αραβία, Ινδία), η οποία αποτελείται εξίσου από ηπειρωτικό φλοιό, προκάλεσε την ορογενετική αλυσίδα των Άλπεων. Τα ορεινά συστήματα που δημιουργήθηκαν αναφέρονται ως αλπικό σύστημα της Τηθούς, καθώς αποτελούνται από ιζήματα που αποτέθηκαν και στη συνέχεια πτυχώθηκαν μέσα στον ωκεανό που χώριζε τις δύο ηπείρους, τον ωκεανό της Τηθούς.

Το τμήμα της αλπικής ορογένεσης που αφορά τον ελλαδικό χώρο ονομάζεται Ελληνίδες κατά Kober (1928). Όσον αφορά την διάκριση Ελληνίδων, αυτή γίνεται πρωταρχικά σε δύο μεγάλες κατηγορίες. Ο Brunh (1960) έδωσε τον όρο Εσωτερικές Ελληνίδες, σε αυτές οι οποίες έχουν συνεχή ιζηματογένεση από το Μέσο Ιουρασικό έως το Κατώτερο Κρητιδικό και έχουν υποστεί δύο ορογενετικές φάσεις. Μια της πρώιμης αλπικής ορογένεσης κατά το Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό και μια της κύριας αλπικής ορογένεσης κατά το Ανώτερο Ηώκαινο – Μέσο Μειόκαινο. Επίσης ξεχωρίζουν από το γεγονός ότι κατά το Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό τοποθετήθηκαν υπερκείμενα αυτών καλύμματα οφιολίθων, ενώ επιπρόσθετα οι Εσωτερικές Ελληνίδες καλύπτονται ασύμφωνα από τα ιζήματα της Κενομάνιας επίκλησης (Ενότητα Ανατολικής Ελλάδας). Ο Philipsson (1982) μετά από πολύμηνες εργασίες υπαίθρου στα Ελληνικά βουνά, κατέληξε στην κατηγοριοποίηση και ονομασία των Εξωτερικών Ελληνίδων. Οι ενότητες αυτές χαρακτηρίζονται από συνεχή ιζηματογένεση από τις αρχές του Μεσοζωικού αιώνα και σε μεγάλο μέρος του Καινοζωικού. Εν αντιθέσει με τις Εσωτερικές, έχουν τεκτονιστεί μόνο μια φορά, κατά την κύρια αλπική ορογένεση, στο διάστημα Ανώτερου Ηωκαίνου – Μέσου Μειοκαίνου.

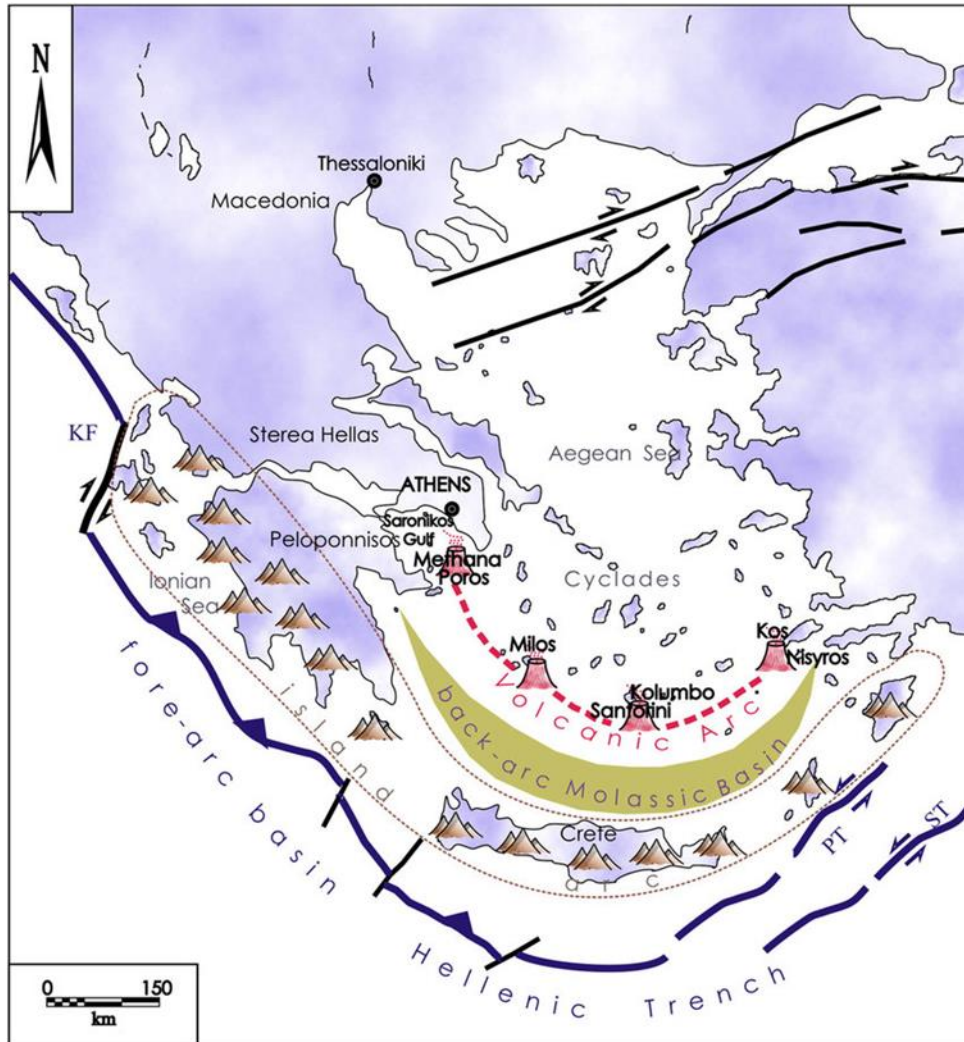
Οι Ελληνίδες περιλαμβάνουν το ιδιαίτερο και σημαντικό Ελληνικό τόξο. Ο χαρακτηρισμός ως τόξο προκύπτει από την γεωμετρία του συστήματος, το οποίο έχει συνολικό μήκος 1.500 km και μορφοτεκτονική διεύθυνση: α) ΒΒΔ-ΝΝΑ στην Αλβανία και στην ηπειρωτική Ελλάδα, β) Α-Δ κατά μήκος της τομής Κύθηρα-Κρήτη και γ) μεταπίπτει σε ΒΑ-ΝΔ στα Δωδεκάνησα και στη Λυσία της Μικράς Ασίας. Κατά αυτό τον τρόπο το τόξο αποκτά μία μορφή καμπυλότητας. Η ιδιαιτερότητα, όμως, του ελληνικού τόξου έγκειται στο γεγονός πως αποτελεί ένα εν ενεργεία ορογενετικό τόξο, καθώς το τμήμα της Ανατολικής Μεσογείου, στο οποίο υπάγεται ο ελλαδικός χώρος, είναι το τελευταίο τμήμα του ωκεανού της Τηθούς που δεν έχει συμμετάσχει ακόμα στην αλπική ορογένεση. Ως αποτέλεσμα, το κομμάτι αυτό της Ανατολικής Μεσογείου βρίσκεται υπεράνω της ζώνης υποβύθισης της εναπομείνουσας ωκεάνιας λιθόσφαιρας της αφρικανικής πλάκας προς Βορρά, κάτω από την Ευρασιατική. Το γεγονός αυτό καθιστά τον ελλαδικό χώρο το πιο ενεργό γεωλογικό τμήμα της Ευρώπης, επηρεάζοντας άμεσα τη μορφοτεκτονική δομή του (Παπανικολάου, 2015).



Εικόνα 2.1 Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων (τροποποιημένος από Jacobshagen et al. 1978).

Το ελληνικό τόξο αποτελείται από όλες τις γεωδυναμικές δομές που χαρακτηρίζουν ένα εν ενεργεία ορογενετικό τόξο, οι οποίες είναι προσανατολισμένες παράλληλα προς τη γεωμετρία του. Οι δομές αυτές της σημερινής γεωμετρίας, όπως έχουν τεκμηριωθεί από (Angelier, 1979) από Νότο προς Βορρά, είναι:

- Η Υποθαλάσσια οροσειρά της Ανατολικής Μεσογείου (East Mediterranean chain), η οποία αποτελεί το πρίσμα προσαύξησης στην ενεργό ελληνική ζώνη υποβύθισης.
- Το σύστημα της βαθιάς και επιμήκους Ελληνικής Τάφρου, η οποία αντιπροσωπεύει το τμήμα της προ-τάφρου του ελληνικού τόξου και αποτελεί το όριο ανάμεσα στην περιοχή του Αιγαίου και της Μεσογειακής ράχης (ή Υποθαλάσσια οροσειρά της Ανατολικής Μεσογείου).
- Το ελληνικό νησιωτικό τόξο που περιλαμβάνει την Πελοπόννησο, την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα. Αποτελεί το τμήμα όπου μέσω διαδικασιών επιφανείας και βάρους παράγεται το φαινόμενο της ορογένεσης (Παπανικολάου, 2015).
- Το Κρητικό πέλαγος, το οποίο αποτελεί την οπισθο-τάφρο του ελληνικού τόξου και διαχωρίζει το νησί της Κρήτης και την Ελληνική Τάφρο με το εσωτερικότερο ηφαιστειακό τόξο.
- Το ηφαιστειακό τόξο, το οποίο εκφράζει μία σειρά υποθαλάσσιων και χερσαίων ηφαιστειών τοξοειδούς διάταξης, που εκτείνεται κατά μήκος του νότιο ορίου της περιοχής των Κυκλάδων, από το Σαρωνικό κόλπο έως τον υποθαλάσσιο χώρο Κω-Νισύρου.

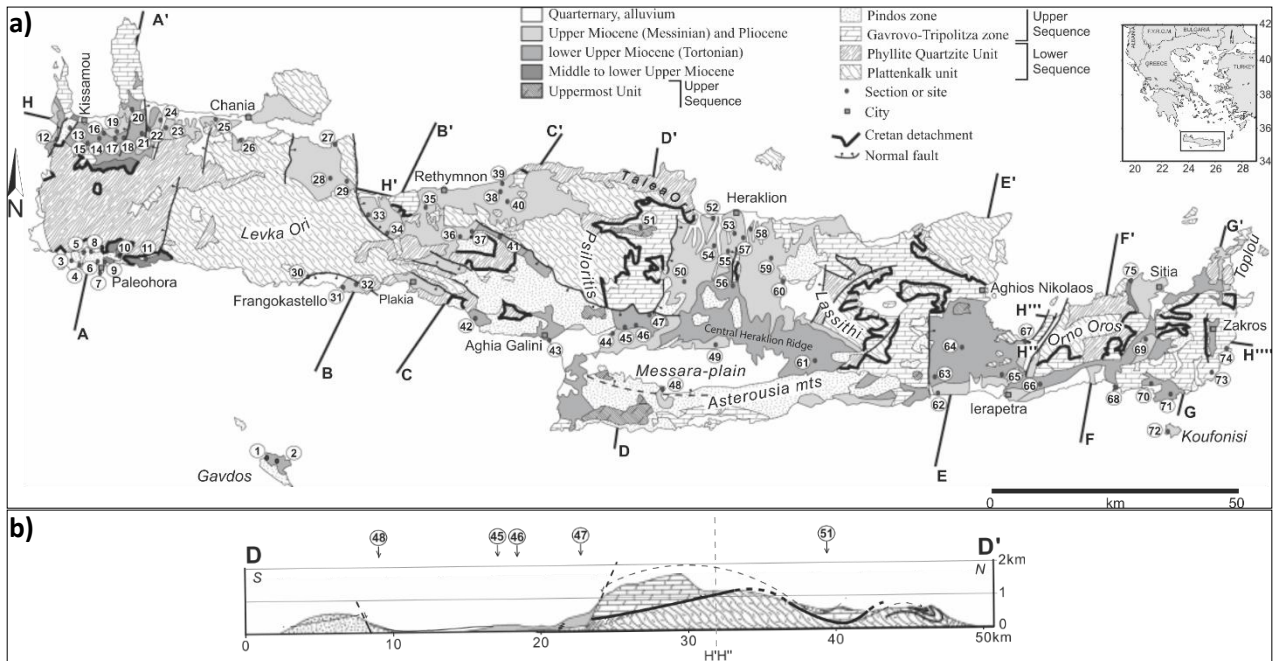


Εικόνα 2.2: Απεικόνιση του σημερινού Ελληνικού ορογενετικού τόξου (Nomikou et al. 2012).

Από την ανάλυση της δομής του σημερινού τόξου προκύπτει πως αυτό καταλαμβάνει το νότιο τμήμα του ελλαδικού χώρου. Το ελληνικό τόξο, όμως, δεν αποτελεί μία στατική διεργασία αλλά χαρακτηρίζεται από μία συνεχή μετανάστευση προς Νότο ολόκληρης της δομής, καθώς και των φαινομένων επιφανείας και βάθους που συνοδεύουν την διαδικασία της σύγκλισης και υποβύθισης της Αφρικάνικης πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Η έναρξη της ορογενετικής διαδικασίας των Ελληνίδων και της συνδεόμενης Ελληνικής ζώνης υποβύθισης αρχίζει στο Λιάσιο (Μέσο Ιουρασικό) κατά Παπανικολάου (2015), ενώ οι Jacobshagen (1986), Faccenna et al. (2003) και van Hinsbergen et al. (2005a) την αποδίδουν στο Κρητιδικό, και συνεχίζεται έως σήμερα με την ΒΒΔ υποβύθιση της Αφρικάνικης πλάκας κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου (McKenzie, 1970, 1972, 1978; Galanopoulos, 1972). Από την δημιουργία του έως και το Μέσο Μειόκαινο το τόξο εκτεινόταν σε όλο τον παλαιογεωγραφικό χώρο των Ελληνίδων, διατηρώντας σταθερή τη γεωμετρία του, μεταβάλλοντας όμως τη θέση του.

2.2 Η Κρήτη στο ελληνικό τόξο

Η Κρήτη βρίσκεται στη κεντρικό τμήμα του ελληνικού ορογενούς και αποτελεί τμήμα του νησιωτικού του τόξου. Τοποθετείται 100-150 km βορειότερα της ενεργούς ελληνικής ζώνης υποβύθισης (Active Hellenic Subduction Zone) (Kastens, 1991; Korf, 2003) και χαρακτηρίζεται ως το κέρασ του εμπροσθοτόξου της περιοχής του Αιγαίου, το οποίο χωρίζει τις Ελληνικές τάφρους στο νότιο τμήμα του με την θάλασσα της Κρήτης στο βόρειο. Η νήσος εμφανίζει μια γεωμετρία επιμηκυμένη σε διεύθυνση Α-Δ, παράλληλη με το ελληνικό τόξο, η οποία έχει προκληθεί από μεγάλα διαστήματα εφελκυσμού διεύθυνσης Β-Ν και Α-Δ, που έχει δεχθεί ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου, κυρίως από το Μέσο Μειόκαινο έως σήμερα. Ο εφελκυσμός έχει επίσης διαμορφώσει τη τοπογραφία του νησιού μέσω της δημιουργίας σύνθετου μωσαϊκού ρηξιτεμάχων (fault blocks) και σχετικών ανωμειοκαινικών και νεότερων ιζηματογενών λεκανών εκφρασμένα σε δομές τάφρων και κεράτων, δηλαδή τοπογραφικών ταπεινώσεων και εξάρσεων (Meulenkaamp et al., 1979; Fytrolakis, 1980; Angelier et al., 1982; Postma & Ten Veen, 1999; Meulenkaamp et al., 1988; van Hinsbergen & Meulenkaamp, 2006). Τα κέρατα αποτελούνται από αλπικά πετρώματα, τα οποία έχουν εκτεθεί σε επιφανειακές συνθήκες, ενώ οι τάφροι και ημι-τάφροι έχουν πληρωθεί με νεογενή ιζήματα, προερχόμενα από τη διάβρωση των αλπικών σχηματισμών.



Εικόνα 2.3: **a)** Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης της Κρήτης και **b)** Γεωλογική τομή D-D' από τους Bornovas & Rontogianni-Tsiabaou (1983), μορφοποιημένος από van Hinsbergenn and Meulenkaamp (2006).

2.2.1 Γεωτεκτονική εξέλιξη Κρήτης

Για πολλά χρόνια, η τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης και της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου θεωρούνταν το αποτέλεσμα του Αλπικού συμπίεστικού τεκτονισμού και του Νεογενούς θραυσιγενούς εφελκυσμού (Fytrolakis, 1980; Bonneau, 1984; Hall et al., 1984). Η ερμηνεία αυτών των μηχανισμών αποδίδεται στην ασυνεχή προς Νότο μετανάστευση ενός συστήματος τόξου-τάφρου (arc-trench system) με διαδοχικές φάσεις υποβύθισης και εναλλασσόμενα επεισόδια υψηλών θερμοκρασιών και υψηλών πιέσεων (Andriensen et al., 1979, 1987; Altherr et al., 1982; Seidel et al., 1982; Schliestedt et al., 1987). Παρόλα αυτά, οι Kiliias et al. (1994) και Fassoulas et al. (1994) απέδειξαν πως ο εφελκυσμός σε επίπεδο φλοιού, κυρίως από το Μειόκαινο και ύστερα, είναι μείζονος σημασίας στην εξέλιξη της Κρήτης.

Η αλπική τεκτονική δομή της Κρήτης χαρακτηρίζεται από αλληπάλλληλα τεκτονικά καλύμματα προερχόμενα από διαφορετικά Μεσοζωικά και Καινοζωικά παλαιογεωγραφικά πεδία του χώρου της Νεοτουθούς, σχετιζόμενα με την σύγκλιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική (Seidel & Wachendorf, 1986). Το σύνολο των τεκτονικών καλυμμάτων διαχωρίζεται σε ένα σύστημα Ανώτερων και Κατώτερων καλυμμάτων, βάσει της στρωματογραφικής θέσης και κυρίως της τεκτονομεταμορφικής εξέλιξης των ενότητων που τα απαρτίζουν (Seidel et al., 1982; Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Chatzaras et al., 2006). Συγκεκριμένα, οι ενότητες των Κατώτερων καλυμμάτων έχουν υποστεί μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων, χαμηλών θερμοκρασιών (HP/LT), σε αντίθεση με τις ανώτερες ενότητες που εμφανίζουν στοιχεία χαμηλής έως μηδενικής αλπικής μεταμόρφωσης (Seidel et al., 1982; Theye et al., 1992; Theye & Seidel, 1991).

Κατά το Ανώτερο Ολιγόκαινο-Κατώτερο Μειόκαινο, η προς Βορρά υποβύθιση της Απούλιας μικροπλάκας κάτω από την Ευρασιατική διαμόρφωσε ένα συμπίεστικό καθεστώς, το οποίο παρήγαγε σύστημα επωθήσεων διεύθυνσης Α-Δ και κατεύθυνσης προς Νότο, ακολουθώντας τη γεωμετρία του τόξου. Μέσω του συστήματος αυτού προκλήθηκε η τεκτονική τοποθέτηση και στοίβαξη (stacking) των Ανώτερων καλυμμάτων (Bonneau, 1984; Creutzburg & Seidel, 1975; Hall et al., 1984; Jacobshagen, 1986; Jolivet et al., 2003; Le Pichon & Angelier, 1979; Ring & Layer, 2003; Seidel et al., 1982; van Hinsbergen et al., 2005). Την ίδια περίοδο τα Κατώτερα Καλύμματα ενσωματώθηκαν στον κατώτερο φλοιό, υποκείμενα των Ανώτερων Καλυμμάτων (underthrust/underplating), όπου η πίεση του υπερκείμενου φορτίου προκάλεσε την μεταμόρφωση των Κατώτερων Καλυμμάτων (Bonneau, 1984). Το ορογενές που δημιουργήθηκε από το σύνολο των καλυμμάτων, οδηγήθηκε σε κατάρρευση, ως αποτέλεσμα της ισοστατικής αντιστάθμισης της εκτεταμένης πάχυνσης του φλοιού. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την έναρξη της διαδικασίας του roll-back της υποβυθιζόμενης πλάκας προς Νότο, καθιέρωσε ένα εφελκυστικό καθεστώς στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, διεύθυνσης Β-Ν, κατά το Μέσο Μειόκαινο (Platt, 1986). Αποτέλεσμα του εφελκυσμού ήταν η διάνοιξη της θάλασσας της Κρήτης βόρεια του νησιού (Drooger & Meulenkaamp, 1973) αλλά και η εκταφή των μεταμορφωμένων ενότητων σε μικρότερα βάθη μέσα στο φλοιό μέσω ενός κύριου ρήγματος αποκόλλησης (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996, 2003; Fassoulas, 1999; Ring and Reischmann, 2002; van Hinsbergen et al., 2005). Η διάνοιξη των ιζηματογενών λεκανών διεύθυνσης Α-Δ της Κρήτης οφείλεται εξίσου στο ίδιο καθεστώς και τη δράση του κύριου ρήγματος αποκόλλησης, όπως αποδεικνύεται από τα μειοκαινικά ιζήματα των σχηματισμών που αποτέθηκαν στις λεκάνες, έως περίπου τα 10 Μα (Τορτόνιο). Ύστερα, η προς ΝΔ κίνηση της πλάκας του Αιγαίου πάνω από την Αφρικανική πλάκα είχε ως αποτέλεσμα την καθιέρωση ενός εφελκυστικού καθεστώτος διεύθυνσης Α-Δ, δημιουργώντας ημιτάφρους διεύθυνσης Β-Ν και βυθίζοντας ολόκληρη την Κρήτη μέχρι και περίπου το όριο Μειοκαινού-Πλειοκαινού. Κατά τη διάρκεια του Πλειοκαινού, η νήσος βρισκόταν σε σχεδόν συνεχή κατάσταση ανύψωσης με κλίση προς Β-ΒΒΑ, έως το Πλειστόκαινο, όπου έλαβε τη σημερινή της μορφή.

3. Γεωλογική Δομή

3.1 Γενικά

Η γεωλογική δομή της Κρήτης χαρακτηρίζεται ως η ανατολική συνέχεια της δομής της Πελοποννήσου, με εμφάνιση όμως βαθύτερων τμημάτων του φλοιού (Burchfiel et al., 2018). Το σύνολο των ενοτήτων που απαρτίζουν τη δομή της Κρήτης, διαχωρίζεται σε ένα σύστημα Ανώτερων και Κατώτερων καλυμμάτων (Πίνακας 1), των οποίων η διαφοροποίηση βασίζεται στην στρωματογραφική θέση και κυρίως στην τεκτονομεταμορφική εξέλιξη των ενοτήτων (Chatzaras et al., 2006; Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Seidel et al., 1981).

Τα Κατώτερα καλύμματα αποτελούνται από την ενότητα της Μάνης (Plattenkalk), την ενότητα Τρυπαλίου και την υπερκείμενη ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Οι κύριες γεωτεκτονικές ενότητες που απαρτίζουν την ομάδα των Ανώτερων Καλυμμάτων είναι η ενότητα της Τρίπολης και η ενότητα της Πίνδου, πάνω στις οποίες υπέρκεινται τα τεκτονικά καλύμματα της Κρήτης και οφιόλιθοι. Οι ενότητες των Ανώτερων καλυμμάτων δεν εμφανίζουν ενδείξεις αλπικής μεταμόρφωσης υψηλών πιέσεων, σε αντίθεση με τα Κατώτερα Καλύμματα.

Η τεκτονική επαφή ανάμεσα στα Ανώτερα και στα Κατώτερα Καλύμματα ερμηνεύεται ως μικρής κλίσης εφελκυστική διατμητική ζώνη, βιβλιογραφικά γνωστή ως “Cretan Detachment” (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Papanikolaou & Vassilakis, 2010; Rahl et al., 2005; U Ring & Reischmann, 2002; M. Seidel et al., 2007; D. J. J. van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006), της οποίας όμως η κινηματική και το τεκτονικό καθεστώς δημιουργίας είναι αρκετά συζητήσιμο από πολλούς ερευνητές.

3.2 Λιθοστρωματογραφικές ενότητες Κρήτης

3.2.1 Κατώτερα Καλύμματα

➤ Ενότητα Μάνης (Plattenkalk)

Η ενότητα Μάνης (ή ενότητα Κρήτης-Μάνης σύμφωνα με τον Φυτρολακη (1978) εμφανίζεται σε διάφορες τοποθεσίες κατά μήκος όλης της Κρήτης. Εκτεταμένες εμφανίσεις παρατηρούνται στα Λευκά Όρη, στα Ταλαία Όρη, στον Ψηλορείτη και στο Όρος Δίκη. Η ενότητα Μάνης, η οποία μπορεί να χαρακτηριστεί και ως αυτόχθονη ενότητα (Papanikolaou & Vassilakis, 2010), λιθολογικά αποτελείται κατά κύριο λόγο από μεταμορφωμένα και αμεταμόρφωτα ανθρακικά πετρώματα, μερικούς σχιστόλιθους και τον ελαφρά μεταμορφωμένο φλύσχη. Η ιζηματογένεση ξεκίνησε κατά το Ανώτερο Πέρμιο και ολοκληρώθηκε με τον Ολιγοκαινικό φλύσχη (Fassoulas et al., 2004). Γενικά, σύμφωνα με τον Παπανικολάου (2015), η ενότητα της Μάνης χαρακτηρίζεται από σχετικά μικρό βαθμό μεταμόρφωσης, έντονη κρυσταλλικότητα στους ασβεστόλιθους και έντονη τεκτονική δομή με τεκτονική ροή στις ισοκλινείς πτυχές σε όλες τις κλίμακες. Στην Κρήτη εμφανίζεται σε μορφή τεκτονικού παράθουρου.

ΚΑΛΥΜΜΑ	ΤΥΠΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ	ΗΛΙΚΙΑ	ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ
ΑΝΩΤΕΡΑ			
Οφιόλιθοι	Σερπεντινίτες, γάββροι, βασάλτες κλπ.	Ανώτερο Ιουρασικό	LP/LT
Αστερούσια	Γνεύσιοι, σχιστόλιθοι αμφιβολίτες, μετα-βασάλτες, μάρμαρα, χαλαζίτες, μετα-γρανίτες	Ανώτατο Κρητιδικό*	HT/LP
Τεκτονικό Mélange			
Πρέβελη	Κυανοσχιστόλιθοι, μάρμαρα	Ανώτερο Ιουρασικό *	HP/LT
Σπήλι	Κερματισμένοι σερπεντινίτες, αμφιβολίτες	Άνω Ιουρασικό–Κάτω Κρητιδικό*	HT/LP
Βάτος	Ασβεστόλιθοι, φλύσχη	Ανώτερο Ιουρασικό	LP/LT
Μιαμού	Μεταβασάλτες, ασβεστόλιθοι	Ανώτερο Ιουρασικό	
Άρβη	Μαξιλαροειδείς λάβες, βασάλτες, ασβεστόλιθοι, ραδιολαρίτες	Ανώτερο Κρητιδικό	
Πίνδος	Ασβεστόλιθοι, ραδιολαρίτες, κερατόλιθοι, φλύσχη	Μέσο Τριαδικό-Ανώτερο Ηώκαινο	HP/LT
Τρίπολη	Κερατόλιθοι, ασβεστόλιθοι, δολομίτες, φλύσχη	Ανώτερο Παλαιοζωικό-Ανώτερο Ηώκαινο	HP/LT
ΚΑΤΩΤΕΡΑ			
Φυλλίτες-Χαλαζίτες	Χαλαζίτες, φυλλίτες, σχιστόλιθοι, ασβεστόλιθοι, γύψοι, ραουβάκες	Ανώτερο Πέρμιο-Ανώτατο Τριαδικό	HP/LT
Τρυπάλι	Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι έως μάρμαρα, δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, ραουβάκες	Ανώτερο Τριαδικό-Κατώτερο Ιουρασικό	HP/LT
Μάνη (Plattenkalk)	Σχιστόλιθοι, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, μέτα-φλύσχη	Ανώτερο Πέρμιο-Ανώτατο Ολιγόκαινο	HP/LT

Πίνακας 1: Στρωματογραφία Ανώτερων και Κατώτερων Καλυμμάτων. *Ηλικίες μεταμόρφωσης.

➤ *Ενότητα Τρυπαλίου*

Η ενότητα Τρυπαλίου εμφανίζεται στο δυτικό κομμάτι του νησιού και κατά κύριο λόγο στην περιοχή των Λευκών Ορέων. Με βάση τα απολιθώματα που βρέθηκαν στην περιοχή, η ηλικία που προσδίδεται στην ενότητα είναι ανωτριάδικη-κατωουρασική (Creutzburg & Seidel, 1975; Kopp & Ott, 1977). Λιθολογικά αποτελείται από ραουβάκες, κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους, δολομιτικούς ασβεστόλιθους και μάρμαρα (Φυτρολακης, 1978; Krahl et al., 1983; Krahl & Kauffmann, 2004). Ο Παπανικολάου (1988, 2015) εντάσσει στην ενότητα Τρυπαλίου και μέρος της ενότητας Φυλλιτών –Χαλαζιτών στην δυτική Κρήτη στην Ενότητα Δυτικής Κρήτης, όπου διακρίνει α) έναν κατώτερο σχηματισμό ηλικίας Ανώτερου Λιθανθρακοφόρου-Μέσου Τριαδικού από χαλαζίτες, μεταπηλίτες και λίγα ανθρακικά (που ανήκει στην ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών) και β) ένα ανώτερο σχηματισμό από εβαπορίτες και ανθρακικά του Ανώτερου Τριαδικού-Κατώτερου Ιουρασικού (που ανήκουν στην ενότητα Τρυπαλίου).

➤ *Ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών*

Η ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών εμφανίζεται σε όλο το νησί της Κρήτης, με πιο εκτεταμένες εμφανίσεις να παρατηρούνται στο δυτικό κομμάτι του νησιού. Με βάση τα ευρήματα των Krahl et al. (1983) στη Δυτική Κρήτη, η ηλικία της ενότητας τοποθετείται στο διάστημα Ανώτερο Λιθανθρακοφόρο-Ανώτερο Τριαδικό. Λιθολογικά, στη βάση σημειώνονται γύψοι, ραουβάκες, ακολουθούν σκοτεινόχρωμοι πλακώδεις ασβεστόλιθοι και από πάνω από αυτούς εναλλαγές από παχυστρωματώδεις και λεπτοστρωματώδεις χαλαζίτες με πιο λεπτές στρώσεις φυλλιτών και αργιλικών σχιστολίθων (Φυτρολακης, 1978). Η μεταμόρφωση είναι ολιγοκαινικής-κατωμειοκαινικής ηλικίας (Seidel, Kreuzer, & Harre, 1982)

3.2.2 Ανώτερα Καλύμματα

➤ *Ενότητα Τρίπολης*

Η ενότητα Τρίπολης απαντάται σε όλο το μήκος του νησιού της Κρήτης και υπέρκειται της ενότητας Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Οι δύο αυτές ενότητες έρχονται σε επαφή τεκτονικά με ένα κανονικό ρήγμα μικρής κλίσης, βιβλιογραφικά γνωστό ως “Cretan Detachment” (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Papanikolaou & Vassilakis, 2010; Rahl et al., 2005; Ring & Reischmann, 2002; M. Seidel et al., 2007; van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006). Η στρωματογραφική κολώνα της Τρίπολης είναι πολύ απλή λιθολογικά, καθώς αποτελείται από συνεχείς νηρητικούς ασβεστόλιθους, οι οποίοι αρχίζουν από το Ανώτερο Τριαδικό και φτάνουν έως το Ανώτερο Ηώκαινο, όπου και αρχίζει η φλυσχογένεση. Η βάση της κολώνας χαρακτηρίζεται από ασθενώς μεταμορφωμένα περμο-τριαδικά κλαστικά ιζήματα, παρεμβαλλόμενα από λεπτές στρώσεις ασβεστόλιθων, δολομίτες και ηφαιστειακά πετρώματα. Ο σχηματισμός αυτός είναι γνωστός και ως στρώματα Ραβδούχων (αντίστοιχα των στρωμάτων Τυρού που παρατηρούνται στην Πελοπόννησο) (Sannemann & Seidel, 1976; Kopp & Ott, 1977; Fytrolakis, 1980)

➤ *Ενότητα Πίνδου*

Η ενότητα της Πίνδου στην Κρήτη βρίσκεται επωημένη πάνω από την ενότητα της Τρίπολης και παρατηρείται κατά κύριο λόγο στο κεντρικό τμήμα του νησιού, με εκτεταμένες εμφανίσεις στον ορεινό όγκο του Ψηλορείτη, στα Αστερούσια Όρη και στο Όρος Δίκη. Η στρωματογραφική ενότητα της Πίνδου αποτελεί μια πελαγική ιζηματογενής ακολουθία τριαδικής έως παλαιοκαινικής-ηωκαινικής ηλικίας. Λιθολογικά αποτελείται από κλαστικά τριαδικά ιζήματα, ραδιολαρίτες, πυριτόλιθους και πλακώδεις ασβεστόλιθους, ενώ η ακολουθία ολοκληρώνεται με την απόθεση του Ηωκαινικού φλύσχη (διάρκεια φλυσχογένεσης από Παλαιόκαινο έως Μέσο Ηώκαινο) (Seidel, 1971; Bonneau & Fleury, 1971). Ωστόσο, η ενότητα της Πίνδου στην Κρήτη βιβλιογραφικά αναφέρεται και ως ενότητα Εθιάς (στα Αστερούσια Όρη) ή ως ενότητα Μαγκασά (στη Σητεία) (Renz, 1955; Papastamatiou, et. al., 1959a,b; Bonneau & Zambetakis, 1975). Η κύρια διαφορά των πινδικών καλυμμάτων της Κρήτης με την τυπική ενότητα Πίνδου της κεντρικής Ελλάδας είναι η καθυστερημένη έναρξη φλυσχογένεσης, η οποία στην Κρήτη ξεκινάει κατά το Ανώτερο Ηώκαινο, σε αντίθεση με τον τυπικό φλύσχη της Πίνδου που η απόθεση του ξεκινάει κατά το Ανώτερο Μαιστρίχτιο-Δάνιο (Paranikolaou & Vassilakis, 2010).

Ανώτατα Καλύμματα

Για τα Ανώτατα Καλύμματα της Κρήτης δεν υπάρχει καμία ευρέως αποδεκτή θεωρία σχετικά με την προέλευση ή και τον διαχωρισμό αυτών των ενοτήτων, παρόλα αυτά έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις ανά τα χρόνια.

- Οι Krahl et al. (1982), περιορίζοντας την εργασία τους στη κεντρική Κρήτη, αναφέρονται σε 4 ενότητες, οι οποίες βρίσκονται πάνω από την ενότητα της Πίνδου και είναι οι εξής:
 - Ενότητα Βάτου, συγγέεται με την ενότητα Μιαμού των Bonneau et al. (1974), αποτελείται από χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης ανθρακικά, ψαμμιτικά και πυριτικά πετρώματα μαζί με σχιστόλιθους και ηφαιστειακά καθώς και ένα είδος άγριου φλύσχη στη κορυφή της ενότητας. Στην ενότητα περιλαμβάνονται και οφιόλιθοι. Η ηλικία της προσδιορίζεται ανάμεσα στο Ανώτερο Ιουρασικό και το Ανώτερο Κρητιδικό, μπορεί όμως να φτάνει και μέχρι το Ηώκαινο.
 - Ενότητα Σπηλίου, αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα με ηλικία μεταμόρφωσης Ανώτερο Ιουρασικό–Κατώτερο Κρητιδικό. Περιλαμβάνει γρανιτοφόρους επιδοτο-αμφιβολίτες με ενδιαστρώσεις μαρμάρων καθώς και έντονα τεκτονισμένους σερπεντινίτες με γαββρικές φλέβες.
 - Ενότητα Πρέβελης, συγγέεται με την ενότητα Καλυψούς των Seidel et. al. (1977). Η ενότητα έχει υποστεί HP/LT μεταμόρφωση (Karakitsios, 1979) κατά το Ανώτερο Ιουρασικό (Seidel et al., 1977). Αποτελείται από μάρμαρα, διάφορους σχιστόλιθους, ηφαιστειακά, υπερμαφικά πετρώματα, μετα-ραδιολαρίτες και φυλλίτες. Η ιζηματογένεση ξεκινάει κατά το Ανώτερο Πέρμιο (Bonneau & Lys, 1978) χωρίς να προσδιορίζονται άλλες ηλικίες.
 - Ενότητα Αστερουσίων, περιέχει πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης HT/LP μεταμορφωμένα κατά το Ανώτερο Κρητιδικό (Seidel et al., 1976) και περιλαμβάνει σχιστόλιθους, χαλαζίτες, μάρμαρα, αμφιβολίτες, σερπεντινίτες, μεταγάβρους και γνεύσιους.

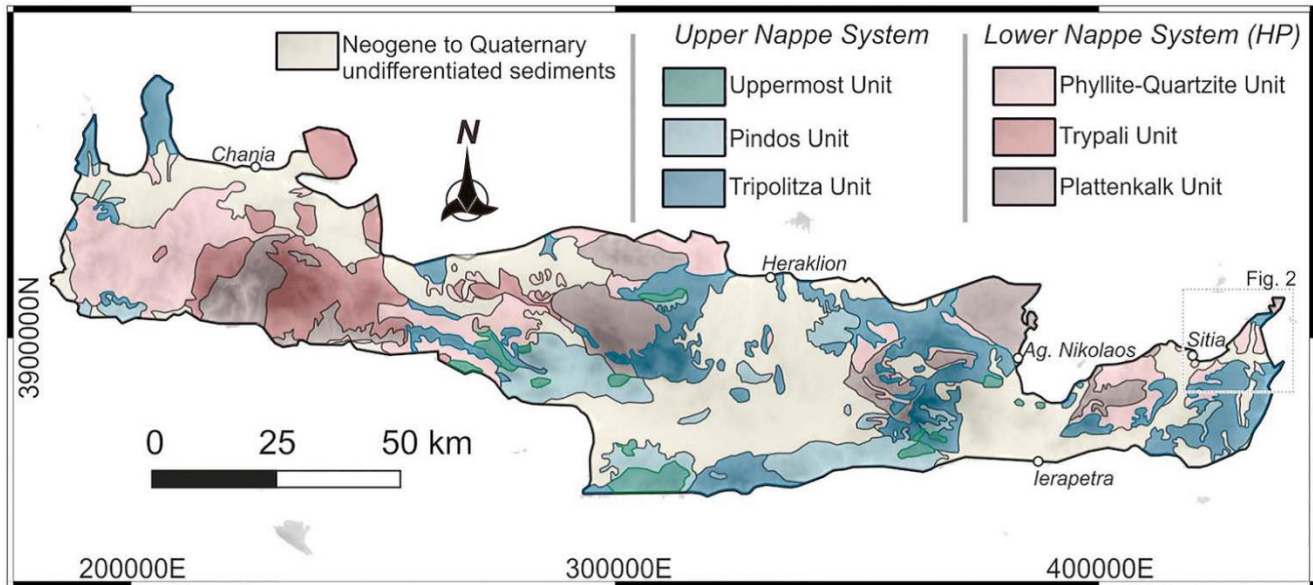
- Οι Jolivet et al. (1996) αναφέρουν 3 ενότητες οι οποίες υπέρκεινται της ενότητας της Πίνδου:
 - Η ενότητα Άρβης περιλαμβάνει μαξιλαροειδής λάβες και βασάλτες μαζί με πελαγικούς ασβεστόλιθους και ραδιολαρίτες ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού.
 - Η ενότητα Μιαμού, η οποία αποτελεί ολισθόστρωμα ηλικίας Ανώτερου Ιουρασικού και περιλαμβάνει μεταβασάλτες και ασβεστόλιθους.
 - Η ενότητα Αστερουσίων, η οποία θεωρείται η ανώτατη ενότητα των καλυμμάτων της Κρήτης, περιλαμβάνει πετρώματα με HT/LP ανωκρητιδική μεταμόρφωση (Seidel, 1978), καθώς και υπερβασικά πετρώματα. Συγκρίνεται με την Πελαγονική ενότητα της ηπειρωτικής Ελλάδας (Bonneau, 1973b).

- Οι Fassoulas et al. (1999, 1994) αναφέρονται σε 6 διαφορετικές ενότητες οι οποίες επικαλύπτουν τις αμεταμόρφωτες ενότητες της Κρήτης. Αυτές είναι οι: ενότητα Βάτου, ενότητα Μιαμού, ενότητα Άρβης, ενότητα Σπηλίου, ενότητα Πρέβελης και ενότητα Αστερουσίων. Υπερκείμενα της ενότητας Πίνδου και υποκείμενα της ενότητας Αστερουσίων, οι ενότητες Βάτου, Άρβης, Μιαμού, Σπηλίου και Πρέβελης μπλέκονται μεταξύ τους σε μια μορφή τεκτονικού “mélange”. Παρόλα αυτά οι ενότητες Βάτου, Μιαμού και Άρβης αποτελούνται από σχηματισμούς που έχουν υποστεί πολύ μικρό βαθμό μεταμόρφωσης, ενώ παράλληλα η ενότητα Σπηλίου αποτελείται από κρυσταλλικά και οφιολιθικά πετρώματα (Krahl et al., 1982), και η ενότητα Πρέβελης από παλαιοκαινικά-ηωκαινικά HP/LT μεταμορφωμένα πετρώματα (Kilias et al., 1994). Η κορυφή των καλυμμάτων αποτελείται από Άνω-Κρητιδικά HT/LT μεταμορφωμένα πετρώματα της ενότητας Αστερουσίων (Seidel et al., 1981) και από οφιόλιθους.

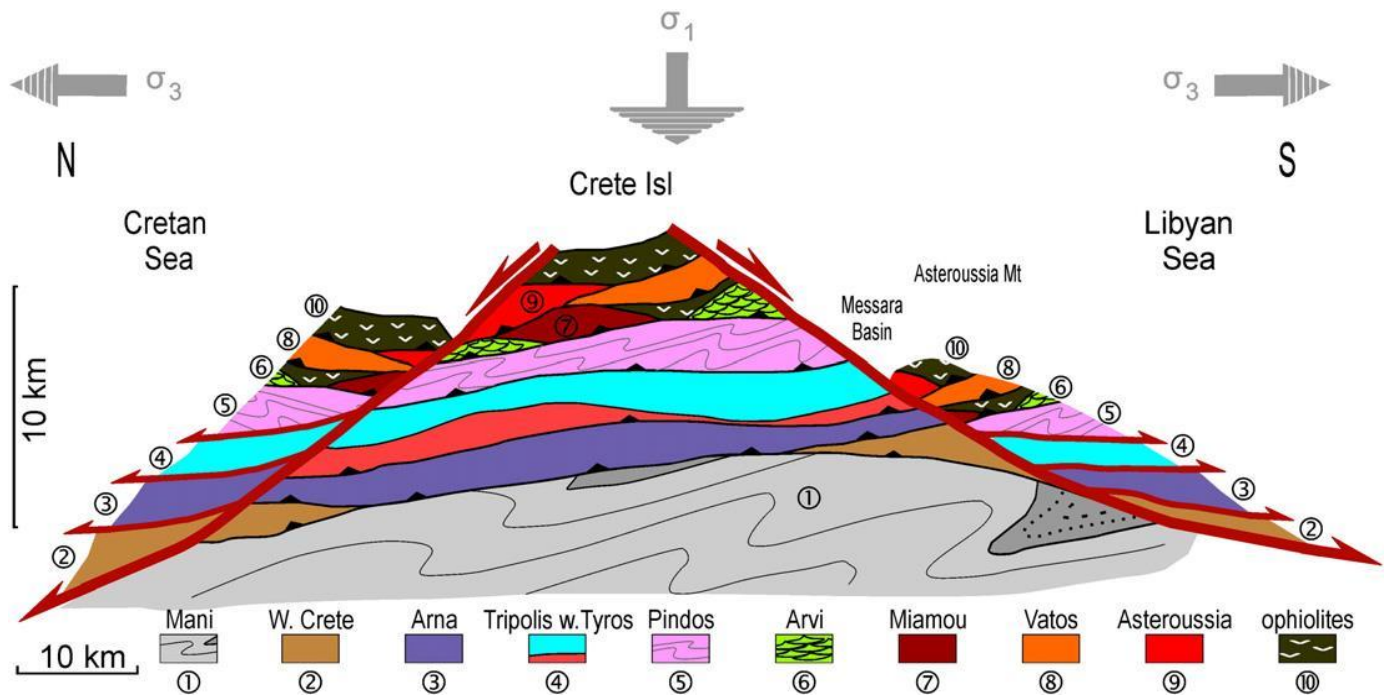
- Οι Langosch et al. (2000) υποστηρίζουν ότι στην κορυφή των ανώτατων καλυμμάτων της Κρήτης παρατηρούνται Ιουρασικοί οφιόλιθοι (Bonneau, 1973; Seidel et al., 1981) οι οποίοι υπέρκεινται ενός οφιολιθικού “mélange”. Αυτό το οφιολιθικό “mélange” αποτελείται από διάφορα είδη σχηματισμών που αντιστοιχούν σε κάποιες από τις προαναφερθείσες ενότητες:
 - Κρυσταλλικά πετρώματα HT/LP μεταμόρφωσης και πλουτωνικές διεισδύσεις με ηλικία Ανώτερο Κρητιδικό, τα οποία αντιστοιχούν στο μεταμορφικό κάλυμμα των Αστερουσίων (Bonneau, 1972b)
 - Μεταμορφωμένα πετρώματα, με ηλικία μεταμόρφωσης Ανώτερο Ιουρασικό, τα οποία επικαλύπτονται από ανωκρητιδικά ιζήματα και αντιστοιχούν στην ενότητα Καλυψούς (Seidel et al., 1977)
 - Μαξιλαροειδείς λάβες μαζί με κόκκινους ασβεστόλιθους με *Globotruncana sp.* ηλικίας Ανώτερο Κρητιδικό που αποτελούν την ενότητα της Άρβης (Bonneau, 1973) και αντιστοιχούν σε ενότητες των Ταυρίδων στη Τουρκία και δεν έχουν σχέση με τις Ελληνίδες (Bernouli et al., 1974).
 - Βασάλτες, ηφαιστίτες με ασβεστόλιθους Ανώτερο Ιουρασικού-Κατώτερο Κρητιδικού, μπλοκ από γρανίτες, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και Κενομάνιοι ασβεστόλιθοι.

- Οι Papanikolaou & Vassilakis (2010) αναφέρουν 5 ενότητες, οι οποίες βρίσκονται επωθημένες πάνω από την ενότητα της Πίνδου:
 - Η ενότητα Άρβης, αποτελούμενη από ανωκρητιδικούς βασάλτες και πελαγικά ιζήματα (Tataris, 1964; Bonneau, 1973b)
 - Η ενότητα Μιαμού, αποτελούμενη από Άνω-Κρητιδικό “άγριο” φλύσχη με ολισθόλιθους από Ιουρασικούς ασβεστόλιθους (Bonneau, 1976).
 - Η ενότητα Βάτου, η οποία παρουσιάζει μία συνεχής ιζηματογενής ακολουθία από το Ανώτερο Παλαιοζωικό μέχρι και το Ιουρασικό (Bonneau, 1976).
 - Η ενότητα Αστερουσίων, η οποία περιλαμβάνει υψηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα μαζί με γρανίτες, με Άνω-Κρητιδική ηλικία μεταμόρφωσης (Davis, 1967; Bonneau, 1976; Seidel et al. 1976).
 - Το οφιολιθικό κάλυμμα της Κρήτης, το οποίο βρίσκεται πάνω απ’ όλα τα καλύμματα. Οφιολιθικά σώματα επίσης παρατηρούνται και μέσα στις ενότητες Βάτου και Αστερουσίων (Bonneau, 1976; Seidel et al. 1976).

- Οι Tortorici et al. (2012) υποστηρίζουν την ύπαρξη ενός οφιολιθικού “mélange” πάνω από τις αμεταμόρφωτες ενότητες της Πίνδου και της Τρίπολης, μέσα στο οποίο εντάσσονται οι διάφορες ενότητες που έχουν αναφερθεί μέχρι τώρα ως οι ανώτατες ενότητες της Κρήτης από διάφορους ερευνητές. Αυτό το οφιολιθικό “mélange” το χωρίζουν σε 3 διαφορετικές ενότητες:
 - Κατώτερη ενότητα, πρόκειται για μία χαοτική ακολουθία που αποτελείται από αμεταμόρφωτα και πολύ χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα, με συγκολλητικό υλικό προερχόμενο από τον φλύσχη Πίνδου και Τρίπολης καθώς και από τουρβιδίτες των ενοτήτων του Βάτου και του Μιαμού. Τεκτονικά περιλαμβάνει οφιόλιθους με απομεινάρια πελαγικών και νηριτικών ανθρακικών ιζημάτων καθώς και τουρβιδιτικές ακολουθίες. Αυτοί οι οφιόλιθοι αντιστοιχούν με τους οφιόλιθους των ενοτήτων Βάτου και Μιαμού (Bonneau, 1984; Bonneau et al. 1974, 1977) καθώς και με εκείνους των ενοτήτων Σπηλίου και Βάτου που περιεγράφηκαν από τους Krahl et al. (1982). Επίσης περιλαμβάνει κάποια κομμάτια οφιολίθων μαζί με ανθρακικά ιζήματα που ανήκουν στην ενότητα της Άρβης.
 - Ενδιάμεση ενότητα, περιλαμβάνει πολυμεταμορφωμένα και πολυπαραμορφωμένα πετρώματα ωκεάνιας και ηπειρωτικής προέλευσης. Τα ωκεάνιας προέλευσης πετρώματα αντιστοιχούν στις ενότητες Βάτου και Μιαμού (Bonneau, 1984; Bonneau et al. 1974, 1977) καθώς και στις ενότητες Σπηλίου και Βάτου που περιεγράφηκαν από τους Krahl et al. (1982), ενώ τα ηπειρωτικής προέλευσης πετρώματα αντιστοιχούν στην ενότητα Αστερουσίων (Bonneau, 1972b, 1984; Langosch et al., 2000; Seidel et al., 1977, 1981)
 - Ανώτερη ενότητα, αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα που αντιστοιχούν στην ενότητα Πρέβελης (Krahl et al., 1982) και σε μέρος της ενότητας Βάτου (Bonneau et al., 1977)



Εικόνα 3.1: Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης με τις κύριες τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες από τους Creutzburg, et al. (1977), μορφοποιημένος από Grasmann et al. (2019).



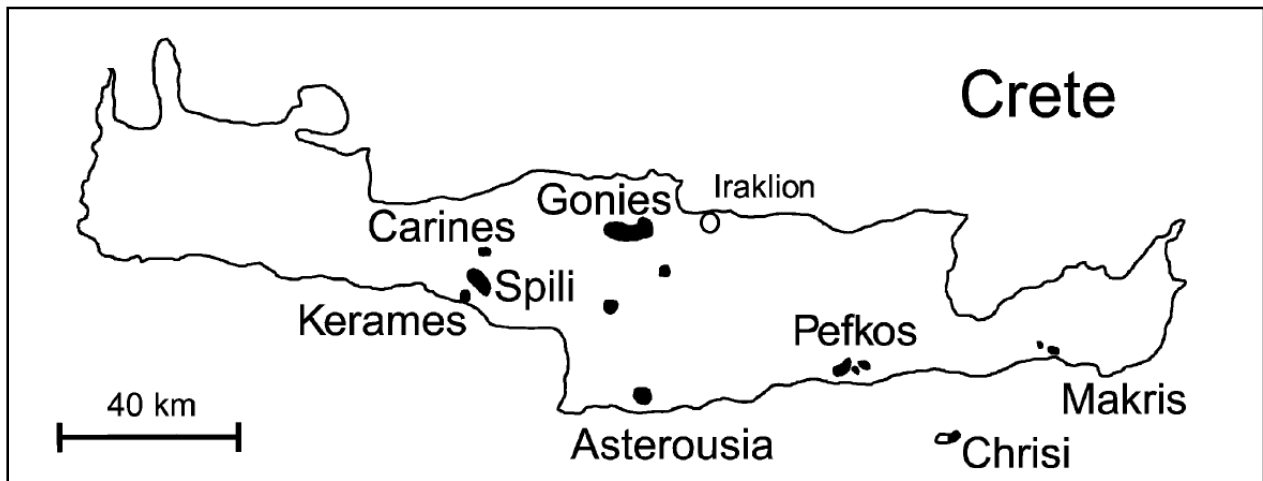
Εικόνα 3.2: Τεκτονοστρωματογραφικό διάγραμμα της Κρήτης από τους Ραρανικολαου & Vassilakis (2010).

3.3 Οφιόλιθοι Κρήτης

Οι οφιόλιθοι της Κρήτης παρατηρούνται κυρίως στο κεντρικό κομμάτι του νησιού, όπου εμφανίζονται στην επιφάνεια ως μεμονωμένα λήπη (Seidel et al., 1976). Οι 4 κυριότερες εμφανίσεις, οι οποίες περιεγράφηκαν αναλυτικά από τους Creutzburg and Seidel (1975), παρατηρούνται στις τοποθεσίες:

1. **Γωνιές-Ανώγεια**, νοτιοδυτικά του Ηρακλείου (Bonneau, 1970; Thorbecke, 1973).
2. **Μέλαμπες-Σπήλι**, ανάμεσα σε Ρέθυμνο και Τυμπάκι (Bonneau, 1972a).
3. **Αστερούσια Όρη** (Wurm, 1955; Davis, 1968; Bonneau, 1972b).
4. **Πεύκος-Καλάμι-Άρβη**, δυτικά της Ιεράπετρας.

Πιο μικρές μεμονωμένες εμφανίσεις αναφέρονται από τον Wurm (1955) στην κεντρική Κρήτη και από τον Parastamatiou et al. (1959) στην ανατολική Κρήτη.



Εικόνα 3.3: Εμφανίσεις οφιολιθίων στο νησί της Κρήτης από τους Creutzburg and Seidel (1975), μορφοποιημένος από Koerke et al. (2002).

3.3.1 Γεωλογική δομή των οφιολιθικών ενοτήτων

Η Ανώτατη Ενότητα αποτελείται από οφιολιθικά καλύμματα και άλλα συσχετιζόμενα πετρώματα ηπειρωτικού υποβάθρου τα οποία, επηρεασμένα από την HT/LP μεταμόρφωση του Ανώτερου Κρητιδικού (Langosch et al., 2000; Seidel et al., 1977), ανήκουν στο πεδίο της Πελαγονικής (Bonneau, 1984). Οι οφιόλιθοι και τα άλλα συσχετιζόμενα πετρώματα έχουν ομαδοποιηθεί σε τοπικές και διακριτές τεκτονικές ενότητες: το κάλυμμα Αστερουσίων (Bonneau, 1984), το Τριαδικό-Ανώτερο Ιουρασικό κάλυμμα Μιαμού-Βάτου (Bonneau, 1984; Bonneau et al. 1974, 1977), και το ανωκρητιδικό αμεταμόρφωτο κάλυμμα Άρβης. (Bonneau, 1973; Robert & Bonneau, 1982) . Επίσης, στο ευρύτερο τεκτονικό melange έχουν διαχωριστεί και οι οφιολιθικές ενότητες Βάτου, Σπηλίου και Πρέβελης, οι οποίες έχουν εν μέρει επηρεαστεί από πρασινοσχιστολιθική έως HP/LT μεταμόρφωση (Fassoulas, 1999; Krahl et al., 1982).

Το κάλυμμα των Ιουρασικών οφιολίθων (Bonneau 1973; Seidel et al. 1981; Koerke et al., 1985) που εμφανίζονται στο νησί, βρίσκεται υπερκείμενα των Ανώτατων Καλυμμάτων και επαφή τους είναι πάντα τεκτονική. Ιουρασικά οφιολιθικά πετρώματα παρατηρούνται και μέσα στις ενότητες Βάτου-Μιαμού, Σπηλίου και Πρέβελης., όπου οι εμφανίσεις τους ποικίλουν από εκατοντάδες μέτρα έως και αρκετά χιλιόμετρα (Koerke et al., 2002). Τα σώματα αυτά αποτελούνται κυρίως από αρκετά κατακερματισμένους σερπεντινίτες (Koerke et al., 2002).

Στην βάση των Ανώτατων Καλυμμάτων παρατηρείται το οφιολιθικό melange, το οποίο περιλαμβάνει μαξιλαροειδείς λάβες Κρητιδικής ηλικίας, οι οποίες υπάγονται στην ενότητα Άρβης. Οι οφιολίθοι αυτοί αποτελούν διαφορετική εμφάνιση από αυτούς που υπέρκεινται των Ανώτερων Καλυμμάτων, καθώς οι Κρητιδικοί οφιολίθοι αποτελούν ξεχωριστό κάλυμμα επωθημένο στη βάση του melange (Bonneau, 1973; Robert and Bonneau, 1982; Hall, 1987)

3.3.2 Προέλευση οφιολιθικών σωμάτων

Η προφανής διαφορά των ερμηνειών της στρωματογραφίας και της αρχιτεκτονικής των οφιολιθικών ενοτήτων της Κρήτης πηγάζει κυρίως από τη γεωλογική και τεκτονική πολυπλοκότητα αυτών των ενοτήτων, οι οποίες περιλαμβάνουν απομεινάρια από διαφορετικά κομμάτια παραμορφωμένων ωκεάνιων τμημάτων και ηπειρωτικών περιθωρίων, τα οποία και τα δύο υποβλήθηκαν σε ηπειρωτική και ωκεάνια υποβύθιση. Οι διαφορετικές ηλικίες, οι διαφορετικές λιθολογίες και οι διαφορετικές τεκτονικές θέσεις των καλυμμάτων με οφιολιθικά πετρώματα καθιστούν δύσκολη την τοποθέτηση αυτών των ενοτήτων στα γεωδυναμικά μοντέλα στην ανατολική Μεσογειακή ορογενετική ζώνη. Τα οφιολιθικά πετρώματα των Ελληνίδων έχουν όντως συσχετιστεί με :

α) το κλείσιμο ενός μεγάλου ωκεάνιου πεδίου, το οποίο χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μικρο-ηπείρων ή από ηπειρωτικά ακρωτήρια που διαχωρίζουν διαφορετικές θαλάσσιες οδούς, (Bortolotti, V. and Principi & Firenze, 2005; Dercourt et al., 1986; Garfunkel, 2006; Papanikolaou, 2009; Uwe Ring & Layer, 2003)

β) τη διακοπή ξεχωριστών ωκεάνιων τομέων (ωκεανοί Αξιού, Πίνδου και Άρβης), οι οποίοι διαχωρίζονταν από ηπειρωτικές μικροπλάκες (Bortolotti, V. and Principi & Firenze, 2005; Dercourt et al., 1986; Garfunkel, 2006; Papanikolaou, 2009; Uwe Ring & Layer, 2003).

Πιο συγκεκριμένα, οι Ιουρασικοί οφιολίθοι που εξαπλώνονται στο νησί της Κρήτης προέρχονται από το ΝΑ άκρο της οφιολιθικής ζώνης των Δειναρίδων-Ελληνίδων, η οποία προέρχεται από το Βόρειο τμήμα του ωκεανού της Νεοτουθής, ενώ οι ανωκρητιδικοί οφιολίθοι της ενότητας της Άρβης έχουν συσχετιστεί με την Κρητιδική ορογενετική ζώνη των Ταυρίδων, Κύπρου και Συρίας, η οποία προέρχεται από το Νότιο τμήμα του ωκεανού της Νεοτουθής (Koerke et al., 2002; Robertson, 2002).

3.4 Μεταλλικοί σχηματισμοί

Ύστερα της τοποθέτησης των αλπικών καλυμμάτων στην Κρήτη, η εφελκυστική τεκτονική που κυριάρχησε, ιδιαιτέρως κατά το Μειόκαινο, οδήγησε στη δημιουργία μεγάλων τάφρων και λεκανών. Τα τεκτονικά αυτά βυθίσματα πληρώθηκαν με ιζήματα προερχόμενα από τη διάβρωση των αλπικών πετρωμάτων. Η μεγαλύτερη λεκάνη ιζηματογένεσης τοποθετούνταν στη Κεντρική Κρήτη με διάρκεια ιζηματογένεσης από το Μειόκαινο έως και το Πλειόκαινο. Τα αρχαιότερα ιζήματα που βρέθηκαν είναι κροκαλοπαγή που προέρχονται από τα πετρώματα του υπερκείμενου τεμάχους του Cretan Detachment, δηλαδή τα Ανώτερα Καλύμματα (Korpp & Richter, 1983; Peters, 1985). Αυτό αποδεικνύει πως η εκκίνηση της ιζηματογένεσης έγινε πριν την εκταφή των μεταμορφωμένων Κατώτερων Καλυμμάτων και τμήμα της επηρεάστηκε από τα τελευταία στάδια δραστηριότητας του εφελκυστικού ρήγματος αποκόλλησης και την εκταφή του συμπλέγματος πυρήνα του Νότιου Αιγαίου (South Aegean core complex). Κατά το ανώτερο Σερραβάλλιο (ανώτερο Μέσο Μειόκαινο) επικρατούσαν διάφορα ιζηματογενή περιβάλλοντα, τα οποία διαμόρφωσαν τις λιθολογίες των εκάστοτε σχηματισμών (D. J. J. van Hinsbergen & Meulenkamp, 2006).

Η πρώτη κατηγοριοποίηση της Μεταλλικής ιζηματογενούς ακολουθίας της Κρήτης παρουσιάστηκε από τον Meulenkamp (1979), ο οποίος διέκρινε έξι λιθοστρωματογραφικές ομάδες από την παλαιότερη προς τη νεότερη:

- i. Την ομάδα του Πρινά (Σερραβάλλιο – Τορτόνιο)
- ii. Την ομάδα του Τεφελίου (Τορτόνιο)
- iii. Την ομάδα των Βρυσσών (Μεσσήνιο)
- iv. Την ομάδα του Ελληνικού (Αν. Μεσσήνιο)
- v. Την ομάδα της Φοινικιάς (Κατ. Πλειόκαινο)
- vi. Την ομάδα της Αγίας Γαλήνης (Αν. Πλειόκαινο – Πλειστόκαινο)

Η ακολουθία δεν εμφανίζεται ολόκληρη σε όλες τις νεογενείς λεκάνες της Κρήτης αλλά σε πολλές περιοχές επικρατούν συγκεκριμένες ομάδες. Ιδιαίτερη αναφορά γίνεται στη λεκάνη της Κεντρικής Κρήτης καθώς περιέχει την περιοχή μελέτης. Οι νεογενείς σχηματισμοί της κεντρικής Κρήτης γεωγραφικά εντοπίζονται στη λεκάνη του Ηρακλείου και στη λεκάνη της Μεσσαράς, καθώς και σε σποραδικές εμφανίσεις στις ΒΑ παρυφές του Ψηλορείτη. Σύμφωνα με τους Meulenkamp et al. (1979) και D. J. J. van Hinsbergen & Meulenkamp (2006), τα νεογενή πετρώματα που εμφανίζονται, στη πλειοψηφία τους υπάγονται στο γκρουπ του Τεφελίου, εκτός από μεμονωμένες εμφανίσεις του γκρουπ των Βρυσσών. Πέραν όμως της κύριας κατηγοριοποίησης, οι ομάδες χωρίζονται και σε υπό-ομάδες με βάση τη λεπτομερέστερη λιθοστρωματογραφία τους. Όσον αφορά τη λεκάνη του Ηρακλείου, η οποία αποτελεί και το μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης της Κεντρικής Κρήτης, η κατηγοριοποίηση των σχηματισμών κρίθηκε ανεπαρκής από τους Zachariasse et al. (2011) για να περιγράψει αναλυτικά την πλήρη νεογενή ακολουθία της περιοχής. Για το λόγο αυτό, οι παραπάνω ανέπτυξαν μία αναβαθμισμένη λιθοστρωματογραφική στήλη για τις αποθέσεις του Τορτονίου – Κάτ. Μεσσηνίου της Κεντρικής Κρήτης, η οποία αποτελείται από έξι σχηματισμούς, από τον παλαιότερο προς τον νεότερο ως εξής:

- Σχηματισμός Βιάννου
- Σχηματισμός Σχοινιά
- Σχηματισμός Καστελιανών
- Σχηματισμός Μούλιων
- Σχηματισμός Άγιου Μύρωνα
- Σχηματισμός Χερσονήσου

Η περιοχή μελέτης αφορά το τμήμα των νεογενών αποθέσεων που εντοπίζεται στις ΒΑ παρυφές του Ψηλορείτη, πλησίον των Ανωγείων. Οι αποθέσεις αυτές ανήκουν εξ'ολοκλήρου στο σχηματισμό του Βιάννου και αποτελούνται από εκτεταμένες ποταμό-λιμναίες αποθέσεις του Τορτονίου. Ο σχηματισμός δεν υφίσταται μόνο στη συγκεκριμένη περιοχή αλλά εκτείνεται σε μεγάλη έκταση στη λεκάνη του Ηρακλείου και στη λεκάνη της Μεσσαράς, αποτελώντας την βάση της νεογενούς ακολουθίας. Στο σύνολο του κυριαρχείται από εναλλαγές αργίλων, ιλύος και συνεκτικών ψαμμιτών. Οι ψαμμίτες προκύπτουν είτε ως ενστρωμένοι πάγκοι μεγάλου πάχους, είτε ως φακοειδή σώματα ανάμεσα σε πηλίτες (Zachariasse et al., 2011). Συχνή είναι η εμφάνιση και ιλυωδών πλακωδών ασβεστόλιθων, σε αντίθεση με κροκαλοπαγή πετρώματα, τα οποία εντοπίζονται πιο σπάνια. Τα τελευταία αποτελούνται συνήθως από ετερομετρικούς κόκκους και τεμάχια από τις Ανώτερες Ενότητες καθώς και από τους ασβεστόλιθους της Πίνδου και της Τρίπολης. Το μέγιστο ορατό πάχος του σχηματισμού φτάνει τα 400 m, χωρίς όμως να υπάρχει κάπου πλήρης εμφάνιση της στρωματογραφικής του στήλης. Η ανομοιογένεια των λιθολογιών του, τόσο στην οριζόντια έκταση του, όσο και στα διαφορετικά στρώματα του, οφείλεται στις διαφορετικές συνθήκες ιζηματογένεσης που επικρατούσαν στην ίδια λεκάνη, είτε λόγω διαφορετικών γεωμορφολογικών τμημάτων της, είτε λόγω κλιματικών και τεκτονικών παραγόντων.

Η βάση των ιζηματογενών πετρωμάτων που προέκυψαν στη λεκάνη της κεντρικής Κρήτης ανήκουν στο σχηματισμό της Βιάννου και σήμερα εντοπίζονται κυρίως στη κεντρική Κρήτη, στη λεκάνη της Μεσσαράς, καθώς και ΒΑ των Ανωγείων στις ανατολικές παρυφές του Ψηλορείτη. Τα ιζήματα του σχηματισμού χαρακτηρίζονται ως ποταμό-λιμναία, με διευθύνσεις προέλευσης που ποικίλουν από Δύση έως Νότο (Sissingh, 1972; W J Zachariasse, 1975).

4. Στοιχεία Χαρτογράφησης

4.1 Λιθοστρωματογραφικές ενότητες περιοχής μελέτης

Στην περιοχή πραγματοποιήθηκε λεπτομερής χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:5000, από την οποία προέκυψε ότι στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται από τον ανώτερο προς τον κατώτερο σχηματισμό :

- i. Ενότητα Τρίπολης
- ii. Ενότητα Πίνδου
- iii. Βοιωτικός φλύσχος
- iv. Οφιόλιθοι
- v. Μεταλικοί σχηματισμοί

4.1.1 Ενότητα Τρίπολης

Η ενότητα της Τρίπολης αποτελεί την κατώτερη ενότητα που απαντάται στην περιοχή μελέτης και συγκεκριμένα εμφανίζονται ανθρακικοί σχηματισμοί και ο φλύσχος της ενότητας. Σύμφωνα με το φύλλο “Ανώγεια” του ΙΓΜΕ (Katsianrias et al., 2008) τα ανθρακικά πετρώματα, δηλαδή οι ασβεστόλιθοι και οι δολομίτες, χωρίζονται σε τέσσερις σχηματισμούς με ηλικίες από το Κατώτερο Ιουρασικό έως το Μέσο Ηώκαινο, οι οποίοι είναι:

- Ασβεστόλιθοι Δαμάστας, Λιάσιο-Κατώτερο Μάλμιο
- Ασβετόλιθοι Χαλέπας, Κατώτερο Μάλμιο-Κενομάνιο
- Δολομίτες Αξού, Τουρώνιο
- Ασβεστόλιθοι-Δολομίτες, Σενώνιο-Μέσο Ηώκαινο

Από το ίδιο φύλλο, η ηλικία του φλυσχικού σχηματισμού που ολοκληρώνει την ενότητα είναι Ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο.

➤ *Ανθρακικά Τρίπολης*

Κατά την εργασία υπαίθρου παρατηρήθηκαν λιθολογικές διαφορές σε μακροσκοπική κλίμακα σε διάφορες θέσεις εμφάνισης των ανθρακικών πετρωμάτων. Παρόλα αυτά δεν ήταν δυνατή η μικροσκοπική ανάλυση των πετρωμάτων, οπότε στον τελικό χάρτη οι επιμέρους σχηματισμοί παρουσιάζονται ως ένας ενιαίος σχηματισμός, τα Ανθρακικά Τρίπολης.

Περιμετρικά της περιοχής μελέτης παρατηρούνται νηριτικοί ασβεστόλιθοι τεφροί-τεφρόλευκοι, μεταξώδεις και παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι. Εμφανίζονται ελαφρά καρστικοποιημένοι και εν μέρει εξαλλοιωμένοι.



Εικόνα 4.1: Πανοραμική άποψη του Ανατολικού τμήματος της περιοχής μελέτης. Στο βάθος διακρίνονται οι ασβεστόλιθοι Τρίπολης που περιβάλλουν την περιοχή. Έρχονται σε επαφή με τον φλύσχη Τρίπολης. Όψη προς ΝΑ.



Εικόνα 4.2: Άστρωτοι ασβεστόλιθοι με πολλαπλά συστήματα διακλάσεων.

Στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης τα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας εμφανίζουν διαφορές στα μακροσκοπικά χαρακτηριστικά τους, τόσο με τους ασβεστόλιθους που περικλύουν την λεκάνη όσο και μεταξύ τους. Κινούμενοι από Νότο προς Βορρά παρατηρήθηκαν:

- Ασβεστόλιθοι λευκοί έως υπόλευκοι, συμπαγείς, πολύ σκληροί με μεταξώδης υφή
- Ασβεστόλιθοι τεφροί, τεφρόλευκοι, μεσο-παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι και καρστικοί
- Δολομίτες τεφροί, βιτουμενιούχοι, εν μέρη λατυποπαγείς, συνεκτικοί και άστρωτοι



Εικόνα 4.3: Στο πάνω μέρος της εικόνας παρατηρούνται ασβεστόλιθοι τεφροί-τεφρόλευκοι, μεταξώδεις και παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι. Στο κάτω μέρος της εικόνας και υποκείμενα των ασβεστολίθων, παρατηρούνται αδρομερείς λατύπες τεφρών, βιτουμενιούχων δολομιτών.

➤ Φλύσξης Τρίπολης

Υπερκείμενος των ασβεστόλιθων εμφανίζεται ο φλύσξης της ενότητας, ο οποίος είναι επί το πλείστον κλαστικός σχηματισμός. Στο μεγαλύτερο τμήμα εμφάνισης του αποτελείται από καφέ, τεφρούς – τεφρόμαυρους και άστρωτους ψαμμιτο-πηλιτικούς πάγκους, με μεγάλη περιεκτικότητα σε ασβεστιτικά στοιχεία, καθώς αναβράζει με HCl. Αρκετά συμπαγής, αλλά μέτριας σκληρότητας, καθώς χαράσσεται και με σουγιά. Κατά τόπους εμφανίζονται τεφρόμαυρες μάργες. Σε αρκετές θέσεις η λιθολογία του ίδιου σχηματισμού αποτελείται από τεφρούς λεπτόκοκκους ψαμμίτες έως πηλίτες, λεπτοστρωματώδεις έως ελασματοειδείς. Κατά μήκος της εμφάνισης, τα πάχη των ψαμμιτικών και πηλιτικών πάγκων παρουσιάζουν διακύμανση, είτε σε στρώματα παρόμοιου μεγέθους, είτε σε εναλλαγές μεγάλου πάχους ψαμμιτικών οριζόντων με πηλιτικά ελάσματα. Αρκετά συχνά, ο σχηματισμός εμφανίζει διακλάσεις παράλληλα και κάθετα στην κύρια διεύθυνση στρωμάτωσης, οι οποίες είναι πληρωμένες με ασβεστιτικό και κλαστικό υλικό. Σε περιορισμένα σημεία εμφάνισης βρέθηκε ψηδιφο-λατυποπαγές πέτρωμα, πολύμεικτο, ετερομετρικό, με μεγάλη περιεκτικότητα σε χαλαζίες, αρκετά συμπαγές αλλά θραύεται εύκολα. Ανήκει στον σχηματισμό και καλύπτει ασύμφωνα κατά τόπους στρωματώδεις πηλίτες και μάργες. Ο σχηματισμός αυτός συχνά εμφανίζεται πολυπτυχωμένος.



Εικόνα 4.4: Πτυχωμένη εμφάνιση φλύσξη.



Εικόνα 4.5: Άστρωτοι ψαμμίτες του φλύσχη.



Εικόνα 4.6: Εναλλαγές ψαμμιτικών πάγκων και πηλιτικών ελασμάτων.



Εικόνα 4.7: Εμφάνιση ψηδιφο-λατυποπαγούς μπλοκ μέσα στον σχηματισμό του φλύσχη στα ΝΔ της περιοχής μελέτης.

4.1.2 Ενότητα Πίνδου

Η ενότητα της Πίνδου είναι υπερκείμενη της ενότητας της Τρίπολης και έχει τοποθετηθεί τεκτονικά μέσω ενός αναστροφικού ρήγματος μικρής κλίσης, δηλαδή μιας επώθησης. Οι σχηματισμοί που εμφανίζονται στην περιοχή μελέτης δεν αντιπροσωπεύουν την ολοκληρωμένη στρωματογραφική στήλη της ενότητας, αλλά τα τμήματα από το Τριαδικό έως το Κρητιδικό. Συγκεκριμένα, από τον κατώτερο προς τον ανώτερο οι σχηματισμοί είναι:

➤ *Τριαδικά Κλαστικά Ιζήματα ή Κλαστικό Τριαδικό*

Αφορά τον κατώτερο σχηματισμό της ενότητας που εμφανίζεται, ο οποίος είναι κλαστικός, κυρίως ψαμμιτικός καφέ-μπεζ χρώματος. Δεν παρουσιάζει κάποιου είδους στρώση ή στρωμάτωση, σε αντίθεση με τους υπόλοιπους σχηματισμούς της ίδια ενότητας. Είναι συνεκτικός, χωρίς ιδιαίτερη σκληρότητα, μεσοκοκκώδης με λεπτόκοκκη ψαμμιτική κύρια μάζα και περιεχόμενες λατύπες μεγαλύτερου μεγέθους περίπου 0.5-1 mm.



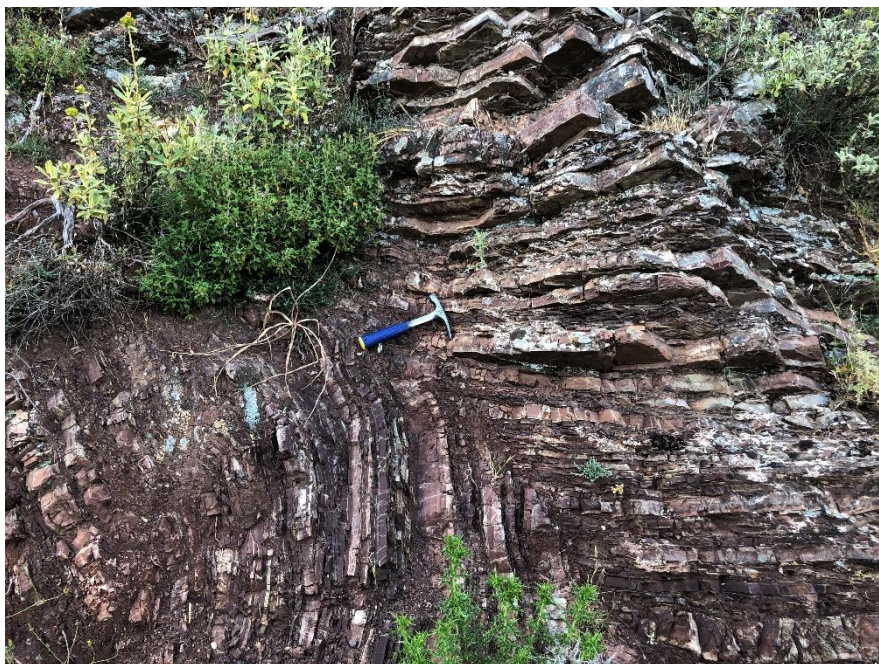
Εικόνα 4.8: Ψαμμιτική εμφάνιση του Κλαστικού Τριαδικού.



Εικόνα 4.9: Ψαμμίτης Κλαστικού Τριαδικού.

➤ *Ιουρασικοί Ασβεστόλιθοι – Ασβεστόλιθοι με Halobia*

Παρατηρείται στρωματώδης, ανθρακικός σχηματισμός χρώματος γκρι σε εναλλαγές με ερυθρό μαργαϊκό σχηματισμό και πυριτόλιθους. Σε άλλη θέση παρατηρούνται ασβεστόλιθοι γκρι, μεσοπλακώδεις, σκληροί, συμπαγείς, λεπτοκοκκώδεις, με πολλές φλέβες ασβεστίτη σε εναλλαγές με ερυθρούς και μπεζ/λαδί λεπτοπλακώδεις πυριτόλιθους, οι οποίοι εμφανίζονται και ενστρωμένοι και σε κονδύλους, και ίδιου χρώματος πηλίτες.



Εικόνα 4.10: Πτυχωμένοι στρωματώδεις ασβεστόλιθοι Πίνδου σε εναλλαγές με ερυθρό μαργαϊκό σχηματισμό και πυριτόλιθους.



Εικόνα 4.11: Στρωματώδεις ασβεστόλιθοι Πίνδου σε εναλλαγές με ερυθρό μαργαϊκό σχηματισμό και πυριτόλιθους.

➤ *Ερυθροί Πηλίτες - Κερατόλιθοι*

Παρατηρείται σχηματισμός έντονου ερυθρού χρώματος. Συγκεκριμένα, παρατηρούνται εναλλαγές μέσο-λεπτοστρωματώδων έως άστρωτων ερυθρών πηλιτών με βυσσινόχρωμους-ερυθρούς και λαδί πυριτόλιθους. Οι πηλίτες εμφανίζονται σε στρώματα πάχους περίπου 2-3 cm και πιο συνεκτικοί από τις συνήθεις συνθήκες τους, ενώ οι πυριτόλιθοι εμφανίζονται σε παχύτερα στρώματα.



Εικόνα 4.12: Ερυθρός σχηματισμός Κερατολίθων.

➤ *Ανωκρητιδικά Κλαστικά Ιζημάτα ή Πρώτος φλύσχη*

Παρατηρούνται παχύ-μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι σε εναλλαγές με λεπτοστρωμάτωδεις ερυθρούς και φαιοπράσινους πηλίτες και μάργες. Σε πολλές θέσεις επικρατούν μόνο πηλίτες, οι οποίοι φαίνεται να έχουν ανθρακική σύσταση, καθώς αναβράζουν πολύ με HCl.

Οι Κρητιδικοί σχηματισμοί των Ερυθρών Πηλιτών - Κερατλίθων και των Ανωκρητιδικών Κλαστικών Ιζημάτων εμφανίζονται ως ένας σχηματισμός στον χάρτη.



Εικόνα 4.13: Ερυθροί και φαιοπράσινοι πηλίτες του Πρώτου φλύσχη.



Εικόνα 4.14: Εναλλαγές ασβεστολίθων και μαργών στο Βόρειο τμήμα της εμφάνισης του σχηματισμού.

4.1.3 Εσωτερικές Ελληνίδες

Οι ανώτερες αλπικές ενότητες της περιοχής μελέτης υπάγονται στο πεδίο των Εσωτερικών Ελληνίδων. Σύμφωνα με το φύλλο του ΙΓΜΕ τόσο οι οφιόλιθοι όσο και ο υποκείμενος φλυσχικός σχηματισμός ανήκουν στην Βοιωτική Σειρά (Katsianrias et al., 2008).

➤ Βοιωτικός Φλύσχος - Φλύσχος Ανώτερων Καλυμμάτων

Πρόκειται για ένα κατά βάση κλαστικό σχηματισμό φλυσχικού χαρακτήρα με εναλλαγές και ποικιλία στη λιθολογία. Σε μεγάλο τμήμα του επικρατούν λεπτόκοκκοι και λεπτοστρωματώδεις ψαμμίτες και σχιστοποιημένοι πηλίτες. Τα πηλιτικά τμήματα έχουν μπεζ-καφέ έως ερυθροκάστανα χρώματα εξωτερικά, ενώ εσωτερικά λόγω της ποικίλης προέλευσης των κλαστών παρουσιάζουν ποικιλία χρωμάτων, είναι συμπαγείς, αλλά με πολύ μικρή σκληρότητα και σχετικά εύθρυπτα. Κατά βάση διακρίνονται από στρωμάτωση μερικών εκατοστών έως και ελασμάτωση μερικών χιλιοστών, ποικίλων διευθύνσεων και κλίσεων, ενώ πιο σπάνια διακρίνονται άστρωτοι. Άστρωτοι εμφανίζονται κυρίως συμπαγείς, μέσο-λεπτοκοκκώδεις ψαμμίτες μπεζ-κίτρινου-καφέ χρώματος. Τέλος, σε περιορισμένες εμφανίσεις εντοπίστηκε παχυστρωματώδης, συμπαγής, συνεκτικός σχηματισμός ανθρακικής σύστασης, ο οποίος εξωτερικά φαίνεται να έχει μια πιο ψαμμιτική υφή. Εσωτερικά αποτελείται από ανθρακική λεπτοκοκκώδης λεπτοκρυσταλλική κύρια μάζα γκρι έως τεφρού χρώματος. Διατρέχεται από μεγάλο αριθμό ασβεστιτικών φλεβών.



Εικόνα 4.15: Πηλιτικά στρώματα Βοιωτικού φλύσχη.



Εικόνα 4.16: Ψαμμίτικα και πηλιτικά στρώματα Βοιωτικού φλύσχη.



Εικόνα 4.17: Εμφάνιση παχυστρωματώδη, συμπαγή ανθρακικού σχηματισμού Βοιωτικού φλύσχη.

➤ Οφιόλιθοι

Οι οφιόλιθοι αποτελούν τον ανώτερο σχηματισμό των αλπικών πετρωμάτων της περιοχής. Στο μεγαλύτερο κομμάτι της έκτασης τους απαρτίζονται από σκληρά και συμπαγή μαφικά έως υπερμαφικά πετρώματα. Χαρακτηρίζεται ως άστρωτος σχηματισμός, όμως το πυκνό σύστημα διακλάσεων του αποδίδει ορισμένες φορές μια ψευδή εικόνα στρωμάτωσης διαφόρων διευθύνσεων. Οι διακλάσεις πληρώνονται συχνά από διάφορα οξειδία κυρίως του Fe, λόγω της υπερβασικής προέλευσης του μητρικού πετρώματος. Συχνά, μεγάλα τμήματα της μάζας τους εμφανίζονται με έντονα χρώματα (κόκκινα, πράσινα) και μεγαλύτερη ευθρυπτότητα από το σύνηθες, γεγονός που φανερώνει μεγάλο βαθμό σερπεντινίωσης. Πλησίον των επαφών τους τόσο με τον υποκείμενο φλυσχικό σχηματισμό όσο και με τον φλύσχη της Τρίπολης, οι οφιόλιθοι εμφανίζονται έντονα εξαλλοιωμένοι και κατακερματισμένοι.



Εικόνα 4.18: Εμφάνιση οφιολιθικών πετρωμάτων.

Στο κεντρικό τμήμα του χάρτη παρατηρείται μικρή έκταση σχιστοποιημένων σερπεντινιτών, οι οποίοι αποτελούν μέρος του γενικότερου συνόλου του οφιολιθικού συμπλέγματος που εμφανίζεται στην περιοχή μελέτης.



Εικόνα 4.19: Σχιστοποιημένος σερπεντινίτης. Εμφανίζεται στο κεντρικό τμήμα του χάρτη, στο σχηματισμό των οφιολίθων.



Εικόνα 4.20: Σχιστοποιημένος σερπεντινίτης με χαλαζιακές φλέβες.

4.1.4 Μεταλικοί σχηματισμοί

Ανώτερα στρωματογραφικά από όλους τους αλπικούς σχηματισμούς χαρτογραφούνται οι μεταλικοί, νεογενείς σχηματισμοί, οι οποίοι καλύπτουν σημαντικό κομμάτι της περιοχής μελέτης. Οι νεογενείς αυτοί σχηματισμοί αποτελούνται σε ένα μεγάλο ποσοστό από κλάστες και τεμάχια που προέρχονται από την αποσάθρωση και διάβρωση των προγενέστερων αλπικών πετρωμάτων.

Λιθολογικά μπορούν να διακριθούν σε δύο γενικευμένες κατηγορίες:

➤ *Συμπαγείς Λατυποπαγείς Σχηματισμοί*

Αφορά μεγάλες μάζες συνεκτικών λατυπο-κροκαλοπαγών. Δεν περιορίζονται στις βάσεις των πρανών, αλλά δημιουργούν λόφους και μορφολογικές εξάρσεις. Είναι άστρωτα, αρκετά σκληρά και συμπαγή πετρώματα, θραύονται δύσκολα και δεν παρατηρείται σύστημα διακλάσεων, παρά μόνο μικρά έγκοιλα ως αποτέλεσμα διάβρωσης. Στο μεγαλύτερο μέρος τους είναι μονόμεικτα από ανθρακικούς κλάστες, προερχόμενους πιθανά αποκλειστικά από τα ανθρακικά της ενότητας της Τρίπολης.



Εικόνα 4.21: Συμπαγής λατυποπαγής σχηματισμός, αποτελούμενος σχεδόν αποκλειστικά από ανθρακικούς κλάστες της ενότητας Τρίπολης.



Εικόνα 4.22: Μονόμεικτο λατυποπαγές πέτρωμα αποτελούμενο από ανθρακικούς κλάστες.



Εικόνα 4.23: Λατυποπαγής όγκος με δαχτυλογλυφές.



Εικόνα 4.24: Εμφάνιση λατυποπαγών πετρωμάτων στο ΒΑ τμήμα της περιοχής.

➤ *Αδρομερής Κοκκώδης Σχηματισμός*

Χαρακτηρίζεται ως ψηφιδό-λατυποπαγής, πολύμεικτος, μη συνεκτικός σχηματισμός. Περιέχει κλάστες ποικίλου μεγέθους και διαφορετικής προέλευσης, όπως από ασβεστόλιθους, οφιόλιθους, φυλλίτες, πηλίτες κ.ά. Ενώνονται με μία ψαμμιτική έως πηλιτική, γενικά λεπτοκοκκώδη κύρια μάζα κίτρινου-μπεζ χρώματος. Στο δυτικό τμήμα του χάρτη, σε περιορισμένη έκταση εμφανίζεται αδρομερές κλαστικό πέτρωμα διαφορετικής λιθολογίας από τον μεταλλικό αδρομερή σχηματισμό. Αποτελείται από γωνιώδεις κλάστες μέσα σε λεπτόκοκκη κύρια μάζα. Στο σύνολο της η εμφάνιση δεν παρουσιάζει ομοιογένεια, αλλά στο δυτικό τμήμα της επικρατούν πράσινοι κλάστες μικρότερου μεγέθους σε κοκκοστηριζόμενη κύρια μάζα, ενώ προς τα ανατολικά οι κλάστες έχουν μεγαλύτερο μέγεθος και ερυθρό χρώμα με πηλοστηριζόμενη υφή. Η στρώση του σχηματισμού παρουσιάζει κλίση 30-40° και φορά προς τα ανατολικά. Η συνολική εικόνα του σχηματισμού υποδηλώνει μικρή μεταφορά με χαρακτηριστικά δελταϊκής απόθεσης. Η ηλικία του σχηματισμού δεν μπορεί να προσδιορισθεί με ακρίβεια λόγω έλλειψης απολιθωμάτων, αλλά συγκαταλέγεται στους μεταλλικούς σχηματισμούς, καθώς έχει αποθεθεί ασύμφωνα στα αλπικά πετρώματα.



Εικόνα 4.25: Αδρομερής κοκκώδης σχηματισμός με ανθρακικές λατύπες.



Εικόνα 4.26: Άποψη του όρους Καμπάνα από τη Νότια πλευρά. Τα συμπαγή λατυποπαγή πετρώματα βρίσκονται υπερκείμενα του αδρομερούς κοκκώδους σχηματισμού. Οι μεταλλικοί αυτοί σχηματισμοί υπέρκεινται ασύμφωνα των οφιολίθων. Όψη προς Βορρά.

Ολισθόλιθοι

Στο βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης, πέραν των δύο ειδών μεταλλικών σχηματισμών που περιεγράφηκαν, παρατηρείται μια εμφάνιση ανθρακικών πετρωμάτων που καταλαμβάνει τον ορεινό όγκο Τράπεζα. Τα ανθρακικά αυτά πετρώματα λόγω των μακροσκοπικών τους λιθολογικών χαρακτηριστικών φαίνεται να ανήκουν στην ενότητα της Τρίπολης, κάτι το οποίο επιβεβαιώνεται και από χρονολογήσεις στο φύλλο "Ανώγεια" (Katsianrias et al., 2008). Οι ασβεστολίθοι και δολομίτες που διαμορφώνουν αυτό το μπλοκ είναι συμπαγείς, άστρωτοι και με χαρακτηριστική μορφή καρστικοποίησης.

Το μπλοκ στο σύνολο του έρχεται σε επαφή με τον αδρομερή σχηματισμό των Μεταλλικών πετρωμάτων. Συγκεκριμένα, εμφανίζεται υπερκείμενο του μεταλλικού σχηματισμού, όχι μόνο υψομετρικά αλλά και στρωματογραφικά. Στα σημεία που η επαφή είναι διακριτή, δεν παρατηρούνται ενδείξεις για τη δράση κάποιου ρήγματος, το οποίο να έχει τοποθετήσει τα ανθρακικά στην εν λόγω θέση. Επομένως, το ανθρακικό αυτό μπλοκ ερμηνεύεται ως τμήμα ενός ολισθοστρώματος το οποίο έχει τοποθετηθεί υπερκείμενα του μεταλλικού σχηματισμού μετά την απόθεση του. Για το λόγο αυτό, συμπεριλαμβάνονται στους Νεογενείς σχηματισμούς και όχι στον σχηματισμό των ασβεστολίθων της Τρίπολης, παρόλο που απαρτίζονται από τους τελευταίους. Διευκρινιστική τομή για την θέση των ολισθολιθων βλ. σελ. 72



Εικόνα 4.27: Άποψη του όρους Τράπεζα από τη Νότια πλευρά. Τα ολισθημένα ανθρακικά Τρίπολης υπέρκεινται του αδρόκοκκου νεογενούς σχηματισμού. Όψη προς Βορρά.

4.2 Τεκτονική

Όσον αφορά την τεκτονική, η περιοχή μελέτης εμφανίζει στοιχεία τόσο συνεχούς (πτυχές) όσο και ασυνεχούς παραμόρφωσης (ρήγματα, διακλάσεις). Στην περιοχή παρατηρούνται δύο τεκτονικές επαφές με γενική διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ. Η μία τεκτονική επαφή τοποθετεί την ενότητα Πίνδου υπερκείμενα της ενότητας Τρίπολης, ενώ η δεύτερη φέρνει σε επαφή την ενότητα της Τρίπολης με τους σχηματισμούς των Εσωτερικών Ελληνίδων. Λόγω του ότι οι επαφές αυτές ο βρίσκονται καλυμμένες από κορήματα δεν ήταν εφικτό να παρθούν κινηματικοί δείκτες και λοιπά τεκτονικά στοιχεία. Τέλος, σε όλη την έκταση της περιοχής εμφανίζονται διακλάσεις, διαρρήξεις και κανονικά ρήγματα μεσοσκοπικής έως μικροσκοπικής κλίμακας.

Οι διαφορετικές μορφές παραμόρφωσης που διέπουν τους σχηματισμούς δεν οφείλονται μόνο σε διαφορετικά τεκτονικά γεγονότα αλλά και στις διαφορετικές λιθολογίες που απαρτίζουν κάθε σχηματισμό. Έτσι, κλαστικοί σχηματισμοί, όπως ο φλύσχης Τρίπολης, τα κλαστικά της Πίνδου καθώς και ο φλύσχης των ανώτερων καλυμμάτων (Βοιωτικός φλύσχης) υπόκεινται επί το πλείστον σε πτυχωσιγενή παραμόρφωση, ενώ πιο ανθεκτικοί μηχανικά σχηματισμοί, όπως οι ασβεστόλιθοι, τα κροκαλολατυποπαγή και οι οφιόλιθοι εμφανίζουν πιο ρηξιγενή χαρακτήρα παραμόρφωσης.

Με βάση τα στοιχεία που συλλέχθηκαν κατά την εργασία υπαίθρου οι σχηματισμοί παρουσίαζαν τα εξής γεωμετρικά και τεκτονικά χαρακτηριστικά:

4.2.1 Ενότητα Τρίπολης

➤ *Ασβεστόλιθοι Τρίπολης*

Ως σχηματισμός χαρακτηρίζεται αρκετά συμπαγής και συνεκτικός με μεγάλη σκληρότητα, ο οποίος εμφανίζει ελαφριά έως καθόλου στρωμάτωση λόγω της νηρητικής του προέλευσης. Σε αρκετά σημεία η καρστικοποίηση είναι έντονη δημιουργώντας έγκοιλα και οπές μικρότερου μεγέθους. Πέραν των κενών που προκύπτουν από την καρστικοποίηση, η τεκτονική καταπόνηση που έχει δεχτεί ο σχηματισμός έχει δημιουργήσει δύο κύρια συστήματα διακλάσεων με στοιχεία 35/245 και 60/080

Κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου Ανωγείων-Τυλισσού διακρίνεται μια μεγάλη επίπεδη επιφάνεια κατά μήκος των ασβεστόλιθων, το οποίο αρχικά θεωρήθηκε ως πιθανό ρήγμα μέσα στο σχηματισμό. Οι μετρήσεις όμως της γεωμετρίας των διακλάσεων πλησίον της επιφάνειας ταιριάζουν με τα γεωμετρικά στοιχεία της τελευταίας, οπότε τελικά θεωρήθηκε ως επιφάνεια ασυνέχειας, της οποίας έχει διαβρωθεί ή απομακρυνθεί το υπερκείμενο τμήμα και κατά αυτό τον τρόπο έχει αποκαλυφθεί. Επομένως, η επαφή θεωρείται στρωματογραφική, χωρίς την παρουσία μεταβατικών στρωμάτων.



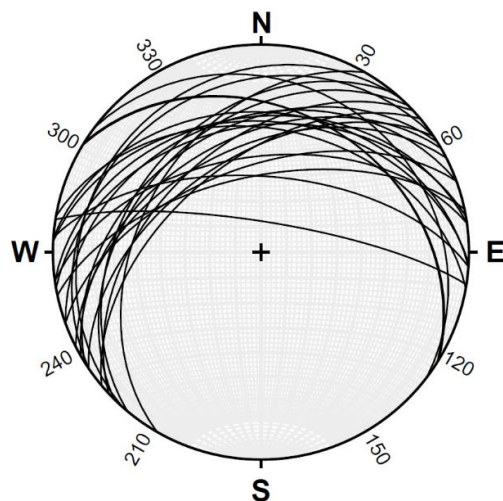
Εικόνα 4.28: Πανοραμική άποψη της επαφής των Ασβεστόλιθων με τον φλύσχη Τρίπολης. Όψη προς ΝΑ.



Εικόνα 4.29: Πανοραμική άποψη της επαφής των Ασβεστόλιθων με τον φλύσχη Τρίπολης. Όψη προς ΝΔ.

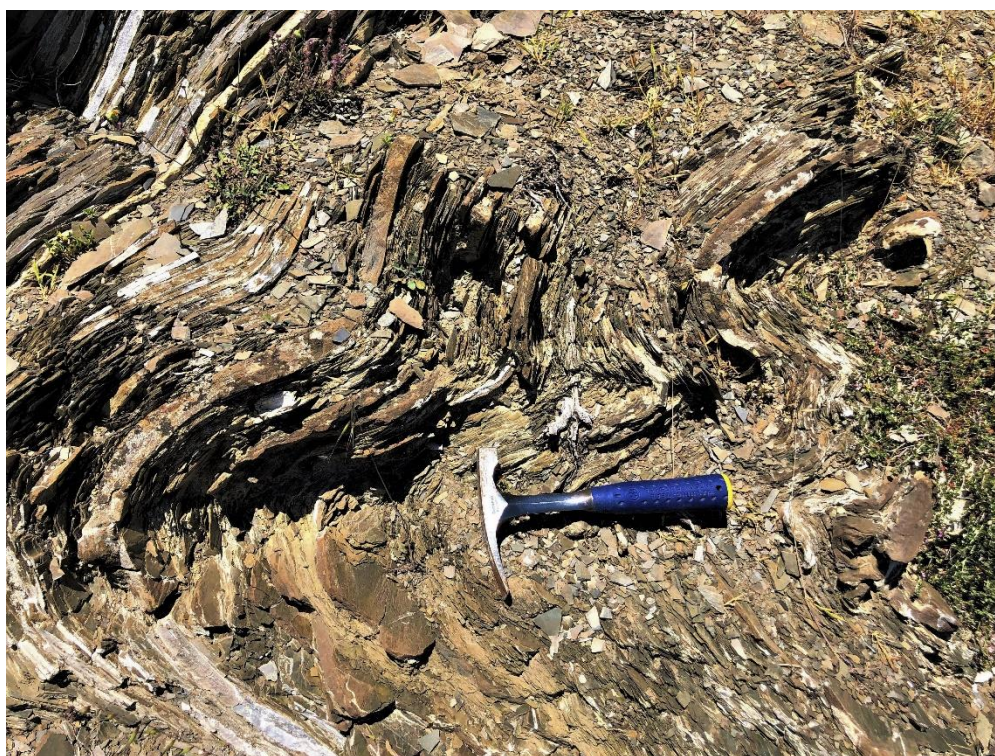
➤ Φλύσξης Τρίπολης

Ο σχηματισμός λόγω του φλυσχικού του χαρακτήρα αποτελείται από διάφορες λιθολογίες, οι οποίες εμφανίζουν διαφορετικά χαρακτηριστικά. Οι ψαμμιτικοί πάγκοι έχουν πιο σταθερές γεωμετρίες στρώσης, ενώ τα πιο λεπτόκοκκα στρώματα παρουσιάζουν μεγαλύτερη διακύμανση στη κλίση και στη φορά μέγιστης κλίσης των στρώσεων τους. Παρόλα αυτά ο σχηματισμός στο σύνολο του ακολουθεί μία σταθερή μέση στρώση με στοιχεία 40/345 δηλαδή ήπιες κλίσεις προς τα Β-ΒΔ.



Εικόνα 4.30: Προβολή επιπέδων στρώσης φλύσχη.

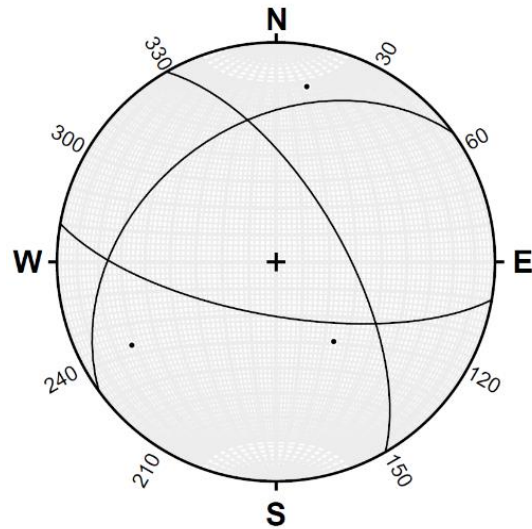
Όσον αφορά τη παραμόρφωση του, σε μερικά σημεία εμφανίζει πτυχές μεσοσκοπικής κλίμακας κυρίως στις πιο λεπτόκοκκες λιθολογίες του. Ενώ το είδος των πτυχών ποικίλει λόγω της γεωμετρίας των σκελών, οι άξονες των πτυχών έχουν κατά κύριο λόγο σταθερή διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ με φορά βύθισης προς τα ΒΒΔ, αρά έχουν προέλθει πιθανά από το ίδιο τεκτονικό καθεστώς.



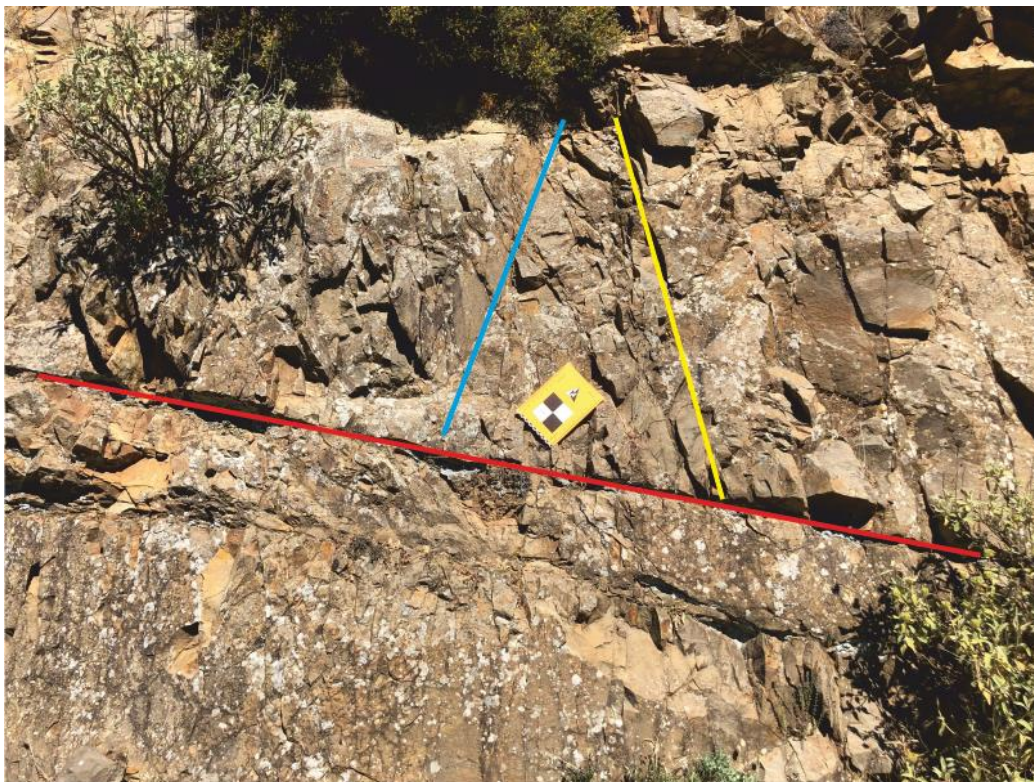
Εικόνα 4.31: Πολυπτυχωμένη εμφάνιση φλύσχη.

Πέραν των πτυχών, ο σχηματισμός εμφανίζει πολλαπλά συστήματα διακλάσεων σε όλο το εύρος εμφάνισής του. Ενδεικτικά, πλησίον της επαφής του με τους υποκείμενους ασβεστόλιθους στην περιοχή νότια των Γωνιών, καταγράφηκε το σύστημα διακλάσεων σε μία έκταση 10 μέτρων κατά μήκος του δρόμου. Συγκεκριμένα, παρατηρήθηκαν τρεις οικογένειες διακλάσεων, όπου σημειώθηκαν:

- 31 ασυνέχειες με μέση τιμή μετρήσεων 65/060
- 33 ασυνέχειες με μέση τιμή μετρήσεων 70/190
- 3 ασυνέχειες με μέση τιμή μετρήσεων 37/324



Εικόνα 4.32: Προβολή επιπέδων διακλάσεων φλύσχη. $n=3$.



Εικόνα 4.33: Διαφορετικές οικογένειες διακλάσεων στον φλυσικό σχηματισμό με στοιχεία 65/060, 70/190 και 37/324.

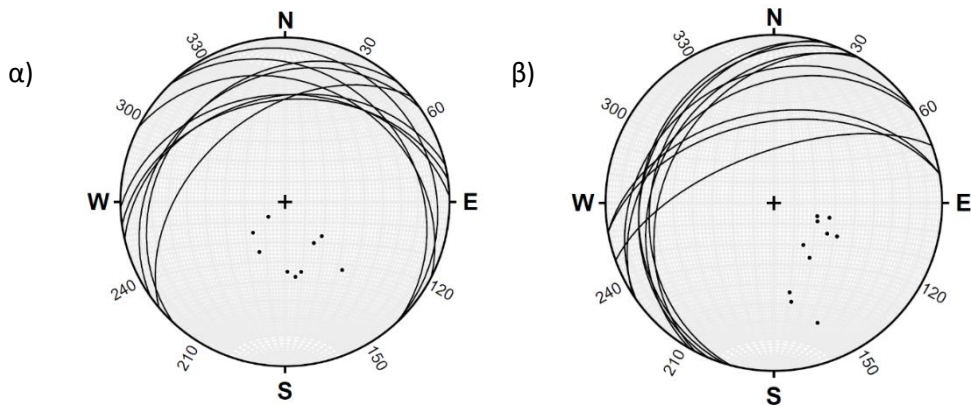
Ανατολικά του οικισμού των Γωνιών, παρατηρήθηκε μια ζώνη μερικών μέτρων εκτεταμένου κατακερματισμού στον σχηματισμό του φλύσχη Τρίπολης. Η ζώνη αυτή βρίσκεται πλησίον της τεκτονικής επαφής μεταξύ του φλύσχη Τρίπολης και της Ενότητας Πίνδου.



Εικόνα 4.34: Εμφάνιση κατακερματισμένου φλύσχη Τρίπολης.

4.2.2 Ενότητα Πίνδου

Όσον αφορά την ενότητα της Πίνδου, όλοι οι σχηματισμοί εμφανίζουν κατά κύριο λόγο μια σταθερή γεωμετρία στρώσης, με εξαίρεση τον σχηματισμό του Κλαστικού Τριαδικού, ο οποίος αποτελείται από άστρωτους ψαμμίτες. Η γενική γεωμετρία των στρώσεων είναι προς Βορρά, η οποία συνάδει με την στρωματογραφική ακολουθία της ενότητας, καθώς από Νότο προς Βορρά οι σχηματισμοί εμφανίζονται από τον παλαιότερο στο νεότερο. Συγκεκριμένα, οι Ασβεστόλιθοι του σχηματισμού ακολουθούν μία σχετικά σταθερή φορά κλίσης στρωμάτωσης προς ΒΔ, ενώ οι κλαστικοί σχηματισμοί, δηλαδή οι Ερυθροί Πηλίτες-Κερατόλιθοι και ο Πρώτος Φλύσχης, λόγω του εύπλαστου χαρακτήρα τους, παρουσιάζουν διακυμάνσεις από ΒΔ προς ΒΑ.



Εικόνα 4.35: Προβολή επιπέδων στρώσεων α) των κλαστικών σχηματισμών Πίνδου, $n=9$ και β) των Ιουρασικών Ασβεστόλιθων Πίνδου, $n=11$.

Όσον αφορά τη παραμόρφωση της ενότητας, παρατηρήθηκε έντονη πτύχωση στον σχηματισμό των ασβεστόλιθων με ποικίλες γεωμετρίες στα σκέλη και στις γωνίες των πτυχών. Παρόλα αυτά οι άξονες των πτυχών έχουν σταθερή γεωμετρία με μέση τιμή μετρήσεων 25/275



Εικόνα 4.36: Πολυπτυχωμένη εμφάνιση Ασβεστόλιθων σε εναλλαγές με κερατόλιθους.



Εικόνα 4.37: Πολυπτυχωμένη εμφάνιση Ασβεστόλιθων σε εναλλαγές με κερατόλιθους.

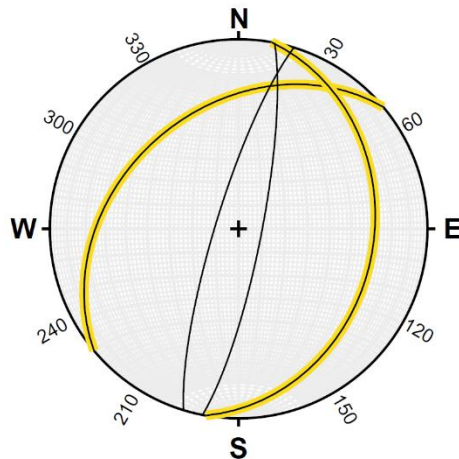


Εικόνα 4.38: Ρηξιγενής παραμόρφωση σε εμφάνιση Ασβεστόλιθων σε εναλλαγές με κερατόλιθους.

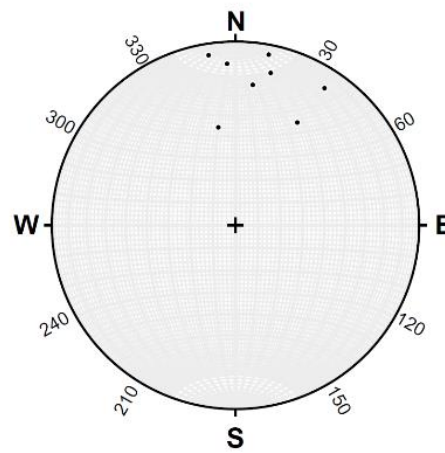
4.2.3 Εσωτερικές Ελληνίδες

➤ Βοιωτικός φλύσχη

Ο σχηματισμός του Βοιωτικού Φλύσχη εμφανίζει έντονη πλαστική παραμόρφωση σε όλη την έκταση του στην περιοχή μελέτης. Παρατηρήθηκε μεγάλος αριθμός πτυχών, με αλλαγές τόσο στη γωνία κλίσης των σκελών όσο και στα γεωμετρικά στοιχεία τους, σε όλες τις λιθολογίες που τον απαρτίζουν. Οι άξονες των πτυχών, παρόλα αυτά, δεν εμφανίζουν μεγάλες διαφορές στις βυθίσεις και διευθύνσεις τους. Η πλειοψηφία των αξόνων κλίνει προς ΒΒΔ-ΒΒΑ, με μικρό αριθμό να κλίνουν προς ΒΑ.



Εικόνα 4.39: Πτυχές με στοιχεία 36/320-29/100
88/102-80/287.



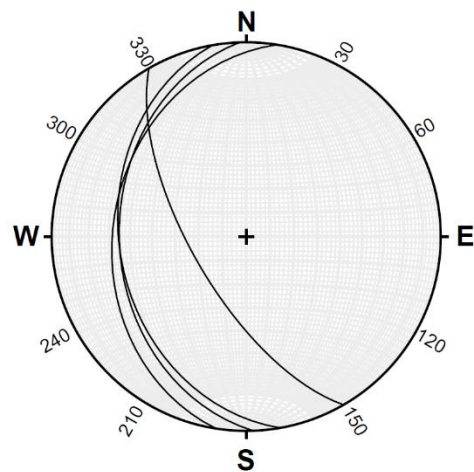
Εικόνα 4.40: Άξονες πτυχών του Βοιωτικού
φλύσχη.



Εικόνα 4.41: Πτυχωμένα ψαμμιτικά και πηλιτικά στρώματα Βοιωτικού φλύσχη.

➤ Οφιόλιθοι

Ο σχηματισμός των οφιολίθων στο μεγαλύτερο τμήμα εμφάνισης του διατρέχεται από μεγάλο αριθμό ασυνεχειών. Η τεκτονική αυτή καταπόνηση συνοδεύεται συχνά και από σερπεντινίωση των υπερβασικών τμημάτων του. Στο δυτικό κομμάτι του πλησίον της τεκτονικής επαφής με τον υποκείμενο Βοιωτικό φλύσχη, παρατηρήθηκε μια πιο σαφώς καθορισμένη οικογένεια ασυνεχειών με μέσες τιμές των επιπέδων ασυνέχειας 35/270. Παρόλο που στο σύνολο του ο σχηματισμός δεν εμφανίζει στρώση, στο τμήμα εμφάνισης των σχηματοποιημένων σερπεντινιτών, καταγράφεται μια μέση στρώση με στοιχεία 20/035.



Εικόνα 4.42: Προβολή επιπέδων ασυνεχειών των οφιολίθων.



Εικόνα 4.43: Ασυνέχειες στον σχηματισμό των οφιολίθων. Εμφάνιση στο Δυτικό τμήμα του χάρτη.



Εικόνα 4.44: Οικογένεια διακλάσεων μέσα στον σχηματισμό των οφιολίθων. Εμφάνιση στο Δυτικό τμήμα του χάρτη.

4.2.4 Μεταλικοί Σχηματισμοί

Στους μεταλπικούς σχηματισμούς της περιοχής παρατηρήθηκαν λιγοστά τοπικά ρήγματα μικρής κλίμακας. Πέραν αυτών των ρηγμάτων, δεν παρατηρήθηκε κάποια άλλη νεοτεκτονική παραμόρφωση των σχηματισμών αυτών.

5. Υδρογεωλογία

5.1 Γενικά

Οι υδρογεωλογικές συνθήκες μιας περιοχής εξαρτώνται άμεσα από τις αντίστοιχες γεωλογικές, τεκτονικές και μορφολογικές συνθήκες. Η τεκτονική δομή και η στρωματογραφία (εναλλαγές διαπερατών και αδιαπέρατων σχηματισμών) συμμετέχουν στη διαμόρφωση και στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των υδρογεωλογικών λεκανών (Περλέρους et al., 2004).

Με βάση, αρχικά, την υδρολιθολογική ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών και σε συνδυασμό με τους προαναφερόμενους παράγοντες, η νήσος Κρήτη διαχωρίζεται σε τρεις κύριες υδρογεωλογικές ενότητες: α) καρστικά (ανθρακικά) συστήματα β) πορώδεις σχηματισμοί και γ) αδιαπέρατα πετρώματα (Περλέρους et al., 2004)

Το μεγαλύτερο ενδιαφέρον από υδρογεωλογική άποψη παρουσιάζουν οι τρεις μεγάλες σε έκταση ανθρακικές ενότητες που αναπτύσσονται στους ορεινούς όγκους των Λευκών Ορέων, του Ψηλορείτη και της Δίκτης – Σελένας και δευτερευόντως οι καρστικές ενότητες Σητείας. Οι ασβεστολιθικοί αυτοί όγκοι τροφοδοτούν μεγάλο αριθμό αξιόλογων πηγών στην περίμετρο τους.

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό στην Κρήτη είναι η ύπαρξη μεγάλων παράκτιων και υποθαλάσσιων υφάλμυρων καρστικών πηγών αλλά και μεγάλες καρστικές πηγές με καλής ποιότητας υπόγειο νερό. Η ανυπαρξία γεωλογικών φραγμών στις εκτεταμένες ανθρακικές εμφανίσεις προς τη θάλασσα σε συνδυασμό με παλαιογεωγραφικά αίτια έχουν συντελέσει στην υφαλμύριση σημαντικών καρστικών υδροφορέων.

Αξίζει να σημειωθεί ότι στην εμφάνιση των πηγών ιδιαίτερο ρόλο διαδραματίζει η ύπαρξη των ρηξιγενών ζωνών, καθώς οι φυσικές πηγές τόσο των καρστικών συστημάτων όσο και των προσχωματικών υδροφορέων κείνται πάνω σε ρήγματα.

Η ταξινόμηση των διαφόρων σχηματισμών γίνεται με κριτήριο την υδροπερατότητα (τιμές K) και τη γεωλογία (τύπο πετρώματος). Σημειώνεται ότι οι τιμές υδροπερατότητας κυμαίνονται ευρέως ακόμη και σε υποτιθέμενες ομοιόμορφες περιοχές.

Ανάλογα με τις τιμές K τα πετρώματα ταξινομούνται ως (Castany 1963):

- Υψηλής υδροπερατότητας όταν $K > 1 \cdot 10^{-2}$ m/s
- Μέτριας υδροπερατότητας όταν $1 \cdot 10^{-2} > K > 1 \cdot 10^{-6}$ m/s
- Μικρής υδροπερατότητας όταν $1 \cdot 10^{-6} > K > 1 \cdot 10^{-9}$ m/s
- Πρακτικά στεγανοί σχηματισμοί όταν $K < 1 \cdot 10^{-9}$ m/s

Με βάση το σύστημα αυτό ταξινόμησης δίνεται στον Πίνακα 5.1 η κατάταξη των διάφορων σχηματισμών. Επίσης δίνεται και το εύρος των συντελεστών κατείσδυσης όπως αυτοί έχουν χρησιμοποιηθεί στις διάφορες υδρολογικές μελέτες. Η ταξινόμηση αυτή χρησιμοποιήθηκε και από τη διαχειριστική μελέτη της Κρήτης (Παπαγρηγορίου et al., 2001, Περλέρους et al., 2004)

ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ Hydraulic conductivity [m · s ⁻¹]	Rocktype ΠΕΤΡΩΜΑ		
	unconsolidated rocks	hard sedimentary rocks	igneous and metamorphic rocks
1		<i>karstified</i> ΚΑΡΣΤΙΚΟΠΟΙΗΜΕΝΟΙ	
10 ⁻¹	gravel ΧΑΛΙΚΕΣ		lava ΛΑΒΑ
10 ⁻²	<i>coarse</i> ΧΟΝΔΡΟΚΟΚΚΟ		
10 ⁻³	sand ΑΜΜΟΣ	limestone ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ	
10 ⁻⁴			
10 ⁻⁵	<i>fine</i> ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΟ	loess	<i>fissured</i> ΡΩΓΜΩΔΗ
10 ⁻⁶		silt ΙΛΥΣ	
10 ⁻⁷		<i>fissured</i> ΡΩΓΜΩΔΗ	
10 ⁻⁸	moraine,	<i>compact</i> ΣΥΜΠΛΗΓΗ	sand- stone ΨΑΜΜΙΤΗΣ
10 ⁻⁹	clayey drift deposits		basalt ΒΑΣΑΛΤΗΣ
10 ⁻¹⁰			granite, gneiss meta- morphic rocks
10 ⁻¹¹		slate	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΓΝΕΥΣΙΟΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ
10 ⁻¹²		clay ΑΡΓΙΛΟΣ	
10 ⁻¹³		shale ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΣ	<i>compact</i> ΣΥΜΠΛΗΓΗ

Πίνακας 5.1: Εύρος τιμών υδροπερατότητας διαφόρων πετρωμάτων (Struckmeier & Margat, 1995).

5.2 Υδρολιθολογική ταξινόμηση γεωλογικών σχηματισμών Κρήτης

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που συναντώνται στην νήσο Κρήτη ταξινομήθηκαν με βάση την υδρολιθολογική τους συμπεριφορά και διαχωρίστηκαν στις εξής κατηγορίες (Περλέρος et al., 2004).

Καρστικοί σχηματισμοί

- Υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας (K1)
Ασβεστόλιθοι, δολομίτες, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, μάρμαρα υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας. Περιλαμβάνονται οι έντονα καρστικοποιημένοι ανθρακικοί σχηματισμοί της ζώνης της Τρίπολης, τα ανθρακικά Τρυπαλίου και οι Τριαδικοί κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες της Ιονίου ζώνης. Στους σχηματισμούς αυτούς αναπτύσσονται υψηλού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω μεγάλων καρστικών πηγών.
- Μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (K2)
Περιλαμβάνονται οι ασβεστόλιθοι της ζώνης της Πίνδου, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Ιουραϊκής - Ηωκαινικής ηλικίας (Plattenkalk) της Ιονίου ζώνης και οι μικρότερες ανθρακικές εμφανίσεις των εσωτερικών καλυμμάτων. Η κυκλοφορία του νερού στους σχηματισμούς αυτούς ελέγχεται από τις παρεμβολές πυριτόλιθων, κερατολίθων και αργιλικών σχιστόλιθων. Στους σχηματισμούς αυτούς αναπτύσσονται μέσου έως μικρού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες. Εξαιτίας του έντονου τεκτονισμού τους στις περιπτώσεις εκείνες που παρουσιάζουν και σημαντική επιφανειακή ανάπτυξη συμμετέχουν στην τροφοδοσία σημαντικών καρστικών πηγών.
- Μειοκαινικά ασβεστολιθικά λατυποκροκαλοπαγή Τοπολίων, μέτριας έως υψηλής υδροπερατότητας (K3)
Παρουσιάζουν τόσο πρωτογενές όσο και δευτερογενές πορώδες και φιλοξενούν σημαντικές υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω αξιόλογων πηγών.

Κοκκώδεις σχηματισμοί

- Κοκκώδεις προσχωματικές κυρίως αποθέσεις κυμαινόμενης υδροπερατότητας (Π1)
Στη κατηγορία αυτή ανήκουν οι αλλουβιακές αποθέσεις, οι ποτάμιες και θαλάσσιες αναβαθμίδες, τα κροκαλοπαγή ποτάμιας προέλευσης, τα πλευρικά κορήματα και οι κώνοι κορημάτων όταν έχουν σημαντική εξάπλωση. Αναπτύσσονται, κατά θέσεις, αξιόλογες φρεάτιες υδροφορίες. Κοντά στη θάλασσα οι υδροφορίες αυτές έχουν υποστεί κατά θέσεις, υποβάθμιση εξαιτίας της υφαλμύρισης.
- Μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (Π2)
Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνονται τα κροκαλοπαγή και οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι των νεογενών σχηματισμών που φιλοξενούν επιμέρους υπόγειες υδροφορίες μέσου έως μικρού δυναμικού.
- Κοκκώδεις μη προσχωματικές αποθέσεις μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (Π3)
Στη κατηγορία αυτή ανήκουν οι πλειοκαινικές και μειοκαινικές μάργες, καθώς και ο αδιαίρετος σχηματισμός του νεογενούς. Τοπικά στον αδιαίρετο σχηματισμό των νεογενών αναμένεται η ανάπτυξη ασθενών υδροφοριών μέσα σε παρεμβολές κροκαλοπαγών ή μαργαϊκών ασβεστόλιθων. Κατά θέσεις στις νεογενείς αποθέσεις αναπτύσσονται στρώματα γύψου που παρουσιάζουν αξιόλογη υδροφορία εντόνως όμως υποβαθμισμένη εξαιτίας των θειικών ιόντων.

Αδιαπέρατοι σχηματισμοί

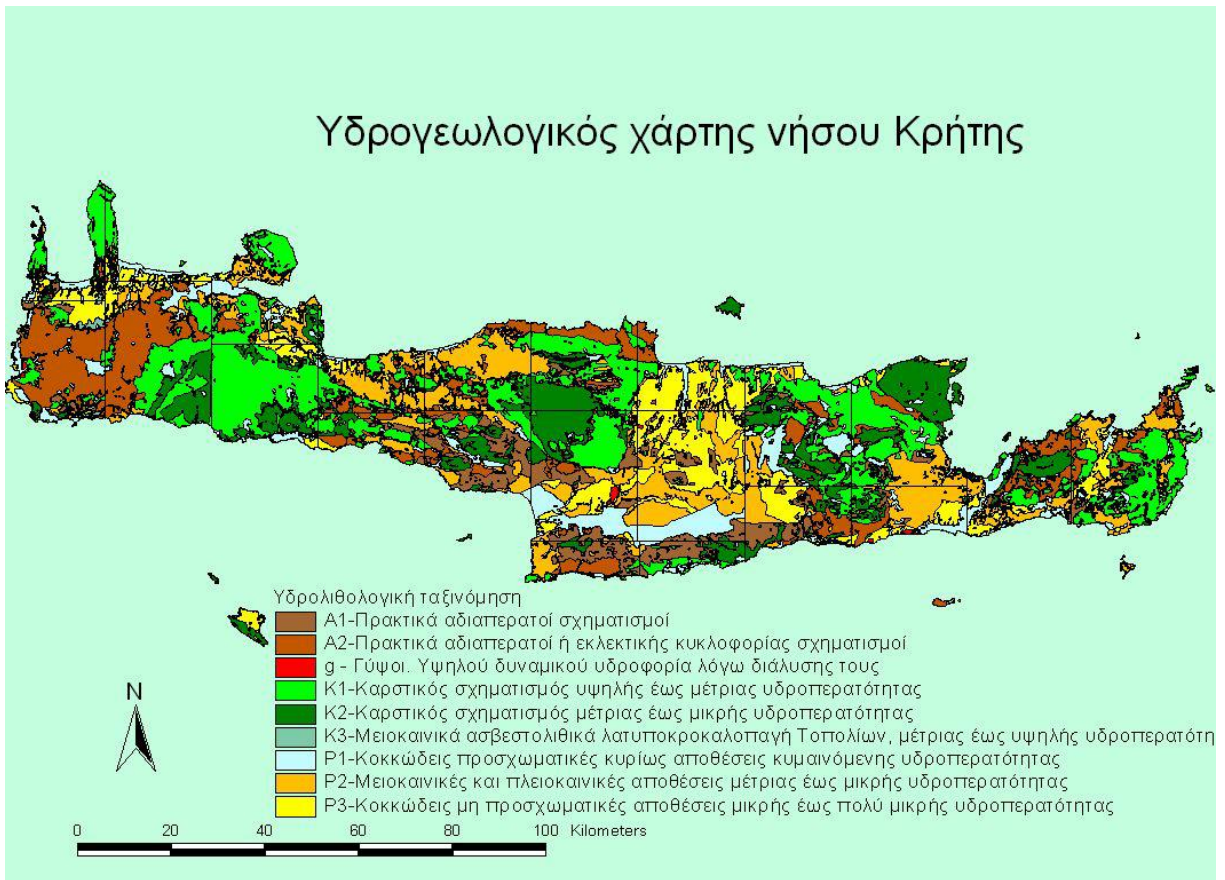
- Πρακτικά αδιαπέρατοι σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (A1)
Περιλαμβάνονται οι σχηματισμοί του φλύσχη και τα ελαφρώς μεταμορφωμένα αργιλικά ιζήματα των διαφόρων ζωνών. Κατά θέσεις εντός των στρωμάτων του φλύσχη αναπτύσσονται τοπικού χαρακτήρα υδροφορίες μικρού έως μέσου δυναμικού.
- Πρακτικά αδιαπέρατοι ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής διαπερατότητας (A2)
Συμμετέχουν στην κατηγορία αυτή τα μεταμορφωμένα και πυριγενή πετρώματα των διαφόρων ζωνών και καλυμμάτων. Κατά θέσεις στους σχηματισμούς αυτούς, τόσο εξαιτίας του έντονου κερματισμού τους όσο και εξαιτίας της πετρολογικής σύνθεσης τους (π.χ. εναλλαγές χαλαζιτών, μαρμάρων) αναπτύσσονται επιμέρους, τοπικού χαρακτήρα, υδροφορίες.

Στο σύνολο της Κρήτης οι καρστικοί σχηματισμοί καταλαμβάνουν το 37,6% της συνολικής έκτασης της νήσου, οι κοκκώδεις υδροπερατοί σχηματισμοί το 39,6% και οι αδιαπέρατοι σχηματισμοί το 22,58%. Μικρό τέλος ποσοστό καταλαμβάνουν οι γύψοι (0,21%).

Η κατείσδυση των παραπάνω σχηματισμών απεικονίζονται στον παρακάτω πίνακα:

ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΤΑΤΑΞΗ	ΚΑΤΕΙΣΔΥΣΗ
ΑΝΘΡΑΚΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	
Καρστικοί σχηματισμοί υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας (K1)	55%
Μειοκαινικά ασβεστολιθικά λατυποκροκαλοπαγή, μέτριας έως υψηλής υδροπερατότητας (K3)	55%
Καρστικοί σχηματισμοί μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (K2)	45%
ΠΟΡΩΔΕΙΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	
Κοκκώδεις προσχωματικές κυρίως αποθέσεις κυμαινόμενης υδροπερατότητας	20%
Μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας	25%
Κοκκώδεις μη προσχωματικές αποθέσεις μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας	10%
ΑΔΙΑΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	
Πρακτικά αδιαπέρατοι σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (A1)	5%
Πρακτικά αδιαπέρατοι ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμοί μικρής έως πολύ 5% μικρής διαπερατότητας (A2)	5%-8%

Πίνακας 5.2: Ταξινόμηση υδρογεωλογικών ενοτήτων της νήσου Κρήτης και οι συντελεστές κατείσδυσης τους (Περλέρος et al., 2004).



Εικόνα 5.1: Υδρολιθολογικός χάρτης της Κρήτης (Διαχειριστική μελέτη Κρήτης).

5.3 Υδρολιθολογική ταξινόμηση γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης

Στα πλαίσια της παρούσας μελέτης, εκτός από την χαρτογράφηση της επιφανειακής εξάπλωσης των γεωλογικών σχηματισμών, πραγματοποιήθηκε και υδρολιθολογική ταξινόμηση των τελευταίων. Η ταξινόμηση αυτή βασίστηκε στα βιβλιογραφικά δεδομένα που προαναφέρθηκαν καθώς και στη μακροσκοπική αξιολόγηση των λιθολογιών στην ύπαιθρο. Για την αξιολόγηση λήφθηκαν υπόψη η σύσταση, η συνεκτικότητα και η τεκτονική καταπόνηση του πετρώματος, ως παράγοντες που καθορίζουν την ολική υδροπερατότητα του.

5.3.1 Ενότητα Τρίπολης

➤ Ανθρακικά Τρίπολης

Όλα τα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας Τρίπολης ανήκουν στην κατηγορία *K1*, δηλαδή αναγνωρίζονται ως καρστικοί σχηματισμοί υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας. Μέσα σε αυτούς τους σχηματισμούς γενικά αναπτύσσονται υψηλού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες, στη συγκεκριμένη περιοχή όμως δεν υπάρχει καμία επιφανειακή εκφόρτιση των υπόγειων αυτών υδροφόρων οριζόντων. Αυτό πιθανότατα συμβαίνει γιατί το νερό που κατεισδύει στα πετρώματα αυτά διαφεύγει προς άλλες κατευθύνσεις, με ενδεχόμενη δημιουργία πηγών εκτός της περιοχής μελέτης. Επομένως, οι υπόγειοι υδροφορείς αναπτύσσονται σε πολύ μεγάλα βάθη, κάνοντας έτσι την εκμετάλλευσή τους πολύ δύσκολη και μόνο μέσω πολύ βαθιών γεωτρήσεων.

Στο ΒΔ τμήμα της περιοχής μελέτης, όπου εμφανίζονται οι ολισθόλιθοι των ανθρακικών αυτών, παρατηρήθηκαν μικρές εκφορτίσεις πηγών πολύ μικρής δυναμικότητας στην επαφή των ανθρακικών με τα μεταλλικά.



Εικόνα 5.2: Εκφόρτιση πηγής μικρής δυναμικότητας στην επαφή των ολισθολίθων με τα αδρομερή νεογενή.

➤ *Φλύσχη Τρίπολης*

Ο φλυσχικός σχηματισμός της ενότητας Τρίπολης ανήκει στην κατηγορία A1, δηλαδή αναγνωρίζεται ως πρακτικά αδιαπέρατος σχηματισμός μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας. Σε αγροτικές εκτάσεις της περιοχής παρατηρήθηκαν πηγάδια με νερό σε περιοχές εμφάνισης φλύσχη, τα οποία πιθανά εκμεταλλεύονται τον αποσαθρωμένο μανδύα του σχηματισμού, όπου έχουν αναπτυχθεί τοπικοί φρεάτιοι υδροφορείς μικρής δυναμικότητας.



Εικόνα 5.3: Φρεάτιος υδροφόρος ορίζοντας στον φλύσχη Τρίπολης.

5.3.2 Ενότητα Πίνδου

➤ Κλαστικοί Σχηματισμοί Πίνδου

Όλοι οι κλαστικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου (Τριαδικά Κλαστικά Ιζήματα, Ραδιολαρίτες, Ανωκρητιδικά Κλαστικά Ιζήματα) ανήκουν στην κατηγορία A1, δηλαδή αναγνωρίζονται ως πρακτικά αδιαπέρατοι σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας. Στην περιοχή μελέτης δεν παρατηρήθηκε καμία ένδειξη ύπαρξης υδροφόρου ορίζοντα μέσα σε αυτούς τους σχηματισμούς.

➤ Ιουρασικοί Ασβεστόλιθοι

Οι Ιουρασικοί Ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου ανήκουν στην κατηγορία K2, δηλαδή αναγνωρίζονται ως καρστικοί σχηματισμοί μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Οι εναλλαγές ανθρακικών πετρωμάτων με πυριτόλιθους και κερατόλιθους δεν επιτρέπουν την δημιουργία υδροφόρου ορίζοντα μεγάλης δυναμικότητας. Σε μερικά σημεία της περιοχής εντοπίστηκαν εκφορτίσεις υδροφορέων μικρής δυναμικότητας, οι οποίοι αναπτύσσονταν στα ανθρακικά πετρώματα που παρεμβάλλονται ανάμεσα σε πυριτόλιθους και κερατόλιθους.



Εικόνα 5.4: Εκφόρτιση υδροφόρου ορίζοντα μικρής δυναμικής μέσα στους Ιουρασικούς Ασβεστόλιθους.

5.3.3 Εσωτερικές Ελληνίδες

➤ *Βοιωτικός φλύσχος*

Ο Βοιωτικός Φλύσχος ή Φλύσχος Ανώτερων Καλυμμάτων ανήκει στην κατηγορία A1, δηλαδή αναγνωρίζεται ως πρακτικά αδιαπέρατος σχηματισμός μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας. Στην περιοχή δεν εντοπίστηκε κάποια εκφόρτιση.

➤ *Οφιολίθιοι*

Το οφιολιθικό κάλυμμα ανήκει στην κατηγορία A2, δηλαδή αναγνωρίζεται ως πρακτικά αδιαπέρατος ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμός μικρής έως πολύ μικρής διαπερατότητας. Λόγω του εκτεταμένου κατακερματισμού που παρατηρείται σε όλη την έκταση των οφιολίθων, έχει αναπτυχθεί αρκετά το δευτερογενές πορώδες των οφιολίθων της περιοχής, αποθηκεύοντας έτσι μεγάλες ποσότητες νερού στο εσωτερικό τους. Έτσι, η μεγαλύτερη εκμετάλλευση υπόγειου νερού της περιοχής γίνεται στον σχηματισμό των οφιολίθων μέσω γεωτρήσεων και πηγαδιών. Το νερό αυτό χρησιμοποιείται κυρίως για άρδευση καλλιεργειών.



Εικόνα 5.5: Εκφόρτιση υδροφόρου μικρής δυναμικότητας στην επαφή οφιολίθων με φλύσχη Τρίπολης.

5.3.4 Μεταλικοί σχηματισμοί

➤ Συμπαγείς Λατυποπαγείς Σχηματισμοί

Τα συμπαγή λατυποπαγή πετρώματα που απαντώνται στην περιοχή ανήκουν στην κατηγορία Π2, δηλαδή αναγνωρίζονται ως μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Στην περιοχή παρατηρείται πηγή που εκφορτίζει μονόμεικτο ανθρακικό λατυποπαγή σχηματισμό, από την οποία υδρεύεται ο οικισμός Αηδονοχώρι.



Εικόνα 5.6: Πηγή στον δρόμο προς Αηδονοχώρι. Εκφορτίζει συμπαγή λατυποπαγή σχηματισμό.

➤ Αδρομερής κοκκώδης σχηματισμός

Ο νεογενής αδρομερής κοκκώδης σχηματισμός της περιοχής κατατάσσεται στην κατηγορία Π3, δηλαδή ανήκει στις κοκκώδεις μη προσχωματικές αποθέσεις μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας. Σε αγροτικές εκτάσεις της περιοχής παρατηρήθηκαν μερικοί φρεάτιοι υδροφορείς μικρής δυναμικότητας, οι οποίοι έχουν αναπτυχθεί στον αποσαθρωμένο μανδύα του σχηματισμού και εκμεταλλεύονται μέσω πηγαδιών.



Εικόνα 5.7: Φρέατιος υδροφόρος ορίζοντας σε αδρομερή νεογενή σχηματισμό. Εκμεταλλεύεται μέσω πηγαδιού για την άδρευση της γύρω αγροτικής περιοχής.



Εικόνα 5.8: Φρέατιος υδροφόρος ορίζοντας σε αδρομερή νεογενή σχηματισμό.

6. Συμπεράσματα

Κύριος σκοπός της εργασίας αυτής ήταν η γεωλογική χαρτογράφηση και αξιολόγηση της λιθοστρωματογραφίας και της τεκτονικής των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης. Η επιφανειακή χαρτογράφηση που εκπονήθηκε έγινε σε λεπτομερή κλίμακα 1:5000. Τα στοιχεία υπαιθρου που συλλέχθηκαν, σε συνδυασμό με βιβλιογραφικά δεδομένα οδήγησαν στην κατασκευή γεωλογικού χάρτη και στην αξιολόγηση του. Εκτός της γεωλογικής, οι σχηματισμοί ταξινομήθηκαν και με βάση την υδρολιθολογική τους κατάσταση, σε ποιοτικό επίπεδο.

Η περιοχή μελέτης απαρτίζεται από μία ενδοορεινή λεκάνη στις ΒΑ παρυφές του όρους Ψηλορείτη. Η λεκάνη αποτελείται κυρίως από αλπικούς και μεταλπικούς κλαστικούς σχηματισμούς, καθώς και οφιολιθικά πετρώματα, ενώ οι ορεινοί όγκοι που την περιβάλλουν, καταλαμβάνονται από αλπικά συμπαγή πετρώματα. Όσον αφορά τα αλπικά, εμφανίζονται οι σχηματισμοί όλων των ενοτήτων που υπάγονται στα Ανώτερα Καλύμματα της Κρήτης, από την ενότητα της Τρίπολης έως και την Ανώτατη Ενότητα, ενώ απουσιάζουν οι ενότητες των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, Τρυπαλίου και Μάνης, δηλαδή τα Κατώτερα Καλύμματα.

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί διαχωρίζονται σε συμπαγείς κροκαλο-λατυποπαγείς και αδρομερείς κοκκώδεις. Οι πρώτοι αποτελούνται κατά κύριο λόγο από ανθρακικούς κλάστες της ενότητας της Τρίπολης, ενώ οι δεύτεροι περιέχουν κλάστες από τη διάβρωση όλων των υποκείμενων αλπικών πετρωμάτων της ευρύτερης περιοχής. Οι συμπαγείς λατυποπαγείς σχηματισμοί δημιουργούν μικρές ορεινές εξάρσεις στο μέσο και στο βόρειο τμήμα της λεκάνης, ενώ οι αδρομερείς καταλαμβάνουν τα πιο ήπια ανάγλυφα και τις πεδινές εκτάσεις της.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον προκαλεί η εμφάνιση ανθρακικών πετρωμάτων της Τρίπολης στο όρος Τράπεζα, υπερκείμενα του αδρομερούς σχηματισμού των μεταλπικών. Η τοποθέτηση των ανθρακικών αυτών πετρωμάτων δεν φαίνεται να έχει προκληθεί από τη δράση κανονικών ρηγμάτων, αλλά πιθανότατα αποτελεί τμήμα ενός ολισθοστρώματος, το οποίο ανήκει στον μεταλπικό σχηματισμό της Βιάννου. Η άποψη αυτή διατυπώνεται αρχικά από τους van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) και στη συνέχεια από τους Zachariasse et al. (2011), σύμφωνα με τους οποίους τα ολισθοστρώματα αποτέθηκαν κατά το τελικό στάδιο ιζηματογένεσης του κατώτερου αυτού μεταλπικού σχηματισμού της λεκάνης κατά το Τορτόνιο (Αν. Μειόκαινο). Η απόθεση σχετίζεται με το εφελκυστικό καθεστώς που επικρατούσε εκείνη την περίοδο και προκάλεσε την εκταφή των κατώτερων μεταμορφωμένων πετρωμάτων στην επιφάνεια. Παράλληλα, ξεκίνησε η ανύψωση του όρους Ψηλορείτη μαζί με το σύνολο των πετρωμάτων που τον απαρτίζουν, η οποία συνεχίζεται έως σήμερα.

Όσον αφορά τα υδρογεωλογικά στοιχεία της περιοχής, υδροφορία παρατηρείται κυρίως στους αποσαθρωμένους μανδύες του φλύσχη Τρίπολης και του μεταλπικού αδρομερούς σχηματισμού, καθώς και σε μικρά βάθη στα οφιολιθικά πετρώματα στο δευτερογενές πορώδες τους. Η εκμετάλλευση των υδροφόρων αυτών οριζόντων πραγματοποιείται μέσω πηγαδιών και γεωτρήσεων, όπου αξιοποιούνται κυρίως για άρδευση των αγροτικών εκτάσεων. Υδροφορία αναπτύσσεται πιθανά και στα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας της Τρίπολης λόγω του βαθμού καρστικοποίησης τους, χωρίς όμως να υφίσταται κάποια επιφανειακή εκφόρτιση μέσα στα όρια της περιοχής μελέτης.

Βιβλιογραφία

- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G., Keller, J., . . . Hohndorf, A. (1982). A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attico-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol Jahrb, E23*, σσ. 97-164.
- Andriessen, P., Banga, G., & Herbedea, E. (1987). Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Isl. *Geol Mijnb, 66*, σσ. 3-14.
- Andriessen, P., Boelruk, N., Herbedea, E., Priem, H., Verdurmen, E., & Verschure, R. (1979). Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen at Naxos (Cyclades, Greece). *Contrib Miner Petrol, 69*, σσ. 215-225.
- Angelier, J. (1979). Néotectonique de l'Arc égéen. *Soc. Geol. Du Nord, 3*, σ. 418.
- Angelier, J., Lybéris, N., Le Pichon, X., Barrier, E., & Huchon, P. (1982). The tectonic development of the hellenic arc and the sea of crete: A synthesis. *Tectonophysics, 86*(1-3).
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90066-X)
- Bernoulli, D., PC, G. d., & Monod, O. (1974). The extension of the Lycian nappes (SW Turkey) into the southeastern Aegean islands. *Eclogae geol Helv, 67*, σσ. 39-90.
- Bonneau, M. (1970). Les lambeaux allochtones revers septentrional du massif des Psiloriti (Crete moyenne, Grece). *Bull. Soc. Geol. France, 7*(12), σσ. 1124-1129.
- Bonneau, M. (1972a). Existence d'un lambeau de cristallin chevauchant sur la serie du Pinde en Crete moyenne (Grèce). *C.R. Acad Sci, 274*, σσ. 2133-2136.
- Bonneau, M. (1972b). La nappe metamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinites pelagoniennes charrie jusque sur la zone de Tripolitza de la Crete moyenne (Grece). *Compt. Rend., 275*, σσ. 2303-2306.
- Bonneau, M. (1973). Les différentes «séries ophiolititères» de la Crète: une mise au point. *CR Acad Sci, 276*, σσ. 1249-1252.
- Bonneau, M. (1973b). La nappe métamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinités pélagoniennes charrié jusque sur la zone de Tripolitza de la Crète moyenne (Grèce). *C R Acad Sci Sér D, 273*, σσ. 2303-2306.
- Bonneau, M. (1976). Esquisse structurale de la Crete alpine. *Bull. Soc. Geol. France, 7*(18), σσ. 351-353.
- Bonneau, M., & Fleury, J.-J. (1971). Precisions sur la série d'Ethia (Crète, Grèce): Existence d'un premier flysch mésocrétacé. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 273*, σσ. 1840-1842.
- Bonneau, M., & Lys, M. (1978). Sur la présence de Permien fossilifère dans l'unité de Vatos (Crète) : sa nature interne et l'ampleur des charriages dans l'Arc Egéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 287*, σσ. 423-426.

- Bonneau, M., & Zambetakis, A. (1975). La serie de Mangassa de la Crete orientale: une klippe d' origine pindique externe. *Comptes Rendus Acad. Sci. Paris*, 281(Serie D), σσ. 17–19.
- Bonneau, M., Angelier, J., & Epting, M. (1977). Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Crete. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 19, σσ. 87–102.
- Bonneau, M., Beauvais, L., & Middlemiss, F. (1974). L'unité de Miamou (Crète-Grèce) et sa macrofaune d'age Jurassique supérieur (Brachiopodes, Madreporaires). *Annales de la Societe Geologique du Nord*, 44, σσ. 71–85.
- Bonneau, M. (1984). Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. *Geological Society Special Publication*, 17, 517–527.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.38>
- Bornovas, I. & Rontogianni-Tsiabaou, T. (1983) Geological Map of Greece. Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.
- Bortolotti, V. and Principi, G., & Firenze, U. (2005). Thematic Article Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *The Island Arc*, 14, 442–470.
- Brunn, J. H. (1960). Les zones helleniques internes et leur extension, Reflexions sur l'orogenese alpine [with discussion]. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(4), 470–486.
- Burchfiel, B. C., Royden, L. H., Papanikolaou, D., & Pearce, F. D. (2018). Crustal development within a retreating subduction system: The Hellenides. *Geosphere*, 14(3), 1119–1130.
<https://doi.org/10.1130/GES01573.1>
- Chatzaras, V., Xypolias, P., & Doutos, T. (2006). Exhumation of high-pressure rocks under continuous compression: A working hypothesis for the southern Hellenides (central Crete, Greece). *Geological Magazine*, 143(6), 859–876. <https://doi.org/10.1017/S0016756806002585>
- Creutzburg, N., & Seidel, E. (1975). Zum stand ber Geologie des Praneogens auf Kreta. *N. Palaont., Abh.*, 149, σσ. 363–383.
- Creutzburg, N., Drooger, C. W., Meulenkamp, J. W., Papastamatiou, J., Seidel, E., & Tataris, A. (1977). General Geological Map of Crete, 1:200.000. Athens: *Institute of Geological and Mining Exploration (IGME)*.
- Davis, E. (1967). Uber das Vorkommen granitischer Gesteine innerhalb des metamorphen systems der Asteroussia-Gebietes der Insel Kreta. *Praktika Akadimias Athinon*, 42, σσ. 253–270.
- Davis, E. (1968). Die metamorphen Schichtenkomplexe des sudwestlichen Asteroussia-Gebirges (sudliches Mittelkreta). *Ann. Geol. Pays Helleniques, Athen*, 19, σσ. 718-722.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P., & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*, 123(1–4), 241–315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)

- Drooger, C., & Meulenkamp, J. E. (1973). Stratigraphic contributions to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case history. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 10, σσ. 193-200.
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., & Morelli, A. (2003). Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2001jb001690>
- Fassoulas, C. (1999). The structural evolution of central Crete: Insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics*, 27(1), 23–43. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(97\)00026-4](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00026-4)
- Fassoulas, C., Kiliyas, A., & Mountrakis, D. (1994). Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/ low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Sereal Untuk*, 51(1), 51.
- Fassoulas, C., Rahl, J. M., Ague, J., & Henderson, K. (2004). Patterns and Conditions of Deformation in the Plattenkalk Nappe , Crete , Greece : a Preliminary Study. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(4), 1626. <https://doi.org/10.12681/bgsg.16566>
- Fytrolakis, N. (1980, Natl. Tech. Univ. Athens, Greece). The geological structure of Crete. Problems, observations and conclusions. *habilitation thesis*, (σ. 143). Natl. Tech. Univ. Athens, Greece.
- Galanopoulos, A. (1972). Plate tectonics in the arca of Grecee as reflected in the deep focus seismicity. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 266–285.
- Garfunkel, Z. (2006). Neotethyan ophiolites: Formation and obduction within the life cycle of the host basins. *Geological Society Special Publication*, 260, 301–326. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.13>
- Grasemann, B., Schneider, D. A., & Rogowitz, A. (2019). Back to Normal: Direct Evidence of the Cretan Detachment as a North-Directed Normal Fault During the Miocene. *Tectonics*, 38(8), 3052–3069. <https://doi.org/10.1029/2019TC005582>
- Hall, R., Audley-Charles, M. G., & Carter, D. J. (1984). The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society Special Publication*, 17, 499–516. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.37>
- Hall, R. (1987). Geochemistry and origin of Cretaceous igneous rocks in the south Aegean . *Ofioliti* 12, σσ. 343– 355.
- Jacobshagen, V., Duerr, F., Kockel, K., Kopp, K., Kowalczyk, G., Berckhemer, H. & Buttner, D. (1978). Structure and geodynamic evolution of the Aegean region, In: H. Cloos, D. Roeder . and K. Schmidt (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, E. SchweiSchweizerbart `sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 537-564.
- Jacobshagen, V. (1986). Geologie von Griechenland. *Gebruder Borntraeger*, σ. 363.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., & Bonneau, M. (1996). Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15(6), 1129–1153. <https://doi.org/10.1029/96TC01417>
- Karakitsios, V. (1979). Contribution à l'étude géologique des Hellenides. Étude de la région de Sellia (Crète moyenne, Grèce). *Thèse de cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris*, σ. 155.

- Kastens, K. A. (1991). Rate of outward growth of the Mediterranean ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, 199(1), 25–50. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90117-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90117-B)
- Katsiavrias, N., Papazeti, E., Tsaila, S., Lappas, I., & Antonakos, A. (2008). *Geological map of Greece (1:50000) Anogeia sheet*. Athens: Inst. Geol. Subsurf. Res.
- Kilias, A., Fassoulas, C., & Mountrakis, D. (1994). Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece). *Geologische Rundschau*, 83(2), 417–430. <https://doi.org/10.1007/BF00210555>
- Kober, L. (1928). *Der Bau der Erde*. Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Koepke, J., Kreuzer, H., & Seidel, E. (1985). Ophiolites in the Southern Aegean arc (Crete, Karpathos, Rhodes)—linking the ophiolite belts of the Hellenides and the Taurides. *Ophioliti* 10, σσ. 343–354.
- Koepke, J., Seidel, E., & Kreuzer, H. (2002). Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: Composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos*, 65(1–2), 183–203. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00165-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00165-2)
- Kopf, A. (2003). The Mediterranean Ridge: A mass balance across the fastest growing accretionary complex on Earth. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8), 2372. <https://doi.org/10.1029/2001jb000473>
- Kopp, K., & Ott, E. (1977). Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Tripali und Tripolitzakalken Westkretas. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 4, σσ. 217–238.
- Kopp, K., & Richter, D. (1983). Synorogenetische Schuttbildungen und die Eigenstaendigkeit der Phyllit-Gruppe auf Kreta. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Monatsh.*, 165, σσ. 228–253.
- Krahl, J., Herbart, H., & Katzenberger, S. (1982). Subdivision of the allochthonous ophiolites bearing formation upon the Pindos group, south-western part of Central Crete, Greece: Proceedings of International Symposium on the Hellenic Arc and Trench, Athens, 1. σσ. 324–342.
- Krahl, J., Kauffmann, G., Kozur, H., Richter, D., Förster, O., & Heinritzi, F. (1983). Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). *Geologische Rundschau*, 72(3), 1147–1166. <https://doi.org/10.1007/BF01848358>
- Krahl, J., & Kauffmann, G. (2004). *New aspects for a palinspastic model of the External Hellenides on Crete*. Thessaloniki: Proc. of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 119–122.
- Langosch, A., Seidel, E., Stosch, H. G., & Okrusch, M. (2000). Intrusive rocks in the ophiolitic melange of Crete - Witnesses to a Late Cretaceous thermal event of enigmatic geological position. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(3), 339–355. <https://doi.org/10.1007/s004100000136>
- McKenzie, D. (1970). Plate tectonics of the mediterranean region. *Nature*, 226(5242), 239–243. <https://doi.org/10.1038/226239a0>
- McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30(2), 109–185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>

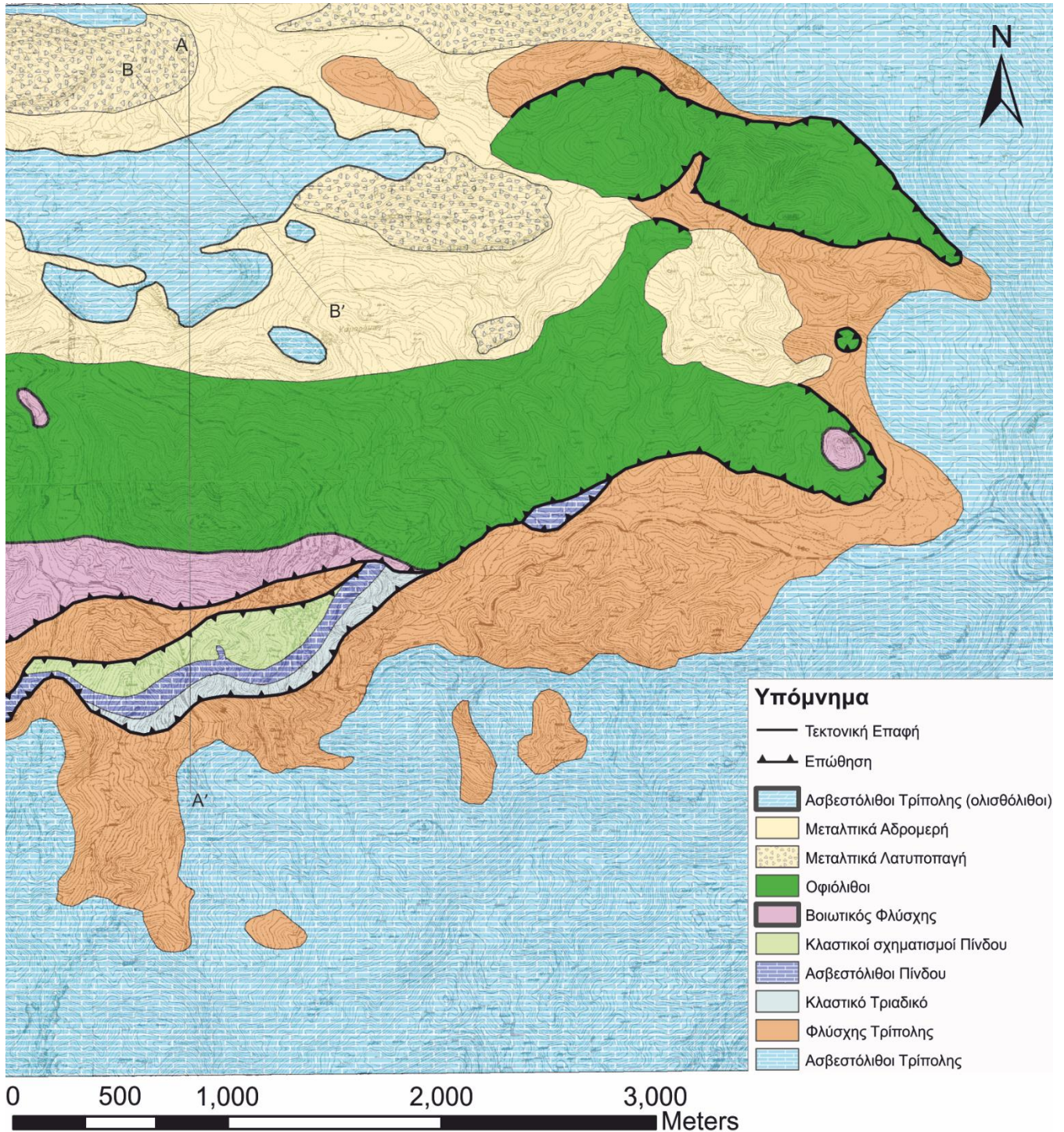
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217–254.
- Meulenkamp, J. (1979). field guide to neogene of Crete. *University of Athens, series No 32*.
- Meulenkamp, J., Dermitzakis, M., Georgiadou-Dikeouli, E., Jonkers, H., & Boger, H. (1979). Field guide to the Neogene of Crete. *Publications Department Geology & Paleontology, A*, 32. N. K. University of Athens, σ. 32.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, M. J. R., van Wamel, W. A., Spakman, W., & Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146(1–4), 203–215. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90091-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90091-1)
- Nomikou, P., Carey, S., Papanikolaou, D., Bell, K. C., Sakellariou, D., Alexandri, M. & Bejelou, K. (2012). Submarine volcanoes of the Kolumbo volcanic zone NE of Santorini Caldera, Greece, *Global and Planetary Change*, 90, 135-151.
- Papanikolaou, D. (1988). Introduction to the geology of Crete. *Fieldguide Book, 1st Field Meeting 1988*(IGCP No 276), σ. 36 pp.
- Papanikolaou, D. (2009). Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. *Lithos*, 108(1–4), 262–280. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.08.003>
- Papanikolaou, D., & Vassilakis, E. (2010). Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: Implications for Middle Miocene extension. *Tectonophysics*, 488(1–4), 233–247. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.024>
- Papastamatiou, J., Vetoulis, D., Bornovas, J., Christodoulou, G., & Katsikatsos, G. (1959a). *Geological map of Greece (1:50.000) Ziros sheet*. Athens: Inst. Geol. Subsurf. Res.
- Papastamatiou, J., Vetoulis, D., Bornovas, J., Christodoulou, G., & Tataris, A. (1959b). *Geological map of Greece (1:50.000) Sitia sheet*. Athens: Inst. Geol. Subsurf. Res.
- Papastamatiou, J., Vetoulis, D., Tataris, A., Bornovas, G., Christodoulou, G., & Katsikatsos, G. (1959). *Geological map of Greece (1:50.000) Ierapetra sheet*. Athens: Inst. Geol. Subsurf. Res.
- Peters, J. (1985). Neogene and Quarternary vertical tectonics in the south Hellenic arc and their effect on concurrent sedimentation processes. *GUA Papers Geol.*, 1, σ. 247.
- Philippon, A. (1982). Der Peloponnes, Verlag Friedländer, 642, S., Berlin.
- Postma, G., & Ten Veen, J. H. (1999). Astronomically and tectonically linked variations in gamma-ray intensity in Late Miocene hemipelagic successions of the Eastern Mediterranean Basin. *Sedimentary Geology*, 128(1–2), 1–12. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00054-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00054-8)
- Rahl, J. M., Anderson, K. M., Brandon, M. T., & Fassoulas, C. (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2), 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- Renz, C. (1955). Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentären Formationen Griechenlands. Athens: I.G.S.R.

- Ring, U., & Reischmann, T. (2002). The weak and superfast Cretan detachment, Greece: Exhumation at subduction rates in extruding wedges. *Journal of the Geological Society*, 159(3), 225–228. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-150>
- Ring, Uwe, & Layer, P. W. (2003). High-pressure metamorphism in the Aegean, eastern Mediterranean: Underplating and exhumation from the Late Cretaceous until the Miocene to Recent above the retreating Hellenic subduction zone. *Tectonics*, 22(3). <https://doi.org/10.1029/2001TC001350>
- Robert, U., & Bonneau, M. (1982). Les basaltes des nappes du pinde et d'Arvi (Crete) et leur signification dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée orientale. *Annales Géologiques des Pays Helleniques* 31, σσ. 373–408.
- Robertson, A. H. F. (2002). Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65(1–2), 1–67. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00160-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00160-3)
- Sannemann, W., & Seidel, E. (1976). Die Trias-Schichten von Rawdoucha/NW-Kreta. Ihre Stellung im kretischen Deckenbau. *N Jahrb Geol Palaontol Mh*, σσ. 221-228.
- Schliestedt, M., Altherr, R., & Matthews, A. (1987). Evolution of the Cycladic Crystalline Complex: Petrology, Isotope Geochemistry and Geochronology. In: Helgeson H.C. (eds) Chemical Transport in Metasomatic Processes. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences). *Springer, Dordrecht*, 218, 389–428. https://doi.org/doi:10.1007/978-94-009-4013-0_15
- Seidel, E. (1971). Die Pindos-Serie in West Kreta, auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). *N Jahrb Geol Palaontol Abh* 137, σσ. 443-460.
- Seidel, E. (1978). Zur petrologie des Phyllit-Quartzit Serie Kretas, PhD Thesis. *Braunschwe Univ., Braunschweig, Germany*.
- Seidel, E., & Wachendorf, H. (1986). Die Südägäische Inselbrücke. – In: Jacobshagen, V. (ed.): Geologie von Griechenland. *Berlin/Stuttgart (Borntraeger)*, σσ. 54–80.
- Seidel, E., Kreuzer, H., & Harre, W. (1982). A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jb. E23*, pp. 165–206.
- Seidel, E., Schliestedt, M., Kreuzer, H., & Harre, W. (1977). Metamorphic rocks of late Jurassic age as components of the ophiolitic mélange on Gavdos and Crete (Greece). *Geol Jahrb*, 28, σσ. 3-21.
- Seidel, E., Okrusch, M., Kreuzer, H., Raschka, H., & Harre, W. (1976). Eo-alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system - Petrology and geochronology - Part 2. Synopsis of high-temperature metamorphics and associated ophiolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57, 259–275. <https://doi.org/10.1007/BF00375462>
- Seidel, M., Seidel, E., & Stöckhert, B. (2007). Tectono-sedimentary evolution of lower to middle Miocene half-graben basins related to an extensional detachment fault (western Crete, Greece). *Terra Nova*, 19(1), 39–47. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00707.x>
- Seidel, Okrusch, M., Kreuzer, H., Raschka, H., & Harre, W. (1981). Eo-Alpine Metamorphism in the Uppermost Unit of the Cretan Nappe System - Petrology and Geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(3), 351–361. <https://doi.org/10.1007/BF00375462>

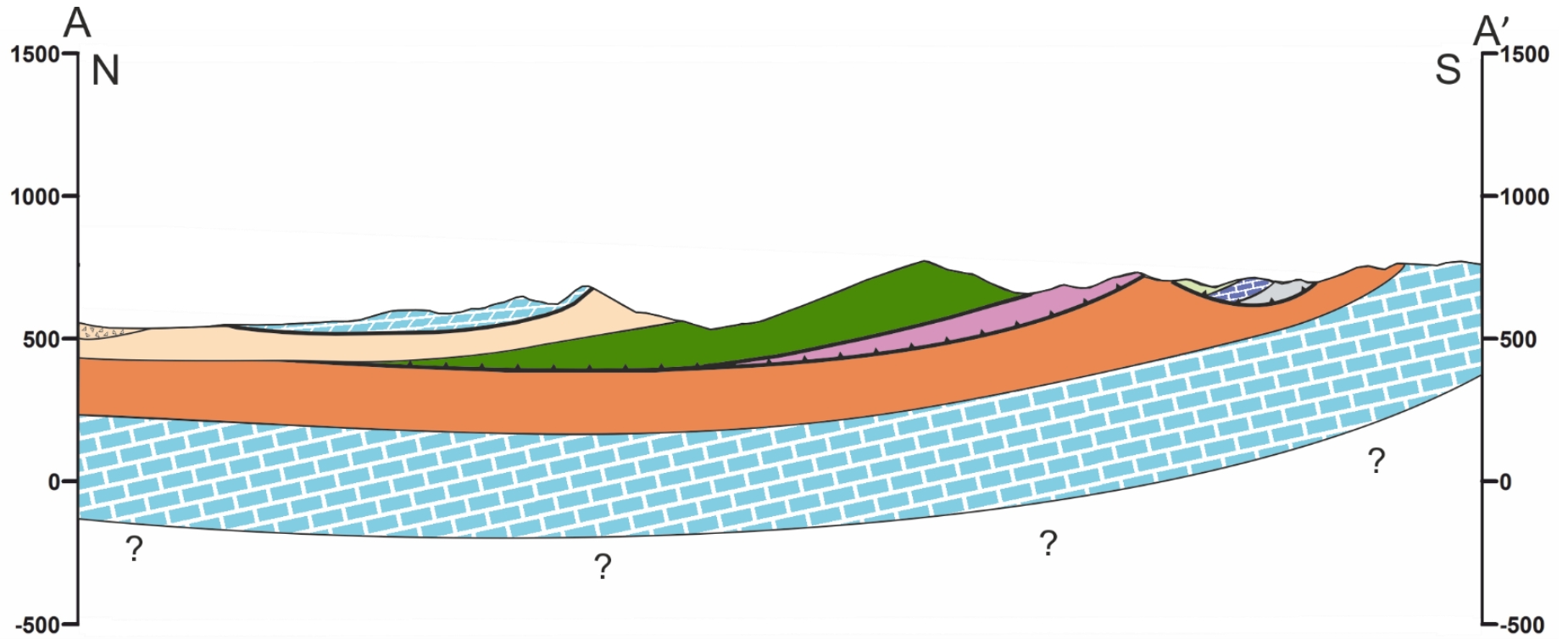
- Sissingh, W. (1972). Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 6, 1–187.
- Struckmeier, W. F., & Margat, J. (1995). *Hydrogeological Maps: A Guide and a Standard Legend. International Contributions to Hydrogeology, Vol. 17* (Vol. 17).
- Tataris, A. (1964). The Olonos–Pindos zone in the Symi–Viannos area (Eastern Crete) and the age of Spilites of this zone. *Praktika Akadimias Athinon*, 39, σσ. 298–314.
- Thorbecke, G. (1973). Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anoja/Mittelkreta. *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg*, 63, σσ. 8-92.
- Tortorici, L., Catalano, S., Cirrincione, R., & Tortorici, G. (2012). The Cretan ophiolite-bearing mélange (Greece): A remnant of Alpine accretionary wedge. *Tectonophysics*, 568–569, 320–334. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.022>
- van Hinsbergen, D., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J. E., & Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33(4), 325–328. <https://doi.org/10.1130/G20878.1>
- van Hinsbergen, D. J. J., & Meulenkamp, J. E. (2006). Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. *Basin Research*, 18(1), 103–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00282.x>
- Wurm, A. (1955). Geologische Beobachtungen im Asterussia-Gebirge auf der Insel Kreta. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 2, σσ. 80-87.
- Zachariasse, W J. (1975). Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 11, 171.
- Zachariasse, Willem Jan, van Hinsbergen, D. J. J., & Fortuin, A. R. (2011). Formation and fragmentation of a late Miocene supradetachment basin in central Crete: Implications for exhumation mechanisms of high-pressure rocks in the Aegean forearc. *Basin Research*, 23(6), 678–701. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00507.x>
- Παπαγρηγορίου, Σ., Καϊμάκη, Σ., Νιάδας, Ι., Γκουβάτσου, Ε., & Περλέρος, Β. (2001). Ολοκληρωμένη Διαχείριση Υδατικών Πόρων Κρήτης. *ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑ ΚΡΗΤΗΣ*, 459–486. <https://doi.org/10.1201/9781315153292>
- Παπανικολάου, Δ. (2015). *ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ*. Αθήνα: Εκδόσεις Πατάκη.
- Παπανικολάου, Δ., & Σίδερης, Χ. (2015). *ΓΕΩΛΟΓΙΑ, Η ΕΠΙΣΤΗΜΗ ΤΗΣ ΓΗΣ*. Αθήνα: Εκδόσεις Πατάκη.
- Περλέρος, Β., Παπαμαστοράκης, Δ., Κριτσωτάκης, Μ., & Παναγόπουλος, Α. (2004). ΥΠΟΓΕΙΟ ΥΔΑΤΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΡΗΤΗΣ. ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXXVI(April), 2048–2056.
- Φυτρολακης, Ν. (1978). *Συμβολή στη γεωλογική έρευνα της Κρήτης*.

Παράρτημα











Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής των Γωνιών Μαλεβιζίου Κρήτης Καλαμαράς και Μαρουλάκη, 2021



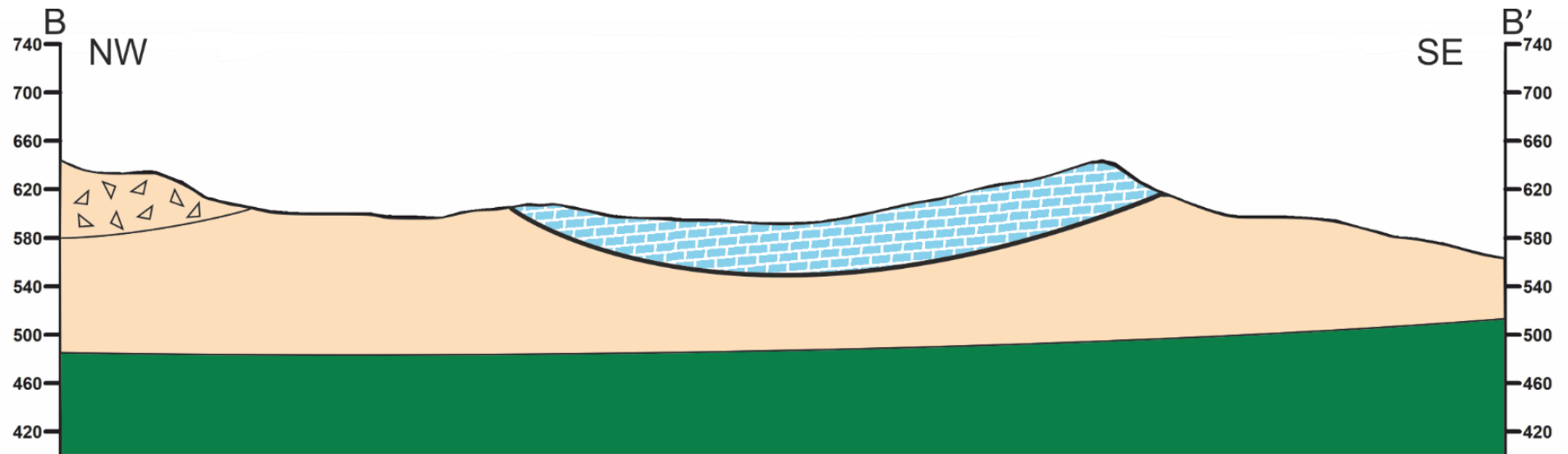
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ Α-Α'







Υπόμνημα

- | | | | |
|-------------------|---|--|---|
| — Τεκτονική Επαφή |  Ασβεστόλιθοι Τρίπολης (ολισθόλιθοι) |  Οφιόλιθοι |  Ασβεστόλιθοι Πίνδου |
| ▲ Επώθηση |  Μεταλπικά Αρδομερή |  Βοιωτικός Φλύσχις |  Κλαστικό Τριαδικό |
| |  Μεταλπικά Λατυποπαγή |  Κλαστικοί σχηματισμοί Πίνδου |  Φλύσχις Τρίπολης |
| | | |  Ασβεστόλιθοι Τρίπολης |

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ Β-Β'



Υπόμνημα

- Τεκτονική Επαφή
-  Ασβεστόλιθοι Τρίπολης (ολισθόλιθοι)
-  Μεταλλικά Λατυποπαγή
-  Μεταλλικά Αρδομερή
-  Οφιόλιθοι

Υδρολιθολογικός Χάρτης της περιοχής των Γωνιών Μαλεβιζίου Κρήτης Καλαμαράς και Μαρουλάκη, 2021

