



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ (ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ,
ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ, ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων και οι
γεωεπιστημονικές του προσεγγίσεις

Ουρανίδης Ιωάννης

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

Καθ. Ε. Μανούτσογλου (Επιβλέπων)

Καθηγητής Α. Βαφείδης

Αν. Καθ. Ε. Στειακάκης

Χανιά, Οκτώβριος 2023

Η έγκριση της παρούσας διπλωματικής εργασίας από το Πολυτεχνείο Κρήτης, δεν σημαίνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Νόμος 5343/1932, άρθρο 202)

Στην οικογένειά μου

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της οικογένειάς μου, χωρίς την βοήθεια και την υποστήριξη των οποίων δεν θα είχα καταφέρει να ολοκληρώσω τις σπουδές μου.

Ακολούθως, θα ήθελα να ευχαριστήσω, τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Μανούτσογλου για την καθοδήγηση, τις συμβουλές και τις γνώσεις που μου μετέδωσε κατά την διάρκεια της διπλωματικής εργασίας.

Τέλος θερμές ευχαριστίες θα επιθυμούσα να εκφράσω στον κ. Βαφείδη και στον κ. Στειακάκη για τη συμμετοχή τους στην εξεταστική επιτροπή και για τις παρατηρήσεις και διορθώσεις τους στην διπλωματική μου εργασία.

Περίληψη

Στην Ελλάδα υπάρχουν 10 Εθνικοί Δρυμοί, οι οποίοι εντάσσονται στο Ευρωπαϊκό Δίκτυο Προστατευόμενων Περιοχών Natura 2000. Ο Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων αποτελεί ένας εξ αυτών, ο οποίος καλύπτει περίπου το 1/5 της έκτασης του νομού Χανίων. Η περιοχή ανακηρύχθηκε Εθνικός Δρυμός το 1962 με το Βασιλικό Διάταγμα 781/1962 και οριοθετήθηκε με το Β.Δ. 74/1964. Με Προεδρικό Διάταγμα το 2016 η περιοχή των Λευκών Ορέων και η Παράκτια Ζώνη χαρακτηρίστηκε και ως Εθνικό Πάρκο. Ο Φορέας Διαχείρισης Εθνικού Δρυμού Σαμαριάς (Λευκών Ορέων) συστάθηκε από το ΥΠΕΧΩΔΕ με το Ν. 3044/2002 και ξεκίνησε τη λειτουργία του το 2008, με σκοπό την προστασία, τη διαχείριση και την ανάδειξη της περιοχής ενώ τώρα ο Δρυμός βρίσκεται υπό την εποπτεία Οργανισμού Φυσικού Περιβάλλοντος και Κλιματικής Αλλαγής (ΟΦΥΠΕΚΑ). Η βασική αιτία της ίδρυσης του Δρυμού ήταν η προστασία του κρητικού αίγαγρου (αγρίμι ή κρι-κρι) και γενικότερα της βιοποικιλότητας της περιοχής. Αρχικά περιελάμβανε μόνο το φαράγγι της Σαμαριάς και την γύρω περιοχή, για αυτό και ο Δρυμός αναφέρεται και ως Εθνικός Δρυμός Σαμαριάς. Όλες αυτές τις δεκαετίες αυτό που καλύπτεται κάτω από τον κάθε θεσμό και μορφή διαχείρισης είναι ότι ο στενός πυρήνας του Εθνικού Δρυμού είναι ένας γεωμορφολογικός σχηματισμός, ένα φαράγγι. Ο ευρύτερος δε Εθνικός Δρυμός αποτελείται από συζυγή φαράγγια μέσα στο μικροκλίμα και την «γεωλογία» των οποίων πρσαρμόστηκε η μοναδική ενδημική χλωρίδα και πανίδα της περιοχής.

Στόχος της εργασίας αυτής είναι μια πρώτη καταγραφή κύριων επιστημονικών εργασιών στο πεδίο των γεωεπιστημών που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή. Για τον σκοπό αυτόν ομαδοποιήθηκαν επιστημονικές έρευνες σχετικά με την τεκτονική γεωλογία, τη λιθοστρωματογραφία, την υδρολογία και υδρογεωλογία, τα τρισδιάστατα μοντέλα, τις γεωφυσικές έρευνες, την εδαφολογία, τα απολιθώματα που βρέθηκαν στο φαράγγι καθώς και τους πολλαπλούς γεώτοπους που βρίσκονται χωρικά κατανομημένοι κυρίως κατά μήκος του. Αρχικά, επισημάνθηκε η επιρροή που είχε η τεκτονική στην εξέλιξη και στην διαμόρφωση των Λευκών Ορέων και την γεωμορφολογία τους. Η περιοχή μελέτης αποτελείται από δύο μεταμορφωμένες τεκτονικές ενότητες, την υποκείμενη Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων και την υπερκείμενη Ενότητα Τρυπαλίου, καθώς και από Νεογενή και Τεταρτογενή πετρώματα και ιζήματα. Όσον αφορά την γεωλογική δομή του φαραγγιού της Σαμαριάς και των φαραγγιών της Αγίας Ειρήνης και της Ίμπρου επεξεργάστηκαν εργασίες που έχουν παρουσιάσει τα τρισδιάστατα γεωλογικά μοντέλα των περιοχών. Σχετικά με την υδρογεωλογία της περιοχής, οι γεωλογικοί σχηματισμοί επιδρούν άμεσα στο υδρογραφικό δίκτυο, επιτρέποντας την φόρτιση των υπόγειων ταμιευτήρων νερού για την κάλυψη των αναγκών της τοπικής κοινότητας. Στο οροπέδιο του Ομαλού, με τις γεωφυσικές μελέτες χαρτογραφήθηκε το ανθρακικό υπόβαθρο και εντοπίστηκαν καρστικές δομές του υπεδάφους, ενώ με τις εδαφολογικές μελέτες προσδιορίστηκε η ορυκτολογία και λιθολογία και η συσχέτισή τους με την χημική σύσταση, των εδαφών. Τέλος, διαπιστώθηκε ότι η πλειοψηφία των κερατολίθων στην Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων είναι υπολείμματα απολιθωμένων σπόγγων. Τα απολιθώματα αυτά, όπως και άλλα που ανευρέθηκαν στο φαράγγι της Σαμαριάς αποτελούν μέρος του γεώτοπου του φαραγγιού. Εκτός του φαραγγιού της Σαμαριάς, ως γεώτοποι έχουν χαρακτηριστεί και άλλες τοποθεσίες στον Εθνικό Δρυμό, οι οποίοι με την κατάλληλη διαχείριση και προστασία μπορούν να αξιοποιηθούν συμβάλλοντας στην γεωλογική διάσταση του μοναδικού φαραγγιού της Σαμαριάς.

Abstract

In Greece there are 10 National Parks, which are part of the European Network of Protected Areas Natura 2000. The Lefka Ori (White Mountains) National Park is one of them, covering about 1/5 of the area of Chania prefecture. The area was declared a National Park in 1962 by the Royal Decree 781/1962 and delimited by the Royal Decree 74/1964. By Presidential Decree in 2016 the area of the White Mountains and the Coastal Zone was also designated as a National Park. The Management Body of the National Park of Samaria (White Mountains) was established by the Ministry of Environment and Natural Resources with Law 3044/2002 and started its operation in 2008, with the aim of protecting, managing and promoting the area, while now the Park is under the supervision of the “Natural Environment and Climate Change Agency” (NECCA). The main cause of the establishment of the Park was the protection of the Cretan goat (agrimi or kri-kri) and the biodiversity of the area in general. Initially the National Park included only the Samaria Gorge and the surrounding area, that's why the Park is also referred as Samaria National Park. All these decades what is covered under each institution and form of management is that the narrow core of the National Park is a geomorphological formation, a gorge. The wider National Park consists of a series of gorges within its microclimate and “geology” the unique endemic flora and fauna of the region has adapted.

The aim of this study is a first record of the main scientific studies in the geosciences field that took place in the area. For this purpose, scientific research on tectonic geology, lithostratigraphy, hydrology and hydrogeology, 3D models, geophysical studies, soil science, the fossils that found in the gorge and the multiple geotopes that are spatially distributed mainly along the gorge were grouped together. First, the influence of tectonics on the evolution and configuration of the White Mountains and their geomorphology was highlighted. The study area consists of two metamorphic tectonic units, the underlying Plattenkalk Group and the overlying Trypali Unit, as well as Neogene and Quaternary rocks and sediments. Regarding the geological structure of the Samaria gorge and the Agia Irini and Imbros gorges, studies that have presented the 3D geological models of the areas were edited. Concerning the hydrogeology of the area, the geological formations have a directly impact on the drainage network, which allow the charging of the underground water reservoirs to cover the needs of the local community. On the Omalos plateau, with the geophysical studies, the carbonate bedrock was mapped and subsurface karstic structures were detected, while with the soil studies, the mineralogy and lithology and their correlation with the chemical composition of the soils were determined. Finally, it was found that the majority of the cherts in the Plattenkalk Group are relics of fossilized sponges. These fossils, like others found in the Samaria Gorge, are part of the geotope of the gorge. Apart from the Samaria Gorge, other sites in the National Park have been designated as geotopes, which with proper management and protection can be exploited, contributing to the geological dimension of the unique Samaria Gorge.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες	ii
Περίληψη	iii
Abstract	iv
Κεφάλαιο 1: Ο ΕΘΝΙΚΟΣ ΔΡΥΜΟΣ ΛΕΥΚΩΝ ΟΡΕΩΝ	1
Κεφάλαιο 2: ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ.....	7
2.1 Εισαγωγή	7
2.2 Γεωλογία Λευκών Ορέων	9
2.3 Φαράγγι της Σαμαριάς.....	11
2.4 Οροπέδιο του Ομαλού.....	13
2.5 Συμπεράσματα	14
Κεφάλαιο 3: ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	15
3.1 Εισαγωγή	15
3.2 Γεωλογικό και τεκτονικό υπόβαθρο της Δυτικής Κρήτης	19
3.3 Λευκά Όρη και ευρύτερη περιοχή.....	20
3.4 Τεκτονική και λεκάνες απορροής.....	23
3.4.1 Αποτελέσματα	24
3.5 Περιοχή Δώματα	29
3.6 Εγκάρσια Ζώνη Ομαλού.....	33
3.7 Οροπέδιο του Ομαλού	41
3.8 Φαράγγι της Σαμαριάς.....	43
3.8.1 Παραμόρφωση και πτύχωση των Πλακωδών Ασβεστολίθων.....	44
3.8.2 Μεταμορφικές συνθήκες.....	46
3.8.3 Γεωμορφές.....	47
3.9 Υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς	48
3.10 Συμπεράσματα	51
Κεφάλαιο 4: ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ	55
4.1 Λευκά Όρη.....	55
4.2 Φαράγγι της Σαμαριάς.....	57
4.3 Φαράγγι της Αγίας Ειρήνης	60
4.4 Οροπέδιο του Ομαλού	62
4.5 Μεσογειακά Εποχικά Λιμνία	65
4.6 Συμπεράσματα	69
Κεφάλαιο 5: ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ	71
5.1 Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο	71
5.2 Γεωλογικά δεδομένα	74
5.3 Φαράγγι της Ίμπρου	75
5.4 Φαράγγι της Σαμαριάς.....	77
5.5 Φαράγγι της Αγίας Ειρήνης.....	80

5.6	Ευρύτερη περιοχή των Λευκών Ορέων.....	82
5.7	Συμπεράσματα	88
Κεφάλαιο 6: ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ		89
6.1	Γεωλογία οροπεδίου	89
6.2	Τεχνικές γεωφυσικών διασκοπήσεων.....	92
6.3	Αποτελέσματα.....	94
6.4	Μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις.....	98
6.5	Συμπεράσματα	99
Κεφάλαιο 7: ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ.....		101
7.1	Εισαγωγή	101
7.2	Μεθοδολογία.....	102
7.3	Αποτελέσματα.....	104
7.4	Συμπεράσματα	109
Κεφάλαιο 8: ΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ.....		111
8.1	Εισαγωγή	111
8.2	Μικροβιακές συσσωρεύσεις	112
8.3	Σπόγγι και σπογγοαποικίες	113
8.4	Απολιθώματα στον Εθνικό Δρυμό	115
8.5	Συμπεράσματα	119
Κεφάλαιο 9: ΓΕΩΤΟΠΟΙ.....		121
9.1	Εισαγωγή	121
9.2	Καταγραφή και αξιολόγηση των γεωτόπων	122
9.3	Φαράγγι της Σαμαριάς.....	127
9.4	Συμπεράσματα	128
Κεφάλαιο 10: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....		130
Βιβλιογραφία		132
Διεθνής		132
Ελληνική		146
Ιστοσελίδες		150

Κατάλογος Εικόνων

Εικόνα 1.1:	Η τοποθεσία του Εθνικού Δρυμού στο νομό Χανίων.....	2
Εικόνα 1.2:	Οι ζώνες προστασίας του Εθνικού Δρυμού	3
Εικόνα 1.3:	Οι εντυπωσιακές “Πόρτες”	4
Εικόνα 3.1:	Τοποθεσία της Ελληνικής Ζώνης Υποβύθισης και τα επιφανειακά χαρακτηριστικά της.....	16
Εικόνα 3.2:	Το γεωδυναμικό καθεστώς της περιβάλλουσας περιοχής της Κρήτης.....	18
Εικόνα 3.3:	Η παραλία στα Δώματα όπως διαφαίνεται από τον βορρά.....	30
Εικόνα 3.4:	Πτυχές παράλληλες του περιθωρίου ΝΑ διεύθυνσης)	40
Εικόνα 3.5:	Πτυχές F2 στο φαράγγι της Σαμαριάς	40
Εικόνα 3.6:	Πτυχή F2 με ροπή προς ΝΔ στο δυτικό περιθώριο του παραθύρου των Λευκών	

Ορέων	41
Εικόνα 3.7: ε. Ανοιχτή γωνιώδης πτύχωση. f. Διάδοση της παραμόρφωσης όπου σχηματίζονται παρόμοιες με ανοιχτές (open-similar) και ασύμμετρες πτυχές πάρελξης	46
Εικόνα 4.1: Οι υδρολογικές λεκάνες των Λευκών Ορέων, καρστικές δομές, ποτάμια, πηγές και ρέματα	56
Εικόνα 4.2: Το υδρογραφικό δίκτυο και η λεκάνη απορροής της Σαμαριάς καθώς και οι θέσεις των πηγών	59
Εικόνα 4.3: Το ΜΕΛ του Ομαλού.....	66
Εικόνα 6.1: Περιοχή διασκοπήσεων στο οροπέδιο	93
Εικόνα 6.2: Πεδίο εκτέλεσης γεωφυσικών διασκοπήσεων	94
Εικόνα 8.1: Θέσεις εμφανίσεων των σπογγοαποικιών.....	115
Εικόνα 8.2: Μαύρα δολομιτικά μάρμαρα με σπογγοαποικία	117
Εικόνα 8.3: Λεπτομέρεια της προηγούμενης φωτογραφίας, με απολιθωμένους σπόγγους	117
Εικόνα 8.4: Εναλλαγές πλακωδών μαρμάρων με μετακερατολιθικές ενδιαστρώσεις.....	118
Εικόνα 9.1: Θέσεις των γεωτόπων εντός του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων.....	123

Κατάλογος Σχημάτων

Σχήμα 2.1: Τεκτονική τοποθέτηση των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων της Κρήτης.....	8
Σχήμα 2.2: Γεωλογική τομή της περιοχής του οροπεδίου του Ομαλού	13
Σχήμα 3.1: Η αξονική γραμμή του αντικλίνου των Λευκών Ορέων.....	22
Σχήμα 3.2: Ο δείκτης AF (%), με τις τιμές να υποδηλώνουν το επίπεδο κλίσης	26
Σχήμα 3.3: Οι τιμές του δείκτη HI και η ταξινόμησή του για τις λεκάνες απορροής.....	27
Σχήμα 3.4: Οι λεκάνες απορροής ταξινομημένες με βάση τον περιφερειακό τεκτονικό έλεγχο	28
Σχήμα 3.5: Η σειρά των γεγονότων που συνέβαλαν στην διαμόρφωση του τοπίου στα Δώματα	31
Σχήμα 3.6: Γεωλογικός και δομικός χάρτης της Δυτικής και Κεντρικής Κρήτης όπου απεικονίζεται η προεκβολή της Παλαιόχωρας, το γραμμικό τμήμα του Ψηλορείτη και ενδιάμεσα, η εγκάρσια ζώνη του Ομαλού	33
Σχήμα 3.7: Χάρτες κατευθύνσεων της συμπίεσης για την προεκβολή της Παλαιόχωρας, την εγκάρσια ζώνη του Ομαλού και το γραμμικό τμήμα του Ψηλορείτη κατά το Πρώιμο Μειόκαινο (a), Μέσο - Ύστερο Μειόκαινο (b) και Ύστερο Μειόκαινο - Πλειστόκαινο (c).....	36
Σχήμα 3.8: a. Γεωλογικός και δομικός χάρτης της εγκάρσιας ζώνης του Ομαλού και της προεκβολής της Παλαιόχωρας στη δυτική Κρήτη με τα κύρια δομικά χαρακτηριστικά των δύο φάσεων παραμόρφωσης. b. Οι τομές A-A', B-B', C-C' απεικονίζουν την δομική αρχιτεκτονική της εγκάρσιας ζώνης του Ομαλού	38
Σχήμα 3.9: a. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Σαμαριάς b. Τομή της περιοχής της Σαμαριάς όπου διακρίνεται η πτύχωση του καλύμματος των Πλακωδών Ασβεστολίθων και τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά. c. Διαφορική ασύμμετρη πτύχωση στην περιοχή της Σαμαριάς	44
Σχήμα 3.10: Βαθυμετρία της θαλάσσιας περιοχής της νοτιοδυτικής Κρήτης	49
Σχήμα 4.1: Πιθανές ζώνες επαναφόρτισης των κύριων πηγών της Δυτικής Κρήτης	61
Σχήμα 4.2: Χάρτης πλημμυρικής επικινδυνότητας του οροπεδίου του Ομαλού.....	62
Σχήμα 4.3: Χάρτης με το δίκτυο επιφανειακής απορροής και ταξινόμηση των κλάδων των ρεμάτων κατά Strahler (1964).....	64
Σχήμα 4.4: Σχηματική απεικόνιση του εννοιολογικού μοντέλου του υδρολογικού κύκλου του ΜΕΛ στον Ομαλό.....	68

Σχήμα 5.1: Ροή εργασιών για την δημιουργία ενός τρισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου.....	73
Σχήμα 5.2: Μοτίβο των τεκτονικών γραμμών του φαραγγιού της Ίμπρου	75
Σχήμα 5.3: Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο του φαραγγιού της Ίμπρου	76
Σχήμα 5.4: Γεωλογικές τομές διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης και Βορρά-Νότου του 3D γεωλογικού μοντέλου του φαραγγιού της Σαμαριάς.....	77
Σχήμα 5.5: Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο του φαραγγιού της Σαμαριάς και της ευρύτερης περιοχής.	78
Σχήμα 5.6: Ορισμένες απεικονίσεις που παράγονται καθώς η εικονική κάμερα διασχίζει το πιο διάσημο σημείο του φαραγγιού της Σαμαριάς (Σιδερόπορτες)	80
Σχήμα 5.7: Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DTM) με το μοντέλο του υδρογραφικού δικτύου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης.....	81
Σχήμα 5.8: Το ψηφιακό μοντέλο του ανάγλυφου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης με την υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών	81
Σχήμα 5.9:Κάτοψη του ψηφιακού μοντέλου του ανάγλυφου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης με την υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών	82
Σχήμα 5.10: Η περιοχή μελέτης στα Λευκά Όρη (a), η τοποθεσία της πλαγιάς εντός του ομώνυμου Εθνικού Δρυμού (b) και η εικόνα UAV της βραχώδης πλαγιάς κατά μήκος του δρόμου.....	83
Σχήμα 5.11: 3D κατανομή του δείκτη ευαισθησίας βραχοπτώσεων (a). Στα (b) και (c) απεικονίζονται τμήματα του πρανούς, στα οποία είναι εμφανής η διαφορά στην ευαισθησία ..	85
Σχήμα 5.12: Περιοχές μέτριας ευαισθησίας	86
Σχήμα 5.13: Μέγεθος, προσανατολισμός και βήμα μετακίνησης ενός κινούμενου παραθύρου.....	87
Σχήμα 6.1: Γεωλογικός χάρτης του οροπεδίου του Ομαλού σε κλίμακα 1:50000 (Φύλλο Χάρτη: Αλικιανού - Βατόλακκου)	90
Σχήμα 6.2: Τοποθεσία του μαγνητοτελλουρικού σταθμού στον Ομαλό (Cre-01) και των δύο MT ερευνών (Cre-02 και Cre-03)	99

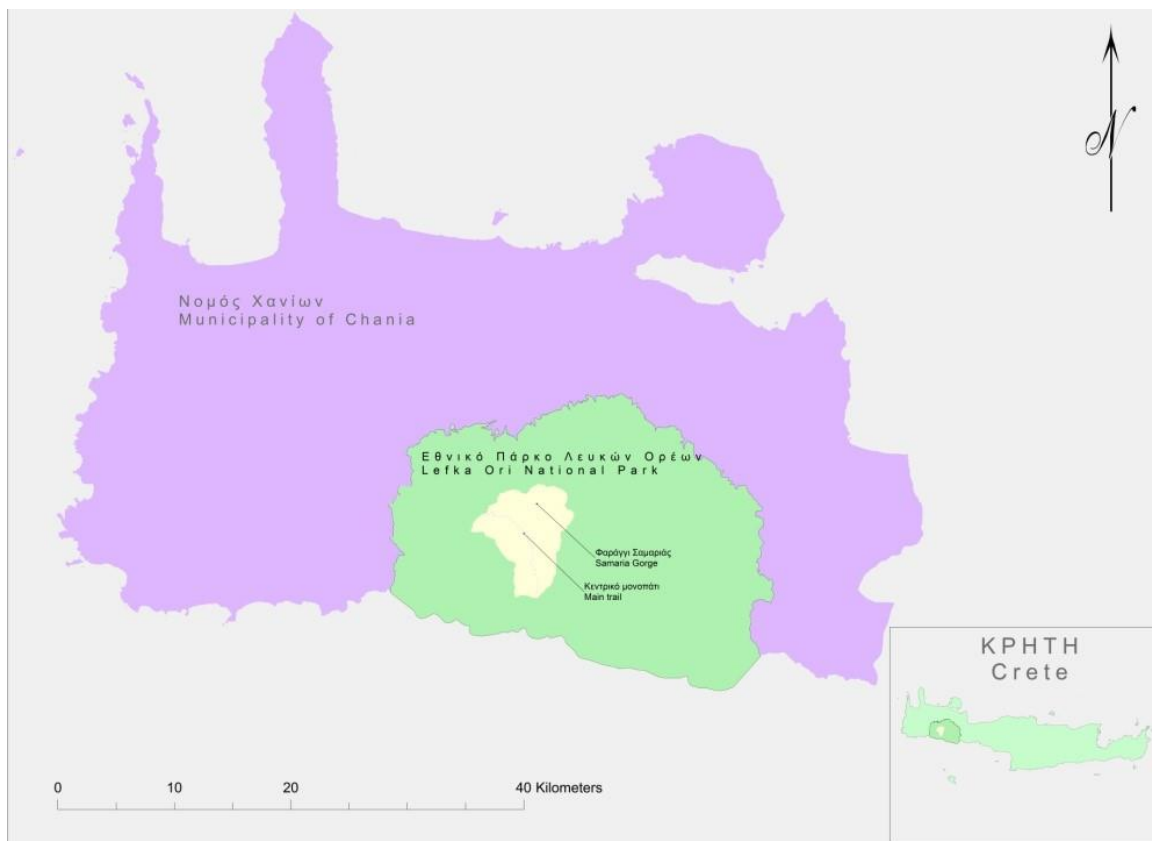
Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας 3.1: Οι λεκάνες απορροής της περιοχής μελέτης, οι τιμές του δείκτη AF και η κλάση που ταξινομούνται	25
Πίνακας 4.1: Υδρολογικό ισοζύγιο της Σαμαριάς	58
Πίνακας 7.1: Φυσικά χαρακτηριστικά του εδάφους του λιμνίου.....	107
Πίνακας 9.1: Γεώτοποι εντός του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων	125
Πίνακας 9.2: Αποτελέσματα αξιολόγησης του Φαραγγιού της Σαμαριάς	126

Κεφάλαιο 1: Ο ΕΘΝΙΚΟΣ ΔΡΥΜΟΣ ΛΕΥΚΩΝ ΟΡΕΩΝ

Οι Εθνικοί Δρυμοί στην Ελλάδα είναι κυρίως δασικές περιοχές με ιδιαίτερη οικολογική αξία λόγω της σπανιότητας και ποικιλομορφίας της χλωρίδας και πανίδας τους, των γεωμορφολογικών σχηματισμών, του υπεδάφους, της ατμόσφαιρας, των νερών και γενικότερα του φυσικού περιβάλλοντός τους. Συνήθως αποτελούνται από μια περιοχή αυστηρής προστασίας, τον πυρήνα, και από μια περιφερειακή ζώνη. Οι Εθνικοί Δρυμοί αποτελούν την σημαντικότερη κατηγορία προστατευόμενων περιοχών στην Ελλάδα και η ίδρυσή τους έχει ως κύριο σκοπό την προστασία του φυσικού πλούτου της κάθε περιοχής.

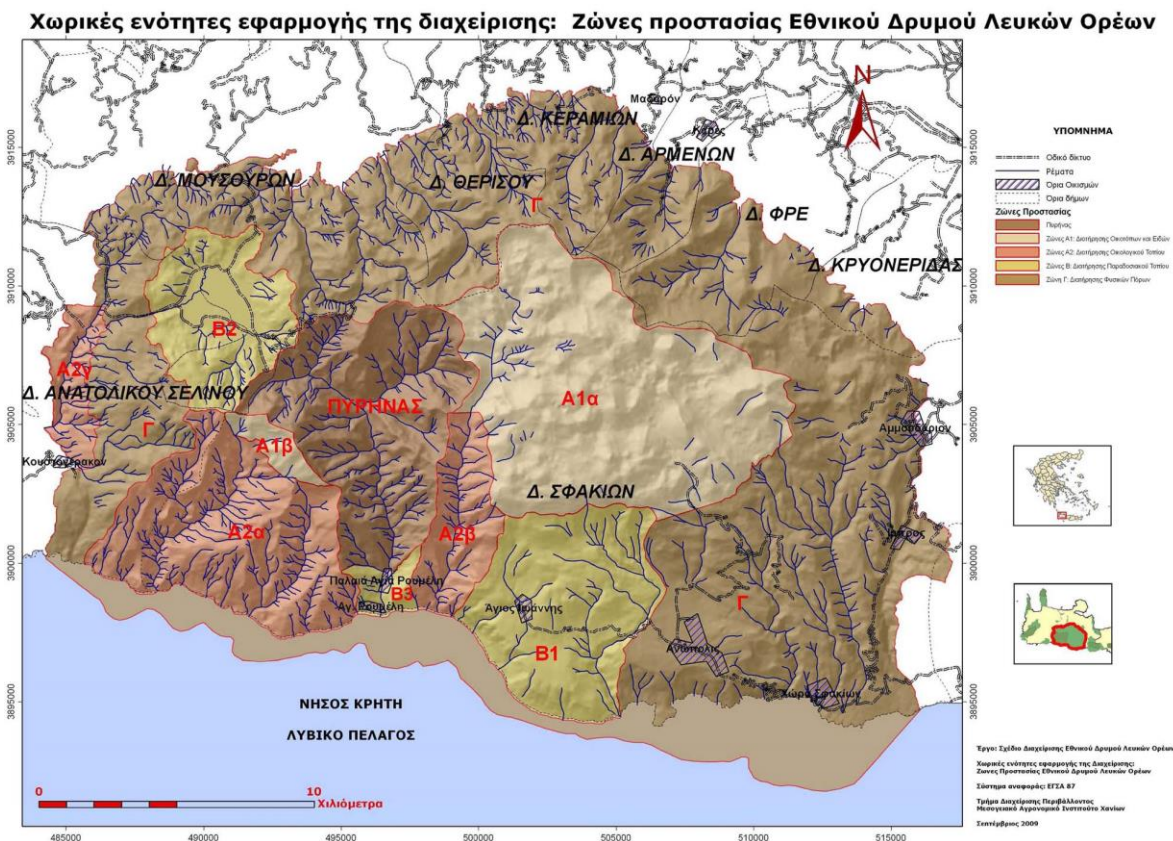
Στην Ελλάδα υπάρχουν 10 Εθνικοί Δρυμοί, οι οποίοι εντάσσονται στο Ευρωπαϊκό Δίκτυο Προστατευόμενων Περιοχών Natura 2000. Ο Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων αποτελεί έναν εξ αυτών, ο οποίος καλύπτει περίπου το 1/5 της έκτασης του νομού Χανίων. Η περιοχή ανακηρύχθηκε Εθνικός Δρυμός το 1962 με το Βασιλικό Διάταγμα 781/1962 και οριοθετήθηκε με το Β.Δ. 74/1964. Με Προεδρικό Διάταγμα το 2016 η περιοχή των Λευκών Ορέων και η Παράκτια Ζώνη χαρακτηρίζεται και ως Εθνικό Πάρκο. Ο Φορέας Διαχείρισης Εθνικού Δρυμού Σαμαριάς (Λευκών Ορέων) συστάθηκε από το ΥΠΕΧΩΔΕ με το Ν. 3044/2002 και ξεκίνησε τη λειτουργία του το 2008, με σκοπό την προστασία, τη διαχείριση και την ανάδειξη της περιοχής, ενώ τώρα ο Δρυμός βρίσκεται υπό την εποπτεία του Οργανισμού Φυσικού Περιβάλλοντος και Κλιματικής Αλλαγής (Ο.ΦΥ.ΠΕ.Κ.Α.). Η βασική αιτία της ίδρυσης του Δρυμού ήταν η προστασία του κρητικού αίγαγρου (αγρίμι ή κρι-κρι) και γενικότερα της βιοποικιλότητας της περιοχής. Αρχικά περιελάμβανε μόνο το φαράγγι της Σαμαριάς και την γύρω περιοχή, για αυτό και ο Δρυμός αναφέρεται και ως Εθνικός Δρυμός Σαμαριάς. Πλέον, ο Δρυμός εκτός από το φαράγγι, συγκαταλέγει την οροσειρά των Λευκών Ορέων και την Σφακιανή ακτογραμμή, όπως φαίνεται στην εικόνα 1.1. Επίσης, ο Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων αποτελεί μία από τις πιο αναγνωρισμένες και βραβευμένες προστατευόμενες περιοχές της Ελλάδας. Ειδικότερα, έχει λάβει τιμητική διάκριση από το Συμβούλιο της Ευρώπης (Council of Europe) με την απονομή του European Diploma of Protected Areas (Ευρωπαϊκό Δίπλωμα του Συμβουλίου της Ευρώπης), έχει ενταχθεί στο Ευρωπαϊκό Δίκτυο Βιογενετικών Αποθεμάτων του Συμβουλίου της Ευρώπης και είναι μία από τις Σημαντικές Περιοχές για τα πουλιά της (IBAS). Τέλος, ανήκει στο δίκτυο Αποθεμάτων της Βιόσφαιρας (Biosphere reserve), περιοχών δηλαδή που χαρακτηρίζονται έτσι από το πρόγραμμα «Άνθρωπος και Βιόσφαιρα» της UNESCO [1].



Εικόνα 1.1: Η τοποθεσία του Εθνικού Δρυμού στο νομό Χανίων. Με λευκό χρώμα διακρίνεται ο πυρήνας του Δρυμού, ενώ με πράσινο οι υπόλοιπες ζώνες προστασίας.[2]

Ο Εθνικός Δρυμός απαρτίζεται από τον πυρήνα, την περιφερειακή ζώνη αλλά και ζώνες διαφορετικού βαθμού προστασίας. Στην περιοχή που αποτελεί τον πυρήνα επιτρέπεται μόνο η επιστημονική έρευνα και οι δραστηριότητες που δεν επηρεάζουν το φυσικό περιβάλλον, ενώ απαγορεύονται δραστηριότητες όπως βοσκή, κυνήγι, υλοτομία, κατασκευή κτισμάτων, βιομηχανικές δραστηριότητες, και άλλες. Αντίθετα, η περιφερειακή ζώνη αποτελεί ζώνη περιορισμένης προστασίας και επιτρέπονται ορισμένες ανθρώπινες παρεμβάσεις και δραστηριότητες, οι οποίες ελέγχονται από τις αρμόδιες δασικές υπηρεσίες, ώστε να μην έχουν αρνητική επίδραση στον πυρήνα. Η συνολική έκταση του Δρυμού είναι 558.467 στρέμματα. Το φαράγγι της Σαμαριάς και η ευρύτερη περιοχή του συνιστούν τον πυρήνα του Δρυμού, καλύπτοντας έκταση 48.480 στρεμμάτων. Στον Εθνικό Δρυμό Λευκών Ορέων οριοθετήθηκαν Ειδικές ζώνες κλιμακωτής προστασίας οι οποίες είναι οι εξής (εικόνα 1.2):

- i. Ζώνη Α1: Διατήρησης Οικοτόπων και Ειδών, όπου περιέχει την Ζώνη Πάχνες (Α1α) και την Ζώνη Γκίγκιλου-Βολακιά (Α1β)
- ii. Ζώνη Α2: Διατήρησης Οικολογικού Τοπίου, όπου περιλαμβάνει τη Ζώνη φαραγγιών Τρυπητής και Κλάδου (Α2α), τη Ζώνη φαραγγιού Ελυγιάς (Α2β) και τη Ζώνη φαραγγιού Αγίας Ειρήνης (Α2γ)
- iii. Ζώνη Β: Διατήρησης Παραδοσιακού Τοπίου, όπου εμπεριέχει τη Ζώνη Αράδαινας-Αγίου Ιωάννη (Β1), τη Ζώνη Οροπεδίου Ομαλού (Β2) και τη Ζώνη Αγίας Ρουμέλης (Β3)
- iv. Περιφερειακή Ζώνη Γ: Διατήρησης Φυσικών Πόρων, όπου περιλαμβάνει την υπόλοιπη χερσαία και θαλάσσια περιοχή του Εθνικού Δρυμού



Εικόνα 1.2: Οι ζώνες προστασίας του Εθνικού Δρυμού. [3]

Το πιο σημαντικό τμήμα του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων είναι το φαράγγι της Σαμαριάς. Το φαράγγι τέμνει τον ορεινό όγκο των Λευκών Ορέων με κατεύθυνση Βορρά-Νότου, το οποίο συμβαίνει και με μικρότερα φαράγγια της ευρύτερης περιοχής, όπως της

Αγίας Ειρήνης, της Ίμπρου, της Αράδαινας και του Κλάδου. Το φημισμένο φαράγγι είναι το μεγαλύτερο, όσον αφορά το μήκος του, στην Ευρώπη και αποτελεί τμήμα του Ευρωπαϊκού μονοπατιού πεζοπορίας E4. Το μήκος του φαραγγιού είναι 16 χλμ, το πλάτος του φτάνει τα 300 μέτρα και τα βραχώδη πρανή του έχουν ύψος έως και 1000 μέτρων. Το στενότερο σημείο του βρίσκεται στη θέση ‘Πόρτες’ ή ‘Σιδερόπορτες’ με πλάτος περίπου 3 μέτρων, ενώ τα βραχώδη πρανή στο σημείο αυτό, υψώνονται μέχρι τα 600 μέτρα. Η βόρεια είσοδος του βρίσκεται σε υψόμετρο 1227 μέτρων, στη θέση Ξυλόσκαλο, στο νοτιοανατολικό τμήμα του οροπεδίου του Ομαλού και καταλήγει στο χωριό Αγία Ρουμέλη, στις νότιες ακτές της Κρήτης. Το μήκος της διαδρομής στα όρια του Εθνικού Δρυμού, δηλαδή η απόσταση από το φυλάκιο στο Ξυλόσκαλο έως το φυλάκιο λίγο πριν το παλιό χωριό της Αγίας Ρουμέλης, είναι 12,8 χλμ. Από εκείνο το σημείο μέχρι την παραλιακή Αγία Ρουμέλη είναι επιπλέον 3,2 χλμ. Στο σύνολο το μήκος της διαδρομής είναι 16 χλμ.



Εικόνα 1.3: Οι εντυπωσιακές ‘Πόρτες’[4]

Στα Λευκά Όρη εντοπίζονται περισσότερες από 50 κορυφές με υψόμετρο μεγαλύτερο των 2000 μέτρων, με την ψηλότερη από αυτές να είναι οι Πάχνες (2453μ.). Ορισμένες κορυφές που περιβάλλουν το φαράγγι της Σαμαριάς και οριοθετούν τον πυρήνα του Εθνικού Δρυμού

είναι οι εξής: στα δυτικά βρίσκονται οι κορυφές Γκίγκιλος (2085μ.) και Βολακιάς (2116μ.), στα ανατολικά εντοπίζονται οι κορυφές Αυλημόνακας (1843μ.) και Λίμνη (1905μ.) και στα βόρεια υψώνονται οι κορυφές Πετραδέ (2028μ.), Μελινταού (2133μ.) και Παλιαρέ (1621μ.). Στο φαράγγι καταλήγουν και τα νερά από άλλες 11 μικρότερες χαράδρες με σημαντικότερες το Στρεφομάδι, τα Ποτιστήρια, τα Γέρματα, τον Βολιακά και τον Πρινιά. Επιπλέον, στην περιοχή του Εθνικού Δρυμού έχουν σχηματιστεί αρκετές πηγές, με ορισμένες από αυτές να έχουν νερό όλο τον χρόνο. Οι κυριότερες είναι οι πηγές Λινοσέλι, Φιδόνερο, Νερούτσικο, Συκιάς Ρίζα, Φούρνου και πολλές άλλες. Ένα ακόμα χαρακτηριστικό της περιοχής είναι τα πολλά σπήλαια με πιο γνωστά το σπηλαιοβάραθρο του Τζανή, το Δαιμονόσπηλιο, του Αζερομούρη, του Αγίου Αντωνίου, του Βολιακά και άλλα. Τέλος, η περιοχή φιλοξενεί μεγάλη ποικιλία ειδών χλωρίδας και πανίδας. Αναλυτικά, τα Λευκά Όρη φιλοξενούν περισσότερα από 900 είδη φυτών, καθώς και διάφορα ενδημικά ή σχεδόν ενδημικά είδη και υποείδη ζώων της Κρήτης. Από αυτά τα φυτικά είδη, τα 110 είναι κρητικά ενδημικά και από αυτά, τα 25 φύονται μόνο στα Λευκά Όρη (στενότοπα ενδημικά). Σχετικά με την πανίδα της περιοχής, έχουν καταγραφεί 32 είδη θηλαστικών, με πιο χαρακτηριστικό τον κρητικό αίγαγρο (*Capra aegagrus cretica*) και μοναδικό ενδημικό είδος την κρητική μυγαλή (*Crocidura zimmermanni*), 3 είδη αμφιβίων, 11 είδη ερπετών και περίπου 200 είδη ορνιθοπανίδας.

Η παρούσα διπλωματική εργασία προσεγγίζει τον Εθνικό Δρυμό Λευκών Ορέων από γεωεπιστημονική σκοπιά. Μελέτες με αντικείμενο την λιθοστρωματογραφία, την τεκτονική γεωλογία, την υδρογεωλογία και υδρολογία, τα τρισδιάστατα μοντέλα, τις γεωφυσικές έρευνες, την εδαφολογία, τα απολιθώματα και τους γεώτοπους, ομαδοποιήθηκαν με στόχο την εποπτική παρουσίαση του Εθνικού Δρυμού, η οποία δεν υπάρχει στην βιβλιογραφία. Παράλληλα, η προστασία του φαραγγιού της Σαμαριάς, το οποίο αποτελεί τον πυρήνα του Εθνικού Δρυμού, είναι μείζονος σημασίας, καθώς συνιστά μία περιοχή με τεράστια βιοποικιλότητα και γεωποικιλότητα, συγκεντρώνοντας το ενδιαφέρον της επιστημονικής και εκπαιδευτικής κοινότητας. Με την σωστή προβολή τους είναι δυνατή η πολύπλευρη μόρφωση και κοινωνική ανάπτυξη του τόπου. Ακόμη, το φαράγγι είναι ένα παγκοσμίου φήμης φυσικό αξιοθέατο με αποτέλεσμα να προσελκύει χιλιάδες επισκέπτες κάθε χρόνο συμβάλλοντας στην οικονομική ανάπτυξη τόσο της ευρύτερης περιοχής όσο και του νομού Χανίων. Τέλος, εκτός από το φαράγγι της Σαμαριάς, στον Εθνικό Δρυμό συμπεριλαμβάνονται πολλά ακόμα, λίγοτερο γνωστά, φαράγγια τα οποία αποδεικνύουν περαιτέρω τον φυσικό πλούτο της περιοχής.

Η διπλωματική εργασία αποτελείται από δέκα κεφάλαια, με το πρώτο κεφάλαιο να είναι εισαγωγικό για τον Εθνικό Δρυμό Λευκών Ορέων. Η παρουσίαση των υπολοίπων κεφαλαίων γίνεται ως εξής:

Στο δεύτερο κεφάλαιο επισημαίνονται τα γεωλογικά στρώματα που απαρτίζουν την ευρύτερη περιοχή του φαράγγιού της Σαμαριάς και του οροπεδίου του Ομαλού, καθώς και τα λιθολογικά τους χαρακτηριστικά.

Στο τρίτο κεφάλαιο αναλύεται η επίδραση της τεκτονικής και το πώς συνέβαλε στην διαμόρφωση της γεωμορφολογίας της ευρύτερης περιοχής του Εθνικού Δρυμού.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στα Λευκά Όρη, καθώς και στα φαράγγια της Σαμαριάς και της Αγίας Ειρήνης και στο οροπέδιο του Ομαλού. Παράλληλα διερευνάτε το Μεσογειακό Εποχικό Λιμνίο που βρίσκεται στο οροπέδιο.

Στο πέμπτο κεφάλαιο παραθέτονται τρισδιάστατες αποτυπώσεις των φαραγγιών της Σαμαριάς, της Αγίας Ειρήνης και της Ίμπρου με σκοπό την γεωλογική τους μοντελοποίηση. Επιπλέον, γίνεται εκτίμηση της ευαισθησίας πτώσεων βράχων σε τρισδιάστατο μοντέλο πρηνούς.

Στο έκτο κεφάλαιο αναλύονται οι γεωφυσικές μελέτες που διεξήχθησαν στο οροπέδιο του Ομαλού με σκοπό την χαρτογράφηση του ανθρακικού υποβάθρου και τον εντοπισμό καρστικών δομών.

Στο έβδομο κεφάλαιο προσδιορίζονται τα λιθολογικά και ορυκτολογικά χαρακτηριστικά των εδαφών διαφορετικής γεωλογικής προέλευσης του οροπεδίου του Ομαλού και η συσχέτισή τους με την χημική τους σύσταση.

Στο όγδοο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα απολιθώματα που ανευρέθηκαν εντός του Εθνικού Δρυμού και αποτελούν μέρος της δομής των πετρωμάτων.

Στο ένατο κεφάλαιο αναφέρονται οι περιοχές του Εθνικού Δρυμού που έχουν χαρακτηριστεί ως γεώτοποι και αξιολογήθηκαν με στόχο την σωστή διαχείρισή τους.

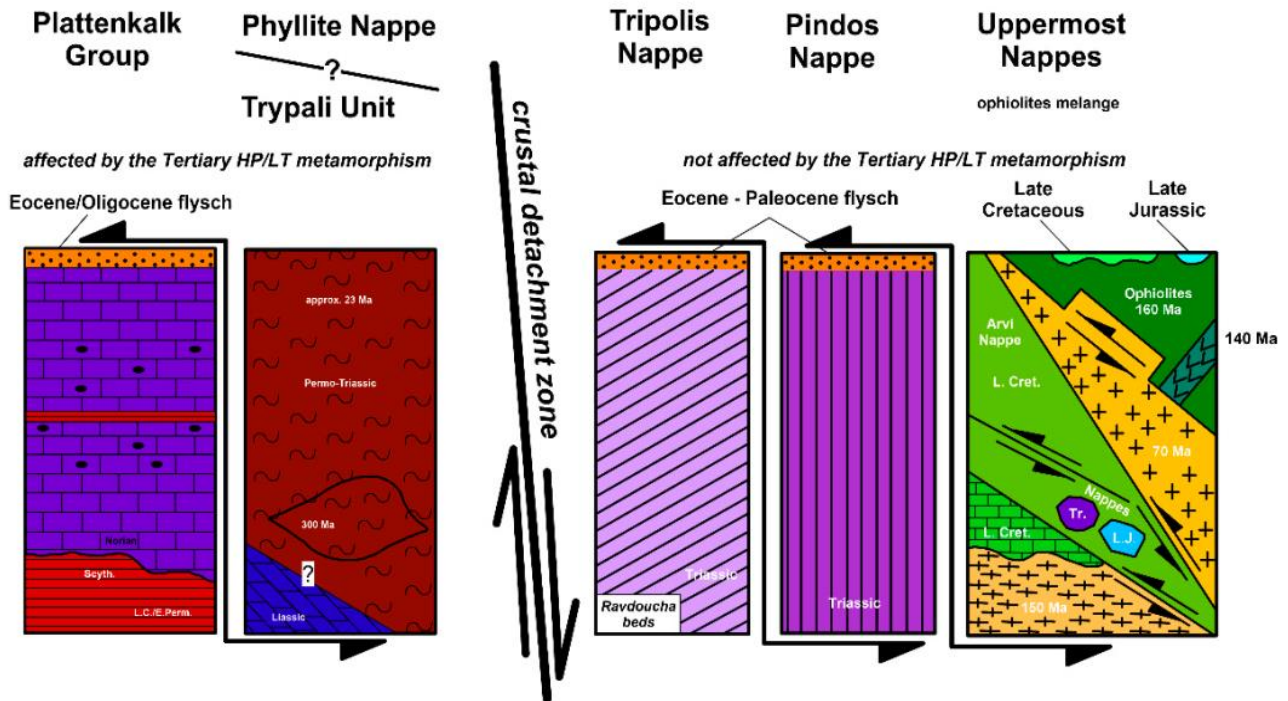
Τέλος, στο δέκατο κεφάλαιο παραθέτονται τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από κάθε κατηγορία ομαδοποίησης.

Κεφάλαιο 2: ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Ένας κλάδος της γεωλογίας είναι η στρωματογραφία, η μελέτη της οποίας συμβάλλει στον προσδιορισμό των γεωλογικών σχηματισμών που απαρτίζουν την ευρύτερη περιοχή του Εθνικού Δρυμού. Συγκεκριμένα, με την λιθοστρωματογραφία καθορίζεται η διαστρωμάτωση των πετρωμάτων με βάση τα λιθολογικά τους χαρακτηριστικά. Οι περιοχές που εξετάστηκαν είναι η ευρύτερη περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς και το οροπέδιο του Ομαλού.

2.1 Εισαγωγή

Η γεωλογική δομή της Κρήτης χαρακτηρίζεται πολύπλοκη, αποτέλεσμα των σύνθετων τεκτονομεταμορφικών διαδικασιών του Αλπικού Ορογενετικού Κύκλου στην ανατολική Μεσόγειο (Μανούτσογλου κ.α., 2001). Όπως έχει αναφερθεί, το νησί συνίσταται από καλύμματα διαφορετικής λιθολογίας και μεταμόρφωσης που συσσωρεύτηκαν προς τα νότια. Η σειρά των καλυμμάτων από το βαθύτερο στο ρηχότερο είναι η ακόλουθη: Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων, Ενότητα Τρυπαλίου, κάλυμμα Φυλλίτη-Χαλαζίτη, κάλυμμα Τριπόλεως, κάλυμμα Πίνδου και Ανώτατα καλύμματα (οφιολιθικό μείγμα-orhiolitic melange). Ιζήματα του Νεογενούς και Τεταρτογενούς υπέρκεινται του καλυμματικού σωρού. Τα καλύμματα που εντοπίζονται στα Λευκά Όρη είναι των Πλακωδών Ασβεστολίθων και του Τρυπαλίου, καθώς και Τεταρτογενείς σχηματισμοί.



Σχήμα 2.1: Τεκτονική τοποθέτηση των τεκτονοστρωματογραφικών ενότητων της Κρήτης (Seidel et al., 1982, τροποποιημένο από Manoutsoglou et al., 2022)

Η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων αποτελεί την βαθύτερη τεκτονική ενότητα της Κρήτης και θεωρείται ότι είναι παραυτόχθονη (Manoutsoglou et al., 2022). Δομείται κυρίως από πετρώματα τα οποία έχουν υποστεί μεταμόρφωση HP-LT (Seidel, 1978; Robertson et al., 1996). Όπως έχει προαναφερθεί η συγκεκριμένη ομάδα πετρωμάτων της Κρήτης αποτέθηκε σε καθεστώς ρηγών υδάτων σε μία μορφή ανθρακικής πλατφόρμας (Manoutsoglou et al., 1995; Soujon et al., 1995) κατά τη διάρκεια μιας περιόδου περίπου 300 εκατομμυρίων χρόνων (Ertling et al., 1972; Bonneau, 1984). Χαρακτηριστικό της Ομάδας αποτελούν οι κονδυλώδεις (μετα)κερατόλιθοι και τα πλακώδη κερατολιθικά στρώματα, τα οποία παρεμβάλλονται σε ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και δολομίτες (Manoutsoglou and Steiakakis, 2012). Η ιζηματογένεση των κλαστικών θαλάσσιων αποθέσεων και νηριτικών (peritic) ανθρακικών πετρωμάτων άρχισε το Ύστερο Πέρμιο, μεταβαίνοντας σταδιακά σε πιο πελαγικά ιζήματα με πυριτικές παρεμβολές (intercalations) από το Ύστερο Ιουρασικό (Fassoulas et al., 2004a). Τα παλαιότερα πετρώματα αποτελούν τα στρώματα του Φόδελε και περιέχουν κλαστικά ιζήματα, μαύρους δολομίτες και ασβεστόλιθους του Ύστερου Πέρμιου. Εντός των δολομιτών εντοπίζονται τοπικά καλά διατηρημένα απολιθώματα κοραλλιών, βραχιόποδων και βρυόζων (Ertling et al., 1972). Τα στρώματα των Σισών υπέρκεινται ομοιόμορφα των πετρωμάτων του Φόδελε και δομούνται από κλαστικούς δολομίτες και ασβεστόλιθους του Ύστερου Πέρμιου (Fassoulas et al., 2004a). Η ιζηματογένεση σταμάτησε

μετά την απόθεση των πετρωμάτων των Σισών μέχρι το Νόριο, όταν αποτέθηκε ένας τυπικός δολομίτης πλούσιος σε στρωματόλιθους και ένας υπερκείμενος ασβεστόλιθος πλούσιος σε ασβεστίτη. Η ασυμφωνία του Ύστερου Νόριου επισημαίνει την επαφή με τους υπερκείμενους αργιλικούς σχιστόλιθους, πλακώδεις δολομίτες και κατακερματισμένους ασβεστόλιθους (στρώματα Γκίγκιλου) (Fassoulas et al., 2004a). Η ηλικία της ενότητας με βάση τα απολιθώματα καθορίζεται σε Ύστερο Πέρμιο έως Ολιγόκαινο (Manoutsoglou and Steiakakis, 2012). Παρόλο που η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων εμφανίζεται σε όλη την Κρήτη, ιδιαίτερα στις ορεινές περιοχές, ολόκληρη η στρωματογραφική ενότητα διατηρείται μόνο στην κεντρική Κρήτη (Fassoulas et al., 2004a). Στις υπόλοιπες περιοχές βρέθηκαν μόνο οι ανώτεροι στρωματογραφικοί ορίζοντες. Οι σχηματισμοί των Φόδελε και Σισών δεν εντοπίζονται στην περιοχή των Λευκών Ορέων. Επίσης, εξαιρετικές εμφανίσεις της Ομάδας αυτής υπάρχουν σε πολλά μεγάλα φαράγγια που έχουν σκαλιστεί από πρόσφατες τομές ποταμών (river incision).

Η Ενότητα Τρυπαλίου εμφανίζεται κυρίως στην δυτική Κρήτη και σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια του Ύστερου Τριαδικού ή του Πρώιμου Ιουρασικού (Karakitsios, 1987). Η ακολουθία παρουσιάζει το μέγιστο πάχος της στην περιοχή των Λευκών Ορέων (περίπου 1000m, Krahel et al., 1983) και μειώνεται προς το δυτικότερο (περίπου 600m, Krahel et al., 1983) και προς το κεντρικό (περίπου 200m, Pomoni-Papaioannou and Karakitsios, 2002) τμήμα της Κρήτης. Η ενότητα αυτή αποτελείται από ασβεστόλιθους, πηλίτες (mudstones), ανακρυσταλλωμένα κροκαλοπαγή, κλαστικά ανθρακικά πετρώματα και δολομίτες Τριαδικού έως Πρώιμου Ιουρασικού (Creutzburg and Seidel, 1975; Φυτρολάκης, 1980). Η λιθολογική εξέλιξη της ενότητας και τα απολιθώματα που ανευρέθηκαν σε αυτή, οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η Ενότητα Τρυπαλίου αποτέθηκε σε μια ρηχή ανθρακική πλατφόρμα, η οποία βρισκόταν ανάμεσα από τις λεκάνες των Πλακωδών Ασβεστολίθων και των Φυλλιτών-Χαλαζιτών (Φυτρολάκης, 1980; Zulauf et al., 2008).

2.2 Γεωλογία Λευκών Ορέων

Στον ορεινό όγκο των Λευκών Ορέων εντοπίζονται ιζήματα Τεταρτογενούς ηλικίας και το αλπικό υπόβαθρο, το οποίο περιλαμβάνει την Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων (υποκείμενη) και την Ενότητα Τρυπαλίου (υπερκείμενη). Η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων αποτελεί μια ανθρακική ακολουθία του Ύστερου Λιθανθρακοφόρου-Ηώκαινου (Ertting et al., 1972), πάχους 5km (Bonneau, 1976), που καλύπτεται από

ασβεστιτικό φλύσχη του Πρώιμου Ολιγόκαινου (Bizon and Thiebault, 1974). Στη δυτική Κρήτη είναι εκτεθειμένο μόνο το Ύστερο Τριαδικό-Πρώιμο Ολιγοκαινικό τμήμα της ακολουθίας (Manutsoglu et al., 2003). Στα Λευκά Όρη και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς, η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων εκτίθεται από τον (στρωματογραφικά ανώτερο) σχηματισμό Καλαβρού (Kalavros) του Πρώιμου Τριτογενούς μέχρι τον σχηματισμό Μαύρη (Mavri) του Νόριου-Πρώιμου Λιασίου (Manutsoglu et al., 2003). Βαθύτερες στρωματογραφικές ενότητες δεν εμφανίζονται στην τομή της Σαμαριάς. Ενδιάμεσα αυτών των σχηματισμών εντοπίζεται ο σχηματισμός Αλόιδες (Aloides), ηλικίας Λιασίου με Ηώκαινου, ο οποίος υποδιαιρείται ανάλογα με την λιθολογία του (Manutsoglu et al., 2003). Το σύνολο της ακολουθίας βρίσκεται σε μη ανεστραμμένη θέση (Soujon et al., 1998).

Πιο συγκεκριμένα, το όρος Γκίγκιλος αποτελείται κυρίως από υπόλευκα έως γκρίζα ασβεστιτικά ή δολομιτικά μάρμαρα, εν μέρει με στρωματολίθους, τα οποία ανήκουν στον σχηματισμό Μαύρη (Manutsoglu et al., 2003). Τα στρώματα του Γκίγκιλου (Φυτρολάκης, 1980) αποτελούν μέλος του σχηματισμού Αλόιδες, έχουν πάχος περίπου 500m και επικαλύπτουν τον σχηματισμό Μαύρη ομοιόμορφα (Manutsoglu et al., 2003). Η βάση και τα ανώτερα τμήματα των στρωμάτων αποτελούνται κυρίως από πολύχρωμους φυλλίτες ή ασβεστιτικούς σχιστόλιθους (calcschists). Το μεσαίο τμήμα των στρωμάτων αποτελείται από ρυθμικές (rhythmic) ακολουθίες από πηλίτες, μετακερατόλιθους και στρώματα μαρμάρων (Manutsoglu et al., 2003).

Στη συνέχεια, η μετάβαση από τα στρώματα του Γκίγκιλου στην επόμενη ακολουθία είναι απότομη και χαρακτηρίζεται από τη διακοπή της εισροής πυριτοκλαστικών ιζημάτων (Manutsoglu et al., 2003). Ο σχηματισμός είναι εμφανής βόρεια της τοποθεσίας Ποριά, βόρεια του καταφυγίου Καλλέργη, όπου έχει αναπτυχθεί μια εναλλαγή από πλακώδη έως λεπτοστρωματώδη μάρμαρα και στρωμάτων ή κονδύλων μετακερατολίθων. Το μεγαλύτερο μέρος της πυριτικής φάσης προήλθε από lithistide πυριτιόσπογγους (Manutsoglu et al., 2003).

Η μετάβαση στο επόμενο μέλος του σχηματισμού Αλόιδες είναι ρευστή και χαρακτηρίζεται από μείωση έως σχεδόν πλήρη έλλειψη στρωμάτων μετακερατολίθων και από αύξηση του πάχους των χονδρόκοκκων στρωμάτων μαρμάρου. Τα στρώματα αυτά με πάχος 150m, καταλήγουν σε λεπτοστρωματώδη έως πλακώδη μάρμαρα χωρίς μετακερατολίθους με πάχος 250m (Manutsoglu et al., 2003).

Η υπερκείμενη ακολουθία χαρακτηρίζεται από αύξηση των μετακερατολίθων και των λεπτών παρεμβολών από μεταπηλίτες ή ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, καθώς και από την εμφάνιση των χαρακτηριστικών πράσινων ασβεστοπυριτικών (calcsiltitic) οριζόντων (Manutsoglu et al., 2003). Βόρεια της Ποριάς το εκτεθειμένο πάχος της ακολουθίας είναι περίπου 80m. Επιπλέον, ολόκληρη η ακολουθία επικαλύπτεται τεκτονικά από σκουρόχρωμους κυψελοειδείς δολομίτες της Ενότητας Τρυπαλίου (Manutsoglu et al., 2003). Ο σχηματισμός Καλαβρού εμφανίζεται μόνο στο φαράγγι του Κλάδου και δομείται από μάργες και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, τα οποία θεωρούνται ο μεταφλύσχος των Λευκών Ορέων (Soujon et al., 1998).

Όσον αφορά την Ενότητα Τρυπαλίου, αποτελεί μια διαδοχή (μετα)ανθρακικών πετρωμάτων, όπως δολοστόλιθοι (dolostones), δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, ανθρακικά λατυποπαγή και μάρμαρα, που παρουσιάζουν διάφορους βαθμούς ανακρυστάλλωσης (Creutzburg and Seidel, 1975). Χαρακτηριστικό της Ενότητας Τρυπαλίου είναι η αφθονία κατακερματισμένων (brecciated) οριζόντων, οι οποίοι αντιπροσωπεύουν υποθαλάσσιους λατυποπαγείς κρήμινους (fault scarp) που σχηματίστηκαν είτε κατά τη διάρκεια κατάρρευσης της ανθρακικής πλατφόρμας της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων κατά το Πρώιμο Ιουρασικό (Hall et al., 1984), ή από κάμψη της προχώρας λίγο πριν την υποβύθιση των πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων κατά το Ηώκαινο έως Ολιγόκαινο (Thomson et al., 1999). Επίσης, η αερόβια καρστική αποσάθρωση στα τέλη του Τεταρτογενούς πιθανώς ευθύνεται για τον πρόσφατο σχηματισμό των ανθρακικών λατυποπαγών και του καρστ του Τρυπαλίου (Pomoni-Papaioannou and Karakitsios, 2002).

2.3 Φαράγγι της Σαμαριάς

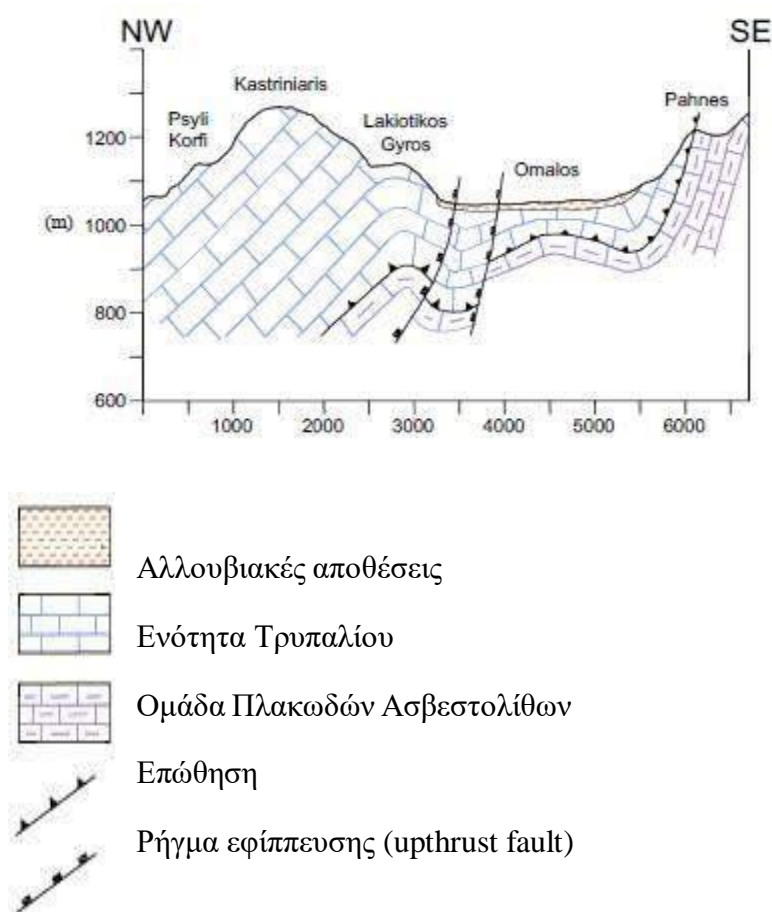
Στην περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς ο στρωματολιθικός δολομίτης είναι εμφανής στην περιοχή της κορυφής του Γκίγκιλου και κατά μήκος της βορειοδυτικής πλευράς του φαραγγιού, σχηματίζοντας ένα μεγάλο αντίκλινο (Fassoulas et al., 2004a). Η κορυφή του Γκίγκιλου απαρτίζεται από δολομιτικούς, άστρωτους, στρωματολιθικούς, ενδολατυποπαγείς και ενδοκροκαλοπαγείς ασβεστόλιθους, οι οποίοι συνιστούν τα παλαιότερα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, και αποτελεί τον πυρήνα της αντικλινικής μεγαλοδομής (Μανούτσογλου κ.α., 2001). Σε αυτή τη περιοχή εντοπίζεται η παχύτερη εμφάνιση των στρωμάτων του Γκίγκιλου στην Κρήτη, τα οποία διαβρώνονται ευκολότερα

διότι η μεγαλοδομή βυθίζεται προς τα βορειοανατολικά αλλά και λόγω της σύστασής τους (Μανούτσογλου κ.α., 2001). Πλακώδεις δολομίτες και σχιστόλιθοι αναπτύσσονται στη βόρεια πλευρά του φαραγγιού της Σαμαριάς, στην περιοχή του Ξυλόσκαλου και εκτείνονται από την κορυφή του Γκίγκιλου, προς τα βόρεια, μέχρι τα βορειοανατολικά Λευκά Όρη και το χωριό Σαμαριά, προς τα νότια (Fassoulas et al., 2004a). Επιπλέον, στο βόρειο και δυτικό τμήμα της περιοχής του φαραγγιού εντοπίζονται γκρίζα και λευκά δολομιτικά μάρμαρα με ένα βιτουμενιούχο δολομιτικό ορίζοντα με πάχος 2-3m, ενώ στη νοτιοδυτική περιοχή του φαραγγιού διακρίνονται οι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι της Ενότητας Τρυπαλίου με πάχος έως 50m, όπου η επαφή τους με το υποκείμενο σύστημα των Πλακωδών Ασβεστολίθων είναι τεκτονική και συνοδεύεται από τεκτονικό λατυποπαγές, το πάχος του οποίου υπερβαίνει τοπικά τα 2m (Μανούτσογλου κ.α., 2001). Τέλος, στην έξοδο του φαραγγιού διακρίνονται Τεταρτογενείς σχηματισμοί, οι οποίοι χωρίζονται σε κατώτερους και ανώτερους. Οι κατώτεροι Τεταρτογενείς σχηματισμοί περιλαμβάνουν μάργες, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή, ενώ οι ανώτεροι Τεταρτογενείς αποτελούνται από αμμώδεις μάργες, αργίλους, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή, με σημαντικό πάχος (Manoutsoglou et al., 2022). Οι σχηματισμοί αυτοί επηρεάζονται από έντονη τεκτονική δραστηριότητα.

Με βάση τη γεωλογία της ευρύτερης περιοχής του φαραγγιού της Σαμαριάς κατασκευάστηκαν τρία γεωλογικά μοντέλα (Manoutsoglou et al., 2022). Το πρώτο μοντέλο βασίστηκε στην μελέτη των Τάταρη και Χριστοδούλου (1965), το δεύτερο σε αυτή των Παυλάκη και Περλέρος (2015) και το τρίτο έλαβε υπόψη τα δεδομένα των Manoutsoglou et al. (1999) και των Μανούτσογλου κ.α. (2001), οι οποίοι εξετάζουν την μελέτη των Soujon et al. (1998). Από την συσχέτιση των γεωλογικών-λιθολογικών σχηματισμών των μοντέλων εξήχθη το συμπέρασμα ότι το τρίτο μοντέλο (βλέπε 5.4, σχήμα 5.5) είναι πιο ακριβές, καθώς η εμφάνιση της Ενότητας Τρυπαλίου στο νοτιοδυτικό τμήμα του φαραγγιού που προτείνεται, επιβεβαιώνεται από παρατηρήσεις πεδίου (Manoutsoglou et al., 2022).

2.4 Οροπέδιο του Ομαλού

Το οροπέδιο του Ομαλού καλύπτεται από καρστικά ανθρακικά πετρώματα της Ενότητας Τρυπαλίου, η οποία βρίσκεται πάνω από την Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων και σχηματίζει μία ξεχωριστή υδρογεωλογική δομή στην περιοχή με έντονη καρστικοποίηση (Steiakakis et al., 2013). Το υπερκείμενο Τεταρτογενές αλλούβιο θεωρείται ότι είναι αποτέλεσμα αρκετών αποθέσεων των αλλουβιακών ριπιδίων. Καλύπτει μια εκτεταμένη περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού και αποτελεί το υπέδαφος της λιμνοδεξαμενής της περιοχής. Επιπλέον, καρστικά χαρακτηριστικά, όπως δολίνες είναι εμφανή στην ευρύτερη περιοχή και κυρίως στο βόρειο τμήμα του οροπεδίου (Steiakakis et al., 2013). Υπολογίστηκε ότι το μέγιστο πάχος της Ενότητας Τρυπαλίου, κάτω από το οροπέδιο, είναι τα 50m (Μανούτσογλου κ.α., 2015), ενώ μετά από γεωφυσικές έρευνες προσδιορίστηκε ότι το μέγιστο πάχος των υπερκείμενων σχηματισμών του ανθρακικού υποβάθρου ισούται με 115m (Βαφείδης κ.α., 2004). Επιπλέον, το πάχος των μετα-Μεσοζωικών αποθέσεων στο κέντρο της πόλης εκτιμήθηκε σε 40-130m (Μανούτσογλου κ.α., 2015).



Σχήμα 2.2: Γεωλογική τομή της περιοχής του οροπεδίου του Ομαλού (Steiakakis et al., 2011, τροποποιημένο από Steiakakis et al., 2013)

Από την γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής αναγνωρίστηκαν στρώματα μετάβασης προς το φλύσχη (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Ειδικότερα, πολύχρωμοι σιπολίτες και τμήματα του φλύσχη που αποτελούνται από εναλλασσόμενα στρώματα ασβεστιτικών σχιστολίθων και ασβεστοφυλλιτών, πάχους μερικών μέτρων και με βυσσινί ή τεφροπράσινο χρώμα. Επίσης, στην Ενότητα Τρυπαλίου κυριαρχούν τα έντονα κατακερματισμένα μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα (κυρίως δολομίτες), όπου σε πολλά σημεία χαρακτηρίζονται ως ραουβάκες (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Εντός του σχηματισμού διακρίνεται ένας ή και περισσότεροι επαναλαμβανόμενοι δολομιτικοί ορίζοντες, έντονα κατακερματισμένοι, μαύρου χρώματος και με σχετικά μεγάλο πάχος. Τέλος, η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων ξεχωρίζει λόγω των κερατολιθικών ενδιαστρώσεων ή βολβών που εντοπίζονται μεταξύ των λεπτοπλακωδών μαρμάρων (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Η μετάβαση στον μεταφλύσχη υποδεικνύεται από τις σιπολίτες.

2.5 Συμπεράσματα

Το φαράγγι της Σαμαριάς αντιπροσωπεύει το γεωλογικό προφίλ της περιοχής, αναδεικνύοντας τους γεωλογικούς σχηματισμούς της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, η οποία είναι η κατώτερη παραυτόχθονη ομάδα από όλες τις ακολουθίες που δομούν τον πυρήνα των Λευκών Ορέων, καθώς και τους μεγάλους ορεινούς όγκους της Κρήτης (Manoutsoglou et al., 2022). Η περιοχή γύρω από το φαράγγι της Σαμαριάς δομείται από πετρώματα αυτής της Ομάδας, και συγκεκριμένα του σχηματισμού Μαύρη (Νόριου-Λιασίου) έως την κορυφή του σχηματισμού Αλόιδες (Ηώκαινου) (Manoutsoglou et al., 2003), καθώς και από πετρώματα της υπερκείμενης Ενότητας Τρυπαλίου. Οι δύο ενότητες του αλπικού υποβάθρου στην ευρύτερη περιοχή παρουσιάζουν διαφορετικά λιθολογικά χαρακτηριστικά (Manoutsoglou et al., 2022). Συγκεκριμένα, στην Ενότητα Τρυπαλίου επικρατούν έντονα κατακερματισμένα και καρστικοποιημένα κυρίως ανθρακικά πετρώματα, τα οποία σε πολλές θέσεις εμφανίζουν κυψελώδη υφή που θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ραουβάκες. Αντιθέτως, οι κερατολιθικές ενδιαστρώσεις ή/και βολβοί στα λεπτοστρωματώδη μάρμαρα αποτελούν το χαρακτηριστικό γνώρισμα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Manoutsoglou et al., 2022).

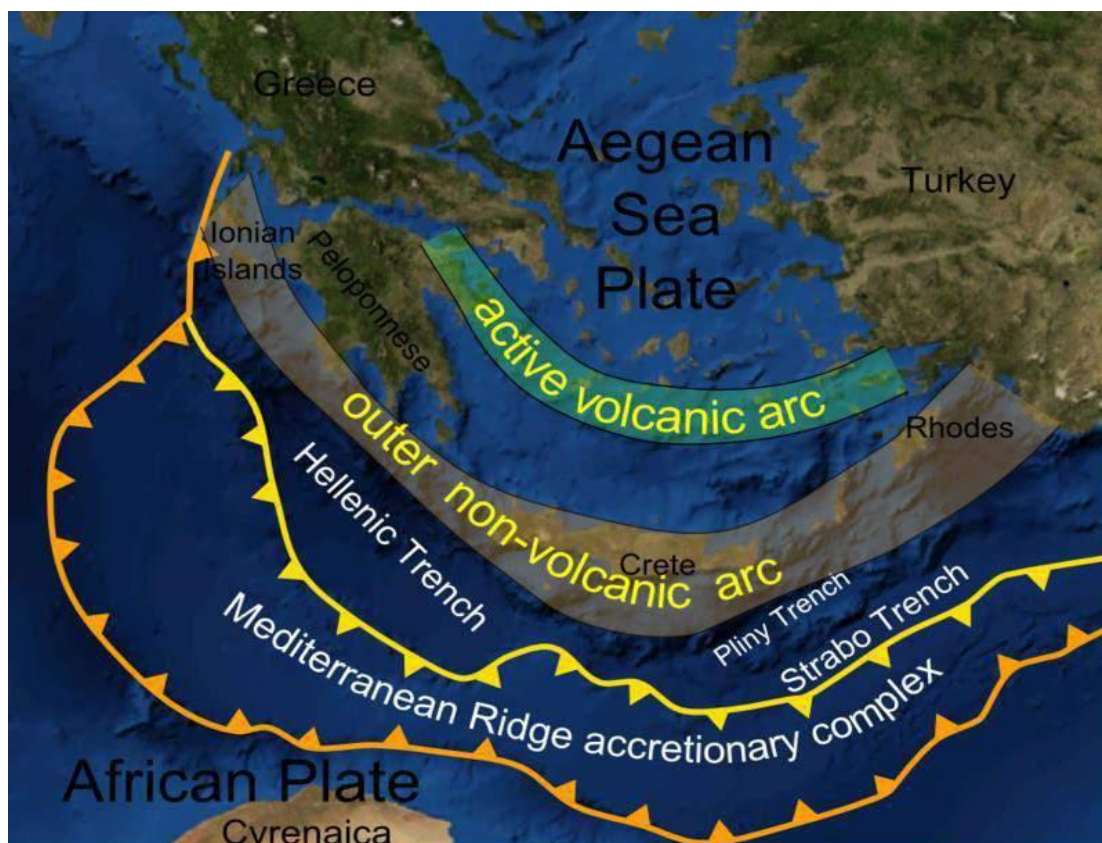
Κεφάλαιο 3: ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Ένα βασικό κομμάτι της γεωεπιστημονικής προσέγγισης του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων είναι η τεκτονική της περιοχής. Μέσω της τεκτονικής μελέτης της δομής της Δυτικής Κρήτης υπάρχει η δυνατότητα περιγραφής της διαδικασίας ορογένεσης των Λευκών Ορέων και συνεπώς του Εθνικού Δρυμού, αλλά και της παραμόρφωσης που υπέστησαν στην διάρκεια εκατομμυρίων χρόνων. Στην συνέχεια θα γίνει προσπάθεια προσέγγισης του πολύπλοκου τεκτονικού καθεστώτος της περιοχής μέσα από την ανάλυση και σύνθεση δεκάδων επιστημονικών εργασιών που πραγματοποιήθηκαν τις τελευταίες κυρίως δεκαετίες στην περιοχή της τεκτονικής των πετρωμάτων που δομούν την Δυτική Κρήτη.

3.1 Εισαγωγή

Οι Εξωτερικές Ελληνίδες αναπτύχθηκαν στο ΒΑ περιθώριο της μικροπλάκας της Απουλίας και αποτελούν το δυτικό και πιο νότιο τμήμα της Ελληνικής Ορογενετικής Ζώνης (Dornsiepen et al., 2001). Δομούνται κυρίως από καλύμματα με διαφορετική λιθολογία και μεταμόρφωση, που επικάθησαν προς τα νότια στην Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Plattenkalk Group) κατά τη διάρκεια μιας τεκτονικής συμπίεσης, διεύθυνσης B-N, κατά το Ολιγόκαινο/Πρώιμο Μειόκαινο (Dornsiepen et al., 2001). Στην Κρήτη η Ομάδα αυτή, αποτέθηκε σε καθεστώς ρηχών υδάτων σε μία ανθρακική πλατφόρμα (Manutsoglu et al., 1995; Soujon et al., 1995). Το νησί της Κρήτης είναι μέρος του Ελληνικού ορογενούς που σχηματίστηκε κατά τη σύγκλιση (convergence) της Ευρωπαϊκής και της Αφρικανικής πλάκας στο τέλος της Τριτογενούς περιόδου (Tertiary) με τον συνολικό ρυθμό σύγκλισης να είναι περίπου 35-40 mm/έτος (Reilinger et al., 2010) (Fassoulas et al., 2004a). Παραμορφώνεται ακόμη και σήμερα ως αποτέλεσμα της καταβύθισης της Αφρικανικής πλάκας νότια του νησιού, καθώς και της εξώθησης (extrusion) της πλάκας της Ανατολίας (Meijer and Wortel, 1997) (Εικόνα 3.2). Ειδικότερα, τα χερσαία ιζήματα καταγράφουν μία περίοδο βύθισης και ανάπτυξης λεκανών κατά το Μέσο και το Ύστερο Μειόκαινο με μια αλλαγή σε ταχεία ανύψωση στις αρχές του Πλειόκαινου, ακολουθούμενη από βραδύτερη μακροχρόνια ανύψωση που συνεχίζεται μέχρι σήμερα (Le Pichon and Angelier, 1981). Μέσω αυτών των διεργασιών δημιουργήθηκαν υψηλές ορεινές περιοχές και βαθιές

κοιλάδες, όπως η τεκτονική τάφρος (graben) της Γαύδου. Η κατακόρυφη μετατόπιση μεταξύ της τάφρου της Γαύδου και των Λευκών Ορέων φτάνει τα 5km, υποδηλώνοντας τόσο κατακόρυφη υποχώρηση όσο και ανύψωση (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Ενδείξεις για την μακροχρόνια ανύψωση της Δυτικής Κρήτης προέρχονται από ποτάμια στη νότια ακτή που χάραξαν τα πετρώματα της περιοχής, καθώς η σχετική στάθμη της θάλασσας μειώθηκε, με αποτέλεσμα την δημιουργία βαθιών, στενών φαραγγιών. Για παράδειγμα, το φαράγγι της Σαμαριάς, το οποίο διαπερνά τα Λευκά Όρη, στο στενότερο σημείο του έχει πλάτος περίπου 3m και σε ορισμένα σημεία έχει βάθος εκατοντάδων μέτρων (Shaw, 2012). Το πιο πρόσφατο και ξεχωριστό χαρακτηριστικό της ανύψωσης των πετρωμάτων είναι η άνοδος κατά 9m των ακτών στη νοτιοδυτική Κρήτη ως αποτέλεσμα του σεισμού του 365 μ.Χ. (Stiros, 2001). Οι νεοτεκτονικές μελέτες και οι αναλύσεις αναβαθμίδων έχουν δείξει ότι η Κρήτη διαχωρίζεται σε τεκτονικά μπλοκ τα οποία μετατοπίστηκαν και ενεργοποιήθηκαν ανεξάρτητα το ένα από το άλλο στο πέρασμα του χρόνου, προκαλώντας διαφορετικούς ρυθμούς ανύψωσης και βύθισης σε όλο το νησί (Papanikolaou, 1988).



Εικόνα 3.1: Τοποθεσία της Ελληνικής Ζώνης Υποβύθισης και τα επιφανειακά χαρακτηριστικά της. Διακρίνονται το ενεργό ηφαιστειακό τόξο (active volcanic arc), το εξωτερικό μη-ηφαιστειακό τόξο (outer non-volcanic arc) στο οποίο ανήκει η Κρήτη, η Ελληνική τάφρος (Hellenic Trench) και η Μεσογειακή ράχη (Mediterranean Ridge).
[5]

Η Κρήτη παρουσιάζει μια ποικιλία μεταμορφωμένων ιζηματογενών και ηφαιστειακών ενοτήτων που αντιπαρά τίθενται με επωθητική ρηγμάτωση (thrust faulting) κατά τη διάρκεια του Ολιγόκαινου και στη συνέχεια λεπτύνθηκαν από πρόσφατα και ακόμα ενεργά, κανονικά ρήγματα (Rahl et al., 2004). Αυτή η τεκτονική λέπτυνση έχει εκταφιάσει υψηλής πίεσης – χαμηλής θερμοκρασίας (HP-LT) μεταμορφικά πετρώματα, τα οποία μεταμορφώθηκαν σε βάθος περίπου 35km πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα. Επομένως, το νησί παρέχει ένα εξαιρετικό εργαστήριο για τη μελέτη των διεργασιών και των συνεπειών της συγκλίνουσας επέκτασης (Rahl et al., 2004).

Η γεωλογική δομή της Κρήτης αντιπροσωπεύεται από μια συσσωρευμένη καλυμματική ακολουθία (nappe-pile) που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της Αλπικής Ορογένεσης, κάτω από ένα γενικό καθεστώς συμπίεσης που συνδέεται με τη σύγκλιση των πλακών (Kilias et al., 1994). Από το Τριτογενές μέχρι πρόσφατα, η σύγκλιση των πλακών προκάλεσε τη μετανάστευση προς τα νότια του ορίου σύγκλισης μέχρι τη σημερινή θέση που βρίσκεται κατά μήκος της μεσαίας ζώνης της ανατολικής Μεσογείου (Μεσογειακή ράχη) (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ten Veen and Kleinspehn, 2003). Η μετανάστευση αυτή, εξελίσσεται μέσω πολύπλοκων διαδικασιών που έχουν επηρεάσει το γεωλογικό και τεκτονικό περιβάλλον της γύρω περιοχής (Pavlaki et al., 2013). Τα κατώτερα καλύμματα, καταγράφουν μεταμόρφωση HP-LT στα τέλη του Ολιγόκαινου, που συνδέεται με την συσσώρευση των καλυμμάτων (nappe-stacking) και την καταβύθιση των ιζημάτων (Seidel et al., 1982; Theye et al., 1992; Jolivet et al., 1996).

Η παραμόρφωση (deformation) που σχετίζεται με την υποβύθιση (subduction), καταβύθιση (underplating) και ανάδυση (exhumation) παρατηρείται σε αρκετά από τα κατώτερα καλύμματα (Fassoulas et al., 2004a). Δομικά, το πιο ρηχό κάλυμμα υψηλής πίεσης είναι η ενότητα Φυλλιτών Χαλαζιτών, ένα σύνολο ιζηματογενών πετρωμάτων του Ύστερου Λιθανθρακοφόρου (Late Carboniferous) έως του Ύστερου Τριαδικού (Late Triassic), που αποτελείται κυρίως από κλαστικά ιζήματα πυριτικής σύστασης, πλούσια σε χαλαζία, με ελάχιστη συμμετοχή ασβεστολίθων, γύψους και ηφαιστειακά πετρώματα (Krahl et al., 1983). Η ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών υπέστη σημαντική παραμόρφωση, όπως υποδεικνύεται από μεσαίας κλίμακας πτυχές (folds), από μία διάχυτη σχεδόν οριζόντια φύλλωση (subhorizontal foliation) και από θραυστιγενείς ζώνες διάτμησης (brittle shear zones) (Fassoulas et al., 2004a). Η βαθύτερη και πιο εκτεταμένη τεκτονοστρωματογραφική ενότητα είναι των Πλακωδών Ασβεστολίθων, αποτελούμενη από μετα-ανθρακικά πετρώματα του Περμίου έως Ολιγόκαινου (Fassoulas et al., 2004a). Η ενότητα αυτή, έχει ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύει το ιζηματογενές τμήμα μιας

ηπειρωτικής πλατφόρμας (Απουλία), η οποία υπερκαλύφθηκε από τα πιο εσωτερικά καλύμματα των Ελληνίδων της ηπειρωτικής Ελλάδας κατά τη διάρκεια της σύγκλισης του Τριτογενούς (Fassoulas et al., 2004a).



Εικόνα 3.2: Το γεωδυναμικό καθεστώς της περιβάλλουσας περιοχής της Κρήτης (Παυλάκη, 2006), το οποίο περιγράφεται ως μία αριστερόστροφη συνεχής σύνθετη μετατόπιση του συστήματος πλακών (Pavlaki et al., 2013)

3.2 Γεωλογικό και τεκτονικό υπόβαθρο της Δυτικής Κρήτης

Η Δυτική Κρήτη βρίσκεται εντός του αναδυόμενου εξωτερικού πρόσθιου τόξου του Ελληνικού τόξου, που χαρακτηρίζεται από υψηλούς ρυθμούς τεκτονικής δραστηριότητας και σεισμικότητας (McKenzie, 1978; Shaw et al., 2008; Chatzaras et al., 2013). Η γεωλογία της περιοχής είναι πολύπλοκη και αποτελείται από μία επωθημένη ακολουθία καλυμμάτων που σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς (περίπου 10 εκατ. χρόνια πριν) υπό καθεστώς συμπίεστικής τεκτονικής, που σήμερα είναι ανενεργό (Greiling, 1982; Fassoulas, 1998). Τα καλύμματα αυτά, από το κατώτερο προς το ανώτερο είναι: Τρυπαλίου και Φυλλιτών-Χαλαζιτών, που βρίσκονται πάνω από του Πλακώδεις Ασβεστολίθους και τα οποία επηρεάστηκαν από την μεταμόρφωση-HP και συνθέτουν τις κατώτερες τεκτονικές ενότητες. Στις ανώτερες τεκτονικές ενότητες συμπεριλαμβάνονται τα καλύμματα της Τρίπολης και της Πίνδου, τα οποία υπέρκεινται των προαναφερθέντων καλυμμάτων, δεν έχουν υποστεί μεταμόρφωση-HP και αναφέρονται αθροιστικά ως καλυμματικά φύλλα (cover thrust sheets) (Seidel et al., 1982; Bonneau, 1984). Πάνω από τον καλυμματικό σωρό βρίσκεται μία ιζηματογενής ακολουθία του Νεογενούς-Τεταρτογενούς.

Το σημερινό τεκτονικό καθεστώς παράγει κινήσεις από μεγάλα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση B-N ή A-Δ και μικρότερα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση BBA-NNΔ ή ΔΒΔ-ΑΝΑ (Caputo et al., 2010; Mountrakis et al., 2012). Αυτό το τεκτονικό πλαίσιο σχετίζεται με την οπισθοδρόμηση της πλάκας (slab rollback) στο Αφρικανικό περιθώριο (συμπίεστικές δυνάμεις), καθώς και με την παράλληλη προς το τόξο έκταση της μικροπλάκας της Ανατολίας (εκτατικές δυνάμεις) (Drooger and Meulenkamp, 1973; Royden, 1993; Wegmann, 2008). Επιπλέον, οι ενεργές γεωδυναμικές διεργασίες της περιοχής συμβάλλουν στην ενεργή τεκτονική παραμόρφωσή της, που συνδέεται με έντονη σεισμική δραστηριότητα. Συγκεκριμένα, η σεισμική δραστηριότητα που σχετίζεται με επιφανειακούς σεισμούς, είναι σημαντική στη θαλάσσια περιοχή που εκτείνεται ΝΔ της δυτικής Κρήτης και συνδέεται στενά με τρία υποθαλάσσια ρήγματα (Παυλάκη, 2006). Τέλος, από την μελέτη θαλάσσιων αναβαθμίδων στη Δυτική Κρήτη, προσδιορίστηκε ότι η ανύψωση κατά μήκος της νότιας ακτής συντελείται με ρυθμούς έως και 6 mm/yr (Pirazzoli et al., 1982).

3.3 Λευκά Όρη και ευρύτερη περιοχή

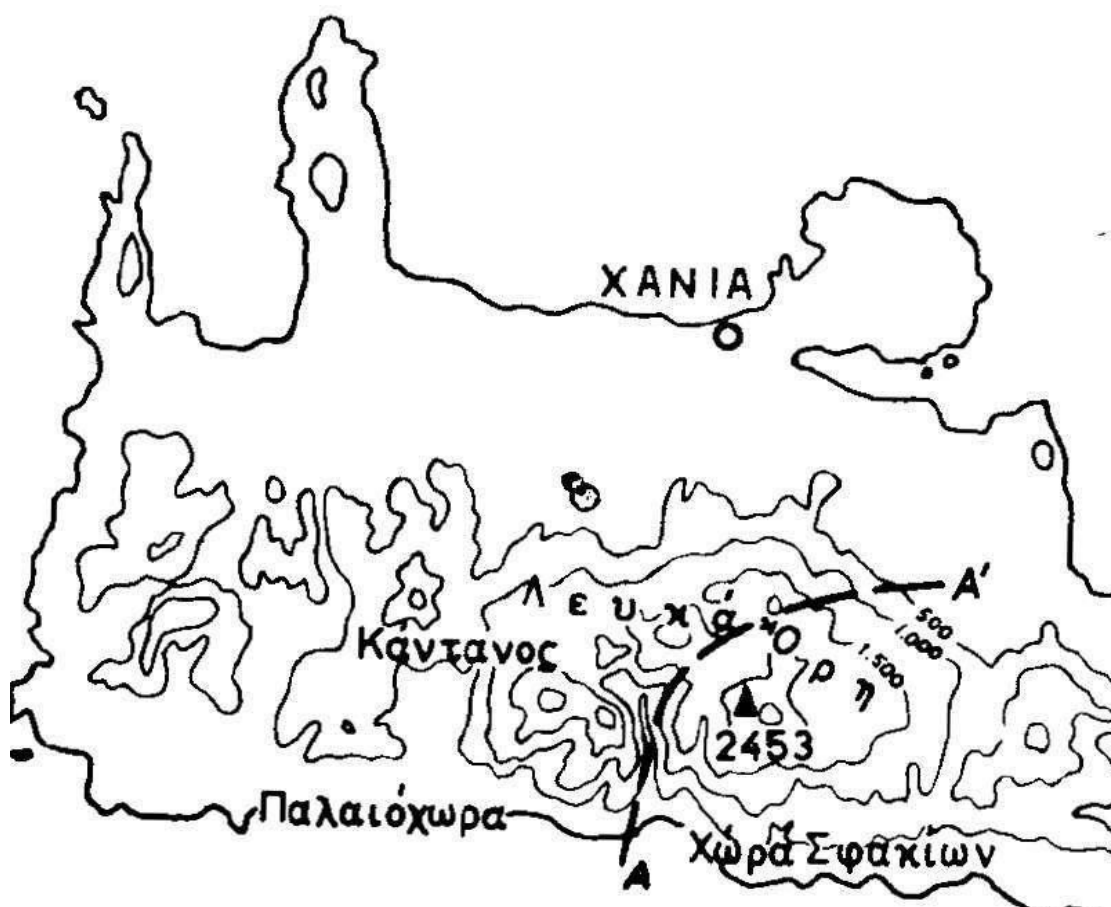
Τα Λευκά Όρη αντιπροσωπεύουν ένα μεγάλο τεκτονικό παράθυρο που δημιουργήθηκε από διεργασίες ανύψωσης, οι οποίες συνδέονται με την ανάδυση των κατώτερων τεκτονικών καλυμμάτων και της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων. Τα Λευκά Όρη δομούνται από ανθρακικά κυρίως και κατακερματισμένα (fractured) πετρώματα, η λιθολογία των οποίων, σε συνδυασμό με τις τεκτονικές διεργασίες (κυρίως την ανύψωση) και τις υψηλές βροχοπτώσεις, έχουν συμβάλει στην ευρεία καρστική ανάπτυξη. Αποτελέσματα της καρστικοποίησης είναι μία εντυπωσιακή ποικιλία από καρστικές γεωδομές, όπως σπήλαια, φαράγγια, οροπέδια, κοιλάτες (potholes) και μεγάλους υδροφορείς (Pavlaki et al., 2013). Τα ανθρακικά πετρώματα που δομούν τα Λευκά Όρη καταγράφουν χαμηλότερες θερμοκρασίες μεταμόρφωσης (περίπου 270°C; Rahl et al., 2005) σε σχέση με τους Πλακώδεις Ασβεστόλιθους της Κεντρικής Κρήτης, οι οποίες μειώνονται από βορρά προς νότο (Soujon and Jacobshagen, 2001).

Τα βουνά οριοθετούνται από τα κανονικά ρήγματα F1, F4 με διεύθυνση Α-Δ και F2, F3 με διεύθυνση Β-Ν (Pavlaki et al., 2013). Η γεωμετρία και η μορφοτεκτονική τους ανάπτυξη υποδεικνύει ότι δημιουργήθηκαν ως δομές παραμόρφωσης, κατά τη διάρκεια των επωθητικών γεγονότων του Ύστερου Ολιγόκαινου – Πρώιμου Μειόκαινου. Τα ρήγματα επανενεργοποιήθηκαν σε όλες τις επακόλουθες φάσεις ώστε να ανυψωθούν τα βουνά (Pavlaki et al., 2013).

Η τεκτονική της περιοχής των Λευκών Ορέων χαρακτηρίζεται πολύπλοκη, με τις πτυχώσεις να επικρατούν έναντι των ρηγμάτων (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1965). Οι πτυχές διακρίνονται σε εκείνες που έχουν άξονα διεύθυνσης Α-Δ και σε εκείνες με άξονα Β-Ν, με αποκλίσεις διεύθυνσεως ΑΒΑ-ΔΝΔ και ΒΒΑ-ΝΝΔ. Η περιοχή αυτή, αποτελεί ένα τεράστιο αντίκλινο, του οποίου η αξονική γραμμή φαίνεται στο σχήμα 3.1. Το πλάτος του αντικλίνου είναι μεγαλύτερο των 1000m. Στον περιβάλλοντα χώρο του μεγάλου καρστικού κοιλώματος του Ομαλού, το μεγαλύτερο μέρος του ΒΔ σκέλους (limb) του αντικλίνου επικαλύπτεται τεκτονικά από πετρώματα της Ενότητας Τρυπαλίου (Manutsoglu et al., 2003). Ο πυρήνας του αντικλίνου δομείται από στρωματολιθικούς δολομίτες και ασβεστιτικά μάρμαρα του σχηματισμού Mavri (Soujon et al., 1998). Στα νότια, αυτά τα μάρμαρα περιορίζονται από μία απότομη, θραυστιγενής τεκτονική επαφή, η οποία εντοπίζεται σε μήκος αρκετών χιλιομέτρων. Το ΝΑ σκέλος του αντικλίνου διακόπτεται

από το φαράγγι της Σαμαριάς (Manutsoglu et al., 2003). Επίσης, οι διευθύνσεις των ρηγμάτων στη περιοχή είναι κυρίως παράλληλες με τους άξονες των πτυχών. Εκτός αυτού, παρατηρήθηκαν ορισμένες κάμψεις των νεογενών στρωμάτων με τη διεύθυνση του άξονα να είναι Β 60° Δ, οι οποίες οφείλονται είτε στην επίδραση νεότερων μεταλκικών πτυχωσιγενών δυνάμεων είτε στην επίδραση μετα-πλειοκαινικών ρηγμάτων αυτής της διεύθυνσης (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1965). Τέλος, στο δυτικό τμήμα των Λευκών Ορέων, στο δυτικό πρηνές της κορυφής του Βολακιά, η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων είναι πτυχωμένη με τους υπερκείμενους ασβεστόλιθους της Ενότητας Τρυπαλίου (Creutzburg, 1958).

Η ύπαρξη αναβαθμίδων επιβεβαιώνει τις κινήσεις της περιοχής κατά την Τεταρτογενή περίοδο (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1965). Διακρίνονται σε παλαιότερες και νεότερες της συγκεκριμένης περιόδου. Οι παλαιότερες αναβαθμίδες παρατηρούνται κυρίως εντός των κοιλάδων και κοντά στις νότιες ακτές της Κρήτης και είναι χειμαρρώδους προέλευσης. Η πιο παλιά αναβαθμίδα βρίσκεται στην περιοχή της Αγίας Ρούμελης και κοντά στην έξοδο του φαραγγιού του Κλάδου, με το ύψος της να φτάνει τα 30-40m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Ρήγματα νεότερης ηλικίας, γενικής διεύθυνσης Α-Δ, επηρέασαν τις παλαιότερες αναβαθμίδες (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1965).



Σχήμα 3.1: Η αξονική γραμμή του αντικλίνου των Λευκών Ορέων (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1965)

Από την ποσοτική και ποιοτική ανάλυση γεωπαραγόντων της περιοχής σχετικά με την γεωλογία, την τεκτονική, την γεωμορφολογία, το κλίμα, την υδρογεωλογία και τις μηχανικές ιδιότητες των υλικών υποδεικνύεται η συμβολή της αλληλεπίδρασής τους στην διαμόρφωση των γεωλογικών και τεχνικογεωλογικών συνθηκών (Pavlaki et al., 2013). Τα κυριότερα χαρακτηριστικά που επιβεβαιώνουν το παραπάνω είναι:

1. Ο βασικός παράγοντας ελέγχου της γεωμορφολογικής εξέλιξης της περιοχής είναι μία τεκτονική ανύψωση/μηχανισμός διάβρωσης.
2. Το σύγχρονο πεδίο τάσεων διεύθυνσης Α-Δ συμβάλλει στη διαμόρφωση πολλών διεργασιών και γεωδομών, ιδιαίτερα στην επανενεργοποίηση των νεοτεκτονικών ρηγμάτων, στον σχηματισμό των φαραγγίων με διεύθυνση Β-Ν και στις υπόγειες ροές νερού κατά μήκος των συμβατών ρηγμάτων Β-Ν.
3. Οι μεγάλες ζώνες ρηγμάτων επηρεάζουν την δημιουργία ισχυρών ολισθήσεων πρηνών που συνδέονται με γεγονότα αστοχίων, υποβάθμιση της ποιότητας της βραχώμαζας και τις υπόγειες ροές νερού.

3.4 Τεκτονική και λεκάνες απορροής

Η γεωμορφομετρία των λεκανών απορροής στην ευρύτερη περιοχή των Λευκών Ορέων μπορεί να καθορίσει την σχετική σημασία της τεκτονικής παραμόρφωσης ή της διάβρωσης στην εξέλιξη του τοπίου (Segura et al., 2007). Σε περιφερειακή κλίμακα, η ανάλυση γεωμορφικών δεικτών για δίκτυα ρεμάτων, μορφολογία λεκανών απορροής και την κατάσταση του ανάγλυφου μπορεί να είναι χρήσιμη στον χαρακτηρισμό της γεωμορφομετρίας των λεκανών (Abrahams, 1984; Reddy et al., 2004). Στόχος είναι ο προσδιορισμός των λεκανών απορροής που βρίσκονται υπό υψηλό βαθμό τεκτονικού ελέγχου, το οποίο επιτυγχάνεται με την απομόνωση των τεκτονικών πληροφοριών που παρέχονται από κάθε γεωμορφικό δείκτη (Argyriou et al., 2017).

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε περιλαμβάνει την ποσοτική ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου και των λεκανών απορροής (Argyriou et al., 2017). Πιο αναλυτικά, το υδρογραφικό δίκτυο εξήχθη με χρήση εργαλείων από λογισμικό GIS. Για την ποσοτική ανάλυση του δικτύου χρησιμοποιήθηκε ο πρώτος νόμος του Horton, σύμφωνα με τον οποίο όσο μεγαλύτερη είναι η τάξη των ρεμάτων, τόσο μικρότερος είναι ο αριθμός των αναμενόμενων ρεμάτων. Σε αντίθετη περίπτωση, εντός της λεκάνης υπάρχει περιφερειακή ανύψωση (Chopra et al., 2005). Επιπλέον, υπολογίστηκαν βασικά μορφολογικά χαρακτηριστικά των λεκανών απορροής, όπως η περίμετρος, το μήκος και η έκτασή τους, τα οποία χρησιμεύουν για την εκτίμηση δεικτών (Argyriou et al., 2017). Τέτοιοι δείκτες είναι ο λόγος επιμήκυνσης, ο συντελεστής σχήματος, η κυκλικότητα της λεκάνης, ο δείκτης σχήματος της λεκάνης απορροής, και άλλοι. Έπειτα, πραγματοποιήθηκε αξιολόγηση του ανάγλυφου εντός των λεκανών με χρήση του λόγου ανάγλυφου και του σχετικού ανάγλυφου για την καλύτερη κατανόηση της φυσιογραφικής τους φύσης και κατά πόσο το ανάγλυφο επηρεάζει το μοτίβο του υδρογραφικού δικτύου (Argyriou et al., 2017). Ακολούθως, προσδιορίστηκε ο τρόπος ανάπτυξης του υδρογραφικού δικτύου εντός των λεκανών απορροής με τον υπολογισμό δεικτών, όπως συνολικός αριθμός και μήκος ρεμάτων, συχνότητα ρεμάτων, πυκνότητα απορροής, λόγος διακλάδωσης (bifurcation), οι οποίοι υποδεικνύουν την πολυπλοκότητα, την υφή και την παραμόρφωση από τεκτονικές διαταραχές του δικτύου ρεμάτων (Argyriou et al., 2017). Για τον προσδιορισμό του περιφερειακού τεκτονικού ελέγχου των λεκανών χρησιμοποιήθηκαν μέθοδοι ταξινόμησης, κατάταξης και η διαδικασία της πολυκριτηριακής ανάλυσης αποφάσεων (Multi-Criteria

Decision Analysis, MCDA). Η διαδικασία MCDA είναι ένα ισχυρό εργαλείο για την αξιολόγηση πολλαπλών κριτηρίων και για την ομαδοποίηση μεγάλου αριθμού χρησιμοποιούμενων δεικτών, οι οποίοι παρέχουν πληροφορίες για την τεκτονική δραστηριότητα των εξεταζόμενων συστημάτων απορροής. Ο τύπος της πολυμεταβλητής ανάλυσης που εφαρμόστηκε ήταν η ανάλυση παραγόντων (Factor Analysis, FA), όπως περιγράφεται από τους Goddard και Kirby (1976). Επίσης, η Διαδικασία Αναλυτικής Ιεράρχησης (Analytic Hierarchy Process, AHP) (Saaty, 1977) χρησιμοποιήθηκε για την διάκριση των λεκανών με υψηλότερο βαθμό τεκτονικού ελέγχου. Η ταξινόμηση των γεωμορφολογικών δεικτών κατά FA είναι επωφελής για τη διαδικασία AHP, διότι δείκτες με ίση σημασία μπορούν εύκολα να προσδιοριστούν σε κάθε μία από τις συνιστώσες (Argyriou et al., 2017).

3.4.1 Αποτελέσματα

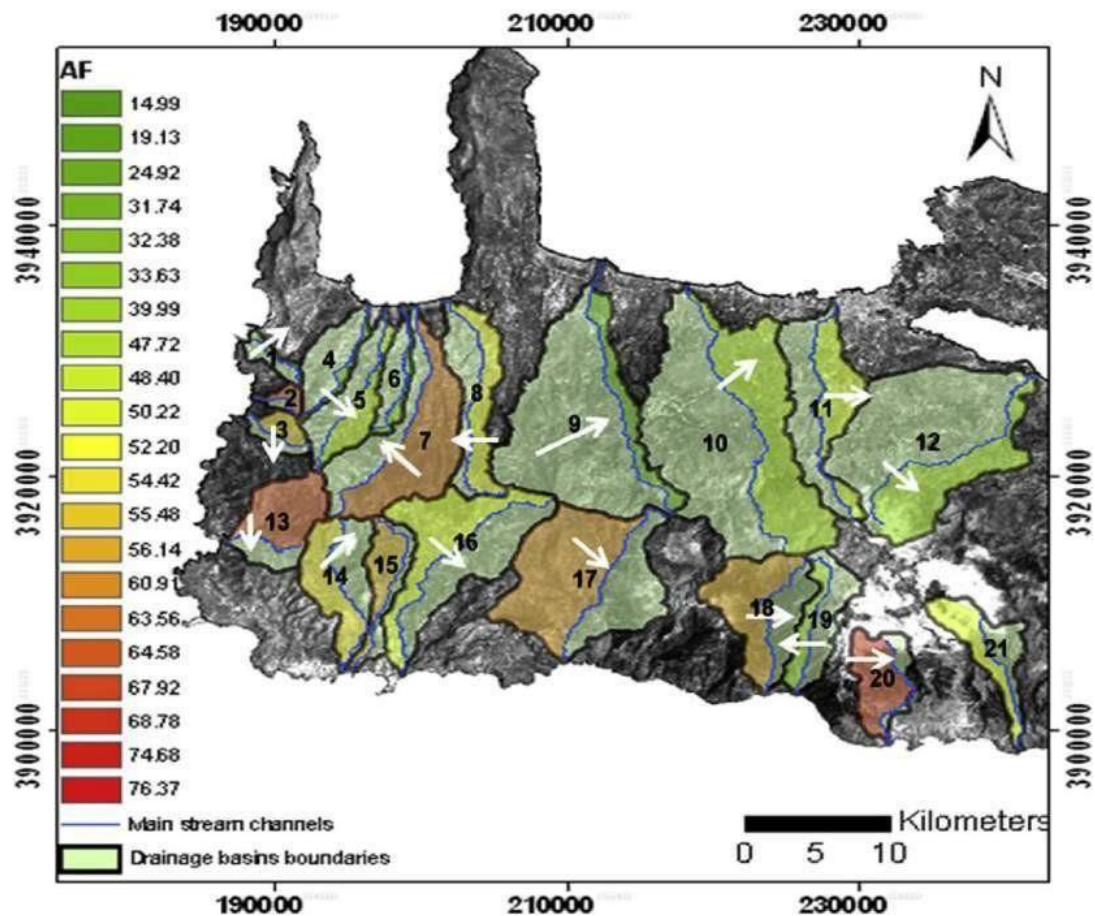
Η ποσοτική ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου έδειξε ότι σε ορισμένες περιπτώσεις δεν ακολουθείται ο πρώτος νόμος του Horton, δηλαδή παρατηρείται αύξηση του αριθμού ρεμάτων, ενώ αυξάνεται η τάξη των ρεμάτων. Αυτό είναι συνέπεια της μεταβολής του ανάγλυφου, η οποία υποδηλώνει ότι εξωγενείς παράγοντες, όπως η τεκτονική, επιδρούν στην ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου επηρεάζοντας την ανάπτυξη της τάξης των ρεμάτων (Chopra et al., 2005). Οι λεκάνες απορροής που εξετάστηκαν και βρίσκονται εντός του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων είναι της Αγίας Ειρήνης, της Αράδαινας, του Ποταμού, του φαραγγιού της Σαμαριάς και του Σφακιανού φαραγγιού. Από τα παραπάνω οι λεκάνες απορροής της Αγίας Ειρήνης και της Αράδαινας ακολουθούν τον 1^ο ν. Horton, σε αντίθεση με αυτές του Ποταμού, του φαραγγιού της Σαμαριάς και του Σφακιανού φαραγγιού (Argyriou et al., 2017).

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά που προσδιορίστηκαν και είναι ενδεικτικά της κλίμακας και έκτασης των λεκανών απορροής παρουσιάζονται παρακάτω (Argyriou et al., 2017). Παρατηρήθηκε ότι το μήκος των λεκανών κυμαίνεται μεταξύ 11-15km, ανεξάρτητα από την έκτασή τους, το οποίο υποδηλώνει ότι ορισμένες λεκάνες έχουν επιμήκη μορφή, που ενδεχομένως αντιπροσωπεύει τεκτονικά ενεργές ορεινές περιοχές (Ramirez-Herrera, 1998). Σύμφωνα με τους δείκτες που σχετίζονται με την δομή του ανάγλυφου των λεκανών απορροής, οι λεκάνες χαρακτηρίζονται από ορεινό τοπίο (Argyriou et al., 2017). Επιπλέον, ορισμένοι γεωμορφικοί δείκτες χαρακτηρίζουν την γεωμετρία και το σχήμα των λεκανών απορροής, με τις επιμήκεις λεκάνες να είναι ενδεικτικές του τεκτονικού ελέγχου που

επηρεάζει την ανάπτυξή τους. Η ασυμμετρία των λεκανών προέκυψε από τον δείκτη AF (Asymmetry Factor), με τα αποτελέσματα να δείχνουν την κατεύθυνση της κλίσης των λεκανών (σχήμα 3.2). Οι λεκάνες απορροής χωρίστηκαν σε 3 κλάσεις που υποδηλώνουν σχετικά υψηλή (κλάση 1), μέτρια (κλάση 2) και χαμηλή (κλάση 3) ενεργή παραμόρφωση. Οι υψηλότερες τιμές της απόλυτης διαφοράς (AF-50) υποδεικνύουν υψηλότερη τεκτονική δραστηριότητα εντός της λεκάνης. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

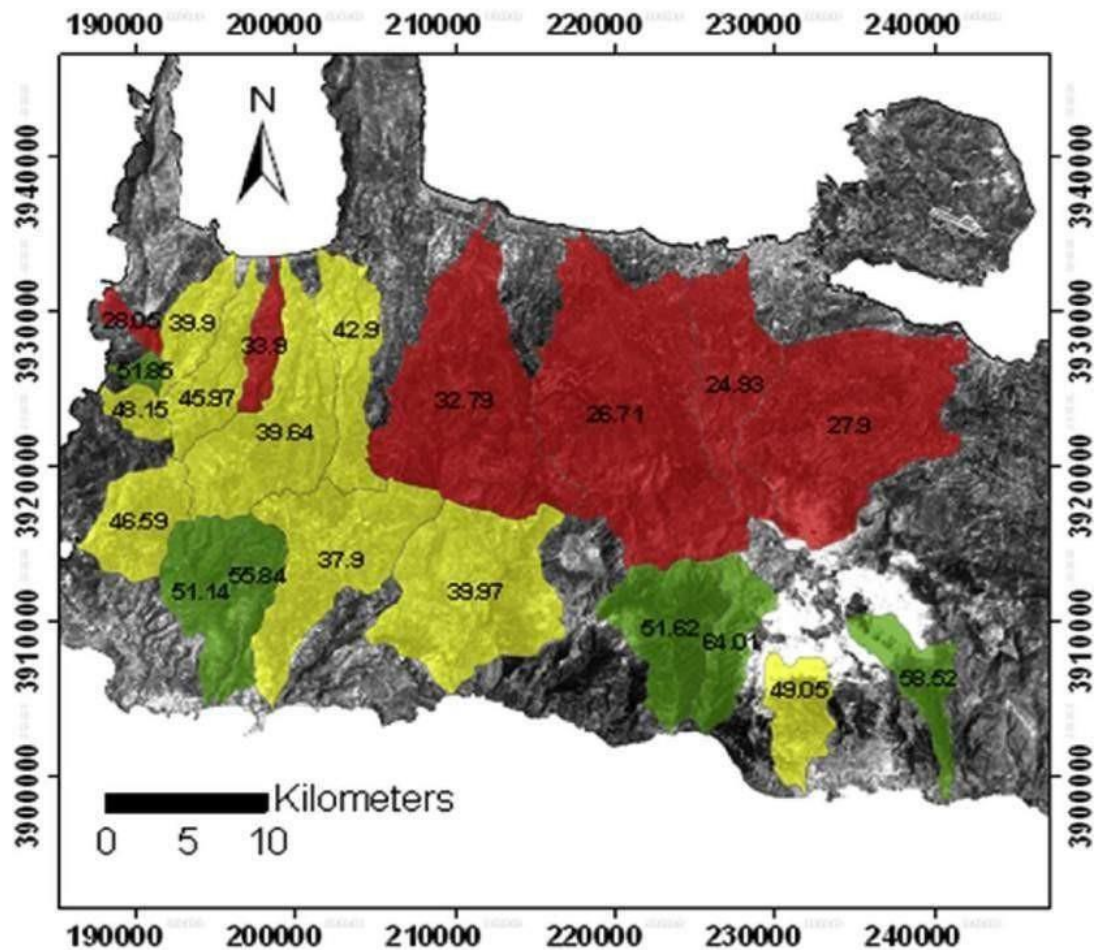
Πίνακας 3.1: Οι λεκάνες απορροής της περιοχής μελέτης, οι τιμές του δείκτη AF και η κλάση που ταξινομούνται. Το πρόσημο σχετίζεται με τον προσανατολισμό της κλίσης. (Argyriou et al., 2017)

Λεκάνες απορροής	AF (%)	AF-50	Κλάση
Αγία Ειρήνη (17)	64	14	2
Σαμαριά (18)	63	13	2
Ποταμός (19)	32	-18	2
Αράδαινα (20)	76	26	1
Σφακιανό (21)	52	2	3



Σχήμα 3.2: Ο δείκτης AF (%), με τις τιμές να υποδηλώνουν το επίπεδο κλίσης. Οι λεκάνες απορροής εντός της περιοχής μελέτης είναι οι 17, 18, 19, 20 και 21. Τα λευκά βέλη δείχνουν τον προσανατολισμό της κλίσης σε σχέση με τη διεύθυνση του κύριου ρέματος. (Argyriou et al., 2017)

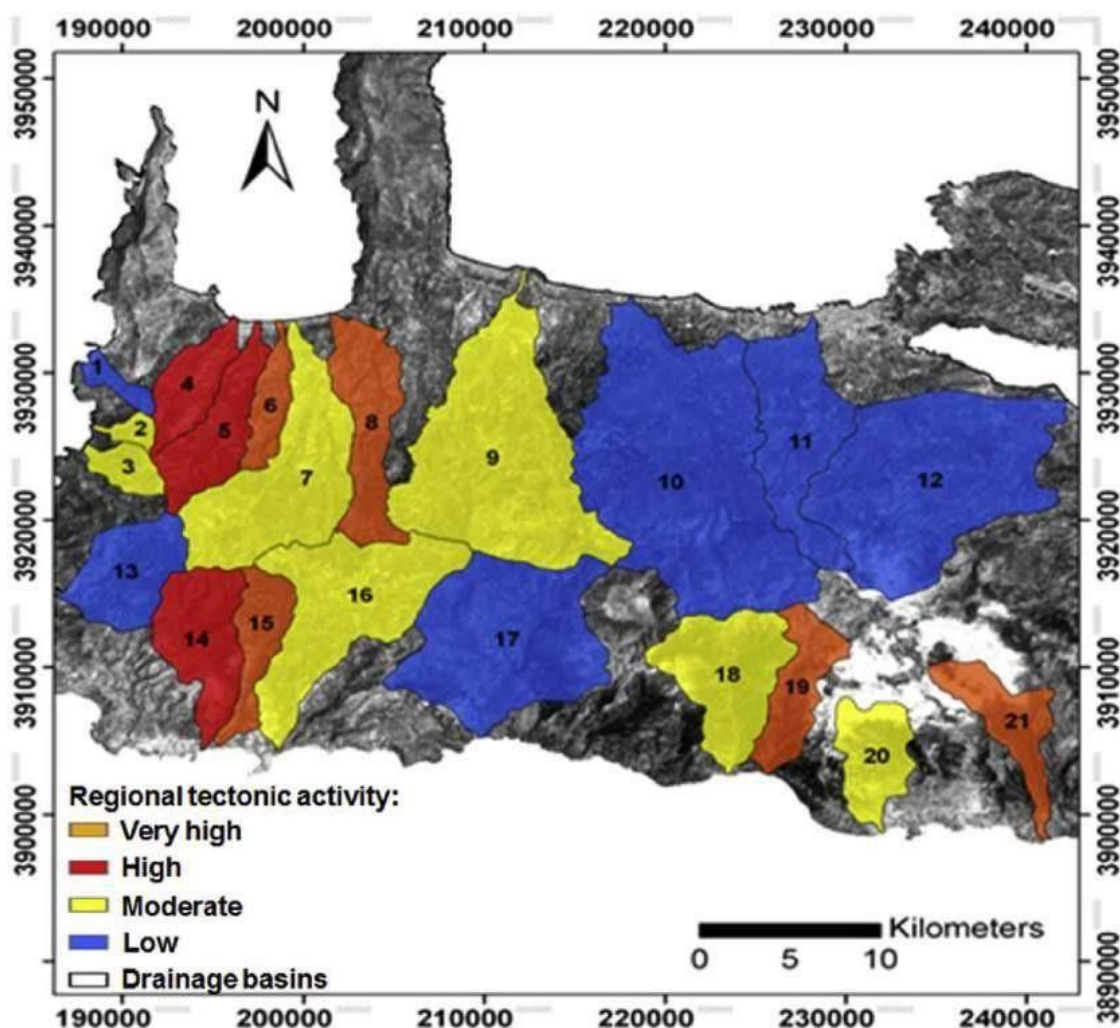
Ο υπολογισμός και η ταξινόμηση του δείκτη HI (Hypsometric Integrals) για τις λεκάνες απορροής στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στο σχήμα 3.3. Οι περιοχές με πράσινο χρώμα αντιπροσωπεύουν λεκάνες με βαθιά τομή και τραχύ έδαφος, όπου η τεκτονική δραστηριότητα είναι κυρίαρχη σε σχέση με τη διάβρωση (υψηλές τιμές HI), οι περιοχές με κίτρινο χρώμα είναι λεκάνες στο ενδιάμεσο στάδιο, με τόσο τεκτονικές όσο και διαβρωτικές διεργασίες, ενώ οι λεκάνες κόκκινου χρώματος βρίσκονται στο πιο έντονο στάδιο της διάβρωσης με χαμηλό ανάγλυφο (Argyriou et al., 2017). Για την περιοχή μελέτης οι λεκάνες του Ποταμού και των φαραγγιών της Σαμαριάς και των Σφακιών χαρακτηρίζονται με πράσινο χρώμα, ενώ της Αγίας Ειρήνης και της Αράδαινας με κίτρινο χρώμα.



Σχήμα 3.3: Οι τιμές του δείκτη HI και η ταξινόμησή του για τις λεκάνες απορροής. Στο νότιο και νοτιοανατολικό τμήμα του χάρτη βρίσκονται οι πέντε λεκάνες απορροής εντός του Εθνικού Δρυμού. (Argyriou et al., 2017)

Τέλος, μέσω της διαδικασίας MCDA πραγματοποιήθηκε συσχέτιση των γεωμορφικών δεικτών (Argyriou et al., 2017). Πιο αναλυτικά, η FA έδειξε ότι τέσσερις συνιστώσες παρέχουν τις περισσότερες πληροφορίες για τις λεκάνες απορροής, από τις οποίες οι τρεις πληρούν τα κριτήρια για τον προσδιορισμό των λεκανών που βρίσκονται υπό υψηλό βαθμό τεκτονικού ελέγχου. Αυτές οι συνιστώσες σχετίζονται με: i. το σχήμα και την γεωμετρία της λεκάνης, ii. το ανάγλυφο της λεκάνης και iii. τις διεργασίες της λοφοπλαγιάς (hillslope) ή την ποτάμια διάβρωση και την κλίση. Οι γεωμορφικοί δείκτες ταξινομήθηκαν στις συγκεκριμένες τρεις συνιστώσες της FA. Οι δείκτες αυτοί χρησιμοποιήθηκαν στη διαδικασία AHP για να διαχωριστούν οι λεκάνες, με βάση τον τεκτονικό έλεγχο στην ανάπτυξή τους, σε τέσσερις ομάδες: πολύ υψηλή, υψηλή, μέτρια και χαμηλή τεκτονική δραστηριότητα. Οι λεκάνες με κόκκινο/πορτοκαλί χρώμα οφείλουν την ανάπτυξή τους κυρίως σε νεοτεκτονική δραστηριότητα, αυτές με κίτρινο χρώμα

υποδεικνύουν μέτρια νεοτεκτονική δραστηριότητα και οι λεκάνες μπλε χρώματος υποδηλώνουν ελάχιστη τεκτονική δραστηριότητα (σχήμα 3.4). Οι λεκάνες απορροής της Αράδαινας (20) και του φαραγγιού της Σαμαριάς (18) χαρακτηρίστηκαν από μέτρια τεκτονική δραστηριότητα, του Ποταμού (19) και του Σφακιανού φαραγγιού (21) από πολύ υψηλή, ενώ της Αγίας Ειρήνης (17) από χαμηλή τεκτονική δραστηριότητα.



Σχήμα 3.4: Οι λεκάνες απορροής ταξινομημένες με βάση τον περιφερειακό τεκτονικό έλεγχο. Οι λεκάνες 17, 18, 19, 20 και 21 είναι αυτές εντός του Εθνικού Δρυμού. (Argyriou et al., 2017)

3.5 Περιοχή Δώματα

Δυτικά του φαραγγιού της Σαμαριάς, στην έξοδο του φαραγγιού του Κλάδου βρίσκεται η παραλία Δώματα, στην οποία εντοπίζεται ένα σύστημα αλλουβιακών ριπιδίων. Αυτό το σύστημα επηρεάστηκε διαδοχικά από διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας, που προκάλεσαν την δημιουργία του ριπιδίου και την επακόλουθη θαλάσσια και ποτάμια τομή πριν από 20 έως 45 χιλιάδες χρόνια, κατά τη διάρκεια μιας περιόδου ελάχιστης τεκτονικής δραστηριότητας, και από την έντονη τεκτονική ανύψωση τα τελευταία 20 χιλιάδες χρόνια (Mouslopoulou et al., 2017). Σκοπός είναι η διερεύνηση της αλληλεπίδρασης μεταξύ των διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας και της τεκτονικής στα τέλη του Τεταρτογενούς (πριν 50 χιλιάδες χρόνια) μέσω της μελέτης του αλλουβιακού συστήματος (Mouslopoulou et al., 2017).

Στην περιοχή του φαραγγιού του Κλάδου, το υπόβαθρο περιλαμβάνει κυρίως κρυσταλλικούς πλακώδεις ασβεστόλιθους με κερατόλιθους και πλακώδη μάρμαρα (Creutzburg and Siedel, 1975; Manutsoglu et al., 2003; Fassoulas et al., 2004a). Η διάβρωση αυτών των ενοτήτων τροφοδότησε την περιοχή στα Δώματα κυρίως με ανθρακικά κλάσματα και περιορισμένα κλάσματα κερατόλιθου, γεγονός που εξηγεί την αφθονία των ανθρακικών στα αλλουβιακά ριπίδια και στις ποτάμιες αναβαθμίδες (Mouslopoulou et al., 2017). Στα Δώματα δύο υπερυψωμένες επιφάνειες ριπιδίων, μία κατώτερη και μία ανώτερη επιφάνεια, υψώνονται σε εσωτερικό υψόμετρο περίπου 100m. Οι επιφάνειες των ριπιδίων προέρχονται από τον ποταμό Κλάδο, ο οποίος αποστραγγίζει μια σχετικά μικρή λεκάνη απορροής. Η ανώτερη επιφάνεια του ριπιδίου βρίσκεται σε υψόμετρο 100m, 60m πάνω από την ενεργή κοίτη του ποταμού και 20m πάνω από την επιφάνεια του κατώτερου ριπιδίου. Επίσης, εντοπίζεται μία εγκοπή (notch) βιοδιάβρωσης που υποδεικνύει μια ανυψωμένη παλαιοακτογραμμή (palaeo-shoreline) περίπου 6m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας στο δυτικό άκρο της παραλίας Δώματα (Mouslopoulou et al., 2017). Η εγκοπή αυτή οφείλεται σε σεισμική ανύψωση που χρονολογείται το 365 μ.Χ. (Pirazzoli et al., 1982, 1996b; Shaw et al., 2008).

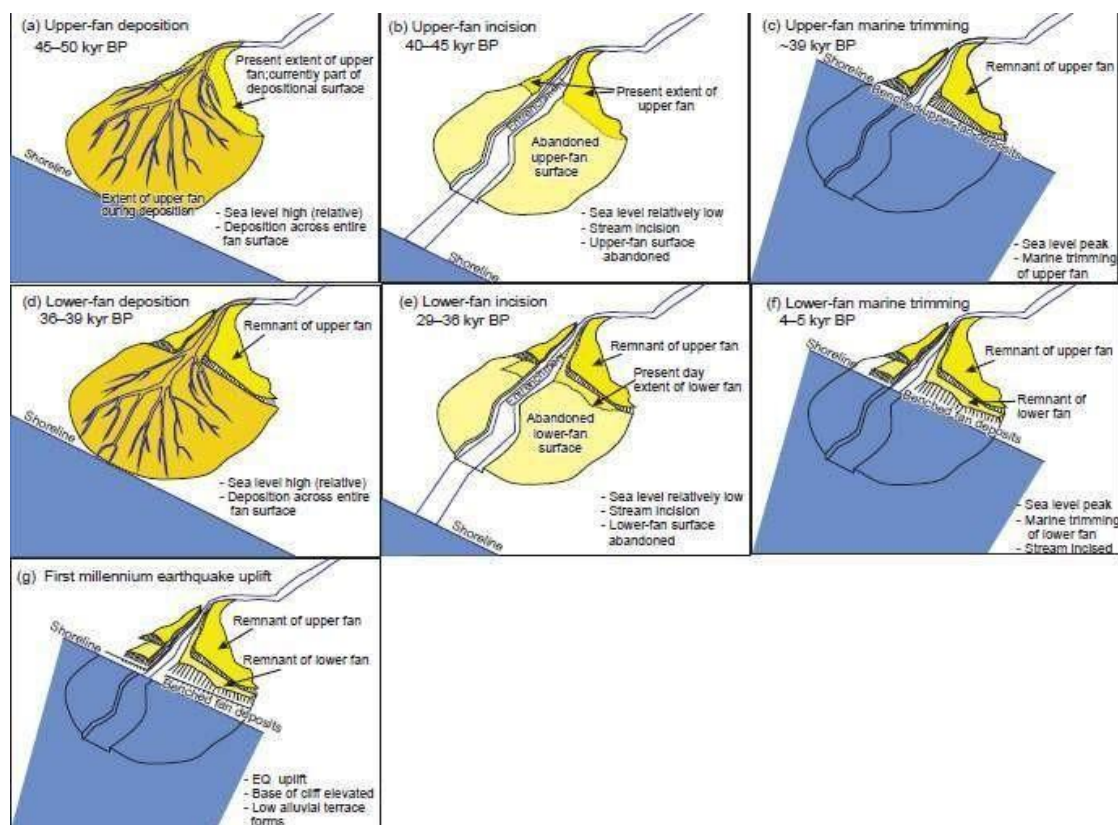


***Εικόνα 3.3:** Η παραλία στα Δώματα όπως διαφαίνεται από τον βορρά. Απεικονίζονται οι δύο επιφάνειες ριπιδίων και ο θαλάσσιος γκρεμός του κατώτερου ριπιδίου, η θέση του φαράγγιου του Κλάδου και δύο ανυψωμένες θαλάσσιες αναβαθμίδες. (τροποποιημένη, Mousloroulou et al., 2017)*

Με την μέθοδο της οπτικά διεγερμένης φωταύγειας χρονολογήθηκαν πέντε δείγματα που συλλέχθηκαν σε βάθη από 0,24 έως 1,1m κάτω από την επιφάνεια του εδάφους τόσο στην ανώτερη όσο και στην κατώτερη επιφάνεια των ριπιδίων. Μετά από κατάλληλη προετοιμασία και μετρήσεις των δειγμάτων προσδιορίστηκε ότι η πλειονότητα των γεωμορφών στα Δώματα σχηματίστηκε πριν από 29 με 57 χιλιάδες χρόνια.

Σχετικά με την ανάπτυξη του εδάφους, διενεργήθηκε μακροσκοπικός χαρακτηρισμός του εδαφικού προφίλ για τους εδαφικούς ορίζοντες που αναπτύσσονται στις δύο επιφάνειες των ριπιδίων (Mousloroulou et al., 2017). Για να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση της διάβρωσης, τα εδαφικά προφίλ πραγματοποιήθηκαν μακριά από τομές που δημιουργήθηκαν από ρυάκια. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι τα εδάφη στα Δώματα αποτελούνται από μία ρηχή (<0,5m) εδαφική κάλυψη πάνω από χονδρόκοκκο ίζημα με έντονο ασβεστίτικο υλικό. Τα εδάφη τόσο στο ανώτερο όσο και στο κατώτερο ριπιδίο έχουν το ίδιο μητρικό υλικό, το οποίο αποτελείται κυρίως από ασβεστολιθικά χαλίκια και κροκάλες. Όμως, από μακροσκοπικές παρατηρήσεις διαπιστώθηκε ότι το έδαφος του ανώτερου ριπιδίου είναι πιο παχύ και κόκκινο αλλά και παλαιότερο σε σύγκριση με εκείνο του κατώτερου ριπιδίου, καθώς η επιφάνεια του ανώτερου αναπτύχθηκε τουλάχιστον 5 χιλιάδες χρόνια (5 kyr) πριν από την επιφάνεια του κατώτερου ριπιδίου.

Από τις παραπάνω μετρήσεις και αναλύσεις προέκυψε η ακολουθία των γεγονότων που οδήγησαν στην ανάπτυξη του τοπίου στα Δώματα, η οποία από το παλαιότερο προς το νεότερο είναι η εξής (σχήμα 3.5): α) απόθεση των υλικών του ανώτερου ριπιδίου (45-50 kyr), β) περιχαράκωση του εδάφους (entrenchment) από το ποτάμι που οδηγεί στην εγκατάλειψη της επιφάνειας του ανώτερου ριπιδίου (40-45 kyr), γ) θαλάσσια περικοπή (marine trimming) των αποθέσεων της επιφάνειας του ανώτερου ριπιδίου και του αλλουβιακού του γκρεμού (alluvial cliff) (≈ 39 kyr), δ) απόθεση των υλικών του κατώτερου ριπιδίου έναντι των υλικών του ανώτερου ριπιδίου (36-39 kyr), ε) περιχαράκωση του εδάφους από το ποτάμι που οδηγεί στην εγκατάλειψη της επιφάνειας του κατώτερου ριπιδίου (29-36 kyr), στ) θαλάσσια περικοπή των αποθέσεων του κατώτερου ριπιδίου και του αλλουβιακού του γκρεμού (4-5 kyr), και ζ) σεισμική ανύψωση με αποτέλεσμα την δημιουργία παλαιοακτογραμμής, την ανύψωση ποτάμιας αναβαθμίδας και την μεγαλύτερη κλίση του κατώτερου καναλιού του ποταμού. Συμπερασματικά, η απόθεση του ανώτερου και του κατώτερου ριπιδίου ελεγχόταν από το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας και η τομή των ριπιδίων προέκυψε λόγω της πτώσης της στάθμης (Mouslopoulou et al., 2017).

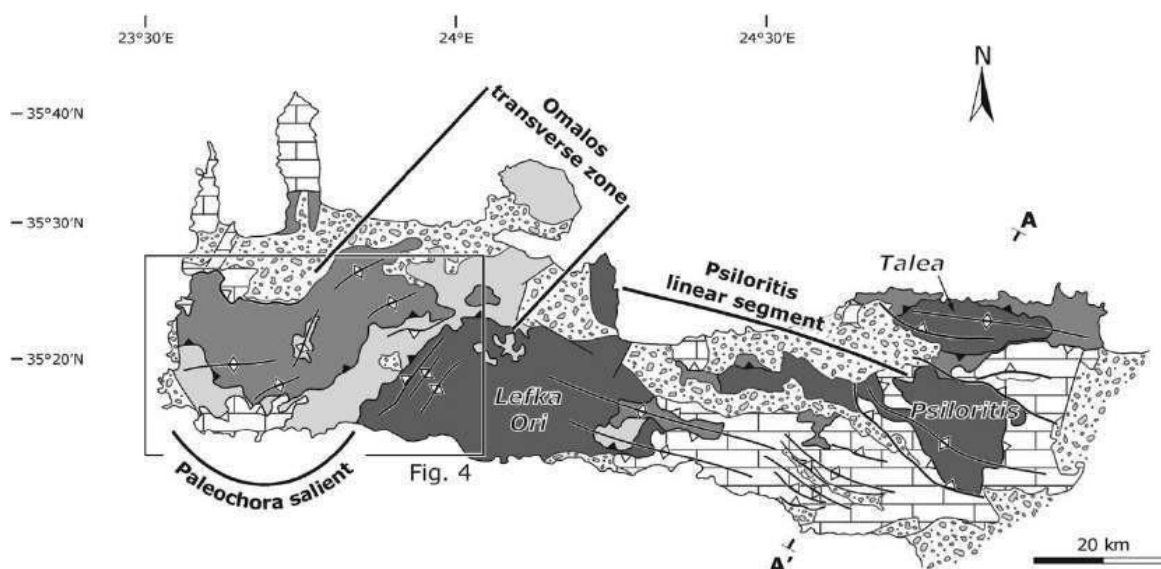


Σχήμα 3.5: Η σειρά των γεγονότων που συνέβαλαν στην διαμόρφωση του τοπίου στα Δώματα (Mouslopoulou et al., 2017)

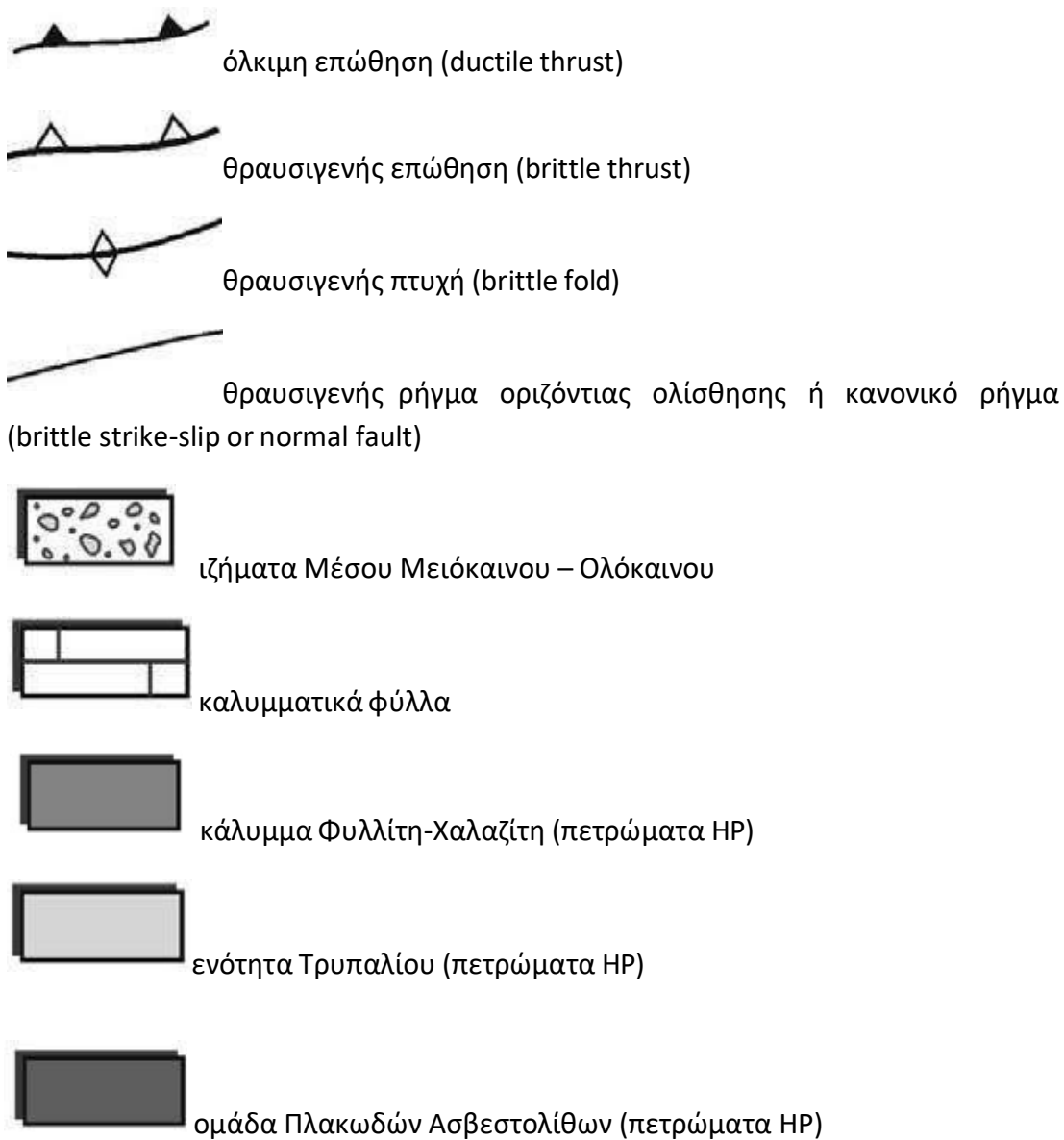
Η γεωμορφική ανάλυση σε συνδυασμό με τη χρονολόγηση έδειξε ότι η ανάπτυξη της ακολουθίας των ριπιδίων μπορεί να εξηγηθεί από ευστατικές αλλαγές σε συνδυασμό με κάθετη τεκτονική (vertical tectonics) (Mouslopoulou et al., 2017). Υπολογίστηκε ότι ο ελάχιστος σταθερός ρυθμός ανύψωσης που απαιτείται για να ανυψωθεί ο θαλάσσιος γκρεμός (marine cliff) του ανώτερου ριπιδίου στο σημερινό ύψος των 14m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, κατά τα τελευταία 39 χιλιάδες χρόνια, είναι 2,2mm/yr (Mouslopoulou et al., 2017). Παρ' όλα αυτά, η σύγκριση του αποτελέσματος με αυτά άλλων εργασιών (Tiberti et al., 2014; Mouslopoulou et al., 2015) σχετικά με τους ρυθμούς σταδιακής ανύψωσης της δυτικής Κρήτης τα τελευταία 40 χιλιάδες χρόνια, έδειξε ότι την χρονική περίοδο που σχηματίστηκαν τα βασικά χαρακτηριστικά των Δωμάτων δεν υπήρξε σημαντική ανύψωση στην Κρήτη. Ως αποτέλεσμα, η διαμόρφωση του τοπίου στα Δώματα πρέπει να έχει επιτευχθεί σε μεγάλο βαθμό από τις διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας (Mouslopoulou et al., 2017). Επιπλέον, υποδηλώνεται ότι η ανύψωση είχε μέσο ρυθμό περίπου 7mm/yr και επιτεύχθηκε τα τελευταία 9 χιλιάδες χρόνια (Mouslopoulou et al., 2017). Συνεπώς, η ανάπτυξη και η εξέλιξη των γεωμορφικών χαρακτηριστικών στα Δώματα μπορούν να εξηγηθούν από τις ευστατικές διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας και τις μεταβολές της ιζηματογένεσης, που ελέγχονται από τις κλιματικές συνθήκες. Ωστόσο, η επακόλουθη τεκτονική ανύψωση διατήρησε και εξέθεσε αερόβια τα παράκτια γεωμορφικά χαρακτηριστικά (Mouslopoulou et al., 2017).

3.6 Εγκάρσια Ζώνη Ομαλού

Οι εγκάρσιες ζώνες είναι περιοχές ζωνών επώθησης (thrust belt) στις οποίες οι δομές απλώνονται υπό μεγάλη γωνία ως προς τον τοπικό δομικό ιστό και συνδέουν τμήματα με σημαντικές, κατά μήκος της διεύθυνσης, μεταβολές σε μορφή παραμόρφωσης (Thomas, 1990). Μία τέτοια ζώνη είναι του Ομαλού, η οποία αποτελεί ένα σημαντικό δομικό χαρακτηριστικό της ζώνης επώθησης των Εξωτερικών Ελληνίδων. Η εγκάρσια ζώνη συνδέει την προεκβολή (salient) της Παλαιόχωρας και το γραμμικό τμήμα του Ψηλορείτη της ζώνης επώθησης της Κρήτης (σχήμα 3.6) (Chatzaras et al., 2013). Ο σχηματισμός της πιθανόν συνδέεται με κάποιο προϋπάρχον Μεσοζωικό ρήγμα μεγάλης κλίμακας. Περιλαμβάνει μία πλάγια ράμπα σε κλίμακα φλοιού (crustal-scale oblique ramp) που αναπτύχθηκε και εξελίχθηκε κατά την ανάδυση των μεταμορφωμένων HP πετρωμάτων από βάθος 35km (Chatzaras et al., 2013). Ο ρόλος της εγκάρσιας ζώνης του Ομαλού στην παραμορφωτική ιστορία της περιοχής είναι πολύ σημαντικός. Στόχος είναι η μελέτη της ανάπτυξης καθώς και η χωρική, χρονική και σε σχέση με το βάθος τρισδιάστατη δομική και κινηματική εξέλιξη της πλάγιας ράμπας σε κλίμακα φλοιού, με χρήση γεωλογικής/δομικής/τεκτονικής χαρτογράφησης και δομικής/τεκτονικής ανάλυσης σε μεσοκλίμακα (Chatzaras et al., 2013).



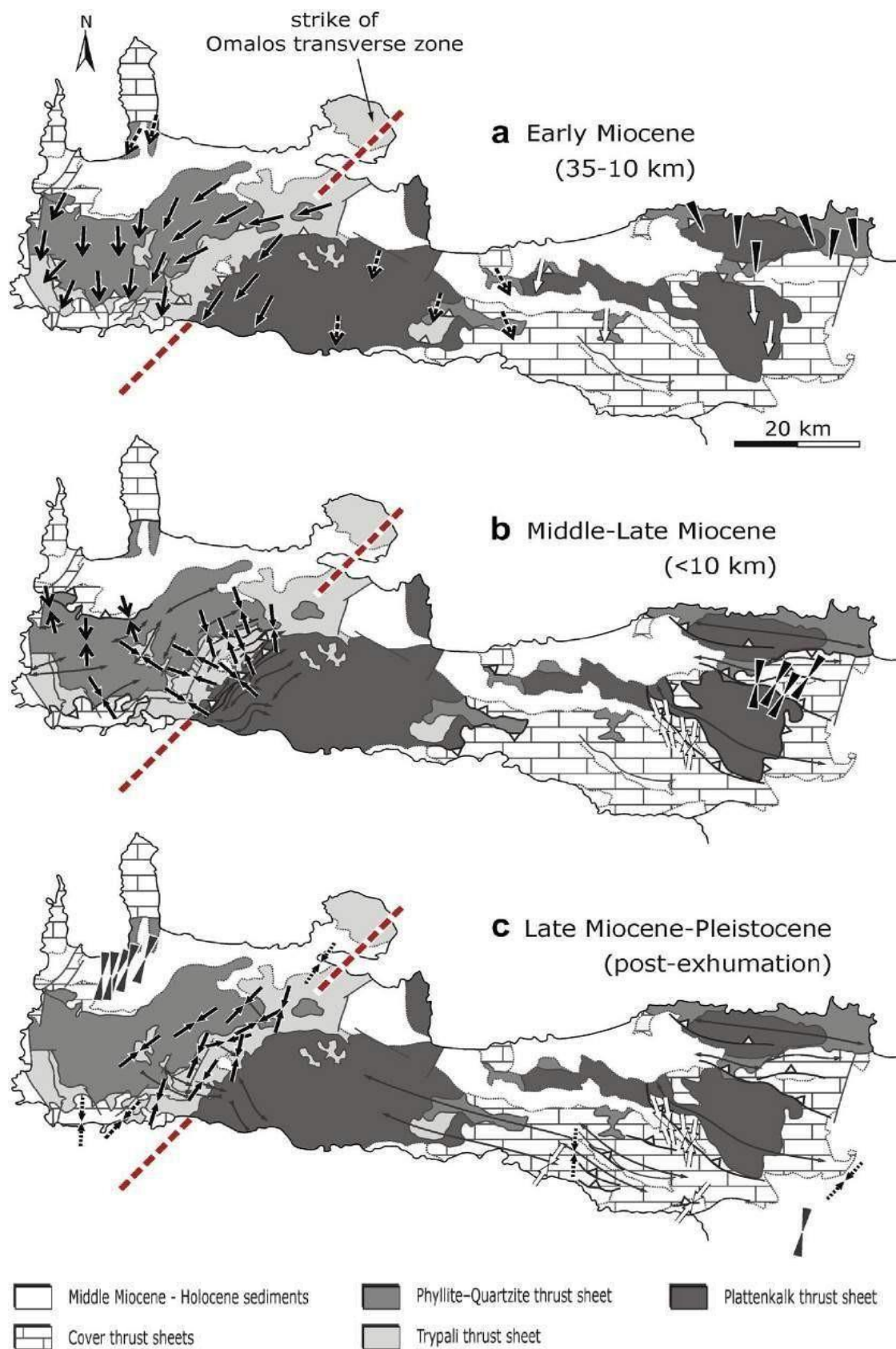
Σχήμα 3.6: Γεωλογικός και δομικός χάρτης της Δυτικής και Κεντρικής Κρήτης όπου απεικονίζεται η προεκβολή της Παλαιόχωρας, το γραμμικό τμήμα του Ψηλορείτη και ενδιάμεσα, η εγκάρσια ζώνη του Ομαλού. Οι κύριες όλκιμες και θραυστιγενείς δομές ορίστηκαν από τους Greiling (1979), Meulenkamp et al. (1988), Fassoulas (1998), Chatzaras et al. (2006) και Tortorici et al. (2010). Παρακάτω παρουσιάζεται το υπόμνημα του χάρτη. (Chatzaras et al., 2013)



Μέσω της τεκτονικής ανάλυσης αναγνωρίστηκε ένα σμήνος συνιζηματογενών κανονικών ρηγμάτων στην ενότητα Τρυπαλίου, ΒΑ διεύθυνσης, το οποίο βρίσκεται στο δυτικό περιθώριο του παραθύρου των Λευκών Ορέων (Χατζάρας, 2013). Το παραπάνω σε συνδυασμό με την ΒΔ διεύθυνση των συνιζηματογενών ρηγμάτων της ενότητας Πίνδου, συμπεραίνεται ότι κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού, αυτές οι διευθύνσεις των ρηγμάτων πιθανόν είχαν σημαντικό ρόλο στην εφελκυστική παραμόρφωση της Δ. Κρήτης.

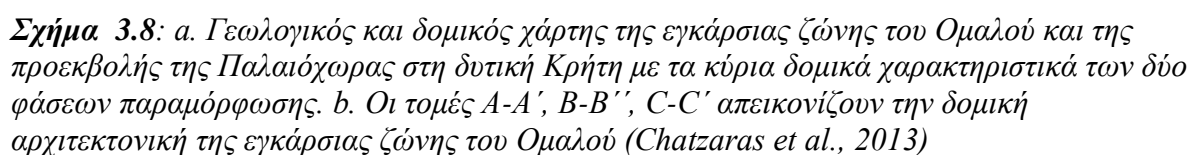
Από την δομική ανάλυση προέκυψαν τρεις διακριτές περίοδοι εξέλιξης της ζώνης επώθησης, οι οποίοι αντικατοπτρίζουν την προοδευτική παραμόρφωση σε διαδοχικά, όλο

και πιο ρηχά επίπεδα του φλοιού (σχήμα 3.7) (Chatzaras et al., 2013). Συγκεκριμένα, καθ' όλη τη διάρκεια του Πρώιμου Μειόκαινου-Πλειστόκαινου, οι προσανατολισμοί της συμπίεσης κατά μήκος της εγκάρσιας ζώνης του Ομαλού χαρακτηρίζονται από ένα σταθερό μέσο διάνυσμα με διεύθυνση BBA-NNΔ και παρουσιάζουν απόκλιση από το περιφερειακό κινηματικό πεδίο στη νότια ζώνη επώθησης των Εξωτερικών Ελληνίδων. Οι μεγαλύτερες αποκλίσεις συνδέονται με την ανάδυση των καλυμμάτων-HP κατά τη διάρκεια του Πρώιμου-Ύστερου Μειόκαινου. Εκτός αυτού, διαπιστώθηκε ότι στην εγκάρσια ζώνη επικρατεί ένα σύστημα ρηγμάτων με διεύθυνση BA-NΔ (Chatzaras et al., 2013).



Σχήμα 3.7: Χάρτες κατευθύνσεων της συμπίεσης για την προεκβολή της Παλαιόχωρας, την εγκάρσια ζώνη του Ομαλού και το γραμμικό τμήμα του Ψηλορείτη κατά το Πρώιμο Μειόκαινο (a), Μέσο - Ύστερο Μειόκαινο (b) και Ύστερο Μειόκαινο - Πλειστόκαινο (c) (Chatzaras et al., 2013)

Τα αποτελέσματα ανέδειξαν τρεις φάσεις παραμόρφωσης, με τις δύο πρώτες χρονικά να σχετίζονται με συστολή (D_1 , D_2) και να ακολουθεί μία φάση διαστολής (D_3). Η πρώτη φάση (D_1) σχετίζεται με την όλκιμη ανάδυση των πετρωμάτων HP από περίπου τα 35km στα 10km βάθος (Küster and Stöckhert, 1997), η οποία έλαβε χώρα κυρίως κατά τη διάρκεια του Πρώιμου Μειόκαινου και ολοκληρώθηκε πριν από 17-15 εκατομ. χρόνια (Thomson et al., 1998b; Marsellos et al., 2010). Η ανάδυση επιτεύχθηκε με επωθητική ρηγματώση με κατεύθυνση την προχώρα (foreland-directed thrust faulting) και κατακόρυφη λέπτυνση (Doutsos et al., 2000; Xypolias and Doutsos, 2000; Chatzaras et al., 2006; Klein et al., 2013). Η συγκεκριμένη φάση είναι υπεύθυνη για τις περιφερειακές όλκιμες δομές που αναγνωρίζονται στα καλύμματα-HP της εγκάρσιας ζώνης του Ομαλού και της προεκβολής της Παλαιόχωρας (Chatzaras et al., 2013). Η επώθηση Τρυπαλίου αποτελεί επώθηση της D_1 και βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της προεκβολής της Παλαιόχωρας (Χατζάρας, 2013). Η ζώνη της επώθησης έχει γενική BA-ΝΔ διεύθυνση και χαρακτηρίζεται από την παρουσία μυλωνιτικής ζώνης, πάχους έως και 5m (Χατζάρας, 2013). Σχετικά με την κινηματική εξέλιξη της D_1 στην εγκάρσια ζώνη, η όλκιμη μεταφορά των καλυμμάτων-HP γενικής διεύθυνσης NNΔ, εκτρέπεται προς (Δ)ΝΔ προσανατολισμό, σχεδόν παράλληλο με το ανατολικό περιθώριο της προεκβολής (Chatzaras et al., 2013).

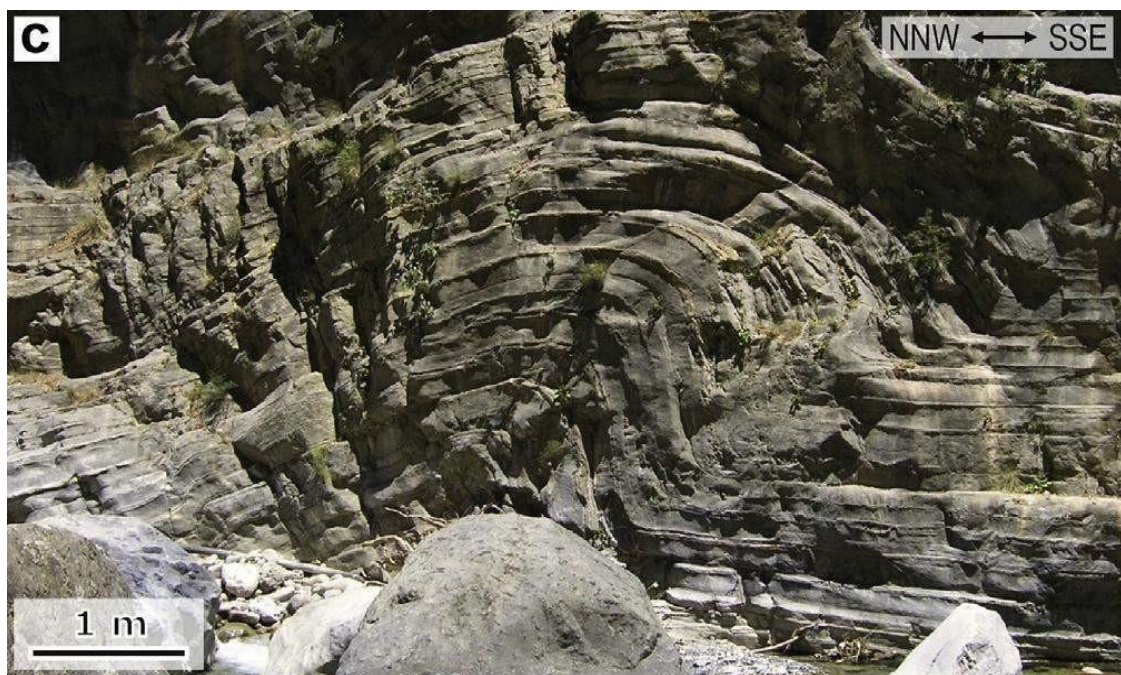


{ 38 }

επώθησης του Λινοσελίου, το οποίο εκτείνεται για περίπου 17km με διεύθυνση BA-NA (Chatzaras et al., 2013). Ο σχηματισμός αυτού του ρήγματος πάνω από πιθανή, προϋπάρχουσα Μεσοζωική ζώνη ρηγμάτων, υποδηλώνει ότι ενδεχομένως προκλήθηκε λόγω της πλάγιας επανενεργοποίησης της ζώνης ρηγμάτων του υποβάθρου (Richard, 1991). Στο παράθυρο των Λευκών Ορέων οι κανονικές πτυχές του περιθωρίου (margin-normal folds) αναδιπλώνουν (refold) τις παράλληλες με το περιθώριο (margin-parallel) πτυχές F₂ δημιουργώντας ένα μοτίβο παρεμβολής τύπου Π, το οποίο υποδηλώνει νεότερη ανάπτυξη των κανονικών πτυχών του περιθωρίου (Chatzaras et al., 2013). Επιπλέον, από αναλύσεις των ρηγμάτων και των διαρρήξεων αποδείχθηκε η ύπαρξη δύο πεδίων παλαιοτάσεων (paleostress) με μέσο προσανατολισμό συμπίεσης ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ (Chatzaras et al., 2013). Η συμπίεση ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, ξεκίνησε αρχές Τορτόνιου (περίπου πριν από 10 εκ. χρ.), αμέσως μετά την τελική ανάδυση των πετρωμάτων HP στην επιφάνεια και διήρκεσε μέχρι αρχές Πλειστόκαινου. Η συγκεκριμένη διεύθυνση συμπίεσης είναι παράλληλη στη διεύθυνση της εγκάρσιας ζώνης του Ομαλού, με αποτέλεσμα αυτή να λειτουργεί ως πλευρική ράμπα. Αντιθέτως, η συμπίεση ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, κυριάρχησε στο Μέσο και Ύστερο Μειόκαινο (περίπου πριν από 17-10 εκ. χρ.), που οδήγησε στην ανάδυση των καλυμμάτων-HP από τη μετάβαση θραυστιγενούς - όλκιμου (περίπου στα 10km) στην επιφάνεια. Αυτό το καθεστώς συμπίεσης ήταν υπεύθυνο για την δημιουργία της επώθησης Λινοσελίου. Τα θραυστιγενή ρήγματα της D₂ και οι απομακρυσμένες από το περιθώριο (margin-distal) και οι παράλληλες με το περιθώριο πτυχές που συνδέονται με την συμπίεση ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης, επικαλύπτουν τις όλκιμες δομές (Chatzaras et al., 2013).



Εικόνα 3.4: Πτυχές παράλληλες του περιθωρίου ΝΑ διεύθυνσης, όπου παραμορφώνουν τα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων στην εγκάρσια ζώνη του Ομαλού και συγκεκριμένα στο φαράγγι της Σαμαριάς (Chatzaras et al., 2013)



Εικόνα 3.5: Πτυχές F2 στο φαράγγι της Σαμαριάς (Chatzaras et al., 2013)



Εικόνα 3.6: Πτυχή F2 με ροπή προς ΝΔ στο δυτικό περιθώριο του παραθύρου των Λευκών Ορέων (Χατζάρας, 2013)

Η νεότερη φάση παραμόρφωσης (D_3) περιλαμβάνει δομές που σχετίζονται με διαστολή και εμφανίζονται πάνω από τις δομές των προηγούμενων φάσεων (Χατζάρας, 2013). Τα κανονικά ρήγματα της συγκεκριμένης φάσης έχουν γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Σχετικά με το πεδίο παλαιοτάσεων της φάσης, στη διάρκεια του Πλειστόκαινου η διαστολή διαδέχθηκε τη συστολή με κύρια διεύθυνση εφελκυσμού ΒΑ-ΝΔ. Λόγω της μεταβολής του πεδίου παλαιοτάσεων, η εγκάρσια ζώνη έπαψε να λειτουργεί ως πλευρική ράμπα (Χατζάρας, 2013).

3.7 Οροπέδιο του Ομαλού

Το οροπέδιο του Ομαλού αποτελεί μία τυπική ενεργή πόλγη, με τεκτονοκαρστικά χαρακτηριστικά, που αναπτύσσεται στην περιοχή εξάπλωσης της ρηματογενούς ζώνης μεταξύ του υπερκείμενου καλύμματος της Ενότητας του Τρυπαλίου και των υποκείμενων μεταμορφωμένων σχηματισμών της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Φυτρολάκης, 1980; Manutsoglu et al., 1999; Μανούτσογλου κ.α., 2001). Το μέγιστο πάχος της Ενότητας του Τρυπαλίου υπολογίστηκε στα 50m, αλλά το συνολικό πάχος της είναι πολύ μεγαλύτερο. Για αυτό το λόγο, θεωρείται ότι η συγκεκριμένη ενότητα, κάτω από την πόλγη, έχει υποστεί τεκτονικά λέπτυνση και κατακερματισμό, τα οποία αποτελούν βασικές προϋποθέσεις για την έντονη καρστικοποίηση της περιοχής και της δημιουργίας της πόλγης (Μανούτσογλου κ.α., 2015).

Από την γεωλογική χαρτογράφηση που πραγματοποιήθηκε από τους Μανούτσογλου κ.α. (2015), παρατηρήθηκε ότι νοτιοανατολικά του οροπεδίου, σε υψόμετρο από 1000m μέχρι 1400m περίπου, και κοντά στην επαφή της Ενότητας του Τρυπαλίου με το υποκείμενο στρώμα, εντός των λεπτοπλακωδών μεταμορφωμένων ανθρακικών της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων είναι έντονη η παρουσία πρωτογενούς αργιλικού υλικού. Στη συγκεκριμένη περιοχή, λόγω της δράσης πτυχογόνου αλλά και θραυσιγενής τεκτονικής, εμφανίζονται πολλές χαραδρώσεις, οι οποίες τροφοδοτούν, από τα εφήμερα ρέματα, την πόλγη του Ομαλού με κλαστικό υλικό ποικίλου μεγέθους. Επιπλέον, η δημιουργία της πόλγης συνδέεται αναπόσπαστα με την ύπαρξή της. Το παραπάνω συμπεραίνεται από την χωρική θέση της τεκτονικής επωθητικής επαφής στην κύρια διεύθυνση BBA/NNΔ, εκατέρωθεν της οποίας εξαπλώνονται οι τεκτονικές ενότητες των Πλακωδών Ασβεστολίθων (υποκείμενη) και του Τρυπαλίου (υπερκείμενη). *Κάθετα στην κύρια αυτή τεκτονική διεύθυνση, εμφανίζεται η πλειονότητα των εγκαρσίων ρηγμάτων, που πιθανώς έδρασαν κατά την νεοτεκτονική περίοδο (Μανούτσογλου κ.α., 2015).* Στην ίδια διεύθυνση αναπτύχθηκε και εξελίχτηκε το σύνθετο αλλουβιακό ριπίδιο στο οποίο κατασκευάστηκε λιμνοδεξαμενή.

Η μακροσκοπική έρευνα υπέδειξε αρκετές διαρρήξεις μεταπτωτικού χαρακτήρα με σχετικά άλματα εκατοστών μέχρι μέτρου (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Με την μέτρηση ζωνών ασυνεχειών/ρηγμάτων και την στατιστική επεξεργασία (δίκτυα Schmidt) ομαδοποιήθηκαν οι κύριες διευθύνσεις. Επίσης, μετρήθηκε ο προσανατολισμός των επιφανειών των διαρρήξεων σε εμφανίσεις πετρωμάτων, κυρίως της Ενότητας Τρυπαλίου και της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, και κατασκευάστηκαν ισάριθμα στερεοδιαγράμματα Schmidt (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Από τα αποτελέσματα προκύπτει ότι στην Ενότητα Τρυπαλίου οι ομάδες διαρρήξεων έχουν γενικό προσανατολισμό παράταξης από ΒΔ-ΝΑ και δευτερεύον γενικό προσανατολισμό ΒΒΑ-ΝΝΔ. Στους σχηματισμούς της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων ο κύριος προσανατολισμός διαρρήξεων είναι ΒΑ-ΝΔ και δευτερεύον προσανατολισμό από Δ-Α ως ΒΔ-ΝΑ. Από το σύνολο των μετρήσεων προκύπτουν οι δύο κύριες διευθύνσεις, οι οποίες είναι η ΒΒΔ/ΝΝΑ και η ΒΒΑ/ΝΝΔ (Μανούτσογλου κ.α., 2015).

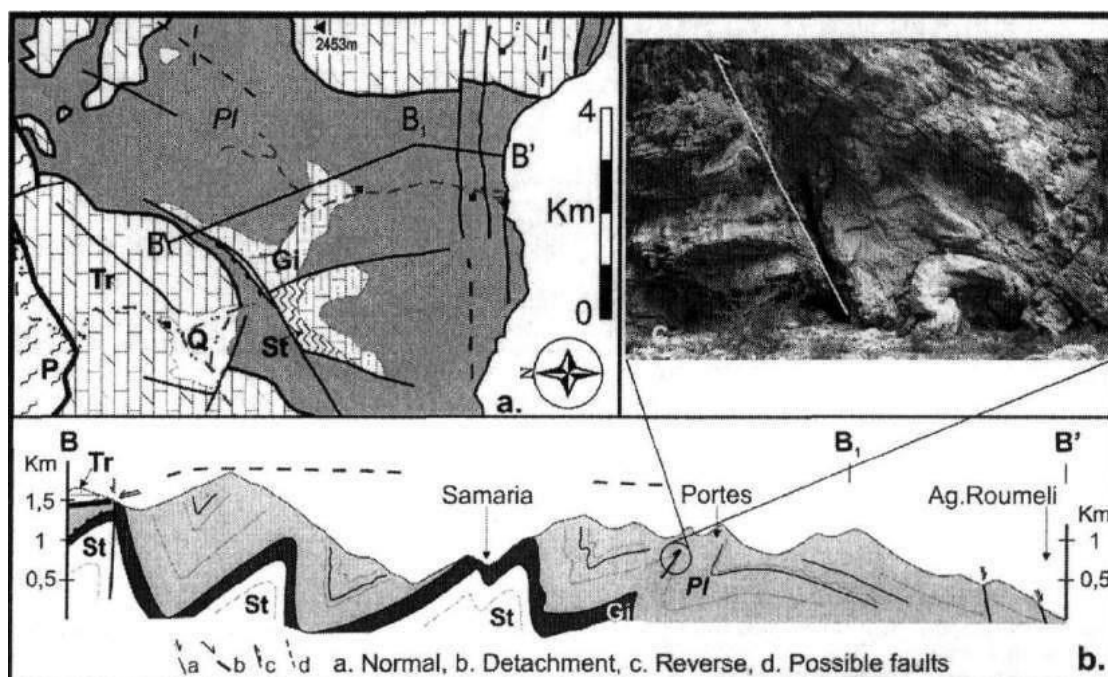
Τέλος, από επεξεργασία ζευγών αεροφωτογραφιών εντοπίστηκαν και απεικονίστηκαν ρήγματα με μεγάλες μεταπτώσεις (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Στη συνέχεια, μετά από στατιστική επεξεργασία (ροδοδιαγράμματα) ομαδοποιήθηκαν σε διευθύνσεις και συγκρίθηκαν με τα αποτελέσματα των σταθμών μετρήσεων τεκτονικών στοιχείων (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Τα αποτελέσματα συμφωνούσαν για τις δύο κύριες διευθύνσεις.

3.8 Φαράγγι της Σαμαριάς

Η περιοχή γύρω από το φαράγγι της Σαμαριάς δομείται κυρίως από την Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων και τα υπερκείμενα μετα-ανθρακικά πετρώματα της Ενότητας του Τρυπαλίου (Fassoulas et al., 2004a). Τα τελευταία είναι εμφανή βόρεια του οροπεδίου του Ομαλού και κατά μήκος των κορυφών των Λευκών Ορέων, ανατολικά του φαραγγιού της Σαμαριάς. Ένα ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault) διαχωρίζει τις δύο ενότητες (Fassoulas et al., 2004a). Η γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής του φαραγγιού χαρακτηρίζεται ως αντικλινική μεγαλοδομή με άξονα διεύθυνσης BBA-NNΔ, υποβυθιζόμενη προς τα ΒΑ (Manutsoglu et al., 1999). Το φαράγγι αποστραγγίζεται από ένα ρέμα που ξεκινά από τα υψηλά τοπογραφικά επίπεδα και εκβάλλει στη νότια ακτή, κοντά στο χωριό της Αγίας Ρουμέλης (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Το χωριό αυτό είναι χτισμένο πάνω σε ιζήματα που μεταφέρθηκαν από το φαράγγι (Shaw, 2012). Σκοπός είναι η ανάλυση της δομικής και μεταμορφικής εξέλιξης των Πλακωδών Ασβεστολίθων του φαραγγιού της Σαμαριάς και της ευρύτερης περιοχής (Manutsoglu et al., 2003).

Ολόκληρο το φαράγγι αναπτύσσεται εντός των πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Fassoulas et al., 2004a). Τα τυπικά πλακώδη μάρμαρα του καλύμματος εμφανίζονται στο νότιο τμήμα του φαραγγιού και στα γύρω βουνά. Οι υπόλευκες κορυφές στην αρχή του φαραγγιού αποτελούν τα στρώματα του Γκίγκιλου (Rahl et al., 2004). Εκατέρωθεν του όρους Γκίγκιλου οι διευθύνσεις κλίσης των σχηματισμών διαφοροποιούνται, διατηρώντας την ίδια BBA-NNΔ διεύθυνση, γεγονός που υποδηλώνει ότι το βουνό είναι ένα τεκτονικό παράθυρο (Manoutsoglou et al., 2022). Κατά τόπους τα πλακώδη μάρμαρα και τα υποκείμενα στρώματα του Γκίγκιλου είναι έντονα πτυχωμένα σε μεγάλα αντίκλινα και σύγκλινα καθώς μικρά αντίστροφα ρήγματα υπάρχουν συνήθως στις αναδιπλώσεις των πτυχών (fold hinges) (σχήμα 3.9b,c). Η επαφή μεταξύ των στρωμάτων του Γκίγκιλου και του υπερκείμενου πλακώδους μαρμάρου φαίνεται να είναι ένα ρήγμα επώθησης με διάτμηση προς τα ανατολικά της κορυφής, η οποία στη συνέχεια επικαλύφθηκε από ένα κανονικό ρήγμα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης. Τα ρήγματα αυτά είναι εκτεθειμένα κοντά στη κορυφή του μονοπατιού που διασχίζει το φαράγγι της Σαμαριάς (Fassoulas et al., 2004a). Η παράκτια ζώνη της περιοχής κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ, που δημιούργησαν τις απότομες πλαγιές των Λευκών Ορέων και την βαθιά τεκτονική τάφρο μεταξύ Κρήτης και Γαύδου (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Η ηλικία αυτής της τάφρου θεωρείται ότι είναι το Μέσο Μειόκαινο (Angelier et al., 1982; Bohnhoff et al., 2001), ενώ η

δραστηριότητα των ρηγμάτων είναι διαχρονική καθώς η σεισμικότητα εξακολουθεί να είναι παρούσα στην περιοχή (Papoulia et al., 1996).



Σχήμα 3.9: *a.* Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Σαμαριάς τροποποιημένος από Creutzburg et al. (1977) και Fytrolakis (1980). *b.* Τομή της περιοχής της Σαμαριάς όπου διακρίνεται η πτύχωση του καλύμματος των Πλακωδών Ασβεστολίθων και τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά. *c.* Διαφορική ασύμμετρη πτύχωση στην περιοχή της Σαμαριάς που οφείλεται σε γωνιακή, ισοκλινή πτύχωση σε λεπτοστρωματώδη μάρμαρα και κυλινδρική, σφιχτή πτύχωση σε παχυστρωματώδη μάρμαρα. Το ρήγμα επώθησης που αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια της προοδευτικής παραμόρφωσης αναγνωρίζεται ως η λευκή γραμμή. St: Στρωματόλιθοι, Gi: Στρώματα Γκίγκιλου, Pl: Πλακώδη μάρμαρα, P: Κάλυμμα Φυλλίτη-Χαλαζίτη, Tr: Ενότητα Τρυπαλίου, Q: Τεταρτογενή ιζήματα (Fassoulas et al., 2004a)

3.8.1 Παραμόρφωση και πτύχωση των Πλακωδών Ασβεστολίθων

Σε όλη την Κρήτη μεγάλες πτυχές παραμορφώνουν ολόκληρη την στρωματογραφική τομή (Fassoulas et al., 2004a). Η στρωματογραφία ανατρέπεται τοπικά σε μεγάλα σύγκλινα ή αντίκλινα, όπως στις περιοχές των Ταλαίων Ορέων και Σαμαριάς. Σε όλες τις περιοχές οι άξονες των πτυχών έχουν διεύθυνση ανατολή- δύση και τα αξονικά επίπεδα βυθίζονται προς τα βόρεια. Παρ' όλα αυτά στην περιοχή της Σαμαριάς, τα αξονικά επίπεδα και οι άξονες των πτυχών παρουσιάζουν περισσότερο ΝΔ-ΒΑ φορά, σε σχέση με την περιοχή του Ψηλορείτη, και η πτύχωση χαρακτηρίζεται ως ασύμμετρη (Fassoulas et al., 2004a).

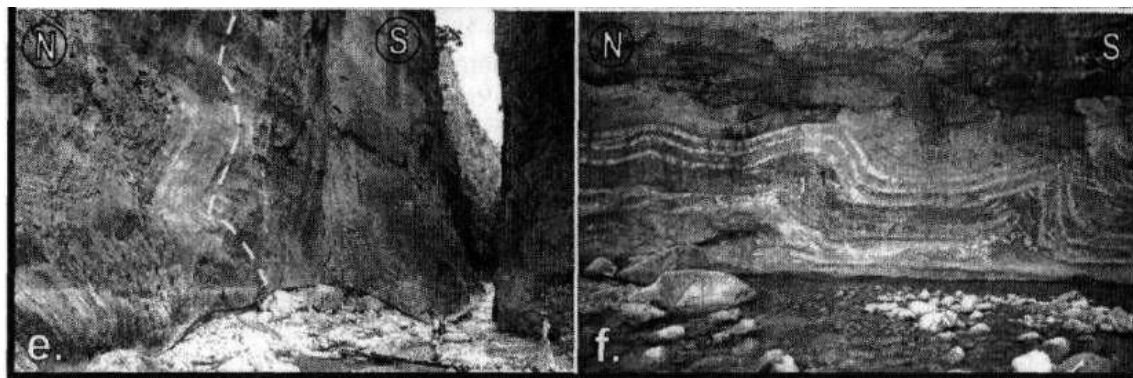
Εντός του φαραγγιού της Σαμαριάς είναι εμφανής πολυάριθμες πτυχές που αναπτύχθηκαν

στους πλακώδεις ασβεστόλιθους (Rahl et al., 2004). Οι πτυχές αυτές, σε σχέση με την περιοχή του Ψηλορείτη, τείνουν να είναι πιο ανοιχτές και γωνιώδεις και μερικές φορές εμφανίζονται ως γαλονοειδείς πτυχές (chevron folds) (Fassoulas et al., 2004a). Μία διατμητική σχισμή μεταξύ των πλακωδών μαρμάρων υποδηλώνει την κατεύθυνση της διάτμησης από την κορυφή προς τα νότια (top - south shear sense). Επίσης, οι πτυχές δεύτερης τάξης στα ανεστραμμένα ή κοντά σκέλη είναι γενικά ανοιχτές (Fassoulas et al., 2004a). Στη συγκεκριμένη περιοχή οι πτυχές αυτές, είναι γωνιώδεις, με σχεδόν οριζόντια αξονικά επίπεδα ή βυθιζόμενα προς τα νότια και διεύθυνση προς τα νοτιοανατολικά. Τέλος, η ηλικία της πτύχωσης ορίζεται στο Ύστερο Ολιγόκαινο με Πρώιμο Μειόκαινο (Fassoulas et al., 2004a).

Στην ευρύτερη περιοχή του φαραγγιού της Σαμαριάς εντοπίζονται αρκετές δομές μεσαίας κλίμακας (Manutsoglu et al., 2003). Οι περισσότερες πτυχές βρίσκονται στο ΝΑ σκέλος του αντικλίνου. Οι πιο συχνοί τύποι πτυχών είναι οι πτυχές συρρίκνωσης (buckle folds), είτε τύπου-z ή τύπου-s αλλά εμφανίζονται και σχεδόν ισοκλινείς πτυχές. Ο άξονας των πτυχών έχει ΒΒΑ διεύθυνση. Δίδυμες πτυχές (duplexes folds) και πτυχές συρρίκνωσης βρίσκονται σε ολόκληρο το αντίκλινο, αλλά καλύτερα εκτεθειμένες είναι στα τοιχώματα του φαραγγιού στο νότιο σκέλος και στην περιοχή γύρω από την Ποριά στο βόρειο σκέλος του αντικλίνου (Manutsoglu et al., 2003). Επιπλέον, στο φαράγγι εντοπίζονται δίδυμες δομές με πάχος έως 5m και μήκος 20m, οι οποίες σχηματίστηκαν μέσα σε μια ζώνη διάτμησης. Γενικότερα, η κατεύθυνση της διάτμησης είναι από την κορυφή προς τα ΔΒΔ (top to the WNW), όμως στο βόρειο σκέλος του αντικλίνου είναι από την κορυφή προς τα ΑΝΑ (top to the ESE). Για το σύνολο του αντικλίνου, η κατεύθυνση της διάτμησης είναι συμβατή με πτύχωση κάμψης-ολίσθησης (flexural slip folding) (Manutsoglu et al., 2003).

Σχετικά με τις μικροδομές (microfabrics) που εντοπίζονται στην Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολιθών, οι τύποι τους εξαρτώνται από το μέγεθος της παραμόρφωσης (strain) και την λιθολογία (Manutsoglu et al., 2003). Παρατηρήσεις πεδίου αναγνώρισαν περιοχές με χαμηλή και υψηλή παραμόρφωση (Manutsoglu et al., 2003). Οι χαμηλής παραμόρφωσης περιοχές παρουσιάζουν λίγες ή καθόλου ενδείξεις συμπτωτικής βράχυνσης (shortening), ενώ της υψηλής παραμόρφωσης έχουν υποστεί έντονη βράχυνση. Για τα δύο αυτά πεδία εξετάστηκαν οι δομές των μαρμάρων και των μετακερατολιθών (metacherts) (Manutsoglu et al., 2003). Από την μελέτη των μαρμάρων στο πεδίο υψηλής παραμόρφωσης προέκυψε ότι οι ζώνες διάτμησης δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια της επώθησης, ενώ η έρευνα στους μετακερατόλιθους στο ίδιο πεδίο κατέληξε στο ότι η παραμόρφωση έλαβε χώρα σε ρηχά δομικά επίπεδα, κοντά στην μετάβαση όλκιμου-θραυσιγενούς. Τέλος, διαπιστώθηκε ότι τα

βόρεια τμήματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων παραμορφώθηκαν υπό συνθήκες υψηλότερης θερμοκρασίας από ότι τα νότια τμήματα, κατά τη διάρκεια μιας προοδευτικής περιφερειακής μεταμόρφωσης, με μέγιστη θερμοκρασία τους 300°C (Manutsoglu et al., 2003).



Εικόνα 3.7: *e.* Ανοιχτή γωνιώδης πτύχωση στο ανεστραμμένο σκέλος στο φαράγγι της Σαμαριάς (Πόρτες) όπου το αξονικό επίπεδο είναι περίπου οριζόντιο. *f.* Διάδοση της παραμόρφωσης όπου σχηματίζονται παρόμοιες με ανοιχτές (open-similar) και ασύμμετρες πτυχές πάρελξης (drag folds) στο φαράγγι της Σαμαριάς (Fassoulas et al., 2004a)

3.8.2 Μεταμορφικές συνθήκες

Τα κατώτερα καλύμματα της Κρήτης υπέστησαν μεταμόρφωση HP-LT κατά το Ολιγόκαινο. Οι μέγιστες μεταμορφικές συνθήκες των 0,9-1 GPa και 350-400°C επιτεύχθηκαν πριν από 24 εκατομ. χρόνια (Jolivet et al., 1996; Theye and Seidel, 1991). Αντίθετα, τα ανώτερα καλύμματα παρέμειναν στα ανώτερα 6-10 km του ανώτερου φλοιού για τα τελευταία 40 εκατομ. χρόνια (Thomson et al., 1998a). Η μεγάλη μεταμορφική ρήξη μεταξύ των ανώτερων και κατώτερων καλυμμάτων υποδηλώνει ότι κανονικά ρήγματα έχουν αποκόψει το μεσαίο τμήμα του φλοιού και είχαν σημαντικό ρόλο στην ανάδυση των πετρωμάτων HP-LT (Fassoulas et al., 1994; Jolivet et al., 1996; Stöckhert et al., 1999; Thomson et al., 1998b). Η εκτεταμένη ανάδυση άρχισε πριν από 20 εκατομ. χρόνια, αμέσως μετά την κορύφωση της μεταμόρφωσης (Thomson et al., 1998b).

Τα ιζηματογενή ανθρακικά ορυκτά των πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων φαίνεται ότι έχουν χονδροποιηθεί και ανακρυσταλλωθεί κατά τη διάρκεια της

μεταμόρφωσης, αλλά ο βαθμός της ανακρυστάλλωσης ποικίλλει έντονα από τόπο σε τόπο (Fassoulas et al., 2004a). Στο φαράγγι τα πετρώματα είναι αρκετά λεπτόκοκκα και η μεταμορφική ανακρυστάλλωση ήταν πιο περιορισμένη σε σχέση με άλλα μέρη της Κρήτης. Στους κατώτερους στρωματογραφικούς ορίζοντες, η ανακρυστάλλωση διαπιστώθηκε ότι ήταν πολύ περιορισμένη και συχνά μπορεί να παρατηρηθεί μόνο σε μικροκλίμακα (Fassoulas et al., 2004a).

3.8.3 Γεωμορφές

Από τις αναλύσεις των 3D DEM (Digital Elevation Model) και τις παρατηρήσεις πεδίου στην περιοχή μελέτης αναγνωρίστηκαν δύο είδη επιφανειακών χαρακτηριστικών (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Αφορούν άμεσες ενδείξεις του βασικού επιπέδου, όπως κρεμαστές κοιλάδες (hanging valleys) και επιφάνειες επιπέδωσης (flat erosional surface), ή έμμεσες ενδείξεις του βασικού επιπέδου που σχετίζονται με μεταβολές της στάθμης της θάλασσας, όπως οι θαλάσσιες αναβαθμίδες και οι εγκοπές. Ειδικότερα, σε υψόμετρο 630m εμφανίζεται μία επιφάνεια επιπέδωσης και σε υψόμετρο 140m, πάνω από την είσοδο του φαραγγιού, μία κρεμαστή κοιλάδα. Επιπλέον, εμφανίζονται θαλάσσιες αναβαθμίδες σε διάφορα υψόμετρα, με την κατώτερη να βρίσκεται 2,5m πάνω από την στάθμη της θάλασσας, με τον σχηματισμό της να ορίζεται στα τέλη του Ολόκαινου (Price et al., 2002; Pirazzoli et al., 1996a). Παλαιότερες αναβαθμίδες υποβάθμισης (degradational terraces) εμφανίζονται στα 300m και στα 120m υψόμετρο. Η παρουσία θαλάσσιων αναβαθμίδων σε μεγάλα υψόμετρα είναι αποτέλεσμα διαφορετικής ανύψωσης των πετρωμάτων (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Από την συσχέτιση ποτάμιων και θαλάσσιων αναβαθμίδων προέκυψε ότι η κρεμαστή κοιλάδα στα 140m και η θαλάσσια αναβαθμίδα στα 120m αντιπροσωπεύουν μια φάση διάβρωσης που σχετίζεται πιθανώς με τις μεσοπαγετωνικές (interglacial) περιόδους του Πλειστόκαινου (Fassoulas and Nikolakakis, 2005).

Αναλύσεις του προφίλ του ρέματος στο φαράγγι πραγματοποιήθηκαν με χρήση DEM και παρατηρήσεις πεδίου (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι στην περιοχή της Σαμαριάς, το επικρεμάμμενο τοίχωμα (hanging wall) είναι κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Τα ρέματα της Σαμαριάς και της Αράδαινας συνεχίζουν υποθαλάσσια, και ενώ αρχικά είχαν νότια κατεύθυνση, στη συνέχεια στρέφονται προς τα δυτικά σχηματίζοντας φαράγγια στην τάφρο της Γαύδου. Επιπλέον, το προφίλ του ρέματος απεικονίστηκε σε σχέση με τα κύρια ίχνη ρηγμάτων, με σκοπό να εξεταστούν πιθανές αλληλεπιδράσεις μεταξύ τεκτονικής και διάβρωσης (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Τα ρέματα στην περιοχή της

Σαμαριάς παρουσιάζουν παρόμοια, πολύ ήπια κλίση και ανά τμήματα εμφανίζονται οριζόντια. Η διάβρωση στην περιοχή έχει επηρεαστεί από επανειλημμένες φάσεις ανύψωσης, όπως υποδεικνύεται από τα διάφορα σημεία καμπής (nick points) και τις αναβαθμίδες που υπάρχουν (Fassoulas and Nikolakakis, 2005).

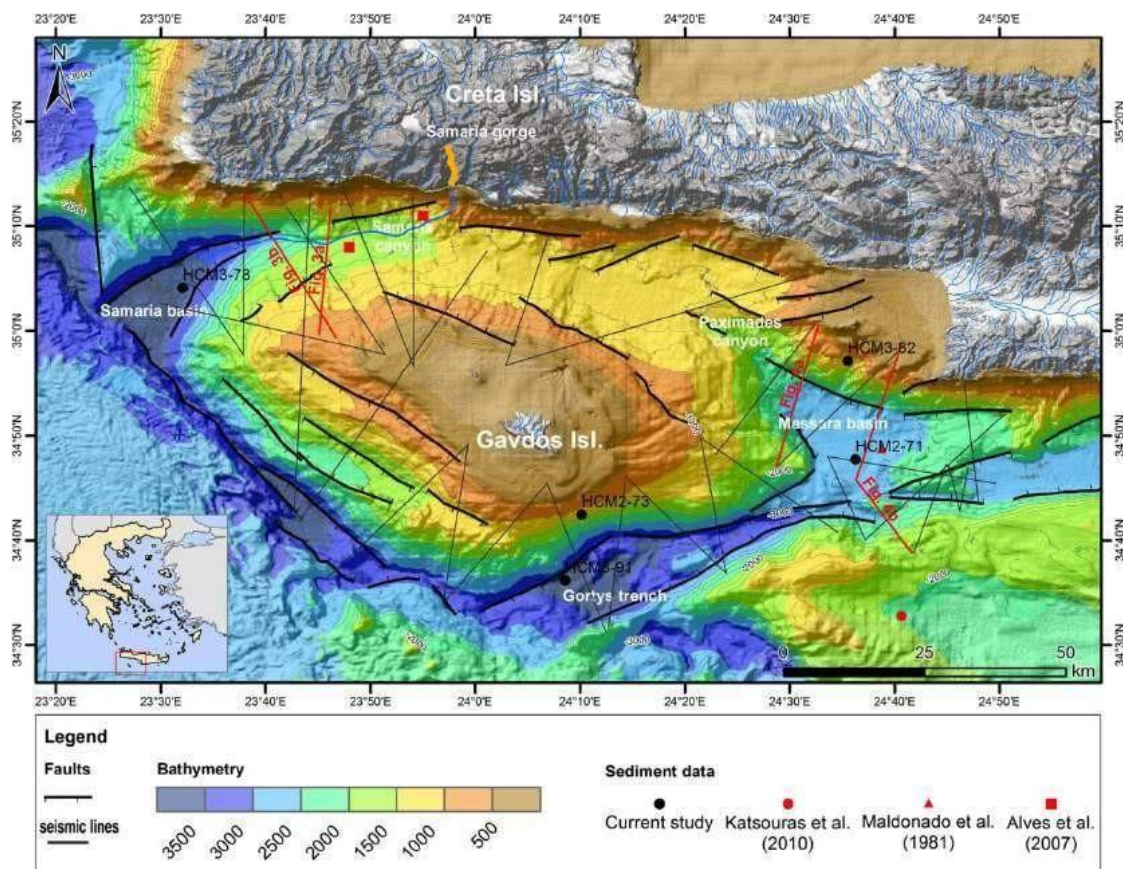
Η παράκτια περιοχή της Σαμαριάς παρουσιάζει ένα συνολικό ρήγμα μετατόπισης 5km και συνολική ανύψωση τουλάχιστον 630m (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Συνεπώς, το τεκτονικό μπλοκ της συγκεκριμένης περιοχής φανερώνει πολύ ώριμο στάδιο διάβρωσης με σημεία καμπής που σχετίζονται, πιθανόν, με επαναδραστηριοποίηση των ρηγμάτων (Fassoulas and Nikolakakis, 2005).

3.9 Υποθαλάσσιο φαράγγι της Σαμαριάς

Το φαράγγι της Σαμαριάς εκτείνεται όχι μόνο στο χερσαίο κομμάτι της Κρήτης, αλλά και υποθαλάσσια στα νότια του νησιού. Το περιθώριο της νότιας Κρήτης χαρακτηρίζεται από απότομες κατωφέρειες με μεταβλητή μορφολογία και κυριαρχείται από αρκετά βαθιά φαράγγια (Manta et al., 2019). Οι κυριότερες διεργασίες κατηφορικής (downslope) μεταφοράς ιζημάτων από την ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα προς τον βαθύ ωκεανό είναι τα ρεύματα του πυθμένα και οι αποθέσεις μεταφοράς μάζας (Manta et al., 2019). Γενικότερα, στην ανατολική Μεσόγειο η πλήρωση των βαθιών αβυσσικών (abyssal) πεδιάδων είναι αποτέλεσμα της μεταφοράς ιζημάτων από πολυάριθμα φαράγγια (canyons) (Canals et al., 2004). Το νότιο περιθώριο της Κρήτης ελέγχεται από ΔΝΔ-ΑΒΑ διεύθυνσης, οριζόντιας ολίσθησης έως πλάγια ρήγματα αλλά και κανονικά ρήγματα. Η μακροπρόθεσμη τεκτονική δραστηριότητα κατά μήκος αυτού του δικτύου ρηγμάτων είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό και την καθίζηση (subsidence) της Ελληνικής ρηχής τάφρου (Hellenic Trough), νότια της Κρήτης κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς (Alves et al. 2007; Sakellariou and Tsamprouraki-Kraounaki, 2019).

Η μεθοδολογία περιελάμβανε την απόκτηση και επεξεργασία δεδομένων μέσω σεισμικής ανάκλασης και βαθυμετρικής σάρωσης καθώς και δημιουργία βαθυμετρικού DTM (Digital Terrain Model) (Manta et al., 2019). Επίσης, πραγματοποιήθηκε πυρηνοληψία ιζημάτων από την λεκάνη της Σαμαριάς σε βάθος 3600m, τα οποία και αναλύθηκαν (Manta et al., 2019). Σκοπός είναι ο χαρακτηρισμός της μεταβλητότητας των ιζηματογενών φάσεων και ο

προσδιορισμός της σχετικής συμβολής των επιμέρους προμηθευτών ιζημάτων στη λεκάνη της Σαμαριάς (Manta et al., 2019).



Σχήμα 3.10: Βαθυμετρία της θαλάσσιας περιοχής της νοτιοδυτικής Κρήτης. Το φαράγγι της Σαμαριάς (Samaria gorge και Samaria canyon) βρίσκεται βορειοδυτικά της Γαύδου. Οι μαύρες λεπτές γραμμές παρουσιάζουν τη θέση των σεισμικών γραμμών. Οι μαύρες παχιές γραμμές υποδεικνύουν τα κύρια ρήγματα της περιοχής, όπως σχεδιάστηκαν, σύμφωνα με τους Sakellariou και Tsamprouraki-Kraounaki (2019), βελτιώθηκαν και τροποποιήθηκαν από τους Manta et al. (2019). Οι μαύρες κουκκίδες δείχνουν τη θέση των πυρήνων από την μελέτη των Manta et al. (2019), από τις οποίες η HCM3-78 λήφθηκε από την λεκάνη της Σαμαριάς. Οι κόκκινες κουκκίδες δείχνουν πυρήνες από προηγούμενες μελέτες. (Manta et al., 2019)

Τα αποτελέσματα σχετικά με την μορφολογία της περιοχής ανέδειξαν την σύνδεση του φαράγγιου (canyon) της Σαμαριάς με το καλά ανεπτυγμένο ποτάμιο σύστημα του χερσαίου φαράγγιου (gorge) της Σαμαριάς (Manta et al., 2019). Το μήκος του φαράγγιου είναι περίπου 60km, έχει διατομή σχήματος V και διευρύνεται προς το τέλος του. Το μεγαλύτερο μέρος του έχει προσανατολισμό Α-Δ, αλλά η κεφαλή του έχει ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση (Manta et al., 2019). Στο κατώτερο άκρο του φαράγγιου αναπτύσσεται η λεκάνη της Σαμαριάς σε μέσο βάθος νερού περίπου 3600m και εκτείνεται σε έκταση 216km². Τέλος, η λεκάνη τροφοδοτείται από περισσότερα από 10 μικρότερα φαράγγια, μήκους έως 12km (Manta et al., 2019).

Όσον αφορά τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά, αναγνωρίστηκαν τρεις ιζηματογενείς φάσεις για την λεκάνη της Σαμαριάς (Manta et al., 2019). Οι φάσεις χωρίστηκαν με βάση τη φύση του ιζήματος, το μέγεθος των κόκκων και τις ιζηματογενείς δομές. Η φάση 3 (ελασματώδης πηλός) αποτελείται από οριζόντιες ελασματώσεις με πάχος έως και 1cm. Η συγκεκριμένη φάση ερμηνεύεται ως λεπτόκοκκοι τουρβιδίτες (turbidites) και προκύπτουν από την καθίζηση των κροκίδων σε χαμηλότερες συγκεντρώσεις πηλού (Talling et al., 2012). Η φάση 5 (αδόμητη ιλύς) εντοπίζεται στα πρώτα 7cm του πυρήνα και ερμηνεύεται ως ιλυοτουρβιδίτες (silt turbidites) (Piper, 1978). Για αυτές τις αποθέσεις είναι υπεύθυνα τα αμμώδη τουρβιδιτικά ρεύματα (turbidity currents) χαμηλής πυκνότητας (Nelson and Nilsen, 1984). Η τελευταία φάση είναι η φάση 6 (τουρβιδιτικός αδιαβάθμητος πηλός), της οποίας το πάχος υποδηλώνει ότι η ροή διατηρήθηκε για μεγάλα χρονικά διαστήματα. Επιπλέον, υπολογίστηκε ότι ο ρυθμός ιζηματογένεσης για την λεκάνη της Σαμαριάς είναι 8,7 cm/kyr (Manta et al., 2019).

Οι φυσικές και γεωτεχνικές ιδιότητες των ιζημάτων προσδιορίστηκαν για την λεκάνη της Σαμαριάς και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται παρακάτω (Manta et al., 2019). Η κοκκομετρική ανάλυση έδειξε ότι στην λεκάνη κυριαρχεί η ιλύς (πάνω από 50%) και ο άργιλος. Το χονδρόκοκκο υλικό που προέρχεται από ποτάμια αποτίθεται στα ρηχότερα τμήματα του φαράγγιου, ενώ το λεπτόκοκκο φτάνει στην λεκάνη και αποτίθεται ως το ανώτερο στρώμα ιλύος στον πυρήνα. Επίσης, η περιεκτικότητα σε CaCO₃ εκτιμήθηκε σε 40-60 dw%, η οποία είναι υψηλότερη από άλλες περιοχές νότια της Κρήτης, όπως η λεκάνη Μεσσάρας, η τάφος της Γόρτυνας (Gortys trench), η κατωφέρεια Κρήτης και η κατωφέρεια Γαύδου. Η περιεκτικότητα σε συνολικό οργανικό άνθρακα (Total Organic Carbon, TOC) κυμαίνεται μεταξύ 0,2 - 0,6%, και χαρακτηρίζεται ως φυσιολογική τιμή, όπως και η αναλογία C/N με εύρος τιμών της τάξεως των 8-11,8. Επιπροσθέτως, η περιεκτικότητα σε νερό εκτιμήθηκε σε 30-55% με φθίνουσα τάση, όσο μεγαλώνει το βάθος. Τέλος, η τιμή της

διατμητικής αντοχής προσδιορίστηκε στα 61,1kPa στα ανώτερα μέρη του πυρήνα, η οποία είναι τριπλάσια από τις άλλες περιοχές, αλλά στα κατώτερα μέρη του πυρήνα μειώνεται σε τιμές μεταξύ 10-20kPa. Από τις αυξομειώσεις των τιμών της διατμητικής αντοχής και της περιεκτικότητας του νερού, υποδεικνύεται η ύπαρξη κανονικής συμπαγοποίησης (consolidation) (Manta et al., 2019).

3.10 Συμπεράσματα

Οι έρευνες σχετικά με διάφορους γεωπαράγοντες στην ευρύτερη περιοχή των Λευκών Ορέων ανέδειξαν τον σημαντικό ρόλο της αλληλεπίδρασής τους στη διαμόρφωση των τεχνικογεωλογικών συνθηκών σε ένα περιβάλλον που κυριαρχείται από ένα ενεργό γεωδυναμικό καθεστώς (Pavlaki et al., 2013). Αναδείχθηκε, επίσης, ένας μεγάλος αριθμός γεωδομών, που καθιστούν την περιοχή ως ένα παγκοσμίως μοναδικό Φυσικό Γεωλογικό Εργαστήριο (Pavlaki et al., 2013). Επιπλέον, εξετάστηκε η αλληλεπίδραση μεταξύ των λεκανών απορροής της περιοχής και της περιφερειακής τεκτονικής δραστηριότητας (Argyriou et al., 2017). Ο υπολογισμός διάφορων γεωμορφικών δεικτών παρείχε πληροφορίες για τις διαδικασίες που διαμορφώνουν τις λεκάνες (Argyriou et al., 2017). Από τα αποτελέσματα προέκυψε ότι οι λεκάνες απορροής της Αράδαινας και του φαράγγιού της Σαμαριάς παραμορφώθηκαν με τρόπο που υποδηλώνει μέτριο βαθμό τεκτονικού ελέγχου ενώ αυτές του Ποταμού και του Σφακιανού φαράγγιού φανερώνουν πολύ υψηλή τεκτονική δραστηριότητα. Αντίθετα, η λεκάνη απορροής της Αγίας Ειρήνης χαρακτηρίζεται από χαμηλού βαθμού τεκτονικό έλεγχο.

Σχετικά με την περιοχή των Δωμάτων, διαπιστώθηκε ότι οι διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας διαμόρφωσαν το τοπίο πριν από 29-57 χιλιάδες χρόνια (Mouslopoulou et al., 2017). Ωστόσο, λόγω της γρήγορης τεκτονικής ανύψωσης της Κρήτης τα επόμενα 20 χιλιάδες χρόνια ολόκληρη η αλλουβιακή ακολουθία διέφυγε την καταστροφή ή/και την τροποποίηση λόγω της διάβρωσης. Έτσι, τόσο ο ευστατισμός (eustatism) όσο και ο τεκτονισμός επηρέασαν το σχηματισμό και τη διατήρηση του τοπίου στα Δώματα αλλά σε διαφορετικές χρονικές περιόδους (Mouslopoulou et al., 2017).

Η τεκτονική επιδρά άμεσα, αλλά και έμμεσα, και στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού με την δημιουργία των πρωταρχικών διόδων κυκλοφορίας του νερού. Συγκεκριμένα, το κλαστικό υπόβαθρο της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων αποτελείται από αδιαπέρατους σχηματισμούς και οριοθετείται από μία τεκτονική επωθητική επιφάνεια με παράταξη BBA/NNΔ, παρόμοια με μία από τις κύριες τεκτονικές διευθύνσεις της περιοχής (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Η επιφάνεια αυτή, δημιούργησε μία τεχνητή βάση επιταχυνόμενης καρστικοποίησης κάτι που σημαίνει ότι εμφανίζονται περισσότερες καρστικές δομές στην επαφή των κερματισμένων (μετα)ανθρακικών πετρωμάτων της Ενότητας Τρυπαλίου με το υποκείμενο μη διαπερατό (μετα)κλαστικό υπόβαθρο της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Μανούτσογλου κ.α., 2015). Η πόλγη του Ομαλού εξελίχθηκε πάνω σε μια επιφάνεια καρστικής επιπέδωσης. Την ευρύτερη περιοχή διατέμνουν μικρά και μεγάλα ρήγματα διευθύνσεων BBA/NNΔ και BBΔ/NNΑ, τις οποίες διευθύνσεις ακολούθησαν τα εφήμερα ρέματα που δημιούργησαν τα αλλουβιακά ριπίδια (Μανούτσογλου κ.α., 2015).

Οι τεκτονικές δομές της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων γύρω από το φαράγγι της Σαμαριάς υποδηλώνουν παραμόρφωση στην προχώρα μιας ορογενετικής ζώνης (Manutsoglu et al., 2003). Είναι πιθανό, ακολούθως, να συνέβη αποκόλληση της ενότητας αυτής από το υπόβαθρό της. Η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων αντιπροσωπεύει το ιζηματογενές κάλυμμα της προ-Απουλίας (pre-Apulian), το οποίο καταβυθίστηκε κάτω από την ενότητα Φυλλίτη-Χαλαζίτη και των υπολοίπων καλυμμάτων των Ελληνίδων (Bally et al., 1986). Οι παραμορφωτικές δομές του βόρειου τμήματος της περιοχής της Σαμαριάς προήλθαν από ένα βαθύτερο δομικό επίπεδο του φλοιού απ' ότι στο νότιο τμήμα της (Manutsoglu et al., 2003). Το είδος της παραμόρφωσης και το γενικό τεκτονικό περιβάλλον της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων υποδηλώνουν ότι η γωνιώδη προσαύξηση (accretion) και η παραμόρφωση είναι 'λεπτοδερματώδης' (thin-skinned) (Allmendinger, 1999). Συνολικά, στην περιοχή μελέτης η παραμόρφωση και η μεταμόρφωση έχουν αναπτυχθεί στο πλαίσιο της ίδιας τεκτονικής φάσης, που συνέβη στις αρχές του Μειόκαινου (Manutsoglu et al., 2003).

Το προφίλ του ποταμού εντός του φαραγγιού της Σαμαριάς εξαρτάται άμεσα από την ηλικία και το τεκτονικό ιστορικό των ζωνών των ρηγμάτων που διαμόρφωσαν τα ανυψωμένα τεκτονικά μπλοκ (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Παλιές ζώνες ρηγμάτων ηλικίας τέλους Μειόκαινου, έχουν δημιουργήσει διάβρωση σε ώριμο στάδιο. Ο σχηματισμός σημείων καμπής και ενεργών διεργασιών διάβρωσης κατά βάθος (incision) αποδίδονται σε μεταγενέστερες επανενεργοποιήσεις των ρηγμάτων (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Τα

φαράγγια στην περιοχή της Σαμαριάς ανήκουν σε αυτή την περίπτωση, αφού η δημιουργία τους ξεκίνησε στα τέλη Μειόκαινου με αρχές Πλειόκαινου και αναπτύχθηκαν πλήρως κατά το Πλειόκαινο. Επίσης, στο φαράγγι αναγνωρίστηκαν επιφάνεια επιπέδωσης και κρεμαστή κοιλάδα, τα οποία απεικονίζουν την διαβρωτική περίοδο στα τέλη του Μειόκαινου, που ακολουθήθηκε από την ταχεία ανύψωση του φλοιού στις αρχές του Πλειόκαινου (Fassoulas and Nikolakakis, 2005). Τα φαράγγια αναπτύχθηκαν κάτω από αυτές τις επιφάνειες ως αντίδραση του τοπίου στην διαφορική ανύψωση του Πλειόκαινου και μεταγενέστερων περιόδων. Ο συνολικός ρυθμός ανύψωσης της περιοχής υπολογίστηκε κατά προσέγγιση σε 11,9 cm/1000 yr (Fassoulas and Nikolakakis, 2005).

Το φαράγγι (canyon) της Σαμαριάς είναι ένα μεγάλο φαράγγι που διασπάει την υφαλοκρηπίδα (shelf-breaching) με μια στενή χερσαία σύνδεση, πλαισιωμένη από αποθέσεις μεταφοράς μάζας (κατολισθήσεις, καταπτώσεις και θραύσματα) (Manta et al., 2019). Τα φαράγγια (canyons) που συνδέονται με χερσαίες πηγές ιζημάτων μέσω άμεσων αλληλεπιδράσεων αποστράγγισης είναι οι κύριοι συντελεστές των ιζημάτων στις λεκάνες. Στην περίπτωση της Κρητικής κατωφέρειας, αυτό γίνεται από τουρβιδιτικά ρεύματα (Manta et al., 2019). Η παγίδευση χονδρόκοκκου υλικού διαφοροποιεί το ίζημα, με το λεπτόκοκκο υλικό να φτάνει στη λεκάνη της Σαμαριάς. Η τελευταία κυριαρχείται από τουρβιδιτικές διεργασίες που προκαλούνται από ποτάμιες εισροές-υπερπυκνές ροές (hyperpycnal flows) (Alves et al., 2007) και από αποθέσεις μεταφοράς μάζας που αναπτύσσονται στην κατωφέρεια (Manta et al., 2019).

Η εγκάρσια ζώνη του Ομαλού λειτούργησε ως πλάγια ράμπα σε κλίμακα φλοιού στην επωθητική ζώνη των Εξωτερικών Ελληνίδων στην Κρήτη (Chatzaras et al., 2013). Η πλάγια ράμπα του Ομαλού είναι ευθυγραμμισμένη με ένα σύνολο Μεσοζωικών συνιζηματογενών κανονικών ρηγμάτων και σχετίζεται με σημαντικές μεταβολές του πάχους του φλοιού του Αιγαίου και της ζώνης επώθησης. Επομένως, η πλάγια ράμπα είναι πιθανό να έχει σχηματιστεί πάνω από μία Μεσοζωική ζώνη ρηγμάτων (Chatzaras et al., 2013). Εκτός αυτού, στην πλάγια ράμπα έλαβε χώρα η ολίσθηση μεταξύ της προεκβολής της Παλαιόχωρας και του γραμμικού τμήματος του Ψηλορείτη της ζώνης επώθησης (Chatzaras et al., 2013).

Η ανάλυση απέδειξε ότι η πλάγια ράμπα χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία ενός τοπικού κινηματικού πεδίου, το οποίο μεταβάλλεται με το βάθος και τον χρόνο (Chatzaras et al., 2013). Κατά τη διάρκεια του Πρώιμου Μειόκαινου, η όλκιμη παραμόρφωση στην πλάγια ράμπα από 35 έως 10km βάθος περιλάμβανε μετακίνηση παράλληλη με τη ράμπα (ramp-parallel movement). Η επακόλουθη θραυσσιγενής παραμόρφωση του Μέσου-Ύστερου

Μειόκαινου από 10km βάθος έως την επιφάνεια χαρακτηρίζεται από μετακινήσεις κανονικές ως προς την ράμπα (ramp-normal movements). Μετά την τελική εκταφή των καλυμμάτων-HP η παραμόρφωση κατά τη διάρκεια του Ύστερου Μειόκαινου-Πλειστόκαινου περιλάμβανε μετακίνηση παράλληλη με τη ράμπα (Chatzaras et al., 2013).

Κεφάλαιο 4: ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ

Ένα μεγάλο μέρος των ερευνών που έχουν διεξαχθεί εντός των ορίων του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων στο πεδίο των γεωεπιστημών, ασχολείται με υδρολογικά και υδρογεωλογικά προβλήματα. Σκοπός των ερευνών είναι η μελέτη των υδρολογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή του Εθνικού Δρυμού. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν, μπορούν να συμβάλλουν στην αειφόρο διαχείριση και προστασία των υδατικών συστημάτων. Οι περιοχές οι οποίες ερευνήθηκαν είναι το οροπέδιο του Ομαλού, το φαράγγι της Σαμαριάς, το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης και γενικότερα το καρστικό σύστημα των Λευκών Ορέων.

4.1 Λευκά Όρη

Ο ρόλος της ορεινής μάζας των Λευκών Ορέων ως υδατοσυλλέκτης είναι μεγάλης σημασίας, καθώς τροφοδοτεί με νερό τα ποτάμια, τις πηγές και τους υπόγειους υδροφορείς της Δυτικής Κρήτης. Η καρστική λεκάνη των Λευκών Ορέων καλύπτει μία επιφάνεια έκτασης 840 km². Από τους σχηματισμούς της ευρύτερης περιοχής υδρολογικό ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και οι δολομίτες του γεωλογικού υποβάθρου, τα ασβεστολιθικά πετρώματα της ζώνης Γαβρόβρου – Τριπόλεως και το βαθύτερο στρώμα των Νεογενών. Οι παραπάνω σχηματισμοί είναι καρστικοί με υδρολογικό χαρακτήρα, με υψηλή διαπερατότητα και συντελεστή διήθησης. Τα Λευκά Όρη δέχονται μεγάλες ποσότητες βροχόπτωσης και χιονόπτωσης και αποτελούνται από διαπερατό ασβεστόλιθο της Ενότητας Τρυπαλίου. Ως αποτέλεσμα, επιτρέπει την διείσδυση του νερού στα βαθύτερα στρώματα και επαναφορτίζει τους υπόγειους ταμιευτήρες νερού καλύπτοντας τις ανάγκες του πληθυσμού και της γεωργίας (LIFE Natura 2000 Value Crete, 2016).

Το καρστικό σύστημα των Λευκών Ορέων εκφορτίζεται κυρίως προς τα Βόρεια του νησιού όπου δημιουργούνται καρστικές πηγές, οι κυριότερες εκ των οποίων είναι οι εξής: α) πηγές Στύλου – Κοιλιάρη, β) πηγές Αρμένων, γ) πηγές Αγιάς, δ) πηγές Μεσκλών, ε) πηγές Ζούρμπου Καλυβών και στ) λίμνη Κουρνά – πηγές Γεωργιουπόλεως. Η μέση ετήσια παροχή του συνόλου των πηγών είναι περίπου 29 m³/s (Χατζηαγοράκης, 1977). Τα σημαντικότερα ρέματα της περιοχής είναι:

- του φαραγγιού της Σαμαριάς, με κατεύθυνση προς τα νότια
- του Ξηροποτάμου, με κατεύθυνση N – B που καταλήγει στο οροπέδιο του Ομαλού
- του φαραγγιού του Κλάδου, με κατεύθυνση B – N προς ΒΑ – ΝΔ που εκβάλλει στο Λιβυκό πέλαγος
- του φαραγγιού της Τρυπητής, που είναι παράλληλο με το φαράγγι του Κλάδου
- της Αγίας Ειρήνης, με κατεύθυνση Α – Δ, μέσω του ομώνυμου φαραγγιού, νότια προς το Λιβυκό πέλαγος.



Εικόνα 4.1: Οι υδρολογικές λεκάνες των Λευκών Ορέων, καρστικές δομές, ποτάμια, πηγές και ρέματα (LIFE Natura 2000 Value Crete, 2016)

Η περίοδος ξήρανσης της καρστικής λεκάνης των Λευκών Ορέων εξαρτάται από την κατανομή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και της εξατμισοδιαπνοής. Ξεκινάει τον Απρίλιο και αρχίζει να επαναφορτίζεται τον Οκτώβριο.

Όσον αφορά την υδροχημεία της λεκάνης, συλλέχθηκαν δείγματα από εννέα πηγές και μετρήθηκε η συγκέντρωσή τους σε ιόντα Cl , SO_4 , HCO_3 , Na , K , Mg και Ca (Χατζηαγοράκης, 1977). Με βάση αυτές τις μετρήσεις, υπολογίστηκε το ποσοστό Na , καθώς και οι σχέσεις Mg/Ca και Cl/HCO_3 . Από την τελευταία σχέση, προσδιορίστηκε ο βαθμός μόλυνσης του υπόγειου νερού. Εκτός αυτού, με την βοήθεια του διαγράμματος Schoeller, οι πηγές χωρίστηκαν σε δύο ομάδες, ανάλογα τη συγκέντρωσή τους σε ιόντα Cl , HCO_3 και

SO₄. Στην πρώτη ομάδα, όπου η συγκέντρωση του HCO₃ είναι μεγαλύτερη από του Cl, η οποία είναι μεγαλύτερη του SO₄, ταξινομείται το νερό των πηγών Στύλου, Αρμένων, Αγιάς και Μεσκλών και χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές της σχέσης Mg/Ca. Στην δεύτερη ομάδα, όπου η συγκέντρωση του Cl είναι μεγαλύτερη από του HCO₃, η οποία είναι μεγαλύτερη του SO₄, ταξινομείται το νερό των πηγών Γεωργιουπόλεως, Κουρνά, Ζούρμπου και Κοιλιάρη. Χαρακτηρίζεται ως χλωριονατριούχο νερό και η σχέση Mg/Ca έχει υψηλότερες τιμές σε σύγκριση με την πρώτη ομάδα, κάτι που οφείλεται στην σύνδεση του υδροφορέα των πηγών με την θάλασσα. Ακόμα, τα αποτελέσματα έδειξαν ότι το νερό των πηγών Στύλου, Αρμένων, Αγιάς και Μεσκλών χαρακτηρίζεται ως κανονικό υπόγειο νερό. Το νερό των πηγών Αμάτι και Καλαμίου, ως ελαφρώς μολυσμένο. Το νερό των πηγών Ζούρμπου, ως μέτρια μολυσμένο. Το νερό των πηγών Βλυχάδας, ως επικίνδυνα μολυσμένο και τέλος, των πηγών Γεωργιούπολης, ως ισχυρά μολυσμένο.

4.2 Φαράγγι της Σαμαριάς

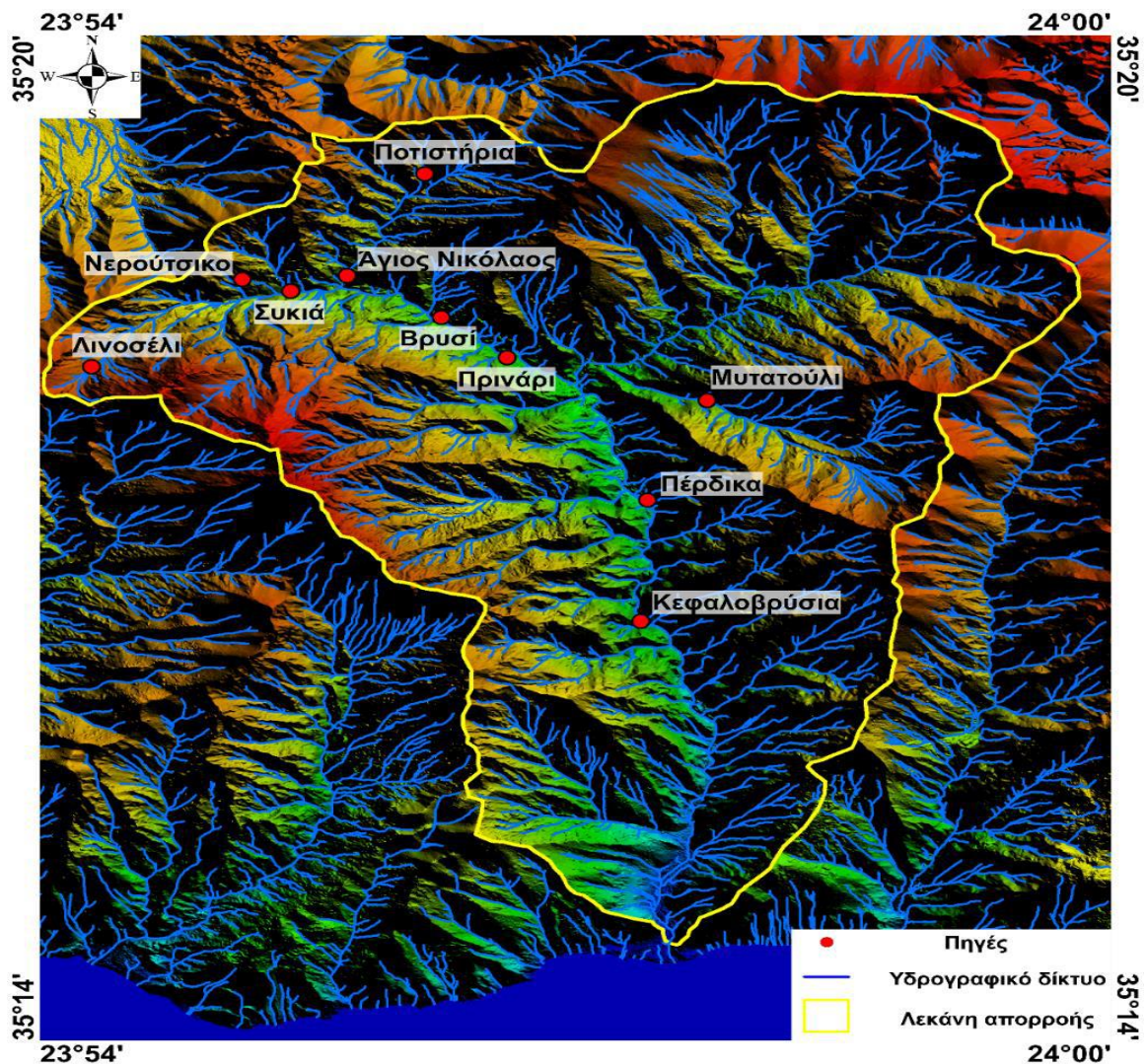
Για την προστασία υδατικών συστημάτων, κατασκευάστηκε ένα ολοκληρωμένο γεωλογικό σύστημα πληροφοριών, το οποίο βασίζεται στην γεωλογική δομή και στο υδρογραφικό δίκτυο του φαραγγιού της Σαμαριάς (Manutsoglu et al., 2002). Ένα σημαντικό εργαλείο για την έρευνα των υπογείων συστημάτων νερού και για την σχεδίαση μέτρων προστασίας, είναι τα μοντέλα της ροής του υπόγειου νερού. Για την κατασκευή ενός τέτοιου μοντέλου είναι απαραίτητη η γεωμετρία του υδροφορέα. Η προσομοίωση της γεωμετρίας του επιτρέπει την οριοθέτηση των υδρογεωλογικών λεκανών (Manutsoglu et al., 2002).

Ο συνδυασμός της φύσης του πετρώματος, της καρστικοποίησης, της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας και των διαβρωτικών παραγόντων, έχει δημιουργήσει ένα πολύπλοκο σύστημα υδροφορίας. Ένα ρέμα ρέει κατά μήκος του φαραγγιού, αλλά δεν είναι συνεχής επιφανειακά, καθώς σε κάποια σημεία ρέει υπόγεια (Manutsoglu et al., 2002). Πηγές που βρίσκονται διάσπαρτα στο φαράγγι τροφοδοτούν το ποτάμι που το διασχίζει, με μόνιμη παροχή. Σε περιόδους ανομβρίας η παροχή είναι μικρή, και συνεπώς, ο ρυθμός ροής αλλάζει από χειμώνα σε καλοκαίρι. Στην νότια έξοδο του φαραγγιού έχει δημιουργηθεί η διαπλατυσμένη μορφολογική δομή του προσχωματικού κώνου από το ποτάμι. Από μετρήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί (Μαλαμίδης κ.α., 1996) γνωρίζουμε ότι η πηγή Κεφαλοβρύσια έχει εκροή 300 m³/h χωρίς όμως να είναι γνωστή η περίοδος της μέτρησης. Για τον καθορισμό της υδρογεωλογικής λεκάνης σε καρστική περιοχή, η υπόγεια γεωμετρία των

καρστικών δομών είναι ο πιο σημαντικός παράγοντας. Έτσι, τα υδρολογικά στοιχεία που υπολογίστηκαν (Manutsoglu et al., 2002, πίνακας 4.1) είναι μία προσέγγιση που βασίζεται στο επιφανειακό υδρογραφικό δίκτυο του φαραγγιού της Σαμαριάς, όπως φαίνεται στην εικόνα 4.2. Η εξατμισοδιαπνοή υπολογίστηκε με την μέθοδο Burdon-Parakis (1963).

Πίνακας 4.1: Υδρολογικό ισοζύγιο της Σαμαριάς (Manutsoglu et al., 2002)

Ετήσιος μέσος όρος βροχόπτωσης (1971 – 1990)	Περιοχή λεκάνης	Κατακρημνίσεις	Εξατμισοδιαπνοή	Επιφανειακή Απορροή + Κατείσδυση
961 mm	$51,19 \cdot 10^6 \text{ m}^2$	$49,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	58,22%	$20,56 \cdot 10^6 \text{ m}^3$



Εικόνα 4.2: Το υδρογραφικό δίκτυο και η λεκάνη απορροής της Σαμαριάς καθώς και οι θέσεις των πηγών (Μανούτσουλου κ.α., 2022)

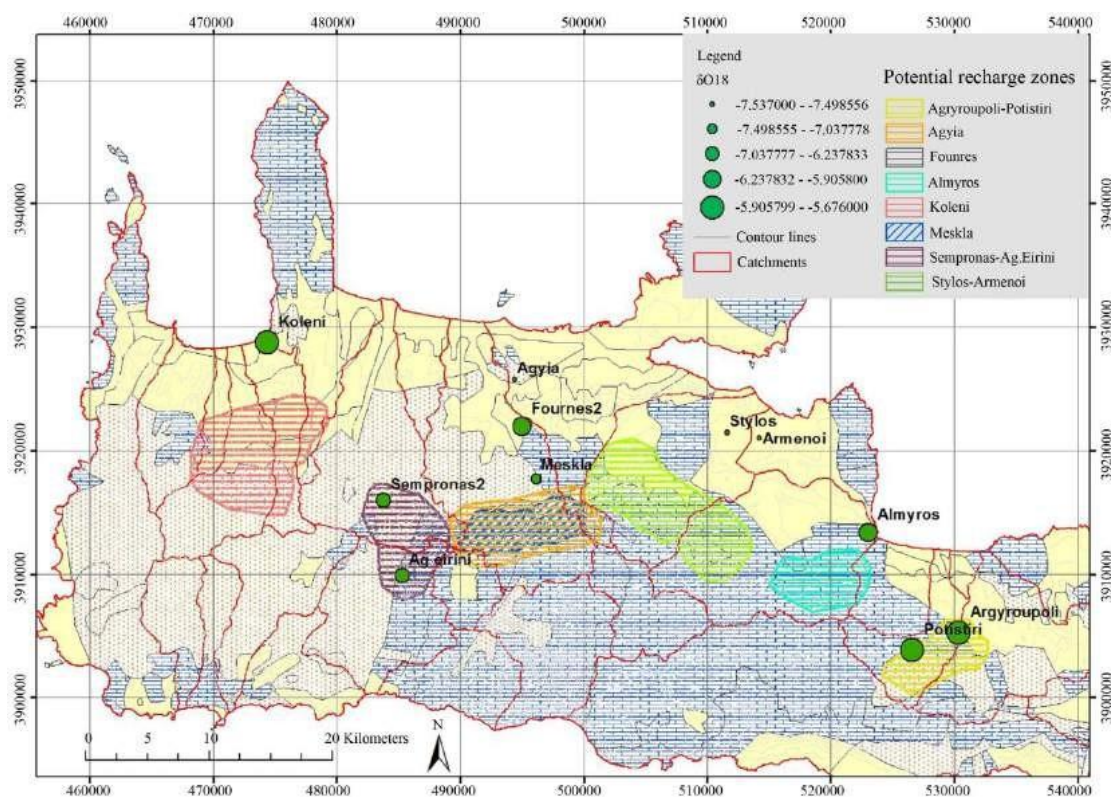
Όσον αφορά τη διαπερατότητα των υπόγειων υδάτων, ο σχηματισμός Γκίγκιλου θεωρείται αδιαπέραστος καθώς οι στεγανοί ορίζοντες του κερατόλιθου και των σχιστόλιθων περιορίζουν την καθοδική κίνηση του νερού. Επιπλέον, η λιθολογική εναλλαγή μεταξύ μετακλαστικών και μετα-ανθρακικών πετρωμάτων, καθώς και η εκτεταμένη διάρρηξη, ευνοεί το σχηματισμό υδροφόρων οριζόντων χαμηλής αποθηκευτικής ικανότητας, που αντιπροσωπεύονται από πηγές χαμηλής εκροής (Manoutsoglou et al., 2022). Η Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων χαρακτηρίζεται επίσης αδιαπέραστη, λόγω των ίδιων οριζόντων κερατόλιθου και σχιστόλιθων. Οι ορίζοντες αυτοί επηρεάζουν έντονα την κίνηση και τη συγκέντρωση του νερού στον υπερκείμενο ανθρακικό σχηματισμό της Ενότητας Τρυπαλίου (Manoutsoglou et al., 2022).

4.3 Φαράγγι της Αγίας Ειρήνης

Στα δυτικά του φαραγγιού της Σαμαριάς, βρίσκεται το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης, το οποίο είναι τμήμα του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων. Με την χρήση Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών (Γ.Σ.Π.) δημιουργήθηκε ένα πληροφοριακό σύστημα για το φαράγγι και μελετήθηκαν οι μορφομετρικές παράμετροι του υδρογραφικού δικτύου. Αυτοί οι παράμετροι είναι ο αριθμός κλάδων, το μήκος κλάδων, η τάξη των κλάδων, το εμβαδό των λεκανών απορροής και το αζιμούθιο ή διεύθυνση των κλάδων και έγινε ποσοτική ανάλυση αυτών. Στόχος είναι να εντοπιστούν πιθανές αποκλίσεις των τιμών των μορφομετρικών χαρακτηριστικών από τις τιμές ενός ιδανικά εξελισσόμενου υδρογραφικού δικτύου. Από αυτές τις αποκλίσεις μπορούν να εξαχθούν χρήσιμες πληροφορίες για το υδρογραφικό δίκτυο. Επίσης, πραγματοποιήθηκε διερεύνηση των υδρογεωλογικών ιδιοτήτων των υδροφορέων και των πηγών της Δυτικής Κρήτης με χρήση ισοτοπικών τεχνικών. Από την περιοχή μελέτης, η πηγή της Αγίας Ειρήνης αποτελεί μέρος του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων. Εξετάστηκε η ισοτοπική σύσταση του νερού της πηγής και της βροχής με στόχο να εντοπιστούν αλληλεπιδράσεις μεταξύ πηγών και υδροφορέων και να προταθούν κατάλληλα μέτρα διαχείρισης και αποκατάστασης. Οι πιθανές ζώνες επαναφόρτισης οριοθετήθηκαν συνδυάζοντας τις γεωλογικές και ισοτοπικές ιδιότητες της περιοχής, με την συμβολή τεχνικών Γ.Σ.Π. (Dimitriou and Tsintza, 2015).

Αφού μετρήθηκαν και υπολογίστηκαν οι απαραίτητοι παράμετροι, από την σύγκρισή τους με τις ιδανικές τιμές και τις αποκλίσεις που εντοπίστηκαν, προέκυψε ότι το υδρογραφικό δίκτυο βρίσκεται σε πρώιμο στάδιο ωριμότητας και σε ελαφρώς ασταθή δυναμική ισορροπία. Δηλαδή, το σύστημα βρίσκεται υπό την επίδραση έντονης νεοτεκτονικής δράσης, και συγκεκριμένα, ανυψωτικών κινήσεων. Επίσης, το μήκος των κλάδων δεν είναι αρκετό ώστε να επιτρέψει την ομαλή αποστράγγιση. Επιπλέον, το υδρογραφικό δίκτυο έχει άνιση ανάπτυξη εκατέρωθεν του κλάδου πέμπτης τάξης (κύρια κοίτη του ποταμού). Πιο αναλυτικά, το ανατολικό τμήμα είναι μικρότερο σε έκταση και με μικρότερο αριθμό και μήκος κλάδων. Αυτό συμβαίνει λόγω της λιθολογίας και του ανάγλυφου της περιοχής. Το ανατολικό τμήμα καλύπτεται από την Ενότητα Τρυπαλίου και είναι έντονα καρστικοποιημένο με αποτέλεσμα να ευνοείται η κατείδσδυση. Εκτός αυτού, έχει μεγαλύτερη κλίση από το δυτικό τμήμα, στο οποίο ευνοείται η αποστράγγιση λόγω της ύπαρξης της Ενότητας των Φυλλιτών – Χαλαζιτών. Τέλος, οι διευθύνσεις των κλάδων ακολουθούν τις διευθύνσεις των ρηγμάτων, των αξόνων των πτυχών και άλλων τεκτονικών γραμμών, κάτι που επιβεβαιώνει τον έλεγχο του υδρογραφικού δικτύου από την τεκτονική δραστηριότητα.

Η πηγή της Αγίας Ειρήνης χαρακτηρίζεται μέτρια ως προς την σημαντικότητά της και το νερό της χρησιμοποιείται για άρδευση. Για την ισοτοπική ανάλυση σε $\delta^{18}\text{O}$ και Τρίτιο λήφθηκαν δείγματα νερού την περίοδο 2005 – 2007 (Dimitriou and Tsintza, 2015). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης έδειξαν ότι η πηγή είχε υψηλή τυπική απόκλιση, που σημαίνει ότι οι τιμές $\delta^{18}\text{O}$, κατά τη διάρκεια όλου του έτους, παρουσιάζουν σημαντικές διακυμάνσεις. Επιπλέον, πιθανόν να επηρεάζεται περισσότερο, σε σχέση με άλλες πηγές, από την τήξη του χιονιού, κάτι που δικαιολογεί και τις υψηλές εποχιακές διακυμάνσεις που έχει. Οι συγκεντρώσεις Τριτίου είναι σχετικά χαμηλές, το οποίο υποδηλώνει ότι η πηγή έχει ένα μείγμα πρόσφατου και παλαιού (πριν από το 1952) νερού. Χαμηλές τιμές μετρήθηκαν και στη συγκέντρωση Ca (35 mg/L), κάτι που υποδεικνύει πιθανούς υδροφορείς με περιορισμένη περιεκτικότητα σε ασβεστολιθικά συστατικά και/ή μικρούς χρόνους διαδρομής. Το εύρος του υψομέτρου της ζώνης επαναφόρτισης της πηγής είναι το μεγαλύτερο, μετά από αυτό της πηγής των Μεσκλά, με 610m, λόγω των εποχιακών διακυμάνσεων. Τέλος, από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό της ποιότητας του νερού, αποδείχθηκε ότι δεν υπάρχει ρύπανση της πηγής (Dimitriou and Tsintza, 2015).

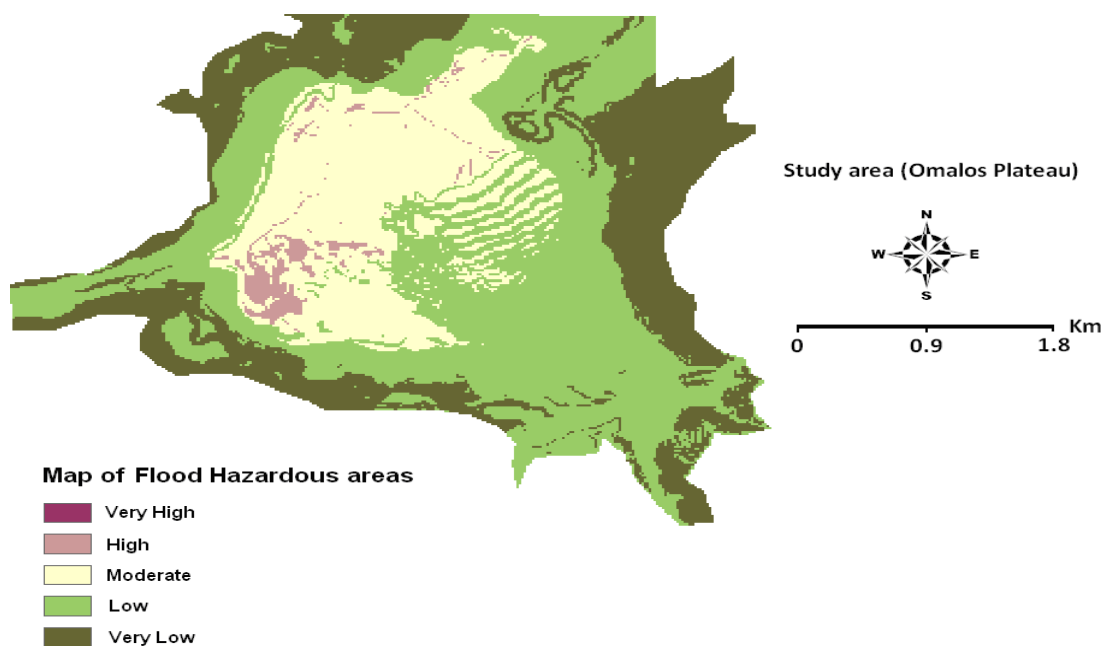


Σχήμα 4.1: Πιθανές ζώνες επαναφόρτισης των κύριων πηγών της Δυτικής Κρήτης. Στο κέντρο της περιοχής μελέτης διακρίνεται η πηγή της Αγίας Ειρήνης (Dimitriou and Tsintza, 2015)

4.4 Οροπέδιο του Ομαλού

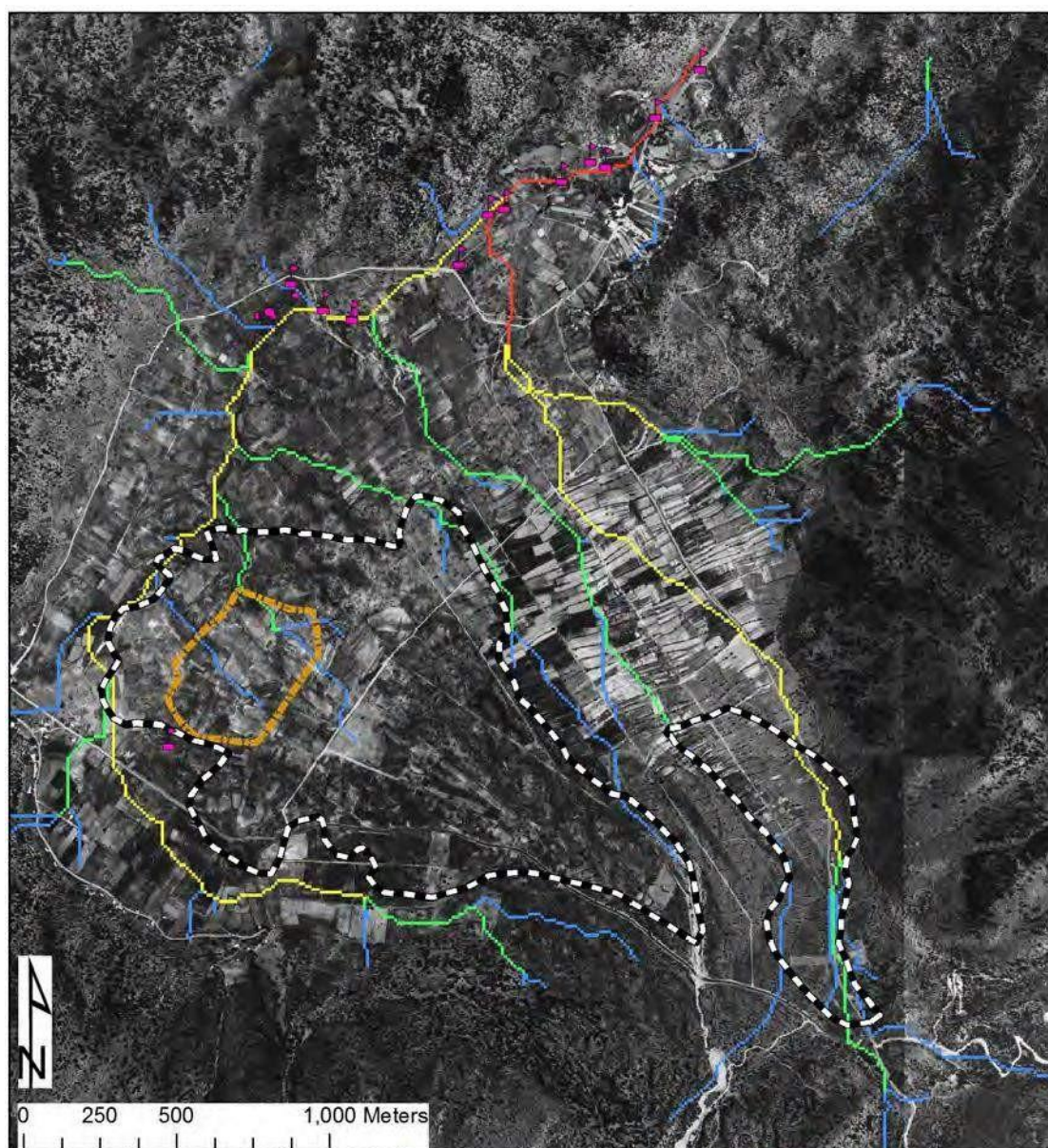
Η διαχείριση των υπόγειων υδάτων στα ορεινά οροπέδια είναι πολύ σημαντική. Με χρήση τεχνικών γεωπληροφορικής σε περιβάλλον Γ.Σ.Π. πραγματοποιήθηκε μελέτη για τα πλημμυρικά φαινόμενα του οροπεδίου του Ομαλού. Οι αιφνίδιες πλημμύρες προκαλούνται κυρίως από τις κλιματικές αλλαγές, τις αλλαγές στην χρήση γης και σε άλλες ανθρωπογενείς παρεμβάσεις. Στόχος είναι ο καθορισμός των πλημμυρικά επικίνδυνων περιοχών του οροπεδίου (Kourgialas and Karatzas, 2013). Επιπλέον, μελετήθηκε το ΝΔ τμήμα του οροπεδίου στο πλαίσιο του σχεδιασμού λιμνοδεξαμενής. Το οροπέδιο του Ομαλού χαρακτηρίζεται ως πόλγη, στην οποία έχουν δημιουργηθεί ιζηματογενείς δομές, όπως τα αλλουβιακά ριπίδια. Η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε συμπεριλάμβανε την γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής και το υδρολογικό της περίγραμμα.

Για τον καθορισμό των πλημμυρικά επικίνδυνων περιοχών, μελετήθηκαν έξι παράγοντες που σχετίζονται με την χωρική κατανομή των περιοχών αυτών, και με αυτούς δημιουργήθηκαν έξι θεματικοί χάρτες σε περιβάλλον Γ.Σ.Π. (Kourgialas and Karatzas, 2013). Στη συνέχεια οι χάρτες συνδυάστηκαν για την δημιουργία ενός τελικού χάρτη πλημμυρικής επικινδυνότητας (σχήμα 4.2). Οι παράγοντες που ερευνήθηκαν είναι το υψόμετρο, η κλίση, οι χρήσεις γης, η ένταση της βροχής, η γεωλογία και η συσσώρευση επιφανειακής απορροής (Kourgialas and Karatzas, 2013).



Σχήμα 4.2: Χάρτης πλημμυρικής επικινδυνότητας του οροπεδίου του Ομαλού (Kourgialas and Karatzas, 2013)

Όπως αναφέρθηκε ανωτέρω οι παρυφές της πόλγης του Ομαλού καλύπτονται από ριπίδιο. Στην νότια περιοχή το σύνθετο αλλουβιακό ριπίδιο που έχει δημιουργηθεί, αποτελεί το μη διαπερατό υπόβαθρο πάνω στο οποίο, έχει κατασκευαστεί η λιμνοδεξαμενή. Οι κύριες λεκάνες τροφοδοσίας του ριπιδίου είναι στα νότια του Ξυλόσκαλου και στα νοτιοανατολικά, η λεκάνη απορροής γύρω από την περιοχή του Καλλέργη. Είναι πιθανό η συνολική δυναμική του κλάδου Καλλέργη να ήταν πάντα μεγαλύτερη. Οι μεθοδολογίες της επεξεργασίας του ψηφιακού αναγλύφου (DTM) σε συνδυασμό με την επεξεργασία ζεύγους αεροφωτογραφιών (χρονολογίας 1945) χρησιμοποιήθηκαν για την απεικόνιση και εκτίμηση του δικτύου επιφανειακής απορροής. Τα αποτελέσματα απεικονίζονται στο σχήμα 4.3. Οι μεγαλύτερες ποσότητες επιφανειακών υδάτων έχουν κατεύθυνση από νότο προς βορρά, σχεδόν παράλληλα με το υπάρχον ρήγμα της ίδιας διεύθυνσης. Ως αποτέλεσμα, οι περισσότερες δολίνες εντοπίζονται σε αυτήν την περιοχή. Η επιφανειακή απορροή εκφορτίζεται στο σπήλαιο του Τζανή, στα ΒΔ της πόλγης. Επίσης, οι ροές των ρεμάτων ακολουθούν το περίγραμμα των αλλουβιακών ριπιδίων. Το ρέμα στο ΝΔ τμήμα του ριπιδίου παρουσιάζει αυξημένη τάξη. Οι δολίνες που έχουν εντοπιστεί βρίσκονται κυρίως στην βόρεια περιοχή και δίπλα σε ρέματα μεγάλης τάξης. Η απομάκρυνση των υπερκείμενων ιζημάτων στο δυτικό τμήμα της περιοχής οφείλεται πιθανώς, στον διαβρωτικό χαρακτήρα των ρεμάτων. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, την αποκάλυψη των υποκείμενων προϋπαρχόντων καρστικών δομών του υποβάθρου. Τέλος, οι περισσότερες επιφανειακές καρστικές δομές εντοπίστηκαν σε σημεία όπου το πάχος των ιζημάτων είναι μικρό.



Legend

Περιογράμματα ριπιδίων
(από το ψευδοτριδιάστατο)

Λιμνοδεξαμενή



Περιογράμματα δολινών

Σημεία απογραφής δολινών

1
2
3
4

Τάξη ρέματος
(κατά STRAHLER)

Σχήμα 4.3: Χάρτης με το δίκτυο επιφανειακής απορροής και ταξινόμηση των κλάδων των ρεμάτων κατά Strahler (1964) (Μανούτσογλου κ.α., 2015)

4.5 Μεσογειακά Εποχικά Λιμνία

Στο νοτιοδυτικό τμήμα του οροπεδίου του Ομαλού σχηματίζεται ένα λιμνίο με σχεδόν κυκλικό σχήμα και μέγιστη έκταση, σχεδόν 8000 m². Τα “Μεσογειακά Εποχικά Λιμνία ή Τέλματα, ΜΕΛ” (Mediterranean Temporary Ponds, MTPs) είναι οικότοποι προτεραιότητας και μεγάλης οικολογικής σημασίας. Τα λιμνία αυτά, είναι συνήθως μικρής έκτασης υγρότοποι και φιλοξενούν μεγάλο αριθμό ειδών χλωρίδας και πανίδας. Εμφανίζονται συχνά σε μικρά βυθίσματα του εδάφους με αδιαπέρατο υπέδαφος, όπου το νερό συγκεντρώνεται κατά την διάρκεια του χειμώνα και αποξηραίνονται, λόγω εξάτμισης, κατά τη θερινή περίοδο. Συνήθως ανήκουν σε μια σχετικά μικρή λεκάνη απορροής. Μπορούν να εμφανιστούν και σε καρστικές περιοχές, όπως το οροπέδιο του Ομαλού. Κάθε εποχικό λιμνίο έχει τα δικά του ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, όπως η υδροπερίοδος και η μοναδική χλωρίδα και πανίδα.

Η υδρολογία των Μεσογειακών Εποχικών Λιμνίων χαρακτηρίζεται ως αυτορυθμιζόμενη και παρουσιάζει μεταβλητότητα τόσο στο διάστημα, στο οποίο υπάρχει νερό στα προσωρινά λιμνία (υδροπερίοδος), όσο και στην έναρξη της περιόδου κατακλυσμού τους. Η ποσότητα του ύδατος που μπορεί να φτάσει στο τέλμα, μέσω της επιφανειακής απορροής και του υπόγειου νερού, καθορίζεται από την διαπερατότητα και την κλίση των υποστρωμάτων. Συνεπώς, τα συγκεκριμένα χαρακτηριστικά επηρεάζουν την υδροπερίοδο του λιμνίου. Εάν η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα είναι χαμηλότερη από το κατώτατο σημείο του λιμνίου, τότε το νερό του λιμνίου θα τείνει να τροφοδοτεί το υπόγειο νερό. Αντίθετα, όταν η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα είναι πιο ψηλά, εμφανίζονται εισροές από το υπόγειο νερό στη στάθμη του ύδατος στο λιμνίο (Grillas et al., 2004).



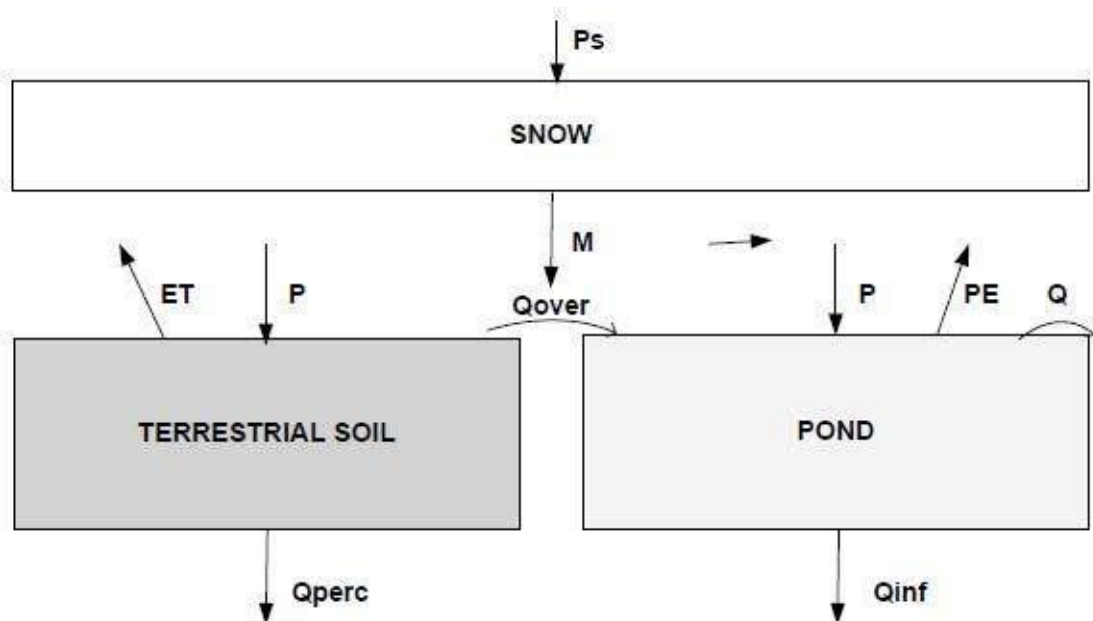
Εικόνα 4.3: Το ΜΕΛ του Ομαλού [6]

Με την χρήση βροχομετρικών στοιχείων και στοιχείων θερμοκρασίας από τον σταθμό στο Ξυλόσκαλο, την περίοδο 1994 – 2002, μελετήθηκαν οι κλιματολογικές συνθήκες της περιοχής. Από τα αποτελέσματα προέκυψε ότι η μέση βροχόπτωση στην περιοχή είναι 1600 mm, με τις μεγαλύτερες τιμές να σημειώνονται τον Δεκέμβριο και τον Νοέμβριο (μεγαλύτερη από 300 mm). Η περίοδος Μαΐου – Σεπτεμβρίου χαρακτηρίζεται ως ξηρή (με μηνιαίες βροχοπτώσεις έως 25 mm), ενώ τους καλοκαιρινούς μήνες (Ιούνιο – Αύγουστο) η βροχόπτωση είναι σχεδόν μηδενική. Δεν καταγράφονται οι χιονοπτώσεις κατά τους χειμερινούς μήνες, και συνεπώς, δεν μπορεί να εκτιμηθεί η συνολική ποσότητα του νερού που πέφτει στην περιοχή. Ο Φεβρουάριος και ο Μάρτιος είναι οι ψυχρότεροι μήνες, με μέση ελάχιστη θερμοκρασία $-0,6^{\circ}\text{C}$, ενώ ο Ιούλιος είναι ο θερμότερος με μέση μέγιστη θερμοκρασία $23,2^{\circ}\text{C}$. Λόγω των προαναφερθέντων, και σε συνδυασμό με την έλλειψη ισχυρών ανέμων λόγω γεωμορφολογίας, οδηγεί σε χαμηλά επίπεδα εξάτμισης, το οποίο συμβάλλει στο να διαρκεί η υδροπερίοδος του λιμνίου μέχρι και 10 μήνες.

Σκοπός της μελέτης του Μεσογειακού Εποχικού Λιμνίου του Ομαλού είναι να ερευνηθεί η

επίδραση της κλιματικής αλλαγής στην υδροπερίοδο του λιμνίου με χρήση ενός εννοιολογικού/μαθηματικού μοντέλου του ΜΕΛ. Τα υδρολογικά μοντέλα παρέχουν το πλαίσιο για έρευνα της σχέσης μεταξύ κλίματος, ανθρώπινης δραστηριότητας και υδάτινων πόρων και αξιολογούν διαφορετικούς τρόπους διαχείρισης, καθώς και χρήση της γης και σενάρια κλιματικής αλλαγής (Dimitriou et al., 2009). Με την διεξαγωγή υδρολογικών παρατηρήσεων (στάθμη υπόγειου νερού και στάθμη νερού στο λιμνίο) και επιτόπιων μελετών, όπως πειράματα προσδιορισμού της διηθητικής ικανότητας του ιζήματος του λιμνίου, συλλέχθηκαν δεδομένα τα οποία, επέτρεψαν την εννοιολογική προσέγγιση του υδρολογικού κύκλου του λιμνίου. Η συγκεκριμένη προσέγγιση κατέστη εφικτή την ανάπτυξη ενός μαθηματικού μοντέλου για τον προσδιορισμό της υδροπεριόδου του ΜΕΛ.

Από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν προέκυψε ότι το βάθος του υδροφορέα το καλοκαίρι βρίσκεται στα 18m από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ τον χειμώνα στα 4m (Dimitriou et al., 2009). Συνεπώς, δεν υπάρχει καμία άμεση αλληλεπίδραση μεταξύ του επιφανειακού νερού του λιμνίου και των υπόγειων υδάτων. Επιπλέον, η επιφανειακή εισροή έχει ελάχιστη συμβολή στην αποθήκευση νερού του ΜΕΛ, διότι η άμεση λεκάνη απορροής του λιμνίου χαρακτηρίζεται ως μικρή, λόγω της τοπικής τοπογραφίας (μικρή κλίση) (Stamati et al., 2008). Πειράματα διηθητικής ικανότητας έδειξαν ότι στην όχθη του λιμνίου η ταχύτητα διήθησης ήταν μηδενική. Αντίθετα, στο κέντρο του λιμνίου, δηλαδή σε απόσταση 8 m από την υγρή περίμετρό του, η ταχύτητα διήθησης ήταν χαμηλή (0,014 cm/min). Λόγω των παραπάνω, στο λιμνίο διατηρείται νερό κατά την διάρκεια του καλοκαιριού. Ως αποτέλεσμα, οι κύριες υδρολογικές διεργασίες είναι οι βροχοπτώσεις/χιονοπτώσεις, η εξάτμιση, η εξατμισοδιαπνοή από το χερσαίο κομμάτι του λιμνίου και η επιφανειακή απορροή (σχήμα 4.4). Έτσι, το μοντέλο υποθέτει τρία τμήματα: του χιονιού, του χερσαίου ιζήματος (άμεση λεκάνη απορροής) και του λιμνίου.



Σχήμα 4.4: Σχηματική απεικόνιση του εννοιολογικού μοντέλου του υδρολογικού κύκλου του ΜΕΛ στον Ομαλό (Σταμάτη, 2006)

όπου:

P/P_s : βροχόπτωση/χιονόπτωση

M : λιώσιμο χιονιού

ET : χερσαία εξατμισοδιαπνοή

PE : υδάτινη εξατμισοδιαπνοή

Q_{over} : επιφανειακή απορροή

Q_{perc} : χερσαία διήθηση

Q_{inf} : υδάτινη διήθηση

Q : πλημμυρική παροχή

Για τις επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής στο επίπεδο της στάθμης του νερού του λιμνίου, εξετάστηκαν δύο σενάρια: α) με αύξηση της θερμοκρασίας κατά $3,5^{\circ}\text{C}$ και β) με αύξηση της θερμοκρασίας κατά $2,5^{\circ}\text{C}$. Και στα δύο σενάρια εφαρμόστηκε μείωση των κατακρημνίσεων κατά $0,25 \text{ mm/day}$ (Dimitriou et al., 2009). Ο όγκος του νερού προσομοιώθηκε από το μαθηματικό μοντέλο σε σχέση με τον όγκο που παρατηρήθηκε επιτόπου τις περιόδους 2005 - 2006 (περίοδος βαθμονόμησης) και 9/06 - 12/06 (περίοδος επαλήθευσης) και συγκρίθηκαν με τα σενάρια κλιματικής αλλαγής. Τα αποτελέσματα για το έτος 2005 - 2006 έδειξαν ότι υπάρχει μείωση της στάθμης του νερού του λιμνίου, ειδικά την περίοδο Φεβρουαρίου - Απριλίου όπου τότε έχουμε τη μέγιστη στάθμη του νερού, κατά 10 - 20 cm και μείωση της υδροπεριόδου κατά περίπου 20 ημέρες. Την περίοδο 2006 - 2007, με μετρήσεις μόνο τους

τρεις πρώτους μήνες, έδειξαν επίσης μείωση της στάθμης του νερού και μικρότερη μείωση της υδροπεριόδου, κάτι που οφείλεται στις υψηλότερες τιμές των κατακρημνίσεων.

4.6 Συμπεράσματα

Από τις έρευνες για την καρστική λεκάνη των Λευκών Ορέων διαπιστώθηκε ότι αποτελεί μία αξιόλογη λεκάνη αποθήκευσης υπόγειου νερού, με την αποθηκευτική ικανότητά της να εκτιμάται στα $300 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Χατζηαγοράκης, 1977). Η λεκάνη φορτίζεται από την διήθηση των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και εκφορτίζεται από τις πηγές στα Βόρεια. Στο υδροσύστημα των Λευκών Ορέων υπάρχουν καλής ποιοτικής κατάστασης πηγάιες εκφορτίσεις και μεγάλου δυναμικού. Επίσης, τα συστήματα υπογείων υδροφόρων παρουσιάζουν αξιόλογη αναπλήρωση του δυναμικού.

Τα συμπεράσματα που εξήχθησαν για το φαράγγι της Σαμαριάς, είναι τα παρακάτω:

1. Η γεωμορφολογική δομή του, δεν είναι αποτέλεσμα μόνο της τεκτονικής δραστηριότητας, αλλά ούτε και των παγετώνων (Μαλαμίδης κ.α., 1996). Είναι μία τυπική μορφή λεκάνης απορροής, στην οποία η επιφανειακή απορροή ευνοείται στο βόρειο τμήμα του, λόγω των λιθολογικών σχηματισμών, ενώ η υπόγεια ευνοείται στο νότιο τμήμα (Manoutsoglou et al., 2022).
2. Η χωρική κατανομή των πηγών αποδεικνύει ότι η λιθολογία των γεωλογικών στρωμάτων έχει άμεση σχέση με την υπόγεια ροή του νερού (Manutsoglu et al., 2002).
3. Η επιφανειακή και η υπόγεια ροή του ποταμού μπορεί να εξηγηθεί από την τεκτονική δομή της περιοχής. Η κοίτη του ποταμού βρίσκεται πάνω σε τεταρτογενείς αποθέσεις που δημιούργησε το ίδιο το ποτάμι. Βόρεια της πηγής Κεφαλοβρύσια, οι τεταρτογενείς αποθέσεις έχουν πάχος πάνω από 6 - 7m και άρα το νερό διεισδύει στο έδαφος και ρέει υπόγεια. Αντίθετα, νότια της πηγής το πάχος των αποθέσεων είναι μικρό και άρα το ποτάμι έχει επιφανειακή ροή (Manutsoglu et al., 2002).
4. Το ποτάμι που διασχίζει το φαράγγι, και κατ' επέκταση οι πηγές που το τροφοδοτούν, έχει μεγάλη αξία για την τοπική κοινωνία, καθώς στηρίζει την οικονομική ανάπτυξη της, διότι παρέχει το απαιτούμενο νερό για τα μέλη της τοπικής κοινότητας και τους επισκέπτες του φαραγγιού. Για αυτό τον λόγο είναι σημαντική η προστασία και η αειφόρος διαχείριση αυτού του συστήματος.

Σχετικά με το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης, αποδείχθηκε ότι η γεωλογία της περιοχής και η τεκτονική δράση επηρεάζουν άμεσα το υδρογραφικό δίκτυο του φαραγγιού. Η βάση δεδομένων των μορφομετρικών παραγόντων του υδρογραφικού δικτύου καθιστά εφικτή την εκτίμηση των επιπτώσεων στο φυσικό περιβάλλον από κάποια μεταβολή του και της

επίδρασης πιθανόν περιβαλλοντικών αλλαγών στην εξέλιξή του. Τα σταθερά ισότοπα μπορούν να παρέχουν σημαντικές πληροφορίες στις προσπάθειες διερεύνησης των υπόγειων υδάτων. Η πηγή της Αγίας Ειρήνης είναι μία από τις πηγές, μέσω των οποίων εκφορτίζεται το δυτικό τμήμα του υδροφόρου των Λευκών Ορέων. Παρ' ότι δεν είναι τόσο σημαντική όσο άλλες πηγές, οι πληροφορίες για τις υδρογεωλογικές της ιδιότητες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την καλύτερη διαχείριση και προστασία αυτών των συστημάτων.

Από τις μελέτες στο οροπέδιο του Ομαλού προέκυψε το συμπέρασμα ότι στο ΝΔ τμήμα του οροπεδίου υπάρχει υψηλός κίνδυνος εμφάνισης πλημμυρικού φαινομένου, αντίθετα με το υπόλοιπο τμήμα του οροπεδίου, όπου ο κίνδυνος είναι χαμηλός (Kourgialas and Karatzas, 2013). Σχετικά με την μελέτη για την κατασκευή της λιμνοδεξαμενής, κατασκευάστηκε το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής, το οποίο σε συνδυασμό με τα γεωλογικά δεδομένα, ανέδειξε τα στοιχεία που σχετίζονται με το έργο.

Τέλος, τα Μεσογειακά Εποχικά Λιμνία είναι αρκετά ευάλωτα στις υδρολογικές μεταβολές, συμπεριλαμβανομένης της κλιματικής αλλαγής. Το λιμνίο έχει σταθερή υδροπερίοδο από τον Νοέμβριο μέχρι τον Αύγουστο (281 – 282 ημέρες) κατά την διάρκεια των υδρολογικών ετών 2005-2006 και 2006-2007. Ως αποτέλεσμα της εφαρμογής των σεναρίων κλιματικής αλλαγής, η μείωση της υδροπεριόδου είναι 16 με 24 ημέρες, ανάλογα το σενάριο, και χαρακτηρίζεται ως σχετικά μικρή. Αποδεικνύεται ότι η υδροπερίοδος του λιμνίου εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την συχνότητα των βροχοπτώσεων. Οι μεταβολές στην υδροπερίοδο του λιμνίου προκαλούν την αλλαγή των τυπικών οικολογικών χαρακτηριστικών τους (Dimitriou et al., 2009).

Κεφάλαιο 5: ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ

Η μέθοδος της τρισδιάστατης αποτύπωσης χρησιμοποιείται ευρέως πλέον στις μέρες μας. Οι αποτυπώσεις αυτές κρίνονται αναγκαίες για την ανάδειξη των φαραγγιών και γενικότερα, της προβολής αυτού του Εθνικού φυσικού και ορυκτού πλούτου. Για την κατασκευή τρισδιάστατων ψηφιακών μοντέλων χρησιμοποιείται ένα Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών (Γ.Σ.Π.), στο οποίο εισάγονται όλα τα απαραίτητα δεδομένα. Οι ολοκληρωμένες προσεγγίσεις των ΓΣΠ έχουν την δυνατότητα να παρέχουν τη βάση για ποσοτική ανάλυση μιας περιβαλλοντικής διαδικασίας με μεγάλη ακρίβεια (Kourgialas and Karatzas, 2013). Οι περιοχές μελέτης είναι το φαράγγι της Σαμαριάς, το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης, το φαράγγι της Ίμπρου ή Ίμβρου και ορισμένα τμήματα της ευρύτερης περιοχής των Λευκών Ορέων.

5.1 Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο

Η τρισδιάστατη γεωλογική μοντελοποίηση (3D geological modelling) με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή άρχισε να εφαρμόζεται και να εξελίσσεται από και για τις ανάγκες του μεταλλευτικού κλάδου στις αρχές της δεκαετίας του 1960 (Houlding, 1994). Τα τρισδιάστατα γεωλογικά μοντέλα παρέχουν την δυνατότητα παρουσίασης εξειδικευμένης επιστημονικής γνώσης με κατανοητό τρόπο σε άτομα με διαφορετικό επιστημονικό υπόβαθρο (Manutsoglu and Spyridonos, 2004). Η μεθοδολογία αυτή θεωρείται απαραίτητη σε περιπτώσεις εξερεύνησης, εντοπισμού, εκτίμησης αποθεμάτων και σχεδιασμού εκμετάλλευσης ορυκτών πόρων, στη διαχείριση και παρακολούθηση περιστατικών περιβαλλοντικής μόλυνσης και στη συμβολή διαχείρισης φυσικών πόρων και διατήρησης φυσικού περιβάλλοντος.

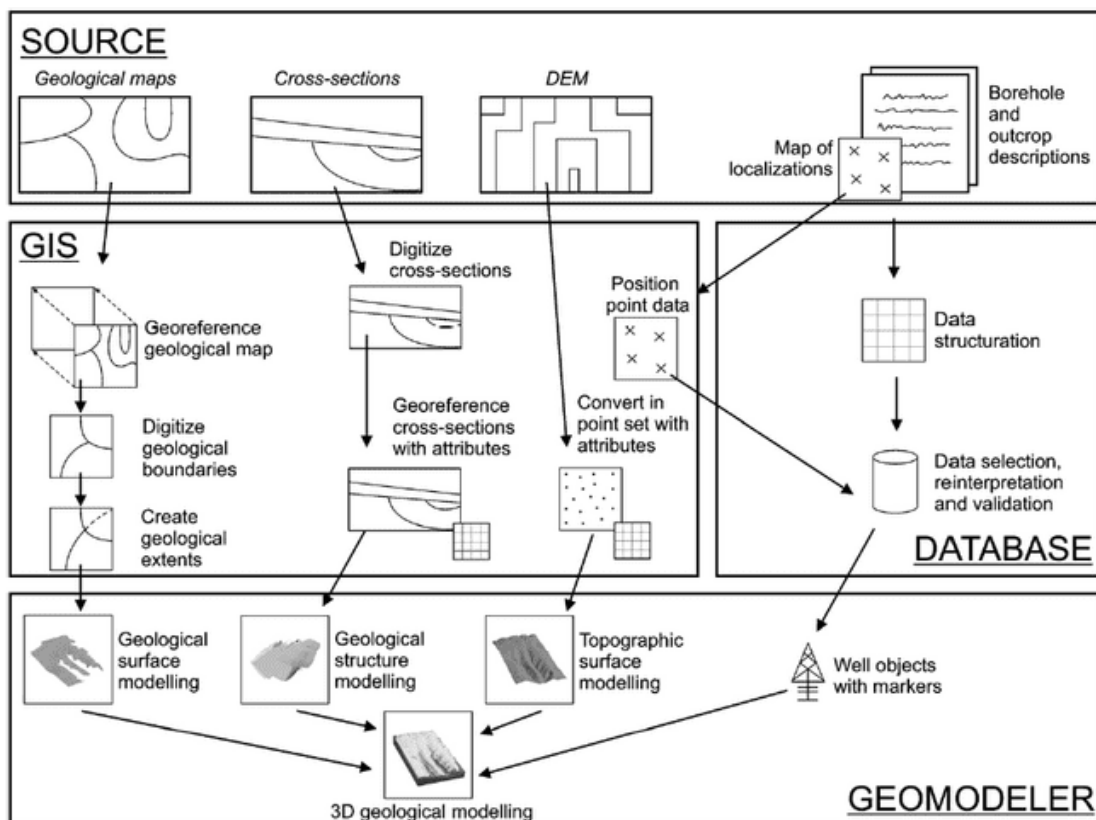
Η γεωλογική μοντελοποίηση πραγματοποιείται με τη χρήση εξειδικευμένων πακέτων λογισμικού. Το διαδραστικό περιβάλλον CAD (Computer Aid Design) έγινε η πλατφόρμα για την δημιουργία πακέτων τα οποία ενσωματώνουν γεωμετρική μοντελοποίηση, σχεδιασμό ορυχείων, μοντελοποίηση υπόγειων υδάτων καθώς και ιδιοτήτων. Η προσθήκη οπτικοποιητών στα εργαλεία σχεδιασμού, επιτρέπει στους γεωλόγους να ζωντανεύουν τα μοντέλα ή να τα επιθεωρούν μέσω εικονικής περιήγησης (Manutsoglu et al., 2002). Η

μοντελοποίηση αποτελεί τη διαδικασία απεικόνισης της χωρικής διακύμανσης μίας ή περισσότερων παραμέτρων, οι τιμές των οποίων εκτιμώνται με βάση πραγματικά αριθμητικά χωρικά δεδομένα. Μία τέτοια παράμετρος μπορεί να είναι το υψόμετρο του εδάφους, η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα, τα όρια ενός κοιτάσματος, και άλλα (Παναγόπουλος κ.α., 2012). Η πιο κατάλληλη μέθοδος για γεωμετρική προσομοίωση σε γεωλογικές εφαρμογές αποδείχτηκε ότι είναι η μέθοδος της παράστασης οριακών επιφανειών (Boundary Representation, Brep). Κατά τη γεωμετρική προσομοίωση ενός γεωλογικού φαινομένου, το γεωλογικό πρότυπο-ομοίωμα (geological model) μεταβιβάζεται σε ένα τρισδιάστατο ψηφιακό γεωμετρικό ομοίωμα. Τα αρχικά δεδομένα λαμβάνονται από το φυσικό περιβάλλον σύμφωνα με τις αρχές της γεωλογικής χαρτογράφησης. Τα περισσότερα από τα δεδομένα αυτά είναι γεωμετρικού τύπου (παράταξη, κλίση) και συλλέγονται από μετρήσεις και παρατηρήσεις πεδίου (Manutsoglu and Spyridonos, 2004).

Η κατασκευή τρισδιάστατων γεωλογικών μοντέλων συνήθως προαπαιτεί την συνδυαστική χρήση ενός πακέτου ΓΣΠ (GIS) και ενός πακέτου γεω-μοντελοποιητή (geomodeler). Για την δημιουργία τέτοιων μοντέλων χρησιμοποιούνται από μονοδιάστατα (1D) μέχρι και τετραδιάστατα (4D) χωρικά γεωλογικά πρωτογενή δεδομένα. Ένα μοντέλο χαρακτηρίζεται ως τρισδιάστατο, μόνο όταν η πληροφορία που παρέχει εκτείνεται σε επιφάνεια και βάθος. Παρόλο που με τα πακέτα ΓΣΠ μπορούν να σχεδιαστούν και να διαχειριστούν απλές τρισδιάστατες επιφάνειες, δεν είναι εφικτή η αντίστοιχη σχεδίαση και διαχείριση των πολύπλοκων επιφανειών και όγκων που εμφανίζουν συνήθως οι γεωλογικές δομές που έχουν υποστεί πτύχωση και ρηγμάτωση (Kaufmann and Martin, 2009). Ο συνδυασμός Γ.Σ.Π. και γεω-μοντελοποιητή έχει σημαντικό ρόλο στην κατασκευή ρεαλιστικών γεωλογικών τρισδιάστατων μοντέλων. Όμως, τα προβλήματα στη διαλειτουργικότητα αυτών των μοντέλων παραμένουν.

Για την δημιουργία ενός 3D γεωλογικού μοντέλου απαιτείται ο συνδυασμός πολλών χωρικών γεωλογικών δεδομένων. Στο σχήμα 5.1 απεικονίζεται η ροή εργασιών για την δημιουργία του μοντέλου. Τα μοντέλα εδάφους/επιφάνειας αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία ως DTM (Digital Terrain Model) ή DEM (Digital Elevation Model). Η δημιουργία των DTMs στον υπολογιστή στηρίζεται είτε σε ορθογώνιο κανονικό δίκτυο ή σε μη κανονικό τριγωνικό δίκτυο. Το μοντέλο αυτό είναι μία μαθηματική επιφάνεια που αναπαριστά το γήινο ανάγλυφο της περιοχής. Αποτελείται από ένα σύνολο σημείων κατάλληλα κατανεμημένων στο χώρο, για τα οποία απαιτείται η γνώση των συντεταγμένων τους σε κάποιο προβολικό σύστημα και το υψόμετρό τους από τη μέση στάθμη της

θάλασσας. Από τα σημεία αυτά και με χρήση μεθόδων παρεμβολής προκύπτει η ψηφιακή επιφάνεια της περιοχής. Αρχικά, συγκεντρώνονται όλα τα διαθέσιμα επιφανειακά δεδομένα, δεδομένα βάθους και σημειακά δεδομένα. Στη συνέχεια, επεξεργάζονται με χρήση λογισμικών πακέτων ΓΣΠ και γεωλογικού μοντελοποιητή. Συγκεκριμένα, από την επεξεργασία των επιφανειακών δεδομένων σε περιβάλλον ΓΣΠ, προκύπτει το ψηφιακό μοντέλο εδάφους/επιφάνειας, πάνω στο οποίο συμπληρώνεται όλη η επιπρόσθετη χωρική πληροφορία (Houlding, 1994). Αντίθετα, τα δεδομένα βάθους εισάγονται και ερμηνεύονται στον γεωλογικό μοντελοποιητή.



Σχήμα 5.1: Ροή εργασιών για την δημιουργία ενός τρισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου (Kaufmann and Martin, 2009)

Τα βασικά πλεονεκτήματα αυτής της μεθόδου είναι: α) η ομοιογενής χρήση του συνόλου των δεδομένων και η διασταύρωση των γεωλογικών ερμηνειών με βάση πραγματικά αριθμητικά δεδομένα, β) η δυνατότητα εύκολης επικαιροποίησης και αλλαγής οποιαδήποτε στιγμή με την προσθήκη νέων στοιχείων ή την αλλαγή της ερμηνείας των ήδη χρησιμοποιηθέντων δεδομένων, και γ) η δυνατότητα που δίνεται στον διαχειριστή να υποβάλει ερωτήματα, να παραγάγει τις επιθυμητές απεικονίσεις και να πραγματοποιήσει υπολογισμούς σε πραγματικό

τρισδιάστατο περιβάλλον με σχεδόν αυτόματο τρόπο (Παναγόπουλος κ.α., 2012).

Από την άλλη, οι βασικότερες δυσκολίες της μεθόδου είναι: α) οι διαφορετικές περιγραφές και ερμηνείες των δεδομένων, β) η αναλογική μορφή στην οποία βρίσκονται ορισμένα πρωτογενή δεδομένα, και συνεπώς η αναγκαία εργασία της ψηφιοποίησής τους, και γ) η απουσία γεωγραφικών συντεταγμένων ή η γεωαναφορά τους με βάση παλιά γεωγραφικά συστήματα. Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι για την κατασκευή γεωλογικών μοντέλων είναι προαπαιτούμενη η ύπαρξη μιας αξιόπιστης ψηφιακής βάσης δεδομένων.

5.2 Γεωλογικά δεδομένα

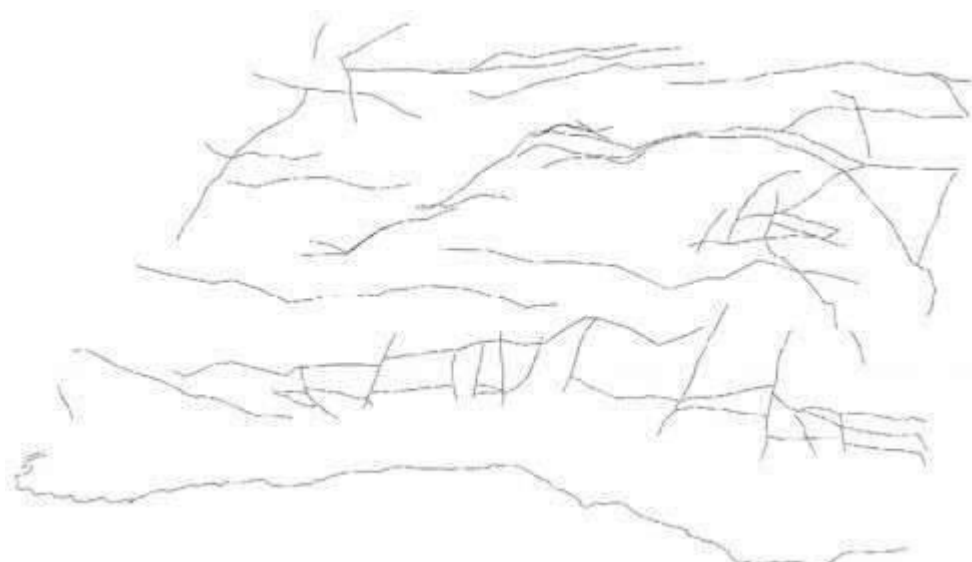
Το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης δομείται από τα μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα της Ενότητας του Τρυπαλίου (Creutzburg and Seidel, 1975), ενός σχηματισμού ηλικίας μέχρι Μέσου Τριαδικού, που το μεγαλύτερο μέρος του αποτελείται από δολομιτικά μάρμαρα. Όμως, από εργασίες πεδίου που πραγματοποιήθηκαν, αποδείχθηκε ότι μέσα στο φαράγγι εμφανίζονται και μεταμορφωμένα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Μπιζούρα κ.α., 2004b). *Το φαράγγι αποτελεί μια ρηξιγενή ζώνη, με διεύθυνση BBA - NNΔ, ακολουθώντας την γενική διεύθυνση των μεγάλων ρηγμάτων που διατρέχουν όλους τους μεσοζωικής ηλικίας σχηματισμούς της περιοχής (Μπιζούρα κ.α., 2004b).*

Για την περιοχή του φαραγγιού της Ίμπρου έχει πραγματοποιηθεί μικρός αριθμός μελετών, από τις οποίες έχει προκύψει ότι το φαράγγι δομείται κυρίως από πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων και στις παρυφές του εμφανίζονται πετρώματα της Ενότητας του Τρυπαλίου (Μανούτσογλου και Σπυρίδωνος, 2004). Πρέπει να τονιστεί ότι το φαράγγι της Ίμπρου βρίσκεται στα όρια του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων.

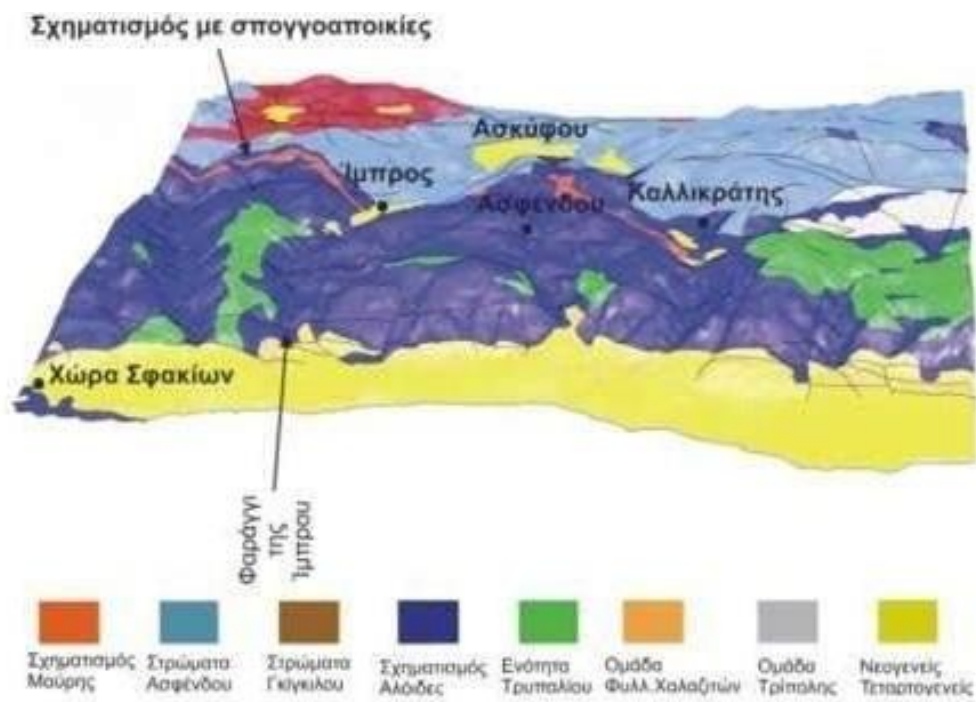
Η γεωλογία του φαραγγιού της Σαμαριάς έχει αναλυθεί εκτενώς σε προηγούμενο κεφάλαιο.

5.3 Φαράγγι της Ίμπρου

Όσον αφορά το φαράγγι της Ίμπρου, με την μέθοδο της τρισδιάστατης ψηφιακής γεωλογικής χαρτογράφησης, κατασκευάστηκε το ψηφιακό ομοίωμα της γεωλογικής δομής και του ρηγματογόνου ιστού της περιοχής. Εκτός αυτού, πραγματοποιήθηκε χαρτογραφική απεικόνιση της χωρικής κατανομής των σπογγοαποικιών που υπάρχουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Μανούτσογλου και Σπυρίδωνος, 2004). Οι εργασίες που ακολουθήθηκαν για την κατασκευή του γεωλογικού ομοιώματος της περιοχής είναι οι ίδιες με αυτόν του φαραγγιού της Σαμαριάς. Αναλυτικά, δημιουργήθηκε, αρχικά, το ψηφιακό μοντέλο της τοπογραφίας σε κλίμακα 1:25.000 από μεγέθυνση του τοπογραφικού χάρτη 1:50.000-Γ.Υ.Σ., 1972. Στη συνέχεια, εφαρμόστηκαν πάνω σε αυτό, τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών και του τεκτονικού ιστού (σχήμα 5.2). Η τρισδιάστατη απεικόνιση του μοτίβου των ρηγμάτων, σε συνδυασμό με δεδομένα πεδίου, επιτρέπει μια καλύτερη διάκριση στην δημιουργία των ρηγμάτων (Manutsoglu and Spyridonos, 2004). Τέλος, κατασκευάστηκε το 3D γεωλογικό μοντέλο, με χρήση των πρωτογενών στοιχείων (παρατάξεις, διευθύνσεις κλίσεων και πάχη των στρωμάτων) που περιέχει ο υπάρχων γεωλογικός χάρτης (Βιδάκης κ.α., 1993) (σχήμα 5.3).



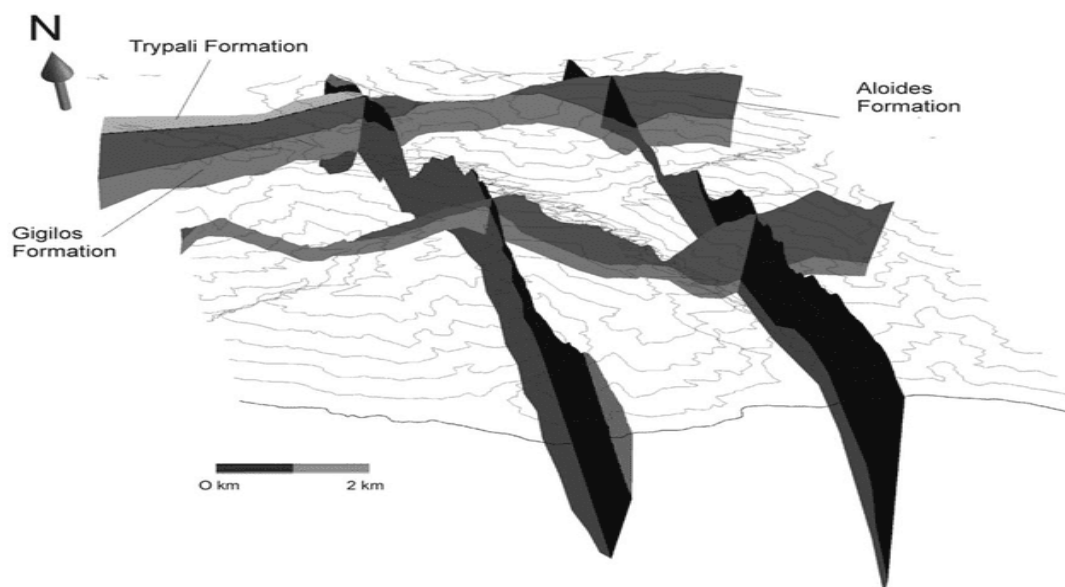
Σχήμα 5.2: Μοτίβο των τεκτονικών γραμμών του φαραγγιού της Ίμπρου (Μανούτσογλου και Σπυρίδωνος, 2004)



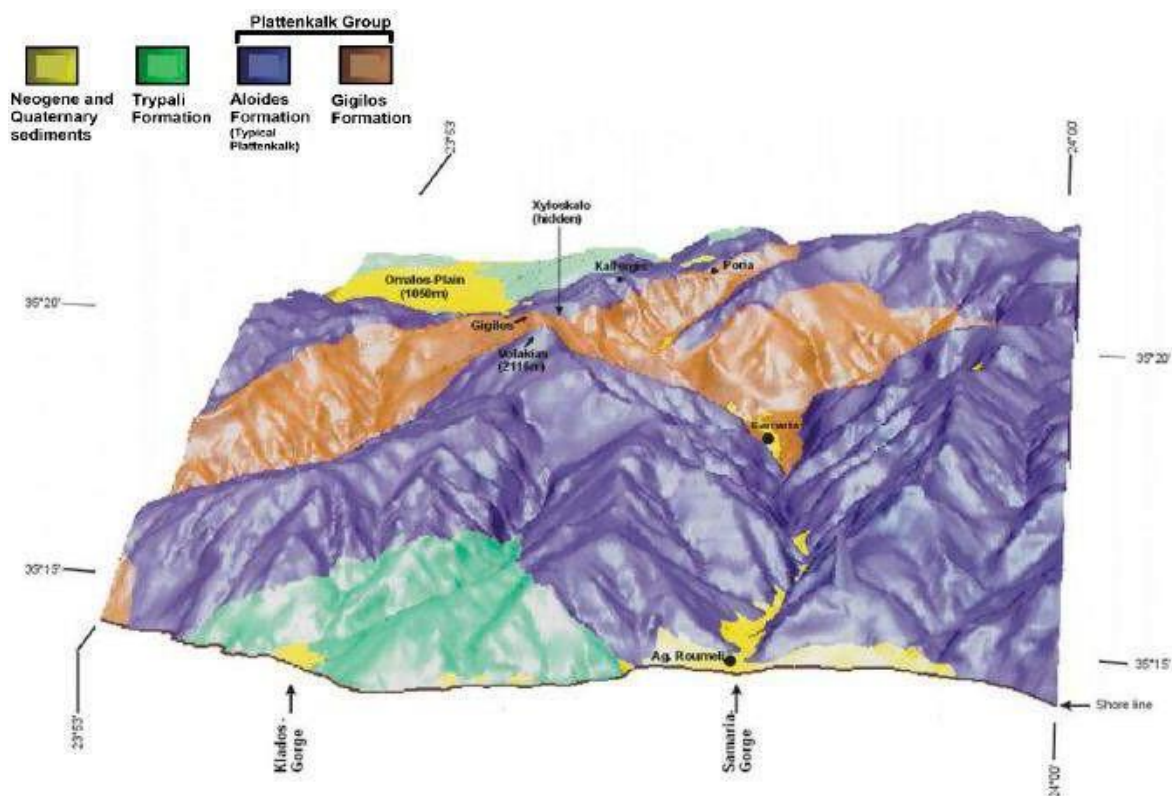
Σχήμα 5.3: Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο του φαραγγιού της Ίμπρου (Μανούτσoglou και Σπυρίδωνος, 2004)

5.4 Φαράγγι της Σαμαριάς

Η ψηφιακή τρισδιάστατη γεωλογική μοντελοποίηση της ευρύτερης περιοχής του φαράγγιού της Σαμαριάς βασίστηκε στη λεπτομερή έρευνα της στρωματογραφίας και τεκτονικής εξέλιξης των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων. Σκοπός είναι η αναθεώρηση της γεωλογικής δομής της συγκεκριμένης περιοχής. Αρχικά, κατασκευάστηκε το ομοίωμα της τοπογραφίας σε κλίμακα 1:25.000 μεγεθύνοντας το τοπογραφικό χάρτη 1:50.000-Γ.Υ.Σ., 1972. Ακολούθως, ψηφιοποιήθηκαν τα γεωλογικά όρια και εφαρμόστηκαν στο τοπογραφικό ομοίωμα. Έπειτα, με χρήση των πρωτογενών δεδομένων του υπάρχον γεωλογικού χάρτη (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1969), κατασκευάστηκε το 3D γεωμετρικό μοντέλο των σχηματισμών. Από τα παραπάνω στοιχεία προέκυψε ότι η γεωλογική δομή της περιοχής χαρακτηρίζεται ως συγκλινική μεγαλοδομή. Όμως, από τον συνδυασμό υπάρχοντων στοιχείων, διορθώσεων μετά από γεωμετρικές προσομοιώσεις και προσθήκες νέων δεδομένων από υπαίθριες παρατηρήσεις και μετρήσεις, προσομοιάζεται μία αντικλινική μεγαλοδομή με άξονα διεύθυνσης BBA-NNΔ. Από το σύνολο των δεδομένων για την περιοχή, κατασκευάστηκε το αναθεωρημένο τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο (σχήματα 5.4 και 5.5) (Manutsoglu et al., 1999; Μανούτσογλου κ.α., 2001).



Σχήμα 5.4: Γεωλογικές τομές διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης και Βορρά-Νότου του 3D γεωλογικού μοντέλου του φαράγγιού της Σαμαριάς (Manutsoglu et al., 1999 και Μανούτσογλου κ.α., 2001)



Σχήμα 5.5: Τρισδιάστατο γεωλογικό μοντέλο του φαράγγιού της Σαμαριάς και της ευρύτερης περιοχής. Με κίτρινο χρώμα απεικονίζονται τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, με πράσινο η Ενότητα Τρυπαλίου, με μπλε χρώμα ο σχηματισμός Αλούιδες (τυπικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι), ενώ με καφέ ο σχηματισμός Γκίγκιλου. Οι δύο τελευταίοι σχηματισμοί συνιστούν την Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων. (Manoutsoglu et al., 1999; Μανούτσου κ.α., 2001, τροποποιημένο από Manoutsoglou et al., 2022)

Το φαράγγι της Σαμαριάς αποτέλεσε αντικείμενο μελέτης με στόχο την δυνατότητα εικονικής περιήγησης σε αυτό, χρησιμοποιώντας εργαλεία δημιουργίας τρισδιάστατου περιεχομένου, που βασίζονται στην όραση. Για το σκοπό αυτό, εφαρμόστηκε ένα υβριδικό (βασισμένο στην γεωμετρία και στην εικόνα) σύστημα μοντελοποίησης και απεικόνισης με την ονομασία ‘morphable 3D-mosaics’, ικανό να παρέχει φωτορεαλιστικές περιηγήσεις σε μεγάλης κλίμακας τοπία. Αυτό το σύστημα βασίζεται σε ένα αραιό σύνολο στερεοσκοπικών

προβολών που έχουν ληφθεί κατά μήκος μιας σχετικά ομαλής και προκαθορισμένης διαδρομής του τοπίου που μελετάτε σε συγκεκριμένες θέσεις, τις λεγόμενες θέσεις-κλειδιά (Komodakis and Tziritas, 2008; Komodakis et al., 2005).

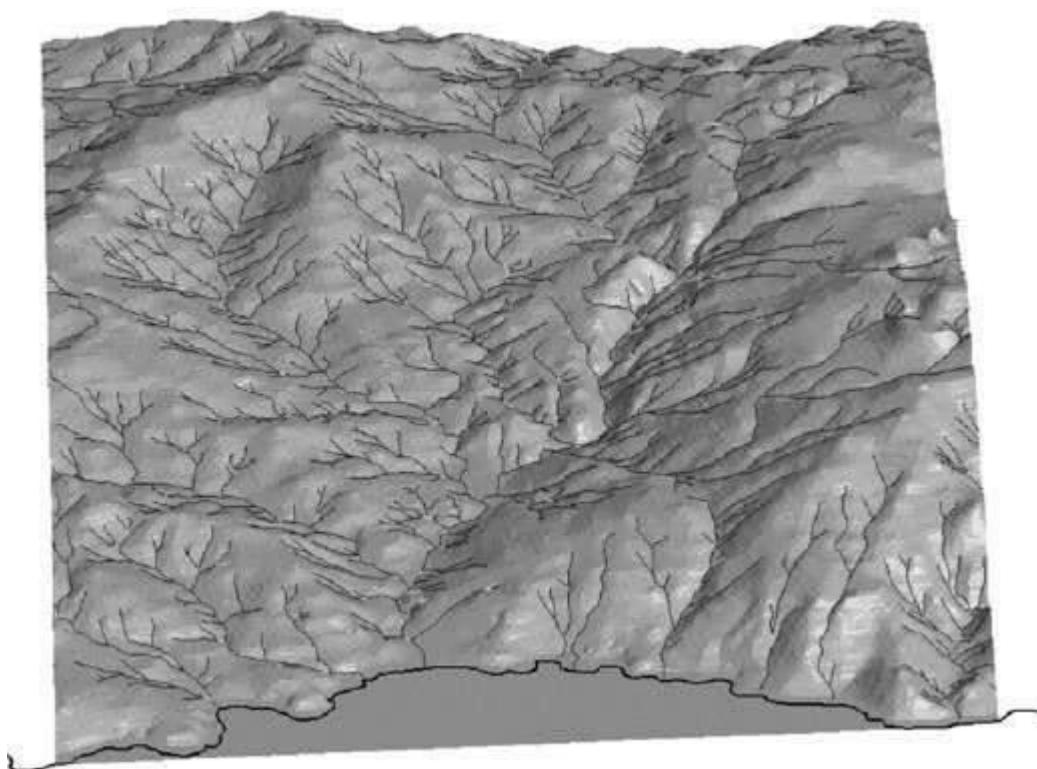
Η μοντελοποίηση αποτελείται από τα παρακάτω στάδια. Αρχικά, κατασκευάζονται τοπικά μοντέλα με βάση τις στερεοσκοπικές προβολές που έχουν ληφθεί σε θέσεις-κλειδιά κατά μήκος της διαδρομής. Για κάθε τοπικό μοντέλο αντιστοιχεί μία στερεογραφική προβολή ανά θέση-κλειδί. Όμως, υπάρχει η δυνατότητα της αντιστοίχισης πολλαπλών στερεογραφικών προβολών (και κατ' επέκταση, τοπικών μοντέλων) ανά θέση-κλειδί. Κάθε προβολή καταγράφει τις φωτομετρικές και γεωμετρικές ιδιότητες γύρω από κάθε θέση-κλειδί. Το γεωμετρικό μέρος ενός τοπικού μοντέλου πρέπει να είναι απλώς μια προσέγγιση της πραγματικής γεωμετρίας της περιοχής. Στη συνέχεια, γίνεται μία εκτίμηση της σχετικής θέσης, η οποία περιλαμβάνει πρόχειρη εκτίμηση της περιστροφής και της μετάβασης μεταξύ διαδοχικών τοπικών μοντέλων. Δεν χρειάζεται ακρίβεια στην εκτίμηση, καθώς δεν θα χρησιμοποιηθεί για την ακριβή καταχώριση των τοπικών μοντέλων, αλλά για την διαδικασία της μορφοποίησης που λαμβάνει χώρα στο επόμενο στάδιο. Ακολουθεί η δημιουργία μορφοποιήσιμων 3D μοντέλων (morphable models), η οποία περιλαμβάνει την εκτίμηση των γεωμετρικών και φωτομετρικών μορφοποιήσεων (morphings) μεταξύ των διαδοχικών τοπικών μοντέλων. Τέλος, δημιουργείται σε κάθε θέση-κλειδί ένα τρισδιάστατο μωσαϊκό (mosaic) με την συγκέντρωση όλων των τοπικών μοντέλων που αντιστοιχούν σε αυτή τη θέση. Για την εικονική περιήγηση στο φαράγγι επιλέχθηκε ένα προκαθορισμένο μονοπάτι, με μήκος μεγαλύτερο των 100m και αποκτήθηκαν 45 στερεοσκοπικές εικόνες για 15 θέσεις-κλειδιά, συνεπώς 3 στερεοσκοπικές προβολές για κάθε θέση. Με αυτό τον τρόπο, το οπτικό πεδίο είχε εύρος περίπου 120° (Komodakis and Tziritas, 2008; Komodakis et al., 2005). Το σχήμα 5.6 είναι ενδεικτικό των αποτελεσμάτων της μεθοδολογίας.



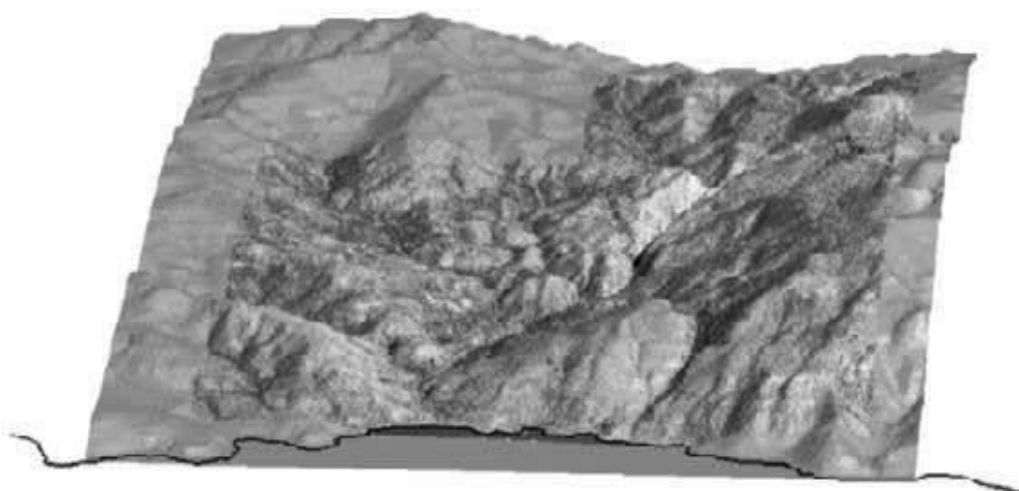
Σχήμα 5.6: Ορισμένες απεικονίσεις που παράγονται καθώς η εικονική κάμερα διασχίζει το πιο διάσημο σημείο του φαράγγιού της Σαμαριάς (Σιδερόπορτες). Σε αυτή τη περίπτωση η εικονική κάμερα διαπερνά μέσα από πολλαπλά μορφοποιησιμα 3D μοντέλα (Komodakis and Tziritas, 2008)

5.5 Φαράγγι της Αγίας Ειρήνης

Για το φαράγγι της Αγίας Ειρήνης, ψηφιοποιήθηκαν χάρτες της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.) κλίμακας 1:5.000 και με χρήση κατάλληλου λογισμικού πακέτου κατασκευάστηκε το ψηφιακό μοντέλο του εδάφους (DTM) και το μοντέλο του υδρογραφικού δικτύου (σχήμα 5.7). Το μοντέλο του εδάφους συμπληρώθηκε από ορθοφωτοχάρτες της περιοχής, με τη μέθοδο της υπέρθεσης (σχήμα 5.8). Στη συνέχεια, ψηφιοποιήθηκε ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής κλίμακας 1:50.000 (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1969). Η ακρίβεια της μεθοδολογίας είναι της τάξης των λίγων μέτρων και κρίνεται ικανοποιητική για την απεικόνιση του τρισδιάστατου μορφοτεκτονικού μοντέλου του φαράγγιού.



Σχήμα 5.7: Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DTM) με το μοντέλο του υδρογραφικού δικτύου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης (Μπιζούρα κ.α., 2004b)



Σχήμα 5.8: Το ψηφιακό μοντέλο του ανάγλυφου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης με την υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών (Μπιζούρα κ.α., 2004b)

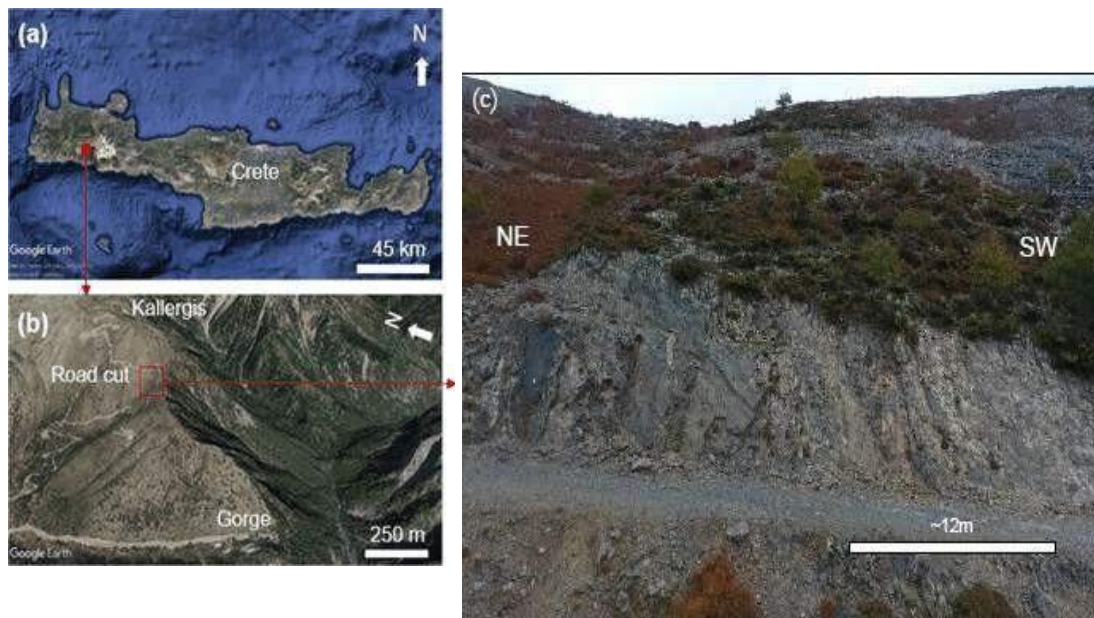


Σχήμα 5.9: Κάτοψη του ψηφιακού μοντέλου του ανάγλυφου του φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης με την υπέρθεση των ορθοφωτοχαρτών. Η μαύρη γραμμή παριστάνει την ακτογραμμή στην περιοχή (Μπιζούρα κ.α., 2004b)

5.6 Ευρύτερη περιοχή των Λευκών Ορέων

Οι πτώσεις βράχων (rockfall) είναι ένα σύννηθες φαινόμενο στις ορεινές περιοχές. Αποτελεί, βέβαια, και γεωλογικό κίνδυνο για την περιοχή, καθώς μπορεί να προκαλέσει οικονομικές και ανθρώπινες απώλειες σε περιπτώσεις όπου οι πτώσεις ογκόλιθων επηρεάζουν τις υποδομές και τις κοινότητες κατά μήκος της διαδρομής τους. Για αυτό το λόγο, χρησιμοποιήθηκε μια μεθοδολογία για την χρήση του συνόλου των χαρακτηριστικών των ασυνεχειών με σκοπό την εκτίμηση της ευαισθησίας σε πτώσεις βράχων τοπικής κλίμακας, προσαρμοσμένη για την απόκτηση δεδομένων από μη επανδρωμένα εναέρια οχήματα (Uncrewed Aerial Vehicle, UAV). Η μέθοδος εφαρμόστηκε σε ένα βραχώδες πρανές κατά μήκος ενός δρόμου, σε υψόμετρο 1620m, μεταξύ της εισόδου του φαραγγιού της Σαμαριάς και του καταφύγιου του Καλλέργη, εντός του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων (σχήμα 5.10). Το πρανές έχει ύψος περίπου 14m, πλευρική επέκταση 46m και η μέση γωνία κλίσης ισούται

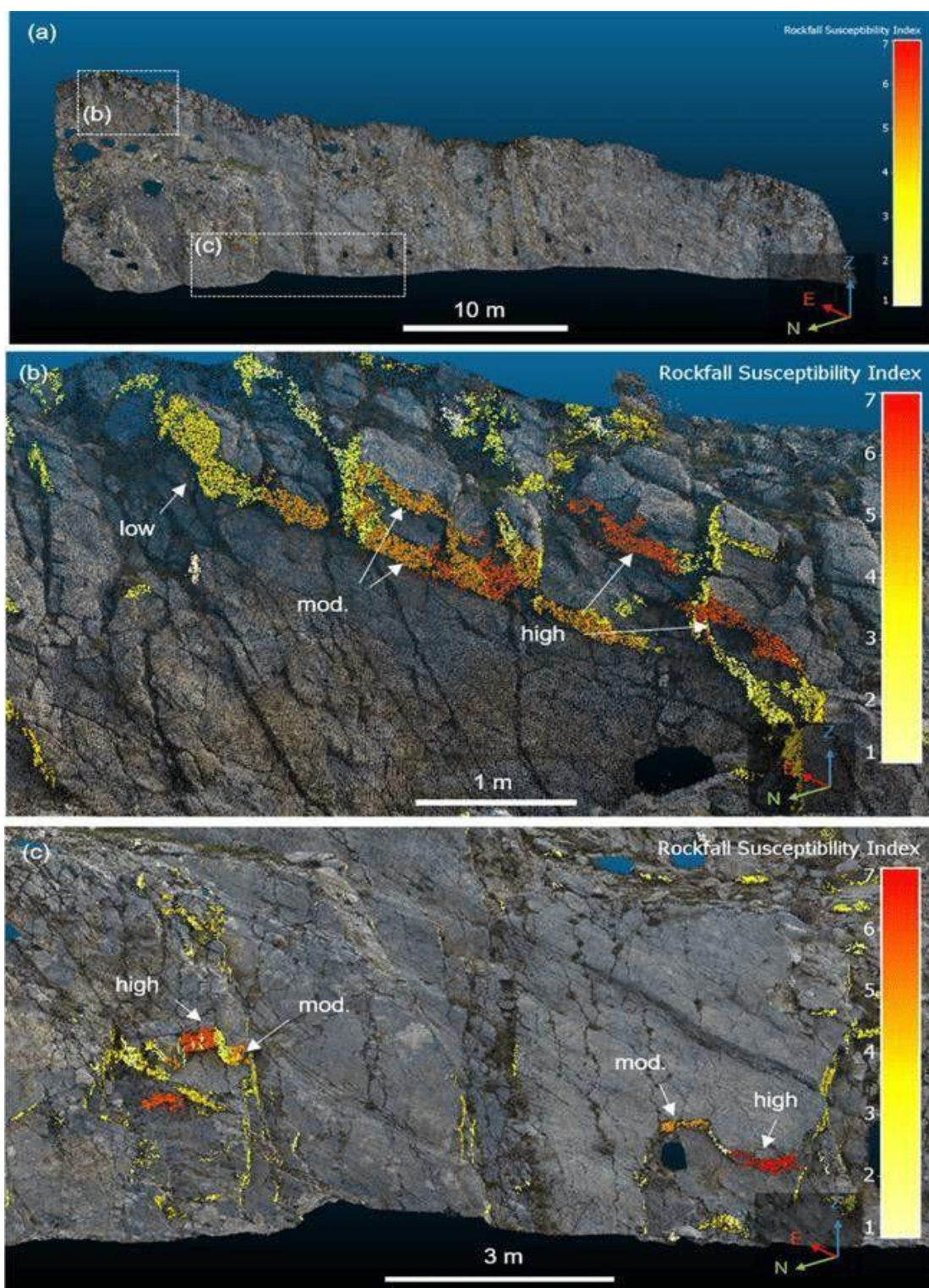
με 51° προς τον δρόμο. Επίσης, δομείται από σκούρο γκρι πλακώδη ασβεστόλιθο με περιστασιακές παρεμβολές από χαλαζία και ασβεστίτη (Albarelli, 2020; Albarelli et al., 2021).



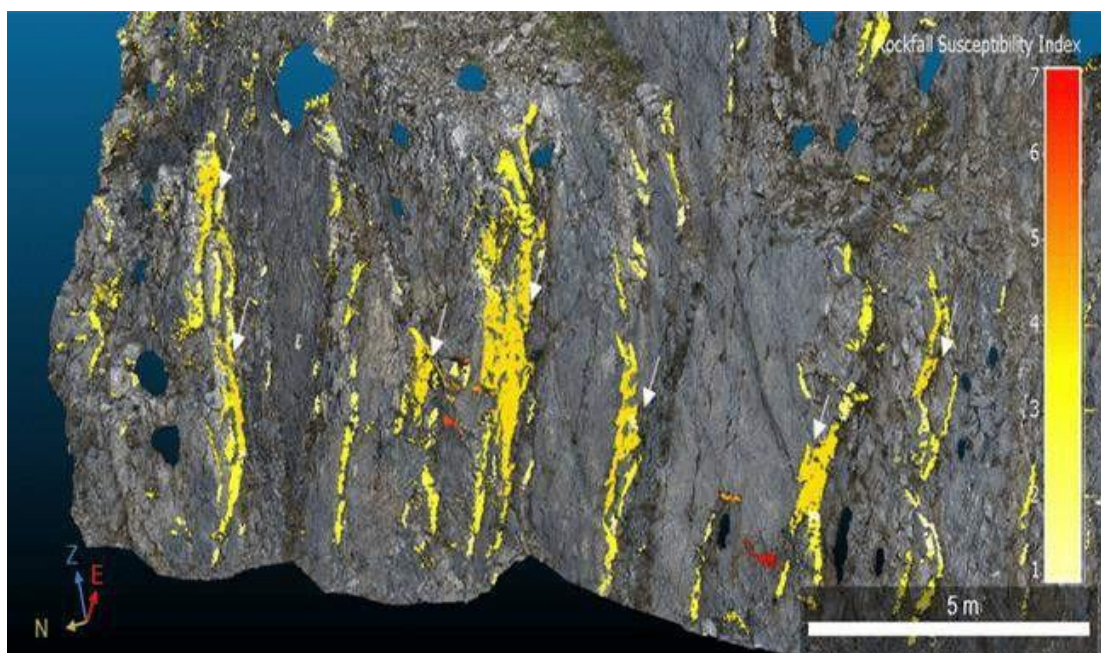
Σχήμα 5.10: Η περιοχή μελέτης στα Λευκά Όρη (a), η τοποθεσία της πλαγιάς εντός του ομώνυμου Εθνικού Δρυμού (b) και η εικόνα UAV της βραχώδους πλαγιάς κατά μήκος του δρόμου (Albarelli, 2020)

Η τεχνική UAV επιτρέπει την κατασκευή τρισδιάστατου μοντέλου υψηλής ανάλυσης της επιφάνειας της πλαγιάς σε μορφή point cloud ή 3D πλεγμάτων, όπου ακριβείς γεωμετρικές πληροφορίες από βραχομάζες μπορούν να εξαχθούν με χρήση χειροκίνητων ή αυτόματων διαδικασιών, μέσω υπολογιστικών αλγορίθμων. Τα τρισδιάστατα μοντέλα μπορούν να παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για τον εντοπισμό της πηγής των βραχοπτώσεων και τον προσδιορισμό της ευαισθησίας κατά μήκος του ύψους της πλαγιάς και με υψηλή χωρική ανάλυση. Η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε για την συγκεκριμένη περιοχή χρησιμοποιεί point cloud από εικόνες UAV για τον εντοπισμό και την απεικόνιση της πιθανής προέλευσης της πτώσης των βράχων. Η μέθοδος αποτελείται από τέσσερα βήματα: α) ανακατασκευή 3D μοντέλου της πλαγιάς με χρήση ψηφιακής φωτογραμμετρίας UAV, και συνεπώς δημιουργία του 3D point cloud, β) αυτόματος χαρακτηρισμός των ασυνεχειών στο point cloud, γ) ανάλυση της ευστάθειας του πρανούς με χρήση του δείκτη SMR (Slope Mass Rating), και δ)

υπολογισμός του δείκτη ευαισθησίας βραχοπτώσεων στο 3D μοντέλο του βραχώδους πρανούς, ενδεικτικός της ευστάθειας του πρανούς. Αυτός ο δείκτης ενσωματώνει ως παραμέτρους τις προεξοχές, τον δείκτη SMR, την ανθεκτικότητα (persistence) του συνόλου των ασυνεχειών και την απόσταση μεταξύ τους (Albarelli et al., 2021). Τα αποτελέσματα της τεχνικής απεικονίζονται στα σχήματα 5.11 και 5.12.



Σχήμα 5.11: 3D κατανομή του δείκτη ευαισθησίας βραχοπτώσεων, όπου οι περιοχές με μέτρια (mod.) (3-5) και υψηλή (high) (5-7) ευαισθησία βρίσκονται κυρίως στο αριστερό τμήμα της πλαγιάς (a). Στα (b) και (c) απεικονίζονται τμήματα του πρανούς, στα οποία είναι εμφανής η διαφορά στην ευαισθησία λόγω της απόστασης και των ιδιοτήτων της ανθεκτικότητας (Albarelli *et. al.*, 2021)



Σχήμα 5.12: Περιοχές μέτριας ευαισθησίας, σε σκούρο κίτρινο χρώμα, ως πλευρικές εκτεθειμένες επιφάνειες της βραχώδους πλαγιάς (Albarelli et. al., 2021)

Τα Λευκά Όρη αποτέλεσαν αντικείμενο μελέτης για την ανάπτυξη μιας μεθόδου ταξινόμησης γεωμορφών (landform) με σκοπό την οπτική ανάλυση και την πρόβλεψη των συνθηκών προοπτικής παρατήρησης. Η μέθοδος αυτή είναι μία τροποποιημένη μορφή της ταξινόμησης του Hammond και χρησιμοποιήθηκαν εργαλεία ΓΣΠ (Tsouchlaraki, 2006).

Για την εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν συνολικά τέσσερις παράμετροι και ένα ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DTM). Οι τρεις ποσοτικοί παράμετροι της ταξινόμησης του Hammond βασίζονται στον προσδιορισμό τους στα κύρια στάδια της γεωμορφολογικής διαδικασίας. Η πρόσθετη παράμετρος αφορά την θέση παρατήρησης (Tsouchlaraki, 2006). Συγκεκριμένα, σχετίζεται με την σχετική υψομετρική θέση μεταξύ του παρατηρητή και των αντικειμένων που παρατηρεί, καθώς επηρεάζει την οπτική της κάθε θέσης. Για αυτό το λόγο, αποτελεί σημαντικό στοιχείο στην ανάλυση του τοπίου. Στα συστήματα οπτικής διαχείρισης τοπίων, εξετάζονται συνήθως τρεις τύποι θέσεων: i) ανώτερη θέση, στην οποία ο παρατηρητής βρίσκεται ψηλότερα από το αντικείμενο που παρατηρεί, ii) ίση θέση, στην οποία ο παρατηρητής βρίσκεται στο ίδιο ύψος με το αντικείμενο παρατήρησης, και iii) κατώτερη θέση, στην οποία στέκεται σε χαμηλότερο επίπεδο. Οι τέσσερις παράμετροι εφαρμόζονται σε ορθογώνια τμήματα των $5 \times 5 \text{ km}^2$ με χρήση ενός κινούμενου παραθύρου (moving window) με το βήμα μετακίνησης να είναι στα 2km, από κάθε κατεύθυνση (Βορράς,

Νότος, Ανατολή, Δύση) προς το κέντρο της περιοχής μελέτης (σχήμα 5.13). Το μοντέλο του εδάφους δημιουργήθηκε από φύλλα χάρτη, κλίμακας 1:50.000, της περιοχής. Από αυτό, λήφθηκαν τα υψομετρικά δεδομένα. Για την τελική ταξινόμηση των γεωμορφών και σε συνδυασμό με την θέση παρατήρησης απαιτείται κωδικοποίηση για την διαχείριση των αποτελεσμάτων. Η κωδικοποίηση αυτή, προκύπτει με την εφαρμογή εργαλείων επικάλυψης ενός ΓΣΠ, χρησιμοποιώντας ως υπόβαθρο τα δεδομένα του υψομέτρου ενός DTM. Για την ψηφιακή απεικόνιση του ανάγλυφου χρησιμοποιήθηκε ένα DTM της περιοχής (Tsouchlaraki, 2006).



Σχήμα 5.13: Μέγεθος, προσανατολισμός και βήμα μετακίνησης ενός κινούμενου παραθύρου. Τα μαύρα βέλη υποδεικνύουν το κέντρο της περιοχής μελέτης (Tsouchlaraki, 2006)

5.7 Συμπεράσματα

Η τρισδιάστατη γεωλογική μοντελοποίηση αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο στην καθημερινότητα των γεωεπιστημών με πολλές θεωρητικές και πρακτικές εφαρμογές συμβάλλοντας στην επίλυση πρακτικών θεμάτων και προβλημάτων στους χώρους της επιστήμης, της βιομηχανίας και της κοινωνίας (Παναγόπουλος κ.α., 2012). Τέτοιου είδους μοντέλα αποτελούν μία εναλλακτική του κλασικού γεωλογικού χάρτη και συνιστούν δυναμικές τράπεζες πληροφοριών, με συνδυασμό των υπαρχόντων και των μελλοντικών στοιχείων της περιοχής, ως αποτέλεσμα ερευνών και μελετών. Με την χρήση λογισμικών πακέτων είναι εφικτός ο συνδυασμός διαφορετικών τύπων δεδομένων, όπως χάρτες διαφορετικής κλίμακας, δορυφορικές εικόνες, δεδομένα πεδίου και γεωλογικές τομές (Manutsoglu et al., 2002). Ειδικά για τα γεωλογικά χωρικά δεδομένα, απλοποιείται ο συσχετισμός τους με τα λεπτομερή επιφανειακά στοιχεία (Μπιζούρα κ.α., 2004a). Η κατασκευή αυτών των μοντέλων συμβάλλει στην εκτίμηση της γεωλογικής δομής της περιοχής μελέτης και στην αξιοποίηση των πόρων της. Βασική προϋπόθεση, όμως, είναι η ύπαρξη αξιόπιστης ψηφιακής βάσης χωρικών δεδομένων.

Χρησιμοποιώντας το υβριδικό σύστημα μοντελοποίησης και απεικόνισης “morphable 3D-mosaics” επιτεύχθηκε η οπτική τρισδιάστατη ανακατασκευή του φαράγγιού της Σαμαριάς. Με βάση αυτή τη τρισδιάστατη ανακατασκευή και με τη χρήση μιας εγκατάστασης 3D εικονικής πραγματικότητας, είναι εφικτή μία ζωντανή εικονική περιήγηση στο φαράγγι. Παρ’ όλα αυτά, υπάρχουν πολλά περιθώρια βελτίωσης της συγκεκριμένης τεχνικής (Komodakis and Tziritas, 2008; Komodakis et al., 2005).

Η μεθοδολογία για την εκτίμηση της ευαισθησίας βραχοπτώσεων για τρισδιάστατα μοντέλα πρανών σε μορφή point cloud εφαρμόστηκε σε βραχώδη πλαγιά σε περιοχή του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων. Οι περιοχές υψηλότερης και μέτριας ευαισθησίας σε βραχοπτώσεις στο 3D point cloud αντιστοιχούν στα σημεία όπου βρέθηκε ο μεγαλύτερος αριθμός πεσμένων μπλοκ στο κατώτερο σημείο του πρανούς. Με αυτό τον τρόπο αποδείχθηκε ότι η μεθοδολογία είναι αποτελεσματική για τον αυτόματο εντοπισμό πιθανών πηγών πτώσης βράχων (Albarelli, 2020; Albarelli et al., 2021).

Μία μέθοδος ταξινόμησης γεωμορφών ικανή να προβλέπει τις συνθήκες προοπτικής παρατήρησης, θα βοηθήσει στην καλύτερη διαχείριση του οπτικού περιβάλλοντος και στην καλύτερη αντίληψη του τρισδιάστατου χώρου. Επιπλέον, η πρόβλεψη και η εκτίμηση των οπτικών επιπτώσεων μπορεί να γίνει με αυτόν τον τρόπο, πιο αξιόπιστη και καλύτερα τεκμηριωμένη. Αποδείχθηκε ότι σε ορεινές περιοχές η θέση παρατήρησης παίζει σημαντικό ρόλο στην οπτική αποτύπωση μιας συγκεκριμένης μορφής του ανάγλυφου (Tsouchlaraki, 2006).

Κεφάλαιο 6: ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ

Η επιστήμη της γεωφυσικής, μέσω των γεωφυσικών ερευνών, στοχεύει στη συλλογή πληροφοριών γεωλογικού ενδιαφέροντος και στην αξιοποίησή τους για πρακτικούς σκοπούς. Ο Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων αποτελεί τα τελευταία χρόνια, μία περιοχή με την οποία έχει ασχοληθεί ο κλάδος της γεωφυσικής. Συγκεκριμένα, στο οροπέδιο του Ομαλού έχουν πραγματοποιηθεί αρκετές γεωφυσικές διασκοπήσεις, με διάφορες μεθόδους. Σκοπός των ερευνών είναι η χαρτογράφηση του ανθρακικού υπόβαθρου και ο εντοπισμός καρστικών δομών και έγκοιλων στους γεωλογικούς σχηματισμούς του οροπεδίου (Βαφείδης κ.α., 2004). Από την ερμηνεία των αποτελεσμάτων, προσδιορίζεται η καταλληλότητα των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους για τον σχεδιασμό και την κατασκευή τεχνικών έργων, όπως την κατασκευή λιμνοδεξαμενής στην περιοχή μελέτης.

6.1 Γεωλογία οροπεδίου

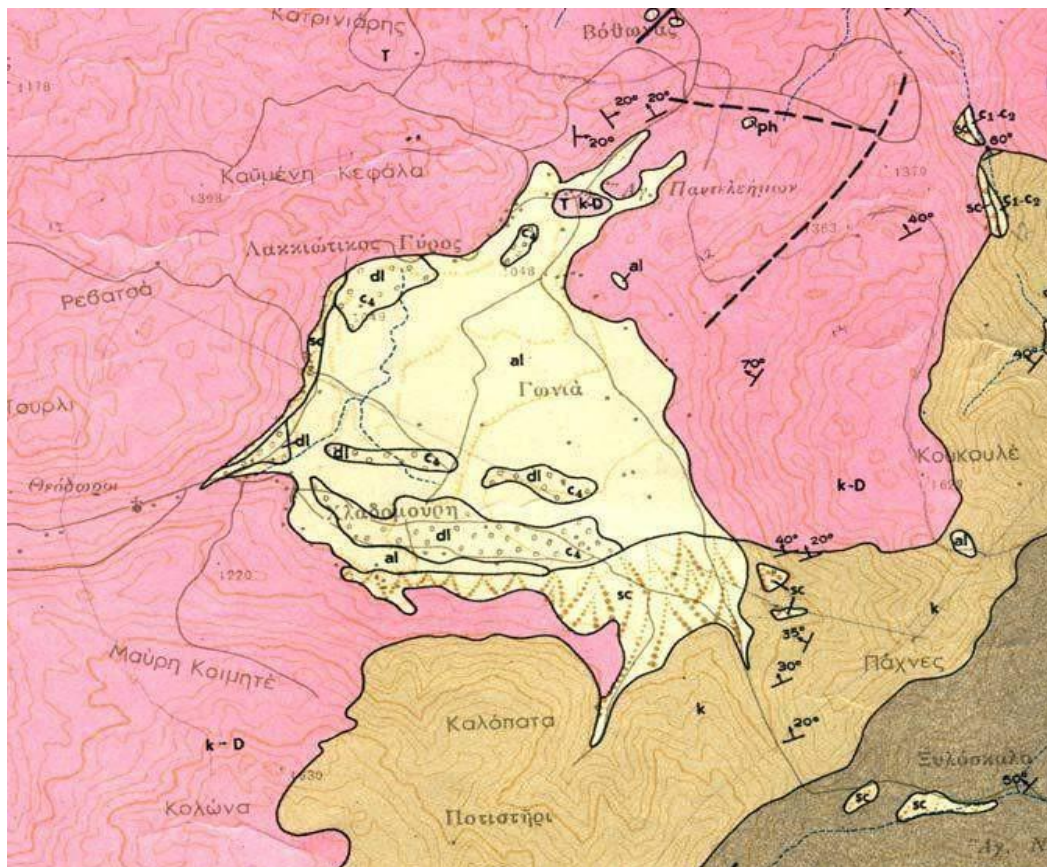
Το οροπέδιο του Ομαλού αποτελεί μία τυπική πόλγη που βρίσκεται στην περιοχή εξάπλωσης της ρηγματογενούς ζώνης μεταξύ του καλύμματος του Τρυπαλίου και των υποκείμενων ανθρακικών σχηματισμών (Βαφείδης κ.α., 2004). Καλύπτει μία περιοχή περίπου 6 km² (3x2 km), η οποία χαρακτηρίζεται από τις εξής ενότητες: i. Νεογενείς – Τεταρτογενείς αποθέσεις, Ενότητα Τρυπαλίου, iii. Ομάδα Πλακωδών Ασβεστολίθων. Η πόλγη αναπτύσσεται στην επαφή της Ενότητας Τρυπαλίου και της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, και κυρίως εντός των ασβεστολίθων του Τρυπαλίου. Η διαδοχή των πετρολογικών τύπων από τα ανώτερα προς τα βαθύτερα τμήματα είναι η παρακάτω:

- **Επιφανειακά:** παρατηρούνται σύγχρονες αποθέσεις (al, dl), παράκτιοι άμμοι (al), προσχώσεις (al), κροκαλοπαγή (pl), ασβεστιτικοί ψαμμίτες (pl), μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι (pl), κίτρινες ψαμμιτικές μάργες (pl), πλευρικά κορήματα (sc) και σαπροπηλοί (M3, M3-M2, M2).
- **Σειρά φυλλιτών – χαλαζιτών (ph):** χαρακτηρίζεται από λεπτοστρωματώδεις χαλαζίτες με πιο λεπτές στρώσεις φυλλιτών.
- **Ενότητα Τρυπαλίου (Ks-k):** αποτελεί μία σειρά από ραουβάκες, κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και δολομιτικούς ασβεστόλιθους.
- **Μεταφλύσξης των πλακωδών ασβεστόλιθων (T, k-D):** με τον όρο αυτό εννοούμε τους φυλλίτες και τους αργιλικούς σχιστόλιθους στους οποίους μεταβαίνουν

σταδιακά οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι και οι οποίοι αποτελούν τον μεταμορφωμένο φλύσχη.

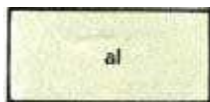
- **Σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων (PC-k):** Αποτελείται από μια σειρά κρυσταλλικών ασβεστόλιθων με ενδιάμεσες στρώσεις ή κονδύλους από κερατόλιθους. Πρόκειται για πελαγικά ιζήματα κάτι που επιβεβαιώνεται από την λιθολογική ομοιογένεια, την αδιατάραχτη ιζηματογένεση, το πάχος των στρώσεων και άλλα χαρακτηριστικά που παρατηρούνται στις εμφανίσεις των πλακωδών ασβεστόλιθων.
- **Υποκείμενα στρώματα των πλακωδών ασβεστόλιθων (ph-D-k):** αποτελούνται από φυλλίτες, δολομίτες, άργιλους, πυριτόλιθους και μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθους.

Στο σχήμα 6.1 παρουσιάζεται ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής, όπου διακρίνονται οι παραπάνω γεωλογικοί σχηματισμοί.



Σχήμα 6.1: Γεωλογικός χάρτης του οροπεδίου του Ομαλού σε κλίμακα 1:50000 (Φύλλο Χάρτη: Αλικιανού - Βατόλακκου) (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1969)

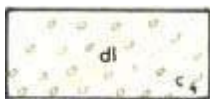
Τεταρτογενές



Σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις



Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων



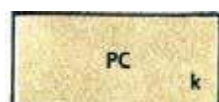
Μάργες, ψαμμίτες, και κροκαλοπαγή

Ενότητα Τρυπαλίου

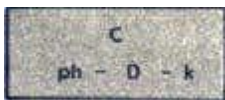


Ασβεστόλιθοι, δολομίτες

Ομάδα Πλακωδών Ασβεστολίθων



Πλακώδεις, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι



Ασβεστόλιθοι, δολομίτες με παρεμβολές χαλαζιακών ψαμμιτών και αργιλικών σχιστόλιθων

Το οροπέδιο διαχωρίζεται από ρήγματα με κατεύθυνση B – N. Αυτά τα ρήγματα έχουν σημαντικό ρόλο στην δημιουργία καταβόθρων (sinkholes), αλλά κυρίως συμβάλλουν στην διεύρυνση των εγκοίλων πάνω από την στάθμη του υπόγειου ύδατος. Οι διακυμάνσεις του υπόγειου νερού μπορούν επίσης να διευρύνουν τα έγκοιλα (Steiakakis et al., 2013). Η καταβόθρα είναι μια κοιλότητα στο έδαφος η οποία, δεν έχει φυσική εξωτερική επιφανειακή απορροή. Συνεπώς, όταν βρέχει, όλο το νερό παραμένει μέσα στη καταβόθρα και συνήθως αποστραγγίζεται στο υπέδαφος (Manutsoglu, 2001). Σε καρστικό περιβάλλον οι καταβόθρες μπορούν να αναπτυχθούν με δύο τρόπους. Ο πρώτος, και πιο συνήθης, προκύπτει από μία προς τα πάνω διάρρηξη του εδάφους, πάνω από μία κοιλότητα στο υπόβαθρο (Sowers, 1976). Παρατηρήθηκε ότι σε αμμώδη εδάφη, η επιφάνεια υποχωρεί αργά, ενώ σε αργιλικά εδάφη, αρχικά, η κοιλότητα σχηματίζεται στην επιφάνεια του υποβάθρου (rockhead) και έπειτα, αναπτύσσεται σε μέγεθος μέχρι την κατάρρευση της επιφάνειας (Waltham, 2002). Ο

δεύτερος μηχανισμός ανάπτυξης καταβόθρων, προκαλείται από την κατάρρευση του εδάφους και της οροφής του πετρώματος (rock roof) πάνω από μία κοιλότητα. Η περίπτωση αυτή, όμως, εμφανίζεται σπάνια (Adams and Lovell, 1984).

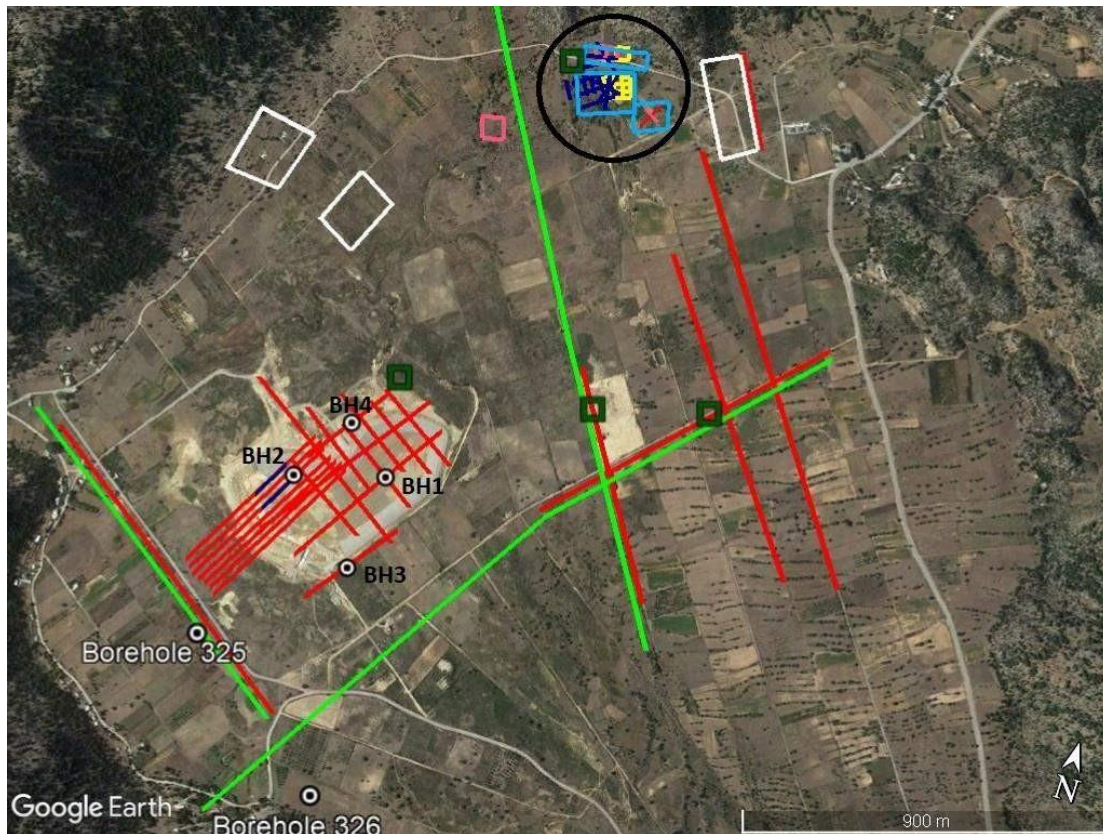
6.2 Τεχνικές γεωφυσικών διασκοπήσεων

Στόχος των γεωφυσικών διασκοπήσεων και της ερμηνείας των αποτελεσμάτων είναι ο εντοπισμός και χωρικός προσδιορισμός υπόγειων καρστικών μορφών, όπως υπόγεια σπήλαια και έγκοιλα που μπορούν να οδηγήσουν στο σχηματισμό δολίνων και πόλγων. Παρακάτω παρουσιάζονται οι τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν στις έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί.

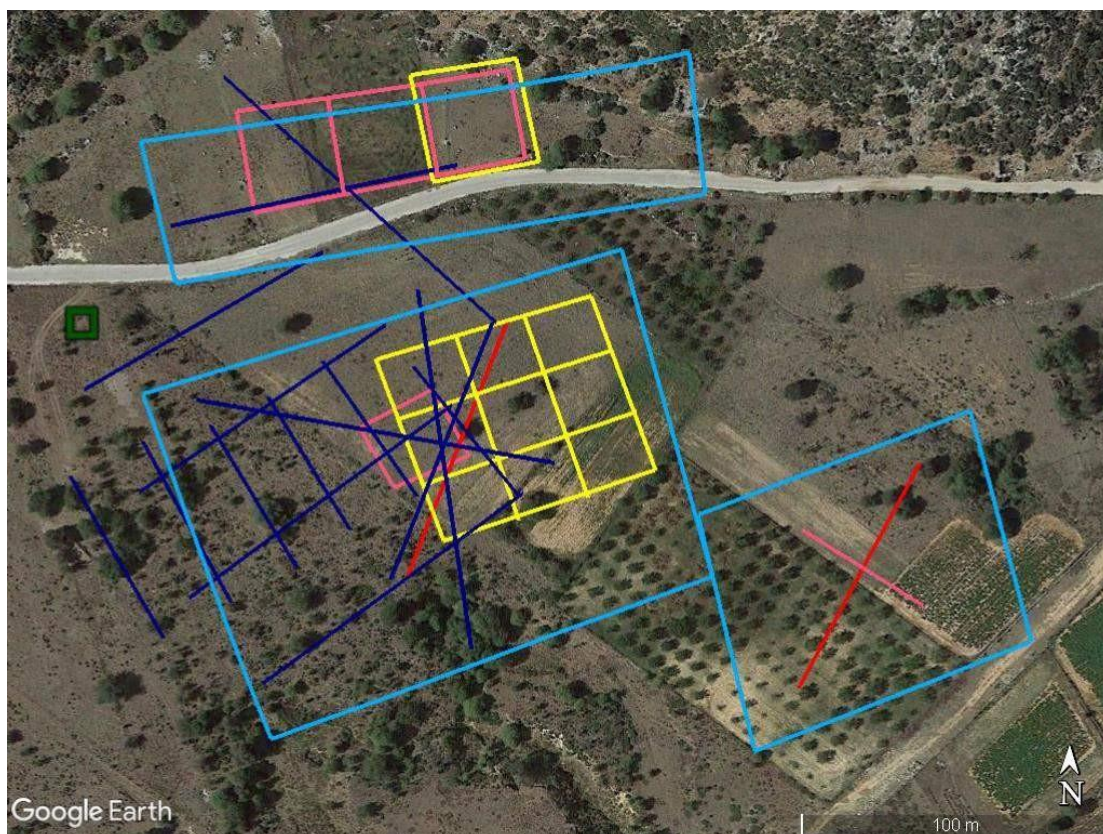
1. **Μέθοδος ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης:** περιλαμβάνει την ηλεκτρική τομογραφία (διάταξη Wenner – Schlumberger), η οποία είναι μέθοδος υψηλής διακριτικής ικανότητας και μπορεί να δημιουργήσει μοντέλα δύο ή τριών διαστάσεων, την ηλεκτρική χαρτογράφηση, με την οποία μπορούν να εντοπιστούν ασυνέχειες κατά την οριζόντια ανάπτυξη των σχηματισμών, όπως μεταπτώσεις, και την ηλεκτρική βυθοσκόπηση όπου μελετάται η μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος.
2. **Μέθοδος του γεωραντάρ:** η αρχή λειτουργίας της βασίζεται στην θεωρία των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και χρησιμεύει στον εντοπισμό υπεδάφινων ανωμαλιών.
3. **Μέθοδος σεισμικής διάθλασης:** διαδίδονται σεισμικά κύματα στο υπέδαφος και μελετώνται οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων, όπου προκύπτουν συμπεράσματα σχετικά με το πάχος των σχηματισμών.

Εκτός από τις παραπάνω τεχνικές, οι γεωφυσικές έρευνες περιελάμβαναν και χαρτογράφηση με την μέθοδο κινούμενου πομπού-δέκτη, με την ηλεκτρομαγνητική μέθοδο μέτρησης γωνίας κλίσης (VLF), καθώς και βαρυτική χαρτογράφηση.

Στην εικόνα 6.1 σημειώνονται οι θέσεις των διασκοπήσεων που πραγματοποιήθηκαν στο οροπέδιο του Ομαλού τις χρονιές 2002, 2003, 2008, 2009 και 2012 στα πλαίσια γεωφυσικής έρευνας και του προγράμματος σπουδών του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης (Βαφειδής κ.α., 2004; Hamdan et al., 2012; Economou et al., 2011; Alevras et al., 2007). Επίσης, είναι εμφανής οι θέσεις των γεωτρήσεων 325 και 326, καθώς και ακόμα τεσσάρων που πραγματοποιήθηκαν τα επόμενα χρόνια.



Εικόνα 6.1: Περιοχή διασκοπήσεων στο οροπέδιο (τροποποιημένη, Google Earth, Βαφειδής κ.α., 2004). Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας, ενώ με μπλε χρώμα απεικονίζονται οι σεισμικές γραμμές μελέτης. Επιπλέον, διακρίνονται οι κάνναβοι VLF (άσπρο χρώμα), του γεωραντάρ (ροζ χρώμα), της μεθόδου κινούμενου πομπού-δέκτη (κίτρινο χρώμα) και της ηλεκτρικής μεθόδου (γαλάζιο χρώμα). Τα μικρά τετράγωνα σκούρου πράσινου χρώματος, υποδεικνύουν τις θέσεις των ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων. Οι γραμμές βαρυτικής χαρτογράφησης παρουσιάζονται με ανοιχτό πράσινο χρώμα, ενώ η γραμμή γεωραντάρ με ροζ χρώμα. Οι γραμμές μελέτης και οι τέσσερις επιπλέον γεωτρήσεις στην ΝΔ περιοχή του οροπεδίου πραγματοποιήθηκαν στο πλαίσιο της κατασκευής λιμνοδεξαμενής, η οποία πλέον έχει κατασκευαστεί. Η κυκλική περιοχή αναλύεται στην εικόνα 6.2.



Εικόνα 6.2: Πεδίο εκτέλεσης γεωφυσικών διασκοπήσεων (τροποποιημένη, Google Earth, Βαφειδής κ.α., 2004)

Αφού επεξεργαστούν και ερμηνευτούν τα δεδομένα των μεθόδων, πραγματοποιείται σύγκριση μεταξύ τους, όπου αυτό είναι δυνατόν, για έλεγχο της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων. Επίσης, τα αποτελέσματα συγκρίνονται με δεδομένα που έχουν παρθεί από επιφανειακές καταγραφές και από γεωτρήσεις της περιοχής. Με τον συνδυασμό ορισμένων τεχνικών είναι εφικτή η δημιουργία τρισδιάστατου μοντέλου του ασβεστολιθικού υποβάθρου με τα έγκοιλα και τις καρστικές δομές, οι οποίες εντοπίστηκαν και οριοθετήθηκαν με ακρίβεια.

6.3 Αποτελέσματα

Οι σεισμικές διασκοπήσεις που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή της εικόνας 6.2, ανέδειξαν την δομή του υπεδάφους της περιοχής. Αυτό αποτελείται από δύο κατηγορίες σχηματισμών: i. το πρώτο στρώμα, όπου εντοπίζονται τεταρτογενείς αποθέσεις και ii. το δεύτερο στρώμα, το οποίο αποτελείται από ασβεστόλιθο της ενότητας Τρυπαλίου. Αναλυτικότερα, από την

επιφάνεια μέχρι το βάθος των 4 - 5m εντοπίζονται μικρού πάχους επιφανειακοί εδαφικοί σχηματισμοί και αλλούβια – διλλούβια. Στα 5m περίπου, με την επίδραση του νερού, τα ανώτερα τμήματα του ασβεστόλιθου έχουν διαλυθεί δημιουργώντας με αυτό τον τρόπο, διάκενα (καρστ), τα οποία είναι πληρωμένα με αργιλικές προσχώσεις. Αυτή η ζώνη μετάβασης φτάνει ως επί το πλείστον τα 10m βάθος, συνδέοντας τις επιφανειακές αποθέσεις με τον υγρή ασβεστόλιθο. Σε ορισμένα σημεία της περιοχής μελέτης, το πάχος της ζώνης μετάβασης είναι μεγαλύτερο κατά 2 έως και 5m. Με τον συνδυασμό όλων των δεδομένων από τις σεισμικές διασκοπήσεις της περιοχής, απεικονίστηκε τρισδιάστατα η οροφή του ανθρακικού υποβάθρου, όπου εμφανίζεται βύθισή του στο ΝΑ τμήμα της περιοχής με το βάθος της οροφής να μεταβάλλεται από τα 4-5m, στα 9m.

Στο ίδιο τμήμα του οροπεδίου, με την μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας εντοπίστηκαν τρία γεωηλεκτρικά στρώματα, τα οποία ερμηνεύτηκαν γεωλογικά ως εξής: i. το πρώτο στρώμα αντιστοιχεί σε αλλουβιακές ή διλλουβιακές αποθέσεις, ii. το δεύτερο στρώμα χαρακτηρίζεται από μάργες και iii. το τελευταίο στρώμα αποτελεί το ανθρακικό υπόβαθρο. Συγκριτικά με τις σεισμικές διασκοπήσεις, τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων συμφωνούν αν λάβουμε υπόψη ότι η γεωλογική ερμηνεία των μετρήσεων της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι πιο λεπτομερής από της σεισμικής διάθλασης. Τα δεδομένα από την ηλεκτρική βυθοσκόπηση της περιοχής συμφωνούν με την ύπαρξη τριών στρωμάτων, προσθέτοντας ότι το πρώτο στρώμα φτάνει το βάθος των 2,5m και το δεύτερο εμφανίζεται μέχρι τα 10m.

Ο συνδυασμός των γεωφυσικών μεθόδων, όπου αυτό είναι εφικτό, αποσκοπεί στην βελτίωση αλλά και τον έλεγχο των αποτελεσμάτων τους. Οι μέθοδοι του γεωραντάρ και της σεισμικής διάθλασης, συνδυαστικά, οριοθετούν την οροφή του ανθρακικού υποβάθρου. Το βάθος διεξόδου των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων του γεωραντάρ είναι 10m, αλλά όταν εισέρχονται στο δεύτερο στρώμα, το οποίο χαρακτηρίζεται από μάργες, εξασθενούν. Τα δεδομένα της σεισμικής διάθλασης συμπληρώνουν τις μετρήσεις του γεωραντάρ, καθώς έχει μεγαλύτερο βάθος διασκόπησης. Με τον συνδυασμό των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας, του γεωραντάρ και της ηλεκτρικής χαρτογράφησης επιβεβαιώθηκε η παρουσία τριών στρωμάτων, όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενες ηλεκτρικές μετρήσεις. Σε βάθος 7,5-12m, η υψηλή τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποδίδεται στην ύπαρξη συμπαγή ανθρακικού σχηματισμού ή έγκοιλων μη πληρωμένων από κλαστικό υλικό. Το πάχος των υπερκείμενων σχηματισμών του ανθρακικού υποβάθρου μειώνεται προς τα ΒΑ της περιοχής, διότι κατευθυνόμαστε προς το όριο της πόλγης του Ομαλού. Τέλος, από τον συνδυασμό των μεθόδων του γεωραντάρ και του κινούμενου πομπού-δέκτη, οριοθετήθηκαν δύο πιθανές δολίνες (Spanoudakis et al., 2004). Η μία από αυτές εντοπίστηκε και από τις δύο μεθόδους,

στο βόρειο τμήμα του κοινού καννάβου. Η δεύτερη εντοπίστηκε μόνο από την μέθοδο του γεωραντάρ.

Επιπλέον, στην ίδια περιοχή, το έδαφος ταξινομήθηκε με βάση τον Ευρωκώδικα 8, υπολογίζοντας την παράμετρο V_{s10} (Σαζιώνη, 2009). Σύμφωνα με την τιμή της παραμέτρου, το έδαφος ανήκει στην κατηγορία C, η οποία περιλαμβάνει αποθέσεις πυκνής ή μέσης πυκνότητας άμμου, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου με πάχος από μερικές δεκάδες μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα.

Από τις γραμμές μελέτης της ηλεκτρικής τομογραφίας στο κέντρο, περίπου, του οροπεδίου (εικόνα 6.1, κόκκινες γραμμές), εντοπίστηκαν τα τρία γεωηλεκτρικά στρώματα των αλλουβιακών αποθέσεων, της μάργας και του ανθρακικού υποβάθρου, όπως και στην περιοχή της εικόνας 6.2. Επίσης, το ανάγλυφο της οροφής των ανθρακικών σχηματισμών δεν είναι ομαλό, καθώς το βάθος της οροφής κυμαίνεται μεταξύ 75-130m, κάτι που επιβεβαιώθηκε από γεώτρηση στο ΝΔ τμήμα του οροπεδίου. Με την συνδρομή των μετρήσεων της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης στην περιοχή, εκτιμήθηκε το πάχος των πρόσφατων αποθέσεων, που καλύπτουν τον καρστικοποιημένο ασβεστόλιθο, το οποίο έχει εύρος 40-130m (Hamdan et al., 2012; Economou et al., 2011; Alevras et al., 2007). Σχηματισμοί σε μικρό βάθος με υψηλές τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποδίδονται σε κροκάλες του τεταρτογενούς. Επιπροσθέτως, το βάθος των ανθρακικών σχηματισμών αυξάνεται προς το κέντρο του οροπεδίου και μειώνεται προς τα όριά του.

Στο τμήμα του οροπεδίου που ερευνήθηκε για την κατασκευή της λιμνοδεξαμενής (εικόνα 6.1) χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι της ηλεκτρικής τομογραφίας και της σεισμικής διάθλασης. Ορισμένα σεισμικά δεδομένα επεξεργάστηκαν με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων. Και με τις δύο τεχνικές αποδείχθηκε η ύπαρξη τριών στρωμάτων. Το πρώτο στρώμα αποτελείται από πρόσφατες επιφανειακές προσχώσεις, το δεύτερο από μάργες και το τρίτο αποδίδεται σε ανθρακικούς σχηματισμούς. Στο ΒΑ τμήμα της περιοχής μελέτης η οροφή των ανθρακικών σχηματισμών εντοπίζεται μέχρι τα 40m βάθος, ενώ στο ΝΔ τμήμα βρίσκεται σε βάθος 40-80m. Επίσης, δεν ανιχνεύθηκε κανένα υπόγειο έγκοιλο με πλάτος μεγαλύτερο των 20m μέχρι το βάθος των 40m (Steiakakis et al., 2013). Αντίθετα, με την μέθοδο της τρισδιάστατης ηλεκτρικής τομογραφίας, εντοπίστηκε πιθανή καρστική δομή στο ΒΑ τμήμα σε βάθος μεταξύ 25-55m. Ακόμη, απεικονίστηκε τμήμα δολίνης στα νότια της περιοχής μελέτης, όπου το βάθος του υποβάθρου κυμαίνεται μεταξύ 15-70m (Hamdan et al., 2012; Economou et al., 2011). Τέλος, οι τεταρτογενείς αποθέσεις του πρώτου στρώματος έχουν πάχος από 25m, στα δυτικά, έως 40m, στα

ανατολικά, σε ολόκληρη την περιοχή της λιμνοδεξαμενής (Steiakakis et al., 2013).

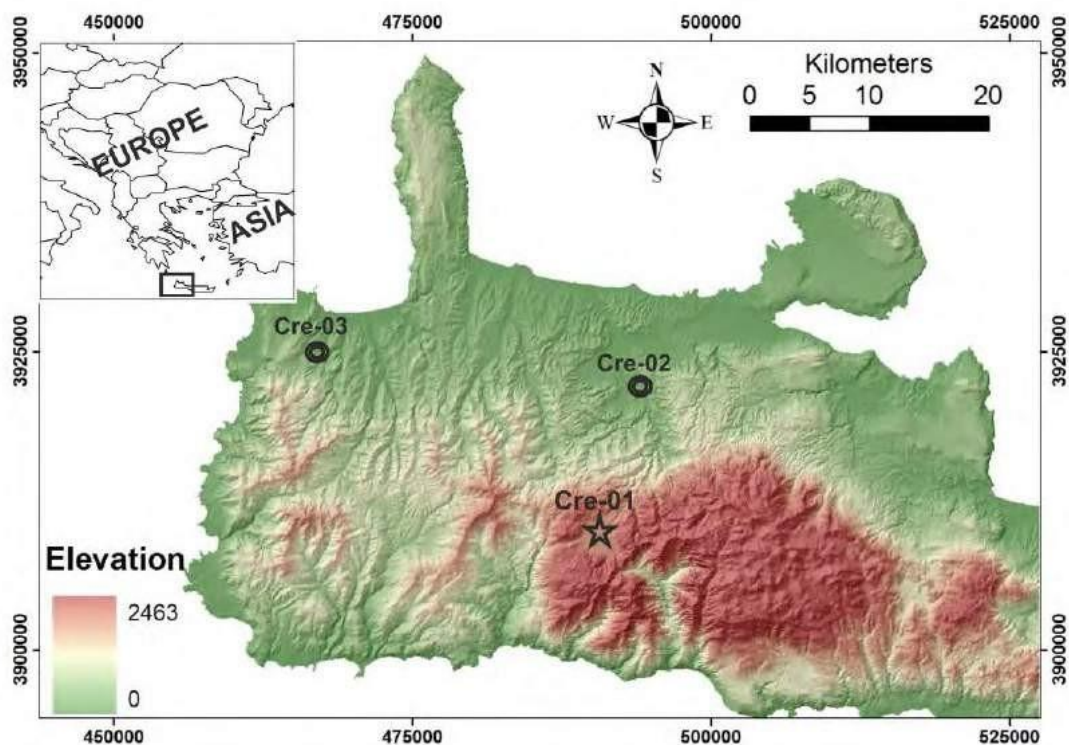
Οι τέσσερις γεωτρήσεις BH1, BH2, BH3 και BH4 μέγιστου βάθους 35m περιλαμβάνονται στην γεωτεχνική έρευνα της περιοχής (εικόνα 6.1). Με βάση αυτές τις γεωτρήσεις, η διαδοχή των στρωμάτων είναι η ακόλουθη. Το πρώτο στρώμα αποτελείται από επιφανειακό έδαφος, πάχους περίπου 0,7 – 1m. Έπειτα, οριοθετήθηκε ένας καστανοκίτρινος αμμώδης – ιλυώδης αργιλικός σχηματισμός. Συγκεκριμένα, στην γεώτρηση BH1 βρέθηκε μέχρι το βάθος των 13,8m, στην BH2 μέχρι τα 14,4m, στην BH3 μέχρι τα 8,5m και στην BH4 μέχρι το τελικό βάθος της γεώτρησης, στα 15m. Λόγω της φύσης του σχηματισμού, κατά τη διάρκεια της γεώτρησης BH3, σε βάθος 5,4 – 8,5m, εντοπίστηκαν κροκάλες και ογκόλιθοι. Η γεώτρηση BH1 εμφάνισε ενδείξεις μικρών κοιλοτήτων σε βάθος 6,4m. Στο ίδιο βάθος αναγνωρίστηκε η στάθμη του υπόγειου ύδατος (water table), το οποίο βρίσκεται εντός του στρώματος της χαλικώδους άμμου που συνορεύει με το υποκείμενο αργιλώδες στρώμα του αλλουβιακού σχηματισμού. Στη συνέχεια, ακολουθεί ένα στρώμα αμμώδους – αργιλώδους ιλύος, καστανού χρώματος, σε βάθη μεταξύ 14 – 35m (BH1, BH2) και 8,5 – 23,3m (BH3). Το τελευταίο στρώμα που ανιχνεύθηκε είναι αυτό του ανθρακικού σχηματισμού σε βάθος 23m, σύμφωνα με την γεώτρηση BH3, ο οποίος χαρακτηρίζεται ως ασταθής και με έντονη την παρουσία ρωγμών. Η γεώτρηση BH1 ήταν η μόνη στην οποία βρέθηκε υπόγειο νερό σε βάθος 6,5m (Steiakakis et al., 2013).

Νοτιοδυτικά της περιοχής της λιμνοδεξαμενής είναι δυνατή η σύγκριση των δεδομένων της ηλεκτρικής γραμμής, με αυτών των γεωτρήσεων 325 και 326 (εικόνα 6.1). Η ηλεκτρική τομογραφία υπέδειξε την ύπαρξη υγρασίας και αργιλικών υλικών μέχρι το βάθος των 40m, λόγω των χαμηλών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Μετά τα 40m βάθος σημειώθηκαν πολύ υψηλές τιμές αντίστασης, που αντιστοιχούν σε ασβεστόλιθο. Η γεώτρηση 325 εντόπισε τον ασβεστόλιθο στα 100m βάθος. Από την επιφάνεια μέχρι τα 10m βάθος παρατηρήθηκαν χάλικες – Terra Rossa και τα επόμενα 70m αποτελούνται από μάργες και άμμους. Ακολουθεί άργιλος πάχους 10m και πριν την εμφάνιση του ασβεστόλιθου, ανιχνεύονται μάργες πάχους 10m. Η γεώτρηση 326 εντόπισε τον ασβεστόλιθο στα 30m βάθος, υποκείμενο ενός στρώματος που αποτελείται από προσχώσεις – Terra Rossa με χάλικες. Η διαφορά στο βάθος εμφάνισης του ασβεστόλιθου αιτιολογείται από τις θέσεις των γεωτρήσεων. Από τον συνδυασμό των μετρήσεων της ηλεκτρικής τομογραφίας στην ευρύτερη περιοχή της λιμνοδεξαμενής και των γεωτρήσεων, διαπιστώνεται ότι οι ανθρακικοί σχηματισμοί εμφανίζονται σε βάθος 40-100m.

6.4 Μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις

Η μαγνητοτελλουρική μέθοδος είναι μία ηλεκτρομαγνητική μεθοδολογία γεωφυσικής διασκόπησης, η οποία εκμεταλλεύεται το φυσικό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο της Γης. Η συγκεκριμένη μέθοδος μας δίνει την δυνατότητα να απεικονίσουμε την δομή της Γης ως προς την ηλεκτρική αγωγιμότητα, βασιζόμενη στην διάδοση των H/M κυμάτων στο έδαφος, σε βάθη από 10m έως 200km. Άλλες εφαρμογές της μαγνητοτελλουρικής μεθόδου είναι σε γεωθερμικές και περιβαλλοντικές μελέτες, σε έρευνες υδρογονανθράκων και στην μελέτη του φλοιού, σε μεγάλα βάθη, και του μανδύα της Γης (Karvouni, 2013).

Στην περιοχή του Ομαλού έχει εγκατασταθεί ένας μόνιμος μαγνητοτελλουρικός (MT) σταθμός συνεχούς παρατήρησης. Επιλέχθηκε η συγκεκριμένη περιοχή διότι, βρίσκεται μακριά από πηγές ρεύματος, αγωγούς, μεταλλικούς φράχτες και από την ανθρώπινη δραστηριότητα, τα οποία μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις. Σκοπός της λειτουργίας του MT-σταθμού είναι: 1. να αποτελεί σταθμό αναφοράς για άλλες MT-διασκοπήσεις στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου, που ερευνούν την γεωδυναμική της Ελληνικής Ζώνης Υποβύθισης, και 2. να μελετώνται πιθανές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης της γεωηλεκτρικής δομής, αλλά και ηλεκτρικές ή μαγνητικές ανωμαλίες, με στόχο την σύνδεσή τους με τη σεισμική δραστηριότητα (Kalisperi et al., 2013). Ο MT-σταθμός του Ομαλού χρησιμοποιήθηκε ως σταθμός αναφοράς για δύο MT έρευνες στην Δυτική Κρήτη, το 2013, και για μία σε περιοχή της Ιταλίας, το 2012. Τα δεδομένα από τις έρευνες επεξεργάστηκαν με τις τεχνικές Single Site και Remote Reference (Gamble et al., 1979), με σκοπό την σύγκριση των δύο μεθόδων. Αποδείχθηκε ότι η μέθοδος Single Site παρουσίασε καλύτερα αποτελέσματα, καθώς επηρεάζεται λιγότερο από την παρουσία τοπικού ηλεκτρομαγνητικού θορύβου στα δεδομένα των μετρήσεων (Kalisperi et al., 2013). Επίσης, καταγράφηκαν ηλεκτρομαγνητικές ανωμαλίες, οι οποίες προήλθαν από σεισμούς νότια της Κρήτης (Karvouni, 2013). Αυτό το γεγονός αποδεικνύει ότι είναι εφικτή η συσχέτιση των πιθανών διακυμάνσεων της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με την τοπική σεισμικότητα και την πρόβλεψη πιθανών σεισμών (Kalisperi et al., 2013). Με την μαγνητοτελλουρική μέθοδος δεν έχουν διεξαχθεί επιπλέον μετρήσεις για την περιοχή που πραγματεύεται αυτή η διπλωματική.



Σχήμα 6.2: Τοποθεσία του μαγνητοτελλουρικού σταθμού στον Ομαλό (Cre-01) και των δύο MT ερευνών (Cre-02 και Cre-03) (Kalisperi et al., 2013)

6.5 Συμπεράσματα

Από τις έρευνες στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού παρατηρήθηκαν τρία γεωηλεκτρικά στρώματα στην περιοχή μελέτης. Το πρώτο στρώμα αποτελείται από αλλουβιακές – διλλουβιακές αποθέσεις, στο δεύτερο στρώμα εντοπίζονται μάργες ενώ το υποκείμενο στρώμα αποτελείται από ασβεστόλιθους με πιθανή ύπαρξη έγκοιλων πληρωμένων με αργιλικά ορυκτά. Στο κέντρο της πόλγης το υπόβαθρο παρουσιάζει αρκετά έντονο ανάγλυφο με διακυμάνσεις στο βάθος της οροφής των ανθρακικών σχηματισμών από 40 έως 130m. Οι ανθρακικοί σχηματισμοί βρίσκονται σε μεγαλύτερο βάθος στο κέντρο της πόλγης (130m) απ’ ότι στα όριά της (20m) με το βάθος τους να αυξάνεται από ΒΑ προς ΝΔ. Στην βόρεια περιοχή του οροπεδίου (εικόνα 6.2), κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου, εντοπίστηκαν δολίνες και καρστικά έγκοιλα στο ανθρακικό υπόβαθρο. Στην ίδια περιοχή, διαπιστώθηκε ότι το πρώτο στρώμα έχει πάχος 4 - 5m και το δεύτερο στρώμα φτάνει σε βάθος 10 – 15m αυξανόμενο προς τα νότια. Στο ΝΔ τμήμα του οροπεδίου, στην περιοχή της λιμνοδεξαμενής, εντοπίστηκε καρστική δομή, σε βάθος 25 – 55m, η οποία βυθίζεται προς τα

νότια. Το πάχος των αλλουβιακών αποθέσεων εκτιμήθηκε μεταξύ 25 – 70m (Hamdan et al., 2012). Οι γεωλογικοί σχηματισμοί του υπεδάφους κρίθηκαν κατάλληλοι για την κατασκευή λιμνοδεξαμενής, η οποία και κατασκευάστηκε.

Με τις μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις διερευνήθηκε η αποτελεσματικότητα δύο μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων, έχοντας ως σταθμό αναφοράς τον MT-σταθμό του Ομαλού, με σκοπό την βελτίωση της αξιοπιστίας τους (Karvouni, 2013; Kalisperi et al., 2013). Στόχος στο μέλλον είναι οι MT μετρήσεις να χρησιμοποιηθούν για την πρόβλεψη τοπικών σεισμών (Kalisperi et al., 2013).

Κεφάλαιο 7: ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ

Το οροπέδιο του Ομαλού αποτελεί την περιοχή του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων όπου διεξήχθησαν έρευνες σχετικά με τον προσδιορισμό των ορυκτολογικών, φυσικών και χημικών χαρακτηριστικών του εδάφους, καθώς και των θρεπτικών συστατικών που περιέχονται σε αυτό. Μέσω αυτών των ερευνών επιβεβαιώθηκε η συσχέτιση της λιθολογίας και ορυκτολογίας των εδαφών διαφορετικής γεωλογικής προέλευσης, με την χημική τους σύσταση.

7.1 Εισαγωγή

Το έδαφος αποτελεί ένα ποσοτικά ανανεώσιμο φυσικό πόρο, με βασικό ρόλο για το περιβάλλον. Οι εδαφολογικές ιδιότητες, όπως το pH, η ηλεκτρική αγωγιμότητα και η ορυκτολογική σύσταση, που είναι κρίσιμες για την αξιοποίηση του εδάφους, διέπονται από τα πετρολογικά/ορυκτολογικά χαρακτηριστικά και την γεωλογική προέλευση του εδαφικού συστήματος. Η μελέτη και η συσχέτιση των ορυκτολογικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών με την περιεκτικότητα των εδαφών σε θρεπτικά συστατικά, έχει μεγάλη σημασία για την πλήρη κατανόηση της φύσης του εδάφους και την αλληλεπίδρασή του με το περιβάλλον. Δείγματα εδάφους συλλέχθηκαν και ερευνήθηκαν για τα ορυκτολογικά τους χαρακτηριστικά και για την περιεκτικότητά τους σε διαθέσιμα θρεπτικά συστατικά, με στόχο την αξιολόγηση της σχέσης αυτών των χαρακτηριστικών (Lydakis - Simantiris et al., 2005). Η αποσάθρωση των ορυκτών είναι σημαντική πηγή ανόργανων θρεπτικών συστατικών στα εδάφη υπό φυσικές συνθήκες. Η γεωλογική κλίση επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τις δεξαμενές θρεπτικών συστατικών στα εδάφη (Graham et al., 1994). Εκτός από την απελευθέρωση θρεπτικών ουσιών μέσω των διεργασιών αποσάθρωσης, τα χαρακτηριστικά του εδάφους επηρεάζονται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση, την απορροή, την απομάκρυνση βιομάζας, την ανταλλαγή κατιόντων και την αποσύνθεση οργανικής ύλης, ενώ υπάρχουν έντονες αλληλεπιδράσεις μεταξύ όλων των παραπάνω παραγόντων (Stutter et al., 2003).

Τα δείγματα συλλέχθηκαν από τοποθεσίες που πληρούσαν τις εξής προϋποθέσεις: 1) εδάφη που δεν έχουν καλλιεργηθεί, 2) περιοχές όπου είναι εμφανείς διαφορετικοί εδαφικοί ορίζοντες, και 3) τοποθεσίες όπου η ορυκτολογική μεταβολή ήταν εμφανής λόγω

διαφορετικών μητρικών υλικών (Lydakis - Simantiris et al., 2005). Η τοποθεσία που πληρεί αυτές τις προϋποθέσεις και βρίσκεται εντός του Εθνικού Δρυμού των Λευκών Ορέων είναι το οροπέδιο του Ομαλού. Τα δείγματα του εδάφους περισυλλέχθηκαν και από τμήμα του οροπεδίου, στο οποίο βρίσκεται το Μεσογειακό Εποχικό Λιμνίο (ΜΕΛ) του Ομαλού. Οι γεωχημικές συνθήκες που επικρατούν στα ΜΕΛ, δημιουργούν ένα ξεχωριστό περιβάλλον, υψηλής γεωχημικής αξίας (Stamati et al., 2008). Το λιμνίο βρίσκεται στην περιοχή των Νεογενών αποθέσεων, οι οποίες είναι αδιαπέραστες και συγκρατούν το νερό. Το υπόστρωμα του λιμνίου αποτελείται από αλλουβιακές αποθέσεις, μάργες και πυριτικά εμπλουτισμένα ιζήματα (Styllas et al., 2018). Γενικότερα, η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε σε περιοχές, όπου η εδαφική μεμβράνη επικαλύπτει τους Τεταρτογενείς και Νεογενείς σχηματισμούς (Moraetis et al., 2006).

7.2 Μεθοδολογία

Η μέθοδος που ακολουθήθηκε (Lydakis - Simantiris et al., 2005; Moraetis et al., 2006; Moraetis et al., 2016) περιελάμβανε ορυκτολογική και χημική ανάλυση και ανάλυση μεγέθους κόκκων του εδάφους. Συγκεκριμένα, προσδιορίστηκαν τα ορυκτολογικά συστατικά με την τεχνική της περίθλασης ακτίνων-X (XRD) σε δύο κλάσματα κόκκων, ιλύς (<63μm) και άργιλος (<2μm). Από την χημική ανάλυση προσδιορίστηκαν οι τιμές των pH, ηλεκτρικής αγωγιμότητας, διαθέσιμου φωσφόρου (P), καλίου (K) μαγνησίου (Mg) και μικροθρεπτικών συστατικών (σίδηρος Fe, χαλκός Cu, ψευδάργυρος Zn, μαγγάνιο Mn) και διαλυτού ασβεστίου (Ca) και μετρήθηκαν οι συγκεντρώσεις της οργανικής ύλης και των νιτρικών. Η ανάλυση του μεγέθους των κόκκων, με την οποία ορίστηκε η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε άμμο, άργιλο και ιλύ, διενεργήθηκε με την μέθοδο Bouyoucos (Bouyoucos, 1962). Επίσης, με την μέθοδο της φασματοσκοπίας φθορισμού ακτίνων-X (XRF) στο κλάσμα του δείγματος που είναι μικρότερο των 2mm καθορίστηκαν οι συνολικές συγκεντρώσεις των κύριων στοιχείων. Τέλος, προσδιορίστηκε η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων με την μέθοδο που περιγράφηκε από τους Sumner και Miller (1996), τροποποιημένη για εδάφη σε ξηρές περιοχές (Moraetis et al., 2016).

Στα φυσικά και χημικά χαρακτηριστικά όλων των δειγμάτων εφαρμόστηκε Ανάλυση Κύριων Συνιστωσών (Principal Component Analysis, PCA), προκειμένου να εντοπιστούν ομάδες δειγμάτων με κοινά χαρακτηριστικά και να διερευνηθούν οι πιθανές συσχετίσεις μεταξύ των

χαρακτηριστικών του εδάφους. Στην συγκεκριμένη ανάλυση χρησιμοποιήθηκαν και δείγματα από άλλες περιοχές της Κρήτης. Πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις με τις εξής μεταβλητές: α) οι χημικές ενώσεις που προέκυψαν από την χημική ανάλυση, β) μακροθρεπτικά συστατικά (N-NO_3 , P-PO_4) και φυσικοί παράμετροι (pH, περιεκτικότητα σε άργιλο και οργανική ύλη, ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων), γ) μακροθρεπτικά συστατικά (K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) και φυσικοί παράμετροι (περιεκτικότητα σε άργιλο και οργανική ύλη και συνολική περιεκτικότητα σε ιλλίτη και στα δύο κλάσματα), δ) μόνο την διαθεσιμότητα των μακροθρεπτικών συστατικών, ε) μικροθρεπτικά συστατικά (Zn^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} και Mn^{2+}) και φυσικοί παράμετροι (περιεκτικότητα σε άργιλο και οργανική ύλη) στ) μόνο την διαθεσιμότητα των μικροθρεπτικών συστατικών (Moraetis et al., 2016).

Οι βασικές γεωχημικές διεργασίες που διεξάγονται στο ιζήμα του λιμνίου, με βάση την ανάλυση των κύκλων αζώτου και φωσφόρου, μελετήθηκαν (Σταμάτη, 2006; Stamati et al., 2008) μέσω πειραμάτων. Στόχος ήταν η αξιολόγηση της ικανότητας του ιζήματος για ανοργανοποίηση (mineralization), εκχύλιση (leaching) και προσρόφηση (adsorption) των θρεπτικών συστατικών. Οι μεταβλητές των πειραμάτων αυτών ήταν το pH και η υγρασία του ιζήματος. Πιο αναλυτικά, μελετήθηκε η ικανότητα της προσρόφησης ανόργανου φωσφόρου του ιζήματος του λιμνίου σε συνθήκες τριών διαφορετικών pH (6,7,8). Ακόμη, με το πείραμα της εκχύλισης αξιολογήθηκε η δυνατότητα των ιζημάτων να απελευθερώσουν ανόργανες μορφές αζώτου και φωσφόρου σε τρεις τιμές του pH (6,7,8). Τέλος, εκτιμήθηκε η ικανότητα ανοργανοποίησης των οργανικών μορφών του αζώτου και του φωσφόρου του ιζήματος, υπό διαφορετικές συνθήκες εδαφικής υγρασίας. Πρέπει να σημειωθεί ότι εκτός από τα παραπάνω πειράματα, αποδείχθηκε και η ύπαρξη της διεργασίας της απονιτροποίησης (denitrification) με την μέτρηση του δυναμικού οξειδοαναγωγής του ιζήματος.

Οι Styllas et al. (2018) πραγματοποίησαν δειγματοληψία με χρήση ενός πυρήνα μήκους 176cm στην παράκτια ζώνη του ΜΕΛ του οροπεδίου, σε απόσταση 200m από το λιμνίο. Η θέση του πυρήνα είναι εντός των σχηματισμών φυλλίτη-χαλαζίτη. Σκοπός τους ήταν η διερεύνηση των δυνατοτήτων της ιζηματογενούς ακολουθίας του λιμνίου για την ανακατασκευή των περιβαλλοντικών αλλαγών της Ύστερης Τεταρτογενούς περιόδου, που είναι αντιπροσωπευτικές των συνθηκών που υπήρχαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου από την Ύστερη Παγετώδη περίοδο (Late Glacial). Για την επίτευξή του, η μελέτη βασίστηκε στην σύνθεση των κύριων χημικών ενώσεων και ιχνοστοιχείων, στις απώλειες κατά την ανάφλεξη, στις γεωχημικές αναλογίες, στα ίχνη πανίδας και τα βιοτικά ίχνη, στην οργανική γεωχημεία και τις ισοτοπικές αναλογίες των δειγμάτων του ιζήματος,

που εξήχθησαν από τον πυρήνα ιζημάτων της παράκτιας ζώνης. Ακολούθως, πραγματοποιήθηκε χημική ανάλυση με φασματοσκοπία XRF για τον προσδιορισμό των συγκεντρώσεων των κύριων ενώσεων (Al_2O_3 , SiO_2 , P_2O_5 , K_2O , CaO , TiO_2 κ.α.) και ιχνοστοιχείων (Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu κ.α.). Οι σχέσεις μεταξύ των κύριων ενώσεων και των ιχνοστοιχείων διερευνήθηκαν με την χρήση PCA. Επιπλέον, υπολογίστηκε το ποσοστό της οργανικής ύλης της ιζηματογενούς ακολουθίας του λιμνίου, καθώς και οι τιμές του συνολικού οργανικού άνθρακα, του συνολικού αζώτου και των σταθερών ισοτόπων τους (Styllas et al., 2018).

7.3 Αποτελέσματα

Τα ορυκτά που προσδιορίστηκαν από την ορυκτολογική ανάλυση ήταν κυρίως χαλαζία, καολινίτης, ιλλίτης και λιγότερο ασβεστίτης παρά το γεγονός ότι το υπόβαθρο και το ευρύτερο περιβάλλον είναι κυρίως ασβεστόλιθοι. Η έλλειψη ασβεστίτη στο έδαφος αποδεικνύει την απουσία αλληλεπίδρασης των Νεογενών-Τεταρτογενών σχηματισμών, όπου το έδαφος αναπτύχθηκε, και των ασβεστόλιθων που το περιβάλλουν. Ο ιλλίτης και ο καολινίτης είναι χαρακτηριστικά προϊόντα αποσάθρωσης των αστρίων που υπάρχουν στα πετρώματα του υπεδάφους. Η ορυκτολογική σύνθεση δεν ήταν ίδια για όλα τα δείγματα. Η ορυκτολογική ανάλυση επαληθεύεται από την χημική ανάλυση. Επίσης, η παρουσία υψηλής συγκέντρωσης οξειδίου του σιδήρου (Fe_2O_3) σχετίζεται με την υψηλή συγκέντρωση του ιλλίτη, ενώ το οξείδιο του μαγνησίου (MgO) ανιχνεύτηκε μόνο σε ένα δείγμα εδάφους από τα συνολικά 9 που συλλέχθηκαν. Τα δείγματα εδάφους είναι κυρίως όξινα ($\text{SiO}_2 > 65\%$) και το pH έχει χαμηλή τιμή (6,38) λόγω της χαμηλότερης συγκέντρωσης βασικών κατιόντων (π.χ. Mg^{2+} , Ca^{2+}) που είναι διαθέσιμα στο εδαφικό διάλυμα. Όσον αφορά την κατανομή του μεγέθους των κόκκων, τα πέντε δείγματα χαρακτηρίζονται ως αργιλώδες και ιλυώδες-αργιλώδες, και άλλα τρία βρίσκονται σε περιοχή αμμώδους πηλού και αμμώδους-αργιλώδους πηλού. Το τελευταίο δείγμα αποτελείται από άργιλο, το οποίο είναι σύμφωνο με την μεγάλη συγκέντρωση αργιλικών ορυκτών. Η ευρύτερη κοκκομετρική κατανομή πιθανόν να σχετίζεται με την διαφορετική παροχή ιζημάτων από τις περιοχές που περιβάλλουν το οροπέδιο. Από τις αναλύσεις των διαθέσιμων θρεπτικών συστατικών στο εδαφικό διάλυμα παρατηρήθηκε υψηλή περιεκτικότητα του διαθέσιμου καλίου στο εδαφικό διάλυμα τεσσάρων δειγμάτων. Υπάρχει σημαντική συσχέτιση μεταξύ του διαθέσιμου καλίου και της

συγκέντρωσης καλίου από την συνολική χημική ανάλυση (XRF). Επιπλέον, η συγκέντρωση μαγνησίου σε ένα δείγμα είναι υψηλή, κάτι που επιβεβαιώνεται από την συνολική ανάλυση. Η διαθεσιμότητα μαγνησίου στο εδαφικό διάλυμα σχετίζεται στενά με την ορυκτολογία του μητρικού πετρώματος. Ακόμη, η συγκέντρωση σιδήρου και μαγγανίου στο διάλυμα παρουσιάζει αξιοσημείωτη συσχέτιση με την συνολική ανάλυση. Τέλος, εντοπίστηκαν σχετικά υψηλές τιμές μαγγανίου στο έδαφος (Lydakis - Simantiris et al., 2005; Moraetis et al., 2006; Moraetis et al., 2016).

Τα αποτελέσματα των δειγμάτων του Ομαλού συγκρίθηκαν με τα αντίστοιχα του οροπεδίου του Λασιθίου καθώς αποτελούν και τα δύο οροπέδια και το μητρικό υλικό τους είναι αλλουβιακές αποθέσεις. Τα εδάφη του Ομαλού έχουν μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε καολινίτη και μικρότερη σε ιλλίτη σε σχέση με τα εδάφη του Λασιθίου. Επίσης, τα κλάσματα ιλύος του Ομαλού έχουν υψηλότερη περιεκτικότητα σε χαλαζία συγκριτικά με του Λασιθίου. Η μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε SiO_2 του Ομαλού οφείλεται, πιθανόν, στις περισσότερες κατακρημνίσεις, το οποίο ευνοεί την αύξηση της απόπλυσης των στοιχείων και την αύξηση της αποσάθρωσης ανθεκτικών υλικών, όπως ο χαλαζίας. Ο μέσος όρος των τιμών του pH στα δείγματα έδειξε ότι τα εδάφη του Ομαλού έχουν μικρότερο pH και μεγαλύτερο εύρος τιμών σε σχέση με τα εδάφη του Λασιθίου (6,4 έναντι 7,4). Τα οροπέδια έχουν διαφορετικά pH παρά τα παρόμοια μητρικά τους υλικά, λόγω διαφορών στο εσωτερικό των αλλουβιακών αποθέσεων και/ή των περισσότερων κατακρημνισμάτων του Ομαλού. Το Λασιθί παρουσιάζει μεγαλύτερη διαθεσιμότητα θρεπτικών στοιχείων (K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), κάτι που αιτιολογεί τις μεγαλύτερες τιμές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας ($364 > 187 \mu\text{S}/\text{cm}$). Όμως, υπάρχει χωρική μεταβλητότητα και για τις δύο περιοχές, η οποία είναι αναμενόμενη σε ιζηματογενείς λεκάνες, όπως τα οροπέδια. Τέλος, τα εδάφη του Λασιθίου έχουν μεγαλύτερη ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων ($8,52 > 4 \text{ meq}/100\text{gr}$) και είναι λεπτότερα σε σύγκριση με του Ομαλού (Moraetis et al., 2016).

Από τα πειράματα εκχύλισης, ικανότητας ανοργανοποίησης και προσρόφησης στην περιοχή του ΜΕΛ, προέκυψαν τα παρακάτω αποτελέσματα. Η ικανότητα εκχύλισης του ιζήματος των ανόργανων μορφών αζώτου και φωσφόρου είναι μεγαλύτερη από τις διαλυμένες συγκεντρώσεις αυτών των στοιχείων στο νερό του λιμνίου. Έτσι, αποδεικνύεται η τάση του ιζήματος να ενισχύει την χημική σύσταση του νερού του λιμνίου που τροφοδοτεί τα υπόγεια ύδατα. Πιο αναλυτικά, η συγκέντρωση εκχύλισης του ιζήματος ήταν 11 φορές μεγαλύτερη για την αμμωνία ($\text{NH}_4\text{-N}$) και 5 φορές για τα νιτρώδη ($\text{NO}_2\text{-N}$) σε σχέση με τις αντίστοιχες συγκεντρώσεις στο νερό του λιμνίου, και στα ίδια επίπεδα για τα νιτρικά ($\text{NO}_3\text{-N}$). Ο

μοριακός λόγος N/P βρέθηκε μεγαλύτερος από 16 αποδεικνύοντας ότι το φώσφορο είναι περιοριστικός παράγοντας. Οι συγκεντρώσεις του εκχυλιζόμενου φωσφόρου είναι πολύ μεγαλύτερες από 20 $\mu\text{g/L}$ και δημιουργούν ευτροφικές συνθήκες. Επιπλέον, παρατηρήθηκε μια μικρή αύξηση της συνολικής ποσότητας των ανόργανων μορφών του αζώτου που εκχυλίζονται, με την αύξηση του pH. Σχετικά με την ικανότητα ανοργανοποίησης, τα ιζήματα του λιμνίου έχουν μεγαλύτερη για τις οργανικές μορφές αζώτου παρά με του φωσφόρου. Συγκεκριμένα, η ικανότητα για το άζωτο ήταν 844 $\text{mg NH}_4\text{-N/kg}$ εδάφους για υπερκορεσμένο δείγμα και 179 $\text{mg NH}_4\text{-N/kg}$ εδάφους για κορεσμένο κατά 40%. Για τον φώσφορο, η τιμή ήταν 60,5 $\text{mg PO}_4\text{-P/kg}$ εδάφους για υπερκορεσμένο δείγμα και 16 $\text{mg PO}_4\text{-P/kg}$ για κορεσμένο κατά 40%. Γενικότερα, η ικανότητα ανοργανοποίησης εξαρτάται από την υγρασία του εδάφους των ιζημάτων. Από το πείραμα της προσρόφησης, αποδείχθηκε ότι το ίζημα έχει μεγάλη ικανότητα προσρόφησης φωσφόρου, που δεν επηρεάζεται σημαντικά από το pH. Σε συγκεντρώσεις ιζημάτων μεγαλύτερες των 5 ppm πραγματοποιείται επιφανειακή κατακρήμνιση των φωσφορικών στα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου και στις οργανικές επικαλύψεις των κόκκων του ιζήματος (Σταμάτη, 2006; Stamati et al., 2008).

Τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά του εδάφους του λιμνίου προσδιορίστηκαν μετά από εργαστηριακές μετρήσεις των δειγμάτων της περιοχής (Σταμάτη, 2006). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα 7.1. Το pH του εδάφους του λιμνίου είναι ο μέσος όρος δύο μετρήσεων. Το ανώτερο στρώμα ιζημάτων του ΜΕΛ (0-50cm) είναι όξινο αλλά μετά το βάθος των 50cm, η ιζηματογενής ακολουθία είναι βασική. Η οργανική ύλη παρουσιάζει υψηλή τιμή (6,45%) στο επιφανειακό ιζηματογενές στρώμα. Η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε κατά την θερινή περίοδο και συνεπώς, η υγρασία που μετρήθηκε θεωρείται ως η ελάχιστη υγρασία του εδάφους. Τα εδάφη κεντρικά και περιφερειακά του λιμνίου διαφέρουν ως προς την διηθητική τους ικανότητα, και για αυτό το λόγο μετρήθηκαν ξεχωριστά. Παρά το υψηλό πορώδες, οι μεγάλες ποσότητες λεπτόκοκκων σωματιδίων του ιζήματος του ΜΕΛ, μειώνει την διαπερατότητα έτσι ώστε το λιμνίο να μπορεί να συγκρατεί νερό ακόμη και μετά από μικρής έντασης βροχοπτώσεις (Styllas et al., 2018).

Πίνακας 7.1: Φυσικά χαρακτηριστικά του εδάφους του λιμνίου (Σταμάτη, 2006)

	ΜΕΛ Ομαλού		
	Κεντρικά	Περιφερειακά	Μέσος Όρος
pH	-	-	5,83
Υγρασία (%)	12,4	3,8	-
Υγρασία (%) (κλάσμα<2mm)	17,5	5,2	-
Πυκνότητα επί ξηρού (%)	93,2	103,6	98,4
Πορώδες (%)	40	42	41
Ποσοστό πόρων (%)	66,7	72,4	69,6

Η κοκκομετρική ανάλυση των δειγμάτων του εδάφους έδειξε ότι το ίζημα, με βάση τις αθροιστικές κοκκομετρικές καμπύλες, χαρακτηρίζεται ως αργιλώδης ιλυώδης άμμος. Τα ποσοστά κατανομής του κλάσματος του ιζήματος < 2mm, είναι 3% άργιλος, 46% ιλύς και 51% άμμος κεντρικά του λιμνίου, και 4%, 64% και 32% περιφερειακά του λιμνίου αντίστοιχα. Κατά συνέπεια, με βάση το τρίγωνο ταξινόμησης εδαφών (USDA Soil Textural Triangle), το ίζημα χαρακτηρίζεται ως ανομοιόμορφος ιλυώδης πηλός (silt loam) περιφερειακά του λιμνίου, και ομοιόμορφος αμμώδης πηλός (sandy loam) κεντρικά του λιμνίου. Στη χημική σύσταση του ιζήματος του λιμνίου, που προσδιορίστηκε με XRF, κυριαρχεί η παρουσία SiO_2 με ποσοστό 86,41% και ακολουθεί το Al_2O_3 με 6,52% (Σταμάτη, 2006). Οι υψηλότερες τιμές SiO_2 παρατηρούνται στα επιφανειακά ιζήματα του λιμνίου, το οποίο υποδηλώνει πιθανότατα άλλες συνεισφορές SiO_2 , όπως αιολικές και βιογενείς εισροές (Styllas et al., 2018). Τα υπόλοιπα χημικά στοιχεία έχουν συγκεντρώσεις μικρότερες του 3%. Το πιο άφθονο ορυκτό είναι ο χαλαζίας με περιεκτικότητα μεταξύ 4-100% (Σταμάτη, 2006). Η απόθεση χαλαζία στα επιφανειακά ιζήματα προέρχεται από την διάβρωση του σχηματισμού φυλλίτη-χαλαζίτη και των νεογενών αποθέσεων που κυριαρχούν στη λεκάνη απορροής του λιμνίου (Styllas et al., 2018).

Από την δειγματοληψία με πυρήνα στην παράκτια ζώνη του λιμνίου ορίστηκαν δύο στρωματογραφικές ενότητες (I και II) με βάση τις λιθολογικές αλλαγές, την υφή και το χρώμα του ιζήματος. Η Ενότητα II αποτελεί το βαθύτερο μέρος του πυρήνα. Επιπλέον, επιβεβαιώθηκε η κυριαρχία του SiO_2 με τα ιζήματα της Ενότητας II να παρουσιάζουν χαμηλότερες συγκεντρώσεις και υψηλότερες σε Al_2O_3 , Fe_2O_3 και TiO_2 . Η οργανική ύλη έχει σχετικά σταθερές τιμές (6,3-5,3 %), οι οποίες μειώνονται κατά μήκος της Ενότητας I. Σχετικά με τα ιχνοστοιχεία, κυριαρχεί η παρουσία μαγγανίου, το οποίο έχει τριπλάσια

ποσότητα σε σύγκριση με τα επιφανειακά δείγματα της λίμνης (Stamati et al., 2008) και αυξομειώνεται σε όλο τον πυρήνα. Το ιώδιο παρουσιάζει υψηλές συγκεντρώσεις σε σχέση με τα άλλα ιχνοστοιχεία, αυξανόμενο από τον πυθμένα προς την κορυφή του πυρήνα. Ένα αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό που παρατηρήθηκε στην κατανομή ορισμένων ανόργανων ενώσεων και ιχνοστοιχείων (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO κ.α.) στον πυρήνα του ΜΕΛ είναι ότι στο Μέσο Ολόκαινο, σύμφωνα με ραδιοχρονολόγηση με άνθρακα, οι μέγιστες τιμές αυτών των στοιχείων εμφανίζονται ταυτόχρονα με τις χαμηλότερες τιμές του SiO_2 . Το γεγονός αυτό, υποδηλώνει μία σημαντική διαταραχή του λιμνίου, η οποία πιθανότατα χαρακτηριζόταν από την περιορισμένη ικανότητα μεταφοράς ιζημάτων των χονδρόκοκκων σωματιδίων SiO_2 , σε σχέση με τα λεπτόκοκκα σωματίδια Al_2O_3 (Styllas et al., 2018).

Για την καλύτερη κατανόηση των αλληλεπιδράσεων μεταξύ των γεωχημικών ενώσεων και ιχνοστοιχείων των ιζημάτων του λιμνίου διενεργήθηκε PCA. Τα δεδομένα περιελάμβαναν τις τυποποιημένες τιμές των απωλειών κατά την ανάφλεξη και όλες τις κύριες γεωχημικές ενώσεις και τα ιχνοστοιχεία. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η ιζηματογένεση της παράκτιας ζώνης του ΜΕΛ έλαβε χώρα πριν από 17.000 – 4.700 χρόνια, υπό ξηρές συνθήκες που περιόρισαν τη μεταφορά ιζήματος από τη λεκάνη απορροής στο λιμνίο (Styllas et al., 2018).

Οι τιμές του συνολικού οργανικού άνθρακα (C_{org}), του συνολικού αζώτου (N_{tot}), των σταθερών ισοτόπων τους ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$) και ο λόγος C/N, μαζί με τα αποτελέσματα των βιοτικών σωματιδίων, των μακροασπόνδυλων και της γεωχημικής PCA, χρησιμοποιούνται για να παρέχουν πρόσθετα στοιχεία για τις περιβαλλοντικές αλλαγές του παρελθόντος στο ΜΕΛ του Ομαλού. Η πιο χαρακτηριστική αλλαγή που συνεπάγεται από τα παραπάνω, είναι η μεταβολή των περιβαλλοντικών συνθηκών στη Μέσο Ολόκαινο εποχή. Αυτές οι μεταβολές χαρακτηρίζονται από αλλαγές στην λιθολογική σύνθεση και το μέγεθος των κόκκων των ιζημάτων του πυρήνα του λιμνίου από την κυριαρχία του SiO_2 σε αυτή του Al_2O_3 , από την απόθεση ασβεστίτη και από την παρουσία οστρακοειδών. Όλα μαζί υποδεικνύουν μια σημαντική αναδιοργάνωση του καθεστώτος ιζηματογένεσης του ΜΕΛ του Ομαλού (Styllas et al., 2018).

7.4 Συμπεράσματα

Τα αποτελέσματα ανέδειξαν την αλληλεπίδραση των ορυκτολογικών και γεωχημικών ιδιοτήτων των εδαφών που προέρχονται από διαφορετικά μητρικά υλικά, με τα θρεπτικά συστατικά που είναι διαθέσιμα στο εδαφικό διάλυμα. Εκτός αυτού, αποδείχθηκε η επίδραση της ορυκτολογίας και της γεωχημείας του μητρικού πετρώματος στα εδάφη που αναπτύσσονται. Συγκεκριμένα, επηρεάζουν την διαθεσιμότητα του Mg^{2+} στα εδάφη. Η διαθεσιμότητα του καλίου δεν παρουσιάζει καμία συσχέτιση με τη συνολική χημική ανάλυση και την ορυκτολογία του εδάφους, αλλά έχει καλή συσχέτιση με την περιεκτικότητα του εδάφους σε άργιλο. Η εισροή και η εκροή μαγνησίου και καλίου συνδέεται στενά με τη διαθεσιμότητα των στοιχείων αυτών στη βλάστηση. Επιπλέον, η διαθεσιμότητα μικροθρεπτικών συστατικών, όπως το μαγγάνιο και ο σίδηρος, συσχετίζεται με την ολική χημική ανάλυση και την ορυκτολογία του εδάφους, σε αντίθεση με τον ψευδάργυρο και τον χαλκό. Οι τιμές του pH επηρεάζονται επίσης από την ορυκτολογία του εδάφους. Οι παραπάνω πληροφορίες είναι σημαντικές για την κατανόηση της διαθεσιμότητας των θρεπτικών συστατικών στα φυτά, σύμφωνα με την ορυκτολογία του εδάφους και το μητρικό υλικό του εδαφικού σχηματισμού. Οι αναλύσεις αυτές, έχουν αντίκτυπο στην προστασία του περιβάλλοντος διότι συμβάλλει στην αποφυγή της χρήσης υπερβολικών χημικών λιπασμάτων (Lydakakis - Simantiris et al., 2005; Moraetis et al., 2006).

Από την μελέτη των γεωχημικών διεργασιών που διεξάγονται στο ίζημα του λιμνίου, αποδείχθηκε ότι οι κύριες διεργασίες είναι η ανοργανοποίηση και η εκχύλιση θρεπτικών συστατικών, η προσρόφηση φωσφορικών και η απονιτροποίηση. Το ίζημα του λιμνίου παρουσίασε μεγάλη ικανότητα ανοργανοποίησης οργανικών μορφών αζώτου και φωσφόρου και η ικανότητα αυτή, ήταν μεγαλύτερη κατά την υγρή φάση και για τις μορφές αζώτου, έναντι των μορφών φωσφόρου. Η ικανότητα εκχύλισης ανόργανων μορφών αζώτου και φωσφόρου ήταν επίσης μεγάλη και δεν επηρεάζεται ιδιαίτερα από το pH με τιμές από 6 μέχρι και 8. Την ίδια αντίδραση με την εκχύλιση, έχει και η προσρόφηση, σχετικά με το pH. Επιπροσθέτως, τα ιζήματα παρουσιάζουν μεγάλη ικανότητα προσρόφησης φωσφόρου, όμως τα χαμηλά επίπεδα του στοιχείου στην υδάτινη φάση καθιστούν τη διαδικασία ανενεργή. Οι βιότοποι των ΜΕΛ αποτελούν περιβάλλοντα πλούσια σε θρεπτικά συστατικά, κυρίως λόγω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης και των ανθρωπογενών πιέσεων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η διαθεσιμότητα των θρεπτικών συστατικών στα φυτά δεν επηρεάζεται από τις υγρές/ξηρές φάσεις του λιμνίου. Ο συνδυασμός της μεγάλης ικανότητας ανοργανοποίησης και εκχύλισης οδηγεί στην ενίσχυση του νερού με θρεπτικά συστατικά και την πιθανή

ρύπανση των υπόγειων υδάτων και κατ' επέκταση των πηγών της περιοχής (Σταμάτη, 2006; Stamati et al., 2008).

Στο ΜΕΛ του Ομαλού σημειώθηκε μία σημαντική διαταραχή στην ιζηματογένεση και γεωχημεία του, στο Μέσο Ολόκαινο και χαρακτηρίστηκε από τις ξηρότερες και θερμότερες κλιματικές συνθήκες που έχουν καταγραφεί στο λιμνίο, που επιβεβαιώνεται από την υψηλή τιμή του λόγου MgO/CaO και από την PCA. Αυτή η περιβαλλοντική υποβάθμιση χαρακτηρίστηκε από τη μεταφορά λεπτόκοκκων ιζημάτων, πλούσιων σε Al_2O_3 , από τη λεκάνη απορροής στο λιμνίο, από την απόθεση ασβεστίτη και από την παρουσία οστρακοειδών στην παράκτια ζώνη του λιμνίου. Επίσης, η εξέλιξη του ΜΕΛ στο Ύστερο Ολόκαινο πραγματοποιήθηκε κάτω από όλο και πιο υγρές συνθήκες και με την σταδιακή εγκατάσταση τοπικής βλάστησης και τον εμπλουτισμό των παράκτιων ιζημάτων σε SiO_2 . Τέλος, με βάση τις λιθολογικές παρατηρήσεις, ο παράκτιος πυρήνας του ΜΕΛ χωρίζεται σε δύο διακριτές στρωματογραφικές ενότητες. Η κατώτερη στρωματογραφική ενότητα (Ενότητα II) καλύπτει την Ύστερη Παγετώδη περίοδο και το Πρώιμο έως Μέσο Ολόκαινο, που χαρακτηρίζεται από χαμηλούς ρυθμούς ιζηματογένεσης, ενώ η ανώτερη στρωματογραφική ενότητα (Ενότητα I) παρουσιάζει διπλάσια αύξηση από το Μέσο Ολόκαινο. Γεωχημικά, τα ιζήματα της Ενότητας II κυριαρχούνται από αποθέσεις αργίλου και από λεπτόκοκκα σωματίδια πλούσια σε Al_2O_3 , σε αντίθεση με την Ενότητα I, η οποία χαρακτηρίζεται από μία αξιοσημείωτη αύξηση του SiO_2 (Styllas et al., 2018).

Κεφάλαιο 8: ΑΠΟΛΙΘΩΜΑΤΑ

Σε τμήματα του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων και μέσα στους γεωλογικούς του σχηματισμούς έχουν ανακαλυφθεί πλούσια απολιθώματα, τα οποία αντιπροσωπεύουν τα κατάλοιπα των υπαρχόντων παλαιοοικοσυστημάτων στην περιοχή εδώ και δεκάδες εκατομμύρια χρόνια. Τα απολιθώματα που ανευρέθηκαν αποτελούνται από στρωματόλιθους, σπόγγους και τρηματοφόρα. Αυτά τα απολιθώματα εντοπίστηκαν στο φαράγγι της Σαμαριάς, στην ευρύτερη περιοχή του φαραγγιού της Ίμπρου και σε κοντινή απόσταση από το καταφύγιο του Βόλικα στα Λευκά Όρη.

8.1 Εισαγωγή

Η Κρήτη αποτελείται, κατά 70%, από πετρώματα τα οποία ανήκουν στην Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων. Για αρκετά χρόνια οι γεωεπιστήμονες πίστευαν ότι οι κερατόλιθοι εντός της Ομάδας είναι ανόργανης προέλευσης και δημιουργήθηκαν στον πυθμένα του ωκεανού της Τηθύος. Αυτή η άποψη ανατράπηκε καθώς αποδείχθηκε (Manutsoglu et al., 1995) ότι ένα μεγάλο μέρος των κερατολίθων που συναντώνται στην Κρήτη είναι οργανικής προέλευσης και συγκεκριμένα, υπολείμματα μεταμορφωμένων πυριτιοσπόγγων. Η ανακάλυψη εκτεταμένων απολιθωμάτων lithistid δημόσπογγων (demosponges) στα τμήματα των κερατοφόρων μεταμορφωμένων πλακωδών ασβεστολίθων επιτρέπει στους γεωλόγους την εξαγωγή συμπερασμάτων για τις συνθήκες της ιζηματογενούς απόθεσης (Manutsoglu, 2001). Οι αποικίες που σχημάτιζαν οι πυριτιοσπόγγοι, αλλά και άλλες μικροβιακές συσσωρεύσεις (microbial buildups) όπως οι στρωματόλιθοι, εμφανίζονται σε ορισμένες θέσεις των ορεινών περιοχών της Κρήτης. Η χωρική κατανομή των σπογγοαποικιών επηρεάζεται άμεσα από την αρχική τους παλαιογεωγραφική εξάπλωση και από την τεκτονική δράση που κατακερμάτισε τον αρχικά ενιαίο χώρο εξάπλωσής τους. Εκτός από τους σπόγγους και τις μικροβιακές συσσωρεύσεις, στην Κρήτη έχουν βρεθεί και απολιθώματα σπονδυλωτών ζώων της πρώιμης Νεογενούς περιόδου και της Πλειστόκαινου εποχής, αλλά όχι στην περιοχή των Λευκών Ορέων. Η χωρική κατανομή των μικροβιακών συσσωρεύσεων και των πυριτικών σπόγγων επιτρέπουν την ερμηνεία των περιβαλλοντικών χαρακτηριστικών αυτών των πετρωμάτων με την υπάρχουσα βιοποικιλότητα των

παλαιοοικοσυστημάτων της ευρύτερης θάλασσας της Τηθύος, στην οποία επεκτάθηκαν οργανισμοί που δημιουργούν υφάλους από την Ανώτερη Τριαδική περίοδο στα προηγούμενα στάδια εξέλιξης του πλανήτη (Manutsoglu, 2001).

8.2 Μικροβιακές συσσωρεύσεις

Οι στρωματολίθοι έχουν την μεγαλύτερη ιστορία από όλες τις γνωστές μικροβιακές συσσωρεύσεις. Σε βάθος χρόνου, αυτοί οι πρωτόγονοι οργανισμοί δημιούργησαν μεγάλες αποικίες σε πολλά μέρη του κόσμου με αποτέλεσμα, εκτός από την παραγωγή οξυγόνου για την ατμόσφαιρα του πλανήτη, να σχετίζονται με εκτεταμένους στρωματωμένους σχηματισμούς σιδήρου και εκατοντάδες μέτρα βραχώδους σχηματισμού. Το πιο χαρακτηριστικό γνώρισμα των στρωματολίθων είναι η ευδιάκριτη ελασματώδης (laminated) δομή τους (Manutsoglu, 2001; Kargiolaki et al., 2001). Τα στρωματολιθικά ελάσματα σχηματίζονται μέσω δύο διεργασιών, της ιζηματογένεσης και της μικροβιακής ανάπτυξης. Από μελέτες των στρωματολιθικών μικροβιακών στρωμάτων σε σύγχρονα περιβάλλοντα στις Μπαχάμες, παρατηρήθηκαν τουλάχιστον πέντε διαφορετικές διεργασίες καθίζησης και ιζηματογένεσης, οι οποίες μπορούν να οδηγήσουν στο σχηματισμό στρωματολιθικών ελασμάτων (Manutsoglu, 2001; Kargiolaki et al., 2001). Αυτές είναι:

- i. Ασβεστοποίηση κυανοβακτηρίων, τα οποία σχηματίζουν στρώματα (*Dichothrix bornetii*)
- ii. Καθίζηση κρυστάλλων μικροαστρίων (microspar) εντός μικροβιακού στρώματος όπου κυριαρχούν *Microcoleus*
- iii. Διάλυση και επανακαθίζηση ανθρακικού ασβεστίου που σχετίζεται με *Schizothrix*
- iv. Απόθεση κλαστικών στρωμάτων που σταθεροποιούνται κυρίως από το πράσινο φύκος *Ostreobium*
- i. Καθίζηση ανθρακικού ασβεστίου που συνδέεται με την αποικοδόμηση της οργανικής ύλης (Feldmann, 1997).

Οι αρχικές μελέτες σε στρωματολίθους στις Μπαχάμες, υποδεικνύουν ότι οι παρατηρούμενες μικροδομές των λιθοποιημένων μικριτικών (micritic) στρωμάτων καθορίζονται από βιολογικά προερχόμενες βαθμίδες, όσον αφορά τις διακυμάνσεις του pH, του CO₂ και του O₂, παράγοντες που επηρεάζουν τις περισσότερες βιολογικές διεργασίες (Pinckney and Reid, 1997). Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι στο φαράγγι της Σαμαριάς, αν και είναι

αδύνατο να αναγνωριστούν ζωντανοί στρωματολίθοι, μπορούν να παρατηρηθούν και να μελετηθούν οι ελασματώδης δομές της κορυφής του Γκίγκιλου. Η ύπαρξη των στρωματολιθικών δομών της περιοχής είναι γνωστή εδώ και πολλά χρόνια (Manutsoglu, 2001; Kargiolaki et al., 2001).

8.3 Σπόγγοι και σπογγοαποικίες

Οι σπόγγοι είναι απλοί σε οργάνωση ζωικοί οργανισμοί. Αν και η καταγωγή τους παραμένει ακόμα αβέβαιη, θεωρείται ότι έχουν προκύψει από τα Μαστιγοφόρα. Έχει αποδειχθεί ότι κάθε σπόγγος είναι ένα ξεχωριστό άτομο και σχηματίζουν αποικίες (Βουλτσιάδου-Κούκουρα, 1986). Υπάρχουν πάνω από 5000 περίπου είδη σπόγγων, εκ των οποίων μόνο τα 150 περίπου ζουν σε γλυκά νερά ενώ τα υπόλοιπα ζουν στη θάλασσα. Οι σπόγγοι είναι σημαντικοί για τη λειτουργία του θαλάσσιου οικοσυστήματος λόγω της θέσης τους στο τροφικό πλέγμα. Επιπλέον, συμβάλλουν στην ανακύκλωση της οργανικής ύλης και στη διάβρωση του υποστρώματος (βιοδιάβρωση) μέσω της αποικοδόμησής τους. Οι οργανισμοί αυτοί ζουσαν και ζουν σε παράκτιες και υφαλοκρηπιδικές περιοχές.

Κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού, οι ύφαλοι ήταν ευρέως διαδεδομένοι στην υφαλοκρηπίδα που συνορεύει με τον βόρειο ωκεανό της Τηθύος. Η σύνθεσή τους αποτελούταν από τις λεγόμενες φάσεις κοραλλιών (coral facies), πυριτιοσπόγγων (siliceous sponge facies) και μικροβιακή (microbial facies) (Manutsoglu, 2001). Σημαντικοί παράγοντες που καθορίζουν την εμφάνιση και τη σύνθεση των φάσεων των υφάλων είναι το βάθος, η θερμοκρασία και ο βαθμός αλατότητας του νερού, η ύπαρξη ή μη ρευμάτων, η ταχύτητα και το είδος της ιζηματογένεσης και η διακύμανση του διαλυμένου οξυγόνου (Manutsoglu, 2001). Η εξωτερική υφαλοκρηπίδα ήταν κατάλληλη για την εξάπλωση των υφαλογόνων σπογγοαποικιών (Leinfelder, 1993). Ο όρος "φάση πυριτιοσπόγγων" ή "φάση σπόγγων" χρησιμοποιείται σε οποιονδήποτε ύφαλο, όπου οι πυριτιόσπογγοι κυριαρχούν στην μακροπανίδα του. Οι ομάδες των πυριτιοσπόγγων περιλαμβάνουν τους dictyids, lychniscids, terractinellids και lithistids. Ο όρος "lithistids" χρησιμοποιείται για όλους τους πυριτικούς δημοσπόγγους με άκαμπτο σκελετό που αποτελείται από πυριτικής σύστασης σπογγοβελόνες (sponge spicules), γνωστά ως "desmas" (Manutsoglu, 2001). Βαθυμετρικές παρατηρήσεις έδειξαν ότι η φασική κατανομή αποικιών εξαρτάται από το βάθος εμφάνισής τους (Leinfelder, 1993). Πιο αναλυτικά, σε πολύ μικρά βάθη εμφανίζονται οι αποικίες

κοραλλιών, σε ενδιάμεσα βάθη οι ύφαλοι αποτελούνται από αναμειγμένες αποικίες κοραλλιών και σπόγγων και στα μεγαλύτερα βάθη κυριαρχούν οι αποικίες πυριτιοσπόγγων. Σημαντικό χαρακτηριστικό της φάσης των πυριτιοσπόγγων είναι η ευαισθησία τους στις διεργασίες διαγενετικής αλλοίωσης. Το οργανικό τμήμα των οργανισμών αποδομείται και το βιογενές πυριτικό υλικό του σκελετού διαλυτοποιείται στο θαλασσινό νερό ταχύτατα μετά το θάνατο του οργανισμού (Manutsoglu, 2001). Πιο σπάνια, μπορεί να διατηρηθούν και να απολιθωθούν, όχι μόνο το σκελετικό υλικό αλλά ολόκληροι οι σπόγγοι. Έτσι, οι πυριτιόσπογγοι είναι πιθανότερο να έχουν διατηρηθεί αν υπέστησαν ταχεία κάλυψη από ιζήματα ή αν υποβλήθηκαν σε κάποια άλλη διαδικασία που διατήρησε την μορφολογία τους πριν από την διάλυσή τους. Από τις ομάδες σπόγγων, οι "lithistids" είναι πιθανότερο να απολιθώνονται και να διατηρούν την τρισδιάστατη εξωτερική μορφή τους, ειδικά όταν στερεώνονται ταχέως, ενώ εκτίθενται στο βυθό της θάλασσας (Mock and Palmer, 1991). Επίσης, οι πυριτιόσπογγοι αποτελούν σημαντικούς περιβαλλοντικούς δείκτες. Η ομάδα των lithistids ζούσαν και ζουν σε περιβάλλοντα ρηχών υδάτων (Leinfelder, 1993; Leinfelder et al., 1993). Σε σύγκριση με τα σύγχρονα περιβάλλοντα ανθρακικών πλατφόρμων, μπορούν να βρεθούν ομοιότητες μεταξύ των συνθηκών της φάσης των αρχαίων σπόγγων και της ανάπτυξης βιοκατασκευών των σύγχρονων σπόγγων στο Great Bahama Bank και/ή στην περιοχή μεταξύ της Αυστραλιανής ηπείρου και του Μεγάλου Κοραλλιογενούς Υφάλου (Manutsoglu, 2001; Kargiolaki et al., 2001).

Το φύλο των σπόγγων περιλαμβάνει 4 κλάσεις: τα Calcarea (ασβεστόσπογγοι), τα Demospongiae (δημόσπογγοι), τα Hexactinellida (υαλόσπογγοι) και τα Sclerospongiae (σκληρόσπογγοι), που διακρίνονται μεταξύ τους από τη σύσταση και την δομή του σκελετικού τους ιστού (Berguist, 1978). Οι δημόσπογγοι, αποτελούν το 95% του συνόλου των σπόγγων. Οι γνώσεις μας για αυτούς τους οργανισμούς είναι πολύ περιορισμένες, παρά την ευρεία εξάπλωσή τους. Παρ' όλα αυτά, τις τελευταίες δεκαετίες παρατηρείται αύξηση του ενδιαφέροντος για τους οργανισμούς, το οποίο οφείλεται στην συνειδητοποίηση του παλαιοοικολογικού τους ρόλου. Ένας δεύτερος λόγος αυτής της μεταστροφής είναι το ενδιαφέρον που δείχνει τα τελευταία χρόνια για την ομάδα αυτή των πρωτόγονων ζώων η Ιατρική και οι Φαρμακοβιομηχανίες.

8.4 Απολιθώματα στον Εθνικό Δρυμό

Η πρώτη σπογγοαποικία βρέθηκε στην περιοχή του Ψηλορείτη στην Κεντρική Κρήτη (Μανούτσογλου, 2004). Η δεύτερη θέση αποικιών βρέθηκε στην περιοχή μεταξύ των χωριών Ασφέντου και Καλλικράτη στις νοτιοδυτικές παρυφές του όρους Τρυπαλίου, στην βόρεια περιοχή του φαραγγιού της Ίμπρου (Soujon et al., 1995). Για την συγκεκριμένη θέση πραγματοποιήθηκε χαρτογραφική απεικόνιση των πετρωμάτων που περιέχουν απολιθωμένες σπογγοαποικίες στην ευρύτερη περιοχή, με σκοπό την ερμηνεία του παλαιογεωγραφικού χώρου δημιουργίας τους μέσω της μελέτης του τρόπου και του εύρους εξάπλωσής τους. Εκτός αυτού, μπορεί να ενισχύσει την τουριστική βιομηχανία αποτελώντας έναν νέο πόλο έλξης τουριστών. Λόγω των παραπάνω ευρημάτων έγινε φανερό ότι ο κύριος όγκος των κερατολίθων στην Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων της Κρήτης είναι υπολείμματα απολιθωμένων σπόγγων. Έτσι, βρέθηκαν νέες αποικίες στο φαράγγι της Σαμαριάς και σχεδόν σε όλες τις περιοχές της Κρήτης με εμφανίσεις πλακωδών ασβεστολίθων. Διαφορετικές μορφές βιοκατασκευών αναγνωρίστηκαν μέσα σε αυτές τις ιζηματογενής καταγραφές (Manutsoglu, 2001).



Εικόνα 8.1: Θέσεις εμφανίσεων των σπογγοαποικιών, με υπόβαθρο το νότιο τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος του ΙΓΜΕ, κλίμακας 1:500.000 (Μανούτσογλου και Σπυρίδωνος, 2004)

Οι αποικίες των πυριτιόσπογγων στο φαράγγι της Σαμαριάς εντοπίζονται στις εμφανίσεις (outcrop) των στρωμάτων του, που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια περιόδων με μικρή ταχύτητα ιζηματογένεσης (Manutsoglu, 2001). Τα στρώματα που εμφανίζονται χαρακτηρίζονται από ένα κυρίαρχο πυριτικό/κλαστικό (siliciclastic), λεπτόκοκκο καθεστώς, με γενικά, μεγάλη ταχύτητα ιζηματογένεσης. Μέσα σε αυτό το καθεστώς, η φάση των σπόγγων σχετίζεται με πολύ διακριτά επίπεδα, τα οποία υποδηλώνουν πολύ χαμηλή έως ελλιπή πυριτική/κλαστική ιζηματογένεση. Τα πρότυπα της κυκλικής ιζηματογένεσης είναι ασύμμετρα. Η απόσυρση (regression) χαρακτηρίζεται από αύξηση της πυριτικής/κλαστικής ιζηματογένεσης, ενώ η επίκλυση (transgression) κυριαρχείται από την ανάπτυξη σπόγγων, κυρίως επίπεδων πλακοειδών lithistid δημόσπογγων σε αβαθή θαλάσσια ύδατα (Manutsoglu, 2001).

Η αποικία στην περιοχή κοντά στο φαράγγι της Ίμπρου, από λιθοστρωματογραφικές συγκρίσεις, θεωρήθηκε ότι πιθανώς έχει Ηωκαινική ηλικία. Από εργασίες υπαίθρου εντοπίστηκε ο ίδιος ορίζοντας 200 μέτρα δυτικότερα του πρωταρχικού. Όπως φαίνεται και στις παρακάτω εικόνες (εικόνα 8.2 και 8.3) μαύρα δολομιτικά μάρμαρα, μήκους 1,5 μέτρου, περιέχουν κατά μήκος της εμφάνισης εκατοντάδες κονδύλους πυριτικής σύστασης, διαμέτρου εκατοστών, και εξελίσσονται από 3-4 μέτρα υποκίτρινου σερικιτικού χαλαζίτη. Ο σχηματισμός αυτός, έχει χρονολογηθεί Άπτιου και Ανωτέρου Κενομανίου λόγω των τρηματοφόρων και ραδιολάρων που έχουν εντοπιστεί (Krahl et al., 1988). Οι κόνδυλοι χωρίζονται σε δύο ομάδες. Στα διαγενετικά συγκρίματα όπου το πυριτικό υλικό είναι ομοιογενώς κατανεμημένο και στο μικροσκόπιο δεν εμφανίζει καμία οργάνωση. Μπορεί να χαρακτηριστεί σαν υλικό ενός κρυπτοκρυσταλλικού σερικιτικού χαλαζίτη. Το μεγαλύτερο όμως ποσοστό των κονδύλων έχει μία εξωτερικά χαρακτηριστική σπογγώδη υφή, αλλά και την απολιθωμένη εσωτερική οργάνωση σπόγγου (Μανούτσου, 2004).



Εικόνα 8.2: Μαύρα δολομιτικά μάρμαρα με σπογγοαποικία (Μανούτσογλου και Σπυρίδωνος, 2004)



Εικόνα 8.3: Λεπτομέρεια της προηγούμενης φωτογραφίας, με απολιθωμένους σπόγγους (Μανούτσογλου και Σπυρίδωνος, 2004)

Από τα ευρήματα αυτά, προκύπτει ότι οι πυριτιόσπογγοι συμμετέχουν στην δομή των πετρωμάτων της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων σε σημαντικό βαθμό. Επιπλέον, διαπιστώθηκε ότι όπου εμφανίζονται «πλακώδεις ασβεστόλιθοι» με ενδιαστρώσεις ή κονδύλους πυριτικής σύστασης, ένα ποσοστό των πυριτικής σύστασης κονδύλων είναι μεμονωμένοι σπόγγοι και οι υπόλοιποι συγκρίματα διαγενετικής φύσης, ενώ στις πυριτικές ενδιαστρώσεις διακρίνονται σε πάρα πολλές θέσεις χαρακτηριστικά στοιχεία σπογγώδους υφής,

στις επαφές με τα υπερκείμενα μάρμαρα (Μανούτσογλου, 2004). Από την εμφάνιση της υφής αυτής συμπεραίνεται ότι οι συγκεκριμένες ενδιαστρώσεις αποτελούν έντονα παραμορφωμένες, απολιθωμένες βιοερματικές δομές σπογγοαποικιών (εικόνα 8.4).



Εικόνα 8.4: Εναλλαγές πλακωδών μαρμάρων με μετακερατολιθικές ενδιαστρώσεις, στην επιφάνεια των οποίων διακρίνεται σπογγώδης υφή σε τοποθεσία στον Εθνικό Δρυμό Λευκών Ορέων (Μανούτσογλου, 2004)

Σε απόσταση 60m βόρεια του ορειβατικού καταφυγίου του Βόλικα στα Λευκά Όρη, ανευρέθηκε ένας ορίζοντας από τρηματοφόρα σε λεπτοστρωματώδη πλακώδη χονδρόκοκκα μάρμαρα, πάχους μερικών εκατοστών με ανοιχτόχρωμους μετακερατόλιθους (Alexopoulos et al., 2000). Το πάχος αυτής της ακολουθίας είναι τουλάχιστον 60m. Τα απολιθωματοφόρα στρώματα βρίσκονται περίπου 35- 40m κάτω από την κορυφή της ακολουθίας. Τα μάρμαρα περιέχουν πολυάριθμα απολιθώματα διαμέτρου από 2 έως 7mm. Με βάση ορισμένα χαρακτηριστικά τους που παρατηρήθηκαν, τα δείγματα ανήκουν στο γένος *Nummulites* sp. και *Discocylinas* sp., που υποδεικνύουν την ηλικία των πετρωμάτων από το Πρώιμο έως το Μέσο Ηώκαινο (Alexopoulos et al., 2000).

Προς την κορυφή της ακολουθίας, τα λεπτοστρωματώδη μάρμαρα παρουσιάζουν, μερικές φορές, μια φάση πράσινου και κόκκινου χρώματος και περιλαμβάνουν περισσότερους *metasiltites* ανοιχτού πράσινου έως γκρίζου χρώματος με σαφή φωτεινότητα στις επιφάνειες. Το συνολικό πάχος αυτής της φάσης είναι περίπου 20-25m. Αυτοί οι σχιστόλιθοι αντιπροσωπεύουν την αρχή του "Plattenkalk-Flysch" της Ομάδας των Ταλαίων Ορέων,

ηλικίας Ηωκαίνου έως Πρώιμου Ολιγόκαινου (Alexopoulos et al., 2000). Η Ομάδα αυτή αναφέρεται πλέον ως Ομάδα Πλακωδών Ασβεστολίθων. Η ακολουθία υπερκαλύπτεται στο νότιο τμήμα του καταφυγίου από λευκά, χονδρόκοκκα και ογκώδη δολομιτικά μάρμαρα και πιο δυτικά από βιτουμενιούχα σκούρα γκρίζα δολομιτικά μάρμαρα ηλικίας Ύστερου Τριαδικού έως Λιασίου, τα οποία ανήκουν στην Ενότητα του Τρυπαλίου. Προς τα βόρεια, τα στρώματα διακόπτονται από ένα σύστημα ρηγμάτων με ανοιχτόχρωμα δολομιτικά και ασβεστιτικά μάρμαρα, άγνωστης ηλικίας, που ίσως ανήκουν στην Ενότητα του Τρυπαλίου (Alexopoulos et al., 2000).

8.5 Συμπεράσματα

Όπως αποδείχθηκε, η πλειοψηφία των κερατολιθικών ενδιαστρώσεων και βολβών/κονδύλων της μεταμορφωμένης Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστόλιθων που δομεί και εμφανίζεται στην Κρήτη είναι προϊόντα βιογένεσης, αφού πρόκειται για μεταμορφωμένα υπολείμματα πυριτιοσπόγγων ή σπογγοαποικιών. *Οι σπόγγοι σχηματίζοντας εκτεταμένες αποικίες δέσμευσαν και πρόσφεραν το απαραίτητο πυριτικό υλικό για την δημιουργία διαγενετικά δεκάδων μέτρων πυριτικής σύστασης πετρωμάτων. Παρότι μετά το Ολιγόκαινο το σύνολο των πετρωμάτων της Ομάδας αυτής υποβυθίστηκαν, μεταμορφώθηκαν και στην συνέχεια αναδύθηκαν, ένα μεγάλο μέρος των σπόγγων διατήρησε την εξωτερική τους μορφή και υπολείμματα της εσωτερικής δομής τους* (Μανούτσογλου, 2004). Με την ανακάλυψη αυτών των βιοδομών και την χαρτογραφική τους απεικόνιση είναι δυνατή η προσέγγιση και σύγκριση του παλαιογεωγραφικού χώρου εμφάνισης και παλαιοπεριβαλλοντικού χώρου εξέλιξης των οργανισμών αυτών στο νοτιοανατολικό τμήμα της θάλασσας της Τηθύος, με τις αντίστοιχες αποικίες στο βόρειο τμήμα της. Απώτερος σκοπός είναι η ανάπλαση των εξελικτικών παλαιογεωγραφικών σταδίων για σημαντικά τμήματα των Ελληνίδων Οροσειρών.

Επιπλέον, τα υπολείμματα των παλαιοοικοσυστημάτων, όπως οι μικροβιακές συσσωρεύσεις και τα απολιθώματα των σπογγοαποικιών, που βρίσκονται στο φαράγγι της Σαμαριάς, συνιστούν μέρος του γεώτοπου που αποτελεί το φαράγγι, καθώς παρουσιάζουν ζωτικής σημασίας στάδια της εξέλιξης της Γης κατά την διάρκεια των τελευταίων 250 εκατομμυρίων χρόνων (Manutsoglu, 2001).

Τέλος, με την ανεύρεση των απολιθωμένων τρηματοφόρων συμπληρώνεται η στρωματογραφία της Ομάδας των Ταλαίων Ορέων (Ομάδα Πλακωδών Ασβεστόλιθων) και αποδεικνύεται ο καλυμματικός χαρακτήρας της ενότητας του Τρυπαλίου επί της συγκεκριμένης Ομάδας (Alexopoulos et al., 2000).

Κεφάλαιο 9: ΓΕΩΤΟΠΟΙ

Το ελληνικό φυσικό περιβάλλον, κυρίως το βιοτικό (χλωρίδα, πανίδα), έχει καταγραφεί, μελετηθεί και αξιολογηθεί. Αντίθετα, το γεωπεριβάλλον δεν έχει μελετηθεί πλήρως και η προστασία του είναι ελλιπής, παρότι αποτελεί τη βάση της χλωρίδας και της πανίδας αλλά και για το χωροταξικό σχεδιασμό και τις πολιτικές ανάπτυξης. Πολύτιμο κομμάτι του γεωπεριβάλλοντος συνιστούν οι γεώτοποι. *Οι γεώτοποι αποτελούν φυσικούς γεωλογικούς πόρους οι οποίοι, με την αξιοποίησή τους, μετατρέπονται σε αναπτυξιακούς πόλους. Η συμβολή τους στην αναπτυξιακή διαδικασία είναι σημαντική, στο μερίδιο που τους αναλογεί (Δαμιανός, 2013).* Στον Εθνικό Δρυμό των Λευκών Ορέων εντοπίζονται αρκετές περιοχές, οι οποίες έχουν χαρακτηριστεί ως γεώτοποι. Ο πιο γνωστός και σημαντικός γεώτοπος του Εθνικού Δρυμού είναι το φαράγγι της Σαμαριάς.

9.1 Εισαγωγή

Το ελληνικό γεωπεριβάλλον αξιοποιείται διαχρονικά και με πολλούς τρόπους ως πόρος, και μέσα από αυτό προκύπτει το ενδιαφέρον για τους γεώτοπους. Στην Ελλάδα υπάρχει μεγάλος αριθμός αξιοποιημένων ή επισκέψιμων γεωτόπων, είτε φυσικοί είτε ανθρωπογενείς, οι οποίοι διακρίνονται για την γεωγραφική τους διασπορά και την ποικιλία στα ενδιαφέροντα και στις θεματικές κατηγορίες. Συνοπτικά, οι γεώτοποι είναι το σύνολο των γεωλογικών, γεωμορφολογικών και εδαφολογικών εμφανίσεων που αξίζει να διατηρηθούν για επιστημονικούς, εκπαιδευτικούς, πολιτισμικούς και αισθητικούς σκοπούς ή γιατί αποτελούν μια σημαντική στιγμή της ιστορίας της γης. Πιο αναλυτικά, σύμφωνα με τον Άτλαντα των Γεωλογικών Μνημείων του Αιγαίου (Μουντράκης κ.α., 2002), με τον όρο γεώτοποι χαρακτηρίζονται σημαντικές γεωλογικές δομές, χαρακτηριστικές ή σπάνιες μεταλλοφόρες εμφανίσεις, σπάνιες ορυκτολογικές παραγενέσεις, σημαντικές πετρολογικές εμφανίσεις, ιδιαίτερες ιζηματογενείς δομές, σπάνια ή χαρακτηριστικά απολιθώματα, στρωματότυποι, χαρακτηριστικές τεκτονικές δομές, θέσεις σύγχρονων γεωμορφολογικών και γεωλογικών διεργασιών, ιδιαίτεροι γεωμορφολογικοί σχηματισμοί και τοπία ιδιαίτερου φυσικού κάλλους. Οι γεώτοποι βρίσκονται στην επιφάνεια του εδάφους και στο υπέδαφος. Ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους, οι γεώτοποι διακρίνονται σε φυσικούς και ανθρωπογενείς. Ως

φυσικοί γεώτοποι ορίζονται οι γεώτοποι, οι οποίοι αποτελούν δημιουργήματα των δυνάμεων της φύσης και των μεταξύ τους διεργασιών, που αντιλαμβανόμαστε άμεσα και περιέχουν ορυκτά, μεταλλεύματα, απολιθώματα πανίδας και χλωρίδας ή δείχνουν φαινόμενα γεωλογικού ενδιαφέροντος, όπως ρήγματα και ηφαίστεια. Ανθρωπογενείς γεώτοποι θεωρούνται οι γεώτοποι που προκύπτουν μετά από ανθρώπινη δραστηριότητα. Οι ανθρωπογενείς και φυσικοί γεώτοποι αποτελούν αποδείξεις για τα διάφορα στάδια της εξέλιξης της γης. Οι αποδείξεις αυτές είναι πολύτιμες για την επιστημονική γνώση και τις εφαρμογές της, και η καταστροφή των γεωτόπων τις εξαφανίζει.

Οι γεώτοποι χαρακτηρίζονται από γεωποικιλία, δηλαδή μεγάλο αριθμό γεωτόπων με γεωγραφική διασπορά και ευρύτητα θεματικής, οι οποίοι αποτελούν σημεία αναφοράς για τη γεωμορφολογική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής (Δαμιανός, 2013). Ο όρος γεωποικιλότητα περιγράφει, με τον ίδιο τρόπο συγκριτικά με την βιοποικιλότητα, το ευρύ φυσικό φάσμα των γεωλογικών, γεωμορφολογικών και εδαφικών χαρακτηριστικών (Gray, 2004). Αν και το αβιοτικό περιβάλλον είναι μία από τις κύριες παραμέτρους της φύσης, ο βαθμός διατήρησής του, παγκοσμίως, είναι πολύ χαμηλότερος σε σχέση με την βιοποικιλότητα (Fassoulas et al., 2007). Το 1995 ξεκίνησε, υπό την αιγίδα της UNESCO, το πρόγραμμα GEOSITES με σκοπό την προστασία και προβολή της γεω(μορφο)λογικής κληρονομιάς ως μέρος της Φύσης. Το πρόγραμμα αυτό, ασχολείται και προωθεί τη διατήρηση της γεωποικιλότητας και δημιουργεί ένα εξελισσόμενο και ολοκληρωμένο κατάλογο των σημαντικότερων γεω(μορφο)λογικών περιοχών και φυσικών μνημείων, των γεωτόπων. Στην Ελλάδα μέχρι σχετικά πρόσφατα, το καθεστώς προστασίας περιοριζόταν, κυρίως, στην προστασία της βιοποικιλότητας (προστασία των ειδών και των οικοτόπων) και καθόλου της γεωποικιλότητας. Όμως, από το 2011 ο νόμος για την βιοποικιλότητα περιλαμβάνει την έννοια της γεωλογικής διατήρησης και ο όρος γεώτοπος ορίστηκε νομικά (Bizoura and Manutsoglou, 2012). Συνεπώς, είναι ζωτικής σημασίας για μια περιοχή, να προσδιορίσει την γεωλογική της κληρονομιά και να αναγνωρίσει την αξία της (Fassoulas et al., 2007).

9.2 Καταγραφή και αξιολόγηση των γεωτόπων

Η Ελλάδα με το σύνθετο γεωλογικό και γεωμορφολογικό περιβάλλον και την εξέλιξή του, παρουσιάζει μεγάλη ποικιλομορφία του φυσικού τοπίου. Πιο συγκεκριμένα, στην Κρήτη εντοπίστηκαν 195 γεώτοποι χωρίς να συμπεριλαμβάνονται όλα τα γνωστά φαράγγια ή οι καρστικές δομές (Fassoulas et al., 2004b; Platakis, 1975). Παρ' όλα αυτά, πραγματοποιήθηκε

καταγραφή και αξιολόγηση των σημαντικότερων εξ αυτών, δηλαδή 132 γεωτόπων (Fassoulas et al., 2007). Από αυτούς, 39 εντοπίστηκαν στον Νομό Χανίων και 10 γεώτοποι βρίσκονται εντός των ορίων του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων.



Εικόνα 9.1: Θέσεις των γεωτόπων εντός του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων. Οι αριθμοί δίπλα από τις θέσεις αντιστοιχούν στον πίνακα 9.1. (τροποποιημένο, Google Earth)

Η αξιολόγηση των γεωτόπων είναι αναγκαία για τον σχεδιασμό και την εφαρμογή ενός σχεδίου διαχείρισης της γεωποικιλότητας μιας περιοχής, το οποίο θα περιλαμβάνει δράσεις για την προστασία, ανάδειξη, προβολή και αξιοποίηση της φυσικής κληρονομιάς της περιοχής (Zouros and Valiakos, 2007). Κατά το έτος 2007, έλαβε χώρα μία έρευνα για επιλεγμένους γεώτοπους της Ελλάδας (Zouros and Valiakos, 2007) και άλλη μία για τους γεώτοπους της Κρήτης (Fassoulas et al., 2007).

Αρχικά, σύμφωνα με τους Fassoulas et al. (2007), για κάθε τοποθεσία συλλέχθηκαν γεωγραφικές πληροφορίες, δεδομένα σχετικά με τη φύση και τον χαρακτήρα της τοποθεσίας, γεωλογικές και βιβλιογραφικές περιγραφές, περιβαλλοντικά ζητήματα, ανθρώπινες δραστηριότητες στις ευρύτερες περιοχές και κάθε άλλη σχετική πληροφορία. Τα δεδομένα καταγράφηκαν και αποθηκεύτηκαν σε μια βάση δεδομένων και στη συνέχεια, ταξινομήθηκαν σε διάφορες κύριες κατηγορίες ανάλογα με τη φύση και τον χαρακτήρα τους. Αυτές οι κατηγορίες είναι: γεωμορφές (landforms), λιθολογίες, ρήγματα, πτυχώσεις, σπήλαια και καρστ, θέσεις απολιθωμάτων, υδρολογία και μεταλλευτικά χαρακτηριστικά (Fassoulas et al., 2007). Έπειτα, οι γεώτοποι ταξινομήθηκαν ανάλογα με την συνολική τους σημασία σε

τοπικό, περιφερειακό και εθνικό επίπεδο, με βάση κριτήρια που παρουσιάστηκαν σε προηγούμενες μελέτες (Ellis et al., 1996; Zouros, 2005) και αφού προσαρμόστηκαν στην περιοχή μελέτης. Τέτοια κριτήρια είναι η αντιπροσωπευτικότητά τους για την ερμηνεία της γεωλογίας της Κρήτης, ο αντίκτυπός τους στην τοπική και ευρύτερη κοινωνία κ.α.. Ακολούθως, προσδιορίστηκαν τα διάφορα είδη της αξίας κάθε γεώτοπου (Gray, 2004), με βάση κριτήρια όπως τη συμβολή του στην τοπική ανάπτυξη και στην επιστημονική διαδικασία, τις δραστηριότητες που σχετίζονται με αυτόν κ.α.. Η αξία χαρακτηρίστηκε ως Αισθητική (κυρίως για τουριστικούς σκοπούς), Επιστημονική (για επιστημονικές και εκπαιδευτικές δραστηριότητες) Φυσική (για τον ρόλο της στην δημιουργία ειδικών περιβαλλόντων) και Πολιτισμική (για την σχέση τους με την ιστορία και τον πολιτισμό). Τέλος, αναγνωρίστηκαν απειλές και κίνδυνοι που είναι πιθανό να αντιμετωπίσουν οι γεώτοποι. Αυτές μπορεί να προέρχονται από φυσικές διεργασίες, όπως η αποσάθρωση και η διάβρωση ή από ανθρώπινες δραστηριότητες. Για τον προσδιορισμό τους χρησιμοποιήθηκαν τα χρώματα πράσινο (για ασφαλή κατάσταση), κίτρινο (για μικρές απειλές) και κόκκινο (για πολύ σοβαρές ή άμεσες απειλές). Ο μόνος γεώτοπος στον οποίο αποδόθηκε το κίτρινο χρώμα είναι το φαράγγι της Σαμαριάς διότι, λόγω του μεγάλου αριθμού τουριστών που δέχεται τους καλοκαιρινούς μήνες, αυξάνονται οι πιθανότητες για δασικές πυρκαγιές και επιτάχυνση της διάβρωσης (Fassoulas et al., 2007). Στο παρακάτω πίνακα παρατίθενται οι γεώτοποι που καταγράφηκαν στον Εθνικό Δρυμό Λευκών Ορέων και η αξιολόγησή τους.

Πίνακας 9.1: Γεώτοποι εντός του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων (Fassoulas et al., 2007)

	Όνομα	Κατηγορία	Ανθρώπινες δραστηριότητες	Σημασία	Αξία	Διατήρηση
1.	Φαράγγι της Σαμαριάς	Καρστ, γεωμορφή	Τουρισμός	Εθνική	Αισθητική, Φυσική	Κίτρινο
2.	Στρώματα Γκίγκιλου	Λιθολογία	-	Εθνική	Αισθητική, Επιστημονική	Πράσινο
3.	Φαράγγι της Ίμπρου	Καρστ	Τουρισμός	Περιφερειακή	Αισθητική	Πράσινο
4.	Φαράγγι της Αγίας Ειρήνης	Γεωμορφή	Τουρισμός	Περιφερειακή	Αισθητική, Φυσική	Πράσινο
5.	Οροπέδιο Ομαλού	Καρστ	Τουρισμός, γεωργία	Περιφερειακή	Αισθητική, Φυσική	Πράσινο
6.	Κρατήρες και έρημος Λευκών Ορέων	Καρστ	-	Περιφερειακή	Αισθητική, Επιστημονική	Πράσινο
7.	Φαράγγι της Αράδαινας	Καρστ	Τουρισμός, Επιστήμη	Περιφερειακή	Αισθητική	Πράσινο
8.	Φαράγγι του Κλάδου	Καρστ, γεωμορφή	Επιστήμη	Περιφερειακή	Αισθητική, Επιστημονική	Πράσινο
9.	Σπηλαιοβάραθρο Γουργούθακας	Σπήλαιο	Επιστήμη	Εθνική	Επιστημονική, Φυσική	Πράσινο
10.	Σπηλαιοβάραθρο Μαύρο Σκιάδι	Σπήλαιο	Επιστήμη	Εθνική	Επιστημονική, Φυσική	Πράσινο

Η μεθοδολογία της αξιολόγησης που ακολουθήθηκε από τους Zouros and Valiakos (2007) βασίστηκε σε έξι κριτήρια: 1. επιστημονική και εκπαιδευτική αξία, 2. γεωποικιλότητα, 3. οικολογική και φυσική αισθητική αξία, 4. πολιτιστική αξία, 5. δυνητικές απειλές και ανάγκες για την προστασία, και 6. δυνατότητες χρήσης. Για τα κριτήρια 1, 5 και 6 χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι δείκτες. Για κάθε κριτήριο ή δείκτη αποδόθηκε μία αριθμητική τιμή από 0 έως 10 (κριτήρια 1,2,3,4) ή από 0 έως 5 (κριτήρια 5,6). Η συνολική τιμή εκφράζει την ποιότητα των γεωτόπων. Για το κριτήριο 1 χρησιμοποιήθηκαν οι δείκτες για την ακεραιότητα, την σπανιότητα, την αντιπροσωπευτικότητα και την υποδειγματικότητα του κάθε γεώτοπου. Το κριτήριο 2 βασίστηκε στον αριθμό εμφανίσεων διακεκριμένων γεωλογικών και γεωμορφολογικών φαινομένων σε κάθε περιοχή. Τα κριτήρια 3 και 4 βασίστηκαν στον χαρακτηρισμό του τόπου με εθνική ή περιφερειακή νομοθεσία ή με διεθνή αναγνώριση. Το κριτήριο 5 αποτελείται από δύο δείκτες που στηρίζονται στο επίπεδο νομικής προστασίας και στην παρουσία και στο μέγεθος των πιθανών απειλών. Τέλος, οι τέσσερις δείκτες που συνθέτουν το κριτήριο 6 είναι η αναγνωρισιμότητα, η γεωγραφική κατανομή, η προσβασιμότητα και οι οικονομικές δυνατότητες. Αυτή η μεθοδολογία αξιολόγησης μπορεί να συμβάλλει στη διαχείριση των γεωπάρκων με την ποσοτικοποίηση των αξιών των γεωτόπων. Η μεθοδολογία εφαρμόστηκε σε 14 γεώτοπους σε προστατευόμενες περιοχές σε

όλη την Ελλάδα, στους οποίους συμπεριλαμβάνεται το φαράγγι της Σαμαριάς (Zouros and Valiakos, 2007). Στον πίνακα 9.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της αξιολόγησης για τον συγκεκριμένο γεώτοπο του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων. Η συνολική τιμή για το φαράγγι ισούται με 80, με άριστα το 100, το οποίο είναι το δεύτερο καλύτερο άθροισμα από τους γεώτοπους που εξετάστηκαν.

Πίνακας 9.2: Αποτελέσματα αξιολόγησης του Φαραγγιού της Σαμαριάς (Zouros and Valiakos, 2007)

Κριτήριο	Δείκτες	Αριθμητικές τιμές
Επιστημονική και εκπαιδευτική αξία	Ακεραιότητα	10
	Σπανιότητα	9
	Αντιπροσωπευτικότητα	8
	Υποδειγματικότητα	8
Γεωποικιλότητα	-	6
Οικολογική και φυσική αισθητική αξία	-	10
Πολιτιστική αξία	-	6
Δυνητικές απειλές και ανάγκες προστασίας	Νομική προστασία	4
	Τρωτότητα	3
Δυνατότητες χρήσης	Αναγνωρισιμότητα	4
	Γεωγραφική κατανομή	2
	Προσβασιμότητα	5
	Οικονομικές δυνατότητες	5

9.3 Φαράγγι της Σαμαριάς

Ένας από τους πιο γνωστούς γεώτοπους όχι μόνο στην Ελλάδα, αλλά παγκοσμίως είναι το φαράγγι της Σαμαριάς. Το φαράγγι αντιπροσωπεύει μια περιοχή, στην οποία μία ποικιλία γεωτόπων αποτελεί το υπόβαθρο των βιοτόπων, όπου επιβιώνουν και εξελίσσονται πολλοί διαφορετικοί οργανισμοί. Μέσα στο φαράγγι υπάρχουν πηγές νερού, πολλά ρέματα, καρστικά σπήλαια και απόκρημνα, σχεδόν κατακόρυφα, πρανή. Όλα αυτά συνθέτουν ένα ποικιλόμορφο ανάγλυφο, όπου ο άνθρωπος και μια πληθώρα μοναδικών οργανισμών (φυτά, ζώα, κατώτεροι οργανισμοί) επιβιώνουν σε ένα πλήθος βιοτόπων. Επιπλέον, οι γεωλογικές δομές που βρίσκονται σε όλο το φαράγγι είναι πολλές, ποικίλες και αντιπροσωπευτικές της πολύπλοκης γεωλογικής ιστορίας της Κρήτης (Kargiolaki et al., 2001).

Η βιοποικιλότητα που υπάρχει στο φαράγγι συνδέεται άμεσα, όχι μόνο με τις κλιματολογικές συνθήκες του τόπου, αλλά και με το γεω(μορφο)λογικό υπόβαθρο της περιοχής. Αυτό, αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, μιας ακολουθίας σχιστόλιθων, δολομιτικών και ασβεστιτικών μαρμάρων που περιέχουν φακούς, κονδύλους και ενδιαστρώσεις κερατολίθων. Εξαιτίας της τεκτονικής αντικλινικής δομής, τα παλαιότερα πετρώματα (ηλικίας 190-240 εκ.χρ.) αυτής της ιζηματογενούς ακολουθίας δομούν την κορυφή του Γκίγκιλου. Τα πετρώματα της περιοχής είναι δολομιτικά μάρμαρα και περιέχουν δομές που σχηματίστηκαν από πρωτόγονους οργανισμούς, τους στρωματόλιθους. Εκτός αυτού, η πλειονότητα των κερατολίθων είναι βιογενής προέλευσης, αφού πρόκειται για υπολείμματα απολιθωμένων σπόγγων. Αυτές οι απολιθωμένες σπογγοαποικίες καθορίζουν συγκεκριμένους παλαιοβιότοπους ενός παλαιοοικοσυστήματος για περισσότερα από 150 εκατομμύρια χρόνια (Kargiolaki et al., 2001). Κατά συνέπεια, ένα σημαντικό κομμάτι του γεώτοπου που συνιστά το φαράγγι της Σαμαριάς αναφέρεται στα απολιθώματα αυτών των οργανισμών.

9.4 Συμπεράσματα

Οι γεώτοποι αποτελούν σημεία αναφοράς και διαχρονικά εργαστήρια της φύσης. Μέσω αυτών παρέχεται η απαραίτητη γεωλογική γνώση για την κατανόηση των διεργασιών του γεωπεριβάλλοντος. Με τη σωστή προβολή τους, μπορούν να συμβάλλουν στην πολυδιάστατη μόρφωση και στην οικονομική και κοινωνική πρόοδο του τόπου. Επίσης, σε συνδυασμό με αρχαιολογικά και πολιτιστικά στοιχεία συνεισφέρουν στην βελτίωση του τουριστικού προϊόντος. Τα ξεχωριστά γεωλογικά χαρακτηριστικά πρέπει όχι μόνο να προστατεύονται προς όφελος των φυσικών οικοσυστημάτων και των μελλοντικών γενεών, αλλά και για την περαιτέρω ανάπτυξη της επιστήμης (Fassoulas et al., 2007).

Η σχέση μεταξύ της βιοποικιλότητας και της γεωποικιλότητας είναι άμεση και αλληλένδετη. Οι φυσικές γεωμορφές δημιουργούν τα περιβάλλοντα μέσα στα οποία ζει η ποικιλόμορφη χλωρίδα και πανίδα. Τα πετρώματα παρέχουν το έδαφος και επηρεάζουν τις συνθήκες απορροής των βιολογικών οικοτόπων. Βιολογικές και γεωλογικές μορφές και λειτουργίες συνδέονται με σκοπό την δημιουργία φυσικών οικοσυστημάτων με τεράστιο πλούτο και ποικιλία. Ως εκ τούτου, ο προσδιορισμός της αξίας της γεωποικιλότητας σε μια περιοχή αποδίδει το βαθμό και τη σημασία της ως οικονομικός πόρος (Fassoulas et al., 2007). Χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα της αξιολόγησης, η διαχειριστική αρχή κάθε προστατευόμενης περιοχής μπορεί να εκπονήσει ένα σχέδιο δράσης για την γεωποικιλότητα και να συμπεριλάβει δραστηριότητες με στόχο την παρακολούθηση και προστασία των γεωτόπων (Zouros and Valiakos, 2007).

Σχετικά με το φαράγγι της Σαμαριάς, οι βαθιές τομές των πετρωμάτων που το σχηματίζουν, συμβάλλουν κυρίως στη διατήρηση των χαρακτηριστικών οικοσυστημάτων του, που διατηρούν πληθώρα ενδημικών μορφών ζωής. Παράλληλα, είναι τομές στον γεωλογικό χρόνο, αφού μας επιτρέπει να αναπαράγουμε τα παλαιοοικοσυστήματα. Αρχαίοι οργανισμοί επιβίωσαν, προσαρμόστηκαν και εξελίχθηκαν σε αυτούς τους παλαιοβιότοπους για δεκάδες εκατομμύρια χρόνια. Αυτά τα εξαιρετικά μνημεία της φύσης χρησιμεύουν ως δείκτες της εξέλιξης του πλανήτη και συμπληρώνουν την ομορφιά των σύγχρονων βιοτόπων (Kargiolaki et al., 2001). Επιπροσθέτως, η αξιολόγηση έδειξε ότι ο γεώτοπος του φαραγγιού της Σαμαριάς πληρεί τα κριτήρια για να χαρακτηριστεί ως μεγάλο αξιοθέατο από την άποψη της επιστημονικής και εκπαιδευτικής αξίας, της αισθητικής αξίας και της δυνατότητας χρήσης του (Zouros and Valiakos, 2007). Παρ' όλα αυτά, υπάρχει πιθανότητα να αντιμετωπίσει κάποιες απειλές στο μέλλον λόγω του μαζικού τουρισμού (Fassoulas et al., 2007).

Για το σύνολο των γεωτόπων του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων (πίνακας 9.1)

συμπεραίνεται ότι η πλειονότητα των γεωτόπων εθνικής σημασίας έχουν υψηλή επιστημονική αξία και οι μισοί από αυτούς εξαιρετική αισθητική αξία. Οι γεώτοποι περιφερειακής σημασίας είναι υψηλής αισθητικής αξίας και λίγοι από αυτούς συνεισφέρουν στην επιστημονική διαδικασία. Πολλοί γεώτοποι έχουν άμεσο αντίκτυπο στην τοπική οικονομία κυρίως λόγω των τουριστικών δραστηριοτήτων, ενώ λίγοι από αυτούς είναι σημαντικοί για τα οικοσυστήματα της περιοχής. Όλοι οι γεώτοποι δεν αντιμετωπίζουν σοβαρές απειλές ή κινδύνους (Fassoulas et al., 2007).

Κεφάλαιο 10: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο Εθνικός Δρυμός Λευκών Ορέων συνιστά μια περιοχή στην δυτική Κρήτη, η οποία έχει σημαντικό ρόλο στη ζωή των κατοίκων του νομού Χανίων αλλά και της χλωρίδας και πανίδας που φιλοξενεί.

Στόχος αυτής της εργασίας είναι η διερεύνηση του Εθνικού Δρυμού μέσω συγκεκριμένων γεωεπιστημονικών κλάδων. Πιο αναλυτικά, ομαδοποιήθηκαν έρευνες σχετικά με την τεκτονική γεωλογία, τη λιθοστρωματογραφία, την υδρολογία και υδρογεωλογία, τα τρισδιάστατα μοντέλα, τις γεωφυσικές έρευνες, την εδαφολογία, τα απολιθώματα και τους γεώτοπους. Τα συμπεράσματα που προέκυψαν είναι τα εξής:

- Η τεκτονική δραστηριότητα έχει συμβάλλει στην ορογένεση, παραμόρφωση και μεταμόρφωση των Λευκών Ορέων σε βάθος εκατομμυρίων χρόνων. Οι λεκάνες απορροής του Εθνικού Δρυμού, η περιοχή των Δωμάτων, η πόλη του Ομαλού και το φαράγγι της Σαμαριάς, σχηματίστηκαν και διαμορφώθηκαν σε μεγάλο βαθμό λόγω του ενεργού γεωδυναμικού καθεστώτος της περιοχής. Εκτός αυτού, μελετήθηκαν τεκτονικές δομές όπως ρήγματα και πτυχές, τα οποία έχουν συνδράμει στον καθορισμό της τεκτονικής εξέλιξης της περιοχής.
- Η λιθοστρωματογραφία της περιοχής αποτελείται από την υποκείμενη Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων, η οποία περιλαμβάνει ανθρακικά πετρώματα με χαρακτηριστικό τους γνώρισμα τις κερατολιθικές ενδιαστρώσεις και βολβούς, την υπερκείμενη Ενότητα Τρυπαλίου, στην οποία επικρατούν κατακερματισμένα και καρστικοποιημένα κυρίως ανθρακικά πετρώματα, καθώς και Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα.
- Η καρστική λεκάνη των Λευκών Ορέων αποτελεί μία αξιοσημείωτη λεκάνη αποθήκευσης υπόγειου νερού, η οποία φορτίζεται μέσω της διήθησης των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και εκφορτίζεται κυρίως από τις πηγές προς τα Βόρεια. Επιπλέον, η γεωλογική δομή επηρεάζει άμεσα το υδρογραφικό δίκτυο των φαραγγιών της Σαμαριάς και της Αγίας Ειρήνης όπως και του οροπεδίου του Ομαλού.
- Με την τρισδιάστατη γεωλογική μοντελοποίηση των φαραγγιών της Σαμαριάς, της Αγίας Ειρήνης και της Ίμπρου κατέστη δυνατή η εκτίμηση της γεωλογικής δομής των περιοχών αυτών. Επίσης, επιτεύχθηκε η οπτική τρισδιάστατη ανακατασκευή του

φαραγγιού της Σαμαριάς, καθώς και η εκτίμηση της ευαισθησίας βραχοπτώσεων σε τρισδιάστατο μοντέλο πρηνούς.

- Οι γεωφυσικές έρευνες στο οροπέδιο του Ομαλού ανέδειξαν τρία γεωηλεκτρικά στρώματα στην περιοχή μελέτης, τα οποία αποτελούνται από αλλουβιακές - διλλουβιακές αποθέσεις, μάργες και ασβεστόλιθους αντίστοιχα. Σε ορισμένα σημεία του οροπεδίου εντοπίστηκαν δολίνες και καρστικά έγκοιλα στο ανθρακικό υπόβαθρο και παρατηρήθηκε ότι το βάθος που βρίσκονται οι ανθρακικοί σχηματισμοί είναι μεγαλύτερο στο κέντρο παρά στα όρια της πόλης.
- Η ορυκτολογία και η γεωχημεία του μητρικού πετρώματος επηρεάζει τα εδάφη που αναπτύσσονται στο οροπέδιο του Ομαλού, όπως και τα θρεπτικά συστατικά που υπάρχουν σε αυτά, ενώ οι κύριες γεωχημικές διεργασίες που διεξάγονται στο ίζημα του Μεσογειακού Εποχικού Λιμνίου του οροπεδίου είναι η ανοργανοποίηση και η εκχύλιση θρεπτικών συστατικών, η προσρόφηση φωσφορικών και η απονιτροποίηση.
- Η πλειοψηφία των κερατολιθικών ενδιαστρώσεων και βολβών της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων συνιστούν υπολείμματα πυριτιοσπόγγων ή σπογγοαποικιών. Τα απολιθώματα των σπογγοαποικιών και οι μικροβιακές συσσωρεύσεις εντός του φαράγγιού της Σαμαριάς αποτελούν μέρος του γεώτοπου του φαράγγιού.
- Η καταγραφή και αξιολόγηση των γεωτόπων του Εθνικού Δρυμού συμβάλλει στην καλύτερη διαχείριση και προστασία τους, με σκοπό την ανάδειξη της γεωποικιλότητας αλλά και της βιοποικιλότητας της περιοχής. Εκτός αυτού, η σωστή προβολή των γεωτόπων συνεισφέρει στην πολύπλευρη μόρφωση και στην οικονομική και κοινωνική πρόοδο του τόπου.

Βιβλιογραφία

Διεθνής

- Abrahams, A.D. (1984). Channel Networks: A Geomorphological Perspective. *Water Resources Research*, 20(2), pp.161–188. doi:10.1029/wr020i002p00161.
- Adams, F. and Lovell, C. (1984). Geotechnical Engineering Problems in the Karst Region of Southern Indiana. Joint Highway Research Project, Indiana Department of Transportation and Purdue University, West Lafayette, Indiana. doi:10.5703/1288284314078.
- Albarelli, D.S.N.A. (2020). *Rockfall Susceptibility Assessment on UAV based 3D Point Clouds*. Master's Thesis, University of Twente.
- Albarelli, D.S.N.A., Mavrouli, O.C. and Nyktas, P. (2021). Identification of potential rockfall sources using UAV-derived point cloud. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 80(8), pp.6539–6561. doi:10.1007/s10064-021-02306-2.
- Alevras, N., Hamdan, H.A., Vafidis, A. and Manutsoglu, E. (2007). Geoelectrical Mapping of the Omalos Plateau/Polje, Chania, Western Crete, Greece. *Near Surface 2007 - 13th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. doi:10.3997/2214-4609.20146649.
- Alexopoulos, A., Hang, H. and Krah, J. (2000). First Nummulites from the “Plattenkalk” sequence in the Lefka Ori, West Crete. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, Vol. 38, pp. 117-121.
- Allmendinger, R.W. (1999). Introduction to Structural Geology. Cornell University, New York. 280 pp.
- Alves, T.M., Lykousis, V., Sakellariou, D., Alexandri, S. and Nomikou, P. (2007). Constraining the origin and evolution of confined turbidite systems: southern Cretan margin, Eastern Mediterranean Sea (34°30–36°N). *Geo-Marine Letters*, 27(1), pp.41–61. doi:10.1007/s00367-006-0051-1.
- Angelier, J., Lybérís, N., Le Pichon, X., Barrier, E. and Huchon, P. (1982). The tectonic development of the hellenic arc and the sea of crete: A synthesis. *Tectonophysics*, 86(1-3), pp.159–196. doi:10.1016/0040-1951(82)90066-x.
- Argyriou, A.V., Teeuw, R.M., Soupios, P. and Sarris, A. (2017). Neotectonic control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for

Crete, Greece. *Journal of Structural Geology*, 104, pp.93–111. doi:10.1016/j.jsg.2017.10.002.

- Bally, A., Burbi, L., Cooper, C. and Ghelardoni, R. (1986). Balanced cross sections and seismic reflection profiles across the central Apennines Mem. *Soc. Geol. It*, 35, 275-310.
- Bergquist, P.R. (1978). *Sponges*. London: Hutchinson, 218p.
- Bizon, G. and Thiebault, F. (1974). Donnees nouvelles sur l' age des marbres et quartzites du Taygete (Peloponnese meridional, Grece). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, pp. 9-12.
- Bizoura, A. and Manutsoglou, E. (2012). Protection and Concervation of Agia Eirini Gorge Geotope, West of the Samaria National Park, Western Crete. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 46, 5-15.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. and Stavrakakis, G. (2001). Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343(3-4), pp.239–262. doi:10.1016/s0040-1951(01)00264-5.
- Bonneau, M. (1976). Esquisse structurale de la Crète alpine, Rapp. 5, Coll. RegionsEgeennes, Orsey. *Bull. Geol. Soc. France*, 2, 155-157.
- Bonneau, M. (1984). Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), pp.517–527. doi:10.1144/gsl.sp.1984.017.01.38.
- Bouyoucos, G.J. (1962). Hydrometer Method Improved for Making Particle Size Analyses of Soils . *Agronomy Journal*, 54(5), pp.464–465. doi:10.2134/agronj1962.00021962005400050028x.
- Burdon, D. and Papakis, N. (1963). Handbook of karst hydrogeology with special reference to the carbonate aquifers of the Mediterranean region. *Inst. Geology and Subsf. Research, United Nations Spec. Fund, Karst Groundwater Inv.*, pp. 276, Athens.
- Canals, M., Casamor, J.L., Lastras, G., Monaco, A., Acosta, J., Berné, S., Loubrieu, B., Weaver, P., Grehan, A. and Dennielou, B. (2004). The Role of Canyons on Strata Formation. *Oceanography*, 17(4), pp.80–91. doi:10.5670/oceanog.2004.06.
- Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G. and Tortorici, L. (2010). Active faulting on the island of Crete (Greece). *Geophysical Journal International*, 183(1), pp.111–126. doi:10.1111/j.1365-246x.2010.04749.x.
- Chatzaras, V., Xypolias, P. and Doutsos, T. (2006). Exhumation of high-pressure

rocks under continuous compression: a working hypothesis for the southern Hellenides (central Crete, Greece). *Geological Magazine*, 143(6), pp.859–876. doi:10.1017/s0016756806002585.

- Chatzaras, V., Xypolias, P., Kokkalas, S. and Koukouvelas, I. (2013). Tectonic evolution of a crustal-scale oblique ramp, Hellenides thrust belt, Greece. *Journal of Structural Geology*, 57, pp.16–37. doi:10.1016/j.jsg.2013.10.003.
- Chopra, R., Dhiman, R.D. and Sharma, P.K. (2005). Morphometric analysis of sub-watersheds in Gurdaspur district, Punjab using remote sensing and GIS techniques. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 33(4), pp.531–539. doi:10.1007/bf02990738.
- Creutzburg, N. (1958). *Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta*. Freiburger Universitätsreden - N.F., 26, 47 S.
- Creutzburg, N. and Siedel, E. (1975). Zum stand der Geologie des präneogens auf Kreta. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abhandlungen*, 149, 363–383.
- Creutzburg N., Drooger, C.W., Meulenkamp, J.E., Papastamatiou, J., Seidel, E. and Tataris, A. (1977). Geological map of Crete (1:200.000). IGME, Athens.
- Dimitriou, E., Moussoulis, E., Stamati, F. and Nikolaidis, N. (2009). Modelling hydrological characteristics of Mediterranean Temporary Ponds and potential impacts from climate change. *Hydrobiologia*, 634(1), pp.195–208. doi:10.1007/s10750-009-9898-2.
- Dimitriou, E. and Tsintza, P. (2015). Hydrogeologic Investigations in Western Crete by Using Isotopic Analyses and GIS Techniques. *Journal of Water Resource and Protection*, 07(12), pp.923–937. doi:10.4236/jwarp.2015.712076.
- Dornsiepen, U.F., Manutsoglu, E. and Mertmann, D. (2001). Permian–Triassic palaeogeography of the external Hellenides. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172(3-4), pp.327–338. doi:10.1016/s0031-0182(01)00307-8.
- Doutsos, T., Koukouvelas, I., Poulimenos, G., Kokkalas, S., Xypolias, P. and Skourlis, K. (2000). An exhumation model of the south Peloponnese, Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 89(2), pp.350–365. doi:10.1007/s005310000087.
- Drooger, C.W., and 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, 193-200.
- Economou, N., Hamdan, H., Kritikakis, G.S., Andronikidis, N., Manoutsoglou, E. and

- Vafidis, A. (2011). Geoelectrical and Seismic Imaging of the Omalos Plateau, Crete, Greece. *6th Congress of Balkan Geophysical Society*, Budapest, Hungary 3-6 October 2011.
- Ellis, N.V. (ed), Bowen, D.Q., Cambell, S., Knill, J.L., McKirdy, A.P., Prosser, CD., Vincent, M.A., and Wilson, R.C.L. (1996). *An introduction to Geological Conservation Review*, GCR Series, No. 1, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 131pp.
 - Epting, M., Kudrass, H.-R. and Schäfer, A. (1972). Stratigraphie et position des series metamorphiques aux Talea Ori/Crète. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 123(2), pp.365–370. doi:10.1127/zdgg/123/1972/365.
 - Fassoulas, C., Kiliass, A. and Mountrakis, D. (1994). Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13(1), pp.127–138. doi:10.1029/93tc01955.
 - Fassoulas, C. (1998). The structural evolution of central Crete: insight into the tectonic evolution of the south Aegean (Greece). *Journal of Geodynamics*, 27(1), pp.23–43. doi:10.1016/s0264-3707(97)00026-4.
 - Fassoulas, C., Rahl, J.M., Ague, J. and Henderson, K. (2004a). PATTERNS AND CONDITIONS OF DEFORMATION IN THE PLATTENKALK NAPPE, CRETE, GREECE: A PRELIMINARY STUDY. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(4), p.1626. doi:10.12681/bgsg.16566.
 - Fassoulas, C., Nikolakakis, M., and Paragamian, K. (2004b). Geomorphologic and tectonic features of Cretan gorges, Crete, Greece. *5th Inter. Symp. Eastern Mediterranean Geology*, Proc. Vol. 1, 415-418.
 - Fassoulas, C. and Nikolakakis, M. (2005). Landscape response to the tectonic uplift of Crete, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 37, 201-207.
 - Fassoulas, C., Paragamian, K. and Iliopoulos, G. (2007). Identification and assessment of Cretan geotopes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 40(4), 1780–1795.
 - Feldmann, M. (1997). Stromatolitic laminae formation and carbonate precipitation associated with microbial mats from modern Bahamian environments. *Facies*, 36, 200-203.
 - Fytrolakis, N. (1980). *The geological structure of Crete. Problems, observations and conclusions*. Habil. thesis, Nat. Techn. Univ. Athens, 143 pp.

- Gamble, T.D., Goubau, W.M. and Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *GEOPHYSICS*, 44(1), pp.53–68. doi:10.1190/1.1440923.
- Goddard, J.B. and Kirby, A. (1976). *An introduction to factor analysis*. Norwich, UK: Geo Abstracts.
- Graham, R.C., Guertal, W.R. and Tice, K.R. (1994). The pedologic nature of weathered rock. Whole Regolith Pedology, D.L. Cremeens, R.B. Brown, and J.H. Huddleston (Eds.), *Soil Science Society of America (SSSA)*, Special Publication no. 34, Madison, WI, pp. 21–40.
- Gray, M. (2004). *Geodiversity - valuing and conserving abiotic nature*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Greiling, R. (1979). Deformationsphasen in der Phyllit-Quartzit-Serie West-Kretas (Griechenland). *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 663-680.
- Greiling, R. (1982). The metamorphic and structural evolution of the Phyllite-Quartzite Nappe of western Crete. *Journal of Structural Geology*, 4(3), pp.291–297. doi:10.1016/0191-8141(82)90015-3.
- Grillas, P., Gauthier, P., Yavercovski, N., and Perennou, C. (2004). Mediterranean Temporary Pools, Vol. 1. *Issues relating to conservation, functioning and management*. Station Biologique de la Tour du Valat, Arles.
- Hall, R., Audley-Charles, M.G. and Carter, D.J. (1984). The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), pp.499-516. doi:10.1144/gsl.sp.1984.017.01.37.
- Hamdan, H., Manoutsoglou, E., Economou, N., Kritikakis, G., Andronikidis, N., Vafidis, A., Pangratis, P. and Apostolidou, G. (2012). 2D and 3D imaging of the metamorphic carbonates at Omalos plateau/polje, Crete, Greece by employing independent and joint inversion on resistivity and seismic data. *International Journal of Speleology*, 41(2), pp.199–209. doi:10.5038/1827-806x.41.2.7.
- Houlding, S.W. (1994). *3D Geoscience Modeling, Computer Techniques for Geological Characterization*. Springer – Verlag, Berlin.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. and Bonneau, M. (1996). Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15(6), pp.1129–1153. doi:10.1029/96tc01417.
- Kalisperi, D., Rigakis, I., Makris, J.P., Romano, G. and Vallianatos, F. (2013). Continuous magnetotelluric observations in Western Crete as a tool for the study of

the Hellenic subduction Zone. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(2), p.531. doi:10.12681/bgsg.11080.

- Karakitsios, V. (1987). Sur la signification de la «serie de Trypali» dans la region de Sellia en Crete occidentale (Grece). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(3), 123-128.
- Kargiolaki, H., Manutsoglu, E., Markopoulos, T., Vogiatzakis, I. and Kasiotakis, V. (2001). Biotopes and Geotopes at the National Park of the White Mountains Samaria Gorge Crete. *3rd International Symposium - Natural Monuments and Protected areas management*, 51-60, 13-15 July, Lesvos, 1998.
- Karvouni, A. (2013). *Magnetotelluric monitoring: case studies of Agri valley (southern Italy) and Omalos (Western Crete, Greece)*. Bachelor Thesis, Technological Educational Institute of Crete, Chania.
- Kaufmann, O. and Martin, T. (2009). 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. *Computers & Geosciences*, 34(3), pp.278–290. doi:10.1016/j.cageo.2007.09.005.
- Komodakis, N., Panagiotakis, C. and Tziritas, G. (2005). 3D visual reconstruction of large scale natural sites and their fauna. *Signal Processing: Image Communication*, 20(9-10), pp.869–890. doi:10.1016/j.image.2005.04.006.
- Komodakis, N. and Tziritas, G. (2008). Morphable 3D-Mosaics: A Hybrid Framework for Photorealistic Walkthroughs of Large Natural Environments. *Advances in Multimedia*, 2008, pp.1–17. doi:10.1155/2008/697454.
- Kilias, A., Fassoulas, C. and 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), pp.417–430. doi:10.1007/bf00210555.
- Klein, T., Craddock, J.P. and Zulauf, G. (2013). Constraints on the geodynamical evolution of Crete: insights from illite crystallinity, Raman spectroscopy and calcite twinning above and below the ‘Cretan detachment’. *International Journal of Earth Sciences*, 102(1), pp.139–182. doi:10.1007/s00531-012-0781-4.

- Kourgialas, N.N. and Karatzas, G.P. (2013). Flood and groundwater management for the mountain plateau of Omalos based on geoinformatics techniques. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(2), p.721. doi:10.12681/bgsg.11105.
- Krahrl, J., Kauffmann, G., Kozur, H., Richter, D., Förster, O. and 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), pp.1147–1166. doi:10.1007/bf01848358.
- Krahrl, J., Richter, D., Förster, O., Kozur, H. and Hall, R. (1988). Zur Stellung der Talea Ori im Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland). *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 139, 191-227.
- Küster, M. and Stöckhert, B. (1997). Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. *Lithos*, 41(1-3), pp.151–167. doi:10.1016/s0024-4937(97)82010-5.
- Le Pichon, X. and Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300: 357– 372. doi.org/10.1098/rsta.1981.0069.
- Leinfelder, R. (1993). Upper Jurassic reef types and controlling factors. *Profil*, 5, 1-45.
- Leinfelder, R. R., Krautter, M., Nose, M., Ramalho, M. M. and Werner, W. (1993). Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 189, 199-254.
- LIFE Natura 2000 Value Crete (2016). *The ecological services, social benefits and economic value of the Ecosystem Services in Natura 2000 sites in Crete*. LIFE13 INF/GR/000188, Action B1.
http://ecovalue-crete.eu/sites/default/files/action_b1_final_report.pdf
- Lydakis-Simantiris, N., Pentari, D., Perdikatsis, V., Manoutsoglou, E., Moraetis, D. and Apostolaki, C. (2005). Mineralogical, geochemical and nutrient analysis of soils from Omalos polje-plateau, Western Crete. In *Proceedings of the International Workshop in Geoenvironment and Geotechnics*, pp. 207-211.
- Manoutsoglou, E. and Steiakakis, E. (2012). New geological conceptual model in Western Crete based on the extension of Trypali Unit. *International Conference Protection and Restoration of the Environment*, 11, 1393-1402.
- Manoutsoglou, E., Lazos, I., Steiakakis, E. and Vafeidis, A. (2022). The Geomorphological and Geological Structure of the Samaria Gorge, Crete, Greece—

Geological Models Comprehensive Review and the Link with the Geomorphological Evolution. *Applied Sciences*, 12(20), p.10670. doi:10.3390/app122010670.

- Manta, K., Rousakis, G., Anastasakis, G., Lykousis, V., Sakellariou, D. and Panagiotopoulos, I.P. (2019). Sediment transport mechanisms from the slopes and canyons to the deep basins south of Crete Island (southeast Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 39(4), pp.295–312. doi:10.1007/s00367-019-00575-1.
- Manutsoglu, E., Soujon, A., Reitner, J. and Dornsiepen, U.F. (1995). Relics of lithistid demosponges from the metamorphic Plattenkalk Series of Crete island (Greece) and their paleobathymetric significance. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte*, 1995(4), pp.235–247. doi:10.1127/njgpm/1995/1995/235.
- Manutsoglu, E., Jacobshagen, V., Spyridonos, E. and Skala, W. (1999). Geologische 3D-Modellierung der Plattenkalk-Gruppe West-Kretas (Erste Ergebnisse). *Mathematische Geologie*, 4, 73-79.
- Manutsoglu, E. (2001). Relics of Paleo Ecosystems in the National Park of Lefka Ori (Samaria Gorge), Western Crete. *1st International Conference on Ecological Protection of the Planet Earth*, vol I, 381-390, June 5-8, Xanthi, Greece, 2001.
- Manutsoglu, E.K., Spyridonos, E., Mariolakos, D. and Kargiolaki, H. (2002). The Use of Integrated GIS for the Protection of Aquifer Systems in the National Park of the White Mountains. *International Conference "Protection and Restoration of the Environment VI"*, vol III, 1819-1826, Skiathos, 2002.
- Manutsoglu, E., Soujon, A. and Jacobshagen, V. (2003). Tectonic structure and fabric development of the Plattenkalk unit around the Samaria gorge, Western Crete, Greece. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 154(1), pp.85–100. doi:10.1127/zdgg/154/2003/85.
- Manutsoglu, E. and Spyridonos, E. (2004). 3D Presentation of Spatial Geological Data: Examples from Crete. *1st International Conference on: Advances in Mineral Resources Management and Environmental Geotechnology*. 715-719, 7-9 June, Chania, Greece, 2004.
- Marsellos, A.E., Kidd, W.S.F. and Garver, J.I. (2010). Extension and exhumation of the HP/LT rocks in the Hellenic forearc ridge. *American Journal of Science*, 310(1), pp.1– 36. doi:10.2475/01.2010.01.

- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, [online] 40(1), pp.25–32. doi:10.1016/0012-821x(78)90071-7.
- Meijer, P.T. and Wortel, M.J.R. (1997). Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics*, 16(6), pp.879–895. doi:10.1029/97tc02004.
- Meulen Kamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W. and Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146(1-4), pp.203–215. doi:10.1016/0040-1951(88)90091-1.
- Mock, S.E. and Palmer, T.J. (1991). Preservation of siliceous sponges in the Jurassic of southern England and northern France. *Journal of the Geological Society*, 148(4), pp.681–689. doi:10.1144/gsjgs.148.4.0681.
- Moraetis, D., Perdikatsis, V., Pentari, D., Manoutsoglou, E., Apostolaki, C. and Lydakis-Simantiris, N. (2006). A study on the correlation of the properties of parent rock and soils of different geological origin. *Advances in Mineral Resources Management and Environmental Geotechnology*, 349-354.
- Moraetis, D., Lydakis-Simantiris, N., Pentari, D., Manoutsoglou, E., Apostolaki, C. and Perdikatsis, V. (2016). Chemical and Physical Characteristics in Uncultivated Soils with Different Lithology in Semiarid Mediterranean Climate. *Applied and Environmental Soil Science*, 2016, pp.1–13. doi:10.1155/2016/3590548.
- Mountrakis, D., Kiliyas, A., Pavlaki, A., Fassoulas, C., Thomaidou, E., Papazachos, C., Papaioannou, C., Roumelioti, Z., Benetatos, C. and Vamvakaris, D. (2012). Neotectonic study of the Western Crete and implications for seismic hazard assessment. *Journal of the Virtual Explorer*, 42. doi:10.3809/jvirtex.2011.00285.
- Mouslopoulou, V., Nicol, A., Begg, J., Oncken, O. and Moreno, M. (2015). Clusters of megathrust earthquakes on upper plate faults control the Eastern Mediterranean hazard. *Geophysical Research Letters*, 42(23). doi:10.1002/2015gl066371.
- Mouslopoulou, V., Begg, J., Fülling, A., Moraetis, D., Partsinevelos, P. and Oncken, O. (2017). Distinct phases of eustatic and tectonic forcing for late Quaternary landscape evolution in southwest Crete, Greece. *Earth Surface Dynamics*, 5(3), pp.511–527. doi:10.5194/esurf-5-511-2017.

- Nelson, C.H. and Nilsen, T.H. (1984). Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Short Course, 14, 404 pp.
- Papanikolaou, D. (1988). Field Guide Book. Introduction to the Geology of Crete. In: *IGCP Project* (Vol. 276). Chania.
- Papoulia, J., Stavrakakis, G. and Kavadas, S. (1996). A linear and Bayesian source model for Seismic Hazard estimation along subduction zones. *Geol. Soc. Greece Sp. Publ.*, 6, 186-192.
- Pavlaki, A., Meladiotis, I. and Pavlakis, P. (2013). Applicability of the "Lefka Ori" Western Crete region "GeoFactors" Interaction Matrix (GFIM) as a key to understanding the engineering geological conditions. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(4), 1820-1833. doi:10.12681/bgsg.11061.
- Pinckney, J.L. and Reid, R.P. (1997). Productivity and community composition of stromatolitic microbial mats in the Exuma Cays, Bahamas. *Facies*, 36, 204-207.
- Piper, D.J.W. (1978). Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. In: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*, (Eds D.J. Stanley and G. Kelling), Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.163–176.
- Pirazzoli, P.A., Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J. and Montag-Gioni, L.F. (1982). Crustal block movements from holocene shorelines: Crete and antikythira (Greece). *Tectonophysics*, 86(1-3), pp.27–43. doi:10.1016/0040-1951(82)90060-9.
- Pirazzoli, P. A., Laborel, J. and Stiros, S. C. (1996a). Coastal indicators of rapid uplift and subsidence: examples from Crete and other eastern Mediterranean sites. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, (102), 21-35.
- Pirazzoli, P.A., Laborel, J. and Stiros, S.C. (1996b). Earthquake clustering in the eastern Mediterranean during historical times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B3), pp.6083–6097. doi:10.1029/95jb00914.
- Platakis, E., (1975). *Caves and other karstic forms of Crete*. Vol. B', Irakleion, Crete, 275pp.
- Pomoni-Papaioannou, F. and Karakitsios, V. (2002). Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias. *Sedimentology*, 49(5), pp.1113–1132. doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00480.x.

- Price, S., Higham, T., Nixon, L. and Moody, J. (2002). Relative sea-level changes in crete: reassessment of radiocarbon dates from Sphakia and west Crete. *The Annual of the British School at Athens*, 97, pp.171–200. doi:10.1017/s0068245400017378.
- Rahl, J.M., Fassoulas, C. and Brandon, M.T. (2004). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks within an active convergent margin, Crete, Greece. In: *32nd International Geological Congress - Field Trip Guide Book B* (Vol. 32), Florence-Italy.
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M.T. and 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), pp.339–354. doi:10.1016/j.epsl.2005.09.055.
- Ramirez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4), pp.317–332.
doi:10.1002/(sici)1096-9837(199804)23:4<317::aid-esp845>3.0.co;2-v.
- Reddy, G.P.O., Maji, A.K. and Gajbhiye, K.S. (2004). Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India – a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 6(1), pp.1–16. doi:10.1016/j.jag.2004.06.003.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. and Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488(1-4), pp.22–30. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.027.
- Richard, P. (1991). Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. *Journal of Structural Geology*, 13(4), pp.459–469. doi:10.1016/0191-8141(91)90018-e.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. and Ustaömer, T. (1996). Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Society, London, Special Publications*, 105(1), pp.239–263. doi:10.1144/gsl.sp.1996.105.01.22.
- Royden, L.H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3), pp.629–638. doi:10.1029/92tc02641.

- Saaty, T.L. (1977). A scaling method for priorities in hierarchical structures. *Journal of Mathematical Psychology*, [online] 15(3), pp.234–281. doi:10.1016/0022-2496(77)90033-5.
- Sakellariou, D. and Tsampouraki-Kraounaki, K. (2019). Plio-Quaternary Extension and Strike-Slip Tectonics in the Aegean. *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones*, pp.339–374. doi:10.1016/b978-0-12-812064-4.00014-1.
- Segura, F.S., Pardo-Pascual, J.E., Rosselló, V.M., Fornós, J.J. and Gelabert, B. (2007). Morphometric indices as indicators of tectonic, fluvial and karst processes in calcareous drainage basins, South Menorca Island, Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(13), pp.1928–1946. doi:10.1002/esp.1506.
- Seidel, E. (1978). *Zur petrologie der phyllit-quarzit-serie Kreta*. Thesis, Technische Universität: Braunschweig, Germany, 145 pp.
- Seidel, E., Kreuzer, H. and Harre W. (1982). A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. *Geologisches Jahrbuch. Reihe E, Geophysik*, (23), 165-206.
- Shaw, B., Ambraseys, N.N., England, P.C., Floyd, M.A., Gorman, G.J., Higham, T.F.G., Jackson, J.A., Nocquet, J.-M., Pain, C.C. and Piggott, M.D. (2008). Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake. *Nature Geoscience*, 1(4), pp.268–276. doi:10.1038/ngeo151.
- Shaw, B. (2012). *Active tectonics of the Hellenic subduction zone*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-20804-1.
- Soujon, A., Manutsoglu, E., Reitner, J. and Jacobshagen, V. (1995). Lithistide Demospongiae aus der metamorphen Plattenkalk-Serie der Trypali Ori (Kreta/ Griechenland). *Berliner geowiss. Abh.*, E 16, 559-567, Berlin.
- Soujon, A., Jacobshagen, V. and Manutsoglu, E. (1998). A lithostratigraphic correlation of the Plattenkalk occurrences of Crete (Greece). *Bull. geol. Soc. Greece*, 32: 41-48.
- Soujon, A. and Jacobshagen, V. (2001). Subduction of continental crust in the Hellenic arc – mid-Tertiary metamorphism of the Plattenkalk unit, Crete island, Greece. *Schriftenreihe der deutschen geologischen Gesellschaft*, 14, 201-202.
- Sowers, G.F. (1976). Mechanisms of subsidence due to underground openings. In *National Academy of Science, Subsidence over mines and caverns, moisture and frost actions, and classification*, Transportation Research Record, 612, pp. 2-8.

- Spanoudakis, N. S., Vafidis, A. and Papavasiliou, A. (2004). Delineating a doline system using 3D Ground Penetrating Radar (GPR) data, complex trace attributes and neural networks: a case study in Omalos Highlands, Hania, Crete. *1st International Conference on Advances in Mineral Resources Management and Environmental Geotechnology*, Chania, Greece, pp. 107-112.
- Stamati, F., Nikolaidis, N., Dimitriou, E. and Koussouris, T. (2008). Hydro-geochemical Aspects of Mediterranean Temporary Ponds in Western Crete. *Journal of Environmental Quality*, 37(1), pp.164–173. doi:10.2134/jeq2007.0092.
- Strahler, A., (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: Chow, V. (ed.) *Handbook of applied hydrology*, Section 4-II, pp. 39-76, McGraw-Hill Book Co., New York.
- Steiakakis, E., Monopolis, D., Vavadakis, D. and Manutsoglu, E. (2011). Hydrogeological research in Trypali carbonate Unit (NW Crete). *Advances in the Research of Aquatic Environment*, pp.561–567. doi:10.1007/978-3-642-19902-8_66.
- Steiakakis, E., Vafidis, A., Manoutsoglou, E. and Vavadakis, D. (2013). Influence of geological and geotechnical conditions to design a water reservoir in karst area. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(4), p.1892. doi:10.12681/bgsg.10918.
- Stiros, S.C. (2001). The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data. *Journal of Structural Geology*, [online] 23(2), pp.545–562. doi:10.1016/S0191-8141(00)00118-8.
- Stöckhert, B., Wachmann, M., Küster, M. and Bimmermann, S. (1999). Low effective viscosity during high pressure metamorphism due to dissolution precipitation creep: the record of HP–LT metamorphic carbonates and siliciclastic rocks from Crete. *Tectonophysics*, 303(1-4), pp.299–319. doi:10.1016/s0040-1951(98)00262-5.
- Stutter, M., Langan, S. and Cresser, M. (2003). Weathering and atmospheric deposition signatures of base cations in upland soils of NE Scotland: their application to critical load assessment. *Geoderma*, 116(3-4), pp.301–324. doi:10.1016/s0016-7061(03)00106-x.
- Styllas, M., Dimitriou, E., Gritzalis, K., Koutsodimou, M., Karaouzas, I., Skoulikidis, N. and Gogou, A. (2018). Mid-Holocene changes in the geochemical and biotic

conditions of an aquatic ecosystem, in Eastern Mediterranean. *Annales de Limnologie - International Journal of Limnology*, 54, p.21. doi:10.1051/limn/2018013.

- Sumner, M.E. and Miller, W.P. (1996). Cation exchange capacity and exchange coefficients. *Methods of soil analysis: Part 3 Chemical methods*, 5, 1201-1229.
- Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J. and Malgesini, G. (2012). Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59(7), pp.1937–2003. doi:10.1111/j.1365-3091.2012.01353.x.
- Ten Veen, J.H. and Kleinspehn, K.L. (2003). Incipient continental collision and plate-boundary curvature: Late Pliocene–Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece. *Journal of the Geological Society*, 160(2), pp.161–181. doi:10.1144/0016-764902-067.
- Theye, T. and Seidel, E. (1991). Petrology of low-grade high-pressure metapelites from the External Hellenides (Crete, Peloponnese) A case study with attention to sodic minerals. *European Journal of Mineralogy*, 3(2), pp.343–366. doi:10.1127/ejm/3/2/0343.
- Theye, T., Seidel, E. and Vidal, O. (1992). Carpholite, sudoite, and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. *European Journal of Mineralogy*, 4(3), pp.487–508. doi:10.1127/ejm/4/3/0487.
- Thomas, W.A. (1990). Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83(3), 727-744.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B., Rauche, H. and Brix, M.R. (1998a). Apatite Fission-Track Thermochronology of the Uppermost Tectonic Unit of Crete, Greece: Implications for the Post-Eocene Tectonic Evolution of the Hellenic Subduction System. *Advances in Fission-Track Geochronology*, pp.187–205. doi:10.1007/978-94-015-9133-1_12.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B. and Brix, M.R. (1998b). Thermochronology of the high- pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26(3), p.259. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0259:tothpm>2.3.co;2.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B. and Brix, M.R. (1999). Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), pp.87–107. doi:10.1144/gsl.sp.1999.154.01.04.

- Tiberti, M.M., Basili, R. and Vannoli, P. (2014). Ups and downs in western Crete (Hellenic subduction zone). *Scientific Reports*, 4(1). doi:10.1038/srep05677.
- Tortorici, L., Caputo, R. and Monaco, C. (2010). Late Neogene to Quaternary contractional structures in Crete (Greece). *Tectonophysics*, 483(3-4), pp.203–213. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.020.
- Tsouchlaraki, A. (2006). A landform classification method with GIS for predicting perspective observation conditions and for landscape visual analysis needs. *International Journal of Ecodynamics*, 1(3), pp.298–312. doi:10.2495/eco-v1-n3-298-312.
- Waltham, T. (2002). *Foundations of Engineering Geology*. CRC Press. doi:10.1201/9781482267785.
- Wegmann, K.W. (2008). *Tectonic Geomorphology above Mediterranean Subduction Zones: Northeastern Apennines of Italy and Crete, Greece*. PhD thesis, Dept. Earth and Environmental Sciences, Lehigh University.
- Xypolias, P. and Doutsos, T. (2000). Kinematics of rock flow in a crustal-scale shear zone: implication for the orogenic evolution of the southwestern Hellenides. *Geological Magazine*, 137(1), pp.81–96. doi:10.1017/s0016756800003496.
- Zouros, N. (2005). Assessment, protection, and promotion of geomorphological and geological sites in the Aegean area, Greece. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 11(3), 227-234.
- Zouros, N. and Valiakos, H. (2007). Geosite assessment and management. 8th Pan-Hellenic Geographical Conference, vol. I, pp.612-620.
- Zulauf, G., Klein, T., Kowalczyk, G., Krah, J. and Romano, S.S. (2008). The Mirsini Syncline of eastern Crete, Greece: a key area for understanding pre-Alpine and Alpine orogeny in the eastern Mediterranean. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 159(3), pp.399–414. doi:10.1127/1860-1804/2008/0159-0399.

Ελληνική

- Αλευράς, Α.Ν. (2006). Γεωηλεκτρική Διασκόπηση για τον Προσδιορισμό Καρστικών Δομών στο Οροπέδιο του Ομαλού. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.

- Αποστολίδου, Τ. (2009). Λεπτομερής Απεικόνιση Βαθέων Καρστικών Δομών στο Οροπέδιο του Ομαλού με τη Μέθοδο Ηλεκτρικής Τομογραφίας. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Βαρδιδάκη, Γ.Α. (2005). Σεισμική Διασκόπηση για τον Εντοπισμό Καρστικών Δομών στο Οροπέδιο του Ομαλού Ν. Χανίων Κρήτης. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Βαφειδής Α., Μανούτσογλου Ε., Ανδρονικίδης Ν., Hamdan H., Κουκαδάκη Μ., Κρητικάκης Γ., Οικονόμου Ν. και Σπανουδάκης Ν. (2004). Γεωφυσική διασκόπηση στο οροπέδιο Ομαλού, Ν. Χανίων. Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τόμος 36/3, 1204 – 1213.
- Βιδάκης, Μ., Τριανταφύλλης, Μ. και Μυλωνάκης, Ι. (1993). Βασικός Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, Φύλλο Βρύσες, ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Βουλτσιάδου-Κούκουρα, Ε. (1986). *Συστηματική ζωογεωγραφική και οικολογική μελέτη των δημοσπτόγγων της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας του Βορείου Αιγαίου*. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 493σ.
- Δαμιανός, Στ.Ε., (2013). *Οι Ελληνικοί Φυσικοί και Ανθρωπογενείς Γεώτοποι και η Συμβολή τους στην Αναπτυξιακή Διαδικασία της Χώρας*. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- Μαλαμίδης, Γ., Μελιάδης, Ι., Πλατής, Π., Σπανός, Κ., Τρακόλης, Δ. και Τσιόντσης, Α. (1996). Γενικό Διαχειριστικό Σχέδιο για τον Εθνικό Δρυμό Λευκών Ορέων (Σαμαριάς). Τελική έκθεση για το Πρόγραμμα Life Βελτίωση της διαχείρισης Εθνικών Δρυμών και των συνθηκών διατήρησης Δρυμών της Ελλάδας. Γενική Γραμματεία Δασών, European Commission DG XI, Ινστιτούτο Δασικών Ερευνών. Θεσσαλονίκη, 273 σελ.
- Μανούτσογλου, Ε., Σπυρίδωνος, Ε., Μαριολάκος, Δ., Τζανακάκη, Κ., Καργιολάκη, Χ., Μαρκόπουλος, Θ. και Μαριολάκος, Θ. (1999). Οι πηγές της αρχαίας πολιτείας Τάρρας, στη νότια έξοδο του Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων (Φαράγγι Σαμαριάς), Κρήτη. Επιστημονικό Συμπόσιο "Ευρωπαϊκές Ημέρες Πολιτιστικής Κληρονομιάς – Το Αθάνατο Νερό", 18-21 Νοεμβρίου, Αθήνα, 1999.
- Μανούτσογλου, Ε., Σπυρίδωνος, Ε., Soujon, Α. και Jacobshagen, V. (2001). Αναθεώρηση του Γεωλογικού Χάρτη και Τρισδιάστατη Προσομοίωση της Γεωλογικής Δομής της Ευρύτερης Περιοχής του Φαραγγιού της Σαμαριάς, Δ. Κρήτη. Bulletin of the Geological Society of Greece, 34(1), 29-36.

- Μανουτσόγλου, Ε. (2004). Η Μεσοζωικής ηλικίας εκτεταμένες σπογγοαποικίες στην μεταμορφωμένη Ομάδα των Πλακώνων Ασβεστολίθων των Εξωτερικών Ελληνίδων. *Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, 36(2), 754-763. doi:10.12681/bgsg.16807.
- Μανούτσογλου, Ε. και Σπυρίδωνος, Ε. (2004). Τρισδιάστατη Μοντελοποίηση της Ρηγματογόνου Τεκτονικής και Χαρτογραφική Απεικόνιση των Σπογγοαποικιών του Φαραγγιού της Ίμπρου, ΝΔ Κρήτη. 8ο Εθνικό Συνέδριο Χαρτογραφίας “Η Χαρτογραφία του ευ ζην”, 477-489, 24-26 Νοεμβρίου, Θεσσαλονίκη, 2004.
- Μανούτσογλου, Ε. (2010). Η Αποτύπωση της Εξελικτικής Γεωλογικής Σκέψης σε Γεωλογικούς Χάρτες. 11ο ΕΘΝΙΚΟ ΣΥΝΕΔΡΙΟ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΙΑΣ, Η Χαρτογραφία του Ελληνικού Κράτους, 91-110, 9-10 Δεκεμβρίου, Ναύπλιο, 2010.
- Μανούτσογλου, Ε., Παναγόπουλος, Γ., Πυλιώτης, Ι., Στειακάκης, Ε. και Βαφειδής, Α. (2015). Τα Αλλουβιακά Ριπίδια της Πόλης του Ομαλού, Δυτική Κρήτη. *Proceedings of the 10th International Congress of the Hellenic Geographical Society*, Thessaloniki, Greece, 2014, 845-855.
- Μανούτσογλου, Ε., Στειακάκης, Ε., Λάζος, Η. και Σπανουδάκης, Ν. (2022). Ετήσια έκθεση προόδου των μετρήσεων / καταγραφών / παρατηρήσεων των πηγών για το έτος 2022. Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά
- Μουντράκης, Δ., Ζούρος, Ν., Βελιτζέλος, Ε. και Σουλακέλλης, Ν. (2002). *Ατλαντας των γεωλογικών μνημείων του Αιγαίου*. Υπουργείο Αιγαίου, Λέσβος, 352 σελ.
- Μουσούλης, Η., Δημητρίου, Η., Κολόμπαρη, Ε. και Διαπούλης, Α. (2008). Επιπτώσεις κλιματικών αλλαγών και Διαχείριση νερού στα ΜΕΛ της Κρήτης. Στο: Δημητρίου Η. και Διαπούλης Α. (Εκδότες) Δράσεις για την διατήρηση των Μεσογειακών Εποχικών Λιμνίων στην Κρήτη, Τελική Έκθεση.
- Μπιζούρα, Κ., Μανούτσογλου, Ε. και Σπυρίδωνος, Ε. (2004a). Απεικόνιση με Γ.Σ.Π. του Φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης, στις Νότιες Παρυφές των Λευκών Ορέων, ΝΔ Κρήτη. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36, 1018 - 1025.
- Μπιζούρα, Α., Μανούτσογλου, Ε. και Σπυρίδωνος, Ε. (2004b). Αναλογικός και Ψηφιακός Γεωλογικός Χάρτης του Φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης στις Νότιες Παρυφές των Λευκών Όρεων, ΝΔ Κρήτη. 8ο Εθνικό Συνέδριο Χαρτογραφίας “Η Χαρτογραφία του ευ ζην”, 459-468, 24-26 Νοεμβρίου, Θεσσαλονίκη, 2004.
- Μπιζούρα, Α., Λυκούδη, Ε. και Μανούτσογλου, Ε. (2010). Μελέτη μορφομετρικών παραμέτρων της υδρολογικής λεκάνης του Φαραγγιού της Αγίας Ειρήνης στα δυτικά του εθνικού δρυμού Σαμαριάς, δυτική Κρήτη. 9ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο,

Αθήνα, 2010, 303-310.

- Παγκράτης, Χ.Π. (2012). Συμβολή της Τρισδιάστατης Ηλεκτρικής Τομογραφίας και της Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων στον Σχεδιασμό Λιμνοδεξαμενής στο Οροπέδιο του Ομαλού Χανίων. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Παναγόπουλος, Γ., Μπιζούρα, Α., Κυρκιμτζή, Ι., Καραντζή, Α. και Μανούτσογλου, Ε. (2012). Η Χρήση Ανομοιογενούς Προέλευσης Χωρικών Δεδομένων στην Κατασκευή Τρισδιάστατων Γεωλογικών Μοντέλων. 12ο Εθνικό Συνέδριο Χαρτογραφίας “Χαρτογραφία και Χωρική Πληροφορία στην Τοπική Αυτοδιοίκηση”, 29-286, 10-12 Οκτωβρίου, Κοζάνη, 2012.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπαζάχου, Κ.Β. (2003). Οι σεισμοί της Ελλάδας, Εκδόσεις Ζήτη, γ’ έκδοση, Θεσσαλονίκη, σελ. 286.
- Παπακωνσταντίνου, Π. (2006). Γεωφυσική Διασκόπηση με τη Μέθοδο του Γεωραντάρ για τον Εντοπισμό Καρστικών Δομών στο Οροπέδιο του Ομαλού. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Παυλάκη, Α. (2006). Τεχνικές Γεωλογικές Συνθήκες στο Νομό Χανίων. Διδακτορική Διατριβή, Πολυτεχνική Σχολή Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
- Παυλάκη, Α. και Περλέρος Β. (2015). Επικαιροποιημένος Γεωλογικός Χάρτης Εθνικού Δρυμού Λευκών Ορέων με Προσδιορισμό και Αποτύπωση των Θέσεων Γεωτόπων. Οργανισμός Ανάπτυξης Κρήτης Α.Ε.
- Προύντζος, Σ.Σ. (2013). Χαρακτηρισμός Λιμναίων και Πηγαίων Υδατικών Συστημάτων στη Δυτική Κρήτη με βάση την Οδηγία Πλαίσιο 2000/60/ΕΚ. Διπλωματική Εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.
- Σακελλάριος, Η.Α. (2014). Γεωφυσική Διασκόπηση στον Ομαλό με τη Μέθοδο της Τρισδιάστατης Ηλεκτρικής Τομογραφίας. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Σαξιώνη, Σ.Σ. (2009). Απεικόνιση Καρστικών Δομών στο Οροπέδιο του Ομαλού με τις Μεθόδους Σεισμικής Τομογραφίας και Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Σκούρας, Κ.Γ. (2010). Συμβολή της Σεισμικής και Ηλεκτρικής Τομογραφίας στον Σχεδιασμό Λιμνοδεξαμενής στο Οροπέδιο του Ομαλού Χανίων. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
- Σταμάτη, Φ. (2006). Υδρολογία και Γεωχημεία των Μεσογειακών Εποχικών Λιμνίων (ΜΕΛ) της Δυτικής Κρήτης. Μεταπτυχιακή Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.

- Τάταρης, Α.Α. και Χριστοδούλου, Γ. (1965). Επί της Γεωλογικής Δομής των Λευκών Ορέων (Δυτ. Κρήτη). Bulletin of the Geological Society of Greece, 6(2), 319-347.
- Φυτρολάκης, Ν. (1980). Η γεωλογική δομή της Κρήτης: προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα. Διατριβή επί υφηγεσία, Ε.Μ.Π., Αθήνα, 146 σελ.
- Χατζάρας, Β. (2013). Γεωτομή Εγκάρσια στις Ελληνίδες μεταξύ Δυτικής Κρήτης και Νήσων Κυκλάδων. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα.
- Χατζηαγοράκης, Δ. (1977). Μερικαί Παρατηρήσεις επί των Υδρογεωλογικών Συνθηκών της Καρστικής Λεκάνης των Λευκών Ορέων Ν. Κρήτης. Bulletin of the Geological Society of Greece, 13(1), 15-27.

Ιστοσελίδες

- [1] <https://www.samaria.gr/%ce%bd%ce%bf%ce%bc%ce%b9%ce%ba%ce%ae-%cf%80%cf%81%2%ce%bf%cf%83%cf%84%ce%b1%cf%83%ce%af%ce%b1-%ce%b4%ce%b9%ce%b1%ce%ba%cf%81%ce%af%cf%83%ce%b5%ce%b9%cf%82/?lang=el>
- [2] <https://xenios-project.eu/pilot-studies/samaria/>
- [3] <https://www.samaria.gr/xartis-1-2/?lang=el>
- [4] <https://www.samaria.gr/portes-2/?lang=el>
- [5] https://en.wikipedia.org/wiki/Hellenic_subduction_zone#
- [6] <https://imbriw.hcmr.gr/mediterranean-temporary-ponds-in-crete/>
- https://natura2000.eea.europa.eu/?sitecode=GR4340008&views=Sites_View
- <https://www.geogreece.gr/drymos.php>
- https://el.wikipedia.org/wiki/%CE%95%CE%B8%CE%BD%CE%B9%CE%BA%CF%8C%CF%82_%CE%B4%CF%81%CF%85%CE%BC%CF%8C%CF%82
- <https://www.naturagraeca.com/ws/119,181,111,1,1,%CE%95%CE%B8%CE%BD%CE%B9%CE%BA%CF%8C-%CE%A0%CE%AC%CF%81%CE%BA%CE%BF-%CE%A3%CE%B1%CE%BC%CE%B1%CF%81%CE%B9%CE%AC%CF%82-%CE%BA%CE%B1%CE%B9-%CE%9B%CE%B5%CF%85%CE%BA%CF%8E%CE%BD-%CE%9F%CF%81%CE%AD%CF%89%CE%BD>

- <https://www.samaria.gr/%cf%87%ce%bb%cf%89%cf%81%ce%af%ce%b4%ce%b1/?lang=el>