



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών
Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος

Κλάδος Ειδίκευσης:
Τεκτονική & Στρωματογραφία

Τεκτονικές συνθήκες σπηλαιογένεσης στο σπήλαιο «Μελισσότρυπα» Κεφαλοβρύσου Ελασσόνας

Μάρκος Βαξεβανόπουλος
Γεωλόγος

Διατριβή
Ειδίκευσης

Θεσσαλονίκη, Νοέμβριος 2006

Εικόνα εξωφύλλου: Χαρακτηριστική διαμόρφωση αγωγού του σπηλαίου ελεγχόμενη από κύριο ρήγμα, διακλάσεις και τη στρώση του πετρώματος.
Εικόνα οπισθοφύλλου: Ρήγμα στο εσωτερικό του σπηλαίου, στην περιοχή μεγίστων καταρρεύσεων.

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Τεκτονικές συνθήκες σπηλαιογένεσης
στο σπήλαιο «Μελισσότρυπα»
Κεφαλοβρύσου Ελασσόνας

Μάρκος Βαξεβανόπουλος
Γεωλόγος

Θεσσαλονίκη, Νοέμβριος 2006

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
Σχολή Θετικών Επιστημών
Τμήμα Γεωλογίας

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Τεκτονικές συνθήκες σπηλαιογένεσης
στο σπήλαιο «Μελισσότρυπα»
Κεφαλοβρύσου Ελασσόνας

Μάρκος Βαξεβανόπουλος
Γεωλόγος

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή
Απόφαση Γενικής Συνέλευσης Ειδικής Σύνθεσης
Τμήματος Γεωλογίας (791/29-11-2005)

Παυλίδης Σπυρίδων, Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
(Επιβλέπων Καθηγητής)
Κίλιας Αδαμάντιος, Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
Τσουκαλά Ευαγγελία, Επίκουρος Καθηγήτρια του Τμήματος
Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Στις τρεις μητέρες μου

	Περιεχόμενα	6
	Πρόλογος	8
1.	Γεωγραφική τοποθέτηση-Μορφολογία-Κλίμα	10
2.	Γεωλογία της ευρύτερης περιοχής	13
2.1	Γενικά στοιχεία	13
2.2	Γεωλογία Περιοχής Κρανιάς	15
2.3	Λιθοστρωματογραφία της περιοχής	18
A.	Ενότητα Κρανιάς	18
B.	Πελαγονικό Κάλυμμα	18
Γ.	Οφιόλιθοι	19
Δ.	Μεταλπικά ιζήματα	19
2.4	Παραμορφωτικά γεγονότα	22
2.5	Εφελκυστικό Νεοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής	24
3.	Καρστ	26
3.1	Καρστική διάβρωση-Καρστικές μορφές	27
3.2	Καρστικό υδροφόρο σύστημα	29
3.3	Καρστικό σύστημα Κρανιάς Ελασσόνας	29
3.4	Σπηλαιογένεση	32
3.5	Υπογενή σπήλαια	35
3.6	Παράγοντες σπηλαιογένεσης	37
3.7	Τεκτονικές συνθήκες σπηλαιογένεσης	37
4	Σπήλαιο Μελισσότρυπα Κεφαλοβρύσου	43
4.1	Χαρτογράφηση	43
4.2	Περιγραφή	48
5	Ιζήματα σπηλαίου	57
A.	Κλαστικά Ιζήματα	57
B.	Οργανικά Ιζήματα	58
Γ.	Χημικά Ιζήματα	58
6	Τεκτονική Σπηλαίου Μελισσότρυπας	70
7	Σπηλαιογένεση	78
8	Μικροκλίμα σπηλαίου	84
9.	Συμπεράσματα	86
	English Review	88
	Βιβλιογραφία	89
10.	Παράρτημα	92
	Ακτινογραφικές αναλύσεις	93
	Μετρήσεις Τεκτονικών Ασυνεχειών	95
	Χρονολογικός κατάλογος ερευνών στη Μελισσότρυπα	105
	Χάρτες:	
	-Κάτοψη σπηλαίου	
	-Χάρτης κυριότερων ρηγμάτων εσωτερικού σπηλαίου	
	-Γεωλογικός χάρτης περιοχής σπηλαίου	

Καί μὲν ἐνὶ σπεάτεσσι τεοῖς καταλείβεται ὕδωρ.
ΞΕΝΟΦΑΝΗΣ 6^{ος} αἰώνας π.Χ.
(Από Ηρωδιανό απ.37, Περί μονήρους λέξεως 30,30)

Σκοπός της εργασίας

Η παρούσα εργασία συντάχθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακού Σπουδών και ειδικότερα του Κλάδου Ειδίκευσης Τεκτονική & Στρωματογραφία του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η εκπόνηση της διατριβής ειδίκευσης μου ανατέθηκε από τη Γενική Συνέλευση Ειδικής Σύνθεσης (Γ.Σ.Ε.Σ.) του Τμήματος Γεωλογίας με την (αρ.πρωτ.791/29-11-2005) απόφαση, ορίζοντας τριμελή συμβουλευτική επιτροπή τους κ.κ. Σπ. Παυλίδη (επιβλέποντα καθηγητή), Α. Κίλια, καθηγητή και Ε. Τσουκαλά, επίκ. καθηγήτρια.

Σκοπός της εργασίας είναι η εξέταση των τεκτονικών παραγόντων που επέδρασαν στη δημιουργία και εξέλιξη του σπηλαίου «Μελισσότρυπα» Κεφαλοβρύσου Ελασσόνας. Η διατριβή αποτελεί ένα από τα πρώτα βήματα που καταγράφονται στην ελληνική γεωλογική βιβλιογραφία ενδεδειγμένης εξέτασης της γένεσης των σπηλαίων και της φύσης του καρστ, με βάση τα τελευταία σπηλαιολογικά πρότυπα. Προς την επίτευξη αυτού του σκοπού έγινε γεωλογική χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής, κλίμακας 1:20000 και 1:5000, και του εσωτερικού του σπηλαίου 1:100. Οι χαρτογραφική αποτύπωση έγινε μέσω των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (G.I.S. ArchView 9.1) και του προγράμματος CorelDraw Graphics Suite 12. Η εσωτερική χαρτογράφηση, που ήταν και το δυσκολότερο τμήμα της εργασίας υπαίθρου, διήρκησε συνολικά 13 μέρες με 2 διανυκτερεύσεις στο εσωτερικό του σπηλαίου για εξοικονόμηση χρόνου. Αποτυπώθηκαν σε κλίμακα 1:100, το σπήλαιο, τα τεκτονικά του στοιχεία και τα σπηλαιοθέματά του. Συμμετείχαν ενεργά, με συντονιστή τον γράφοντα, 23 άτομα, σπηλαιοεξερευνητές της Εταιρείας Σπηλαιολογικών Ερευνών Θεσσαλίας «ο Χείρων» και του τοπικού τμήματος Βόρειας Ελλάδας της Ελληνικής Σπηλαιολογικής Εταιρείας.

Στο πρώτο κεφάλαιο αυτής της εργασίας τοποθετείται γεωγραφικά η περιοχή μελέτης ενώ στο δεύτερο γίνεται ανάλυση των γεωλογικών στοιχείων της ευρύτερης περιοχής. Στο τρίτο κεφάλαιο αναλύονται γενικοί όροι του καρστ και της σπηλαιογένεσης. Στο τέταρτο κεφάλαιο περιγράφονται τα στοιχεία του σπηλαίου της Μελισσότρυπας ενώ στο πέμπτο γίνεται αναφορά στα ιζήματά του. Στο έκτο κεφάλαιο περιγράφονται τα τεκτονικά στοιχεία του σπηλαίου. Στο έβδομο κεφάλαιο ερευνώνται οι συνθήκες γένεσης του σπηλαίου με βάση τα στοιχεία που έχουν προαναφερθεί. Ένα μικρότερο κεφάλαιο, το όγδοο περιγράφει το ιδιαίτερο μικροκλίμα του σπηλαίου. Τα συμπεράσματα που εξάγονται γενικά από αυτήν την έρευνα παρουσιάζονται στο ένατο κεφάλαιο ενώ ακολουθεί αγγλική περίληψη της παρούσας εργασίας και η βιβλιογραφία που χρησιμοποιήθηκε. Στη συνέχεια ακολουθεί το παράρτημα της διατριβής όπου παρατίθενται οι ακτινογραφικές αναλύσεις (XRD), οι πίνακες με τις μετρηθείσες τεκτονικές ασυνέχειες, ένας χρονολογικός κατάλογος της υπαίθριας έρευνας και οι κύριοι χάρτες του σπηλαίου.

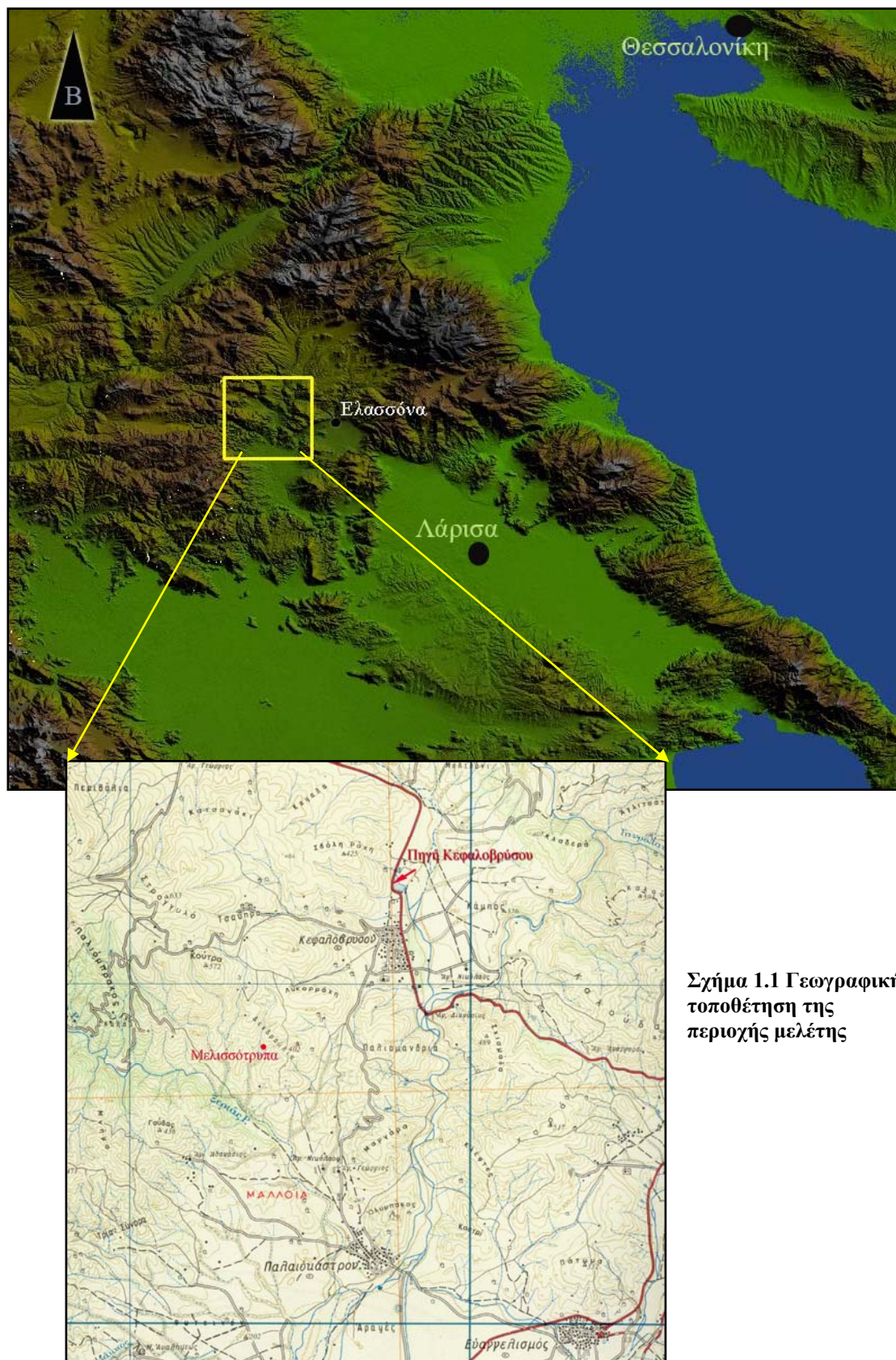
Ευχαριστίες

Ολοκληρώνοντας την παρούσα διατριβή ειδικεύσης αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω όλους όσους συνετέλεσαν στην επίτευξη του επιθυμητού αποτελέσματος και κυρίως τον επιβλέποντα και σύμβουλο Καθηγητή μου κ. Σπύρο Παυλίδη, για την ανάθεση του πρωτότυπου για τα γεωλογικά δεδομένα θέματος και για την καθοδήγησή του σε όλη την πορεία μου προς την ολοκλήρωσή του. Ευχαριστώ επίσης και τα υπόλοιπα μέλη της συμβουλευτικής μου επιτροπής για τις κατατοπιστικές τους υποδείξεις και τη βοήθεια που μου προσέφεραν, τον Καθηγητή κ. Αδαμάντιο Κίλια και την επίκ. Καθηγήτρια κα. Ε. Τσουκαλά. Θα ήθελα να επισημάνω την καθοριστική συμβολή των δύο συλλόγων σπηλαιολογίας, της Εταιρείας Σπηλαιολογικών Ερευνών Θεσσαλίας ο Χείρων, με έδρα το Βόλο και του τοπικού τμήματος Βόρειας Ελλάδας της Ελληνικής Σπηλαιολογικής Εταιρείας¹, με έδρα τη Θεσσαλονίκη. Ευχαριστώ εγκάρδια λοιπόν όλα τα μέλη τους και κυρίως τους γεωλόγους Χρ. Πέννο, Χ. Γκαρλαούνη, Κ. Πολυδωρόπουλο και Ρ. Παππά για τις εποικοδομητικές συζητήσεις που είχαμε και τη βοήθεια που μου προσέφεραν στη χαρτογράφηση και φωτογράφιση της Μελισσότρυπας. Ευχαριστώ τους Αντ. Τσιανάκα, Κ. Βουζαξάκη, Αθ. Μουζά, Αμ. Διώτη, Ν. Σαριδάκη, Β. Ζούκα, Χρ. Παπαντωνίου, Ηλ. Μοττάκη, Ηλ. Πάρτσιο, Β. Μακρίδη, Β. Βλάχο, Στ. Ζαχαριάδη, Σ. Απουσίδα, Ν. Τσιγκιρλιώτη, Αν. Βασιλειάδου, Σ. Μπατιάνη, Αγγ. Σιώλιου, Ν. Κωσταρέλη και Δ. Σβερώνη που με βοήθησαν, επίσης, στη χαρτογράφηση και φωτογράφιση του σπηλαίου. Ευχαριστώ το Σ. Απουσίδα για την παραχώρηση του μετρητή CO₂ για τις μετρήσεις εντός του σπηλαίου. Ομοίως θα ήθελα να ευχαριστήσω το διευθυντή του εργαστηρίου Τεχνικής Γεωλογίας και Υδρογεωλογίας καθηγητή κ. Γ. Σούλιο και τον υποψήφιο διδάκτορα υδρογεωλογίας κ. Μ. Σωτηριάδη για τις μετρήσεις επί των δειγμάτων νερού από το σπήλαιο. Επίσης το Λέκτορα κ. Β. Μέλφο για τις ακτινογραφικές αναλύσεις επί ορυκτών δειγμάτων του σπηλαίου. Ομοίως τον υποψήφιο διδάκτορα τεκτονικής κ. Σ. Βαλκανιώτη για την παραχώρηση δορυφορικών εικόνων της περιοχής, καθώς και τη διδάκτορα αρχαιολογίας Έ. Χίτσιου για την παρασκευή των λεπτών τομών από υλικό του σπηλαίου. Επίσης να ευχαριστήσω τους συναδέλφους μου στην Εφορεία Σπηλαιολογίας & Παλαιοανθρωπολογίας Βόρειας Ελλάδας και ιδιαίτερα τον αρχαιολόγο κ. Μ. Μυτελέτση για τη βοήθεια που μου παρείχαν. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω κάθε κάτοικο της περιοχής του Κεφαλοβρύσου και του Δήμου Ελασσόνας, γενικότερα, για την παραμικρή του συμβολή και διευκόλυνση προκειμένου να ολοκληρωθεί η πραγματοποιούμενη μελέτη.

¹ Η εκτύπωση της παρούσας εργασίας χρηματοδοτήθηκε από το τοπικό τμήμα της Ελληνικής Σπηλαιολογικής Εταιρείας, το οποίο ευχαριστώ εγκάρδια.

1. Γεωγραφική Τοποθέτηση – Μορφολογία – Κλίμα

Το σπήλαιο Μελισσότρυπα βρίσκεται στο Νομό Λαρίσης και ανήκει διοικητικά στο Δήμο Ελασσόνας. Βρίσκεται 2,5km νοτιοδυτικά του Δημοτικού Διαμερίσματος Ελασσόνας Κεφαλοβρύσου και 12km δυτικά της πόλης της Ελασσόνας (σχήμα 1.1). Αποτελεί την πιο γνωστή υπόγεια καρστική μορφή της ευρύτερης περιοχής.



Σχήμα 1.1 Γεωγραφική τοποθέτηση της περιοχής μελέτης

Η είσοδος του σπηλαίου (B39°52'40", A22°02'57" UTM 34N, WGS 84, υψ.299m) βρίσκεται σε πρανές με νοτιοδυτικό προσανατολισμό στην περιοχή Δενδρούλια (σχήμα 1.2). Διανοίγεται σε κορήματα των εγγύς μαρμάρων και είναι βαραθρώδης συνολικού βάθους 14,6m. Τα κορήματα έχουν βάθος στην οπή της εισόδου 5,3m και επικάθονται στα τεκτονισμένα μάρμαρα (ρήγμα εισόδου 280°/60°, CLAR). Το σπήλαιο αναπτύσσεται προς τα βορειοανατολικά της εισόδου μέσα στα μάρμαρα με οριζόντια απόσταση από την οπή 248,7m (αζιμούθιο 91°Α) και 313,7m (αζιμούθιο 45° ΒΑ). Το υψόμετρο στην περιοχή του στομίου της εισόδου είναι 299m (συσχετισμένη μέτρηση G.P.S.) ενώ στο εσωτερικό του φθάνει σε βάθος μέχρι και -47,3m δηλαδή σε απόλυτο υψόμετρο 251,7m. Καλύπτει έκταση 0,06km² και έχει συνολικό μήκος χαρτογραφημένων διαδρομών περίπου 2103,6m. Η πρόσβαση γίνεται αρχικά διαμέσου της επαρχιακής οδού Κεφαλοβρύσου-Ελασσόνας και στη συνέχεια ακολουθώντας χωματόδρομο 3km που οδηγεί στο σπήλαιο.



Σχήμα 1.2 Πανοραμική άποψη της περιοχής Δενδρούλια. Σημειώνεται με βέλος η είσοδος του σπηλαίου Μελισσότρυπα

Η επιφανειακή μορφολογία είναι αρκετά έντονη με διακύμανση των υψομέτρων από 280 έως 587m (σχήμα 1.3). Η περιοχή βρίσκεται στη νοτιοανατολική απόληξη της οροσειράς των Καμβουνίων. Η βλάστηση είναι χαμηλή αποτελούμενη από πρίνους και αραιές δενδροστοιχίες. Εκατέρωθεν του πρανούς του σπηλαίου διέρχονται χείμαρροι που ενώνονται στη νότια απόληξή του. Οι χείμαρροι καταλήγουν στο ρέμα Ξηριάς και στη συνέχεια στον ποταμό Βούλγαρη. Οι ποταμοί Βούλγαρης και Ελασσονίτικος αποτελούν παραποτάμους του Τιταρήσιου, που εκβάλλει στον Πηνειό. Το σπήλαιο τοποθετείται υδρολογικά στη λεκάνη της Κρανιας Ελασσόνας (επιφάνειας 196km²), που αποτελεί τμήμα της λεκάνης απορροής του Τιταρήσιου ποταμού. Ανήκει επίσης στο καρστικό σύστημα της Κρανιας του οποίου μοναδικό σημείο εκφόρτισης είναι η πηγή του Κεφαλοβρύσου (βορείως του χωριού, σχήμα 1.1).

Το κλίμα της περιοχής είναι ηπειρωτικό με ψυχρούς βόρειους και βορειοδυτικούς ανέμους το χειμώνα και θερμούς νότιους το καλοκαίρι. Γενικά το κύριο στοιχείο που χαρακτηρίζει το κλίμα της Δ. Θεσσαλίας είναι η εναλλαγή μιας ψυχρής, υγρής περιόδου με μια θερμή και ξηρή (Καλλέργης 1970, από ΜΑΝΑΚΟ 1999). Η ευρύτερη περιοχή της Ελασσόνας κατατάσσεται στον Τύπο Γ, που αντιπροσωπεύει ένα κλίμα Μεταβατικό Μεσογειακό προς Χερσαίο (ΜΑΝΑΚΟΣ 1999).

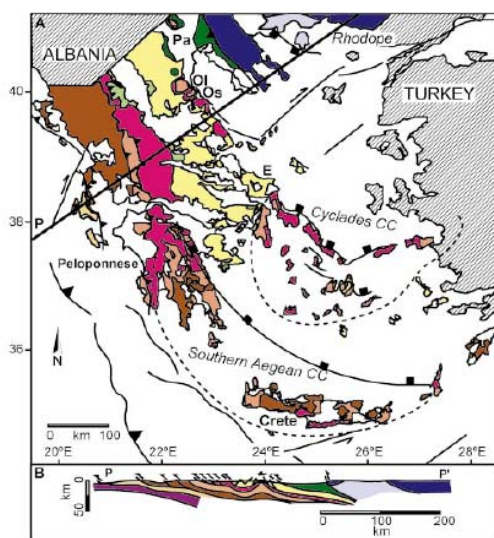


Σχήμα 1.3 Τρισδιάστατη απεικόνιση της ευρύτερης περιοχής του σπηλαίου με τη χρήση δορυφορικής εικόνας Landsat 7 ETM+ (Path 184, Row 033F) και ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου

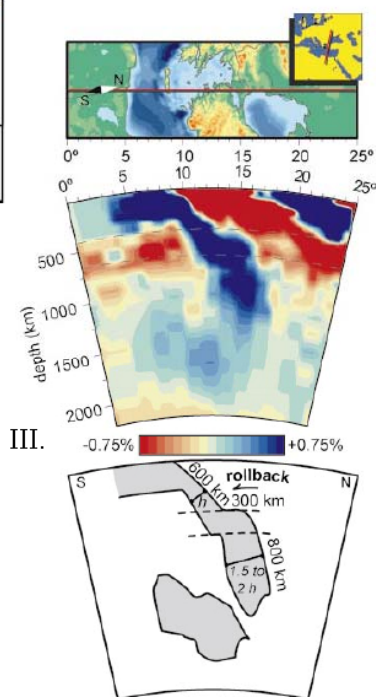
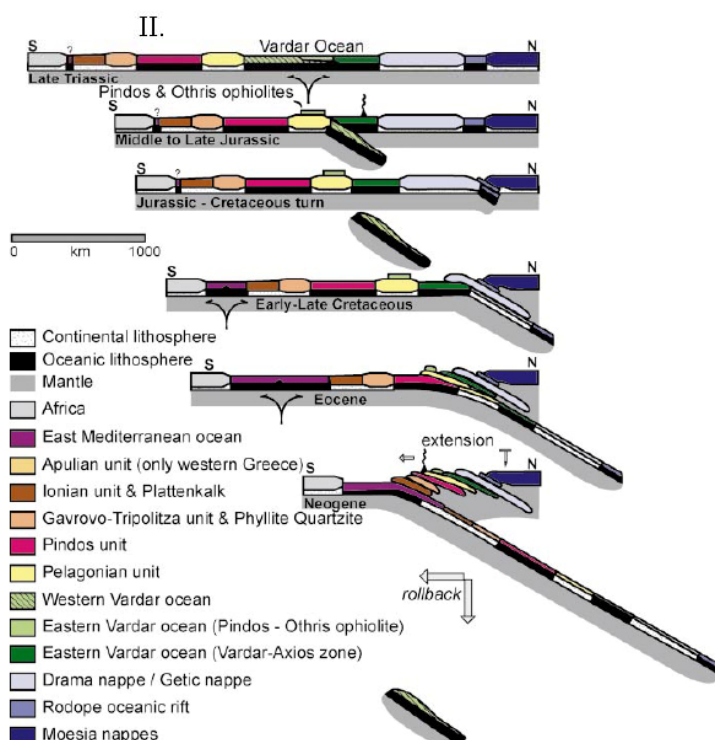
2. Γεωλογία της ευρύτερης περιοχής

2.1 Γενικά στοιχεία

Το Ελληνικό ορογενές είναι τμήμα του Αλπικού ορογενούς και συνδέεται με τη σύγκλιση της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας, από το Μεσοζωικό μέχρι το Τριτογενές, με συνακόλουθο το κλείσιμο των ενδιάμεσων ωκεανών (ωκεανοί Τηθύος). Οι Ελληνίδες αποτελούν ένα σύνθετο ορογενετικό οικοδόμημα, προέκταση των Δυναρίδων, το οποίο συνεχίζεται στα όρη της κεντρικής Τουρκίας. Αυτό το οικοδόμημα αποτελείται από τις εξής γεωτεκτονικές ζώνες από τα ανατολικά προς τα δυτικά: Μάζα Ροδόπης, Σερβομακεδονική Μάζα, {Εσωτερικές Ελληνίδες: Περιοδοπική Ζώνη, Ζώνη Αξίου (Παιονία, Πάικο, Αλμωπία), Πελαγονική, Αττικο-κυκλαδική}, {Εξωτερικές Ελληνίδες: Υποπελαγονική, Παρνασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος και ζώνη Παξών}. Ως διακριτές μονάδες θεωρούνται η Ενότητα των Πλακωδών Ασβεστολίθων (Plattenkalk) και η Ενότητα Βοιωτίας (σχήμα 2.1).



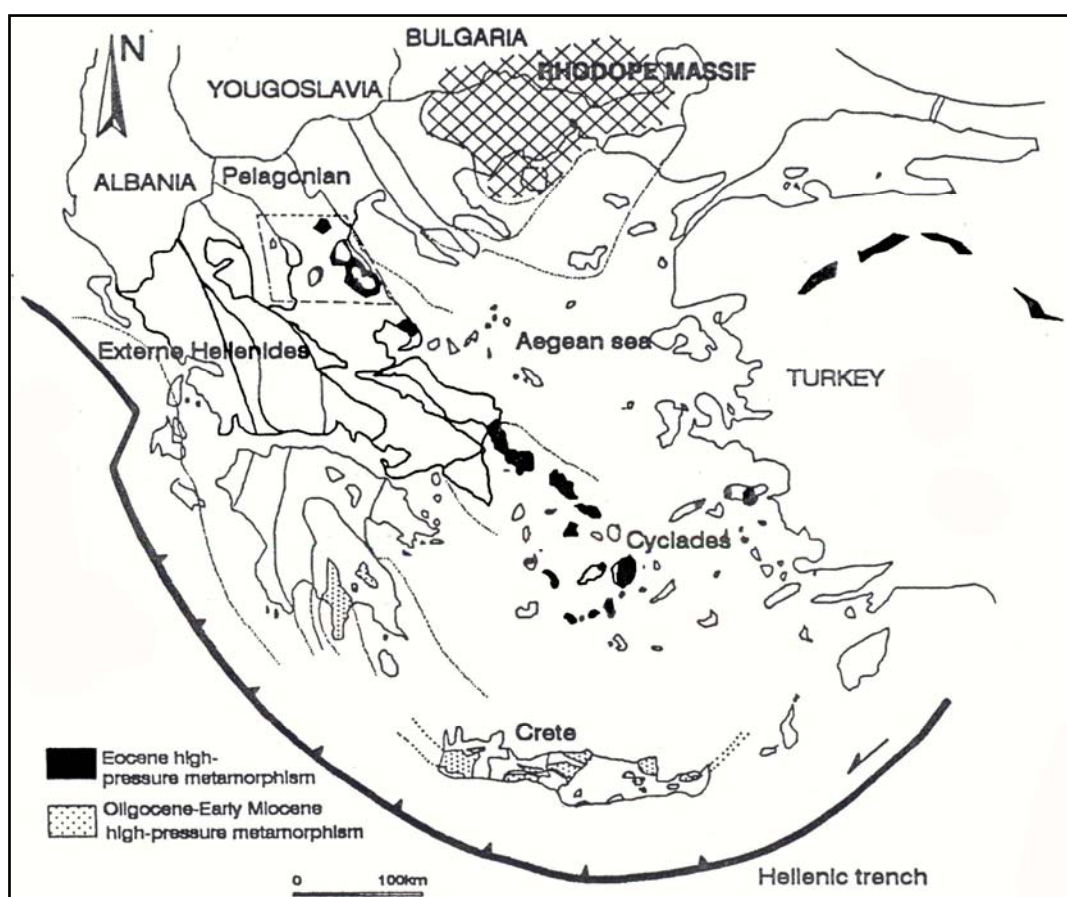
Σχήμα 2.1 I. Α. Γεωτεκτονικός χάρτης της Ελλάδος (HINSBERGEN *et al.* 2005) Οι-Όλυμπος, Os-Όσσα, Pa-Πάικο, E-Εύβοια, CC-μεταμορφικές λωρίδες B. Χαρακτηριστική τομή PP' Αιγαϊακών καλυμμάτων. Βλέπε II. ως κλείδα.



II. Σχηματική αναπαράσταση της εξέλιξης των καλυμμάτων και της υποβύθισης κατά το Αλπική Ορογένεση.

III. Τομή του Αιγαϊακού χώρου σε σεισμικές τομογραφίες. Η απόσταση από την επιφάνεια δίνεται σε μίρες με αρχικό σημείο το 24,14°E, 26,58°N. Η παρουσία του καταβυθιζόμενου τμήματος φαίνεται από τις ανωμαλίες ταχύτητας (μπλε), ή το πάχος.

Κύριο χαρακτηριστικό του Ελληνικού ορογενούς είναι τα αλληπάλγηλα τεκτονικά καλύμματα και λείπια, τα οποία επωθούνται το ένα πάνω στο άλλο από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Τα επωθητικά φαινόμενα ξεκινούν στο Μέσο-Ανώτερο Ιουρασικό με την επώθηση των οφιολίθων πάνω στην ανθρακική πλατφόρμα της Πελαγονικής από τον ένα ή περισσότερους ωκεανούς της Τηθύος (Jacobshagen *et al.* 1978, Vergely 1984, Mountrakis 1986, από KILIAS *et al.* 2002). Κατά το Τριτογενές συνεχίζεται η ίδια τεκτονική με προσανατολισμό της επώθησης προς τα νοτιοδυτικά και πάχυνση του ηπειρωτικού φλοιού. Η συσσώρευση αλληπάλγηλων καλυμμάτων και λεπίων συνδέεται με τη δημιουργία δύο συγκεντρικών μεταμορφικών λωρίδων υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας, HP/LT (σχήμα 2.2). Το εφελκυστικό καθεστώς που ακολούθησε την επωθητική τεκτονική οδήγησε στην κατάρρευση του ορογενούς με μεγάλα ρήγματα αποκόλλησης (detachment) και στην αποκάλυψη υποκείμενων ζωνών με τη μορφή τεκτονικών παραθύρων (Lister *et al.* 1984, Schermer *et al.* 1989, Kiliias *et al.* 1991, 1994, 1995, Dinter & Royden 1993 από KILIAS *et al.* 2002). Η εφελκυστική τεκτονική διαδραμάτισε σημαντικό ρόλο από το Τριτογενές μέχρι σήμερα με εκτεταμένες ζώνες διάτμησης (shear zones) και ρήγματα αποκόλλησης (detachment faults).

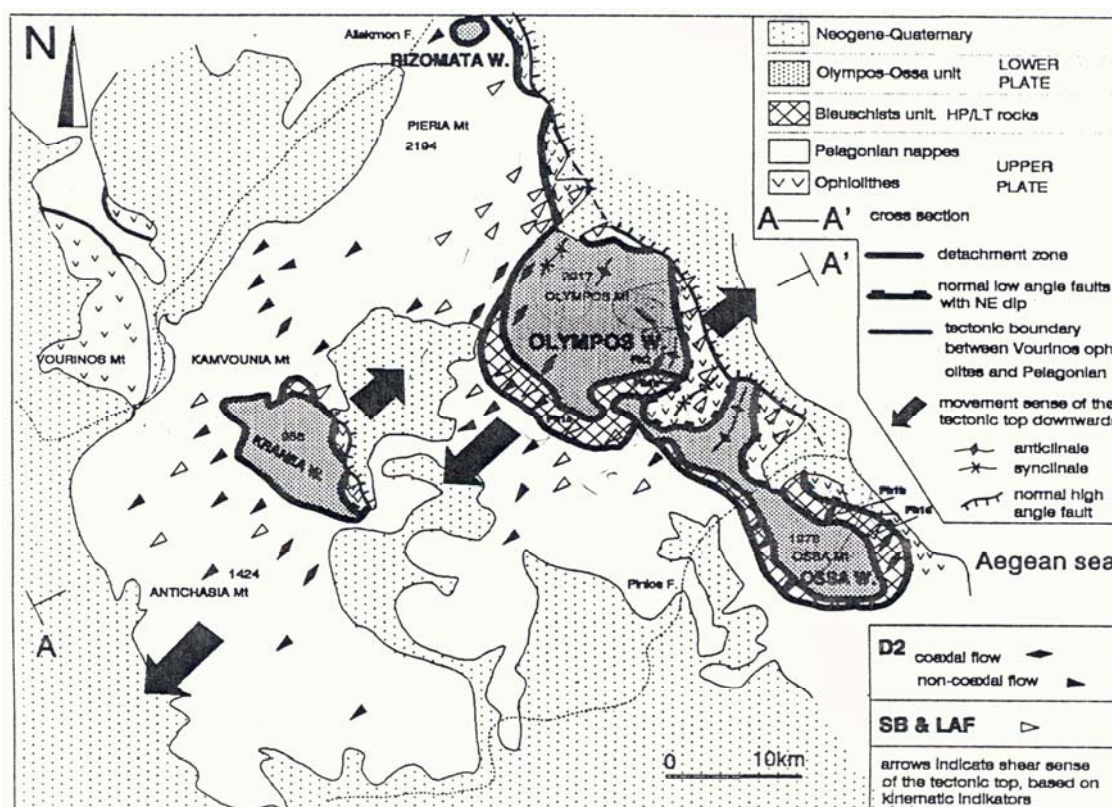


Σχήμα 2.2 Οι μεταμορφικές λωρίδες HP/LT του Ελληνικού ορογενούς. Η εσωτερική είναι Ηώκαινικής ηλικίας και η εξωτερική Ανω Ολιγοκαίνου – Κατώτερου Μειοκαίνου (KILIAS 1996)

2.2 Γεωλογία Περιοχής Κρανιας

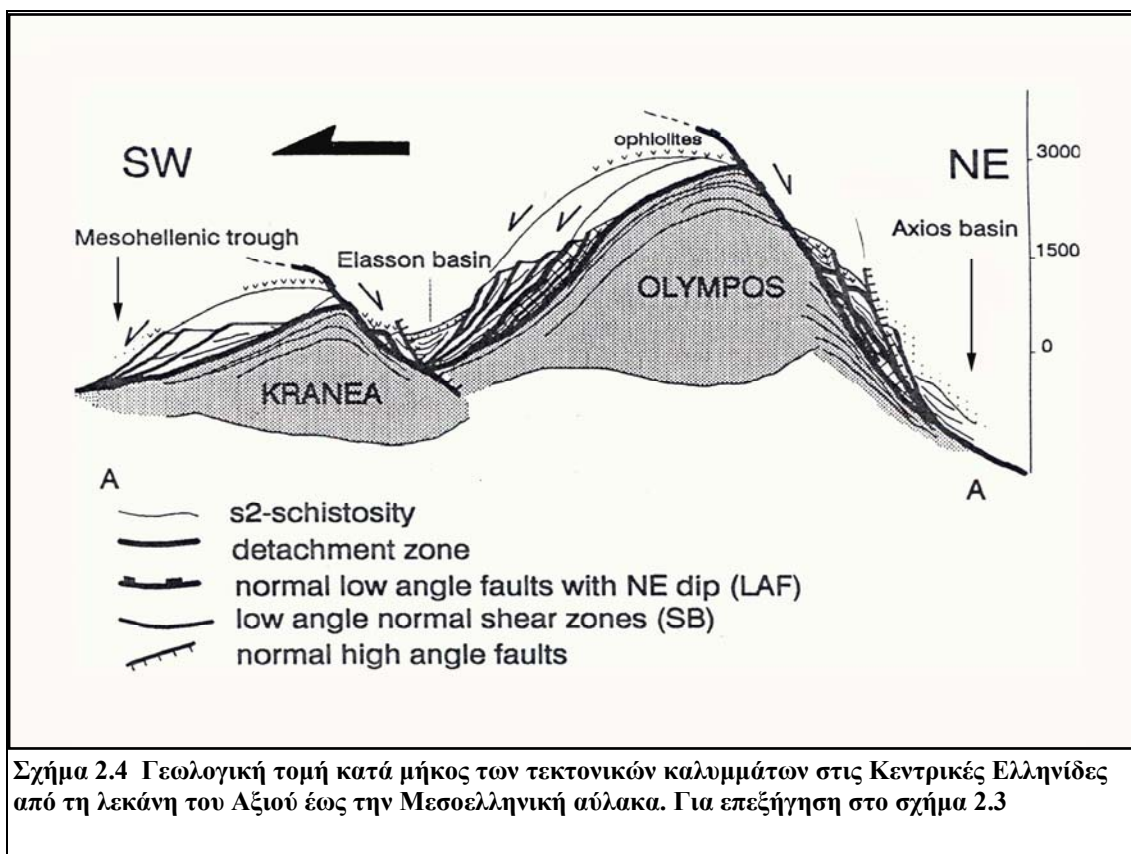
Στην περιοχή της Κρανιας κυριαρχούν τα πετρώματα της Πελαγονικής Ζώνης και μιας συνεχούς ανθρακικής σειράς.

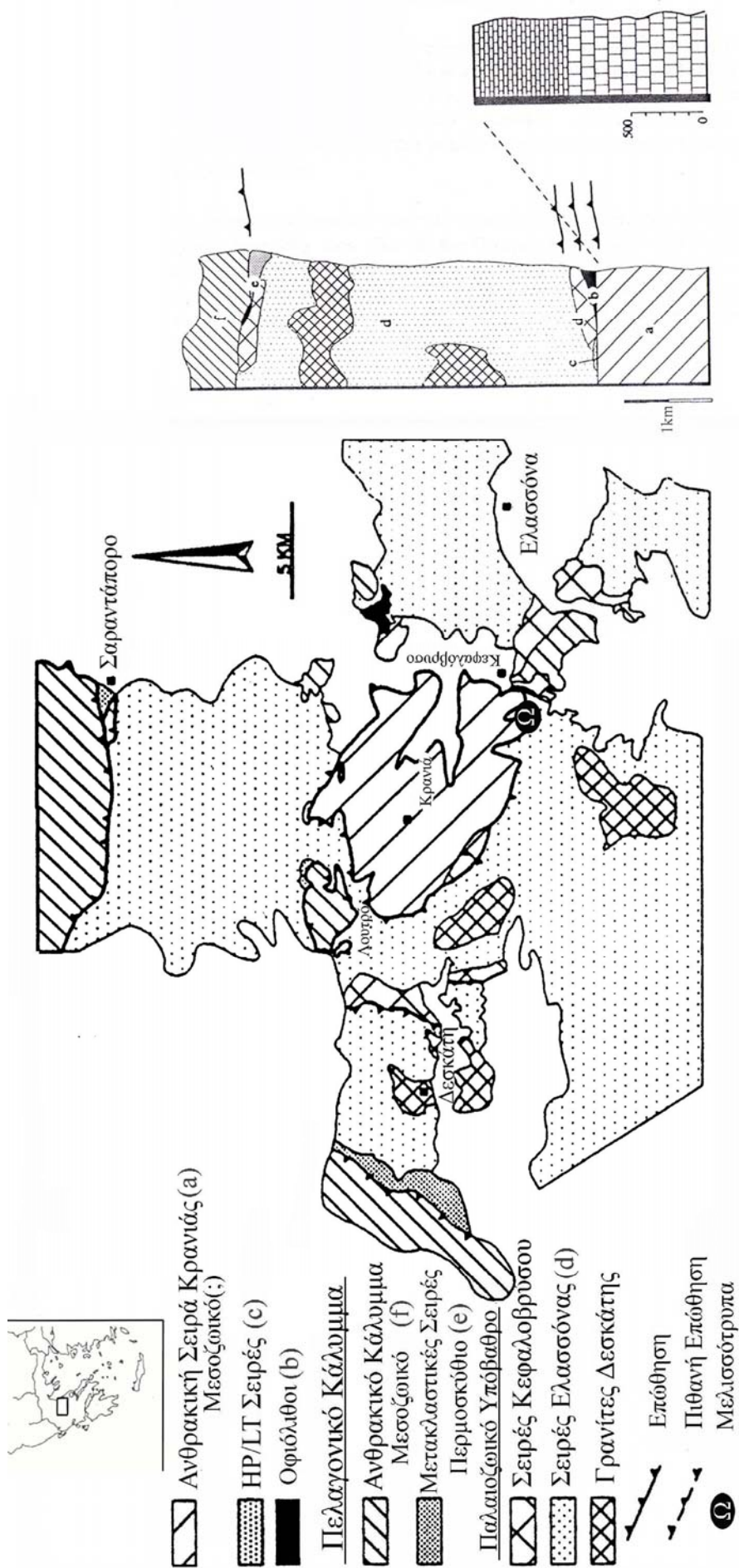
Η Πελαγονική ζώνη θεωρείται ένα μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου που αποσπάσθηκε από την Gondwana (Αφρική συν μικρότερα ηπειρωτικά τεμάχη) και εκατέρωθεν του οποίου αναπτύχθηκαν οι ωκεάνιες περιοχές της Παλαιοτηθύος και της Νεοτηθύος και από τις οποίες προήλθαν με επώθηση οι οφιολίθοι (ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 1983). Αποτελείται από το πολυμεταμορφωμένο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο μέσα στο οποίο διεισδύουν γρανιτικοί όγκοι, τις Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες, τα ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού-Ιουρασικού, τους οφιολίθους με τα συνοδά ιζήματα βαθιάς θάλασσας και τα επικλυσιογενή ιζήματα Μέσου-Άνω Κρητιδικού. Στο κεντρικό τμήμα της Πελαγονικής, στην περιοχή της Θεσσαλίας, εμφανίζονται ανθρακικοί δόμοι υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου πάνω στους οποίους επωθούνται οι σειρές της Πελαγονικής (Όλυμπος, Όσσα, Ριζώματα, Κρανια, Πήλιο) (σχήμα 2.3). Ο Godfriaux το 1968 ανευρίσκοντας νουμουλίτες στους ασβεστολίθους του Ολύμπου απέδειξε ότι ήταν Ηώκαινης ηλικίας και όχι Παλαιοζωικής (SFEIKOS 1992). Άρα τα πετρώματα της Πελαγονικής επωθήθηκαν μετά το Ηώκαινο πάνω σε ανθρακικές σειρές πιθανότατα εξωτερικών ζωνών, τα οποία αποκαλύπτονται υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου, ενώ στην περιοχή των κορυφών του Ολύμπου ομοιάζουν αρκετά με τα πετρώματα της Ζώνης Γαβρόβου-Τριπόλεως.



Σχήμα 2.3 Γεωλογικός χάρτης των τεκτονικών παραθύρων του Ολύμπου, Όσσας, Κρανιας, Ριζωμάτων. Τα βέλη δείχνουν την κανονική κίνηση αντίθετη στην επώθηση των τεκτονικών καλυμμάτων στις Κεντρικές Ελληνίδες κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. (Γεωλογική χαρτογράφηση: Brunn 1956, Godfriaux 1968, Schmitt 1983, Migiros 1983, Migiros *et al* 1985, Kiliias & Mountrakis 1985, 1987, 1989, Schermer 1990, Kiliias *et al* 1991a,b από KILIAS 1996)

Στην περιοχή της Κρανιάς υφίσταται επίσης μία συνεχής ανθρακική σειρά πάνω στην οποία βρίσκονται επωθημένες σειρές πετρωμάτων της Πελαγονικής και οφιολίθιοι (σχήμα 2.4). Αυτή αποτελεί την ανθρακική σειρά της Κρανιάς, στα μάρμαρα της οποίας διανοίγεται το σπήλαιο της Μελισσότρυπας. Στην περιοχή αναπτύσσεται ένα εκτενές καρστικό σύστημα που καταλαμβάνει έκταση πάνω από 90Km² και πάχος 1850m (σχήμα 2.5). Η ανθρακική αυτή σειρά θεωρείται σχετικά αυτόχθονη και αποτελεί το τεκτονικό παράθυρο της Κρανιάς (Katsikatsos et al 1986, Kiliyas & Mountrakis 1987, Stamatis & Migiros 1993 από MANAKO 1999).





Σχήμα 2.5 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του τεκτονικού παραθύρου της Κρανιάς. Δεξιά συνθετική λιθοστρωματογραφική στήλη (τροποποιημένο από SFEIKOS 1992)

2.3 Λιθοστρωματογραφία της περιοχής

Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται η ανθρακική σειρά του τεκτονικού παραθύρου της Κρανιας, το Πελαγονικό κάλυμμα και οι επωθημένοι οφιόλιθοι (σχήματα 2.6 και 2.9):

A. Ενότητα της Κρανιας

Η ενότητα της Κρανιας αποτελείται από μια ελαφρά μεταμορφωμένη, συνεχή ανθρακική σειρά. Αποκαλύπτεται ως τεκτονικό παράθυρο πάνω στο οποίο επωθούνται καλύμματα της Πελαγονικής και οι οφιόλιθοι. Θεωρείται Αλπικής ηλικίας και ανάλογο τεκτονικό παράθυρο με του Ολύμπου-Όσσας και Ριζωμάτων. Διακρίνεται από την παρουσία τριών λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων (ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ 1982).

1) *Ενός κατώτερου ορίζοντα* που καταλαμβάνει το ανατολικό τμήμα της ανθρακικής σειράς. Αποτελείται από μεσοστρωματώδη έως παχυστρωματώδη αδροκρυσταλλικά έως μικροκρυσταλλικά μάρμαρα, τα οποία κατά θέσεις εμφανίζονται δολομιτικά. Στα ανώτερα μέλη τους μεταβαίνουν σε φυλλίτες (SFEIKOS *et al*, 1991). Το χρώμα τους είναι ανοικτότεφρο έως λευκότεφρο. Το ορατό πάχος τους είναι 750m περίπου. Ο ορίζοντας αυτός έχει ηλικία Μέσου-Ανωτέρου Τριαδικού με βάση το καθοδηγητικό απολίθωμα που βρέθηκε στην περιοχή της Βαλανίδας μέσα σε κρυσταλλικούς δολομίτες (Μιγκίρος 1983, από ΜΑΝΑΚΟ 1999).

2) *Ενός ενδιάμεσου ανθρακικού ορίζοντα* που καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα του παραθύρου. Αποτελείται από σκουρότεφρα, λεπτοστρωματώδη μάρμαρα, που κατά θέσεις γίνονται φυλλώδη και σε ελάχιστες περιπτώσεις μεσοστρωματώδη. Το πάχος στην περιοχή μελέτης είναι περίπου 350m, ενώ το συνολικό πάχος του ορίζοντα που εκτείνεται προς δυσμάς φθάνει τα 700m.

3) *Ενός ανώτερου ορίζοντα* που καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της ανθρακικής σειράς. Στην περιοχή μελέτης εμφανίζεται με πάχος 100m, ενώ το συνολικό του πάχος φθάνει τα 400m. Αποτελείται από μεσοστρωματώδη και σπανιότερα παχυστρωματώδη μάρμαρα, κατά θέσεις δολομιτικά. Στα κατώτερα μέλη αυτού του ορίζοντα τα μάρμαρα έχουν χρώμα λευκό ενώ στα ανώτερα τεφρό.

B. Πελαγονικό Κάλυμμα

Στην περιοχή του παραθύρου της Κρανιας το Πελαγονικό κάλυμμα αποτελείται από:

1) *Σειρές Ελασσόνας*. Αποτελούνται από το πολυμεταμορφωμένο κρυσταλλικό υπόβαθρο γενευσίων και σχιστολίθων. Η ηλικία τους είναι Παλαιοζωική ενώ στη μάζα του υποβάθρου διεισδύουν Άνω Παλαιοζωικά ή πιθανών Αλπικά πλουτωνικά σώματα (Γρανίτες της Δεσκάτης) (Yarwooud & Aftalion 1976, Yarwooud & Dixon 1977, Davi & Migiros 1981, Μουντράκης 1983, Kiliias & Mountrakis 1987, 1988, Shermer *et al*, 1988 από KILIAS *et al* 1991). Οι γενεύσιοι είναι διμαρμαρυγικοί, συχνά οφθαλμώδεις. Είναι ανοιχτόχρωμοι, υπόλευκοι έως υποπράσινοι. Οι διμαρμαρυγικοί γενεύσιοι εναλλάσσονται με αμφιβολιτικούς και επιδοτιτικούς γενεύσιους (ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ 1982). Η ηλικία τους είναι Παλαιοζωική και αποτελούν τα κατώτερα μέλη της σειράς των Παλαιοζωικών-Κάτω-Μέσο-Τριαδικών σχηματισμών.

2) *Σειρές Κεφαλοβρύσου*. Αποτελούν τα ανώτερα μέλη του κρυσταλλοσχιστώδους και εξελίσσονται σε μια σειρά μεταϊζημάτων. Αποτελεί μια Περμοτριάδική μετακλαστική ακολουθία χαμηλής μεταμόρφωσης (volcanosedime-

ntary unit) αποτελούμενη από σερικιτικούς σχιστόλιθους ηφαιστειογενούς προέλευσης, πρασινοσχιστόλιθους, μαρμαρυγιακούς και ακτινολιθικούς σχιστόλιθους (ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ 1982). Στη μάζα τους και στα ανώτερα μέλη κυρίως παρουσιάζονται ενστρώσεις μαρμάρων και σιπολινών. Μέσα σε αυτή την ακολουθία εμφανίζονται οφιολιθικά σώματα, πολλές φορές σχιστοποιημένα. Πρόκειται κυρίως για σερπεντινίτες πράσινου έως υποπράσινου χρώματος (ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ 1982). Η μετακλαστική ακολουθία μεταβαίνει βαθμιαία προς τα κάτω σε γνευσιοσχιστόλιθους (σχήμα 2.7), χωρίς να είναι εύκολος ο διαχωρισμός τους, αφού δεν υπάρχει ασυμφωνία. Πρόκειται για γνευσιοσχιστόλιθους σε εναλλαγές με σχιστόλιθους, αμφιβολιτικούς γνεύσιους, πρασινοσχιστόλιθους, επιδοτιτικούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους. Οι ορθογενέσιοι έχουν ιστό υπολειμματικό, γρανιτικό, έντονα κατακλαστικό και υφή ελαφρά προσανατολισμένη. Μέσα στους γνευσιοσχιστόλιθους υφίστανται παρεμβολές μαρμάρων.

3) *Μεταϊζήματα Περμοσκυθίου*. Μεταξύ του Πελαγονικού υποβάθρου και του ανθρακικού καλύμματος υφίστανται φυλλίτες, μεταψαμμίτες και μεταπηλίτες. Αποτελούν τις μεταβατικές σειρές από το κρυσταλλικό υπόβαθρο στο ανθρακικό κάλυμμα.

4) *Πελαγονικό ανθρακικό κάλυμμα*. Ανθρακικά ιζήματα ελαφρώς μεταμορφωμένα και επωθημένα πάνω στην προηγούμενη σειρά. Τα μάρμαρα αυτά αποτελούν την κανονική προς τα πάνω εξέλιξη των Παλαιοζωικών-Κάτω-Μέσο-Τριαδικών σχηματισμών. Στην περιοχή του Κεφαλοβρύσου είναι δολομιτικά και χρονολογούνται από προσδιορισμένη πανίδα (Κατσικάτσος και Μιγκίρος, από ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗ 1982) το Μέσο Τριαδικό που ίσως φθάνει μέχρι το Ιουρασικό. Μεσοστρωματώδη, λευκά, ροδόλευκα, έως και τεφρά. Είναι καρστικοποιημένα, έντονα τεκτονισμένα και πτυχωμένα.

5) *Γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι*. Στο βόρειο τμήμα του παραθύρου στα μάρμαρα της Κρανιάς επωθούνται σχιστόλιθοι με γλαυκοφανή. Πρόκειται για ένα μεταμορφωμένο λατυποπαγές αποτελούμενο από ανακρυσταλλομένες λατύπες χαλαζία, μοσχοβίτη, γαλάζια αμφίβολο, φεγγίτη και χλωρίτη (SFEIKOS 1992). Η σειρά αυτή αποτελεί δείκτη HP/LT (υψηλή θερμοκρασία/ χαμηλή πίεση).

Γ. Οφιόλιθοι

Αποτελούνται κυρίως από σερπεντινίτες πράσινου έως υποπράσινου χρώματος, σχιστοποιημένους (ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ 1982), οι οποίοι εμφανίζονται κυρίως ως φακοί-σώματα στις σειρές του Κεφαλοβρύσου (σχήματα 2.8 και 2.9). Στην περιοχή μελέτης δεν εμφανίζεται όλη η οφιολιθική ακολουθία. Πιθανώς να προέρχονται από τον ωκεάνιο χώρο μεταξύ Πελαγονικής και της Μάζας της Ροδόπης (Ζώνη Αξιού).

Δ. Μεταλπικά Ιζήματα

Τα Μεταλπικά ιζήματα επικάθονται ασύμφωνα στους σχηματισμούς του αλπικού υποβάθρου και διαχωρίζονται σε δύο ομάδες, των Τριτογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων.

Τα Τριτογενή ιζήματα αποτελούνται από μάργες και αργίλλους λευκές, υπόλευκες έως κίτρινες, οι οποίες εμφανίζονται στην περιοχή βορειοδυτικά του Κεφαλοβρύσου, καθώς και δυτικά της περιοχής Στρογγυλό.

Τα Τεταρτογενή ιζήματα αποτελούνται κυρίως από πλευρικά κορήματα των ασβεστολίθων (ασύνδετες λατύπες με λεπτομερές υλικό) και αλλούβιες αποθέσεις των ποταμών (κροκάλες ποικίλου μεγέθους και λιθολογικής σύστασης, άμμοι και άργιλλοι).



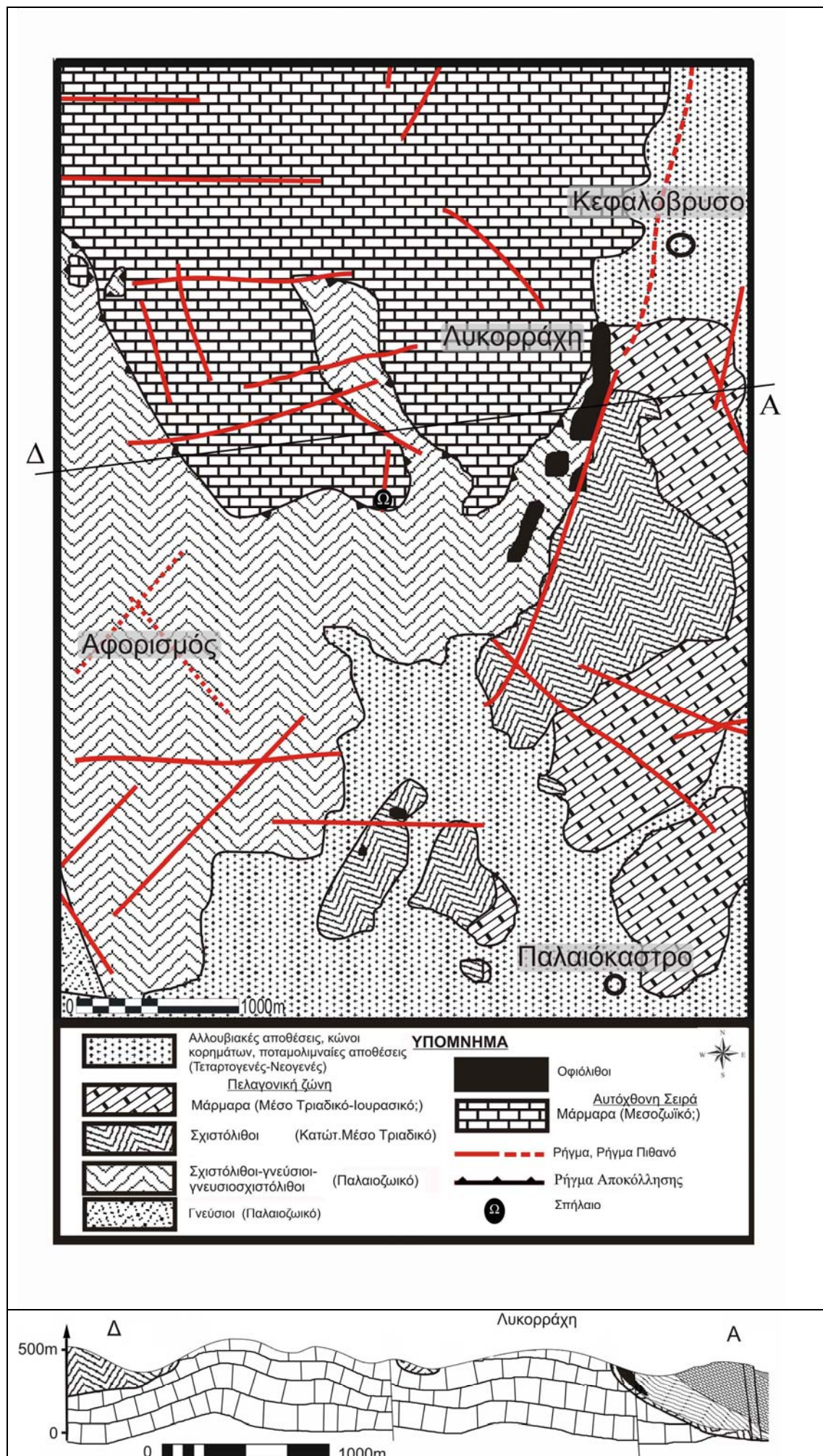
Σχήμα 2.6 Άποψη προς τα βορειοδυτικά του τεκτονικού παραθύρου της Κρανιάς



Σχήμα 2.7 Οι γνευσιοσχιστόλιθοι της πελαγονικής επωθημένοι στα μάρμαρα της Κρανιάς, με σημειωμένη τη γραμμή ορίου (περιοχή Λυκορράχη, Βορείως του σπηλαίου)



Σχήμα 2.8 Οι οφιδόλιθοι της περιοχής του Κεφαλοβρύσου



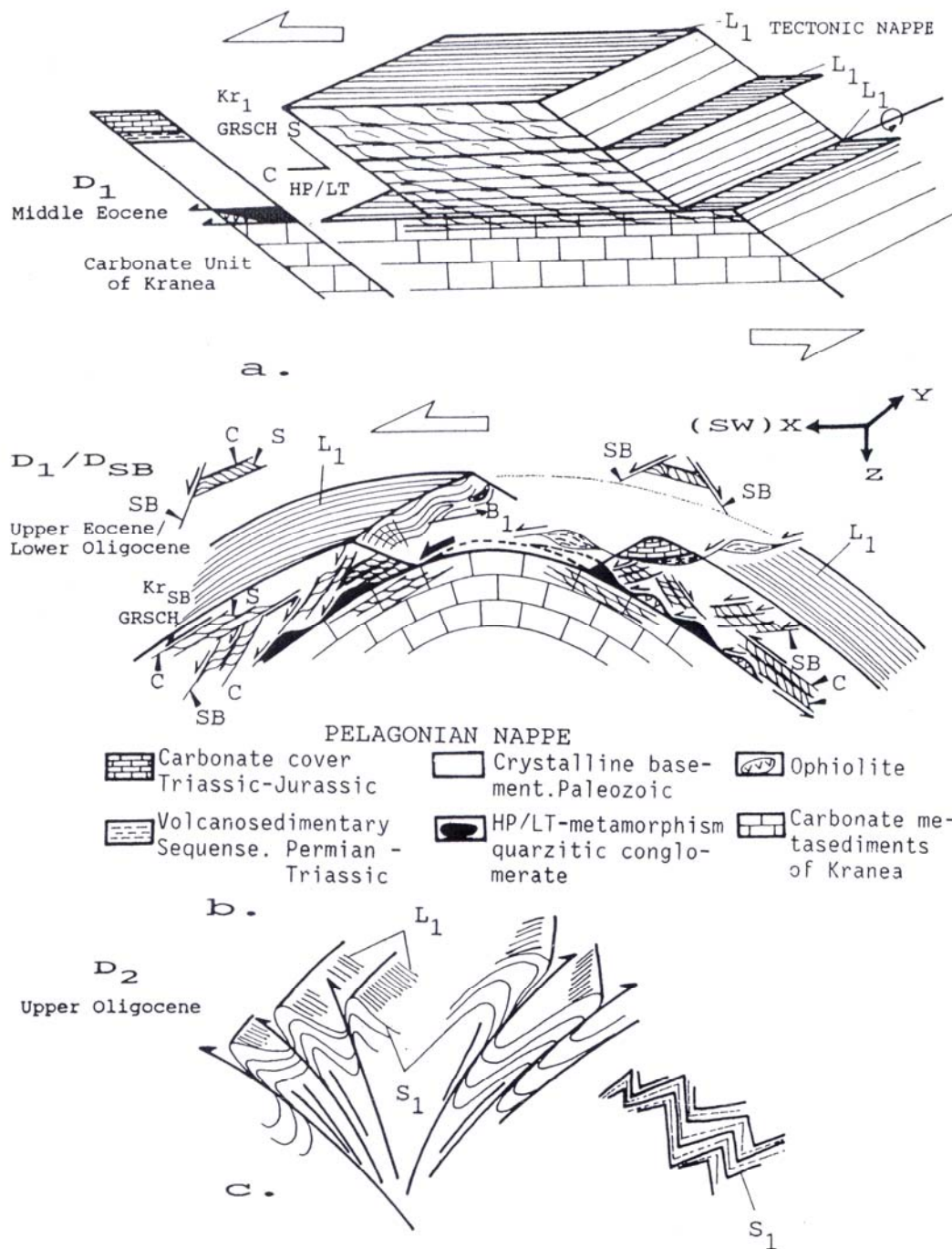
2.4 Παραμορφωτικά Γεγονότα

Η περιοχή μελέτης έχει μία σύνθετη εικόνα όσον αφορά την παραμόρφωση δεδομένου ότι πλήθος τεκτονικών γεγονότων έχουν επιδράσει στα πετρώματα. Οι Kiliias *et al.* (1991) δίνουν μία ολοκληρωμένη εικόνα αυτής της παραμόρφωσης (σχήμα 2.10).

Σε όλη την περιοχή αναγνωρίζεται μια κυρίαρχη S_1 σχιστότητα. Προσανατολίζεται προς τα ΝΔ νοτίως του τεκτονικού παραθύρου και ΒΑ στα βόρεια. Στα επίπεδα της S_1 σχιστότητας αναγνωρίζεται η L_1 γράμμωση. Σταθερά έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ (KILIAS *et al* 1991). Η S_1 και η L_1 οφείλονται σε ένα παραμορφωτικό γεγονός (D_1) που συνδέεται με την επώθηση του Πελαγονικού κρυσταλλοσχιστώδους στην ανθρακική σειρά της Κρανιάς από ΒΑ προς τα ΝΔ. Στα τελευταία στάδια της D_1 παραμόρφωσης δημιουργούνται SB ζώνες διάτμησης από εφελκυσμό που κλίνουν προς τα ΝΔ. Η παρουσία του γλαυκοφανή (συνθήκες HP/LT) στις SB επιφάνειες της D_{SB} παραμόρφωσης δείχνει ότι έγινε σε μεγάλο βάθος. Η επώθηση των οφιολίθων και των Περμοτριάδικων ιζημάτων συνδέεται μάλλον με αυτό το γεγονός. Η εξέλιξη της D_1 παραμόρφωσης στο εφελκυστικό στάδιο D_{SB} έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία εκτεταμένων ζωνών διάτμησης ενώ το ορογενές σταδιακά αναδύεται. Στα πετρώματα της D_1 αναγνωρίζεται πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση (πίεση έως 6-7Kb και θερμοκρασία περίπου 400-480°C) ενώ HP/LT μεταμόρφωση χαρακτηρίζει την D_{SB} , στην επαφή δηλαδή του Πελαγονικού καλύμματος με την ανθρακική σειρά της Κρανιάς. Φακοί οφιολίθων, μυλωνίτες και ζώνες διάτμησης χαρακτηρίζουν το επίπεδο επώθησης (SFEIKOS *et al*, 1991).

Ακολουθεί ένα D_2 συμπιεστικό παραμορφωτικό γεγονός σε χαμηλές συνθήκες P/T που χαρακτηρίζεται από πτυχές knick ή knick ζώνες, ζώνες διάτμησης και επιπλευτικά ρήγματα διεύθυνσης κίνησης ΒΑ ή ΝΔ. Σε αυτή τη φάση το ορογενές έχει ήδη αναδυθεί.

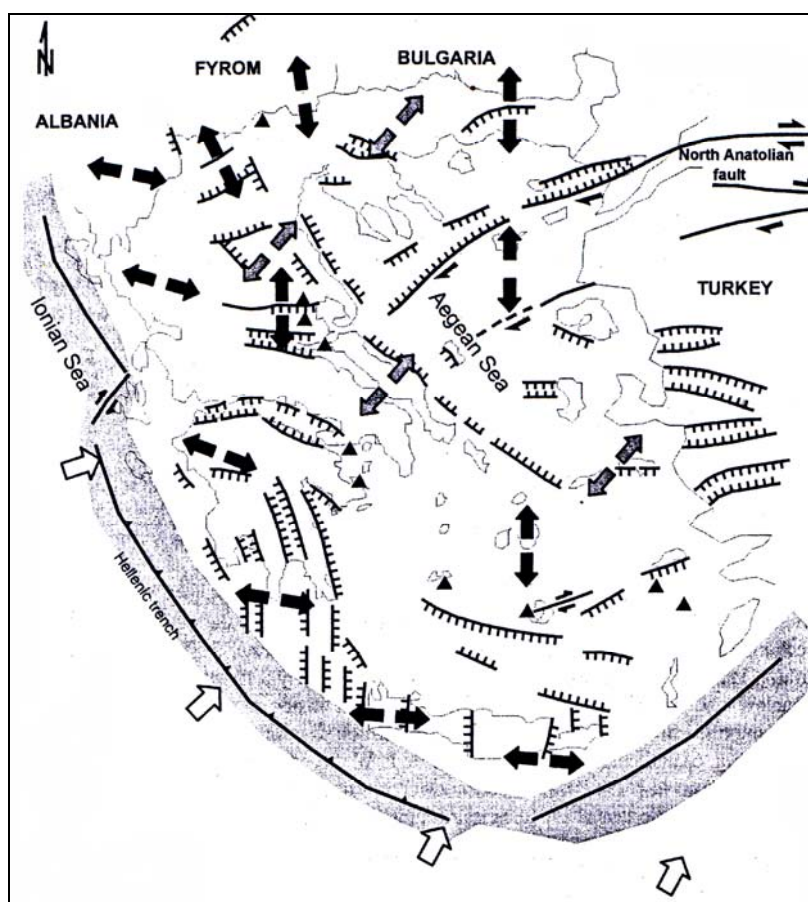
Με την παραδοχή της ομοιότητας και του συσχετισμού της σειράς της Κρανιάς με αυτής των Ριζωμάτων και των κορυφών του Ολύμπου είναι δυνατό να υποστηριχθεί ότι η επώθηση του Πελαγονικού καλύμματος (γεγονός D_1) έγινε κατά το Μέσο-Άνω Ηώκαινο. Το ορογενές συνεχίζει την ανάδυσή του ενώ παράλληλα αποδομείται (γεγονός D_{SB}) από το τέλος του Ηωκαίνου έως τις αρχές του Ολιγοκαίνου. Από τα τέλη του Ολιγοκαίνου έως τις αρχές του Μειοκαίνου λαμβάνει χώρα το συμπιεστικό γεγονός D_2 .



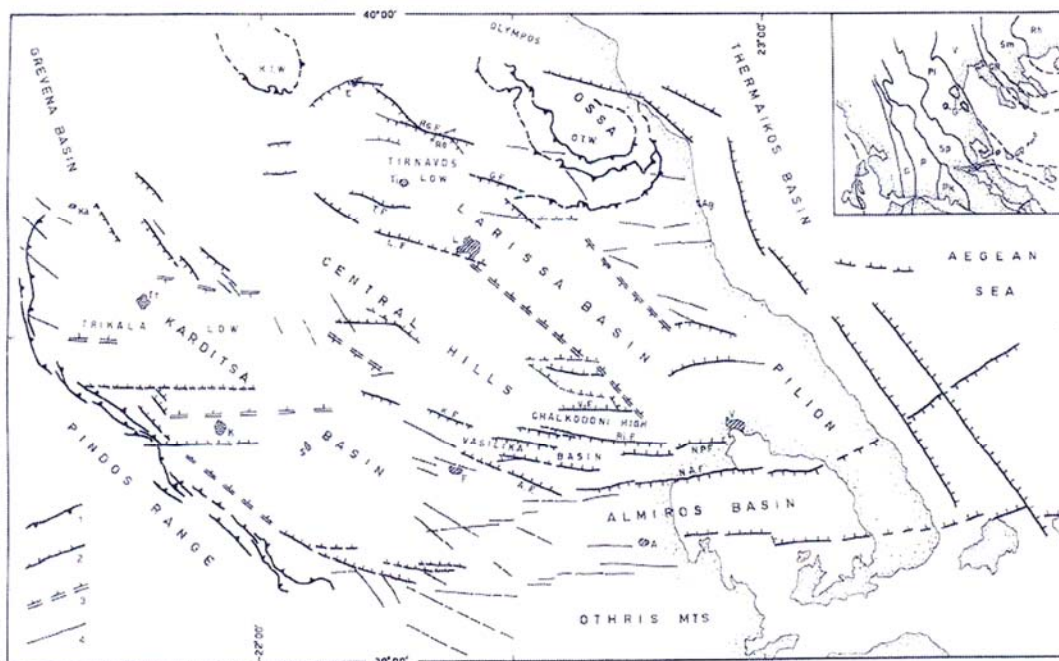
Σχήμα 2.10 Σχηματική απεικόνιση της εξέλιξης της παραμόρφωσης και του μεταμορφισμού στους γεωλογικούς σχηματισμούς στην κεντρική μάζα των Καμβουνίων Ορέων στην περιοχή της Κρανιάς (από KILIAS *et al.* 1991).

2.5 Εφελκυστικό Νεοτεκτονικό Καθεστώς

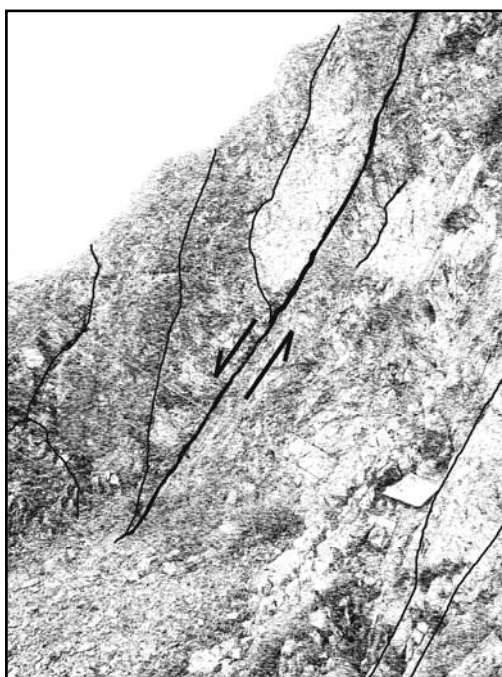
Οι τελευταίες Αλπικές συμπιεστικές φάσεις στην ευρύτερη περιοχή με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ χρονολογούνται το Κάτω Μειόκαινο (Ακουιτάνιο-Λάγκιο). Από το Μέσο Μειόκαινο έως σήμερα η περιοχή μελέτης διέπεται από εφελκυστικό καθεστώς. Μία μεταορογενετική φάση κατάρρευσης του ορογενούς πίσω από τη σύγκλιση της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής πλάκας οδηγεί στην πρώτη φάση εφελκυσμού διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ (σχήμα 2.11). Αυτή η πρώτη φάση αρχίζει το Άνω Μειόκαινο και διαρκεί μέχρι και το Πλειόκαινο. Μεταναστεύει από ανατολικά (Κεντρική Μακεδονία, αύλακα Θερμαϊκού) προς τα δυτικά (Ήπειρος, Αλβανία) όπου και είναι μέχρι σήμερα υφιστάμενο με τον σ_3 (άξονα ελάχιστης συμπίεσης) περίπου ΒΑ-ΝΔ ($N54^\circ A$) (CAPUTO & PAVLIDES 1993, σχήμα 2.12). Αυτή η φάση είναι που διαμορφώνει τις περισσότερες μεγάλες λεκάνες της Θεσσαλίας διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ αλλά παρόλ' αυτά δύσκολα διακρίνονται σήμερα ρήγματα αυτής της διεύθυνσης. Η τελευταία φάση εφελκυσμού (Μέσο Πλειστόκαινο–Ολόκαινο) έχει διεύθυνση Β-Ν και επηρεάζει όλη την Αιγιακή περιοχή. Τα ρήγματα Α-Δ είναι αυτά που κυριαρχούν σήμερα στη μορφολογία του Θεσσαλικού αναγλύφου. Ο σ_3 έχει προσανατολισμό περίπου $N10^\circ A$ (CAPUTO & PAVLIDES 1993). Επίσης παρατηρείται ένας ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης εφελκυσμός (σχήμα 2.13) αποδιδόμενος σε τοπικά αίτια (CAPUTO & PAVLIDES 1993).



Σχήμα 2.11 Χάρτης (από MOUNTRAKIS 2005) της εφελκυστικής τεκτονικής στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Τα μαύρα βέλη δείχνουν τον εφελκυσμό κατά το Τεταρτογενές μέχρι και σήμερα, τα γκρι βέλη δείχνουν τον Πλειοκαινικό εφελκυσμό, τα λευκά βέλη τη συμπίεση έξω από το Ελληνικό τόξο και οι μαύρες γραμμές ρήγματα κανονικά και οριζόντιας μετατόπισης (οι τάσεις στη βορειοδυτική Μακεδονία από PAVLIDES & MOUNTRAKIS 1986).



Σχήμα 2.12 Τεκτονικός χάρτης της Θεσσαλίας 1: Κύριες επωθήσεις και ανάστροφα ρήγματα 2:Κυρία κανονικά ρήγματα 3: Κύρια μορφολογικά βυθίσματα 4: Μικρότερα ρήγματα (CAPUTO & PAVLIDES 1993)



Σχήμα 2.13 Μεταπτωτικό ρήγμα νοτιοανατολικά του Κεφαλοβρύσου (106/80, CLAR)

3. Καρστ

...δηλοῦσιν οἱ καταπινόμενοι τῶν ποταμῶν,
συμβαίνει δέ τοῦτο πολλαχοῦ τῆς γῆς...
...πληρούμενοι γὰρ οἱ τόποι
καὶ οὐκ ἔχοντες ἔκρυσιν αὐτοῖς
εὐρίσκονται τὴν δίοδον εἰς βάθος,
ἀποβιαζομένου τοῦ ἄνωθεν ἐπιόντος ὕδατος
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΗΣ 4^{ος} αἰώνας π.Χ.
(Μετεωρολογικά, 351a, 2-13)

Καρστ είναι ο γεωμορφολογικός όρος που περιγράφει τα μορφολογικά χαρακτηριστικά που δημιουργούνται στα ανθρακικά πετρώματα εξαιτίας της διαλυτικής δράσης του νερού. Το καρστ δημιουργεί συστήματα κυκλοφορίας ρευστών, υπόγεια όσο και επιφανειακά. Δολίνες, γλυφές, συμπλέγματα σπηλαίων αποτελούν στοιχεία του καρστ. Η διαλυτική δράση του νερού οφείλεται στον εμπλουτισμό του, κυρίως με CO₂, αλλά και με H₂S. Πρώτη αναφορά για το Καρστ έγινε στην περιοχή της Σλοβενίας Kras ή Karst που σημαίνει βραχώδης περιοχή. Έκτοτε κάθε περιοχή με εφάμιλλα χαρακτηριστικά ονομάζεται *καρστική*.

3.1 Καρστική Διάβρωση - Καρστικές Μορφές

Οι γενεσιουργοί δυναμικοί παράγοντες, που προκαλούν μεταβολές της μορφής της επιφάνειας της γης, διακρίνονται σε ενδογενείς και εξωγενείς. Οι ενδογενείς παράγοντες είναι οι ηπειρωτικές και οι ορογενετικές διαδικασίες. Ο σημαντικότερος εξωγενής παράγοντας είναι η αποσάθρωση, δηλαδή το σύνολο των φαινομένων που προκαλούνται από τη δράση της ηλιακής ενέργειας και της βαρύτητας και οδηγούν στην καταστροφή των πετρωμάτων. Η αποσάθρωση διακρίνεται σε χημική και φυσικομηχανική.

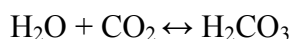
Κατά τη χημική αποσάθρωση προκαλείται μεταβολή της χημικής σύστασης ενός ή περισσότερων ορυκτών του πετρώματος, συνήθως από το νερό ή από τα σε διάλυση συστατικά ενώ κατά τη μηχανική ή φυσική διαταράσσεται η συνοχή και οι μηχανικές ιδιότητες αυτού χωρίς τη μεταβολή της χημικής σύστασης. Ο όρος διάβρωση εμπεριέχει την ταυτόχρονη καταστροφή και μεταφορά του πετρώματος.

Το νερό όταν εμπλουτίζεται με CO₂, από την ατμόσφαιρα ή το έδαφος, λόγω της αποσυνθέσεως των οργανικών ουσιών, γίνεται ισχυρό διαλυτικό μέσο και διαλύει τα ανθρακικά κυρίως άλατα του ασβεστίου και του μαγνησίου, που μετατρέπονται σε διαλυτά όξινα ανθρακικά άλατα. Η διαλυτική δράση του νερού οδηγεί στη διάλυση των ανθρακικών αλάτων που καλείται *καρστική διάβρωση*. Εκτός του CO₂, το νερό είναι δυνατό να εμπλουτιστεί και με H₂S. Παράγοντες που επιδρούν στην καρστική διάβρωση είναι η κατάλληλη τεκτονική κατασκευή της περιοχής, η κλίση της επιφάνειας του εδάφους, οι κλιματολογικές συνθήκες και η χημική σύσταση των πετρωμάτων.

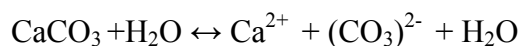
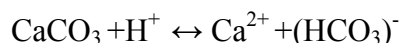
Ο ασβεστόλιθος είναι λίγο διαλυτός στο καθαρό νερό. Σε απεσταγμένο ύδωρ και σε συνήθη θερμοκρασία η διαλυτότητά του ανέρχεται σε 16mg/lit CaCO₃. Η κύρια διαλυτική ικανότητα του νερού οφείλεται στο γεγονός ότι προσλαμβάνει το CO₂ το οποίο μετατρέπεται σε H₂CO₃, ένα ισχυρό διαλυτικό μέσο. Σε συνήθεις συνθήκες τα νερά με πρόσληψη CO₂ πενταπλασιάζουν τη διαλυτική τους ικανότητα ενώ, όχι σπάνια, είναι δυνατό ένα λίτρο ύδατος να διαλύει ακόμη και 400mg πετρώματος. Στη φύση πάντως η διαλυτική ικανότητα του εμπλουτισμένου με CO₂ νερό ανέρχεται σε 100-200mg/lit.

Οι αντιδράσεις που γίνονται είναι οι εξής:

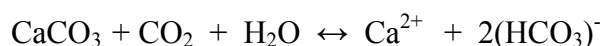
1) Το νερό προσλαμβάνει το CO₂ και μετατρέπεται σε ανθρακικό οξύ



2) Το νερό που περιέχει CO₂ θα αντιδράσει με τον ασβεστόλιθο σύμφωνα με τις αντιδράσεις :



Οι οποίες συνδυάζονται σε μία συνολική αντίδραση:



στην οποία η στοιχειομετρία παίζει σημαντικό ρόλο όπως φαίνεται. Για κάθε ιόν Ca²⁺ που διαλύεται απαιτείται ένα mol CO₂ το οποίο μετατρέπεται τελικά σε (HCO₃)⁻. Από αυτές τις αντιδράσεις, αποδεικνύεται πως η αντίδραση του συστήματος H₂O-CO₂ με το CaCO₃ εξαρτάται από τις συγκεντρώσεις των (HCO₃)⁻, H₂CO₃ και του Ca²⁺ στην ασβεστιτική επιφάνεια.

Οι καρστικές μορφές που δημιουργούνται κατανέμονται σε επιφανειακές και υπόγειες. Οι επιφανειακές διαχωρίζονται σε μεγάλες και μικρές ενώ οι μικρές διακρίνονται παραπέρα σε ελεύθερες εδαφικού καλύμματος και ημιελεύθερες. Συγκεκριμένα κατανέμονται ως εξής:

Επιφανειακές Καρστικές Μορφές

- Μεγάλες Καρστικές Μορφές
Δολίνες, Ουβάλες, Πόλγες
- Μικρές Καρστικές μορφές
 1. Ελεύθερες (Δακτυλιογλυφές, Αμαξοτροχιές, Ίχνη Βροχής, Τεκτονικές Αυλακώσεις)
 2. Ημιελεύθερες (Επιφανειακές Χύτρες, Σπηλαιώδεις Μορφές Διάλυσης, Καρστικές Οπές, Υπόγειες Τεκτονικές Αυλακώσεις)

Υπόγειες Καρστικές Μορφές

- Καρστικά φρέατα-Βάραθρα
- Σπήλαια
- Έγκοιλα
- Καταβόθρες

3.2 Καρστικό Υδροφόρο Σύστημα

Ως καρστικό σύστημα είναι το σύστημα εκείνο που συνίσταται εξ ολοκλήρου ή κατά κύριο λόγο από ανθρακικούς σχηματισμούς, στο επίπεδο του οποίου οι υπόγειες ροές είναι έτσι οργανωμένες, ώστε να συνιστούν μια ενότητα από-στράγγισης, δηλαδή στοιχειώδης ανεξάρτητη και αυτόνομη μονάδα υδροφορίας (ΣΟΥΛΙΟΣ 1986).

Το καρστικό σύστημα είναι δυνατό να χωριστεί σε τρεις διακριτές ζώνες ανάλογα με την κίνηση του νερού. Στη ζώνη τροφοδοσίας ή κατείσδυσης του καρστ, στη ζώνη μετακίνησης της κύριας μάζας του νερού ή φρεατική (κύριος καρστικός υδροφόρος ορίζοντας) και στη ζώνη εξαγωγής του νερού από το καρστ.

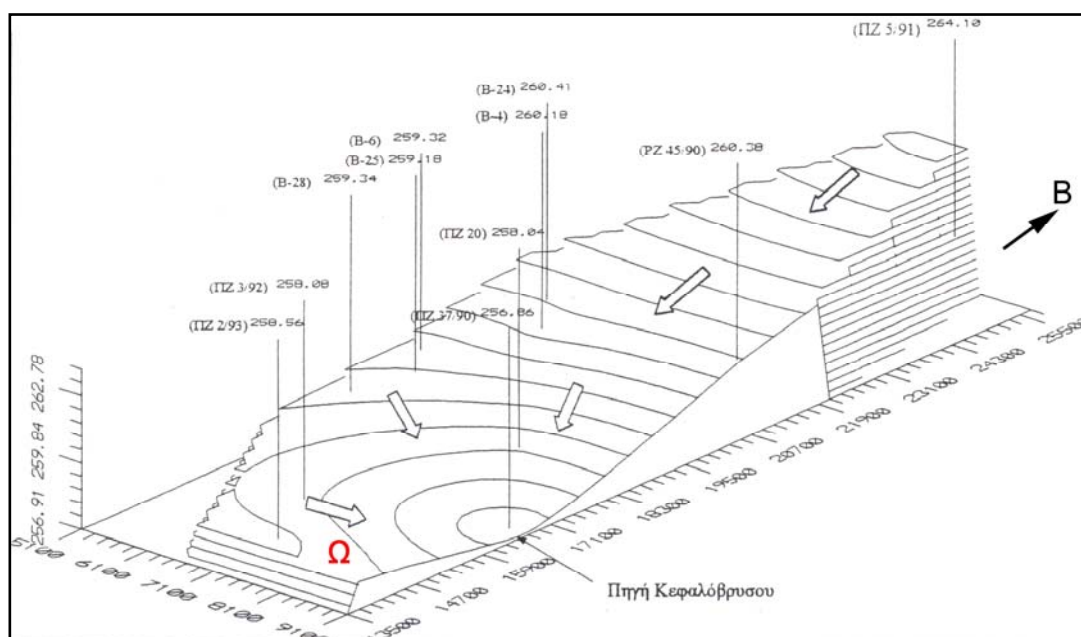
Στη ζώνη κατείσδυσης είναι δυνατό να λειτουργούν επιμέρους υδροφόροι ορίζοντες που ονομάζονται επικαρστικοί. Το νερό που εισάγεται στο καρστικό σύστημα προέρχεται από μικρορροές, χειμάρρους ή ποταμούς που καταλήγουν στον καρστικό υδροφόρο (αλλογενές νερό), από τις ασυνέχειες του πετρώματος στις οποίες κινείται με διάχυση και από τα βάραθρα, καταβόθρες ή τους υπόγειους ποταμούς. Η μετακίνηση του νερού στη μάζα του καρστ σύμφωνα με τον White (WHITE 2003) πραγματοποιείται με διάχυση διαμέσου του πορώδους, των ασυνεχειών (άνοιγμα μέχρι και 10mm) και των καρστικών αγωγών (10mm-1000m). Στη ζώνη εξαγωγής σημαντικό στοιχείο αποτελούν οι πηγές οι οποίες αποφορτίζουν το καρστικό σύστημα.

3.3 Καρστικό Σύστημα Κρανιάς Ελασσόνας

Το σπήλαιο Μελισσότρυπα ανήκει στο ευρύτερο καρστικό σύστημα της Κρανιάς Ελασσόνας. Το καρστικό σύστημα έχει έκταση πάνω από 90km² και δημιουργείται σε μια αυτόχθονη ανθρακική σειρά Μεσοζωικής ηλικίας πάχους 1850m περίπου (ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ 1982). Η σειρά αυτή εμφανίζεται με τρεις διακριτούς λιθοστρωματογραφικούς ορίζοντες. Ο βαθμός καρστικοποίησης μειώνεται από τα ανώτερα μέλη της σειράς προς τα κατώτερα. Η κατώτερη σειρά εμφανίζει μια δολομιτιωμένη ένσθρωση, η οποία παίζει καθοριστικό ρόλο στην ανάπτυξη της υπόγειας καρστικής υδροφορίας. Η υπόγεια στάθμη του καρστικού υδροφορέα για το χρονικό διάστημα 1988-1993 κυμάνθηκε σε απόλυτα υψόμετρα μεταξύ 255,17 έως 257,68m (ΜΑΝΑΚΟΣ 1999). Μέσα στο σπήλαιο της Μελισσότρυπας καταγράφεται σε υψόμετρο 251,7m (μέτρηση 12-12-2005). Όπως προκύπτει από τα συμπεράσματα της έρευνας του Μανάκου στην περιοχή (ΜΑΝΑΚΟΣ 1999), η τροφοδοσία του συστήματος πραγματοποιείται από τα

ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα που δέχεται η ελεύθερη επιφάνεια των μαρμάρων και από τα επιφανειακά νερά των υδρορρεμάτων Δεσκάτης και Δασοχωρίου (Παλιομάντανου). Από τη συσχέτιση των αποτελεσμάτων των γεωτρήσεων που ανορύχτηκαν στα μάρμαρα του συστήματος, των υπαίθριων γεωλογικών παρατηρήσεων, την αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων και την ανάλυση των υδρογεωλογικών παραμέτρων, διαφαίνεται ότι η καρστική πηγή του Κεφαλοβρύσου αποτελεί τη μοναδική εκφόρτιση του καρστικού συστήματος της Κρανιάς Ελασσόνας. Η πηγή χαρακτηρίζεται ως πηγή υπερχείλισης εξαιτίας του ρήγματος (30/70, CLAR) που εντοπίστηκε 2,5km νότια αυτής (Μανάκος & Τάσιος 1998 από MANAKO 1999) και το οποίο στη θέση ανάβλυσης δεν είναι ορατό, γιατί στη θέση αυτή καλύφθηκε από ιζήματα του Νεογενούς και του Ολοκαίνου (σχήματα 3.1, 3.2). Η θερμοκρασία του νερού της πηγής κυμάνθηκε από 13 έως 15°C (κατά τα έτη 1988-1993) ενώ η θερμοκρασία αέρα από 4,5 έως 33,6°C που δηλώνει σημαντικό παχος υπερκείμενων μαρμάρων.

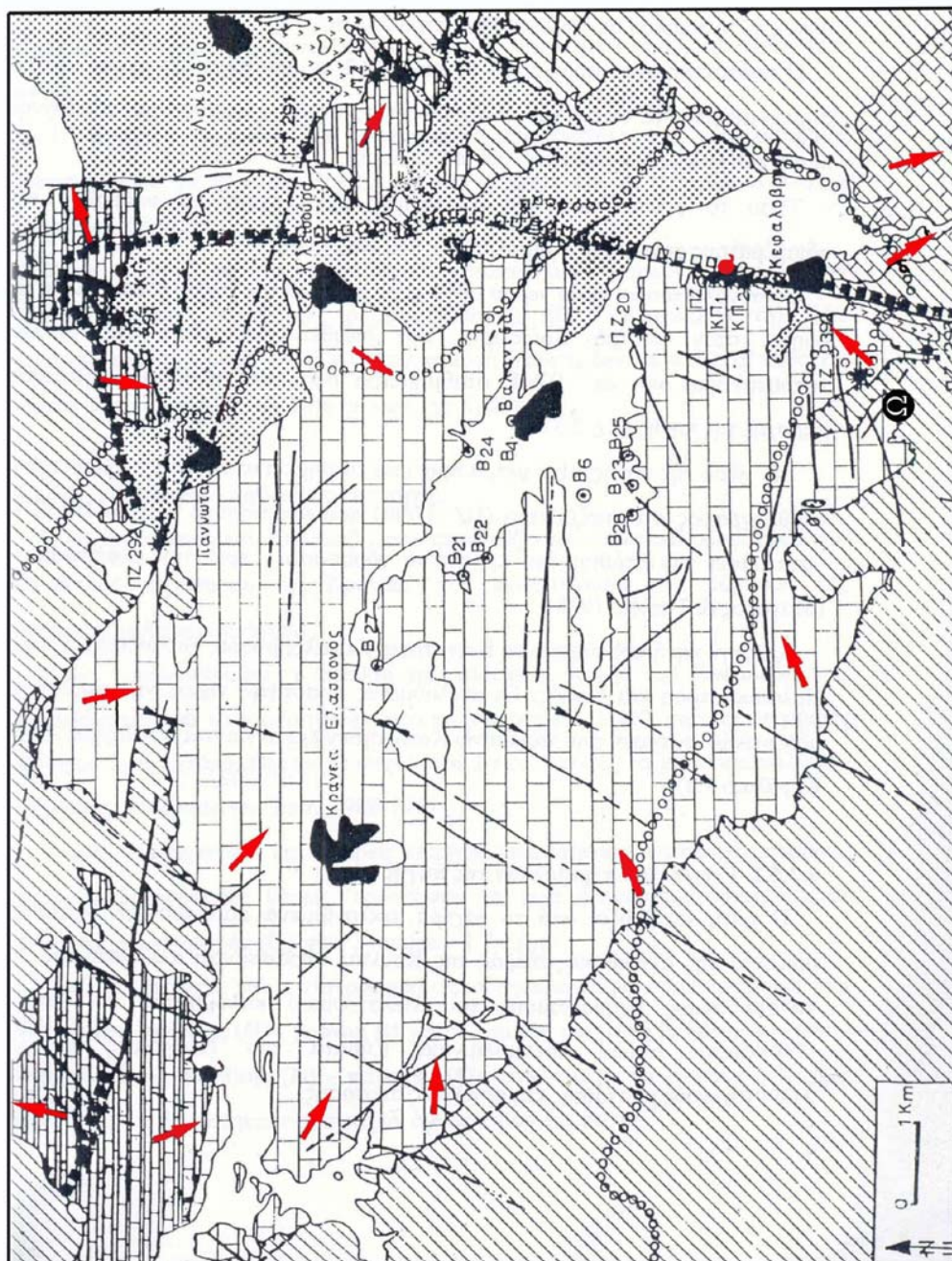
Οι ενδείξεις στους πιεζομετρικούς χάρτες δηλώνουν ευκολία διακίνησης νερού και καλή υδαταγωγιμότητα (Μανάκος & Τάσιος 1998 από MANAKO 1999). Ο υδροφορέας μπορεί να χαρακτηριστεί ως ακτινωτός (ακτινωτός συγκλίνων με υπερβολικό προφίλ) με συγκλίνουσες γραμμές ροής (Καλλέργης 1986 από MANAKO 1999). Η μέση υπερετήσια μεταβολή του υδραυλικού φορτίου του καρστικού υδροφορέα είναι της τάξης των 2m. Η μικρή αυτή μεταβολή υποδηλώνει τη μεγάλη δυναμικότητα και σταθερότητα του συστήματος.



Σχήμα 3.1 Τρισδιάστατη απεικόνιση της πιεζομετρικής κατάστασης του καρστικού υδροφορέα της Κρανιάς Ελασσόνας – Μάρτιος 1994. Με Ω σημειώνεται η σχετική θέση του σπηλαίου Μελισσότρυπα (Τροποποιημένο από MANAKO 1999)

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΥΔΡΟΛΙΘΟΛΟΓΙΑ	Ποταμιολιμνικές ποταμο- χερσαίες αποθέσεις
ΤΕΡΤΟΤΟΓΕΝΕΙΣ	ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΙΣ
ΗΜΙΠΕΡΑΤΟΙ-ΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	ΥΔΑΤΟΣΤΑΓΜΟΙ-ΗΜΙΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜ.
	Μάρμαρες Αργίλοι
ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ-ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟ	ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΣΤΡΩΗ
ΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	Μάρμαρα
ΥΔΑΤΟΣΤΑΓΜΟΙ-ΗΜΙΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜ.	Πευδοισχιστόλιθοι
	Μάρμαρα (ΠΕΡΑΤΟΙ)
	Γενεύσεις Σχιστολίθων
ΗΜΙΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜ.	Οφειόλιθοι
ΜΑΡΜΑΡΑ ΚΡΑΝΕΑΣ ΕΛΑΣΙΟΝΙΑΣ	ΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ
	Μάρμαρα
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	Γεωλογικό όριο
	Ρήγμα
	Πλάσσο ρήγμα
	Επώθηση
	Ανώμαλη τεκτονική επ.
	Σύνκλινα, Αντίκλινα
ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΑ - ΥΠΟΓΕΙΑ ΝΕΡΑ	Παραγωγική γεώτρηση
	Πιεζόμετρο
	Πηγή
	Επιφανειακός υδροκρίτης
	Υπόγειος υδροκρίτης
	(βρεχιαίος πίδακας)
	Κύριες διευθύνσεις ροής
	υπογείου νερού



Σχήμα 3.2 Υδρογεωλογικός χάρτης του καρστικού συστήματος της Κρανιάς Ελασσόνας (Τροποποιημένος από ΜΑΝΑΚΟ 1999)

3.4 Σπηλαιογένεση

Ο περισσότερο αποδεκτός όρος υποστηρίζει ότι σπήλαιο θεωρείται κάθε φυσική κοιλότητα αναπτυσσόμενη στο εσωτερικό των πετρωμάτων, με διαστάσεις που να επιτρέπουν την είσοδο του ανθρώπου και η οποία επικοινωνεί με την επιφάνεια της γης διαμέσου στομίου. Πάνω από 90% των σπηλαίων δημιουργούνται από τη διαλυτική δράση του εμπλουτισμένου σε CO₂ ή και σε H₂S νερού, ανήκουν δηλαδή στα καρστικά σπήλαια. Σπηλαιολόγοι και γεωμορφολόγοι, κατά το πρώτο μισό του 20^{ου} αιώνα μελέτησαν ενδελεχώς το θέμα της σπηλαιογένεσης, δηλαδή της δημιουργίας και εξέλιξης των σπηλαίων. Αναπτύχθηκαν έτσι τρεις βασικές θεωρίες για το πρόβλημα της γένεσης των σπηλαίων, οι οποίες ουσιαστικά τοποθετούσαν υδρογεωλογικά την περιοχή όπου λαμβάνει χώρα η σπηλαιογένεση. Αυτές οι περιοχές ήταν η ζώνη κατείσδυσης του επιφανειακού νερού, η βαθιά φρεατική ζώνη και το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα (σχήμα 3.3).

1. **Ζώνη Κατείσδυσης (Vadose Zone).** Οι Dwerryhouse (1907), Greene (1908), Matson (1909) και Malott (1937) (από FORD 2003) ισχυρίστηκαν ότι το μεγαλύτερο ποσοστό της σπηλαιογένεσης γίνεται πάνω από το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα, όπου οι ταχύτητες του νερού είναι σαφώς πιο μεγάλες. Έτσι, υπόγειοι ποταμοί, χαρακτηριζόμενοι από υψηλές ταχύτητες ροής, προκαλούν ισχυρή μηχανική διάβρωση στα πετρώματα και ταυτόχρονη διάλυση του ανθρακικού πετρώματος. Με αυτόν τον τρόπο δημιουργούνται οι μεγάλες σπηλαιώδεις μορφές. Ο Martel (1921) (από FORD 2003) σημείωσε ότι η ροή μέσα στα σπήλαια και τους αγωγούς είναι τόσο μεγάλη έτσι ώστε το επίπεδο του υδροφόρου, ως κορεσμένης επιφάνειας, να μη παίζει τόσο σημαντικό ρόλο στα καρστικά σπήλαια.

Σήμερα όμως γνωρίζουμε ότι μικρό ποσοστό σπηλαίων δημιουργείται στη ζώνη κατείσδυσης. Σπήλαια σε αυτή τη ζώνη δημιουργούνται, ιδιαίτερα, σε περιοχές έντονης ανύψωσης. Η δημιουργία τους σχετίζεται κυρίως με τη διείσδυση σε αυτά ποταμών.

2. **Βαθεία Φρεατική Ζώνη (Deep Phreatic Zone).** Οι Cvijic (1918), Grund (1903), Davis (1930) και Bretz (1942) (από FORD 2003) υποστήριξαν ότι η έναρξη της δημιουργίας και η αύξηση του μεγέθους των σπηλαιωμάτων, δηλαδή των μικρών εγκοίλων, γίνεται σε τυχαίο βάθος κάτω από την επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα, κυρίως στη βαθιά φρεατική ζώνη. Η αύξηση του μεγέθους τους οφείλεται στη διάβρωση του αργά κινούμενου νερού της φρεατικής ζώνης. Ακολουθεί ένας δεύτερος κύκλος σπηλαιογένεσης όταν ταπεινώνεται ο υδροφόρος ορίζοντας και επιτρέπεται στο νερό της κατείσδυσης και στον αέρα να εισέλθει στα σπηλαιώματα. Σε αυτόν το δεύτερο κύκλο είναι δυνατό ποταμοί επιφανειακοί να εισέλθουν στα σπήλαια και να αλλάξουν τη μορφολογία του σπηλαίου με διάβρωση και απόθεση.

Το μοντέλο αυτό της σπηλαιογένεσης στηριζόταν κυρίως σε εμπειρικές παρατηρήσεις σπηλαιολόγων, μιας και πλήθος σπηλαίων εμφάνιζαν μορφές δημιουργημένες στη βαθιά φρεατική ζώνη. Από τη γνώση που αποκτήθηκε αργότερα εξάγεται το συμπέρασμα πως λίγα είναι τα συστήματα αγωγών που έχουν δημιουργηθεί σε αυτή τη ζώνη και έχουν μελετηθεί και εξερευνηθεί πλήρως. Κι αυτό γιατί τα υφιστάμενα σπήλαια που συνεχίζουν να δημιουργούνται είναι πληρωμένα από το νερό ενώ όσα έχουν αποστραγγιστεί και αποκαλυφθεί έχουν χάσει τα στοιχεία της φρεατικής τους προέλευσης είτε από πλήρωση με κλαστικά υλικά είτε από την καταστροφή που προκαλεί το νερό της ζώνης κατείσδυσης.

3. **Επιφάνεια Υδροφόρου Ορίζοντα - Ρηχή Φρεατική Ζώνη.** Αμφότερες οι προηγούμενες θεωρίες δεν έλαβαν υπόψη τους τη σημασία του εμπλουτισμένου σε διάφορες ενώσεις νερού. Οι Swinnerton (1932), Rhoades και Sinacori (1941) και Davies

(1960) (από FORD 2003) υποστήριξαν την ιδέα ότι το ταχέως κινούμενο ύδωρ στην επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα είναι υπεύθυνο για τη δημιουργία των περισσότερων καρστικών σπηλαίων. Η διακύμανση του υδροφόρου ορίζοντα κυμαίνεται ανάλογα με τον όγκο του υπογείου νερού και η κύρια σπηλαιογένεση γίνεται σε αυτή τη ζώνη με μικρότερες ζώνες πάνω και κάτω από την επιφάνεια του υδροφόρου. Ωστόσο η επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα θα πρέπει να μένει σχετικά στο ίδιο επίπεδο για αρκετό χρονικό διάστημα. Στη ζώνη κατείσδυσης η σπηλαιογένεση είναι μικρότερου βαθμού και απλά τροφοδοτεί με νερό τη φρεατική.

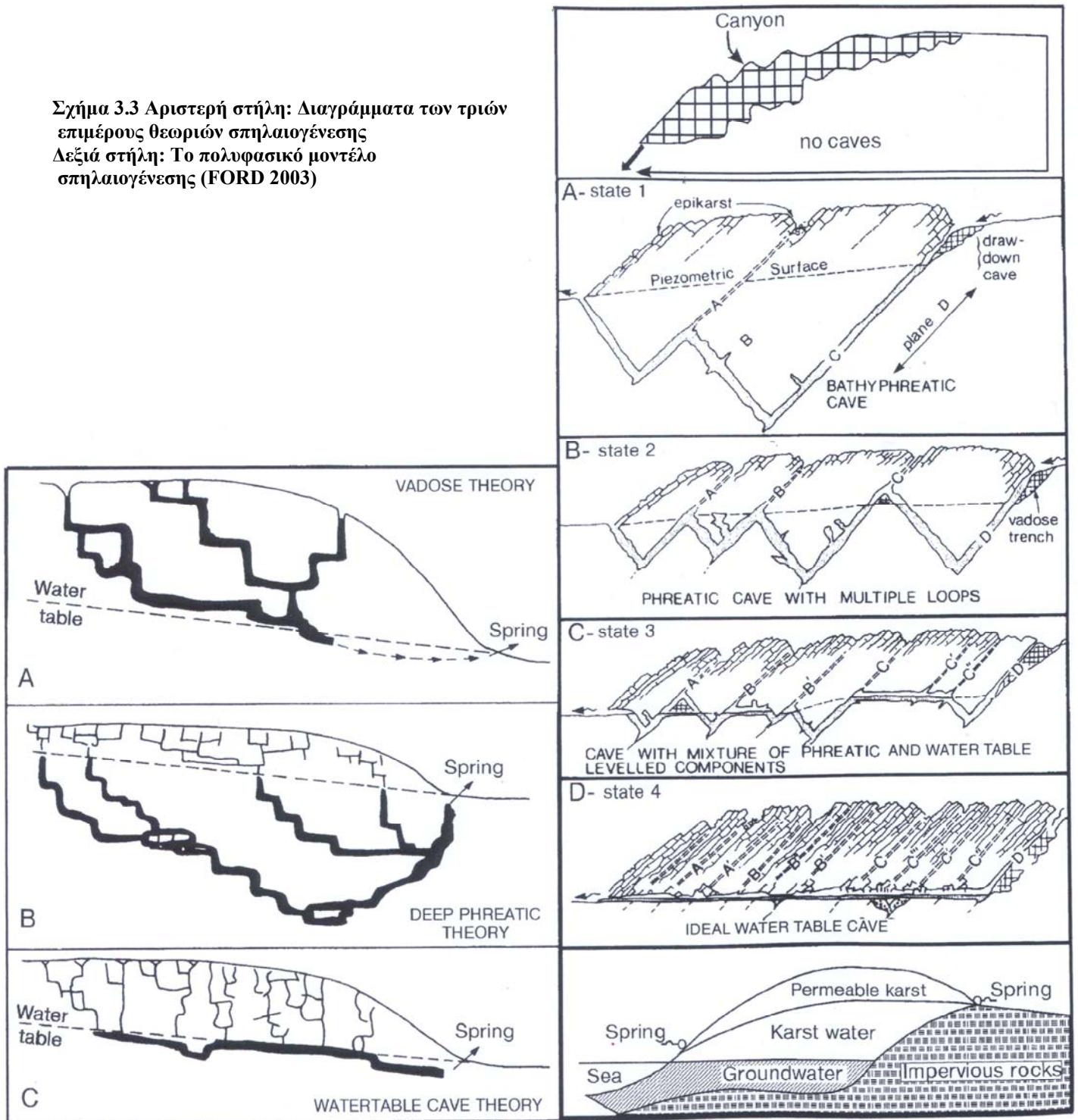
Παρόλο που οι περισσότεροι σπηλαιοεξερευνητές θα δέχονταν και τις τρεις θεωρίες ως εφαρμόσιμες σε διάφορα σπήλαια, το περισσότερο αποδεκτό είναι ότι η δημιουργία των σπηλαίων σχετίζεται με τον υδροφόρο ορίζοντα.

Όλες οι καρστικές περιοχές παρουσιάζουν χαρακτηριστικά και από τις τρεις ζώνες. Τα τοπογραφικά, γεωγραφικά χαρακτηριστικά, οι υδρογεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες μιας περιοχής συνθέτουν ένα μεγάλο πρόβλημα όσον αφορά τη σπηλαιογένεση. Καμία θεωρία δεν είναι δυνατό να είναι εφαρμόσιμη σε όλα τα σπήλαια. Αφού οι γεωλογικές παράμετροι δεν μπορεί να είναι απολύτως ίδιες σε δύο διαφορετικές περιοχές, τότε δεν είναι δυνατό να υπάρξει μια γενική θεωρία σπηλαιογένεσης. Παρά το γεγονός ότι πολλοί παράγοντες μπορεί να ομοιάζουν σε πολλές περιοχές ή και να είναι ακριβώς ίδιοι, η σπηλαιογενετική ιστορία θα εξαρτηθεί από το πόσο επηρεάζει ο καθένας τους τη σπηλαιογένεση.

Ωστόσο, κάποια γενικευμένα μοντέλα για περιοχές με ίδιες γεωλογικές παραμέτρους είναι δυνατό να δημιουργηθούν.

Ο Ford (2003) προτείνει ένα πολυφασικό μοντέλο (σχήμα 3.3) σπηλαιογένεσης όπως προκύπτει από την έρευνά του στο κεντρικό Mendip Hills στην Αγγλία. Είναι δυνατό να εφαρμοστεί για υδροφόρους ορίζοντες σε ασβεστόλιθους, δολομίτες, γύψο και ανυδρίτη όπου η διαπερατότητα και το πορώδες είναι κυρίαρχα πριν από τη δημιουργία ευμεγεθών καρστικών αγωγών. Όταν οι ασυνέχειες του πετρώματος είναι μεγάλες αλλά αραιές, τότε τα υπόγεια συστήματα υποχρεώνονται να ακολουθήσουν βαθιές διαδρομές κάτω από το επίπεδο των καρστικών πηγών (Bathypheatic Caves). Όταν η συχνότητα των ασυνεχειών αυξάνεται, το εύρος των αγωγών μειώνεται (Phreatic Caves with Multiple Loops). Η στρώση του πετρώματος, οι διακλάσεις και τα ρήγματα είναι αυτά που ορίζουν γενικά τις ασυνέχειες και παίζουν σημαντικό ρόλο στη σπηλαιογένεση. Με αύξηση του πορώδους το επίπεδο της φρεατικής σπηλαιογένεσης συμπίπτει σε πολλούς αγωγούς με το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα (Caves with mixture of phreatic and watertable leveled components). Στην ιδεατή περίπτωση η σπηλαιογένεση συμπίπτει πλήρως με τον υδροφόρο ορίζοντα εξαιτίας του υπερβολικά μεγάλου αριθμού ασυνεχειών (Ideal water table caves). Επίσης συστήματα σπηλαίων μπορεί να αποτελούν συνθέσεις των περιπτώσεων 2 και 3 ή 3 και 4. Αυτό το μοντέλο των τεσσάρων περιπτώσεων σπηλαιογένεσης περιλαμβάνει όλο το εύρος των συνθηκών σπηλαιογένεσης μέχρι την μικρότερη τάξη μεγέθους εξερευνήσιμου αγωγού. Υπάρχει όμως και η περίπτωση 0 όπου οι ασυνέχειες του πετρώματος είναι τόσο αραιές που δεν είναι δυνατή η σπηλαιογένεση στα όρια του υδρογεωλογικού χρόνου. Τέλος στην περίπτωση 5 δεν είναι δυνατή η σπηλαιογένεση, εξαιτίας του υψηλού πορώδους και της διαπερατότητας του σπηλαίου οπότε υπάρχει διάχυση του νερού και η κίνησή του περιγράφεται από το νόμο του Darcy.

Σχήμα 3.3 Αριστερή στήλη: Διαγράμματα των τριών επιμέρους θεωριών σπηλαιογένεσης
Δεξιά στήλη: Το πολυφασικό μοντέλο σπηλαιογένεσης (FORD 2003)



Η σπηλαιογένεση απαιτεί μια βασική προϋπόθεση: Το υπόγειο νερό πρέπει να διαβρώνει το ανθρακικό πέτρωμα δημιουργώντας σπήλαια με πιο ταχύ ρυθμό από ότι η επιφανειακή διάβρωση υποβαθμίζει το ανάγλυφο. Αυτό προϋποθέτει έντονη κατείσδυση νερού που θα άγεται κατά μήκος σταθερών οδών (PALMER 2003). Η διάλυση είναι μεγαλύτερη στα ανώτερα τμήματα ροής του καρστικού υδροφόρου (ανάντι) από ότι στα κατώτερα.

Η έναρξη δημιουργίας των καρστικών αγωγών σημαίνει ταυτόχρονη έναρξη της σπηλαιογένεσης. Η διαδικασία αυτή είναι δυνατό να επιμεριστεί σε δύο φάσεις α) *Ηωδιάλυσης*: έναρξη διεύρυνσης της ασυνέχειας του πετρώματος προς ένα κριτικό μέγεθος β) *Κύριας διεύρυνσης*: διεύρυνση του αγωγού από ένα κριτικό μέγεθος προς ένα κανονικό καρστικό αγωγό. Οι ασυνέχειες ξεκινούν να γίνονται αγωγίμες από το υμενώδες νερό από την τάξη των 50-500μm και η ηωδιάλυση δημιουργεί αγωγούς μεγέθους 5-15mm (BOSAK 2003). Στη διάμετρο 0,5 έως 5 cm υπάρχει ένα κριτικό σημείο όπου η ροή στον αγωγό γίνεται τυρβώδης (FORD & WILLIAMS 1988, DEYBRODT & GABROVSEK 2000).

Οι Deybrodt & Gabrovšek (2000) υποστηρίζουν ότι η ηωδιαλυτική φάση διαρκεί από 0,1 έως 10 εκ. χρόνια. Η διάρκεια εξαρτάται από τις διαστάσεις της αρχικής ασυνέχειας. Η φάση της κύριας διεύρυνσης, που δημιουργεί πλέον τον κύριο καρστικό αγωγό μεγέθους από 1 έως εκατοντάδες μέτρα, μπορεί να διαρκέσει από 5-20 έως 100 χιλιάδες χρόνια. Ο Palmer (2003) υπολόγισε ένα ρυθμό διάλυσης στη φάση της κύριας διεύρυνσης από 0,001-0,01 cm/έτος εξαρτώμενος πάντα από τη χημεία και την κίνηση του νερού.

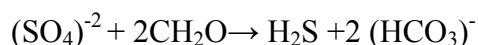
Κατά τη φάση της καρστικής διεύρυνσης πλήθος αγωγών θα δημιουργηθούν, θα ενωθούν μεταξύ τους και θα δημιουργήσουν ένα σύμπλεγμα, η διαμόρφωση του οποίου θα εξαρτηθεί από το υδρολογικό και γεωλογικό καθεστώς της περιοχής του καρστ.

3.5 Υπογενή Σπήλαια

Το νερό καθίσταται ισχυρό διαλυτικό μέσο όταν εμπλουτίζεται σε CO₂. Ομοίως, η παρουσία H₂S ισχυροποιεί τη διαλυτική δράση ανερχομένων διαλυμάτων, τα οποία είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία μιας σειράς καρστικών σπηλαίων. Τα σπήλαια αυτά καλούνται υπογενή (Hypogenic Caves). Στα διαλύματα που προέρχονται από το εσωτερικό του πετρώματος και όχι από την κατείσδυση όμβρου περιέχεται σε αέρια φάση H₂S και CO₂. Το H₂S προκαλεί απανωτές φυσικοχημικές διαδικασίες διάβρωσης του πετρώματος και απόθεσης του διαβρωμένου υλικού, σε αντίθεση με το CO₂ που διαβρώνει μόνο σε μικρή κλίμακα (FORTI *et al* 2002).

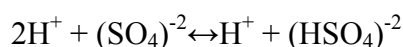
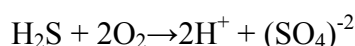
Υπογενή ονομάζονται τα σπήλαια που δημιουργούνται από τη δράση διαλυμάτων των οποίων η διαβρωτική δράση αποκτήθηκε στο βάθος του ανθρακικού πετρώματος (Palmer in KLIMCHOUK *et al* 2000). Η διαλυτική δράση των διαλυμάτων οφείλεται στην αρχική παρουσία του S⁻². Συνήθως δεν έχουν σχέση με τη διάλυση που πραγματοποιεί το εμπλουτισμένο σε CO₂ νερό στη ζώνη κατείσδυσης αλλά κυρίως στη φρεατική ζώνη. Τις περισσότερες φορές η δημιουργία των υπογενών σπηλαίων εντοπίζεται στην επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα όπου το νερό της κατείσδυσης αναμιγνύεται με το πλούσιο σε H₂S διάλυμα (σχήμα 3.4). Η παρουσία αυτού του είδους των σπηλαίων είναι συχνή σε περιοχές με ενεργές ορογενετικές διαδικασίες.

Η πηγή του S⁻² μπορεί να είναι ένα κοίτασμα σουλφιδίων, υδρογονανθράκων ή πιο συχνά η παρουσία ενστρώσεων γύψου ή ανυδρίτη στο μητρικό πέτρωμα. Η παραγωγή H₂S από θεικές ενώσεις περιγράφεται από τη γενική αντίδραση:

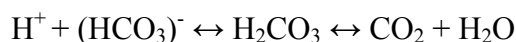
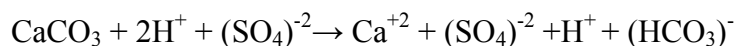


Το CH₂O στην αντίδραση αντιπροσωπεύει οργανικό μείγμα.

Η διαδικασία συνεχίζεται με την παραγωγή θειικού οξέος και άλλων όξινων θειικών ενώσεων ως ενδιάμεσων προϊόντων:



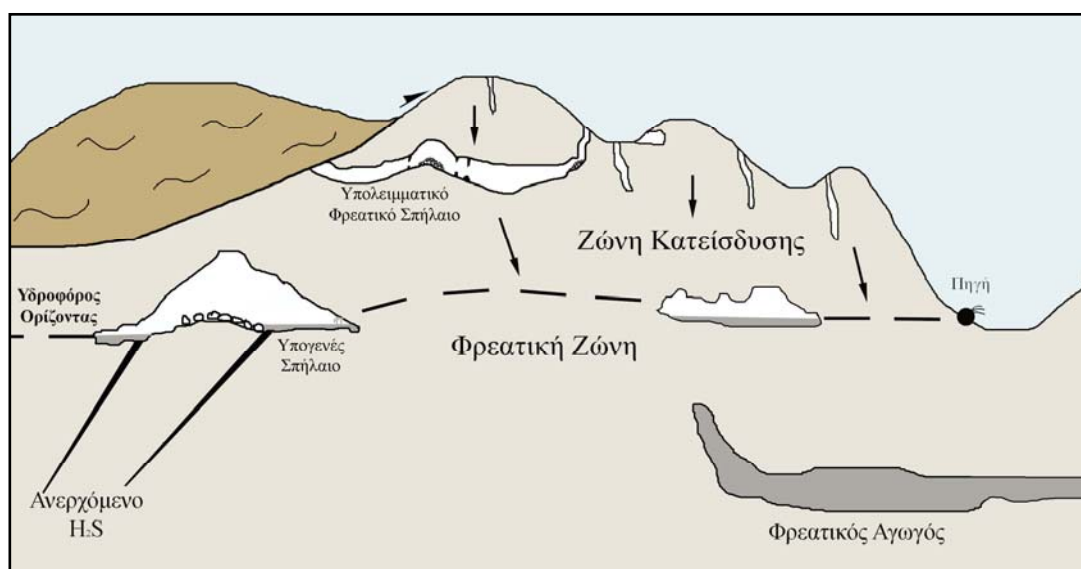
Στη συνέχεια το θειικό οξύ διαβρώνει το μητρικό ανθρακικό πέτρωμα:



Προοδευτικά η μερική πίεση του CO_2 P_{CO_2} αυξάνεται ενώ σε αργές ροές καθιζάνει γύψος:



Εξαιτίας της αντίδρασης των οξέων, το pH συνήθως παραμένει ουδέτερο (pH=6-7).



Σχήμα 3.4 Ιδεατή κατάσταση ανθρακικού πετρώματος στη μάζα του οποίου παρατηρούνται υπογενή, φρεατικά καθώς και σπήλαια δημιουργημένα στη ζώνη κατείσδυσης.

Κύριο χαρακτηριστικό των υπογενών σπηλαίων είναι η λαβυρινθώδης δομή τους, η οποία συνοδεύεται από έναν κύριο αγωγό. Στον τελευταίο πραγματοποιείται η κυρίως διάλυση λόγω H_2S . Ταυτόχρονα πραγματοποιείται διάλυση από τους υδρατμούς, που συγκρατούν CO_2 του αέρα και διαβρώνουν τα τοιχώματα του σπηλαίου. Η πιο χαρακτηριστική μορφή διάλυσης είναι οι θόλοι που δημιουργούνται στις οροφές των υπογενών σπηλαίων. Επιπλέον, το CaCO_3 της διάλυσης των τοιχωμάτων μεταφέρεται προς τα κάτω με το τριχοειδές νερό και δημιουργεί σπηλαιοθήματα, κυρίως κοραλλοειδή.

Η παραγωγή H_2S από θεικές ενώσεις είναι δυνατή σε θερμοκρασίες άνω των 85°C . Επειδή στις περισσότερες περιπτώσεις υπογενών σπηλαίων απουσιάζουν τα υδροθερμικά διαλύματα, η αντίδραση συντελείται με τη βοήθεια βακτηριδίων (Desulfovibrio, Thiothrix).

3.6 Παράγοντες Σπηλαιογένεσης

Αναμφισβήτητα, οι παράγοντες που επηρεάζουν τη σπηλαιογένεση σε μια καρστική περιοχή είναι οι *υδρογεωλογικές συνθήκες* που επικρατούν, η *λιθολογία* του πετρώματος και η *τεκτονική διαμόρφωση*. Τελευταία ερευνάται η συμβολή της συμπίκνωσης στη γένεση των σπηλαίων, δηλαδή του ποσοστού των υδρατμών του αέρα που συμπυκνώνεται μέσα στο σπήλαιο οδηγώντας σε διάλυση και απόθεση του CaCO_3 .

Α) *Υδρογεωλογικές Συνθήκες*. Το ποσό των κατακρημνισμάτων που κατεισδύουν στο υπόγειο καρστικό σύστημα ελέγχεται από τις υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή. Τόσο η κατανομή του καρστικού υδροφορέα όσο και η γειτνίασή του με άλλους υδροφορείς αποτελεί σημαντικό παράγοντα της εξέλιξης και επέκτασης του υπογείου καρστ. Ο ρόλος του επικάρστ είναι βασικός στη γένεση σπηλαίων στη ζώνη κατείσδυσης αλλά και στη τροφοδοσία των φρεατικών αγωγών. Ο τρόπος που θα κινηθεί το υπόγειο νερό ελέγχεται από την υδρογεωλογία του ευρύτερου καρστ αλλά και από τη λιθολογία και την τεκτονική δομή της περιοχής.

Β) *Λιθολογία*. Η σύσταση του μητρικού πετρώματος αποτελεί βασικό παράγοντα στη σπηλαιογένεση. Η διάλυση είναι πιο έντονη στους ασβεστόλιθους με υψηλά ποσοστά σε CaCO_3 σε σύγκριση με άλλα ανθρακικά πετρώματα. Ο δολομίτης ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) είναι λιγότερο διαλυτός από τον ασβεστίτη. Έτσι, η παρουσία του είναι δυνατό να περιορίσει τη σπηλαιογένεση ή ακόμα και να τη σταματήσει (KLIMCHOUK & FORD 2000). Επίσης η παρουσία ορυκτών της αργίλου στον ασβεστόλιθο σε ποσοστά πάνω από 20 με 30% διαμορφώνουν μικρές υπόγειες καρστικές μορφές. Γενικά η απουσία αργίλου ή κλαστικών υλικών στον ασβεστόλιθο και η συνεχής στρωμάτωσή του από 10 έως 100m σχετίζεται με τη δημιουργία μεγάλων σπηλαίων. Ο βαθμός κρυσταλλικότητας του πετρώματος είναι ένας παράγοντας που επηρεάζει τη σπηλαιογένεση. Έχει παρατηρηθεί ότι ο κρυσταλλικός ασβεστίτης σε μάρμαρα διαλύεται πιο δύσκολα απ' ό,τι ο ασβεστόλιθος.

Γ) *Τεκτονικές Συνθήκες*. Εκτός από τη λιθολογία, η σπηλαιογένεση επηρεάζεται από το ολικό πορώδες του πετρώματος, έναν παράγοντα που καθορίζει το βαθμό και την ένταση των κενών στη μάζα του πετρώματος. Για τα ρωγμώδη πετρώματα, όπως είναι τα ανθρακικά, το πορώδες ρυθμίζεται από την πυκνότητα των ρωγμών, το άνοιγμά τους καθώς και από την πυκνότητα και το μέγεθος εγκοίλων στη μάζα τους (ΣΟΥΛΙΟΣ 1986). Το πορώδες και ειδικά το ενεργό πορώδες παίζει σημαντικό ρόλο στην κίνηση του υπογείου νερού. Η τεκτονικές συνθήκες, όμως, είναι αυτές που ελέγχουν κατά κόρον το πορώδες των ανθρακικών πετρωμάτων και αποτελούν το αντικείμενο έρευνας σε αυτή την εργασία.

3.7 Τεκτονικές Συνθήκες Σπηλαιογένεσης

Η κίνηση του νερού ελέγχεται από τη διαμόρφωση των ρηγμάτων, των διακλάσεων και των ρωγμών του ανθρακικού πετρώματος. Όλα αυτά τα στοιχεία ομαδοποιούνται υπό τον όρο τεκτονικές ασυνέχειες. Το μικρότερο άνοιγμα μιας ασυνέχειας που μπορεί να επιτρέψει την έναρξη της δημιουργίας ενός καρστικού αγωγού είναι τα 10μm. Πολλές φορές κυρίαρχο ρόλο διαδραματίζει η τεκτονική επαφή ενός ανθρακικού πετρώματος με ένα άλλο (π.χ. σχιστόλιθο) παρά η παρουσία των διακλάσεων και των ρηγμάτων στη μάζα του. Επίσης και οι επιφάνειες στρώσης του πετρώματος επηρεάζουν τη δημιουργία σπηλαίων (σχήμα 3.5). Έχει παρατηρηθεί ότι σπήλαια με διαστάσεις ικανές να επιτρέψουν την είσοδο ανθρώπου δημιουργούνται σε μεσοστρωματώδη έως μαζώδη ιζηματογενή πετρώματα (KLIMCHOUK & FORD 2000). Τα λεπτοστρωματώδη ανθρακικά πετρώματα δεν

φιλοξενούν μεγάλες υπόγειες μορφές παρά σπήλαια με στενούς διαδρόμους που στερούνται μεγάλων θαλάμων (ελλείπει μηχανικής αντοχής).

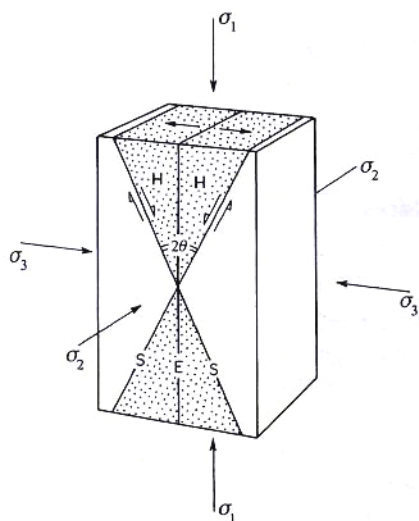
Πάχος	Στρώσης (cm)
100-1000	Υπέρπαχυστρωματώδη ή μαζώδη
30-100	Παχυστρωματώδη
10-30	Μεσοστρωματώδη
3-10	Λεπτοστρωματώδη
1-3	Υπόλεπτοστρωματώδη
<1,0	Φυλλώδη

Σχήμα 3.5 Χαρακτηρισμός του πετρώματος σύμφωνα με το πάχος της στρώσης (FORD & WILLIAMS 1989).

Άνοιγμα	Διακλάσεων (cm)
>300	Υπερευρεία
100-300	Ευρεία
30-100	Μεσαία
5-30	Στενή
<5	Πολύ κλειστή

Σχήμα 3.6 Χαρακτηρισμός των διακλάσεων σύμφωνα με το άνοιγμά τους (CHERNYSHEV 1983)

Οι διακλάσεις (σχήμα 3.6) αποτελούν ασυνέχειες του συμπαγούς πετρώματος εκατέρωθεν των οποίων δεν παρατηρείται σχετική κίνηση των τεμαχίων. Ρηξιγενείς επιφάνειες, εκατέρωθεν των οποίων παρατηρούνται πολύ μικρής κλίμακας μετατοπίσεις, θεωρούνται ως διακλάσεις (ΚΙΛΙΑΣ 2000). Οι διακλάσεις αντικατοπτρίζουν το καθεστώς των τάσεων που επικρατεί την περίοδο δημιουργίας τους. Διακρίνονται σε εφελκυστικές, υβριδικές διατμητικές και Coulomb-διατμητικές (Price & Cosgrove 1990 από HANCOCK 1996). Οι εφελκυστικές δημιουργούνται παράλληλα στον άξονα σ_1 (σχήμα 3.7). Είναι δυνατό να οριστεί η διεύθυνση του σ_3 που είναι πάντα κάθετος στις εφελκυστικές διακλάσεις. Κατά τη ρήξη του γεωλογικού σχηματισμού δημιουργούνται και διατμητικές διακλάσεις, που σχηματίζουν συζυγή σύνολα με γωνίες από 45° και μικρότερες. Στις εφελκυστικές παρατηρείται και το μεγαλύτερο ποσοστό σπηλαιογένεσης ενώ μικρότερο ρόλο διαδραματίζουν οι διατμητικές.



Σχήμα 3.7 Η σχέση των κύριων αξόνων τάσης και των ρήξεων. Ε: απλή εφελκυστική διάκλαση. S: συζυγείς Coulomb διακλάσεις. Η και ενδιάμεσο σκιασμένο: πεδίο όπου δημιουργούνται υβριδικές διατμητικές διακλάσεις με μικρές γωνίες προς τον σ_1 . Η κύριες τάσεις είναι $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. 2θ είναι η γωνία διάτμησης.

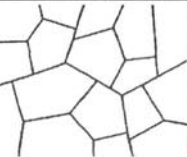
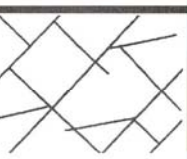
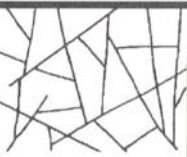
Οι διαστάσεις των διακλάσεων κυμαίνονται σε διάφορες τάξεις μεγέθους (σχήμα 3.7).

Ταξινόμηση με βάση το μήκος		Μήκος (cm)	Ταξινόμηση με βάση το πλάτος
Μεγάλα Ρήγματα		10^8	
		10^7	
		10^6	
Ρήγματα		10^5	
		10^4	Ζώνες τεκτονικών λατυποπαγών
Διακλάσεις	Μεγάλες	10^3	
	Μεσαίες	10^2	
	Μικρές	10	Ρωγμές
		1	Πλατιές Διακλάσεις Μεσαίες Στενές
		10^{-1}	
Μικροδιακλάσεις		10^{-2}	
		10^{-3}	
		10^{-4}	Τριχοειδείς
		10^{-5}	
		10^{-6}	
			Υποτριχοειδείς

Σχήμα 3.7 Ταξινόμηση των τεκτονικών ασυνεχειών με βάση το μήκος και το πλάτος τους (CHERNYSHEV 1983)

Κάτω από συνεχιζόμενες συνθήκες πίεσης οι μεγαλύτερες ασυνέχειες τείνουν να διευρύνουν τις διαστάσεις. Στα στρωματώδη πετρώματα υπάρχει σχέση μεταξύ του πάχους των στρωμάτων και του ανοίγματος και του μεγέθους των διακλάσεων. Μάλιστα ο Chernyshev (1983) γενίκευσε αυτή τη σχέση στον τύπο $a=rMk$, όπου a είναι η απόσταση μεταξύ των διακλάσεων και M είναι το πάχος του στρώματος. Τα r και k είναι εμπειρικές σταθερές. Τα λεπτοστρωματώδη πετρώματα έχουν μεγάλη συχνότητα διακλάσεων σε αντίθεση με τα παχυστρωματώδη.

Ο Chernyshev (1983) δημιούργησε μία ταξινόμηση με βάση τις διακλάσεις μιας περιοχής που δείχνει το πεδίο των τάσεων που ενεργεί ή ενήργησε στην εν λόγω περιοχή (σχήμα 3.8).

Τύπος Δικτύου Διακλάσεων	Κατοπτρική Εμφάνιση	Πεδίο των Τάσεων που δημιουργεί τις διακλάσεις	Ανισοτροπία Μάζας που δημιουργείται
Σφαιροειδές I		$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$	Ισοτροπική
Πολυγωνικό Αξονο-συμμετρικό II		$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$	Πλάγια - Ισοτροπική
Συστηματικό Ισογώνιο III		$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	Ανισοτροπική
Σύμπλοκο Ασύμμετρο IV		Αλλαγή στο πεδίο των τάσεων	Ποικίλλει

Σχήμα 3.8 Γεωμετρική κατανομή των δικτύων των διακλάσεων μιας περιοχής (CHERNYSHEV 1983)

Το συστηματικό-ισογώνιο (III) και το σύμπλοκο (IV) δίκτυο διακλάσεων είναι τα δύο δίκτυα που κυριαρχούν στα καρστικά πεδία και στους καρστικούς υδροφόρους. Το σφαιροειδές δίκτυο διακλάσεων συνδέεται κυρίως με πυριγενείς διεισδύσεις, αλλά συναντάται και σε κοραλλιογενείς υφάλους. Τα πολυγωνικά δίκτυα συνδέονται επίσης με ψύξη πυριγενών σωμάτων και μεταμόρφωση αλλά χαρακτηρίζουν και λεπτοστρωματώδεις λεπτόκοκκους ιζηματογενείς σχηματισμούς. Συναντώνται κατά κόρον σε γύψους.

Τα ρήγματα αποτελούν ασυνέχειες του πετρώματος εκατέρωθεν των οποίων παρατηρείται σχετική μετακίνηση. Παρατηρούνται στις οροφές των σπηλαίων, στα τοιχώματα αλλά και στο δάπεδο. Οι μετατοπίσεις μπορεί να είναι της τάξης μεγέθους από 1cm μέχρι και πάνω από 1000m. Η επιφανειακή εξάπλωση ενός ρήγματος είναι δυνατό να φθάσει σε μήκος πολλών χιλιομέτρων. Ο υδρογεωλογικός και σπηλαιογενετικός τους ρόλος εξαρτάται από τον τύπο του ρήγματος, το μέγεθος και το βαθμό της διαγένεσης του πετρώματος μετά τη στιγμή της θραύσης. Οι Klimchouk & Ford (2000) υποστηρίζουν ότι μεγάλα κανονικά και ανάστροφα ρήγματα σπάνια εμφανίζουν στην κατοπτρική τους επιφάνειά μεγάλα σπήλαια, εξαιτίας της μικρής διαπερατότητάς τους. Η παρουσία κατακλαστίτη ή και μυλωνίτη εμποδίζει την κίνηση του νερού. Το υψηλότερο ποσοστό σπηλαιογένεσης παρατηρείται στις ρηξιγενείς ζώνες που δημιουργούνται παράλληλα στα ρήγματα. Τα συστήματα διακλάσεων που συνδέονται με τέτοια ρήγματα ευνοούν την ανάπτυξη σπηλαίων. Συστήματα σπηλαίων διανοίγονται μεταξύ μεγάλων ρηγμάτων και πέρα από αυτά, ενώ πολλές φορές συναντώνται μετατοπισμένα εξαιτίας της δράσης των ρηγμάτων (KLIMCHOUK & FORD 2000).

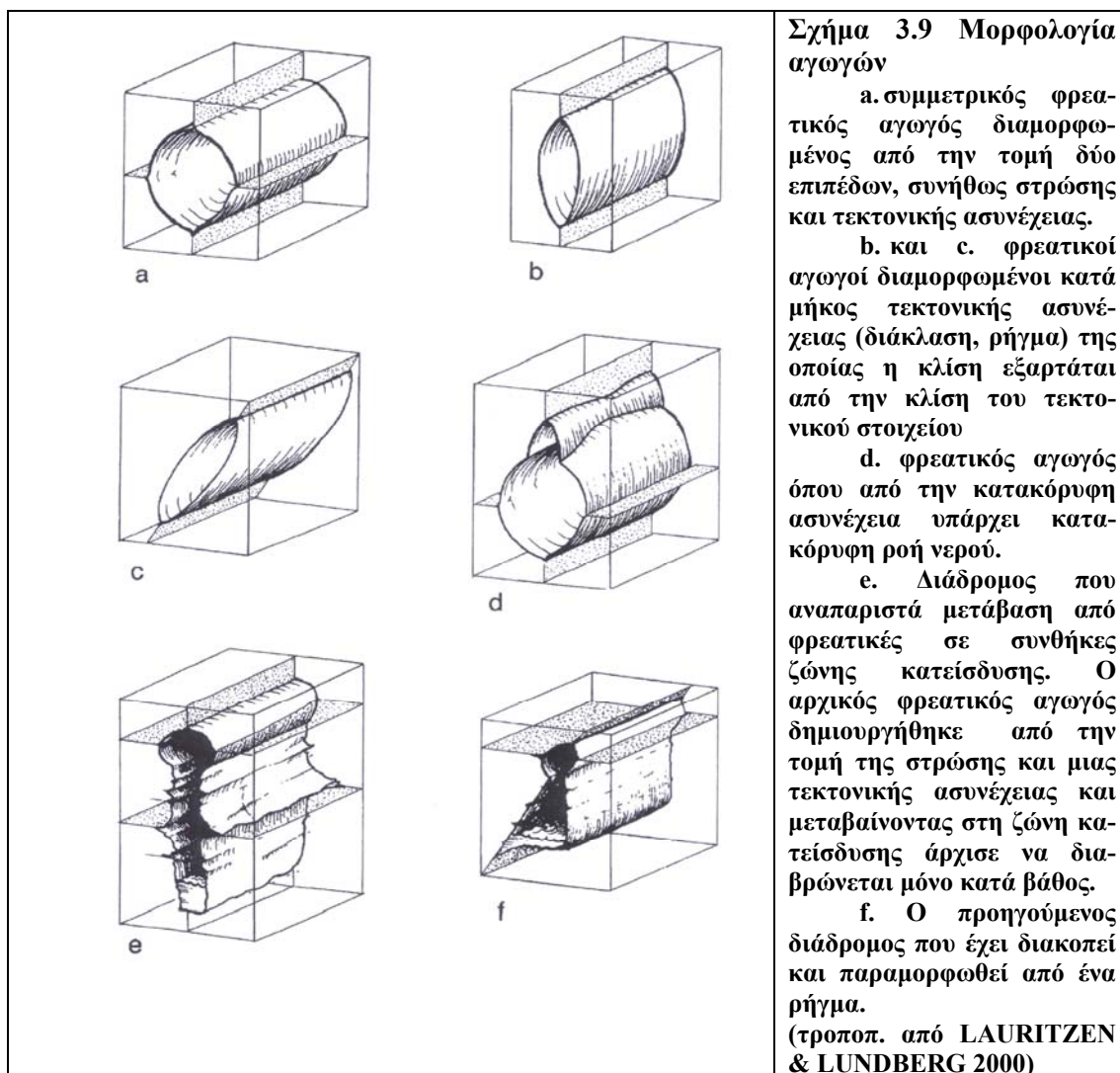
Η διαμόρφωση των αγωγών-διαδρόμων ενός σπηλαιίου ελέγχεται κυρίως από τη λιθολογία και την τεκτονική. Στην περίπτωση ομογενούς πετρώματος, σχετικά, η τεκτονική είναι ο παράγοντας εκείνος που ορίζει τις κύριες διευθύνσεις ανάπτυξης του σπηλαιίου. Οι διακλάσεις κυρίως αλλά και τα ρήγματα και η στρώση του πετρώματος ελέγχουν την ανάπτυξη των αγωγών, τόσο σε μήκος όσο και σε διάμετρο, γιατί απλά επιτρέπουν την ευκολότερη κίνηση του νερού.

Τα κανονικά ρήγματα είναι αυτά που συνδέονται με μεγαλύτερες υπόγειες καρστικές μορφές σε σχέση με τα ανάστροφα και τα οριζόντια μετατόπισης. Οι κατοπτρικές τους επιφάνειες δημιουργούν σπήλαια στις ζώνες κατείσδυσης σε βάθος μέχρι και 1500m.

Η στρώση όπως και τα μικρής γωνίας ανάστροφα ρήγματα επηρεάζουν περισσότερο τη διαμόρφωση της οροφής του καρστικού αγωγού όπως και την ύπαρξη καταρρευσιγενούς μορφολογίας. Σε αυτές τις περιπτώσεις κυριαρχούν οι δόμοι κατάρρευσης στο κέντρο μεγάλων αιθουσών (ΒΑΞΕΒΑΝΟΠΟΥΛΟΣ 2003).

Στο σχήμα 3.9 αποτυπώνεται η συμβολή της τεκτονικής στη διαμόρφωση των αγωγών και στην εξέλιξη της σπηλαιογένεσης γενικότερα.

Στο στάδιο που ένας αγωγός διαμορφώνεται στη φρεατική ζώνη (πληρωμένος με αργά κινούμενο νερό) τα διαμετρικά του στοιχεία ελέγχονται από τις τεκτονικές ασυνέχειες και τη στρώση του πετρώματος.



Στην περίπτωση οριζόντιας στρώσης και ύπαρξης μίας κατακόρυφης διάκλασης διαμορφώνεται ένας σχεδόν κυκλικής διαμέτρου αγωγός (σχήμα 3.9a). Το μήκος του εξαρτάται από το μήκος της ασυνέχειας. Στην περίπτωση μεγάλης διάκλασης ή ρήγματος δημιουργείται αγωγός φακοειδούς διατομής, η κλίση του οποίου εξαρτάται από την κλίση της ασυνέχειας (σχήμα 3.9b,c).

Οι αγωγοί που διαμορφώνονται στη ζώνη κατείσδυσης έχουν ριζικά διαφορετική διαμόρφωση. Το νερό της κατείσδυσης κινείται με τη βαρύτητα σχεδόν κατακόρυφα. Άρα η διαμόρφωσή τους γίνεται κατά βάθος και πλάγια. Όπως στην κατά βάθος διάβρωση των ποταμών της υπαίθρου έτσι και στη ζώνη κατείσδυσης η διάβρωση ελέγχεται από τοπικά βασικά επίπεδα. Κύριο χαρακτηριστικό είναι η εξαφάνιση των στοιχείων της φρεατικής διαμόρφωσης από το νερό της ζώνης κατείσδυσης λόγω ανύψωσης των πετρωμάτων ή ταπείνωση του υδροφόρου ορίζοντα (σχήμα 3.9 e,f).

Ο Palmer (2000) συγκέντρωσε τις μορφές των υπόγειων συστημάτων που ελέγχονται από τεκτονικές ασυνέχειες σε σχέση με το υδρογεωολογικό καθεστώς (σχήμα 3.10).

Τύπος Πορώδους: Διακλάσεις (κατόψεις)	ΔΙΑ ΜΕΣΟΥ ΚΑΡΣΤΙΚΩΝ ΒΥΘΙΣΜΑΤΩΝ		ΔΙΑΧΥΣΗ		ΥΠΟΓΕΝΗ
	Δολίνες	Καταβυθιζόμεν. ποταμοί	Σε Ψαμμίτη	Σε πορώδες & διαλυτό πέτρωμα	Διάλυση από όξινα διαλύματα βάθους ή από ψύξη θερμών διαλυμάτων
	Διακλαδώσεις (Πολυλεπίπεδα και Μονοί Διάδρομοι)	Μονοί Διάδρομοι & Μη Διαμορφωμένα Δίκτυα	Τα περισσό- τερα σπήλαια έχουν άλλο τρόπο εμπλουτισμού	Τα περισσότερα σπήλαια δημιουργούνται στη ζώνη ανάμειξης	
					
	Γωνιώδεις Διάδρομοι	Ρωγμές, Ανώμαλα Δίκτυα	Ρωγμές, Δίκτυα	Απομονωμένες Ρωγμές, Υποτυ- πώδη Δίκτυα	Δίκτυα, Μονοί Διάδρομοι, Ρωγμές

Σχήμα 3.10 Τύποι υπογείων συστημάτων σε σχέση με τον εμπλουτισμό του υδροφόρου συστήματος και τον τύπο του πορώδους. Είναι γενικευμένα με σκοπό να καταδείξουν τη μορφή που κυριαρχεί κάθε φορά. Σε πολλές περιπτώσεις συστήματα σπηλαίων αποτελούν συνδυασμούς των παραπάνω (Palmer 1991 από PALMER 2000)

4. Σπήλαιο Μελισσότρυπα Κεφαλοβρύσου

Το σπήλαιο Μελισσότρυπα αποτελεί τη μεγαλύτερη μέχρι τώρα γνωστή υπόγεια καρστική μορφή της ανθρακικής σειράς της Κρανιάς. Η είσοδος της Μελισσότρυπας διανοίγεται σε κορήματα που επικάθονται σε τεκτονισμένα μάρμαρα λόγω της ύπαρξης μεταπτωτικού ρήγματος (280/60, CLAR). Η γεωμορφολογία της περιοχής χαρακτηρίζεται από γενικά έντονο ανάγλυφο στην περιοχή του σπηλαίου (σχήμα 4.1). Επιφανειακά παρατηρούνται δακτυλιογλυφές, ίχνη βροχής και άλλες μικρές μορφές του επιφανειακού καρστ. Στην εγγύς περιοχή του σπηλαίου δεν παρατηρούνται μεγάλες επιφανειακές καρστικές μορφές όπως δολίνες, πόλγες. Βορειοανατολικά του σπηλαίου υφίσταται η πηγή του Κεφαλοβρύσου που αποτελεί τη μοναδική εκφόρτιση του καρστικού συστήματος της Κρανιάς.



Σχήμα 4.1 Αποψη της περιοχής του σπηλαίου προς τα βορειοανατολικά. Σημειώνεται με βέλος η είσοδος στα υπερκείμενα των μαρμάρων κορήματα.

4.1 Χαρτογράφηση της Μελισσότρυπας

Στη χαρτογράφηση που πραγματοποιήθηκε στο σπήλαιο Μελισσότρυπα, στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας, χρησιμοποιήθηκε ο κλασικός τρόπος χαρτογράφησης σπηλαίου με τη χρήση αποστασιόμετρου, μετροταινίας και πυξίδας.

Με τη μετροταινία μετράται το μήκος του μεγίστου άξονα του προς χαρτογράφηση θαλάμου. Με την πυξίδα υπολογίζεται, παράλληλα, το αζιμούθιο και η κλίση της συγκεκριμένης ευθείας. Πάνω στη μετροταινία και ανά συγκεκριμένο διάστημα (η πυκνότητα των μετρήσεων εξαρτάται από τη λεπτομέρεια της χαρτογράφησης) μετράται με το αποστασιόμετρο (Leica DistoTM Lite 5) το αριστερό πλάτος, το ύψος και το δεξιό πλάτος του θαλάμου και η απόσταση της μετροταινίας από το έδαφος. Οι μετρήσεις συνεχίζονται πάνω στη μετροταινία και με σταθερή όδευση (π.χ. ανά 2m).

Τα άκρα του άξονα που μετρά η μετροταινία ορίζονται ως σταθμοί. Ο σταθμός της εισόδου ορίζεται συνήθως ως η αρχή των μετρήσεων με το γράμμα Α. Ο επόμενος σταθμός (όποτε αλλάζει διεύθυνση ο άξονας μετρήσεων) παίρνει το γράμμα Β, ο επόμενος το Γ κ.ο.κ.

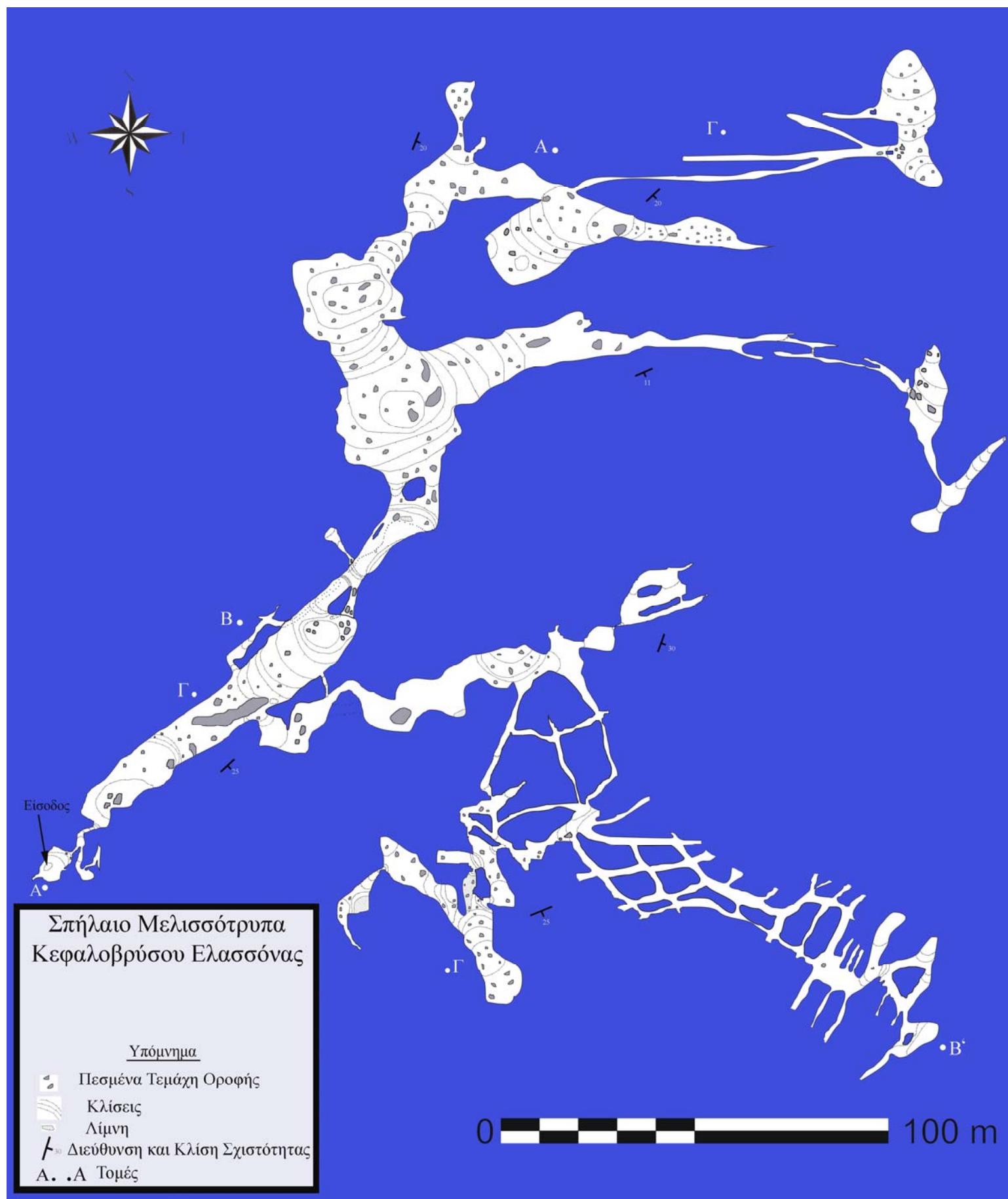
Οι μετρήσεις πεδίου ληφθήκαν σε 6 συναπτές αποστολές που πραγματοποιήθηκαν στο σπήλαιο. Απαιτήθηκε χρόνος 5 μηνών και 24 άτομα για να παραχθεί το επιθυμητό αποτέλεσμα. Συνολικά δημιουργήθηκαν 254 σταθμοί και πραγματοποιήθηκαν 1016 μετρήσεις.

Τα στοιχεία καταγράφονται σε έτοιμα πρότυπα, τα οποία καταχωρούνται σε προγράμματα αποτύπωσης (σχήμα 4.2). Στη συγκεκριμένη εργασία τα δεδομένα επεξεργάστηκαν με το πρόγραμμα Visual Topo. Το πρόγραμμα διατίθεται δωρεάν στη σελίδα <http://vtopo.free.fr/> και έχει ελληνική έκδοση. Πρόκειται για ένα πρότυπο εισαγωγής δεδομένων σε μορφή κελιών και μετατροπή τους σε απεικονίσεις. Οι απεικονίσεις που διαθέτει είναι κάτοψη του σπηλαίου, τομή, εκτεταμένη τομή, κινούμενο σχέδιο και τρισδιάστατη απεικόνιση. Επικουρικά έγινε χρήση του προγράμματος Compass, όπου διαμορφώθηκαν οι τρισδιάστατες απεικονίσεις και οι βαθυμετρίες σε σχέση με το υψόμετρο της εισόδου.

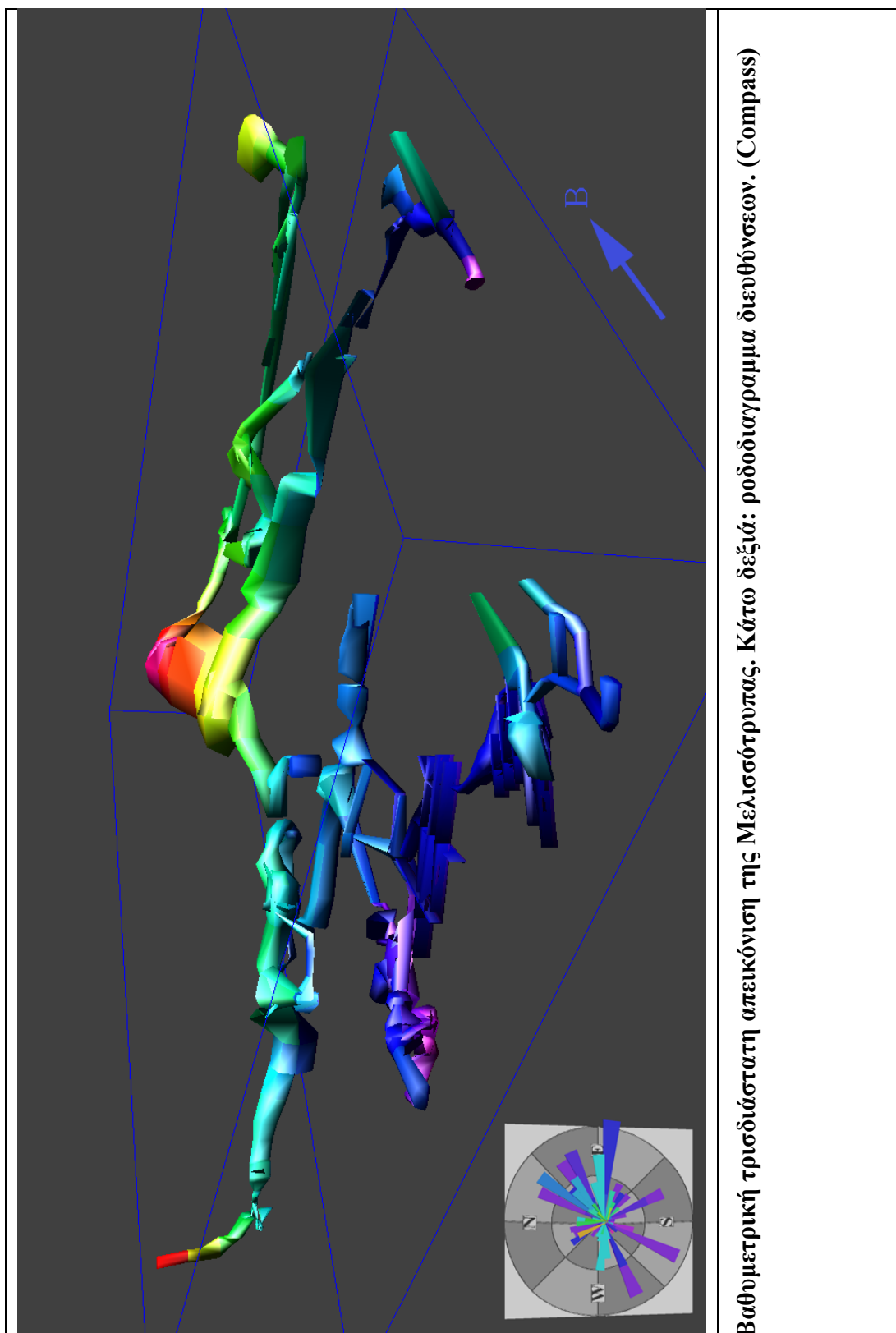
Με βάση τη βαθμολόγηση του British Cave Research Association (BCRA), η χαρτογράφηση της Μελισσότρυπας κυμαίνεται μεταξύ 5D και 5B (ELLIS 1975). Οι τιμές πλησιάζουν την 5B στην περιοχή του λαβυρίνθου, όπου η χαρτογράφηση δεν έχει ολοκληρωθεί πλήρως.

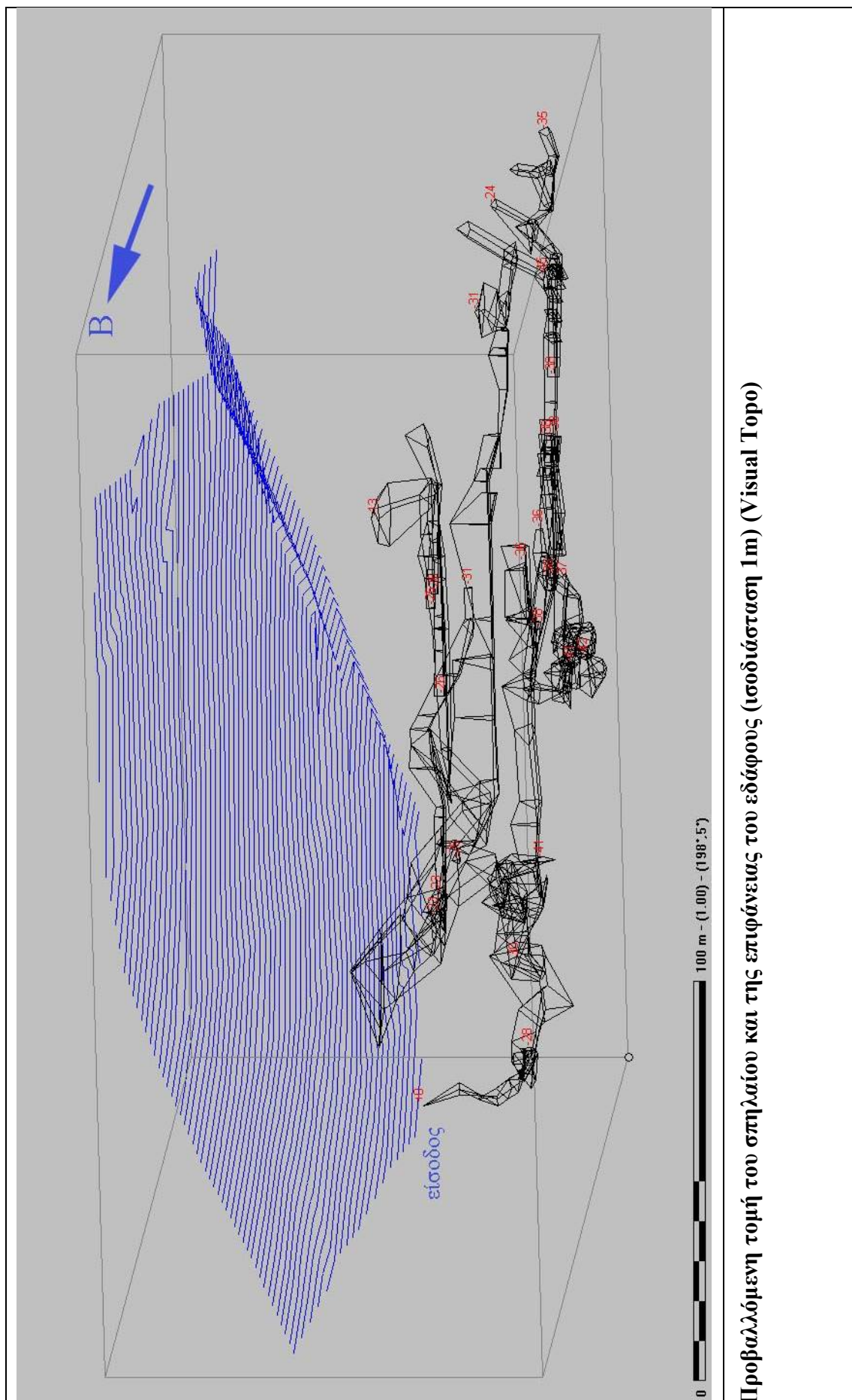
από	έως	μήκος	αζιμούθιο	κλίση	αριστερά	δεξιά	πάνω	κάτω
C21	C51	3.00	192.00	0.00	1.00	0.50	0.20	0.10
C51	C1	2.60	192.00	0.00	1.00	0.50	0.70	0.30
C1	C22	2.00	115.00	0.00	1.80	0.70	0.50	1.00
C22	CX	0.50	48.00	0.00	0.20	0.20	0.10	0.10
CX	CX1	0.50	115.00	-10.00	0.20	0.20	0.10	0.20
CX1	CX2	5.00	48.00	-25.00	1.00	0.20	3.00	1.00
C22	C2	2.70	115.00	0.00	0.60	0.90	0.50	0.20
C	C11	1.00	355.00	-20.00	1.60	0.20	1.30	0.50
C11	D	1.50	355.00	-20.00	1.60	0.20	1.30	0.80
D	D4	4.00	70.00	-30.00	0.20	0.30	4.70	0.50
D4	E	3.60	70.00	-20.00	7.00	0.90	5.60	0.50
E	Z	4.80	350.00	10.00	6.50	1.50	5.00	0.50

Σχήμα 4.2 Πρότυπο καταγραφής στοιχείων χαρτογράφησης. Στις πρώτες δύο στήλες καταγράφονται οι σταθμοί της χαρτογράφησης, ενώ στις επτά δεξιότερες τα στοιχεία κάθε μέτρησης (μήκος, αζιμούθιο, κλίση)



Κάτοψη του Σπηλαίου



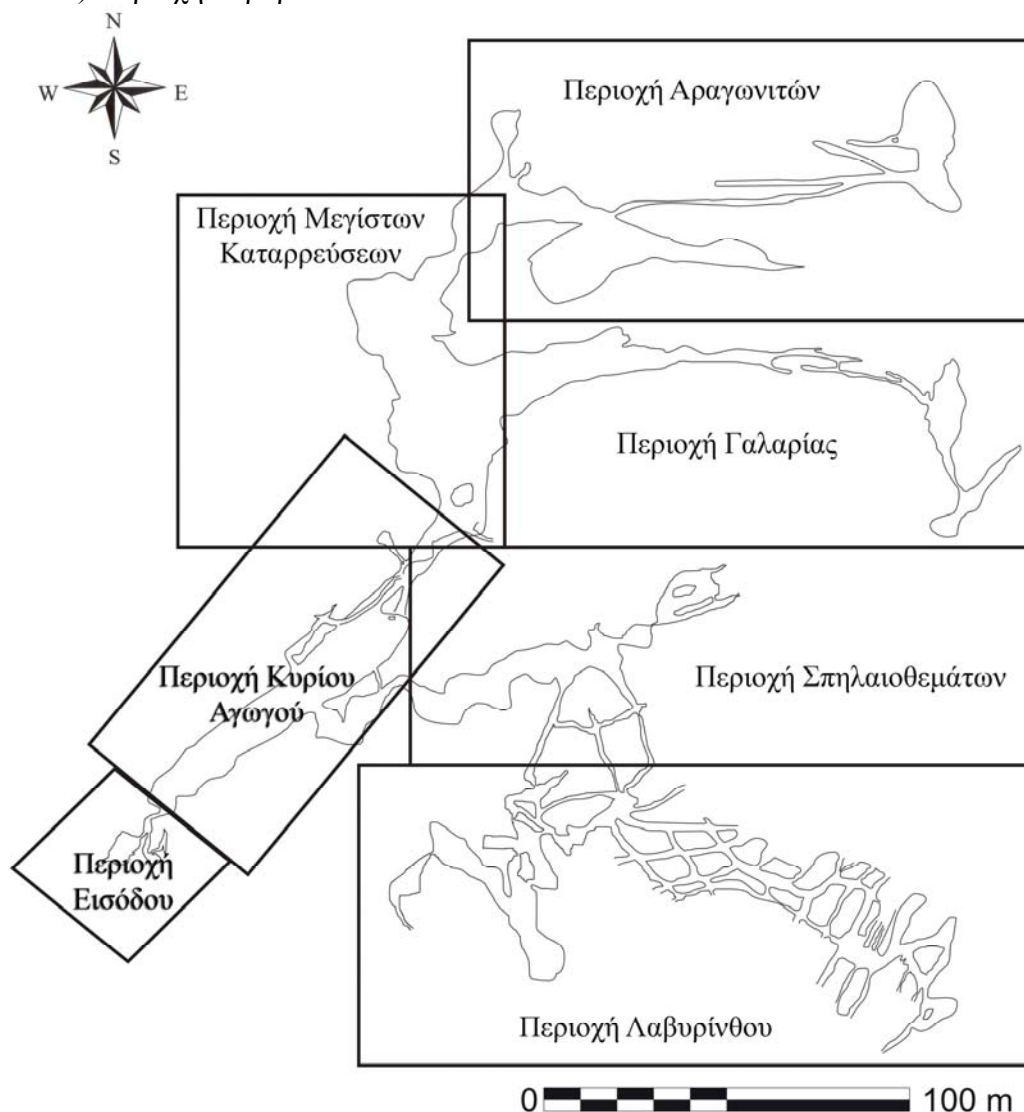


4.2 Περιγραφή του σπηλαίου

Το σπήλαιο καλύπτει έκταση 0,06km² και έχει συνολικό μήκος χαρτογραφημένων διαδρόμων περίπου 2103,6m. Το υψόμετρο στην περιοχή του στομίου της εισόδου είναι 299m (συσχετισμένη μέτρηση G.P.S.) ενώ στο εσωτερικό του φθάνει σε βάθος μέχρι και -47,3m δηλαδή σε απόλυτο υψόμετρο 251,7m. Το βάθος της βαραθρώδους εισόδου είναι 14,6m.

Για λόγους καλύτερης επόπτευσης και περιγραφής είναι δυνατό να χωριστεί σε επτά τμήματα:

- A) Περιοχή της εισόδου
- B) Περιοχή κυρίου αγωγού
- Γ) Περιοχή μέγιστων καταρρεύσεων
- Δ) Περιοχή γαλαρίας
- E) Περιοχή αραγωνιτών
- ΣΤ) Περιοχή σπηλαιοθεμάτων
- Z) Περιοχή λαβυρίνθου



Σχήμα 4.3 Ο διαχωρισμός του σπηλαίου σε επτά κύριες περιοχές

Α) Περιοχή Εισόδου

Η είσοδος είναι βαραθρώδης, βάθους 14,6m και μέγιστης διαμέτρου 3m, που βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο της ανάπτυξης του σπηλαιίου. Το στόμιο του βαράθρου διανοίγεται σε κορήματα των μαρμάρων που έχουν δημιουργηθεί από τη δράση του μεταπτωτικού ρήγματος (280/60, CLAR) και την επιφανειακή διάβρωση. Αυτά συνεχίζονται μέχρι βάθους 5.3m όπου επικάθενται πάνω στη ζώνη ρηγματώσης του μαρμάρου. Στο βύσσο του βαράθρου σχηματίζεται η πρώτη μικρή αίθουσα με διαστάσεις 9x4m η οποία διαθέτει στο έδαφος αρκετό κλαστικό υλικό και φυτογενή ιζήματα. Η τροφοδοσία της σε ιζήματα πλέον γίνεται κυρίως από την είσοδο του βαράθρου. Στα τοιχώματα παρατηρούνται μικρά έγκοιλα πληρωμένα με κορήματα. Ο σπηλαιοδιάκοσμος αποτελείται από σταλακτίτες, ρεόλιθους, σταλαγμίτες. Μέσω στενής οπής διαστάσεων 1x0,5 (πλάτος x ύψος) το σπήλαιο συνεχίζεται προς τα ανατολικά σε διακλαδώσεις μικρών διαστάσεων. Αυτές έχουν μέγιστο πλάτος και ύψος 2,5m και 1,8m αντίστοιχα. ενώ προς τα βόρεια αρχίζει το τμήμα του κυρίου αγωγού.



Σχήμα 4.4 Η περιοχή της εισόδου (εξωτερικά), όπου σημειώνεται με βέλος η είσοδος του βαράθρου. Με διακεκομμένη γραμμή σημειώνεται το κύριο ρήγμα της εισόδου (280/60, CLAR). Πάνω δεξιά άποψη από το εσωτερικό του σπηλαιίου προς τα έξω.

B) Περιοχή Κυρίου Αγωγού

Μετά το τμήμα της εισόδου βορειότερα ακολουθεί η περιοχή του κυρίου αγωγού του σπηλαιίου διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ. Αυτός ορίζεται από δύο μεταπτατικά ρήγματα με στοιχεία (311/60, CLAR) και (331/81, CLAR). Έχει μήκος περίπου 110m με μέσο πλάτος και ύψος 6m και 6,4m αντίστοιχα. Κύριο χαρακτηριστικό του κεντρικού αγωγού είναι οι καταρρεύσεις τεμαχών της οροφής (σχήμα 4.4). Επίσης παρατηρούνται στροβιλοειδείς γλυφές στα πλάγια τοιχώματά του (σχήμα 4.5). Αυτές οι γλυφές είναι ρηχά κοιλώματα στα τοιχώματα του σπηλαιίου που δημιουργούνται από τη στροβιλοειδή ροή του νερού (ΒΑΞΕΒΑΝΟΠΟΥΛΟΣ 2003). Οι καταρρεύσεις είναι έντονες στο κεντρικό του τμήμα, όπου εμφανίζονται και τα δύο ρήγματα, ενώ μειώνονται προς τα νοτιοδυτικά όπου παρατηρείται μεγάλη συγκέντρωση σπηλαιοθεμάτων.



Σχήμα 4.4 Άποψη του κεντρικού τμήματος του κυρίου αγωγού προς βορρά. Στο κέντρο παρατηρείται δόμος κατάρρευσης.

Στα πλάγια τοιχώματα υφίστανται κοιλώματα με σταλακτίτες, ρεόλιθους και σταλαγμίτες. Κύρια σπηλαιοθέματα των μεγάλων αιθουσών του κύριου αγωγού είναι οι εμβρυακοί σταλακτίτες στις επίπεδες επιφάνειες της οροφής. Επιμέρους μικρές αίθουσες και διάδρομοι δημιουργούνται εκατέρωθεν την κύριας ανάπτυξης του αγωγού με πλήθος σπηλαιοθεμάτων και σπάνιες καταπτώσεις τεμαχών της οροφής. Στο ΒΑ τμήμα του είναι εμφανές μόνο το ένα ρήγμα (311/60, CLAR) (σχήμα 4.6) ενώ υπάρχουν καταπτώσεις που γίνονται πιο έντονες βορειότερα, στην περιοχή των μεγάλων καταρρεύσεων.



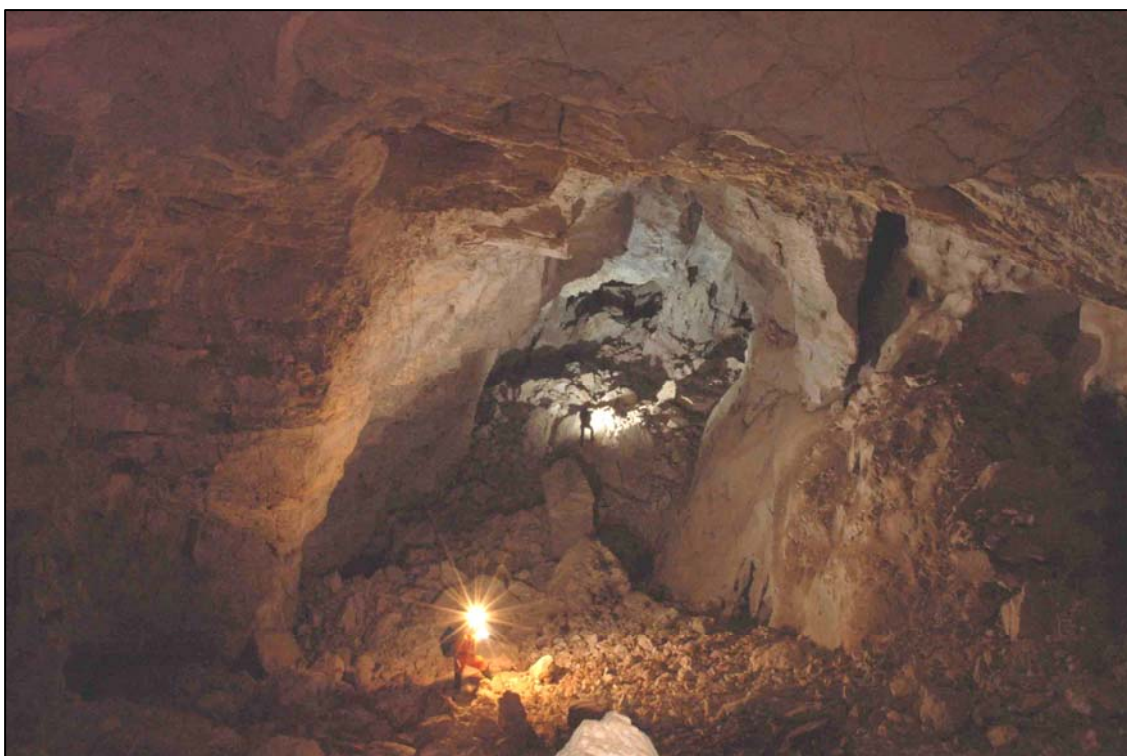
Σχήμα 4.5 Αποψη του κυρίου αγωγού προς νότο. Στα πλάγια τοιχώματα παρατηρούνται στροβιλοειδείς γλυφές.



Σχήμα 4.6 Το βορειοανατολικό τμήμα του κυρίου αγωγού. Παρατηρούνται στροβιλοειδείς γλυφές και το μεταπτωτικό ρήγμα (311/60, CLAR)

Γ) Περιοχή Μεγίστων Καταρρεύσεων

Ο κύριος αγωγός οδηγείται προς τα βόρεια στο τμήμα του σπηλαίου όπου παρατηρείται ο μεγαλύτερος βαθμός καταρρεύσεων. Η περιοχή των μεγίστων καταρρεύσεων αποτελείται από δύο κύριους θαλάμους με διαστάσεις 33x50x8,5m (μήκος x πλάτος x ύψος) και 19x31,8x7,6m αντίστοιχα. Ο νοτιότερος θάλαμος είναι και ο μεγαλύτερος του σπηλαίου (σχήμα 4.7).



Σχήμα 4.7 Ο νοτιότερος θάλαμος της περιοχής των μεγίστων καταρρεύσεων και μεγαλύτερος του σπηλαίου.

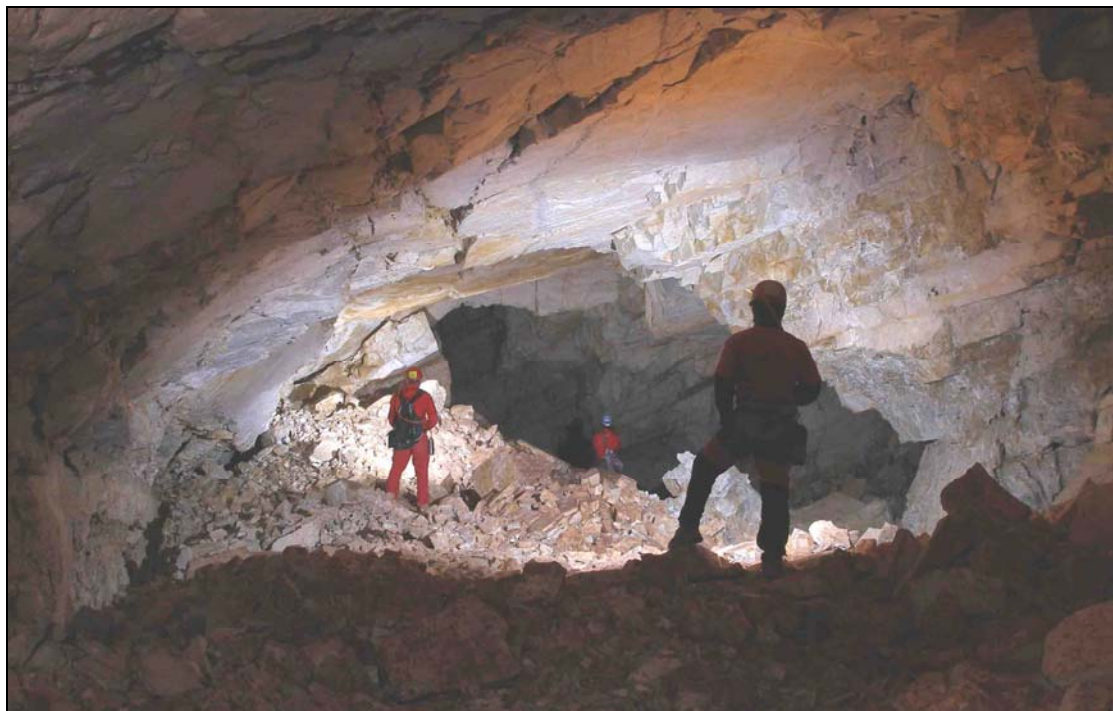
Στην περιοχή των μεγίστων καταρρεύσεων είναι έντονη η καταρρευσιγενής μορφολογία μιας και παρατηρείται η μεγαλύτερη συγκέντρωση ρηγμάτων. Σχηματίζονται δύο δόμοι κατάρρευσης ένας στο κέντρο του νοτίου μεγάλου θαλάμου και ο άλλος στο βορειότερο και μικρότερο θάλαμο. Ο κώνος κορημάτων του βόρειου θαλάμου τροφοδοτεί με υλικό το νοτιότερο θάλαμο (σχήμα 4.8) καθώς και των διάδρομο που οδηγεί βορειότερα στην περιοχή των αραγωνιτών.



Σχήμα 4.8 Τροφοδοσία σε κορήματα του νότιου θαλάμου από το βορειότερο.

Δ) Περιοχή Αραγωνιτών

Η περιοχή αυτή κατέχει το βορειότερο τμήμα του σπηλαίου. Χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία συσσωματωμάτων αραγωνιτών στις διάφορες επιφάνειες και στο εσωτερικό των ασυνεχειών. Τα συσσωματώματα χαρακτηρίζονται από τη βελονοειδή ανάπτυξη των κρυστάλλων αραγωνίτη. Η δυτικότερη αίθουσά της χαρακτηρίζεται από καταρρευσιγενή μορφολογία ενώ παράλληλα τροφοδοτείται μέσω αγωγού με γωνιώδη τεμάχια από τη βορειότερη αίθουσα της περιοχής των καταρρεύσεων (σχήμα 4.9).



Σχήμα 4.9 Αποψη της δυτικότερης αίθουσας της περιοχής των αραγωνιτών.

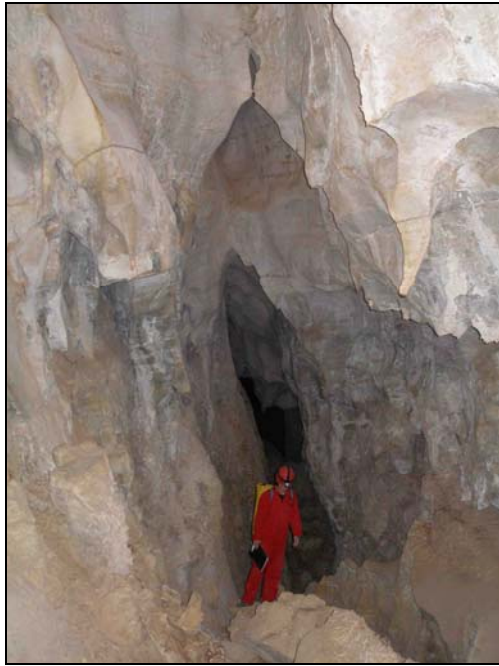
Ανατολικότερα, διάδρομος οδηγεί σε μεγάλη αίθουσα διαστάσεων 37,1 x 14,2 x 8,7m (μήκος x πλάτος x ύψος) με έντονες καταρρεύσεις ενώ στο δυτικότερο άκρο του διαδρόμου παρατηρείται η μεγαλύτερη συγκέντρωση αραγωνιτών (σχήμα 4.10). Βόρεια της μεγάλης αίθουσας στενός διάδρομος (72 x 1,5 x 4,3m, μήκος x πλάτος x ύψος) που ορίζεται από ρήγμα (2/70, CLAR) οδηγεί σε μικρότερη αίθουσα διαστάσεων (30,2 x 8,2m).



Σχήμα 4.10 Η αίθουσα με τη μεγαλύτερη συγκέντρωση βελονοειδών αραγωνιτών στα τοιχώματά της

Ε) Περιοχή Γαλαρίας

Η περιοχή αυτή βρίσκεται ανατολικά του μεγάλου θαλάμου και ακολουθεί την παράταξη ενός ρήγματος και διακλάσεων διεύθυνσης σχεδόν Α-Δ (σχήμα 4.11). Επιμήκεις διάδρομοι με μέσο πλάτος 1,8m και ύψος 4m οδηγούν σε μια μικρή αίθουσα διαστάσεων 14x19m. Στο δυτικό τμήμα αυτής της αίθουσας υπάρχει η μεγαλύτερη συγκέντρωση σπηλαιοφλυκταινών. Νοτιότερα αυτής, διάδρομος μήκους 8m οδηγεί σε αίθουσα διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ με διαστάσεις 31x3m (μήκος x πλάτος) που κλίνει προς τα νοτιοδυτικά και καταλήγει σε μικρή λίμνη διαμέτρου 5m και βάθους 2m.



Σχήμα 4.11 Άποψη της περιοχής της γαλαρίας

ΣΤ) Περιοχή Σπηλαιοθεμάτων

Είναι η περιοχή που τη διακρίνει η μεγαλύτερη συγκέντρωση σπηλαιοθεμάτων (σταλακτίτες, σταλαγμίτες, κολώνες, κοραλλοειδή κ.α)(σχήμα 4.12). Ο μέγιστος άξονας ανάπτυξης έχει διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ και μήκος περίπου 110m. Σε διάφορα σημεία στο ΒΑ τμήμα της υπάρχουν συγκεντρώσεις σχιστολιθικών τεμαχών προερχόμενα από τους υπερκείμενους των μαρμάρων γνευσιοσχιστόλιθους (σχήμα 4.13). Στο ίδιο τμήμα ποσότητα νερού του υπερκείμενου χειμάρρου εισέρχεται διαμέσου τεκτονικών ασυνεχειών στο σπήλαιο σχηματίζοντας καταρράχτη. Ανάμεσα στην περιοχή των σπηλαιοθεμάτων και την επόμενη του λαβυρίνθου υπάρχει μια ομάδα θαλάμων όπου σημειώνεται το μεγαλύτερο βάθος στο σπήλαιο και φυσικά εμφανίζεται ο υδροφόρος ορίζοντας (απόλυτο υψόμετρο 251,7m). Αυτή βρίσκεται στο νότιο μέρος του σπηλαίου και ενώνει το λαβύρινθο με την περιοχή των σπηλαιοθεμάτων.



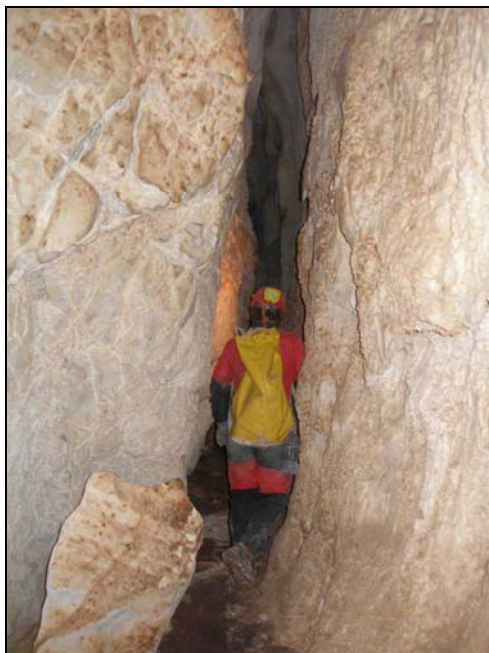
Σχήμα 4.12 Άποψη ανατολικά της περιοχής των σπηλαιοθεμάτων



Σχήμα 4.13 Κώνος κορημάτων αποτελούμενος από λατύπες μαρμάρων και σχιστολίθων.

Ζ) Περιοχή Λαβυρίνθου

Διάφορες ομάδες διακλάσεων δημιουργούν τύπο λαβυρινθώδους σπηλαίου (maze cave) με επιμήκεις σχεδόν διαδρόμους πλάτους 0,5-3m και ύψους 1,5-5m (σχήμα 4.14). Μικρές καταπτώσεις της οροφής δημιουργούν διευρύνσεις των διαδρόμων. Στην ΝΑ απόληξη αυτής της περιοχής και του σπηλαίου γενικότερα σημειώνεται η επαφή των μαρμάρων με τους υπερκείμενους γνευσιοσχιστόλιθους. Στο σημείο αυτό δημιουργούνται δύο θαλαμίσκοι με διαστάσεις 4 x 7,9m και 4,2 x 2,9m έκαστος όπου παρατηρούνται μικρές καταπτώσεις του υπερκείμενου σχιστολιθικού πετρώματος.



Σχήμα 4.14 Περιοχή του λαβυρίνθου. Αριστερά: διευρυμένη διάκλαση, Δεξιά: Η επαφή των μαρμάρων με τους γνευσιοσχιστόλιθους

5. Ιζήματα Σπηλαίου

Οι ιζηματογενείς αποθέσεις, οι συσσωρεύσεις ορυκτών και ο σχηματισμός νέων σε υπόγεια έγκοιλα, κοιλότητες, καθώς και στις εισόδους αυτών καλούνται σπηλαιο-αποθέσεις. Διακρίνονται όπως και στην επιφάνεια της γης σε τρεις κύριες κατηγορίες: Κλαστικά, οργανικά και χημικά ιζήματα. Οι κλαστικές ιζηματογενείς αποθέσεις των σπηλαίων διαφέρουν ελάχιστα από αυτές που παρατηρούνται στην επιφάνεια. Τα οργανικά και χημικά ιζήματα διακρίνονται περισσότερο χημικά παρά γεωμορφολογικά από αντίστοιχους επιφανειακούς σχηματισμούς (BOGLI 1978).

Διάκριση Ιζημάτων Σπηλαίων	
Κλαστικά Ιζήματα	Άργιλλος, ιλύς, σπηλαιοάμμος, χάλικες, ογκόλιθοι κλαστικών υλικών
Οργανικά Ιζήματα	A. Φυτογενή
	B. Κοπρογενή (περιττώματα νυχτερίδων, νιτρικές γαίες)
	Γ. Φωσφορίτες σπηλαίων
Χημικά Ιζήματα	A. Ασβεστιτικοί σχηματισμοί
	B. Γύψος
	Γ. Άλλα ορυκτά σπηλαίων
	Δ. Σχηματισμοί πάγου σε σπήλαια

Παρακάτω παρατίθεται μια εκτενής αναφορά των ιζημάτων του σπηλαίου Μελισσότρυπα:

A) Κλαστικά Ιζήματα

Στην περιοχή της εισόδου στο σπήλαιο Μελισσότρυπα παρατηρείται διαβάθμιση κλαστικών υλικών. Μία συνεχής σειρά γωνιωδών υλικών έχει σχηματίσει κώνο κορημάτων, ο οποίος καλύπτεται από φυτογενή ιζήματα. Στη βάση του κώνου υφίστανται μεγάλα σχετικά τεμάχια από την οροφή και τα τοιχώματα της αίθουσας της εισόδου ενώ οι προς τα πάνω σειρές είναι πιο λεπτομερείς καταλήγοντας στο φυτογενές κάλυμμα.

Σε πολλά σημεία της Μελισσότρυπας υπάρχουν συσσωρεύσεις γωνιωδών υλικών, τεμαχίων της οροφής προερχόμενα από κατάρρευση. Οι διαστάσεις τους κυμαίνονται από μερικά cm μέχρι και 10m.

Τέλος, σε σημεία του δαπέδου υπάρχει απόθεση αμμωδών υλικών, προερχόμενα είτε από μεταφορά αλλογενούς νερού είτε από διάβρωση του μητρικού πετρώματος του σπηλαίου.

Β) Οργανικά Ιζήματα

Στα οργανικά ιζήματα κατατάσσονται τα ιζήματα εκείνα που προκύπτουν απ' ευθείας από οργανικές ουσίες ή έχουν αναμιχθεί με οργανικά προϊόντα και διατηρούν τα χαρακτηριστικά τους γνωρίσματα.

Το δάπεδο της εισόδου της Μελισσότρυπας καλύπτεται από φυτογενή ιζήματα. Αυτά αποτελούνται από φύλλα, καρπούς, κλαδιά και στελέχη φυτών υπό αποσύνθεση. Επίσης, συναντώνται υπολείμματα τροφής ζώων και νεκρά ζώα.

Στα οργανικά ιζήματα ανήκουν και τα κοπρογενή. Κύριος εκπρόσωπος των κοπρογενών ιζημάτων είναι το γουανό, ο κόπρος δηλαδή των νυχτερίδων. Οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις κόπρου βρίσκονται στην περιοχή του λαβυρίνθου και της εισόδου.

Γ) Χημικά Ιζήματα

Αποτελούνται από δευτερογενείς αποθέσεις ορυκτών, κυρίως του CaCO_3 . Αναφέρονται συχνά ως σπηλαιοθέματα, αλλά ο όρος χρησιμοποιείται περισσότερο ως περιγραφικός της μορφολογίας τους παρά της κρυσταλλικής τους δομής.

Η απόθεση CaCO_3 είναι αντίδραση υγρής-στερεάς φάσης του συστήματος $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Η αντίδραση δεν είναι μονόδρομη, αλλά υπάγεται σε ένα μεγάλο αριθμό ισορροπιών. Κάθε μεταβολή της θερμοκρασίας και της συγκέντρωσης των συστατικών της οδηγεί σε μία νέα κατάσταση ισορροπίας. Πρακτικά η μεταβολή της Pco_2 με σταθερή θερμοκρασία είναι η σημαντικότερη αιτία για τη διατάραξη της ισορροπίας και κατ' επέκταση για απόθεση CaCO_3 ή χημική διάβρωση. Η συνολική αντίδραση έχει τη μορφή:



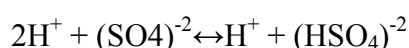
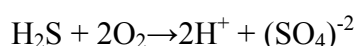
Η απόθεση CaCO_3 οποιασδήποτε μορφής συνοδεύεται με απώλεια CO_2 . Αύξηση της θερμοκρασίας οδηγεί σε υπερκορεσμό και ταυτόχρονη απόθεση CaCO_3 . Στο ίδιο αποτέλεσμα οδηγείται η αντίδραση λόγω εξάτμισης.

Το CaCO_3 είναι τετράμορφο και συναντάται ως ασβεστίτης (τριγωνικό σύστημα κρυστάλλωσης), αραγωνίτης (ρομβικό), βατερίτης (εξαγωνικό) και άμορφο CaCO_3 . Στη φύση συναντάται πρακτικά μόνο ως ασβεστίτης και αραγωνίτης. Ο ασβεστίτης είναι σταθερός σε αντίθεση με τον αραγωνίτη. Με την αύξηση της θερμοκρασίας αυξάνεται η τάση προς σχηματισμό αραγωνίτη.

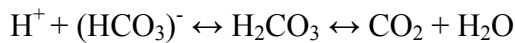
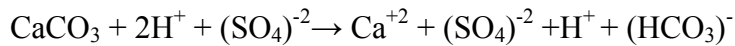
Με τον όρο ασβεστολιθικό σύγκριμα εννοούμε αδροκρυσταλλικά σχετικά συγκρίμματα CaCO_3 από νερό, η επιφάνεια των οποίων εκφράζεται από τις επιφάνειες των κρυστάλλων. Είναι το κυριότερο χημικό ίζημα στο εσωτερικό των σπηλαίων και επικαλύπτει πολλά σπηλαιοθέματα με πολυκρυσταλλικά συσσωματώματα. Τα ασβεστολιθικά συγκρίμματα συνήθως μέσα στα σπήλαια είναι συμπαγή σε αντίθεση με τον ασβεστολιθικό τόφο που δημιουργείται στην επιφάνεια της γης.

Επίσης η παρουσία του ισχυρού πτητικού H_2S δημιουργεί ισχυρές διαβρωτικές συνθήκες οι οποίες περιγράφονται από τις εξής αντιδράσεις:

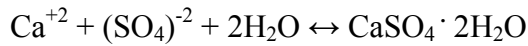
1) Αρχικά παράγεται θειικό οξύ και άλλα όξινα θειικά στοιχεία ως ενδιάμεσα προϊόντα:



2) Στη συνέχεια το θειικό οξύ διαβρώνει το μητρικό ανθρακικό πέτρωμα:



Προοδευτικά η μερική πίεση του CO_2 P_{CO_2} αυξάνεται ενώ σε αργές ροές καθιζάνει γύψος:



Συνήθως η γύψος απομακρύνεται από τη ροή του νερού.

Εμβρυακός Σταλακτίτης (soda straw) – Σταλακτίτης (stalactite) - Παραπέτασμα (drapery)

Οι σταλακτίτες αποτελούν το πιο κοινά συναντώμενο σπηλαιόθεμα και φυσικά το πιο καλά μελετημένο. Όλοι οι σταλακτίτες ανεξάρτητα από την ορυκτολογική τους σύσταση δημιουργούνται αρχικά υπό μορφή εμβρυακού σταλακτίτη. Αυτοί είναι λεπτοί, σωληνοειδείς σχηματισμοί στις οροφές των σπηλαίων, στα τοιχώματα ή σε άλλα σπηλαιοθέματα. Όταν η σταγόνα που κρέμεται χάσει CO_2 αποθέτει κρυσταλλική μεμβράνη CaCO_3 . Η απόθεση CaCO_3 οφείλεται στον παλμό που δημιουργεί η αύξηση του όγκου της σταγόνας με αποτέλεσμα την προοδευτική άνοδο του CaCO_3 . Η απόθεση προϋποθέτει ότι το διάλυμα της σταγόνας είναι υπέρκορο σε CaCO_3 . Η αδιάκοπη συσσώρευση κρυστάλλων CaCO_3 θα οδηγήσει στο σχηματισμό ενός λεπτού σωληνίσκου, του εμβρυακού σταλακτίτη (σχήμα 5.1). Έχει αποδειχθεί ότι οι εμβρυακοί σταλακτίτες δημιουργούνται σε σημεία μικρής σχετικά σταγονορροής (Maximovich 1965, Stepanov 1971, από MALTSEV 1998). Η συχνότητα της σταγονορροής κυμαίνεται από 1-0,001 σταγόνες/ δευτερόλεπτο. Οι σταγόνες στην οροφή προέρχονται από ροή νερού μέσω ασυνέχειας του πετρώματος ή από συμπύκνωση υδρατμών. Δηλαδή σε πολλά σημεία της οροφής παρά την απουσία διακλάσεων ή άλλων ασυνεχειών παρατηρούνται ομάδες, ομοιόμορφα κατανεμημένες, εμβρυακών σταλακτιτών από συμπύκνωση.



Σχήμα 5.1 Εμβρυακοί σταλακτίτες του σπηλαίου

Είναι σημαντικό να γίνει αντιληπτό ότι οι σταλακτίτες δεν είναι εμβρυακοί σταλακτίτες που αύξησαν το μέγεθός τους. Ο σωλήνας του εμβρυακού σταλακτίτη

δεν παίζει κανένα ρόλο στην ανάπτυξη του μετέπειτα σταλακτίτη (MALTSEV 1998). Αυτός αναπτύσσεται από την απόθεση CaCO_3 που προκαλούν τα διαλύματα που ρέουν στην επιφάνειά του μέχρι την απόληξή του όπου αποχωρίζονται με στάξιμο. Η απόθεση αυτή θα οδηγήσει το ασβεστιτικό σύγκριμα να καλύψει το σωληνίσκο του εμβρυακού σταλακτίτη και να οδηγήσει στην παραπέρα ανάπτυξη του κύριου σταλακτίτη. Η μορφή, το μέγεθος, η σύσταση και η υφή του σταλακτίτη εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως ρυθμός σταγονορροής, ρεύματα αέρος, απώλεια CO_2 , εξάτμιση, καθώς και από τη θερμοκρασία, την υγρασία, τη συγκέντρωση σε CaCO_3 , την υδροστατική πίεση και τις προσμείξεις του διαλύματος.

Σε σημεία της οροφής που έχουν κλίση δημιουργείται παραπετασματοειδής σταλακτίτης ή παραπετάσματα (κουρτίνες)(σχήμα 5.2). Οι μεγάλοι άξονες των κρυστάλλων του CaCO_3 είναι κάθετοι στο κατώτερο άκρο του παραπετάσματος. Αρχικά η απόθεση και η δημιουργία του ασβεστιτικού συγκρίματος γίνεται σε μια ευθεία που ακολουθεί η σταγόνα που ρέει σε κεκλιμένη οροφή. Κατά την πορεία της το υπέρκορο διάλυμα της σταγόνας αποθέτει CaCO_3 . Μικρά εξογκώματα της επιφάνειας του πετρώματος οδηγούν στην καμπυλωτή ανάπτυξη του σπηλαιοθέματος, δίνοντας την εντύπωση παραπετάσματος.

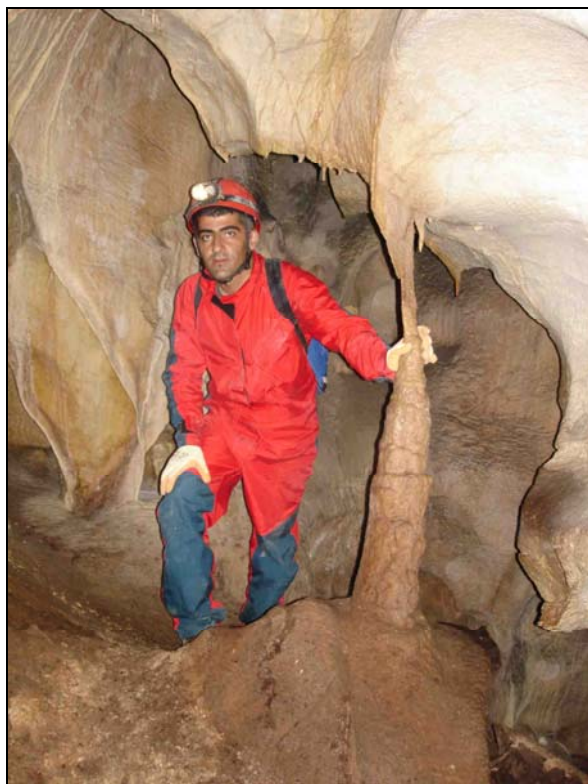


Σχήμα 5.2 Παραπετασματοειδείς σταλακτίτες.

Σταλαγμίτης (stalagmite)

Αποτελούν στηλοειδείς σχηματισμούς στο δάπεδο των σπηλαίων. Συνήθως ακριβώς πάνω από το σταλαγμίτη υφίσταται ο τροφοδότης με υπέρκορο διάλυμα σταλακτίτης. Οι σταλαγμίτες δημιουργούνται όταν στο διάλυμα που στάζει από τον υπερκείμενο σταλακτίτη υπάρχει αρκετή ποσότητα CaCO_3 για να αποτεθεί. Διαμορφώνουν μεγάλες και μαζώδεις στήλες ασβεστιτικών συγκριμάτων, χωρίς την παρουσία σωληνωειδούς αγωγού στο εσωτερικό τους, όπως στους σταλακτίτες. Επίσης, η επιφάνεια και το κορυφαίο τμήμα των σταλαγμιτών είναι σχετικά ομαλά σε αντίθεση με το οξύληκτο σχήμα των σταλακτιτών. Όσο μεγαλύτερο είναι το ύψος της σταγονορροής τόσο μεγαλύτερος γίνεται ο σταλαγμίτης (Gams 1981, από HILL & FORTI 1997). Τέλος οι σταλαγμίτες αποτελούν παλαιοσεισμικούς δείκτες.

Κεκλιμένοι σταλαγμίτες ή σταλαγμίτες πάνω σε πεσμένα τεμάχια κατάρρευσης δίνουν χρήσιμα στοιχεία σεισμικότητας. Πάντως πρέπει να μη γίνεται σύγχυση κεκλιμένων σταλαγμιτών από σεισμικό γεγονός με σταλαγμίτες που αποκτούν κλίση λόγω μετατόπισης του σημείου της σταγονορροής (σχήμα 5.3).



Σχήμα 5.3 Κεκλιμένος σταλαγμίτης λόγω μετατόπισης του σημείου της σταγονορροής.

Ρεόλιθος (Flowstone)

Αποτελεί κοινό σπηλαιοθέμα αποτελούμενο κυρίως από CaCO_3 . Σχηματίζεται από αποθέσεις λεπτών κρυσταλλικών στρωμάτων πάνω στο μητρικό πέτρωμα ή σε άλλα σπηλαιοθέματα (σχήματα 5.4, 5.6). Οι κρύσταλλοι τοποθετούνται με το μεγάλο τους άξονα κάθετο στη ροή του νερού. Αίτιο δημιουργίας είναι η ροή νερού και απόθεση ασβεστιτικού συγκρίματος ακόμη και στο δάπεδο του σπηλαίου, όπου σχηματίζονται στρώματα ρεολίθου με πάχος μέχρι και 5 μέτρα.



Σχήμα 5.4 Ρεόλιθος με παραπετασματοειδείς σταλακτίτες στις απολήξεις του.

Κολώνα (column)

Η ένωση ενός σταλακτίτη και ενός σταλαγμίτη οδηγεί στη δημιουργία κολώνας (σχήμα 5.5). Η στοίχιση συνήθως των κολώνων οδηγείται από τις διευθύνσεις των κυρίων διακλάσεων.



Σχήμα 5.5 Κολώνα από το σπήλαιο.



Σχήμα 5.6 Κύρια εξάπλωση των σταλακτιτών, σταλαγμιτών, κολωνών και ρεολίθων στο σπήλαιο.

Κοραλλοειδή (coralloids)

Τα κοραλλοειδή είναι τα πιο διαδεδομένα σπηλαιοθέματα μετά τους σταλακτίτες, σταλαγμίτες και τους ρεόλιθους. Τα κοραλλοειδή είναι βοτρυοειδή, σφαιρικά, κομβοειδή ασβεστιτικά συγκρίματα που μοιάζουν με κοράλλια. Ποικίλλουν σε μέγεθος από μικρά σφαιρίδια μέχρι μεγάλες μάζες με διάμετρο 1 μέτρο. Τα κοραλλοειδή παρουσιάζουν συγκεντρική ανάπτυξης δακτυλίου στους οποίους οι κρύσταλλοι είναι κάθετοι και ακτινωτά γύρω από το κοραλλοειδές (HILL & FORTI 1997). Τα συγκεντρικά στρώματα είναι δυνατό να έχουν διαφορετικό χρώμα, λάμψη, μέγεθος και σχήμα κρυστάλλων ή σύσταση. Τα κοραλλοειδή έχουν συνήθως λευκό χρώμα, αλλά πολλές φορές και σκούρο καστανοκόκκινο, καστανό, κίτρινο, υπόλευκο.

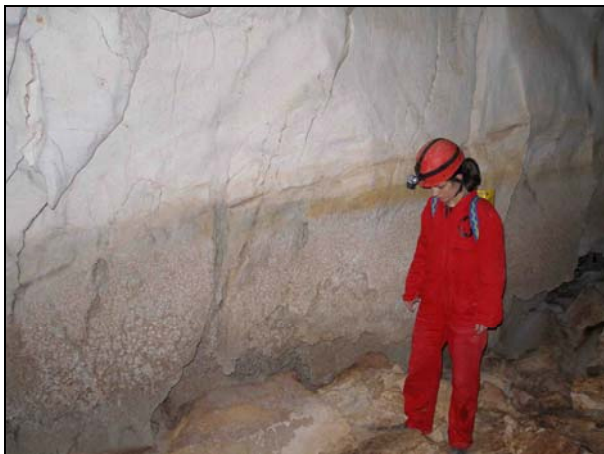
Παλαιότερες θεωρίες τοποθετούσε τη δημιουργία των κοραλλοειδών υπό το νερό. Πέραν μιας μικρής ομάδας των κοραλλοειδών που δημιουργείται κατ' αυτόν τον τρόπο, οι κυριότερες θεωρίες υποστηρίζουν ότι προέρχονται από εξάτμιση νερού που ρέει είτε ανέρχεται τριχοειδώς στις επιφάνειες του σπηλαίου. Επίσης η εκτίναξη στα τοιχώματα σταγόνων που πέφτουν στο δάπεδο του σπηλαίου οδηγεί στη δημιουργία κοραλλιών.

Ένας άλλος τρόπος δημιουργίας των κοραλλιών, που παρατηρείται και στο σπήλαιο Μελισσότρυπα, είναι η διάβρωση που προκαλεί η συμύκνωση υδρατμών. Από το Νοέμβριο έως τον Απρίλιο η συμύκνωση των υδρατμών (που περιέχουν CO_2 και H_2S) είναι μέγιστη με αποτέλεσμα να διαλύεται και να επαναποτίθεται CaCO_3 του πετρώματος ενώ από το Μάιο έως τον Οκτώβριο η κρυστάλλωση του CaCO_3 που προκαλείται είναι μέγιστη. Χαρακτηριστικό αυτού είναι ότι η κύρια μάζα των

κοραλλιών δημιουργείται κάτω από μια γραμμή, τη γραμμή της συμπίκνωσης των υδρατμών (σχήματα 5.7, 5.8).

Τα ρεύματα αέρος είναι αυτά που καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό την ανάπτυξη και το μέγεθος των κοραλλοειδών.

Ένα άλλο είδος κοραλλιών που συναντάται στη Μελισσότρυπα είναι οι κοραλλίτες (tower coral), οι οποίοι δημιουργούνται σε ρηχές λίμνες λόγω ισχυρής εξάτμισης του νερού και απόθεσης CaCO_3 .



Σχήμα 5.7 Ανάπτυξη κοραλλοειδών κάτω από τη γραμμή ανάπτυξης.



Σχήμα 5.8 Χαρακτηριστική εικόνα συμπίκνωσης υδρατμών.



Σχήμα 5.9 Κοραλλοειδή και ανάπτυξη ελκίτη.

Ελκίτες (helictites)

Οι ελκίτες οφείλουν το όνομά τους στην ελικοειδή γενικά εμφάνισή τους που δείχνει να αψηφά το νόμο της βαρύτητας (σχήμα 5.9). Άλλα ονόματα που έχουν δοθεί στο συγκεκριμένο σπηλαιόθεμα είναι εκκεντρίτες. Οι εκκεντρίτες αναφέρονται στις ευθύγραμμες κυρίως μορφές ελκίτη που αναπτύσσονται εκκεντρικά. Ο ελκίτης που δημιουργείται στο δάπεδο του σπηλαίου καλείται ελιγμίτης. Αναπτύσσονται στα τοιχώματα και στις οροφές των σπηλαίων αλλά και σε άλλα σπηλαιοθέματα. Είναι λεπτοί ινώδεις συνήθως σχηματισμοί με διάμετρο από 0,5 έως μερικά mm. Το μεγαλύτερο ποσοστό ελκιτιών δημιουργείται από την ανώμαλη κίνηση του CaCO_3 μέσα στη σταγόνα εξαιτίας της έλξης της υδροστατικής πίεσης. Παρά την ανομοιομορφία μεγεθών και σχημάτων, στους ελκίτες υπάρχει ένα κοινό χαρακτηριστικό, η ύπαρξη κεντρικού αγωγού-σωληνίσκου (διάμετρος: 0,008-0,5mm) (HILL & FORTI, 1997). Πολλές φορές ο σωληνίσκος αυτός καλύπτεται από ασβεστιτικό σύγκριμα ακολουθώντας τον τρόπο ανάπτυξης των σταλακτιτών. Η ανωμαλία κατά

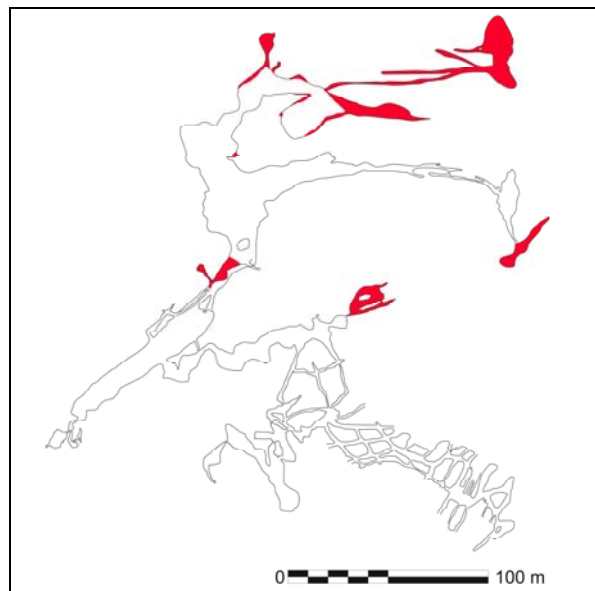
την απόθεση του CaCO_3 είναι δυνατό να οφείλονται ακόμη σε μικροβιακή δράση, ρεύματα αέρα, προσμείξεις διαλύματος, ενδοκρυσταλλικές αλλαγές. Επίσης, εναλλαγές ξηρών και θερμών περιόδων επηρεάζουν την ανάπτυξη των ελκτιτών.

Βελόνες (Frostwork)

Οι βελόνες αποτελεί ένα κοινό σπηλαιόθεμα στα σπήλαια της Ελλάδας το οποίο σχηματίζει ινώδη συσσωματώματα (σχήμα 5.10). Στη Μελισσότρυπα είναι ένα από τα πιο διαδεδομένα σπηλαιοθέματα (σχήμα 5.11). Οι βελόνες σχηματίζουν ακτινωτές ομάδες κρυστάλλων κυρίως από αραγωνίτη ή αραγωνίτη και ασβεστίτη. Το χρώμα τους συνήθως είναι λευκό μέχρι και γαλάζιο. Το μήκος των βελονών γενικά κυμαίνεται από μερικά mm μέχρι και 55cm. Στο σπήλαιο της Μελισσότρυπας έχουν παρατηρηθεί βελόνες μέχρι και 4cm και η σύστασή τους είναι αραγωνιτική. Η δημιουργία του σχετίζεται με την τριχοειδή κίνηση του νερού στις επιφάνειες του σπηλαίου. Η απόθεση του CaCO_3 οφείλεται στη συνεχή συμπύκνωση και εξάτμιση του νερού.



Σχήμα 5.10 Βελονοειδής ανάπτυξη αραγωνίτη.



Σχήμα 5.11 Η κύρια εξάπλωση των αραγωνιτών στο σπήλαιο

Διακλασίτης (Boxwork)

Ένα ιδιότυπο σπηλαιόθεμα είναι ο διακλασίτης, ο οποίος συναντάται στα τοιχώματα και στις οροφές των σπηλαίων γενικά. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλικό CaCO_3 , το οποίο πληρώνει αρχικά διακλάσεις (συστηματικές και μη) μικρού σχετικά ανοίγματος δημιουργώντας ένα σύστημα φλεβών τύπου λαβυρίνθου. Η προοδευτική διάβρωση του μητρικού πετρώματος και η μικρότερου βαθμού των φλεβών θα οδηγήσει στη δημιουργία του διακλασίτη. Αυτός δίνει την εντύπωση πολυάριθμων πολυγωνικών κουτιών, οι πλευρές των οποίων προεξέχουν (σχήμα 5.12).



Σχήμα 5.12 Νυχτερίδα κρεμασμένη από προεξοχή διακλαστίτη από το σπήλαιο Μελισσότρυπα.

Κλιμακωτές Λίμνες Υπερχείλισης (Gour) – Χείλη Λιμνών

Οι κλιμακωτές λίμνες υπερχείλισης δημιουργούνται κυρίως σε περιοχές του σπηλαίου όπου παρατηρείται ροή νερού και απόθεση CaCO_3 σε μορφή φραγμάτων (σχήμα 5.13). Τα φράγματα αυτά δημιουργούν λίμνες στα ανάντι τους και δρουν υπερχειλιστικά όταν αυξάνεται η ροή. Πολλές φορές εναλλάσσονται με ρεόλιθους. Όσο μεγαλύτερη είναι η κλίση της επιφάνειας ροής τόσο ψηλότερα γίνονται τα συστήματα των λιμνών ενώ όταν η κλίση είναι μικρή αποκτούν μεγαλύτερη έκταση (Warwick 1952, από HILL & FORTI, 1997). Επίσης όσο μεγαλύτερη είναι η κλίση τόσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των φραγμάτων και συνεπώς των λιμνών (Vani 1994a, από HILL & FORTI, 1997). Πολλές φορές στα περιθώρια των λιμνών γίνεται απόθεση CaCO_3 και δημιουργείται ένα ιδιότυπο σπηλαιόθεμα καλούμενο ως χείλη λιμνών. Πρόκειται για ασβεστιτική κρούστα η οποία περιβάλλει ως χείλος τη λίμνη. Πολλές φορές αυτή η κρούστα περιβάλλει κολώνες που βρίσκονται μέσα σε λίμνη και δημιουργεί τα σιντριβάνια, δηλαδή κολώνες με περιμετρικό ασβεστιτικό χείλος που φέρει σταλακτίτες και σταλαγμίτες δίνοντας την εντύπωση σιντριβανιού (σχήμα 5.14).



Σχήμα 5.13 Κλιμακωτές λίμνες υπερχείλισης



Σχήμα 5.14 Κολώνες – συντριβάνια

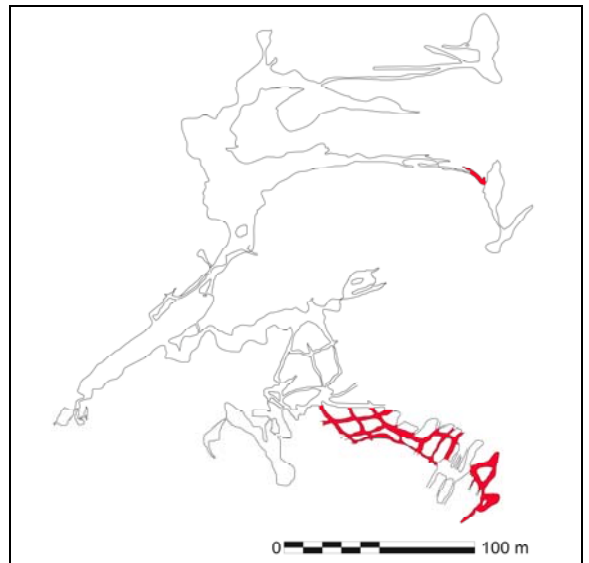
Σπηλαιοφλύκταινες (Cave Blisters)

Αποτελούν ημισφαιρικές ασβεστιτικές αποθέσεις συνήθως πληρωμένες με αργιλικό ή αμμώδες υλικό. Αποτελούν εξογκώματα του πετρώματος και συνήθως εφάπτονται σε ασβεστιτική κρούστα. Πολλές φορές χαρακτηρίζονται από ποικιλία ορυκτών συστατικών όπως γύψος και οπάλιος (HILL & FORTI, 1997). Η σύστασή τους είναι συνήθως ασβεστιτική, αποτελούμενη από μικροκρυσταλλικό ασβεστίτη.

Στη Μελισσότρυπα συναντώνται σε μεγάλα μεγέθη κυρίως στην απόληξη της περιοχής της γαλαρίας (σχήματα 5.15, 5.16). Εκεί, ασβεστιτική κρούστα εξέρχεται από διάκλαση του μαρμάρου και σχηματίζει φλυκταινοειδείς απολήξεις με τη βοήθεια του τριχοειδούς νερού. Τα εξογκώματα είναι λευκού χρώματος, ασβεστιτικά με προσμείξεις γύψου και σχηματίζονται σε σειρά ανάλογα με τη διεύθυνση της διάκλασης. Το εσωτερικό της φούσκας είναι κενό και έχει διάμετρο μέχρι και 6cm. Κατά την ανάπτυξή όμως το εσωτερικό κενό πληρώνεται με κρυσταλλικό ασβεστίτη. Πληρωμένες σπηλαιοφλύκταινες συναντώνται στην περιοχή του λαβυρίνθου.



Σχήμα 5.15 Σπηλαιοφλύκταινες



Σχήμα 5.16 Η εξάπλωση των σπηλαιοφλυκταινών στη Μελισσότρυπα

Μαργαριτάρια Σπηλαίων (Cave Pearls)

Τα μαργαριτάρια των σπηλαίων είναι ασβεστιτικά συγκρίματα συγκεντρικής ανάπτυξης που αναπτύσσονται σε ρηχές σπηλαιολίμνες. Ποικίλουν τόσο στο σχήμα όσο και σε μέγεθος. Συνήθως είναι σφαιρικά, κυλινδρικά, ακανόνιστα, κυβικά ή και εξαγωνικού σχήματος (HILL & FORTI, 1997). Το μέγεθός τους μπορεί να είναι μικρότερο ενός κόκκου άμμου μέχρι και 20cm διάμετρο. Γενικά περιέχουν πυρήνα από κάποιο ξένο σώμα όπως κόκκο άμμου. Εμφανίζονται πολυκρυσταλλικά ή και μονοκρυσταλλικά, με τον άξονα ανάπτυξης των κρυστάλλων κάθετο στη στρωμάτωση γύρω από τον πυρήνα.

Εμφανίζονται όπως και στη Μελισσότρυπα πολύ συχνά μέσα σε ρηχές κλιμακωτές λίμνες υπερχειλίσης (γκουρς). Σε εγκάρσια τομή σε μαργαριτάρι από το σπήλαιο παρατηρείται πυρήνας από θραύσμα μαρμάρου περιβαλλόμενο από ομόκεντρες επιφλοιώσεις ασβεστίτη με ακτινωτά προσανατολισμένους τους κρυσταλλικούς άξονες (σχήμα 5.17).

Η δημιουργία τους συνδέεται με το στάξιμο σταγόνων ακριβώς πάνω από ρηχές λίμνες και την αργή ροή του νερού σε αυτές. Η διαρκής κίνηση είναι απαραίτητη, ώστε να διαφύγει το CO_2 από το διάλυμα και το CaCO_3 να αποθεθεί γύρω από κλαστικό υλικό. Το στάξιμο αναταράσσει αλλά δεν περιστρέφει τα μαργαριτάρια (Forti 1983b,d από HILL & FORTI, 1997), τα στρογγυλοποιεί και τα στιλβώνει. Το σφαιρικό σχήμα προκαλείται από την απόθεση CaCO_3 σε όλη την επιφάνεια του υλικού λόγω των αναταράξεων. Η έλλειψη ανατάραξης οδηγεί στη συγκόλληση των μαργαριταριών με το δάπεδο της λίμνης.



Σχήμα 5.17 Μαργαριτάρια. Σε φυσική θέση στην περιοχή των σπηλαιοθεμάτων



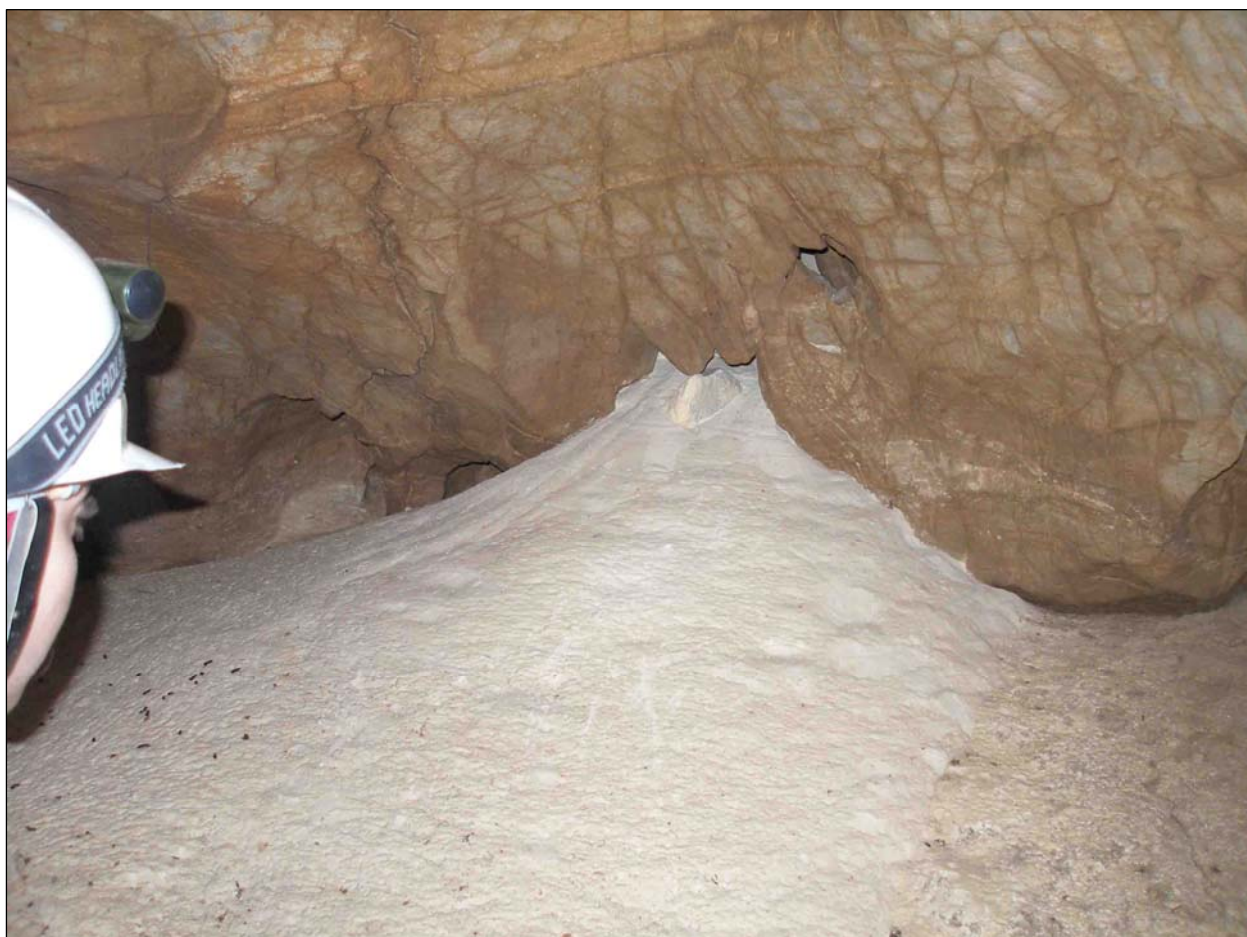
Τομή μαργαριταριού. Διακρίνεται ο αρχικός πυρήνας μαρμάρου.

Σπηλαιόσκονη (Cave Powder)

Η σπηλαιόσκονη αποτελεί ένα ασύνδετο σπηλαιόθεμα που συστατικά του είναι κόκκοι κρυστάλλων διαφόρων ορυκτών με μέγεθος από 10 έως 50 μ m (HILL & FORTI, 1997). Στην σπηλαιόσκονη εμφανίζονται πάνω από 100 ορυκτά με κύριο χαρακτηριστικό το μικρό μέγεθός τους. Το χρώμα της ποικίλει ανάλογα με τη σύστασή της.

Το πιο κοινό αίτιο δημιουργίας της είναι η αφυδάτωση ένυδρων ενώσεων ορυκτών (HILL & FORTI, 1997) και η απώλεια κρυσταλλικού νερού. Επίσης η παρουσία ενός ισχυρού οξέως είναι δυνατό να δημιουργήσει σπηλαιόσκονη, όπως του H_2SO_4 με απόθεση $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

Στο σπήλαιο Μελισσότρυπα η σπηλαιόσκονη εμφανίζεται σε διάφορα μέρη και αποτελείται κυρίως από $CaCO_3$ αλλά και από $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (σχήμα 5.18).



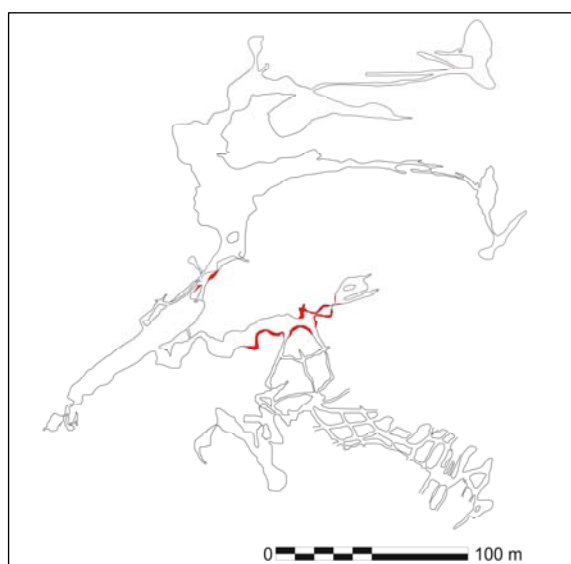
Σχήμα 5.18 Σπηλαιόσκονη από την περιοχή του λαβυρίνθου

Ασβεστιτικές Ραβδώσεις

Οι ασβεστιτικές ραβδώσεις είναι ένα σπηλαιόθεμα το οποίο παρατηρείται στα πλάγια τοιχώματα του σπηλαίου της Μελισσότρυπας, κυρίως στην περιοχή των σπηλαιοθεμάτων (σχήμα 5.19). Διαλύματα που ρέουν κατά μήκος συγκεκριμένων κατακόρυφων οδών διαβρώνουν το μητρικό πέτρωμα δημιουργώντας κατακόρυφες και παράλληλες ραβδώσεις. Η εκβάθυνση του πετρώματος προκαλείται κυρίως από μηχανική διάβρωση λόγω των μεταφερόμενων από το διάλυμα κόκκων. Μερικές φορές το μεταφερόμενο υλικό από τη διάβρωση αποτίθεται στην απόληξή τους και συγκολλάται με CaCO_3 .



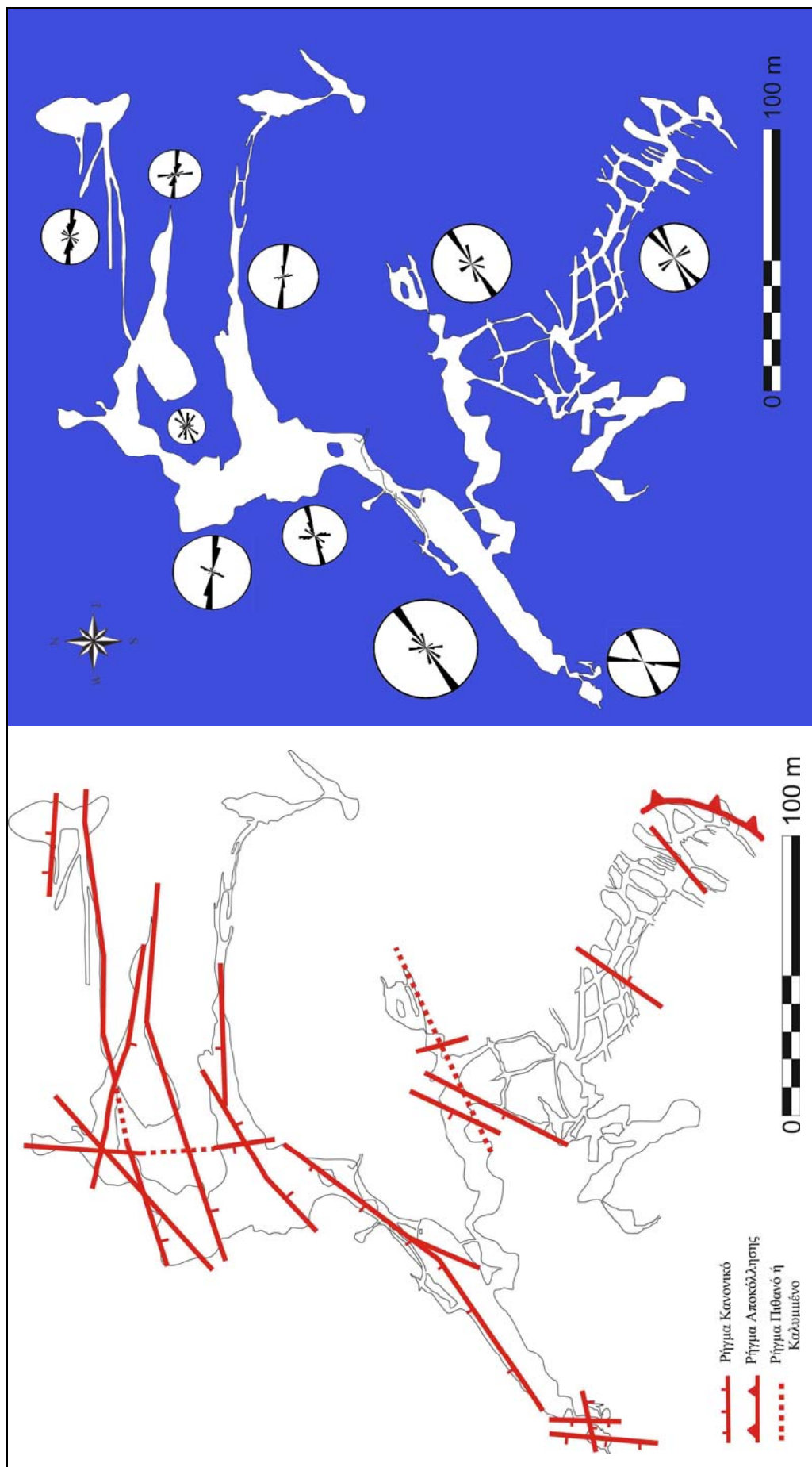
**Σχήμα 5.19 Πάνω: Ασβεστιτικές ραβδώσεις, Κάτω:
Η εξάπλωσή τους στο σπήλαιο**



6. Τεκτονική Σπηλαίου Μελισσότρυπας

Η μορφή του σπηλαίου και ο τρόπος διάνοιξης, όπως φαίνεται στο εσωτερικό του, ακολούθησε τις επικρατούσες τεκτονικές ασυνέχειες. Συστήματα διακλάσεων, μεταπτωτικά ρήγματα, καθώς και ρήγματα αποκόλλησης (detachment σε παλιές γραμμές επώθησης) διαδραμάτισαν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του υπόγειου καρστικού συστήματος (σχήμα 6.1). Τόσο η οριζόντια όσο και η κατά βάθος επέκταση του υπογείου συστήματος οδηγήθηκε από τις τεκτονικές ασυνέχειες. Η αρχική τεκτονική επίδραση οφείλεται στα ρήγματα διεύθυνσης BA-NΔ, ενώ ρήγματα BBA-NNΔ και A-Δ διεύθυνσης δείχνουν να ανήκουν σε νεώτερο τεκτονικό καθεστώς.

Δευτερευόντως η στρώση του πετρώματος επηρέασε αυτή τη διαμόρφωση και ιδιαίτερα την οροφή και το δάπεδο του σπηλαίου. Αυτό οφείλεται στις μικρές κλίσεις που έχει στην ευρύτερη περιοχή του σπηλαίου που δεν ξεπερνούν τις 30°. Για το λόγο αυτό στα ροδοδιαγράμματα των ασυνεχειών δεν περιέχονται οι μετρήσεις της στρώσης του πετρώματος. Ουσιαστικά πρόκειται για τη σχιστότητα S_1 , που στα μάρμαρα της συνεχούς ανθρακικής σειράς της Κρανιάς ακολουθεί τη προϋπάρχουσα στρώση του πρωτόλιθου ασβεστολιθού. Η επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα σε συνάρτηση με τις μικρές κλίσεις της σχιστότητας των μαρμάρων και την πυκνότητα των τεκτονικών ασυνεχειών οδήγησε τη σπηλαιογένεση σε ένα επίπεδο. Στο προτεινόμενο μοντέλο του Ford (βλέπε σελ.34-35) η Μελισσότρυπα θα μπορούσε να ταυτιστεί με την 3^η περίπτωση όπου το επίπεδο της φρεατικής σπηλαιογένεσης συμπίπτει σε πολλούς αγωγούς με το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα (Caves with mixture of phreatic and watertable leveled components).



Σχήμα 6.1 Τα κυριότερα ρήγματα της Μελισσότρυπας (αριστερά) και ροδοδιαγράμματα των παρατάξεων του σπηλαίου κατά περιοχή (δεξιά)

Βοηθητικό στοιχείο στη μελέτη της τεκτονικής του σπηλαιίου αποτελούν οι στροβιλοειδείς θόλοι, οι οποίοι δημιουργούνται κυρίως από το στροβιλισμό των υπογενών διαλυμάτων στην οροφή της φρεατικής ζώνης (σχήμα 6.2). Η ανάπτυξή τους απαρέγκλιτα ακολουθεί τις κύριες τεκτονικές ασυνέχειες στην οροφή του καρστικού αγωγού. Ομοίως βοηθητικές είναι και οι στροβιλοειδείς γλυφές.



Σχήμα 6.2 Στροβιλοειδής θόλος από την περιοχή των σπηλαιοθεμάτων

Κύριο τεκτονικό στοιχείο στην περιοχή της εισόδου της Μελισσότρυπας αποτελεί το μεταπτωτικό ρήγμα που παρατηρείται και διακόπτει τη συνέχεια του κεντρικού αγωγού. Η ρηξιγενής ζώνη του ρήγματος έχει πλάτος 10 μέτρα περίπου και διακρίνονται τρεις κύριες παράλληλες επιφάνειες. Η πρώτη επιφάνεια συναντάται εξωτερικά του σπηλαιίου με στοιχεία (280/60, CLAR). Η δεύτερη παράλληλη επιφάνεια προς τα ανατολικά διαμορφώνει τη βαραθρώδη είσοδο του σπηλαιίου, διακόπτοντας και τα κορήματα του μαρμάρου. Έχει στοιχεία (92/72, CLAR) και εμφανίζεται ως ψευδοανάστροφο μέσα στη ζώνη ρηγμάτωσης (σχήμα 6.3).



Σχήμα 6.3 Αριστερά, το ρήγμα της εισόδου της Μελισσότρυπας, όπου σημειώνεται με βέλος η κίνηση. Δεξιά το ρήγμα με λεπτομέρεια από τη θραύση της ασβεστιτικής κρούστας

Το ανατολικότερο άκρο της ζώνης ρηγματώσης ορίζεται από μία επιφάνεια (282/85, CLAR), η οποία παρουσιάζεται ως στενός διάδρομος που οδηγεί στον κεντρικό αγωγό. Η ζώνη αυτή ρηγματώσης τέμνεται εγκάρσια από ένα δεύτερο ρήγμα (172/65).

Στην περιοχή του κεντρικού αγωγού κυριαρχεί το ρήγμα με διεύθυνση κλίσης N332-305° και κλίση 75° (σχήμα 6.4), το οποίο διακλαδίζεται σε ένα μικρότερο ρήγμα (311/60).



Σχήμα 6.4 Αριστερά: Το ρήγμα του κεντρικού αγωγού. Δεξιά: Στοβιλοειδείς θόλοι και κατακλαστίτης κατά μήκος του ρήγματος του κεντρικού αγωγού.

Στην περιοχή των μεγάλων καταρρεύσεων 4 ρήγματα διεύθυνσης BA-NΔ διαμορφώνουν τους δύο μεγάλους θαλάμους, ενώ ένα νεώτερο ρήγμα (262/85, CLAR) διακόπτει σε πολλά σημεία τη συνέχειά τους. Ανατολικά της περιοχής των μεγάλων καταρρεύσεων στην περιοχή της γαλαρίας είναι εμφανές στην οροφή ένα ρήγμα N180°, το οποίο ανατολικότερα εμφανίζεται ως μια ζώνη διακλάσεων διεύθυνσης Α-Δ. Στο τέλος της γαλαρίας προς τα ανατολικά υφίσταται μια ζώνη διάτμησης (260/70, CLAR) όπου αποτέλεσε εμπόδιο για την περαιτέρω καρστικοποίηση (σχήμα 6.5).



Σχήμα 6.5 Η ζώνη διάτμησης στο ανατολικό άκρο της περιοχής της γαλαρίας

Στην περιοχή των αραγωνιτών επικρατούν ρήγματα διεύθυνσης κυρίως Α-Δ και είναι αυτά που διακόπτουν την πορεία των ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ από την περιοχή των μεγάλων καταρρεύσεων (σχήμα 6.6).



Σχημα 6.6 Διάδρομος στην περιοχή των αραγωνιτών οριζόμενος από ρήγματα με παράλληλες παρατάξεις

Στην περιοχή των σπηλαιοθεμάτων καθίσταται δύσκολη η παρατήρηση της τεκτονικής του σπηλαίου επειδή τα χημικά ιζήματα έχουν καλύψει κάθε είδους ασυνέχεια. Παρόλ' αυτά εντοπίστηκαν δύο παράλληλα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ενώ την ίδια διεύθυνση ακολουθούν και δύο ρήγματα που εντοπίστηκαν στην περιοχή του λαβυρίνθου. Τέλος στην οροφή αίθουσας της περιοχής των σπηλαιοθεμάτων και σε στροβιλοειδή θόλο (σχήμα 6.7) παρατηρήθηκαν δύο τεμνόμενα ρήγματα, ένα κύριο (155/90, CLAR) και παλαιότερο και ένα δευτερεύον νεώτερο (75/85, CLAR). Ο χείμαρρος που υφίσταται ακριβώς πάνω από την περιοχή των σπηλαιοθεμάτων πιθανά ακολούθησε τη διεύθυνση $N65^\circ$ του παλαιότερου ρήγματος.



Σχήμα 6.7 Στροβιλοειδής θόλος σχηματιζόμενος στην τομή δύο ρηγμάτων

Η ανάπτυξη του σπηλαίου και η πρώτη περίοδος ηωγένεσης των καρστικών αγωγών σχετίζεται με τη δημιουργία μιας ρηξιγενούς ζώνης διεύθυνσης BA-NΔ, ενός κανονικού ρήγματος (305-332/75, CLAR). Ο κύριος αγωγός του σπηλαίου (περιοχή κεντρικού αγωγού, μεγίστων καταρρεύσεων, νότιο τμήμα περιοχής αραγωνιτών) σχηματίστηκε παράλληλα σε αυτή τη ζώνη ενώ αναπτύχθηκαν αγωγοί παράλληλα σε αυτόν. Η δημιουργία αυτής της υπόγειας μορφής οφείλεται στη δράση υπογενών διαλυμάτων τα οποία έχουν αφήσει τα σημάδια τους στις οροφές των αγωγών (στροβιλοειδείς θόλοι, γλυφές). Στα πλευρικά τμήματα του κυρίου αγωγού και σε χαμηλότερα υψόμετρα δημιουργούνται εκτός από τους μικρότερους φρεατικούς και λαβυρινθώδεις αγωγοί, που ακολουθούν το κύριο δίκτυο διακλάσεων (περιοχή λαβυρίνθου).

Μια δεύτερη ομάδα αγωγών με μικρότερες διαστάσεις δημιουργείται έχοντας διευθύνσεις A-Δ και BBA-NNΔ (περιοχή γαλαρίας, βόρειο τμήμα περιοχής αραγωνιτών).

Όπως διαφαίνεται από τα ροδοδιαγράμματα των παρατάξεων των ασυνεχειών οι μεγαλύτερες διακλάσεις ακολουθούν παράλληλα τη διεύθυνση των κυρίων ρηγμάτων. Αποτελούν εφελκυστικές διακλάσεις οι οποίες πλέον λόγω δράσης του καρστ έχουν διευρυνθεί.

Το ρήγμα της εισόδου ανήκει σε νεώτερο τεκτονικό καθεστώς εφελκυσμού της περιοχής μιας και διακόπτει τη συνέχεια του κεντρικού αγωγού ενώ κόβει και τα κορήματα (σχήμα 6.8) στην επιφάνεια του μαρμάρου στην είσοδο του σπηλαίου. Ομοίως και το ρήγμα με στοιχεία 262/85 στα ανατολικά της περιοχής των μεγίστων καταρρεύσεων αφού πολύ μικρό ρόλο έχει διαδραματίσει στη σπηλαιογένεση.



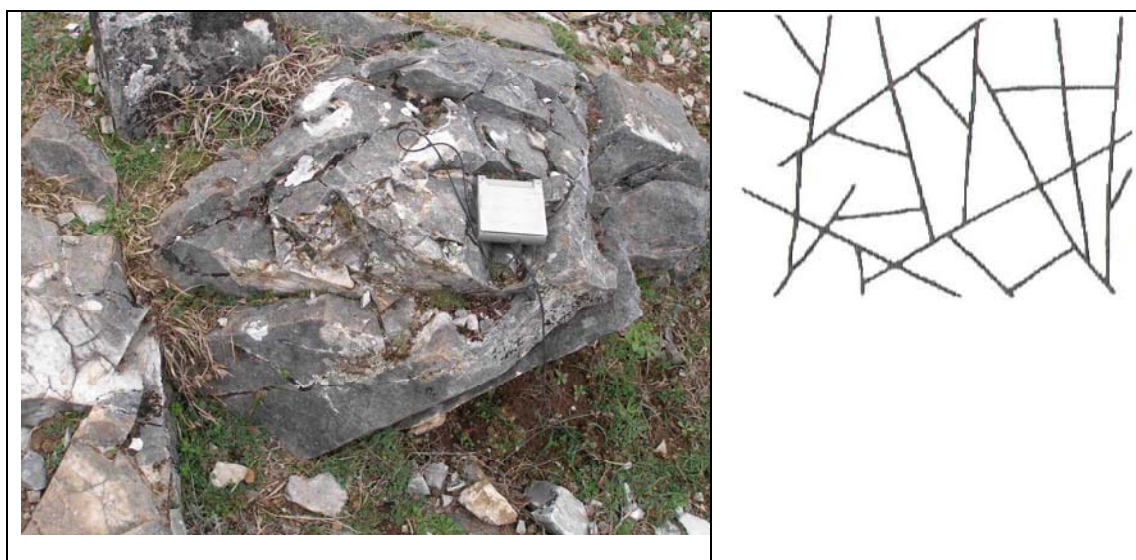
Σχήμα 6.8 Αριστερά: Εξωτερική άποψη του ρήγματος της εισόδου, Δεξιά: Μετατόπιση παρατηρούμενη στα κορήματα της εισόδου.

Η ανάπτυξη των αγωγών στο νοτιανατολικό άκρο του σπηλαίου σταματά στην επαφή των μαρμάρων με τους γενευσιοσχιστόλιθους (150/40, CLAR) (σχήμα 6.9).

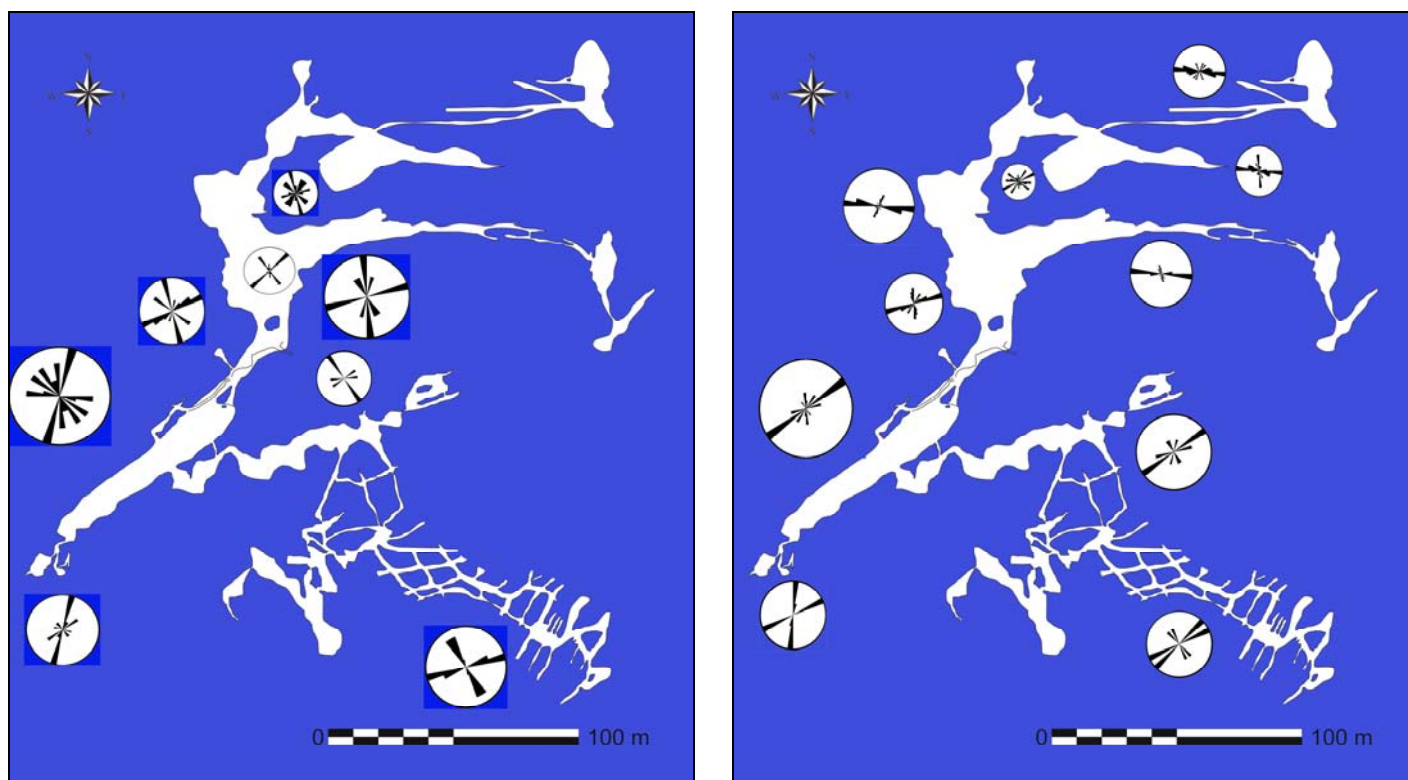


Σχήμα 6.9 Η επαφή των γενευσιοσχιστολίθων με τα μάρμαρα της Κρανιάς εντός σπηλαίου.

Εξωτερικά του σπηλαίου οι διακλάσεις που μετρήθηκαν δείχνουν αλλαγή στο πεδίο των τάσεων σύμφωνα με την ταξινόμηση του Chernyshev (1983, βλέπε σχήμα 3.8). Η μορφή που έχουν είναι η ασύμμετρη – σύμπλοκη (σχήμα 6.10). Επίσης παρουσιάζουν σχετικά μικρή ταύτιση με τις διακλάσεις που μετρήθηκαν στο εσωτερικό του σπηλαίου (σχήμα 6.11). Αυτό οφείλεται στην επιφανειακή διάβρωση που έχει σβήσει τις παλαιότερες δομές οι οποίες διατηρούνται όμως μέσα στο σπήλαιο.



Σχήμα 6.10 Αποτύπωση των διακλάσεων εξωτερικά του σπηλαίου



Σχήμα 6.11 Αριστερά: Ροδodiaγράμματα τεκτονικών ασυνεχειών από την εξωτερική επιφάνεια του σπηλαίου, Δεξιά: Ροδodiaγράμματα τεκτονικών ασυνεχειών από το εσωτερικό του σπηλαίου

7. Σπηλαιογένεση Μελισσότρυπας

Η Μελισσότρυπα Κεφαλοβρύσου αποτελεί καρστικό υπογενές σπήλαιο, το οποίο έχει περάσει στη φάση σπηλαιογένεσης στη ζώνη κατείσδυσης. Η υπογενής προέλευσή του αποδεικνύεται τόσο από τις εναπομείνουσες μορφές διάλυσης και ανάπτυξης του σπηλαίου, τα σπηλαιοθέματα γύψου, όσο και από τον εντοπισμό συγκέντρωσης H_2S στις λίμνες του σπηλαίου (σχήμα 7.1).



Σχήμα 7.1 Λίμνη υπογενών διαλυμάτων στην περιοχή του κεντρικού αγωγού

Η ανάλυση των υδάτων των λιμνών του σπηλαίου έδειξε παρουσία H_2S το οποίο διαλύει με τις ανάλογες αντιδράσεις το $CaCO_3$ (σχήμα 7.2).

	Μελισσότρυπα	Lower Kane inlets	Villa Luz spring
pH	7	7.0	7.14
Ca^{+2} (mg/L)	68	97	393
Mg^{+2} (mg/L)	13.67	31	88
$(HCO_3)^-$ mg/L)	176	218	477
H_2S (mg/L)	1.25	6 ± 1.5	17.5 ± 3
CO_2 (αέρα)	0.04-0.22 % κ.ο.	0.05-0. 14 % κ.ο.	3 % κ.ο.

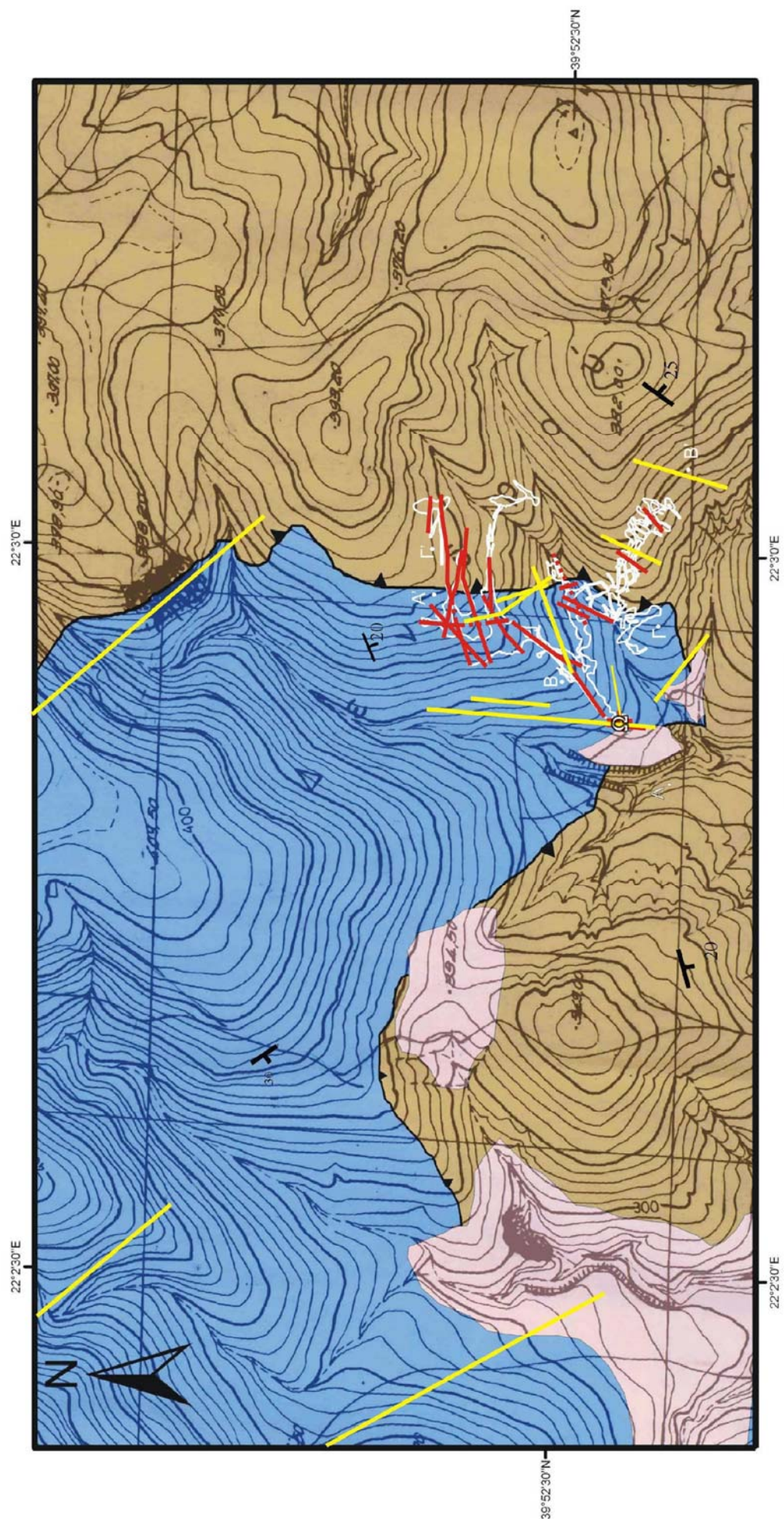
Σχήμα 7.2 Ανάλυση των υδάτων και του CO_2 του αέρα της Μελισσότρυπας σε σύγκριση με τις εισόδους και τις πηγές άλλων υπογενών σπηλαίων. Η ανάλυση των υδάτων του σπηλαίου έγινε στο εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας και Υδρογεωλογίας του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Πηγή στοιχείων για τα υπόλοιπα σπήλαια από CULVER & WHITE (2005).

Η καρστικοποίηση της συνεχούς ανθρακικής σειράς της Κρανιάς λαμβάνει χώρα αμέσως μετά την αποκάλυψη του πρώτου φακού αυτών των πετρωμάτων (~Ανω Ολιγόκαινο). Οι περιοχές αυτών των φακών είναι που τροφοδοτούν με όξινο νερό το υπόγειο καρστ. Στη μάζα των ανθρακικών πετρωμάτων και σε βάθος δημιουργούνται φρεατικές μορφές, παρά την παρουσία του υπερκείμενου Πελαγονικού καλύμματος και αυτό λόγω των υπογενών διαλυμάτων H_2S . Αυτό είναι αξιοσημείωτο διότι αποδεικνύεται ότι οι φρεατικές μορφές σπηλαίων δεν είναι απαραίτητο να τροφοδοτούνται με όξινο νερό από την επιφάνεια. Είναι δυνατό να δημιουργείται υπόγεια καρστική μορφή σε ανθρακικό πέτρωμα υποκείμενο πετρώματος μη επιδεκτικού σε καρστικοποίηση. Στις περιοχές της σειράς της Κρανιάς που έχουν αποκαλυφθεί δημιουργούνται παράλληλα και σπήλαια στη ζώνη κατείσδυσης λόγω της κατά βάθος διάβρωσης.



Σχήμα 7.3 Αριστερά: Σκιαγράφιση του σπηλαίου Μελισσότρυνας αποτελούμενο από ένα μονό κεντρικό αγωγό και δίκτυο φρεατικών διαδρόμων, όπου διαφαίνεται η υπογενής προέλευση του Δεξιά: εικόνα από το μοντέλο του Plamer (βλέπε σχήμα 3.10, σελ.42)

Η σπηλαιογένεση της Μελισσότρυνας αρχίζει όταν διαλύματα ανερχόμενα από το βάθος των πετρωμάτων εμπλουτίζουν τον υδροφόρο με H_2S . Η διαλυτική δράση του H_2CO_3 από διαλύματα της επιφάνειας σε συνδυασμό με τη δράση του H_2SO_4 διαλύουν με μεγαλύτερο ρυθμό το $CaCO_3$ στις επιφάνειες των ασυνεχειών. Οι ασυνέχειες αυτές είναι κυρίως τεκτονικές, αποτελούμενες από ομάδες διακλάσεων που συνδέονται με μεταπτωτικά ρήγματα. Η φάση ηωδιάλυσης έχει λήξει με το πέρασμα στην κύρια φάση διεύρυνσης των καρστικών αγωγών. Δημιουργείται ένας κεντρικός αγωγός (περιοχές κεντρικού αγωγού και μεγίστων καταρρεύσεων), ο οποίος τροφοδοτεί τα επιμέρους τμήματα του καρστ με όξινο διάλυμα. Οι καρστικοί αγωγοί είναι πληρωμένοι με νερό δημιουργώντας μορφές της φρεατικής ζώνης (σχήμα 7.3). Το πλήθος των ασυνεχειών και οι μικρές κλίσεις της σχιστότητας οδηγεί στη σχεδόν επίπεδη ανάπτυξη του σπηλαίου (Caves with mixture of phreatic and watertable leveled components, βλέπε σχήμα 3.3, σελ.35 και γεωλογικό χάρτη σπηλαίου με χαρακτηριστικές τομές σελ. 80-81).

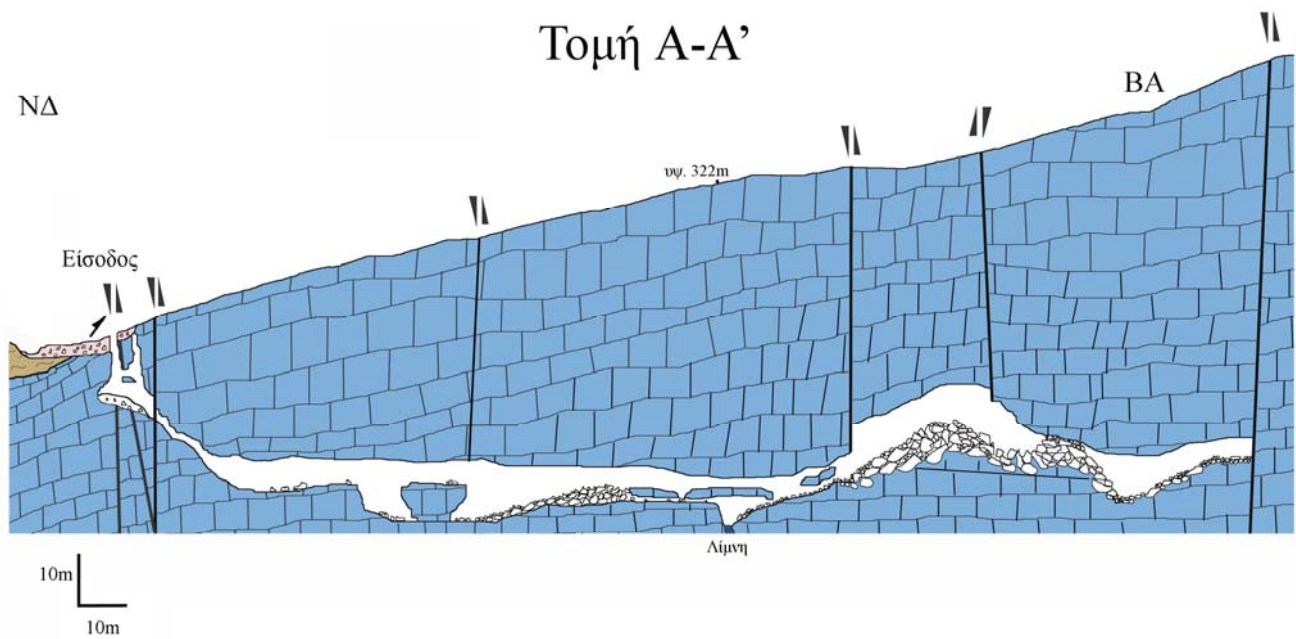


ΥΠΟΜΝΗΜΑ	
	ΚΟΡΗΜΑΤΑ
	ΣΧΙΣΤΟΓΝΕΥΣΙΟΙ
	ΜΑΡΜΑΡΑ
	ΡΗΓΜΑ ΑΠΟΚΟΛΛΗΣΗΣ
	ΡΗΓΜΑ ΚΑΝΟΝΙΚΟ
	Εξωτερικό/ Εξωτερικό
	ΚΛΙΣΕΙΣ
	ΣΠΗΛΑΙΟ
	ΕΙΣΟΔΟΣ ΣΠΗΛΑΙΟΥ

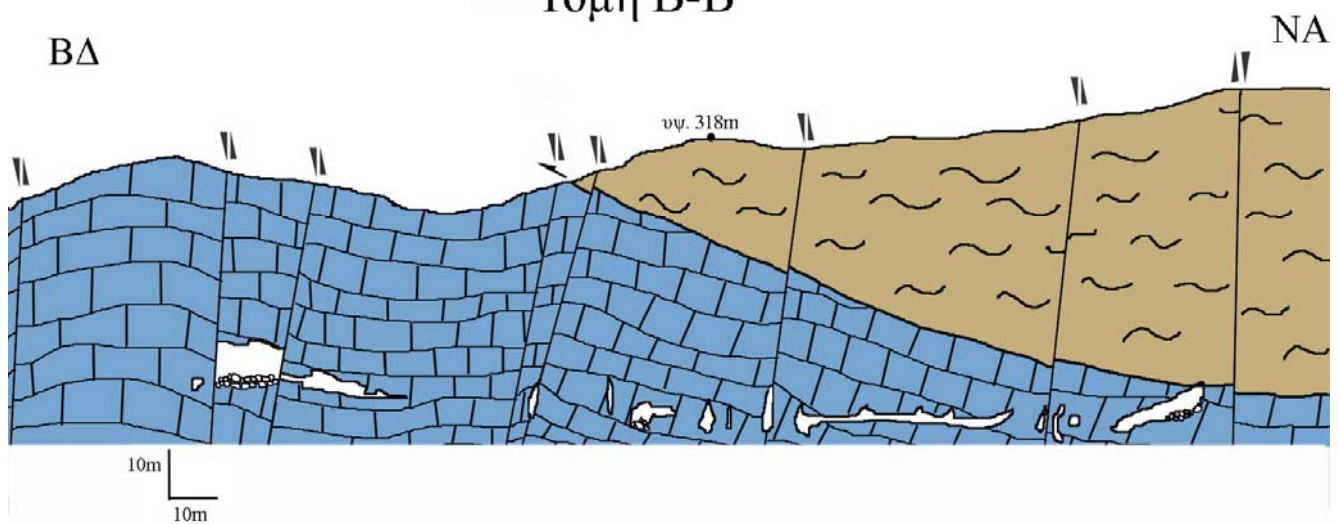


Γεωλογικός Χάρτης 1:5000 Περιοχής Σπηλαίου Μελισσότρυπας

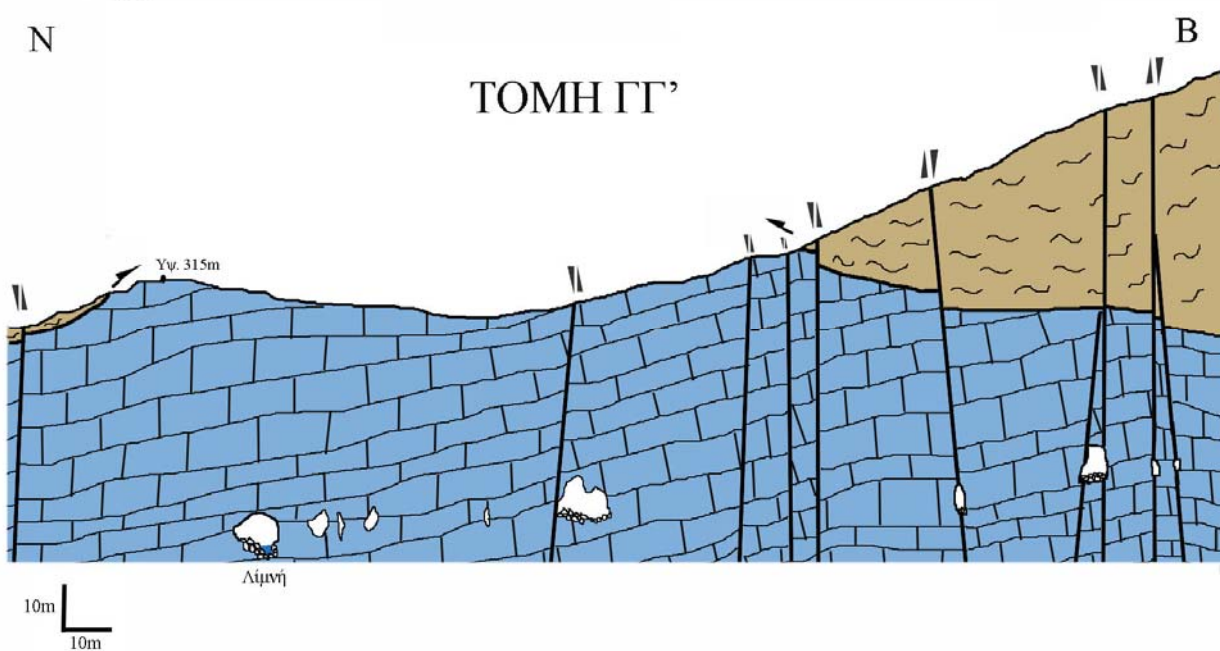
Τομή Α-Α'



Τομή Β-Β'



ΤΟΜΗ ΓΓ'



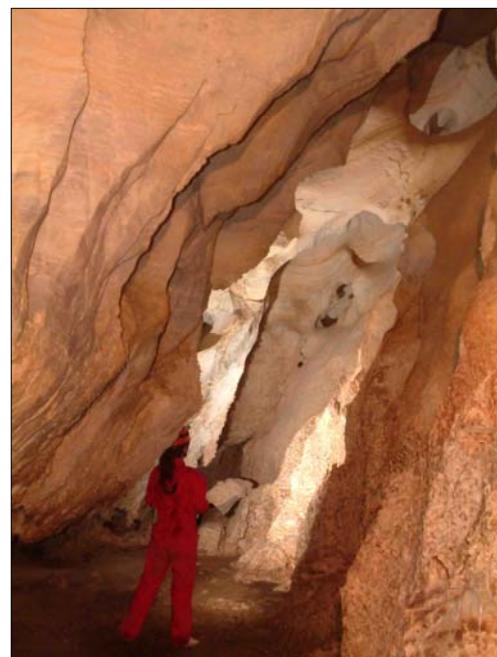
Στα πλευρικά τμήματα του κεντρικού αγωγού (σχήμα 7.4) δημιουργούνται τμήματα τύπου λαβυρίνθου (σχήμα 7.5), χαρακτηριστικά υπογενούς σπηλαίου (βλέπε γεωλογικό χάρτη σπηλαίου). Η άνοδος της περιοχής σε συνδυασμό με την ταπείνωση του υδροφόρου ορίζοντα (σήμερα στα 255,17 έως 257,68m) οδηγεί στην αποκάλυψη των τμημάτων του υπογενούς σπηλαίου. Από τις μορφές διάλυσης φρεατικού σταδίου που παρατηρήθηκαν στο σπήλαιο υπολογίζεται ότι ο υδροφόρος έφθανε μέχρι και 22m πάνω από τη σημερινή στάθμη.

Τα τμήματα του σπηλαίου που αποκαλύφθηκαν έχουν περάσει στη δράση του νερού στη ζώνη κατείσδυσης. Οι φρεατικοί αγωγοί πλέον (σχήμα 7.6) καταστρέφονται δίνοντας τη θέση τους σε μορφές που δημιουργούνται από την κατά βάθος διάβρωση. Παράλληλα, υπογενή τμήματα του σπηλαίου δημιουργούνται κάτω από τη στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα από διαλύματα με H_2S , όπως έδειξε η ανάλυσή τους (βλέπε τομές).



Σχήμα 7.4 Περιοχή μεγίστων καταρρεύσεων (τμήμα του κεντρικού αγωγού). Με βέλη σημειώνεται η κίνηση των εκατέρωθεν του ρήγματος τεμαχίων.

Σχήμα 7.5 Φακοειδούς διατομής αγωγός που έχει περάσει στη ζώνη κατείσδυσης (βλέπε σχ.3.9)



Σχήμα 7.6 Συμμετρικός αγωγός που έχει περάσει στη ζώνη κατείσδυσης (βλέπε σχ.3.9, σελ.40)

Ο κεντρικός αγωγός πλέον εφόσον πέρασε στη ζώνη κατείσδυσης και έχει εκκενωθεί πλήρως από νερό. Αυτή η εκκένωση οδηγεί σε καθεστώς καταρρευσιγενούς μορφολογίας (ΒΑΞΕΒΑΝΟΠΟΥΛΟΣ 2003) αφού τα τοιχώματα και η οροφή χάνουν μέχρι και 35% της αντοχής τους (με βάση την αρχή του Αρχιμήδη). Στο κέντρο του αγωγού (περιοχή μεγίστων καταρρεύσεων) δημιουργούνται δόμοι κατάρρευσης από τη συγκέντρωση τεμαχών που καταρρέουν (σχήμα 7.4).

Η νοτιοδυτική συνέχεια του κεντρικού αγωγού διακόπτεται από τη δράση ενός μεταπτωτικού ρήγματος ($280^{\circ}/60^{\circ}$). Το ρήγμα αυτό είναι η αιτία δημιουργίας της βαραθρώδους εισόδου του σπηλαίου.

Σήμερα μόνο το δυτικό τμήμα του σπηλαίου (περιοχή εισόδου, κεντρικού αγωγού μεγίστων καταρρεύσεων και σπηλαιοθεμάτων) βρίσκεται σε μάζα μαρμάρων με άμεση επαφή με το επιφανειακό καρστ ενώ το δυτικό (περιοχές αραγωνιτών, γαλαρίας και λαβυρίνθου) βρίσκεται κάτω από γνευσιοσχιστόλιθους της Πελαγονικής ζώνης (βλέπε γεωλογικό χάρτη σπηλαίου).

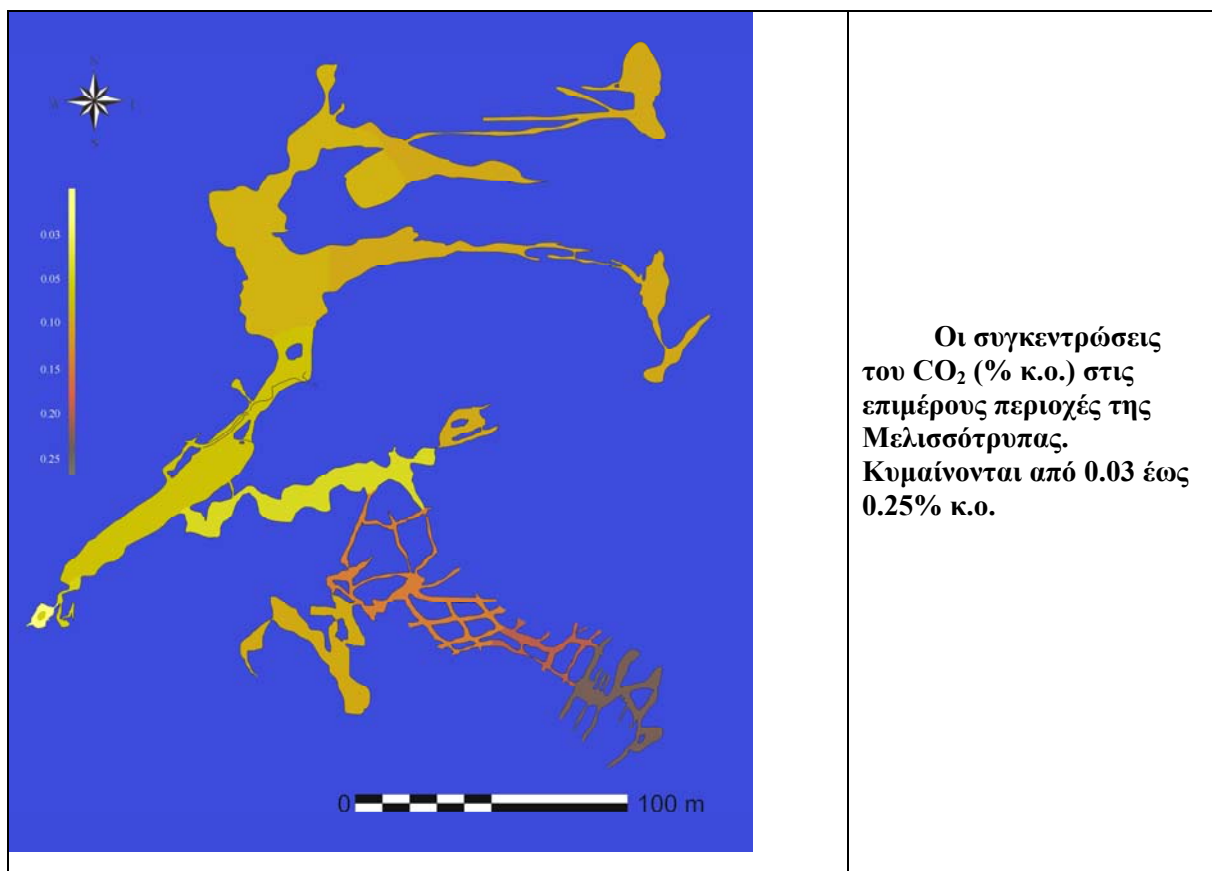
Ειδικά η περιοχή των σπηλαιοθεμάτων τροφοδοτείται με νερό από υπερκείμενο χείμαρρο. Τα ανάντι του χειμάρρου βρίσκονται σε περιοχές βορειοανατολικά της εισόδου του σπηλαίου με γνευσιοσχιστόλιθους. Στο σημείο της επαφής γνευσιοσχιστολίθων-μαρμάρων το νερό του χειμάρρου χάνεται στο υπόγειο καρστ. Ακριβώς στο σημείο αυτό υπόγεια βρίσκεται η περιοχή των σπηλαιοθεμάτων του σπηλαίου όπου παρατηρείται έντονη σταγονορροή ειδικά στο βορειοανατολικό της τμήμα, όπου δημιουργείται καταρράχτης.

8.Μικροκλίμα Σπηλαίου

Τα καρστικά σπήλαια αποτελούν χώρους όπου αναπτύσσονται ιδιόζουσες συνθήκες θερμοκρασίας, υγρασίας και σύστασης αέρα σε σχέση με το γύρω εξωτερικό τους περιβάλλον. Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα ($\sim 0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) πολλές φορές δεν ισχύει. Η ζώνη κατείσδυσης χωρίζεται σε επιμέρους ζώνες ανάλογα με τις διακυμάνσεις των κλιματικών παραγόντων, σε ομοθερμική και ετεροθερμική ζώνη (LUETSCHER & JEANNIN 2004). Η ετεροθερμική ζώνη επηρεάζεται από αλλαγές των κλιματικών συνθηκών της επιφάνειας του σπηλαίου σε αντίθεση με την ομοθερμική.

Το σπήλαιο της Μελισσότρυπας έχει πλέον περάσει όλο στη ζώνη κατείσδυσης. Το δυτικό τμήμα ανήκει στην ετεροθερμική ζώνη ενώ το ανατολικό στην ομοθερμική. Επιπλέον παρατηρείται μία ζώνη μετάβασης μεταξύ ομοθερμικής και ετεροθερμικής ζώνης όπου οι αλλαγές είναι μετρήσιμες αλλά πολύ μικρές. Στην ομοθερμική ζώνη παρατηρείται σταθερή θερμοκρασία $\sim 17^{\circ}\text{C}$ και σχετική υγρασία 100%. Στην περιοχή της εισόδου η θερμοκρασία αέρος κυμάνθηκε κατά τους μήνες Φεβρουάριο-Μάιο από $9,1-13^{\circ}\text{C}$ ενώ του πετρώματος από $9,3-13,3^{\circ}\text{C}$. Βλέπουμε δηλαδή και ιδιαίτερα στα γραφήματα θερμοκρασίας ότι ο αέρας επηρεάζεται από την θερμοκρασία του πετρώματος. Το ίδιο παρατηρείται και στις μετρήσεις στον κεντρικό αγωγό ($T_{\text{αέρα}}=10,8-12,8^{\circ}\text{C}$ $T_{\text{πετρ.}}=10,5-12,8^{\circ}\text{C}$). Η περιοχή των σπηλαιοθεμάτων αν και βρίσκεται στη μεταβατική ζώνη επηρεάζεται από την κατείσδυση του νερού του χειμάρρου. Η θερμοκρασία κατά τους μήνες Φεβρουάριο-Μάιο κυμαίνεται από $12,3-13,7^{\circ}\text{C}$ και η σχετική υγρασία είναι 100% ενώ με την είσοδο νερού στο θάλαμο μειώνεται μέχρι και 93,5%. Η μέση ετήσια θερμοκρασία της περιοχής της Κρανιάς είναι $13,74^{\circ}\text{C}$ (MANAKOS 1999 για τα έτη 1974-93) και η ανηγμένη μέση ετήσια στην περιοχή του σπηλαίου είναι $\sim 15,4^{\circ}\text{C}$.

Στην ομοθερμική ζώνη και συγκεκριμένα στο νοτιοανατολικό τμήμα του λαβυρίνθου η θερμοκρασία ανέρχεται μέχρι και 2°C παραπάνω εξαιτίας της ζύμωσης του όγκου των περιττωμάτων των νυχτερίδων. Σε αυτό το σημείο παρατηρούνται και



τα υψηλότερα ποσοστά CO₂ (0,22% κ.ο.) ενώ στο υπόλοιπο οι συγκεντρώσεις κ.ο. του CO₂ κυμαίνονται από 0,04% (περιοχή εισόδου) μέχρι 0,09% (περιοχή αραγωνιτών).

Τέλος μετρήθηκε η εξάτμιση σε περιοχές του σπηλαίου κατά τους μήνες Δεκέμβριο έως Φεβρουάριο, όπου βρέθηκε V=0.13 (mm εξατμιζόμενου νερού/μέρα) στην περιοχή των σπηλαιοθεμάτων, V=0.19 στον κεντρικό αγωγό και V=0,05 στην περιοχή των μεγίστων καταρρεύσεων.

9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

- Η Μελισσότρυπα Κεφαλοβρύσου αποτελεί τη σημαντικότερη γνωστή υπόγεια καρστική μορφή του καρστικού συστήματος της Κρανιάς Ελασσόνας. Το σπήλαιο διανοίγεται σε μάρμαρα της συνεχούς ανθρακικής σειράς της Κρανιάς, καλύπτει έκταση $0,06\text{km}^2$ και έχει συνολικό μήκος χαρτογραφημένων διαδρόμων περίπου 2103,6m. Το υψόμετρο στην περιοχή του στομίου της εισόδου είναι 299m ενώ στο εσωτερικό του φθάνει σε βάθος μέχρι και -47,3m , δηλαδή σε απόλυτο υψόμετρο 251,7m, όπου συναντάται η στάθμη του υπόγειου καρστικού υδροφορέα.
- Η Μελισσότρυπα αποτελεί καρστικό υπογενές σπήλαιο, το οποίο έχει περάσει από τη φρεατική φάση σπηλαιογένεσης στη ζώνη κατείσδυσης. Η υπογενής προέλευσή του αποδεικνύεται από τις εναπομείνουσες μορφές διάλυσης και ανάπτυξης του σπηλαίου, τα σπηλαιοθέματα γύψου και από τον εντοπισμό συγκέντρωσης H_2S στις λίμνες του σπηλαίου.
- Αποτελείται από έναν κύριο καρστικό αγωγό, που υπόκειται σε καταρρευσιγενή μορφολογία, και επιμέρους λαβυρινθώδη τμήματα. Το καθεστώς της κατάρρευσης τμημάτων της οροφής επηρεάζει ακόμη και τα επιμέρους διευρυμένα τμήματα του κύριου αγωγού δημιουργώντας μεγάλες αίθουσες στο σπήλαιο.
- Η μορφή του σπηλαίου και ο τρόπος διάνοιξης δείχνουν ότι η σπηλαιογένεση ακολούθησε τις επικρατούσες τεκτονικές ασυνέχειες. Συστήματα διακλάσεων, μεταπτωτικά ρήγματα, καθώς και ρήγματα αποκόλλησης διαδραμάτισαν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του υπόγειου καρστικού συστήματος. Τόσο η οριζόντια όσο και η κατά βάθος επέκταση του υπογείου συστήματος οδηγήθηκε από τις τεκτονικές ασυνέχειες.

- Η σπηλαιογένεση της Μελισσότρυπας αρχίζει όταν διαλύματα ανερχόμενα από το βάθος των πετρωμάτων εμπλουτίζουν τον υδροφόρο με H_2S . Το πλήθος των ασυνεχειών και οι μικρές κλίσεις της σχισχτότητας οδηγεί στη σχεδόν επίπεδη ανάπτυξη του σπηλαίου (Caves with mixture of phreatic and watertable leveled components).
- Η ανάπτυξη του σπηλαίου και η πρώτη περίοδος ηωγένεσης των καρστικών αγωγών σχετίζεται με τη δημιουργία μιας ρηξιγενούς ζώνης διεύθυνσης BA-NΔ, ενός κανονικού ρήγματος (305-332/75, CLAR). Ο κύριος αγωγός του σπηλαίου (περιοχή κεντρικού αγωγού, μεγίστων καταρρεύσεων, νότιο τμήμα περιοχής αραγωνιτών) σχηματίστηκε παράλληλα σε αυτή τη ζώνη ενώ αναπτύχθηκαν αγωγοί παράλληλα σε αυτόν.
- Μια δεύτερη ομάδα αγωγών με μικρότερες διαστάσεις δημιουργείται έχοντας διευθύνσεις Α-Δ και BBA-NNΔ (περιοχή γαλαρίας, βόρειο τμήμα περιοχής αραγωνιτών). Η επαφή των μαρμάρων με τους γνευσιοσχιστολίθους που παρατηρείται στο νοτιοανατολικό άκρο του σπηλαίου αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα της συνέχισης της καρστικοποίησης.
- Το ρήγμα της εισόδου ανήκει σε νεώτερο τεκτονικό καθεστώς εφελκυσμού της περιοχής μιας και διακόπτει τη συνέχεια του κεντρικού αγωγού ενώ κόβει και τα κορήματα στην επιφάνεια του μαρμάρου στην είσοδο του σπηλαίου. Ομοίως και το ρήγμα με στοιχεία 262/85 στα ανατολικά της περιοχής των μεγίστων καταρρεύσεων αφού πολύ μικρό ρόλο έχει διαδραματίσει στη σπηλαιογένεση.
- Η σπηλαιογένεση σήμερα συνεχίζεται πιθανά στη φρεατική ζώνη, κάτω από την επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα λόγω της δράσης των υπογενών διαλυμάτων. Πάνω από την επιφάνεια αυτή δρουν οι διαδικασίες της ζώνης κατείσδυσης. Οι παλιοί φρεατικοί αγωγοί πλέον καταστρέφονται δίνοντας τη θέση τους σε μορφές που δημιουργούνται από την κατά βάθος διάβρωση.

Tectonic conditions in the speleogenetic process of Melissotripa cave in Kefalovriso of Ellassona (Central Greece).

Melissotripa cave is located in Larissa prefecture, 2,5km southwest of Kefalovriso village and 12km west of Ellassona city. The entire cave system is developed in the neritic carbonate “Kranea unit”, over which ophiolitic bodies and the Pelagonian nappe were thrust during the Alpine orogeny (KILIAS & MOUNTRAKIS 1987). The kranea karstic area starts its formation during the end of Oligocene. It covers an area of 90Km² and 1850m thickness. The large spring of Kefalovriso, which is of overflow type, is formed by the northeastern edge of the afore mentioned karst system and is its only discharge point (MANAKOS 1999)

The entrance of the cave (N39°52’40”, E22°02’57” UTM 34N, WGS 84, alt.299m) forms a 14,6m shaft starting its developing at marble’s debris for 5,3m and continues at a fault zone inside the marble mass. Melissotrypa can be conveniently divided into seven segments:

- The entrance
- The main karstic pipe
- The speleothems area
- The maze cave area
- The gallery
- The breakdown area
- The area of aragonites

More than 2000m of passages and chambers were mapped. All the areas are characterized of breakdown morphology, more or less and stop their widening in the marble’s normal faults. Some of the faults were found at the cave’s surface too.

Melissotripa cave has developed under water table from ypogenic solutions following the main tectonic discontinuities. Joints and faults are the planar breaks that have served the principal structural guides for underground flows. The area’s uplift leads the phreatic formed cave to the vadose zone where the phreatic tubes are destroyed under the air filled corrosion phenomena. Speleothems such as stalactites, stalagmites, columns, flowstone, coralloids, frostwork, boxwork, cave blisters, powder, pearls and helictites are found in Melissotrypa’s great chambers and big corridors.

Βιβλιογραφία

- ΒΑΞΕΒΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Μ., (2003): Καταρρευσιγενής Μορφολογία και γένεση του Σπηλαίου των Νυχτερίδων στα Πετράλωνα Χαλκιδικής, 3^ο Συμπόσιο Αρχαιολογίας, Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας Σπηλαίων, 17-19 Νοεμβρίου, Αθήνα.
- ΒΑΞΕΒΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Μ. (2003): Πετράλωνα Χαλκιδικής, Καρστικές μορφές της ευρύτερης περιοχής με έμφαση στο σπήλαιο των Νυχτερίδων, Διπλωματική Εργασία, τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- BOGLI, A., (1978): Karsthydrographie und physische Spelaologie, New York, p. 284.
- BOSAK, P., (2003): Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated?, Speleogenesis and evolution of Karst Aquifers 1(3), Virtual Scientific Journal, www.speleogenesis.info, p.7.
- CAPUTO, R., & PAVLIDES, S., (1993): Late Cainozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (central-northern Greece). Tectonophysics, 223 (1993) 339-362, Elsevier Science Publ. B.V. Amsterdam.
- CHERNYSHEV, S., N., (1983): Fissures in rocks, Nauka., 240p., Moscow.
- CULVER, D., C. & WHITE, W., B. (2005): Encyclopedia of caves, Elsevier Academic Press, Burlington, U.S.A.
- CVIJC, J., (1918): Hydrographie souterraine et evolution morphologique du karst. Recueilles Travaux de l'Institute de Geographic Alpine 6(4), 375-426.
- DEYBRODT, W. & GABROVSEK, F., (2000) Dynamics of the evolution of single karst conduits. In: KLIMCHOUK, A., B., FORD, D., C., PALMER, A., N., DEYBRODT, W., Eds. Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, 184-193.
- DWERRYHOUSE, A., R., (1907): Limestone caverns and potholes and their mode of origin. Yorkshire Ramblers Club Journal 2(7), 223-8.
- ELLIS, B., M. (1975) The BCRA System of Gradind Cave Surveys for Probable Accuracy, BCRA Bulletin #6, p.7.
- FORD, D., C., & WILLIAMS, P., W., (1989) Karst geomorphology and hydrology, Unwin Hyman, 600p., London.
- FORD, D., C., (2003) Perspectives in karst hydrogeology and cavern genesis, Speleogenesis and evolution of Karst Aquifers 1(1), Virtual Scientific Journal, www.speleogenesis.info, January, p.2.
- FORTI, P., GALDENZI, S., SARBU, S., M., (2002) The ypogenic caves: a powerful tool for the study of seeps and their environmental effects, Continental Shelf Research 22 (2002) 2373-2386.
- HANCOCK, P., L. (1996) Determining contemporary stress directions from neotectonic joint systems, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 337:29-40.
- HILL, C. & FORTI, P. (1997): Cave minerals of the world, 2nd ed., National speleological Society, Inc., Huntsville, Alabama, U.S.A.
- HINSBERGEN, D., J., HAFKENSHEID, E., SPAKMAN, W., MEULENKAMP, J., E., WORTEL, R. (2005) Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece, Douwe van Hinsbergen Publ. in www.geo.uu.nl/~forth/, Utrecht, Netherlands
- ΚΙΛΙΑΣ, Α. (2000): Εισαγωγή στην Τεκτονική Γεωλογία. Α.Π.Θ., Υπηρεσία Δημοσιευμάτων, Θεσσαλονίκη.
- KILIAS, A., FASOYLAS, C., PRINIOTAKIS, M., SFEIKOS, A. & FRISCH, W., (1991): Deformation and HP/LT Metamorphic conditions at the tectonic Window of Kranea (W. Thessaly, Northern Greece), Z.d.t.geol.Ges. 142, 87-96.

- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D., (1987): Zum tektonischen Bau der Zentral-Pelagonischen Zone (Kamvounia-Gebirge, N-Griechenland), Z.d.t.geo.Ges.138, 211-237, Hannover.
- KILIAS, A., TRANOS, M., OROZCO, M., ALONSO-CHAVES, F., SOTO, J. (2002): Extensional collapse of the Hellenides: A review. Rev. Soc. Geol. Espana. 15(3-4): 129-139.
- KLIMCHOUK, A., B., FORD, D., C., PALMER, A., N., DEYBRODT, W., EDITORS (2000): Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. National Speleological Society. Huntsville, Alabama.
- KLIMCHOUK, A., B., & FORD, C., (2000): Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. In: KLIMCHOUK, A., B., FORD, D., C., PALMER, A., N., DEYBRODT, W., Eds. Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, 54-64.
- LAURITZEN, S., & LUNDBERG, J. (2000): Solutional and erosional morphology. In: KLIMCHOUK, A., B., FORD, D., C., PALMER, A., N., DEYBRODT, W., Eds. Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, 408-426.
- LUETSCHER, M. & JEANNIN, P.,-Y., (2004): Temperature distribution in karst systems: the role of air and water fluxes, Speleogenesis and evolution of Karst Aquifers, Virtual Scientific Journal, www.speleogenesis.info, 2(2), December, p.2.
- MALTSEV, V., A., (1998): Stalactites with 'internal' and 'external' feeding, Proceedings of the University of Bristol Speleological Society, v.21, n.2, p.149-158.
- MANAKOS, A. (1999): Υδρογεωλογική συμπεριφορά και στοχαστική προσομοίωση του καρστικού υδροφόρου συστήματος Κρανιάς Ελασσόνας. Διδακτ. Διατριβή, τμ. Γεωλογίας Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη, σ. 214.
- MOUNTRAKIS, D. (2005): Tertiary and Quaternary tectonics in Aegean area. In: FYTIKAS, M., & VOUGIOUKALAKIS, G., E., Eds. The South Aegean Active Volcanic Arc, Elsevier B. V.
- MOYNTPAKHΣ, Δ. (1983): Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Πραγματεία για Υψηγεσία, Πανεπ.Θεσσαλονίκης, 289p.
- PALMER, N., A. (2003): Speleogenesis in carbonate rocks, Speleogenesis and evolution of Karst Aquifers, Virtual Scientific Journal, www.speleogenesis.info, p.1-11.
- PALMER, N., A., (2000) Hydrogeologic control of cave patterns. In: KLIMCHOUK, A., B., FORD, D., C., PALMER, A., N., DEYBRODT, W., Eds Speleogenesis. Evolution of karst aquifers. National Speleological Society. Huntsville, Alabama, 77-90.
- PAVLIDES, S., B., & MOUNTRAKIS, D., M. (1987): Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. Journal of Structural Geology, 9, 4, 385-392, Oxford.
- SFEIKOS, A., BOHRINGER, CH.,FRISCH, W., KILIAS, A., RATSCHBACHER, L. (1991): Kinematics of Pelagonian nappes in the Kranea area, North Thessaly, Greece. –Bull. Soc. Geol. Greece 25, 101-115.
- SFEIKOS, A. (1992): Geology, analysis of deformation and kinematics of the Pelagonian nappe system, Kamvounia mountains (North Thessaly, Greece). Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, A12, 110s, 59Abb., 22 Bilder, Tübingen.
- ΣΟΥΛΙΟΣ, Χ., Γ., (1986): Γενική Υδρογεωλογία, 1^{ος} τόμος, University Studio Press. Θεσσαλονίκη. 161-166.
- ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΗΣ, Ε., (1982): Γεωλογικός Χάρτης Ελλάδος, 1:50000, φύλλο Ελασσών, Ι.Γ.Μ.Ε.
- WHITE, B., W., (2003): Conceptual models for karstic aquifers, Speleogenesis and evolution of Karst Aquifers, Virtual Scientific Journal, www.speleogenesis.info, p.2.

Γεωγραφικός Χάρτης Γ.Υ.Σ. Κλίμακα 1:50000

Αεροφωτογραφίες Γ.Υ.Σ. Κλίμακα 1:30000, Ελασσών, 268252-253, Έτος λήψης 2003

Γενικές Αναφορές

ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ, Σ. (1988): Εισαγωγή στην Πετρολογία των Μεταμορφωμένων Πετρωμάτων. Γιαχούδη-Γιαπούδη, Θεσσαλονίκη.

KILIAS, A. (1996): Tectonic evolution of the Olympus-Ossa mountains: Emplacement of the blueschists unit in eastern Thessaly and exhumation of the Olympus-Ossa carbonate dome as a result of Tertiary extension (Central Greece). Περιοδικό Ορυκτός Πλούτος.

ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1985): Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press. Θεσσαλονίκη. 98-120.

ΠΕΝΝΟΣ, Χ. (2004): Μελέτη των καρστικών σπηλαιομορφών Επταμύλων Σερρών. Διπλωματική Εργασία, Τμ. Γεωλογίας. Α.Π.Θ. 1-39. Θεσσαλονίκη.

Χρήσιμες Ιστοσελίδες

www.speleogenesis.com

<http://vtopo.free.fr/>

www.disto.com

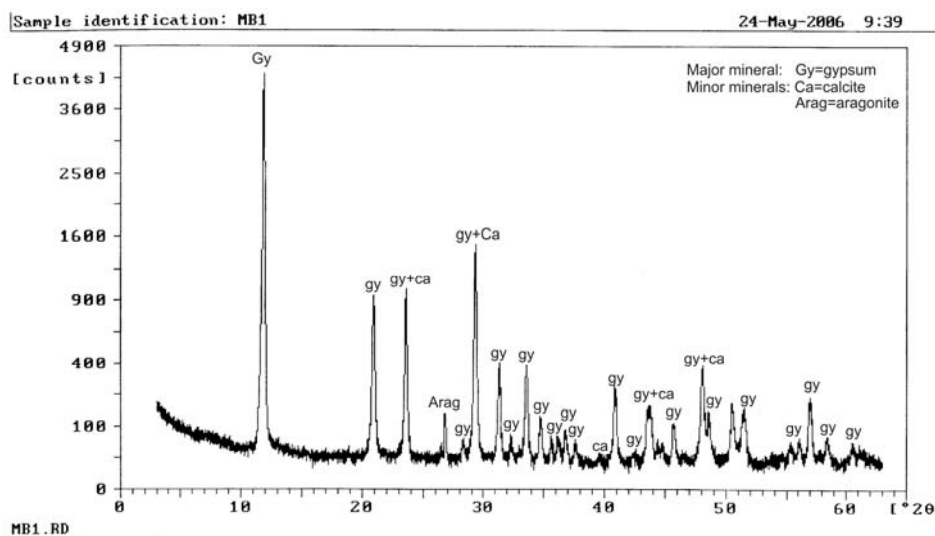
www.dyetracing.com

<http://www.goodearthgraphics.com/virtcave/>

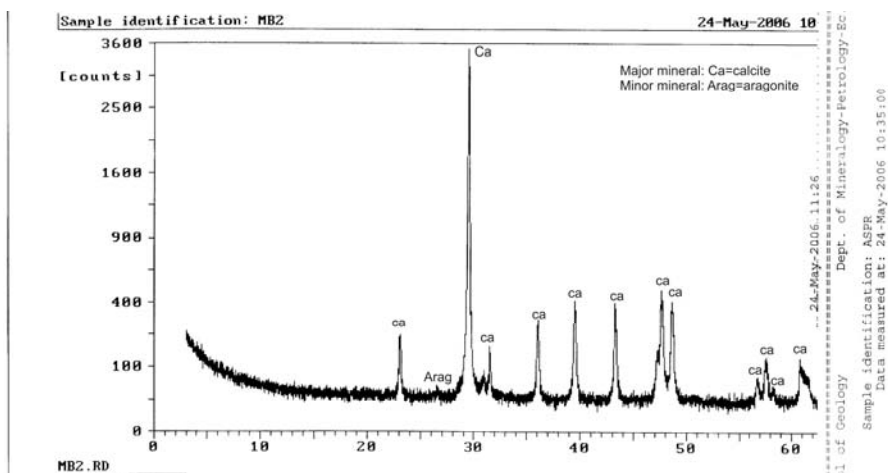
<http://fountainware.com/compass/>

10. Παράρτημα

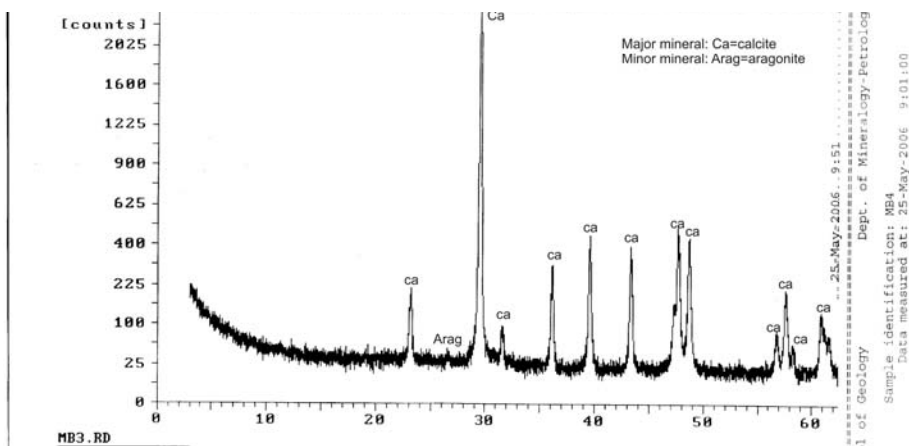
Ακτινογραφικές Αναλύσεις



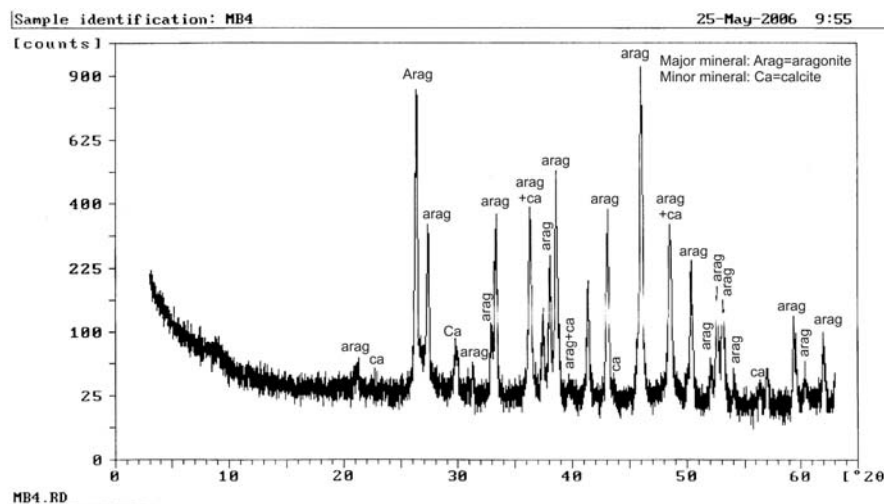
Δείγμα MB1: Σπηλαιόθεμα από περιοχή γαλαρίας
Arag:αραγωνίτης, Ca:ασβεστίτης, Gy:γύψος



Δείγμα MB 2: Τμήμα του μαρμάρου από την περιοχή των αραγωνιτών
Arag:αραγωνίτης, Ca:ασβεστίτης



Δείγμα MB 3: Τμήμα του μαρμάρου από το εξωτερικό του σπηλαιίου
Arag:αραγωνίτης, Ca:ασβεστίτης



Δείγμα MB 4: Βελονοειδές συσσωμάτωμα κρυστάλλων (περιοχή αραγωνιτών)
Arag:αραγωνίτης, Ca:ασβεστίτης

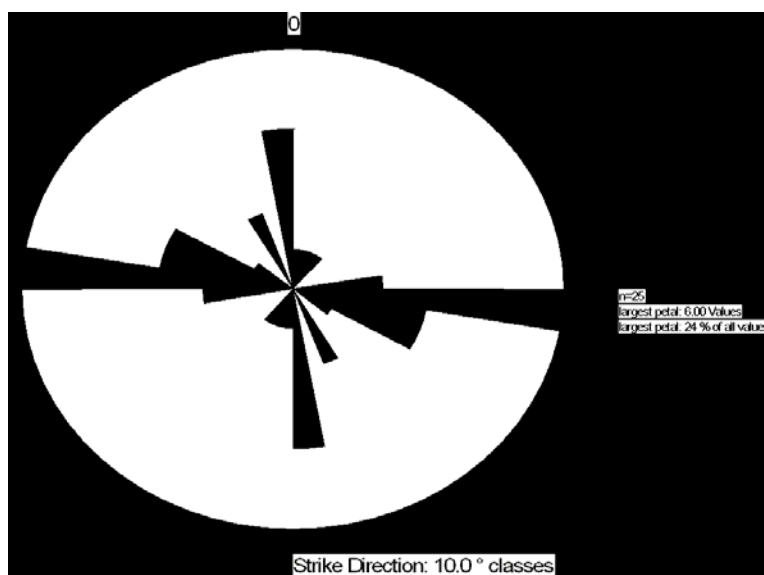
Η ακτινογραφική εξέταση (XRD) για τον προσδιορισμό των ορυκτών φάσεων έγινε με περιθλασίμετρο ακτίνων-Χ τύπου Philips στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Μετρήσεις Τεκτονικών Ασυνεχειών (Επιφανειακά Στοιχεία)
στο Εσωτερικό της Μελισσότρυπας 18/19-3-2006

Παρατίθενται οι λίστες των μετρήσεων και τα ροδοδιαγράμματα παρατάξεων των τεκτονικών ασυνεχειών που μετρήθηκαν στο εσωτερικό του σπηλαίου

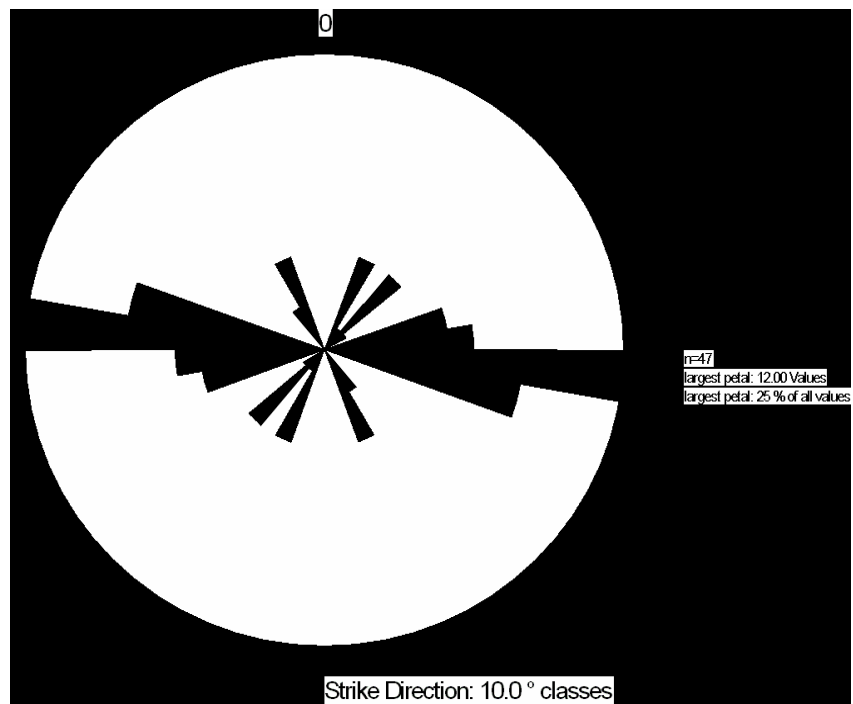
Διεύθυνση Κλίσης (°)	Κλίση (°)
6	87
5	89
86	52
86	52
85	55
5	90
11	90
11	88
202	85
10	82
8	85
178	73
357	73
8	85
182	60
81	55
92	81
280	80
218	55
28	80
298	70
128	80
242	75
65	65
202	85

Νοτιοανατολική Περιοχή Αραγωνιτών



6	89
5	89
5	89
11	80
11	80
11	80
11	80
12	88
12	88
11	88
8	75
8	75
8	70
2	70
3	67
3	70
3	70
2	70
2	70
130	90
130	90
130	88
128	88
130	88
118	48
118	48
118	50
118	48
342	82
342	82
343	82
343	82
343	80
248	54
248	54
248	55
248	55
357	85
357	85
357	80
357	80
356	80
58	70
58	70
322	70
10	80
358	87

Βόρεια Περιοχή Αραγωνιτών

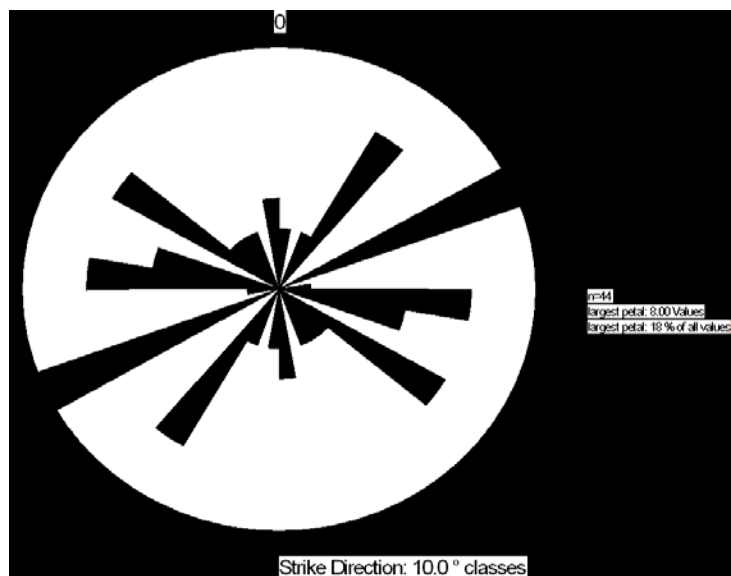


332	85
332	80
330	80
336	90
336	89
218	78
218	78
308	85
308	70
355	70
86	45
31	45
31	41
31	40
3	79
3	79
5	85
10	85
10	85
8	85
8	85
31	40
228	85
305	85
302	85
302	85
8	85
226	72
120	85
268	89
270	89
270	89
232	89
232	70
112	70
112	75
330	75
332	75
333	75
260	75
246	89
246	80
12	80
10	80

110	76
115	65
345	85

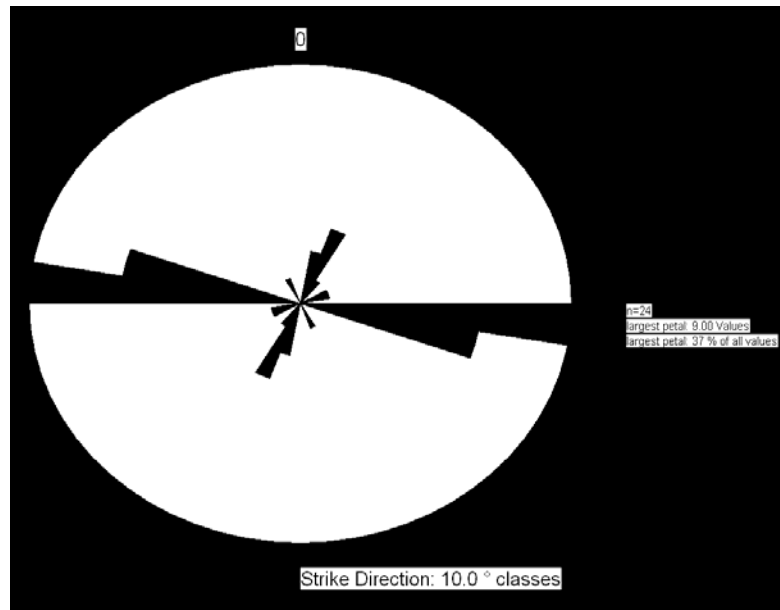
330	75
4	80
4	78

Νοτιοδυτική Περιοχή Αραγωνιτών



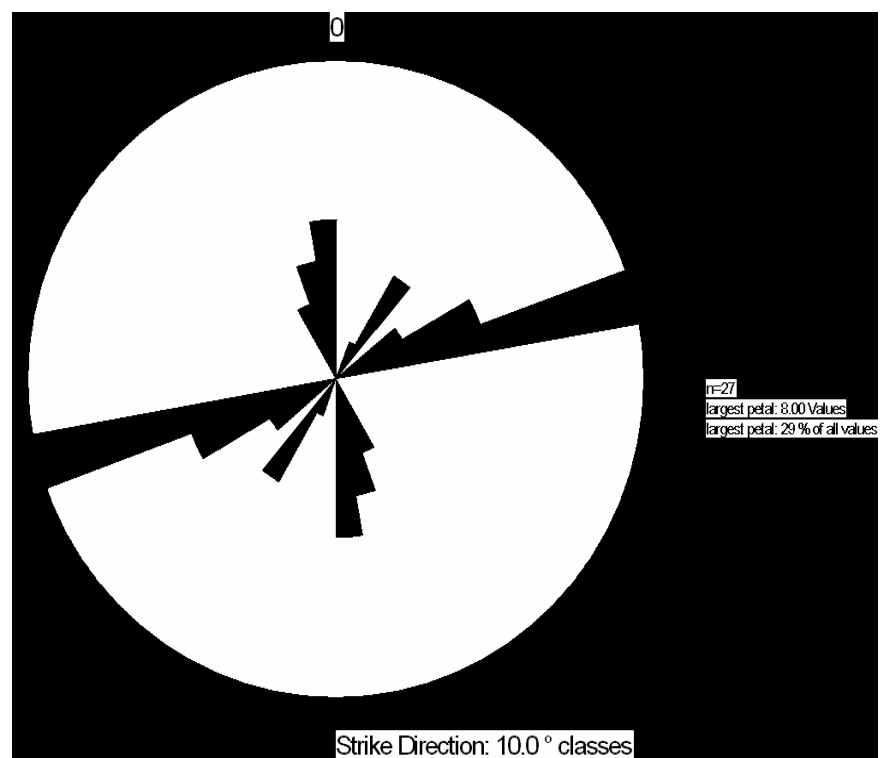
287	78
287	75
18	85
18	82
0	82
0	75
189	90
189	85
120	85
69	76
290	38
10	85
10	85
10	85
6	80
6	80
5	80
10	80

Βόρειος Θάλαμος Περιοχής Μεγίστων Καταρρεύσεων



262	85
261	85
261	85
262	85
160	85
148	88
148	90
151	90
151	88
162	90
162	88
162	80
127	80
127	65
127	85
78	82
62	55
62	62
162	62
342	85
330	80
330	75
341	75
76	88
75	88
341	75
296	68

Νότιος Θάλαμος Περιοχής Μεγίστων Καταρρεύσεων

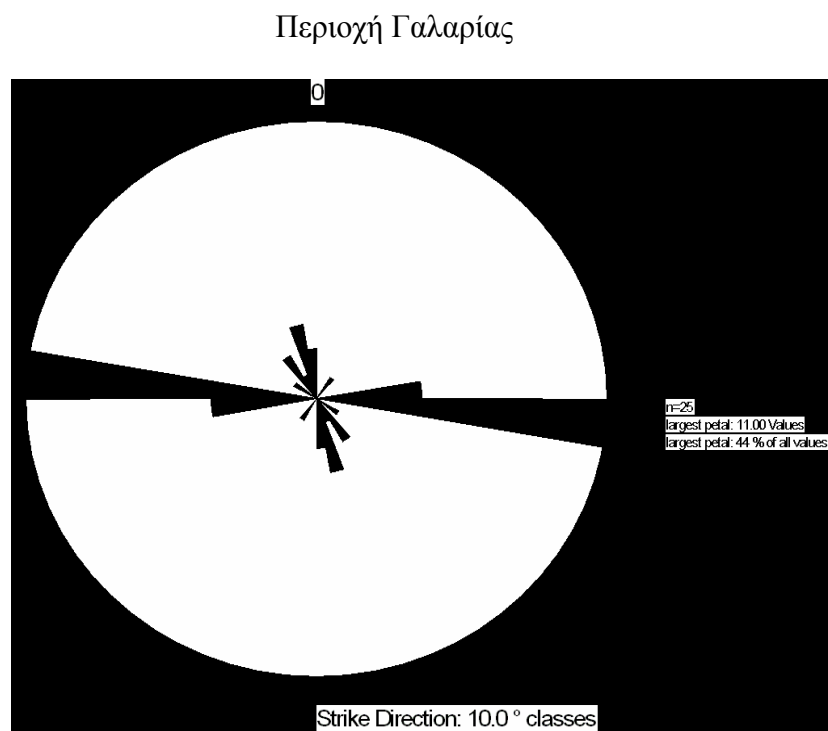


65	75
0	85

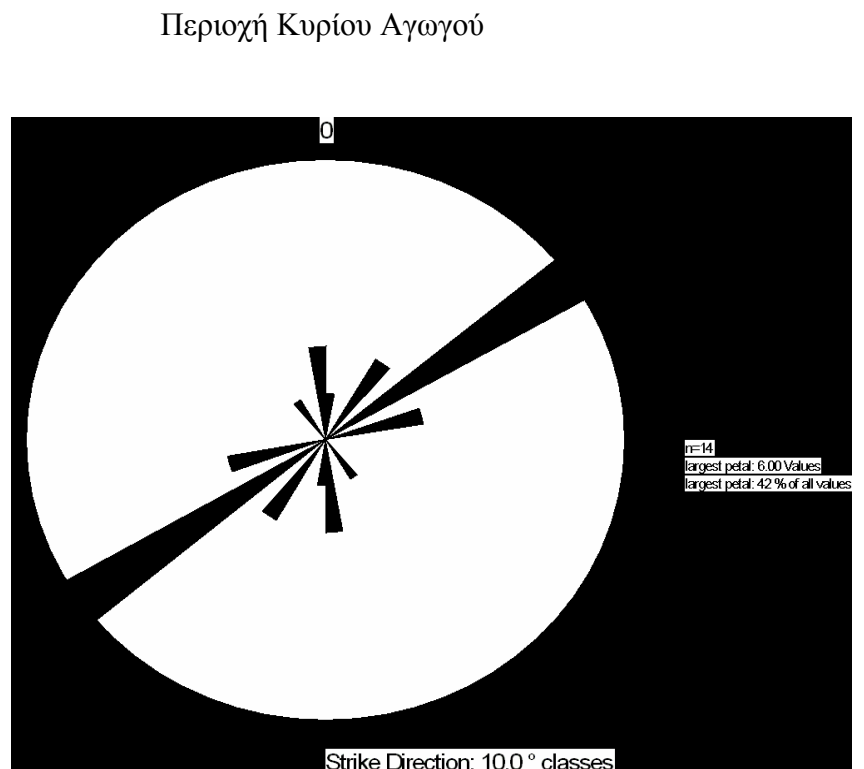
0	89
261	89

32	89
300	75

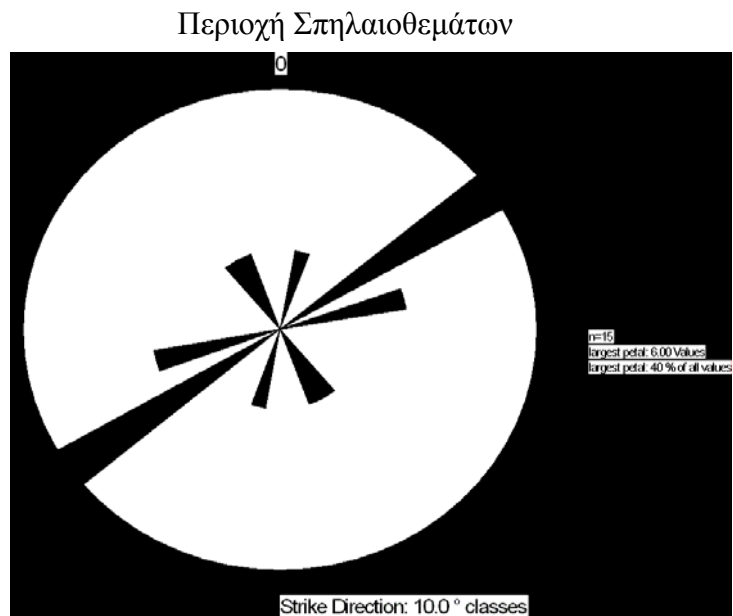
172	40
0	70
255	70
255	65
255	65
230	65
230	70
260	70
0	85
5	80
5	87
5	85
5	85
2	85
179	85
179	90
175	90
180	90
180	65



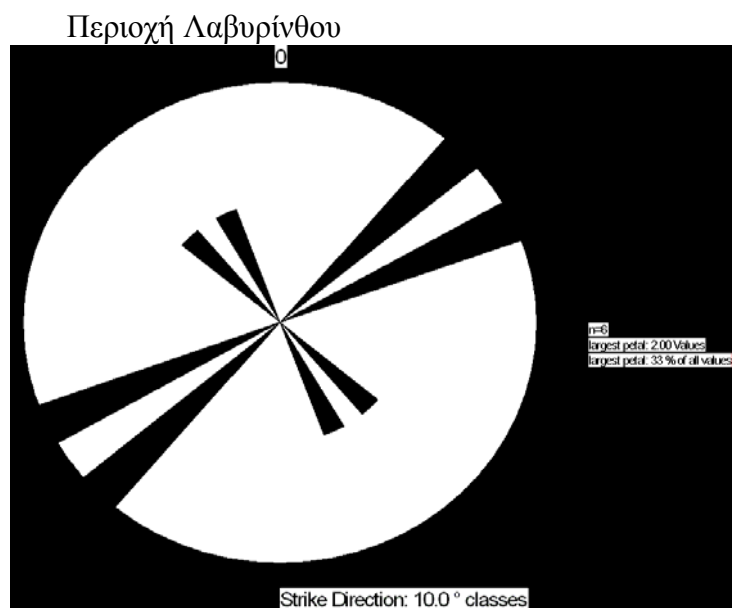
90	40
341	70
261	65
305	70
125	48
230	85
320	60
320	60
340	85
320	60
261	60
320	60
320	60
320	60



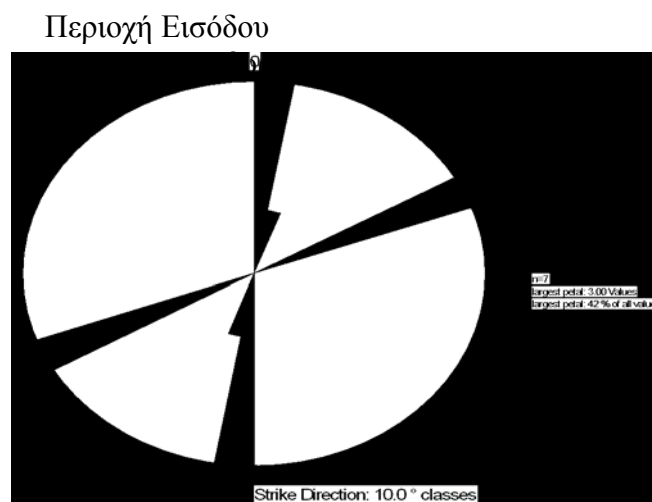
280	80
340	90
340	89
65	67
59	85
59	80
322	80
320	80
320	70
328	70
280	89
340	89
60	80
328	80
320	80



135	88
138	88
45	88
332	90
152	88
242	88



332	75
98	75
98	85
150	85
158	70
285	65
276	55



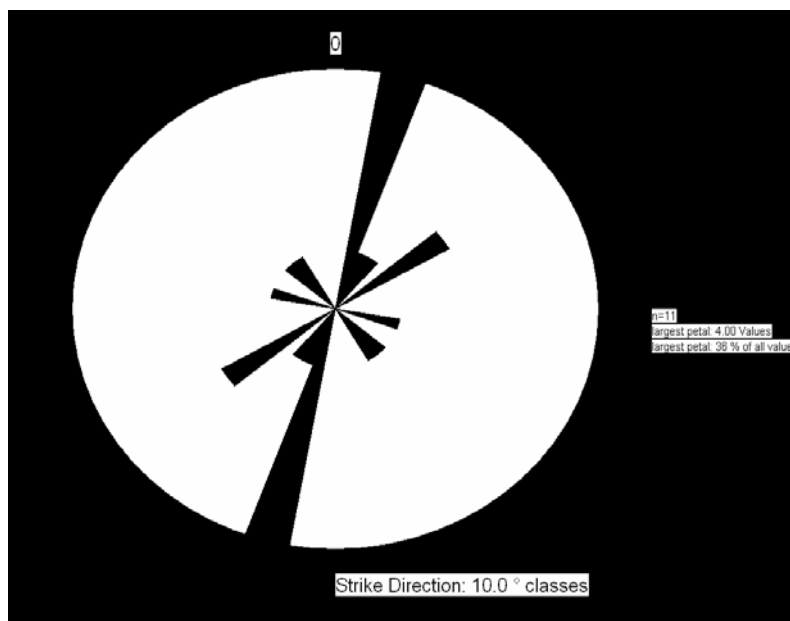
Μετρήσεις Τεκτονικών Ασυνεχειών (Επιφανειακά Στοιχεία)

Από το Εξωτερικό της Μελισσότρυπας 18/19-3-2006

Παρατίθενται οι λίστες των μετρήσεων και τα ροδοδιαγράμματα παρατάξεων των τεκτονικών ασυνεχειών που μετρήθηκαν εξωτερικά του σπηλαίου

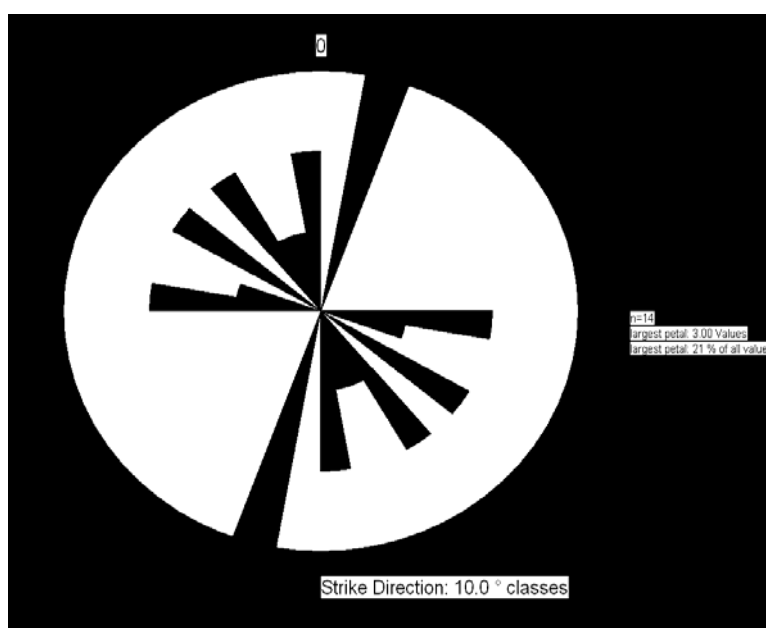
Περιοχή Εισόδου

Διεύθυνση Κλίσης (°)	Κλίση (°)
195	55
226	60
290	60
322	67
100	85
280	75
148	30
300	60
235	60
280	60
280	60



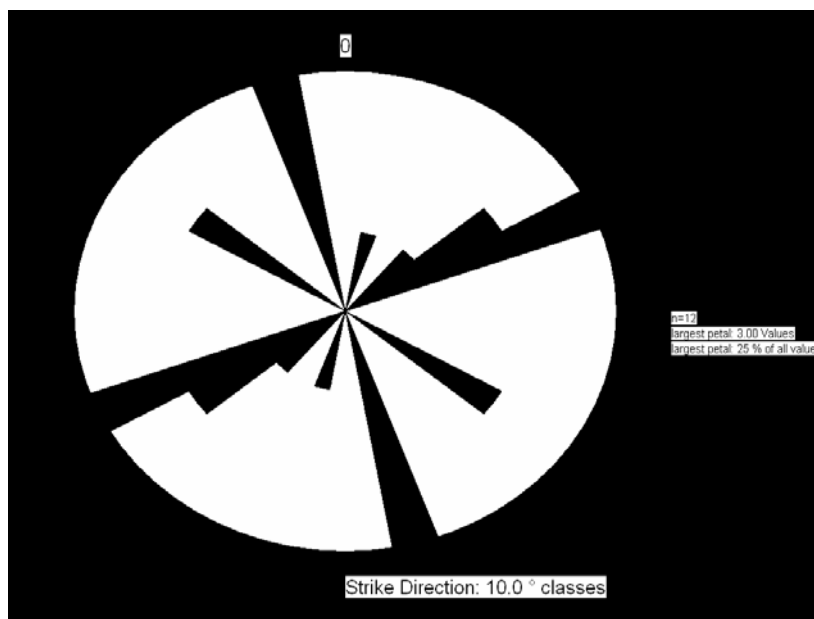
Δυτικά της Εισόδου

235	70
285	55
180	70
242	75
82	70
285	70
50	58
10	35
210	85
218	75
8	55
263	70
285	75
250	60



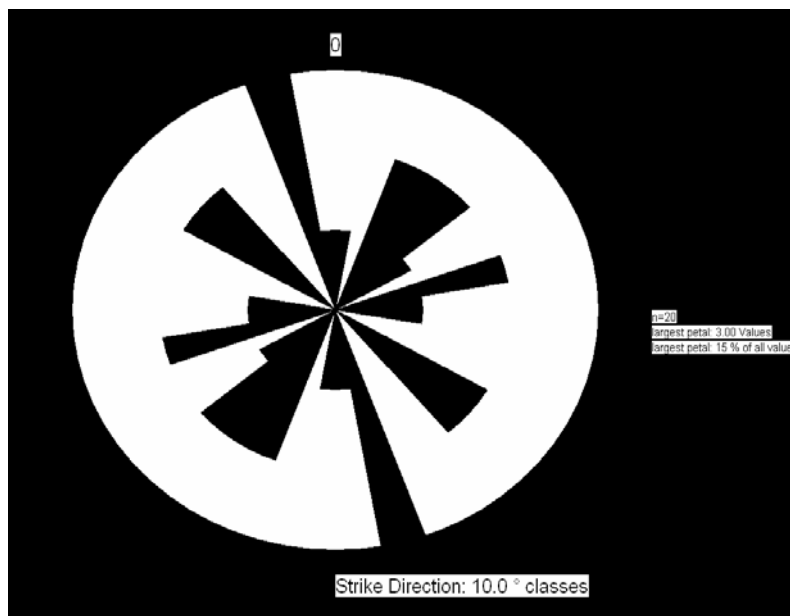
Περιοχή 100m. από την είσοδο με αζιμούθιο 201°

254	75
254	58
155	80
140	20
155	80
325	75
254	70
211	55
331	60
285	70
315	65
215	55



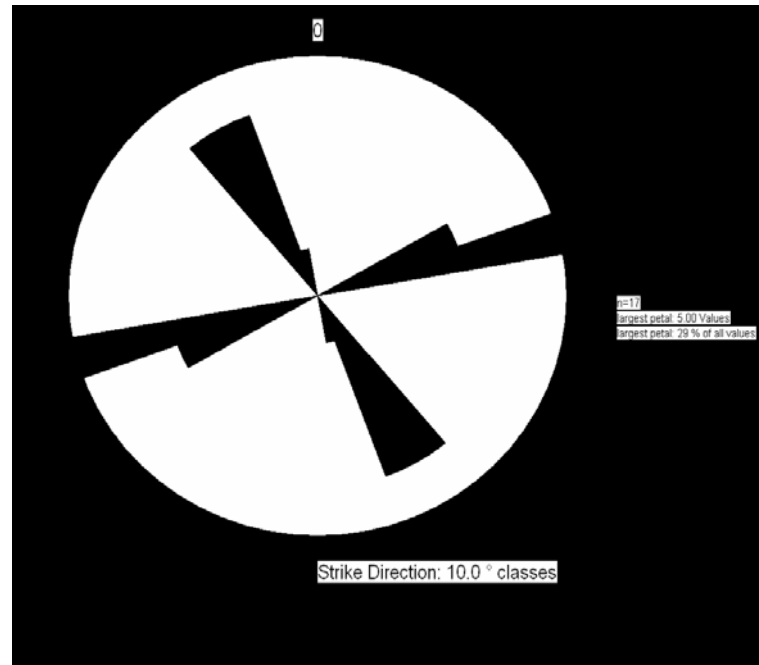
Πάνω από την Περιοχή Μεγίστων Καταρρεύσεων
(160m. από την είσοδο με αζιμούθιο 201°)

250	80
345	70
258	60
30	85
218	80
290	50
318	80
301	70
229	80
324	60
295	60
178	88
8	70
270	82
268	78
345	75
250	80
318	80
301	70
229	80



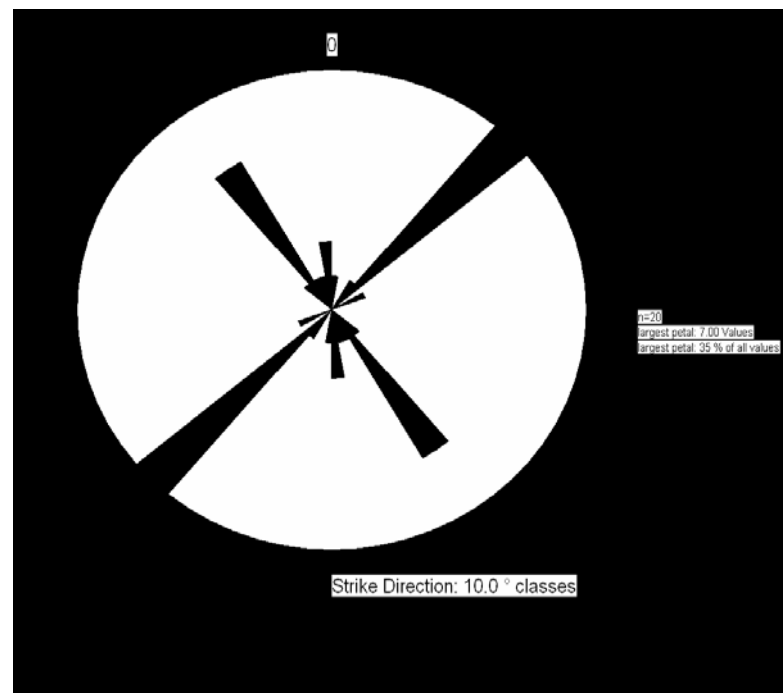
Περιοχή σχιστολίθων πάνω από το Λαβύρινθο

158	90
161	85
161	86
252	88
230	88
230	80
240	80
240	88
240	88
160	85
162	90
162	90
230	90
230	90
158	90
158	85
240	85



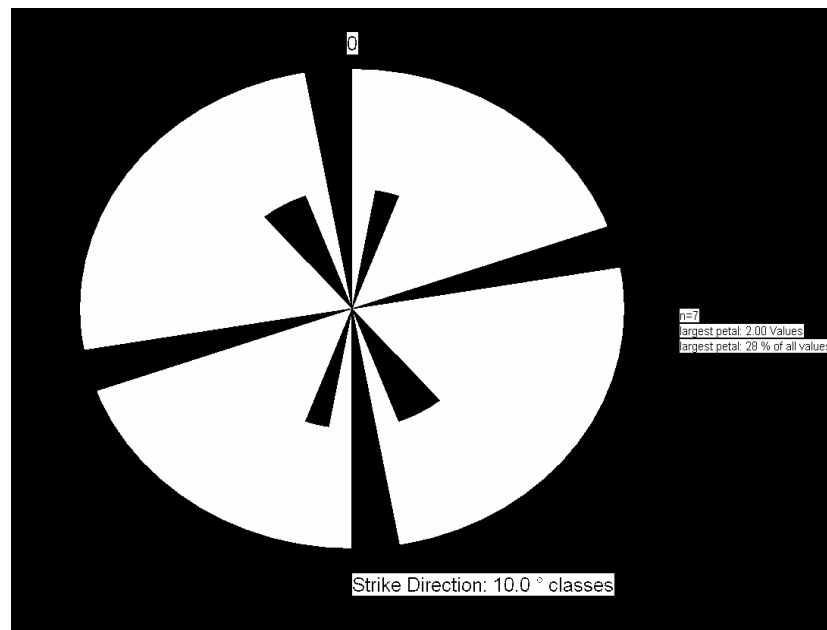
Περιοχή Βαραθρώδους Οπής

315	35
81	70
312	85
88	85
50	85
43	85
275	65
50	75
50	85
310	45
312	50
232	80
122	85
72	88
60	80
315	80
334	80
318	80
318	75
59	85



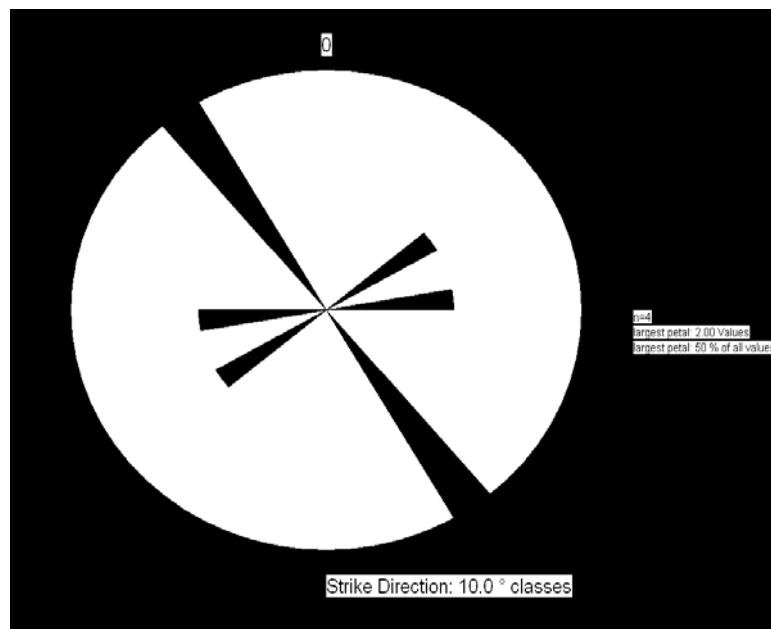
Περιοχή 144m. από την είσοδο με αζιμούθιο 221°

60	87
80	80
232	70
340	70
348	48
80	89
280	78



Περιοχή Χειμάρρου

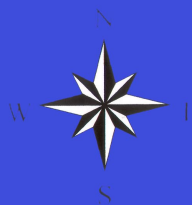
235	80
328	75
238	70
350	75



Χρονολογικός κατάλογος ερευνών στη Μελισσότρυπα

1995 – 03 – 26	Ανακάλυψη του σπηλαίου από τρεις κατοίκους του Κεφαλοβρύσου
1995 – 04 – 19	Αυτοψία από την Εφορεία Σπηλαιολογίας – Παλαιοανθρωπολογίας
1995 – 04 – 24	Αποστολή ΣΠΕΛΕΟ στο σπήλαιο (Κομπιλήρης Δημήτρη, Μάρης Γεράσιμος, Ρέντης Βίκτωρας)
1995 – 10 – 30/31	Αυτοψία των Γιαννόπουλου Βασίλη (γεωλόγος), Πουλημένου Γιώργου (γεωλόγος) και Αγουρίδη Χρήστου (αρχαιολόγος) υπαλλήλους της Εφορείας Σπηλ.Παλαιοανθρ.
2003	Σπηλαιοεξερεύνηση ΣΠΕΛΕΟ
2004 – 04 – 28	Εξερεύνηση του σπηλαίου από την Εταιρεία Σπηλαιολογικών Ερευνών Θεσσαλίας «ο Χείρων»
2004 – 05 – 28-31	Σπηλαιοεξερεύνηση ΣΠΕΛΕΟ με συμμετοχή Ε.ΠΑ.ΣΠΗ.Β.Ε. Επικεφαλής Κόνιαρη Ελένη (Αποστολή συνέχισης της εξερεύνησης και ολοκλήρωσης της χαρτογράφησης)
2004 – 12 –18	Εκπαίδευση νέων σπηλαιολόγων στο σπήλαιο από την Ε.Σ.Ε.Θ «ο Χείρων» Υπεύθυνος Μ. Βαξεβανόπουλος
2005 – 07 – 29	Έναρξη γεωλογικής χαρτογράφησης στο σπήλαιο (Μ. Βαξεβανόπουλος, Μ. Μυτελέτσης, Αν. Βασιλειάδου, Αντ. Τσιανάκα, Αρσ. Κωσταρέλης)
2005 – 11 – 12/13	Εκπαίδευση νέων σπηλαιολόγων στο σπήλαιο από την Ε.Σ.Ε.Θ «ο Χείρων». Υπεύθυνος Μ. Βαξεβανόπουλος (φωτογράφιση-χαρτογράφιση-τοποθέτηση μετρητών)
2005 – 12 – 11/12	Φωτογράφιση – χαρτογράφιση. (Μ. Βαξεβανόπουλος, Ν. Σαριδάκη, Αθ. Μουζάς, Αμ. Διώτη)
2006 – 02 – 04	Φωτογράφιση – χαρτογράφιση – μετρήσεις ασυνεχειών. (Μ. Βαξεβανόπουλος, Χρ. Πέννος, Στ. Ζαχαριάδης, Χ. Γκαρλαούνη, Ρ. Παππα, Ηλ. Πάρτσιος, Β. Μακρίδης)
2006 – 02 – 19	Φωτογράφιση – χαρτογράφιση – μετρήσεις ασυνεχειών και εξάτμισης. (Μ. Βαξεβανόπουλος, Χρ. Παπαντωνίου, Ηλ. Μοττάκη, Αντ. Τσιανάκα)
2006 – 03 – 05	Φωτογράφιση – χαρτογράφιση – μετρήσεις ασυνεχειών. (Μ. Βαξεβανόπουλος, Αντ. Τσιανάκα, Κ. Βουζαξάκη)
2006 – 03 – 17/18	Φωτογράφιση – χαρτογράφιση – μετρήσεις ασυνεχειών. (Μ. Βαξεβανόπουλος, Αντ. Τσιανάκα, Μ. Μαμάρα Έπαρχος Ελασσόνας)
2006 – 04 – 07/08/09	Φωτογράφιση – χαρτογράφιση – μετρήσεις ασυνεχειών, pH και CO ₂ . (Μ. Βαξεβανόπουλος, Χρ. Πέννος, Κ. Πολυδωρόπουλος, Σ. Απουσίδης, Ν. Τσιγκιρλιώτης, Β. Βλάχος, Ηλ. Πάρτσιος, Στ. Ζαχαριάδης, Αντ. Τσιανάκα, Σ. Μπατιάνης, Αγγ. Σιώλιου, Π. Πισκούλης, Ν. Κωσταρέλη, Β. Ζούκα,)
2006 – 05 – 21	Φωτογράφιση – μετρήσεις ασυνεχειών τελευταίες παρατηρήσεις. (Μ. Βαξεβανόπουλος, Β. Ζούκα, Β. Κοκκάλα, Δ. Σβερώνη, Αντ. Τσιανάκα)





Είσοδος
Α.

Σπήλαιο Μελισσότρυπα Κεφαλοβρύσου Ελασσόνας

Υπόμνημα

- Πεσμένα Τεμάχια Οροφής
- Κλίσεις
- Λίμνη
- Διεύθυνση και Κλίση Σχιστότητας
- Α. Α Τομές

06/07/2019





Ρήγμα Κανονικό



Ρήγμα Αποκόλλησης

06/07/2010

Ρήγμα Πιθανό ή

Καλυμμένο

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

0



100 m

Γεωλογικός Χάρτης της περιοχής του σπηλαιίου
και γεωλογική τομή Δ-Α.

