



ΜΕΓΑΛΕΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΜΟΡΦΕΣ ΣΤΟ ΟΡΟΣ ΜΕΝΟΙΚΙΟ
ΤΗΣ Α. ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ*

*Από τούς

E. ΒΑΒΛΙΑΚΗ, Α. ΨΙΛΟΒΙΚΟ, Λ. ΣΩΤΗΡΙΑΔΗ**

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τό 30% τοῦ ἑλλαδικοῦ χώρου καλύπτεται ἀπό ἀσβεστολίθους καί μάρμαρα. Εἶναι φυσικό λοιπόν οἱ καρστικές μορφές στήν Ἑλλάδα νά χαρακτηρίζονται γιά τήν μεγάλη ποικιλομορφία καί ἔκτασή τους.

Ἀπό τήν ἀρχή τοῦ αἵωνα μας ὑπάρχουν ἀναφορές γιά τά καρστικά φαινόμενα τῆς Ἑλλάδος, ὅπως τῶν Cvijic (1908), Mau1 (1925), Philippson (1930). Ἀργότερα μέ καρστικά φαινόμενα διαφόρων τμημάτων τῆς Ἑλλάδος ἀσχολήθηκαν οἱ Ψαριανός (1958, 61), Hagedorn (1969), Θεοδωρόπουλος κ.ἄ. (1972), Riedl (1976) καί Stocker (1976). Ὅλοι σχεδόν οἱ παραπάνω ἐρευνητές ἐργάστηκαν στή νότια καί κεντρική Ἑλλάδα. Ἡ μόνη πρόσφατη ἀναφορά γιά καρστικά φαινόμενα στό χώρο τῆς Β. Ἑλλάδας γίνεται ἀπό τόν Σωτηριάδη κ.ἄ. (1974).

Παρά τήν ὑπαρξη χαρακτηριστικῆς καρστικῆς μορφολογίας λείπουν οἱ σχετικές ἐργασίες ἀπό τό χώρο τῆς Μακεδονίας. Γιά τό λόγο αὐτό τό Ἐργαστήριο Φυσικῆς Γεωγραφίας τοῦ Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης ἀπό τό 1976 ἔκανε ἕνα πρόγραμμα γιά τή μορφογενετική μελέτη τῶν καρστικῶν μορφῶν τοῦ χώρου τῆς Μακεδονίας.

Στήν παρούσα ἐργασία, πού ἐγινε στά πλαίσια τοῦ παραπάνω προγράμματος, γίνεται προσπάθεια ἐκτός ἀπό τήν περιγραφική μελέτη γιά τόν ποσοτικό συσχετισμό ὄλων τῶν παραγόντων πού συνέβαλαν στό σχηματισμό καί στήν ἐξέλιξη τῶν καρστικῶν μορφῶν τοῦ ὄρους Μενοικίου. Μία τέτοια προσπάθεια γίνεται γιά πρώτη φορά γιά τήν καρστική γεωμορφολογία στό χώρο τῆς Ἑλλάδος.

Ἡ συνύπαρξη ὄλων σχεδόν τῶν προϋποθέσεων πού εὐνοοῦν τό σχηματισμό καί τήν ἐξέλιξη τῶν καρστικῶν μορφῶν στό Μενοίκιο μᾶς ὁδήγησε στήν ἐξαγωγή συμπερασμάτων, πού πιστεύουμε ὅτι μποροῦν νά βοηθήσουν γιά τήν ἐπίλυση ἀνοικτῶν προβλημάτων τῆς καρστικῆς γεωμορφολογίας.

1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Τό ὄρος Μενοίκιο (1963 m) βρίσκεται στήν ἀνατολική Μακεδονία ΒΑ ἀπό τήν πόλη τῶν Σερρών (σχ. 1). Προσανατολίζεται μέ διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

*Από γεωτεκτονική ἀποψη ἀνήκει στή μάζα τῆς Ροδόπης. Τά πετρώματα πού ἐπικρατοῦν

*Large surface Karstic forms on the Mt. Menikion / E. Macedonia

**VAVLIAKIS, E., PSILOVIKOS, A., SOTIRIADIS, L. University of Thessaloniki.
Department of Physical Geography, Greece.

είναι κυρίως καθαρά μάρμαρα, (CaCO_3 95%), ενώ σε μικρότερη έκταση άπαντούν μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι και γνεύσιοι, (Osswald 1938, De Boer 1970). Αποτελεί τμήμα μίας έναλλαγής συγκλίσεων και άντικλίσεων με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Τά μεγαλύτερα ρήγματα έχουν διάφορη διεύθυνση, ΒΑ-ΝΔ, Δ-Α, ΒΔ-ΝΑ και έχουν μελετηθεί από τους Osswald (1938), De Boer (1970), και Βαβλιάκη (1981).

Σχετικά με την ηλικία της μάζας της Ροδόπης από τους παλαιότερους έρευνητές θεωρείται τουλάχιστον παλαιοζωϊκή, (Cvijic 1901, Jaganoff 1938, Osswald 1938). Νεώτεροι έρευνητές δέχονται ότι τά μεταμορφωμένα πετρώματα της έλληνικής Ροδόπης έχουν ύποστει την μεταμόρφωση και πτύχωση στην περίοδο της άλπικης ορογένεσης, (Kronberg 1969, De Boer 1970). Τό πρόβλημα της ηλικίας παραμένει άνοικτό. Όσοοο θά πρέπει νά άναφερθεί ότι ή μάζα της Ροδόπης βρίσκεται έξω από τή ζώνη του Διναροταυρικού τόξου:



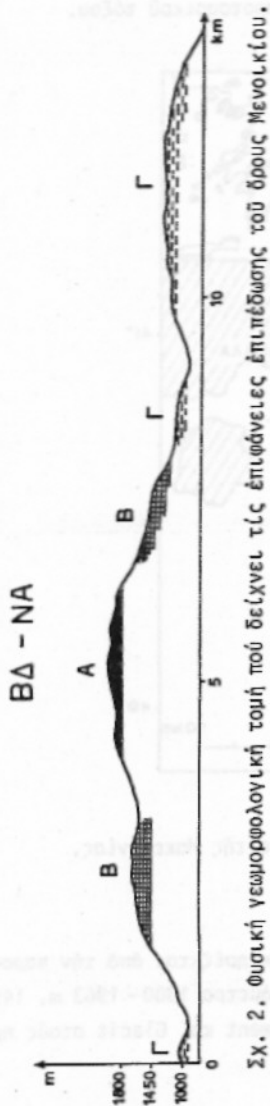
Σχ. 1. Όρια της περιοχής έρευνας στον ευρύτερο χώρο της Μακεδονίας.

3. ΕΠΙΦΑΝΕΙΣ ΕΠΙΠΕΔΩΣΗΣ

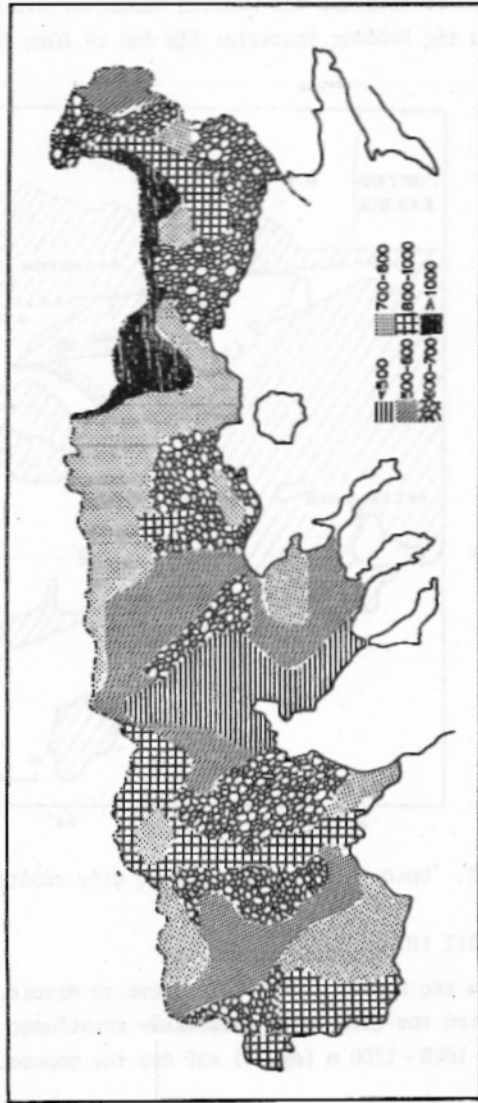
Η μάζα της Ροδόπης και συγκεκριμένα τό Μενοίκιο χαρακτηρίζεται από την παρουσία στην ψηλότερή του ζώνη τριών επιφανειών επιπέδωσης στά ύψόμετρα 1800 - 1963 m, 1450 - 1650 m και 1000 - 1200 m (σχ. 2) και από την παρουσία Pediment και Glacis στους πρόποδες του.

Οι επιφάνειες επιπέδωσης χαρακτηρίζονται από την παρουσία ξηρών άποκαρστωμένων κοιλάδων και ράχων, των οποίων η διεύθυνση (ΒΑ-ΝΔ) συμπίπτει με αυτή των μεγάλων πτυχών (συγκλίλων - άντικλίλων) και από την άπουσία ένεργου σήμερα έπιφανειακού υδρογραφικού δικτύου. Κατά θέσεις στις έπιφάνειες αυτές άπαντούν ύπολείμματα τροπικού κάρστ.

Η σχετική χρονολόγηση των έπιφανειών αυτών έγινε από τον Βαβλιάκη (1981), σύμφωνα με τον όποιο η έπιφάνεια 1800 - 1963 m είναι Πρό-μέσο-μειοκαινική, η έπιφάνεια 1450-1650 m Άνω-μειοκαινική και η έπιφάνεια 1000-1200 m Κάτω-μέσο-πλειοκαινική.



Σχ. 2. Φυσική γεωμορφολογική τομή που δείχνει τις έπιφάνειες επιπέδωσης του όρους Μενολικίου.



Σχ. 5. Έτήσιος βροχομετρικός χάρτης Μακεδονίας - Θράκης (κατά Μπαλαφούτη, 1977).

Οι κλιματικές συνθήκες που συνέβαλαν στην δημιουργία των επιφανειών αυτών κατά το Νεογενές στο Μενοίκιο και στον ευρύτερο ελληνικό χώρο ήταν ανάλογες με τις σημερινές υγρές κλιματικές συνθήκες της τροπικής και ύποτροπικής ζώνης (Riedl 1976, Stocker 1976, Psilonίκος et al. 1978).

Τά Pediment και Glacis είναι νεώτεροι σχηματισμοί και οφείλονται στο συνδυασμό των ημιορημικών κλιματικών συνθηκών και της έντονης τεκτονικής άνησυχίας της περιόδου του Άνωτέρου Πλειοκαίνου και Κατωτέρου Πλειστοκαίνου. Με ανάλογες προϋποθέσεις δέχονται ότι σχηματίζονται σήμερα σε ημιορημικές περιοχές οι Budel (1970), Mensching (1968, 73) και Stäblein (1973).

Η σημερινή θέση (ύψόμετρο) των επιφανειών επιπέδωσης, Pediment και Glacis οφείλεται σε άνωψωτικές κινήσεις των όρεινων όγκων της Ρίλα - Ροδόπης στον ελληνικό και βουλγαρικό χώρο κατά το Νεογενές και Τεταρτογενές (Vrablianski 1972, 74, Psilonίκος et al. 1978, 81, Βαβλιάκης 1981).

4. ΚΑΡΣΤΙΚΕΣ ΜΟΡΦΕΣ

Οι καρστικές μορφές του Μενοικίου έντοπίζονται στις επιφάνειες επιπέδωσης και αποτελούν νεώτερους απ' αυτές σχηματισμούς.

Με βάση τη μορφολογία και τον τρόπο σχηματισμού τους τις διακρίναμε σε: α) κλασικές καρστικές μορφές και β) τεκτονικές καρστικές μορφές (πόλγες) του κεντρικού Μενοικίου.

α) Κλασικές καρστικές μορφές (Διναρικός τύπος).

1. Μορφολογία.

Με τον όρο αυτό έννοούμε τις δολίνες που έχουν σχήμα κυκλικό ή έλλειπτικό και τις ούβαλες με σχήμα επί τό πλεϊστον άκανόνιστο.

Ο αριθμός των δολινών είναι πολύ μεγαλύτερος σε σχέση με αυτό των ούβαλών.

Η ανάπτυξη τους έντοπίζεται σε ομάδες κατά μήκος ξηρών καρστικών κοιλάδων και ράχων (φωτ. 2, 3) των επιφανειών επιπέδωσης 1000-1200 m και 1450-1650 m. Στην επιφάνεια 1800-1963 m μόνο στο ΒΑ τμήμα της παρατηρείται ανάλογη κατανομή των δολινών και ούβαλών. Στη μεγαλύτερη έκτασή της σχηματίζονται δολίνες και ούβαλες σ' όλο το χώρο της επίπεδης περιοχής της (φωτ. 1).

Ο μεγαλύτερος αριθμός δολινών - ούβαλών ανά km² παρατηρείται στην επιφάνεια 1450-1650 m (πιν. 1).

Μετρήσεις που έγιναν για τις διαστάσεις (2R) και (h) (πιν. 2, σχ. 3) των μορφών αυτών στις τρεις επιφάνειες του Μενοικίου αποδεικνύουν μία χαρακτηριστική μείωση τόσο της διαμέτρου (2R) όσο και του βάθους (h) από την παλαιότερη ψηλότερη προς την νεώτερη χαμηλότερη επιφάνεια. Μία ανάλογη μείωση παρατηρείται και ως προς την επί τοις εκατό (%) έκταση που καταλαμβάνουν οι δολίνες και ούβαλες σε σχέση με την συνολική έκταση κάθε επιφάνειας. Συγκεκριμένα, στην επιφάνεια 1800-1963 m η διάμετρος (2R) κυ-

*Επιφάνειες επιπέδωσης	*Υψόμετρον 1800-1963m	*Υψόμετρον 1450-1650m		*Υψόμετρον 1000-1200m						
		Ράχεις	Κοιλάδες	Ράχεις	Κοιλάδες					
Διαστάσεις καροτικών μορφών	*Αδιάκριτα	Ρ	Η	Ρ	Η					
1	150m	26-28m	38m	4-5m	55m	7-10m	25m	2-3m	29m	2-4m
2	110m	19-22m	43m	7-9m	82m	11-13m	16m	0,5-1,5m	33m	3-5m
3	190m	25-30m	45m	8-10m	48m	6-8m	24m	2-3m	34m	2-4m
4	115m	23-25m	41m	5-10m	73m	10-12m	16m	1-2m	50m	4-6m
5	75m	9m	35m	8-10m	60m	8-11m	20m	1-2m	42m	4-5m
6	80m	13m	75m	10-12m	71m	10-12m	18m	1-2m	36m	3-3m
7	53m	6m	55m	8-12m	43m	6-8m	22m	2-3m	58m	5-7m
8	90m	15-18m	50m	5-10m	40m	5-7m	38m	3-5m	45m	4-6m
9	135m	22-27m	65m	10-15m	65m	8-10m	28m	2,5-3m	61m	1,0-1,5m
10	170m	24-27m	55m	10-12m	52m	6-8m	12m	0,5-1,5m	28m	4-6m
11	200m	28-35m	40m	3-7m	84m	12-14m	17m	1-3m	36m	4-6m
12	190m	27-31m	60m	8-10m	63m	9-12m	14m	0,5-1,5m	32m	2-3m

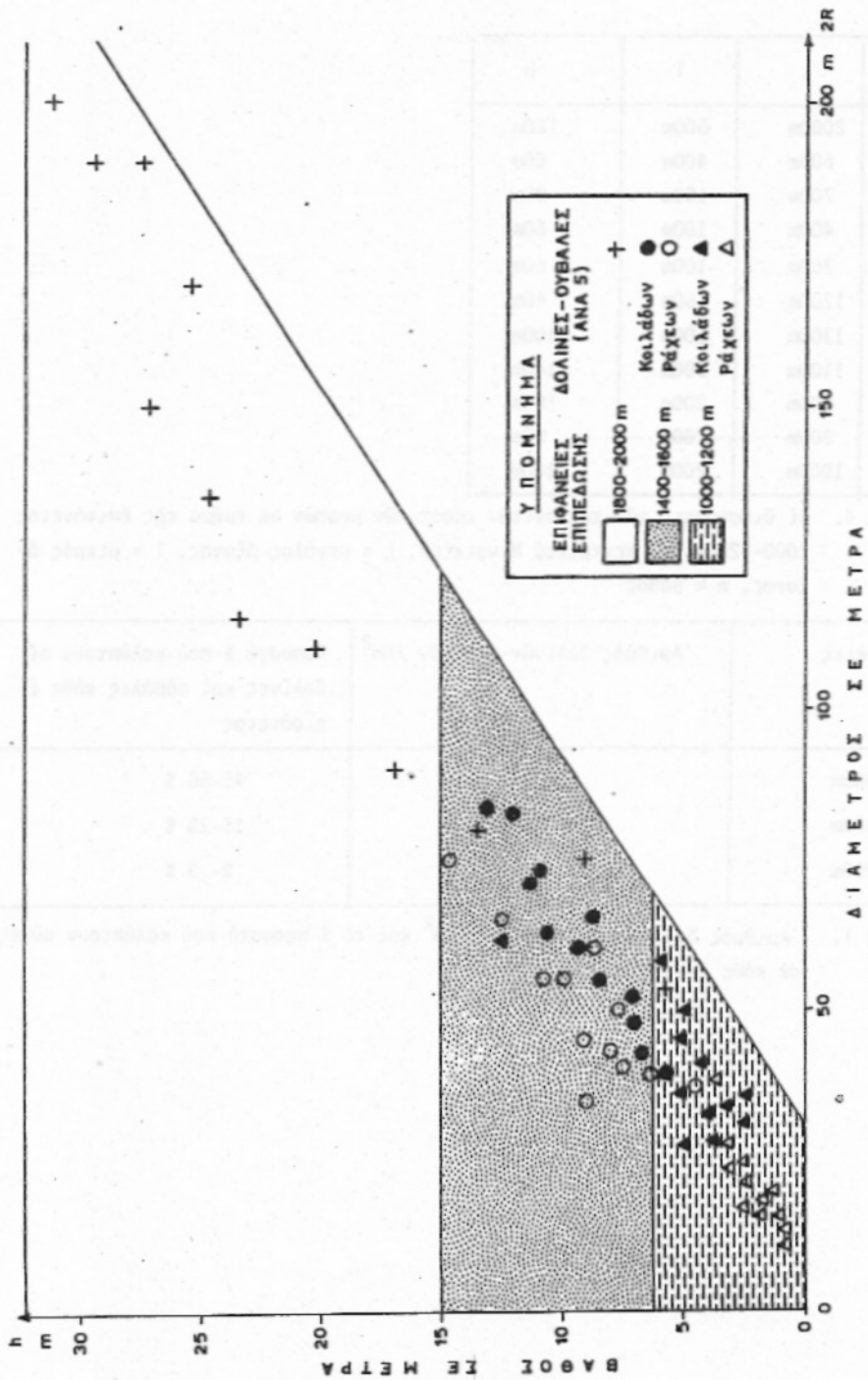
Πίνακας 2. Διαστάσεις των κλαστικών καροτικών μορφών στις τρεις επιμέρους επιφάνειες επιπέδωσης του Μενοικίου. 2R = διάμετρος, h = βάθος

A/A	L	l	h
1	2000m	500m	120m
2	600m	400m	60m
3	700m	150m	80m
4	400m	100m	60m
5	300m	100m	60m
6	1200m	150m	40m
7	1300m	100m	100m
8	1100m	300m	140m
9	800m	200m	100m
10	300m	200m	20m
11	1000m	200m	100m

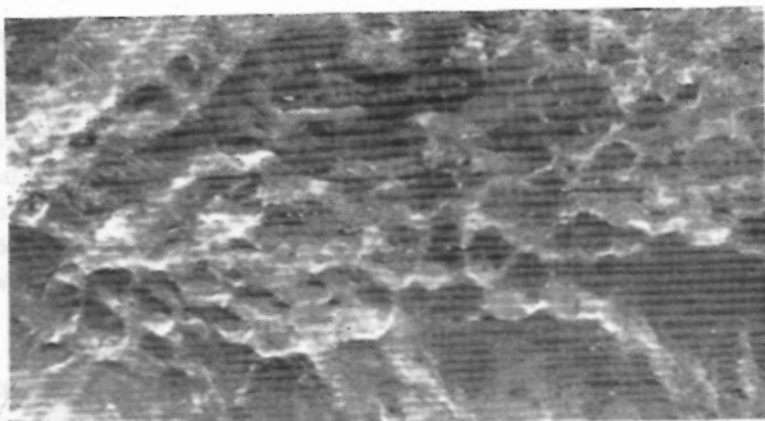
Πίνακας 4. Οι διαστάσεις τῶν τεκτονικῶν καρστικῶν μορφῶν σέ τμήμα τῆς ἐπιφάνειας 1000-1200m τοῦ κεντρικοῦ Μενοικίου. L = μέγας ἀξονας, l = μικρός ἀξονας, h = βάθος

Ἐπιφάνειες	Ἀριθμός δολινῶν-οὐβαλῶν /Km ²	Ποσοστό % πού καλύπτουν οἱ δολίνες καί οὐβάλες κάθε ἐπιφάνειας
1800-1965m	30	45-50 %
1450-1650m	35	15-28 %
1000-1200m	22	2-.3 %

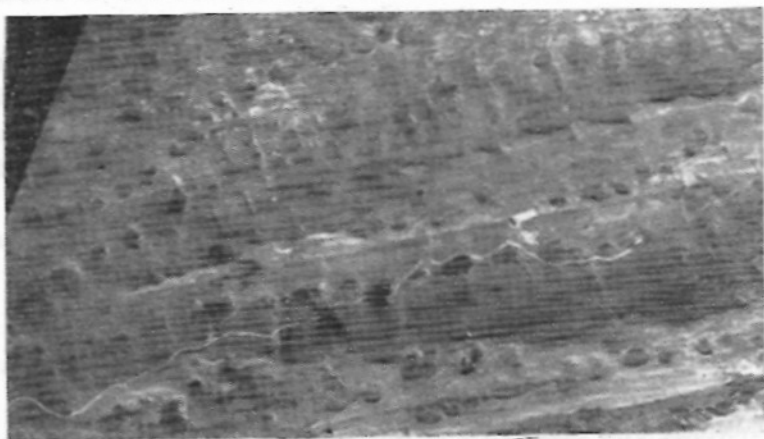
Πίνακας 1. Ἀριθμός δολινῶν - οὐβαλῶν ἀνά km² καί τό % ποσοστό πού καλύπτουν αὐτές σέ κάθε ἐπιφάνεια.



Σχ. 3. Μεταβολή που παρατηρείται στις διαστάσεις των δολιμών και ούβαλων από τη χαμηλότερη προς την ψηλότερη επιφάνεια. επιπέδωσης του όρους Μενικίου, Α. Μακεδονία.



Φωτ. 1. Δολίνες και ούβάλες στην επιφάνεια 1800-1963 m. (τμήμα Α/Φ).



Φωτ. 2. Δολίνες και ούβάλες στην επιφάνεια 1450-1650 m. (τμήμα Α/Φ).



Φωτ. 3. Δολίνες και ούβάλες στην επιφάνεια 1000-1200 m. (τμήμα Α/Φ).

μαίνεται από 53 μέχρι 200 m και το βάθος από 6 μέχρι 35 m. Η έκταση που καταλαμβάνουν στην επιφάνεια αυτή είναι 45-50%.

Στην επιφάνεια 1450-1650 m οι τιμές 2R είναι για τις κοιλάδες 43 μέχρι 84 m και για τις ράχεις 38 μέχρι 75 m και οι τιμές h, 6 μέχρι 14 m και 5 μέχρι 11 m στις κοιλάδες και ράχεις αντίστοιχα. Το ποσοστό που καλύπτουν οι δολίνες και ούβάλες είναι το 15-20% της επιφάνειας αυτής. Τέλος στην επιφάνεια 1000-1200 m οι αντίστοιχες τιμές είναι για τις κοιλάδες 28 μέχρι 61 m και 1 μέχρι 7 m, ενώ για τις ράχεις 12 μέχρι 38 m και 0,5 μέχρι 5 m. Το ποσοστό που καλύπτουν οι δολίνες και ούβάλες στην επιφάνεια αυτή είναι 2-3%.

Όπως προκύπτει από τον πίνακα 2 και σχήμα 3, οι δολίνες και ούβάλες στις κοιλάδες και των τριών επιφανειών είναι μεγαλύτερες κατά μέσο όρο από τις αντίστοιχες μορφές των ράχων. Αυτό δικαιολογείται από το γεγονός ότι στις κοιλάδες έχουμε μεγαλύτερη συγκέντρωση νερού - χιονιού, όποτε η έτησια διάρκεια της διάλυσης των μαρμάρων σ' αυτές είναι μεγαλύτερη απ'ότι στις ράχεις. Έξαιρέση αποτελούν οι δολίνες των παγετώνων κοιλάδων στο βορειοανατολικό τμήμα της επιφάνειας 1800-1963 m, που είναι στο σύνολό τους μικρότερες απ'αυτές των ράχων και που δικαιολογείται έφ'όσον δεχθούμε ότι ο σχηματισμός τοπικών παγετώνων του Πλειστοκαίνου σ'αυτές τις κοιλάδες, (Βαβλιάκης 1981), ανέστειλε τα φαινόμενα διάλυσης ενώ η μετακίνησή τους κατέστρεψε ή μετέβαλε προϋπάρχουσες καρστικές μορφές.

Όρισμένες δολίνες ράχων με μεγαλύτερες διαστάσεις απ'αυτές των μή παγετώνων κοιλάδων στην ίδια επιφάνεια αντιστοιχούν συνήθως σε δολίνες από έγκατακρημνιση.

2. Έξάπλωσ τῶν κλασικῶν καρστικῶν μορφῶν καί οἱ παράγοντες ποῦ ἐπηρέασαν τίς διαστάσεις τους στό Μενοίκιο.

Όπως προαναφέραμε στην παράγραφο 4 οι δολίνες και ούβάλες έχουν σχηματισθεί στις τρεις επιφάνειες επιπέδωσης του Μενοικίου. Κατά συνέπεια το όμαλό ανάγλυφο είναι αποφασιστικός παράγων που επηρεάζει την εξέπλωσή τους. Μία ανάλογη εξέπλωση των μορφών αυτών διαπίστωσαν επίσης και οι Hagedorn (1969), Riedl (1976) και Stocker (1976) σε διάφορες όρεινες περιοχές της δυτικής, κεντρικής και νοτίου Ελλάδος. Δεν εϋθύνεται όμως το ανάγλυφο για τη μείωση των διαστάσεων των κλασικών καρστικών μορφών του Μενοικίου από την ψηλότερη προς την χαμηλότερη επιφάνεια επειδή και στις τρεις επιφάνειες επιπέδωσης επικρατεί όμαλο ανάγλυφο.

Η μεγάλη ανάπτυξη (σε αριθμό και έκταση) δολινών και ούβαλῶν στο Μενοίκιο εϋνοήθηκε από την μεγάλη καθαρότητα των μαρμάρων. Από χημικές αναλύσεις που έγιναν σε δείγματα αυτών από τις τρεις επιφάνειες (πίν. 3) έδειξαν ότι ή επί τοῖς ἑκατό περιεκτικότητά τους σε $CaCO_3$ είναι μεγαλύτερη από 95%.

Όπως προκύπτει από τά δεδομένα του πίνακα 3 ή καθαρότητα των μαρμάρων δέν θά πρέπει επίσης νά εϋθύνεται για την διαφορά στίς διαστάσεις των κλασικῶν καρστικῶν μορφῶν

μεταξύ των τριών επιφανειών του Μενοικίου. Η επί τοις εκατό διαφορά σε CaCO_3 των μαρμάρων είναι πολύ μικρή, αλλά επί πλέον όπως δείχνει ο πίνακας 3 τα καθαρότερα μάρμαρα άπαντούν στην επιφάνεια 1000-1200 m με τις μικρότερες δολίνες.

Πίν. 3. Αποτελέσματα χημικών αναλύσεων μαρμάρων του Μενοικίου.

	Έπιφ. 1800-1963 m	Έπιφ. 1450-1650 m	Έπιφ. 1000-1200 m
Πτητικά συστατικά (CO_2)	43,61 %	43,71 %	43,22 %
CaO	53,90 %	53,42 %	54,32 %
MgO	0,91 %	0,81 %	0,70 %
SiO_2	0,16 %	0,78 %	0,22 %
R_2O_3 (R=Fe, Al)	1,18 %	1,31 %	0,98 %
CaCO_3	96,20 %	95,40 %	96,90 %

Η μείωση των διαστάσεων των κλασικών καρστικών μορφών του Μενοικίου θα μπορούσε να δικαιολογηθεί: 1) Από τη μείωση του βαθμού κατακερματισμού των μαρμάρων (Βαβλιάκης 1981), από την ψηλότερη προς την χαμηλότερη επιφάνεια και 2) Από τη μείωση του ύψους βροχής.

Τό ύψος βροχής υπολογίσθηκε από τα δεδομένα του βροχομετρικού χάρτη της ευρύτερης περιοχής Μακεδονίας - θράκης κατά Μπαλαφούτη (1977) (σχ. 5). Συγκεκριμένα ενώ η χαμηλότερη επιφάνεια 1000-1200 m δέχεται 600 - 700 mm βροχής, η ψηλότερη ζώνη του Μενοικίου δέχεται 800-1000 mm. Από τα στοιχεία όμως του βροχομετρικού σταθμού του Ίδρυματος Δασικών Έρευνών Θεσσαλονίκης, που βρίσκεται στο Δ. Μενοίκιο σε ύψόμετρο 1500 m, υπολογίσθηκε ότι τό ύψος βροχής στο ύψόμετρο αυτό είναι μεγαλύτερο από 1000 mm.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ο βαθμός κατακερματισμού των μαρμάρων και τό ύψος βροχής είναι οι κύριοι παράγοντες που προκάλεσαν άμεσα διαφορές στην ένταση και διάρκεια της καρστικής διάλυσης και κατά συνέπεια στις διαστάσεις των κλασικών καρστικών μορφών του Μενοικίου.

3. Χ ρ ο ν ο λ ό γ η σ η .

Είναι γνωστό ότι ο σχηματισμός των δολινών - ούβαλών που υπάρχουν σήμερα στις όρεινες περιοχές του έλληνικού (Hagedorn 1969) και διναρικού κάρστ (Pfeffer 1976) άρχισε από τό Άνω Πλειόκαινο.

Όπως έξηγήσαμε στην χρονολόγηση των επιφανειών επιπέδωσης του Μενοικίου ή διαδικασία του σχηματισμού των επιφανειών 1800-1963 m, 1450-1650 m και 1000-1200 m είχε ολοκληρωθεί μέχρι τό Μέσο Πλειόκαινο.

Γιά τούς λόγους αυτούς μπορούμε να δεχθούμε ότι ο σχηματισμός δολινών - ούβαλών άρχισε ταυτόχρονα και στις τρεις επιφάνειες επιπέδωσης του Μενοικίου από τό Άνω Πλειόκαινο. Από την περίοδο αυτή άρχίζει μιá φάση έντονης τεκτονικής άνησυχίας, (άνυψωτι-

κές κινήσεις, ρήγματα, κατακλάσεις), πού συνεχίστηκε καί στό Πλειστόκαινο τόσο στό Μενοίκιο όσο καί στόν ευρύτερο χώρο τής ελληνικής καί βουλγαρικής Ροδόπης, (Osswald 1938, Σωτηριάδης 1966, De Boer 1970, Vrablianski 1972,74, Ψιλοβίτικος κ.ά 1980). Επίσης τό κλίμα πού μέχρι τό Μέσο Πλειόκαινο ήταν θερμότερο καί υγρότερο από τό σημερινό (Sotiriadis 1970, Ρσιλονίκος et al. 1978, Βαβλιάκης 1981), άλλαξε μετά τό Πλειόκαινο άρχικά σέ θερμό καί ήμίξηρο (Σακελλαρίου κ.ά. 1979) καί άργότερα πρός τό γνωστό κλίμα του Πλειστοκαινού πού εύνόησε τόν σχηματισμό δολινών καί ούβαλών.

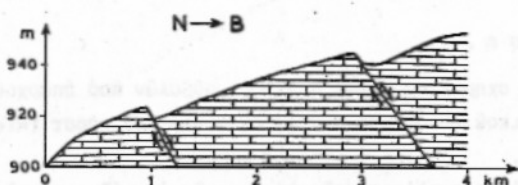
β) Τεκτονικές καρστικές μορφές του κεντρικού Μενοικίου (πόλγες τής Καλλιπόλεως).

1. Μορφολογία καί μορφογένεση .

Στό κεντρικό Μενοίκιο σέ τμήμα τής επιφάνειας 1000-1200 m έντοπίζονται οί μεγαλύτερες καρστικές μορφές του Μενοικίου. Έχουν σχηματισθεί σέ γραμμική διάταξη σέ τμήματα των πυθμένων ξηρών κοιλάδων, ενώ λείπουν από τics ράχεις. Τό σχήμα όλων των μορφών αυτών είναι επίμηκες. Οί διαστάσεις τους έχουν καθορισθεί από τics διαστάσεις των ξηρών κοιλάδων, στίς όποιες έχουν σχηματισθεί. Τό μήκος τους κυμαίνεται από 300 μέχρι 2000 m, τό πλάτος από 100 μέχρι 500 m ενώ τό μεγαλύτερο βάθος τους κυμαίνεται από 20 μέχρι 120 m (πίν. 4).

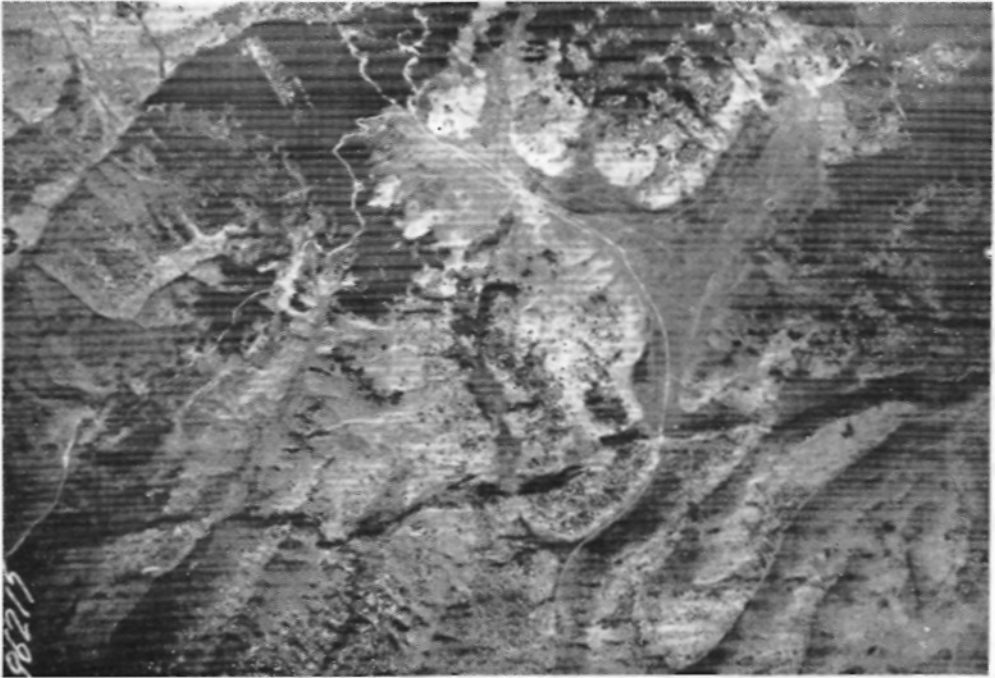
Οί μεγαλύτερες διαστάσεις των μορφών τής Καλλιπόλεως σέ σχέση με τics κλασικές καρστικές μορφές του Μενοικίου, δέν δικαιολογούνται από τά στοιχεία του άναγλύφου, τήν καθαρότητα των μαρμάρων καί των βροχοπτώσεων πού αναφέραμε παραπάνω. Άκόμα δέν μπορεί νά δικαιολογηθεί από τήν διαφορά ηλικίας των επιφανειών επιπέδωσης, άφου όπως προαναφέραμε ή διαδικασία σχηματισμού των καρστικών μορφών στίς τρεις επιφάνειες άρχισε ταυτόχρονα. Τό μόνο στοιχείο πού δικαιολογεί τics διαστάσεις τους είναι ή τοπική τεκτονική δράση ρηγμάτων.

Συγκεκριμένα ή δράση δύο ρηγμάτων με διεύθυνση Δ-Α μέχρι ΔΝΔ-ΑΒΑ καί μήκος 7-8 km ήταν ή κύρια αίτία σχηματισμού των μορφών τής Καλλιπόλεως. Η κάθετη άπόσταση μεταξύ των δύο ρηγμάτων είναι 2 km (σχ. 4).



Σχ. 4. Σχηματική τομή πού δείχνει τά δύο ρήγματα πού προκάλεσαν τοπική άναστροφή του άναγλύφου στην περιοχή Καλλιπόλεως.

Τά ρήγματα αυτά, (πού συνοδεύτηκαν μέ αξιόλογες μεταπτώσεις 10-40 m), έτμησαν σχεδόν κάθετα τίς προϋπάρχουσες ξηρές κοιλάδες καί ράχεις καί προκάλεσαν τοπική αναστροφή του ανάγλυφου. (φωτ. 4, σχ. 4).



Φωτ. 4. Τμήμα αεροφωτογραφίας πού δείχνει τό βόρειο ρήγμα τής περιοχής Καλλιπόλεως.

Ἡ βύθιση τῶν πυθμένων τῶν κοιλάδων ἐξαιτίας τῆς δράσης τῶν ρηγμάτων εἶχε σάν ἀποτέλεσμα τή συγκέντρωση τοῦ νεροῦ τῆς βροχῆς στίς χαμηλότερες θέσεις πού ἐντοπίζονται στή ζώνη τῶν ρηγμάτων αὐτῶν καί αὔξησε τήν ἔνταση καί διάρκεια τῶν φαινομένων τῆς καρστικῆς διάλυσης. Ἀπό τή δράση τῶν ρηγμάτων δικαιολογοῦνται τό σχῆμα καί οἱ μεγάλες διαστάσεις τῶν μορφῶν τῆς Καλλιπόλεως.

2. Χ ρ ο ν ο λ ό γ η σ η .

Ἡ χρονολόγηση τῶν μορφῶν τοῦ κεντρικοῦ Μενοικίου σχετίζεται ἄμεσα μέ τή χρονολόγηση τῶν ρηγμάτων πού προκάλεσαν τόν σχηματισμό τους. Ἐπειδή τά ρήγματα αὐτά τέμνουν ξηρές κοιλάδες καί ράχεις (φωτ. 4) τῆς ἐπιφάνειας 1000-1200 m, θά πρέπει νά σχηματίστηκαν μετά τόν σχηματισμό τῆς ἐπιφάνειας αὐτῆς, δηλαδή μετά τό Μέσο Πλειόκαινο (βλ. καί παρ. 2). Ὁ Βαβλιάκης (1981) ἀπό τή μελέτη τῆς περιπαγετώδους γεωμορφολογίας κατέληξε στό συμπέρασμα ὅτι τά ρήγματα αὐτά δέν θά πρέπει νά σχηματίστηκαν πρὶν ἀπό τή

λήξη της παγετώδους περιόδου του Würm. Ο χρόνος σχηματισμού κατά συνέπεια των ρηγμάτων και των καρστικών μορφών του κεντρικού Μενοικίου θα πρέπει να τοποθετηθεί μεταξύ του Άνωτέρου Πλειοκαίνου και της περιόδου του Würm.

3. Χαρακτηρισμός των καρστικών μορφών του κεντρικού Μενοικίου.

A. Αν λάβουμε υπόψη τις διαστάσεις των μορφών του κεντρικού Μενοικίου, τότε μόνο μία απ'αυτές θα μπορούσε να χαρακτηριστεί πόλη, δύο δολίνες, ενώ οι υπόλοιπες ούβਾਲες. Σ'αυτή την περίπτωση όμως θα πρέπει να δεχθούμε ότι έχουμε ένα ταυτόχρονο σχηματισμό δολινών, ούβαλων και πολγών, γεγονός που έρχεται σε αντίθεση με την κλασική θεωρία του Cvišić.

B. Αν όμως λάβουμε υπόψη τους παράγοντες που επέδρασαν για το σχηματισμό τους και συγκεκριμένα την τεκτονική των ρηγμάτων, τότε οδηγούμαστε στο συμπέρασμα, ότι οι καρστικές μορφές του κεντρικού Μενοικίου στο σύνολό τους θα πρέπει να χαρακτηριστούν πόλες κοιλάδων, (Talrojen), σύμφωνα με την κατάταξη των πολγών κατά Lehmann (1959).

Ένας όμως ταυτόχρονος σχηματισμός 11 πολγών σε μία έκταση 20 km² είναι φαινόμενο σπάνιο που αποκλείει από τα γνωστά μέχρι τώρα καρστικά φαινόμενα.

4. Συγκριτικά στοιχεία μεταξύ των κλασικών και τεκτονικών καρστικών μορφών του Μενοικίου.

Μεταξύ των μορφών του κεντρικού Μενοικίου στην επιφάνεια 1000-1200 m και εκείνων των επιφανειών 1450-1650 m και 1800-1963 m διαπιστώθηκαν οι εξής διαφορές:

α) Οι διαστάσεις των μορφών του κεντρικού Μενοικίου είναι πολύ μεγαλύτερες απ'αυτές των μορφών του κλασικού κάρστ.

β) Οι μορφές του κεντρικού Μενοικίου έντοπίζονται μόνο στους πυθμένες ξηρών καρστικών κοιλάδων, ενώ των ψηλότερων επιφανειών έντοπίζονται και στους πυθμένες κοιλάδων και στις ράχεις.

γ) Για τον σχηματισμό των μορφών του κλασικού κάρστ ήταν αρκετή η δημιουργία νέων κατακλάσεων στο προϋπάρχον όμαλο ανάγλυφο, ενώ για τις μορφές του κεντρικού Μενοικίου χρειάστηκε ο σχηματισμός ρηγμάτων που συνοδεύτηκαν με μεταπτώσεις και προκάλεσαν αναστροφή του ανάγλυφου. Το στοιχείο της μετάπτωσης λείπει απ'όλες τις μορφές του κλασικού κάρστ του Μενοικίου.

δ) Οι διαστάσεις των μορφών του κλασικού κάρστ στο Μενοίκιο δείχνουν μία εξάρτηση από το τοπικό κλίμα ενώ των μορφών της Καλλιπόλεως όχι.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στό Μενοίκιο από τό Ἄνωτερο Πλειόκαινο μέχρι σήμερα σχηματίστηκαν δύο διαφορετικοί τύποι τοῦ κάρστ.

Στόν πρῶτο τύπο ἀνήκουν οἱ κλασικές δολίνες καί οὐβάλες (Διναρικός τύπος), πού ὁ σχηματισμός καί ἡ ἐξέλιξή τους εὐνοήθηκε ἀπό τό ὁμαλό κατά ἐπιφάνειες ἀνάγλυφο τοῦ Μενοικίου, τήν πτυχογόνο τεκτονική του καί τήν μεγάλη καθαρότητα σέ CaCO_3 τῶν μαρμάρων. Ἀπό τά κλιματικά στοιχεῖα ἡ αὐξηση τοῦ ὕψους τῶν βροχοπτώσεων, ἀπό τήν χαμηλότερη πρὸς τήν ψηλότερη ἐπιφάνεια τοῦ Μενοικίου, εὐθύνεται γιά τήν ἀνάλογη αὐξηση τῶν διαστάσεων τῶν δολινῶν καί οὐβαλῶν ἀπό τήν χαμηλότερη πρὸς τήν ψηλότερη ἐπιφάνεια.

Στό δεύτερο τύπο ἀνήκουν οἱ 11 ἐπιμήκεις πόλγες τοῦ κεντρικοῦ Μενοικίου πού σχηματίστηκαν ταυτόχρονα σέ μία ἔκταση 20 km^2 τῆς χαμηλότερης ἐπιφάνειας 1000-1200 m. Γιά τόν σχηματισμό τους ἰδιαίτερο καί ἀποφασιστικό ρόλο ἔπαιξε ἡ ἀναστροφή τοῦ ἀναγλύφου, πού προκλήθηκε ἀπό τή δρῶση ρηγμάτων καί μεταπτώσεων στό χώρο τῶν Ξηρῶν κοιλάδων τῆς ἐπιφάνειας αὐτῆς.

Από τή συγκριτική μελέτη τῶν τύπων τοῦ κάρστ στό Μενοίκιο διαπιστώσαμε ὅτι στό ἴδιο χρονικό διάστημα ἡ τεκτονική τῶν ρηγμάτων προκάλεσε μορφολογικούς σχηματισμούς πού ἀποκλίνουν στό σχῆμα καί στίς διαστάσεις ἀπό ἐκείνους τοῦς σχηματισμούς πού προέκυψαν ἀπό τήν συνεπίδραση ὄλων τῶν παραγόντων πού εὐνοοῦν τήν καρστική διάβρωση. Κατά συνέπεια οἱ διαστάσεις τῶν καρστικῶν μορφῶν δέν ἀποτελοῦν πάντοτε ἀσφαλές κριτήριο γιά τόν καθορισμό τοῦ σταδίου ἐξέλιξης πού βρίσκεται μία περιοχή. Μία ἀπλή περιγραφική μελέτη τῶν καρστικῶν μορφῶν γενικά μπορεῖ νά ὀδηγήσει σέ λανθασμένα συμπεράσματα.

Σχετικά μέ τό γενικότερο πρόβλημα τοῦ σχηματισμοῦ τῶν πολγῶν, ἐπειδὴ οὔτε στό Μενοίκιο ἀλλά οὔτε καί σέ ἄλλες περιοχές τοῦ ἑλλαδικοῦ χώρου, δέν ἀναφέρεται περίπτωση σχηματισμοῦ πόλγης ἀπό τήν συνένωση διαδοχικῶν οὐβαλῶν (κανονικός ἐξελικτικός κύκλος τοῦ Cvijic), ἡ ἀποψη τοῦ Grund (1903) ὅτι οἱ πόλγες εἶναι ἀποκαρστωμένα τεκτονικά βυθίσματα φαίνεται ἐπικρατέστερη.

S U M M A R Y

On the Mt. Menikion, which is consisted of marbles and belongs to the Rodope massif, several surface karstic forms were developed. These forms occur only on planation surfaces, at altitudes 1.800 - 1.963 m (Pre-Upper Miocene), 1.450 - 1.650 m (Upper Miocene) and 1.000 - 1.200 m (Lower-Middle Pliocene).

Based on the morphology and the processes of formation, two different kinds of karstic forms can be distinguished :

1. The classical and 2. The tectonic :

1. To the classical karstic forms belong several dolinas and uvalas which formed on ridges and runnels due to the solution processes (karstic). Their size and density are both reduced from the higher to the lower planation surface with the following rates .

<u>Planation surfaces</u>	<u>Diameter (m)</u>	<u>Depth (m)</u>	<u>Density (.)</u>	<u>Rainfall (mm/y)</u>
1.800 - 1.963 m	53 - 200	3 - 65	45 - 50	1.000
1.450 - 1.650 m	38 - 75	5 - 14	15 - 28	700 - 1.000
1.000 - 1.200 m	12 - 51	.5 - 7	2 - 3	600 - 700

The homogeneous marbles and the plain surfaces of the folded Menikion, favored the formation and development of dolinas and uvalas ; a process which started from the Upper Pliocene and continued all through the Quaternary.

The size differences which measured from the higher to the lower planation surface, were ascribed to corresponding differences in the rainfall and the tectonism. The Upper planation surface is highly tectonized and received higher rates of rainfall per year.

2. To the tectonic karstic forms belong several poljes 300 - 2.000 m and 100-500 m wide, in linear arrangement on the floor of dry valleys of the central Menikion. The formation of these poljes was due two parallel faults, 7 - 8 km with E/NE - W/SW trend, which crossed the dry valleys. The followed tectonic movements along the faults resulted in the inversion of local relief, which favored the concentration of water in the former dry valleys, as well as the intensity and duration of the solution phenomena.

The formation of dolinas, uvalas and poljes on the Mt. Menikion at the same time, is difficult to be explained through the principles of karstic evolution (Cvijic, 1893). Based on the above mentioned tectonic and climatic factors of the Mt. Menikion the poljes can be regarded as "Talpoljen" according to Lehmann's definition (1955), with striking development (11 poljes on 20 km² area).

The results of this paper prove that the karstic phenomena are not always

follow the principles and the rythms of the evolutionary theory, but are also influenced and directed from several other factors and especially tectonism.

This is why the qualitative study of karstic forms does not always lead to correct results.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BABΛΙΑΚΗΣ, Ε., 1981 : Μελέτη τῶν ἐπιφανειῶν διάβρωσης καρστικῶν παγετωδῶν καί περιπαγετωδῶν μορφῶν τοῦ ὄρους Μενοικίου στήν Α. Μακεδονία ἀπό γεωμορφολογικῆς καί μορφογενετικῆς πλευρᾶς. Διδακτ. διατριβή, Θεσ/νίκη.
- BÜDEL, J., 1970 : Pedimente Rumpfflechen und Rücklandsteilhänge . Zeit f. Geomorph., Bd 14 , 1, 1-57.
- CVIJIC, J., 1893 : Das Karstphänomen. Pencks Geogr. Abh., 5 , 3. Wien.
- CVIJIC, J., 1901 : Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, der Herzegowina und Montenegro. 2. Karstpoljen. Abh. Geogr. , Ges. 3 , 1-85.
- CVIJIC, J., 1908 : Grundlinie der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien Petermans Mit. Ergr., 162, VIII+, 392.
- DE BOER, H., 1970 : Geologisch- Petrographische Untersuchungen in Rhodope Massiv-Griechisch- Ostmazedonies. Geol. Jb., Bd 88, 43-79.
- GRUND, A., 1903 : Die Karsthydrographie Studien aus Westbosnien. Geogr. Abh. 7/3, Wien.
- HAGEDORN, J., 1969: Beiträge zur Quartärmorphologie griechischer Hochgebirge Göttinger Geogr. Abh., H. 50, 1-35.
- JARANOFF, D., 1938: La Geologie du Massiv des Rhodopes et son importance a propos de La Peninsule Balkanique. Rev. Geogr. Phys. et Geol., dyn. XI Fasc. 2 , 131-143.
- KRONBERG, P., 1969 : Gliederung, Petrographie und Tektonogenese des Rhodopen-Kristallins im Tsai Dag, Simvolon und Ost-Pangäon (Griechisch-Makedonien). Geotekt. Forsch. 31 , 1-III Stuttgart.
- LEHMANN, H., 1959 : Studien über Poljen in den venezianischen Voralpen und im Hochalpen. Erdkunde 13/4, 249-289.
- LOUIS, H., 1968 : Allgemeine Geomorphologie. Berlin S. 522.
- MAULL, O., 1921 : Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. Geogr. Abh. , X , 3 .

- MENSCHING, H., 1968 : Bergfussflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. Geol. Rdsch. Bd. 58 ,s. 62-82, Stuttgart.
- MENSCHING, H., 1973 : Pediment und Glacis, Ihre Morphogenese und Einordnung in das System der klimatischen Geomorphologie auf Grund von Beobachtungen in Nord-amerikas. Zeit f. Geomorph. Suppl. Bd. 17 , 133-155.
- ΜΠΑΛΑΦΟΥΤΗΣ, Χ., 1977: Συμβολή εις τήν μελέτην τοῦ κλίματος τῆς Μακεδονίας καί δυτικῆς Θράκης . Διατριβή ἐπί διδακτορία. Θεσσαλονίκη.
- OSSWALD, K., 1938 : Geologische Geschichte von Griechisch-Nord-Makedonien . Nationale Druckerei. Athen.
- PHILIPPSON, A., 1930 : Beitrage zur Morphologie Griechenlands. Geograph. Abh.,H., 3. s. 96.
- PFEFFER, K., 1976 : Probleme der Genese von Oberflächenformen auf Kalkgestein. Zeit. f. Geomorph. Suppl. Bd. 26 , s. 6-34.
- ΨΑΡΙΑΝΟΣ, Π., 1958 : Καρστικά φαινόμενα τῆς Ἑλλάδος. I.. Δολίνη Ἡρακλείου Κρήτης . Ann. Geol. d. Pays Hell., 9 , 186-190, Ἀθήναι.
- ΨΑΡΙΑΝΟΣ, Π., 1961 : Καρστικά φαινόμενα τῆς Ἑλλάδος. II. Ἡ πόλη τοῦ Λασηθίου τῆς νήσου Κρήτης. Ann. Geol. d. Pays Hell., 12, 105-121, Ἀθήναι.
- PSILOVIKOS, A., VAVLIAKIS, E., and SOTIRIADIS, L., 1979: Granite Core-Stones and Tors in the Vrontou montains, Greck Macedonia. Arb. aus dem Geogr. Inst. d. Univers. Salzburg, Bd. 8 (Sammelband Griechenland II), in Press.
- RIEDL, H., 1976 : Beiträge zur regionalen Geographie des Bekens von Sparta und seiner Nachbarräume unter besonderer Berücksichtigung der geomorphologischen Verhältnisse. Arb. aus dem Geogr. Inst. d. Univers. Salzburg, Bd. 6 , s. 285-409.
- ΣΑΚΕΛΜΑΡΙΟΥ-ΜΑΝΕ, Ε., ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ, Α., καί ΚΟΥΦΟΣ, Γ., 1979 : Συμβολή στήν ἐξάπλωση τοῦ Βιλλαφραγκίου στή βόρεια Χαλκιδική, Sci. Annals, Fac. Phys. & Mathem., Univ. Thessaloniki, 19 , 279-296.
- SOTIRIADIS, L., ASTARAS, TH., 1974 : The Poljen of Neraida area, Pharsala. Ann. Fac. Phys. & Math., Univ. Thessal. , 14 , 225-236.
- STÄBLEIN, G., 1973 : Rozente und Fossile Spuren der Morphodynamik in Gebirgsrandzonen des Kastilischen Scheidegebirges. Zeit. f. Geomorph. Supp. Bd. 17, s. 177-194.
- STOCKER, G., 1976 : Klimamorphologische Untersuchungen auf der Mani Halbinsel mit besonderer Berücksichtigung der Formengruppe Glatthang -- Pediment-Karstrandebene. Arb. aus Geogr. Inst. der Univers. Salzburg, Bd. 6 , s. 93-227.

ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ., ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ΖΑΜΑΝΗ, Α., 1972 : Καρστικά φαινόμενα της Κρήτης. Αί-
πόλγαί της Κρήτης καί του Καθαροῦ. Bull. of f. Geol. soc. of
Greece. Vol. IV, N. 2 Athen.

VRABLIANSKI, B., 1972 : Neotectonic evolution of the central parts of the river
Strouma valley (SW. Bulgaria). Compt. rend de l'Acad. bulgare des
Scienc., T 25, N^o 12, 1693-1696.

VRABLIANSKI, B., 1974 : Main lines of tectonic activation of the earths crust in Bul-
garia during the Antropogean. Compt. vend de l'Acad. bulgare des
Scienc. T 27, N^o 7, 953-956.