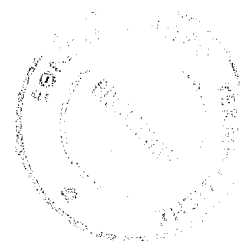


ΓΕΩΡΓΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΕΓΓΕΙΩΝ ΒΕΛΤΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΧΗΜΕΙΑΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΑΣ
ΔΙΕΥ/ΝΤΗΣ ΚΑΘ. ΝΙΚ. ΓΙΑΣΟΓΛΟΥ



**“ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΩΝ &
ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ
ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ ΤΗΣ ΤΑΞΕΩΣ ΤΩΝ VERTISOLS
ΣΤΙΣ ΕΛΛΑΔΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ”**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
ΥΠΟ
ΝΙΚ. ΜΟΥΣΤΑΚΑ

ΑΘΗΝΑ 1990



Αθήνα 31 Μαΐου 1991.

Αριθ. πρωτ 144

Βαθμός προτεραιότητας

ΓΕΩΡΓΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΕΓΓΕΙΩΝ ΒΕΛΤΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ
ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ
ΓΡΑΜΜΑΤΕΙΑ

Ταχ. Δ/ση: Ιερά οδός 75, (11855)

Πληροφορίες: κ. Ζωή Ζαχαράκη

Τηλέφωνο: 34 64 984

Τηλεγραφική Δ/ση: AGRICO

ΠΡΟΣ:

Το Εθνικό Κέντρο Τεκμηρίωσης

Β. Κων/νου 48

116 35

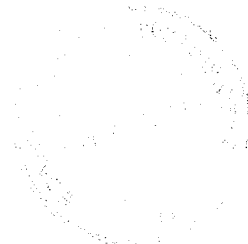
Θ Ε Μ Α : " Αποστολή διδακτορικής διατριβής "

Σας στέλνουμε ένα αντίτυπο της διδακτορικής διατριβής για την ενημέρωση του Εθνικού αρχείου Ελληνικών διδακτορικών διατριβών σύμφωνα με τις διατάξεις του νόμου 1566 (άρθρ. 70 παρ. 15)

Ο ΠΡΥΤΑΝΗΣ

Α. ΠΟΥΛΟΥΒΑΣΙΑΝΗΣ

ΓΕΩΡΓΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΕΓΓΕΙΩΝ ΒΕΛΤΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΧΗΜΕΙΑΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΑΣ
ΔΙΕΥ/ΝΤΗΣ ΚΑΘ. ΝΙΚ. ΓΙΑΣΟΓΛΟΥ



**“ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΩΝ &
ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ
ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ ΤΗΣ ΤΑΞΕΩΣ ΤΩΝ VERTISOLS
ΣΤΙΣ ΕΛΛΑΔΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ”**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
ΥΠΟ
ΝΙΚ. ΜΟΥΣΤΑΚΑ

ΑΘΗΝΑ 1990

Στη σύζυγό μου Μαίρη

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελίδα
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ.....	VI.
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ.....	VIII.
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	X
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ.....	4
2.1 Εισαγωγή.....	4
2.2 Γεωγραφική κατανομή.....	7
2.3 Γένεση των Vertisols.....	9
2.3.1 Επίδραση του μητρικού υλικού.....	9
2.3.2 Επίδραση του κλίματος.....	10
2.3.3 Επίδραση της βλάστησης.....	11
2.3.4 Επίδραση της τοπογραφίας.....	12
2.3.4.1 Μάκρο - ανάγλυφο.....	12
2.3.4.2 Μίκρο - ανάγλυφο.....	13
2.3.4. Επίδραση του χρόνου.....	16
2.4 Διαχείριση των Vertisols.....	16
3. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ.....	18
3.1 Θέση δειγματοληψίας.....	18
3.2 Κλίμα.....	18
3.2.1 Θερμοκρασία.....	18
3.2.1.1 περιοχής Ξυνιάδος.....	18
3.2.1.2 περιοχής Ορεστιάδος.....	22
3.2.2 Βροχοπτώσεις.....	22
3.2.2.1 περιοχής Ξυνιάδος.....	22
3.2.2.2 περιοχής Ορεστιάδος.....	22
3.2.3 Ξηρά περίοδος.....	23
3.2.4 Καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας.....	24
3.2.5 Καθεστώς εδαφικής υγρασίας.....	24

3.3	Γεωλογία.....	27
3.3.1	περιοχής Ξυνιάδος.....	27
3.3.2	περιοχής Ορεστιάδος.....	33
3.4	Γεωμορφολογία.....	35
3.4.1	περιοχής Ξυνιάδος.....	35
3.4.2	περιοχής Ορεστιάδος.....	40
4.	ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ.....	41
4.1	Μηχανική ανάλυση.....	41
4.2	pH.....	41
4.3	Οργανική ουσία.....	42
4.4	Ανθρακικό ασβέστιο (Ισοδύναμο).....	42
4.5	Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων.....	42
4.6	Ανταλλάξιμα κατιόντα.....	43
4.7	"Ελεύθερα" οξειδία σιδήρου, αργιλίου, μαγγανίου, πυριτίου.....	43
4.8	Αμορφα οξειδία σιδήρου (Fe_2O_3).....	43
4.9	Ειδική επιφάνεια.....	44
4.10	Φαινόμενο ειδικό βάρος.....	44
4.11	Συντελεστής γραμμικής εκτατότητας (COLE).....	44
4.12	Ολικό αζωτο.....	46
4.13	Εκχύλιση και καθαρισμός Χουμικών ενώσεων και φουλβικών οξέων.....	46
4.14	Μέθοδοι προσδιορισμού ενεργών ομάδων χουμικών ενώσεων	47
4.14.1	Ολική οξύτητα.....	47
4.14.2	Καρβοξυλικές ομάδες.....	47
4.14.3	Φαινολικές ομάδες.....	47
4.15	Ορυκτολογική ανάλυση αργίλλων (XRD).....	48
4.16	DTA.....	49
4.17	Φάσματα IR.....	49
4.18	Προσδιορισμός ισοδυναμού υγρασίας και σημείου μαράνσεως.....	49

4.19	Ολική στοιχειακή ανάλυση αργίλλων.....	50
4.20	Μικρομορφολογική ανάλυση.....	50
4.21	Στατιστική ανάλυση.....	50
4.22	Μέτρηση χρώματος με το σύστημα CIE και Munse11.....	51
5.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ.....	53
5.1	Περιγραφή εδαφοτομών.....	53
5.1.1	Περιοχής Ορεστιάδος.....	53
5.1.1.1	Εδαφοτομή T ₁	53
5.1.1.2	Εδαφοτομή T ₃	57
5.1.1.3	Εδαφοτομή T ₄	59
5.1.2	Περιοχής Ξυνιάδος.....	62
5.1.2.1	Εδαφοτομή T ₅	62
5.1.2.2	Εδαφοτομή T ₆	64
5.2	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και παρατηρήσεις υπαίθρου.....	65
5.3	Αναλυτικά δεδομένα.....	74
5.3.1	Φυσικές ιδιότητες εξεταζομένων εδαφών.....	74
5.3.1.1	Μηχανική ανάλυση.....	74
5.3.1.2	Φαινόμενο ειδικό βάρος.....	81
5.3.1.3	Ισοδύναμο υγρασίας και σημείο μαράνσεως.....	81
5.3.1.4	Συντελεστής γραμμικής διαστολής. (COLE).....	82
5.3.2	Χημικές ιδιότητες εξεταζομένων εδαφών.....	90
5.3.2.1	pH.....	90
5.3.2.2	Οργανικός άνθρακας και ολικό Αζωτο.....	90
5.3.2.3	Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων..	92
5.3.2.4	Ανταλλάξιμα κατιόντα.....	93

5.3.2.5	Ειδική επιφάνεια.....	95
5.3.2.6	Βαθμός κορεσμού με βάσεις.....	96
5.3.2.7	Ισοδύναμο ανθρακικό ασβέστιο....	96
5.4	Οξειδία του σιδήρου.....	97
5.4.1	"Ελεύθερα" οξειδία του σιδήρου(Fe_2O_3d)..	97
5.4.2	Αμορφα οξειδία του σιδήρου (Fe_2O_3o)....	100
5.5	Χαρακτηρισμός χουμικών ενώσεων με φυσικοχημικές μεθόδους.....	101
5.5.1	Φάσματα υπέρυθρου ακτινοβολίας χουμικών και φουλβικών οξέων.....	101
5.6	Ορυκτολογική ανάλυση αργίλλων.....	110
5.6.1	Γενικά	110
5.6.2	Ανάλυση περιγραφή διαγραμμάτων ακτίνων Χ.....	112
5.6.3	DTA	117
5.6.3.1	Γενικά	117
5.6.3.2	Αναλυτικά αποτελέσματα.....	118
5.6.4	Υπέρυθρος φασματοσκοπία (IR).....	122
5.6.4.1	Γενικά	122
5.6.4.2	Αναλυτικά αποτελέσματα.....	123
5.7	Ολική ανάλυση αργίλλου και υπολογισμός χημικού τύπου σμεκτίτη.....	126
5.8	Χρώμα εδάφους	132
5.9	Μικρομορφολογική ανάλυση	139
5.9.1	Γενικά	139
5.9.2	Περιγραφές λεπτών τομών εδαφικών οριζόντων.....	140
5.9.2.1	Εδαφοτομή T1.....	140
5.9.2.2	Εδαφοτομή T3.....	146
5.9.2.3	Εδαφοτομή T4.....	150
5.9.3	Συμπεράσματα μικρομορφολογικής ανάλυσης εδαφικών οριζόντων.....	153
5.9.4	Περιγραφές λεπτών τομών μητρικού πετρώματος.....	157
5.9.4.1	Περιοχή Ορεστιάδος.....	157
5.9.4.2	Περιοχή Ξυνιάδος.....	158

6. ΘΕΩΡΙΑ ΓΕΝΕΣΕΩΣ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ -	
ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	159
6.1 Ομοιομορφία μητρικού υλικού.....	159
6.2 Γένεση εδαφών.....	162
6.3 Περίληψη Γενικών Συμπερασμάτων.....	169
7. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ.....	171
8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	173
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΕΙΚΟΝΩΝ ΚΑΙ ΠΙΝΑΚΩΝ.....	195

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

	Σελίδα
2.1 Τοπικές και λαϊκές ονομασίες Vertisols.....	5
3.1 Μετεωρολογικά δεδομένα περιόδων 1931-1936 και 1970- 1975, Μετεωρολογικού Σταθμού Δομοκού, Φθιώτιδος.	παρ/τημα.
3.2 Μετεωρολογικά δεδομένα περιόδων 1931-1936 και 1955-1975, Μετεωρολογικού Σταθμού Ορεστιάδος	παρ/τημα.
5.1 Περιγραφή εδαφοτομών περιοχής Ορεστιάδος.....	66
5.2 Περιγραφή εδαφοτομών περιοχής Ξυνιάδος	66
5.3 Φυσικές ιδιότητες εδαφών	75
5.4 Χημικές ιδιότητες εδαφών	76
5.5 Ποσοστά συμμετοχής λεπτής αργίλλου σε ολική άργιλλο.....	77
5.6 Ποσοστά μη αργιλλικών ορυκτών	78
5.7 Συντελεστής παραλλακτικότητας μηχανικών κλασμάτων.....	79
5.8 Απλοί συντελεστές συσχέτισης μεταξύ COLE και διαφόρων εδαφικών παραμέτρων εδαφών περιοχής Ορεστιάδος.....	84
5.9 Τιμές ειδικής επιφάνειας εξεταζομένων εδαφών πριν και μετά την απομάκρυνση του ανθρακικού ασβεστίου.....	87
5.10 Απλοί συντελεστές συσχέτισης μεταξύ COLE και διαφόρων εδαφικών παραμέτρων περιοχής Ξυνιάδος.....	84
5.11 ΙΑΚ/Ολική άργιλλο	93
5.12 Επί τοις % ανταλλάξιμο μαγνησίου που συμμετάχει στην ΙΑΚ.....	94

5.14 "Ελεύθερα" οξειδία σιδήρου, αργιλίου, μαγγανίου και άμορφα οξειδία σιδήρου.....	98
5.15 Χαρακτηριστικά εδαφικών οριζόντων που χρησιμοποιήθησαν για εκχύλιση οργανικής ουσίας.....	101
5.16 Ζώνες απορροφήσεως, τύπος δονήσεως και ομάδα φουλβικών οξέων.....	102
5.16α Ζώνες απορροφήσεως, τύπος δονήσεως και ομάδα χουμικών οξέων.....	102
5.17 Στοιχειακή ανάλυση τέφρας φουλβικών οξέων...	108
5.18 Στοιχειακή ανάλυση τέφρας χουμικών οξέων. .	108
5.19 Περιεκτικότητα φουλβικών και χουμικών οξέων ανά 100 gr εδάφους.....	109.
5.20 Επιδράσεις διαγνωστικών μεταχειρήσεων στις ανακλάσεις πρώτης τάξεως αργιλλικών ορυκτών	112
5.21 Χαρακτηριστικά κρυσταλλικού πλέγματος, διαφόρων αργιλλικών ορυκτών.....	112
5.22 Περιγραφή λεπτών τομών.....	154
5.23 Στοιχειακή ανάλυση αργίλλων	127
5.24 Ενέργεια ενυδατώσεως διαφόρων κατιόντων.....	118
5.25 Ημιποσοτικός προσδιορισμός καολινίτη.....	124
5.26 Ζώνες απορροφήσεως της αργίλλου των εξεταζομένων εδαφικών δειγμάτων και αντίστοιχος ομάδα δόνησης.....	125
5.27 Υπολογισμός χημικού τύπου σμεκτίτη.....	129
5.28 Συντεταγμένες χρώματος , τιμές Y και χρώμα δειγμάτων υπολογιζόμενο φωτομετρικά και από πίνακες σύστημα Munsell	133
5.29 Χρώμα δειγμάτων με το σύστημα Munsell, πριν και μετά την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας.....	134

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Σελίδα

2.1	Ενώσεις εδαφών όπου κυριαρχούν τα Vertisos.....	8
2.2	Κλιματικά δεδομένα περιοχών όπου υπάρχουν μεγάλες εκτάσεις Vertisols.....	8
2.3	Γεωμορφολογική κατανομή ενώσεων εδαφών στην Ελληνική ύφυγρο ζώνη..	14
2.4	Διάφορες μορφές gilgai.....	14
3.1	θέσεις δειγματοληψίας	19
3.2	Ομβροθερμικό διάγραμμα Bagnou1-Gaussen (Ορεστιάδα).....	20
3.3	Ομβροθερμικό διάγραμμα Bagnou1-Gaussen (Ξυνιάδα).....	21
3.4	Υδατικό ισοζύγιο Ξυνιάδος.....	25
3.5	Υδατικό ισοζύγιο Ορεστιάδος.....	26
3.6	Γεωτεκτονικός σχήμα των Ελληνίδων ζωνών.....	28
3.7	Τεκτονικός χάρτης Ξυνιάδος.....	παρ/τημα
3.8	Διάγραμμα Ωκεάνιου φλοιού.....	31
3.9	Γεωλογικός Χάρτης Θθρμος.....	31
3.11	Γεωλογικός χάρτης Ορεστιάδος.....	παρ/ρτημα
3.12	Σκαρίφημα γεωμορφολογικής εικόνας Ξυνιάδος...	38
4.1	Σχημα μεταλλικού σκαφιδίου, για υπολογισμό COLE.....	45
4.2	Διάγραμμα μετατροπής εδαφικού χρώματος απο το CIE στο Munsell.....	45
5.1	Τρισδιάστατο γεωμορφολογικό σκαρίφημα λεκάνης Ορεστιάδος.....	54
5.2	Σκαρίφημα γεωμορφολογικής κατανομής ενώσεων εδαφών και θέσεις εδαφοτομών στην περιοχή Ορεστιάδος.....	55
5.3	Σκαρίφημα κατά μήκος τομής και θέσεις δειγματοληψίας, περιοχής Ξυνιάδος.....	61
5.4	Σκαρίφημα μεταβολής της δομής με το βάθος....	72
5.5	Διάγραμμα εδαφομηχανικού μοντέλου επιφανειών ολίσθησης.....	72

5.7 Κατανομή λεπτής χονδρής αργίλλου και COLE με το βάθος (Περιοχή Ορεστιάδος).....	78
5.8 Συσχέτιση COLE με ολική άργιλλο (Ορεστιάδα) και COLE με IAK	85
5.8α Συσχέτιση COLE με λεπτή άργιλλο και ειδ. επιφάνεια περιοχή Ορεστιάδος.....	86
5.9 Κατανομή οργανικού άνθρακα με το βάθος	91
5.10 Φάσματα IR χουμικών οξέων	104
5.11 Φάσματα IR φουλβικών οξέων.....	105
5.12 Φάσματα IR μικρής περιεκτικότητας σε τέφρα φουλβικών οξέων.....	107
5.13 Διαγράμματα ακτίνων Χ, της αργίλλου των εξεταζομένων εδαφοτομών.....	παράρτημα
5.14 Διαγράμματα DTA, της αργίλλου των εξεταζομένων εδαφοτομών	παράρτημα
5.15 Φάσματα IR αργίλλων, των εξεταζομένων εδαφοτομών.....	παράρτημα
5.16 Οκταεδρική σύσταση και σχετικό τετραεδρικό φορτίο σμεκτιτών.....	130
5.16α Φάσματα απορροφήσεως ορατού φωτός εδαφικών τεμαχιδίων πριν και μετά την απομάκρυνση του CaCO ₃	136, 137
5.17 Συσχέτιση αμόρφων οξειδίων και φουλβικών οξέων	138
6.1 Αθροιστική κατανομή κοκκομετρικής σύστασης με το βάθος.....	παράρτημα
6.2 Κατανομή του λόγου ιλύος/άμμου των μη αργιλλικών υλικών με το βάθος.....	160
6.3 Σχηματική απεικόνιση εδαφοτομής T ₃ στην οποία φαίνονται οι ρωγμές, τα Slickensides και οι γλώσσες που μπαίνουν στο solum.....	166
6.4 Σχηματική απεικόνιση σχηματισμού γλωσσών που μπαίνουν στο solum.....	167

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Εκφράζω τις θερμότερες ευχαριστίες μου στον Καθηγητή και Δ/ντή του Εργαστηρίου Γεωργικής Χημείας και Εδαφολογίας κ. Ν. Γιάσογλου, επιβλέποντα Καθηγητή της παρούσας εργασίας, για την επιλογή, επιστημονική καθοδήγηση και παρακολούθηση της όλης εργασίας καθώς και για τις πολύτιμες συμβουλές, κρίσεις του και την ουσιαστική συμβολή του στην πληρέστερη παρουσίασή της.

Θερμά ευχαριστώ την Επίκουρο Καθηγήτρια και μέλος της Συμβουλευτικής επιτροπής κ. Χ. Καλλιάνου, για την πολύτιμη ουσιαστική και συνεχή επιστημονική της βοήθεια σε όλη την διάρκεια της εργασίας.

Θερμά ευχαριστώ τον Λέκτορα κ. Κ. Κοσμά, για την αμέριστη συμπαράστασή του, τις πολύτιμες συμβουλές, τις επικοδομητικές συζητήσεις και κρίσεις του σε όλα τα στάδια της εργασίας αυτής.

Θερμά ευχαριστώ την Δ/ντρια του Εργαστηρίου Ορυκτολογίας - Γεωλογίας Καθηγήτρια κ. Ε. Δάβη, μέλος της Συμβουλευτικής επιτροπής και τους Επίκουρους Καθηγητές κ.κ Γ. Μιγκίρο και Α. Παυλόπουλο, για την πρόθυμη και ουσιαστική τους βοήθεια στο γεωλογικό μέρος της εργασίας. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον βοηθό του ίδιου Εργαστηρίου κ. Τάσο Τσαγκαλίδη, για την βοήθειά του στην περιγραφή των λεπτών τομών.

Ευχαριστίες εκφράζονται στον Δ/ντη και το προσωπικό του Τμήματος Εδαφολογίας του ΚΕ.Π.Ε "Δημόκριτος" για την διάθεση του οργάνου για την λήψη διαγραμμάτων ακτίνων Χ.

Θερμά ευχαριστώ τον Δασολόγο-Εδαφολόγο Δρα Γ. Νάκο, του Ινστιτούτου Δασικών Ερευνών, για την πολύτιμη προσφορά του στο εργαστηριακό μέρος της μελέτης.

Ευχαριστώ όλους τους συναδέλφους και το προσωπικό του Εργαστηρίου Γεωργ. Χημείας και Εδαφολογίας για την κατανόηση και την βοήθεια που μου παρείχαν.

Τέλος ευχαριστώ θερμά, όλους εκείνους που με οποιονδήποτε τρόπο βοήθησαν στην εκτέλεση και παρουσίαση της εργασίας αυτής.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Προκειμένου να μελετηθεί η γένεση των εδαφών Vertisols, στις Ελλαδικές συνθήκες, επιλέγησαν οι περιοχές Ξυνιάδος και Ορεστιάδος, που θεωρείται ότι μεγάλο μέρος τους καταλαμβάνεται από τα πλέον αντιπροσωπευτικά εδάφη της τάξεως αυτής. Οι περιοχές δειγματοληψίας χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση Ξηράς περιόδου.

Τα εδάφη της τάξεως των Vertisols, στην περιοχή Ξυνιάδος, αναπτύσσονται σε πρόσφατες αλλουβιακές αποθέσεις, οι οποίες προέρχονται από αποσάθρωση κυρίως υπερβασικών πετρωμάτων πτωχών σε CaCO_3 . Η φυσιογραφική τους θέση είναι επίπεδο αλλουβιακό πεδίο. Τα εδάφη στην περιοχή Ορεστιάδος βρίσκονται σε επίπεδους αλλουβιακούς αναβαθμούς και προέρχονται από αποσάθρωση βασικών μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Η πορεία γένεσης που ακολουθήθηκε είναι η εξής:

Η αποσάθρωση βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων έδωσε λεπτόκοκκα υλικά και μεγάλες ποσότητες Ca^{++} και Mg^{++} στο εδαφοδιάλυμα. Αποτέλεσμα των συνθηκών που δημιουργήθηκαν είναι η αύξηση του pH και του μοριακού λόγου $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ καθώς και περιορισμένη στράγγιση. Κατ'αυτόν τον τρόπο ευνοείται ο σχηματισμός διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών του τύπου 2:1 και συγκεκριμένα σμεκτίτη. Η εναλλαγή φαινομένων συστολών - διαστολών που ακολουθεί, λόγω παρουσίας Ξηράς περιόδου και σμεκτίτη, έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό ρωγμών και την φυσική αναστροφή των εδαφών. Η φυσική αναστροφή με την σειρά της δίδει γένεση στο σχηματισμό Slickensides, το μοναδικό μορφολογικό χαρακτηριστικό που βρίσκεται σ'όλα τα Vertisols σε παγκόσμιο κλίμακα και την παρεμπόδιση σχηματισμού διαφοροποιημένων οριζόντων.

Η γένεση των Vertisols στην περιοχή Ξυνιάδος άρχισε σχεδόν αμέσως μετά την απόθεση των πλούσιων σε βάσεις και πτωχών σε CaCO_3 αλλουβιακών υλικών. Αντίθετα στην περιοχή Ορεστιάδος κατ'αρχάς έγινε απομάκρυνση του CaCO_3 , αυξήθηκε έτσι υπολλειματικά η άργιλλος και στην συνέχεια ο συνδυασμός κλίματος και φαινομένων συστολών διαστολών, έδωσε γένεση των εδαφών Vertisols.

Από την μελέτη των μορφολογικών και φυσικοχημικών ιδιοτήτων των εδαφών που μελετήθηκαν προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

1. Η διαδικασία της φυσικής αναστροφής δεν αποτελεί την μόνη εδαφογενετική διεργασία γένεσης και συμπεριφοράς των Vertisols, όπως μέχρι τώρα πιστευόταν.

2. Η φυσική αναστροφή, η ανάπτυξη πλευρικών πιέσεων διαστολής μεγαλύτερων από την αντοχή στη διάτμηση του εδάφους και οι εναλλαγές Ξηρασίας - υγρασίας (παρουσία Ξηράς περιόδου), αποτελούν τις κυριότερες εδαφογενετικές διεργασίες γένεσης και συμπεριφοράς των Vertisols στον Ελλαδικό χώρο.

3. Η επίδραση της οργανικής ουσίας παρουσία άφθονου μαγνησίου δημιουργεί σκοτεινό προσροφημένο περιβλημα γύρω από το ορυκτό της αργίλλου, όπου μπορεί να σχηματίζει επιφανειακά αργιλλοχουμικά σύμπλοκα.

4. Μικρομοριακές οργανικές ενώσεις μπορεί να εισέρχονται στον ενδιάμεσο χώρο του μοντμοριλλονίτη και να δημιουργούν συνθήκες απορροφήσεως του φωτός και σκοτεινό χρώμα.

5. Το "ερυθρό" χρώμα οφείλεται στην παρουσία οξειδίων του σιδήρου, τα οποία είναι περισσότερα στα καλώς αποστραγγιζόμενα εδάφη. Στα κακώς αποστραγγιζόμενα εδάφη αναγωγικές συνθήκες μπορεί να απομακρύνουν τα οξειδία του σιδήρου. Η παρουσία τους μετριάζει την μελανοποίηση που προκαλεί η οργανική ύλη.

6. Ο σχηματισμός αργιλλοχουμικών συμπλόκων φαίνεται να αποτελεί γενικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των Vertisols.

7. Η παρουσία καολινίτη φαίνεται να αποτελεί γενικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των Vertisols και είναι αποτέλεσμα μετασχηματισμού κυρίως του σμεκτίτη.

8. Η παρουσία οργανικής ουσίας και ειδικότερα η παρουσία FA's παρεμποδίζει την κρυσταλλοποίηση των οξειδίων του σιδήρου.

9. Η ένταση των φαινομένων συστολών - διαστολών είναι συνάρτηση κυρίως του ποσοστού της αργίλλου, του ποσοστού διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών και του κατιόντος με το οποίο είναι κορεσμένη η αργίλλος.

10. Ο σμεκτίτης των μελετηθέντων Vertisols, είναι πλούσιος σε δομικό σίδηρο.

11. Η παρουσία συγκριμάτων ασβεστίου είναι αποτέλεσμα in situ σχηματισμού και η εμφάνισή τους στο solum είναι αποτέλεσμα των:

- α) φαινομένου φυσικής αναστροφής
- β) προτιμώμενης διαστολής γύρω από τα συγκρίματα, τα οποία θεωρούνται σαν κόκκοι άμμου και
- γ) liquefaction

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το έδαφος αποτελεί ανοικτό, φυσικό, δυναμικό σύστημα το οποίο μεταβάλλεται συνεχώς από την επίδραση των παραγόντων της εδαφογένεσης. Οι παράγοντες της εδαφογένεσης είναι ιδιότητες του συστήματος που ανήκουν στο περιβάλλον του εδάφους, μεταβάλλονται ανεξάρτητα και επηρεάζουν τις εδαφικές ιδιότητες. Η σχέση μεταξύ των παραγόντων εδαφογένεσης (state factors) και εδαφικών ιδιοτήτων, μπορεί να παρασταθεί από την πιο κάτω συνάρτηση, γνωστή σαν εξίσωση του Jenny (1941, 1961),

$$s = f(p, r, c, o, t, \dots),$$

όπου s = εδαφική ιδιότητα και p, r, c, o, t, \dots = παράγοντες εδαφογένεσης [(p)=μητρικό υλικό, (r)=τοπογραφία, (c)= κλίμα, (o)= οργανισμοί, (t)= χρόνος]. Οι τελείες υποδηλώνουν άλλους παράγοντες.

Ο Jenny το 1961, για να κάνει περισσότερο προσιτή την εξίσωση στην μοντέρνα έννοια του οικοσυστήματος, τροποποιεί την αρχική του εξίσωση και από πέντε τους παράγοντες εδαφογένεσης τους κάνει τρεις, σύμφωνα με την εξίσωση:

$$l, s, v, a = f(S_0, I, t),$$

όπου: l = ιδιότητα του οικοσυστήματος, s = εδαφική ιδιότητα, v = ιδιότητα βλάστησης, a = ιδιότητα οργανισμών, S_0 = αρχική κατάσταση του οικοσυστήματος, I = εισροές ενέργειας από το περιβάλλον (ηλιακή ενέργεια, μεταφορά θερμότητας κ.α.) και t = ηλικία του συστήματος. Το S_0 περιλαμβάνει το p και r της προηγούμενης εξίσωσης ενώ το I τα c και o .

Πρακτικά η λύση της εξίσωσης αυτής καθίσταται αδύνατη και οι πρόσφατες έρευνες στην εδαφογένεση αναφέρονται σε διάφορα μοντέλα, προκειμένου να περιγραφεί η γένεση των εδαφικών συστημάτων.

Οι εδαφικές ιδιότητες εκφράζουν το αποτέλεσμα των διεργασιών της εδαφογένεσης και επομένως η μελέτη των εδαφικών ιδιοτήτων παρέχει πληροφορίες για τις διεργασίες εδαφογένεσης και αποτελεί την πιο ασφαλή βάση στην επίλυση θεωρητικών και πρακτικών εδαφολογικών προβλημάτων.

Πρόσφατες έρευνες, προκειμένου να επιλυθούν προβλήματα της εδαφογένεσης, στηρίζονται στη θερμοδυναμική. Σύμφωνα με το δεύτερο θερμοδυναμικό αξίωμα τα "απομεμονωμένα" συστήματα "αυθόρμητα" θα προσεγγίσουν μιá κατάσταση ισορροπίας. Το έδαφος είναι ανοικτό σύστημα, δέχεται ενέργεια και αποδίδει ενέργεια στο περιβάλλον, επομένως ο σχηματισμός του είναι αποτέλεσμα συνδυασμένης ροής ενέργειας από το περιβάλλον και αποβολής ενέργειας από το εδαφικό σύστημα. Η εδαφογένεση έχει σαν αποτέλεσμα την μείωση της εντροπίας του συστήματος με την μείωση της "αταξίας", λόγω σχηματισμού οριζόντων, συσσώρευσης οργανικής ουσίας κ.α.. Η εφαρμογή του δεύτερου θερμοδυναμικού αξιώματος στο εδαφικό σύστημα, γίνεται μόνον όταν το έδαφος θεωρηθεί ένα με το περιβάλλον. Στην περίπτωση αυτή ισχύει

$$\Delta S = \Delta S_e + \Delta S_i,$$

όπου: ΔS = η εντροπία του συστήματος,

ΔS_e = η μεταβολή της εντροπίας που οφείλεται σε αντιδράσεις με το περιβάλλον και

ΔS_i = η μεταβολή της εντροπίας που οφείλεται σε αυθόρμητες μεταβολές μέσα στο εδαφικό σύστημα.

Το ΔS μπορεί να είναι θετικό ή άρνητικό εξαρτώμενο από το ΔS_e , καθόσον το ΔS_i είναι πάντοτε θετικό. Η μεταβολή της εντροπίας ΔS_e είναι α) θετική όταν έχουμε την παρουσία των εξής διεργασιών εδαφογένεσης: φυσικής ανάμειξης, αποσάθρωσης ορυκτών, βιολογικής ενέργειας, κολλουβίωσης και β) αρνητική όταν έχουμε ιλλουβίωση, ελλουβίωση, έκπλυση, συγκέντρωση οργανικής ουσίας και σχηματισμό δευτερογενών ορυκτών.

Στα Vertisols, λόγω της έντονης φυσικής ανάμειξης, το ΔS είναι θετικό που σημαίνει ότι δεν έχουμε εξέλιξη. Η φυσική ανάμειξη είναι αποτέλεσμα των φαινομένων συστολής - διαστολής των εδαφικών υλικών, τα οποία φαινόμενα, αποτελούν μιá σειρά διαδικασιών που είναι υπεύθυνα για την γένεση και συμπεριφορά των Vertisols. Εκφράσεις των φαινομένων αυτών είναι, ο σχηματισμός Slickensides, ο σχηματισμός gilgai, η εμφάνιση ρωγμών κατά την ξηρά περίοδο και η παρουσία γλωσσών του μητρικού υλικού στο solum.

Το χρώμα είναι ένα από τα περισσότερο εμφανή αν όχι το πιο εμφανές χαρακτηριστικό του εδάφους και πολλές φορές υποδηλώνει την

γονιμότητα του. Το "μαύρο" χρώμα συνδέεται συνήθως με την παρουσία μεγάλων ποσοτήτων οργανικής ουσίας. Το μικρό ποσοστό οργανικής ουσίας των εδαφών της τάξεως των Vertisols (συνήθως < 4%), σε συνδυασμό με το έντονο "μαύρο" χρώμα των εδαφών αυτών (κυρίως της μεγάλης ομάδας των Pello), αποτελεί ένα από τα αντικείμενα μελέτης της εργασίας αυτής.

Βασικός σκοπός όμως της όλης προσπάθειας, είναι η έρευνα γένεσης των Vertisols στις Ελλαδικές συνθήκες, καθόσον τα εδάφη αυτά παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία φυσικών και χημικών ιδιοτήτων στα διάφορα καθεστώτα εδαφικής υγρασίας.

Η έρευνα στηρίζεται στη μελέτη:

- a) των μορφολογικών χαρακτηριστικών
- β) των φυσικοχημικών ιδιοτήτων και

γ) στην ύπαρξη σχέσεων μεταξύ αυτών, διότι τόσο τα μορφολογικά χαρακτηριστικά όσο και οι φυσικοχημικές ιδιότητες είναι αποτέλεσμα εδαφογενετικών διεργασιών και εξαρτώνται από τους παράγοντες εδαφογένεσης.

2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ

2.1 Εισαγωγή

Μία από τις δέκα Τάξεις (Orders) εδαφών που αναγνωρίζονται από το Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975), είναι και η Τάξη των Vertisols.

Vertisols, είναι σκοτεινόχρωμα εδάφη με μεγάλη περιεκτικότητα σε άργιλλο (εξ ορισμού >30 %), στην οποία κυριαρχούν τα διαστελλόμενα αργιλλικά ορυκτά του τύπου 2:1. Τα εδάφη αυτά διαστέλλονται και συστέλλονται κατά τις εναλλαγές υγρασίας - ξηρασίας, με αποτέλεσμα τον σχηματισμό:

- α) ρωγμών κατά την ξηρά περίοδο του έτους
- β) χαρακτηριστικής σφηνοειδούς δομής
- γ) επιφανειών ολισθήσεως (Slickensides) και
- δ) τοπογραφικού αναγλύφου χαρακτηριζόμενου από εξάρσεις και κοιλώματα, γνωστού σαν gilgai.

Για την ονομασία των εδαφών αυτών αρχικά προτάθηκε ο όρος με Ελληνική ρίζα, " Tarrasol" (ταράσσω = αναμοχλεύω - αναστρέφω). Επεκράτησε όμως ο όρος με Λατινική ρίζα, "Vertisols" που προτάθηκε από τον Καθ. Lehman (Gent University) στο VI Συνέδριο της Διεθνούς Ενώσεως Εδαφολόγων (ISSS) το έτος 1956 στο Παρίσι, ο οποίος έχει την ίδια έννοια με την Ελληνική. Η καταλληλότητα της λέξεως Vertisols για τα εδάφη αυτά είναι μια από τις κυριότερες αιτίες ευρείας χρησιμοποιήσεως της στα διάφορα συστήματα Ταξινομήσεως εδαφών. Ο Οργανισμός Τροφίμων και Γεωργίας των Ηνωμένων Εθνών (FAO), υιοθέτησε το όνομα και τον προτεινόμενο ορισμό "Vertisols", από την USDA, στο FAO/UNESCO Soil map of the World (1974). Τόσο το όνομα όσο και ο ορισμός υιοθετήθηκαν και από άλλα συστήματα Ταξινομήσεως όπως το CCTA (Commission de Cooperation Technique en Africa), κατά την σύνταξη του Εδαφολογικού χάρτη της Αφρικής (D'Hoore, 1968). Στο Γαλλικό σύστημα

ταξινομήσεως εδαφών (CPCS) η έννοια των Vertisols είναι η ίδια με την του Soil Taxonomy. Τα Vertisols έχουν υιοθετηθεί, σαν ξεχωριστή Τάξη, από τους Mohr et al. (1972) και Young (1976) κατά την Ταξινόμηση Τροπικών εδαφών.

Πρίν την δημιουργία μοντέρνων συστημάτων Ταξινομήσεως εδαφών, τα Vertisols ήταν γνωστά στους γεωργούς λόγω του σκοτεινού τους χρώματος, του σχηματισμού ρωγμών κατά την ξηρά περίοδο του έτους και της δύσκολης κατεργασίας τους. Σε μερικές περιοχές της γής εδάφη της τάξεως των Vertisols, καλλιεργούνται επί σειρά αιώνων όπως π.χ στην Ινδία καλλιεργούνται περισσότερο απο 1000 έτη (Hudson, 1984).

Τα Vertisols, όπως ορίζονται από το Soil Taxonomy, είναι ίσως η μόνη τάξη εδαφών με τα περισσότερα τοπικά και λαϊκά ονόματα. Ο Duda (1965) αναφέρει περίπου 50 ονόματα τοπικών και λαϊκών ονομασιών (πιν. 2.1).

Πίνακας 2.1 Τοπικά και Λαϊκά ονόματα εδαφών που αντιστοιχούν στην τάξη των Vertisols (Duda, 1965)

Ονόματα που περιλαμβάνουν την λέξη " Μαύρο "	Χώρα
1. Barros pretos	Πορτογαλία
2. Black clays	N. Αφρική, Αυστραλία
3. Black cotton soils	Αφρική, Ινδία
4. Black cracking clays	Ουγκάντα
5. Black earths	Αυστραλία, Αφρική
6. Black turf soils	N. Αφρική
7. Dark clay soils	ΗΠΑ
8. Subtropical black clays	Αφρική
9. Terra nera	Ιταλία
10. Terres noires tropicales	Αφρική
11. Tierras negras de Andalucia	Ισπανία
12. Tropical Black earths	Αγγόλα, Γκάνα
13. Tropical Black clays	Αφρική

- | | |
|-----------------------------|---------------|
| 14. Sols noirs tropicaux | Αφρική |
| 15. Tropical black soils | Αφρική, Ινδία |
| 16. Terras negras tropicais | Μοζαμβίκη |

**Όνοματα που έχουν έννοια
του " Μαύρου"**

- | | |
|------------------------|---------------|
| 1. Karail | Ινδία |
| 2. Melanites | Γκάνα |
| 3. Teen Suda | Σουδάν |
| 4. Tropical Chernozems | Αφρική, Ινδία |
| 5. Impact Chernozems | ΕΣΣΔ |

Λαϊκές ονομασίες

- | | |
|---------------------|---------------------|
| 1. Adobe soils | ΗΠΑ, Φιλιππίνες |
| 2. Badobes | Σουδάν |
| 3. Dian Pere | Γαλλ. Δ. Αφρική |
| 4. Gilgai soils | Αυστραλία |
| 5. Firki | Νιγηρία |
| 6. Mduga | Τανζανία |
| 7. Kahamba | Κογκό |
| 8. Morogan | Ρουμανία |
| 9. Mourcis | Μαλί |
| 10. Regur | Ινδία |
| 11. Redzina | ΗΠΑ |
| 12. Shachiang soils | Κίνα |
| 13. Smolnitza | Βουλγαρία, Ρουμανία |
| 14. Smonitza | Γιουγκοσλαβία |
| 15. Tirs | Μαρόκκο |
| 16. Vleigrond | Ν. Αφρική |
| 17. Sonsocuite | Νικαράγουα |
| 18. Makande | Μαλάουι |
| 19. Sols de paluds | Γαλλία |

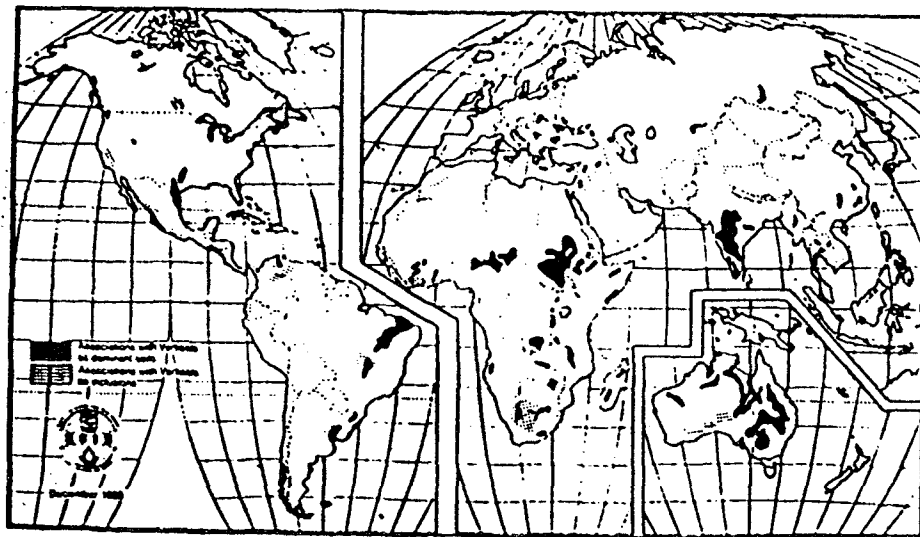
Κοινά ονόματα

1. Densinigra soils	Αγκόλα
2. Gravinigra soils	Αγκόλα
3. Grumosols	ΗΠΑ
4. Margalitic soils	Ινδονησία
5. Vertisols	ΗΠΑ

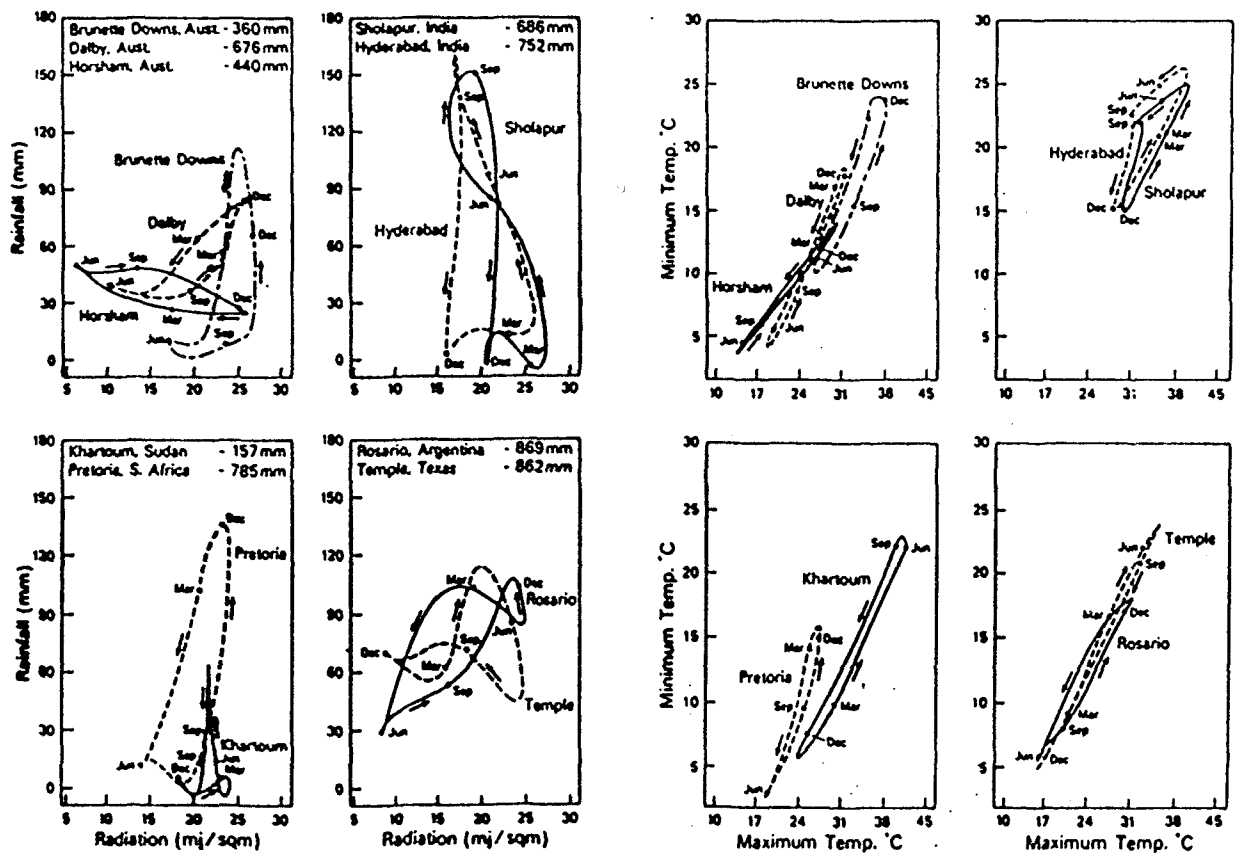
Ο μεγάλος αριθμός ονομασιών των Vertisols, επιβεβαιώνει τη γεωργική σπουδαιότητα, η οποία σε συνδυασμό με την κατανομή τους αποτελούν στόχο αξιοποίησεως, ιδιαίτερα των αναπτυσσομένων χωρών.

2.2 Γεωγραφική κατανομή

Vertisols, απαντώνται κυρίως μεταξύ 45⁰ Βόρειου και 45⁰ Νότιου γεωγραφικού πλάτους και υπολογίζεται ότι καλύπτουν μια έκταση 32 * 10⁸ στρεμμάτων περίπου της ολικής επιφάνειας της γης, δηλαδή το 2.4 % (Duda1 and Eswaran, 1988). Από αυτά το 60 % βρίσκεται στην τροπική ζώνη, το 30 % στην υποτροπική ζώνη και μόνο το 10 % βρίσκεται έξω από την τροπική - υποτροπική ζώνη (εικ. 2.1). Επίσης το 65 % απαντάται σε περιοχές με ημίξηρο κλίμα, το 18 % με ξηρό κλίμα, το 13 % με υγρό και ύψυγρο κλίμα και τέλος το 4 % σε περιοχές με συνθήκες Μεσογειακού κλίματος (Duda1 and Eswaran, 1988). Αν και καλύπτουν ένα μικρό μέρος της επιφάνειας της γης, παίζουν σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη των περιοχών ιδιαίτερα της ημίξηρης ζώνης, διότι στο περιβάλλον αυτό είναι μεταξύ των παραγωγικότερων εδαφών. Το 4% της επιφάνειας της τροπικής ζώνης καλύπτεται από Vertisols (20*10⁸ στρ.) τα οποία ως εκ τούτου κατέχουν μια ενδιαφέρουσα θέση στον αναπτυσσόμενο κόσμο. Οι σημαντικότερες εκτάσεις με Vertisols βρίσκονται στην Αυστραλία (70*10⁷ στρ.), Ινδία (60*10⁷ στρ.) και Σουδάν (50*10⁷ στρ.). Κατα τον σχηματισμό των Εδαφολογικών χαρτών σε πολλές χώρες, αναγνωρίστησαν καινούργιες εκτάσεις με Vertisols με αποτέλεσμα η παγκόσμια κάλυψη να



Εικ. 2.1 Ενώσεις εδαφών, όπου κυριαρχούν τα Vertisols (Από FAO-UNESCO Soil map of the World, FAO 1974).



Εικ. 2.2 Κλιματικά δεδομένα, περιοχών όπου υπάρχουν μεγάλες εκτάσεις με Vertisols (Από Probert et al., 1987).

είναι πολύ μεγαλύτερη από $32 \cdot 10^8$ στρέμματα. Τα Vertisols με τα $15 \cdot 10^7$ στρ. του συνόλου τους που καλλιεργούνται με δυναμικές καλλιέργειες κατέχουν ένα σημαντικό ποσοστό των δυναμικών καλλιεργειών στο κόσμο.

Στην Ελλάδα υπολογίζεται ότι καλύπτουν έκταση περίπου 3.000.000 στρεμμάτων (Υασσογίου, 1989).

2.3 Γένεση των Vertisols

2.3.1 Επίδραση του μητρικού υλικού

Τα Vertisols αναπτύσσονται σε ποικιλία μητρικών υλικών που περιλαμβάνουν: πλούσια σε βάσεις εκρηξιγενή πετρώματα, μεταμορφωσιγενή - ιζηματογενή πετρώματα καθώς επίσης αλλουβιακά και κολλουβιακά υλικά προερχόμενα από αποσάθρωση των πετρωμάτων αυτών (FAO, 1965; Murthy et al., 1982; Hubble, 1984).

Η γεωγραφική κατανομή των Vertisols κυρίως συνδέεται με την κατανομή των εκρηξιγενών πετρωμάτων (Samoilova, 1986).

Το μητρικό υλικό των κλασικών Vertisols των Ινδιών, Αυστραλίας, Νοτίου και Κεντρικής Αφρικής και Β. Αμερικής, προέρχεται από αποσάθρωση βασικών εκρηξιγενών πετρωμάτων και συγκεκριμένα από βασάλτην (Hosking, 1935; Simonson, 1954; Van der Merwe, 1950; FAO, 1957). Vertisols, αναπτύσσονται εξ ίσου καλά σε ασβεστολιθικά πετρώματα (Ahmad and Jones, 1969), σε γάββρους, δολερίτες, διαβάσεις και σερπεντίνες (Mohr et al., 1972), σε αλλουβιακές αποθέσεις (Kunze et al., 1963; Blokhuys et al., 1964; Stace et al., 1968) σε παράλιες αλλουβιακές αποθέσεις (FAO, 1966; Smith, 1975; Van Amson, 1966), σε λιμναίες αποθέσεις (Brown and Bailey, 1968; Smith, 1975) καθώς και σε λεπτόκοκκα ηφαιστειακά υλικά πλούσια σε αστρίους (Hardy and Beard, 1954).

Στην Μεσόγειο οι μεγαλύτερες εκτάσεις των Vertisols συνδέονται με βασάλτες και ασβεστολίθους (Duda, 1965). Στην Ελλάδα το μητρικό υλικό των Vertisols κυρίως είναι αλλουβιακές αποθέσεις προερχόμενες από βασικά - υπερβασικά εκρηξιγενή πετρώματα ή από μοντμοριλλονιτικά τριτογενή ιζήματα (Γιάσογλου, 1987).

Κοινό χαρακτηριστικό των μητρικών υλικών των εδαφών της τάξεως των Vertisols είναι, το μεγάλο ποσοστό λεπτόκοκκων υλικών που αποδίδουν αποσαθρούμενα, τα οποία είναι δυνατόν να περιλαμβάνουν στην σύνθεσή τους σμεκτίτη ή είναι ικανά να δώσουν τα απαραίτητα συστατικά για τον σχηματισμό του σμεκτίτη.

2.3.2 Επίδραση του κλίματος

Τα Vertisols, απαντώνται σ'ένα μεγάλο εύρος κλιματικών συνθηκών αλλά οι μεγαλύτερες εκτάσεις, όπως προαναφέρθηκε βρίσκονται στην τροπική και υποτροπική ζώνη. Στην εικόνα 2.2 φαίνονται τα κλιματικά δεδομένα εννέα Μετεωρολογικών σταθμών από περιοχές όπου υπάρχουν μεγάλες εκτάσεις με Vertisols (Probert et al., 1987).

Σύμφωνα με τον Dudal (1965), τα σκοτεινόχρωμα αργιλλικά εδάφη αναπτύσσονται σε περιοχές όπου: α) η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 15.5 - 16.5°C, με θερινή θερμοκρασία σ'ορισμένες περιπτώσεις μικρότερη από 20°C β) η διαφορά μεταξύ χαμηλότερης και υψηλότερης μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας δεν υπερβαίνει τους 3°C στον Ισημερινό αλλά είναι δυνατόν να αυξηθεί στους 15°C σε υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη γ) η μέση ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται από 500 - 1000 mm αν και υπάρχουν περιοχές με 150 (Σουδάν) και 2000 mm (Τρινιτάντ) μέση ετήσια βροχόπτωση δ) η κατανομή της βροχοπτώσης είναι εποχιακή με 4 - 8 ξηρούς μήνες. Ο ίδιος ερευνητής ταξινομεί τις κλιματικές φάσεις που συνδέονται με τα Vertisols σαν: Ξηρές, ημίξηρες, ερημικές, Ξηρές μεσογειακές και ύφυγες.

Οι Oakes and Thorp (1951) δίδουν λιγότερη έμφαση στη σχέση κλίματος - Vertisols και υποστηρίζουν ότι εδάφη της τάξεως αυτής απαντώνται συνήθως μεταξύ θερμών - ευκρατών έως τροπικών περιοχών με βροχόπτωση γενικά μικρότερη από 1250 mm/έτος.

Τα Vertisols όμως, όπως περιγράφονται από το Soil Taxonomy, απαντώνται σε περιοχές με κλίμα διαφορετικό απ'αυτό που περιγράφει ο Dudal (1965) και Oakes and Thorp (1951). Για παράδειγμα στα παράλια της Γουϊάνας και άλλων περιοχών της Ν. Αμερικής Vertisols απαντώνται σε περιοχές όπου η βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη από 3000 mm. Vertisols είναι δυνατόν να υπάρχουν και σε περιοχές με frigid ή cryic καθεστώς

εδαφικής θερμοκρασίας , τα οποία αρχικά είχαν εξαιρεθεί για άγνωστους λόγους από το Soil Taxonomy (Commerma et al., 1988).

Σύμφωνα με τους Duda1 and Eswaran (1988) το καθεστώς υγρασίας των Vertisols καθορίζεται καλύτερα από την διάρκεια της περιόδου αναπτύξεως των φυτών (growing period), όπως αυτή ορίζεται από τον FAO (1978). Έτσι περίοδος αναπτύξεως φυτών μεγαλύτερη από 270 ημέρες (υγρή ζώνη) αντιστοιχεί σε udic καθεστώς εδαφικής υγρασίας. Το udi-ustic καθεστώς εδαφικής υγρασίας αντιστοιχεί σε διάρκεια περιόδου αναπτύξεως φυτών που κυμαίνεται από 210 - 270 ημέρες. Διάρκεια περιόδου αναπτύξεως φυτών μεταξύ 180 - 210 ημέρες αντιστοιχεί σε καθεστώς υγρασίας της ύφυγρου ζώνης. Βάσει του καθορισμού των αγροοικολογικών ζωνών (Agroecological zones) τα Vertisols, εκτείνονται από περιοχές με μέση ετήσια βροχόπτωση μεγαλύτερη από 1200 mm έως περιοχές με μέση ετήσια βροχόπτωση περίπου 200 mm και από καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας isohyperthermic έως frigid.

Οι κλιματικές συνθήκες της Ελλάδος όπου αναπτύσσονται τα Vertisols, βρίσκονται τόσο μεταξύ των ορίων που προτείνει το Soil Taxonomy όσο και μεταξύ αυτών που προτείνουν οι Duda1 (1965) και Oakes and Thorp (1951). Οι μεγαλύτερες εκτάσεις βρίσκονται σε xeric καθεστώς εδαφικής υγρασίας και thermic και mesic καθεστώτα εδαφικής θερμοκρασίας.

Κοινό χαρακτηριστικό του κλίματος, σε κάθε ζώνη (ξηρή, ημίξηρη, υγρή, ύφυγρη) αναπτύξεως των Vertisols είναι η χαρακτηριστική εναλλαγή υγρασίας-ξηρασίας η οποία σε συνδυασμό με την κοκκομετρική σύσταση, ορυκτολογική σύσταση αργίλλου, ποσό ανταλλαξιμού Na και του κατιόντος που είναι κορεσμένη η άργιλλος, είναι υπεύθυνη για την ανάπτυξη των χαρακτηριστικών μορφολογικών ιδιοτήτων τους.

2.3.3 Επίδραση της βλάστησης

Επειδή τα Vertisols εμφανίζονται κάτω από μεγάλη ποικιλία κλίματος, λογικό είναι να συνοδεύονται και από ποικιλία φυσικής βλαστήσεως. Εδαφικές ιδιότητες, όπως περιεκτικότητα σε άργιλλο, δομή και χαρακτηριστικά συστολών - διαστολών, συνιστούν παράγοντες οι οποίοι σε συνδυασμό με το κλίμα περιορίζουν τον τύπο φυσικής

βλαστήσεως των Vertisols. Ο τύπος της φυσικής βλαστήσεως είναι δύσκολο να προσδιορισθεί λόγω της έντονης ανθρώπινης δραστηριότητας στα έδαφη αυτά αλλά και των συχνών πυρκαγιών που παρατηρούνται (FAO, 1965). Γράστεις, βλάστηση σαβάννας και αργά αναπτυσσόμενα-βαθύριζα δένδρα, συνήθως του είδους *Acacia*, είναι ο κύριος τύπος βλαστήσεως που συναντάται, στην Αφρική (Menaut et al., 1985), Ινδία (Singh et al., 1985), Αυστραλία (Hubble, 1984) και άλλα μέρη της γης (FAO, 1965; Ahmad, 1983). Πηγαινόντας από ξηρές σε υγρές περιοχές παρατηρείται αύξηση της πυκνότητας, του ύψους βλαστήσεως αλλά και του είδους των δένδρων (FAO, 1965). Σε υγρά κλίματα υπάρχουν περισσότερα είδη δένδρων, όπου είναι δυνατόν κανείς να συναντήσει και μικρές εκτάσεις με δάση (FAO, 1965; Hubble, 1984).

2.3.4 Επίδραση της τοπογραφίας (φυσιογραφική θέση)

2.3.4.1 Μακρο - ανάγλυφο (Macro - relief)

Τα Vertisols, συνήθως απαντώνται σε περιοχές με υψόμετρο μικρότερο των 1000 m και κλίσεις μικρότερες του 3 %. Αναφέρεται όμως παρουσία Vertisols, στα ηφαιστειογενή νησιά των Δ. Ινδιών, σε κλίσεις μεταξύ 20 και 35 % (Young, 1976).

Η πιο συχνή φυσιογραφική θέση των Vertisols είναι τα αλλουβιακά πεδία. Τα κλασσικά πλέον Vertisols του Σουδάν της Β. Αμερικής της Αυστραλίας καθώς και των περισσότερων περιοχών βρίσκονται σε αλλουβιακά πεδία. Το μόνο ανάγλυφο το οποίο μπορεί να παρατηρηθεί στα αλλουβιακά αυτά πεδία είναι το μικροανάγλυφο gilgai. Στα περισσότερα αλλουβιακά πεδία συνυπάρχουν με άλλα εδάφη π.χ. στο Σουδάν με Rhodustalfs, στην ΝΑ Ασία με Haplaquepts και Vertic Haplustolls, στην Ινδονησία με Vertic Haplaqualfs, σε ορισμένες περιοχές της Μεσογείου με Haploxerolls, στην Ελλάδα με Vertic Xerofluvents και Vertic Xerochrepts (Yassoglou, 1987).

Η φυσιογραφική θέση των Vertisols των Ινδιών, λόγω του ότι σχηματίζονται *in situ* από βασάλτη, καθορίζεται από την φυσιογραφία του βασάλτη (Duda1 and Eswaran, 1988).

Στην Μεσόγειο βρίσκονται κυρίως σε αλλουβιακά πεδία και εξ αυτών τα Pelloxererts απαντώνται στα χαμηλότερα σημεία των αλλουβιακών πεδίων ενώ τα Chromoxererts σε σχετικά υψηλότερα σημεία.

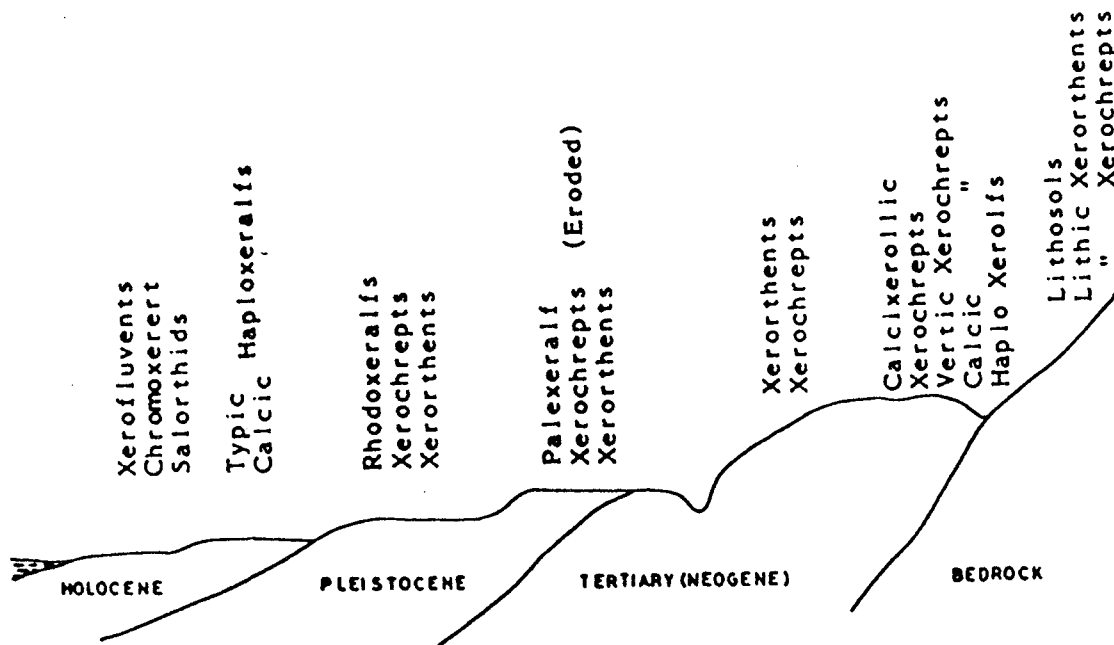
Τα Vertisols στην Ελλάδα γενικά απαντώνται στα χαμηλότερα σημεία των αλλουβιακών πεδίων ή στους πόδας περιδοτιτικών λόφων ιδιαίτερα όμως στην Ελληνική ύψυγρο ζώνη σε αναβαθμίδες τεταρτογενών κυρίως αποθέσεων προερχόμενων από εκρηξιγενή πετρώματα (εικ. 2.3, Yassoglou, 1987)

Γενικά τα Vertisols, απαντώνται σε ποικιλία μορφών γης (Land forms), οι σημαντικότερες όμως εκτάσεις βρίσκονται σε επίπεδα ή σχεδόν επίπεδα αλλουβιακά πεδία.

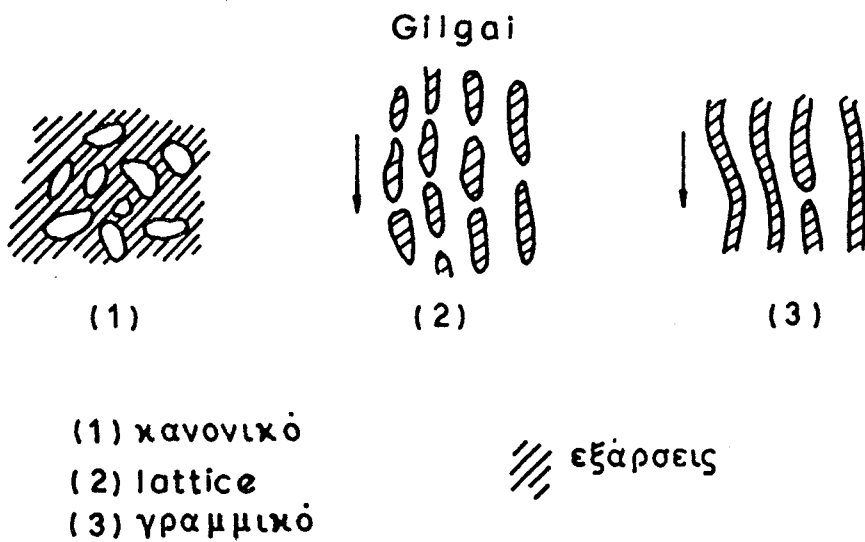
2.3.4.2 Μικρο-ανάγλυφο (micro - relief)

Πολλά Vertisols, σε διάφορα μέρη της γης, εμφανίζουν ένα χαρακτηριστικό μικροανάγλυφο γνωστό σαν gilgai. Gilgai. είναι όρος που προέρχεται από λέξη των Ιθαγενών της Αυστραλίας και σημαίνει νερόλακκος (Prescott, 1931). Έχει υιοθετηθεί σαν γενικός όρος των διάφορων τύπων μικροαναγλύφου που παρατηρούνται σε αργιλλικά εδάφη τα οποία υπόκεινται σε διαστολές-συστολές κατά τις μεταβολές της περιεχομένης τους υγρασίας. Με τον όρο αυτόν δεν περιλαμβάνονται οι σχηματισμοί παρόμοιου μικροαναγλύφου, που οφείλονται σε βιολογική ή άλλης φύσεως δραστηριότητα (Anon, 1976). Το μικροανάγλυφο gilgai χαρακτηρίζεται από εξάρσεις (mounds), κοιλώματα (depressions) και επίπεδες ή σχεδόν επίπεδες επιφάνειες μεταξύ των κοιλωμάτων (selfs). Τουλάχιστον δύο από τα χαρακτηριστικά αυτά πρέπει να είναι παρόντα για να έχουμε gilgai (Paton, 1974; Beckmann et al., 1971). Το σχήμα, το μέγεθος και η έκταση των πιο πάνω χαρακτηριστικών ορίζουν τα διάφορα είδη gilgai, που σύμφωνα με τους Hallsworth et al. (1955), Paton (1974), Harris (1958, 1959) και Hammer (1983) είναι τα εξής (εικ. 2.4):

1) κανονικά (Normal or round) gilgai, τα οποία είναι και τα περισσότερα διαδεδομένα



Εικ. 2.3 Γεωμορφολογική κατανομή ενώσεων εδαφών στην Ελληνική ύψιγγρο ζώνη (Από Yassoglou, 1987).



Εικ. 2.4 Διάφορες μορφές gilgai.

2) κυματοειδή ή γραμμικά (Wavy or linear) gilgai, συνήθως απαντώνται σε εκτάσεις με ελαφρά κλίση (0.5- 2 %)

3) Lattice gilgai, είναι μια μεταβατική κατάσταση μεταξύ normal και wavy gilgai

4) Crabhole gilgai

5) Melanhole gilgai.

Προκειμένου να περιγράψουμε τις οριζόντιες και κατακόρυφες διαστάσεις αυτών χρησιμοποιείται για μεν την απόσταση μεταξύ διαδοχικών εξάρσεων ή κοιλωμάτων ο όρος "μήκος κύματος" (wavelength), για δε την υψομετρική διαφορά μεταξύ ανώτερου σημείου εξάρσεως και κατώτερου σημείου κοιλώματος ο όρος "εύρος κύματος" (amplitude). Συνήθως στα κανονικά gilgai το wavelength κυμαίνεται από 2 - 8 m, το δε amplitude από 10 - 15 cm. Γενικά στα διάφορα είδη gilgai το wavelength κυμαίνεται από 2 - 100 m και το amplitude από 10 - 50 cm.

Η παρουσία μικροανάγλυφου gilgai, έχει αναφερθεί και σε άλλες τάξεις εδαφών σε διάφορες περιοχές της γης όπως π.χ στην Η.Π.Α (Templin et al., 1956), στην Ινδία (Simonson, 1954), στην Αφρική (De Vos and Virgo, 1969), στην Αυστραλία (Beckmann et al., 1971; Hubble et al., 1983), στην Ν. Αμερική (Lugo-Lopez et al., 1985). Το μικροανάγλυφο gilgai δεν αποτελεί χαρακτηριστικό των Vertisols (Comerma et al., 1988). Οι Edelman and Brinkman (1962), υποστηρίζουν ότι το μικροανάγλυφο αυτό, είναι τοπικής και όχι γενικής φύσεως φαινόμενο.

Σύμφωνα με τον Hallsworth et al. (1955), ο σχηματισμός των gilgai οφείλεται στα φαινόμενα συστολής-διαστολής των εδαφών. Χαλαρά υλικά κατά την ξηρά περίοδο του έτους πέφτουν στις ρωγμές που έχουν σχηματισθεί, τα οποία όταν διαβραχούν διαστέλλονται. Το έδαφος δεν μπορεί να αποκτήσει τον αρχικό του όγκο, με αποτέλεσμα να έχουμε μια προς τα πάνω μετακίνησή του στη θέση των ρωγμών, δηλ. τον σχηματισμό gilgai. Κατά τον Blokhuys (1982), το μικροανάγλυφο που σχηματίζεται με τον τρόπο αυτό, πρέπει να εξαιρείται από την έννοια gilgai για δύο λόγους: 1) είναι μικρότερης έκτασης από τις πραγματικών gilgai και 2) το μικροανάγλυφο gilgai, είναι χαρακτηριστικό που βρίσκεται πάνω από το δίκτυο των ρωγμών.

Διάφορες θεωρίες έχουν αναπτυχθεί όσον αφορά τον σχηματισμό του. Οι περισσότερες στηρίζονται στην ετερογένεια και διαφοροποίηση

της πλαστικότητας των αποθέσεων, στην αρχική μεταβολή των φυσικών ιδιοτήτων κολλώδους κορεσμένου εδάφους και του παράγοντα χρόνου σε σχέση με κλιματικές μεταβολές και γεωλογική διάβρωση. Όλες οι θεωρίες έχουν ένα κοινό χαρακτηριστικό, ότι η μετακίνηση εδαφικής μάζας σχετίζεται με φαινόμενα συστολών - διαστολών. Σύμφωνα με τον Blokhuys (1982), το μικροαναγλύφο *gilgai* αρχικά σχηματίζεται στο υποεπιφανειακό τμήμα του εδάφους. Την άποψη αυτή ενισχύουν δύο παρατηρήσεις:

1. Τα *Slickensides* μεταξύ κατώτερου σημείου του *soilum* και ανώτερου σημείου του μητρικού υλικού είναι συνεχή

2. Εχομε επανεμφάνιση του μικροαναγλύφου σε λίγα χρόνια, μετά από την καταστροφή του.

Η μεγάλη ποικιλία μορφών και πιθανόν η μεγαλύτερη ποικιλία μορφολογίας και εδαφικών χαρακτηριστικών μεταξύ των εδαφών που παρουσιάζουν χαρακτηριστικά *gilgai*, είναι επαρκή για να δείξουν ότι η προέλευση τους δεν είναι τόσο απλή.

Γενικά μπορεί να λεχθεί ότι το μικροαναγλύφο *gilgai* είναι αποτέλεσμα μετακινήσεως εδάφους ύστερα από διαβροχή αργίλλων πλουσίων σε διαστελλόμενα ορυκτά του τύπου 2:1.

2.3.5 Επίδραση του χρόνου

Τα *Vertisols*, γενικά, χαρακτηρίζονται σαν νεαρά εδάφη, όταν η ηλικία τους υπολογίζεται βάσει της παρουσίας χαρακτηριστικών εξελίξεως (π.χ. σχηματισμού διαφοροποιημένων οριζόντων). Η ανάπτυξη τους σε πρόσφατες αλλουβιακές αποθέσεις, αποτελεί μια από τις αιτίες του νεαρού της ηλικίας τους. Η κυριότερη όμως αιτία που εμποδίζει την εμφάνιση χαρακτηριστικών εξελίξεως, είναι η φυσική αναστροφή (*Pedoturbation*).

2.4 Διαχείριση των Vertisols

Η Τάξη των Vertisols, αποτελεί αξιόλογο εδαφικό πόρο για πολλές ανεπτυγμένες και αναπτυσσόμενες χώρες. Θεωρούνται από τα περισσότερο παραγωγικά εδάφη, λόγω της υψηλής φυσικής γονιμότητάς τους και του ευνοϊκού τοπογραφικού αναγλύφου όπου σχηματίζονται. Μεγάλες εκτάσεις της τάξεως αυτής παραμένουν ακαλλιέργητες, ιδιαίτερα σε περιοχές με προβλήματα σίτησης, διότι παρουσιάζουν μεγάλες δυσκολίες στην διαχείρησή τους. Η δυσκολία αυτή οφείλεται κυρίως στην παρουσία μεγάλων ποσοτήτων λεπτόκοκκων υλικών στα οποία κυριαρχούν τα ορυκτά του σμεκτίτη. Το υψηλό δυναμικό συστολής - διαστολής, η μικρή υδραυλική αγωγιμότητα, η κίνηση του νερού μέσω μακροπόρων και ρωγμών (Bypass flow), η υγρή και κολλώδης σύστασή τους όταν διαβραχούν, η εξαιρετικά μικρή ταχύτητα διηθήσεως τους όταν είναι υγρά, αποτελούν ένα σημαντικό αριθμό ιδιοτήτων που περιορίζουν την έκταση καλλιεργείας των εδαφών της τάξεως των Vertisols. Η μικρή διαφορά ορίων υγρασίας μεταξύ πλαστικής και ξηρής συστάσεως, έχει σα συνέπεια τον περιορισμένο χρόνο, κατά την περίοδο του έτους, όπου το έδαφος είναι ευνοϊκό για κατεργασία. Η καλλιέργεια των εδαφών Vertisols, πέραν από μειονεκτήματα, παρουσιάζει και πλεονεκτήματα που συνίστανται στην υψηλή φυσική γονιμότητα τους και στην ικανότητά τους να συγκρατούν σημαντικά ποσοστά υγρασίας. Η υψηλή φυσική γονιμότητα αποτελεί σοβαρό πλεονέκτημα, ιδιαίτερα στις χώρες όπου η διάθεση και αγορά λιπασμάτων είναι περιορισμένη. Σε περιοχές με μεγάλη ξηρά περίοδο, όπως είναι οι ημίξηρες περιοχές, η ικανότητα συγκρατήσεως σημαντικών ποσοτήτων υγρασίας αποτελεί σημαντικό πλεονέκτημα καθόσον στις περιοχές αυτές βρίσκονται οι χώρες με τα μεγαλύτερα προβλήματα σίτησης.

3. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

3.1 Θέσεις δειγματοληψίας

Οι θέσεις δειγματοληψίας των εδαφών που εξετάζουμε βρίσκονται σε δύο περιοχές. Η πρώτη θέση δειγματοληψίας βρίσκεται στην επαρχία Δομοκού του Ν. Φθιώτιδος, στην ευρύτερη περιοχή της αποξηρανθείσας λίμνης της Ξυνιάδος. Τοποθετείται σε γεωγραφικό πλάτος $39^{\circ}08'$, γεωγραφικό μήκος $26^{\circ}18'$ και σε υψόμετρο 415 m (εικ. 3.1). Η δεύτερη θέση βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του Ν.Εβρου στην επαρχία Ορεστιάδος, τοποθετείται σε γεωγραφικό πλάτος $41^{\circ}49'$, γεωγραφικό μήκος $26^{\circ}31'$ και σε υψόμετρο 43 m (εικ. 3.1).

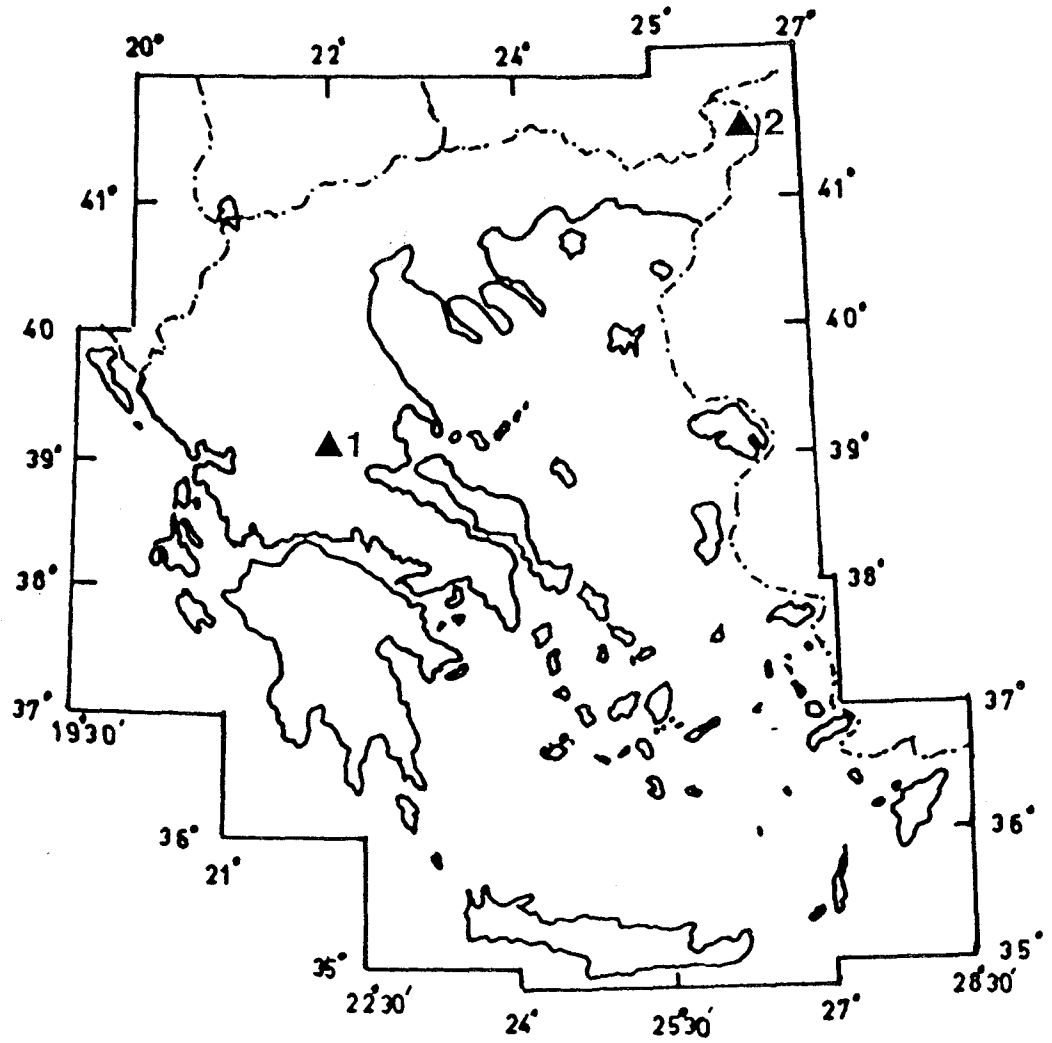
3.2 Κλίμα

Με βάση τα ομβροθερμικά διαγράμματα Βαγνουί-Gausse (εικ. 3.2, 3.3) και τον υπολογισμό του Ξηροθερμικού δείκτη χ , η περιοχή Ξυνιάδος χαρακτηρίζεται από έντονο μέσο-μεσογειακό βιοκλίμα, ενώ η περιοχή Ορεστιάδος από ασθενές μέσο-μεσογειακό βιοκλίμα (FAO/UNESCO, 1963). Τα ειδικότερα χαρακτηριστικά του κλίματος, όπως προκύπτουν από λεπτομερή μετεωρολογικά δεδομένα δώδεκα ετών του Μετεωρολογικού σταθμού Δομοκού (1931-1939, 1970-1977) και είκοσι ετών του Μετεωρολογικού σταθμού Ορεστιάδος (1931-1939, 1955-1975), φαίνονται στους πίνακες 3.1 και 3.2 (παράρτημα).

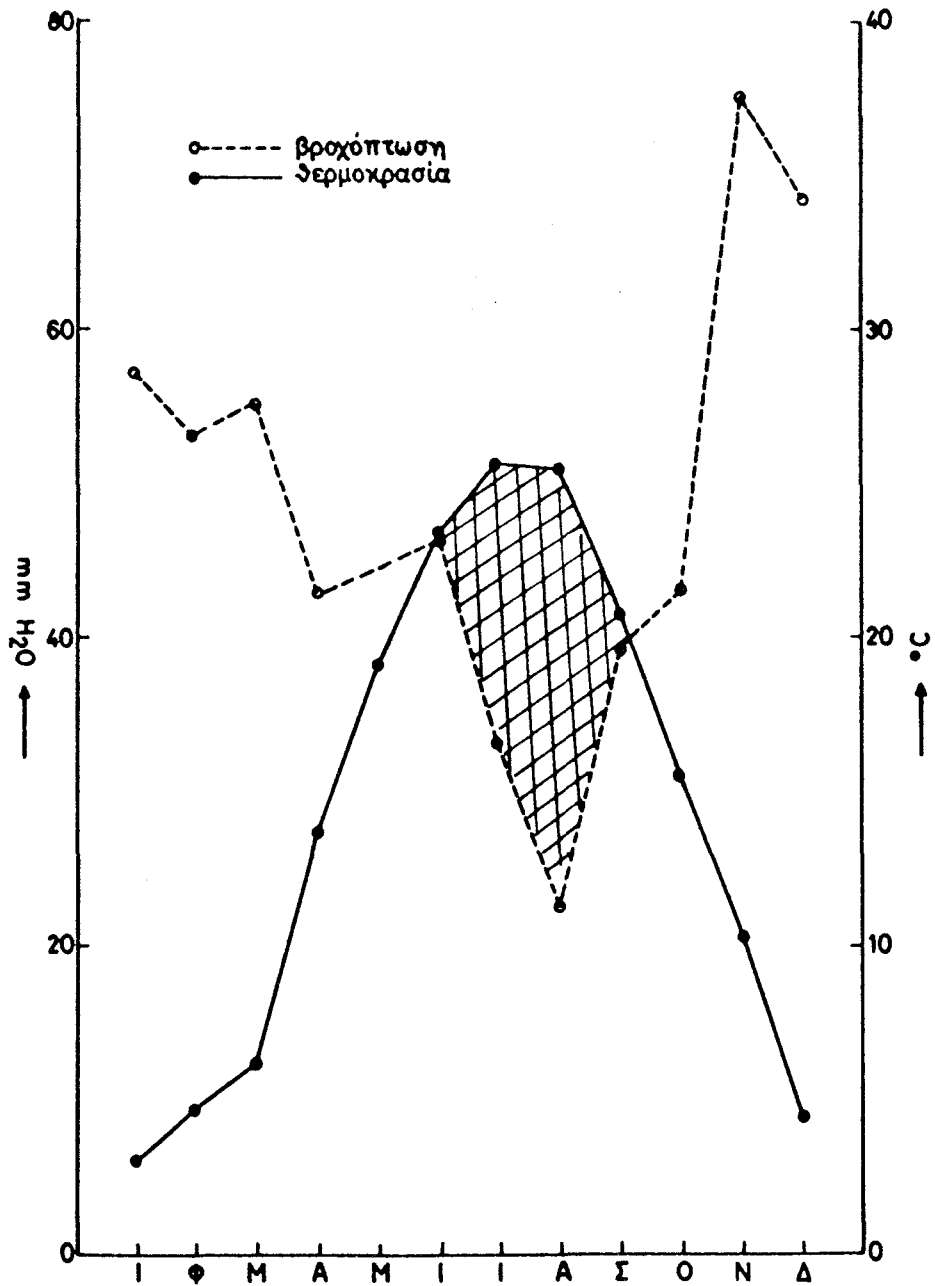
3.2.1 Θερμοκρασία

3.2.1.1 Περιοχή Ξυνιάδος

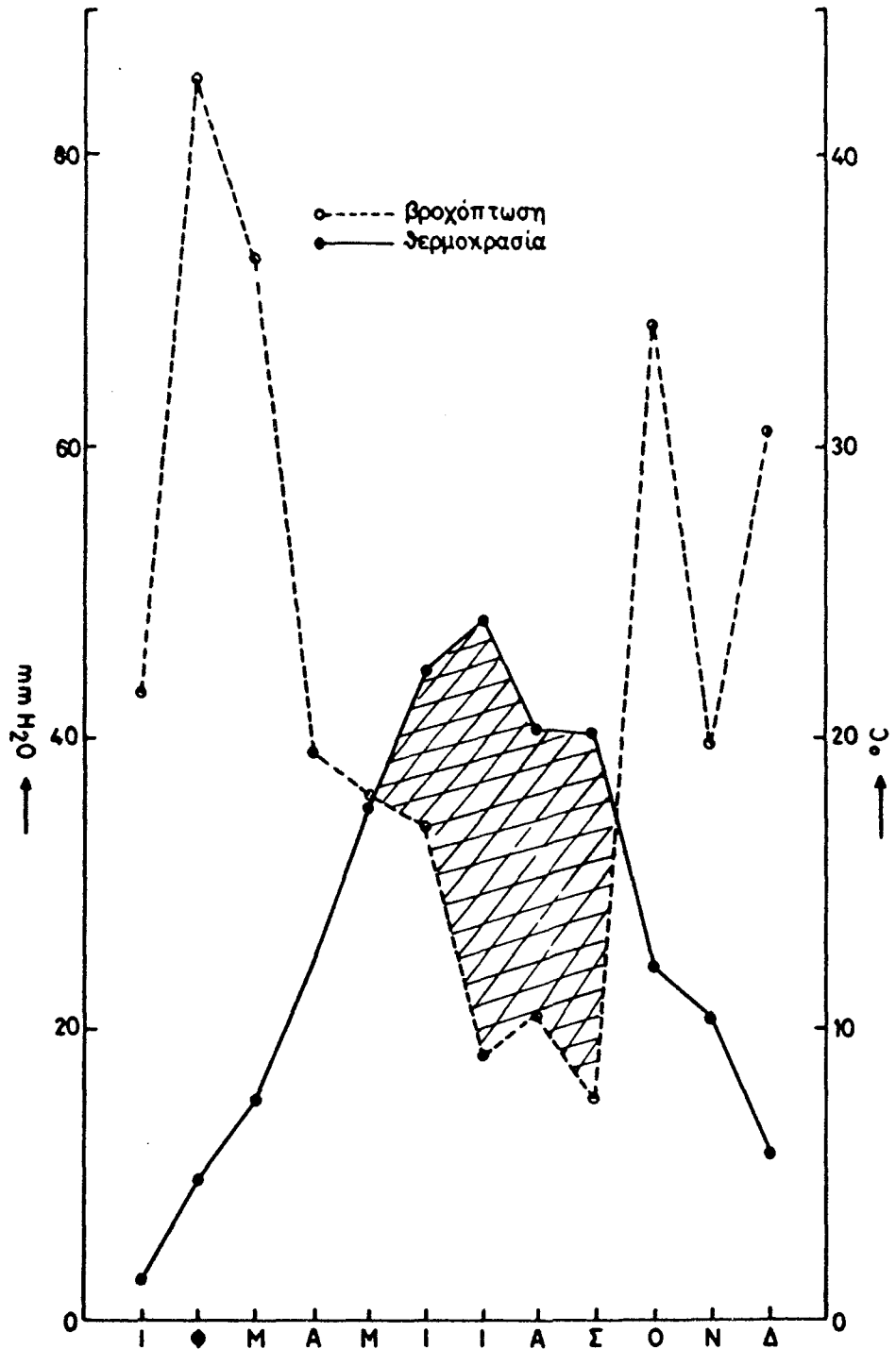
Η μέση ετήσια θερμοκρασία της περιοχής αυτής είναι 13.3°C . Η μέση ετήσια θερμοκρασία του θερμότερου και ψυχρότερου μήνα είναι 24.1°C (Ιούλιος) και 1.4°C (Ιανουάριος) αντίστοιχα. Η απόλυτος ελάχιστη



Εικ. 3.1 Θέσεις δειγματοληψίας, 1 Περιοχή Ξυνιάδος. 2. Περιοχή Ορεστιάδος



Εικ. 3.2 Ομβροθερμικό διάγραμμα Βαγνούλι - Gausсен, περιοχής Ορεστιάδος.



Εικ. 3.3 Ομβροθερμικό διάγραμμα Βαγνουί - Gaussen, περιοχής Ξυνιάδος.

Θερμοκρασία για τους χειμερινούς μήνες είναι -8.4°C (Ιανουάριος) ενώ για τους καλοκαιρινούς μήνες είναι 7.2°C (Ιούνιος). Η απόλυτος μέγιστη θερμοκρασία για τους χειμερινούς και τους θερινούς μήνες είναι 22 και 41°C και παρατηρείται τον Φεβρουάριο και Ιούλιο αντίστοιχα.

3.2.1.2 Περιοχή Ορεστιάδος

Η μέση ετήσια θερμοκρασία της περιοχής αυτής είναι 14.6°C . Η μέση θερμοκρασία του θερμότερου και ψυχρότερου μήνα του έτους είναι 25.7°C (Ιούλιος) και 3°C (Ιανουάριος) αντίστοιχα. Η απόλυτος ελάχιστη θερμοκρασία για τους χειμερινούς μήνες είναι -20°C (Ιανουάριος) και για τους θερινούς μήνες 5.4°C (Αύγουστος) ενώ η απόλυτος μέγιστη θερμοκρασία είναι 20.4 (Ιανουάριος) και 42.5°C (Αύγουστος) για τους χειμερινούς και τους θερινούς μήνες αντίστοιχα.

3.2.2 Βροχοπτώσεις

3.2.2.1 Περιοχή Ξυνιάδος

Το μέσο υψος βροχής στην περιοχή αυτή ανέρχεται στα 531 mm H_2O . Το μεγαλύτερο ποσοστό βροχοπτώσεων εμφανίζεται τους χειμερινούς μήνες με 26%, ακολουθούν οι εαρινοί με 23% και τέλος οι φθινοπωρινοί με 13%. Το 70% των βροχοπτώσεων όπως φαίνεται από την πιο πάνω κατανομή σημειώνεται τους χειμερινούς και εαρινούς μήνες.

3.2.2.2 Περιοχή Ορεστιάδος

Το μέσο ύψος βροχής στη περιοχή αυτή ανέρχεται στα 580 mm H_2O με ποσοστά 30%, 27%, 24% τους χειμερινούς, φθινοπωρινούς και εαρινούς μήνες αντίστοιχα. Από τα ποσοστά φαίνεται ότι υπάρχει ομοιόμορφη περίπου κατανομή των βροχοπτώσεων κατά τη διάρκεια του έτους.

3.2.3 Ξηρά περίοδος

Τα χαρακτηριστικά της Ξηράς περιόδου χρησιμοποιούνται κυρίως για ταξινομικούς σκοπούς. Ένας μήνας χαρακτηρίζεται σαν Ξηρός όταν το σύνολο των κατακρημνισμάτων του μήνα αυτού είναι ίσο ή μικρότερο από το διπλάσιο της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας του ($P < 2T^{\circ}\text{C}$, FAO/UNESCO, 1963). Το σύνολο των διαδοχικών Ξηρών μηνών του έτους αποτελεί την Ξηρά περίοδο. Στην περιοχή Ξυνιάδος, όπως φαίνεται στην εικόνα 3.3, η Ξηρά περίοδος αρχίζει το Μάιο και τελειώνει το Σεπτέμβριο. Ο αριθμός των "βιολογικά" Ξηρών ημερών, όπως αυτές ορίζονται από τον Ξηροθερμικό δείκτη χ , ανέρχεται σε 79 ημέρες. Η Ξηρά περίοδος της περιοχής Ορεστιάδος αρχίζει τον Ιούνιο και τελειώνει το Σεπτέμβριο (εικ. 3.1). Ο αριθμός δε των "βιολογικά" Ξηρών ημερών ανέρχεται σε 48 ημέρες.

3.2.4 Καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας (soil temperature regime)

Η θερμοκρασία εδάφους χρησιμοποιείται κυρίως σαν κριτήριο ταξινόμησης. Η μέση ετήσια, η μέση θερινή και η μέση χειμερινή θερμοκρασία εδάφους χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό των κλάσεων εδαφικής θερμοκρασίας (Soil Survey Staff, 1975). Επειδή όμως δεν υπάρχουν δεδομένα θερμοκρασιών εδάφους, σύμφωνα πάντα με το Soil Taxonomy, μπορούμε να κάνουμε εκτίμηση της εδαφικής θερμοκρασίας από τη μέση θερμοκρασία αέρος ως εξής:

1. Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Εδάφους (Μ.Ε.Θ.Ε) = Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Αέρος (Μ.Ε.Θ.Α) + 1 , έτσι για την περιοχή Ξυνιάδος $\text{Μ.Ε.Θ.Ε} = 13,3 + 1 = 14,3^{\circ}\text{C}$ και για την περιοχή Ορεστιάδος $\text{Μ.Ε.Θ.Ε} = 14,6 + 1 = 15,6^{\circ}\text{C}$.

2. Μέση θερινή θερμοκρασία Εδάφους (Μ.Θ.Θ.Ε) = Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Αέρος (Μ.Θ.Θ.Α) - 0,6 , οπότε για τη περιοχή Ξυνιάδος έχουμε $\text{Μ.Θ.Θ.Ε} = 22,3 - 0,6 = 21,7^{\circ}\text{C}$ και για την περιοχή Ορεστιάδος $\text{Μ.Θ.Θ.Ε} = 24,8 - 0,6 = 24,2^{\circ}\text{C}$.

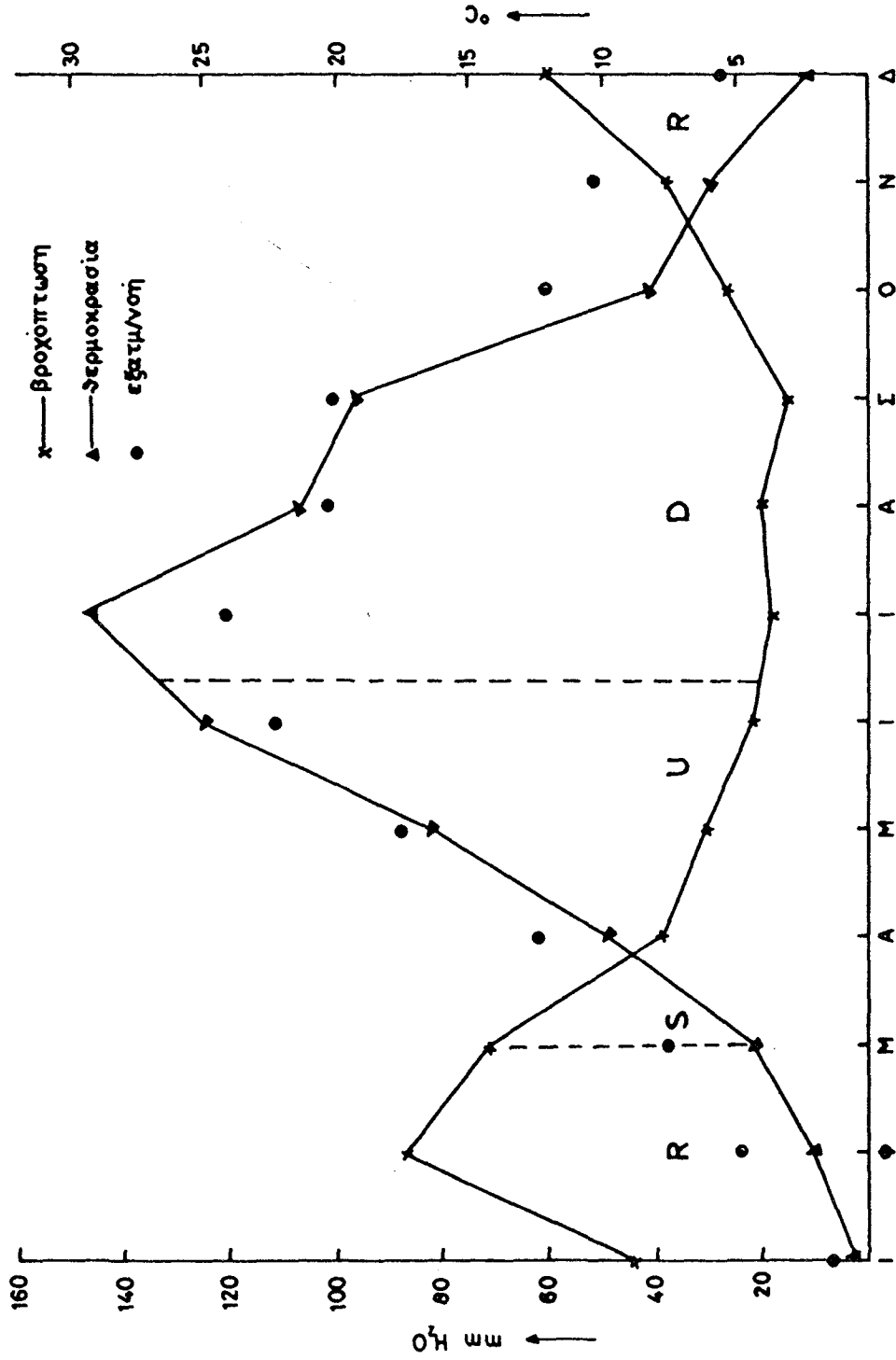
3. Μέση Χειμερινή Θερμοκρασία Εδάφους (Μ.Χ.Θ.Ε) = Μέση Θερρινή Θερμοκρασία Εδάφους (Μ.Θ.Θ.Ε) - Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Εδάφους (Μ.Ε.Θ.Ε), οπότε Μ.Χ.Θ.Ε Ξυνιάδος = $21.7 - 14.3 = 7.4^{\circ}\text{C}$ και Μ.Χ.Θ.Ε Ορεστιάδος = $24.2 - 15.6 = 8.6^{\circ}\text{C}$.

Σύμφωνα με τις πιο πάνω τιμές εδαφικών θερμοκρασιών το καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας (soil temperature regime) της περιοχής Ξυνιάδος είναι *mesic* ενώ για την περιοχή Ορεστιάδος είναι *thermic* (Soil Survey Staff, 1975).

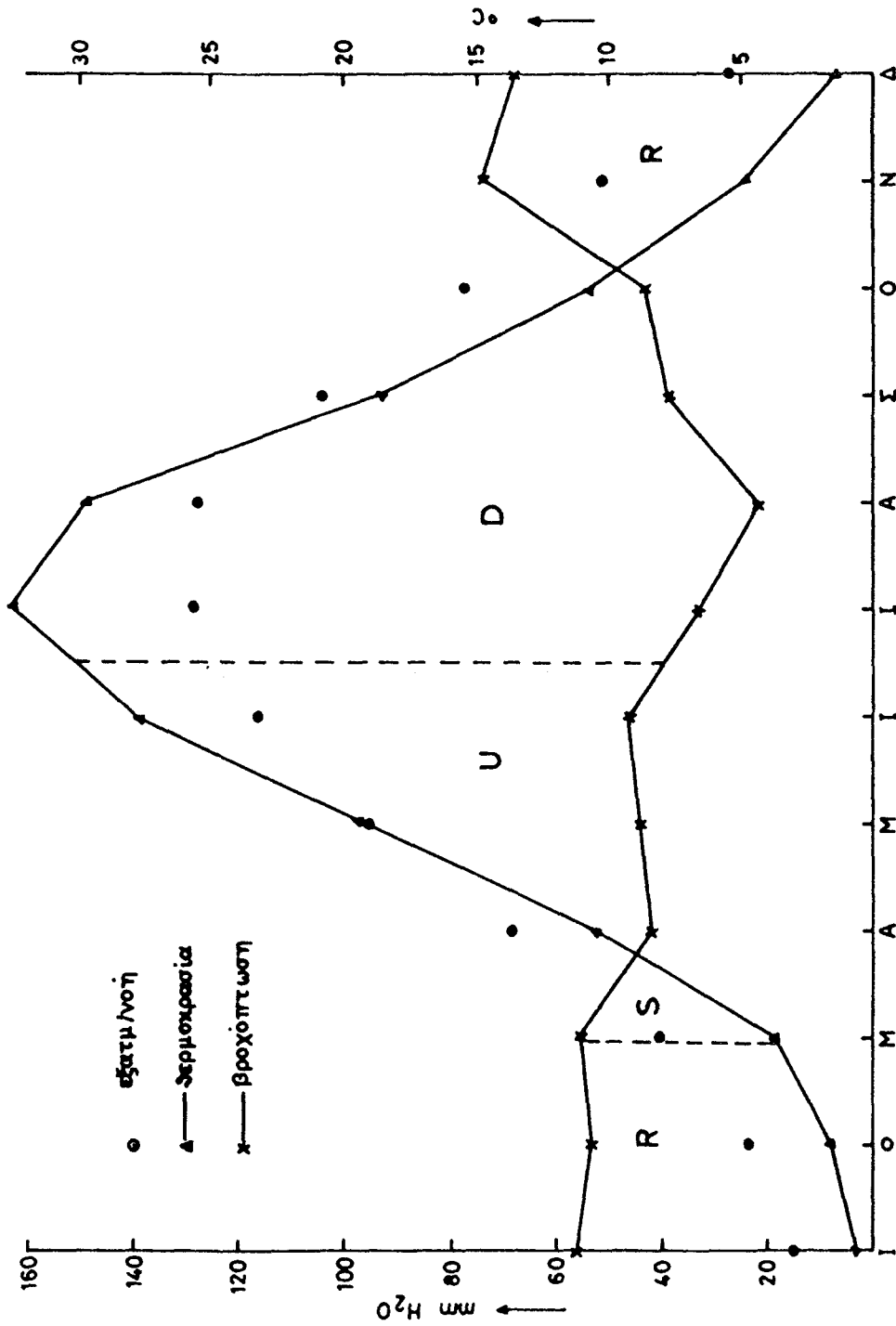
3.2.5 Καθεστώς εδαφικής υγρασίας (soil moisture regime)

Η κατάσταση εδαφικής υγρασίας επειδή, σχετίζεται με το κλίμα και τη γεωμορφολογία της περιοχής, αποτελεί σημαντικό κριτήριο ταξινόμησης. Σύμφωνα πάντα με το Soil Taxonomy το καθεστώς εδαφικής υγρασίας ορίζεται από μετεωρολογικά δεδομένα μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας, μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης και της δυναμικής εξατμισοδιαπνοής όπως αυτή υπολογίζεται με τη μέθοδο Thornthwaite (εικ.3.4, 3.5) για τα εδάφη που δεν έχουν εμπλουτισμό από υπόγειο υδροφόρο ορίζοντα, με αποτέλεσμα η εδαφική υγρασία να υπολογίζεται από την σχέση βροχόπτωσης και δυναμικής εξατμισοδιαπνοής. Κατά τους θερινούς μήνες, που η εξατμισοδιαπνοή είναι μεγαλύτερη από την βροχόπτωση, το έδαφος είναι ξηρό και η κανονική ανάπτυξη των φυτών απαιτεί άρδευση.

Σύμφωνα με το Soil Taxonomy, το καθεστώς εδαφικής υγρασίας και των δύο περιοχών είναι *xeric* και τούτο γιατί: α) το τμήμα ελέγχου εδαφικής υγρασίας είναι ξηρό σ'όλα τα τμήματα για περισσότερο από 45 ημέρες μέσα στους τέσσερις μήνες που ακολουθούν το θερινό ηλιοστάσιο β) η μέση θερμοκρασία εδάφους είναι μικρότερη από 22°C και γ) η διαφορά μέσης θερμοκρασίας εδάφους, χειμώνα και θέρους, είναι μεγαλύτερη από 5°C σε βάθος 50 cm από την επιφάνεια και μάλιστα με συχνότητα μεγαλύτερη από 6 χρόνια για κάθε 10 συνεχή χρόνια.



ΕΙΚ. 3.4 Κλιματικά δεδομένα και υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwait, περιοχής Ξυιάδος (U = χρησιμοποιήσιμο εδαφικό νερό, D = έλλειμμα νερού, S = περίσσεια νερού, R = αποθήκευση νερού). Καθεστώς εδαφικής υγρασίας x e r i c.



Εικ. 3.5 Κλιματικά δεδομένα και υδατικό ισοζύγιο κατά Thorntwaite, περιοχής Ορεστιάδος (U = Χρησιμοποιήσιμο εδαφικό νερό, D = έλλειμα νερού, S = περίσσεια νερού, R = αποθήκευση νερού). Καθεστώς εδαφικής υγρασίας x e r i c.

Σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης Koppen (Petterson, 1966) το εδαφικό κλίμα των περιοχών είναι C_{sa} . Το σύμβολο C αναφέρεται στη ζώνη της γης που περιλαμβάνει τα εύκρατα βροχερά κλίματα, το σύμβολο s εκφράζει τη παρουσία ξηρής περιόδου και τέλος το σύμβολο a αναφέρεται στην ύπαρξη πολύ θερμού καλοκαιριού.

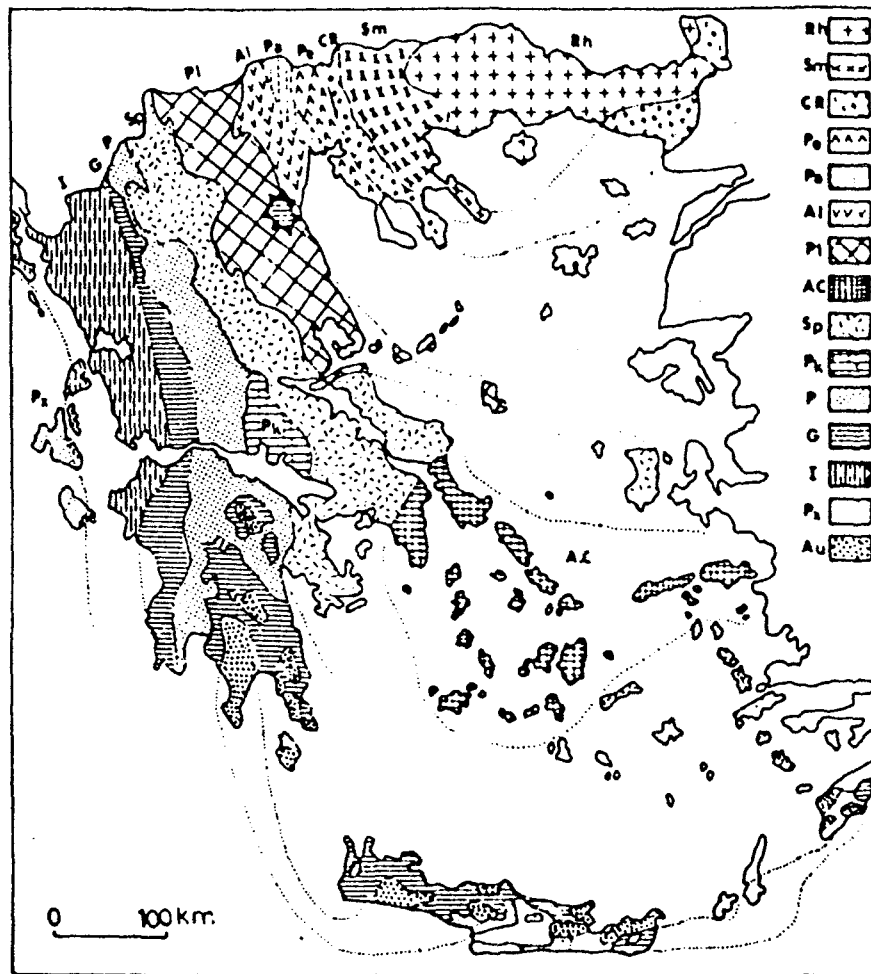
3.3 Γεωλογία

3.3.1 Γεωλογία περιοχής Ξυνιάδος

Η περιοχή Ξυνιάδος ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη (εικ. 3.6; Moundrakis et al., 1983). Η ζώνη αυτή αρχικά είχε χαρακτηριστεί από τους Renz (1955) και Μαρίνο (1957) με το όνομα ζώνη Ανατολικής Ελλάδος. Μεταγενέστερα της δόθηκε από τον Aubouin (1959) ο όρος Υποπελαγονική για να υπογραμμιστεί η στενή σύνδεσή της με την Πελαγονική. Βρίσκεται μεταξύ Πελαγονικής (ανατολικά) και ζώνης Πίνδου (δυτικά) και αναπτύσσεται με την ίδια διεύθυνση αναπτύξεως των Ελληνίδων (ΒΔ-ΝΑ).

Η Υποπελαγονική ζώνη προεκτείνεται από την Αλβανία, κατά μήκος του μέσου περίπου κορμού της Ελλάδος, προς τη Δυτική Θεσσαλία και Ανατολική Στερεά Ελλάδα, απ'εκεί στα νησιά Σαλαμίνα, Υδρα, στην Ανατολική Πελοπόννησο, συνεχίζεται στη Χίο και Κω και πιθανόν στη Μ. Ασία (εικ.3.6).

Η Υποπελαγονική ζώνη συνδέεται με την παρουσία οφιολιθικών σχηματισμών, που υπέρκεινται τεκτονικά άλλοτε πάνω σε νηρητικά και άλλοτε πάνω σε πελαγικά ιζήματα. Ο λόγος αυτός είναι η αιτία που από πολλούς ερευνητές η ζώνη θεωρείται κατώφεια της Πελαγονικής και εντάσσεται σ'αυτήν (Jacobshagen, 1977). Αλλη μια προσπάθεια κατάργησης της έννοιας της Υποπελαγονικής αποτελεί ο διαχωρισμός της περιοχής της Θέρμης σαν μόνης ωκεάνιας λεκάνης. Οι απόψεις αυτές, για την κατάργησή της, δεν έχουν ολοκληρωθεί.



Εικ. 3.6 Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική Μάζα, CR: Περιροδοπική ζώνη (Pe: Ζώνη Παιονίας, Pa: Ζώνη Πάικου, Al: Ζώνη Αλμωπίας), Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικό - Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού - Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου - Τριπόλεως, I: Ιόνιος ζώνη, Pk: Ζώνη Παξών, Au: Ενότητα "Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι" πιθανόν Ιονίου ζώνης. (Κατά Mountrakis et al., 1983)

Κύριο γνώρισμα της Υποπελαγονικής ζώνης είναι η παρουσία χαρακτηριστικής σχιστοκερατολιθικής διάπλασης με οφιολίθους. Πρόκειται για παχειά σειρά από μαύρους, πράσινους και κόκκινους αργιλλικούς σχιστόλιθους που εναλλάσσονται με ψαμμίτες, ραδιολαρίτες και ασβεστολίθους εντός των οποίων απαντώνται οφιολιθικά πετρώματα όπως: περιδοτίτες, γάββροι, διορίτες, διαβάσεις και βασαλτικές λάβες. Η Γεωλογική περίοδος σχηματισμού των πετρωμάτων αυτών υπήρξε μακροχρόνια με αποτέλεσμα να διαφέρει η ηλικία των πετρωμάτων στις διάφορες θέσεις της ίδιας ζώνης, αρχίζοντας από το Κάτω -Ιουρασικό ή τέλος Τριαδικού και συνεχίζοντας έως και του Κρητιδικού (Μαρίνος.Γ, 1972).

Υπάρχουν διάφορες απόψεις όσον αφορά την Γεωλογία της ευρύτερης περιοχής Ξυνιάδος.

1ον. Η γεωλογική διάρθρωση της περιοχής αυτής, σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του Μαρίνου και των συνεργατών του (1957) και του Σούλιου (1975), περιλαμβάνει ιζηματογενή και εκρηξιγενή κυρίως πετρώματα (εικ. 3.7 στο παράρτημα).

A. Τα ιζηματογενή πετρώματα περιλαμβάνουν:

α. Ασβεστολίθους, με συνολική έκταση 15 Km² περίπου. Εμφανίζονται Βόρεια του χωριού Παναγιά, βυθίζονται κάτω από τα λιμναία ιζήματα της λίμνης Ξυνιάδος και επανεμφανίζονται στο χωριό Κορομηλιά. Εμφανίσεις ασβεστόλιθων παρατηρούνται επίσης ΒΑ και ΝΑ του ευρύτερου χώρου της λεκάνης.

β. Ανωκρητιδικό φλύσχη, που υπέρκειται κανονικά των ασβεστολιθών. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από αργιλλικούς σχιστόλιθους, αργιλλικούς ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και μαργαίκα υλικά. Εμφανίζεται κυρίως στο ΒΑ και Α τμήμα της περιοχής.

γ. Τεταρτογενείς αποθέσεις, που καταλαμβάνουν τα χαμηλότερα σημεία της λεκάνης. Πρόκειται για διάφορες προσχώσεις κυρίως ηπειρωτικές, όπως πλευρικά κορήματα και αργιλλοαμμώδη υλικά.

B. Τα εκρηξιγενή περιλαμβάνουν: βασικά- υπερβασικά πετρώματα με την γενικότερη ονομασία οφιολίθοι.

Με τον όρο "οφιολίθοι" χαρακτηρίζεται μια σειρά από βασικά - υπερβασικά εκρηξιγενή πετρώματα που παρουσιάζουν χαρακτηριστική ακολουθία από τα υπερβασικά (κατώτεροι ορίζοντες) μέχρι τις βασαλτικές λάβες (ανώτεροι ορίζοντες). Τα πετρώματα αυτά αποτελούν

μέρος του ανώτερου μανδύα της γης (υπερβασικά) και του ωκεάνιου φλοιού αυτής (βασικά και λιγότερο υπερβασικά). Ένα πλήρες οφιολιθικό σύμπλεγμα - σε συντομία - περιλαμβάνει από κάτω προς τα επάνω:

- α) υπερβασικά πετρώματα - τεκτονίτες (χαρτζβουργική μάζα)
- β) σωρείτες από γάββρους βερλίτες και δουνίτες
- γ) μη σωρειτικούς γάββρους
- δ) σύστημα πολλαπλών φλεβών και
- ε) λάβες, συχνά πάνω στις λάβες αναγνωρίζονται ιζήματα βαθειάς θάλασσας ή ωκεανού (εικ. 3.9) (Μιγκίρος, 1983; Δάβη, 1975).

Οι οφιολίθοι στην περιοχή Ξυνιάδος καταλαμβάνουν έκταση 67 Km² περίπου και περιλαμβάνουν: δουνίτες με χρωμίτες, διαβάσεις, δολερίτες, πυροξενίτες, γάββρους, γαββροαπλίτες, γαββροπηγματίτες, διορίτες, κεροστιλβίτες, ηφαιστιακά λατυποπαγή (Μαρίνος και άλλοι. 1957, 1962; Aubouin.J., 1965). Απαντώνται σ'ολόκληρο το δυτικό τμήμα της περιοχής και παρουσιάζουν εμφανίσεις ΒΑ και ΝΑ της ζώνης των υψωμάτων.

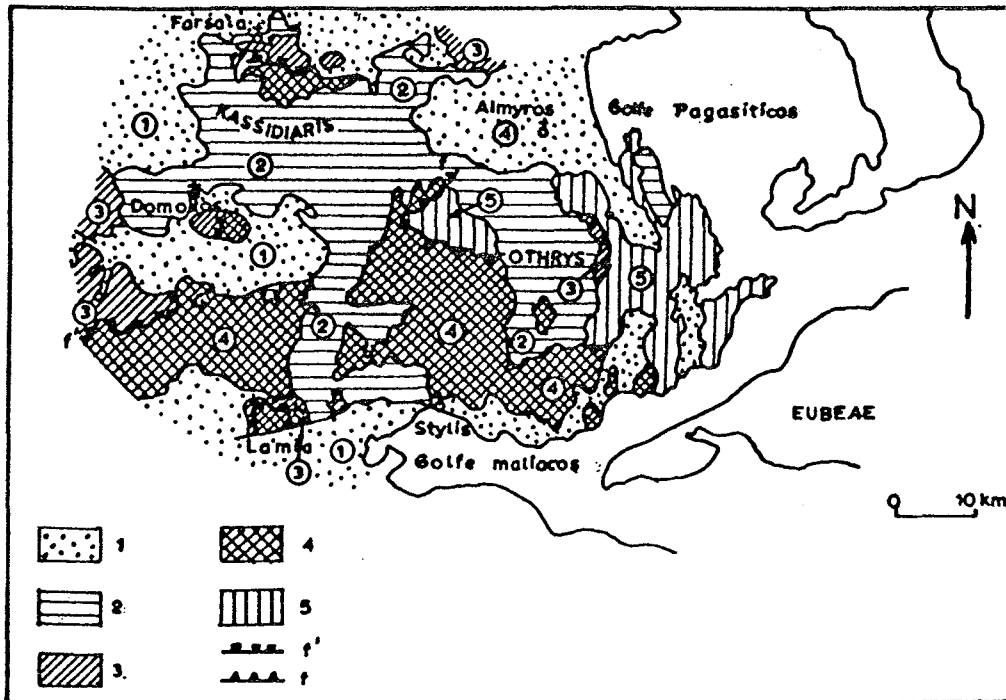
2ον. Σύμφωνα με τον Γ.Μιγκίρο και άλλους (1988), στην ευρύτερη περιοχή Ξυνιάδος απαντούν από κάτω προς τα επάνω οι εξής ενότητες (εικ.3.8):

- α. Φλύσχης της ζώνης Πίνδου
- β. Ιζηματογενείς σχηματισμοί Βοιωτικής-Κόζιακα
- γ. Σύστημα διαβασών-λαβών
- δ. Σερπεντινιωμένα υπερβασικά
- ε. Ιζηματογενές ανθρακικό κάλυμα

Στην συνέχεια αναλύονται οι σχηματισμοί που έχουν σχέση με το άμεσο περιβάλλον της λεκάνης Ξυνιάδος (Davies and Migiros, 1989).

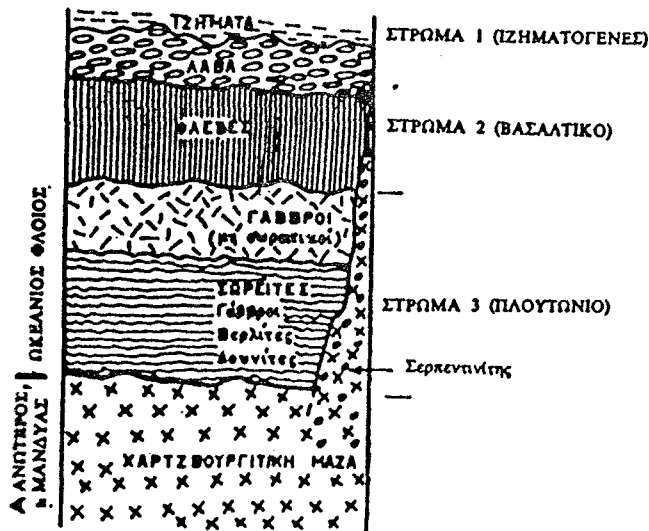
Σύστημα διαβασών-λαβών

Το σύστημα διαβασών λαβών υπέρκειται τεκτονικά της σειράς Βοιωτικής-Κόζιακα. Αποτελείται από λάβες κύρια μαξιλαροειδούς μορφής και είναι έντονα τεκτονισμένο και παραμορφωμένο. Επειδή παραμορφώνεται ευκολότερα από τα συστήματα που το περιβάλλουν σε πολλές θέσεις είναι τελείως σχιστοποιημένο, κύρια πλησίον της επαφής με τα υπερβασικά. Ακολουθεί την γενική τεκτονική των φάσεων που το περιβάλλουν με συχνή λέπτυνση και αποσφήνωση μεταξύ τους.



Εικ. 3.9 Γεωλογικός χάρτης της Οθρυος (από Γ. Μιγκίρο, 1988)

- 1: Μεταλικοί σχηματισμοί
- 2: Ανωκρητιδικοί σχηματισμοί
- 3: Υπερβασικά
- 4: Πανωκρητιδικοί σχηματισμοί ηπειρωτικού περιθωρίου και ωκεάνιας κρούστας.
- 5: Προανωκρητιδικοί ηπειρογενετικοί ιζηματογενείς σχηματισμοί
- f/ εφίπνευση
- f επώθηση



Εικ. 3.8 Διάγραμμα τυπικής σύνθεσης Ωκεάνιου φλοιού (Από Γ. Μιγκίρο, 1983).

β. Σερπεντινιωμένα υπερβασικά

Τα υπερβασικά, κυρίως χαρτζβουργίτες και δουνίτες, είναι τεκτονικά προωθημένα επάνω στους υποκείμενους σχηματισμούς με διεύθυνση μετώπου Β20-30Δ. Παρουσιάζουν μεγάλη εξάπλωση, κύρια στην Δυτ. Θθρυ και είναι σερπεντινιωμένα, έντονα τεκτονισμένα και κατά θέσεις μωλωτιωμένα. Επίσης είναι έντονα πτυχωμένα και φαίνεται να έχουν προωθηθεί προς τα δυτικά πολύ περισσότερο από όλους τους άλλους σχηματισμούς ώστε στην περιοχή Λουτροπηγής να έρχονται κατ'ευθείαν σε επαφή με τον φλύσχη της ζώνης Πινδου. Αποτέλεσμα της προέλασης των υπερβασικών είναι η παρουσία πολλών και συχνών εσωτερικών τεκτονικών ασυνεχειών (ανάστροφα ρήγματα, εφιππεύσεις) που αυξάνουν τοπικά το πάχος σχηματισμού και το χωρίζουν σε τμήματα τα οποία παρουσιάζουν γωνιακή σχέση. Η γενική διεύθυνση των εφιππεύσεων είναι ΒΔ με ώθηση από τα ΒΑ. Χαρακτηριστικό αποτελεί το ότι οι χρωμιτικές εμφανίσεις σχετίζονται με τις τεκτονικές ασυνέχειες, γεγονός που σημαίνει ότι το σπάσιμο μέσα από τα υπερβασικά γίνεται κατά μήκος των ασθενέστερων ζωνών, όπως είναι ο οριζοντας δουνίτη-χρωμίτη ο οποίος αποτελεί και τη ζώνη υψηλότερης παραμόρφωσης.

Ενδιαφέρον στην παρούσα μελέτη παρουσιάζει η γεωχημεία του συστήματος διαβασών-λαβών και της ενότητας σερπεντινιωμένων υπερβασικών. Ειδικότερα το διαβασικό και το σύστημα λαβών κατά τους Davis and Migiros (1989) μπορεί να διακριθεί γεωχημικά σε δύο ομάδες - την οφιολιθική και την μη οφιολιθική. Στην οφιολιθική ομάδα το TiO_2 κυμαίνεται από 0.25 - 2.5 %, ο FeO από 4.5 - 12 % το SiO_2 από 45-65 % και το MgO εμφανίζει γενικά υψηλές τιμές. Στην μη οφιολιθική ομάδα το TiO_2 κυμαίνεται από 1.25 - 2.5 %, ο FeO από 4.5 - 12 %, το SiO_2 από 35 - 55 % και το MgO εμφανίζει χαμηλότερες τιμές από ότι στην οφιολιθική ομάδα.

Τα υπερβασικά πετρώματα παρουσιάζουν σταθερή γεωχημική σύσταση κατά γενικό κανόνα, που για αντιπροσωπευτικούς πετρολογικούς τύπους της περιοχής μελέτης (χαρτζβουργίτης, δουνίτης) είναι: Χαρτζβουργίτης SiO_2 40 - 42 %, Al_2O_3 0.5-1.5 %, Fe_2O_3 4.5 - 5 %, FeO 3 - 3.5 %, MgO 30 - 37 %. Δουνίτης SiO_2 35 - 39 %, Al_2O_3 < 1 %, Fe_2O_3 1.5 - 3 %, FeO 2 - 3.5 %, MgO 36 - 44 % (Μιγκίρος, 1986).

Η τεκτονική, τόσο η αλπική όσο και η μεταλπική, είναι πολύ έντονη στην περιοχή μελέτης και εκδηλώνεται με συνεχείς και ασυνεχείς παραμορφωτικές φάσεις (πτυχές, επωθήσεις, εφιππεύσεις, ρήγματα).

3.3.2 Γεωλογία περιοχής Ορεστιάδος

Η λεκάνη της Ορεστιάδος βρίσκεται σε μια ιδιαίτερη τεκτονοστρωματογραφική μονάδα που από τους Γερμανούς ερευνητές Kauffman et al. (1976) και Kockel and Mollat (1977) ορίσθηκε σαν Περιροδοπική ζώνη (εικ.3.6). Θεωρείται η εσωτερικότερη ορογενετική ζώνη των ευκίνητων γεωτεκτονικών ζωνών των Ελληνίδων και καταλαμβάνει μέρος της ζώνης Παιονίας του Mercier (1966). Η Περιροδοπική ζώνη εφάπτεται της μάζας της Ροδόπης. Οι επαφές της με την Σερβομακεδονική και την Ροδοπική μάζα είναι τεκτονικές και μάλιστα η Περιροδοπική επωθείται στη μάζα της Ροδόπης στα ανατολικά ενώ στα δυτικά, οι ενότητες της Σερβομακεδονικής επωθούνται στην Περιροδοπική (Παπανικολάου, 1984). Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει οφιολιθικά πετρώματα και αποτελείται από πολλές επί μέρους υποενότητες εφιππευμένες κ.τ.λ που έχουν όμως κοινά λιθοοψικά χαρακτηριστικά με ηλικίες από το Ανώτερο Πέρμιο έως Κατώτερο Κρητιδικό και μέτριο έως μικρό βαθμό μεταμόρφωσης (Παπανικολάου, 1986).

Στρωματογραφία

Η γενική στρωματογραφική διάρθρωση ξεκινά με ηπειρωτικά ιζήματα του Πέρμιου-Σκύθιου και συνεχίζει με ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς του Τριαδικού (κυρίως Μέσο Τριαδικό). Στη συνέχεια αναπτύσσεται η ανθρακική πλατφόρμα κατά το Ανώ Τριαδικό-Λιάσιο που επικαλύπτεται από κλαστικά ιζήματα με οφιόλιθους και τοπικά από πελαγικούς ασβεστόλιθους και τόφους (Παπανικολάου, 1986).

Άλλο χαρακτηριστικό σημείο είναι η απουσία του Μέσου Ηώκαινου, που πιθανότατα οφείλεται στο ότι δεν αποτέθηκε. Η παρατήρηση αυτή ισχύει και για τη γειτονική Βουλγαρία (Ανδρονόπουλος, 1977). Η στρωματογραφική διάρθρωση της Περιροδοπικής ζώνης στη Μακεδονία διαφέρει από εκείνη της Περιροδοπικής ζώνης που αναγνωρίσθηκε στη Θράκη. Στη Μακεδονική Περιροδοπική ζώνη διακρίνονται τρεις βασικές ενότητες (Kockel and Mollat, 1977) ενώ στη περιοχή της Θράκης η

Περιοδοπική ζώνη αντιπροσωπεύεται από δύο βασικές ενότητες (Παπαδόπουλος, 1982, 1980; Κουρής, 1980).

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί της λεκάνης Ορεστιάδος, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους είναι οι ακόλουθοι:

α. Μεταμορφωμένο υπόβαθρο το οποίο περιλαμβάνει κρυσταλλικούς σχιστόλιθους, φυλλίτες, μάρμαρα και περιδοτίτες.

β. Τριτογενή ιζήματα β₁. Ανωτ ηώκαινου β₂. Ολιγόκαινου

γ. Ανω πλειοκαινικοί σχηματισμοί.

δ. Αλλουβιακές αποθέσεις (Ολόκαινο)

Αξιοσημείωτο είναι ότι σ'ολόκληρη την περιοχή δεν αποκαλύπτονται ηφαιστίτες που είναι συνηθισμένοι σ'ολόκληρο το χώρο της Ροδόπης. Σύμφωνα με το Γεωλογικό χάρτη περιοχής Διδυμοτείχου-Πεντάλοφου (λεκάνη Ορεστιάδος) από τον Ανδρονόπουλο κλιμ.1:50.000 (εικ.3.11 παράρτημα.) η θέση δειγματοληψίας T₁, βρίσκεται σε αλλουβιακές αποθέσεις και σύγχρονες αποθέσεις κοίτης ποταμών, κύρια του ποταμού Αρδα, ενώ οι θέσεις δειγματοληψίας, T₃ και T₄ βρίσκονται στη περιοχή Ρ1-Q του χάρτη που περιλαμβάνει πλειο-πλειστοκαινικούς σχηματισμούς. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι γνωστοί σήμερα σαν "Θρακική βαθμίδα" και παρουσιάζουν τεράστια εξάπλωση σ'ολόκληρο το Ροδοπικό χώρο μέχρι της Ξάνθης. Η ακριβής χρονολόγηση αυτών δεν έγινε δυνατή λόγω απουσίας απολιθωμάτων. Όπως φαίνεται στην εικόνα 3.11, οι πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί της λεκάνης Ορεστιάδος φθάνουν νότια του Αρδα μέχρι Διδυμότειχο-Κυανή-Βρυσικά και καλύπτουν όλη την έκταση μεταξύ Ελληνοχωρίου - Μάνης - Παταγής. Βόρεια του Αρδα οι σχηματισμοί αυτοί εκτείνονται μέχρι της μεθοριακής γραμμής. Δυτικά καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή μέχρι Πετρωτά - Ορμένιο ενώ νότια συνεχίζουν μέσα στο Βουλγαρικό έδαφος, λίγο νοτιότερα του χωριού Ζώνη. Λιθολογικά οι πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί αποτελούνται από χαλαρά κροκαλοπαγή, ψηφιδοπαγή ή συνάγματα και από αποθέσεις υλικών όπως άμμου, αργίλλων και αργιλλοιλύος. Στη σύστασή τους επίσης συμμετέχουν θραύσματα όλων των παλαιότερων σχηματισμών. Το μεταμορφωμένο τροφοδότησε το πλειο-πλειστοκαινο κύρια με κροκάλες σχιστολίθων, χαλαζία, φυλλιτών και σερπεντίνη ενώ το τριτογενές τροφοδότησε το υλικό των λεπτομερέστερων αποθέσεων. Παρατηρήθηκαν επίσης ηφαιστιακές κροκάλες, ιδιαίτερα στο βόρειο και δυτικό τμήμα της λεκάνης, που

προέρχονται από την διάβρωση των ηωκαινικών κροκαλοπαγών, και οι οποίες προφανώς μεταφέρθηκαν από Βουλγαρικές ηφαιστιακές εμφανίσεις. Όλοι οι τριτογενείς σχηματισμοί καλύπτονται από χαλαρές αμμώδεις-αργιλλούχους αποθέσεις με κροκάλες οι οποίες καλύπτουν ολόκληρη τη χαμηλή και λοφώδη περιοχή και σχηματίζουν εκτεταμένες αναβαθμίδες αριστερά - δεξιά του Αρδα και των παραποτάμων του. Οι τριτογενείς σχηματισμοί γενικά χαρακτηρίζονται από σταθερότητα στη παράταξη των στρωμάτων, ασθενείς έως μέτριες κλίσεις, ασθενή πτύχωση, απλή δομή και απουσία ενδείξεων ισχυρών τεκτονικών πιέσεων. Όσον αφορά τη φάση προκύπτει αναμφίβολα ότι πρόκειται για ηπειρωτικούς σχηματισμούς, ποταμοχειμάρια και μερικώς λιμναίες αποθέσεις. Η ανομοιογένεια του υλικού και η γρήγορη και ακανόνιστη μεταβολή της κοκκομετρικής συστάσεως σε συνδυασμό με την απουσία στρώσεως, ισχυράς διαγένεσης και οριζοντιότητας στην απόθεση των υλικών, συνηγορούν ασφαλώς για την ηπειρωτική φάση και τη νεαρή ηλικία των σχηματισμών αυτών. Για τους σχηματισμούς αυτούς μπορεί να πει κανείς με βεβαιότητα ότι είναι μεταγενέστεροι του ολιγόκαινου, δεδομένου ότι σαν κλαστικό υλικό περιέχουν ολιγοκαινικές μάργες και ασβεστόλιθους (Ανδρονόπουλος, 1977).

3.4 Γεωμορφολογία

3.4.1 Γεωμορφολογία περιοχής Ξυνιάδος

Η γεωμορφολογική εικόνα μιας περιοχής είναι το σύνθετο αποτέλεσμα της λιθολογικής υφής των πετρωμάτων και της δράσεως ενδογενών και εξωγενών παραγόντων. Στην περίπτωση που δεν έχουμε επιδράσεις ενδογενών παραγόντων (ρήγματα, πτυχώσεις κ.λ.π.), ο γεωμορφολογικός κύκλος εξελίσσεται ομαλά. Το ανάγλυφο, με την πάροδο του χρόνου, θα καταλήξει να ταπεινωθεί ακόμα και να ισοπεδωθεί (πανεπίπεδο *reperlain*) αν οι διεργασίες διάβρωσης διαρκέσουν πολύ χρόνο χωρίς διακοπή. Στην περίπτωση όμως που έχουμε φθάσει στο σημείο ισοπέδωσης (*reperlain*) και η περιοχή ανυψωθεί "απότομα" από την

επίδραση ενδογενών παραγόντων ή και αν ακόμα μια κλιματική μεταβολή αυξήσει την ισχύ των ρευμάτων ή αν κατέβει η στάθμη της θάλασσας, η διάβρωση θ' αρχίσει ξανά τη δράση της, με αποτέλεσμα την ανανέωση του αναγλύφου. Η θεωρητική αυτή εξέλιξη ονομάστηκε από τον W.M. Davis "κύκλος διάβρωσης" που είναι μια αλυσίδα φάσεων που διαδέχονται η μια την άλλη σε μια τάξη μη αντιστρεπτή και αποτελείται από τα στάδια νεότητας, ωριμότητας και γήρατος (B.Σαμπώ, 1987). Όταν όμως έχουμε τεκτονικά γεγονότα (ενδογενείς διεργασίες) κατά την εξέλιξη ενός γεωμορφολογικού κύκλου, ο γεωμορφολογικός κύκλος αρχίζει πλέον από καινούργια αφετηρία. Στην περίπτωση αυτή υπάρχουν ορισμένα τεκμήρια στο ανάγλυφο που μας πείθουν για τη δράση του προηγούμενου κύκλου διάβρωσης. Στην περίπτωση αυτή μιλάμε πλέον για "πολυκυκλικό τοπίο" δηλαδή για μια γεωμορφολογική εικόνα που δημιουργείται από τη διακοπή ενός κύκλου διάβρωσης, όπου ήδη κάνει τη δράση του ένας δεύτερος ή τρίτος κύκλος. Βάσει των πιο πάνω η γεωμορφολογία της περιοχής Ξυνιάδος είναι "πολυκυκλικού τοπίου".

Οι Γενικοί χαρακτήρες της περιοχής αυτής είναι:

1. Η μικρή σχετικά αντίδραση των πετρωμάτων στη διάβρωση, με αποτέλεσμα το ανάγλυφο να μην εμφανίζεται ιδιαίτερα τραχύ.

2. Η παρουσία τριών γεωμορφολογικών τύπων, που είναι απόρροια της διαφορετικής υψής των πετρωμάτων που συναντάμε στη λεκάνη:

α. Γεωμορφολογικός τύπος ασβεστολιθικών περιοχών.

β. Γεωμορφολογικός τύπος οφιολιθικών περιοχών.

γ. Γεωμορφολογικός τύπος περιοχών με μεταλλικές αποθέσεις (νεογενή - τεταρτογενή).

Η τελευταία ανάδυση της περιοχής έγινε στην αρχή του τριτογενούς (Παλαιόκαινο - Ολιγόκαινο) σαν αποτέλεσμα των Μεσοαλπικών συμπιεστικών φάσεων τεκτονισμού (Μεσοαλπικός ορογενετικός κύκλος). Στη συνέχεια, ακολούθησε μια σύνθετη τεκτονική και γεωμορφολογική εξέλιξη που της έδωσε το σημερινό ανάγλυφο.

Η λεκάνη της Ξυνιάδας θεωρείται σήμερα σαν μια τεκτονική προσχωματική λεκάνη (tectonic fill valley) που σχηματίστηκε κατά την νεοτριτογενή περίοδο από έντονη ρηγματογόνο τεκτονική. Μια ομάδα των ρηγμάτων αυτών παρατηρείται στη μάζα του Ξεροβουνίου (Σούλιος, 1975).

Η δημιουργία της λίμνης της Ξυνιάδος, κατά τον ίδιο συγγραφέα, οφείλεται σε μια άλλη ομάδα ρηγμάτων γύρω από την πεδινή περιοχή που

δημιούργησαν την τάφρο μέσα στην οποία συγκεντρώθηκαν τα νερά της λίμνης. Η λεκάνη κατόπιν πέρασε από διάφορες φάσεις κλιματικών αλλαγών, τεκτονικών δραστηριοτήτων, διαβρώσεων και αποθέσεων.

Στην περιοχή διακρίνονται δύο βασικές μορφολογικές ενότητες: α) το αλλουβιακό πεδίο και β) οι ορεινοί όγκοι που το περιβάλλουν από Ανατολή, Βορρά και Νότο.

Η μελέτη των μεταλλικών ιζηματογενών σχηματισμών-αποθέσεων δείχνει ότι οι φάσεις του σημερινού μορφολογικού τύπου της περιοχής είναι η ποταμοχειμάρρια και η λιμναία.

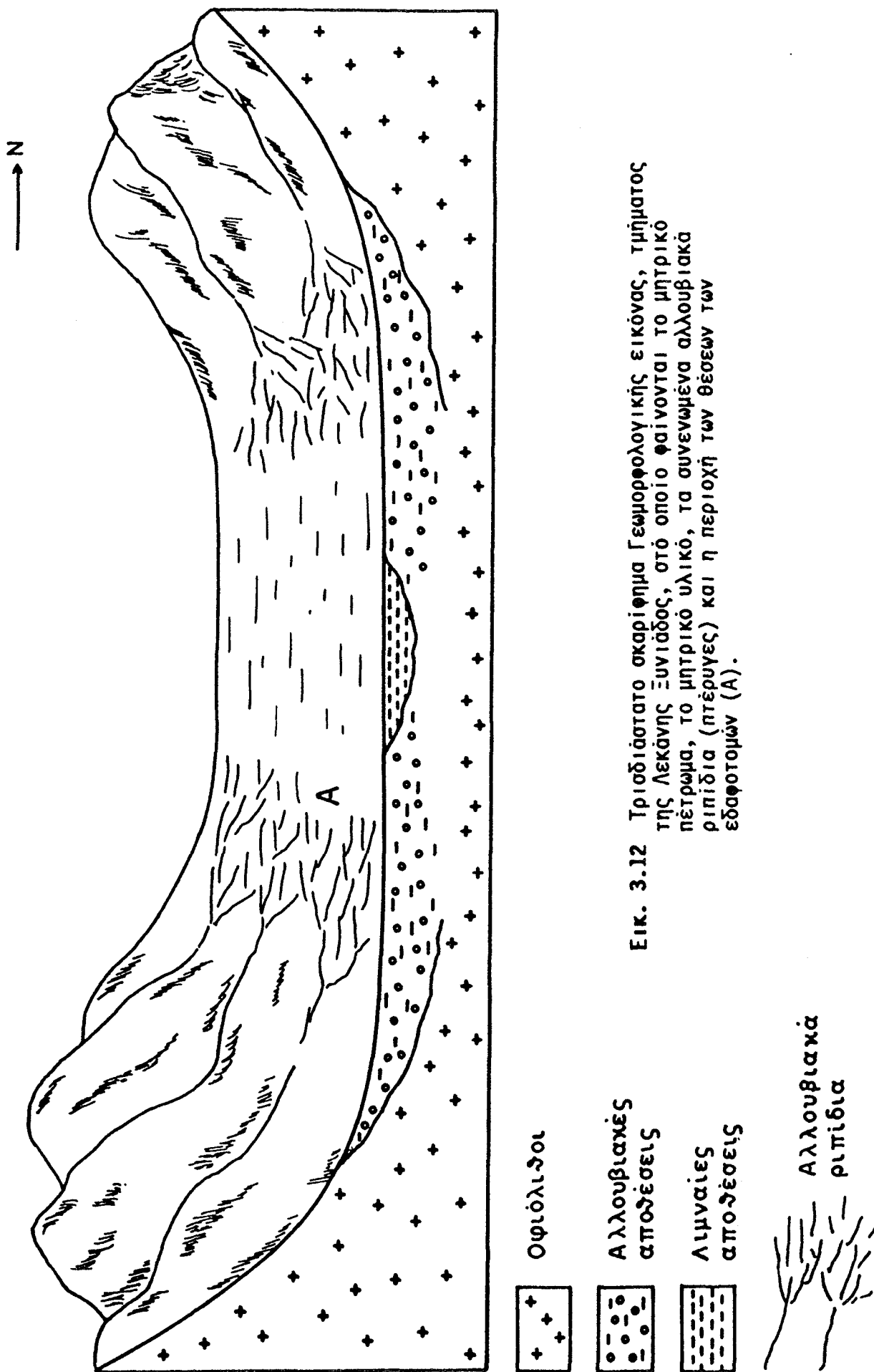
Μετά την υποχώρηση του υπόβαθρου, λόγω ρηγμάτων κατά την νεοτριτογενή περίοδο, άρχισε η διάβρωση κατ'αρχάς επιφανειακή και κατόπιν χαραδρωτική με αποτέλεσμα την μεταφορά και απόθεση υλικών στα κατώτερα σημεία και τον σχηματισμό δύο τοπογραφικών επιπέδων, του πυθμένα και των παρυφών. Σχηματίστηκε έτσι ένα αλλουβιακό πεδίο με μικρές κλίσεις και κατεύθυνση κυρίως προς τον κεντρικό μεγάλο άξονα της περιοχής που παρουσιάζει κλίση από ΝΔ προς ΒΑ. Τα σχηματισθέντα αλλουβιακά ριπίδια (alluvial fans) φαίνεται ότι έχουν ενωθεί στο νότιο τμήμα της περιοχής σχηματίζοντας στην αρχή ενωμένα ριπίδια (coalescent fans) και με την συνέχιση των αποθέσεων ποδιές (bajadas) και πτέρυγες (piedmont; Συλλαιός, 1981).

Οι σχηματισμοί αυτοί, πάλι λόγω διάβρωσης καταστρέφονται και τα υλικά τους μεταφέρονται στα χαμηλότερα σημεία της λεκάνης. Η δημιουργία και καταστροφή τέτοιων σχηματισμών πρέπει να επαναλήφθηκε πολλές φορές μέχρι σήμερα έτσι ώστε η περιοχή να χαρακτηρίζεται σαν "πολυκυκλικό" τοπίο.

Λόγω του μικρού ύψους βροχοπτώσεων και της ταπείνωσης του επιπέδου διάβρωσης των ύψωμάτων, η ένταση της διάβρωσης σήμερα έχει επιβραδυνθεί.

Οι πτέρυγες, που αποτελούν μέρος των πιο πάνω σχηματισμών βρίσκονται κυρίως στην περιφέρεια της λεκάνης και στη βάση των υψωμάτων (εικ. 3. 12). Η έκτασή τους συνδέεται άμεσα με την διαβρωσιμότητα των υλικών των υψωμάτων.

Η μορφολογία της περιοχής στο ανατολικό τμήμα του φυσικού υδροκρίτη αλλάζει λόγω υψομετρικής διαφοράς, αναγλύφου, χαραδρωτικής διάβρωσης και διεύθυνσης υδρογραφικού δικτύου. Η δραστηριότης κατόπιν της διαβρωτικής ενέργειας του νερού, λόγω δημιουργίας νέων επιπέδων,



δημιούργησε διαφορετικούς τύπους υδρογραφικού δικτύου, διάβρωσης και μορφολογίας. Έτσι αλλουβιακές αποθέσεις παρατηρούνται σήμερα κατά μήκος των χειμάρων της ανατολικής περιοχής ή μέσα σ'αυτούς πράγμα που αποτελεί ένδειξη επιβράδυνσης της διάβρωσης.

Επειδή η διέξοδος του νερού των βροχών και των πηγών δεν ήταν δυνατή, δημιουργήθηκε στη χαμηλότερη περιοχή του αλλουβιακού πεδίου η λίμνη της Ξυνιάδας με γενικό σχήμα ελλειψοειδές μεγάλο άξονα περίπου 7 km και πλάτος περίπου 5 km (Λιμναία φάση). Η εξέλιξη της λίμνης και ο σχηματισμός των οργανικών ιζημάτων θα πρέπει να ακολούθησε την πορεία που περιγράφεται για ανάλογες περιπτώσεις και η οποία καθορίζεται από παράγοντες, όπως συγκέντρωση νερού, διατήρηση της στάθμης σε ορισμένα επίπεδα, το βάθος κ.α. Σε κάποια χρονική περίοδο η πορεία της τυρφοποίησης διακόπηκε σταδιακά ή απότομα και άρχισε η νεώτερη φάση με μεγαλύτερη συμμετοχή ανόργανων υλικών, που φυσικά συνεχίστηκε, μέχρι την αποξήρανση της λίμνης. Η λίμνη είχε ανώτατη στάθμη νερού 463,5 m και κάλυπτε έκταση 30.600 στρεμ. και κατώτατη 462,0 m που κάλυπτε έκταση 27.500 στρ. Αποτέλεσμα των πιο πάνω ήταν η περιοδική κατάκλιση 3.100 στρεμμάτων. Το μεγαλύτερο βάθος της λίμνης κυμαινόταν από 5,25 έως 3.25 m ανάλογα με το ύψος της στάθμης του νερού αυτής. Στις θέσεις με μικρό βάθος νερού ευνοήθηκε η ανάπτυξη πλούσιας υδροχαρούς βλάστησης και ο σχηματισμός οργανικών εδαφών.

Από τη μελέτη της φυσιογραφικής εξέλιξης της λεκάνης της Ξυνιάδας συμπεραίνεται ότι τα φυσιογραφικά στοιχεία που επέδρασαν στη διαμόρφωση της περιοχής, εκτός φυσικά του χρόνου και κλίματος, είναι το ανάγλυφο και οι συνθήκες διάβρωσης και απόθεσης (Συλλαιός, 1981).

Μετά την τεχνική αποξήρανση της λίμνης το γενικό σχήμα της λεκάνης χαρακτηρίζεται σαν ελλειψοειδές με μεγάλο άξονα μήκους 32 km και μικρό 13 km. Η λεκάνη της Ξυνιάδας θεωρείται υπολεκάνη της λεκάνης του Πηνειού και τούτο γιατί η κεντρική αποστραγγιστική τάφος τροφοδοτεί τον Πενδομίτη ποταμό που εκβάλλει στον Πηνειό.

3.4.2 Γεωμορφολογία περιοχής Ορεστιάδος

Η εκτεταμένη λεκάνη της Ορεστιάδος αποτελεί μεγάλο τεκτονικό και μορφολογικό βύθισμα που σχηματίσθηκε από τα περιθωριακά ρήγματα της Ροδοπικής μάζας κατά το τριτογενές. Νότια το βύθισμα έχει σαν όριο το ύψωμα Διδυμοτείχου - Μαυροκκλησίου - Κορύμβου (εικ. 3.11 παράρτημα), ενώ δυτικά συνεχίζεται μέσα στο Βουλγαρικό έδαφος με το βύθισμα του Inavlyongrad, μερικώς δε περιορίζεται σε τμήμα της μεθορίου από τη κρυσταλλική μάζα του Αρδα. Ανατολικά και Βόρεια το βύθισμα παραμένει ανοικτό και συνεχίζεται στο Τούρκικο και Βουλγάρικο έδαφος. Η λεκάνη της Ορεστιάδος έχει σχήμα τετραπλεύρου με μεγάλη πλευρά μήκους 40 Km και αποτελεί ομαλή λοφώδη περιοχή που διαρέεται από το ποταμό Αρδα με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Οι φάσεις που καθόρισαν το σημερινό μορφολογικό τύπο της περιοχής, όπως προαναφέρθηκε, είναι μολλασικοί σχηματισμοί που περιλαμβάνουν κυρίως ποταμοχειμάρτιες και μερικώς λιμναίες αποθέσεις. Η παρουσία περιορισμένου αριθμού αναβαθμίδων δείχνει την όχι έντονη τεκτονική δράση της περιοχής.

Συμπερασματικά η λεκάνη της Ορεστιάδος αποτελεί ευρύτατη παλαιοτριτογενή ιζηματογενή λεκάνη με σχηματισμούς αποδεδειγμένα Ηωκαινικούς και Ολιγοκαινικούς (Ανδρονόπουλος, 1977).

4. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

Στις θέσεις που επιλέχθηκαν για δειγματοληψία ανοίχτηκαν ορύγματα βάθους 1.5 - 2 m και έγινε λεπτομερής περιγραφή και ταξινόμηση των εδαφοτομών σύμφωνα με το Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1951, 1960, 1975, 1981). Εν συνεχεία πάρθηκαν δείγματα εδάφους από κάθε οριζοντα των εδαφοτομών καθώς επίσης και αδιατάρακτα δείγματα για προσδιορισμό φαινόμενου ειδικού βάρους και μικρομορφολογικές παρατηρήσεις. Τα εδαφικά δείγματα μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο αεροξηράθηκαν, λειοτριβήθηκαν και έγινε διαχωρισμός των μικρότερων από 2 mm εδαφικών τεμαχιδίων, με κόσκινο των 2 mm. Ποσότητα περίπου 1 Kg, από το εδαφικό κλάσμα των μικρότερων από 2 mm κόκκων εδάφους, αποθηκεύτηκε και όλες οι αναλύσεις, που περιγράφονται πιο κάτω, έγιναν σ' αυτό το κλάσμα εδάφους. Τέλος, στα αεροξηραθέντα δείγματα, έγινε προσδιορισμός υγρασίας και διόρθωση της έκφρασης των αποτελεσμάτων μας (χημικών αναλύσεων), ως προς το ποσοστό της περιεχομένης υγρασίας τους. Τα αποτελέσματά εκφράζονται σε ξηρό βάρος εδάφους (105°C).

4.1 Μηχανική ανάλυση

Η μηχανική ανάλυση έγινε με την μέθοδο της πιπέτας (Gee and Bauder, 1986). Η μέθοδος στηρίζεται στο νόμο του Stokes. Σαν διασπορικό μέσο χρησιμοποιήθηκε το πολυμεταφοσφωρικό νάτριο (sodium metaphosphate). Δεν έγινε καταστροφή της οργανικής ουσίας.

4.2 pH

Ο προσδιορισμός του pH έγινε με τη βοήθεια πεχαμέτρου Beckman σε αιώρημα εδάφους - νερού 1:1 μετά από χρόνο εξισορρόπησης 1 ώρας (Mclean, 1982).

4.3 Οργανική ουσία

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Walkley -Black - υγρά καύση -η οποία στηρίζεται στην οξείδωση της οργανικής ουσίας από ένα ισχυρό οξειδωτικό μέσο ($K_2Cr_2O_7$) σε ισχυρό όξινο περιβάλλον (H_2SO_4) και στην τιτλοδότηση της περίσσειας του οξειδωτικού με διοθενή θειικό σίδηρο ($FeSO_4 \cdot H_2O$) (Sommers and Nelson, 1982).

Το επί τοις % ποσοστό της οργανικής ουσίας των εδαφικών δειγμάτων υπολογίστηκε με την βοήθεια συντελεστών και την τιμή του επί τοις % οργανικού άνθρακα που οξειδώθηκε (Jackson, 1958).

Οργανικός άνθρακας = οργανική ουσία / 1.72

4.4 Ανθρακικό ασβέστιο (Ισοδύναμο)

Ο υπολογισμός του ανθρακικού ασβεστίου έγινε με την μέθοδο Bernard (Duchaufour, 1960). Βασίζεται στην έκλυση CO_2 κατά την προσθήκη στο εδαφικό δείγμα HCL 1:1. Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή προσδιορίζονται όλα τα ανθρακικά άλατα του εδάφους ανεξάρτητα από το κατιόν τους.

4.5 Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων (I.A.K.)

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του οξικού αμμωνίου (Rhoades, 1982) που περιλαμβάνει δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο γίνεται αντικατάσταση όλων των ανταλλάξιμων κατιόντων με Na^+ , προσθέτοντας σε ορισμένη ποσότητα εδαφικού δείγματος διάλυμα οξικού Νατρίου (CH_3COONa) 1N pH 8.2.

Στο δεύτερο στάδιο τα προσροφηθέντα Na^+ αντικαθίστανται από κατιόντα NH_4^+ , με την προσθήκη οξικού αμμωνίου (CH_3COONH_4) 1N pH 7.0. Η συγκέντρωση των κατιόντων Na^+ του εκχυλίσματος, προσδιορίσθηκε με φλογοφωτόμετρο τύπου Gallenkamp. Τα αποτελέσματα εκφράζονται σε $cmol_c(+)/Kgr$ ξηρού βάρους εδάφους.

4.6 Ανταλλάξιμα κατιόντα

Για τον προσδιορισμό των ανταλλάξιμων κατιόντων χρησιμοποιήθηκε διάλυμα οξικού αμμωνίου 1N pH 7.0 (Thomas, 1982). Για τα μεν ανταλλάξιμα K^+ και Na^+ ο ποσοτικός τους προσδιορισμός έγινε σε φλογοφωτόμετρο τύπου Gallenkamp για τα δε Ca^{++} και Mg^{++} σε ατομική απορρόφηση της Varian Techtron PTY.,Ltd., Model AA-5. Τα αποτελέσματα εκφράζονται σε $cmol_c(+)/Kgr$ ξηρού βάρους εδάφους.

4.7 "Ελεύθερα οξειδία" σιδήρου, αργιλίου, μαγγανίου, πυριτίου.

Για τον προσδιορισμό των "ελεύθερων" οξειδίων του σιδήρου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Mehra and Jackson (1960). Η μέθοδος βασίζεται στην διαλυτότητα των ενώσεων του διθενούς σιδήρου Fe(II) και ειδικότερα των οξειδίων του. Σύμφωνα με την μέθοδο ο σίδηρος ανάγεται και απομακρύνεται από το έδαφος με διθειονικό νάτριο ($Na_2S_2O_7$). Το ρυθμιστικό διάλυμα περιέχει $Na_3C_6H_5O_7$ (Na-citrate bicarbonate) το οποίο εμπλέκει το σίδηρο και ρυθμίζει την τιμή pH του διαλύματος να είναι μεγαλύτερη από 6.5, εμποδίζοντας έτσι την αποσύνθεση του διθειονικού. Στο εκχύλισμα περιέχονται εκτός του σιδήρου μαγγάνιο, αργίλλιο και πυρίτιο που και αυτά αναφέρονται σαν "ελεύθερα οξειδία μαγγανίου, αργιλίου, πυριτίου" αντίστοιχα. Η συγκέντρωσή τους υπολογίστηκε φωτομετρικά με τη χρήση inductively coupled plasma της SMI, model SMI III, σε μήκη κύματος 259.9, 396.1, 257.6 nm για σίδηρο, αργίλλιο και μαγγάνιο αντίστοιχα, ενώ η συγκέντρωση του πυριτίου έγινε χρωματομετρικά σε μήκος κύματος 820 nm, με τη χρήση φασματοφωτόμετρου τύπου model LS-7.

4.8 Αμορφα οξειδία σιδήρου

Για τον προσδιορισμό των αμόρφων οξειδίων του σιδήρου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Schwertmann (1964). Σύμφωνα με την μέθοδο γίνεται εκχύλιση των εδαφικών δειγμάτων με 0.2 M οξαλικό αμμώνιο σε

pH 3 για 2 ώρες στο σκοτάδι και αυτό γιατί ο σίδηρος που εκχυλίζεται με οξαλικό αμμώνιο είναι ευαίσθητος στο φώς. Ο προσδιορισμός της συγκεντρώσεως του σιδήρου του εκχυλίσματος έγινε φωτομετρικά με τη χρήση inductively coupled plasma της SMI, model SMI III, σε μήκος κύματος 259.9 nm.

4.9 Ειδική επιφάνεια

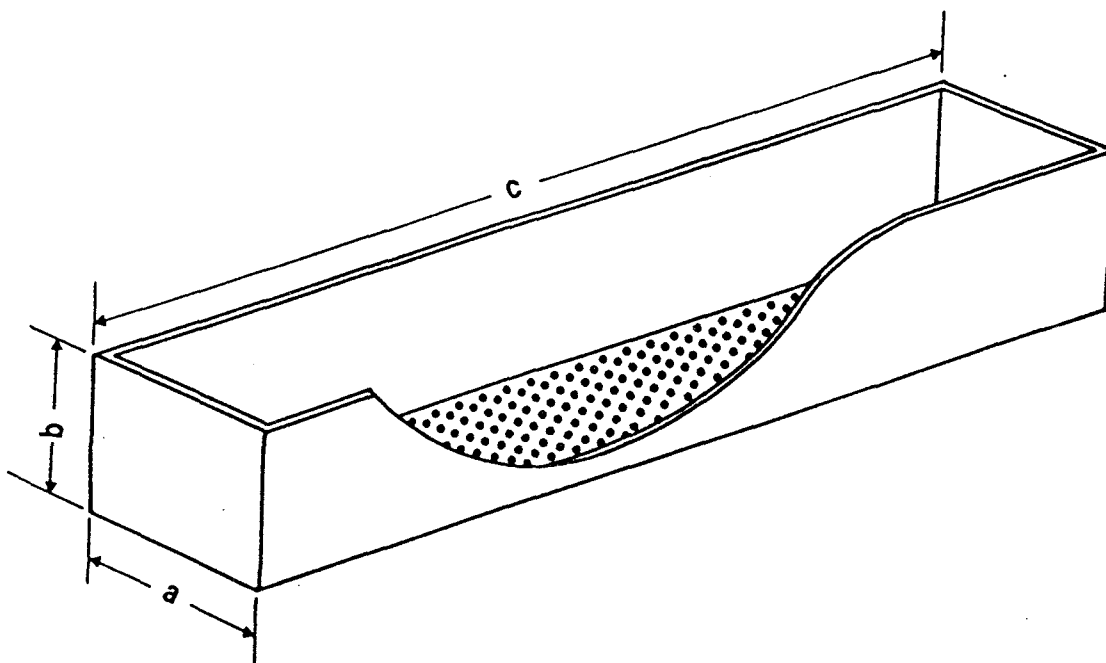
Προσδιορίστηκε με την μέθοδο προσρόφησης EGME (Ethylen-Glycol-Monoethyl-Ether) (Heilman et al,1965). Σύμφωνα με την μέθοδο γίνεται κορεσμός των δειγμάτων, στα οποία προηγουμένως έχει απομακρυνθεί η οργανική ουσία, με EGME. Η περίσσεια του EGME απομακρύνεται με την εφαρμογή κενού. Η μάζα της μονομοριακής στρώσεως EGME που παραμένει αντιπροσωπεύει την ειδική επιφάνεια, η οποία εκφράζεται σε m^2/gr . Έγινε προσδιορισμός της ειδικής επιφάνειας των δειγμάτων, πριν και μετά την απομάκρυνση του $CaCO_3$.

4.10 Φαινόμενο Ειδικό Βάρος (Φ.Ε.Β.)

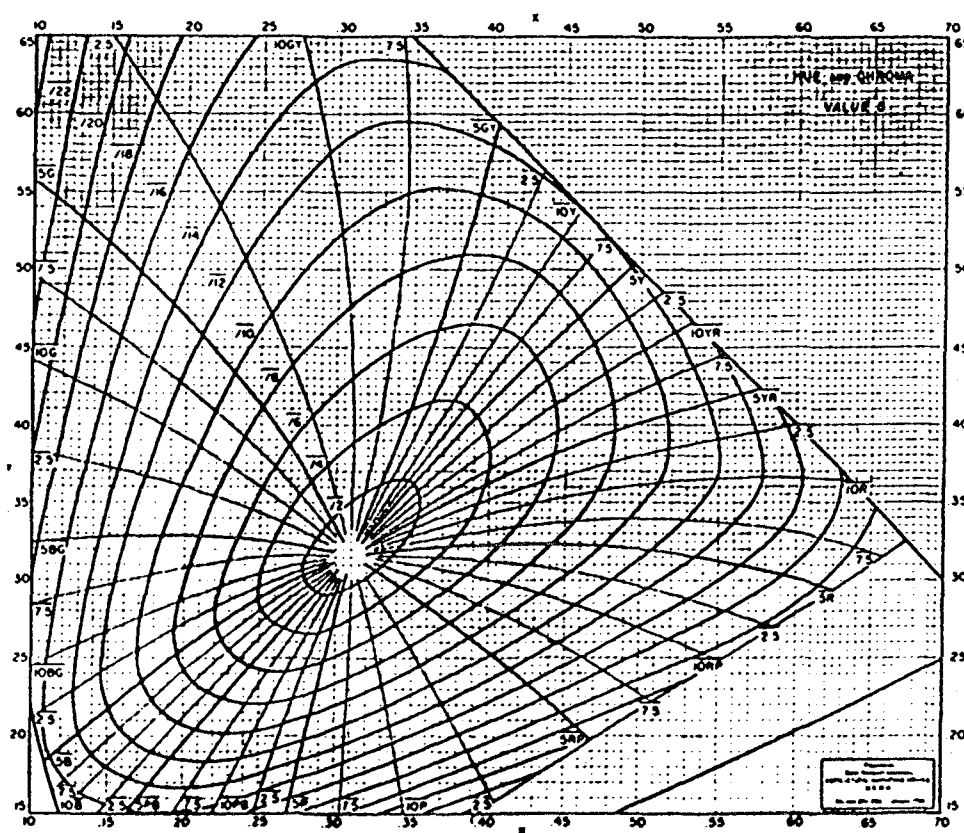
Για τον υπολογισμό του φαινόμενου ειδικού βάρους, χρησιμοποιήθηκαν φυσικά συσσωματώματα εδάφους διαμέτρου περίπου 4-6 cm. Η μέθοδος που ακολουθήθηκε είναι της "επικάλυψης με παραφίνη" (Blake and Hartge, 1986)

4.11 Συντελεστής γραμμικής εκτατότητας (COLE, coefficient of linear extensibility)

Για τον υπολογισμό του συντελεστού γραμμικής εκτατότητας χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του Schafer and Singer (1976), με ορισμένες τροποποιήσεις που έγιναν από τον Ν. Μουστάκα. Συγκεκριμένα αντί της χρησιμοποίησης συρίγγων, έγινε η χρησιμοποίηση μεταλλικών σκαφιδίων (εικ. 4.1) διαστάσεων $2*1*10cm$, η βάση των οποίων ήταν τρυπημένη για να αποφευχθεί η κύρτωση του δείγματος. Πριν την τοποθέτηση της πάστας



Εικ. 4.1 Σχήμα μεταλλικού σκαφιδίου που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό του συντελεστή γραμμικής εκτατότητας (COLE) ($a = 2$ cm, $b = 1$ cm, $c = 10$ cm).



Εικ. 4.2 Διάγραμμα μετατροπής εδαφικού χρώματος, από το σύστημα CIE στο σύστημα Munsell (Wyszecki and Stiles, 1982).

στα σκαφίδια έγινε διαβροχή της εσωτερικής επιφάνειάς τους με λάδι για να αποφευχθεί η προσκόλληση του εδάφους στις πλευρές των σκαφιδίων και ο κίνδυνος να θρυμματιστούν τα δείγματα. Για κάθε εδαφικό δείγμα έγινε τετραπλή επανάληψη και δεν παρατηρήθηκαν αποκλίσεις.

4.12 Ολικό άζωτο

Ο προσδιορισμός του ολικού αζώτου έγινε με την μέθοδο Kjeldahl (Bremner and Mulvaney, 1982). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε συσκευή Buchi.

4.13 Εκχύλιση και καθαρισμός χουμικών και φουλβικών οξέων.

Η εκχύλιση των χουμικών (HA's) και φουλβικών (FA's) οξέων έγινε κάτω από ατμόσφαιρα αζώτου με 0.5N NaOH σε θερμοκρασία δωματίου, ανακίνηση για ένα 24ωρο σε pH 13.0 και με σχέση εδάφους:εκχυλιστικού μέσου 1:10. Επακολούθησε διαχωρισμός εκχυλίματος-εδάφους με φυγοκέντριση σε 10.000 rpm (12.000g) και οξίνιση του διηθήματος σε pH 1 με 6N HCL. Σε pH 1 έχουμε θρόμβωση των χουμικών οξέων οπότε και έγινε διαχωρισμός από τα φουλβικά με διήθηση. Τόσο τα χουμικά όσο και τα φουλβικά οξέα τοποθετούνται σε μεμβράνες διυλύνσεως, για απομάκρυνση των χλωριόντων (περίπου δύο εβδομάδες), ξηραίνονται σε περιστροφικό εξατμιστή (28°C) και μεταφέρονται για αποθήκευση σε Ξηραντήρα που περιέχει P₂O₅ (Schnitzer, 1982).

Για την ελαχιστοποίηση του ποσοστού της τέφρας των φουλβικών οξέων (FA's), τα FA's διηθούνται τρεις φορές από στήλη η οποία περιέχει κατιοντικό ιοντοεναλλάκτη σε H⁺ μορφή (Dowex 50, H - form).

Ο προσδιορισμός των στοιχείων της τέφρας έγινε με inductively coupled plasma της SMI, model SMI III, μετά από υγρή καύση των χουμικών ενώσεων με HNO₃ / HCL.

4.14 Μέθοδοι προσδιορισμού των ενεργών ομάδων των χουμικών ενώσεων

4.14.1 Ολική οξύτητα

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του $\text{Ba}(\text{OH})_2$ (Brooks and Sternhell, 1957), όπως τροποποιήθηκε από τους Schnitzer and Gupta (1965). Κατά την μέθοδο αυτή το δείγμα αντιδρά με περίσσεια $\text{Ba}(\text{OH})_2$ σύμφωνα με την αντίδραση $\text{Ba}(\text{OH})_2 + 2\text{XO} \rightarrow \text{BX}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ και κατόπιν γίνεται τιτλοδότηση της περίσσειας του $\text{Ba}(\text{OH})_2$ με 0,5N HCL σε pH 8.4.

Ολική οξύτητα (meg ολικ.οξύτητας/g χουμικής ενώσεως) = (ποσό του $\text{Ba}(\text{OH})_2$ που καταναλώθηκε για την τιτλοδότηση του δείγματος μείον το ποσό του $\text{Ba}(\text{OH})_2$ που καταναλώθηκε για την τιτλοδότηση του μάρτυρα)*N οξέως *1000/βάρος δείγματος σε mg.

4.14.2 Καρβοξυλικές ομάδες

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος οξικού ασβεστίου $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca}$ (Schnitzer and Gupta, 1965). Σύμφωνα με την μέθοδο το δείγμα αντιδρά με το οξικό ασβέστιο

$2\text{RCOOH} + (\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca} \rightarrow (\text{RCOO})_2\text{Ca} + 2\text{CH}_3\text{COOH}$ απελευθερώνεται οξικό οξύ και κατόπιν γίνεται τιτλοδότηση της περίσσειας $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Ca}$ με 0,1N NaOH σε pH 9.8.

$(-\text{COOH})\text{megCO}_2\text{H/g}$ χουμικής ενώσεως) = καταναλωθέντα ml 0.1N NaOH για τιτλοδότηση του δείγματος μείον τα καταναλωθέντα ml 0.1N NaOH του για τιτλοδότηση μάρτυρα)*N βάσεως*1000/βάρος δείγματος σε mg.

4.14.3 Φαινολικές ομάδες

Υπολογίζονται από την διαφορά ολικής οξύτητας και καρβοξυλικών ομάδων.

4.15 Ορυκτολογική σύνθεση αργίλλων (XRD)

Για τον ποιοτικό προσδιορισμό των αργιλλικών ορυκτών με ακτίνες Χ, DTA, IR, ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία: Σε 30gr περίπου εδάφους προστέθηκε διάλυμα Na_2CO_3 pH 9.5, επακολούθησε ανατάραξη σε δονητή υπερήχων (sonic 300) για 10 min σε 60 watts και ρυθμίστηκε το pH του διαλύματος σε 9.5. Κατόπιν διαχωρίστηκε το αιώρημα της αργίλλου από την άμμο και ιλύ με φυγοκέντρηση. Επακολούθησε έκπλυση των αλάτων. Η αργίλλος που διαχωρίστηκε με τον πιο πάνω τρόπο ξηράνθηκε και λειοτριβήθηκε για να χρησιμοποιηθεί στις αναλύσεις ακτίνων Χ (XRD), διαφορικής θερμικής ανάλυσης (DTA) και υπέρυθρου φασματοσκοπίας (IR).

Η προετοιμασία των δειγμάτων για ανάλυση σε ακτίνες Χ έγινε με βάση την μεθοδολογία που περιγράφει ο Jackson (1968). Δεν έγινε απομάκρυνση της οργανικής ουσίας από τα δείγματα, έγινε όμως απομάκρυνση των οξειδίων του σιδήρου με διθειονικό νάτριο, διότι όπως παρατηρήθηκε, είχαν σοβαρή επίδραση στη λήψη καλών φασμάτων. Επακολούθησε κορεσμός μιας σειράς δειγμάτων με K^+ , προσθέτοντας 3N KCl και μίας σειράς με Mg^{2+} προσθέτοντας 2N $\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Στη συνέχεια σταγόνες αργίλλου κορεσμένης με K^+ προστέθηκαν σε υάλινα πλακίδια και αφέθηκαν να ξηρανθούν σε ξηραντήρα στη θερμοκρασία δωματίου. Το ίδιο επαναλήφθηκε και για την με Mg^{2+} κορεσμένη αργίλλο. Πάρθηκαν διαγράμματα ακτίνων Χ των με K^+ και Mg^{2+} κορεσμένων αργίλλων: α) σε θερμοκρασία δωματίου β) των δειγμάτων που είναι κορεσμένα με K^+ , αφού είχαν θερμανθεί για 4 ώρες, στους 300°C γ) των δειγμάτων που είναι κορεσμένα με K^+ , αφού είχαν θερμανθεί στους 500°C για δύο ώρες (Jackson, 1968).

Επίσης πάρθηκαν διαγράμματα ακτίνων Χ, των δειγμάτων που είναι κορεσμένα με Mg^{2+} , εφ'όσον έγινε σ'αυτά μεταχείριση με γλυκερίνη (Brindley and Brown, 1984). Εκτός από το καλιμπράρισμα του οργάνου με πυρίτιο, για μεγαλύτερη ακρίβεια, έγινε καλιμπράρισμα και με μία αλκοόλη μακράς αλύσεως $\text{C}_{14}\text{H}_{29}\text{OH}$ (tetradecanol), η οποία παρέχει συνεχώς ανακλάσεις έως τα 5 nm.

Η ποιοτική ανάλυση των αργίλλων έγινε σε όργανο τύπου Phillips, με τα εξής χαρακτηριστικά:

Τύπος	: PR 2262A
Λυχνία	: Cu
ακτινοβολία	: $K\alpha_1$
μήκος κύματος	: 0.1541838 nm
τάση λειτουργίας λυχνίας	: 36 KV
ένταση λειτουργίας λυχνίας	: 20 mA
φίλτρο	: Ni

4.16 Διαφορική θερμική ανάλυση (DTA)

Τα δείγματα της αργίλλου αναλύθηκαν σε συσκευή Netzsch με Pt, Pt-Rh θερμοστοιχείο, χρησιμοποιώντας ταχύτητα ανυψώσεως θερμοκρασίας $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$. Για υλικό αναφοράς χρησιμοποιήθηκε καμμένος καολινίτης, βάρος δείγματος και υλικού αναφοράς 50 mgr. Τα εδαφικά δείγματα κατά τη διάρκεια της θέρμανσής των ευρίσκοντο κάτω από ατμόσφαιρα αζώτου.

4.17 Φάσματα υπερύθρου ακτινοβολίας (IR)

Παστίλιες KBr, σε αναλογία 0.8 mg χουμικής ενώσεως ανά 400 mg KBr και 1 mg αργίλλου ανά 400 mg KBr, χρησιμοποιήθηκαν αντίστοιχα για την λήψη φασμάτων χουμικών ενώσεων και αργίλλων. Χρησιμοποιήθηκε όργανο IR τύπου Perkin - Elmer 283B, με ταχύτητα σαρώσεως $20\text{ cm}^{-1}/\text{min}$.

4.18 Προσδιορισμός ισοδυνάμου υγρασίας και σημείου μαράνσεως.

Για τον προσδιορισμό του σημείου μαράνσεως και του ισοδυνάμου υγρασίας χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος που περιγράφεται από τον Klute (1986), με την χρησιμοποίηση της συσκευής Richards.

4.19 Ολική στοιχειακή ανάλυση αργίλλων

Το επί τοις % ολικό ποσοστό των SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , των αργίλλων, προσδιορίσθηκε με την χρησιμοποίηση οργάνου XRF της Phillips. Κατά την προετοιμασία των δειγμάτων για την μέτρησή τους στο όργανο XRF, ακολουθήθηκε η μέθοδος του LiB_4 . Για τα εκατοστιαία ολικά ποσοστά των υπόλοιπων στοιχείων των αργίλλων, ακολουθήθηκε η μέθοδος την ολικής καταστροφής τους, με την χρησιμοποίηση μίγματος HF και H_2SO_4 .

4.20 Μικρομορφολογική ανάλυση

Επί αδιαταράκτων - προσανατολισμένων εδαφικών δειγμάτων, τα οποία παραλήφθησαν από τον αγρό με κυτία Kubiena (150*80*50 mm), ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία για την παρασκευή λεπτών τομών. Κατ'αρχάς έγινε κοπή των δειγμάτων, επακολούθησε εμποτισμός με εποξική ρητίνη κάτω από κενό αέρος, λείανση με σμύριδα (320, 500, 600) και συγκόλληση σε αντικειμενοφόρους (6*4 cm). Στην συνέχεια έγινε φινίρισμα του δείγματος έως ότου αποκτήσει πάχος 25 μm και τοποθέτηση των καλυπτρίδων. Εντονα προβλήματα παρουσιάσθηκαν κατά τον εμποτισμό των δειγμάτων με ρητίνη, λόγω του υψηλού ποσοστού τους σε διαστελλόμενα αργιλλικά ορυκτά.

4.21 Στατιστική ανάλυση

Η στατιστική επεξεργασία των δεδομένων έγινε στον Η/Υ (PRIME) του Γεωργικού Πανεπιστημίου Αθηνών, με την χρησιμοποίηση του στατιστικού πακέτου SPSS (Statistical Package for the Social Sciences).

4.22 Μέτρηση χρωμάτων των εδαφικών δειγμάτων σύμφωνα με το σύστημα Munsell και CIE.

Η μέτρηση του χρώματος, των αεροξηρανθέντων και λειοτριβηθέντων εδαφικών δειγμάτων διαμέτρου μικρότερης των 50 μm, έγινε τόσο με το σύστημα μετρήσεως χρωμάτων Munsell όσο και με το σύστημα CIE .

Η μέτρηση χρώματος των εδαφικών δειγμάτων, με το σύστημα Munsell, γίνεται με οπτική σύγκριση του χρώματος αυτών με κάποια φυσικά στάνταρς που δίδονται από τους πίνακες χρωμάτων Munsell. Η μέτρηση του χρώματος με το σύστημα CIE γίνεται με την χρησιμοποίηση φασματοφωτόμετρου. Στην περίπτωση αυτή γίνεται καταγραφή των φασμάτων ορατού φωτός των εδαφικών δειγμάτων, σε σχέση με λευκό υλικό αναφοράς (BaSO_4), σε διάχυτη εκπομπή. Για τον υπολογισμό του χρώματος γίνεται ολοκλήρωση του φάσματος ορατού φωτός ανά 5 nm και υπολογίζονται τα X, Y, Z (Tristimulus values) από τις εξής σχέσεις:

$$X = k \int P(\lambda) \cdot x(\lambda) \cdot d\lambda$$

$$Y = k \int P(\lambda) \cdot y(\lambda) \cdot d\lambda$$

$$Z = k \int P(\lambda) \cdot z(\lambda) \cdot d\lambda$$

όπου: $x(\lambda)$, $y(\lambda)$, $z(\lambda)$ είναι συναρτήσεις περιγραφής χρώματος (color matching functions) και δίδονται από πίνακες (Wyszecki and Stiles, 1982, p.725-735).

$P(\lambda)$ = εκπεμπόμενη ακτινοβολία από το εδαφικό δείγμα σε δεδομένο μήκος κύματος, η οποία μετρείται με το φασματοφωτόμετρο.

k = συντελεστής.

Η ολοκλήρωση των πιο πάνω εξισώσεων γίνεται σε όλο το εύρος φάσματος του ορατού φωτός (380 - 830 nm). Χρησιμοποιήθηκε φασματοφωτόμετρο τύπου Perkin - Elmer, Lamda 15 UV/VIS.

Για την μετατροπή του χρώματος από το σύστημα CIE στο σύστημα Munsell, που χρησιμοποιείται κυρίως στην Εδαφολογία, ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία:

1. Κατ'αρχάς έγινε μετατροπή των δεδομένων φασμάτων ορατού φωτός σε τιμές X, Y, Z πολλαπλασιάζοντας την επί τοις % εκπεμπόμενη ακτινοβολία των συγκεκριμένων εδαφικών δειγμάτων (ανά 5 nm), με τις συναρτήσεις περιγραφής χρωμάτων (color matching functions). Αυτό σημαίνει ότι η εκπεμπόμενη ακτινοβολία, ανά 5 nm, πολλαπλασιάστηκε με τρεις διαφορετικούς συντελεστές κατανομής.

2. Ακολούθησε μετατροπή των τιμών X , Y , Z , σε συντεταγμένες χρώματος (chromaticity coordinates) x , y , z σύμφωνα με τις σχέσεις

$$x = X/(X+Y+Z), \quad y = Y/(X+Y+Z), \quad z = Z/(X+Y+Z)$$

3. Στην συνέχεια έγινε μετατροπή των τιμών Y και χρωματικών συντεταγμένων x , y στο σύστημα Munsell, χρησιμοποιώντας τον πίνακα που δίδεται από τον Wyszecki and Stiles (1982, p.833-835) και μια σειρά γραφικών παραστάσεων για δεδομένη ένταση (value) χρώματος (εικ. 4.2).

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1 Περιγραφή Εδαφοτομών

5.1.1 Εδαφοτομές περιοχής Ορεστιάδος

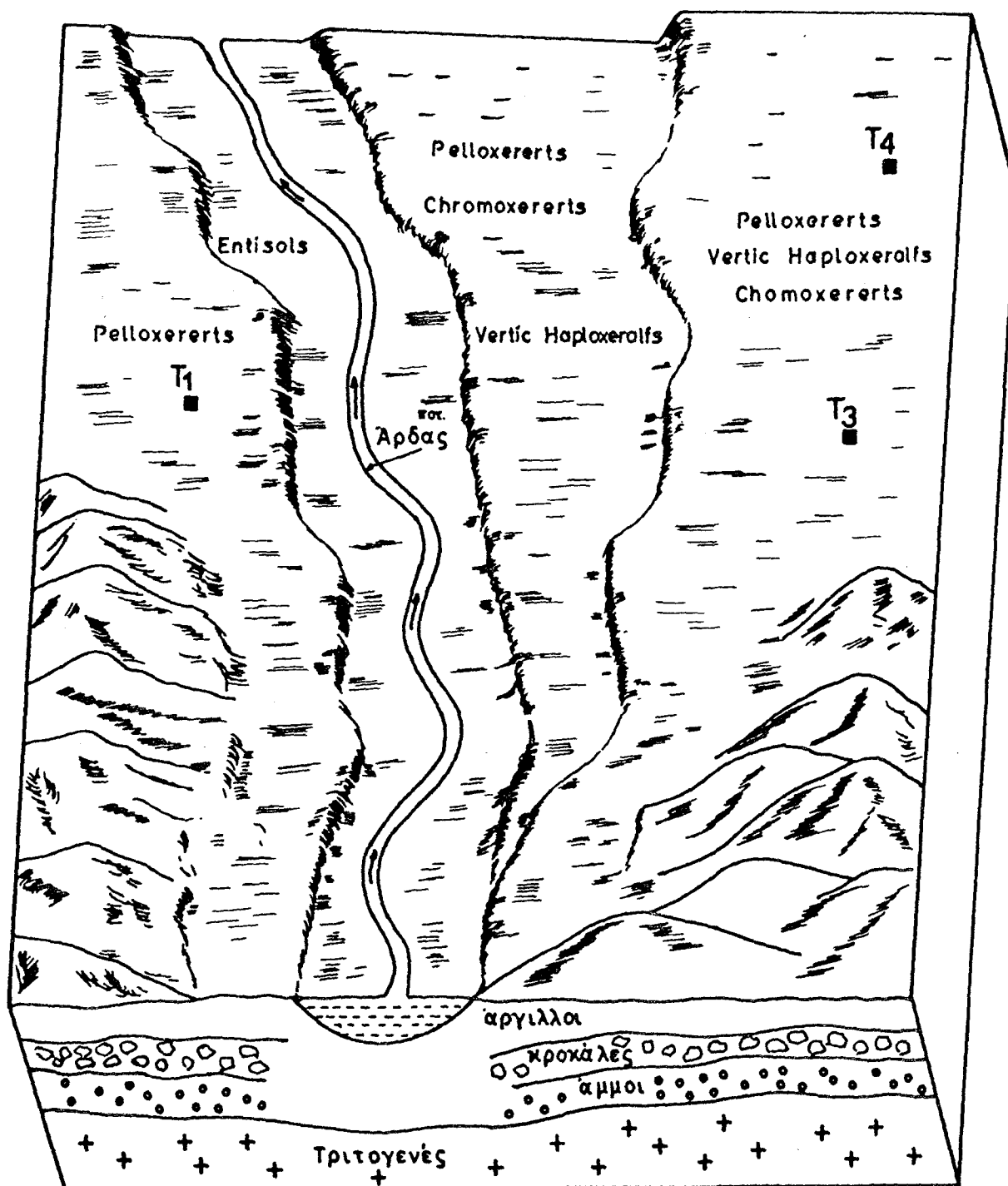
Οι θέσεις των Εδαφοτομών φαίνονται στις εικόνες 5.1, 5.2, και 3.11.

5.1.1.1 Εδαφοτομή T₁

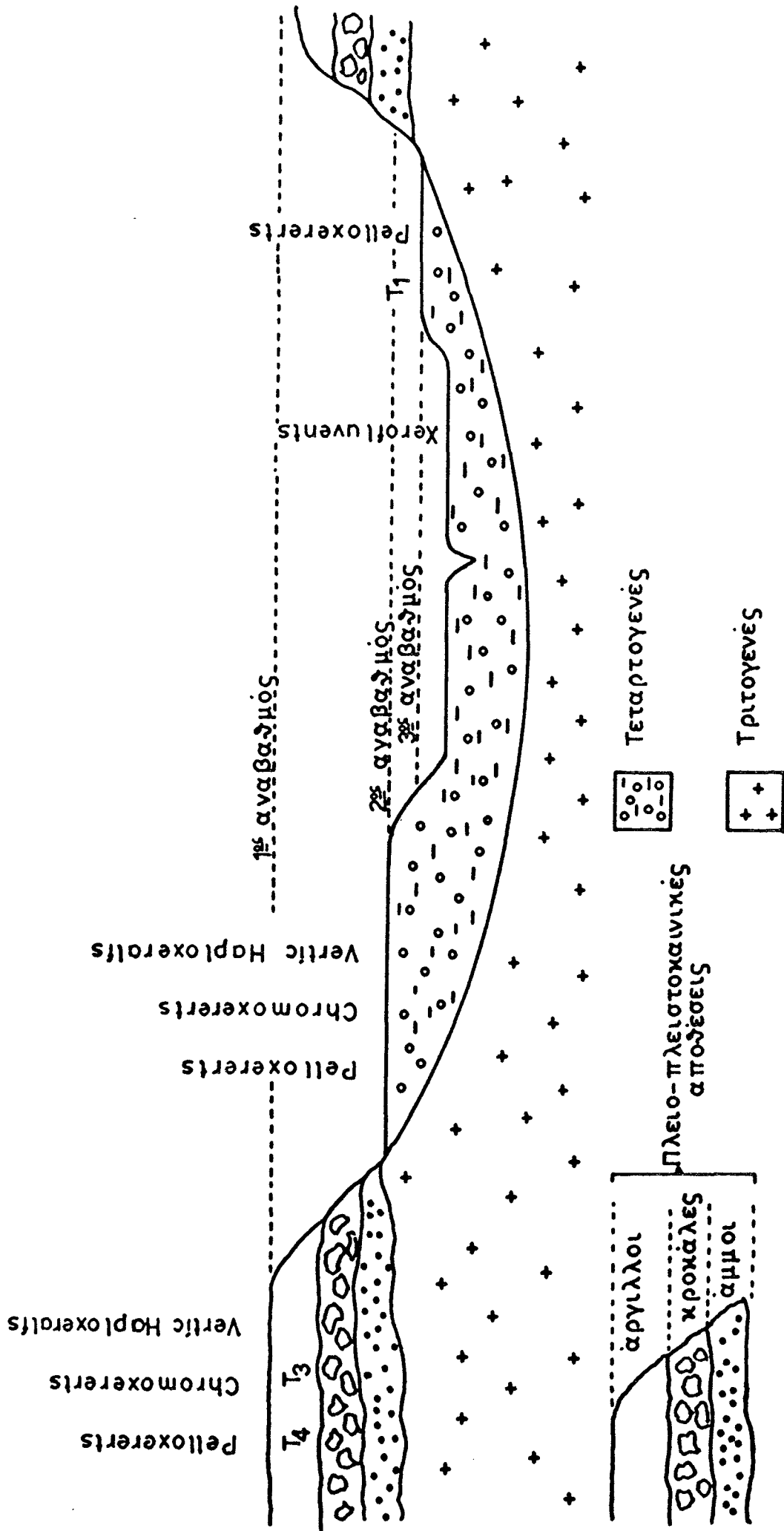
Θέση : ΒΔ του χωριού Ελαία, της επαρχίας Ορεστιάδος του Ν. Εβρου. Απέχει περίπου 3 Km από τον ποταμό Αρδα.
Μητρικό υλικό: Αλλουβιακές αποθέσεις.
Φυσιογραφία: Αλλουβιακός αναβαθμός (εικ. 5.2).
Υδρομορφία : Ατελώς αποστραγγιζόμενο έδαφος (D)
Κλίση : < 2 %.
Διάβρωση : Δεν παρατηρείται.
Υπόγειο νερό : Βαθύ.
Βλάστηση : Καλαμπόκι.

Ορίζ.	Βάθος
	(cm)
Αρ1	0 - 15

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (5YR 2.5/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, κοκκώδης. Συνεκτικό, πλαστικό με μεγάλη προσκολλητικότητα. Διακρίνονται πολλές ρίζες και παρατηρείται έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Ασθενής αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές ομαλό.



Εικ. 5.1 Τριδιάστατο Γεωμορφολογικό σκαρίφημα, τμήματος της Λεκάνης Ορεστιάδος, στο οποίο φαίνονται το μητρικό υλικό, οι αλλουβιακοί αναβαθμοί και οι θέσεις των εδαφοτομών.



ΕΙΚ. 5.2 Σκαρίφημα Γεωμορφολογικής κατανομής ενώσεων εδαφών στην λεκάνη της Ορεστιάδος, στο οποίο επίσης φαίνονται το μητρικό υλικό των εδαφών της περιοχής και οι θέσεις των εδαφοτομών.

Ap2 18 - 40

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (5YR 2.5/1) σε ποσοστό 70 % και σκοτεινό ερυθρόφαιο (5YR 3/3) σε ποσοστό 30 %. Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ασθενής, μέση, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Διακρίνονται ασθενείς εξανθήσεις σιδήρου - μαγγανίου Παρατηρούνται ασθενή, πολύ μικρά Slickensides, επίσης λίγες συγκεντρώσεις κατά θέσεις ασβεστίου. Έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών, και πολλές ρίζες. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, διάχυτο ομαλό.

Cw1 40 - 95

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (5YR 2.5/1) σε ποσοστό 60 % και σκοτεινό ερυθρόφαιο (5YR 3/3) σε ποσοστό 40 %. Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρή, μέτρια, κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό με μεγάλη προσκολλητικότητα. Διακρίνονται εξανθήσεις σιδήρου - μαγγανίου, λίγες εξανθήσεις ασβεστίου, έντονα Slickensides μεγάλης επιφάνειας, λίγες ρίζες και μικρή δραστηριότητα μικροοργανισμών. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές ομαλό.

C2 95 - 120

Χρώμα υγρό, σκοτεινό κιτρινόφαιο (10YR 5/2). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ασθενής, μέτρια, γωνιώδη κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό με μεγάλη προσκολλητικότητα. Συγκεντρώσεις κατά θέσεις ασβεστίου, συγκρίμματα ασβεστίου μέτρια 1 cm. Έντονα Slickensides, μεγάλης επιφάνειας. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, διάχυτο ομαλό.

C3 >120

Χρώμα υγρό, σκοτεινό κιτρινόφαιο (10 YR 5/2). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, γωνιώδης κυβική. Συγκεντρώσεις κατά θέσεις ασβεστίου, παρουσία κελυφών μικροοργανισμών. Ισχυρή αντίδραση στο HCL.

5.1.1.2 Εδαφοτομή T₃

Θέση	: ΝΔ του χωριού Καβύλη, της επαρχία Ορεστιάδος του Ν. Εβρου, απέχει περίπου 4 Km από τον ποταμό Αρδα.
Μητρικό υλικό	: Πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί, από χαλαρές, αργιλλούχους αποθέσεις.
Φυσιογραφία	: Επίπεδος αλλουβ. αναβαθμός (εικ.5.3).
Υδρομορφία	: Μετρίως καλά αποστραγγιζόμενο έδαφος (Υδρομορφία C).
Κλίση	: < 1 %.
Διάβρωση	: Δεν παρατηρείται.
Υπόγειο νερό	: Βαθύ.
Βλάστηση	: Σιτηρά.

Οριζ. Βάθος
(cm)

Ap 0 - 28

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (5YR 2.5/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, κοκκώδης. Τα δομικά συστατικά, χαλαρά διασκορπισμένα στην επιφάνεια. Συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Παρατηρούνται πολλές ρίζες, πολύ καλό πορώδες και έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Ασθενής αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές ομαλό.

AB 28 - 70

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (5YR 2.5/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ασθενής, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Πολλές ρίζες, έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Ασθενή, μικρά Slickensides. Ασθενής αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, διάχυτο ομαλό.

Bw₁ 70 - 109

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (5YR 3/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρή, μέτρια, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πλαστικό παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Εχομε εξανθήσεις

σιδήρου-μαγγανίου, έντονα μεγάλης επιφάνειας Slickensides. Λίγες ρίζες, μικρή δραστηριότητα μικροοργανισμών. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, διάχυτο ομαλό.

Bw₂ 109 - 147

Χρώμα υγρό, ερυθρόφαιο (5YR 3/3) σε ποσοστό 60 % και σκοτεινό φαιό (5YR 3/1) σε ποσοστό 40 %. Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρή, μέτρια, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Εξανθήσεις Μαγγανίου, πολύ έντονα μεγάλης επιφάνειας Slickensides. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, απότομο κυματοειδές.

Bck 147 - 175

Χρώμα υγρό, ερυθρόφαιο (5YR 4/3). Κοκκομετρική σύσταση, αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρή, μέτρια, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Εξανθήσεις ασβεστίου, πολλά Slickensides. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, απότομο κυματοειδές.

Ck 175 - 200

Χρώμα υγρό, σκοτεινό κιτρινόφαιο (5YR4/4). Κοκκομετρική σύσταση, αμμοαργιλλοπηλώδης (SCL), χωρίς δομή. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές κυματοειδές.

5.1.1.3 Εδαφοτομή T₄

Θέση	: ΝΔ του χωριού Καβύλη, της επαρχίας Ορεστιάδος του Ν.Εβρου, απέχει περίπου 4 Km από τον ποταμό Αρδα.
Μητρικό υλικό	: Πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί, από χαλαρές, αργιλλούχους αποθέσεις.
Φυσιογραφία	: Επίπεδος αλλουβ. αναβαθμός (εικ. 5.2).
Υδρομορφία	: Μετρίως καλά αποστραγγιζόμενο έδαφος (C).
Κλίση	: <1 %.
Διάβρωση	: Δεν παρατηρείται.
Υπόγειο νερό	: Βαθύ.
Βλάστηση	: Σιτηρά.

Οριζ.	Βάθος
	(cm)
Ap	0 - 22

Χρώμα υγρό, σκοτεινό ερυθρόφαιο (5YR 3/2). Κοκκομετρική σύσταση, αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, κοκκώδης, τα δομικά συστατικά βρίσκονται, χαλαρά διασκορπισμένα στην επιφάνεια. Συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Διακρίνονται πολλές ρίζες, πολύ καλό πορώδες και έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Ασθενής αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα απότομο ομαλό.

AB	22 - 66
-----------	----------------

Χρώμα υγρό σκοτεινό ερυθρόφαιο (5YR 3/2). Κοκκομετρική σύσταση, αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Πολλές ρίζες, έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Συνεκτικό. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, διάχυτο ομαλό.

Bw 66 - 119

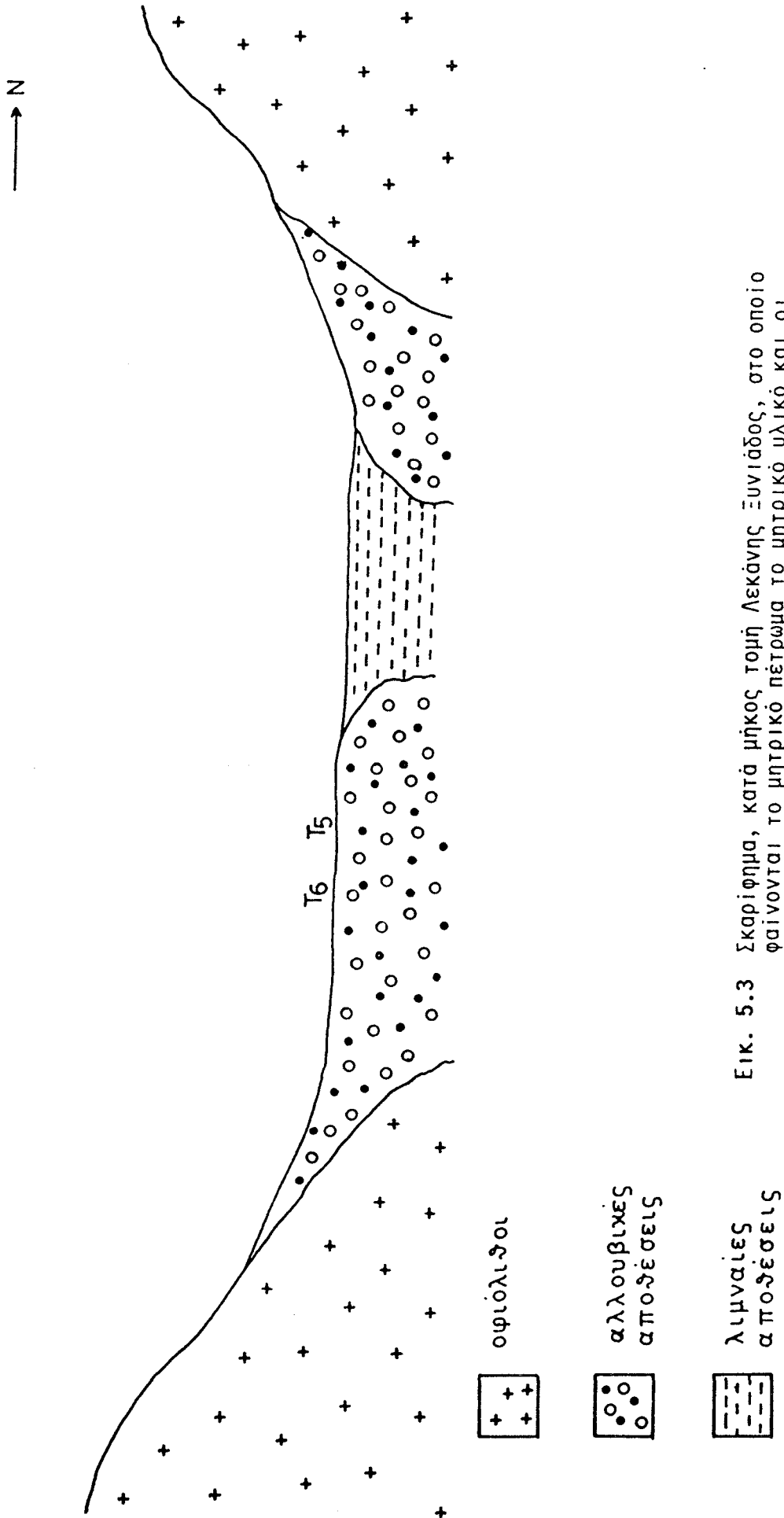
Χρώμα υγρό, σκοτεινό ερυθρόφαιο (5YR 3/2). Κοκκομετρική σύσταση, αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρή, μέτρια, γωνιώδης κυβική. Συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Μέτρια Slickensides, εξανθήσεις σιδήρου-μαγγανίου, συγκρίματα ασβεστίου, λίγες ρίζες και μικρή δραστηριότητα μικροοργανισμών. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, βαθμιαίο ομαλό.

BC 119 - 140

Χρώμα υγρό, σκοτεινό ερυθρόφαιο (5YR 3/3). Κοκκομετρική σύσταση, αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Συνεκτικό, πλαστικό και παρουσιάζει προσκολλητικότητα. Έχουμε εξανθήσεις ασβεστίου και σιδήρου-μαγγανίου, πολλά Slickensides μεγάλης επιφάνειας. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, απότομο κυματοειδές.

C_k 140 - 175

Χρώμα υγρό, σκοτεινό κιτρινόφαιο (5YR 4/4). Κοκκομετρική σύσταση, αργιλλοπηλώδης (CL). Άνευ δομής, καλσικός ορίζοντας. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, βαθμιαίο κυματοειδές.



Εικ. 5.3 Σκαρίφημα, κατά μήκος τομή Λεκάνης Ευνιάδος, στο οποίο φαίνονται το μητρικό πέτρωμα το μητρικό υλικό και οι θέσεις των εδαφοτομών.

5.1.2 Εδαφοτομές περιοχής Ξυνιάδος

5.1.2.1 Εδαφοτομή T₅

Θέση	: 1.8 Km περίπου Ν.Δ. του χωριού Μεταλλείου, στην τοποθεσία Τρασούλι, στην ευρύτερη περιοχή της αποξηρανθείσας λίμνης Ξυνιάδος.
Μητρικό υλικό	: Αλλουβιακές αποθέσεις, που προέρχονται από αποσάθρωση βασικών - υπερβασικών εκρηξιγενών πετρωμάτων.
Φυσιογραφία	: Επίπεδο αλλουβιακό πεδίο (εικ. 5.3).
Υδρομορφία	: Μετρίως καλά, αποστραγγιζόμενο έδαφος (C).
Κλίση	: < 1 %.
Διάβρωση	: Ουδεμία.
Υπόγειο νερό	: 2.5 m.
Βλάστηση	: Βιομηχανική ντομάτα.

Οριζ. Βάθος
(cm)

Ap1 0-15

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (10YR 3/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση κοκκώδης. Τα δομικά συστατικά είναι χαλαρά διασκορπισμένα στην επιφάνεια. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό με μεγάλη προσκολλητικότητα. Έχει πολύ καλό πορώδες, φέρει πολλές ρίζες και παρατηρείται έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Όριο προς υποκείμενο ορίζοντα ευκρινές, ομαλό.

C1 15 - 42

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (10YR 3/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Παρατηρούνται σφηνοειδή συσσωματώματα, που φέρουν μικρά Slickensides. Έντονη βιολογική δραστηριότητα. Πολλές ρίζες φυτών. Λίγες εξανθήσεις σιδήρου - μαγγανίου. Ισχυρά αντίδραση στο HCL. Όριο προς υποκείμενο ορίζοντα, βαθμιαίο ομαλό.

Cw2 42 - 100

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (10YR 3/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρά, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Υπερβολικά συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Διακρίνονται εξανθήσεις σιδήρου, μαγγανίου, ασβεστίου και πολλά Slickensides, μεγάλης επιφάνειας. Έχει λίγες ρίζες και παρατηρείται μικρή δραστηριότητα μικροοργανισμών. Ισχυρά αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές ομαλό.

C3 100 - 140

Χρώμα υγρό, σκοτεινό κιτρινόφαιο (10YR 4/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό με μεγάλη προσκολλητικότητα. Φέρει πολλά Slickensides μεγάλης επιφάνειας. Πολλές εξανθήσεις σιδήρου μαγγανίου και ασβεστίου. Ισχυρά αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, απότομο ομαλό.

C4 140 - 151

Χρώμα υγρό, πολύ σκοτεινό φαιό (10YR 3/1). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Παρατηρούνται λίγα Slickensides. Εξανθήσεις σιδήρου μαγγανίου και ασβεστίου. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές ομαλό.

C5 151 - 178

Χρώμα υγρό, σκοτεινό κιτρινόφαιο (10YR 4/4). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, γωνιώδης κυβική.

Εξανθήσεις σιδήρου μαγγανίου και ασβεστίου. Δεν έχουμε την παρουσία Slickensides. Ισχυρά αντίδραση στο HCL.

5.1.2.2 Εδαφοτομή T₆

Θέση	: 500 m περίπου N.A. της εδαφοτομής T ₅ .
Μητρικό υλικό	: Αλλουβιακές αποθέσεις, που προέρχονται από αποσάθρωση βασικών - υπερβασικών εκρηξιγενών πετρωμάτων.
Φυσιογραφία	: Επίπεδο αλλουβιακό πεδίο (εικ. 5.3).
Υδρομορφία	: Μετρίως καλά, αποστραγγιζόμενο έδαφος (C).
Κλίση	: < 1 %.
Διάβρωση	: Δεν παρατηρείται.
Υπόγειο νερό	: 2.5 m.
Βλάστηση	: Βιομηχανική ντομάτα.

Οριζ. Βάθος
(cm)

Ap 0-28

Χρώμα υγρό, σκοτεινό φαιό (7.5YR 3/3). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, κοκκώδης. Πολύ συνεκτικό, πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Έντονη βιολογική δραστηριότητα, έχει πολλές ρίζες και πολύ καλό πορώδες. Αντίδραση στο HCL, μέτρια. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, ευκρινές ομαλό.

C1 28 - 60

Χρώμα υγρό, σκοτεινό φαιό (7.5 YR 3/3). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση, απεστρογγυλεμένη κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Παρατηρούνται λίγες εξανθήσεις σιδήρου και μαγγανίου καθώς επίσης και λίγα Slickensides. Φέρει πολλές ρίζες και παρατηρείται έντονη δραστηριότητα μικροοργανισμών. Μέτρια αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, βαθμιαίο ομαλό.

Cw2 60 - 100

Χρώμα υγρό, φαιό (7.5YR 4/3). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρά, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Πολύ συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Λίγες ρίζες και μικρή βιολογική δραστηριότητα. Παρατηρούνται εξανθήσεις σιδήρου, μαγγανίου, ασβεστίου και πολλά Slickensides μεγάλης επιφάνειας. Ισχυρή αντίδραση στο HCL. Οριο προς υποκείμενο ορίζοντα, βαθμιαίο ομαλό.

C3 100 - 140

Χρώμα υγρό, φαιό (7.5YR 4/3). Κοκκομετρική σύσταση αργιλλώδης (C). Δομή ισχυρά, χονδρή, γωνιώδης κυβική. Υπερβολικά συνεκτικό, πολύ πλαστικό και έχει μεγάλη προσκολλητικότητα. Εξανθήσεις σιδήρου, μαγγανίου και ασβεστίου. Παρατηρούνται πολλά Slickensides. Ισχυρή αντίδραση στο HCL.

5.2 Μορφολογικά χαρακτηριστικά και παρατηρήσεις υπαίθρου

Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των εδαφών που εξετάζουμε φαίνονται περιληπτικά στους πίνακες 5.1 και 5.2 (Soil Survey Staff, 1951; Γιάσσογλου Ν. 1977). Οι εδαφοτομές T₁, T₃ και T₅ έχουν σκοτεινόχρωμους επιφανειακούς ορίζοντες (5YR 2.5/1 - 10YR 3/1) και δεν παρουσιάζουν αύξηση της καθαρότητας του χρώματος έως βάθους 1 m οι εδαφοτομές T₁, T₃ και έως βάθους 1.5 m η εδαφοτομή T₅. Οι εδαφοτομές T₄ και T₆ έχουν πιο ανοιχτόχρωμους σε σχέση με τις προηγούμενες εδαφοτομές επιφανειακούς ορίζοντες (5YR 3/2 - 7.5YR 3/3) και δεν παρουσιάζουν αύξηση της καθαρότητας χρώματος με το βάθος. Το χρώμα των οριζόντων έως βάθους 30 cm είναι το διαφοροποιό κριτήριο σε επίπεδο μεγάλης ομάδος για τα εδάφη της τάξεως των Vertisols (Soil Survey Staff, 1975). Η κοκκομετρική σύσταση σ'όλους τους

Πίνακας 5.1 Περιγραφή εδαφοτομών

Περιοχής Ορεστιάδος

Εδαφοτομή T₁

Οριζ.	Βάθος	Χρώμα	Εξανθ/εις	Slickensides	Μηχ.συσ/ση	Δομή	Συνεκτ/ης	Αντ.HCL	Ορ.οριζ
Ap1	0-18	5YR 2.5/1	---	----	C	2mgr	mfi,wp,ws	1	cs
Ap2	18-40	5YR 2.5/1	Ca,Fe-Mn	----	C	1mabk	mfi,wp,ws	2	ds
Cw1	40-95	5YR 2.5/1	Ca,Fe-Mn	Slickensides	C	3mabk	mvfi,wp,ws	2	cs
C2	95-120	10YR 5/2	Ca,Fe-Mn	Slickensides	C	1mabk	mvfi,wp,ws	3	ds
C3	>120	10YR 5/2	---	Slickensides	C	2mabk	mvfi,wp,ws	3	--

Εδαφοτομή T₃

Ap	0-28	5YR 2.5/1	--	----	C	2mgr	mfi,wp,ws	1	cs
AB	28-70	5YR 2.5/1	--	----	C	1cabk	mfi,wp,ws	1	ds
Bw1	70-109	5YR 2.5/1	Mn-Fe	Slickensides	C	3mabk	mvfi,wp,ws	2	ds
Bw2	109-147	5YR 3/3	Mn-Fe	Slickensides	C	3mabk	mvfi,wp,ws	3	aw
Bck	147-175	5YR 3/3	Ca,Fe-Mn	Slickensides	C	3mabk	mvfi,wp,ws	3	aw

Εδαφοτομή T₄

Ap	0-22	5YR 3/2	--	---	C	2mgr	mfi,wp,ws	1	as
AB	22-66	5YR 3/2	--	----	C	2cabk	mfi,wp,ws	2	ds
Bw	66-119	5YR 3/2	Ca,Mn-Fe	Slickensides	C	3mabk	mvfi,wp,ws	3	gs
Bck	119-140	5YR 3/3	Ca,Mn-Fe	Slickensides	C	2cabk	mfi,wp,ws	3	aw

Πίνακας 5.2

Περιγραφή εδαφοτομών, περιοχής Ξυνιάδος

Εδαφοτομή T₅

Οριζ. Ορ.οριζ.	Βάθος	Χρώμα	Εξανθήσεις	Slickensides	Κοκ.συσταση	Δομή	Συνεκτικότητας	Αντ.HCL	
Ap	0-15	10YR 3/1	--	---	C	2mgr	mvfi,wvp,ws	2	cs
C1	15-40	10YR 3/1	--	---	C	2mabk	mvfi,wvp,ws	3	gs
Cw2	40-100	10YR 3/1	Mn,Fe,Ca	Slickensides	C	3cabk	mvfi,wvp,ws	3	cs
C3	100-141	10YR 4/1	Mn,Fe,Ca	Slickensides	C	2cabk	mvfi,wvp,ws	3	as
C4	141-151	10YR 3/1	Mn,Fe,Ca	Slickensides	C	2mabk	mvfi,wvp,ws	3	cs
C5	151-178	10YR 4/4	Mn,Fe,Ca	Slickensides	C	2mabk	mvfi,wvp,ws	3	--

Εδαφοτομή T₆

Ap	0-28	7.5YR 3/3	--	---	C	2mgr	mfi,wvp,ws	2	cs
C1	28-60	7.5YR 3/3	Mn,Fe	Slickensides	C	2mabk	mvfi,wvp,ws	2	gs
Cw2	60-100	7.5YR 4/3	Mn,Fe,Ca	Slickensides	C	3cabk	mvfi,mvp,ws	3	gs
C3	100-140	7.5YR 4/3	Mn,Fe,Ca	Slickensides	C	3cabk	mvfi,wvp,ws	3	--

Οι συμβολισμοί έγιναν βάσει του Soil Survey Staff (1951) και του Ν. Γιάσογλου (1977).

οριζόντες των εξεταζομένων εδαφοτομών είναι αργιλλώδης και δεν διαφοροποιείται με το βάθος. Η ομοιομορφία εδαφικού χρώματος, η απουσία διαφοροποιημένων οριζόντων και η μικρή ή ανεπαρκής κοκκομετρική διαφοροποίηση των εδαφοτομών, αποτελούν παραδοσιακά χαρακτηριστικά των εδαφών της τάξεως των Vertisols, τα οποία είναι αποτέλεσμα κατά κύριο λόγο της φυσικής αναμίξεως (Pedoturbation) των εδαφικών υλικών (Del Villar, 1944; Oakes and Thorp, 1951; Dames, 1950; Simonson, 1954; Templin et al., 1956; Nelson et al., 1960; Kunze et al., 1963; Duda, 1965;).

Pedoturbation είναι η βιολογική ή η φυσική διαδικασία αναμίξεως του εδάφους και ως εκ τούτου ομογενοποίηση του solum σε διάφορο βαθμό. Διακρίνονται επτά είδη Pedoturbation: Faunal, Floral, Congellipedoturbation, Aeropedoturbation, Aquapedoturbation, Crystallipedoturbation, Seismopedoturbation, Argillipedoturbation (Buoil et al., 1973). Στην δική μας περίπτωση, η ανάμιξη των εδαφικών υλικών είναι αποτέλεσμα της παρουσίας υψηλών ποσοστών διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών τύπου 2:1 και των ιδιοτήτων που συνοδεύουν αυτά (Argillipedoturbation). Αποτέλεσμα της φυσικής αναμίξεως των υλικών είναι η καταστροφή των αργιλλικών επικαλύψεων (argillans) εάν υπάρχουν και γενικότερα η μη ιλλουβίωση της αργίλλου. Η διαδικασία του Pedoturbation, αναφέρεται και σαν Churning ή σαν μηχανισμός Self-swallowing. Οι Yaalon and Kalmar (1978) σε Vertisols της Γαλιλαίας υπολόγισαν ότι σε περίοδο μεγαλύτερη από 2 έτη ποσοστό 0.08 - 0.1 % του επιφανειακού εδάφους είχε ενσωματωθεί σε βαθύτερα στρώματα, που σημαίνει ότι χρειάζονται 700-1250 έτη για πλήρη αναστροφή του εδάφους. Επίσης οι El Abedine et al. (1971) υπολόγισαν ότι το 0.33% του επιφανειακού εδάφους, σε Vertisols του Σουδάν, είχε αναμιχθεί σε βαθύτερα στρώματα σε χρονική περίοδο 2 ετών. Επομένως, το Pedoturbation παίζει σημαντικό ρόλο στην μορφολογία, φυσικές και χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής των εδαφών.

Και στις δύο περιοχές η παρουσία ρωγμών αρκετού πλάτους σε βάθος έως 1.70 cm είναι εμφανής. Οι ρωγμές είναι αποτέλεσμα της παρουσίας υψηλού ποσοστού διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών και των μεταβολών της περιεχομένης τους υγρασίας, σχηματίζονται κατά την ξηρά περίοδο του έτους και παραμένουν ανοικτές για 60 τουλάχιστον ημέρες (xeric, καθεστώς εδαφικής υγρασίας).

Στην περιοχή Ξυνιάδος οι ρωγμές είχαν πλάτος 10-12 cm και εκτεινόταν δένδροειδώς και με μειούμενο πλάτος έως βάθους 150 cm περίπου. Στην περιοχή Ορεστιάδος οι ρωγμές είχαν μικρότερο πλάτος 4-8 cm περίπου και εκτεινόταν έως βάθους 170 cm. Η παρατήρηση του πλάτους των ρωγμών έγινε τον ίδιο μήνα και για τις δύο περιοχές (περίπου μέσα Ιουνίου). Η διαφορά μπορεί να αποδοθεί: στο διαφορετικό ποσοστό αργίλλου, ειδικότερα λεπτής αργίλλου, στο διαφορετικό ποσοστό διαστελλομένων αργιλικών ορυκτών, στο διαφορετικό ιόν που είναι κορεσμένη η άργιλλος, αλλά και στην διαφορετική κατάσταση υγρασίας. Σύμφωνα με τον Ahmad (1983), όσο περισσότερο λεπτόκοκκο είναι ένα έδαφος και όσο περισσότερο μοντμοριλλονίτη περιέχει, τόσο περισσότερο νερό μπορεί να συγκρατήσει και τόσο λιγότερες αλλά πλατύτερες και μεγαλύτερου βάθους είναι οι ρωγμές, που σχηματίζονται κατά την ξηρά περίοδο.

Η δομή στον επιφανειακό ορίζοντα όλων των εξεταζομένων εδαφοτομών και έως βάθους 2-6 cm είναι μέτρια κοκκώδης διαμέτρου 2-5 cm και τα δομικά συστατικά βρίσκονται διασκορπισμένα στην επιφάνεια. Η δομή αυτή είναι ισχυρή κατά την αρχή της ξηράς και υγρής περιόδου και οφείλεται σε συστολές-διαστολές, λόγω μεταβολής της υγρασίας, σε εδάφη που το ανταλλάξιμο ασβέστιο είναι μεγαλύτερο του 60 % της ΙΑΚ. Η παρουσία της δομής αυτής στον επιφανειακό ορίζοντα έχει σαν αποτέλεσμα την μείωση εξάτμισης, την παροχή καλύτερων συνθηκών ανάπτυξης του αρχικού ριζικού συστήματος και την δημιουργία καλύτερης κλίνης σπόρου, με ένα λόγο συμπεριφέρεται σαν mulch. Mulch, μπορεί να θεωρηθεί οποιοδήποτε υλικό που βρίσκεται στην επιφάνεια του εδάφους και προστατεύει το έδαφος και τα φυτά από: την δράση της σταγόνος της βροχής, τον σχηματισμό κρούστας, τον παγετό και την εξάτμιση (Soil Science Society of America, 1970). Τέτοια στρώση, σε εδάφη της τάξεως των Vertisols, αναφέρεται ότι παρατηρήθηκε από πολλούς ερευνητές, σε διάφορες περιοχές της γής (Templin et al., 1956; Kunze et al., 1963; Duchafour, 1977; Krantz et al., 1978; Blokhuys, 1982; Hubble et al., 1983; Ahmad, 1983, 1984; Hubble, 1984; Venkateswarlu, 1984). Ο όρος που μπορεί να αποδώσει καλύτερα την ονομασία της στρώσεως αυτής είναι "self-mulching" (Northcote, 1971). Υπάρχουν διάφορες υποθέσεις όσον αφορά τον μηχανισμό σχηματισμού της χαρακτηριστικής αυτής δομής και οι οποίες μπορεί να ταξινομηθούν σε τρεις ομάδες. Σύμφωνα με την

πρώτη ομάδα, ο σχηματισμός της self-mulching στρώσεως οφείλεται στις διαδικασίες διαστολής-συστολής των εδαφικών υλικών (Buringh, 1970; Coughlan, 1984). Η δεύτερη ομάδα υποστηρίζει ότι είναι αποτέλεσμα συνδυασμού δομής και κλιματικών συνθηκών. Οι Abdulla (1985), De Vos and Virgo (1969), αναφέρουν ότι εμφάνιση της στρώσεως αυτής έχουμε σε θερμές, ημίξηρες περιοχές με ετήσια βροχόπτωση 55 - 300 mm βροχής, ενώ οι Muchena and Gachene (1985) και Kanyanda (1985), αναφέρουν ότι έχουμε απουσία της δομής αυτής σε περιοχές με μεγάλη βροχόπτωση. Η τρίτη ομάδα υποστηρίζει ότι ο σχηματισμός της δομής αυτής σχετίζεται με το είδος και την ποσότητα των ανταλλαξιμών κατιόντων (Hubble, 1984). Σύμφωνα με τον Hubble (1984), στην Αυστραλία, η ανάπτυξη της self-mulching στρώσεως είναι πιο ισχυρή σε εδάφη που το ανταλλάξιμο ασβέστιο αντιπροσωπεύει το 60 - 80 % της I.A.K., λιγότερο ισχυρή σε εδάφη που κύριο ανταλλάξιμο κατιόν είναι το μαγνήσιο, ενώ όταν κύριο ανταλλάξιμο κατιόν είναι το νάτριο, ο σχηματισμός της στρώσεως αυτής είναι σχεδόν ανύπαρκτος. Η παλαιότερη ονομασία Grumosols της τάξεως των Vertisols οφείλετο στην παρουσία της δομής αυτής (Buol et al., 1973).

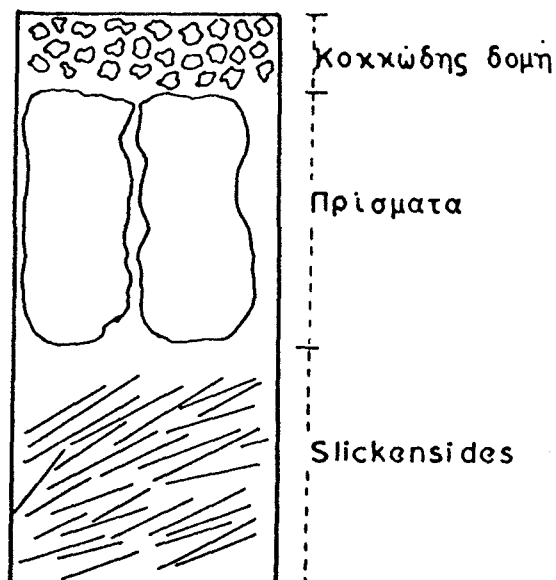
Κάτω από την στρώση με την πολύ καλή δομή παρατηρήθηκαν πρίσματα με διάμετρο 20-30 cm και ύψος 30-50 cm, τα οποία συνίστανται από μικρότερα συσσωματώματα με δομή γωνιώδη κυβική. Στην Ορεστιάδα ήταν μικρότερα τόσο σε ύψος όσο και σε πλάτος. Κάτω από τα πρίσματα και σε βάθος 170 cm περίπου, παρατηρήθηκαν σφηνοειδή συσσωματώματα με κλίση ως προς το οριζόντιο 20-30° που συνίστανται από επίσης μικροτέρου μεγέθους σφηνοειδή συσσωματώματα. Στην επιφάνεια των σφηνοειδών συσσωματωμάτων παρατηρούνται Slickensides (επιφάνειες ολισθήσεως). Slickensides είναι γυαλιστερές επιφάνειες που σχηματίζονται όταν μια μάζα εδάφους ολισθαίνει πάνω στην άλλη, μπορεί να φέρουν αυλακώσεις κατά την διεύθυνση ολισθήσεως και σχηματίζονται μόνον όταν η άργιλλος είναι πλαστική (Soil Survey Staff, 1975). Τέτοιες επιφάνειες είναι κοινές σε εδάφη που περιέχουν υψηλά ποσοστά διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών τύπου 2:1 και υπάρχουν εναλλαγές στην περιεχομένη υγρασία τους. Τα Slickensides εκτείνονται έως βάθους 150-170 cm με τον μεγάλο τους άξονα με κλίση ως προς το οριζόντιο, δίνοντας την εντύπωση ότι το ένα μπαίνει μέσα στο άλλο. Η ζώνη των Slickensides για μεν την περιοχή Ξυνιάδος έχει πάχος περίπου 140 cm ή και μεγαλύτερο, για δε την περιοχή Ορεστιάδος

κυμαίνεται μεταξύ 60 και 100 cm. Οι επιφάνειες των Slickensides, οι οποίες φθάνουν έως και 800 cm², δεν είναι επίπεδες αλλά παρουσιάζουν κάποια κυματοειδή εμφάνιση. Σχηματικά, οι μεταβολές της δομής με το βάθος μπορεί να αποδοθούν με την εικόνα 5.4. Η δομή είναι ένα από τα περισσότερο εμφανή μορφολογικά χαρακτηριστικά των εδαφών της τάξεως των Vertisols και η έκφρασή της εξαρτάται από την συμπεριφορά των αργιλλικών ορυκτών της ομάδος του σμεκτίτη και των εναλλαγών υγρασίας-ξηρασίας. Η δομή των σφηνοειδών συσσωματωμάτων, είτε αυτά φέρουν επιφάνειες ολισθήσεως είτε όχι, είναι το πιο κοινό μορφολογικό χαρακτηριστικό των Vertisols και η παρουσία της είναι απαραίτητη για την ταξινόμηση εδαφών στη τάξη αυτή. Τέτοιου είδους δομή πρωτοαναφέρθηκε από τον Kensington (1935), σε εδάφη του Σουδάν. Επίσης έχει παρατηρηθεί και από τους Krishna and Perumal (1948) στην Ινδία, Thorp (1960) στην Κένυα, Brewer and Butler (1953) στην Αυστραλία, Worral (1957) και Beinroth (1966) στο Σουδάν και Soil Survey Staff (1975) στο Τέξας των Η.Π.Α. Αν και η δομή των σφηνοειδών συσσωματωμάτων μπορεί να αποδοθεί με τον όρο γωνιώδης κυβική, διάφοροι ερευνητές προτείνουν ειδικούς όρους όπως: φακοειδής δομή -lenticular- (Krishna and Perumal, 1948), σφηνοειδής δομή -cuneate από το Λατινικό cuneus =σφήνα- (Brewer and Butler, 1953), διπλή σφήνα -Bicuneate- (De Vos and Virgo, 1969), δομή σφηνοειδούς σχήματος (Soil Survey Staff, 1975) κ.α.

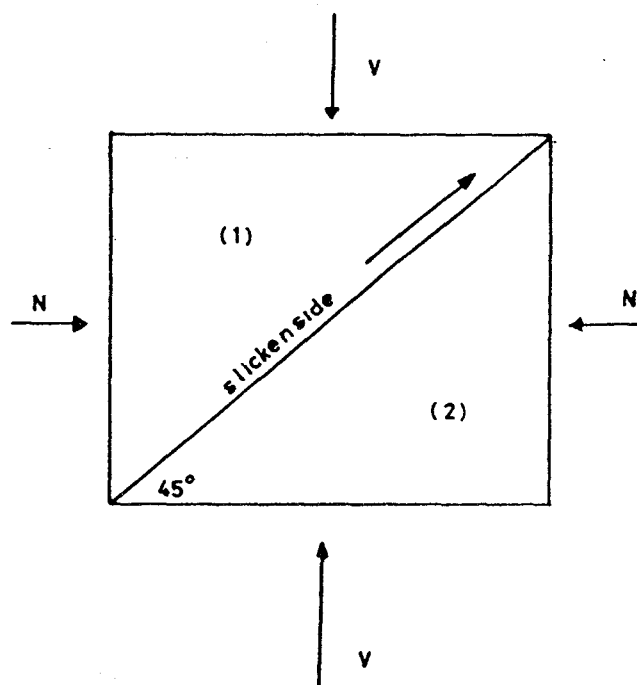
Το μέγεθος, το σχήμα και ο βαθμός ευκρίνειας της δομής των εξεταζομένων εδαφών είναι συνάρτηση της περιεχομένης υγρασίας τους. Ορισμένοι ερευνητές προτείνουν σαν καλύτερο χρόνο παρατήρησης της δομής των Vertisols, το χρονικό διάστημα μεταξύ μίας εβδομάδας και ενός μηνός μετά από βροχόπτωση (Wilding and Tessier, 1988), διότι εκείνη την περίοδο η υγρασία του εδάφους, έως βάθους 1 m, θα βρίσκεται μεταξύ ισοδυναμίου υγρασίας και σημείου μαράνσεως.

Οι Krishna and Perumal (1948), αναφέρουν ότι ο σχηματισμός της χαρακτηριστικής αυτής δομής, σε κεκλιμένα εδάφη της Ινδίας, είναι αποτέλεσμα της διηθήσεως και της πλευρικής κίνησης του νερού. Ο Thorp (1960), αναφέρει τους ίδιους παράγοντες για κεκλιμένα εδάφη των Δ.Ινδιών και της Κένυας. Λόγω όμως του ότι τα εδάφη της τάξεως των Vertisols αναπτύσσονται και σε σχεδόν επίπεδες επιφάνειες, άλλοι παράγοντες εκτός της διηθήσεως και της κλίσεως πρέπει να αναζητηθούν

για τη δημιουργία της δομής αυτής. Πρώτος ο Worall (1957), αναφέρεται στη σχέση μεταξύ της δομής με τα φαινόμενα συστολής-διαστολής των εδαφικών υλικών. Οι De Vos and Virgo (1969), McCormack and Wilding (1973), αναφέρουν ότι η δομή αυτή είναι αποτέλεσμα των μεταβολών του όγκου του εδάφους κατά τις τρεις διαστάσεις, που λαμβάνουν χώρα κατά τις εναλλαγές υγρασίας-ξηρασίας. Ειδικότερα, επιφάνειες ολίσθησης σχηματίζονται όταν οι πλευρικές πιέσεις διαστολής των εδαφικών υλικών, σ'ένα περιορισμένο σύστημα, είναι μεγαλύτερες από την αντοχή στη διάτμηση (shear strength) του εδάφους, σε κάποια συγκεκριμένη υγρασία (Howard, 1932; McCormack and Wilding, 1974; Yong and Warkentin, 1975; Yaalon and Kalmar, 1978; Knight, 1980; Ahmad, 1983; Wilding and Hallmark, 1984; Wilding, 1985). Η αντοχή στη διάτμηση του εδάφους είναι συνάρτηση της συνοχής του και της γωνίας εσωτερικής τριβής (ϕ), μπορεί να εκφρασθεί δε με τον νόμο του Coulomb, $S = C + \sigma \cdot \tan \phi$, όπου: S = η αντοχή στη διάτμηση, C = συνοχή, σ = η πραγματική πίεση μεταξύ των κόκκων του εδάφους που ενεργεί κάθετα στο επίπεδο θραύσεως. Επειδή η γωνία εσωτερικής τριβής γι'αργιλλικά εδάφη είναι πολύ μικρή (Smart, 1970), η αντοχή στη διάτμηση των εξεταζομένων εδαφών θα είναι συνάρτηση κυρίως της συνοχής τους ($S = C$). Η συνοχή του εδάφους εξαρτάται, από την περιεκτικότητα σε άργιλλο, την ορυκτολογική σύσταση της αργίλλου, το φαινόμενο ειδικό βάρος και την κατάσταση υγρασίας (McCormack and Wilding, 1979). Όταν οι πλευρικές πιέσεις διαστολής των εδαφικών υλικών είναι μεγαλύτερες από την αντοχή στη διάτμηση του εδάφους, έχουμε ολίσθηση του τμήματος (1) πάνω από το τμήμα (2) (εικ. 5.5). Θεωρητικά η ολίσθηση γίνεται υπό γωνία $45^\circ - \phi/2$, όπου ϕ η γωνία εσωτερικής τριβής. Στην πράξη όμως η γωνία ολίσθησης κυμαίνεται από $10-60^\circ$ (Smart, 1970; Knight, 1980). Σύμφωνα με εργαστηριακούς υπολογισμούς, οι πλευρικές πιέσεις διαστολής των Vertisols κυμαίνονται από 1 - 5 Kg/cm² (Komornik and Zeitlin, 1970; Gustavson, 1975) και είναι κατά 4 φορές μεγαλύτερες από τις κατακόρυφες πιέσεις διαστολής (Yong and Warkentin, 1975; Komornik and Zeitlin, 1970). Η αντοχή στη διάτμηση των εδαφών αυτών, σε επίπεδα υγρασίας που λαμβάνει χώρα ολίσθηση, είναι μικρότερη από 1 Kg/cm² (Wilding and Tessier, 1988). Η ολίσθηση έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό σφηνοειδούς δομής. Η εμφάνιση των Slickensides σταματά εκεί όπου η



Εικ. 5.4 Σκαρίφημα μεταβολής της δομής με το βάθος.



Εικ. 5.5 Διάγραμμα εδαφομηχανικού μοντέλλου σχηματισμού επιφανειών ολίσθησης. V = κατακόρυφες πιέσεις και N = οι οριζόντιες πιέσεις, που επινεργούν σ'ένα εδαφικό συσσωμάτωμα. Όταν οι οριζόντιες πιέσεις διαστολής είναι μεγαλύτερες από την αντοχή στη διάτμηση του συσσωματώματος, έχουμε ολίσθηση της εδαφικής μάζας (1) πάνω στην εδαφική μάζα (2), με διεύθυνση ανοδική και υπό γωνία 45° .

διαφορά μεταξύ πλευρικών και κατακορύφων πιέσεων διαστολής των εδαφικών υλικών είναι ασημαντή. Στα βαθύτερα στρώματα, στο σχηματισμό επιφανειών ολίσθησης, εκτός των πλευρικών και κατακορύφων πιέσεων διαστολής των εδαφικών υλικών, συμμετέχουν και πιέσεις που αναπτύσσονται από το βάρος του υπερκείμενου εδάφους. Επομένως θα διατίθεται μεγαλύτερη ενέργεια για την ολίσθηση, γεγονός που έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό μεγαλύτερων και πιο γυαλιστερών Slickensides. Το βάθος στο οποίο εμφανίζονται τα Slickensides εξαρτάται από το βάθος των ρωγμών και τις εποχιακές εναλλαγές υγρασίας-ξηρασίας.

Στις εξεταζόμενες περιοχές δεν διαπιστώθηκε μικροανάγλυφο gilgai που είναι κοινό μορφολογικό χαρακτηριστικό των Vertisols. Η απουσία του ίσως να οφείλεται στις συχνές αρόσεις που το καταστρέφουν ή στην παρουσία ανθρακικού ασβεστίου που επηρεάζει την συμπεριφορά του εδάφους σχετικά με την διαστολή του (λεπτομέρειες αναφέρονται σε πιο κάτω κεφάλαιο).

Η παρουσία εξανθήσεων μαγγανίου και σιδήρου σ'όλες τις εδαφοτομές, δηλώνει τις εναλλαγές των φαινομένων οξειδωσης και αναγωγής. Η παρουσία κατά θέσεις εξανθήσεων ασβεστίου στην περιοχή Ξυνιάδος θα είναι αποτέλεσμα της ανοδικής κίνησης του νερού. Αντίθετα η παρουσία συγκριμάτων ασβεστίου και καλσικού ορίζοντα, στις εδαφοτομές που βρίσκονται στον αλλουβιακό αναβαθμό, στην περιοχή Ορεστιάδος είναι αποτέλεσμα εκπλύσεως του ανθρακικού ασβεστίου. Η διαφορά αυτή δηλώνει τον διαφορετικό τρόπο γένεσης των εδαφών των δύο περιοχών. Τα συγκρίματα ανθρακικού ασβεστίου που παρατηρούνται στις εδαφοτομές, αποτελούν χαρακτηριστικό γνώρισμα των Vertisols που αναπτύσσονται από βασικά εκρηξιγενή πετρώματα και ανθρακικά υλικά (Ahmad, 1983) και η παρουσία τους ερμηνεύεται στο κεφάλαιο της Γένεσης.

5.3.1 Φυσικές ιδιότητες εξεταζομένων εδαφών

Τα αναλυτικά δεδομένα των φυσικών και χημικών ιδιοτήτων, των εδαφών που εξετάζουμε, φαίνονται στους πίνακες 5.3 και 5.4. Τα εργαστηριακά αποτελέσματα ενισχύουν τις παρατηρήσεις υπαίθρου. Στη συνέχεια γίνεται προσπάθεια να δοθεί μια λεπτομερέστερη εικόνα για κάθε φυσική και χημική ιδιότητα εδάφους ξεχωριστά.

5.3.1.1 Μηχανική ανάλυση

Τα αποτελέσματα της μηχανικής αναλύσεως, που αφορούν την κοκκομετρική σύσταση των οριζόντων, βρίσκονται σε πλήρη συμφωνία με τις παρατηρήσεις υπαίθρου (πιν. 5.3). Η επί τοις % περιεκτικότητα σε άργιλλο βρίσκεται σε αρκετά υψηλά επίπεδα και κυμαίνεται από 57 - 74 % στην περιοχή Ξυνιάδος, ενώ στην περιοχή Ορεστιάδος είναι μικρότερη και κυμαίνεται από 38 - 64 %. Τα ποσοστά του μέσου όρου λεπτής αργίλλου που συμμετέχουν στον μέσο όρο ολικής αργίλλου είναι μεγαλύτερα από 46 % και 54 % για τις περιοχές Ορεστιάδος και Ξυνιάδος αντίστοιχα (πιν. 5.5). Εχουν αναφερθεί από τον Kunze and Tempelin (1956) ποσοστά λεπτής αργίλλου που συμμετέχουν στην ολική άργιλλο μεγαλύτερα από 75 %. Η διαφορά της περιεκτικότητας σε άργιλλο που παρατηρείται μεταξύ των δύο περιοχών οφείλεται στη φύση του μητρικού υλικού και στους παράγοντες εδαφογένεσης. Στην περιοχή Ξυνιάδος, δεν παρατηρείται διαφοροποίηση ολικής και λεπτής αργίλλου με το βάθος τόσο στην ίδια εδαφοτομή όσο και μεταξύ των εδαφοτομών (πιν. 5.3). Στην περιοχή της Ορεστιάδος όμως, παρατηρείται μια μικρή αύξηση με το βάθος της λεπτής αργίλλου των εδαφοτομών T₃ και T₄, η οποία και παρουσιάζει κάποιο μέγιστο στην ζώνη των Slickensides (εικ. 5.7). Ο λόγος λεπτής αργίλλου /χονδρή άργιλλο (πιν. 5.3), δείχνει ότι ίσως να υπάρχει μια μετακίνηση αργίλλου στην περιοχή αυτή. Η παρατήρηση αυτή είναι η κύρια αιτία για την οποία πάρθηκαν δείγματα για λεπτές τομές. Όσον αφορά την επί τοις % περιεκτικότητα σε ιλύ (πιν. 5.3), στην περιοχή της Ορεστιάδος δεν υπάρχει διαφοροποίηση με το βάθος, τόσο στην ίδια εδαφοτομή όσο και μεταξύ των εδαφοτομών. Στην περιοχή της Ξυνιάδος υπάρχει διαφοροποίηση μόνο μεταξύ των

Πίνακας 5.3 Φυσικές ιδιότητες εδαφών

Περιοχή Ορεστιάδος

Εδαφοτομή T1

οριζ. βάθος	άμμος		λεπτή π.λεπτή ολική ιλύς		λεπτή χονδρή ολική		λ.άρχιλ. λ.άμμος	κλάση	φ.ε.β. COLE	pF=2.5	pF=4.2
	π.χονδρή	μέση	λεπτή	ολική	λεπτή	χονδρή					
	2000-1000	1000-500	500-250	250-100	100-50	50-2	<0.2	2-0.2			
	- cm -										
	- άρχιλλος -										
	χ.άρχιλ. π.λ.άμμ.										
									Mg/m ³	cm/cm	gr H ₂ O/100 gr εδαφ.

Ap1	0-18	0.2	0.5	1.4	3.6	4.5	10.2	30.0	22.9	36.9	59.8	0.62	0.80	C	1.87	0.2153	49.7	26.0
Ap2	18-40	0.0	0.4	1.0	3.0	3.8	8.2	34.1	26.1	31.6	57.7	0.82	0.78	C	1.92	0.2271	48.8	26.0
Cw1	40-95	0.2	0.4	0.8	2.9	3.7	8.0	30.4	28.2	33.4	61.6	0.84	0.78	C	1.94	0.2173	48.6	27.8
C2	95-120	0.3	0.5	0.7	2.5	3.4	7.4	29.4	29.6	33.6	63.2	0.88	0.74	C	1.93	0.2302	50.2	27.0
C3	>120	0.4	0.5	0.8	2.8	3.7	8.2	28.3	32.8	30.7	63.5	1.07	0.76	C	-	0.2344	-	-

Εδαφοτομή T3

Ap	0-28	0.7	2.0	3.4	3.2	4.2	13.5	39.4	18.6	28.5	47.1	0.65	0.76	C	1.86	0.1825	38.4	24.4
Ab	28-70	0.7	1.9	2.7	3.1	4.2	12.6	34.3	26.0	27.1	53.1	0.96	0.74	C	1.83	0.1988	42.4	23.2
Bw1	70-109	1.0	2.3	3.0	2.9	3.9	13.1	38.1	26.1	22.7	48.8	1.15	0.74	C	1.87	0.1963	39.5	21.1
Bw2	109-147	1.8	3.6	3.6	3.3	4.3	16.4	36.7	24.8	22.1	46.9	1.12	0.77	C	1.87	0.1875	35.7	23.2
Bck	147-175	2.4	6.6	10.7	7.7	5.2	32.5	29.7	21.2	16.6	37.8	1.28	1.50	CL	1.83	0.1665	-	-

Εδαφοτομή T4

Ap	0-22	2.8	6.8	5.9	4.3	4.0	23.8	34.6	23.0	18.6	41.6	1.24	1.1	C	1.88	0.1875	34.4	23.8
Ab	22-66	1.9	5.3	6.3	4.3	4.0	21.8	33.9	24.6	19.7	44.3	1.25	1.1	C	1.9	0.1947	36.7	22.8
Bw	66-119	2.1	4.9	6.2	4.5	4.1	21.8	32.1	22.1	24.0	46.1	0.92	1.1	C	1.88	0.1834	34.5	22.0
Bck	119-140	1.4	3.8	5.0	3.5	3.3	17.0	36.1	22.7	24.2	46.9	0.93	1.1	C	1.87	0.1901	34.5	24.9

Περιοχή Ευνιάδος

Εδαφοτομή T5

Ap	0-15	0.0	0.3	0.5	0.9	0.9	2.6	25.1	38.9	33.4	72.3	0.86	1.0	C	1.88	0.2103	54.6	29.3
C1	15-42	0.3	0.6	0.6	0.9	0.9	3.3	23.5	38.7	34.5	73.2	0.89	1.0	C	1.89	0.2302	51.8	28.5
Cw2	42-100	0.8	1.0	1.5	2.2	1.2	6.7	19.4	38.7	35.2	73.9	0.91	1.8	C	1.85	0.2405	50.8	26.6
C3	100-140	0.2	0.8	1.6	2.4	1.8	6.8	20.1	39.8	33.3	73.1	0.84	1.4	C	1.84	0.2451	51.5	25.6
C4	140-151	0.3	0.6	1.0	1.7	1.5	5.1	22.3	40.6	32.0	72.6	0.79	1.14	C	1.85	0.2651	55.9	28.3
C5	151-178	0.0	0.4	0.7	1.3	1.4	3.8	22	39.9	34.3	74.2	0.86	0.93	C	1.85	0.2544	59.3	27.9

Εδαφοτομή T6

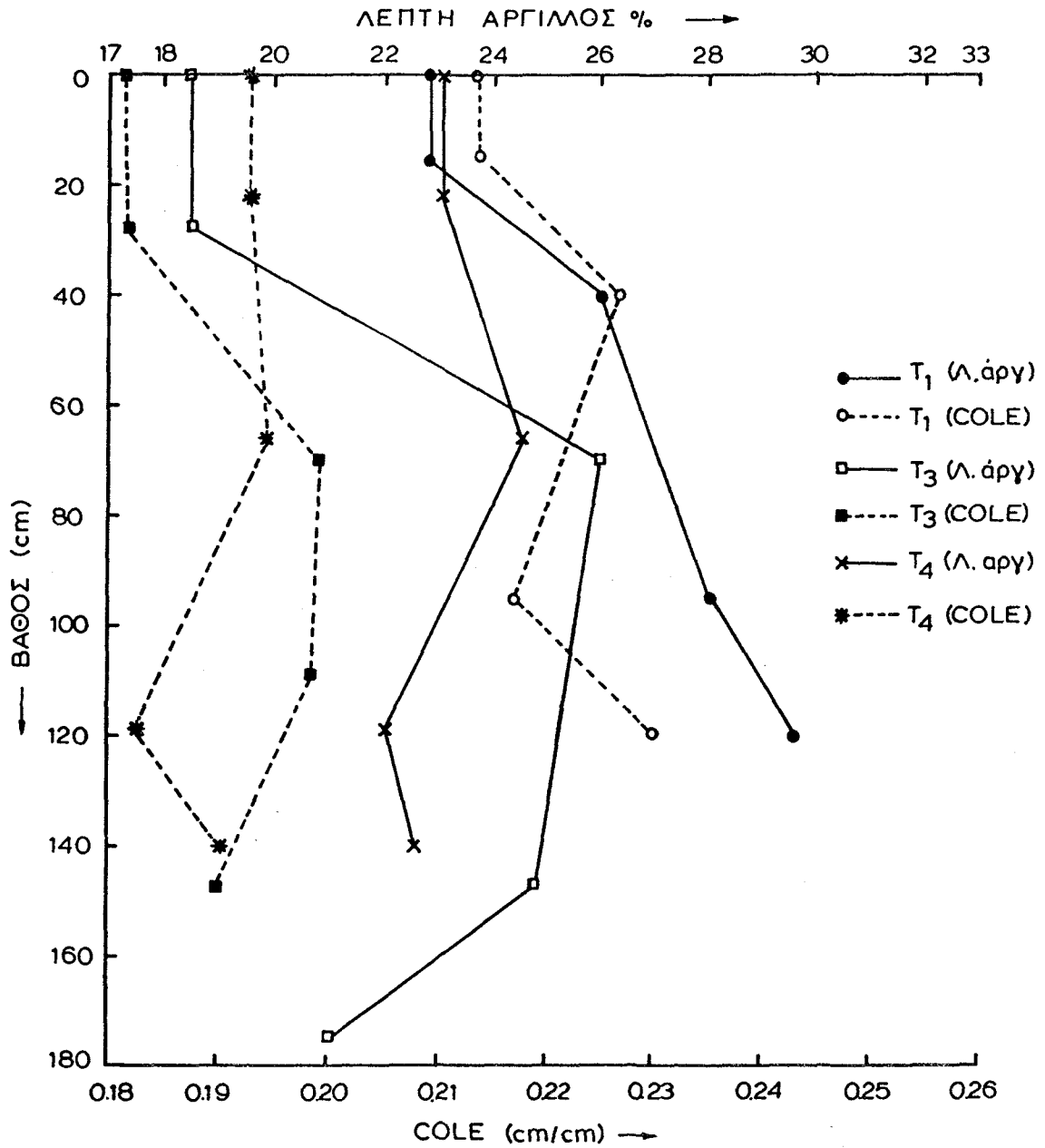
Ap	0-28	0.2	0.6	1.7	2.4	1.8	6.7	28.5	37.3	27.5	64.8	0.74	1.4	C	1.82	0.1902	50	22.9
C1	28-60	0.1	0.6	0.9	1.3	1.5	4.4	29.4	38.8	25.4	66.2	0.65	0.87	C	1.89	0.2257	54.1	29.8
Cw2	60-100	0.8	0.9	1.2	2.0	2.4	7.3	30.9	37.5	24.3	61.8	0.65	0.84	C	1.85	0.2214	46.1	24.8
C3	100-140	4.8	2.8	2.3	2.9	2.4	15.2	27.9	38.3	18.6	56.9	0.49	1.21	C	1.85	0.2272	46.5	24.8

Πίνακας 5.4 Χημικές ιδιότητες εδαφών
Περιοχή Ορεστιάδας

οριζ. βάθος cm	οργ. C %	ολ. άζωτ %	C/N	Εδαφοτομή T1				pH	ESP %	Ca/Mg	ειδ. επιφ. m ² /gr				
				ΙΑΚ εδαφ. απλιλ.	Ανταλλαξιμα κατιόντα K Ca Mg	B.K %	σοδ. CaCO ₃ %								
Ap1 0-16	1.01	0.14	7	50.0	83.6	0.9	1.0	31.5	9.4	85.6	7.5	0.3	1.8	3.0	213
Ap2 18-40	0.64	0.06	11	52.2	90.5	1.5	0.8	32.7	9.8	85.7	7.5	0.7	2.9	3.0	230
Cw1 40-95	0.37	0.13	3	52.7	85.6	4.2	0.6	48.0	10.6	100	7.9	3.6	7.8	4.5	254
C2 95-120	0.51	0.07	7	50.8	80.4	6.2	0.6	48.0	10.6	100	8.0	3.0	12.2	4.5	254
C3 >120	0.23	0.05	5	48.9	77.0	6.9	0.6	42.3	10.2	100	8.1	1.8	14.1	4.1	260
Εδαφοτομή T3															
Ap 0-28	1.1	0.32	3	41.8	88.7	1.1	0.7	31.8	7.8	99	7.2	0.2	2.5	4.0	131
Ab 28-70	1.1	0.11	10	40.2	75.7	0.5	0.6	34.3	7.4	100	7.4	0.2	1.3	4.6	138
Bw1 70-109	0.58	0.06	10	43.6	89.3	0.6	0.4	42	9.1	100	7.7	3.6	1.5	4.6	162
Bw2 109-147	0.21	0.05	4	38.8	82.7	0.7	0.4	44.7	9.4	100	7.9	10.3	1.9	4.7	109
Bck 147-175	0.06	0.02	3	30.9	81.7	0.8	0.2	43.8	9.4	100	7.8	8.3	2.5	4.6	130
Εδαφοτομή T4															
Ap 0-22	0.5	0.03	17	35.8	86.1	0.4	0.6	23.9	8.2	92.5	7.1	0.2	1.2	3.0	134
Ab 22-66	0.5	0.06	8	39.1	88.3	0.5	0.4	39.6	7.8	100	7.4	2.2	1.2	5.0	166
Bw 66-119	0.37	0.03	12	40.9	88.7	0.5	0.4	46.7	8.2	100	7.6	1.6	1.3	6.0	144
Bck 119-140	0.2	0.04	5	38	81	0.7	0.4	44.7	8.2	100	7.7	13.5	1.8	5.5	162
Περιοχή Ξυνιάδας															
Εδαφοτομή T5															
Ap 0-15	1.52	0.13	12	58.1	80.3	0.9	0.6	32.1	40.3	100	7.8	1.60	1.6	0.8	354
C1 15-42	1.13	0.12	9	57.1	78.0	1.2	0.6	31.4	41.1	100	7.9	7.80	2.1	0.8	354
Cw2 42-100	0.51	0.05	10	46.2	63.1	1.7	0.6	25.9	47.7	100	8.1	15.0	3.6	0.5	318
C3 100-141	0.35	0.07	5	44.6	61.0	2.0	0.6	29.4	42.8	100	8.0	19.2	4.5	0.7	339
C4 141-151	0.54	0.07	8	45.7	62.9	2.0	0.6	37.4	36.2	100	8.1	21.7	4.3	1.0	396
C5 151-175	0.70	0.09	8	44.6	60.1	2.1	0.7	34.9	36.2	100	8.1	15.4	4.7	0.9	342
Εδαφοτομή T6															
Ap 0-28	1.27	0.08	16	53.3	82.2	1.2	0.7	25.5	36.2	100	7.7	1.20	2.3	0.7	255
C1 28-60	1.03	0.07	15	54.9	82.9	0.8	0.6	17.5	39.5	100	7.9	0.10	1.4	0.4	217
Cw2 60-100	0.39	0.06	7	44.6	72.2	0.6	0.6	28.9	39.5	100	8.0	13.1	1.3	0.7	213
C3 100-140	0.31	0.05	6	42.4	74.5	0.5	0.5	29.9	35.4	100	8.1	12.1	1.1	0.8	261

Πίνακας 5.5 Ποσοστά συμμετοχής λεπτής και χ. αργίλλου στην ολική άργιλλο (%)

Εδαφ.	Μ.Ο. %			% συμμετοχής λ.αργ στην ολ. αργίλλο	% συμμετοχή χ.αργ. στην ολ. αργίλλο
	λ. άργιλ.	χ. άργιλ.	ολ.άργιλ.		
Περιοχή <u>Ορεστιάδος</u>					
T1	28.0	33.2	61.2	46	54
T3	23.3	23.4	46.7	50	50
T4	23.1	21.6	44.7	52	48
Περιοχή <u>Ξυνιάδος</u>					
T5	39.4	33.8	73.2	54	46
T6	38.0	23.7	62.4	62	38



Εικ. 5.7 Κατανόμη λεπτής αργίλλου και COLE με το βάθος (οι μεγαλύτερες τιμές του COLE, αντιστοιχούν περίπου στην περιοχή εμφάνισης των ισχυροτέρων Slickensides).

εδαφοτομών, που οφείλεται στην κοκκομετρική διαφοροποίηση των μηχανικών κλασμάτων (sorting). Φυσικά η διαφορά της εκατοστιαίας περιεκτικότητας σε ιλύ, που παρατηρείται μεταξύ των δύο εξεταζόμενων περιοχών, είναι αποτέλεσμα του διαφορετικού μητρικού υλικού τους.

Αξιοσημείωτο είναι ότι και για τις δυο περιοχές, εκτός της εδαφοτομής T₁, η περιεκτικότητα σε άργιλλο του επιφανειακού οριζοντα είναι μικρότερη από την περιεκτικότητα του αμέσως επόμενου οριζοντα κατά 1-5 %, παρατήρηση που έκανε και ο Kunze et al. (1963) στα Vertisols του Texas.

Η περιεκτικότητα σε άμμο είναι μικρή και τα περισσότερα μη αργιλλικά υλικά (non clay materials) είναι μεγέθους ιλύος (πιν.5.6), χαρακτηριστική ιδιότητα εδαφών Vertisols που αναπτύσσονται σε αλλουβιακές αποθέσεις (Ahmad, 1984).

Πίνακας 5.6 Ποσοστά ιλύος και άμμου των μη αργιλλικών υλικών

Εδαφοτομή T ₁				
οριζ. (άμμος+ιλύς)	ιλύς	άμμος	ιλύς/άμμος	
Ap1	40.2	74.6	25.4	2.9
Ap2	42.3	80.6	19.4	4.1
Cw1	38.4	79.0	21.0	3.8
C2	36.8	79.9	20.1	4.0
C3	36.5	78.2	21.8	3.6
Εδαφοτομή T ₃				
Ap	52.9	74.5	25.5	2.9
AB	46.9	73.1	26.9	2.7
Bw1	51.2	74.4	25.6	2.9
Bw2	53.1	68.8	31.2	2.2
Bck	62.2	47.7	52.3	0.9
Εδαφοτομή T ₄				
Ap	57.8	58.8	41.2	1.4
AB	55.7	60.9	39.1	1.6
Bw	53.9	58.6	41.4	1.4
Bck	53.1	68.0	32.0	2.1

Εδαφοτομή T₅

Ap	27.7	90.6	9.4	9.6
C1	26.8	87.7	12.3	7.1
Cw2	26.1	74.3	25.7	3.0
C3	26.9	74.7	25.3	2.9
C4	27.4	81.4	18.6	4.4
C5	25.8	85.3	14.7	5.8

Εδαφοτομή T₆

Ap	37.2	76.6	23.4	3.3
C1	33.8	87.0	13.0	6.7
Cw2	38.2	81.0	19.0	4.3
C3	43.1	64.7	35.3	1.8

Η σχετική ομοιομορφία των κλασμάτων της άμμου, ιλύος και αργίλλου με το βάθος, που παρατηρούμε και στις δυο περιοχές (πιν. 5.7), είναι αποτέλεσμα της αυτοαναμίξεως που οφείλεται στην παρουσία μεγάλων ποσοτήτων διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών τύπου 2:1 (Argillipedoturbation).

Πίνακας 5.7 Συντελεστής παραλλακτικότητας μηχανικών κλασμάτων

Περιοχή Ορεστιάδος

Μεταβλητή μεσ.όρος τυπ.απόκλιση συντ.παραλλ αρθμ.παρατ %.

άμμος	15.3	7.4	49.3	14
ιλύς	32.7	4.0	12.2	14
ολ. αργιλ.	51.9	9.2	14.9	14
λ. αργιλ.	24.9	3.6	14.6	14
χ. αργιλ.	26.4	6.25	23.6	14

Περιοχή Ξυνιάδος

ιλύς	24.9	4.06	16	10
ολ. αργιλ.	68.9	6.08	8.8	10
χ. αργιλ.	29.8	5.59	18.7	10
λ. αργιλ.	37.3	4.05	10.9	10

Κοκκομετρική ομοιομορφία των μη αργιλλικών υλικών δεν παρατηρείται με το βάθος σε πάρα πολλά Vertisols. Αναφέρεται, αύξηση των κλασμάτων της άμμου προς την επιφάνεια και ειδικότερα των Vertisols που αναπτύσσονται σε αλλουβιακές αποθέσεις οι οποίες προέρχονται από εκρηξιγενή πετρώματα (DudaI, 1965; Johnson et al., 1962; Yaalon and Kalmar, 1978). Κάτι αντίστοιχο δεν παρατηρείται στα δικά μας εδάφη.

5.3.1.2 Φαινόμενο Ειδικό Βάρος (Φ.Ε.Β)

Οι τιμές του Φ.Ε.Β, όπως άλλωστε αναμένεται, βρίσκονται σε αρκετά υψηλά επίπεδα και κυμαίνονται από 1.83 - 1.94 Mg/m³ εδάφους (πιν. 5.3). Γενικά οι τιμές του Φ.Ε.Β των εδαφών της τάξεως των Vertisols είναι υψηλές (Soil Survey Staff, 1975; DudaI, 1965), μάλιστα σε μερικές περιοχές της Ινδίας και του Τέξας αναφέρονται τιμές 2.1 - 2.5 Mg/m³ (Murthy et al., 1982). Μια μικρή αύξηση των τιμών του Φ.Ε.Β παρατηρείται στους οριζόντες που έχουμε τη μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε άργιλλο. Οι υποεπιφανειακοί οριζόντες για ένα επί πλέον λόγο, τον της συμπίεσεως από τους επιφανειακούς, έχουν μεγάλο Φ.Ε.Β. Το Φ.Ε.Β των Vertisols εξαρτάται από το μέγεθος των δειγμάτων που λαμβάνονται για τον προσδιορισμό του (DudaI, 1965; Stace et al., 1968), καθώς επίσης και από την υγρασία που περιέχουν τα δείγματα (Fox, 1964; Berndt and Goughan, 1977; Fadl and Ali, 1977). Οι μεγάλες τιμές του Φ.Ε.Β στα Vertisols συνδέονται με φαινόμενα συστολών - διαστολών, που είναι αρκετά έντονα στα εδάφη της τάξεως αυτής. Επειδή το Φ.Ε.Β επηρεάζει την υδατοπερατότητα, στράγγιση, διείσδυση των ριζών και κίνηση καλλιεργητικών μηχανημάτων κατά την κατεργασία εδαφών, πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπ' όψιν κατά την αξιοποίησή τους.

5.3.1.3 Ισοδύναμο υγρασίας, σημείο μαράνσεως

Οι τιμές ισοδυναμίου υγρασίας (gr H₂O/ 100gr εδάφ.) είναι αρκετά υψηλές (πιν. 5.3) και είναι ενδεικτικές εδαφών πλουσίων σε αμεκτιτική άργιλλο (Hillel, 1984). Από την διαφορά τιμών ισοδυναμίου υγρασίας και

σημείου μαράνσεως, φαίνεται ότι τα εδάφη είναι ικανά να αποθηκεύσουν σημαντικές ποσότητες νερού. Γενικά το σημείο μαράνσεως των Vertisols κυμαίνεται από 0.25 - 0.50 cm³/cm³ (Bridge and Muchow, 1982).

5.3.1.4 Συντελεστής γραμμικής διαστολής

(coefficient of linear extensibility, COLE)

Εκφράσεις της ικανότητας διαστολής του εδάφους είναι ο συντελεστής γραμμικής διαστολής (COLE) και η γραμμική διαστολή (linear extensibility, LE), που συνδέονται μεταξύ τους με την σχέση $COLE = LE/100$ (Soil Survey Staff, 1975; Grossman et al., 1968; Shaffer and Singer, 1976; Franzmeier et al., 1968).

Οι τιμές COLE των εδαφών που μελετήθηκαν κυμαίνονται από 0.1665 cm/cm έως 0.2651 cm/cm και είναι αρκετά υψηλές συγκρινόμενες με άλλων περιοχών από την υπάρχουσα διεθνή βιβλιογραφία (Smith et al., 1985; Anderson et al., 1973; Reeve et al., 1980; Green-kelly, 1974; McCormack et al., 1975; Franzmeier et al., 1968). Υψηλές τιμές COLE αναφέρει και ο Σαχάμπι (1982) σε εδάφη της περιοχής Δράμας που ταξινομεί σαν Vertisols. Σύμφωνα με τις πιο πάνω τιμές COLE αναμένεται σημαντική ένταση των φαινομένων διαστολής-συστολής στα εξεταζόμενα εδάφη, καθόσον σαν ελάχιστη τιμή COLE για σημαντική αναμενόμενη ένταση των φαινομένων αυτών καθορίζεται από το Soil Taxonomy ίση με 0.09 cm/cm (Soil Survey Staff, 1975). Επίσης σύμφωνα με τους Grossman et al. (1968) τιμές COLE μεγαλύτερες από 0.03 δηλώνουν την παρουσία σημαντικού ποσού μοντμοριλλονίτη. Πράγματι, τόσο οι μακροσκοπικές παρατηρήσεις (παρουσία ρωγμών μεγάλου πλάτους που εκτείνονται σε μεγάλο βάθος) όσο και οι εργαστηριακές αναλύσεις (ακτίνες X, κ.λ.π.), επιβεβαιώνουν τις παρατηρήσεις αυτές.

Λόγω διαφορετικού ποσοστού αργίλλου (ολικής, χονδρής, λεπτής), είδους αργιλλικών ορυκτών και ίσως διαφορετικής κατανομής των διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών στα κλάσματα λεπτής και χονδρής αργίλλου με το βάθος, κρίθηκε σκόπιμο, η στατιστική ανάλυση μεταξύ φυσικών και χημικών ιδιοτήτων των εδαφών που εξετάζουμε να γίνει ξεχωριστά για κάθε περιοχή. Η διαδικασία αυτή ενδέχεται να δώσει περισσότερες και καλύτερες πληροφορίες όσον αφορά το σχηματισμό

μοντέλων για την πρόβλεψη και αποφυγή προβλημάτων που δημιουργούνται π.χ. από την παρουσία μεγάλων ποσοτήτων αργίλλου η οποία περιέχει σημαντικά ποσά διαστελλομένων ορυκτών.

Στον πίνακα 5.8 φαίνονται οι συντελεστές συσχέτισης (r), μεταξύ COLE σαν εξηρημένης μεταβλητής και διαφόρων εδαφικών παραμέτρων σαν ανεξάρτητων μεταβλητών, της περιοχής Ορεστιάδος. Η στατιστικά σημαντική συσχέτιση COLE με ολική άργιλλο ($r= 0.955$), δηλώνει την σχέση μεταξύ δυναμικού διαστολής και ποσότητας αργίλλου (εικ. 5.8). Επίσης η σημαντική συσχέτιση μεταξύ COLE και λεπτής αργίλλου ($r= 0.815$), COLE και ΙΑΚ ($r= 0.907$), COLE και ειδικής επιφάνειας ($r= 0.737$), δηλώνει την σχέση μεταξύ ικανότητας διαστολής εδάφους και ορυκτολογικής συστάσεως αργίλλου (εικ. 5.8 και 5.8α).

Πολλοί ερευνητές ασχολήθηκαν με την διερεύνηση της σχέσεως COLE και άλλων εδαφικών ιδιοτήτων καθώς επίσης και με τον σχηματισμό μοντέλων που να προβλέπουν την τιμή COLE. Οι Anderson et al. (1973), Davidson and Page (1956), Franzmeier et al. (1968) και McCormack and Wilding (1975), Smith et al. (1985), Reeve et al. (1980), αναφέρουν ότι ο COLE σχετίζεται σημαντικά με τα ποσά λεπτής -χονδρής -ολικής αργίλλου, είδος αργιλλικών ορυκτών και είδος ανταλλαξιμων κατιόντων. Οι Shaffer and Singer (1976) σε εδάφη της Καλιφόρνιας των Η.Π.Α, αναφέρουν ότι ο COLE σχετίζεται σημαντικά με την ολική άργιλλο ($r= 0.932$) και λιγότερο σημαντικά με την λεπτή ($r= 0.654$) και την χονδρή ($r= 0.643$) άργιλλο. Τα ίδια περίπου βρήκαν οι McCormack and Wilding (1975) σε μελέτη εδαφών της περιοχής Ohio των ΗΠΑ καθώς επίσης και οι Reeve et al. (1980) σε εδάφη της Αγγλίας. Την σημαντική συσχέτιση του COLE με την ολική άργιλλο οι Shaffer and Singer την αποδίδουν κύρια σε δύο αιτίες, πρώτον στο ότι δεν έχουμε μεταβολή του λόγου διαστελλομένων αργίλλων/ολική άργιλλο και δεύτερο στο ότι τα ποσά λεπτής-χονδρής αργίλλου και η κατανομή των διαστελλομένων αργίλλων στο κλάσμα λεπτής ή χονδρής αργίλλου ποικίλει μεταξύ των δειγμάτων.

Η στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ COLE και ESP ($r= 0.722$), δηλώνει ότι τα φαινόμενα συστολής -διαστολής των εδαφών σχετίζονται με το είδος των ανταλλαξιμων κατιόντων και συμφωνεί με τις παρατηρήσεις Green-Kelly (1974), ότι τιμές $ESP < 5\%$ μπορεί να επηρεάσουν τη φυσική συμπεριφορά των εδαφών. Οι Anderson et al. (1973), αναφέρουν ότι υπάρχει σημαντική συσχέτιση μεταξύ COLE και λεπτής

Πίνακας 5.8 Απλοί συντελεστές συσχέτισης (r) μεταξύ COLE και επιλεγμένων εδαφικών ιδιοτήτων της περιοχής Ορεστιάδας

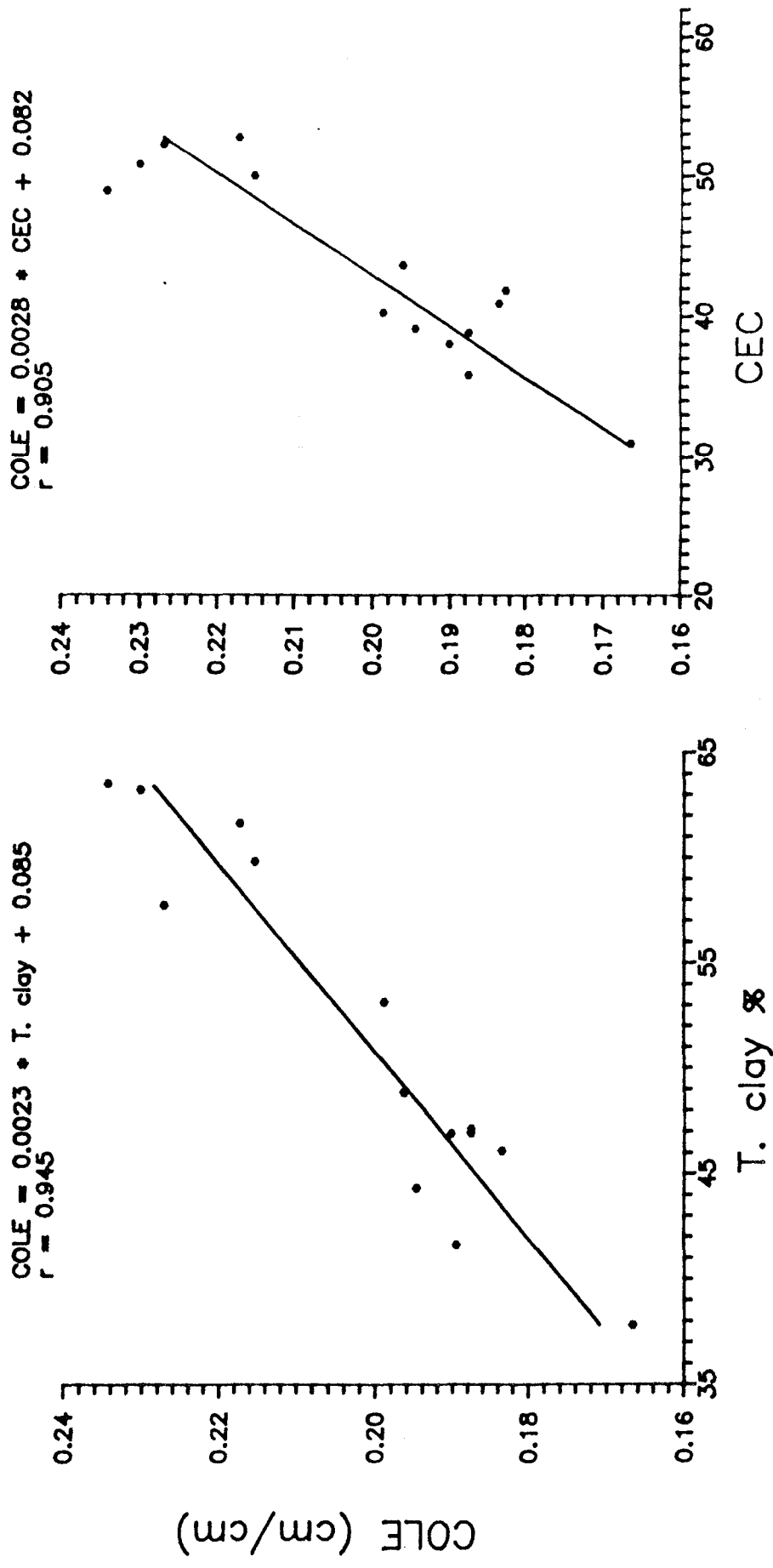
COLE	Λεπτή άργιλλος	Χονδρή ολική άργιλλος	ΙΑΚ	φ.Ε.Β	OM	CaCO ₃	ESP	ειδ. επιφ.	ισοδ. υγρασ.	αντ. Mg	σημείο μαρμόσεως
COLE	1	0.815**	0.945**	0.768*	0.131	-0.138	0.722*	0.920**	0.939**	0.719*	0.742*
λ. άργιλ.		1	0.706*	0.661	-0.23	0.066	0.653	0.745*	0.365	0.640	0.360
χ. άργιλ.			1	0.421	0.436	-0.246	0.516	0.765*	0.780*	0.511	0.780*
σ. άργιλ.				1	0.694	-0.178	0.653	0.887**	0.775*	0.654	0.775*
ΙΑΚ					1	0.267	-0.092	0.872**	0.723*	0.643	0.732*
φ.Ε.Β.						1	0.154	0.835**	0.512	0.663	0.512
OM							1	0.393	0.351	-0.39	0.351
CaCO ₃								1	-0.354	0.092	0.354
ESP									1	0.725*	0.641
ειδ. επιφ.										1	0.793*
ισοδ. υγρ. ανтал. Mg											1
σημ. μαρμόσεως											

** , * Συσχέτιση στατιστικά σημαντική σε επίπεδα α=0.01 και 0.05 αντίστοιχα.

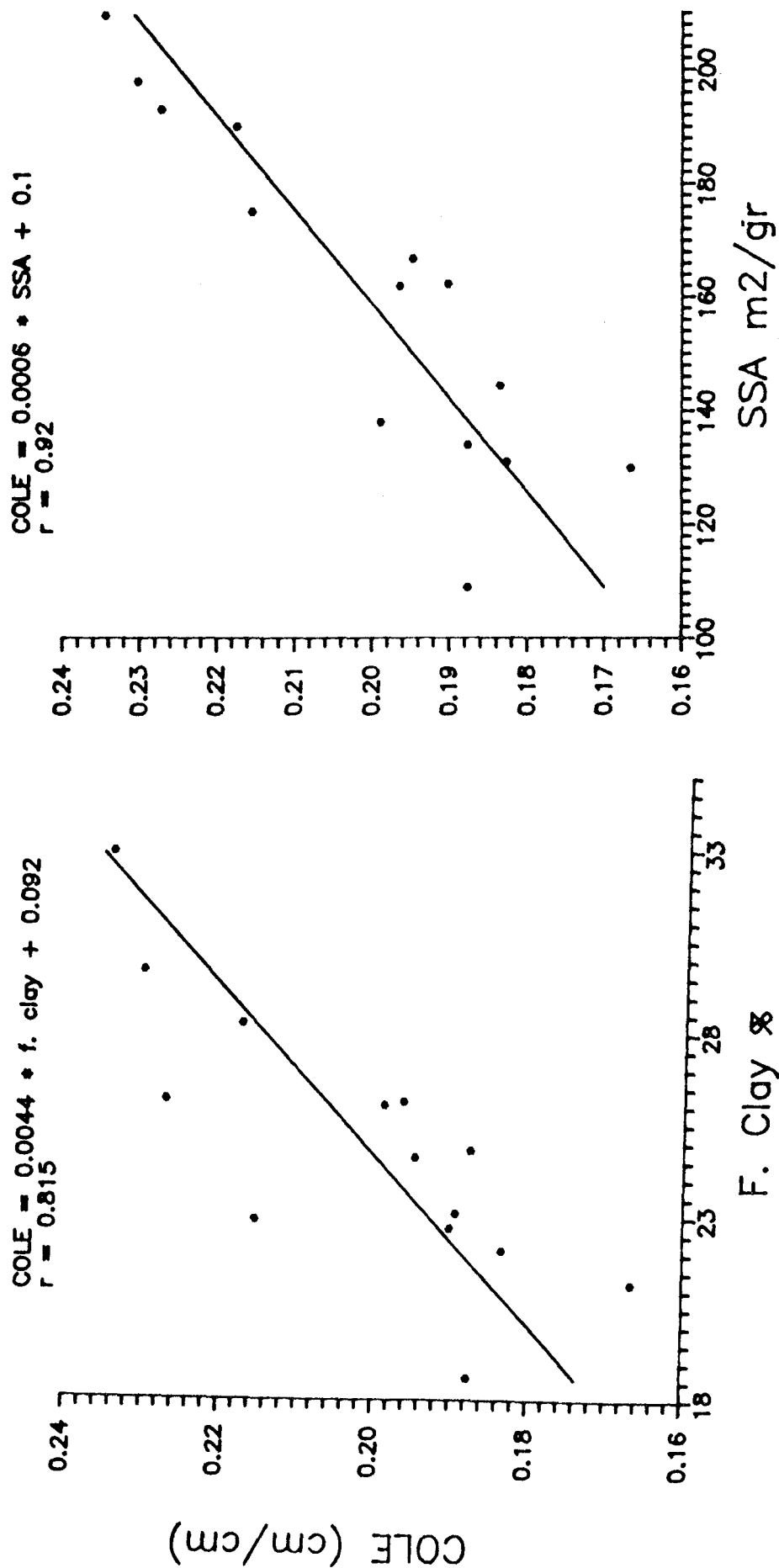
Πίνακας 5.10 Απλοί συντελεστές συσχέτισης (r), μεταξύ COLE και επιλεγμένων εδαφικών ιδιοτήτων της περιοχής Ξυνιάδας

COLE	ολική άργιλλος	χονδρή άργιλλος	λεπτή άργιλλος	ΙΑΚ	ειδ. επιφ.	ESP
COLE	1	0.488	0.380	0.861**	-0.55	0.570
ολ. άργιλ.		1	0.982**	0.661	0.228	0.788*
χ. άργιλ.			1	0.536	0.250	0.770*
λ. άργιλ.				1	0.221	0.765*
ΙΑΚ					1	0.045
ειδ. επιφ.						1
ESP						

** , * Συσχέτιση στατιστικά σημαντική σε επίπεδα α=0.01 και 0.05 αντίστοιχα.



ΕΙΚ. 5.8 Σχέση ολικής αργίλλου, και ΙΑΚ με COLE, των εδαφικών δειγμάτων της περιοχής Ορεστιάδος (T. clay = Ολική αργίλλος, CEC = ΙΑΚ)



Εικ. 5.8α Σχέση λεπτής αργίλλου, και ειδικής επιφάνειας με COLE, των εδαφικών δειγμάτων της περιοχής Ορεστιάδος (F clay = Λεπτή αργίλλος, SSA = ειδικ. επιφάνεια)

Πίνακας 5.9 Τιμές ειδικής επιφάνειας εξεταζομένων
εδαφών
πριν και μετά την απομάκρυνση του CaCO₃

Ειδική επιφάνεια		
	Πριν την απομ. του CaCO ₃ m ² /gr	Μετά την απομ. του CaCO ₃ m ² /gr
Εδαφοτομή T ₁		
Ορίζ.		
Ap1	175	213
Ap2	193	230
Cw1	190	254
C2	198	254
C3	210	260
Εδαφοτομή T ₃		
Ap	115	131
AB	113	138
Bw1	135	162
Bw2	109	109
Bck	125	130
Εδαφοτομή T ₄		
Ap	124	134
AB	166	166
Bw	134	144
Bck	142	162
Εδαφοτομή T ₅		
Ap	182	354
C1	155	355
Cw2	137	318
C3	189	340
C4	168	396
C5	167	342
Εδαφοτομή T ₆		
Ap	199	255
C1	155	217
Cw2	168	213
C3	205	261

αργίλλου ($r= 0.945$) και COLE με λεπτή άργιλλο + ESP (ESP= ανταλ.Να*100/ΙΑΚ) ($r= 0.946$). Είναι δύσκολο να συσχετίσουμε συμπεριφορά εδαφών όταν $ESP < 15\%$ (USDA, 1975). Μικρές τιμές ανταλλαξιμού νατρίου (5 - 10%), έχουν εμφανή επίδραση στις ρεολογικές ιδιότητες των εδαφών, παρουσία ακόμη και μεγάλων ποσοτήτων ασβεστίου (Puentes et al., 1988). Αργίλλοι κορεσμένοι με νάτριο έχουν μεγαλύτερη αντοχή στην διάτμηση (shear strength) και tensile strength από ότι άργιλλοι κορεσμένοι με ασβέστιο (Dowdy and Larson, 1971; Baver et al., 1972; Yong and Warkentin, 1975). Μεγάλες τιμές ανταλλαξιμού νατρίου στο έδαφος, έχουν σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό: α) μικρού αριθμού αλλά πλατιών ρωγμών β) μεγάλων συσσωματωμάτων και γ) εμφανών και μεγάλων Slickensides. Αντίθετα μεγάλες τιμές ανταλλαξιμού ασβεστίου έχουν σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό πολλών αλλά μικρού πλάτους ρωγμών, μικρών συσσωματωμάτων και μικρών και όχι έντονων Slickensides (Kaloga, 1966). Η επίδραση όμως του ανταλλαξιμού νατρίου στα φαινόμενα συστολής-διαστολής των εδαφών εξαρτάται και από την συγκέντρωση ηλεκτολύτη στο εδαφικό διάλυμα (Mukhtar et al., 1974; Wilding and Tessier, 1988). Οι Wilding and Tessier (1988), αναφέρουν ότι σε εδαφικά συστήματα χαμηλής συγκεντρώσεως ηλεκτρολύτου, είναι δυνατόν να έχουμε διασπορά αργίλλου σε χαμηλές τιμές ESP (5-8% ή και μικρότερο).

Η θετική συσχέτιση ανταλλαξιμού μαγνησίου με COLE ($r= 0.7189$) είναι ένδειξη, ότι το μαγνήσιο παίζει ρόλο στις ρεολογικές ιδιότητες των εδαφών και πιθανόν να οφείλεται στο ότι η ενέργεια ενυδατώσεως των ιόντων του μαγνησίου είναι κατά 20 % μεγαλύτερη από την του ασβεστίου (Bakker et al., 1973).

Η αρνητική συσχέτιση COLE με $CaCO_3$ και ειδικής επιφάνειας με $CaCO_3$, δηλώνει ότι η παρουσία $CaCO_3$ στο αργιλλικό κλάσμα μειώνει την αποτελεσματικότητα της αργίλλου ως προς το μέγεθος των συστολών διαστολών, διότι επανεργεί σαν αδρανές μέσο αραιώσεως. Το $CaCO_3$ μπορεί να επηρεάζει απ'ευθείας την συμπεριφορά διαστολής των εδαφών κατά δυο τρόπους: 1) ενεργεί σαν υλικό τσιμεντοποίησης μεταξύ των αργιλλικών τεμαχιδίων, εμποδίζοντας έτσι την διαστολή τους και 2) λόγω της σχετικής διαλυτοτητάς του σε $pH > 7$ λειτουργεί σαν πηγή ιόντων ασβεστίου με αποτέλεσμα την συμπίεση της διπλής στιβάδας (Rimmer and Greenland, 1976). Ο σχηματισμός διάχυτης διπλής στιβάδας είναι από

τις κυριότερες αιτίες διαστολής των εδαφών (Quirk, 1968). Απομάκρυνση του CaCO_3 είχε σαν αποτέλεσμα σημαντική αύξηση των τιμών ειδικής επιφάνειας και στις δύο περιοχές (πιν. 5.9), περισσότερο όμως στις εδαφοτομές της Ξυνιάδος αλλά και στην εδαφοτομή T1 της Ορεστιάδος. Επίσης η απομάκρυνση του CaCO_3 έχει και σημαντικές μεταβολές στις τιμές των συντελεστών συσχέτισεως π.χ. του COLE και ειδικής επιφάνειας του εδάφους. Η αύξηση των τιμών της ειδικής επιφάνειας, πέρα από την απουσία του CaCO_3 , είναι αποτέλεσμα και απομακρύνσεως οξειδίων-υδροξειδίων (κυρίως) του αργιλίου και οξειδίων - υδροξειδίων του σιδήρου (δευτερευόντως) (El-Swaify and Emerson, 1975), καθόσον και τα sesquioxides έχουν την ίδια επίδραση με το CaCO_3 στην συμπεριφορά διαστολής των εδαφών (Desphande et al., 1964; Rimmer and Greenland, 1976; Wilding and Tessier, 1988).

Η στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ COLE και ειδικής επιφάνειας (εικ. 5.8), μετά την απομάκρυνση του CaCO_3 , είναι ένδειξη, ότι τα φαινόμενα διαστολής-συστολής των εδαφών είναι συνάρτηση της οργάνωσης των συστατικών του εδάφους (soil fabric).

Σημαντική συσχέτιση του φαινομένου ειδικού βάρους με COLE ($r=0.7675$), είναι ένδειξη ότι το $\Phi.E.B$ σχετίζεται με φαινόμενα συστολής-διαστολής των εδαφών, καθόσον η τιμή του είναι συνάρτηση της ποσότητας και είδους της αργίλλου.

Δεν υπάρχει συσχέτιση μεταξύ οργανικής ουσίας και COLE, παρατήρηση που έκαναν οι Davidson and Page (1956).

Οι μικρότερες τιμές των συντελεστών συσχέτισεως ή και η απουσία συσχέτισεως, μεταξύ COLE και διαφόρων εδαφικών παραμέτρων, στην περιοχή Ξυνιάδος (πιν. 5.10), σε σχέση με την περιοχή Ορεστιάδος, αποτελούν ένδειξη πιθανής διαφορετικής ορυκτολογικής συστάσεως και κατανομής των διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών στα κλάσματα χονδρής και λεπτής αργίλλου με το βάθος των δύο περιοχών. Η παρουσία υψηλότερων ποσών ισοδυνάμου CaCO_3 , στην περιοχή Ξυνιάδος, μπορεί να συμβάλλει κυρίως στην απουσία συσχέτισεων.

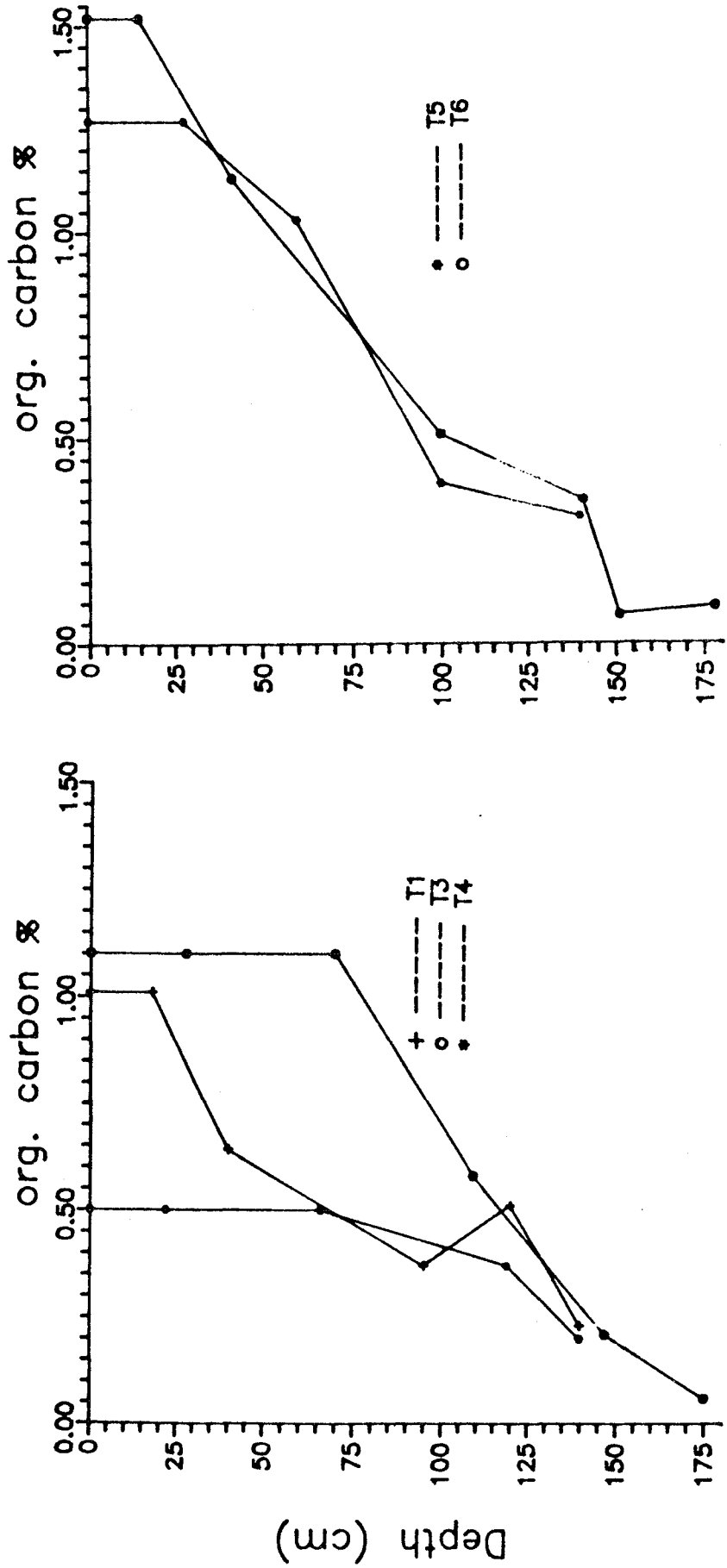
5.3.2 Χημικές ιδιότητες εξεταζομένων εδαφών

5.3.2.1 pH.

Οι τιμές pH των διαφόρων οριζόντων των δύο περιοχών, παρουσιάζουν ελαφρώς αλκαλική έως αλκαλική αντίδραση (πιν. 5.4) και κυμαίνονται από 7.1 έως 8.1. Μια μικρή αύξηση των τιμών pH παρατηρείται με το βάθος. Γενικότερα τα Vertisols χαρακτηρίζονται συχνότερα σαν ασθενή έως ισχυρώς αλκαλικά εδάφη, λιγότερο συχνά σαν ουδέτερα και σπάνια σαν όξινα εδάφη (Zonne, 1986). Οι αλκαλικές τιμές pH των εξεταζόμενων εδαφοτομών είναι αποτέλεσμα της μικρής υδατοπερατότητας αυτών, της φυσιογραφικής τους θέσεως καθώς επίσης και της έλλειψης επαρκούς βροχοπτώσεως για έκπλυση των βασικών κατιόντων, δηλαδή συνθήκες που ευνοούν τον σχηματισμό και την σταθερότητα των διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών τύπου 2:1.

5.3.2.2 Οργανικός άνθρακας και ολικό άζωτο

Οι τιμές του οργανικού άνθρακα, είναι πολύ μικρές και κυμαίνονται από 0.06 έως 1.1 % (πιν. 5.4) είναι σχετικά μεγαλύτερες στους επιφανειακούς οριζόντες. Η κατανομή του οργανικού άνθρακα με το βάθος φαίνεται στην εικόνα 5.9. Οι υψηλότερες τιμές στους οριζόντες C3 και C4 της εδαφοτομής T₅, θα οφείλονται στην πτώση επιφανειακών υλικών κατά την ξηρά περίοδο του έτους δηλαδή όταν οι ρωγμές είναι ανοικτές. Η χαμηλή περιεκτικότητα σε οργανική ουσία (όχι μεγαλύτερη από 4%) αποτελεί χαρακτηριστική ιδιότητα των Vertisols (Kunze et al., 1963; Nelson et al., 1960; Del Villar, 1944; Simonson, 1954; Oakes and Thorp, 1951). Ειδικότερα: η οργανική ουσία των περισσότερων Vertisols της Αφρικής κυμαίνεται από 0.5 - 2 % (Duda, 1965), του Τέξας από 2-4 % (Yule and Ritsie, 1980), ορισμένων Vertisols της Αυστραλίας από 0.6 - 6 %, ενώ αδιατάρακτα εδάφη της ευκράτου ζώνης της Λατινικής Αμερικής περιέχουν οργανική ουσία περισσότερη από 8 % (Puentes et al., 1988).



ΕΙΚ. 5.9 Κατανομή Οργανικού άνθρακα με το βάθος (Organic carbon = οργανικός άνθρακας, depth = βάθος)

Οι τιμές του ολικού αζώτου (πιν. 5.4) κυμαίνονται από 0.03 - 0.14%, είναι μεγαλύτερες στους επιφανειακούς ορίζοντες και συμφωνούν με τις τιμές ολικού αζώτου δεδομένων διεθνούς βιβλιογραφίας (Zopp, 1986; Jewitt et al., 1959). Η σχέση C/N συνδέεται με την γονιμότητα του εδάφους και αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα των διαφόρων τάξεων εδαφών καθώς επίσης και της βιολογικής δραστηριότητας τους (Parson and Tinsley, 1975). Οι τιμές του λόγου C/N, κυμαίνονται από 6 - 17, το μεγαλύτερο ποσοστό είναι μικρότερο της τιμής 10 και βρίσκεται στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες. Η μη ομοιόμορφη μεταβολή με το βάθος του λόγου C/N αποτελεί ένδειξη διαφορετικής βιολογικής δραστηριότητας, παρουσίας ριζικού συστήματος στους διάφορους ορίζοντες και δευστευμένου NH_4^+ .

5.3.2.3 Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων (ΙΑΚ)

Οι τιμές της ικανότητας ανταλλαγής κατιόντων, κυμαίνονται από 31-52 $\text{cmol}_c(+)\text{Kg}^{-1}$ και από 42-58 $\text{cmol}_c(+)\text{Kg}^{-1}$ στην περιοχή Ορεστιάδος και Ξυνιάδος αντίστοιχα (πιν. 5.4). Αυξημένες τιμές ΙΑΚ παρατηρούνται στους επιφανειακούς ορίζοντες, λόγω μεγαλύτερης περιεκτικότητας σε οργανική ουσία και μικρότερης περιεκτικότητας σε CaCO_3 , των οριζόντων αυτών σε σχέση με τους υποεπιφανειακούς. Κατά κανόνα η ΙΑΚ ενός εδάφους είναι τόσο μεγαλύτερη όσο η περιεκτικότητα σε οργανική ουσία και άργιλλο είναι μεγαλύτερη (Wright and Foss, 1972). Σ'ορισμένες όμως περιπτώσεις οι αναλογίες των αργιλλικών ορυκτών μπορεί να ανατρέψουν τον πιο πάνω κανόνα (Γιάσογλου, 1977). Για να έχουμε μια συγκρίσιμη τιμή ΙΑΚ μεταξύ οριζόντων με διαφορετικό ποσοστό άργιλλου, υπολογίσθηκε η ΙΑΚ ανά Kg άργιλλου (πιν. 5.4). Σύμφωνα με τους Schwertmann (1962), Kantor and Schwertmann (1974), Schaffer-Schachtschabel (1976), εδάφη των οποίων κύριο αργιλλικό ορυκτό είναι ο σμεκτίτης, η ΙΑΚ αυτών κυμαίνεται από 60 - 80 $\text{cmol}_c(+)\text{Kg}^{-1}$ άργιλλου. Οι τιμές της ΙΑΚ των δικών μας εδαφών είναι μεγαλύτερες από 60 $\text{cmol}_c(+)\text{Kg}^{-1}$ άργιλλου, οπότε μπορούμε να πούμε ότι το επικρατέστερο αργιλλικό ορυκτό είναι ο σμεκτίτης, γεγονός που επιβεβαιώνεται από την ορυκτολογική ανάλυση της άργιλλου. Οι τιμές του λόγου ΙΑΚ / ολ.άργιλλο (πιν. 5.11), είναι ενδεικτικές

κολλοειδούς συστήματος στο οποίο κυριαρχούν ορυκτά της ομάδας του σμεκτιτη (Calhoun et al, 1988). Οι τιμές αυτές παρουσιάζουν ομοιομορφία με το βάθος. Η ελαφρά αύξηση που παρατηρείται στους επιφανειακούς οριζόντες θα είναι αποτέλεσμα της μεγαλύτερης περιεκτικότητας των οριζόντων αυτών σε οργανική ουσία.

Πίνακας 5.11 ΙΑΚ/ ολ. άργιλλο

Εδαφοτομή T ₁		Εδαφοτομή T ₃		Εδαφοτομή T ₄	
οριζ		οριζ		οριζ	
Ap1	0.84	Ap	0.89	Ap	0.86
Ap2	0.90	AB	0.79	AB	0.88
Cw1	0.86	Bw1	0.89	Bw	0.89
C2	0.80	Bw2	0.83	Bck	0.81
C3	0.77	BC	0.82		

Εδαφοτομή T ₅		Εδαφοτομή T ₆	
οριζ		οριζ	
Ap	0.80	Ap	0.82
C1	0.78	C1	0.83
Cw2	0.63	Cw2	0.72
C3	0.61	C3	0.74
C4	0.63		
C5	0.60		

5.3.2.4 Ανταλλάξιμα κατιόντα

Από τα ανταλλάξιμα κατιόντα (πιν. 5.4), στην περιοχή Ορεστιάδος σε μεγαλύτερη αναλογία βρίσκεται το ασβέστιο ($30-49 \text{ cmol}_{(+)}\text{kg}^{-1}$) και ακολουθεί το μαγνήσιο ($7-10 \text{ cmol}_{(+)}\text{kg}^{-1}$). Αντίθετα στην περιοχή Ξυνιάδος, κύριο ανταλλάξιμο κατιόν είναι το μαγνήσιο ($35-48 \text{ cmol}_{(+)}\text{kg}^{-1}$) και ακολουθεί το ασβέστιο ($25-38 \text{ cmol}_{(+)}\text{kg}^{-1}$). Το ασβέστιο και το μαγνήσιο είναι τα κυριότερα ανταλλάξιμα κατιόντα με σχέση 3:1 και 1:1 σχεδόν στα εδάφη της τάξεως των Vertisols σε παγκόσμιο κλίμακα (Blokhuys, 1982). Στην δική μας περίπτωση δεν μπορούμε να αναφερθούμε στην τιμή του κλάσματος Ca/Mg διότι η μέθοδος

του οξεικού αμμωνίου ($\text{CH}_3\text{COONH}_4$) που χρησιμοποιήσαμε για τα ανταλλάξιμα κατιόντα, εκχυλίζει και ασβέστιο του ανθρακικού ασβεστίου. Εδάφη που αναπτύσσονται από αποσάθρωση υπερβασικών πετρωμάτων, σαν κύριο ανταλλάξιμο κατιόν έχουν το μαγνήσιο (Ahmad, 1984). Το ίδιο παρατηρείται στην περιοχή της Ξυνιάδος όπου το μητρικό υλικό των εδαφών της είναι αλλουβιακές αποθέσεις, που προέρχονται από αποσάθρωση βασικών-υπερβασικών πετρωμάτων. Οι τιμές του ανταλλαξιμού μαγνησίου που συμμετέχουν στην ΙΑΚ εδάφους στην περιοχή της Ξυνιάδος είναι αρκετά υψηλές, μάλιστα είναι μεγαλύτερες από 69% (πιν. 5.12).

Πίνακας 5.12 Επί τοις % ανταλλάξιμο Mg που συμμετέχει στην ΙΑΚ

Εδαφοτομή T ₁		Εδαφοτομή T ₃		Εδαφοτομή T ₄	
οριζ.	Mg %	οριζ.	Mg %	οριζ.	Mg %
Ap	20	Ap	19	Ap	23
C1	19	AB	18	AB	20
C2	20	BW1	21	Bw	20
C3	21	BW2	24	BC	22
C4	21	BC	30		

Εδαφοτομή T ₅		Εδαφοτομή T ₆	
οριζ.	Mg %	οριζ.	Mg %
Ap	69	Ap	68
C1	72	C1	72
C2	103	C2	88
C3	96	C3	83
C4	79		
C5	81		

Το ανταλλάξιμο ασβέστιο και μαγνήσιο και στις δύο περιοχές αντιπροσωπεύει το 90-95 % της ΙΑΚ εδάφους και αποτελεί γενική ιδιότητα των Vertisols. Συνήθως το ανταλλάξιμο ασβέστιο αντιπροσωπεύει το 50 -85% της ΙΑΚ και το ανταλλάξιμο μαγνήσιο το 10-30% αυτής (Virmani et al., 1982). Μια ελαφρά αύξηση του ανταλλαξιμού ασβεστίου παρατηρείται με το βάθος στην περιοχή Ορεστιάδος ενώ οι τιμές του ανταλλαξιμού μαγνησίου παραμένουν σταθερές.

Τόσο οι τιμές του ανταλλάξιμου μαγνησίου όσο και οι τιμές του ανταλλάξιμου ασβεστίου παραμένουν σταθερές με το βάθος στην περιοχή Ξυνιάδος, πιθανόν λόγω του εντονότερου βαθμού φυσικής αναστροφής. Τιμές ανταλλάξιμου μαγνησίου μεγαλύτερες από το 50% της ΙΑΚ, έχουν σαν αποτέλεσμα αλκαλικότητα μαγνησίου (Bogatyren, 1958), η οποία εμφανίζεται με επιδράσεις: α) στα μορφολογικά χαρακτηριστικά και β) στις φυσικές ιδιότητες του εδάφους (περατότητα, ικανότητα διαστολής κ.τ.λ.) (Nogina, 1948; Ivanova and Dvinskish, 1944). Η στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ ανταλλάξιμου Mg και ESP (πιν. 5.8), αποτελεί ένδειξη ότι το μαγνήσιο συμπεριφέρεται στα εδάφη όπως το νάτριο. Ο Filipovski (1974) σε Vertisols (Smolnitza) της Γιουγκοσλαβίας αναφέρει ότι υπάρχει ένταση του φαινομένου της αυτοαναμίξεως (Pedoturbation), όταν το ανταλλάξιμο μαγνήσιο υπερβαίνει το 40% της ΙΑΚ. Ο Kaloga (1966), αναφέρει αύξηση του πλάτους των ρωγμών με το βάθος, όταν το άθροισμα του ανταλλάξιμου νατρίου και μαγνησίου υπερβαίνει το ανταλλάξιμο ασβέστιο. Το ανταλλάξιμο κάλιο είναι μικρότερο από $1 \text{ cmol}_c(+)\text{Kg}^{-1}$ (ποσοστό 1.6% της ΙΑΚ). Η χαμηλή περιεκτικότητα σε ανταλλάξιμο κάλιο (σπάνια υπερβαίνει το 2%) αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα των Vertisols (Nelson, 1960; Kunze et al., 1963; Duda, 1965; Κοϊνον, 1964; Filipovski, 1974; Johnson et al., 1962; Zonn, 1986). Οι τιμές του ανταλλάξιμου Νατρίου βρίσκονται σε χαμηλά επίπεδα .

5.3.2.5 Ειδική επιφάνεια

Οι τιμές της ειδικής επιφάνειας στην περιοχή Ξυνιάδας κυμαίνονται από 213-396 m^2/g και στη περιοχή Ορεστιάδος από 109-209 m^2/g , τιμές χαρακτηριστικές αργιλικών εδαφών (Kohneke, 1968). Η μέγιστη τιμή της περιοχής Ορεστιάδος είναι μικρότερη και από την ελάχιστη τιμή της περιοχής Ξυνιάδος. Οι διαφορές αυτές οφείλονται κατά κύριο λόγο στις διαφορές ποσότητας και είδους αργίλλου, ειδικότερα όμως στις διαφορές λεπτής αργίλλου (πιν. 5.4), η οποία λόγω των διαστάσεών της συμμετέχει περισσότερο στη διαμόρφωση των

τιμών της ειδικής επιφάνειας. Η στατιστικά σημαντικότερη συσχέτιση λεπτής αργίλλου και ειδικής επιφάνειας (πιν. 5.8), απ'ότι χονδρής και ολικής αργίλλου, είναι ένδειξη ότι η λεπτή αργίλλος συμμετέχει περισσότερο στη διαμόρφωση των τιμών της ειδικής επιφάνειας. Ερμηνεύοντας τα ορυκτολογικά διαγράμματα ακτίνων Χ των αργίλλων και των δύο περιοχών, διαπιστώνουμε ότι: στην περιοχή Ξυνιάδος δεν έχουμε την παρουσία μαρμαρυγιών, ορυκτών που υπάρχουν στην περιοχή Ορεστιάδος. Η διαφορά αυτή της ορυκτολογικής συστάσεως έχει σαν αποτέλεσμα τις διαφορές τιμών ειδικής επιφάνειας καθ'όσον σύμφωνα με τον Sparks (1986), η ειδική επιφάνεια μοντμοριλλονίτη που υπολογίζεται με την μέθοδο EGME κυμαίνεται από 309-859 m²/g ενώ των μαρμαρυγιών από 56-195m²/g.

5.3.2.6 Βαθμός κορεσμού με βάσεις

Οι υψηλές τιμές βαθμού κορεσμού, πέρα από την παρουσία υψηλών συγκεντρώσεων βασικών κατιόντων, οφείλονται και στο ότι χρησιμοποιήθηκε σαν εκχυλιστικό μέσο οξεικό αμμώνιο (CH₃COONH₄). Τιμές βαθμού κορεσμού συνήθως μεγαλύτερες από 50 % αποτελούν χαρακτηριστικό των Vertisols (Duda1, 1965).

5.3.2.7 Ισοδύναμο Ανθρακικό ασβέστιο

Οι τιμές του ισοδυνάμου ανθρακικού ασβεστίου, κυμαίνονται από 0.2 έως 13.5 % και από 0.1 έως 21.7 % στην περιοχή Ορεστιάδος και Ξυνιάδος αντίστοιχα. Μια ελαφρά αύξηση του ανθρακικού ασβεστίου παρατηρείται με το βάθος και στις δύο περιοχές (πιν. 5.4). Οι μικρότερες τιμές ανθρακικού ασβεστίου στην περιοχή της Ορεστιάδος, στις εδαφοτομές T₃ και T₄ είναι ενδεικτικές της εκπλύσεως που συντελείται.

Τα περισσότερα Vertisols είναι calcareous (Murthy et al., 1982) και η κατανομή του CaCO₃ μπορεί να είναι ομοιόμορφη με το βάθος ή να αυξάνει στους κατώτερους ορίζοντες (De Vos and Virgo, 1969).

5.4 Οξειδία του σιδήρου

5.4.1 "Ελεύθερα οξειδία του σιδήρου" (Fe_2O_{3d})

Με το όνομα ελεύθερα οξειδία του σιδήρου εννοούνται οξειδία του σιδήρου διαφόρου κρυσταλλικότητας, που εκχυλίζονται με διθειονικό νάτριο (Mehra and Jackson, 1960). Το κλάσμα του σιδήρου που εκχυλίζεται μπορεί να θεωρηθεί σαν το συνολικό ποσό των δευτερογενών οξειδίων του σιδήρου στο έδαφος (Schwertmann et al., 1986; Borggaard, 1988). Τα οξειδία του σιδήρου δίδουν έντονα χρώματα (2.5/YR -7.5/YR), έχουν μικρό μέγεθος κρυστάλλων (10-100nm), μεγάλη ειδική επιφάνεια (80-500 m²/gr) και σε pH 5-8 είναι σχεδόν αδιάλυτα (Schwertmann, 1988). Στο έδαφος σχηματίζονται από Fe^{2+} που απελευθερώνονται κατά την αποσάθρωση των Fe(II) πυριτικών ορυκτων, κατά την αντίδραση $Fe_2SiO_4 + 1/2O_2 + H_2O = 2FeOOH + H_4SiO_4$. Ο τύπος των οξειδίων που σχηματίζεται εξαρτάται από διάφορους παράγοντες όπως: καθεστώς εδαφικής υγρασίας-θερμοκρασίας, pH, παρουσία οργανικής ουσίας και αργιλίου (Schwertmann, 1988).

Οι τιμές των ελεύθερων οξειδίων του σιδήρου (Fe_2O_{3d}), κυμαίνονται από 0.4 - 1.02 % και από 0.25 - 0.82 % στην περιοχή Ξυνιάδος και Ορεστιάδος αντίστοιχα (πιν. 5.14).

Επειδή η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε εκχυλίζει και σίδηρο από την οργανική ουσία, θα μπορούσε κανείς να πει ότι οι υψηλότερες τιμές των οξειδίων του σιδήρου των επιφανειακών οριζόντων οφείλονται στην παρουσία των μεγαλύτερων ποσοτήτων οργανικής ουσίας, πράγμα που δεν συμβαίνει, διότι οι τιμές του οργανικά συνδεδεμένου σιδήρου (πιν. 5.17, 5.18) είναι απειροελάχιστες (της τάξεως των $5 \cdot 10^{-5}$). Οι υψηλότερες τιμές των επιφανειακών οριζόντων σε οξειδία του σιδήρου θα μπορούσε να αποδοθούν στις ευνοϊκότερες συνθήκες αποσάθρωσης.

Η παρουσία πετρωμάτων πλούσιων σε σίδηρο τόσο στην μια όσο και στην άλλη περιοχή, όπως προκύπτει από την μικρομορφολογική ανάλυση των μητρικών πετρωμάτων, καθώς και το ότι η μέθοδος του διθειονικού νατρίου εκχυλίζει σίδηρο και από το χώρο μεταξύ των στρώσεων των αργιλικών ορυκτών, δεν έχουν σαν αποτέλεσμα την παρουσία μεγάλων ποσοτήτων οξειδίων του σιδήρου. Η παρουσία κακών συνθηκών στραγγίσεως

Πίνακας 5.14 "Ελεύθερα" οξειδία Σιδήρου, Αργιλίου, μαγγανίου
πυριτίου
και Αμορφα οξειδία Σιδήρου

Περιοχή Ορεστιάδος

Εδαφοτομή 1

Οριζ. Βάθος		Fe ₂ O _{3d}	Al ₂ O _{3d}	MnO _{2d} %	SiO ₂	FeO _{3o}	Fe ₂ O _{3o}	Fe _t -Fe _d	Fe _d /Fe _t
							Fe ₂ O _{3d}		
Ap1	0-18	0.75	0.26	0.12	0.31	0.21	0.28	7.35	0.09
Ap2	18-40	0.63	0.21	0.10	0.31	0.20	0.32	7.37	0.08
C1	40-95	0.54	0.22	0.09	0.33	0.15	0.28	6.96	0.07
C2	95-120	0.58	0.20	0.08	0.29	0.13	0.23	6.82	0.08
C3	>120	0.64	0.16	0.07	0.32	0.13	0.21	6.76	0.09

Εδαφοτομή T₃

Ap	0-28	1.12	0.27	0.13	0.35	0.19	0.17	5.68	0.14
AB	28-70	1.03	0.29	0.13	0.31	0.19	0.18	5.37	0.13
Bw1	70-109	0.72	0.26	0.10	0.32	0.12	0.16	5.28	0.09
Bw2	109-147	1.02	0.26	0.09	0.30	0.10	0.10	4.98	0.13
BC	147-175	0.81	0.13	0.06	0.31	0.04	0.05	5.29	0.10

Εδαφοτομή T₄

Ap	0-22	0.82	0.28	0.11	0.31	0.20	0.24	7.38	0.10
AB	22-66	0.69	0.25	0.09	0.30	0.11	0.16	7.31	0.10
Bw	66-119	0.82	0.21	0.08	0.32	0.16	0.19	6.98	0.10
BC	119-140	0.63	0.19	0.07	0.30	0.03	0.04	7.07	0.08

Περιοχή Ξυνιάδος

Εδαφοτομή T₅

Ap	0-15	0.68	0.16	0.13	0.30	0.34	0.50	12.2	0.05
C1	15-42	0.62	0.15	0.12	0.27	---	---	11.9	0.05
Cw2	42-100	0.65	0.14	0.03	0.20	0.52	0.8	11.2	0.06
C3	100-140	0.62	0.14	0.04	0.22	0.37	0.6	10.1	0.06
C4	140-151	0.25	0.13	0.03	0.33	0.21	0.85	9.6	0.03
C5	151-178	0.28	0.10	0.03	0.28	---	---	9.3	0.03

Εδαφοτομή T₆

Ap	0-28	0.82	0.13	0.18	0.28	0.48	0.59	10.4	0.07
C1	28-60	0.74	0.10	0.18	0.31	0.47	0.64	9.6	0.07
Cw2	60-100	0.72	0.13	0.14	0.23	0.29	0.41	8.6	0.08
C3	100-140	0.61	0.10	0.16	0.25	0.25	0.40	8.5	0.07

δεν πρέπει να αποτελεί τον κύριο συντελεστή στη διαμόρφωση των τιμών αυτών. Η περιορισμένη στράγγιση πράγματι έχει σαν αποτέλεσμα την δημιουργία αναγωγικού περιβάλλοντος και ως εκ τούτου την αναγωγή του Fe(III) σε Fe(II), οπότε ο Fe(II) είτε σαν ιόν είτε σαν σύμπλοκο με την οργανική ουσία είναι δυνατόν να μετακινηθεί σε βαθύτερα στρώματα ή να απομακρυνθεί τελείως από το εδαφικό σύστημα, το οποίο όμως στην περίπτωση μας δεν συμβαίνει. Οι μειωμένες τιμές Fe_2O_{3d} πρέπει να οφείλονται κυρίως στην συμμετοχή του σιδήρου στο πλέγμα των αργιλλικών ορυκτών, όπως φαίνεται από τις τιμές ολικής αναλύσεως των αργίλλων (πιν. 5.23). Οι υψηλές τιμές $Fe_t - Fe_d$ είναι ενδεικτικές αργιλλικών ορυκτών πλούσιων σε σίδηρο (πιν. 5.14). Μειωμένες τιμές Fe_2O_{3d} αναφέρουν και οι Kantor and Schwertmann (1974), σε εδάφη Vertisols που βρίσκονται στα κατώτερα σημεία ενός αλλουβιακού πεδίου.

Δεν παρατηρείται αύξηση με το βάθος των οξειδίων του σιδήρου αλλά ούτε και συγκέντρωση σε κάποιο συγκεκριμένο σημείο. Στην περιοχή Ορεστιάδας η διαφορά που υπάρχει μεταξύ της εδαφοτομής που βρίσκεται στο χαμηλότερο σημείο του αλλουβιακού πεδίου (T_1) και αυτών που βρίσκονται στον αλλουβιακό αναβαθμό (T_3, T_4), είναι αποτέλεσμα της διαφορετικής τους εδαφογενετικής εξελίξεως.

Στην περιοχή Ξυνιάδος υπάρχει έντονη διαφορά μεταξύ T_5 και T_6 , μάλιστα η υψηλότερη τιμή της T_5 είναι η χαμηλότερη τιμή της T_6 . Η διαφορά αυτή μπορεί να αποδοθεί στις διαφορετικές συνθήκες στραγγίσεως. Ευνοϊκή στράγγιση έχει σαν αποτέλεσμα την απομάκρυνση των βασικών κατιόντων Mg^{2+} και Ca^{2+} , που παράγονται κατά την αποσάθρωση των σιδηρομαγνησιούχων πρωτογενών ορυκτών. Στην περίπτωση όμως αυτή ο σμεκτίτης γίνεται πιο ασταθής (Yaalon et al., 1966), με αποτέλεσμα την αποσύνθεσή του και την απελευθέρωση σιδήρου υπό τρισθενή μορφή (ο σίδηρος βρίσκεται στο πλέγμα των αργιλλικών ορυκτών υπό τρισθενή κυρίως μορφή). Έτσι σχηματίζονται οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου που λόγω της μικρής διαλυτότητάς τους στο pH των συγκεκριμένων εδαφοτομών παραμένουν στο έδαφος. Αποτέλεσμα όλων αυτών των διαδικασιών είναι η διαφοροποίηση στην καθαρότητα χρώματος. Οι διαφορές χρώματος μεταξύ των εδαφών αντικατοπτρίζουν την κατάσταση υδρομορφίας τους. Η πιο κόκκινη χροιά (hue) ή η μεγαλύτερη τιμή καθαρότητας χρώματος (colour) αντιπροσωπεύουν καλά αποστραγγιζόμενα

εδάφη. Αντίθετα κακώς αποστραγγιζόμενα εδάφη έχουν λιγότερο κόκκινη χροιά και μικρότερη τιμή καθαρότητας χρώματος.

Η καθαρότητα χρώματος χρησιμοποιείται σαν διαφοροποιό χαρακτηριστικό των Vertisols, σε επίπεδο μεγάλης ομάδος από το Soil Taxonomy.

5.4.2 Αμορφα οξειδία του σιδήρου (Fe_2O_3)

Τα άμορφα οξειδία του σιδήρου είναι μη κρυσταλλικά ή ελαφρώς προσανατολισμένα οξειδία σιδήρου εδάφους και αργίλλων και αποτελούν μέρος των ελεύθερων οξειδίων του σιδήρου (Schwertmann, 1959). Εκχυλίζονται με την μέθοδο του οξαλικού αμμωνίου, γνωστή σαν "μέθοδος Schwertmann". Το συνολικό ποσό οξειδίων που παραλαμβάνεται, οφείλεται κατά κύριο λόγο στο Ferrihydrate (Schwertmann, 1988) - άμορφο υδροξείδιο του τρισθενούς σιδήρου (Chukhron et al., 1973; Schwertmann and Fisher, 1973) - το οποίο είναι 90 - 100 % διαλυτό στο οξαλικό αμμώνιο (Schwertmann and Fisher, 1973).

Οι τιμές των αμόρφων οξειδίων του σιδήρου, στην περιοχή Ξυνιάδος, κυμαίνονται από 0.2 - 0.5% και στην περιοχή Ορεστιάδος, από 0.03 - 0.2% (πιν. 5.14). Οι διαφορές μεταξύ των δύο περιοχών οφείλονται κατά κύριο λόγο στους παράγοντες εδαφογένεσης.

Το κλάσμα Fe_2O_3/Fe_2O_3d ονομάζεται "ενεργός σίδηρος" (Stonehouse and Arnard, 1971; Gallez et al., 1975) και χρησιμοποιείται για μελέτη γένεσης εδαφών (McKeague and Day, 1966; Blume and Schwertmann, 1969; McKeague et al., 1971). Στην περιοχή Ξυνιάδος οι τιμές ενεργού σιδήρου δεν μεταβάλλονται με το βάθος και κυμαίνονται από 0.4 - 0.85 % (πιν. 5.14), τιμές πάρα πολύ υψηλές, χαρακτηριστικές νεαρής εδαφογενετικής ηλικίας (Blume and Schwertmann, 1969; Alexander, 1974; Gallez et al., 1975). Στην περιοχή Ορεστιάδος, οι τιμές του ενεργού σιδήρου κυμαίνονται μεταξύ 0.04 - 0.32 %. Η διαφορά που παρατηρείται μεταξύ της T_1 με τις T_3 και T_4 , είναι ένδειξη της διαφορετικής τους εδαφογενετικής εξέλιξης.

Μεταξύ των δύο περιοχών, η διαφορά σε ενεργό σίδηρο είναι αρκετά έντονη, μάλιστα η υψηλότερη τιμή της περιοχής Ορεστιάδος είναι μικρότερη και από την χαμηλότερη τιμή της περιοχής Ξυνιάδος, αντικατοπτρίζοντας έτσι την διαφορά του βαθμού εξελίξεως των δύο περιοχών.

5.5 Χαρακτηρισμός χουμικών ενώσεων με φυσικοχημικές μεθόδους

5.5.1 Φάσματα υπερύθρου ακτινοβολίας, χουμικών και φουλβικών οξέων.

Τα φάσματα IR χουμικών (HA's) και φουλβικών (FA's) οξέων, των επιλεγμένων οριζόντων από τις διάφορες εδαφοτομές (πιν. 5.15), φαίνονται στις εικόνες 5.10 και 5.11 αντίστοιχα. Οι παρατηρούμενες ζώνες απορροφήσεως φαίνονται συνοπτικά στους πίνακες 5.16 και 5.16α.

Πίνακας 5.15 Χαρακτηριστικά εδαφικών οριζόντων που χρησιμοποιήθηκαν για εκχύλιση οργανικής ουσίας.

	Χρώμα (υγρό)	Ταξινόμηση
T1 Ap	5YR 2.5/1	fine, montmorillonitic, thermic, Typic Pelloxerert
T1 Cw1	5YR 2.5/1	fine montmorillonitic, thermic, Typic Pelloxerert
T3 Bw1	5YR 2.5/1	fine, montmorillonitic, thermic, Typic Pelloxerert
T4 Bw	5YR 3/2	fine, montmorillonitic, thermic, Typic Chromoxerert
T5 Ap	10YR 3/1	very fine, montmorillonitic, mesic, Typic Pelloxerert
T6 Ap	7.5YR 3/3	very fine, montmorillonitic, mesic, Typic Chromoxerert
T8 Ap	10YR 3/2	very fine, montmorillonitic, mesic, Typic Chromoxerert

Πίνακας 5.16 Ζώνες απορρόφησης, τύπος και ομάδα δόνησης φουλβικών (FA's) οξέων

Εδαφοτομή ορίζοντ.	Ζώνες απορρόφησης							Τύπος δόνησης και Ομάδες δόνησης
	T ₁ Ap	T ₁ Cw1	T ₃ Bw1	T ₄ Bw	T ₅ Ap	T ₆ Ap	T ₈ Ap	
Μ ή κ ο ς κ ύ μ α τ ο ς	3420	3420	3420	3420	3440	3440	3440	OH - str
	2930	2920	2920	2920	2920	2920	2920	C - H - str των CH ₂ και CH ₃
	1620	1630	1630	1630	1630	1630	1640	C = C των αρωματικών δακτυλίων και COO- (V as)
	1390	1400	1410	1400	1400	1400	1390	COO- (V sym), C - H def των CH ₂ και CH ₃
	1260	1250	1250	1260	1250	1240	1220	C - O str των αλιφατικών κετονών, OH def των COOH
	1150	---	1160	1150	---	1150	---	C-O str και O - H def των COOH
	1050	1030	1040	1050	1030	1030	1070	C - O str των φαινολικών και αλκοολικών ομάδ. Si - O str των ανοργάνων ενώσεων
	800	760	780	790	800	750	750	C = C - H def των αρωματικών δακτυλίων έξω από το επίπεδο δόνησης.

Πίνακας 5.16α Ζώνες απορρόφησης, τύπος και ομάδα δόνησης Χουμικών οξέων (HA's)

Εδαφοτομή ορίζοντ.	Ζώνες απορρόφησης							Τύπος δόνησης και Ομάδες δόνησης
	T ₁ Ap	T ₁ Cw1	T ₃ Bw1	T ₄ Bw	T ₅ Ap	T ₆ Ap	T ₈ Ap	
Μ ή κ ο ς	3420	3420	3415	3440	3420	3420	3400	OH - str
	2920	2920	2920	2920	2920	2920	2920	C - H - str των CH ₂ και CH ₃
	2530	2530	2500	2520	2250	2500	2500	OH των COOH
	1710	1710	1710	1710	1720	1710	1720	C - H str των καρβοξυλίων και κετονών
Κ ύ μ α τ ο ς	1630	1610	1610	1630	1620	1640	1620	C = C των αρωματικών δακτυλίων και COO- (V as)
	1380	1360	1385	1385	1400	1380	1380	COO- (V sym), C - H def των CH ₂ και CH ₃
	1230	1300	1240	1210	1240	1230	1240	C - O str των αλιφατικών κετονών, OH def των COOH
	1050	1020	1025	1070	1025	1020	1030	C - O str των φαινολικών και αλκοολικών ομάδ. Si - O str των ανοργάνων ενώσεων
	900	920	900	940	920	--	920	C = C - H def των αρωματικών δακτυλίων έξω από το επίπεδο δόνησης.
	800	760	780	790	800	750	750	όπως και προηγούμενα

Η ερμηνεία των ζωνών απορροφήσεως που παρατηρούνται, βασίζεται σε εργασίες των Williams and Fleming (1966), Pavia et al. (1979) και έχει ως εξής:

-- Η παρουσία πλατιάς ζώνης απορροφήσεως γύρω από την περιοχή 3420 cm^{-1} οφείλεται σε δονήσεις τάσεως των OH, που είναι συνδεδεμένα με δεσμούς υδρογόνου.

-- Οι ασθενείς ζώνες απορροφήσεως στην περιοχή $2920 - 2840\text{ cm}^{-1}$, προέρχονται από δονήσεις τάσεως (stretching) του C - H, των αλειφατικών ενώσεων (CH_2 και CH_3).

-- Οι ασθενείς πλατιές ζώνες απορροφήσεως στην γύρω από την 2500 cm^{-1} περιοχή, οφείλονται σε δονήσεις τάσεως OH, που είναι συνδεδεμένα με δεσμούς υδρογόνου, των καρβοξυλικών ομάδων.

-- Η ζώνη απορροφήσεως στα $1720-1710\text{ cm}^{-1}$, είναι χαρακτηριστική των καρβοξυλίων και κετονών.

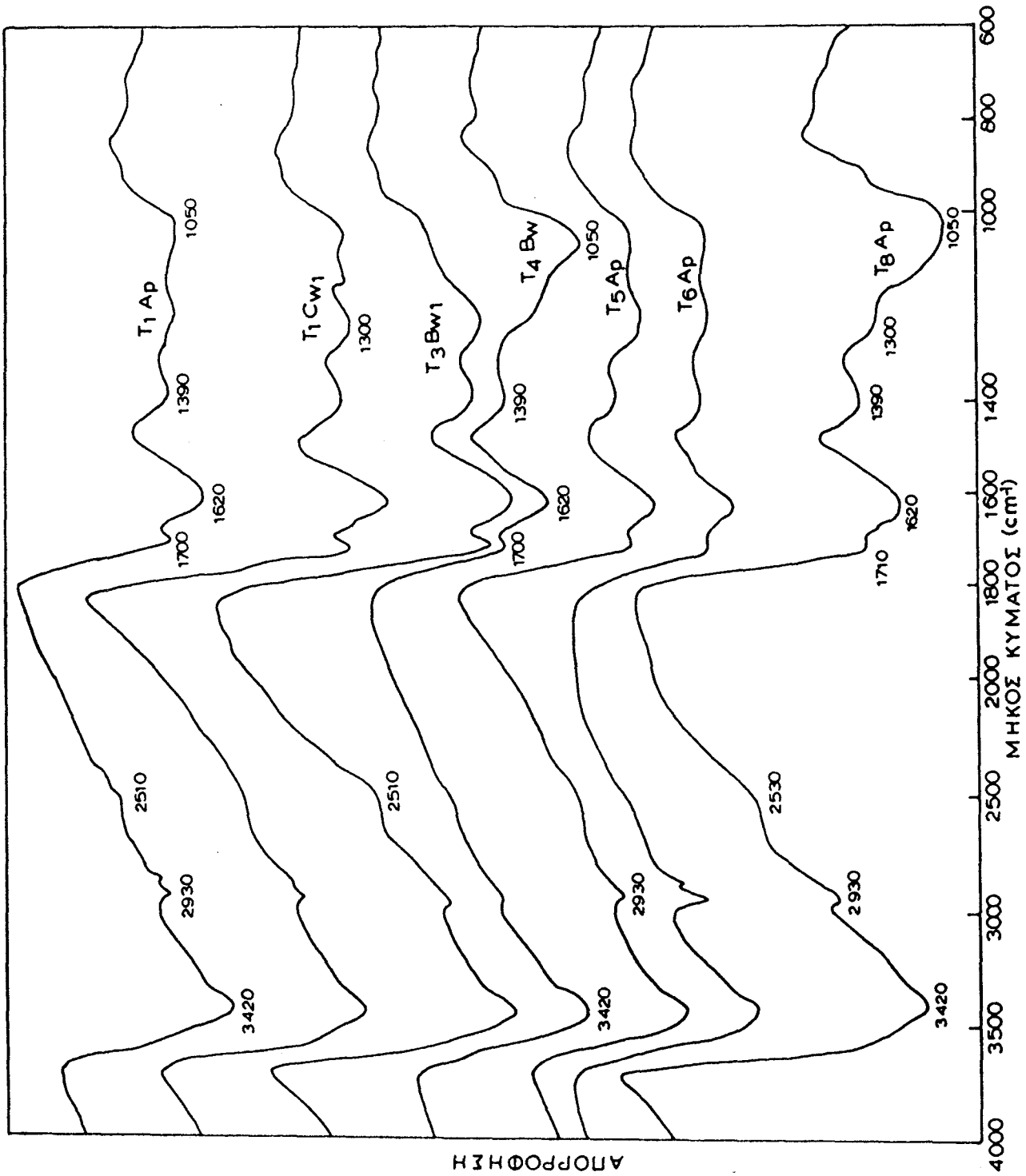
-- Η ζώνη απορροφήσεως στα $1610 - 1640\text{ cm}^{-1}$, μπορεί να οφείλεται: σε δονήσεις τάσεως των C = C των αρωματικών δακτυλίων, σε ισχυρή ασύμμετρη δόνηση κάμψεως του COO^- (V as), σε δονήσεις κάμψεως της ομάδος C = O που είναι συνδεδεμένη με δεσμούς υδρογόνου ή και σε δονήσεις τάσεως των C = C των αλκανίων που βρίσκονται σε συζυγία κυρίως με καρβονυλικές ομάδες.

-- Οι ζώνες απορροφήσεως στην περιοχή $1360 - 1410\text{ cm}^{-1}$, μπορεί να προέρχονται από συμμετρικές δονήσεις τάσεως των COO^- (V s), από δονήσεις παραμορφώσεως της ομάδος C - H των αλειφατικών ομάδων ή από δονήσεις παραμορφώσεως OH των αλκοολών και κετονών.

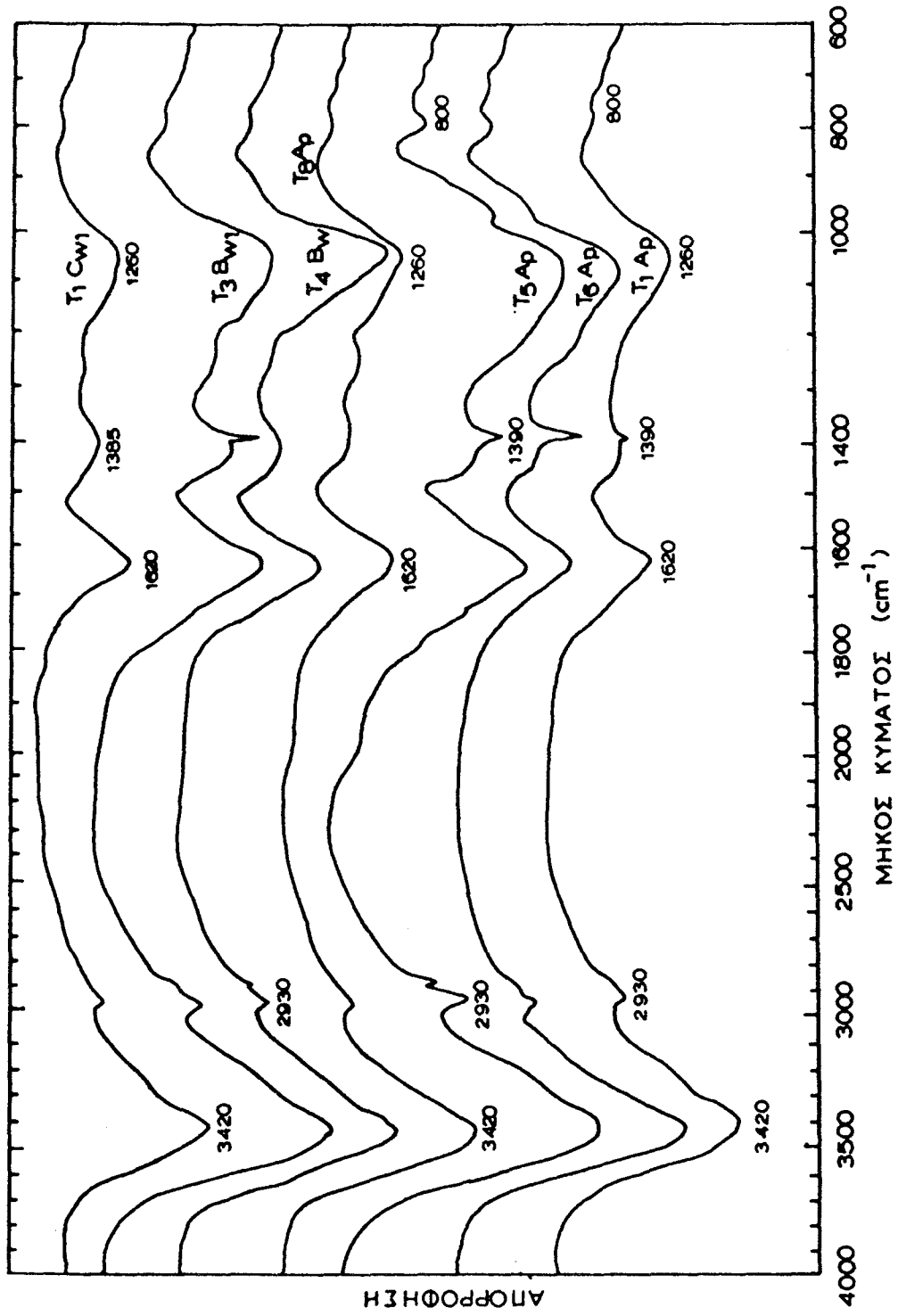
-- Η ζώνη απορροφήσεως στα $1210 - 1220\text{ cm}^{-1}$, οφείλεται σε δονήσεις τάσεως των C - O των αλειφατικών κετονών ή σε δονήσεις παραμορφώσεως OH, των COOH .

-- Η ζώνη απορροφήσεως στα $1020 - 1070\text{ cm}^{-1}$, προέρχεται από δονήσεις τάσεως των C - O των φαινολικών και αλκοολικών ομάδων ή από δονήσεις κάμψεως του Si - O των ανοργάνων ενώσεων.

-- Οι ζώνες απορροφήσεως στην περιοχή $780 - 950\text{ cm}^{-1}$, οφείλονται σε δονήσεις παραμορφώσεως της ομάδος C = C - H των αρωματικών δακτυλίων που λαμβάνουν χώρα έξω από το επίπεδο δόνησεως.



Εικ. 5.10 Φάσματα υπεράυρου φασματοσκοπίας (IR), των χουμικών οξέων (HA's), των επιλεγμένων εδαφικών οριζόντων.

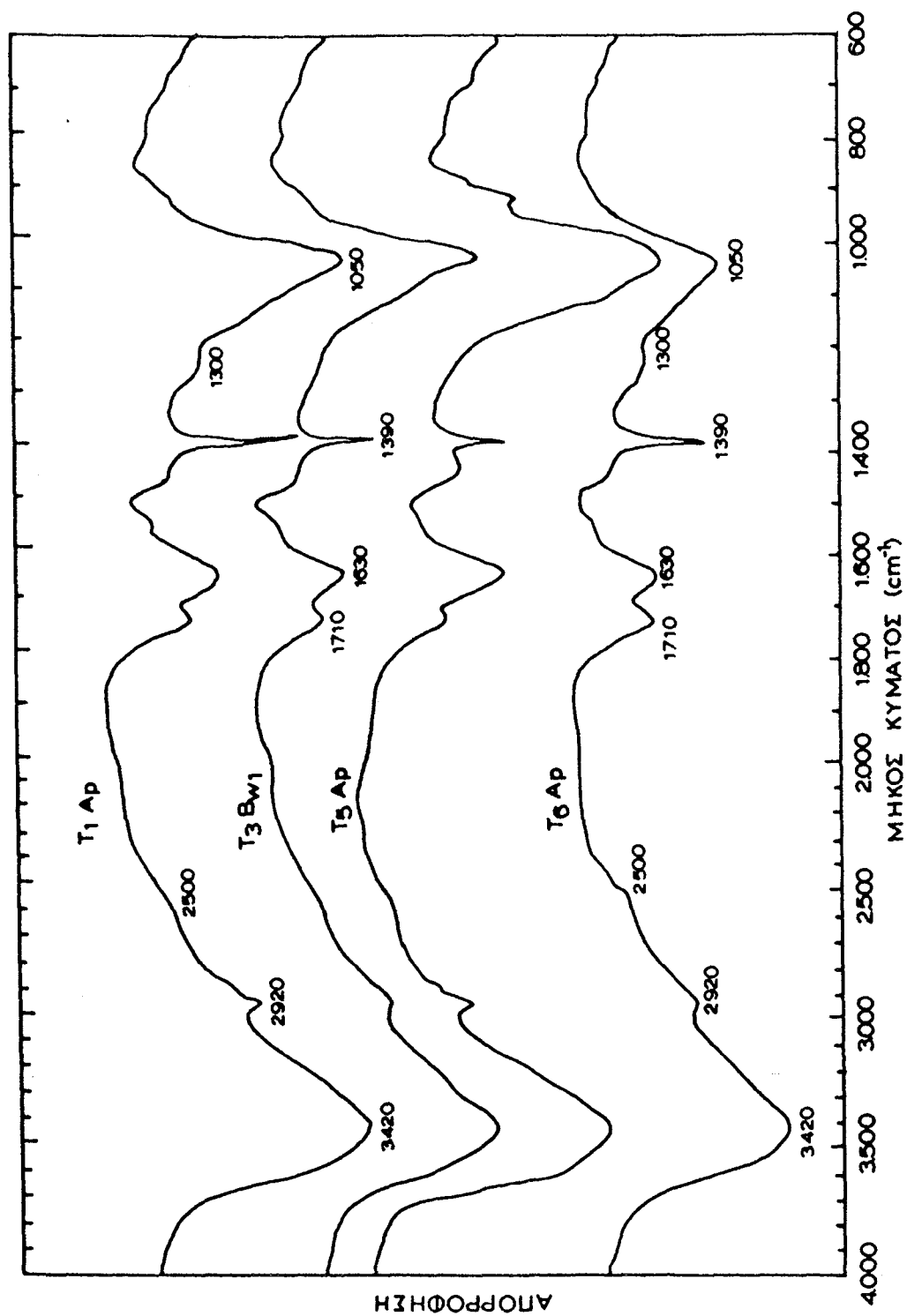


Εικ. 5.11 φάσματα υπερόρου ακτινοβολίας (IR), των φουλιβικών οξέων (FA's), των επιλεγμένων εδαφικών οριζόντων.

Ανάλυση

Από τους πίνακες 5.16, 5.16α και τις εικόνες 5.10 και 5.11 φαίνεται ότι υπάρχουν διαφορές μεταξύ των FA's και HA's καθώς επίσης και μεταξύ FA's με μεγάλη και μικρή περιεκτικότητα σε τέφρα (εικ.5.12). Η μεγάλη κλίση που παρατηρείται μεταξύ 2500 και 1800 cm^{-1} , στα φάσματα των χουμικών οξέων, όπως οι Dormaar (1967) και Kallianou and Yassoglou (1985) αναφέρουν, δηλώνει τον μεγάλο βαθμό πολυμερισμού αυτών. Δεν υπάρχουν σαφείς διαφορές πολυμερισμού HA's μεταξύ Chromoxererts (T_8 Ap1, T_6 Ap, T_4 Bw) και Pelloxererts (T_1 Ap, T_1 Cw1, T_3 Bw1, T_5 Ap). Η ασυμμετρία που διακρίνεται από την περιοχή των 3400 cm^{-1} προς τα 3300 cm^{-1} , οφείλεται στο νερό ενυδατώσεως των 1 : 1 οργανομεταλλικών συμπλόκων (Piccolo and Stevenson, 1982). Η απορρόφηση στην περιοχή των 2500 cm^{-1} δείχνει την μεγαλύτερη περιεκτικότητα OH, συνδεδεμένων με ισχυρούς υδρογονικούς δεσμούς, των καρβοξυλικών ομάδων των HA'. Στα FA's δεν παρατηρείται ούτε στα μικρής περιεκτικότητας σε τέφρα απορρόφηση στην περιοχή αυτή. Η εμφανής απουσία απορροφήσεως στα 1720 cm^{-1} των φασμάτων IR των FA's (εικ. 5.12) οφείλεται στην παρουσία οργανομεταλλικών συμπλόκων. Η αύξηση της εντάσεως απορροφήσεως στην ζώνη των 1720 cm^{-1} και 1210 - 1250 cm^{-1} , των FA's με μικρή περιεκτικότητα σε τέφρα (εικ. 5.12), δηλώνει την μετατροπή των COOH σε COO⁻ (Schnitzer and Khan, 1972). Η χαρακτηριστική διαφορά εντάσεως απορροφήσεως στην ζώνη κυρίως των 1720 cm^{-1} , αλλά και στην ζώνη των 1210-1250 cm^{-1} , μεταξύ FA's και HA's δείχνει την μεγαλύτερη ικανότητα σχηματισμού οργανομεταλλικών συμπλόκων των FA's. Η απορρόφηση στην ζώνη των 1020 - 1070 cm^{-1} , είναι εντονότερη στα FA's, δείχνοντας την μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε Si - O, των ανοργάνων ενώσεων. Η ασθενέστερη ένταση απορροφήσεως των HA's των Chromoxererts, στην περιοχή των 1720 cm^{-1} , αποτελεί ένδειξη μικρότερης περιεκτικότητας σε COOH και μεγαλύτερου μοριακού βάρους σε σχέση με τα Pelloxererts. Αποτέλεσμα της διαφοράς αυτής θα έχει επίδραση στην ένταση του χρώματος (Stevenson and Goh, 1971).

Η θέση δειγματοληψίας του δείγματος T_8 Ap, βρίσκεται μεταξύ των εδαφοτομών T_5 και T_6 , της περιοχής Ξυνιάδος και χρησιμοποιήθηκε για να υπάρξει κάποια διαβάθμιση όσον αφορά την μεταβολή χρώματος από "μαύρο" σε "ερυθρό".



Εικ. 5.12 Φάσματα υπεράυθρου φασματοσκοπίας (IR), των μικρής περιεκτικότητας σε τέφρα φουλβικών οξέων (FA's), των επιλεγμένων εδαφικών οριζόντων.

Πίνακας 5.17 Στοιχειακή ανάλυση τέφρας φυλλαβικών οστέων (% της τέφρας)

	Fe	Al	Mn	Si	K	Na	Mg	Zn	Ca	Cu	P	B	V	Co	Σύνολο
T1 AP	0.29	1.52	0.008	5.9	0.46	1.5	0.19	0.08	2.05	0.023	1.56	0.01	0.0	0.08	13.7
T1 CW1	---	0.192	0.019	0.033	0.9	4.83	0.07	0.059	2.28	0.019	0.126	1.04	0.003	0.0	9.57
T3 BW1	0.133	0.825	0.015	0.222	1.25	5.17	n.d	0.04	1.04	0.025	0.172	5.5	0.035	0.005	14.4
T4 BW	0.163	0.755	0.018	0.214	0.6	9.89	n.d	0.044	0.86	0.205	0.213	1.52	0.0	0.005	14.5
T5 AP	0.126	0.965	0.02	0.246	1.8	3028	0.11	0.037	2.14	0.04	0.68	4.35	0.006	0.003	13.8
T6 AP	0.09	0.379	0.01	0.203	0.3	3.45	0.11	0.074	1.24	0.024	0.22	3.75	0.075	0.002	9.97
T8 AP	0.07	0.6	0.04	0.126	0.5	3.45	0.06	0.096	1.22	0.035	0.298	1.39	0.006	0.001	14.01

n.d = δεν υπολογίσθηκε

Πίνακας 5.18 Στοιχειακή ανάλυση τέφρας χαυμικών οστέων (% της τέφρας)

	Fe	Al	Mn	Si	K	Na	Mg	Zn	Ca	P	Cu	B	V	Co	Σύνολο
T1 AP	0.19	1.065	0.07	0.79	0.18	0.6	0.083	0.076	1.16	0.72	0.03	n.d	0.016	0.004	4.99
T1 CW1	0.293	1.285	0.028	0.655	0.85	2.41	0.097	0.059	1.23	0.192	0.069	0.05	0.018	0.007	7.25
T3 BW1	0.327	1.22	0.023	0.98	0.25	2.76	0.084	0.065	0.71	0.151	0.069	1.70	0.026	0.008	8.38
T4 BW	0.7	1.13	0.015	0.65	0.2	1.72	0.042	0.044	0.98	0.194	0.044	1.58	0.014	0.006	7.3
T5 AP	0.369	0.351	0.013	0.15	0.3	2.07	0.015	0.037	1.04	0.146	0.063	4.35	0.01	0.008	8.9
T6 AP	0.188	0.3	0.011	0.35	0.25	2.18	n.d	0.065	0.95	0.212	0.07	0.98	0.017	0.007	5.36

n.d = δεν υπολογίσθηκε

Από τον προσδιορισμό των στοιχείων της τέφρας (πιν. 5.17, 5.18), προκύπτει ότι ένας μεγάλος αριθμός μετάλλων βρίσκεται υπό μορφή συμπλόκων με χουμικά και φουλβικά οξέα. Οι υψηλότερες σχετικά ποσότητες μετάλλων στην τέφρα των FA's, δηλώνουν την μεγαλύτερη ικανότητα σχηματισμού συμπλόκων των FA's, λόγω της μεγαλύτερης ολικής οξύτητας αυτών (Schnitzer and Khan, 1978).

Πίνακας 5.19 Βάρος HA's και FA's ανά 100gr εδάφους, ολική οξύτητα καρβοξυλικές και φαινολικές ομάδες χουμικών οξέων.

		FA's	HA's	Fe ₂ O ₃	Fe	Fe	ολική	COOH	OH
		gr/100gr.εδ.		%	(FA's)	(HA's)	οξύτητα		
					%	%			
T ₁	Ap	0.069	0.640	0.21	0.290	0.190	-	-	-
T ₁	Cw1	0.058	0.390	0.15	n.d	0.293	8.9	4.0	4.9
T ₃	Bw1	0.054	0.285	0.12	0.133	0.327	7.3	3.6	3.7
T ₄	Bw	0.059	0.485	0.16	0.163	0.700	7.2	3.6	3.6
T ₅	Ap	0.170	1.002	0.34	0.126	0.369	7.5	3.3	4.2
T ₆	Ap	0.228	0.810	0.49	0.095	0.188	7.0	2.6	4.4
T ₈	Ap	0.146	n.d	0.28	0.070	n.d	7.4	3.4	4.0

r (συντελεστής συσχέτισης) μεταξύ Fe₂O₃ και FA's 0.98 σε επίπεδο σημαντικότητας α = 0.001

Αξιοσημείωτη είναι η παρουσία σημαντικών ποσοτήτων Βορίου στην τέφρα κυρίως των FA's των οριζόντων της περιοχής Ξυνιάδος. Στην παρατήρηση αυτή πρέπει να δοθεί έμφαση, διότι έχουμε έντονα προβλήματα τροφopenίας Βορίου στην πιο πάνω περιοχή. Συγκρίνοντας τις περιεκτικότητες κυρίως των στοιχείων Fe, Al, Si, Mg, Mn, που περιέχονται στην τέφρα των χουμικών και φουλβικών οξέων των εδαφών της τάξεως των Vertisols με άλλες τάξεις εδαφών της Μεσογείου (Chen et al., 1978; Kallianou and Yassoglou, 1985), φαίνεται ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές μεταξύ τους.

Η στατιστικά σημαντική συσχέτιση ($r = 0.98$), μεταξύ FA's και άμορφου σιδήρου (Fe_2O_3) (εικ. 5.17), φανερώνει την επίδραση των FA's στην κρυσταλλοποίηση του Fe (III)

Οι Kodama and Schnitzer (1977), αναφέρουν ότι η κρυσταλλοποίηση των οξειδίων του Fe (III), είναι συνάρτηση : α) της αρχικής μορφής των οξειδίων του Fe (III) β) της συγκεντρώσεως των FA's και γ) του pH. Εάν ο σίδηρος βρίσκεται υπο μορφή συμπλόκου με FA's, είναι αβέβαιη η κρυσταλλοποίηση του. Παρατηρείται τόσο για την περιοχή Ορεστιάδος όσο και για την περιοχή Ξυνιάδος Ξεχωριστά, ότι αύξηση της περιεκτικότητας σιδήρου στην τέφρα των FA's συνεπάγεται και αύξηση της ποσότητας του άμορφου σιδήρου (πιν. 5.19). Η παρατήρηση αυτή αποτελεί ένδειξη της επιδράσεως της μορφής του σιδήρου στην κρυσταλλοποίηση των οξειδίων αυτού, όπως οι Kodama and Schnitzer (1977) απέδειξαν εργαστηριακά.

5.6 Ορυκτολογική ανάλυση αργίλλου

5.6.1 Γενικά

Η άργιλλος στο έδαφος μπορεί :

1. Να έχει προέλθει από το μητρικό πέτρωμα.
2. Να είναι αποτέλεσμα νεοσχηματισμού από προϊόντα υδρολύσεως.
3. Να είναι προϊόν εξελίξεως, μέσα από ένα ή περισσότερους μετασχηματισμούς της αργίλλου, ιλύος, άμμου που προήλθαν από το μητρικό πέτρωμα.

Προέλευση από μητρικό πέτρωμα σημαίνει ότι τα αργιλλικά ορυκτά που βρίσκονται στις αλλουβιακές αποθέσεις προέρχονται από αντιδράσεις που έγιναν κατά την διάρκεια ενός προηγούμενου σταδίου στον κύκλο των πετρωμάτων σε άλλη περιοχή και ότι η άργιλλος είναι αρκετά σταθερή ώστε να παραμείνει αδρανής στο καινούργιο της περιβάλλον.

Προέλευση από νεοσχηματισμό σημαίνει ότι η άργιλλος έχει κατακρημνισθεί από το διάλυμα ή έχει σχηματισθεί από αντιδράσεις με άμορφα υλικά.

Προέλευση από μετασχηματισμό σημαίνει ότι τα αργιλλικά ορυκτά έχουν διατηρήσει μέρος της δομής που κληρονόμησαν ανέπαφη, ενώ υπόκεινται σε χημική αντίδραση. Η αντίδραση αυτή μπορεί να λάβει χώρα με δύο μορφές : α) υπό μορφή ανταλλαγής ιόντων, όπου ιόντα που συνδέονται ασθενώς ανταλλάσσονται με άλλα του περιβάλλοντος και β) υπό μορφή μετασχηματισμού των στρώσεων, όπου έχουμε αλλαγές στη διευθέτηση οκταέδρων - τετραέδρων π.χ., μετατροπή μαρμαρυγιών σε βερμικουλίτη ή μοντμοριλλονίτη.

Αργίλλοι που κληρονομούν την κρυσταλλική τους δομή, είναι δείκτες και παρέχουν πληροφορίες για τις συνθήκες εδαφογενέσεως της περιοχής που σχηματίσθησαν (Γιάσογλου, 1987).

Νεοσχηματισθέντες άργιλλοι δίδουν πληροφορίες για της *in situ* συνθήκες παρόντος ή παρελθόντος.

Μετασχηματισμένοι άργιλλοι δίδουν πληροφορίες για τις συνθήκες εδαφογενέσεως παρελθόντος και για τις συνθήκες σχηματισμού *in situ* παρόντος ή παρελθόντος.

Το περιβάλλον σχηματισμού της αργίλλου μπορεί να περιγραφεί από: θερμοκρασία, πίεση, χημική σύσταση εδαφοδιαλύματος και χρόνο αντιδράσεως. Οι μεταβλητές αυτές συμπιέζονται σε τρεις γεωλογικές καταστάσεις, που κάθε μια μεταβάλλεται σ'ένα περιορισμένο εύρος. Οι γεωλογικές αυτές καταστάσεις βασίζονται στις ιδέες του Esquevin (1958) και Millot (1970) είναι δε :

1. περιβάλλον αποσάθρωσεως
2. περιβάλλον αποθέσεως
3. διαγενετικό - υδροθερμικό περιβάλλον.

Επομένως ο συνδυασμός τριών μηχανισμών σχηματισμού αργίλλου με τα τρία γεωλογικά περιβάλλοντα δίδουν εννέα πιθανότητες για τον σχηματισμό των αργιλλικών ορυκτών στη φύση. Ο τύπος του νεοσχηματισθέντος αργιλλικού ορυκτού από κρυσταλλικό πέτρωμα είναι συνάρτηση των παραγόντων εδαφογενέσεως καθ'όσον οι μεταβολές αυτών επηρεάζουν την σύνθεση του εδαφοδιαλύματος. Τα πιο πάνω επιβεβαίωσαν σε μελέτες αποσάθρωσεως οι Bates(1962), Clemency (1975) και Barshed (1966).

5.6.2 Αναλυτική περιγραφή διαγραμμάτων ακτίνων Χ

Όπως περιγράφεται στο κεφάλαιο Υλικά και Μέθοδοι, στην άργιλλο κάθε εδαφικού οριζοντα, έγιναν πέντε μεταχειρίσεις που κρίθηκαν ότι είναι απαραίτητες για την ταυτοποίηση των αργιλλικών ορυκτών με ακτίνες Χ. Συνολικά για κάθε οριζοντα εδαφοτομής, έχουμε πέντε διαγράμματα ακτίνων Χ (εικ. 5.13, στο παράρτημα εικόνων). Η ανάλυση των διαγραμμάτων γίνεται σε συνδυασμό με την χρησιμοποίηση των πινάκων 5.20 και 5.21.

Πίνακας 5.20 Επιδράσεις διαφόρων διαγνωστικών μεταχειρίσεων στις ανακλάσεις πρώτης τάξεως των αργιλλικών ορυκτών

Ορυκτό	Μεταχειρίσεις				
	K ⁺	Mg ⁺⁺	Mg+Gl	300°C	500°C
	κορεσμ.	κορεσμ	d001(nm)		
Καολινίτης	0.7	0.7	0.7	0.7	Εξαφανίζεται
Μαρμαρυγίες	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Smectite (Ca,Mg)	1.5	1.5	1.8	1.0	1.0
Smectite (Na)	1.25	1.5	1.8	1.0	1.0
Βερμ/λίτης	1.0	1.5	1.5	1.0	1.0
Χλωρίτης	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4

Πίνακας 5.21 XRD και χαρακτηριστικά, κρυσταλλικού πλέγματος των: καολ/τη, βερμ/τη, μοντ/τη, μαρμ/γιών, χλωρίτη, χαλαζία

Ορυκτό	Κορυφή (CuKα)	διάστημα d	Σχ. ένταση	hkl
	°2θ	nm		
Καολινίτης	12.21	.716	100	001
	24.81	.357	100	002
	20.02	.436	60	110
	21.26	.418	50	111
	19.81	.446	40	020
Βερμικ/της	6.18	1.43	100	002

	19.28	.460	40	11,1
	25.02	.36	30	008
	12.21	.716	10	004
Μοντμ/νίτης	5.81	1.5	100	002
	24.88	.45	80	110,020
	19.62	.501	60	002
Μαρμαρυγίες	8.18	1.0	>100	001
	19.62	.449	90	020
	24.61	.335	>100	112
	24.28	.366	60	003,022
Χλωρίτης	12.41	.705	100	002
	6.23	1.41	80	001
	21.15	.354	100	004
	6.18	.143	70	001
	18.8	.472	60	003
	19.16	.463	70b	020
χαλαζίας	26.61	.334	100	101
	20.06	.426	35	100

Η παρουσία ανακλάσεως στα 1.5 nm, στα διαγράμματα που είναι κορεσμένα με Mg^{++} , η οποία μετακινείται στα 1.8 nm στα διαγράμματα με Mg^{++} και γλυκερίνη και στο 1 nm στα διαγράμματα με K^+ (500°C), αποτελεί κριτήριο για την παρουσία σμεκτίτη στην αργίλλο των εδαφών. Από την μελέτη των διαγραμμάτων των ακτίνων Χ, φαίνεται ότι κυριαρχούν τα αργίλλικα ορυκτά της ομάδος του σμεκτίτη και στις δύο περιοχές. Επομένως τόσο οι φυσικές όσο και οι χημικές ιδιότητες των εδαφών θα επηρεάζονται τα μέγιστα από την παρουσία του σμεκτίτη.

Η ύπαρξη κορυφής στα 1.0 nm, στα διαγράμματα με Mg^{++} , είναι χαρακτηριστική της παρουσίας μαρμαρυγιών (Fanning and Keramidas, 1977).

Είναι εμφανής η ποσοτική διαφορά μαρμαρυγιών μεταξύ των δύο περιοχών τόσο από τα διαγράμματα ακτίνων Χ όσο και από τα ποσοστά ολικού καλίου των αργίλλων (πιν. 5.23). Η διαφορά αυτή είναι ενδεικτική της διαφοράς μητρικού υλικού. Οι μαρμαρυγίες είναι τα μόνα αργίλλικα ορυκτά που περιέχουν στο πλέγμα τους κάλιο, η περιεκτικότητά τους δε σε K_2O είναι περίπου 11.8% (Bailey, 1984). Επομένως εάν αποκλεισθεί η παρουσία καλιούχων αστρίων, η % περιεκτικότητας της αργίλλου σε κάλιο μπορεί να οφείλεται αποκλειστικά

στους μαρμαρυγίες. Έτσι ο υπολογισμός του K_2O της αργίλλου είναι ένας έμμεσος τρόπος ποσοτικού προσδιορισμού των μαρμαρυγιών. Το μικρό ποσό μαρμαρυγιών στην περιοχή Ξυνιάδος οφείλεται κατά κύριο λόγο στο μικρό ποσό μαρμαρυγιών του μητρικού υλικού. Μικρά ποσά μαρμαρυγιών (1 - 10%) αναφέρουν οι Carson and Dixon (1972) και Mohr et al. (1972), σε Vertisols του Τέξας του Σουδάν και τη Ν.Αφρικής των οποίων το μητρικό υλικό προέρχεται από βασικά εκρηξιγενή πετρώματα.

Δεν διαπιστώνεται η παρουσία του βερμικουλίτη στην περιοχή Ξυνιάδος και τούτο διότι δεν υπάρχουν μαρμαρυγίες. Αν και έχουμε αρκετά ποσά μαρμαρυγιών στην περιοχή Ορεστιάδος η απουσία ανεξάρτητου βερμικουλίτη είναι εμφανής, με τις μεταχειρίσεις που χρησιμοποιήσαμε, ενώ μικρή μόνο πιθανότητα υπάρχει για την παρουσία αλληλοστρωσιγένειας αυτού με σμεκτίτη.

Η παρουσία κορυφής στα 0.72 nm, στις μεταχειρίσεις με K^+ - Mg^{++} - Mg^{++} +γλυκερίνη και θέρμανση των δειγμάτων που είναι κορεσμένα με K^+ στους 300°C, είναι ένδειξη παρουσίας χλωρίτη ή καολινίτη καθ'όσον και τα δύο αυτά αργίλλικα ορυκτά δίδουν ισχυρές ανακλάσεις - πρώτης τάξεως ο καολινίτης (001) και δεύτερης τάξεως ο χλωρίτης (002)-στην περιοχή αυτή. Η εξαφάνιση όμως της κορυφής από τα δείγματα που είναι κορεσμένα με K^+ κατά την θέρμανσή τους στους 500°C, δηλώνει την παρουσία καολινίτη, δεδομένου ότι η αφυδροξυλύωση και καταστροφή του κρυσταλλικού πλέγματος του καολινίτη αρχίζει στην θερμοκρασία των 500°C, ενώ ο χλωρίτης παραμένει σταθερός (Brindley and Brown, 1980).

Η παρουσία του καολινίτη είναι εμφανής και στις δύο περιοχές. Στην περιοχή Ξυνιάδος η ύπαρξη του καολινίτη δεν είναι αποτέλεσμα μετατροπής των μαρμαρυγιών διότι δεν υπάρχουν μαρμαρυγίες, αλλά θα είναι αποτέλεσμα μετατροπής του σμεκτίτη. Υπάρχει απόδειξη κατ'ευθείαν μετατροπής του μοντμοριλλονίτη σε καολινίτη κατά την διάρκεια αποσθρώσεως βασικών-υπερβασικών πετρωμάτων (Altshuler et al., 1963). Η μετατροπή αυτή περιλαμβάνει απομάκρυνση του Mg^{++} και Fe^{++} από τα οκτάεδρα και αναστροφή του Si. Στην περιοχή Ορεστιάδος η παρουσία αρκετών ποσοτήτων μαρμαρυγιών θα έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό του καολινίτη απ'αυτούς και όχι από μετασχηματισμό του σμεκτίτη. Η αρνητική συσχέτιση όμως μεταξύ % καολινίτη και ολικού καλίου ($r^2 = -0.90$), δηλώνει ότι και εδώ η παρουσία του καολινίτη

είναι αποτέλεσμα μετασχηματισμού του σμεκτίτη. Η φανερή παρουσία του κασολινίτη στα Vertisols φαίνεται να αποτελεί γενική παρατήρηση (Dixon, 1982).

Η παρουσία ανακλάσεως, στα διαγράμματα που είναι κορεσμένα με K^+ και έχουν θερμανθεί στους $500^{\circ}C$, στα 1.48 nm και η εξαφάνιση των 0.72 nm και των ανωτέρας τάξεως ανακλάσεων, δηλώνουν την παρουσία χλωρίτη (Brindley, 1961). Η παρουσία του χλωρίτη είναι ενδεικτική εδαφοπεριβάλλοντος πλούσιου σε βάσεις.

Η ύπαρξη πλατιών κορυφών, στα διαγράμματα με Mg^{++} και γλυκερίνη, στην περιοχή μεταξύ των 1.75 και 2.08 nm οι οποίες στα διαγράμματα με K^+ μετατοπίζονται μεταξύ 1 και 1.4 nm, δηλώνει την παρουσία αλληλοστρωσιγενών ορυκτών. Η άποψη αυτή ενισχύεται και από την παρουσία επίσης πλατιών κορυφών στα διαγράμματα με K^+ ($300^{\circ}C$) στην περιοχή των 1 - 1.4 nm. Η ύπαρξη ανακλάσεως στα 3.2 nm, στα διαγράμματα με Mg^{++} και γλυκερίνη, δηλώνει την παρουσία αλληλοστρωσιγενών ορυκτών του τύπου χλωρίτη - σμεκτίτη (001/001) κανονικής στρωμάτωσης (Jackson, 1968).

Η παρουσία ανάκλασης στα 1.45 nm σε διαγράμματα με K^+ η οποία μετακινείται στα 1.55 nm σε διαγράμματα με Mg^{++} και στα 1.15 nm σε διαγράμματα με K^+ + $300^{\circ}C$, δηλώνει την παρουσία αλληλοστρωσιγενών ορυκτών του τύπου χλωρίτη - σμεκτίτη (Brindley and Brown, 1980).

Μια γενική παρατήρηση που προκύπτει από την μελέτη των διαγραμμάτων ακτίνων X της περιοχής Ξυνιάδος είναι ότι, η παρουσία βασικών ανακλάσεων σ'ολους τους οριζόντες, στα διαγράμματα με Mg^{++} , είναι κατά τι μεγαλύτερες (1.52 - 1.54 nm) των κανονικών ανακλάσεων του σμεκτίτη (1.47 nm). Επίσης και στα διαγράμματα με Mg^{++} και γλυκερίνη, έχουμε μετακίνηση των βασικών ανακλάσεων πέρα από το κανονικό (1.78 nm). Τόσο τα πιο πάνω όσο και η παρουσία πλατιών κορυφών στα 1.4 nm, στα διαγράμματα με K^+ ($300^{\circ}C$), καθ'όσον η βασική ανάκλαση του σμεκτίτη μετακινείται στα 1.0 nm, συνηγορούν για την ύπαρξη μερικώς χλωριωμένου σμεκτίτη (Wildeman et al., 1968; Fitzpatrick and Le Roux, 1977). Στην περίπτωση αυτή, θετικά φορτισμένα υδρο -υδροξειδία του Fe, Al, Mg, είναι δυνατόν να κατακρημνισθούν και να προσκολληθούν στην μια πλευρά του χώρου μεταξύ των στρώσεων του σμεκτίτη, με αποτέλεσμα οι βασικές ανακλάσεις του να είναι μεγαλύτερες του κανονικού.

Διαπιστώνεται και η παρουσία του πρωτογενούς ορυκτού του χαλαζία, από τις ανακλάσεις στα 0.427 (100) και 0.334 nm (101). Η διαπίστωση του χαλαζία στους αργίλλους των εδαφών παρουσιάζει δυσκολία διότι, πλησίον της ισχυρής ανακλάσεως αυτού στα 0.334 nm (101), δίδουν ισχυρή ανάκλαση οι μαρμαρυγίες και ο καολινίτης (πιν. 5.21). Επίσης στην ανάκλαση των 0.427 nm δίδουν ισχυρή ανάκλαση τόσο ο καολινίτης όσο οι άστριοι (0.421 nm) και ο γκαιτίτης (0.419-0.415 nm). Η παρουσία του επιβεβαιώνεται από τις μικρομορφολογικές παρατηρήσεις των λεπτών τομών και από τα διαγράμματα IR.

5.6.3 DTA

5.6.3.1 Γενικά

Διαφορική θερμική ανάλυση, είναι μια τεχνική θερμικής ανάλυσης όπου στα διαγράμμάτα της παρουσιάζονται όλες οι ενεργειακές μεταβολές που λαμβάνουν χώρα κατά την θέρμανση ενός δείγματος. Τέτοιες μεταβολές ενέργειας μπορεί να προέρχονται από μεταβολές φάσεως, κατάρρευση πλέγματος, αντιδράσεις στερεάς καταστάσεως σ'ένα δείγμα με πολλά συστατικά, αντιδράσεις μ'ένα ενεργό αέριο και από δευτέρας τάξεως μεταβολές (στην περίπτωση αυτή έχουμε μεταβολή εντροπίας χωρίς μεταβολή ενθαλπίας). Η καμπύλη της DTA μας δείχνει τα φαινόμενα που συνοδεύουν τις μεταβολές της ενθαλπίας του δείγματος, ενδόθερμες - εξώθερμες αντιδράσεις, αναγωγές, οξειδώσεις κ.τ.λ., επομένως είναι συνάρτηση της κρυσταλλικής δομής και της χημικής συστάσεως των υλικών ή του υλικού του δείγματος, και αντικατοπτρίζει την ορυκτολογική σύσταση αυτού (Mackenzie, 1970).

Γενικά, αφυδάτωση, αναγωγή και μερικές αντιδράσεις αποσύνθεσης έχουν ενδόθερμα αποτελέσματα, ενώ οξείδωση, κρυσταλλοποίηση και μερικές αντιδράσεις αποσύνθεσης, έχουν εξώθερμα αποτελέσματα.

Οι μεταβολές βάρους, που λαμβάνουν χώρα κατά την θέρμανση ενός δείγματος, οφείλονται κυρίως σε απομάκρυνση νερού (αφυδάτωση, αφυδροξυλίωση), αποσύνθεση, οξείδωση και εμφανίζονται στις καμπύλες TG και DTG. Οι καμπύλες αυτές μας δίδουν λιγότερες πληροφορίες από ότι οι DTA όσον αφορά το είδος των αργιλλικών ορυκτών ενός δείγματος. Από την άλλη πλευρά όμως, παρέχουν ακριβείς ποσοτικές πληροφορίες και για τον λόγο αυτό χρησιμοποιούνται για ποσοτικό προσδιορισμό των αργιλλικών ορυκτών (Mackenzie, R. C. and Caillere, S., 1979). Ενας από τους λόγους που έγινε λήψη καμπυλών DTA, TG και DTG, των δειγμάτων μας, είναι η και η προσπάθεια ημιποσοτικού προσδιορισμού του κολλινίτη (Karathanasis and Hazec, 1982).

5.6.3.2 Αναλυτικά αποτελέσματα

Από τις καμπύλες DTA των διαφόρων οριζόντων των εξεταζομένων εδαφοτομών (εικ. 5.14, παράρτ. εικόνων), παρατηρούμε μια μεγάλη ενδόθερμη κορυφή στους 90 - 120 °C, η οποία οφείλεται κυρίως στην απομάκρυνση (desorption ή dehydration) του προσροφημένου νερού (water of hydration or water of adsorption). Η διαφορετική ενέργεια ενυδατώσεως (πιν. 5.24) των διαφόρων κατιόντων έχει σαν αποτέλεσμα την διαφορετική θερμοκρασία εμφάνισης, διαφορετικό μέγεθος και σχήμα της ενδόθερμης αυτής κορυφής, με άλλα λόγια, το ενδόθερμο αυτό είναι συνάρτηση του κατιόντος που είναι κορεσμένη η άργιλλος (Mackenzie, 1964a).

Πιν. 5.24 Ενέργεια ενυδατώσεως διαφόρων κατιόντων
(Van der Marrel et al., 1976)

Ιόν	Kcal/gr ιόντος
K ⁺	75
Na ⁺	94,5
Li ⁺	120
Ca ⁺⁺	360
Mg ⁺⁺	440

Όταν η άργιλλος είναι κορεσμένη με κατιόντα μικρού ενυδατώματος (K⁺) έχουμε εμφάνιση ενδόθερμου μικρού μεγέθους στη θερμοκρασία των 100 - 200°C, ενώ όταν είναι κορεσμένη με κατιόντα μεγάλου ενυδατώματος (Mg⁺⁺) έχουμε εμφάνιση ενδόθερμου μεγάλου μεγέθους. Κορεσμός τεσσάρων (4) δειγμάτων της εδαφοτομής T₅ (Ap, C1, Cw2, C3) της περιοχής Ξυνιάδος με K⁺, έδειξε ότι οι καμπύλες DTA είχαν μεγάλη διαφορά όσον αφορά το μέγεθος κυρίως του ενδοθέρμου στους 100°C, απ'ότι οι καμπύλες DTA των ίδιων δειγμάτων χωρίς καμία μεταχείριση (εικ. 5.14a, παραρτ. εικόνων). Η παρατήρηση αυτή σε συνδυασμό με

¹ Το νερό βρίσκεται στις άργιλλους είτε σαν ιόντα OH⁻ είτε σαν μόρια H₂O. Τα ιόντα OH⁻ αναφέρονται σαν νερό του κρυσταλλικού πλέγματος και η απομάκρυνσή των σαν αφυδροξυλίωση. Τα μόρια του H₂O αναφέρονται σαν νερό ενυδατώσεως ή προσροφημένο νερό και η απομάκρυνσή των σαν αφυδάτωση (Tan and Hajek, 1977)

αναλυτικά αποτελέσματα ανταλλαξιμών κατιόντων, συνηγορούν στο ότι η άργιλλος της περιοχής αυτής είναι κορεσμένη με Mg^{++} .

Σαν θερμοκρασία απομάκρυνσης του συνόλου του προσροφημένου² νερού λογίζεται η θερμοκρασία των $300^{\circ}C$ (Αλεξιάδης, 1977; Barshad, 1965). Το μικρό ενδόθερμο που παρουσιάζεται στους $500-600^{\circ}C$ οφείλεται στην αφυδροξυλίωση των οκταέδρων του αργιλίου ενώ το πολύ μεγαλύτερο ενδόθερμο στους $700^{\circ}C$ οφείλεται στην αφυδροξυλίωση των οκταέδρων του μαγνησίου. Όσο περισσότερα Mg έχουμε στα οκτάεδρα τόσο υψηλότερη θα είναι η θερμοκρασία αφυδροξυλίωσης. Τούτο αποτελεί γενικό κανόνα για τα φυλλοπυριτικά ορυκτά (Mackenzie, 1970). Οι διαφορές στη θερμοκρασία αφυδροξυλίωσης οφείλονται κατά κάποιο τρόπο στην ενέργεια με την οποία οι υδροξυλιακές ομάδες είναι συνδεδεμένες στο πλέγμα. Τόσο η παρουσία χαρακτηριστικών ενδόθερμων στους $700^{\circ}C$, όσο και η βαθμιαία και συνεχής απώλεια βάρους, που παρατηρείται στις καμπύλες TG, στα δείγματα κύρια της περιοχής Ξυνιάδος, συνηγορούν στην ύπαρξη Mg στα οκτάεδρα (Mackenzie, 1964a). Ορυκτό της ομάδας του σμεκτίτη, με έντονη την παρουσία Mg στα οκτάεδρα είναι ο μοντμοριλλονίτης.

Η παρουσία ενδόθερμων-εξώθερμων κορυφών μεταξύ 800 και $950^{\circ}C$ είναι αποτέλεσμα αλλαγής της δομής των ορυκτών και σχηματισμού καινούργιων άνυδρων ορυκτών. Το ενδόθερμο σημαίνει αλλαγή εντροπίας του συστήματος ενώ το εξώθερμο επανακρυστάλλωση σε νέα φάση (Holdridge and Vaughan, 1957). Η παρουσία ενός μικρού ενδόθερμου στους $600^{\circ}C$ και ενός εξώθερμου στους $800-850^{\circ}C$ είναι ενδεικτική της αφυδροξυλίωσης των στρώσεων του βρουσίτη. Με την DTA μπορούμε να πιστοποιήσουμε την παρουσία τέτοιων στρώσεων βρουσίτη, ακόμα και αν δεν μπορούμε να τις διακρίνομε με ανάλυση XRD (Mackenzie, 1957).

Η ύπαρξη μικρών εξώθερμων κορυφών μεταξύ 900 και $1000^{\circ}C$, που συνοδεύονται με την ύπαρξη ενδόθερμων κορυφών στην περιοχή $500 - 600^{\circ}C$, οφείλεται στην παρουσία ορυκτών της ομάδας του καολινίτη (Holdridge and Vaughan, 1957). Στη θερμοκρασία των $900 - 1000^{\circ}C$ έχουμε πλήρη καταστροφή του κρυσταλλικού πλέγματος του καολινίτη και

²Το προσροφημένο νερό βρίσκεται είτε σαν ενυδάτωμα ανταλλαξιμών κατιόντων είτε σαν φύλλα μονομοριακών στρώσεων γύρω από επιφάνειες οξυγόνων (layer water). Μεμονωμένα μόρια νερού βρίσκονται σε κοιλώματα της επιφάνειας οξυγόνων που σχηματίζουν την βάση των τετραέδρων (cavity water).

σχηματισμό καινούργιων ορυκτών, όπως μουλίτη ή $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Brindley, 1961). Στην περιοχή Ορεστιάδος, τόσο το ενδόθερμο στους 500 - 600°C όσο και το εξώθερμο στους 970°C περίπου, είναι πιο εμφανή απ'ότι στην περιοχή Ξυνιάδος, που μας κάνει να πούμε ότι στην πρώτη περιοχή, αφενός έχουμε μεγαλύτερα ποσά каолинίτη, αφετέρου ο каолинίτης είναι καλύτερα κρυσταλλωμένος. Τούτο αποδεικνύεται και από τις ακτίνες X και μας κάνει να συμφωνήσουμε με τις απόψεις Kantor and Schwertmann (1974), ότι каолинίτης που προέρχεται από βασικά - υπερβασικά πετρώματα είναι λιγότερο κρυσταλλωμένος από каолинίτη που προέρχεται από άλλα πετρώματα. Επίσης η διαφορά αυτή, όσον αφορά την εμφάνιση του каолинίτη, είναι ένδειξη διαφορετικού μητρικού υλικού των δύο περιοχών.

Μια άλλη διαφορά στις καμπύλες DTA μεταξύ των δύο περιοχών είναι το S σχήματος ενδόθερμο - εξώθερμο που παρατηρείται χαρακτηριστικά στα δείγματα της Ξυνιάδος στην περιοχή των 800 - 950°C, που επειδή συνοδεύεται από ενδόθερμο στους 600°C οφείλεται στην παρουσία στρώσεων βρουσίτη. Η παρατήρηση αυτή, σε συνδυασμό με τις κορυφές στα 1.53 nm στη μεταχείριση με Mg και 1.89 nm στη μεταχείριση με Mg +G1 στα διαγράμματα των ακτίνων X, δηλώνει την παρουσία μερικώς χλωριωμένου σμεκτίτη.

Η παρουσία ενός δεύτερου ενδόθερμου στους 230-250°C, που παρατηρείται στα δείγματα της περιοχής Ορεστιάδος, είναι χαρακτηριστικό μοντμοριλλινίτου κορεσμένου με Ca^{++} (Jackson, 1968; Barshad, 1965). Τεχνητός κορεσμός του δείγματος T1 Cw1 με Mg^{++} (εικ. 5.14β, στο παράρτημα εικόνων) δείχνει εξαφάνιση του δεύτερου, χαμηλής θερμοκρασίας ενδόθερμου. Σύμφωνα με τους Jackson (1968), Barshad (1965) και την πιο πάνω παρατήρηση μπορούμε να πούμε ότι η άργιλλος της περιοχής αυτής είναι κορεσμένη με Ca^{++} , γεγονός που επιβεβαιώνεται και από τα αναλυτικά αποτελέσματα ανταλλαξίμων κατιόντων (πιν. 5.4).

Οι καμπύλες DTA και στις δύο περιοχές γενικά έχουν εμφάνιση καμπυλών σμεκτίτη, δηλαδή παρουσιάζουν ενδόθερμα στους 100, 500, 700°C και εξώθερμο στους 800 - 900°C

Το ενδόθερμο στους 760°C οφείλεται στην παρουσία CaCO_3 και η παρατηρούμενη αύξηση της εντάσεως του με το βάθος, στα δείγματα και των δυο περιοχών, συμφωνεί με την αντίστοιχη αύξηση των ποσοτήτων ισοδυνάμου CaCO_3 .

Η παρουσία οργανικής ουσίας έχει σαν αποτέλεσμα την πρόκληση ισχυρής εξώθερμης αντίδρασης και αντίστοιχη εμφάνιση ενός αρκετά έντονου εξώθερμου στους 300°C , το οποίο είναι δυνατόν να εμποδίζει την εμφάνιση οιοδήποτε ενδόθερμου στην περιοχή των $250 - 400^{\circ}\text{C}$ (Tan and Hajek, 1977). Σε εδάφη με μικρή περιεκτικότητα σε οργανική ουσία, όπως είναι και τα δικά μας εδάφη, η μη καταστροφή της οργανικής ουσίας δεν δημιουργεί πρόβλημα στην εμφάνιση ενδοθερμών στην περιοχή $250 - 400^{\circ}\text{C}$ (Tan and Hajek, 1977). Από την μελέτη καμπυλών DTA είναι δυνατόν να πιστοποιήσουμε την παρουσία χουμικών ή φουλβικών οξέων που μπορεί να βρίσκονται προσροφημένα είτε στην εξωτερική επιφάνεια των αργιλλικών ορυκτών είτε στον χώρο μεταξύ των στρώσεων (Schnitzer and Kodama, 1977). Τα αρκετά εμφανή εξώθερμα στους $300 - 420^{\circ}\text{C}$, που παρατηρούνται κυρίως στα διαγράμματα DTA, δηλώνουν την παρουσία χουμικών οξέων (Tan and Hajek, 1977). Οι Kallianou and Yassoglou (1985), αναφέρουν ότι χουμικά οξέα εκχυλιζόμενα από Ελληνικά εδάφη, παρουσιάζουν έντονα εξώθερμα στους $400 - 430^{\circ}\text{C}$, ενώ τα εξώθερμα των φουλβικών οξέων παρατηρούνται σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 450°C . Η δεύτερη εξώθερμος αντίδραση, που ακολουθεί στη συνέχεια και εμφανίζεται είτε σαν μικρή εξώθερμος κορυφή στους 470°C είτε σαν ώμος με κλίση προς τις υψηλότερες θερμοκρασίες, δηλώνει την καύση της οργανικής ουσίας που βρίσκεται προσροφημένη στα αργιλλικά ορυκτά (Schnitzer and Kodama, 1977).

Οι παρατηρήσεις αυτές μπορούν να ερμηνεύσουν την ύπαρξη ανακλάσεων στα 2.08 nm , στην μεταχείριση με $\text{Mg} + \text{G1}$ των διαγραμμάτων ακτίνων X , τόσο στην περιοχή της Ορεστιάδος όσο και στην περιοχή της Ξυνιάδος και μπορεί να λεχθεί ότι η άργιλλος των εδαφών αυτών σχηματίζει σύμπλοκα με την οργανική ουσία. Την ίδια παρατήρηση, με ακριβώς τις ίδιες ανακλάσεις, αναφέρουν και οι Johnson et al. (1962) σε μελέτη Vertisols της Αριζόνας των ΗΠΑ.

Οι Martin- Martinez και Perez- Rodriguez (1969) και Martin- Martinez και Saiz- Jimenez (1973), αναφέρουν ότι χουμικές ενώσεις εκχυλιζόμενες από Vertisols, της περιοχής της Ανδαλουσίας της Ισπανίας, περιέχουν μικρού μοριακού βάρους χουμικές ενώσεις οι οποίες είναι δυνατόν να προσροφηθούν από μοντμοριλλονίτη. Οι Rodriguez et al. (1977) αναφέρουν ότι το υλικό που βρίσκεται μεταξύ των στρώσεων σε φυσικά αργιλλοχουμικά σύμπλοκα των Vertisols της Ανδαλουσίας ομοιάζει με πρωτεΐνη.

Ο σχηματισμός αργιλλοχουμικών συμπλόκων φαίνεται να αποτελεί χαρακτηριστικό των Vertisols.

5.6.4 Υπέρυθρος φασματοσκοπία (Infrared spectroscopy, IR)

5.6.4.1 Γενικά

Η χρησιμοποίηση του IR στην ποιοτική ανάλυση των αργιλλικών ορυκτών γίνεται γιατί παρέχει πληροφορίες όσον αφορά τον δεσμό του υδρογόνου δηλαδή εάν είναι παρόν σαν OH ή σαν H₂O. Στη συνέχεια, ανάλυση των δονήσεων του OH ή του H₂O δίδει πληροφορίες όχι μόνο για το υδρογόνο αλλά και για τα κατιόντα του άμεσου περιβάλλοντος με τα οποία το OH ή το H₂O είναι συνδεδεμένα. Η χρησιμοποίησή του για ποιοτική ανάλυση αργίλλων είναι καθοριστική όταν χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με άλλες τεχνικές, όπως XRD και DTA. Ο προσδιορισμός στην περίπτωση αυτή γίνεται συγκριτικά, με την χρησιμοποίηση γνωστών φασμάτων καλά κρυσταλλωμένων ορυκτών, και για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το βιβλίο "Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures" (H.W.van der Marel and Beutelsphacher, 1976).

5.6.4.2 Αναλυτικά αποτελέσματα

Στις εικόνες 5.13 (στο παράρτημα εικόνων) φαίνονται τα φάσματα IR όλων των οριζόντων των εξεταζομένων εδαφοτομών, από την μελέτη των οποίων προκύπτουν τα κάτωθι:

Οι ζώνες απορροφήσεως στις συχνότητες 3700 και 3660 cm^{-1} είναι χαρακτηριστικές της παρουσίας καολινίτη και οφείλονται σε δονήσεις τάσεως (stretching) του Al--O-H. Στα φάσματα της περιοχής Ορεστιάδος οι ζώνες αυτές έχουν μεγαλύτερη ένταση και είναι πιο ευδιάκριτες από τις αντίστοιχες της περιοχής Ξυνιάδος. Κατά συνέπεια θα έχουμε μεγαλύτερα ποσά καολινίτη στην περιοχή Ορεστιάδος πράγμα που επιβεβαιώνεται τόσο από τα διαγράμματα XRD, DTA όσο και από τις τιμές ημιποσοτικού προσδιορισμού του καολινίτη (πιν.5.25).

Οι ισχυρές εντάσεως ζώνες απορροφήσεως στα 3420 και 1640 cm^{-1} οφείλονται σε δονήσεις τάσεως (stretching) και δονήσεις κάμψεως (bending) του H-O-H αντίστοιχα και μας πληροφορούν ότι η άργιλλος περιέχει ορυκτά που έχουν την ικανότητα προσροφήσεως μεγάλων ποσοτήτων νερού που τέτοια δεν είναι άλλα από τα της ομάδος του σμεκτίτη. Το μήκος κύματος εμφανίσεως της ζώνης απορροφήσεως του προσροφημένου νερού εξαρτάται από το είδος του ανταλλαξιμού κατιόντος και το ποσό του προσροφημένου νερού.

Η παρουσία ζώνης απορροφήσεως στα 3580 cm^{-1} . στα φάσματα της περιοχής Ξυνιάδος, είναι χαρακτηριστική δόνηση τάσεως του Fe--O-H και χαρακτηρίζει πλούσιο σε σίδηρο σμεκτίτη (Van der Marel and Beutelspacher, 1976).

Η ζώνη απορροφήσεως στα 1430 cm^{-1} στα φάσματα και των δύο περιοχών είναι χαρακτηριστική της παρουσίας ανθρακικών (Farmer, 1974). Η αύξηση της εντάσεως της ζώνης αυτής σ'όλες τις εδαφοτομές με το βάθος συμφωνεί με την αντίστοιχη αύξηση του ισοδυνάμου $\text{CaCO}_3\%$.

Η ισχυρή εντάσεως ζώνη απορροφήσεως στην περιοχή 900 - 1100 cm^{-1} καθώς και η μικρότερης εντάσεως στην περιοχή 400 - 800 cm^{-1} είναι αποτέλεσμα δονήσεων τάσεως και κάμψεως αντίστοιχα του Si-O, που χαρακτηρίζουν τα πυριτικά ορυκτά.

Οι απορροφήσεις στα 778 και 795 cm^{-1} είναι δονήσεις κάμψεως του Si-O και είναι χαρακτηριστικές της παρουσίας χαλαζία στα δείγματά μας (Chester and Green, 1968). Με την χρησιμοποίηση του IR είναι δυνατόν

Πίνακας 5.25 Ημιοσοτικός προσδιορισμός καολινίτη
(Μέθοδος Karathanasis - Hajec, 1982)

Περιοχή Ορεστιάδος					
Εδαφοτομή T ₁		Εδαφοτομή T ₃		Εδαφοτομή T ₄	
οριζ	καολ/της %	οριζ.	καολ/της %	οριζ.	καολ/της %
Ap1	23	.Ap	25	AB	22
Ap2	22	Ap	26	Bw	23
Cw1	22	AB	26	BC	22
C2	22	Bw1	30		
C3	22	Bw2	26		
		Bck	22		
Περιοχή Ξυνιάδος					
Εδαφοτομή T ₅		Εδαφοτομή T ₆			
οριζ.	καολ/της %	οριζ.	καολ/της %		
Ap	20	Ap	28		
C1	20	C1	28		
Cw2	20	Cw2	26		
C3	20	C3	24		
C4	20				
C5	25				

Πίνακας 5.26 Ζώνες απορρόφησης της αργίλου των εξεταζομένων εδαφικών δειγμάτων και αντίστοιχες ομάδες δόνησης.

Περιοχή Ξυλιάδος		Περιοχή Ορεστιάδος	
Μήκ. κύματος cm ⁻¹	Χαρακτ. ομάδα	Μήκος κύμ/τος cm ⁻¹	Χαρακτ. ομάδα
3700	Al—O—H	3700	Al—O—H
3660	Al—O—H	3630	Al—O—H
3640	(Al, Mg)—O—H	3540	(Al, Mg)—O—H
3620	Al—O—H	3430	H—O—H
3560	(Mg, Fe ⁺⁺⁺)—O—H	1630	H—O—H
3420	H—O—H	1430	ανθρακικά
1630	H—O—H	1030	Si—O—Si
1430	ανθρακικά	920	Al—O—H
1120	Si—O	870	(Al, Fe ⁺⁺⁺)—O—H
1100	Si—O	850	(Al, Mg)—O—H
1030	Si—O—Si	800	(Mg, Fe)—O—H ή
910	Al—O—H		(Fe ⁺⁺ , Fe ⁺⁺⁺)—O—H
870	(Al, Fe)—O—H	778	Si—O—H
800	(Mg, Fe)—O—H	690	Si—O—Al
	ή (Fe ⁺⁺ , Fe ⁺⁺⁺)—O—H	520	Si—O—Al
775	Si—O—Si	465	Si—O—Mg
690	Si—O—Al		
500	Si—O—Al		
460	Si—O—Mg		

να ανιχνεύσουμε την παρουσία πολύ μικρών ποσοτήτων χαλαζία που είναι δύσκολο να γίνει με XRD. Στην περίπτωση αυτή, η διπλή απορρόφηση των 778, 795 cm^{-1} μειώνεται σε μια απορρόφηση στα 795 ή 800 cm^{-1} (Van der Marel and Beutelspacher, 1976). Σύμφωνα με τα πιο πάνω, στην περιοχή Ξυνιάδος η εμφάνιση μόνο μιας ζώνης απορροφήσεως στα 795 cm^{-1} είναι ενδεικτική του μικρού ποσού χαλαζία που περιέχουν τα αργιλλικά ορυκτά της περιοχής αυτής, που είναι αποτέλεσμα του μητρικού ορυκτού.

Η παρουσία τρισθενών κατιόντων στα οκτάεδρα του κρυσταλλικού πλέγματος των αργιλλικών ορυκτών, δίδει χαρακτηριστικές απορροφήσεις στην περιοχή 800 - 920 cm^{-1} , που είναι αποτέλεσμα δόνησεων κάμψεως των $(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})\text{-O-H}$ και Al-O-H αντίστοιχα (J.White, 1971). Η εμφάνιση σχεδόν σ'όλα τα φάσματα IR που εξετάζουμε απορροφήσεων στα 870 και 920 cm^{-1} , μας κάνει να πούμε με βεβαιότητα ότι τα ορυκτά της ομάδος του σμεκτίτη και των δύο περιοχών είναι διοκταεδρικά.

Η εμφάνιση ζωνών απορροφήσεως στα: 800, 870, 3520 και 690 cm^{-1} , είναι χαρακτηριστικό αργιλλικών ορυκτών πλούσιων σε σίδηρο (Farmer, 1974; Van der Marel and Beutelspacher, 1976).

Στον πίνακα 5.26 φαίνονται συνοπτικά τα μήκη κύματος όπου παρατηρούνται ζώνες απορροφήσεως της αργίλλου, των εδαφικών δειγμάτων των εξεταζομένων περιοχών και η αντίστοιχη χαρακτηριστική ομάδα δόνησης.

5.7 Ολική ανάλυση αργίλλων και υπολογισμός χημικού τύπου σμεκτίτη.

Η ολική ανάλυση αργίλλων έγινε για απόκτηση πληροφοριών, όπως προελεύσεως του μητρικού υλικού, βαθμού αποσαθρώσεως αλλά και για τον υπολογισμό του χημικού τύπου του σμεκτίτη.

Όπως φαίνεται από τον πίνακα 5.23 οι τιμές του ολικού σιδήρου και μαγνησίου κυμαίνονται σε αρκετά υψηλά επίπεδα, δηλώνοντας την από πλούσια σε σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά προέλευσή τους.

Πίνακας 5.23 Στοιχειακή Ανάλυση αργίλλων

Περιοχή Ορεστιάδος

Εδαφοτομή T₃

οριζ.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	Ni	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃
	%										ppm	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃
Ap	48.9	14.0	8.4	1.9	1.8	1.5	1.4	0.04	0.9	106	5.9	15.7	10.9	2.6
AB	49.3	13.8	8.0	1.9	1.9	1.4	0.8	0.04	0.7	59	6.1	16.6	10.7	2.7
Bw1	50.6	13.6	7.9	1.8	2.2	1.2	0.9	0.04	0.7	63	6.2	17.2	11.3	2.7
Bw2	49.4	13.5	7.9	2.1	3.8	1.1	0.8	0.04	0.7	62	6.2	16.9	11.1	2.7
BCκ	50.1	13.6	7.8	2.3	3.9	1.0	0.9	0.04	0.7	57	6.3	17.3	11.1	2.7

Εδαφοτομή T₁

Ap1	---	---	8.1	1.4	---	1.4	---	---	---	---	---	---	---	---
Ap2	---	---	8.0	1.9	---	2.0	---	---	---	---	---	---	---	---
Cw1	---	---	7.5	1.8	---	1.5	---	---	---	---	---	---	---	---
C2	---	---	7.4	2.0	---	1.4	---	---	---	---	---	---	---	---
C3	51.6	13.1	7.4	2.0	3.5	1.4	1.0	0.03	0.7	69	6.7	18.8	0.58	2.8

Εδαφοτομή T₄

Ap	---	---	8.2	2.1	---	1.4	---	---	---	---	---	---	---	---
AB	---	---	8.0	1.9	---	1.3	---	---	---	---	---	---	---	---
Bw	---	---	7.8	1.8	---	1.3	---	---	---	---	---	---	---	---
Bκ	---	---	7.7	2.1	---	0.9	---	---	---	---	---	---	---	---

Περιοχή Συνιάδος

Εδαφοτομή T₅

Ap	49.7	12.4	12.9	5.1	2.0	0.2	---	0.03	0.8	221	6.8	10.4	8.6	1.5
C1	49.1	12.1	12.5	5.3	3.0	0.2	5.0	0.03	0.7	264	6.9	10.6	8.6	1.5
Cw2	48.3	12.2	11.8	6.2	3.8	0.3	5.2	0.04	0.7	213	6.7	11.0	8.9	1.6
C3	47.0	8.4	10.7	6.8	5.6	0.4	5.2	0.09	0.5	213	9.5	15.1	9.6	1.2
C4	46.0	6.7	9.8	6.6	7.8	0.3	5.7	0.06	0.8	197	11.6	12.7	10.2	1.1
C5	51.5	8.5	9.6	6.3	4.2	0.2	5.6	0.07	0.7	---	10.3	14.5	11.7	1.4

Εδαφοτομή T₆

Ap	52.0	10.0	11.2	4.2	1.6	1.5	---	0.06	0.7	337	8.8	12.5	8.5	1.4
Cw1	53.3	11.5	10.4	4.2	1.2	0.6	5.2	0.06	0.7	347	7.9	13.9	8.6	1.7
C2	47.0	6.9	9.4	5.2	6.8	0.5	5.2	0.06	0.6	305	11.6	13.6	10.1	1.2
C3	52.6	7.3	9.3	5.2	3.6	0.5	5.2	0.06	0.6	350	12.2	15.5	11.1	1.2

Οι λόγοι $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ($\text{R} = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) και $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ αποτελούν δείκτες χημικής αποσαθρώσεως (Gerard, 1981). Οι υψηλές τιμές των λόγων (πιν. 5.23) δηλώνουν το νεαρό της ηλικίας των εδαφών αυτών. Η αύξηση του λόγου $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ με το βάθος φανερώει την κυριαρχία των ορυκτών του σμεκτίτη.

Στις εδαφοτομές της περιοχής Ξυνιάδος παρατηρείται μια μείωση του λόγου $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ με το βάθος, δηλώνοντας έτσι την αυξημένη συμμετοχή του σιδήρου στην γένεση των αργίλλων.

Επίσης οι πολύ μικρές τιμές της διαφοράς $\text{Fe}_t - \text{Fe}_d$ (πιν. 5.14), ιδιαίτερα των εδαφοτομών της περιοχής Ξυνιάδος φανερώνουν την μεγαλύτερη συμμετοχή του σιδήρου στο πλέγμα των αργιλλικών ορυκτών.

Από τα δεδομένα της ολικής αναλύσεως αργίλλων προσδιορίστηκε ο χημικός τύπος του σμεκτίτη για τις εξεταζόμενες περιοχές. Κατά τη διαδικασία προσδιορισμού του λήφθηκαν υπ' όψη τα κάτωθι:

1. Όλο το Si είναι καταμεμημένο στα τετράεδρα
2. Έχουμε 44 αρνητικά φορτία (20 άτομα οξυγόνου και 4 OH) ανά στοιχειώδη κυψελίδα.
3. Έως 2 άτομα Al μπορεί να λάβουν μέρος στα 8 τετραεδρικά άτομα ανά στοιχειώδη κυψελίδα.
4. Τα υπόλοιπα κατιόντα Al^{+3} , Fe^{+3} , Mg^{+2} , είναι καταμεμημένα στα οκτάεδρα.
5. Τα ανταλλάξιμα κατιόντα Na^{++} , Mg^{+2} , Ca^{+2} , K^{+} και H^{+} χρησιμοποιούνται για την εξουδετέρωση των αρνητικών φορτίων που είναι αποτέλεσμα ισόμορφης αντικατάστασης.
6. Λόγω της παρουσίας μεγάλων ποσοτήτων ανταλλάξιμου μαγνησίου, ιδιαίτερα στην περιοχή Ξυνιάδος, έγινε μεταχείριση των αργίλλων με Na_2CO_3 για αντικατάσταση του μαγνησίου από ιόντα Na, γι' αυτό άλλωστε, έχουμε υψηλές τιμές ολικού νατρίου στην περιοχή αυτή (πιν. 5.23).

Στο πίνακα 5.27 φαίνεται ο τρόπος υπολογισμού του χημικού τύπου (Greenland and Hayes, 1985) του σμεκτίτη.

Πίνακας 5.27 Υπολογισμός χημικού τύπου σμεκτίτη

Ξυνιάδος

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	60.09	48.3	0.80	0.80	3.20	7.02
Al ₂ O ₃	101.9	12.2	0.12	0.24	0.72	2.112
Fe ₂ O ₃	159.7	11.15	0.07	0.14	0.42	1.232
MgO	40.32	6.20	0.153	0.153	0.306	1.346
CaO	56.08	3.80	0.068	0.068	0.136	0.60
Na ₂ O	61.98	5.20	0.084	0.168	0.168	1.48
K ₂ O	94.20	0.30	0.032	0.064	0.064	0.056
TiO	79.90	0.70	0.09	0.09	0.036	0.80

Ορεστιάδος

SiO ₂	60.09	49.30	0.82	0.82	3.28	7.74
Al ₂ O ₃	101.9	13.76	0.135	0.27	0.81	2.549
Fe ₂ O ₃	159.7	8.0	0.05	0.1	0.3	0.944
MgO	40.32	2.0	0.05	0.05	0.10	0.472
CaO	56.08	1.9	0.034	0.034	0.068	0.32
Na ₂ O	61.98	1.5	0.016	0.032	0.032	0.3
K ₂ O	94.20	1.0	0.016	0.032	0.032	0.3
TiO	79.9	0.7	0.009	0.018	0.035	0.17

Στήλη (1) = Μορ. Βάρος οξειδίου

-- (2) = % ποσοστό οξειδίου, απο στοιχειακή ανάλυση

- (3) = Μορ. βάρος οξειδίου / % ολική σύσταση αυτού

(4) = (3) * αριθμό κατιόντων στο οξείδιο

- (5) = (4) * σθένος κατιόντος στο οξείδιο

- (6) = (5) * 44 / το άθροισμα της στήλης (5)

Οι σμεκτίτες έχουν 8 τετραεδρικές κι 6 οκταεδρικές θέσεις καθώς επίσης έως 2 θέσεις μεταξύ των στρώσεων. Οι θέσεις όπως προκύπτει από τους υπολογισμούς μας, είναι κατειλημμένες ως εξής:

Α. Περιοχή Ξυνιάδας.

Τετράεδρα: Si_{7,04} Al_{0,96} σύνολο = 8

Οκτάεδρα : Al_{1,15} Fe_{1,23} Mg_{1,35} Ti_{0,09} σύνολο = 3,81

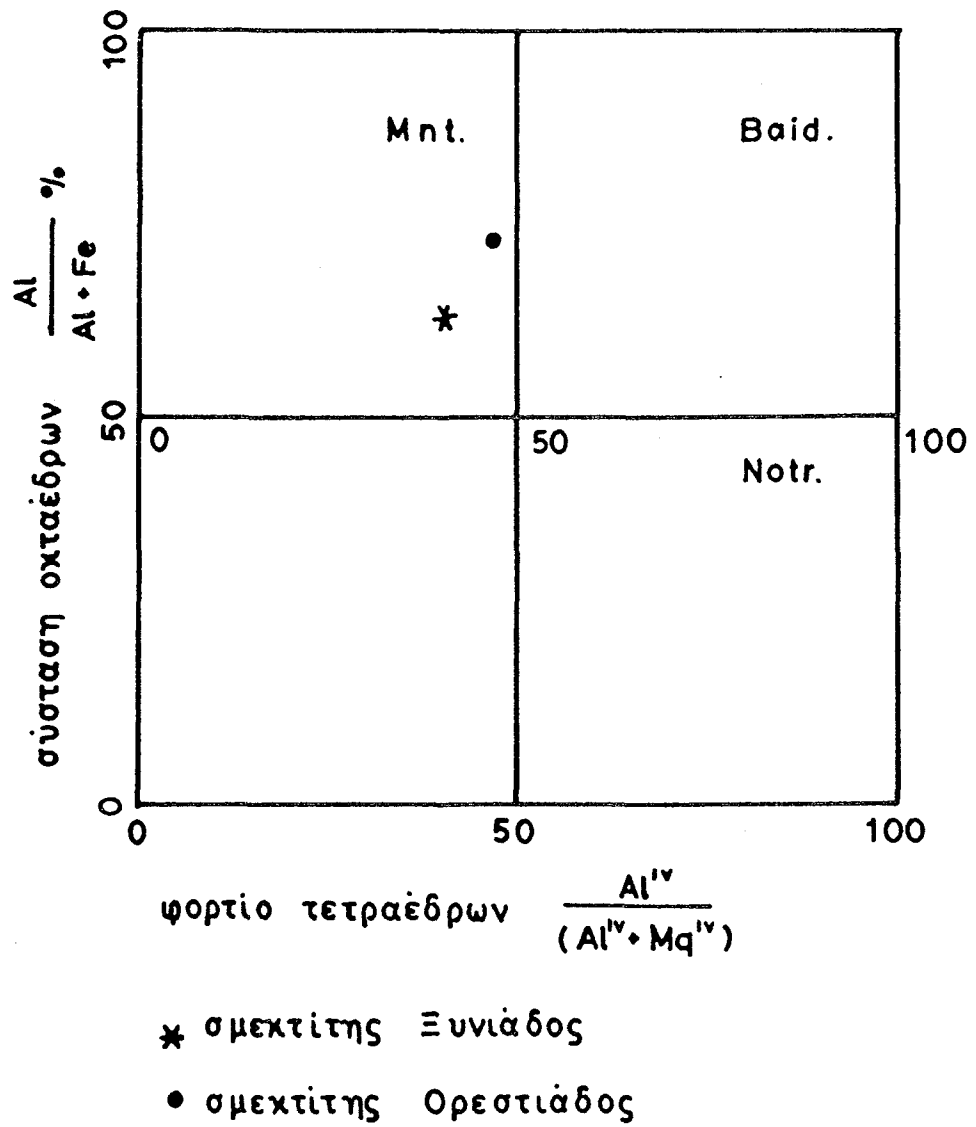
Επειδή μόνο οι 3.8 θέσεις από τις 6 που έχουμε στα οκτάεδρα είναι κατειλημμένες, το ορυκτό είναι διοκταεδρικό.

Β. Περιοχή Ορεστιάδος.

Τετράεδρα: (Si_{7,708} Al_{0,292}) σύνολο = 8

Οκτάεδρα : Al_{2,246} Fe_{0,94} Mg_{0,32} Ti_{0,68} σύν. = 3.86

Επειδή δεν είναι κατειλημμένες όλες οι οκταεδρικές θέσεις και στην περιοχή αυτή, το ορυκτό θα είναι διοκταεδρικό. Τόσο ο



Εικ. 5.16 Οκταεδρική σύσταση και σχετικό τετραεδρικό φορτίο των σμεκτιτών, των εξεταζομένων περιοχών.

προσδιορισμός του χημικού τύπου όσο και η ανάλυση IR δηλώνουν την παρουσία διοκταεδρικού σμεκτίτη στα εξεταζόμενα εδάφη.

Από τους χημικούς τύπους των σμεκτιτών, έχουμε το τετραεδρικό φορτίο και την οκταεδρική σύσταση αυτών. Από την εικόνα 5.16 φαίνεται ότι και στις δύο περιοχές ο σμεκτίτης ανήκει στην σειρά του μοντμοριλλονίτη. Οι μέχρι τώρα χημικοί τύποι των σμεκτιτών των Vertisols, που έχουν υπολογισθεί από διάφορους ερευνητές (Sawhny and Jackson, 1958; Carson and Dixon, 1972; Kantor and Schwertmann, 1974; Guzel and Wilson, 1981), ανήκουν στην σειρά του μοντμοριλλονίτη ή του βαιδελίτη.

Αναφέρεται η παρουσία αρκετά μεγάλων ποσοτήτων δομικού σιδήρου, 0.34 - 1.26 Fe(III) ανά $O_{10}(OH)_2$, σε Vertisols που μελετήθηκαν σε περιοχές της Β. Αμερικής, Αφρικής και Τουρκίας (Carson and Dixon, 1972; Kantor and Schwertmann, 1974; Guzel and Wilson, 1981). Η περιεκτικότητα των δικών μας εδαφών, 0.47 και 0.615 Fe(III) ανά $O_{10}(OH)_2$, βρίσκεται μεταξύ των ορίων που αναφέρονται στην διεθνή βιβλιογραφία, οπότε μπορούμε να πούμε ότι τα Vertisols, γενικά είναι εδάφη πλούσια σε δομικό σίδηρο. Η παρουσία όμως σιδήρου στο πλέγμα του σμεκτίτη θα έχει κάποιες αλλαγές στη συμπεριφορά του. Οι ιδιότητες του σμεκτίτη που επηρεάζονται από την παρουσία δομικού σιδήρου (Stucki, 1988) είναι:

- a. Η ΙΑΚ και το επιφανειακό φορτίο.
- b. Η διαστολή στο νερό
- c. Οι διαστάσεις ως προς τον b και c κρυσταλλογραφικό άξονα
- d. Ειδική επιφάνεια
- e. Χημική θερμική σταθερότητα και
- f. Αντιδράσεις επιφανείας

5.8 Χρώμα εδάφους (Soil color)

Το χρώμα των Vertisols και συγκεκριμένα το "μαύρο" χρώμα των επιφανειακών οριζόντων σε σχέση με τα πολύ μικρά ποσά οργανικής ουσίας, αποτελεί ένα από τα περισσότερο ενδιαφέροντα μορφολογικά χαρακτηριστικά αυτών.

Θεωρήθηκε σκόπιμο, πρώτα να αναφερθούν και να ερμηνευθούν ορισμένες φυσικές και χημικές ιδιότητες των εδαφών και κατόπιν να γίνει προσπάθεια ερμηνείας της προελεύσεως του χρώματός τους.

Η απομάκρυνση της οργανικής ουσίας που επιχειρήθηκε, κατά την προετοιμασία των δειγμάτων για ορυκτολογική ανάλυση και υπολογισμό ειδικής επιφάνειας, με H_2O_2 μαζί με θέρμανση στους $70^{\circ}C$ για περίοδο δύο εβδομάδων περίπου, δεν κατέστη δυνατή. Η μη οξειδωση της οργανικής ουσίας οφείλεται στην παρουσία MnO_2 (εδάφη που περιέχουν σημαντικές ποσότητες $CaCO_3$ έχουν σχεδόν πάντα MnO_2), το οποίο αποσυνθέτει το H_2O_2 (Singh, 1954). Μετά την απομάκρυνση του $CaCO_3$ με αραιό HCl , η οξειδωση της οργανικής ουσίας έγινε σε τρεις ώρες περίπου με αποτέλεσμα την σημαντική αλλαγή χρώματος στα εδαφικά δείγματα. Η μέτρηση του χρώματος των εδαφικών δειγμάτων, πριν και μετά την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας και του $CaCO_3$, έγινε τόσο με το σύστημα Munsell όσο και με το σύστημα CIE, για να έχουμε αφ' ενός μεγαλύτερη ακρίβεια χρώματος και αφ' ετέρου συγκρίσιμες τιμές. Ειδικότερα με το σύστημα CIE έγινε μέτρηση του χρώματος μόνο των εδαφικών δειγμάτων στα οποία έγινε εκχύλιση των χουμικών ενώσεων. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον πίνακα 5.28. Δεν παρατηρούνται αποκλίσεις στις τιμές χροιάς, εντάσης και καθαρότητας χρώματος. Η διαφορά χρώματος πριν και μετά την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας και του $CaCO_3$ είναι αρκετά έντονη και καθίσταται περισσότερο εμφανής από τα φάσματα απορροφήσεως ορατού φωτός των εξεταζομένων εδαφικών δειγμάτων (εικ. 5.16). Αν και οι τιμές της οργανικής ουσίας των εξεταζομένων εδαφικών δειγμάτων είναι πάρα πολύ μικρές (πιν. 5.4), η παρουσία της έχει μεγάλη επίδραση στην διαμόρφωση του χρώματος, όπως φαίνεται στον πίνακα 5.29. Η παρατήρηση αυτή οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το "μαύρο" χρώμα των εδαφών θα οφείλεται στην παρουσία της οργανικής ουσίας.

Πίνακας 5.28 Συντεταγμένες χρώματος, τιμές Y και χρώμα δειγμάτων, υπολογιζόμενο φασματοφωτομετρικά και από πίνακες Munsell.

Πριν την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας						
Δείγμα	Χρωμ.συντεταγμένες			Χρώμα μετρούμενο		
	x	y	Y	φασματ.δεδομένα	πλν.Munsell	
T ₁ Ap	0.334	0.347	22.60	10YR 5.3/1.1	10YR 4/1	
T ₁ cw1	0.329	0.343	22.41	9YR 5.18/1.0	10YR 4/1	
T ₃ Bw1	0.339	0.352	23.86	8.5YR 5.42/1.3	10YR 5/1	
T ₄ Bw	0.353	0.364	27.98	10YR 5.8/2.4	10YR 5/2	
T ₅ Ap	0.339	0.353	16.84	9.5YR 4.65/0.9	10YR 4/1	
T ₆ ap	0.355	0.354	10.47	10YR 3.76/2.1	7.5YR 4/3	
Μετά την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας						
T ₁ Ap	0.336	0.353	52.90	2.5Y 7.64/2.1	2.5Y 8/2	
T ₁ cw1	0.335	0.351	57.20	2.5Y 7.89/1.8	2.5Y 8/2	
T ₃ Bw1	0.345	0.361	49.95	2.5Y 7.45/2.5	2.5Y 8/2	
T ₄ Bw	0.358	0.373	50.02	3Y 7.47/3.1	2.5Y 8/4	
T ₅ Ap	0.352	0.363	37.96	3.1Y 6.63/2.5	2.5Y 7/3	
T ₆ Ap	0.361	0.356	39.57	8.5YR 6.76/3.1	7.5YR 7/3	

Πίνακας 5.29 Χρώμα δειγμάτων (σκόνης <50μm), με το σύστημα Munsell, πριν και μετά την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας

Περιοχή Ορεστιάδος

Εδαφοτομή T₁

οριζ. βάθος	Χρώμα εδάφους	
	(χωρίς μεταχειρ.) ξηρό d < 50 μm	(χωρίς 0.0 + CaCO ₃) ξηρό d < 50 μm
Ap1 0 - 18	10YR 4/1	2.5Y 7/2
Ap2 18 - 40	10YR 4/1	2.5Y 7/2
Cw1 40 - 95	10YR 4/1	2.5Y 8/2
C2 95 - 120	10YR 5/2	2.5Y 8/2
C3 >120	10YR 5/2	5Y 8/2

Εδαφοτομή T₃

Ap 0 - 28	10YR 4/1	2.5Y 7/3
AB 28 - 40	10YR 4/1	2.5Y 7/3
Bw1 70 - 109	10YR 5/1	2.5Y 7/3
Bw2 109 - 147	10YR 5/1	2.5Y 7/3
Bck 147 - 175	7.5YR 5/6	10YR 7/4

Εδαφοτομή T₄

Ap 0 - 22	10YR 4/3	2.5Y 7/4
AB 22 - 66	10YR 4/3	2.5Y 7/4
Bw 66 - 119	10YR 5/2	2.5Y 7/4
BC 119 - 140	10YR 5/2	2.5Y 7/4

Περιοχή Ξυλιάδος

Εδαφοτομή T₅

Ap 0 - 15	10YR 4/1	2.5Y 6/3
C1 15 - 40	10YR 4/1	2.5Y 6/4
Cw2 40 - 100	10YR 5/2	2.5Y 6/4
C3 100 - 141	10YR 5/2	10YR 6/3
C4 141 - 151	2.5Y 5/1	2.5YR 7/2
C5 151 - 178	2.5Y 5/1	2.5YR 7/2

Εδαφοτομή T₆

Ap 0 - 28	7.5YR 4/3	7.5YR 6/3
C1 28 - 60	7.5YR 4/3	7.5YR 6/3
Cw2 60 - 100	7.5YR 5/4	7.5YR 6/3

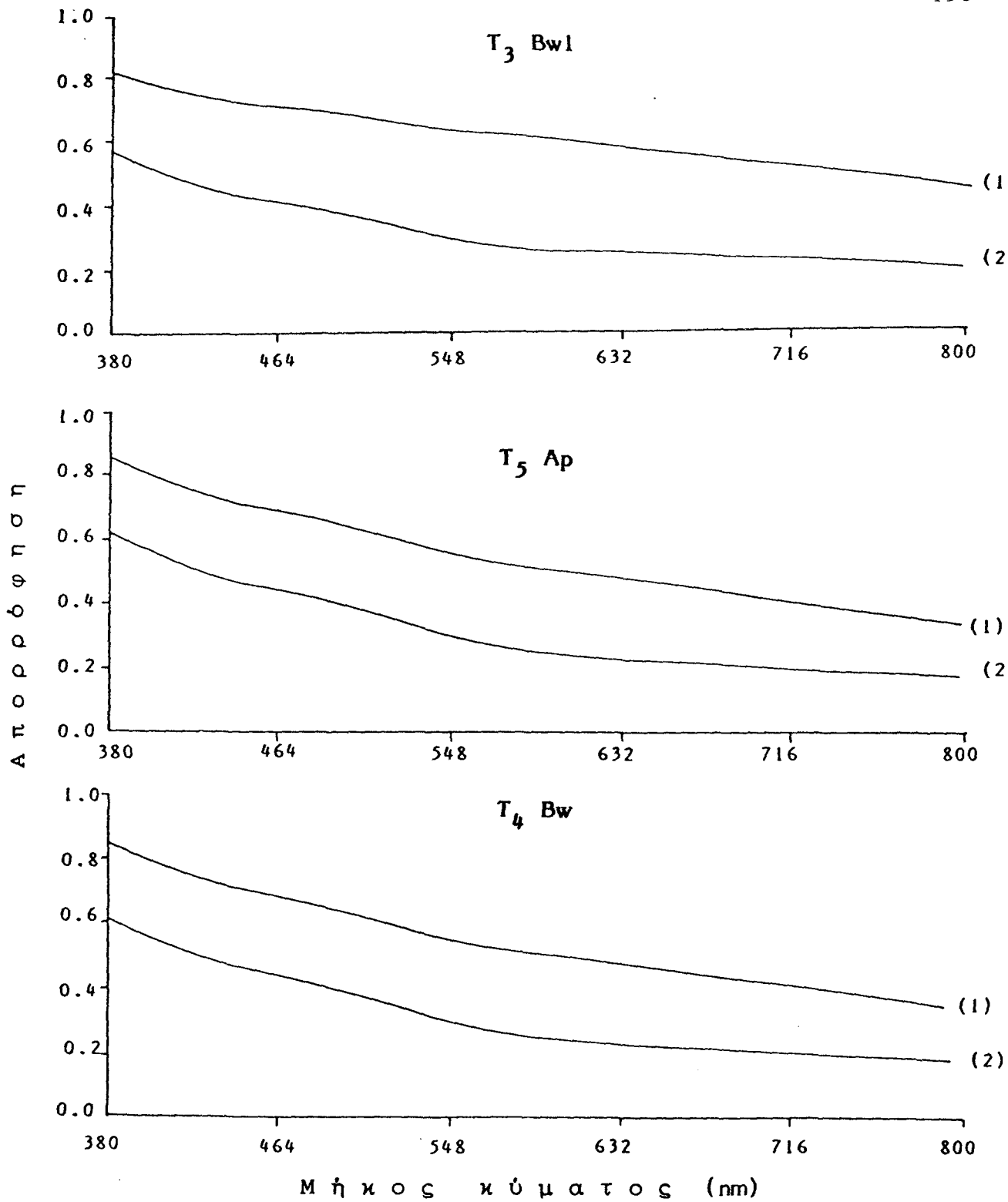
Στα εξεταζόμενα εδάφη έχοντας υπόψη:

α) την παρουσία αργιλλοχουμικών συμπλόκων, όπως προκύπτει από την ορυκτολογική ανάλυση με XRD και DTA

β) τον υψηλό βαθμό πολυμερισμού των χουμικών οξέων, μπορεί να λεχθεί ότι, τα χουμικά οξέα των αργιλλοχουμικών συμπλόκων είναι έντονα πολυμερισμένα, με αποτέλεσμα να ανθίστανται περισσότερο στην απομάκρυνσή τους από το αργιλλοχουμικό σύμπλοκο και ως εκ τούτου την παραμονή του "μαύρου" χρώματος στα εδάφη αυτά. Στην αντίσταση απομακρύνσεως των χουμικών οξέων από το πλέγμα του σμεκτίτη θα πρέπει να συμβάλλει και η παρουσία ιόντων ασβεστίου.

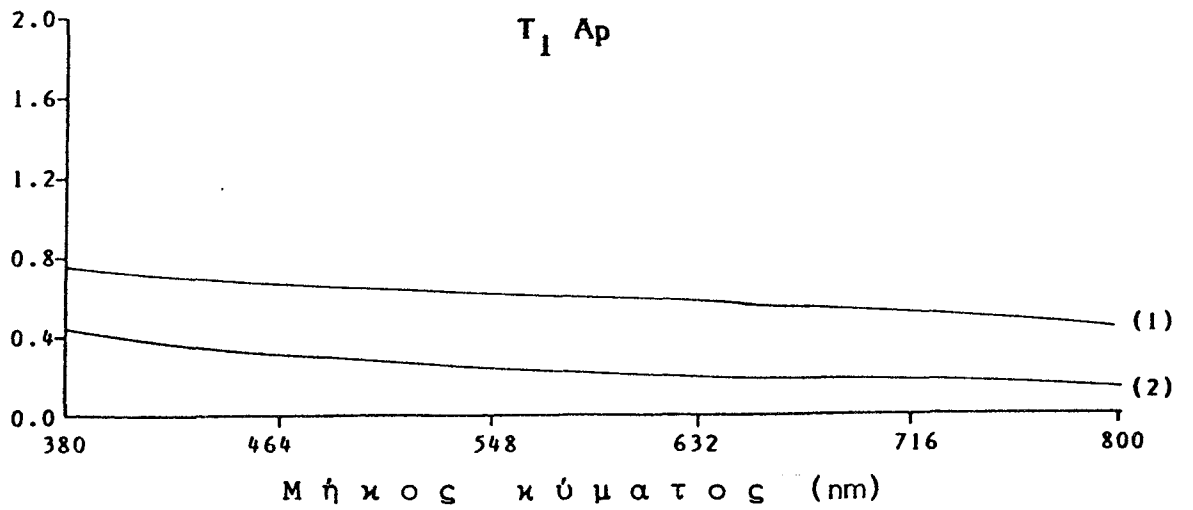
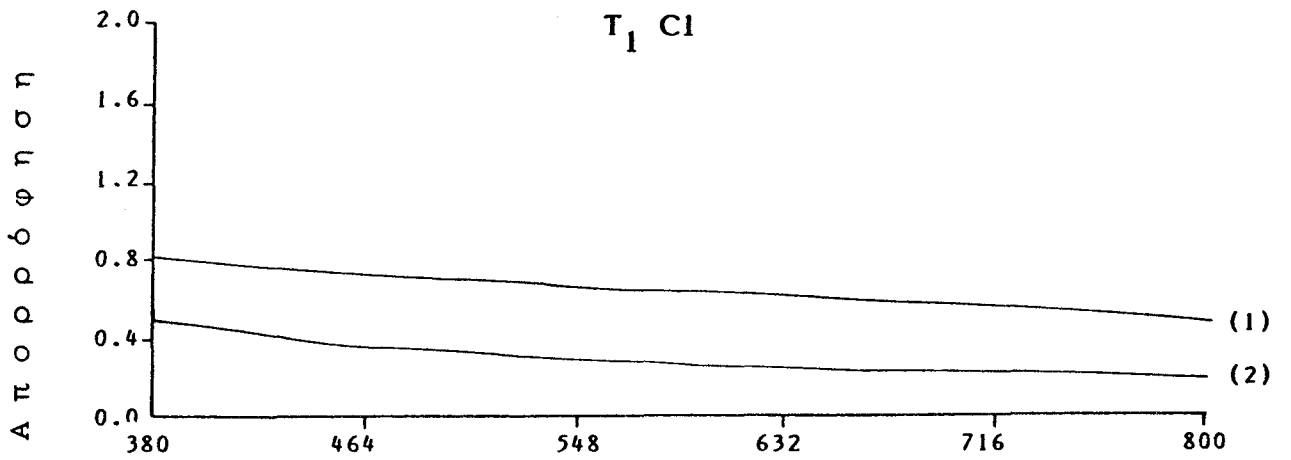
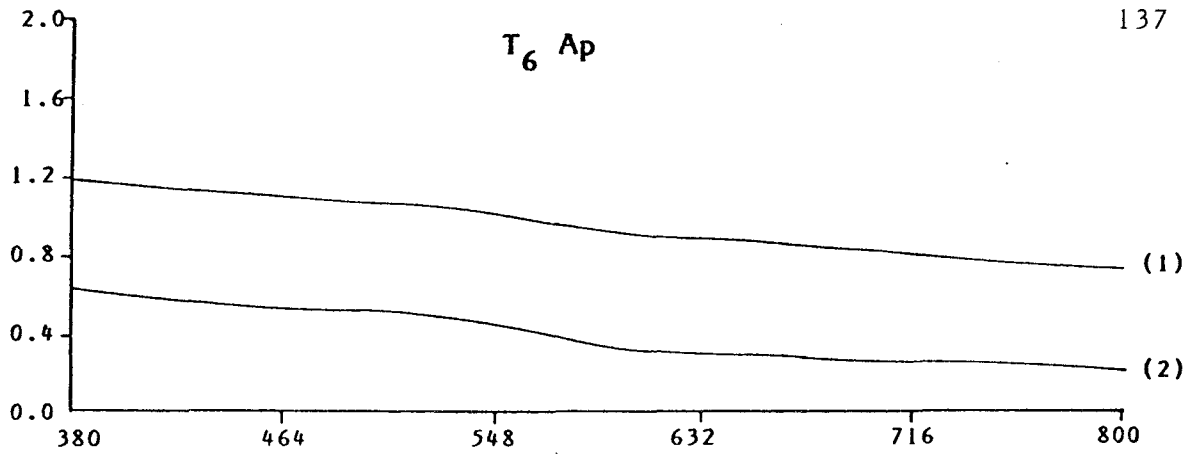
Οι Martin -Martinez and Perez Rodriguez (1969) και Martin Martinez and Sainz Jimenez (1973) αναφέρουν ότι τα χουμικά οξέα που εκχυλίζονται από Vertisols της Ανδαλουσίας, είναι δυνατόν να προσροφηθούν από μοντορολλονίτη. Οι Duchaufour and Dommergues (1963) και Singh and Singh (1960), αναφέρουν ότι στα Vertisols τα χουμικά οξέα είναι έντονα πολυμερισμένα. Οι Johnson et al. (1962) και Guzel and Wilson (1981), αναφέρουν ότι η παρουσία αργιλλοχουμικών συμπλόκων στα Vertisols μπορεί να γενικευθεί. Επομένως συνδυασμός δεδομένων διεθνούς βιβλιογραφίας και δικών μας παρατηρήσεων οδηγεί στην, με μεγάλες πιθανότητες, άποψη ότι το "μαύρο" χρώμα των Vertisols οφείλεται στην παρουσία αργιλλοχουμικών συμπλόκων, ειδικότερα χουμικών οξέων έντονα πολυμερισμένων, που βρίσκονται προσροφημένα στην επιφάνεια των αργίλλων.

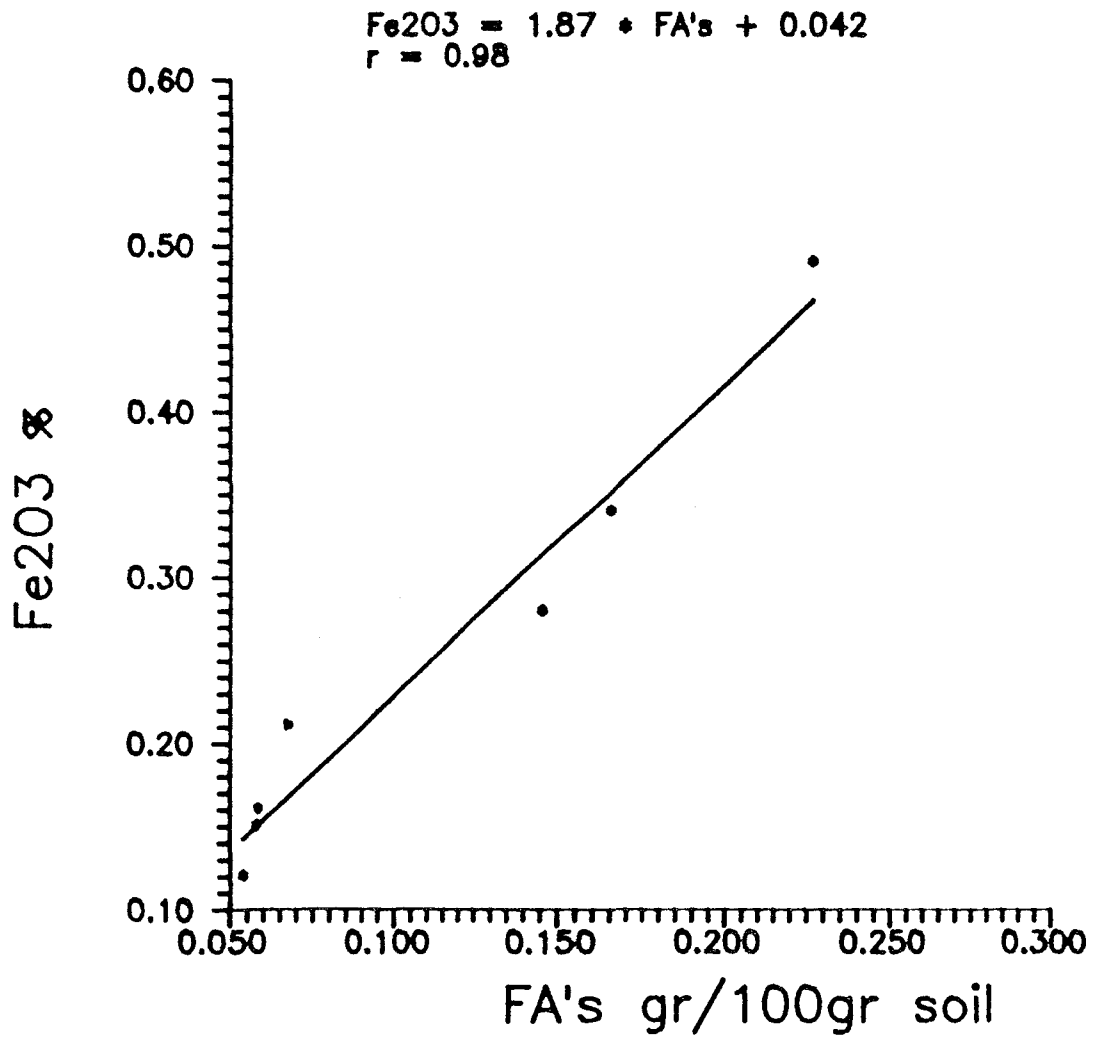
Καλές συνθήκες στραγγίσεως έχουν σαν συνέπεια την απομάκρυνση ιόντων Ca^{++} , Mg^{++} και SiO_2 . Στην περίπτωση αυτή, ο σμεκτίτης γίνεται ασταθής με αποτέλεσμα τον μετασχηματισμό του και την απελευθέρωση σιδήρου υπό τρισθενή μορφή (οι σμεκτίτες των εξεταζομένων περιοχών είναι πολύ πλούσιοι σε σίδηρο). Έτσι, σχηματίζονται οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου που λόγω της μικρής διαλυτότητάς τους στο pH των συγκεκριμένων εδαφοτομών παραμένουν στο έδαφος. Στην συνέχεια η κρυσταλλοποίηση των οξειδίων του σιδήρου, είναι συνάρτηση της αρχικής μορφής αυτών (δηλ. εάν βρίσκονται υπό μορφή οργανομεταλλικών συμπλόκων ή άμορφων οξυυδροξειδίων του τρισθενούς σιδήρου) και της συγκεντρώσεως των FA's, όπως αποδεικνύεται από πραγματικές τιμές



Εικ. 5.16α Φάσματα απορρόφησης ορατού φωτός εδαφικών τεμαχιδίων διαμέτρου μικρότερης από 50μm, πριν (1) και μετά (2) την απομάκρυνση της οργανικής ουσίας.

(Συνεχίζεται)





Εικ.5.17 Σχέση μεταξύ των φουλβικών οξέων (FA's), των επιλεγμένων εδαφικών οριζόντων και "άμορφου" σιδήρου (Fe_2O_3).

συγκεντρώσεως των FA's, όπως αποδεικνύεται από πραγματικές τιμές συγκεντρώσεως FA's- αμόρφου σιδήρου και περιεκτικότητας τέφρας FA's σε Fe(III) των εξεταζομένων εδαφοτομών (πιν. 5.18 και εικ. 5.10). Από τους πίνακες 5.18 και 5.19 φαίνεται ότι τόσο οι τιμές των FA's όσο και οι τιμές του οργανικά συνδεδεμένου σιδήρου είναι αρκετά χαμηλές, για να εμποδίσουν την κρυσταλλοποίηση των οξειδίων του σιδήρου. Αποτέλεσμα όλων αυτών θα είναι η μεγαλύτερη τιμή καθαρότητας χρώματος και η πιο κόκκινη χροιά. Η παρατηρούμενη διαφορά σε ολική άργιλλο και ειδική επιφάνεια, μεταξύ Pelloxerert και Chromoxerert, θα πρέπει να παίζει κάποιο ρόλο στην ανάπτυξη του "ερυθρού" χρώματος. Επομένως, η απουσία του "μαύρου" χρώματος στα Chromoxererts της περιοχής Ξυνιάδος, θα οφείλεται στο συνδυασμό καλύτερων συνθηκών στραγγίσεως, μικρότερου ποσοστού σμεκτίτη και μεγαλύτερων ποσοστών "ελεύθερων" οξειδίων του σιδήρου, όπως φαίνεται από τους πίνακες 5.2, 5.3 και 5.14.

5.9 Μικρομορφολογική ανάλυση

5.9.1 Γενικά

Βασικός στόχος της μικρομορφολογικής ανάλυσης είναι ο προσδιορισμός σχέσεων στο χώρο μεταξύ των διαφορετικών συστατικών του εδάφους, προκειμένου να εξαγομε συμπεράσματα όσον αφορά τις λειτουργικές, γενετικές και χρονολογικές σχέσεις μεταξύ αυτών (Stoops, 1986). Η μικρομορφολογική ανάλυση, στην προκειμένη περίπτωση προσαρμόζεται στο να παρέχει πληροφορίες κυρίως για την γένεση των εδαφικών υλικών δηλαδή: 1) ποίο είναι το κληρονομούμενο και ποίο το νεοσχηματιζόμενο υλικό π.χ. τεμαχίδια ασβεστολίθου από συγκρίματα καλσίτη 2) ποιά διαδικασία είναι πιο ενεργός στον σχηματισμό των διαφόρων υλικών και 3) ποιά είναι η σειρά διαδικασίας π.χ. μετακίνηση αργίλλου ακολουθούμενη από υδρομορφισμό. Εκτός από τα συμπεράσματα που μπορούμε να εξαγομε, από την μικρομορφολογική ανάλυση για την γένεση και ταξινόμηση εδαφών, αρχαιολογία, γεωμορφολογία, η ποσοτική τεχνική της μικρομορφολογικής ανάλυσης, η μικρομορφομετρία, μπορεί να

λύση πρακτικά προβλήματα όπως της συμπίεσης των εδαφών, το σχηματισμό κρούστας, την καταστροφή δομής κ.α..

Για την περιγραφή των λεπτών τομών ακολουθήθηκε η ονοματολογία που προτείνεται από την ISSS (Bullock et al., 1985).

5.9.2 Περιγραφές λεπτών τομών, εδαφικών οριζόντων.

5.9.2.1 Εδαφοτομή T₁

Οριζοντας A_p, 0-18 cm

1. Μικροδομή

Οι πόροι είναι κατά κύριο λόγο επίπεδοι (planes) με ομαλά τοιχώματα, έχουν δίκτυο ρωγμών (cracks) μορφής zig-zag, βρίσκονται μεταξύ των συσσωματωμάτων (interpedals) και σε πολλές περιπτώσεις διασχίζουν περισσότερα του ενός συσσωματώματα (transpedal). Η διάμετρος τους κυμαίνεται από 20 έως 300 μm αλλά οι περισσότεροι έχουν διάμετρο περίπου 200 μm.

2. Βασικά ορυκτά συστατικά (Basic mineral components)¹

Τα χονδρόκοκκο κλάσμα των βασικών συστατικών του εδάφους περιλαμβάνει ορυκτά τεμαχίδια τα οποία : a) έχουν ακμές γωνιώδεις (angular) ή αποστρογγυλωμένες (subrounded), κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) το μεγαλύτερο ποσοστό αυτών 80-90% είναι αλλοτριόμορφα (anhedral), που σημαίνει ότι η επιφανειά τους δεν περιβάλλεται από κρυσταλλικές πλευρές, ενώ ένα μικρό ποσοστό περίπου 5- 10 % είναι υπιδιόμορφο (subhedral) δηλ. περιβάλλεται μερικώς από κρυσταλλικές πλευρές c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) d) το σχήμα τους είναι κυρίως κυβικό (blocky) e) συνίστανται κατά κύριο λόγο από χαλαζία (80-90 %), αστρίους (5-10 %), οξειδία και

¹Είναι τεμαχίδια εδάφους τα οποία κληρονομούνται ή έχουν σχηματισθεί από εξαλλοίωση ήδη κληρονομημένων τεμαχιδίων, περιλαμβάνουν τεμαχίδια ορυκτών, θραύσματα πετρωμάτων διαφόρου μεγέθους καθώς και λεπτόκοκκα υλικά τα οποία δεν μπορεί να αναλυθούν στο μικροσκόπιο.

υδροξειδία του σιδήρου, αδιαφανή ορυκτά και φυλλάρια μοσχοβίτη f) το μέγεθος τους κυμαίνεται, από μεγέθους ιλύος (50 μ m) έως μεγέθους χονδρής άμμου (500 μ m), με το ποσοστό της μέσης άμμου (500-250 μ m) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία (50 - 70 %) g) poorly sorted, αναφέρεται στο μέγεθος των τεμαχιδίων και δηλώνει ότι το μέγεθος των τεμαχιδίων που βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία δεν αντιπροσωπεύει το 70% του συνόλου.

Κατά θέσεις εντός του πλάσματος, αλλά κυρίως εντός των πόρων παρατηρείται οργανική ουσία, η οποία δεν φαίνεται να είναι καλά αναμεμιγμένη με το πλάσμα.

3. Εδαφική μάζα (Groundmass)²

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι τύπου porphyric, που σημαίνει ότι τα χονδρόκοκκα υλικά είναι κατανεμημένα τυχαία στην μάζα των λεπτόκοκκων υλικών και μάλιστα η απόσταση μεταξύ χονδρόκοκκων υλικών, άλλοτε είναι μεγαλύτερη κατά μία έως δύο φορές από την μέση διάμετρό τους και άλλοτε μεγαλύτερη από το διπλάσιο αυτής. Στην μεν πρώτη περίπτωση έχουμε, σύμφωνα με την τους (Stoops and Jongerius (1975), double porhyric ενώ στην δεύτερη open porhyric.

Υπάρχουν μικροπεριοχές (b-fabric) στην μάζα των λεπτόκοκκων υλικών (micromass), όπου μπορούμε να διακρίνουμε κάποιο προσανατολισμό. Στην προκειμένη περίπτωση διακρίνουμε ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου : a) να είναι παράλληλες μεταξύ τους (parallel striated b-fabric) b) να περιβάλλουν σκελετικούς κόκκους (granostriated b-fabric) και c) να τέμνονται μεταξύ τους υπό γωνία περίπου 90⁰ (reticulate striated).

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά (pedofeatures)

Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά είναι, ευδιάκριτες ζώνες του εδαφικού υλικού, ομοιογενείς στην κλίμακα και την μέθοδο παρατήρησης που χρησιμοποιείται και είναι εύκολο να αναγνωρισθούν από γειτονικά

² είναι γενικός όρος και χρησιμοποιείται για τα χονδρόκοκκα (> 10 μ m) και λεπτόκοκκα (< 10 μ m) υλικά του εδάφους που απαρτίζουν τα βασικά συστατικά αυτού.

εδαφικά υλικά, από την διαφορά τους σε ένα ή περισσότερα συστατικά π.χ. οργανική ουσία, κοκομετρική σύσταση, κρυστάλλους κ.α..

4α. Αμορφα εδαφογενετικά χαρακτηριστικά (Amorphous pedofeatures)

Διακρίνονται κυρίως σιδηρομαγγανιούχα συγκρίματα (Sesquioxide nodules), τα οποία απαντώνται διάσπαρτα μέσα στο εδαφικό υλικό (random), σχήματος σφαιρικού έως ωειδούς, διαμέτρου περίπου 200-300 μm, με ομαλά και σαφή διαχωριστικά όρια από τα παρακείμενα εδαφικά υλικά. Τα άμορφα συστατικά του εδάφους είναι δυνατόν να τοποθετούνται στην ήδη υπάρχουσα εδαφική μάζα εμποτίζοντάς (impregnate) την σε διάφορο βαθμό. Στον οριζοντα αυτό εμποτίζουν χονδρόκοκκα υλικά όμοια με τα χονδρόκοκκα υλικά που τα περιβάλλουν (orthic) και ο εμποτισμός των χονδρόκοκκων υλικών είναι σχεδόν πλήρης (strongly impregnative), ή μερικός (moderately impregnative nodule). Στα περισσότερα συγκρίματα παρατηρείται ετερογένεια χρώματος, ο πυρήνας τους συνήθως είναι σκοτεινός ερυθρός ενώ η περιφέρειά του σχεδόν ερυθρά. Σύμφωνα με την ονοματολογία που προτείνει η ISSS τα σιδηρομαγγανιούχα συγκρίματα ταξινομούνται σαν orthic, typic, strongly -moderately impregnative nodules.

4β. Κρυσταλλικά εδαφογενετικά χαρακτηριστικά (Crystallitic pedofeatures)

Παρατηρούνται διάσπαρτα (random), μεμονωμένοι κόκκοι συγκριμάτων ασβεστίου, σφαιρικού αλλά κυρίως ωειδούς σχήματος, διαστάσεων 200*300 μm, με ομαλά και σαφή διαχωριστικά όρια, που απαρτίζονται από κρυστάλλους διαμέτρου 10 - 60 μm (sparitic και mikrosparitic). Σύμφωνα με την ονοματολογία που προτείνει η ISSS τα συγκρίματα ασβεστίου ταξινομούνται σαν typic carbonate nodules.

Ορίζοντας C₁, 18-40 cm

1. Μικροδομή

Τα συσσωματώματα (peds) έχουν δομή υπογωνιώδη κυβική (Subangular blocky), δεν περιβάλλονται πλήρως από πόρους (partially accomodated) και η επιφάνειά τους είναι σχετικά ομαλή.

Οι πόροι είναι κατά κύριο λόγο επίπεδοι (planes) με ομαλά τοιχώματα, έχουν δίκτυο ρωγμών (cracks) μορφής zig-zag, στις περισσότερες περιπτώσεις διασχίζουν περισσότερα του ενός ουσωματώματα (transpedal, η διάμετρος τους κυμαίνεται από 10 έως 300 μm αλλά οι περισσότεροι έχουν διάμετρο 100 μm. Επίσης διακρίνουμε πόρους κυστοειδείς με ομαλά τοιχώματα και μερικούς σωληνοειδείς (Vughs, Channels).

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) είναι κυρίως αλλοτριόμορφα (anhedral) c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) d) το σχήμα τους είναι κυβικό (blocky) e) συνίστανται από χαλαζία (80-90%), αστρίους (5-10%), οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου, αδιαφανή ορυκτά, φυλλάρια μοσχοβίτη, κεροσίλβη και βιοτίτη όχι εξαλλοιωμένο, που δηλώνει ότι η πίεση οξυγόνου κατά τον χρόνο σχηματισμού του ήταν υψηλή f) το μέγεθος τους κυμαίνεται από μεγέθους μ.ιλύος (20μm) έως μεγέθους χονδρής άμμου (500 μm), με το ποσοστό της λεπτής άμμου (100-200 μm) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία (50 - 70 %) g) moderately and poor sorting.

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι τύπου porphyric και η πυκνότης των λεπτόκοκκων υλικών αυξάνει σε σχέση με τον προηγούμενο ορίζοντα (double και single).

Η b- fabric είναι granostriated, reticulate striated και porostriated που δηλώνει ότι υπάρχει προσανατολισμένη άργιλλος γύρω από πόρο.

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4a. Αμορφα

Παρατηρούνται κυρίως, σιδηρομαγγανιούχα συγκρίματα (Sesquioxide nodules), τα οποία απαντώνται διάσπαρτα μέσα στο εδαφικό υλικό, σχήματος σφαιρικού έως ωσειδούς, διαμέτρου περίπου 200-300 μm, με ομαλά και σαφή διαχωριστικά όρια από τα παρακείμενα εδαφικά υλικά.

Συνήθως εμποτίζουν (impregnate) υλικά όμοια με τα υλικά που τα περιβάλλουν (orthic). Ο εμποτισμός των χονδρόκοκκων υλικών δεν είναι τόσο πλήρης όσο στον προηγούμενο ορίζοντα (moderately impregnative nodule). Επίσης διακρίνονται και συσσωματώματα σιδηρομαγγανιούχων συγκριμάτων (aggregate nodules). Η ετερογένεια χρώματος συνεχίζει να παρατηρείται στα περισσότερα συγκρίματα. Τα σιδηρομαγγανιούχα συγκρίματα ταξινομούνται σαν orthic, typic και compound impregnative nodules.

4β. Κρυσταλλικά

Παρατηρούνται διάσπαρτοι μεμονωμένοι κόκκοι συγκριμάτων ασβεστίου, σφαιρικού και ωειδούς σχήματος, διαστάσεων 200*300 μm, με ομαλά και σαφή διαχωριστικά όρια, που απαρτίζονται από κρυστάλλους διαμέτρου 10 - 60 μm (sparitic και microsparitic) και δεν αυξάνει η ποσότητά τους σε σχέση με τον προηγούμενο ορίζοντα. Τα συγκρίματα ασβεστίου ταξινομούνται σαν typic carbonate nodules.

Ορίζοντας C_{w2} , 40 - 95 cm

1. Μικροδομή

Δεν παρατηρούνται διαφορές από τον προηγούμενο ορίζοντα.

Σαν σύνολο παρατηρούνται μικρότερης διαμέτρου πόροι από τους υπερκείμενους ορίζοντες.

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως απόστρογγυλωμένες b) είναι κυρίως αλλοτριόμορφα (85 -95%) (anhedral c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) d) το σχήμα τους είναι κυρίως κυβικό (blocky) e) συνίστανται από χαλαζία (80-90%) και αστρίου (5-10%) οι οποίοι παρουσιάζουν πολυδιμία. Επίσης παρατηρούνται οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου, φυλλάρια μοσχοβίτη και κεροσίλβης. f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους μ.ιλύος (20μm) έως μεγέθους χονδρής άμμου (500 μm), με το ποσοστό της λεπτής άμμου (50-100 μm) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία (50 - 70 %) g) poor sorting.

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι porphyric. Η πυκνότητα των λεπτόκοκκων υλικών μειώνεται σε σχέση με τον προηγούμενο ορίζοντα (double και open).

Η b- fabric είναι granostriated, reticulate striated και porostriated (εικ. 5.18, στο παράρτημα εικόνων).

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4α. Αμορφα

Δεν παρατηρούνται διαφορές από τον προηγούμενο ορίζοντα.

4β. Κρυσταλλικά

Δεν παρατηρούνται διαφορές από τον προηγούμενο ορίζοντα.

Ορίζοντας C₃, 95 - 120 cm

1. Μικροδομή

Δεν παρατηρούνται διαφορές από τον προηγούμενο ορίζοντα.

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες. Κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες ακμές παρουσιάζουν τα τεμαχίδια διαμέτρου μεγαλύτερης από 100 μm b) το μεγαλύτερο ποσοστό αυτών είναι αλλοτριόμορφο (85-95%) (anhedral) c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) και καθ'ομάδες (clusters) d) το σχήμα τους είναι κυβικό (blocky) e) συνίστανται κυρίως από χαλαζία (80-90%) και αστρίους (5-10%) οι οποίοι είναι κύρια πλαγιόκλαστα (αλκαλικοί άστριοι). Επίσης παρατηρούνται σε μικρότερα ποσοστά οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου. f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους μ.ιλύος (20μm) έως μεγέθους χονδρής άμμου (600 μm), με το ποσοστό της λεπτής άμμου (100-200 μm) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία (50 - 70 %) g) poor sorting.

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι porphyric, η πυκνότης των λεπτόκοκκων υλικών αυξάνει σε σχέση με τον προηγούμενο ορίζοντα (double και single) παρατηρούνται συγκεντρώσεις υλικών διαμέτρου 40 -60 μm κατά θέσεις (clusters). Έχουμε πυκνότερη μικροδομή από τους υπερκείμενους ορίζοντες.

Η b- fabric είναι granostriated, reticulate striated και porostriated.

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4α. Αμορφα

Δεν παρατηρούνται διαφορές από τον προηγούμενο ορίζοντα.

4β. Κρυσταλλικά

Διακρίνεται μια κάποια αύξηση των συγκριμάτων ασβεστίου από τον προηγούμενο ορίζοντα.

5.9.2.2 Εδαφοτομή T₃

Ορίζοντας AB, 28 -70 cm

1.Μικροδομή

Τα συσσωματώματα (peds) έχουν δομή υπογωνιώδη κυβική (Subangular blocky), δεν περιβάλλονται πλήρως από πόρους (partially accommodated) και η επιφάνειά τους είναι σχετικά ομαλή.

Οι πόροι είναι κατά κύριο λόγο επίπεδοι (planes) με ομαλά τοιχώματα, έχουν δίκτυο ρωγμών (cracks) μορφής zig-zag, στις περισσότερες περιπτώσεις διασχίζουν περισσότερα του ενός συσσωματώματα (transpedal), η διάμετρός τους κυμαίνεται από 100 έως 400 μm. Διακρίνονται σωληνοειδείς και κυστοειδείς πόροι με ομαλά τοιχώματα.

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) το μεγαλύτερο ποσοστό τους είναι αλλοτριόμορφο

c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) κυρίως αλλά και καθ'ομάδες (clusters) d) το σχήμα τους είναι κυβικό (blocky) e) συνίστανται κατά κύριο λόγο από χαλαζία (80-90%), λίγους αστρίους (5-10%), οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους λ.ιλύος (10 μ m) έως μεγέθους πολύ χονδρής άμμου (1200 μ m), με το ποσοστό της λεπτής άμμου (100-200 μ m) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία g) poor sorting

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι τύπου porphyric. Εκτός από την single και open, σχετική κατανομή κόκκων που έχουμε, επειδή σ'ορισμένες θέσεις οι κόκκοι εφάπτονται μεταξύ τους, έχουμε και κλειστή σχετική κατανομή (closed porphyric related distribution). Παρατηρούνται κατά θέσεις συγκεντρώσεις τεμαχιδίων διαμέτρου 30 - 100 μ m.

Η b-fabric είναι granostriated και reticulate striated (εικ. 5.22 στο παράρτημα εικόνων).

4.Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4α.Αμορφα

Παρατηρούνται κυρίως, σιδηρομαγγανιούχα συγκρίματα (Sesquioxide nodules), τα οποία απαντώνται διάσπαρτα μέσα στο εδαφικό υλικό, σχήματος σφαιρικού έως ωσειδούς, διαμέτρου περίπου 100-500 μ m, με ομαλά και σαφή διαχωριστικά όρια από τα παρακείμενα εδαφικά υλικά. Συνήθως εμποτίζουν (impregnate) χονδρόκοκκα υλικά όμοια με τα υλικά που τα περιβάλλουν (orthic). Ο εμποτισμός των υλικών στον ορίζοντα αυτό δεν είναι πλήρης. Διακρίνονται και συσσωματώματα συγκριμάτων (aggregate nodules) στα περισσότερα των οποίων παρατηρείται ετερογένεια χρώματος. Ταξινομούνται σαν orthic, typic strongly-moderately impregnative nodules και compound impregnative nodules (εικ. 5.19).

4β.Κρυσταλλικά

Δεν παρατηρούνται συγκρίματα ασβεστίου.

Οριζοντας Bw₁, 70 -109 cm

1. Μικροδομή

Δεν παρατηρούνται διαφορές από τον προηγούμενο οριζοντα. Η μόνη διαφορά που παρατηρείται είναι μια κάποια μείωση στη μέση διάμετρο των πόρων (200 μm).

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) είναι κατά κύριο λόγο αλλοτριόμορφα c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) d) το σχήμα τους είναι κυβικό e) συνίστανται κυρίως από χαλαζία (80-90%), και δευτερευόντως από αστρίους (5-10%) οι οποίοι είναι λίγο εξαλλοιωμένοι. Επίσης παρατηρούνται οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου και θραύσμα πετρώματος χαλαζίτου διαστάσεων 40*50 mm f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους ιλύος (50 μm) έως και μεγέθους 6000 μm, με το ποσοστό της πολύ χονδρής άμμου (1000-2000 μm) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία g) poor sorting.

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι porphyric (single). Έχουμε μείωση της πυκνότητας του πλάσματος λόγω αύξησης του ποσοστού των τεμαχιδίων διαμέτρου 400 - 700 μm.

Η b- fabric είναι granostriated, porostriated και parallel striated).

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4α. Αμορφα

Τα σιδηρομαγνητιούχα συγκρίματα στον οριζοντα αυτόν είναι περισσότερα από τον προηγούμενο.

4β. Κρυσταλλικά

Εκτός από τα μεμονωμένα συγκρίματα ασβεστίου διακρίνονται και συσσωματώματα συγκριμάτων διαφόρων διαστάσεων.

Οριζοντας Bw₂, 109 -147 cm

1. Μικροδομή

Η μόνη διαφορά που παρατηρείται από τον προηγούμενο οριζοντα είναι ότι έχουμε ακόμη μία μείωση της μέσης διαμέτρου των πόρων.

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) είναι κυρίως αλλοτριόμορφα (85-95%) c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) d) το σχήμα τους είναι κυβικό e) περιλαμβάνουν κυρίως χαλαζία (80-95%), λίγους αστρίους εξαλλοιωμένους, επίσης οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου και θραύσματα πετρώματος χαλαζίτη, σ'ορισμένες θέσεις δε του παρασκευάσματος, εντοπίσθηκε και λίγος χλωρίτης f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους ιλύος (50μm) έως και μεγέθους 6000 μm, με το ποσοστό της χονδρής άμμου (500-2000 μm) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία g) poor sorting

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι τύπου porphyric (single, double). Έχουμε μείωση της πυκνότητας του πλάσματος λόγω αύξησεως του ποσοστού των τεμαχιδίων του ασβεστολίθου, διαμέτρου 20 -5000 μm.

Η b- fabric είναι granostriated parallel striated και porostriated, γενικότερα παρατηρούνται λιγότερες ζώνες προσανατολισμού από τους υπερκείμενους οριζοντες.

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4a. Αμορφα

Τα σιδηρομαγναντιούχα συγκρίματα στον οριζοντα αυτόν είναι περισσότερα από τον προηγούμενο και σ'ορισμένες περιπτώσεις εμποτίζουν και συγκρίματα ασβεστίου.

4β. Κρυσταλλικά

Τόσο τα μεμονωμένα συγκρίματα ασβεστίου όσο και τα συσσωματώματα των συγκριμάτων αυτού είναι μεγαλύτερων διαστάσεων από τα του υπερκείμενου ορίζοντα. Παρατηρείται αύξηση της ποσότητάς τους.

5.9.2.3 Εδαφοτομή T₄

Ορίζοντας AB, 22 - 66 cm

1. Μικροδομή

Τα συσσωματώματα (peds) έχουν δομή υπογωνιώδη κυβική (Subangular blocky) και περιβάλλονται πλήρως από πόρους (closed acomodated) μεγάλης διαμέτρου. Σ' αυτό ίσως να συνέβαλλε η διαστολή του πλάσματος που προήλθε από τον εμποτισμό με ρητίνη του παρασκευάσματος.

Οι πόροι είναι κατά κύριο λόγο επίπεδοι (planes) με ομαλά τοιχώματα, δίκτυο ρωγμών (cracks) μορφής zig-zag. Σχεδόν σ' όλες τις περιπτώσεις διασχίζουν περισσότερα του ενός συσσωματώματα (transpedal) και έχουν διάμετρο 10-600 μm.

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια: a) παρουσιάζουν ακμέςγωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) είναι κυρίως αλλοτριόμορφα (80-90 %) c) βρίσκονται τυχαία κατανεμημένα στο πλάσμα (random) d) το σχήμα τους είναι κυβικό e) συνίστανται κατά κύριο λόγο από χαλαζία (80-90%). Παρατηρούνται επίσης λίγοι αλκαλικοί άστριοι (5-10%) περθιτιωμένοι οξειδία και υδροξειδία του σιδήρου, βιοτίτης και υπολλείματα μοσχοβιτικού σχιστόλιθου δηλώνοντας την από μεταμορφωμένα πετρώματα προέλευσή του. f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους λ. ιλύος (30μm) έως και μεγέθους 3000 μm, με το ποσοστό της χονδρής άμμου (500-2000 μm) να βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία g) poor sorting.

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι porphyric, single and closed.

Η b- fabric είναι granostriated (εικ. 5.20, στο παράρτημα εικόνων) και parallel striated (5.23, στο παράρτημα εικόνων), παρατηρούνται ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου οι οποίες τέμνονται περίπου υπό γωνία 45° και χαρακτηριστικές "ουρές" προσανατολισμένης αργίλλου γύρω από χονδρόκοκκα υλικά, που πιθανόν να παραμένουν ύστερα από την μετακίνηση των υλικών αυτών λόγω διαστολών- συστολών της εδαφικής μάζας.

4. Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4α. Αμορφα

Διακρίνονται λίγες εξανθήσεις σιδήρου.

4β. Κρυσταλλικά

Διάσπαρτα συγκρίματα ασβεστίου, κυρίως ωειδούς σχήματος διαμέτρου 300 μm , με ομαλά και σαφή διαχωριστικά όρια, ταξινομούνται σαν typical carbonate nodules (εικ. 5.21, στο παράρτημα εικόνων).

Ορίζοντας Bw₂, 119 - 140 cm

1. Μικροδομή

Τα συσσωματώματα (peds) έχουν δομή υπογωνιώδη κυβική (Subangular blocky) και δεν περιβάλλονται πλήρως από πόρους. Οι πόροι είναι κατά κύριο λόγο επίπεδοι (planes) με ομαλά τοιχώματα, δίκτυο ρωγμών (cracks) μορφής zig-zag, σχεδόν σ'όλες τις περιπτώσεις διασχίζουν περισσότερα του ενός συσσωματώματα (transpedal) και έχουν διάμετρο κυρίως 200 μm .

2. Βασικά ορυκτά συστατικά

Τα χονδρόκοκκα ορυκτά τεμαχίδια : a) παρουσιάζουν ακμές γωνιώδεις ή αποστρογγυλωμένες, κατά το πλείστον όμως αποστρογγυλωμένες b) είναι κυρίως αλλοτριόμορφα 85-95%) c) συνίστανται κατά κύριο λόγο από χαλαζία (80-90%) και λίγους αστρίους αλκαλικούς (πλαγιόκλαστα) (5-10%). Επίσης παρατηρούνται οξειδία και

υδροξειδία του σιδήρου και χαλαζίτης που φανερώνει την από μεταμορφωμένα πετρώματα προέλευσή του. f) το μέγεθος των κόκκων κυμαίνεται από μεγέθους λ.ιλύος (30μm) έως και μεγέθους 3000 μm. Το μέσο μέγεθος αυτών είναι μικρότερο από το μέσο μέγεθος του ορίζοντα AB. Το ποσοστό της μέσης άμμου (250-500 μm) βρίσκεται σε μεγαλύτερη αναλογία g) poor sorting

3. Εδαφική μάζα

Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι τύπου porphyric (single και open).

Παρατηρούνται ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου μόνο γύρω από σκελετικά υλικά.

4.Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά

4α. Αμορφα

Λίγα σιδηρομαγγανιούχα συγκρίματα, διαμέτρου 150 μm.

orthic,typic moderately impregnative sesquioxide nodules.

4β. Κρυσταλλικά

Εκτός από τα μεμονωμένα συγκρίματα ασβεστίου διακρίνονται και συσσωματώματα συγκριμάτων διαφόρων διαστάσεων. Παρατηρείται αυξημένο ποσοστό συγκριμάτων ασβεστίου.

Ορίζοντας C_k, 140 - 175 cm

Διακρίνεται κόκκος ηφαιστίτη διαστάσεων 3 * 1.5 mm, που χαρακτηρίζεται σαν ανδেসίτης. Στην μάζα του υπάρχουν μικρόλιθοι και φαινοκρύσταλλοι που είναι κυρίως πλαγιόκλαστα με πολυδιμία και χαρακτηριστική ζωνώδη κατασκευή (εικ. 5 24, στο παράρτημα εικόνων). Μετρήσεις έδειξαν ότι το ποσοστό του ανορθίτη κυμαίνεται γύρω στο 50 %. Επίσης διακρίνονται χαλαζίας, μοσχοβίτης, βιοτίτης και υπολλείμματα πράσινης κερροσίλβης.

5.9.3 Συμπεράσματα, μικρομορφολογικής ανάλυσης, εδαφικών οριζόντων.

Οι μικρομορφολογικές περιγραφές των εδαφοτομών που μελετήθηκαν περιληπτικά φαίνονται στον πίνακα 5.22 και οι φωτογραφίες των μικρομορφολογικών παρατηρήσεων στο παράρτημα εικόνων, από 5.18 - 5.24.

Ορισμένες μακροσκοπικές παρατηρήσεις, όπως της αυξήσεως της έντασης και της εμφάνισης των Slickensides με το βάθος, ιδιαίτερα στη ζώνη των 40 - 100 cm, ενισχύεται από τις μικρομορφολογικές παρατηρήσεις.

Σ'όλους σχεδόν τους οριζόντες των εξεταζομένων εδαφοτομών παρατηρούνται παράλληλες ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου (parallel striated) και ο σχηματισμός τους, είναι αποτέλεσμα των δυνάμεων συστολής και διαστολής που αναπτύσσονται κατά τις εναλλαγές ξηρασίας υγρασίας (Rode et al., 1960; Brewer, 1964; Nettleton and Sleeman, 1985). Ο Brewer (1964) και Sleeman and Brewer (1984), υποστηρίζουν ότι ολίσθηση εδαφικών υλικών μεγέθους αργίλλου έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό ζωνών προσανατολισμένης αργίλλου, που οφείλεται στην πλαστικότητα των λεπτόκοκκων υλικών (plastic flow of plasma). Οι McCormack and Wilding (1973), αναφέρουν ότι ολίσθηση ταυτόχρονα κατά την οριζόντιο και κατά την κατακόρυφο, έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό ζωνών προσανατολισμένης αργίλλου που τέμνονται μεταξύ των υπό γωνία περίπου 90° . Οι Yerima et al. (1987), σε συσχέτιση δυναμικού συστολής διαστολής εδαφών, όπως αυτό υπολογίζεται από τις τιμές COLE, με την κατανομή των λεπτόκοκκων υλικών, αναφέρουν ότι τιμές $COLE > 0.16$ σχετίζονται με ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου που τέμνονται σχεδόν κάθετα μεταξύ τους. Οι Dalrymple and Jim (1984) απέδειξαν εργαστηριακά ότι, αυξάνονται οι ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου με το βάθος και σχετίζονται με την ένταση αυτοαναμίξεως των εδαφικών υλικών. Σχεδόν σ'όλους τους υποεπιφανειακούς οριζόντες, η παρουσία προσανατολισμένης αργίλλου στα τοιχώματα επιπέδων πόρων (porostriated) είναι εμφανής, η εμφανισή της αναμφίβολα συνδέεται με την παρουσία Slickensides, αν σκεφθεί κανείς τον τρόπο σχηματισμού των επιπέδων πόρων. Δεν παρατηρείται προσανατολισμένη αργίλλος σε μή επιπέδους πόρους γεγονός που επιβεβαιώθηκε από την χρησιμοποίηση plain light (τρόπος διαχωρισμού αργίλλικών επικαλύψεων από

Πίνακας 5.22 Περιγραφή λεπτών τομών

		Εδαφοτομή T1			
Οριζ. Βάθος	Μικροδομή	Βασ. ορυκτά συστατικά	Εδαφική μάζα	Εδαφογενετικά χαρακτηριστικά	
Ap1	0-18 -Υπογωνιώδης κυβική -όρθοι,κυρίως επίπεδοι (ortho-meta skew planes)	χαλαζίας 80-90% άστριοι 5-10%	c/f κατανομή: open και single spaced porphyric b-fabric: granostriated, parallel striated	όμορφα: orthic, typic strongly-moderately impregnative Fe + Mn nodules κρυσταλλικά: typic carbonate nodules	
Ap2	18-40 όπως και ο προηγούμενος	όπως και ο προηγούμενος	c/f: single και double space porphyric b-fabric: grano-poro parallel striated	όμορφα: orthic, typic strongly-moderately space porphyric impregnative και compound nodules Fe + Mn κρυσταλλικά: όπως και ο προηγούμενος	
Cv1	40-95 όπως και ο προηγούμενος	όπως και ο προηγούμενος	c/f: open και double space porphyric b-fabric: grano-poro parallel striated	όμορφα: όπως και ο προηγούμενος κρυσταλλικά: όπως και ο προηγούμενος	
C2	95-120 όπως και ο προηγούμενος	όπως και ο προηγούμενος	c/f: single και double space porphyric	όμορφα: όπως και ο προηγούμενος κρυσταλλικά: όπως και ο προηγούμενος	
Εδαφοτομή T3					
AB	28-70 υπογωνιώδης κυβική επίπεδοι πόροι κυρίως κυστοειδείς,σπηνοειδείς	χαλαζίας 80-90 % άστριοι 5-10 %	c/f: open και close space porphyric b-fabric: grano-reticulate και porostriated	όμορφα: orthic, typic moderately impregnative, Fe + Mn nodules κρυσταλλικά: όχι συγκρίματα Ca	
Bw1	70-109 όπως και ο προηγούμενος	όπως και ο προηγούμενος	c/f: open και single space porphyric b-fabric: grano-parallel και porostriated	όμορφα: όπως και ο προηγούμενος κρυσταλλικά: μεμονωμένα και συσσωματώματα συγκρίμάτων Ca	
Bw2	109-147 όπως και ο προηγούμενος	όπως και ο προηγούμενος		όμορφα: όπως και ο προηγούμενος κρυσταλλικά: όπως και ο προηγούμενος	
Εδαφοτομή T4					
Bw	22-66 υπογωνιώδης κυβική πόροι επίπεδοι κυρίως	χαλαζίας 80-90 % άστριοι 5-10 %	c/f: single και close space porphyric b-fabric: grano-porostr.	όμορφα: λίγες εξανθήσεις Fe + Mn κρυσταλλικά: λίγα συγκρίματα Ca	
BC	66-119 όπως και ο προηγούμενος	όπως και ο προηγούμενος	c/f: single και open space porphyric	όμορφα: λίγα συγκρίματα Fe + Mn κρυσταλλικά: μεμονωμένα και συσσωματώματα συγκρίμάτων Ca	

Slickensides) και δηλώνει το νεαρό της ηλικίας των εδαφών αυτών. Η παρατήρηση αυτή αποτελεί γενική μικρομορφολογική παρατήρηση για τα Vertisols (Rode et al., 1960; Jongerius and Bonfils, 1964; De vos and Virgo, 1969; Blokhuys et al., 1969).

Ο Blokhuys et al. (1969), κατά την μικρομορφολογική μελέτη δύο εδαφοτομών του Σουδάν, παρατήρησε αύξηση των ζωνών προσανατολισμένης αργίλλου, στην περιοχή όπου είχε ένταση των συστολών - διαστολών. Επίσης αναφέρει, σαν δείκτες των δυνάμεων που αναπτύσσονται κατά την ξήρανση και ύγρανση των εδαφών αυτών, το πάχος της προσανατολισμένης αργίλλου που παρατηρείται στους επίπεδους πόρους καθώς και την αναλογία των ζωνών προσανατολισμένης αργίλλου που είναι παράλληλες, σ'ολόκληρη την εδαφική μάζα. Προσανατολισμένη αργίλλος παρατηρείται, σχεδόν σ'όλους τους οριζοντες, γύρω από χονδρόκοκκα υλικά (granostriated b-fabric). Πιθανόν και η κατανομή των λεπτόκοκκων υλικών, να είναι αποτέλεσμα δυνάμεων διαστολής. Ο lafeber (1962) αναφέρει ότι, η παρουσία προσανατολισμένης αργίλλου γύρω από χονδρόκοκκα κυρίως υλικά, μπορεί να ερμηνευθεί από την περιστροφή ή την μετακίνηση των υλικών αυτών, ύστερα από πίεση. Μάλιστα η διεύθυνση και το είδος μετακινήσεως τους, μπορεί να προσδιορισθεί από τις "ουρές" της προσανατολισμένης αργίλλου που εκτείνονται από την επιφάνεια του κόκκου στην εδαφική μάζα. Σ'όλες τις μικρομορφολογικές μελέτες των Vertisols αναφέρεται η παρουσία τέτοιου είδους προσανατολισμένης αργίλλου (Rode et al., 1960; Jongerius and Bonfils, 1969; De Vos and Virgo, 1969; Blokhuys et al, 1969; Nettleton et al., 1983; Nettleton and Sleeman, 1985; Yerima et al., 1987). Το πάχος της προσανατολισμένης αργίλλου γύρω από κάποιο χονδρόκοκκο υλικό, δεν μπορεί να αποτελέσει δείκτη των δυνάμεων που αναπτύσσονται, κατά την διάρκεια εναλλαγών ξηρασίας - υγρασίας, διότι εξαρτάται και από την ένταση των δυνάμεων συστολής - διαστολής των εδαφικών υλικών αλλά και από το μέγεθος των υλικών (Blokhuys et al., 1969). Η σχετική κατανομή χονδρόκοκκων προς λεπτόκοκκα υλικά είναι porphyric σ'όλους τους οριζοντες, που είναι και χαρακτηριστική των Vertisols (Rode et al., 1960; Jongerius and Bonfils, 1964; De vos and Virgo, 1969; Blokhuys et al, 1969; Nettleton et al., 1983; Nettleton and Sleeman, 1985; Yerima et al., 1987). Το σχήμα, το μέγεθος, το είδος και ο αριθμός των πόρων, συνδέονται με τις χαρακτηριστικές ιδιότητες

συστολών - διαστολών που συνοδεύουν τα εδάφη της τάξεως των Vertisols. Οι επίπεδοι πόροι, είναι αποτέλεσμα διαστολών - συστολών των συσσωματωμάτων κατά τις εναλλαγές υγρασίας - ξηρασίας (Brewer, 1964). Τα τοιχώματα των επιπέδων πόρων είναι συνήθως ομαλά και τα χαρακτηριστικά που βοηθούν στην ανάπτυξη τέτοιων συστημάτων πόρων, είναι η παρουσία μεγάλου μεγέθους αργίλλου κορεσμένης με ασβέστιο και η ομοιόμορφη και κανονική ξήρανση των αργίλλων (Brewer, 1964). Όπως αναφέρεται στις περιγραφές των λεπτών τομών, τα συσσωματώματα έχουν κυρίως δομή υπογωνιώδη κυβική και άλλοτε μεν περιβάλλονται εξ ολοκλήρου από επίπεδους πόρους με ομαλά τοιχώματα και άλλοτε όχι, που σημαίνει ότι κατά την διαστολή τους, λόγω διαβροχής θα έχουμε σχεδόν τέλεια επαφή των επιφανειών τους, με αποτέλεσμα την δημιουργία κακών συνθηκών στραγγίσεως (Bouma et al., 1977).

Η παρουσία συγκριμάτων CaCO_3 στην ζώνη διαστολών-συστολών είναι αρκετά εμφανής και όπως φαίνεται στην εικόνα 5.21, τα συγκρίματα είναι σφαιρικού ή ωειδούς σχήματος μεμονωμένα ή σε ομάδες με σαφή διαχωριστικά όρια από την υπόλοιπο εδαφική μάζα, ενώ αυτά που βρίσκονται κάτω από την ζώνη διαστολών -συστολών έχουν ακανόνιστα όρια και δεν είναι κύρια σφαιρικού ή ωειδούς σχήματος. Η άποψη του Brewer (1976), ότι η παρουσία συγκριμάτων CaCO_3 στα Vertisols είναι αποτέλεσμα σχηματισμού τους σε κάποια άλλη περιοχή και μεταφοράς και επανατοποθέτησης τους στην σημερινή τους θέση, δεν φαίνεται να ευσταθεί στην περίπτωση μας. Τα συγκρίματα CaCO_3 πρέπει να σχηματίσθηκαν *in situ*, κάποιο χρονικό διάστημα στους οριζόντες όπου η ανακατανομή των υλικών, δεν είναι έντονη και κατόπιν με την διαδικασία της φυσικής αναστροφής μεταφέρονται στους οριζόντες όπου παρατηρούνται έντονα τα φαινόμενα αναστροφής, ένεκα αυτών των μεταφορών δε αποκτούν ωειδές ή σφαιρικό σχήμα. Κάτω από τους οριζόντες αυτούς σχηματίζεται καλσικός οριζοντας. Τις ίδιες παρατηρήσεις έκαναν οι Blokhuys et al. (1969), και Mermut and Dasog (1986) σε Vertisols του Σουδάν και της Ινδίας αντίστοιχα.

Η παρουσία σιδηρομαγγανιούχων εξανθήσεων αλλά κυρίως συγκριμάτων, με σαφή διαχωριστικά όρια από την εδαφική μάζα που τα περιβάλλει, είναι εμφανής και είναι δείκτης εναλλαγής φαινομένων οξειδώσεως - αναγωγής. Τα άμορφα εδαφογενετικά αυτά χαρακτηριστικά

βρίσκονται και σαν εμποτισμοί δενδροειδούς μορφής (εικ. 5.19, στο παράρτημα εικόνων) σε συγκρίματα CaCO_3 . Η παρατήρηση αυτή φανερώνει ότι τόσο τα άμορφα όσο και τα κρυσταλλικά εδαφογενετικά χαρακτηριστικά σχηματίσθηκαν *in situ* κάτω από την ζώνη συστολών - διαστολών, σε περιβάλλον όπου έχουμε εναλλαγές οξειδωσης - αναγωγής.

Η παρουσία του χαλαζία, σε μεγάλες ποσότητες (80 - 90 %), σ' όλες τις εδαφοτομές δηλώνει τον έντονο βαθμό αποσαθρώσεως των ορυκτών της περιοχής. Η παρουσία χαλαζίτη και μοσχοβιτικού σχιστόλιθου είναι δείκτες της από μεταμορφωμένα πετρώματα προελεύσεως των εδαφών, ενώ η παρουσία ηφαιστίτη δηλώνει την από εκρηξιγενή πετρώματα προέλευσή τους.

Τα φαινόμενα συστολών - διαστολών που συνοδεύουν τα εξεταζόμενα εδάφη κατά τις εναλλαγές ξηρασίας - υγρασίας αντίστοιχα, θα επηρεάζουν τα μέγιστα την συνολική οργάνωση των συστατικών του εδάφους στο χώρο.

5.9.4 Περιγραφή λεπτών τομών του μητρικού πετρώματος

5.9.4.1 Περιοχή Ορεστιάδος

Δείγμα 1

Πρόκειται για μεταμορφωμένο πέτρωμα (αμφιβολίτης). Συνίσταται από κεροστίλβη, αστρίους, λίγο επίδοτο, λίγο χαλαζία, τιτανίτη. Σε ωρισμένους κρυστάλλους παρατηρούνται δευτερογενείς χλωρίτες, προερχόμενοι από εξαλλοίωση της κεροστίλβης, περιφερειακά και στα άκρα αυτής.

Δείγμα 2.

Πρόκειται για μεταμορφωμένο πέτρωμα. Συνίσταται από πράσινη κεροστίλβη, επίδοτο, μοσχοβίτη, χαλαζία, χλωρίτη, τιτανίτη, πλαγιόκλαστα (εικ. 5.25, στο παράρτημα εικόνων). Η κεροστίλβη είναι εξαλλοιωμένη σε χλωρίτη ίσως και σε βιοτίτη. Το πέτρωμα είναι πλούσιο σε μαγνήσιο και σίδηρο, μάλλον είναι αμφιβολιτικός-επίδοτιτικός σχιστόλιθος (έχει πολύ λίγους αστρίους για να τον πούμε αμφιβολίτη).

5.9.4.2 Περιοχή Ξυνιάδος

Δείγμα 1.

Πρόκειται για υπερβασικό εκρηξιγενές πέτρωμα. Είναι πλούσιο σε αδιαφανή ορυκτά (μαγνητίτης ή χρωμίτης), έχει σερπεντίνες και κατά μήκος των ρωγμών του πετρώματος παρατηρούνται εξαλλοιώσεις σε τάλκη. Περιέχει επίσης οξειδία και υδροξείδια του σιδήρου. Πιθανόν σερπεντίνης πυριτιωμένος (εικ. 5.26, στο παράρτημα εικόνων).

Δείγμα 2.

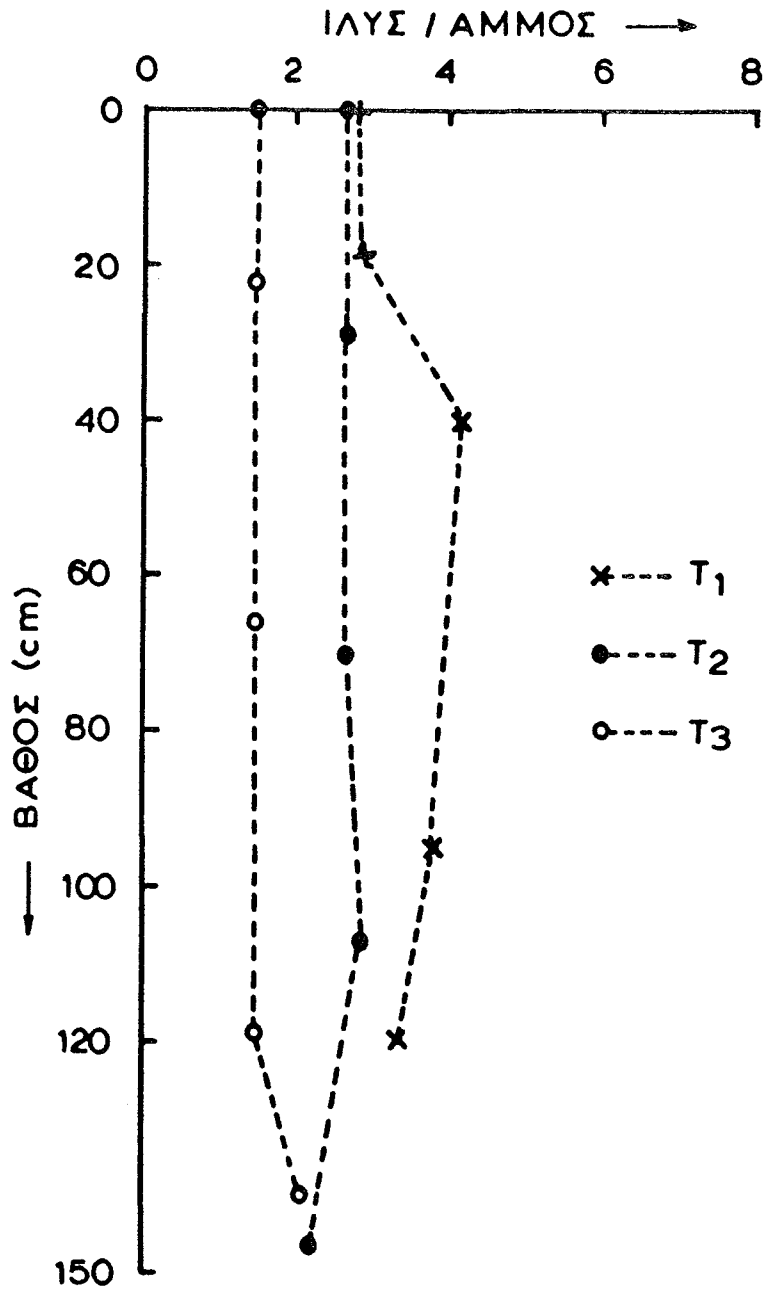
Πρόκειται για υπερβασικό εκρηξιγενές πέτρωμα. Κύρια μάζα είναι σερπεντίνης (εικ. 5.27, στο παράρτημα εικόνων), όπου υπάρχουν υπολλείμματα ορθοπυρόξενων (που δείχνουν την προελευσή τους). Περιφερειακά και κατά μήκος των σχισμών των ορθοπυρόξενων παρατηρούνται αδιαφανή μεταλλικά ορυκτά διάσπαρτα, πρόκειται για χρωμίτες ή μαγνητίτες ή και τα δύο, επίσης κατά μήκος του σχισμού των ορθοπυρόξενων παρατηρούνται εμποτισμοί σε οξειδία - υδροξείδια του σιδήρου. Δεν παρατηρούνται χλωριτικά ορυκτά ούτε και τάλκης. Το αρχικό πέτρωμα χαρτζβουργίτης.

6. ΘΕΩΡΙΑ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΕΔΑΦΩΝ - ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

6.1 Ομοιομορφία Μητρικού Υλικού

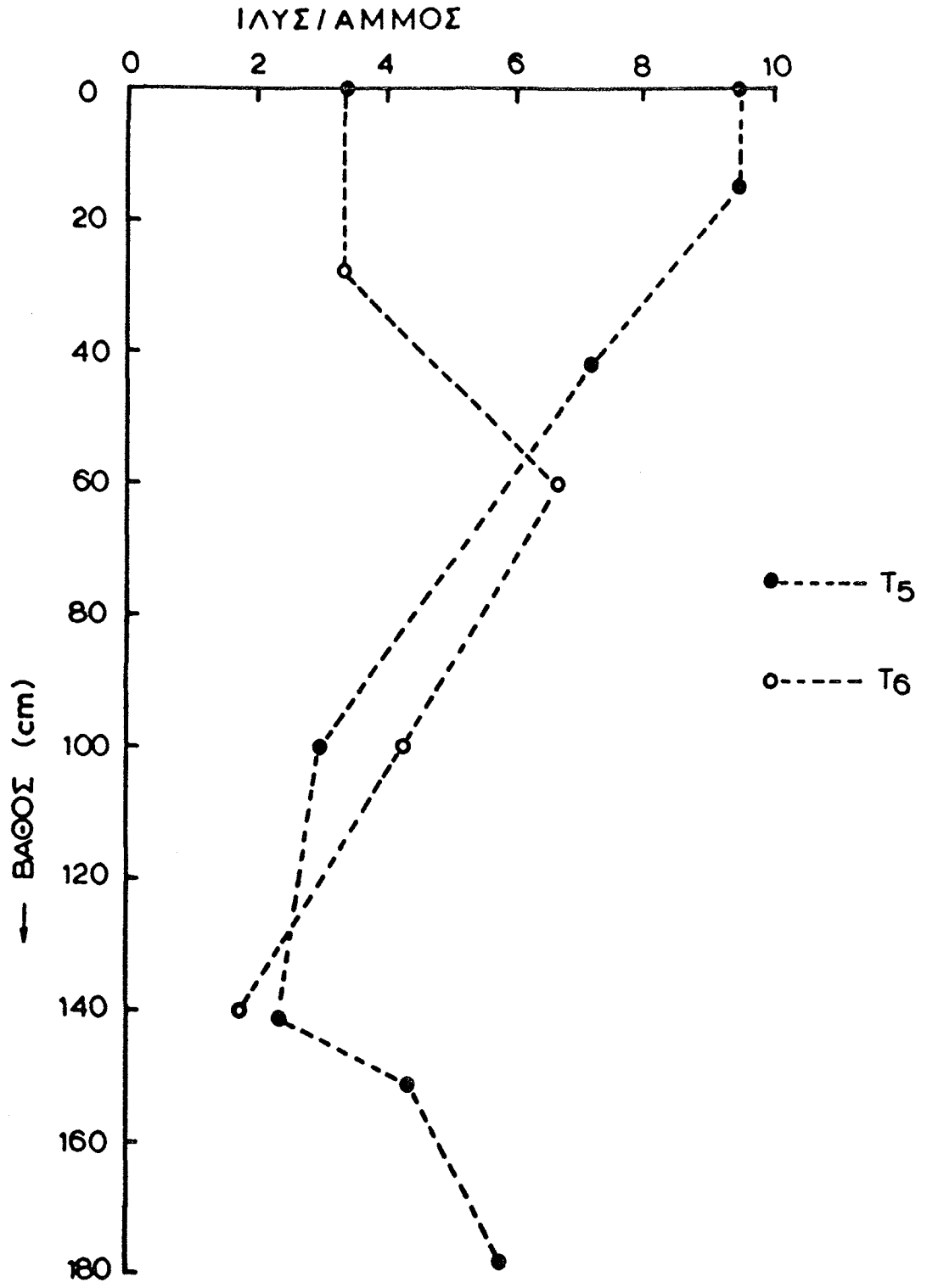
Προκειμένου να εκτιμήσουμε την πορεία και τον βαθμό εδαφογένεσης σ' ένα εδαφικό σύστημα, πρέπει να πιστοποιηθεί η ομοιομορφία του μητρικού υλικού κατά την "αρχική κατάσταση" του εδαφικού συστήματος. Η διαπίστωση της ομοιομορφίας του μητρικού υλικού, γίνεται με τον προσδιορισμό των ανθεκτικών στην αποσάθρωση ορυκτών, όπως ζirkονίου - γρανάτη - ρουτιλίου - ανατάση, και την χρησιμοποίηση των λόγων π.χ ζirkόνιου/γρανάτη, ζirkόνιου/ρουτιλίο ή και άλλων. Οι λόγοι αυτοί σε κάθε ορίζοντα των εξεταζομένων εδαφοτομών πρέπει να είναι σταθεροί για να μπορούμε να πούμε ότι το έδαφος προήλθε από ομοιόμορφο μητρικό υλικό.

Είναι δυνατόν εκτός από τους λόγους των ανθεκτικών στην αποσάθρωση ορυκτών, για ένδειξη ομοιομορφίας του μητρικού υλικού, να χρησιμοποιηθεί και η κατανομή των κλασμάτων της άμμου με το βάθος (Langohr et al., 1976). Προς τούτο χρησιμοποιήθηκε ο λόγος των δύο πολυπληθέστερων κλασμάτων της άμμου, που στην προκειμένη περίπτωση είναι η λεπτής άμμος και η πολύ λεπτή άμμος. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον πίνακα 5.3. Στην περιοχή Ορεστιάδος δεν υπάρχουν μεγάλες αποκλίσεις (πιν. 5.7) μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών - συντελεστής τυπικής αποκλίσεως σε παραδεκτά όρια- οπότε μπορούμε να πούμε ότι τα εδάφη που εξετάζουμε προήλθαν από ομοιόμορφο μητρικό υλικό. Στην περιοχή Ξυνιάδος έχουμε κάπως μεγαλύτερες αποκλίσεις που μας κάνουν να προσανατολισθούμε στην άποψη ανομοιογένειας του μητρικού υλικού. Στην πραγματικότητα όμως, πρόκειται για ομοιόμορφο μητρικό υλικό ως προς την ποιοτική του σύνθεση, δηλαδή η ορυκτολογική σύσταση κάθε κλάσματος είναι σταθερή. Τα υλικά έχουν κοινή και περιορισμένη πηγή προέλευσης.



Εικ. 6.2 Κατανομή του λόγου ιλύος / άμμου, των μη αργιλλικών υλικών με το βάθος (η άργιλλος δεν υπολογίζεται).

(Συνεχίζεται).



Επίσης η μεγάλη ομοιότητα, που παρατηρείται στην κατανομή κοκκομετρικής συστάσεως (αθροιστική κατανομή) μεταξύ των τριών εδαφοτομών της περιοχής Ορεστιάδος, αλλά και μεταξύ των δύο εδαφοτομών της περιοχής Ξυνιάδος (εικ. 6.1, παραρτ. εικόνων), αποτελούν ένδειξη ομοιογένειας του μητρικού υλικού (Feijtel et al., 1988).

Οι Charpan and Horn (1968), συνιστούν την χρησιμοποίηση του λόγου ιλύος/άμμου (η ιλύς και η άμμος εκφράζονται επί τοις % του συνολικού ποσοστού ιλύος και άμμου, το ποσοστό της αργίλλου δεν λαμβάνεται υπ'όψιν, για την απόδειξη κοκκομετρικής ομοιογένειας. Ο λόγος αυτός όμως μπορεί να μας δώσει ενδείξεις για ομοιογένεια μητρικού υλικού. Απο την εικόνα 6.2 βλέπουμε ότι στην περιοχή Ορεστιάδος υπάρχει μεγάλη κοκκομετρική ομοιομορφία που δηλώνει και ένδειξη ομοιομορφίας μητρικού υλικού. Στην περιοχή Ξυνιάδος δεν υπάρχει κοκκομετρική ομοιογένεια.

Η σταθερότητα της ποσότητας του ανθεκτικού στην αποσάθρωση ορυκτού, χαλαζία με το βάθος, όπως διαπιστώνεται από τις μικρομορφολογικές παρατηρήσεις (πιν. 5.22), αποτελεί ένδειξη ομοιομορφίας μητρικού υλικού στην περιοχή Ορεστιάδος.

Σύμφωνα με τα πιο πάνω, μπορούμε να δεχθούμε ότι τα εδάφη των εξεταζομένων περιοχών προήλθαν από ομοιόμορφα μητρικά υλικά.

6.2 Γένεση εδαφών

Οι παράγοντες που συντελούν στην γένεση των Vertisols, στις εξεταζόμενες περιοχές είναι δύο:

1. Η γειτονία με γεωλογικές μάζες που παρέχουν, αποσαθρούμενες υλικά πλούσια σε βάσεις
2. Οι κλιματικές συνθήκες, με την εναλλαγή ξηράς και υγρής περιόδου.

Από την Γεωλογική μελέτη των εξεταζομένων περιοχών, προκύπτει ότι το μητρικό υλικό των εδαφών προέρχεται από αποσάθρωση βασικών - υπερβασικών πετρωμάτων. Ειδικότερα, το μητρικό υλικό των εδαφών της περιοχής Ξυνιάδος, είναι αλλουβιακές αποθέσεις, πτωχές σε CaCO_3 , που προέρχονται από αποσάθρωση βασικών - υπερβασικών εκρηξιγενών

πετρωμάτων. Ενώ το μητρικό υλικό των εδαφών της περιοχής Ορεστιάδος, είναι πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί από χαλαρές αργιλλούχους αποθέσεις, που προέρχονται από αποσάθρωση κυρίως βασικών μεταμορφωσιγενών πετρωμάτων. Η παρουσία αμφιβολιτών, αμφιβολιτικών-επιδοτιτικών σχιστολίθων (όπως προκύπτει από την εξέταση των λεπτών τομών των πετρωμάτων, εικ. 5.25-5.27) και παρουσία ηφαιστίτη (όπως προκύπτει από την εξέταση των λεπτών τομών του μητρικού υλικού του εδάφους, εικ.5.24) μας οδηγούν στο ότι τα μεταμορφωσιγενή πετρώματα προέρχονται από μεταμόρφωση βασικών εκρηξιγενών πετρωμάτων. Η ορυκτολογική ανάλυση των πετρωμάτων και στις δύο περιοχές, δείχνει ότι αποτελούνται, κατά κύριο λόγο από σιδηρομαγνησιούχα πυριτικά ορυκτά. Επομένως η χημική σύσταση των πετρωμάτων σε συνδυασμό με την τοπογραφία και την υδρομορφία επηρεάζουν τα μέγιστα την σύσταση του μητρικού υλικού και ως εκ τούτου την ορυκτολογική σύσταση της αργίλλου.

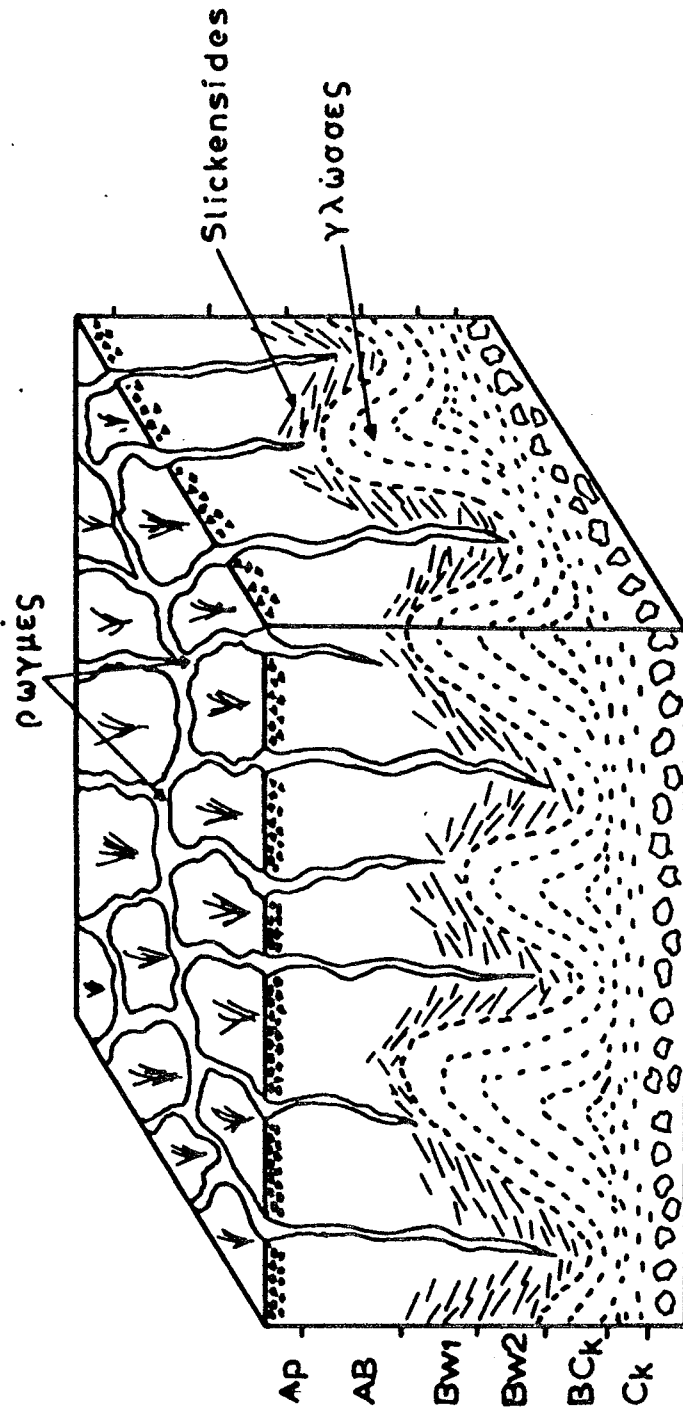
Τα βασικά και υπερβασικά πετρώματα αποσαθρώνονται σχετικά εύκολα και δίδουν εδάφη πλούσια σε λεπτόκκοκα υλικά και ανταλλάξιμες βάσεις (Γιάσογλου, 1987). Ο Jenny (1980), αναφέρει ότι στην Nevada των ΗΠΑ αποσάθρωση βασικών πετρωμάτων δίδει διπλάσιο ποσό αργίλλου απ'ότι δίδουν όξινα πετρώματα. Η παρουσία μεγάλων ποσοτήτων Ca^{++} και Mg^{++} , που προέρχονται από αποσάθρωση βασικών - υπερβασικών πετρωμάτων, αφενός αυξάνει το pH του εδαφικού διαλύματος και συντελεί έτσι στην αύξηση του πυριτίου και της τιμής του μοριακού λόγου SiO_2/Al_2O_3 , αφ'ετέρου συντελεί στον σχηματισμό ανθρακικών αλάτων, με αποτέλεσμα την παραμονή τους επ'αρκετό χρόνο στη ζώνη αποσαθρώσεως και την διατήρηση ενός ουδέτερου ή αλκαλικού pH. Υπό τις συνθήκες αυτές ευνοείται ο σχηματισμός ορυκτών 2:1 και όπου η στράγγιση είναι περιορισμένη, λόγω της παραμονής των διαλυμάτων αυτών, καθιζάνει επί τόπου ο σχηματιζόμενος σμεκτίτης. Με άλλα λόγια η αποσάθρωση βασικών - υπερβασικών πετρωμάτων δημιουργεί όχι μόνο συνθήκες σχηματισμού σμεκτίτη (Keller, 1964) αλλά και συνθήκες σταθερότητας αυτού (Buol, 1973). Ορυκτολογική ανάλυση των αργίλλων με ακτίνες X, διαφορική θερμική ανάλυση και υπέρυθρο φασματοσκοπία, έδειξε ότι και στις δύο περιοχές κυριαρχούν τα ορυκτά της ομάδας του σμεκτίτη.

Η παρουσία μεγάλων ποσοτήτων διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών του τύπου 2:1 σε συνδυασμό με το χeric καθεστώς εδαφικής υγρασίας, έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό ρωγμών κατά την ξηρά περίοδο του έτους. Επιφανειακά υλικά αλλά και υλικά από τα τοιχώματα των ρωγμών, είναι δυνατόν, με διάφορους τρόπους (π.χ. από τον αέρα, τα ζώα αλλά και από την κίνηση ακόμα του νερού) να πέσουν στις ρωγμές και να τις γεμίσουν μερικώς. Εάν επακολουθήσει διαβροχή του εδάφους έχουμε κλείσιμο των ρωγμών, λόγω διαστολής των αργίλλων, το έδαφος δεν μπορεί να αποκτήσει τον αρχικό του όγκο, λόγω των εγκλωβισμένων υλικών, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη πιέσεων που εκτονώνονται με ανοδική υπό κλίση μετακίνηση των εδαφικών υλικών. Κατ'αυτό τον τρόπο σχηματίζονται Slickensides, gilgai και η χαρακτηριστική σφηνοειδής δομή (Beinroth, 1965; Hallsworth and Beckmann, 1969: Buol et al., 1973; Ahmad, 1983). Ανάμειξη επιφανειακών και υποεπιφανειακών υλικών έχουν σαν αποτέλεσμα την ομογενοποίηση του soil και ως εκ τούτου την απουσία εδαφογενετικών οριζόντων (φυσική αναστροφή). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό έχουμε εμφάνιση Slickensides μόνο μέχρι το βάθος που εκτείνονται οι ρωγμές. Η παρουσία όμως Slickensides σε βάθος πέρα από το βάθος των ρωγμών, τόσο στην περιοχή Ξυνιάδος όσο και στην περιοχή Ορεστιάδος, μπορεί να οφείλεται στο κυμαινόμενο μήκος των ρωγμών από χρόνο σε χρόνο ή και στο ότι τα κατώτερα μέρη της εδαφοτομής αποτελούν επιφάνεια παλαιότερου θαμμένου Vertisol. Η εμφάνιση του μεγαλύτερου ποσοστού των Slickensides, πέρα από το μέγιστο εποχιακό βάθος των ρωγμών, αποτελεί μορφολογικό χαρακτηριστικό που δεν μπορεί να ερμηνευθεί με την εφαρμογή του μοντέλου φυσικής αναστροφής. Το πιο κάτω, εδαφομηχανικό, μοντέλο δίδει απάντηση στην παρουσία του μορφολογικού αυτού χαρακτηριστικού

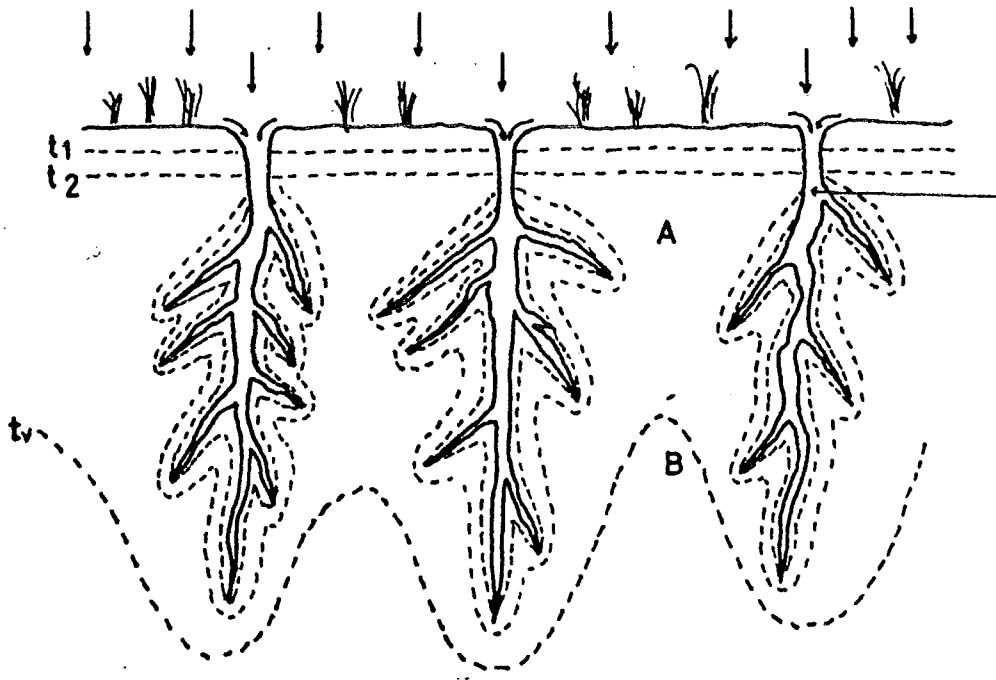
Τα εδάφη εφόσον είναι πλούσια σε σμεκτίτη κάτω από την παρουσία εναλλαγών ξηρασίας - υγρασίας σχηματίζουν κατά την ξηρά περίοδο του έτους ρωγμές. Επαναδιαβροχή του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα την παρουσία δυο μετώπων διαβροχής, ενός που κινείται από τον επιφανειακό ορίζοντα προς τα κάτω και ενός που κινείται από το χαμηλότερο σημείο του soil, μέσω των ρωγμών που είχαν γεμίσει με νερό (Bypass flow), προς τα επάνω. Τα εδαφικά υλικά προσλαμβάνοντας νερό αναπτύσσουν πλευρικές και κατακόρυφες πιέσεις διαστολής και όταν έλθουν σε επαφή οι πιέσεις αυτές αντιδρούν μεταξύ τους κατά την έννοια των τριών

διαστάσεων. Στα εδαφικά υλικά που βρίσκονται πλησίον της επιφάνειας οι μεν κατακόρυφες πιέσεις διαστολής, παράγουν έργο και εκτονώνονται με ανοδική μετακίνηση των υλικών αυτών (η προς τα κάτω μετακίνηση περιορίζεται λόγω της εδαφικής μάζας) οι δε πλευρικές εκτονώνονται με το κλείσιμο των ρωγμών (στον επιφανειακό οριζοντα το δίκτυο των ρωγμών είναι αρκετά πλούσιο). Στα εδαφικά υλικά που βρίσκονται κάτω από τον επιφανειακό οριζοντα, εκτός των πιέσεων διαστολής εφαρμόζονται και πιέσεις γεωστατικές, όπως είναι το βάρος του υπερκείμενου εδάφους. Στην περίπτωση αυτή μέρος των πλευρικών πιέσεων διαστολής εκτονώνεται με το κλείσιμο των ρωγμών. Τυχόν παρουσία υλικών εντός των ρωγμών περιορίζει την εκτόνωση και διατηρεί την εδαφική μάζα υπό τάση. Οι κατακόρυφες μετακινήσεις λόγω πιέσεων διαστολής περιορίζονται προς τα επάνω μεν από το βάρος του υπερκείμενου εδάφους και προς τα κάτω από την παρουσία της εδαφικής μάζας. Είναι δυνατόν, στο περιορισμένο αυτό σύστημα πιέσεων και σε ορισμένο ποσοστό υγρασίας, οι πλευρικές πιέσεις διαστολής να είναι μεγαλύτερες από την αντοχή στην διάτμηση του εδάφους με αποτέλεσμα την εκτόνωση των πιέσεων, που αναπτύσσονται, κατά την συνισταμένη τους. Η συνισταμένη των πλευρικών και κατακορύφων πιέσεων διαστολής εδαφικής μάζας, σ'ένα περιορισμένο σύστημα πιέσεων, έχει διεύθυνση προς τα επάνω και σχηματίζει γωνία θεωρητικά 45° με το οριζόντιο. Αποτέλεσμα των αναπτυσσομένων τάσεων είναι η ολίσθηση εδαφικής μάζας πάνω σε άλλη και η εκτόνωση έτσι των τάσεων, με άλλα λόγια ο σχηματισμός *Slickensides*. Η παρουσία των *Slickensides*, βάσει του μοντέλου αυτού, εξαρτάται από: α) τις διαφορές κατευθύνσεως της κινήσεως της εδαφικής μάζας που προκαλείται από κατακόρυφες και πλευρικές πιέσεις διαστολής β) το φαινόμενο ειδικό βάρος και γ) την περιεχόμενη υγρασία. Η παρατηρούμενη διαφοροποίηση με το βάθος των *Slickensides* (ασθενή - ισχυρά - ασθενή) και στις δύο περιοχές, είναι αποτέλεσμα της μεταβολής των παραμέτρων αυτών με το βάθος.

Στην περιοχή της Ορεστιάδος, η εμφάνιση ασθενών οριζόντων καθώς επίσης και το ότι γλώσσες του μητρικού υλικού μπαίνουν στο *solium* (εικ.6.3), δηλώνουν ότι η διαδικασία της φυσικής αναστροφής δεν είναι αρκετή να προκαλέσει πλήρη ομογενοποίηση του *solium*. Πιο κάτω αναπτύσσεται κάποια υπόθεση όσον αφορά την γένεση των *Vertisols*, στην περιοχή αυτή.



ΕΙΚ. 6.3 Σχηματική απεικόνιση της εδαφτομής T₃, στην οποία φαίνονται οι ρωγμές, τα Slickensides και οι "γλώσσες" του μητρικού υλικού που μπαίνουν στο soilum.



Εικ. 6.4 Σχηματική απεικόνιση, πιθανού σχηματισμού "γλωσσών" του μητρικού υλικού που μπαίνουν στο solium.

Επειδή τα εδάφη της περιοχής αυτής είναι πλούσια σε σμεκτίτη, σχηματίζονται ρωγμές κατά την ξηρά περίοδο του έτους μεγάλου πλάτους και βάθους. Οι βροχές που θα ακολουθήσουν μετά την ξηρά περίοδο, έχουν σαν αποτέλεσμα, μετά από χρόνο t_v (εικ. 6.4), την εμφάνιση ενός μετώπου διαβροχής κωνοειδούς μορφής καθώς επίσης και την εμφάνιση δύο περιοχών (A,B) διαφορετικής υγρασίας με φυσικό επακόλουθο την ανάπτυξη και διαφορετικών πιέσεων διαστολής των εδαφικών υλικών σ'αυτές (η υγρασία της περιοχής A θα είναι πάντοτε μεγαλύτερη της περιοχής B). Λόγω της μικρής υδραυλικής αγωγιμότητας, η ύγρανση της εδαφικής μάζας μεταξύ των ρωγμών ουδέποτε θα είναι πλήρης. Όταν η υγρασία της περιοχής A, είναι τέτοια που να ευνοεί την ανάπτυξη πλευρικών πιέσεων μεγαλύτερων από την αντοχή στη διάτμηση του εδάφους, έχουμε σχηματισμό Slickensides (σύμφωνα με το μοντέλο που περιγράφηκε προηγουμένως). Εδαφικά υλικά μπορεί να μετακινηθούν παράλληλα των επιφανειών ολισθήσεως και είναι δυνατόν σε κάποιο σημείο της εδαφικής μάζας μεταξύ δύο γειτονικών ρωγμών να συναντηθούν, με αποτέλεσμα την εμφάνιση γλωσσών του μητρικού υλικού στο *solum* (εικ. 6.4).

Η εμφάνιση γλωσσών του μητρικού υλικού ίσως είναι αποτέλεσμα της διαλυτοποίησεως του CaCO_3 στα σημεία επαφής ρωγμών και καλσικού ορίζοντα και της παρουσίας αργίλλου κάτω από τον καλσικό. Η άργιλλος σε περίπτωση που βρίσκεται κάτω από κορεσμένο καλσικό ορίζοντα συμπεριφέρεται σαν φελλός.

Η παρουσία συγκριμμάτων ασβεστίου, στην περιοχή Ορεστιάδος πιθανότατα οφείλεται στο ότι το μητρικό υλικό των εδαφών αυτών αρχικά ήταν πλούσιο σε CaCO_3 . Κατόπιν έγινε απομάκρυνση αυτού, λόγω εκπλύσεως, και σχηματισμός συγκριμμάτων στα κατώτερα σημεία της εδαφοτομής. Αποτέλεσμα της εκπλύσεως του CaCO_3 , είναι η υπολλειματική αύξηση της αργίλλου και εν συνεχεία ο συνδυασμός κλίματος και φαινομένων συστολών - διαστολών έδωσε γένεση στα Vertisols. Η παρουσία συγκριμμάτων στο *solum* είναι αποτέλεσμα του φαινομένου φυσικής αναστροφής. Στην Ξυνιάδα ο σχηματισμός των Vertisols, άρχισε πιθανόν από την στιγμή της αποθέσεως των αλλουβιακών υλικών, διότι δεν είχαμε CaCO_3 .

Χουμοποίηση της οργανικής ουσίας και σχηματισμός αργιλλοχουμικών συμπλόκων, κυρίως στην επιφάνεια των αργίλλων έχει

σαν αποτέλεσμα την δύσκολη απομάκρυνση των χουμικών ενώσεων, λόγω του έντονου πολυμερισμού αυτών, από το αργιλλοχουμικό σύμπλοκο και την παραμονή του "μαύρου" χρώματος. Εκεί που οι συνθήκες στραγγίσεως είναι καλύτερες, έχουμε σχηματισμό οξειδίων του σιδήρου που μειώνουν την ένταση του "μαύρου" χρώματος.

Η γένεση των Vertisols, μπορεί να παρασταθεί διαγραμματικά ως εξής:

Βασικά - Υπερβασικά πετρώματα πλούσια σε σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά → αποσάθρωση → Ca^{++} , Mg^{++} , στο εδαφοδιάλυμα αύξηση του μοριακού πηλίκου $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, σχηματισμός δυσδιάλυτων ανθρακικών αλάτων διατήρηση pH σε υψηλές τιμές → σχηματισμός και σταθερότητα σμεκτιτή, παρουσία ξηράς περιόδου → ρωγμές → φυσική αναστροφή, διαβροχή → σχηματισμός Slickensides → μετακίνηση εδαφικών υλικών cyclic Horizonation.

6.3 Περίληψη Γενικών Συμπερασμάτων

1. Η διαδικασία της φυσικής αναστροφής δεν αποτελεί την μόνη εδαφογενετική διεργασία γένεσης και συμπεριφοράς των Vertisols, όπως μέχρι τώρα πιστευόταν.

2. Η φυσική αναστροφή, η ανάπτυξη πλευρικών πιέσεων διαστολής μεγαλύτερων από την αντοχή στη διάτμηση του εδάφους και οι εναλλαγές ξηρασίας - υγρασίας (παρουσία ξηράς περιόδου), αποτελούν τις κυριώτερες εδαφογενετικές διεργασίες γένεσης και συμπεριφοράς των Vertisols στον Ελλαδικό χώρο.

3. Η επίδραση της οργανικής ουσίας παρουσία άφθονου μαγνησίου δημιουργεί σκοτεινό προσροφημένο περίβλημα γύρω από το ορυκτό της αργίλλου, όπου μπορεί να σχηματίζει επιφανειακά αργιλλοχουμικά σύμπλοκα.

4. Μικρομοριακές οργανικές ενώσεις μπορεί να εισέρχονται στον ενδιάμεσο χώρο του μοντοριλλονίτη και να δημιουργούν συνθήκες απορροφήσεως του φωτός και σκοτεινό χρώμα.

5. Το "ερυθρό" χρώμα οφείλεται στην παρουσία οξειδίων του σιδήρου, τα οποία είναι περισσότερα στα καλώς αποστραγγιζόμενα εδάφη. Στα κακώς αποστραγγιζόμενα εδάφη αναγωγικές συνθήκες μπορεί να απομακρύνουν τα οξειδία του σιδήρου. Η παρουσία τους μετριάζει την μελανοποίηση που προκαλεί η οργανική ύλη.

6. Ο σχηματισμός αργιλλοχουμικών συμπλόκων φαίνεται να αποτελεί γενικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των Vertisols.

7. Η παρουσία καολινίτη φαίνεται να αποτελεί γενικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των Vertisols και είναι αποτέλεσμα μετασχηματισμού κυρίως του αμекτίτη.

8. Η παρουσία οργανικής ουσίας και ειδικότερα η παρουσία FA's παρεμποδίζει την κρυσταλλοποίηση των οξειδίων του σιδήρου.

9. Η ένταση των φαινομένων συστολών - διαστολών είναι συνάρτηση κυρίως του ποσοστού της αργίλλου, του ποσοστού διαστελλομένων αργιλλικών ορυκτών και του κατιόντος με το οποίο είναι κορεσμένη η άργιλλος.

10. Ο αμекτίτης των μελετηθέντων Vertisols, είναι πλούσιος σε δομικό σίδηρο.

11. Η παρουσία συγκριμάτων ασβεστίου είναι αποτέλεσμα *in situ* σχηματισμού και η εμφάνισή τους στο *soilum* είναι αποτέλεσμα:

- α) φαινομένου φυσικής αναστροφής
- β) της προτιμώμενης διαστολής γύρω από τα συγκρίματα, τα οποία θεωρούνται σαν κόκκοι άμμου και
- γ) *liquefaction*

7. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Για την ταξινόμηση των μελετηθέντων εδαφοτομών χρησιμοποιήθηκε το σύστημα της 7ης προσέγγισης (7th Approximation) (Soil Survey Staff, 1975). Σύμφωνα με το σύστημα της USDA τα εδάφη που μελετήθησαν ανήκουν στην τάξη (Order) των Vertisols και τούτο γιατί:

Δεν έχουν Lithic - Paralithic επαφή, Duripan ή Petrocalcic ορίζοντα σε βάθος μικρότερο από 50 cm από την επιφάνεια.

Έχουν σ' όλες τις εδαφοτομές απουσία διαγνωστικών οριζόντων.

Έχουν αργιλλώδη μηχανική σύσταση, σ' όλους τους οριζόντες, έως βάθους 50 cm ή και περισσότερο.

Έχουν ρωγμές, κατά την ξηρά περίοδο του έτους, μεγαλύτερες από 1 cm έως βάθους 50 cm.

Έχουν Slickensides και σφηνοειδή συσσωματώματα.

Λόγω του ότι οι εδαφοτομές και των δύο περιοχών χαρακτηρίζονται από xeric καθεστώς εδαφικής υγρασίας ανήκουν στην υπόταξη (Suborder) των xererts.

Xererts είναι τα Vertisols που έχουν thermic - mesic - ή frigid καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας, σε περίπτωση ακόμη και αν αρδεύονται έχουν ρωγμές που ανοίγουν και κλείνουν μια φορά το χρόνο παραμένουν δε ανοιχτές για 60 συνεχείς ημέρες ή και περισσότερο μετά από το θερινό ηλιοστάσιο για περισσότερο από 7 στα 10 χρόνια, αλλά είναι και κλειστές για 60 ή και περισσότερο συνεχείς ημέρες μετά το χειμερινό ηλιοστάσιο για περισσότερο από 7 στα 10 χρόνια. Στην δική μας περίπτωση η Ορεστιάδα έχει mesic και η Ξυνιάδα thermic καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας.

Οι εδαφοτομές T₁, T₃, και T₅ ταξινομούνται στην μεγάλη ομάδα (Great group) των Pelloxererts, διότι έχουν καθαρότητα χρώματος (chroma), υγρού μικρότερο από 1.5 έως βάθους τουλάχιστο 30 cm από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ οι εδαφοτομές T₄ και T₆ ταξινομούνται στην μεγάλη ομάδα των Chromoxererts διότι έχουν καθαρότητα χρώματος μεγαλύτερη από 1.5 στα επάνω 30 cm του εδάφους.

Οι εδαφοτομές T₁, T₃, και T₅ ανήκουν στην υποομάδα (Subgroup) των Typic Pelloxerert, διότι έχουν σε όλους τους υποεπιφανειακούς ορίζοντες έως βάθους ενός μέτρου καθαρότητα χρώματος τόσο υγρή όσο και ξηρή μικρότερη από 1.5, και έχουν σε βάθος μεταξύ 30 και 100 cm εξανθήσεις σιδήρου και μαγγανίου. Επίσης η ένταση (Value) χρώματος υγρή, είναι μικρότερη από 3.5 σε τμήμα μεγαλύτερο από το μισό σε κάθε pedon.

Οι εδαφοτομές T₄ και T₆ ταξινομούνται στην υποομάδα των Typic Chromoxererts, διότι έχουν ένταση (value) χρώματος υγρή, μικρότερη από 3.5 και ξηρή μικρότερη από 5.5 έως βάθους 30 cm, σε τμήμα περισσότερο από το μισό σε κάθε πέδο, επίσης δεν έχουν χαρακτηριστικές εξανθήσεις στα επάνω 50 cm της εδαφοτομής.

Οι εδαφοτομές T₁, T₃, ταξινομούνται σαν fine, montmorillonitic, thermic, Typic Pelloxerert. Η εδαφοτομή T₄ σαν fine, montmorillonitic, thermic, Typic Chromoxerert. Η εδαφοτομή T₅ σαν very fine, montmorillonitic, mesic, Typic Pelloxerert και η εδαφοτομή T₆ σαν very fine, montmorillonitic, mesic, Typic Chromoxerert. Οι εδαφοτομές της περιοχής Ορεστιάδος ταξινομούνται σαν fine, διότι έχουν άργιλλο σ'όλους τους ορίζοντες περισσότερη από 35 % αλλά μικρότερη από 60 %, ενώ οι εδαφοτομές της περιοχής Ξυνιάδος σαν very fine, διότι περιέχουν άργιλλο περισσότερη από 60 % σ'όλους τους ορίζοντες.

Η ICOMERT (International Comittee on Classification of Vertisols; Comerma et al., 1988), προτείνει ορισμένες τροποποιήσεις στην ταξινόμηση των Vertisols, οι οποίες αναφέρονται στην υπόταξη, μεγάλη ομάδα και υποομάδα. Σύμφωνα δε με τις τροποποιήσεις αυτές οι T₁, T₃, και T₅ ταξινομούνται σαν Typic Haploxerert και οι T₄, T₆ σαν Chromic Haploxerert.

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abdulla, H.H. 1985. Vertisols in Sudan: their properties, management and classification. In "Fifth Meeting of the Eastern Sub-committee for Soil Correlation and Land Evaluation", Wad Medani, Sudan, 1983. World Soil Resource Report No. 56, pp12-21.
- Ahmad, N. 1983. Vertisols. In L.P. Wilding, N.E. Smeck, and G.F. Hall (eds.). Pedogenesis and Soil Taxonomy II. The Soil Orders. Development in Soil Sci. IIB. Elsevier Pub. Co., Amsterdam. pp 91-123.
- Ahmad, N. 1984. Tropical clay soils, their use and management. Outlook on Agric. B: 87-95.
- Ahmad, N. and R.L. Jones. 1969. Genesis, chemical properties and mineralogy of Caribbean grumusols. Soil Sci.,107: 166-174.
- Alexander, Earl. B. 1974. Extractable iron in relation to soil age on terraces along the Truckee river, Nevada. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38:121-124.
- Altscuher, Z.S., E.J. Dwornick, and H. Kramer. 1963. Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. Science 141:148-152.
- Αλεξιάδης, Κ.Α. 1972. Αργίλος. Ανόργανα και οργανικά κολλοειδή του εδάφους. Θεσσαλονίκη.
- Ανδρονόπουλος, Β. 1977. Γεωλογική μελέτη της περιοχής Διδυμοτείχου - Πενταλόφου (λεκάνης Ορεστιάδος) Ι.Γ.Μ.Ε. том. XVII No 2.
- Anderson, J.U., K.E. Fadl, and G.A. O'Connor. 1973. Factors affecting the coefficient of linear extensibility in Vertisols. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37:296-299.
- Anon. 1976. Supplementary glossary of soil science terms as used in Australia. Australian Society of Soil Science Incorporated, Publication No. 6.
- Aubouin, J. 1959. Contribution e l'étude geologique de la Greece Septentrionale : Les confins de l' Epire et de la Thessalie. These Univ. Pasis. Ann. geol. p. hellen. 10 : 1-483.
- Bailey, S.W. 1984. Micas. Reviews in mineralogy, Vol. 13. Mineral. Soc. Am., Washington, DC.

- Bakker, A.C., W.W. Emerson, and J.M. Oades. 1973. The comparative effects of exchangeable calcium, magnesium, and sodium on some physical properties of Red-Brown-Earths subsoils. I. Change reactions and water contents for dispersion of Shepparton soil. *Aust. J. Soil Res.* 11 :143-150
- Barnhisel, R.I. 1977. Chlorites and hydroxy interlayers vermiculite and smectite. In J.B. Dixon and S.B. Weed (eds.). *Minerals in soil environment*. Soil Sci. Soc. of America, Madison, Wisconsin, pp. 797-808.
- Barshad, I. 1955. Adsorptive and swelling properties of clay-water system. *Proc. Natl. Conf. Clays Clay Technol.* 1:70-77.
- Barshad, I. 1965. Thermal analysis Techniques for mineral identification and mineralogical composition. In C.A. Black et al. (ed.). *Methods of Soil analysis. Part 1. Physical properties Agronomy* 9:699-742.
- Barshad, I. 1966. The effect of variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf.* 1:167-173.
- Bates, T. 1962. Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. *Clays Clay Miner.* 9:315-328.
- Baver, L.D., W.H. Gardner, and W.R. Gardner. 1972. *Soil physics*. J. Willey & Sons, New York.
- Beckmann, G.G., C.H. Thomson, and G.D. Hubble. 1971. Gilgai forms, distribution and soil relationships in north-eastern Australia. *Proceedings of Symposium "Soils and earth structures in Arid climates"*, Adelaide 1970, pp88-93.
- Beinroth, F.H. 1965. Ueber drei Vorkommen von Vertisols in Mittleren Sudan- Eigenschaften, Klassifikation, Entstehung and landwirtschaftliche Eingung. *Arb. Geol.- Paleont. Inst. TH Stuttgart*, NF 49.
- Beinroth, F.H. 1966. Zur Kenntns des Gilgai - Reliefs. *Z. Pflanz. Dung. Bodenk.* 3:221-227
- Berndt, R.D., and R.J. Goughan. 1977. The nature of changes in bulk density with water in a cracking clay. *Aust. J. Soil Res.* 15:27-37.

- Blake, G.R., and K.H. Hartge. 1986. Bulk density. In A. Klute (ed). Methods of Soil analysis. Part. 1. Physical and Mineralogical Methods. *Agronomy* 9:363-375.
- Blokhuis, W.A., 1963. Khashm el Girba South Soil Survey Report. Soil Survey Section, Gezira Research Station. Sudan Ministry of Agriculture, Res. Div.
- Blokhuis, W.A., L.H.S. Ochtman, and K.H Peters. 1964. Vertisols in the Gezira and Khashm el Girba clay plains, Sudan. *Trans. 8th Int. Congress Soil Sci., Bucharest-V.*, pp. 591-601.
- Blokhuis, W.A., Th. Pape, and S. Slager. 1969. Morphology and distribution of pedogenic carbonate in some Vertisols of the Sudan. *Geoderma* 2:173-200.
- Blokhuis, W. A. 1982. Morphology and genesis of Vertisols. In "Vertisols and Rice Soils of the Tropic's" *Transactions 12th International Congress of Soil Sciences, New Delchi*, 3:23-47.
- Blume, H. P., and U. Schwertmann. 1969. Genetic evaluation of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33:438-444.
- Bogatyrev, K.P. 1958. Smolnitsy of Albania. *Soviet Soil Sci.* 4:358-365.
- Borggaard, O.K. 1988. Phase identification by selective techniques. In J.W. Stucki, B.A. Goodman and U.Schwertmann (eds.). *Iron in soils and clay minerals*. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Bouma, J., A. Jongerius, O. Boersma, A. Jager, and D. Schoonderbeek. 1977. The function of different macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:945-950
- Bremner, J.M., and C.S. Mulvaney. 1982. Nitrogen Total. In A.L. Page (ed.). *Methods of soil analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. *Agronomy* 9: 595-622
- Brewer, R. 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. John Willey & Sons, New York.
- Brewer, R. 1976. *Fabric and mineral analysis of soils*. Robert E. Krieger Publishing Co., Huntington, NY.
- Brewer, R., and B.E. Butler. 1953. *Pedology of part of the Upper Hunter Valley, New South Wales*. CSIRO Aust. Soil Publ., 2.

- Bridge, B.J., and R.C. Muchow. 1982. Soil water relationships for Conunura Clay and Ord Sandy Loam in the old river irrigation area. CSIRO. Division of Tropical Crops and Pastures Technical memorandum No. 30.
- Brindley, G. W. 1961. Kaolin, Serpentine and Kindred minerals. In G. Brown (ed). The X-ray idendification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Soc. London.
- Brindley, G.W., and G. Brown. 1984. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society. Monograph No. 5. London.
- Brooks, J.D., and G.J. Sternhell. 1957. Chemisty of Brown coals. I. Oxygen containing fuctional groups in Victorian Brown coals. Austr. J. Apl. Sci. 8:206-212.
- Brown, C.B., and G.S. Bally. 1968. Land Capability Survey of Trinidad and Tobago, Vols. 4 & 5: Soils of Central and South Trinidad. Government Printer, Trinidad.
- Bullock, R., N. Fedoroff, A. Jongerius, G. Stoops, and T. Tursina. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine research, Publishing Co., Albrighton, U.K.
- Buol, S.W., F.D. Hole, and R.J. Mc Cracken. 1973. Soil genesis and classification (2nd edition). The State Iowa Univercity Press, Ames, Iowa, 404p.
- Buringh, P. 1970. Intoduction to the study of soil in Tropical and Subtropical Regions, 2nd ed. Center for Agricultural Publications, Wageningen.
- Calhoun, F. G., J.M. Bigham, and N.E. Sneek. 1988. Vertisols of central Burma. In L.P Wilding and R.Puentes (eds), Vertisols: Properties, Classification and Management. Texas A & M University Press. pp 23-36.
- Carson, C.D., and J.B. Dixon. 1972. Potassium selectivity in certain montmorillinitic soil clays. Soil Sc. Soc. Am. Proc. 36:838-843.
- Chapman, S.L., and M.E. Horn. 1968. Parent material uniformity and origin of silty soils in north-west Arkansas based on zirconium - titanium contents. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32:265-271

- Chen, Y., N. Senesi, and M. Schnitzer. 1978. Chemical and physical characteristics of humic and fulvic acids extracted from soils of the Mediterranean region. *Geoderma* 20:87-104.
- Chester, R., and R.N. Green. 1968. The infra-red determination of quartz in sediments and sedimentary rocks. *Chem. Geol.* 3:199-212.
- Chukhrov, F.V., Zvyagin, B.B., Ermilova, L.P., and A.I. Chukhrov. 1973. New data on iron oxides in the weathering zone. *Proc. Int. Clay Conf.* 1972:333-341.
- Clemency, C.V. 1975. Simultaneous weathering of a granitic gneiss and an intrusive amphibolite dike near Sao Paulo, Brazil and the origin of clay minerals. *Clays Clay Miner.* 28:161-172.
- Coughlan, K.J. 1984. The structure of Vertisols. In J.W. McGarity et al., (eds.). *The properties and Utilization of Cracking clay soils. Reviews in Rural science*, pp.87-96
- Comerma, J.A., D.Williams and A.Newton. 1988. Conceptual changes in the classification of Vertisols. In L.P. Wilding and R.Puentes (eds.). *Vertisols: Their distribution properties, classification and management.* Texas A @ M Press, College Station. pp.41-54.
- Dalrymple, J.B., and C.Y. Jim. 1984. Experimental study of soil microfabrics induced by isotropic stress of wetting and drying. *Geoderma* 34:43-68.
- Δάβη, Ε. 1985. Πετρολογία. Ανωτ. Γεωπ. Σχολή Αθηνών.
- Davis, E., and G. Migiros. 1989. Mesozoic basic magmatism in Hellenides. *EVG.V Strasbourg* (in press).
- Dames, T.W.G. 1950. Margalite soils in Indonesia. *Trans. Intern. Congr. Soil Sci. 4th Congr. Amsterdam.* II:180-182.
- Davidson, S.E., and J.B. Page. 1956. Factors influencing swelling and shrinkage in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Pr.* 20:320-324.
- Del Villar, E.H. 1944. The Tirs of Marocco. *Soil Sci.* 57:313-339.
- Desphande, T.L., D.J. Greenland, and J.P.Quirk. 1964. Role of iron oxides in the bonding of soil particles. *Nature* 201:107-108.
- D'Hoore, J.L., 1968. Classification of Tropical Soils. In: R.P. Moss (Ed.). *Soil Resources of Tropical Africa.* Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 7-27.
- De Vos, J.H., and K.J. Virgo. 1969. Soil structure in Vertisols of the Blue Nile clay plains. *J. Soil Sci.* 20: 189-206.

- Dixon, J.B. 1982. Mineralogy of Vertisols. In "Vertisols and Rice Soils of the Tropic's" Transactions 12th International Congress of Soil Sciences, New Delchi, 3:48-61.
- Dormaer, J.F. 1967. Infrared spectra of humic acids from soils formed under grass or trees. *Geoderma* 1:37-75.
- Dowdy, R.H., and W.E. Larson. 1971. Tensile strength of montmorillinite as a function of saturating cation and water content. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:1010-1040.
- Duchaufour, Ph. 1960. *Precis de Pedologie*. Masson, Paris 438p.
- Duchaufour, Ph., and Y. Dommergues. 1963. A study of the humic compounds of some tropical and sub-tropical soils. *Afr. Soils* 8:5-39.
- Duchaufour, P. 1977. *Pedology*. Translated by T.R. Paton. Allen and Unwin, London.
- Dudal, R. 1963. Dark clay soils of tropical and subtropical regions. *Soil Sci.* 95:264-2.
- Dudal, R. 1965. Dark clay soils of tropical and subtropical regions. FAO. Agr. development Paper No. 83, FAO, Rome.
- Dudal, R., and H. Eswaran. 1988. Distribution, Properties and Classification of Vertisols. In L.P Wilding and R.Puentes (eds), *Vertisols: Properties, Classification and Management*. Texas A & M University Press. pp 1-22.
- Edelman, C.H., and R. Brinkman. 1962. Physiography of gilgai soils. *Soil Sci.* 94:366-370.
- El Abedine, A. Z., G. H. Robinson, and A. Commissaris. 1971. Aproximate age of the Vertisols of Gezira, Central Clay Plain, Sudan. *Soil Sci.* 111:200-207.
- El - Swaify, S. A. and W.W. Emerson. 1975. Changes in the Physical properties of soil clays due to precipitated Aluminum and Iron Hydroxides: I. Swelling and aggregate stability after drying. *Soil Sci. Soc. An. Proc.* 39 : 1056-1063.
- Esquevin, J. 1958. Les silicate de zinc. Etude de produits de synthese et des mineraux naturels. *Theese Sci. Paris*.
- Fadl, O.A.A., and M.A. Ali. 1977. Irrigation on a saline-sodic site in the Sudan Gezira, I: Water movement. *Trop. Agric. (Trinidad)* 54:157-165.

- Fanning, D.S., and V.Z. Keramidas. 1977. Micas. In J.B. Dixon and S.B. Weed (eds). Minerals in Soil Environment. Soil Sci. Soc. Amer. Madison, Wisconsin USA, pp.195-252.
- Farmer, V.C. 1974. The layer silicates. In V.C. Faremer (ed). The infrared spectra of minerals. Mineralogical Soc., London, pp.331-363.
- FAO, 1957. Reconocimientos edafologicos exploratorios, Ecuador. FAO, Rome.
- FAO, 1965. Dark clay soils of tropical and sub-tropical regions.(Ed. R. Dudal), FAO Agricultural development paper No. 83.
- FAO, 1966. Report on the soil survey project of British Guiana, Vols. III and IV.FAO, Rome.
- FAO, 1974. FAO-UNESCO Soil map of the World, 1:5,000,000., Vol. 1, Legend. (Legend sheet and memoir), Paris.
- FAO, 1978. Report of the Agroecological ZonesProject. Africa, World Soil Resources Report No. 48, FAO, Rome.
- Feitjel, T.C., A.G. Jongmans, N. Van Breemen and R. Miedema. 1988. Genesis of two Plonosols in the Massif Central, France. Geoderma 43:249-269
- Filipovski, G. 1974. Pedoturbation in some Smolnitzas of Yugoslavia. Pochvovedeniye, No 6:28-38.
- Fitzpatrick, R.W., and J. Le Roux. 1977. Mineralogy and Chemistry of a Transvaal Black clay toposequence. J. Soil Sci. 28:165-179.
- Fox, W.E. 1964. A study of bulk density and water in a swelling soil. Soil Sci. 98:307-316.
- Gallez, A., A.S.R. Juo, A.J. Herbillon, and F.R.Moorman. 1975. Clay mineralogy of selected soils in southern Nigeria. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39:577-585.
- Gee, G. W.,and J. W. Bauder. 1986. Particle size Analysis. In A. Klute (ed.). Methods of soil analysis. Part. 1. Physical and Minerological Methods. Agronomy 9:383-419.
- Gerrard, A.J. 1981. Soils and Landforms. George Allen and Unwin (Publishers) Ltd, London.
- Green- Kelly, R. 1974. Shrinkage of clay soils: a statistical correlation with other soil properties. Geoderma 11:243-257.

- Greenland, D.G., and M.H. Hayes. 1985. The chemistry of soil constituents. John Willey & Sons, Ltd.
- Grossman, R.B.B, B.R. Brasher, D.P. Franzmeier, and J.L Walker. 1968. Linear extensibility as calculated from natural clod bulk density measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32:570-575.
- Guzel, N., and M.J. Wilson. 1981. Clay mineral studies of a soil chronosequence in southern Turkey. Geoderma 25:118-129.
- Gustavson, T.C. 1975. Microrelief (gilgai) structures on expansive clays of the Texas Coastal Plain-their recognition and significance in engineering construction. Geol. Circ. 75-7. Bur. of Ecol. Geol. The Univ. of Texas, Austin, Texas.
- Hammer, S. 1983. Das gilgai problem. Thesis, Geographical Institute, University of Stuttgart.
- Hallsworth, E.G., F.R. Robertson, and F.R. Gibbons. 1955. Studies in pedogenesis in New South Wales VII. The gilgai soils. J. Soil Sci. 6:1-31.
- Hallsworth, E.G., and G.G. Beckman. 1969. Gilgai in the quaternary. Soil Sci. 107:409-420.
- Hardy, F., and J.S. Beard. 1954. Soil formation in the British Caribbean Islands. In: Soils of the West Indies. Unpubl. Mimeo Rep., Dept. of Chemistry and Soil Science, 1954, pp. 1-37.
- Harris. S.A. 1958. The gigaied and bad stuctured soils of Central Irag. J. Soil Sci. 9:169-185
- Harris. S.A. 1959. The classification of gilgaied soils: some evidence of Northern Irag. J. Soil Sci. 10:27-33.
- Heilman, D.H., L.D. Carter and L.C. Gonzalez. 1965. Determining soil surface area. Soil Sci. 100:409-413.
- Hillel, D. 1984. Soil and Water. Physical principles and processes. Academic Press, New York.
- Holdridge, D.A., and F. Vaughan. 1957. Simple phyllosilicates. In R.C. Mackenzie (ed.). The Differential Thermal Investigations of Clays. Mineralogical Soc. London. pp 98-139.
- Hosking, J.S. 1935. Acomparative study of the Black earths of Australia and the regur of India. Trans. R. Soc. Aust. 59:168-200.

- Howard, A. 1932. Grab-hole and self-mulching soils of Murrumbidge irrigation area. *Pedology*. 8:14-18.
- Hubble, G.D., R.F. Isbell, and K.H. Northcote. 1983. Features of Australian soils. In "Soils: An Australian Viewpoint", Division of Soils, CSIRO, pp. 17-47. Academic Press, London.
- Hubble, G.D. 1984. Soil and water management on cracking black clay in India. In J.W. McCarity et al.(eds.). The properties and utilization of cracking clay soils. *Reviews in Rural Sciences* 5, Univ. New England, pp. 341-343.
- Hudson, N.W. 1984. Soil and water management on cracking clay in India. In J.W. McGarity, E.H. Hoult, and H.B. So (Eds.). The Properties and Utilization of Cracking Clay Soils. *Reviews in Rural Science* 5, pp. 341-343 (University New England: Armidale).
- Ivanova, YE.N., and P.A. Dvinskikh. 1944. Vtorichnopodzolistye pochvy Urala. *Pochvovedeniye* N. 7-8.
- Jackson, M.L. 1958. Soil chemical analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood cliffs, N.J.
- Jackson, M.L. 1968. Soil chemical analysis - Advanced course. (fourth printing) Published by the author, Dept. of Soil Sci., Univ. of Wisc., Madison, Wi.
- Jacobshagen, V. 1977. Structure and geotectonic evolution of Hellenides. VI Coll. on the Geol. of the Aeg. reg. Vol. 3:1355-1367.
- Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York.
- Jenny, H. 1961. Derivation of state factor equations of soil and ecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. Pr.* 25:385-388.
- Jenny, H. 1980. The Soil Resource, origin and behaviour. Springer-Verlag, N.York - Heidelberg - Berlin.
- Jewitt, T.N., R.D. Law., and K.J. Virgo. 1959. Vertisol soils of the tropics: Their management and use. *Outlook of Agriculture* 10:33-40.
- Johnson, W.M., Cady, J.G., and M.S. James. 1962. Characteristics of some brown grumosols of Arizona. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26:389-393

- Jongerius, A. and C.G. Bonfils. 1964. Micromorphologia de un suelo negro grumosolico de la provincia de Entre Rios, Investigaciones Agropecuarias, serie 3-1:33-53.
- Kallianou, Ch.S., and N.J. Yassoglou. 1985. Analytical and physical characteristics of humic substances in relation to vegetation on three Alfisols in Greece. *Geoderma* 36:293-305.
- Kaloga, B. 1966. Cah. ORSTOM, serie Pedologie 4, 29.
- Kantor, W. 1971. Mineralogische und Chemische Eigenschaften von Katenen tropischer Boden in Kenia. Diss. Berlin.
- Kantor, K., and U. Schwertmann. 1974. Mineralogy and genesis of clays in red -black soil toposequence on basic igneous rocks in Kenya. *Journal of Soil Science*, Vol. 25, No.1 p.68-78.
- Kanyanda, G.W. 1985. Properties, management and classification of Vertisols in Zimbabwe. In "Fifth meeting of the Eastern African Sub-committee for soil correlation and Land Evaluation", Wad Medani, Sudan, 1983. World soil Resource Rep. FAO, Rome. No 56. pp. 94-109.
- Karathanasis, A.D., and B.F. Hajek. 1982. Revised methods for rapid quantitative determination of minerals in soil clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46:419-425.
- Kaufman, G., F. Kockel., and Mollat. 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. geol. France.* 182:225-230
- Keller, W.B. 1964. Processes of origin and alteration of clayminerals. In C. Rich and G.W. Kunze (eds.). *Soil clay Mineralogy.*
- Kenghington, F.E. 1935. Relation of roots, soil profile and irrigation in Sudan. *J.S.E. Agric. Coll. Wye.* 36: 135-181.
- Klute, A. 1986. Water retention: Laboratory Methods. In A. Klute (ed). *Methods of Soil analysis. Part. 1. Physical and Minerological Methods.* *Agronomy* 9:635-66).
- Knight, M.J. 1980. Structural analysis and mechanical origins of gilgai at Boorook, Victoria, Australia. *Geoderma.* 23:245-283.

- Koinov. B. 1964. Soils of Southeastern Europe. Academy of Agricultural Sciences "N. Poushkarov" Inst. of Soil Science and Agrotechnics pp.95-112
- Kodama, H., and M. Schnitzer. 1977. Effect of fulvic acid on the crystallization of Fe(III) oxides. *Geoderma* 19:279-291.
- Kockel, F., and H. Mollat. 1977. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000 (Nord-Griechenland). Mit einem Beitrag von H. M. Walther. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, 1 Karte in 44 Blättern, 119p.
- Κουρής, Χ. 1980. Γεωλογικός χάρτης Ελλάδος, κλιμ. 1:50.000- φύλλο Μέση - Ξυλαγανή. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Kohnke, H. 1968. *Soil Physics*. McGraw-Hill N.Y.
- Komornik, A. and J.G. Zeitlin. 1970. Laboratory determination of lateral and vertical stresses in compacted swelling clay. *J. Materials* 5:108-128.
- Krantz, B.A., J.Kampen, and M.B. Russel. 1978. Soil management differences of Alfisols and Vertisols in Semiarid Tropics. In "Diversity of Soils in Tropics". Amer. Soc. Agron. Special Publ. No 34.
- Krishna. P.G., and S. Perumal. 1948. Structure in Black cotton soils of Nisamsagar project area. Hyderabad, India. *Soil Sci.* 66:29-38.
- Kunze, G. W., and E.H. Templin. 1956. Houston Black clay, the type Grumusol : II Mineralogical and chemical characterization. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20:91-96.
- Kunze, G.W., H. Oakes, and M.E. Bloodworth. 1963. Grumusols of the Coast Prairie of Texas. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 42:412-421.
- Lafeber, D. 1962. Aspects of stress-induced differential movements of fabric elements in mineral soil. *Pro. First Conf. Aust. Road Res. Board* 1:1059-1067.

- Langohr, R., C.O. Scoppa, and A. Van Wambeke. 1976. The use of a comparative particle size distribution index for the numerical classification of soil parent materials: Application to Mollisols of the Argentinian Pampa. *Geoderma* 15:305-312.
- Lugo-Lopez, M.A., J.P. Carnelli, and G. Acevedo. 1985. Morphological, physical and chemical properties of major soils from Calagua in north westwrn Uruguay. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.* 49:108-113.
- Mackenzie, R.C. 1957. *The differential Thermal Investigations of Clays*. Mineralogical Soc. London.
- Mackenzie, R.C. 1964. "Scifax" Differential Thermal Analysis Data Index, First Supplement. Macmillan, London.
- Mackenzie, R.C. 1970. *Differential Thermal Analysis*. Academic Press, N.York and London.
- Mackenzie, R.C., and S.Caillere. 1979. Thermal Analysis, DTA, TG, DTG. In H.Van Olphen and J.J. Fripiat (eds.). *Data Hanbook for clay materials and other non-metallic minerals*. Pergamon Press, N.York and London.
- Μαρινος, Γ. 1957. Περί της κατά γεωτεκτονικός ζώνας διαιρέσεως της Ανατολικής Ελλάδος. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ. Τομ.ΙΙΙ* σελ. 73-83
- Μαρινος, Γ. 1972. *Γεωλογία της Ελλάδος*. Τόμος Ι. Εκδοσις Γεωτεχν. Γραφείου ΓΕ. ΜΕΛ. ΕΡ. Αθήνα.
- Μαρινος, Γ. και συνεργάτες. 1954 -56. *Γεωλογική Χαρτογράφηση της Οθρουος*. Ινσ. Γεωλογίας και Ερευνών Υπεδάφους, Αθήνα.
- McKeaque, J.A., and J.H. Day. 1966. Dithionite - and oxalate - extractable Fe and Al as aids in differantiating various classes of soils. *Can. J. Soils Sci.* 46:13-22.
- Mclean, E.O. 1982. Soil pH and Lime requirement. In A.L. Page (ed.). *Methods of soil analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. *Agronomy* 9:199-223.
- McCormack, D.E., and L.P. Wilding. 1973. Proposed origin of lattisepic fabric. In: G.K. Rutherford (ed.). *Soil Microscopy. 4th Int. Working Meeting on Soil Micromorphology*. The Limestone Press, Kingston, Ont., pp.761-771.
- McCormack, D.E., and L.P.Wilding. 1975. Soil properties influencing swelling in Canfield and Geeburg soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39: 496-502.

- McCormack, D.E., and L.P. Wilding. 1979. Soil properties influencing strength of Canfield and Geeburg soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 43: 167-172.
- Mehra, O.P., and M.L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite - citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Miner.* 7:317-327.
- Menaut, A.R., R. Barbault, P. Lavelle, and M. Lapage. 1985. African savannas: biological systems of humification and mineralization. In J.C. Tothill and J.J. Mott (eds.). *Ecology and management of the World's Savanna*. Australian Academy of Science, Canberra.
- Mercier, J. 1966. Paleogeographie, orogenese, metamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellenides en Macedoine (Greece): Vue d'ensemble. *Bull. Soc. Geol. France*, 8:1020-1049.
- Mermut, A.R., and Dasog, G.S. 1986. Nature and micromorphology of carbonate glaebules in some Vertisols of India. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:382-391.
- Martin - Martinez, F., and J.L. Perez - Rodriguez. 1969. Interlamellar adsorption of Blackearth humic acid on Na-Montmorillonite. *Z. Pflanzenernahr. Bodenk.* 124:52-57.
- Martin - Martinez, F., and C. Saiz - Jimenez. 1973. A water soluble fraction of humic acids from Vertisols. *Z. Pflanzenernahr. Bodenk.* 135:58-67.
- Μιγκίρος, Γ. 1983. Οφιόλιθοι. Ενημερωτικό Δελτίο Ι.Γ.Μ.Ε. 1235-1244
- Μιγκίρος, Γ. 1986. Οφιόλιθοι Ανατολικής Θεσσαλίας. ΙΓΜΕ. Τόμος εκτός σειράς. Special issue, 249-268.
- Μιγκίρος, Γ., Βραχάτης, Γ. και Π. Γρηγόρης. 1988. Τεκτονική και λιθοστρωματογραφική ανάλυση Δυτικής και Κεντρικής Θέρυος. Ι.Γ.Μ.Ε, Συνοπτική έκθεση δραστηριότητας της Υ.Β.Κ.Ε. οφιολίθων, Αθήνα.
- Millot, G. 1970. *Geology of clays* (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer - Verlag, New York.
- Mohr, E.C.J., F.A. Van Baren, and J. Van Schuylenborgh. 1972. *Tropical soils*. Mouton, The Hague, pp 481.

- Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliyas, A., Eleftheriadis, G., and Christofides, G. 1983. Paleogeographic conditions in the western pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canad. J. of Ear. Sci.* 20:1673-1681.
- Muchena, F.N., and C.K.K. Gachene. 1985. Properties, management and classification of Vertisols in Kenya. In "Fifth meeting of the Eastern African Sub-committee for soil correlation and Land Evaluation", Wad Medani, Sudan, 1983. World soil Resource Rep. No 56. pp. 22-30, FAO, Rome.
- Mukhtar, O.M.A., A.R. Swoboda, and C.L. Godfrey. 1974. The effect of sodium and calcium chlorides on structure stability of two Vertisols: Gezira clay from the Sudan, Africa and Houston Black Clay from Texas, U.S.A. *Soil Sci.* 118:109-119.
- Murthy, R.C., J.C. Bhattacharjee, R.J. Landey, R.M. Pofali. 1982. Distribution and characteristics and classification of Vertisols. In "Vertisols and Rice Soils of the Tropic's" Transactions 12th International Congress of Soil Sciences, New Delchi, 3:1-27.
- Nelson, L.A. 1960. Chemical, mineralogical and physical properties of the San Saba clays. M.S. Thesis, Texas A & M Univ. College Station.
- Nelson, L.A., G.W. Kunze and G.L. Godfrey. 1960. Chemical and mineralogical properties of San Saba clay, a Grumosol. *Soil Sci.* 89:122-141.
- Nettleton, W.D., and J.R. Sleeman. 1985. Micromorphology of Vertisols. In L.A. Douglas, and M.L.Thomson (eds) "Soil Micromorphology and Soil Classification". SSSA special publication No 15:165-196.
- Nettleton, W.D., F.F. Peterson, and G. Borst. 1983. Micromorphological evidence of turbation in Vertisols and soils in Vertic Subgroups. 441-458. In P. Bullock and C.P. Murthy (eds.). *Soil micromorphology Vol.2. Proc. 6th Int. Work Meet. Micromorphol.*, London. Aug. 1981. A B Academic Publishers.
- Nogiva, H.A. 1948. Vliyavine porod na podzolooba zobaniye y gornoy chasti Srednego Urala. *Trudy Pochvennogo Inst. Akad. Nank. SSSR*, Vol.28.

- Northcote, K.H. 1971. A. Factual key for the Recognition of Australian soils. Rellim Technical Publ., Clenside.
- Oakes, H. and J. Thorp. 1951. Dark clay soils of warm regions, variously called Redzina, Black cotton soils, Requre, and Tirs. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 18:348-354.
- Παπαδόπουλος, Π. 1980. Γεωλογικός χάρτης Ελλάδος, Κλιμ. 1:50.000-Φύλλο Φέρες - Πέπλος- Αίνοος. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Παπαδόπουλος, Π. 1982. Γεωλογικός χάρτης Ελλάδος, Κλιμ. 1:50.000-Φύλλο Μαρώνεια. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Paranicoiou, D.J. 1984. The tree metamorphic belts of the Hellenides; a review and a kinematic interpretation. In geological evolution of the Eastern Mediterranean (Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds). Geol. Soc. London, spec. publ. 7:551-561
- Παπανικολάου, Δ. 1986. Γεωλογία της Ελλάδος. Εκδ. Επτάλοφος ΑΕΒΕ Θεσ/νίκη.
- Parson, J.W., and J. Tinsley. 1975. Organic components. In J.K. Gieseking (ed) "Soil components". Springer - Verlag N.Y. 263 - 304.
- Paton, T.R., 1974. Origin and terminology for gilgai in Australia. Geoderma 11:221-242.
- Pavia, D.L., G.M. Lampman, and G.S. Kriz. 1979. Introduction to Spectroscopy. Saunders Golden SunBurst Series.
- Petterson, S. 1966. Introduction to Meteorology. McGraw-Hill, NY.
- Piccolo, A., and F.J. Stevenson. 1982. Infrared spectra of Cu^{2++} , Pd^{2++} , and Ca^{2++} complexes of soil humic substances. Geoderma 27:195-208.
- Pitty, A.F. 1979. Geography and Soil properties. Methuen and Co., Ltd., Publ. London.
- Prescott, J.A., 1931. The soils of Australia in relation to weather and climate. CSIRO Bull. 52., pp 82.
- Probert, M.E., I.F. Fergus, B.J. Bridge, D. McGarity, C.H. Thomson, and J.S. Russel. 1987. The properties and management of Vertisols. CSIRO. CAB International, Walling, U.K.

- Puentes, R., B.L. Harris, and C. Victora. 1988. Management of Vertisols of Temperate regions. Genesis of Vertisols: Shrink - Swell phenomena. In L.P Wilding and R.Puentes (eds), Vertisols: Properties, Classification and Management. Texas A & M University Press. pp. 129-141.
- Quirk, J.P. 1968. Particle interaction and soil swelling. Israel J. Chem. x, 213-234.
- Reeve, M.J., D.G.M. Hall, and P. Bullock. 1980. The effect of soil composition and enviromental factors on the shrinkage of some clayey British soils. J. Soil Sci. 31:429-442
- Renz, C. 1955. Die vorneogene Statigraphie der normal sedimentaren Formationen Griechenlands. I.G.S.R., 637 p., Athens.
- Rhoades, J.D. 1982. Cation Exchange capacity. In A.L. Page (ed.). Methods of soil analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties. Agronomy 9:149-157.
- Rimmer, D.L., and D.J. Greenland. 1976. Effects of calcium carbonate on the swelling behaviour of a soil clay . J. Soil Sci. 27:129-139.
- Rode, A.A., Ye.A. Yarilova, and I.M. Rashevskaya. 1960. Certain genetic characteristics of dark soils of large depressions. Soviet Soil Science 8:799-809.
- Rodriguez, J.L., A. Weiss and G. Lagaly. 1977. A natural clay organic complex from Andalusian Black earth. Clays Clay Min. 25:243-251.
- Samoilova, E.M. 1986. Volcanic rocks as a factor of Vertisol formation. Transaction of the XIII. Congress of ISSS. Hamburg, Vol. III:1263-1264.
- Σαμπώ, Β. 1987. Μεταπτυχιακές σημειώσεις Γεωμορφολογίας. Αθήνα.
- Σαχάμπι, Σ. 1982. Τα εδάφη της περιοχής Δράμας με ειδικότερη πρόνοια για τα εδάφη του λεκανοπεδίου Δράμας. Α.Ε.Ε.Χ.Π., Ινστιτούτο Χημείας και Γεωργίας "Ν. Κανελλόπουλος". Πειραιάς.
- Sawhney, B.L., and M.L. Jackson. 1958. Soil montmorillonite formulas. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 22:115-118.
- Schaffer, F. und P. Schachtachabel. 1976. Lehrbouch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.

- Schaffer, W. M., and M.J. Singer. 1976. Influence of physical and mineralogical properties on swelling of soils in Yolo County, California. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 40:557-562.
- Schnitzer, M., and U.C. Gupta. 1965. Determination of acidity in soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29:274-277
- Schnitzer, M., and S.U. Khan. 1972. Humic substances in the environment. *Markel Dekker, Inc., New York.*
- Schnitzer, M., and H. Kodama. 1977. Differential thermal analysis of metal-fulvic acid salts and complexes. *Geoderma* 7:93-103.
- Schnitzer, M., and S.U. Khan. 1978. Humic substances in the environment. *Elsevier Sc. Publ. Co. Amsterdam.*
- Schnitzer, M., and H. Kodama. 1977. Reactions of minerals with Soil Humic Substances. In Dixon, J.B. et al., (eds.). *Minerals in Soil Enviroments.* Soil Sci. Soc. of America, Madison, Wisconsin.
- Schnitzer, M. 1982. Organic matter characterization. In A.L. Page (ed.) *Methods of soil analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties.* *Agronomy* 9:581-593.
- Schwertmann, U. 1959. Mineralogisch und chemisch Untersuchungen as Eisenoxyden in Boden und Sedi,enten. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 93:67-85.
- Schwertmann, U. 1962. Eigenschaften und Bildung aufweitbarer Dreischicht-Tonminerale in Boden aus Sediment. *Reitr. Min. Petr.* 8, 199-209.
- Schwertmann, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxyde des Boden durch Extraction mit Ammoniumoxalat-Losung. *Z. Pflanzenernahr, Dung. Bodenkunde* 105:194-202.
- Schwertmann, U., and W.R. Fisher. 1973. Natural "amorphous" ferric hydroxide. *Geoderma* 10:237-247.
- Schertmann, U., H. Kodama and W. R. Fischer. 1986. Mutual interactions between organics and iron oxides. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 17:223-250
- Schwertmann, U. 1988. Some properties of Soil and synthetic iron oxides. In J.W. Stucki, B.A. Goodman and U.Schwertmann (eds.). *Iron in soils and clay minerals.* Reidel Publ. Co., Dordrecht.

- Schwertmann, U. 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In J.W. Stucki, B.A. Goodman and U.Schwertmann (eds.). Iron in soils and clay minerals. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Simonson, R.W. 1954. Morphology and classification of the Regur soils of India. *J. Soil Sci.* 5:275-289.
- Singh, S. 1954. A study of the Black cotton soils with special reference to their coloration. *J. Soil Sci.* 5:289-299.
- Singh, S., and P.K. Singh. 1960. A comparative study of humic acids separated from some Black soils of India. *Proc. Natl. Acad. Sci. India* 29A:378-381.
- Singh, J.S., Yang Xanxi, and P.E. Sajise. 1985. Structure and functional aspects of India and Southern Asia savanna ecosystem. In J.C. Tothill and J.J. Mott (eds.). *Ecology and management of the World's Savanna*. Australian Academy of Science, Canberra.
- Sleeman, J.R., and R. Brewer. 1984. Micromorphology of some Australian Cracking clay soils. In *Reviews in rural science* No 5. University of New England, Armidale.
- Smart, P. 1970. Residual, shear strength. *Proc. Amer. Soc. Civil Engs., Soil Mech. and Foundations Div.* 96: 2181-2183.
- Smith, J.D., 1975. Correlation of the soils of the soils of the Commonwealth Caribbean, and Puerto Rico. Mimeo Rep., Dept. of Soil Science, Univ. of the West Indies, St. Augustine, pp 60
- Smith, C.W., A. Hadas, and H. Koyumdjisky. 1985. Shrinkage and Attenberg limits in relation to other properties of principal soil types in Israel. *Geoderma* 35:57-65.
- Soil Science Society of America. 1970. *Glossary of Soil Science Terms*. Published by the Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Soil Survey Staff. 1951. *Soil Survey Manual*. USDA. Agri. Handb. no. 18.
- Soil Survey Staff. 1960. *The 7th Approximation*. U.S. Government Office, Washington, D.C. 265p.

- Soil Survey Staff. 1975. Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA Agric. Handbook 436 U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 754p.
- Soil Survey Staff. 1981. Examination and Description of soils in the field. Chapter 4, p. 1-107. Soil Survey Manual (in version), issue 1, Directive 430 V-SSM, USDA-SCS, Washington DC.
- Sommers, L.E., and D.W. Nelson. 1982. Total Carbon, Organic Carbon, and Organic matter. In A.L. Page (ed.). Methods of soil analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties. Agronomy 9:539-577.
- Σούλιος, Χρ. 1975. Υδρογεωλογική μελέτη της λεκάνης Ξυνιάδος (Ν. Φθιώτιδος). Διδακτορική διατριβή, ΦΜΣ. Θεσσαλονίκη.
- Sparks, D.L. 1986. Soil Physical Chemistry. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.
- Stace, H.C.T., G.D. Hubble, and R. Brewer. 1968. A Handbook of Australian Soils. Rellin Tech. Publ., Glenside, S.A.
- Stevenson, F.G., and K.M. Goh. 1971. Infrared spectra of humic acids and related substances. Geochimica and Cosmochimica Acta. 35:471-483.
- Stonehouse, H.B., and R.J. St. Arnaud. 1971. Distribution of iron, clay and extractable iron and aluminum in some Saskatchewan soils. Can. J. Soil. Sci. 51:283-293.
- Stoops, G. 1986. The future of micropedology. Pedologie, xxxvi-3 : 225-233.
- Stoops, G., and A. Jongerius. 1975. Proposal for a micromorphological classification of the related distribution of coarse and fine materials. Geoderma 30: 179-186.
- Stucki, J.W. 1988. Iron in non-micaceous 2:1 phyllosilicates. In J.W. Stucki, B.A. Goodman and U. Schwertmann (eds.). Iron in soils and clay minerals. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Συλλαίος, Νικ. 1981. Σχέση φυσιογραφίας και εδαφών της λεκάνης Ξυνιάδος (Ν. Φθιώτιδος). Διδακτορική διατριβή, Πανεπ. Θεσ/νίκης.
- Tan, K.H., and Ben F. Hajek. 1977. Thermal analysis of soils. In J.B. Dixon and S.B. Weed (eds). Minerals in soil Environment. Soil Sci. Soc. of Amer. Madison, Wisconsin pp. 847-884.

- Templin, E.H., I.C. Mowery, and G.H. Kunze. 1956. Houston Black clay, the type Grumosol : I. Field morphology and geography. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 20:88-90.
- Thomas, G.W. 1982. Exchangeable cations. In A.L. Page (ed.). *Methods of soil analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties.* *Agronomy* 9:159-164.
- Thorp, J. 1960. Soil survey of the Soughor area, Kenya. Rep. Dept. Agric., Nairobi.
- Van Amson, F.W., 1966. Some aspects of clay soils in the Demerara Formation of Suriname. *Landbouwproefstn. Suriname, Bull.*, 84:1-49.
- Van der Merwe, C.R., 1950. Sub-tropical black clays. *Trans. 4th Int. Congress Soil Sci.* 2:191-193.
- Van der Marel, H.W., and Beutelsphacher. 1976. Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Elsevier, Amsterdam.
- Venkateswarlu, J. 1984. Soil problems with Vertisol with particular reference to surface soil conditions and water relations. In "ACIAR/ISBRAM Proceedings of the International Workshop on Soils", Townsville, pp.105-115.
- Virmani, S.M., K.L. Sahrawat, and J.R. Burford. 1982. Physical and chemical properties of Vertisols and their management. In "Vertisols and Rice Soils of the Tropics Transactions" 12th International congress of Soil Sciences, New Delhi, 3:81-93.
- Walther, M. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, 1 Karte in 4 Blättern, 119p.
- White, E.M., and R.G. Bonestell. 1960. Some gilgaied soils in South Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24:305-309.
- White, J.L. 1971. Interpretation of infrared spectra of soil minerals. *Soil Sci.* 112:22-31
- Wildeman, W.E., M.L. Jackson and L.D. Whitting. 1968. Iron rich montmorillonite formation in soils derived from serpentine. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:787-794.

- Wilding, L.P. and C.T. Hallmark. 1984. Development structural and microfabric interpretations. In L.A. Douglas (ed.) Proc. of VIII Int. Working Meeting of soil Micromorfology, San Antonio, TX. Elsevier, Amsterdam (in review) (Abstracts, p.31)
- Wilding, L.P. 1985. Genesis of Vertisols. In Proceedings of the 5th Internatinal Soil Classification workshop, Sudan, 1982. Soil Survey Admionistration, Khartoum, Sudan, pp. 47 - 62.
- Wilding, L.P., and D. Tessier. 1988. Genesis of Vertisols: Shink - Swell phenomena. In L.P Wilding and R.Puentes (eds), Vertisols: Properties, Classification and Management. Texas A & M University Press. pp 55-79.
- Williams, D.H., and I. Fleming. 1966. Spectoscopic Methods in Organoc Chemistry. McGraw-Hill, London.
- Worrall, G.A. 1957. Features of some semi - arid soils in the district of Khartoum, I: The high level dark clays. J. Soil Sci. 8:193-202
- Wright, W. R., and J. E. Foss. 1972. Contributions of clay and organic matter to the caution exchange capacity of Maryland Soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36:115-118.
- Wyszecki, G., and W.S. Stiles. 1982. Color science: Concepts and methods, quantitative data and formulas, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York.
- Yaalon, D.H., Y. Nathan, and H. Koyumdsjisky. 1966. Weathering and catenary differentiation of clay minerals in soils and varius parent material: In Israel. Proc. Intern. Clay Conf. Jerusalem I, 187-198.
- Yaalon, D.H., and D. Kalmar. 1978. Dynamics of cracking and swelling clay soils: Displacement of sceletal grains, optimum depth of Slickensides and rate of intra-pedonic Turbation. Earth Surface Processes 3:31-42.
- Yerima, B.P.K., L.P. Wilding, F.G. Calhoun, and C.T. Hallmark. 1987. Volcanic ash-influenced Vertisols and Associated Mollisols of El Salvador: Physical, chemical and morphological properties. Soil Sci. Soc. Amer. J. 51:699-708.
- Γιάσογλου, Ν. 1987. Μεταπτυχιακές σημειώσεις, στο τμήμα Μεταπτυχιακών Σπουδών " Χαρτογράφησης - Αξιολόγησης και Υδατικής Οικονομίας Εδαφών", της Α.Γ.Σ.Α. 1987

- Γιάσσογλου, N. 1977. Μαθήματα Γεωργικής Χημείας - Εδαφολογίας I, II. A.Γ.Σ.Α.
- Yassoglou, N. 1987. Land use in the dry Mediterranean Region. In De Boot, M., and R. Hartmann (ed.). Eremology (Desert sciences). Proceedings of the Post Graduate Course, held in Gent, Belgium 1987. Faculty of Agricultural Sciences, State of Gent, Belgium.
- Yassoglou, N. 1989. Corine Project (to be published).
- Yong, R.N., and B.P. Warkentin. 1975. Soil properties and soil behavior. Elsevier Pub. Co., Amsterdam, pp. 449.
- Young, A., 1976. Tropical Soils and Soil Survey. Cambridge Univ. Press, London, pp 468.
- Yule, D.F., and J.T. Ritsie. 1980. Soil shrinkage relationships of Texas Vertisols: I. Small Cores. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:1285-1291.
- Zonn, V.S. 1986. Tropical and sudtropical Soil Science. Mir Publications, Moscow.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ
ΠΙΝΑΚΩΝ ΚΑΙ ΕΙΚΟΝΩΝ

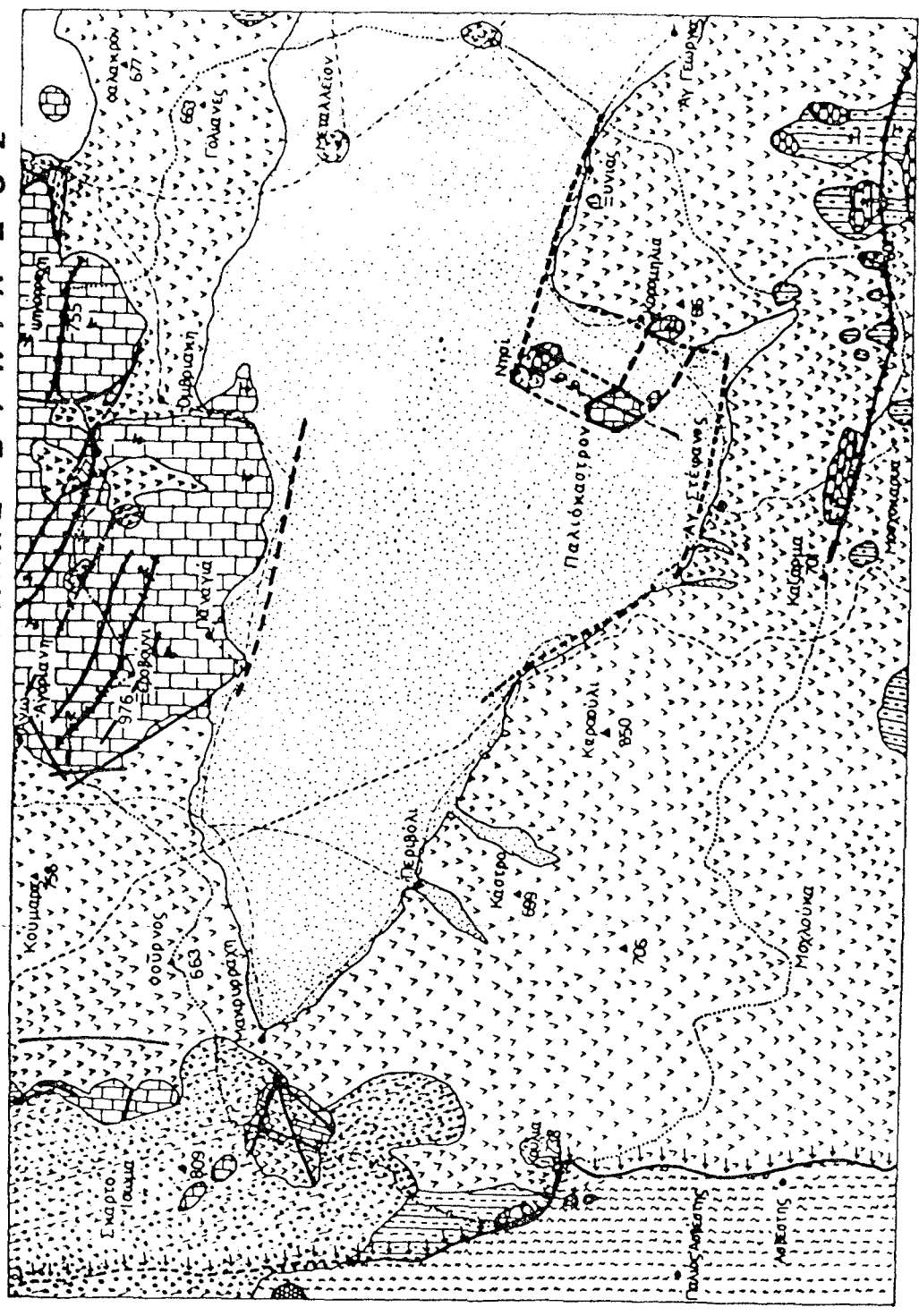
Πίνακας 3.1 Μετεωρολογικά δεδομένα περιόδου 1931-36 και 1970-75
Μετεωρολογικού Σταθμού Δομοκού, Φθιώτιδος.

Μήνες	Θερμοκρασία C			Μέση σχ. υγρασία R.H %	Βροχοπτώσεις mmH ₂ O		Άνεμος
	Tmax	Tmin	Tmean		Βροχή	Μέσο ύψος βροχής/24ωρ	
Ιαν.	6.5	1.3	1.4	82	43.2	25.4	ΒΔ
Φεβρ.	7.5	1.9	4.8	74	85.7	55.0	ΝΔ
Μαρτ.	11.4	4.1	7.6	71	71.2	31.4	ΝΔ
Απρ.	16.5	7.8	12.4	62	39.2	21.5	ΒΔ
Μαϊ.	18.7	13.3	17.6	57	36.0	24.5	ΝΔ
Ιουν.	22.7	16.9	22.3	50	32.0	43.3	ΝΔ
Ιουλ.	29.3	18.5	24.1	49	18.6	50.1	ΝΔ
Αυγ.	23.5	15.0	20.5	42	20.8	24.5	ΒΔ
Σεπτ.	25.1	15.2	20.2	59	15.8	15.1	ΒΔ
Οκτ.	18.0	8.4	12.1	54	68.6	55.4	ΝΔ
Νοεμ.	13.4	6.4	10.4	70	38.8	31.0	ΝΔ
Δεκ.	8.4	2.5	5.8	74	61.2	50.0	ΒΔ
Ετος	16.8	9.3	13.3	62	531.1	55.4	

Πίνακας 3.2 Μετεωρολογικά δεδομένα, περιόδων 1931-36 και 1955-75
Μετεωρολογικού σταθμού Ορεστιάδος.

Μήνες	Θερμοκρασία C			Μέση σχ. υγρασία R.H %	Βροχοπτώσεις mmH ₂ O		Ανεμος
	Tmax	Tmin	Tmean		Βροχή	Μέσο ύψος βροχής/24ωρ	
Ιαν.	6.2	-0.6	3.0	82	56.6	48.7	ΒΔ
Φεβρ.	8.8	0.3	4.7	78	53.1	38.8	ΒΔ
Μαρτ.	12.5	2.8	8.1	72	55.4	50.0	ΒΔ
Απρ.	18.8	7.8	13.7	66	42.4	31.8	ΒΑ
Μαϊ.	24.4	11.8	19.1	65	44.1	49.0	ΒΑ
Ιουν.	28.7	15.3	23.2	60	46.1	56.0	ΒΑ
Ιουλ.	31.5	17.2	25.7	58	33.6	55.5	ΒΑ
Αυγ.	31.4	16.8	25.5	55	22.4	115.0	ΒΑ
Σεπτ.	27.0	13.0	20.8	61	39.2	119.0	ΒΑ
Οκτ.	21.2	9.1	15.5	72	43.9	61.0	ΒΑ
Νοεμ.	14.4	5.7	10.2	80	74.7	105.0	ΒΔ
Δεκ.	8.7	1.6	5.4	82	68.3	78.0	ΒΔ
Ετος	19.5	8.3	14.6	69	579.8	119.0	

ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΞΥΝΙΑ ΔΟΣ



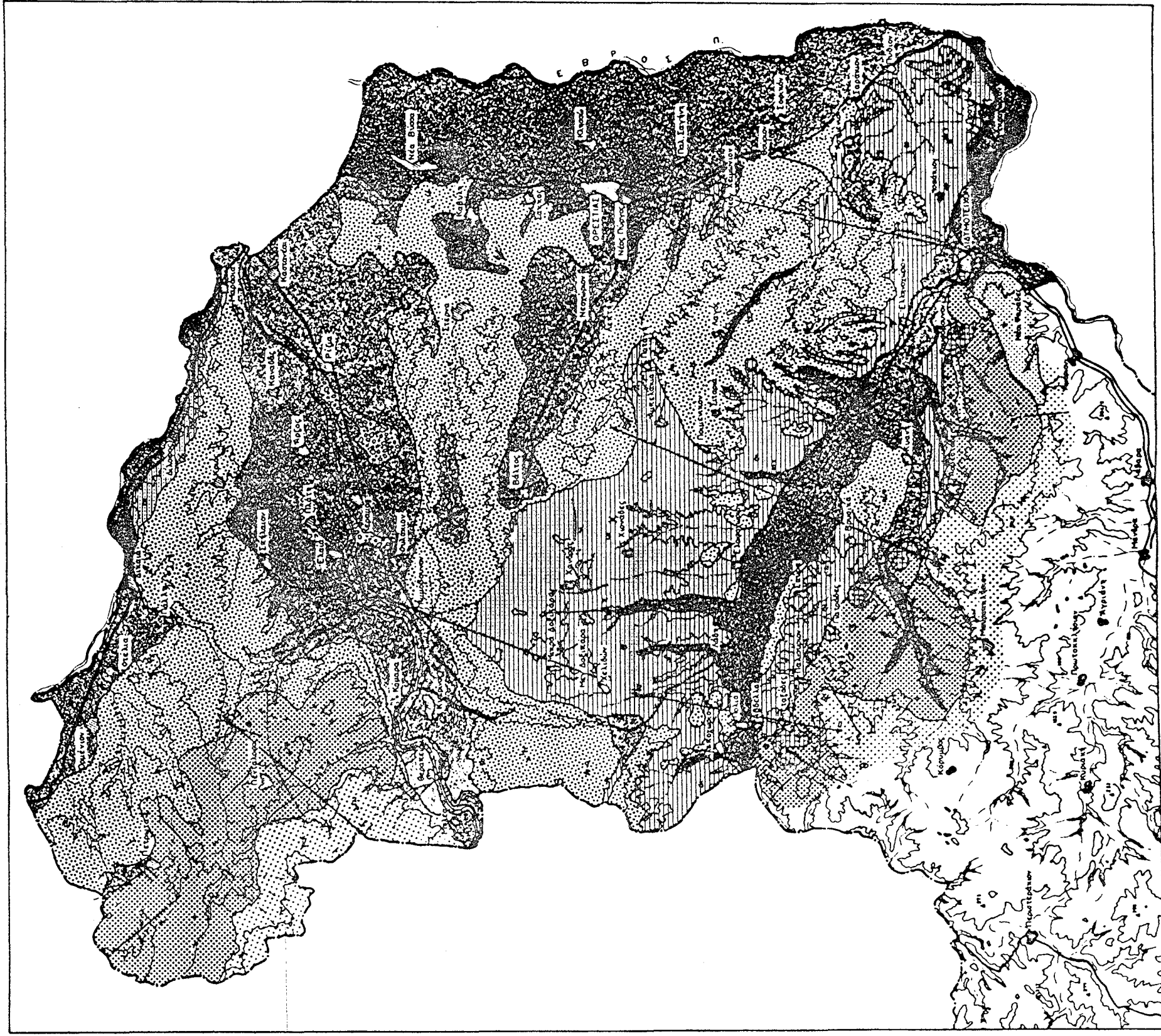
	Πλατφόρμα Αρ. Τριτογενών		Φωλιές Μινωού Αρ. Κρητιδικών-Μυκηναίων
	Σιταροκαλλιέργειες Αρ. Τριτογενών (Αρ. Κρητιδικών)		Κρητιδική ή και Μυκηναϊκή Αρ. Μυκηναίων
	Αφαιρισθείσα κομμάτια μεταγενέστερα από αλληλοεπικάλυψη των στρωμάτων Αρ. Τριτογενών (Αρ. Κρητιδικών)		Αμμοίται με κερατοί, διαμορφωσ. τριτογενή
	Αφαιρισθείσα Εξ τριτογενών των αλληλοεπικάλυψης ή αποκατακρίσης Αρ. Κρητιδικών		Πηγάδι θάλασσας
	Φωλιές Υποκρητιδικές Αρ. Κρητιδικών - Αρ. Μυκηναίων		Πηγάδι θάλασσας
	Κλίμακες δεξιόστροφες		Αρ. Τριτογενών
	Αρ. Τριτογενών		Αρ. Τριτογενών
	Αρ. Τριτογενών		Αρ. Τριτογενών

ΕΙΚ. 3.7

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΔΙΔΥΜΟΤΕΙΧΟΥ - ΠΕΝΤΑΛΟΦΟΥ
(ΛΕΚΑΝΗ ΟΡΕΣΤΙΑΔΟΣ)

(Εκ συμπλόκων προτύπων (σκαλίσκος 1:50.000))

ΥΠΟ
Β. ΛΑΜΠΡΟΠΟΥΛΟΥ



- ▲ Αλλογενής περλίτης, περιχλωρίτης και σπινθηροειδούς κόκκοι, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια
- Νεότερες κρημνισμένες διυδατωμένες Μυσαί λειψοπέτραι με διάφορες φάσεις, με διασπάρσεις των κρημνών
- Χλωρίτης περλίτης, σπινθηροειδής, σπινθηροειδής, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια
- Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια
- Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια
- Νεότερες κρημνισμένες διυδατωμένες Μυσαί λειψοπέτραι με διάφορες φάσεις, με διασπάρσεις των κρημνών
- Χλωρίτης περλίτης, σπινθηροειδής, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια
- Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια
- Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Ε:σκα 1:50.000

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

▲ Αλλογενής περλίτης, περιχλωρίτης και σπινθηροειδούς κόκκοι, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

■ Νεότερες κρημνισμένες διυδατωμένες Μυσαί λειψοπέτραι με διάφορες φάσεις, με διασπάρσεις των κρημνών

■ Χλωρίτης περλίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

■ Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

■ Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Αδελφότητες περλίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Αδελφότητες περλίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Αδελφότητες περλίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Αδελφότητες περλίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

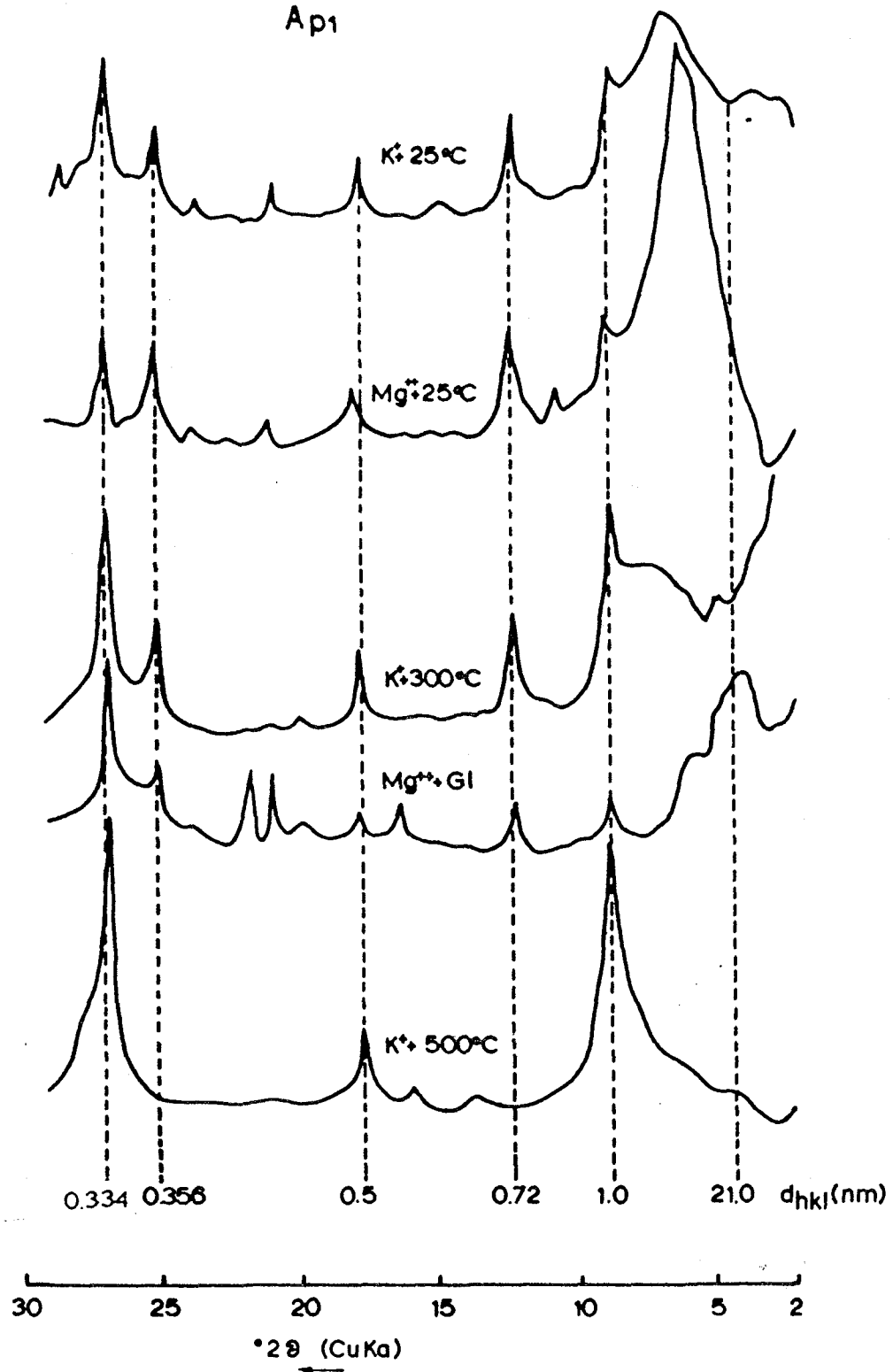
Πυριτίτης, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Σιδηρούχος, σπινθηροειδής, κρημνισμένη, μαργαρίτης, κορμής, αστασια, κροστίωνες κλπ. Έλιος κλπ. Άγρια

Ε:σκα 1:50.000

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₁

Ap₁

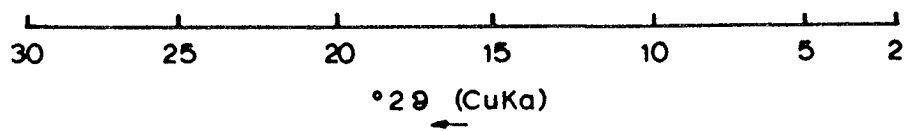
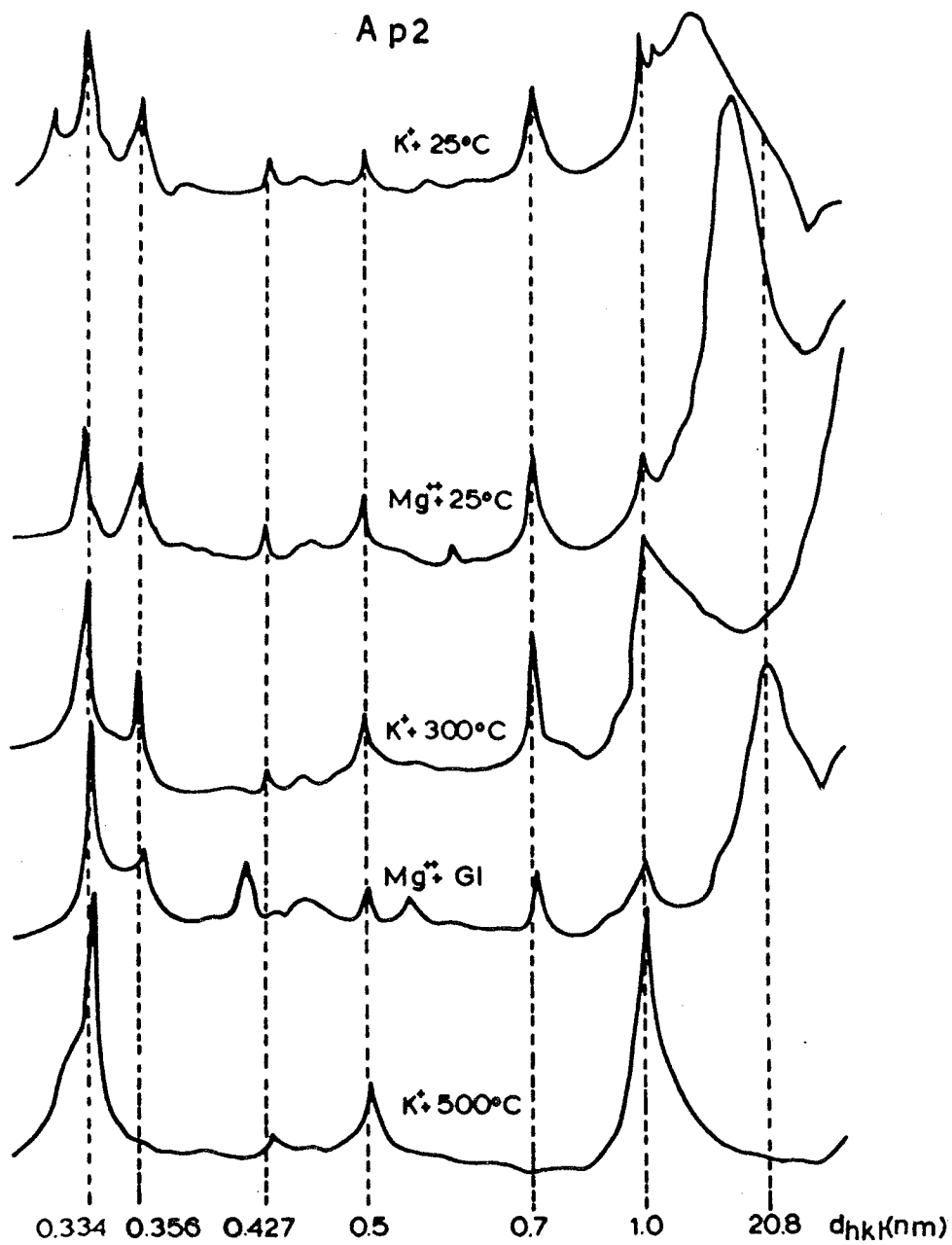


Εικ. 5.13 Διαγράμματα ακτίνων Χ (XRD), της αργίλλου (< 2 μm), των εδαφικών οριζόντων των εξεταζομένων εδαφοτομών, με διαφορετικές μεταχειρίσεις.

(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₁

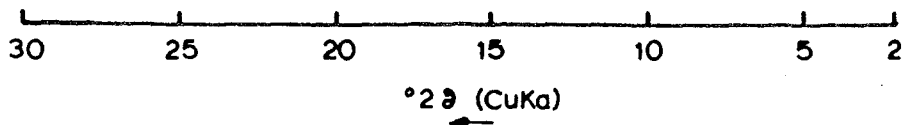
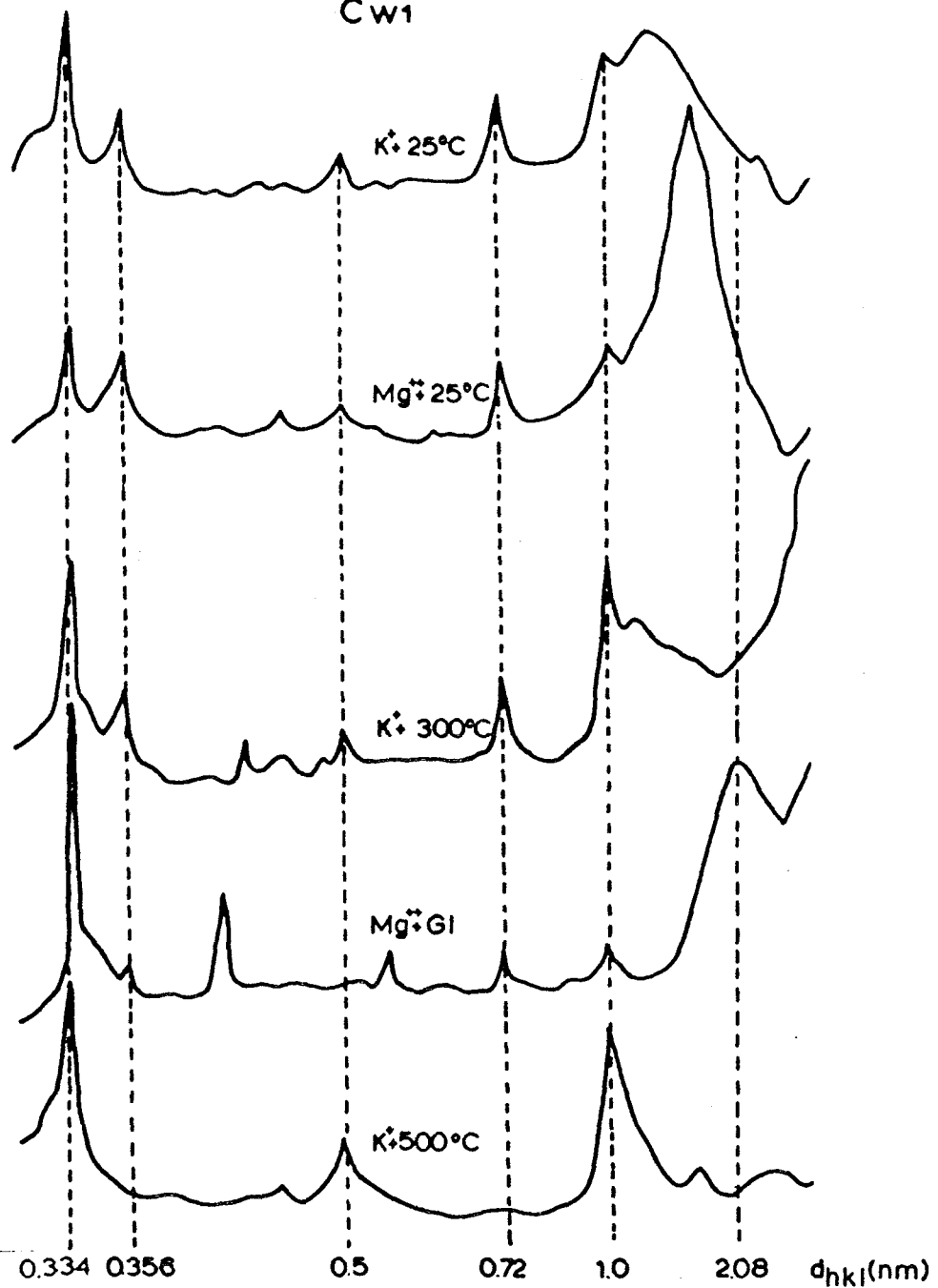
A p2



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₁

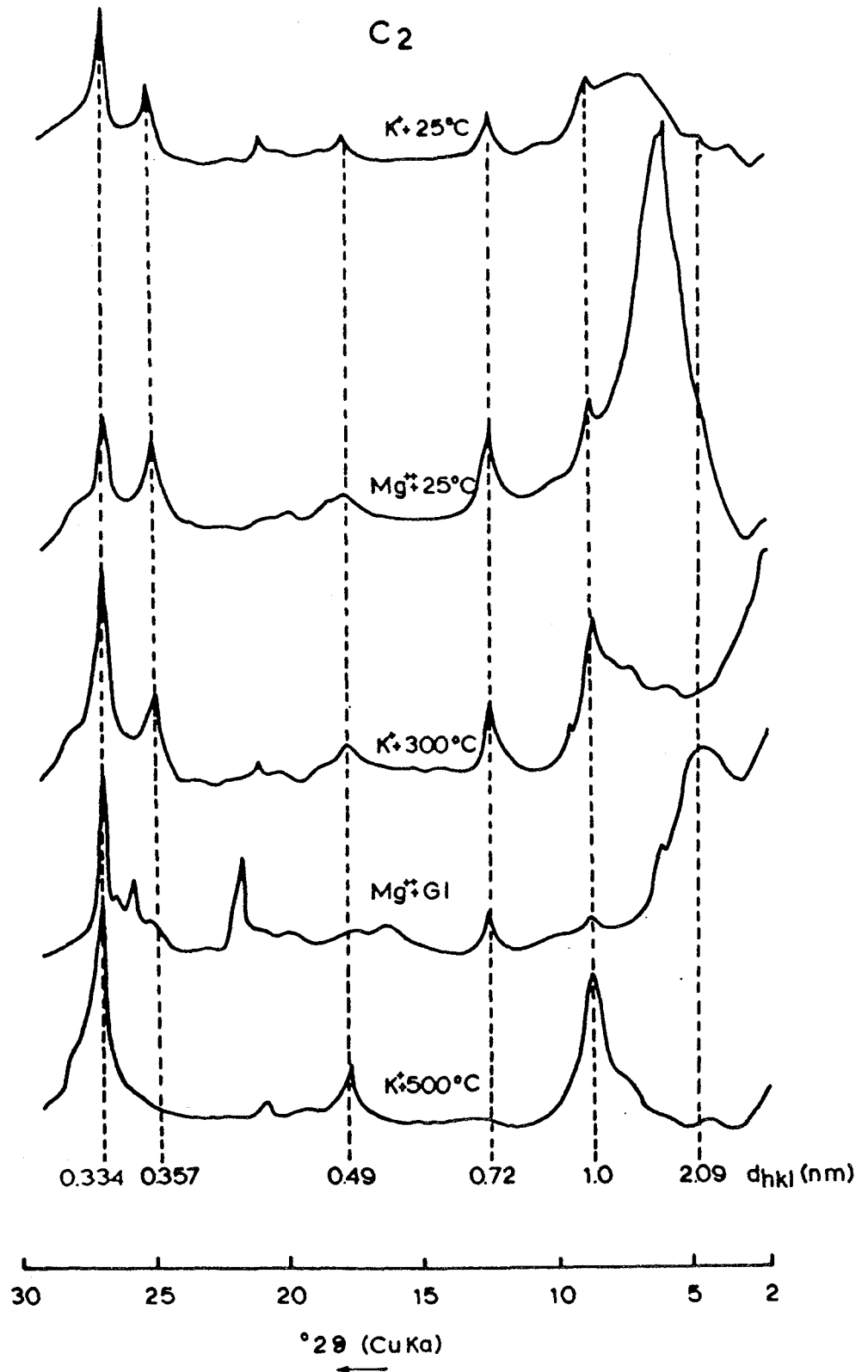
Cw1



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₁

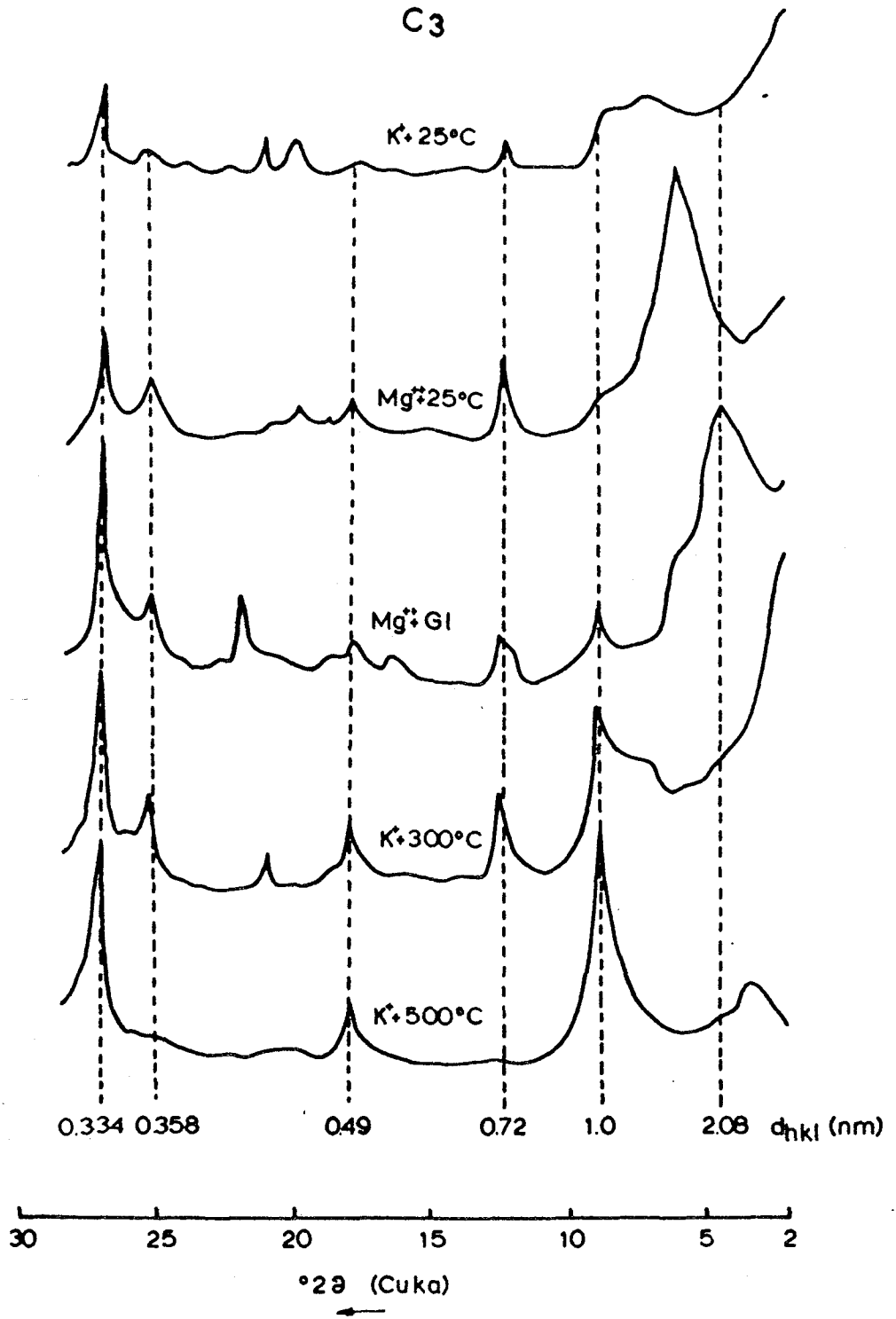
C₂



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₁

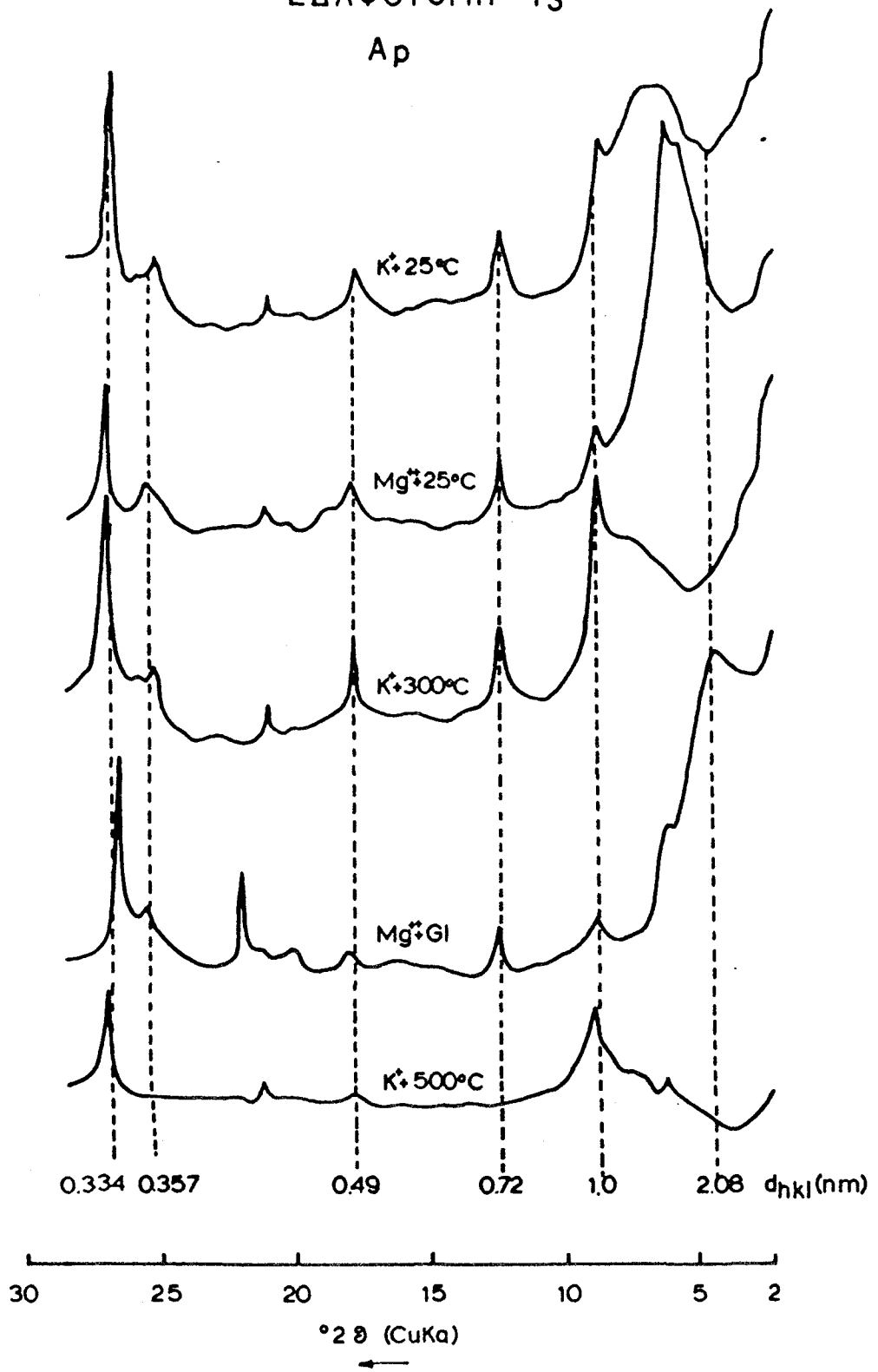
C₃



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ Τ3

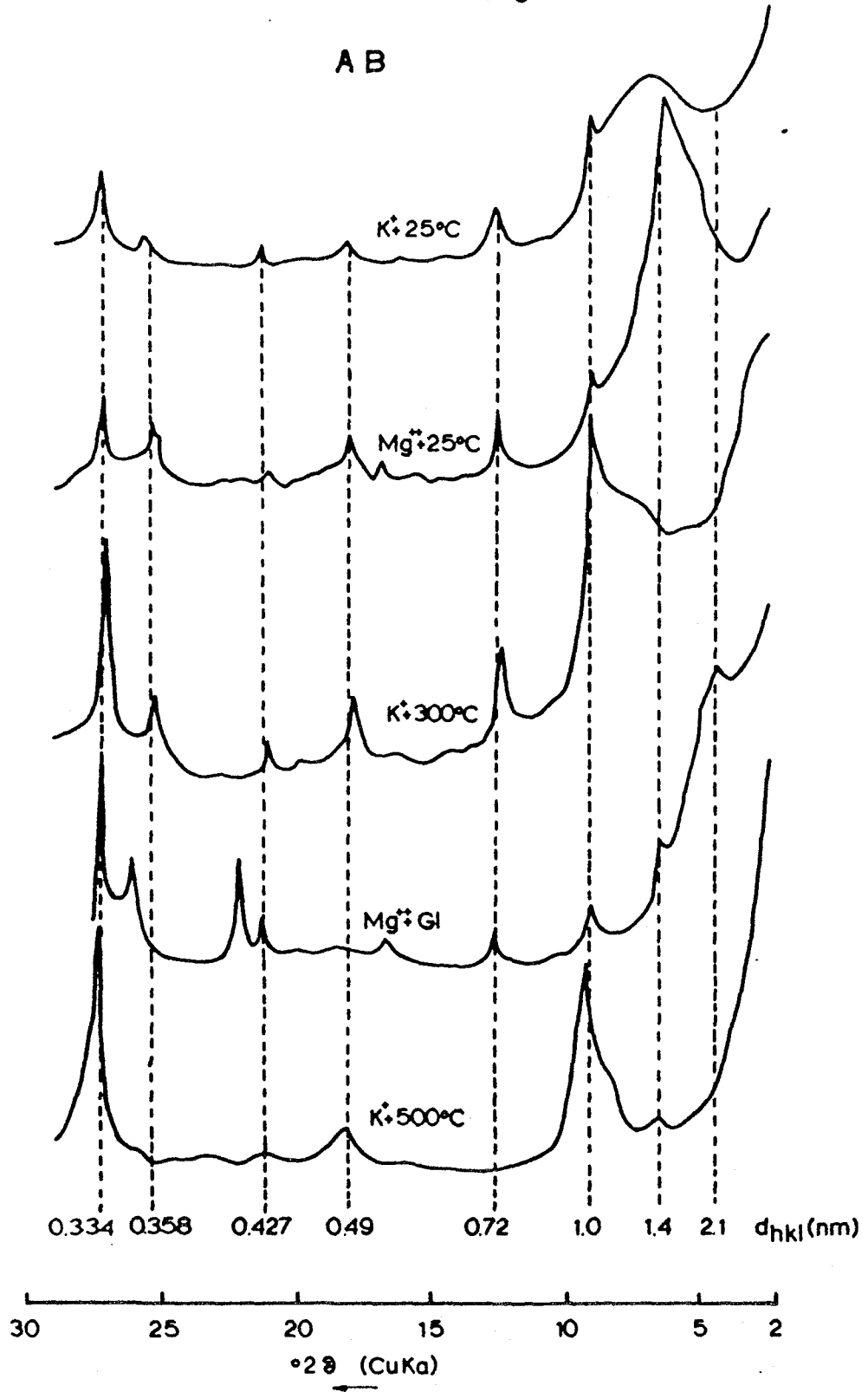
Αρ



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₃

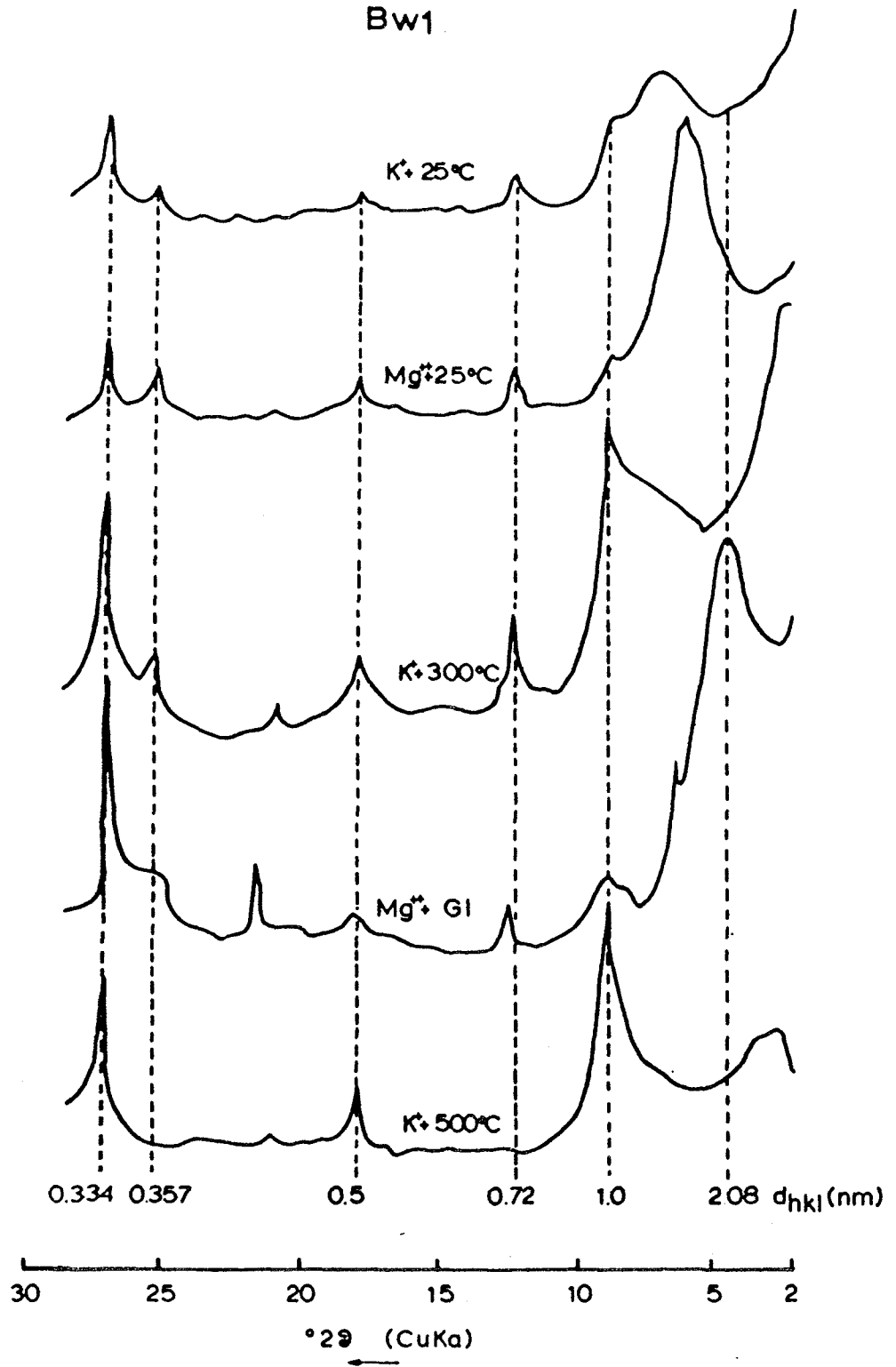
Α Β



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₃

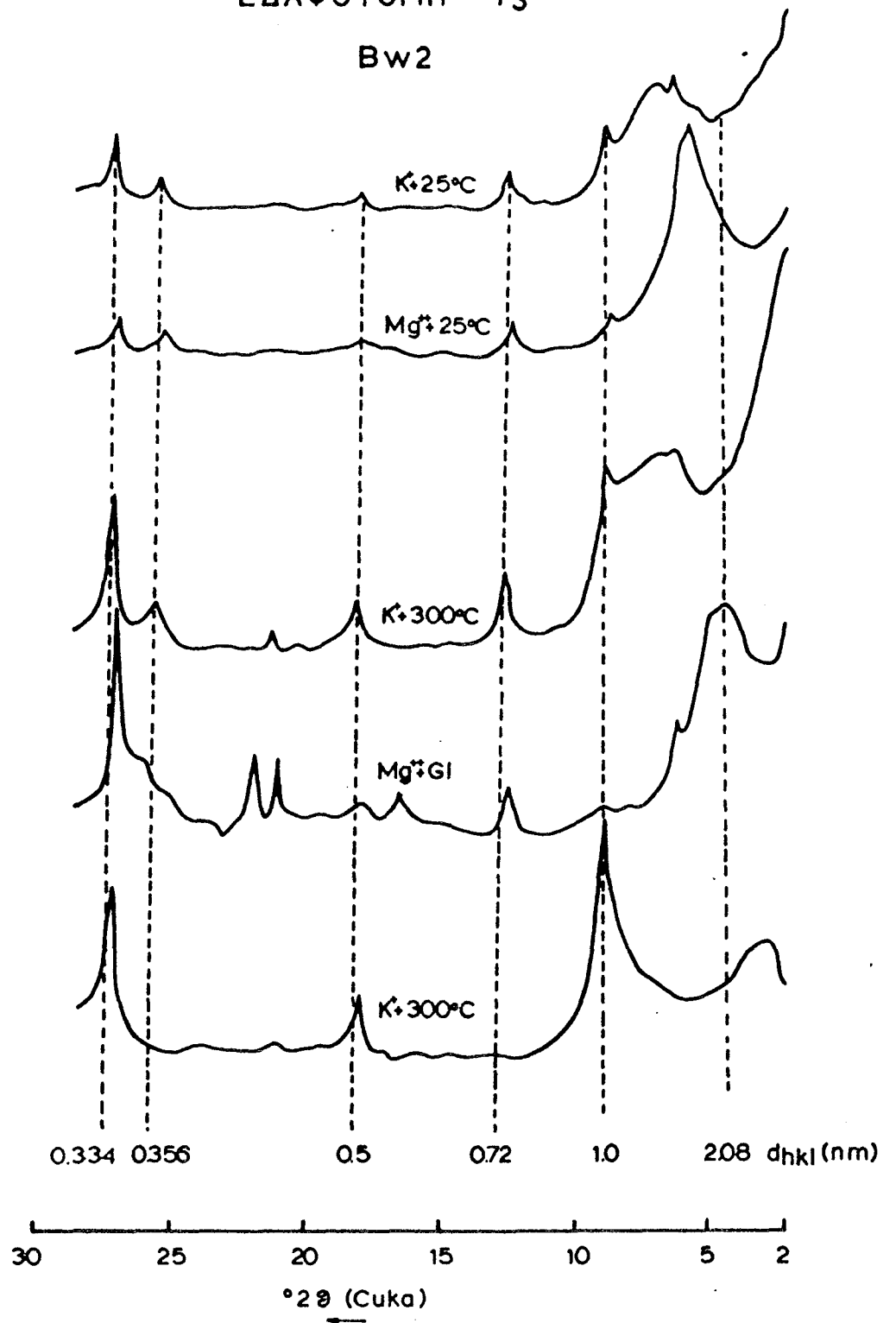
Bw1



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ Τ₃

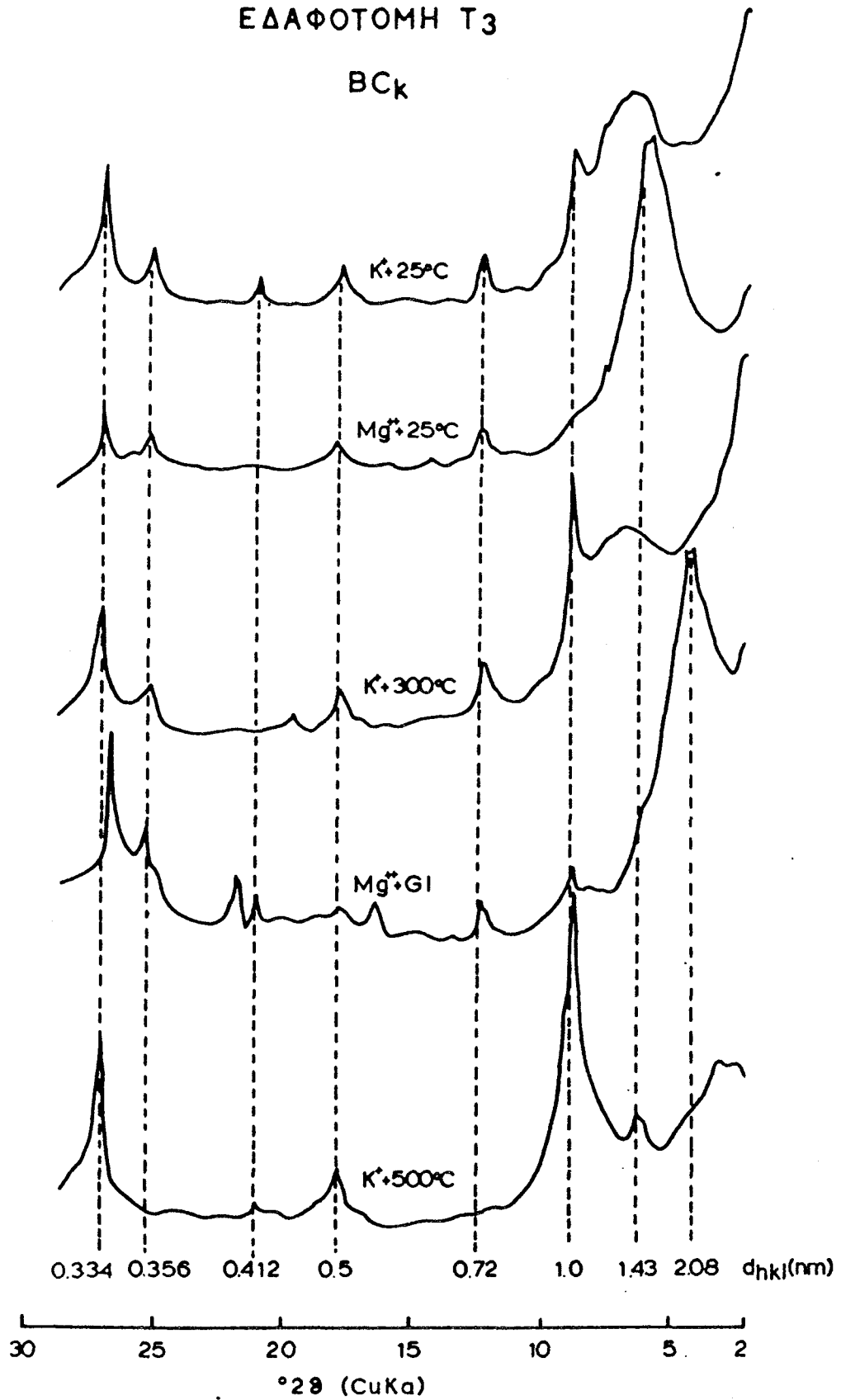
Bw2



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ Τ₃

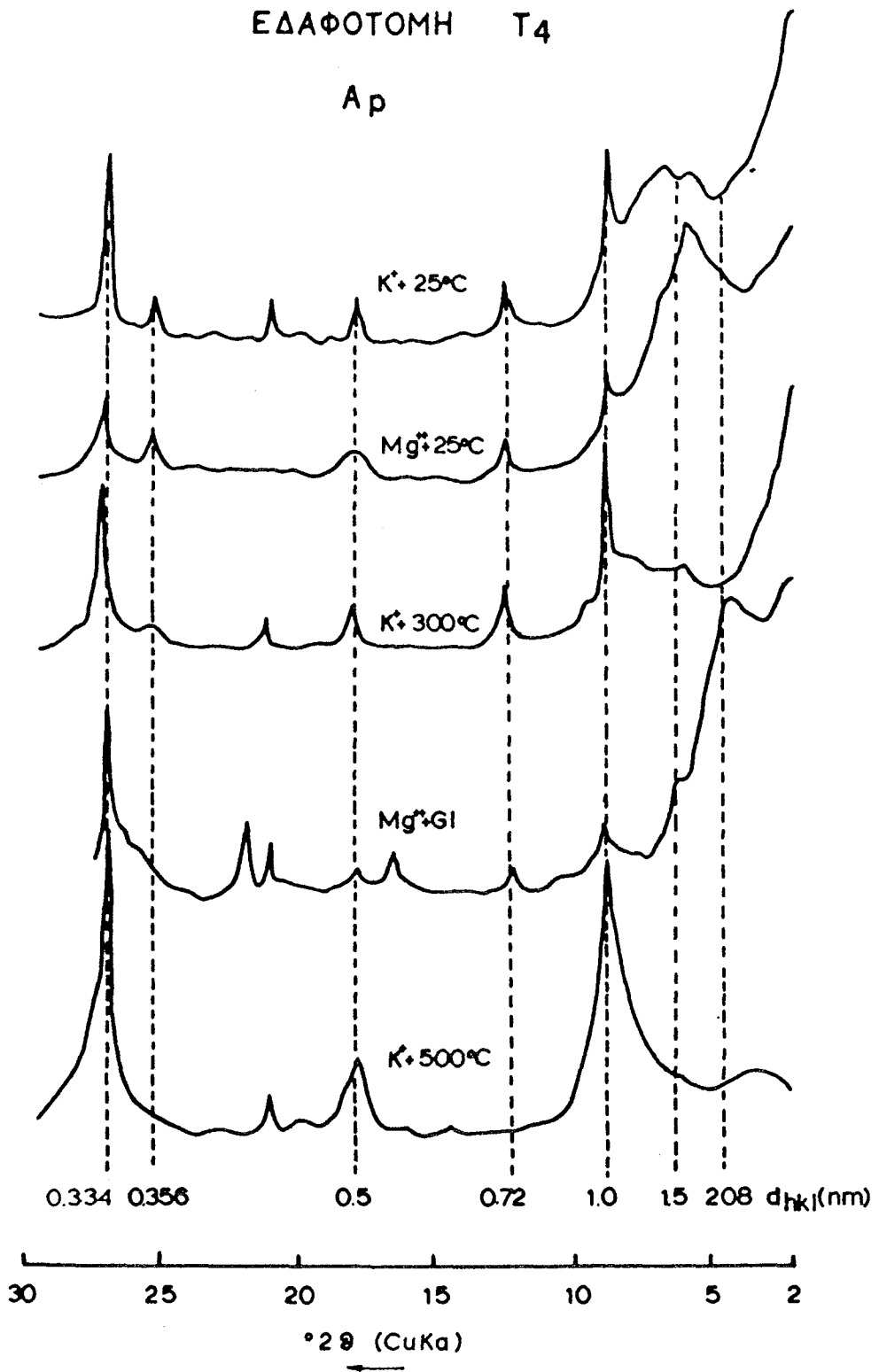
BC_k



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₄

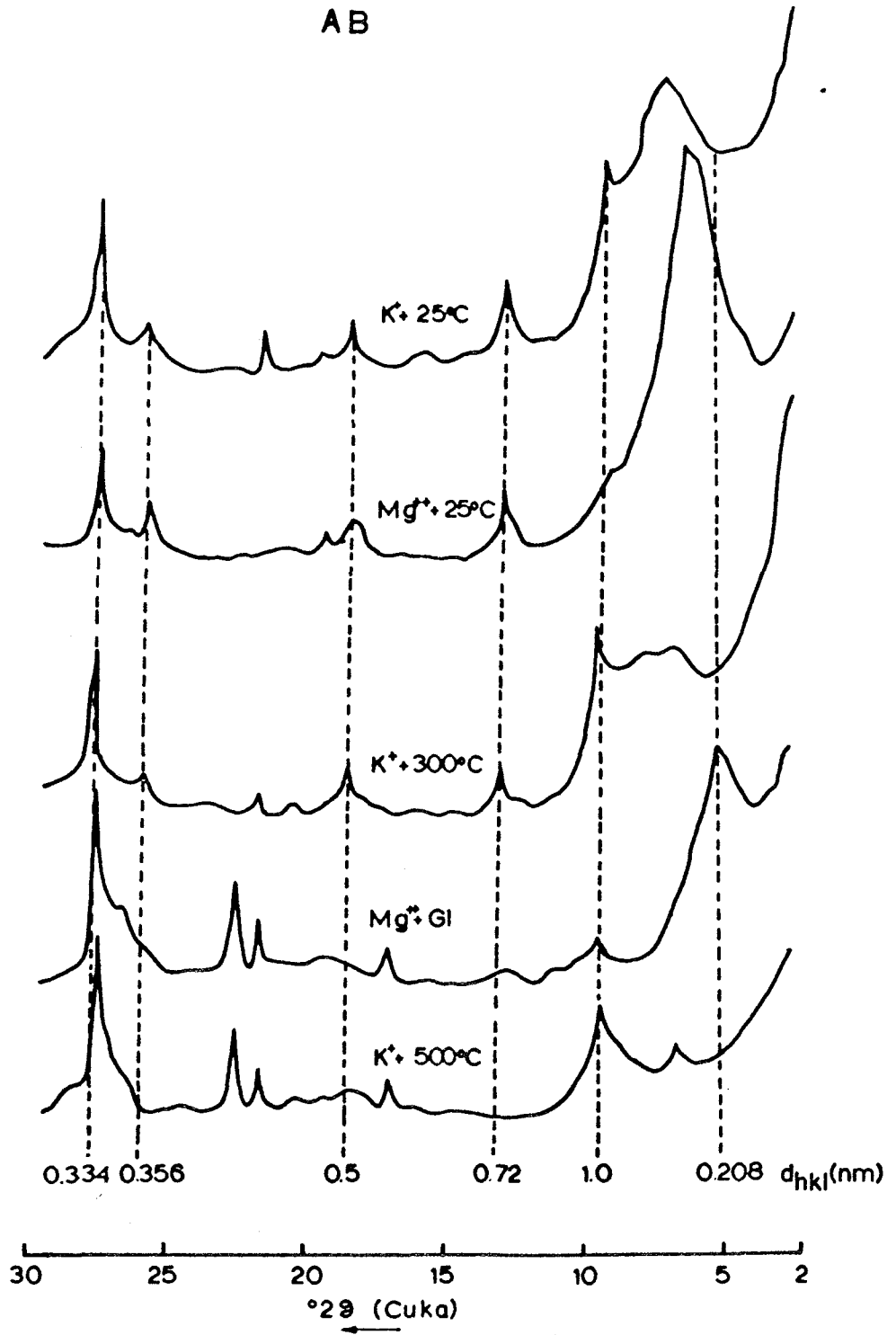
A_p



(Συνεχίζεται)

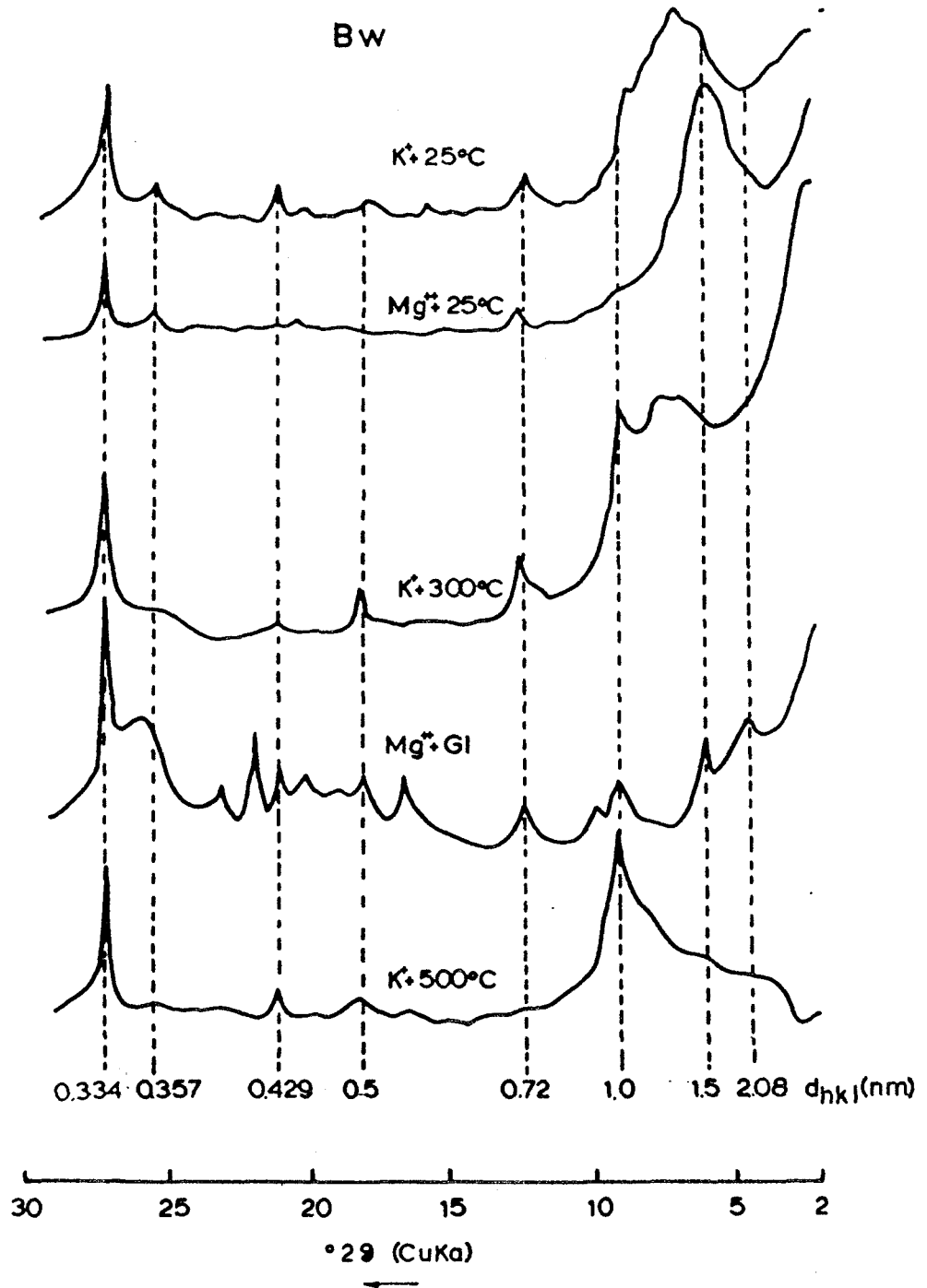
ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ Τ4

ΑΒ



(Συνεχίζεται)

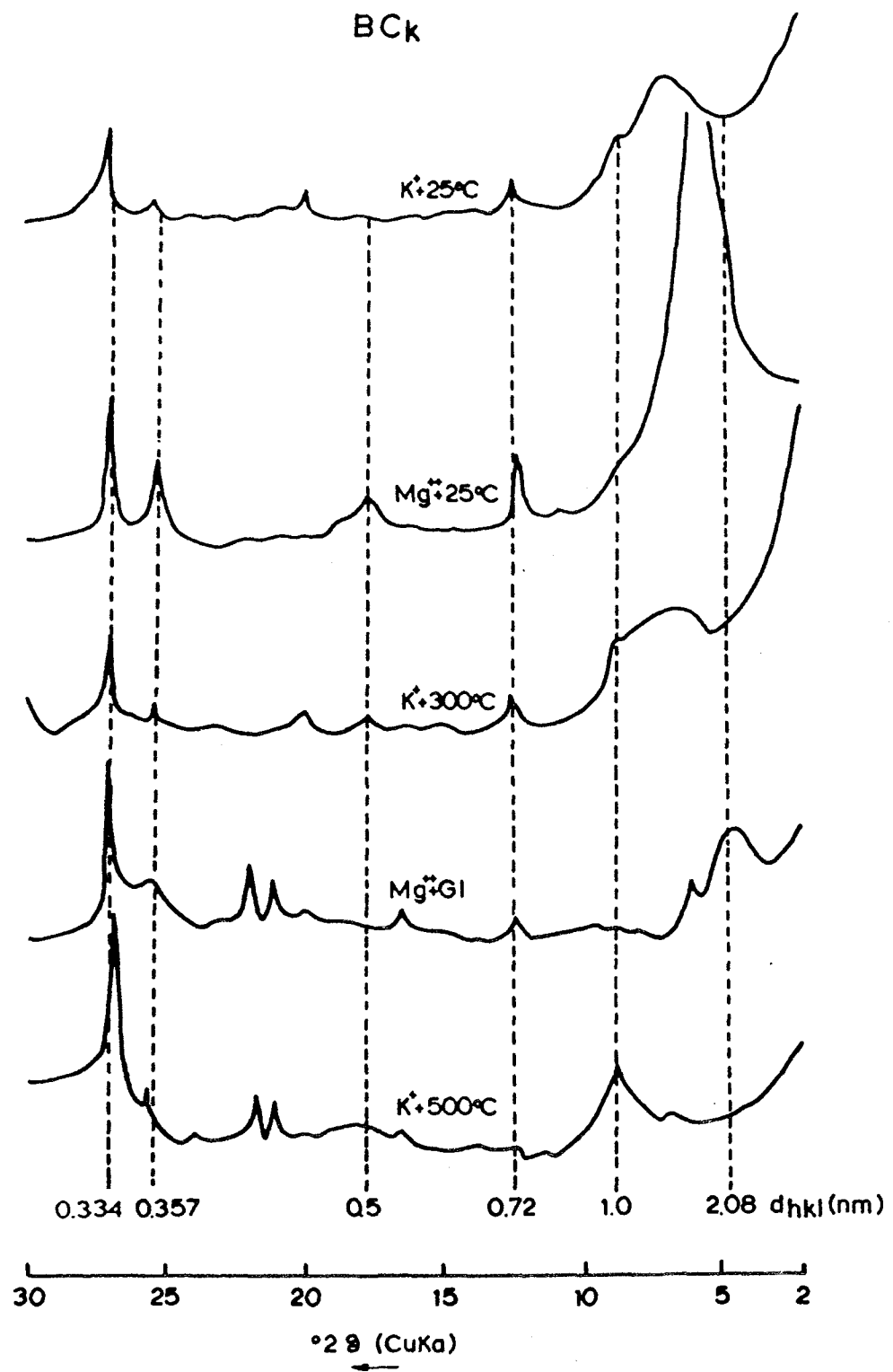
ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₄



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₄

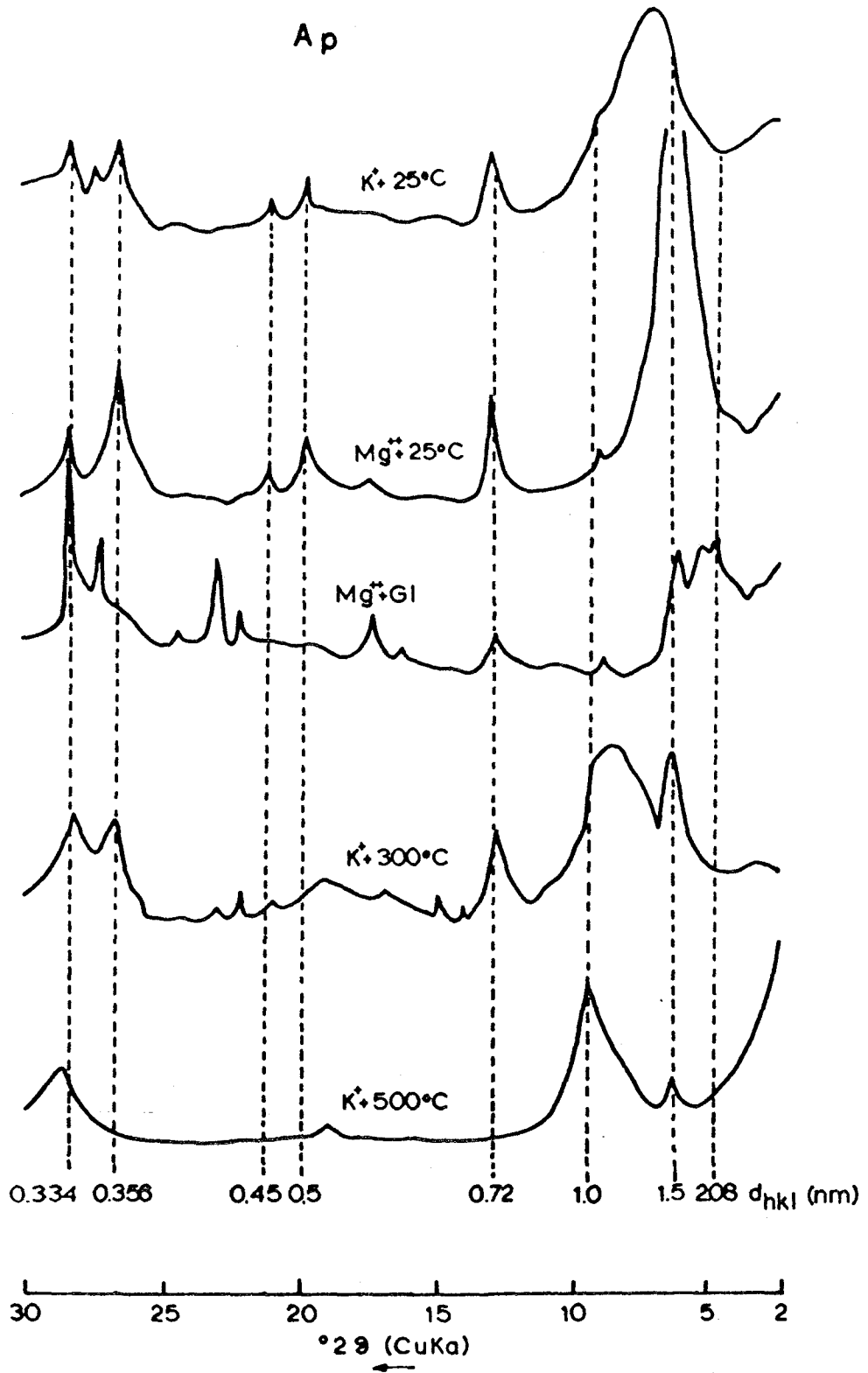
BC_k



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T5

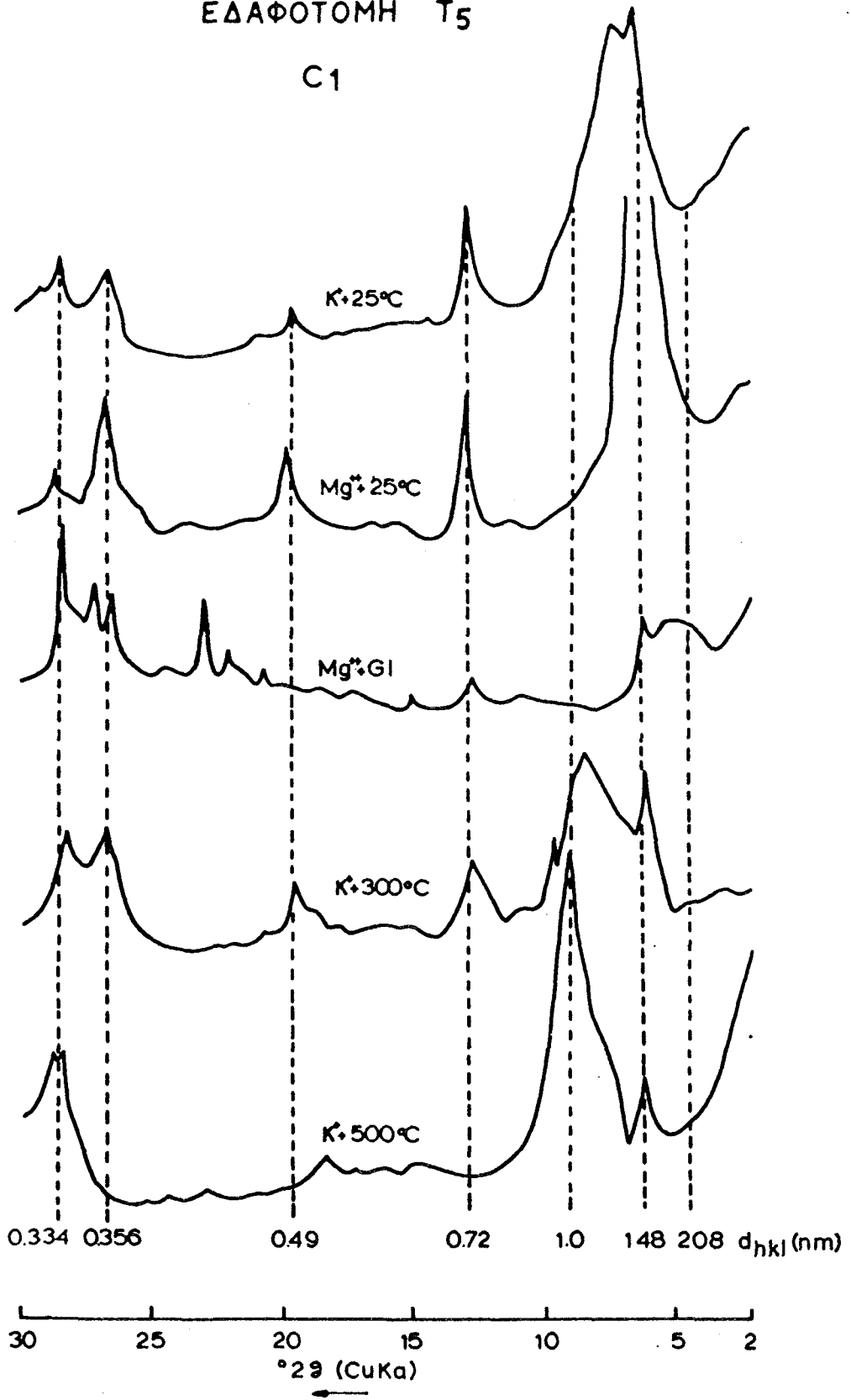
Aρ



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T5

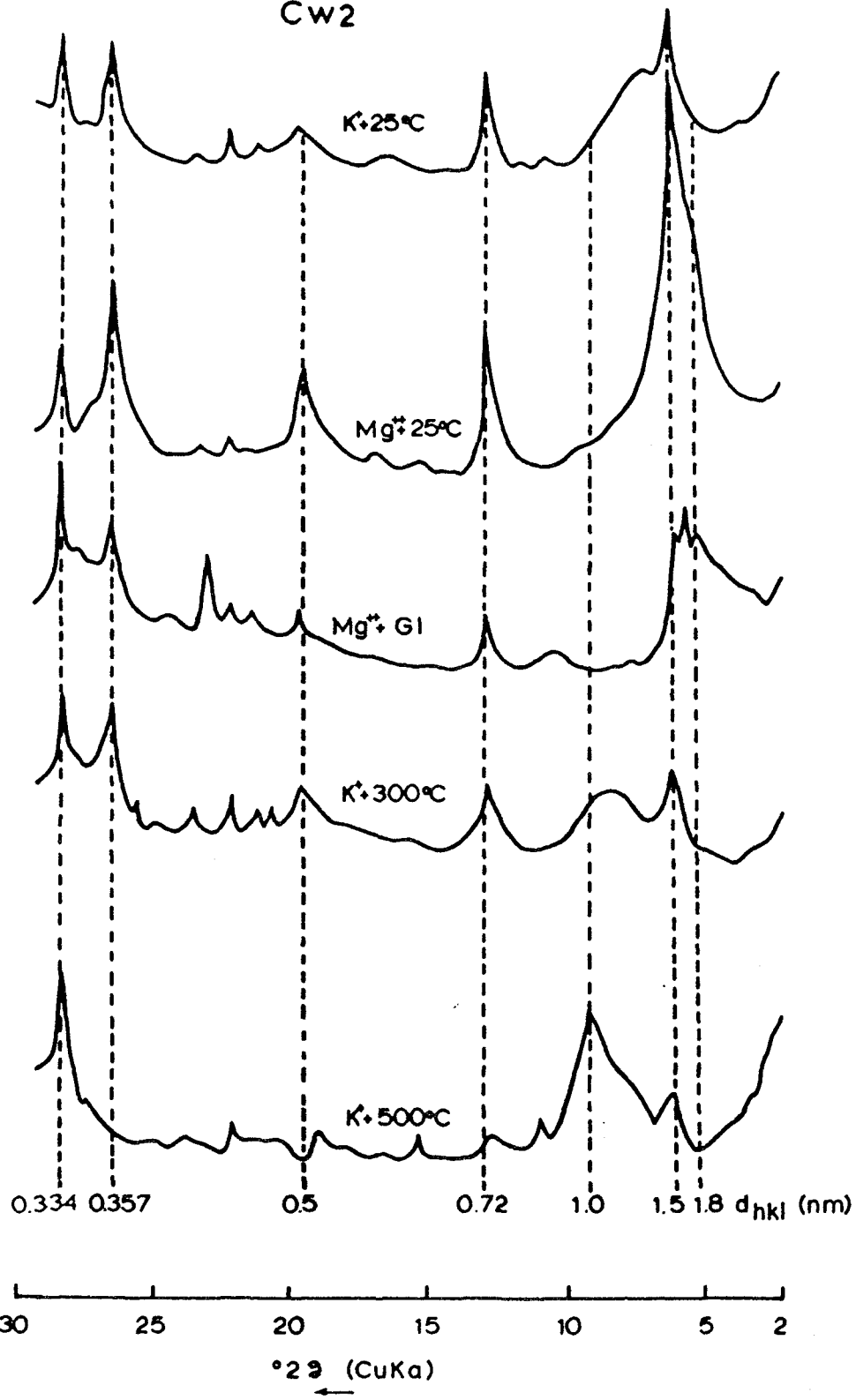
C1



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₅

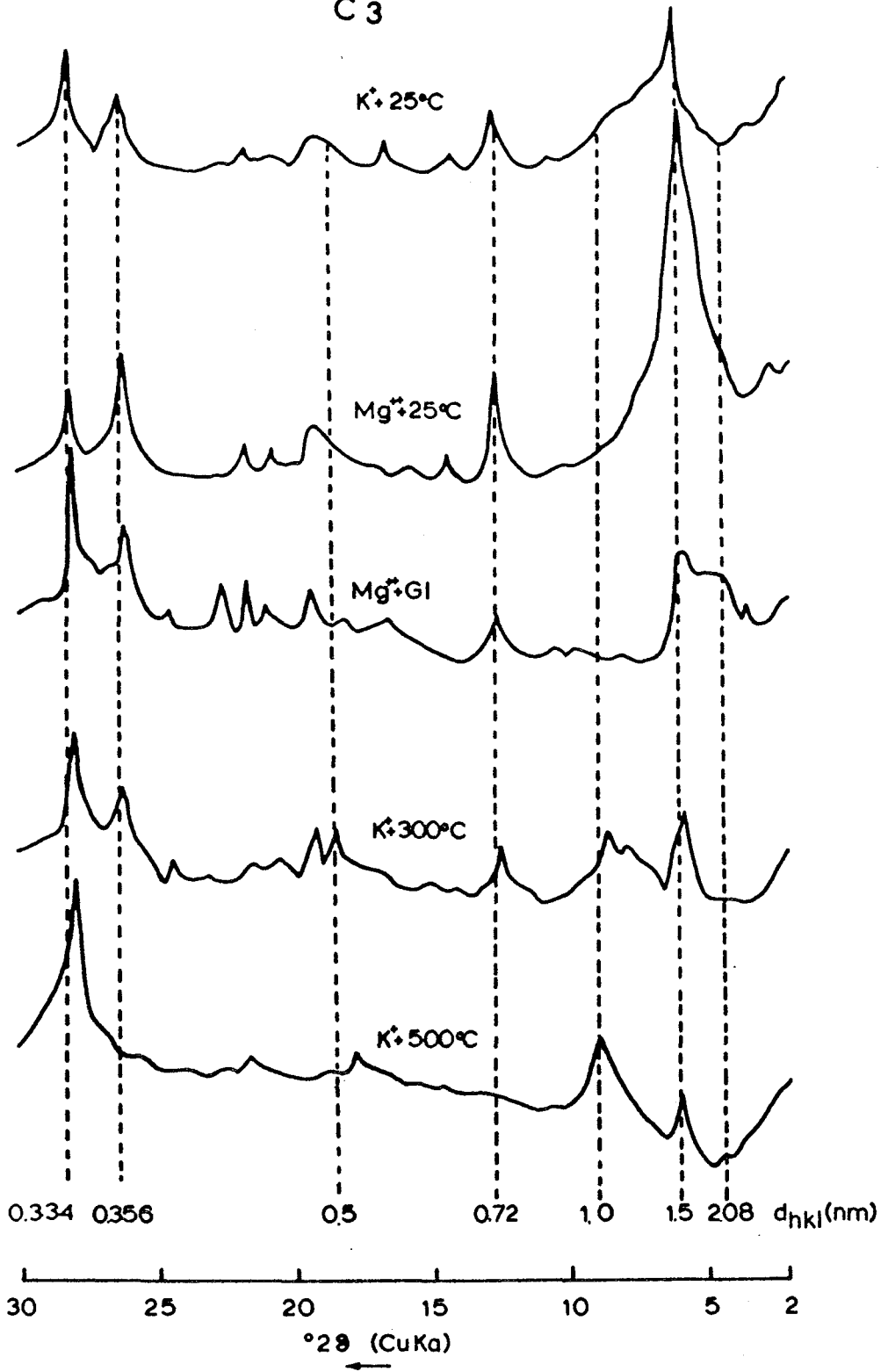
Cw2



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T5

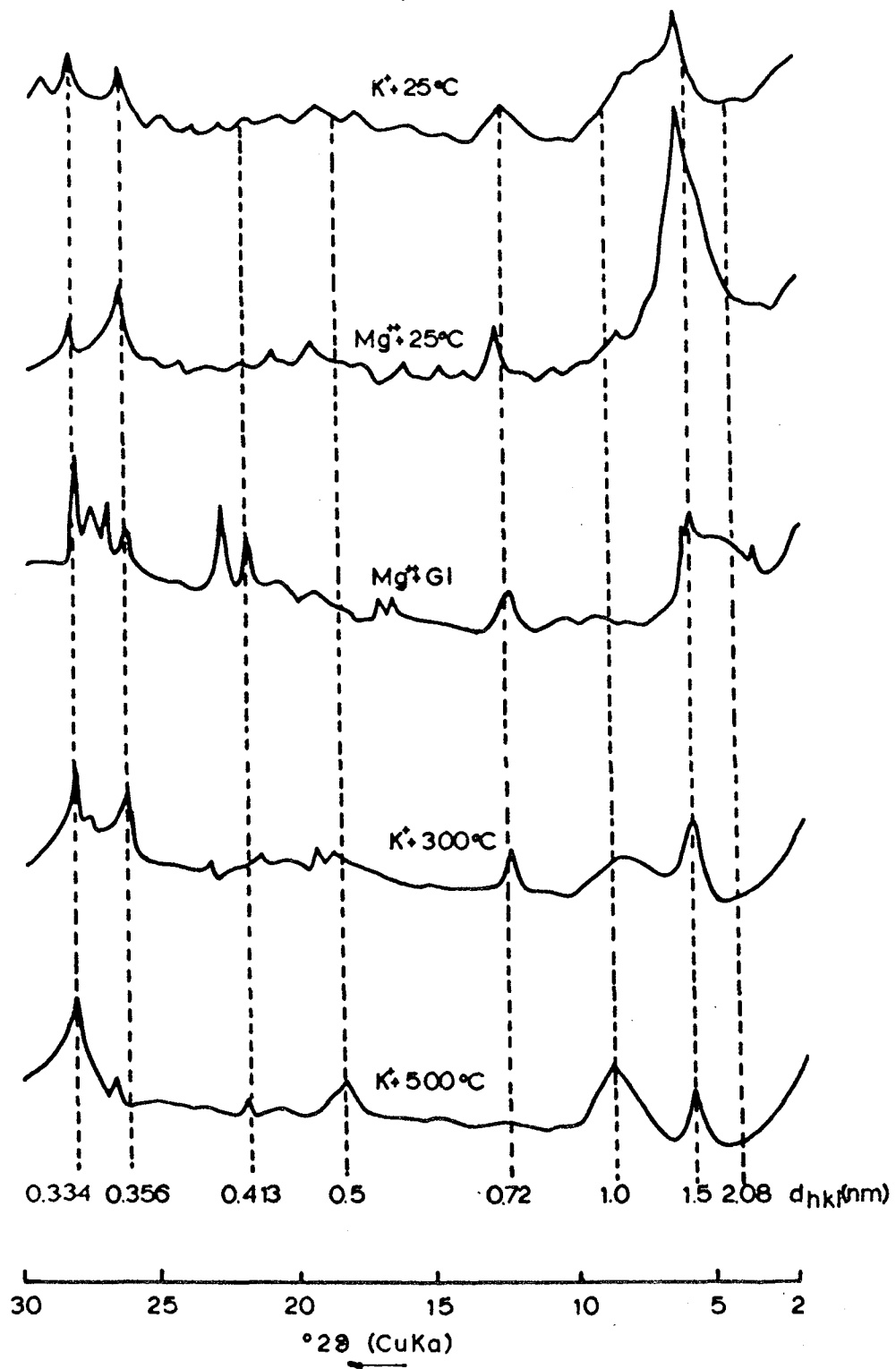
C3



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T5

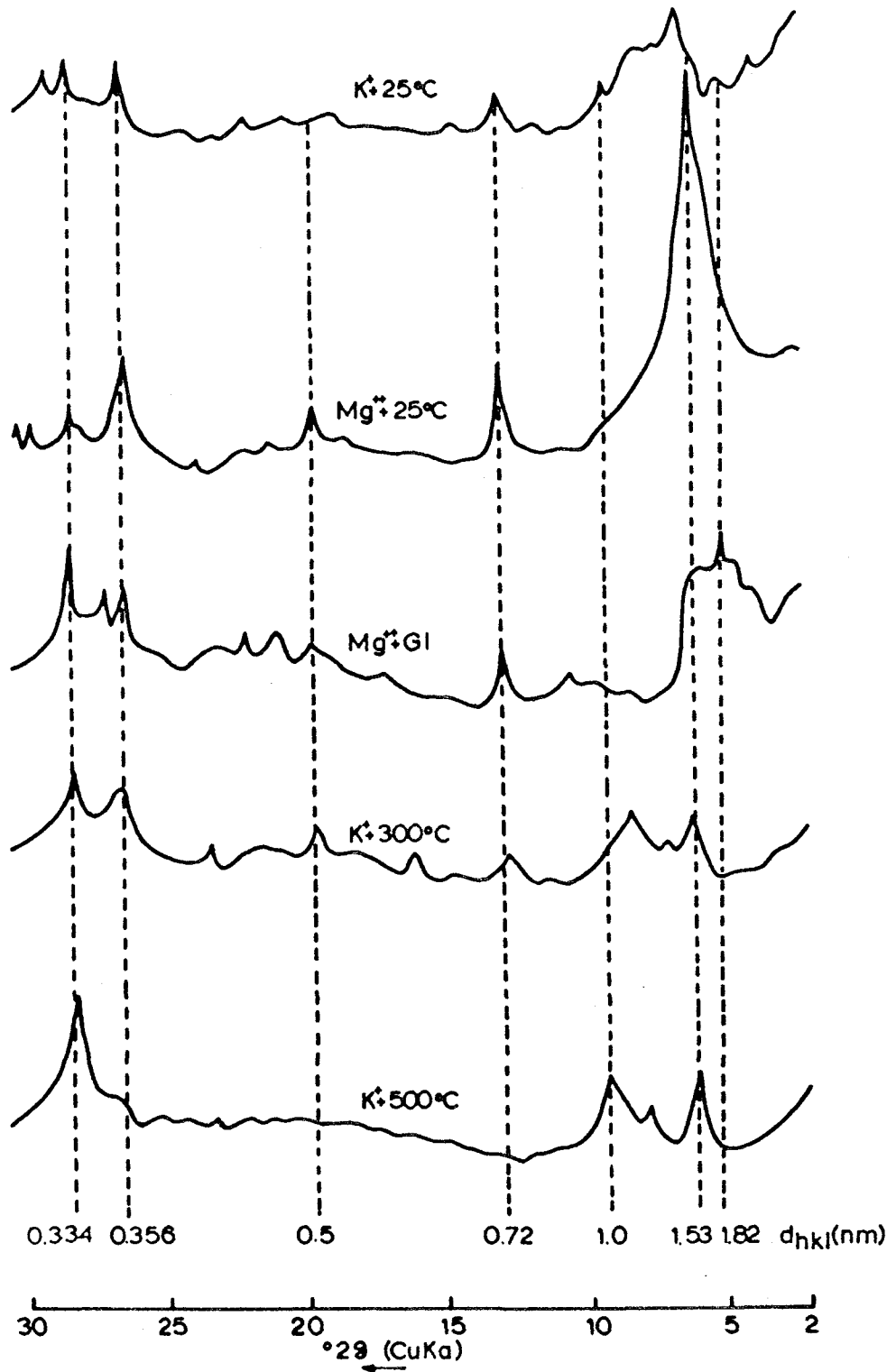
C4



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T5

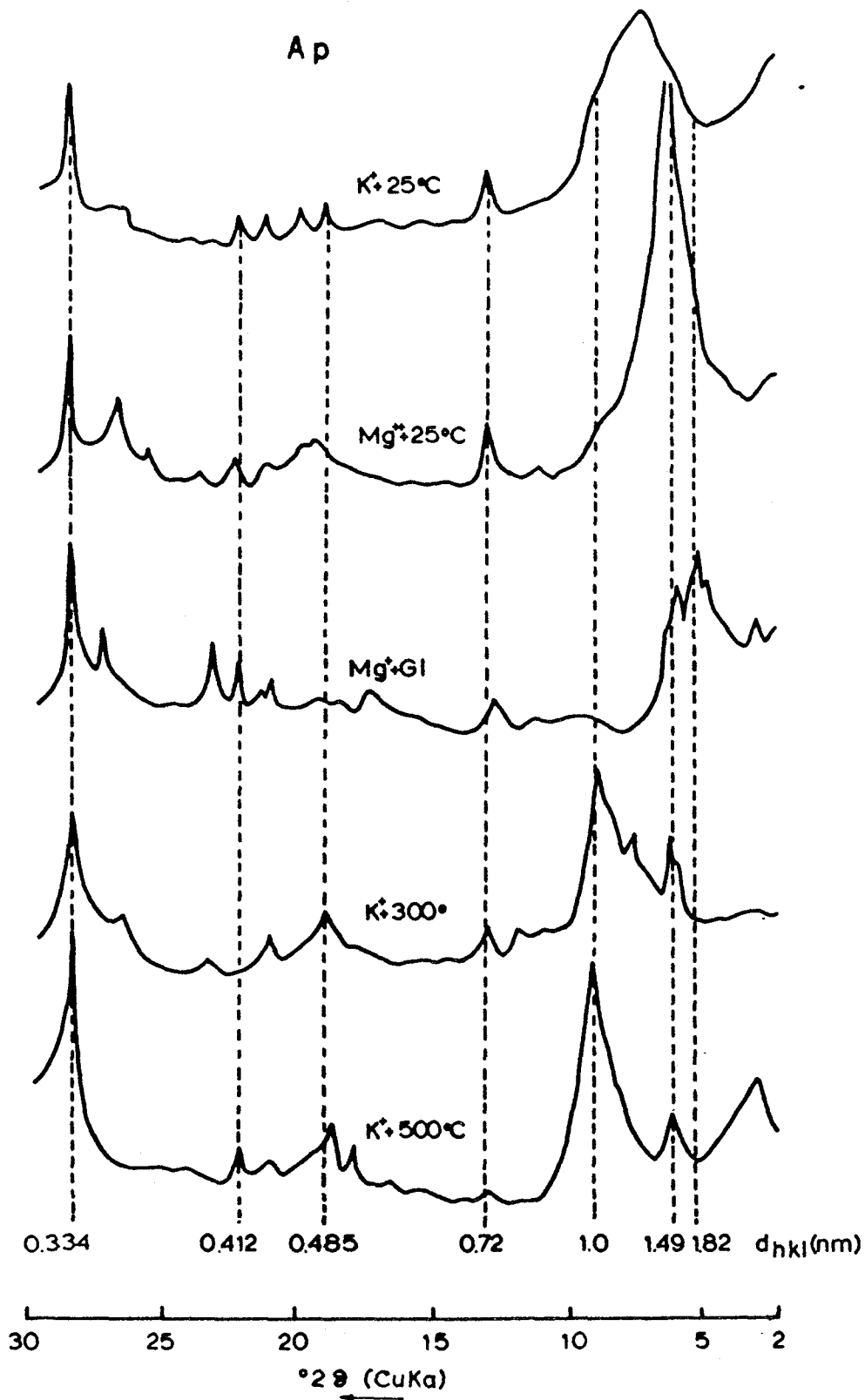
C5



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ Τ6

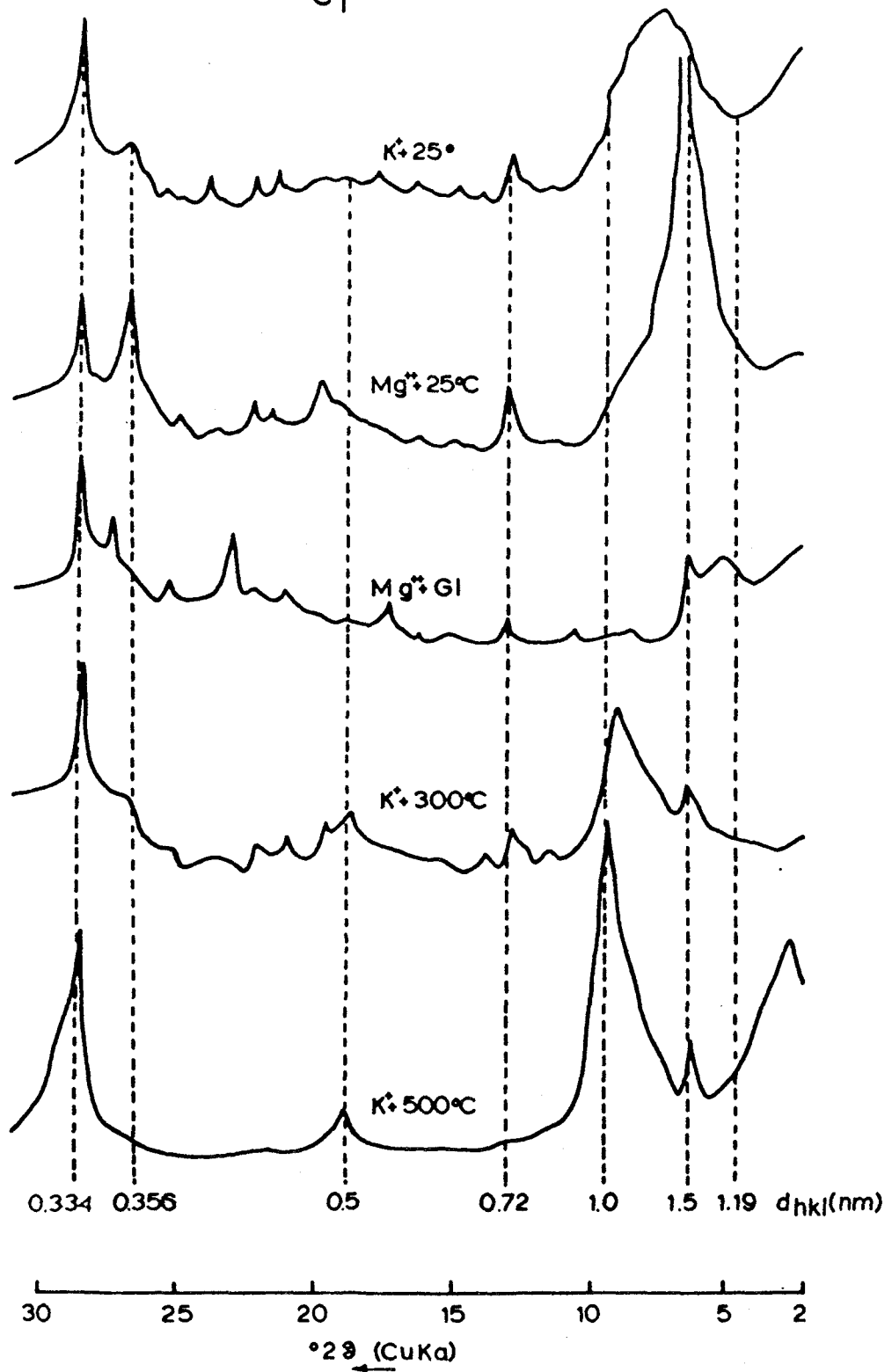
Αρ



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₆

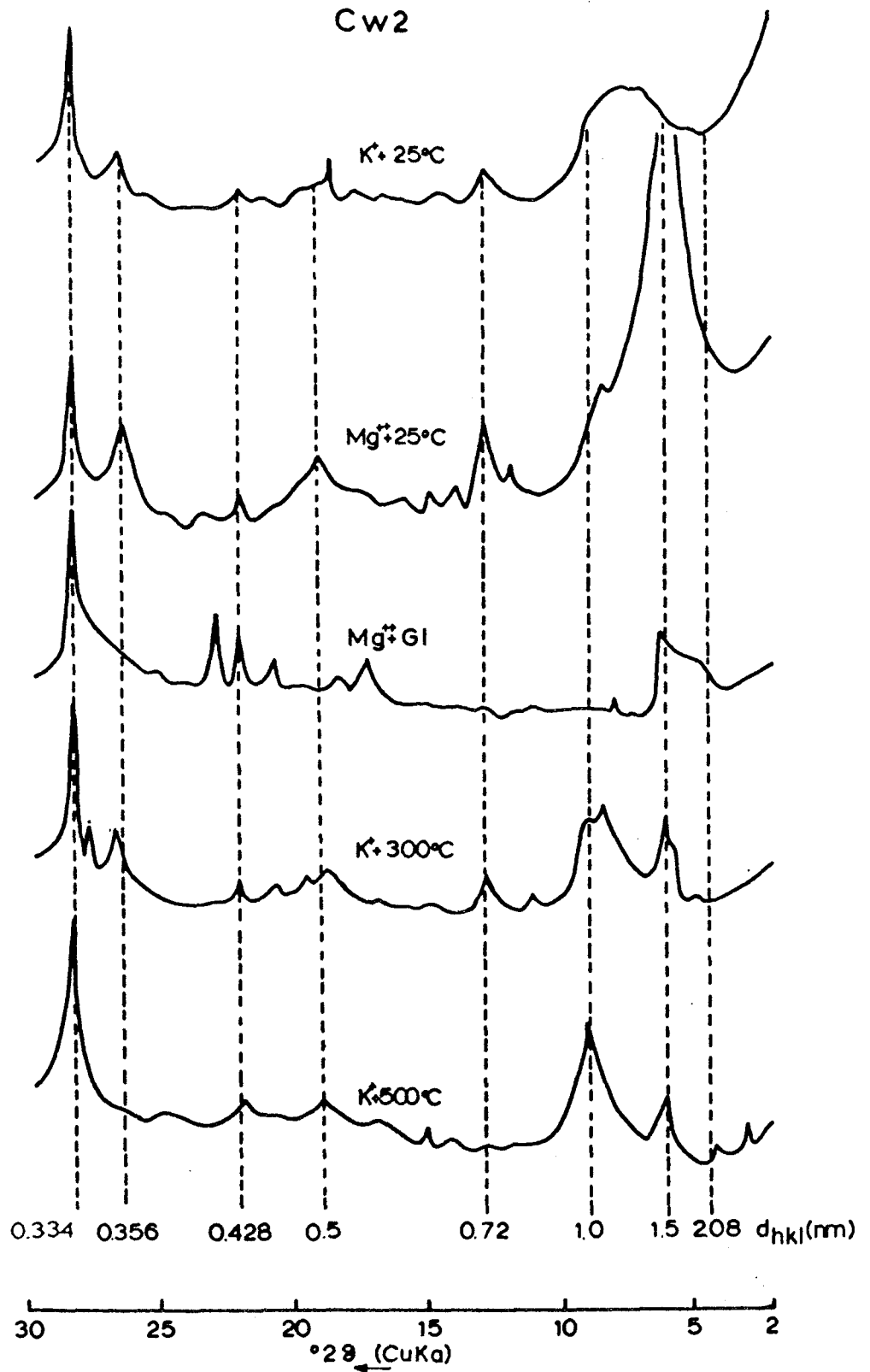
C₁



(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T6

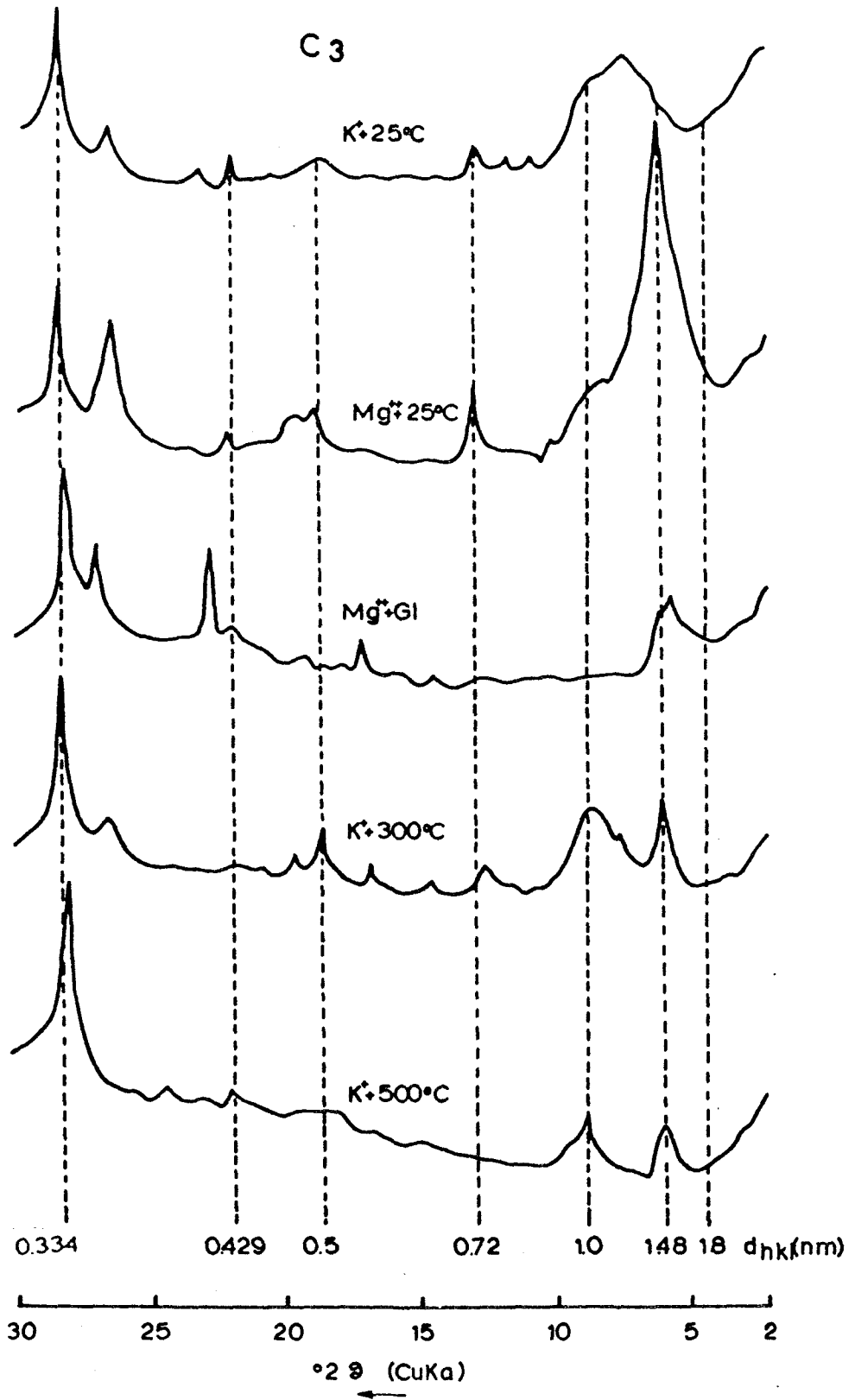
Cw2

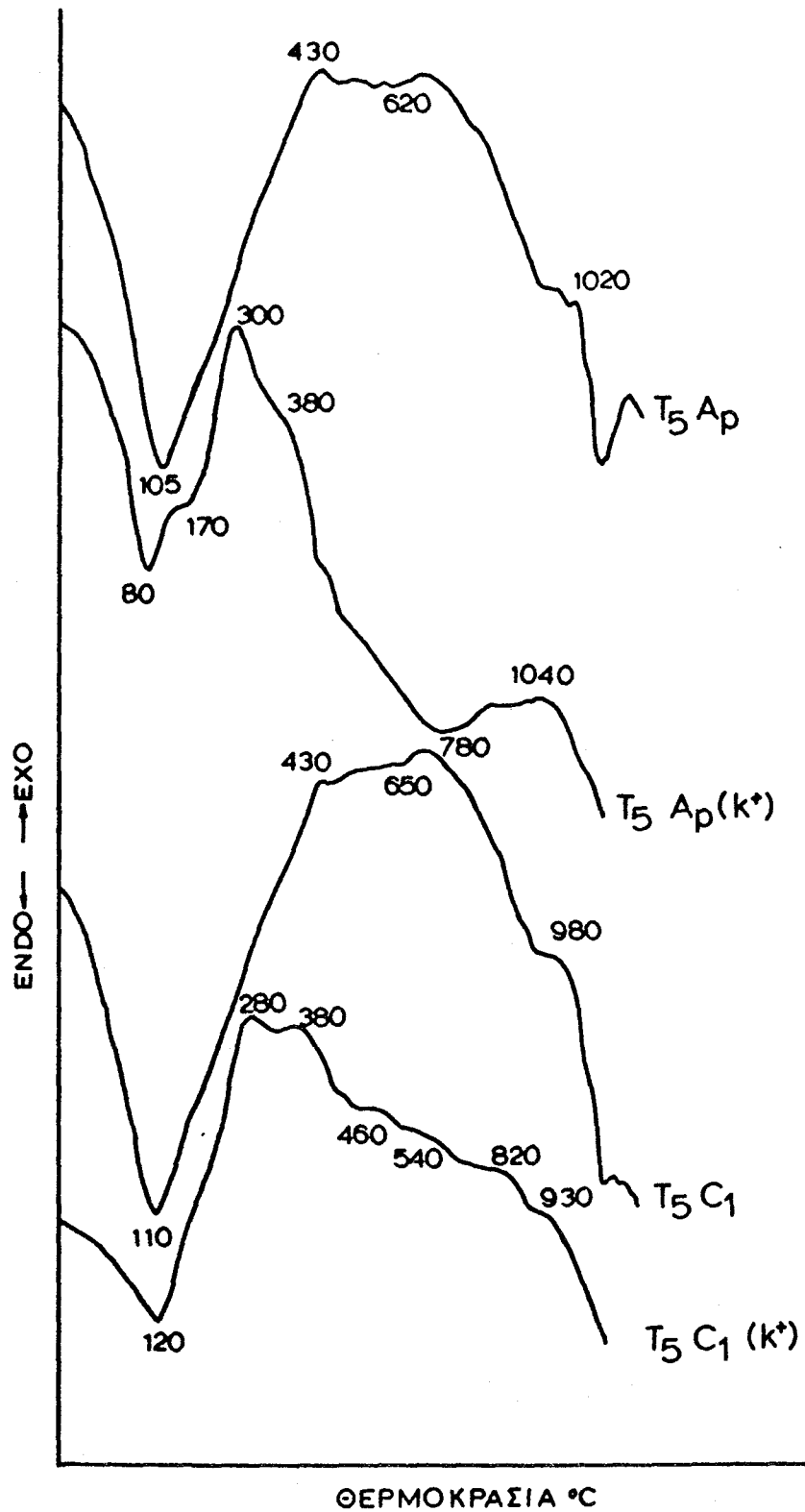


(Συνεχίζεται)

ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ Τ6

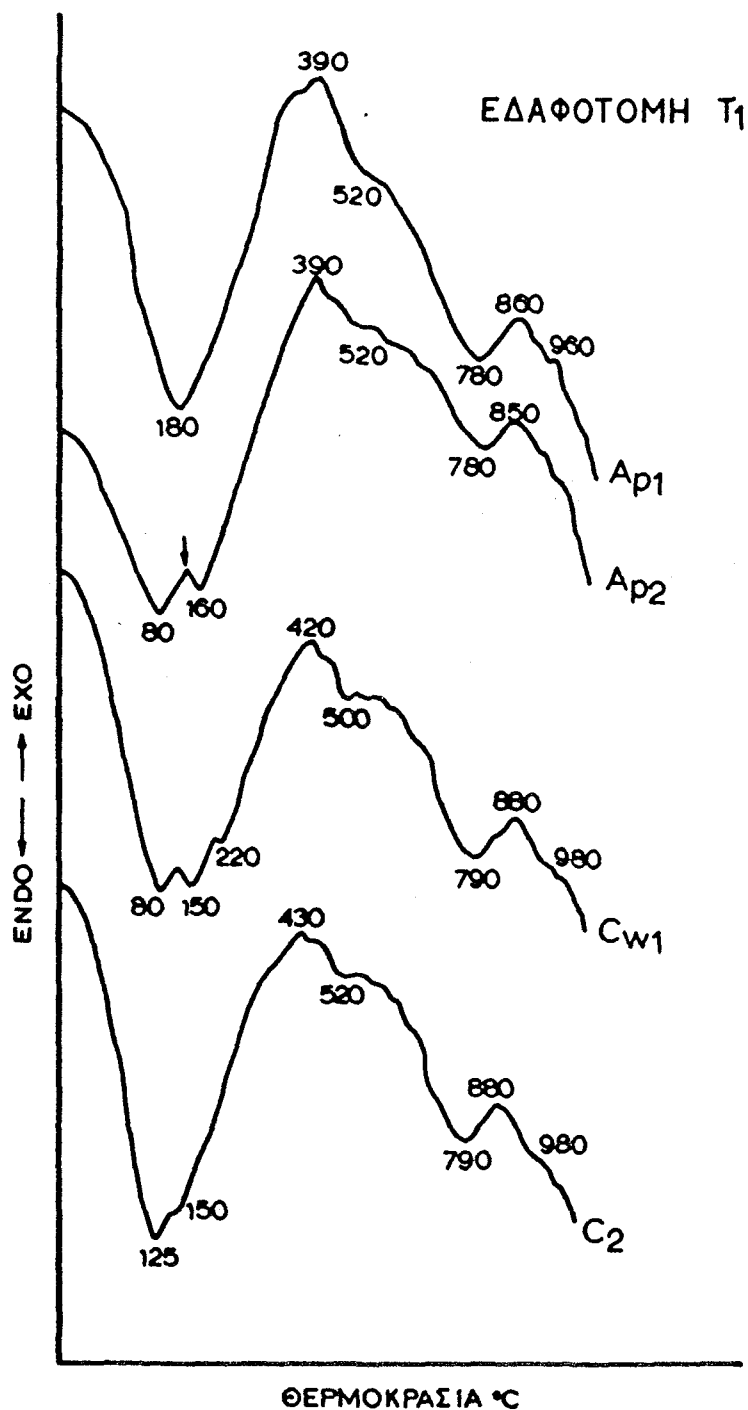
C3





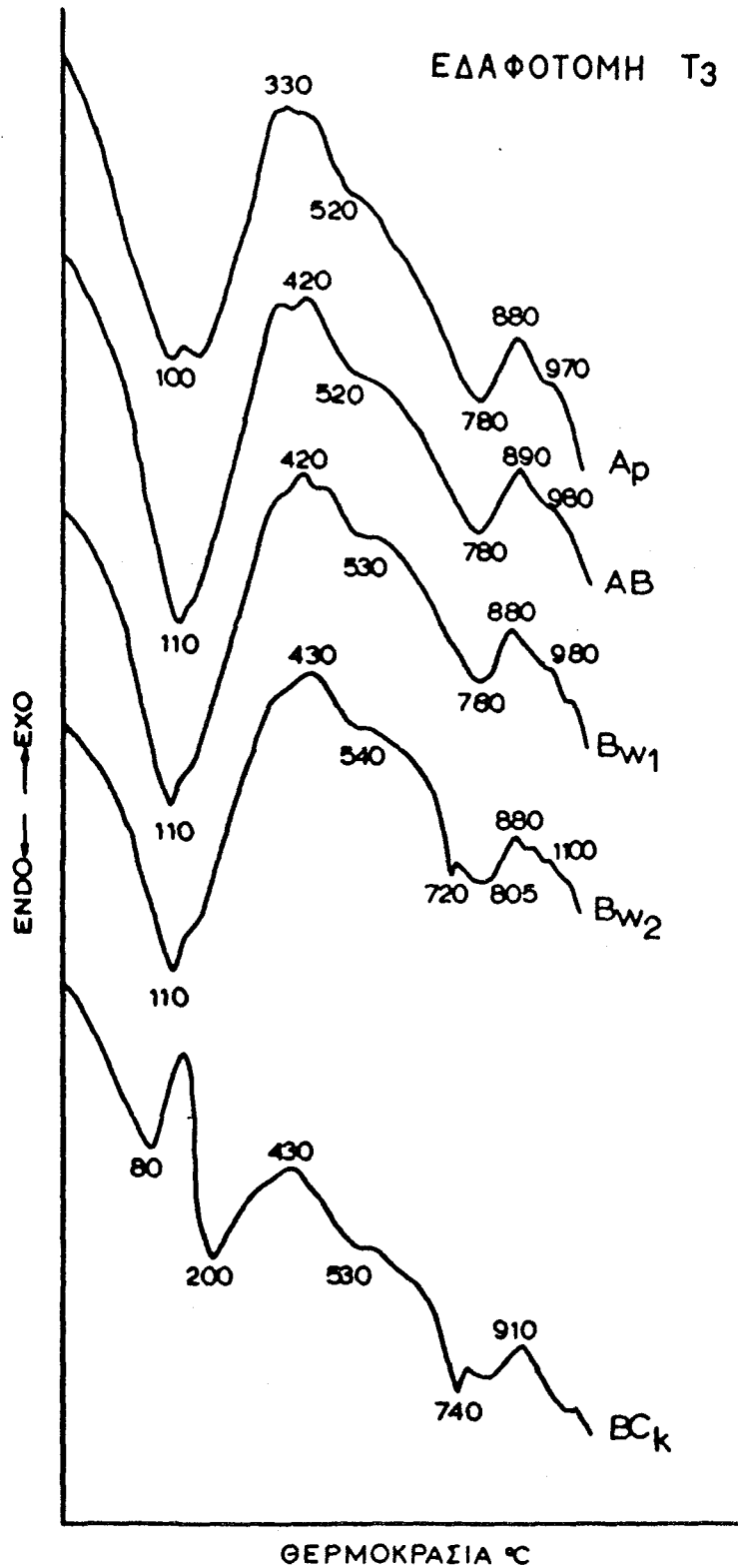
Εικ. 5.14α Διαγράμματα διαφορικής θερμικής ανάλυσης (DTA), της αργίλλου των οριζόντων T₅ Ap, T₅ C₁, T₅ C₃ και T₅ C_w, στην οποία έγινε κορεσμός με K⁺ (Διακρίνονται οι διαφορές από τα δείγματα στα οποία δεν έγινε καμιά μεταχείριση).

(Συνεχίζεται)

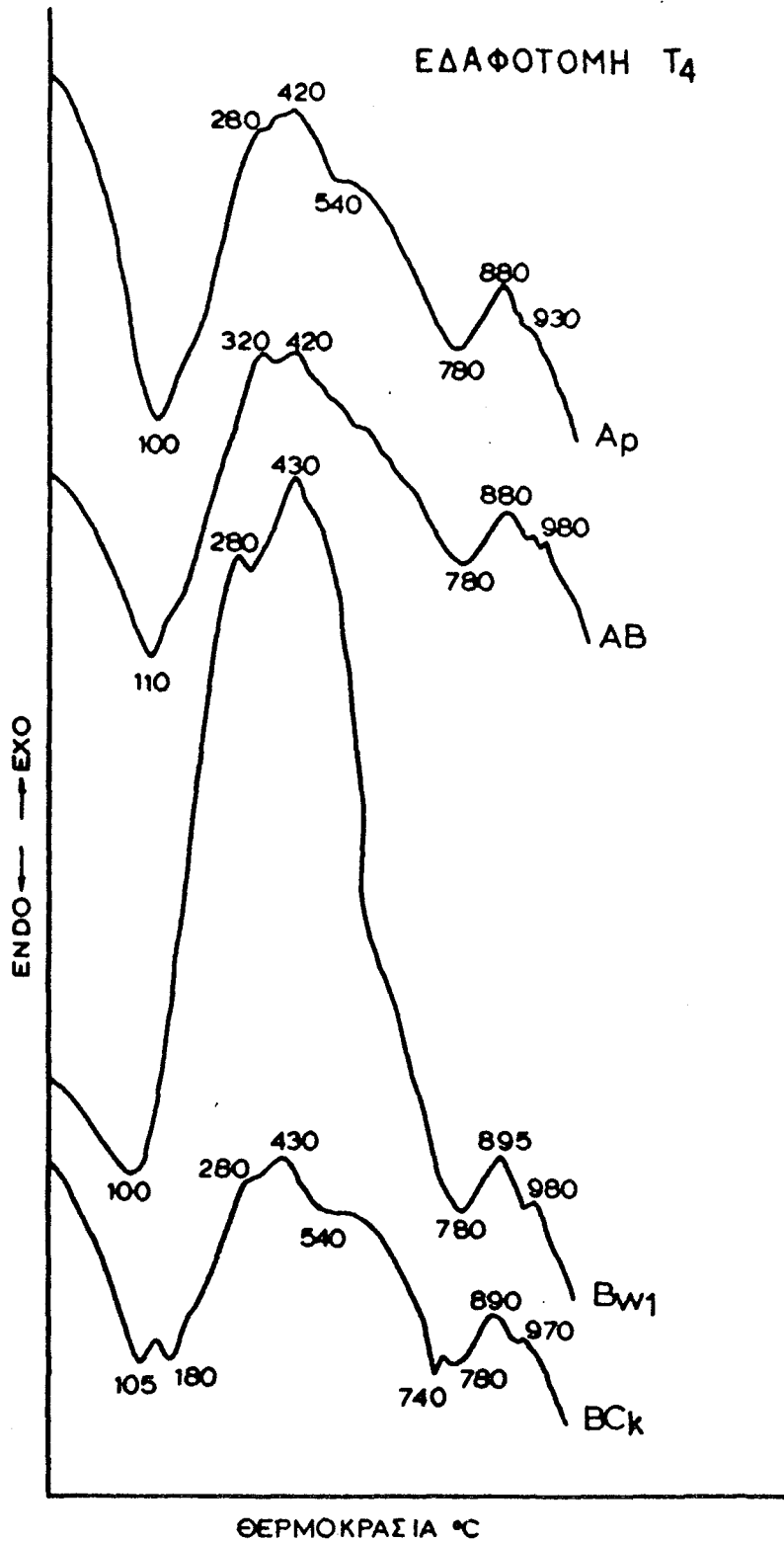


Εικ. 5.14 Διαγράμματα διαφορικής θερμικής ανάλυσης (DTA), της αργίλλου των εδαφικών οριζόντων των εξεταζομένων εδαφοτομών.

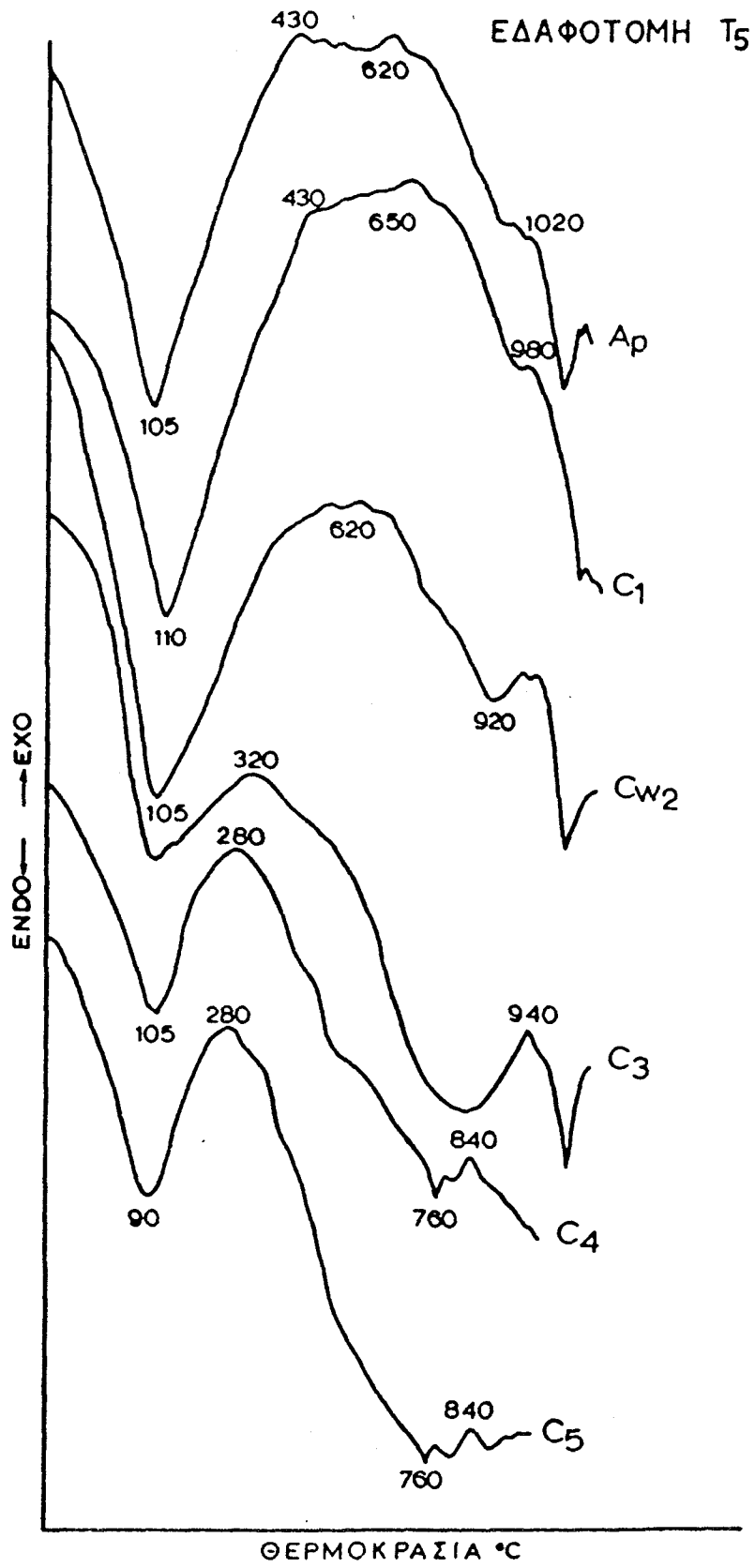
(Συνεχίζεται)



(Συνεχίζεται)

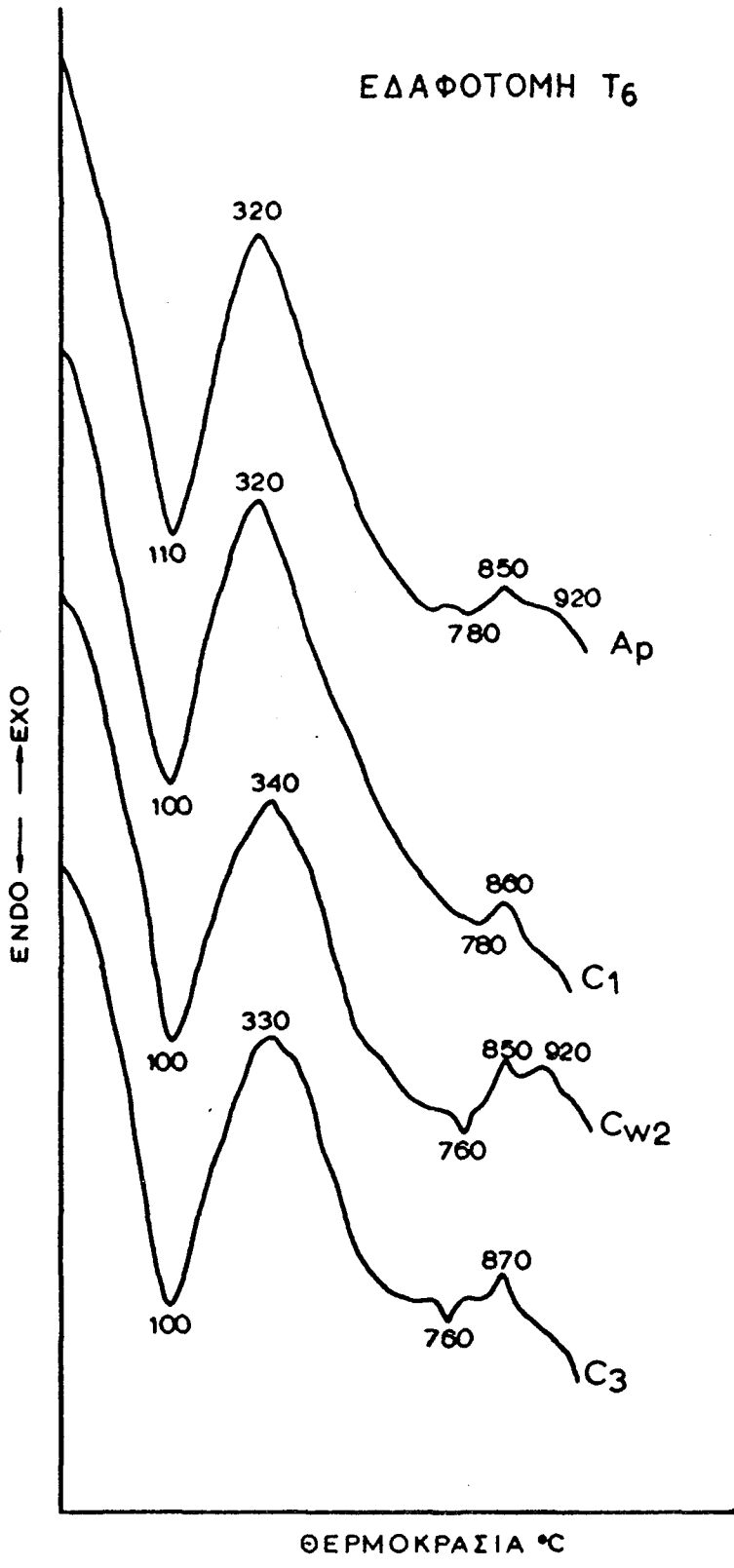


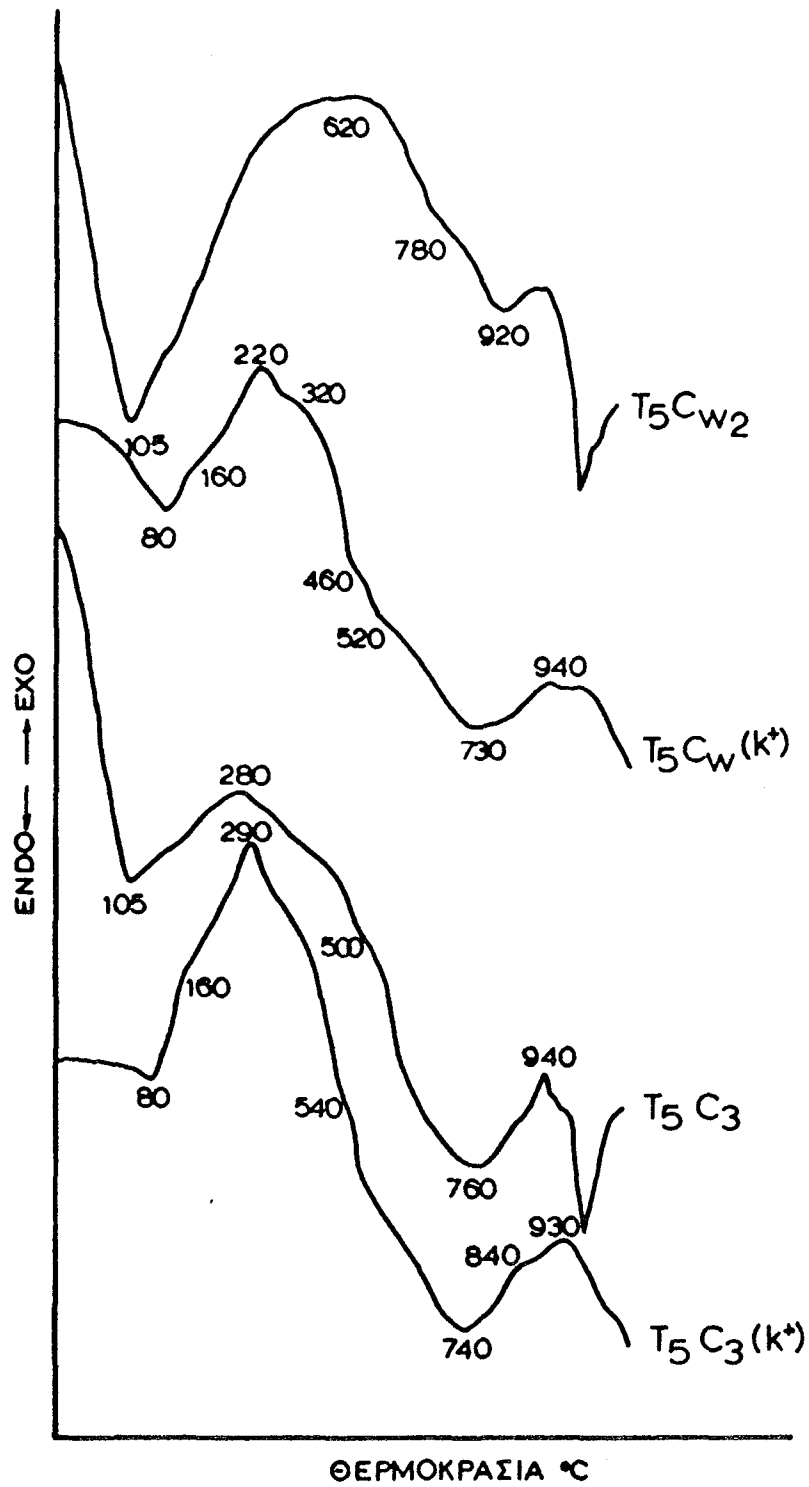
(ΣΥΝΕΧΙΖΕΤΑΙ)

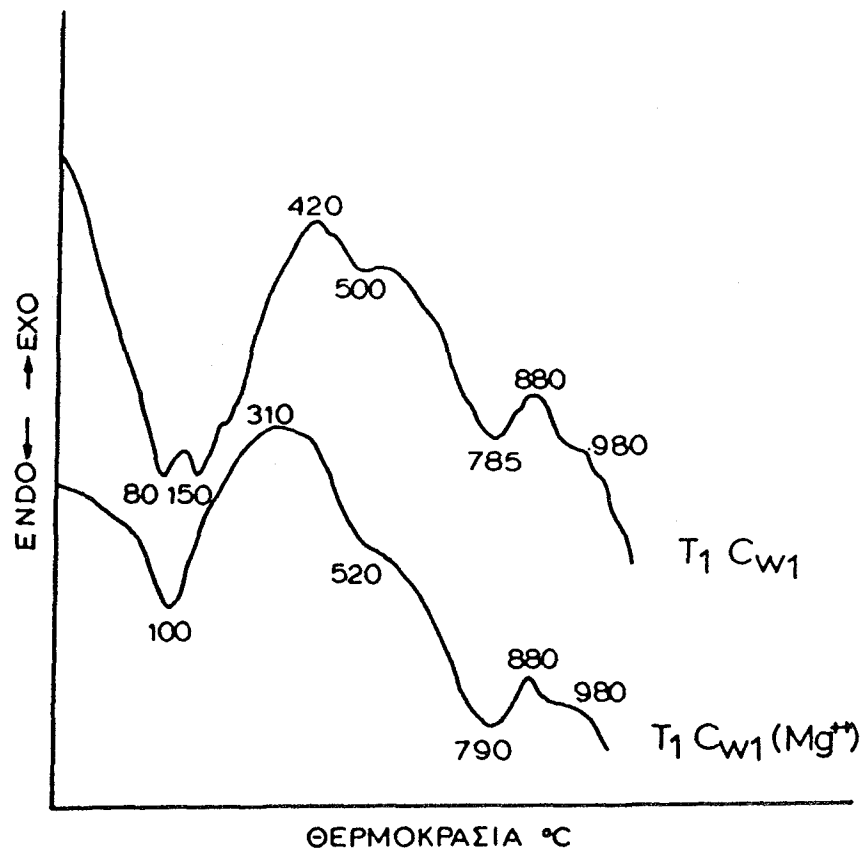


(Συνεχίζεται)

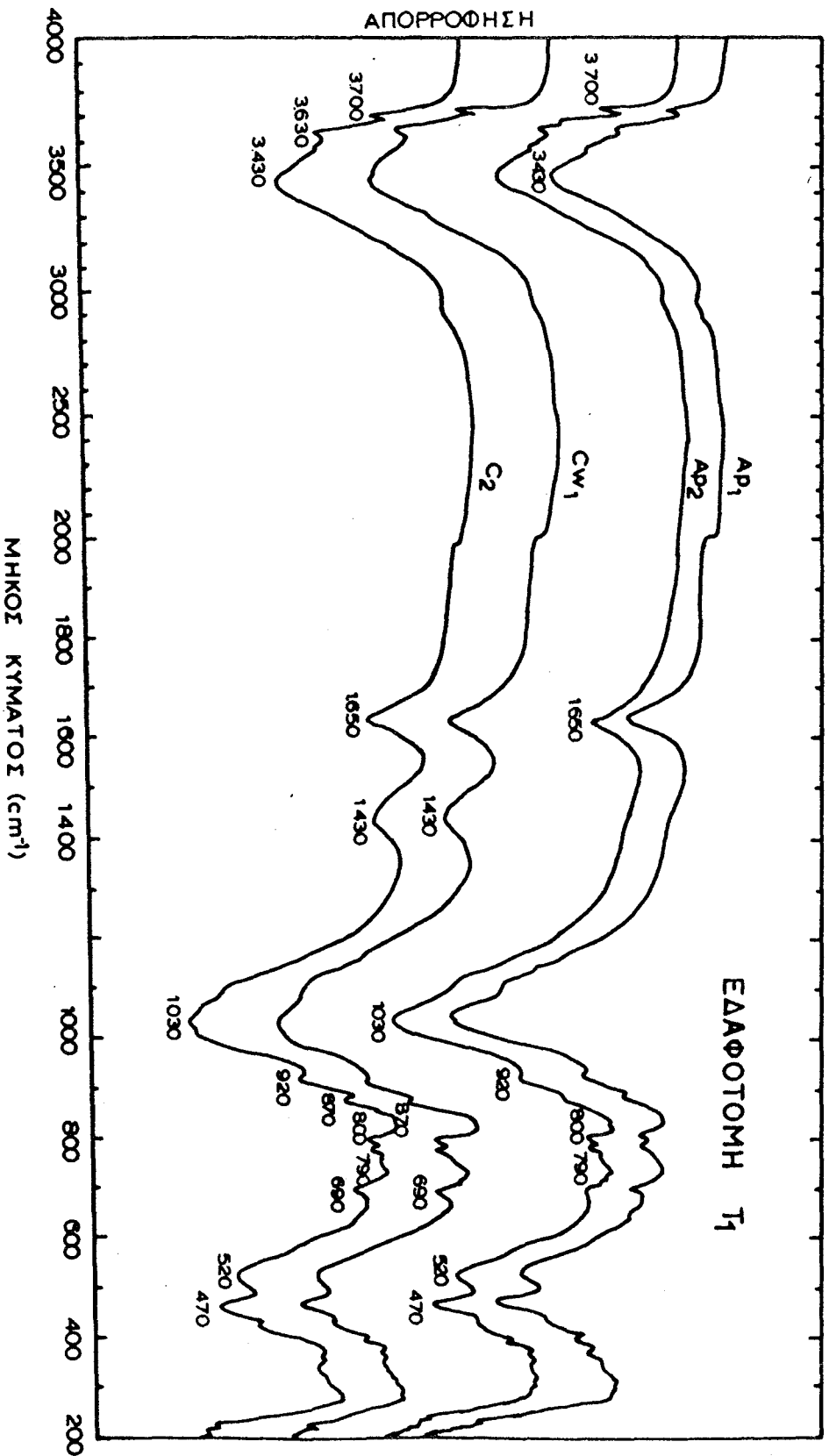
ΕΔΑΦΟΤΟΜΗ T₆



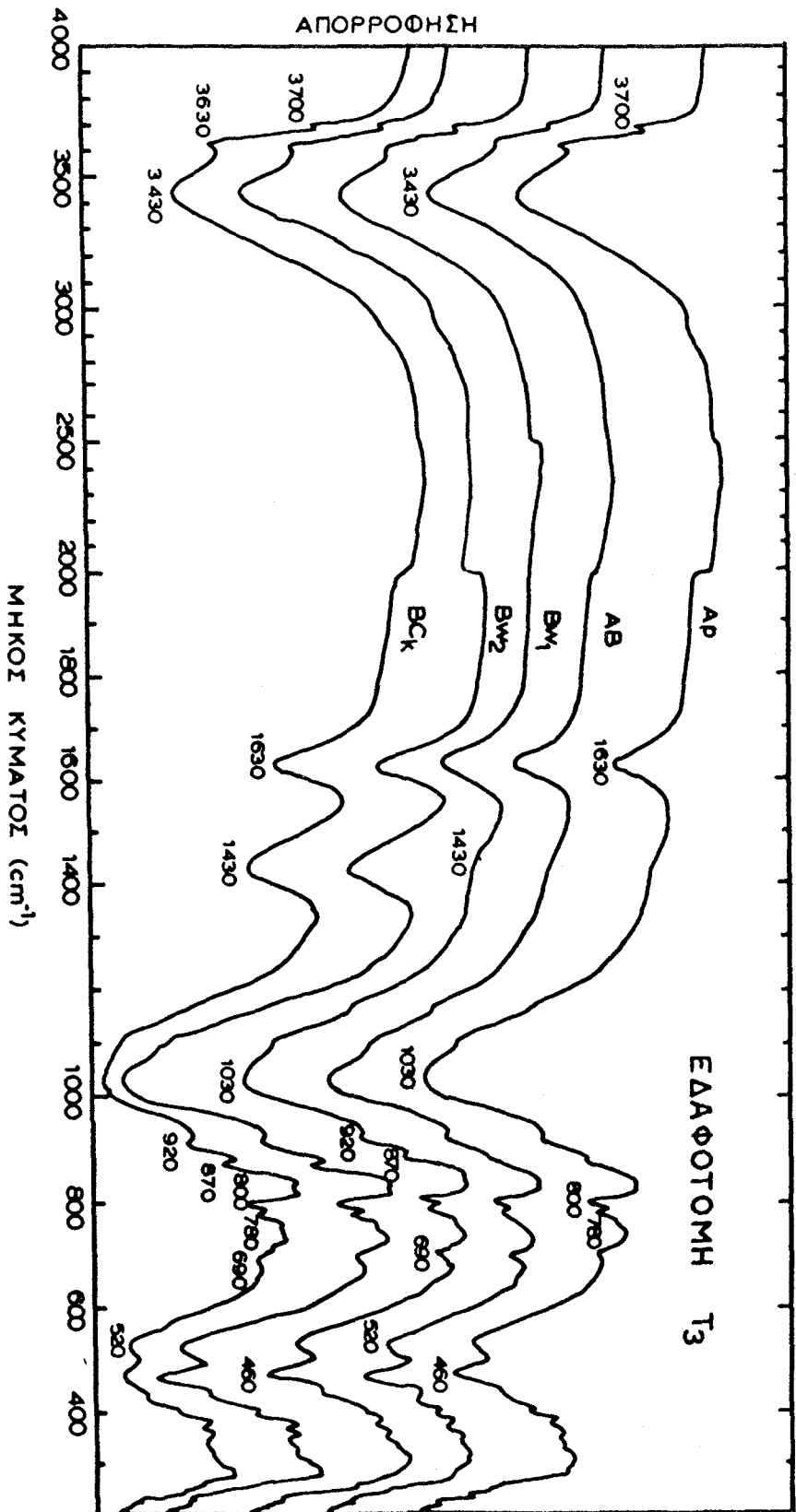




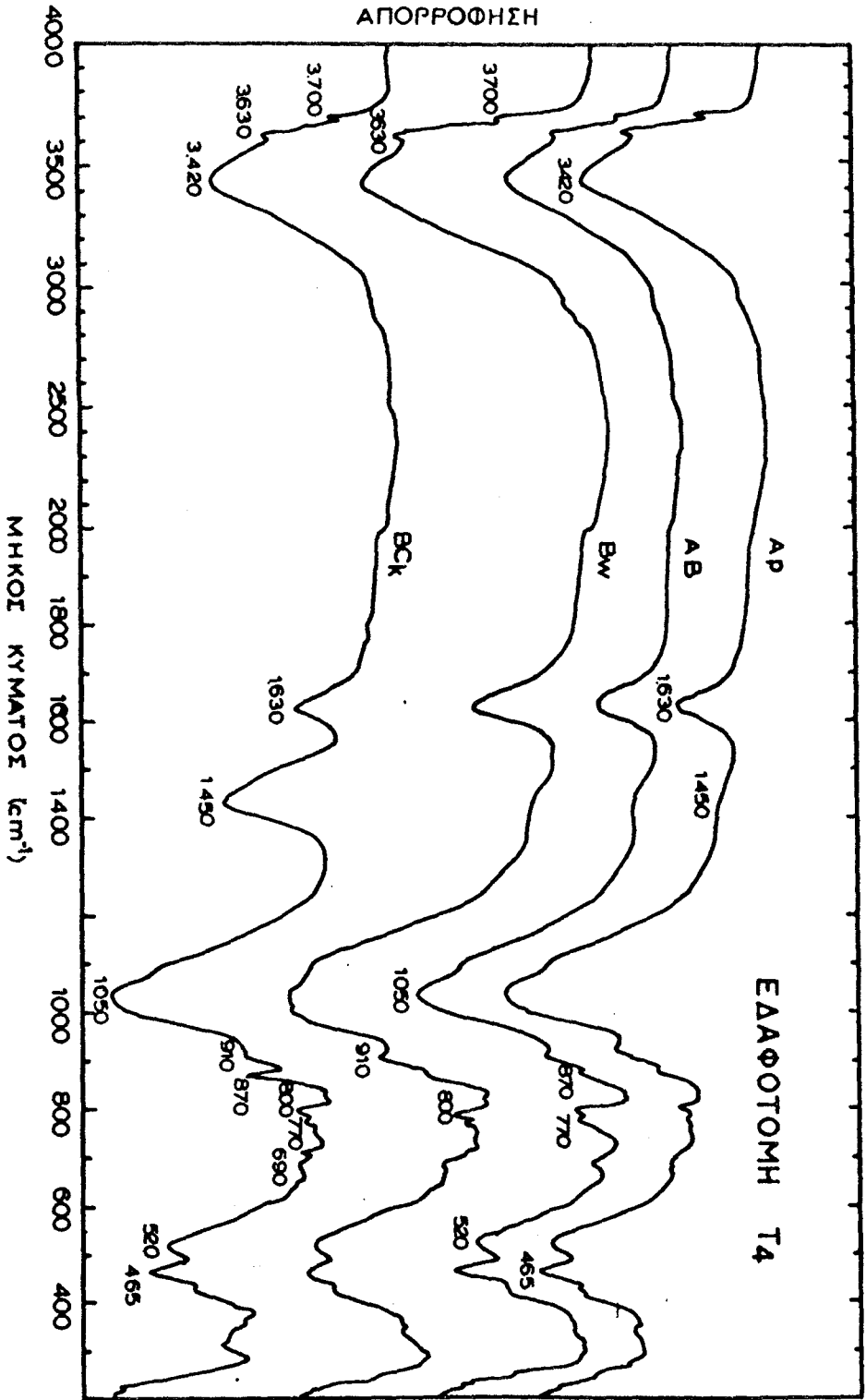
Εικ 5.14β Διάγραμμα διαφορικής θερμικής ανάλυσης (DTA), της αργίλλου του οριζοντα T₁ C_{w1}, στην ποία έγινε κορεσμός με Mg⁺⁺.



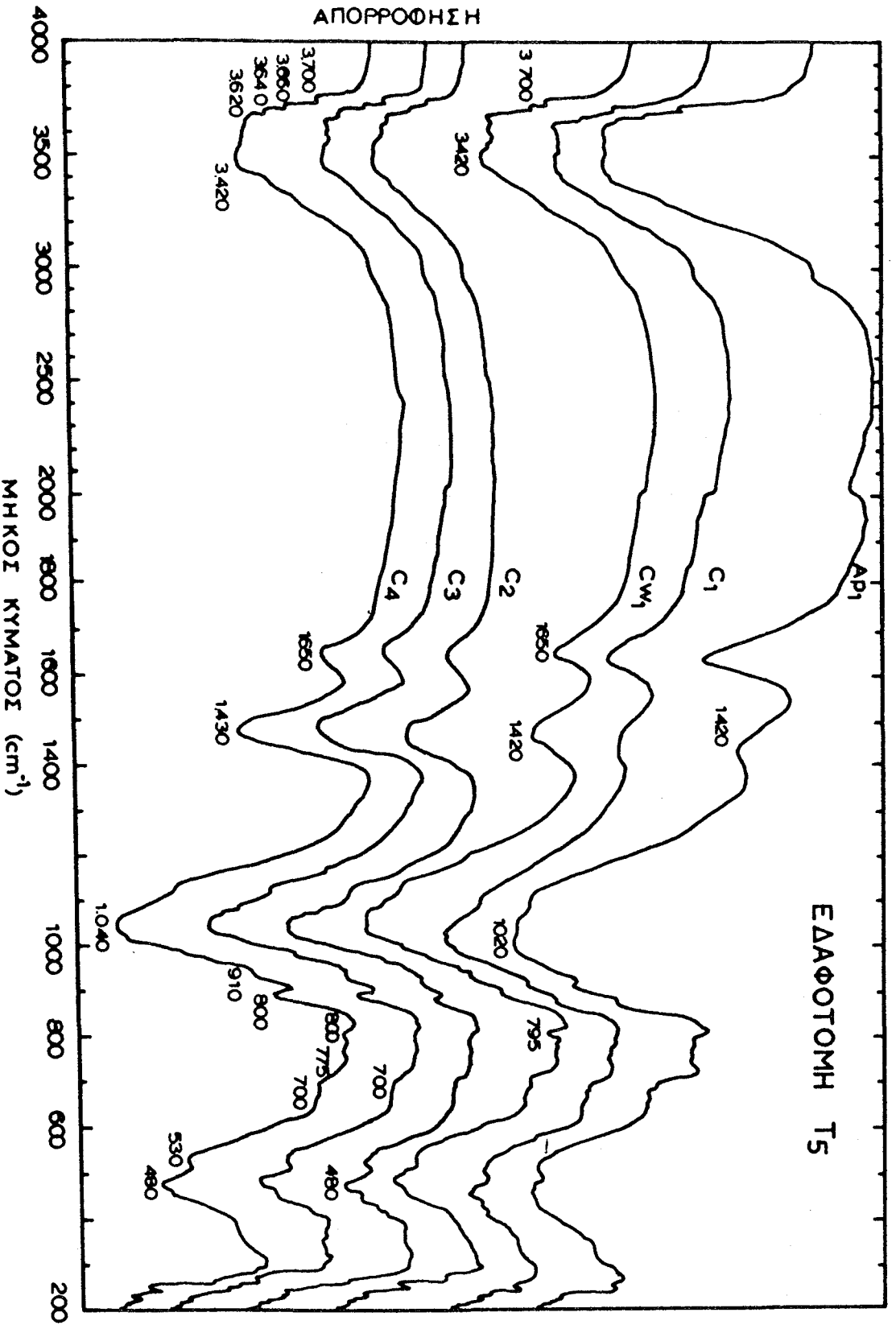
ΕΙΚ. 5.15 Φάσματα υπερέυθρου ακτινοβολίας (IR), της αργιλίου των εδαφικών οριζόντων των εξεταζομένων εδαφοτόμων.



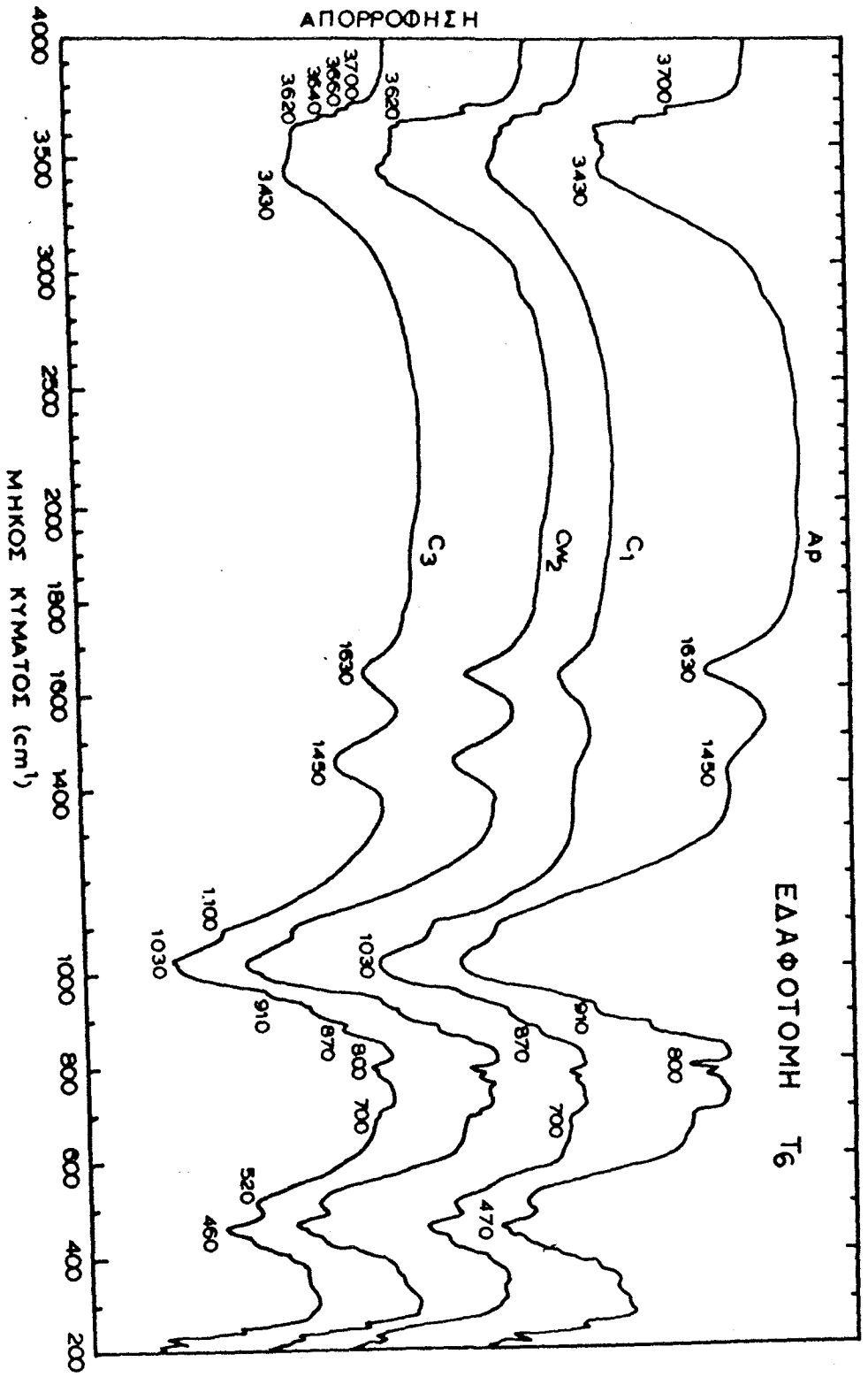
(Συνεχίζεται)



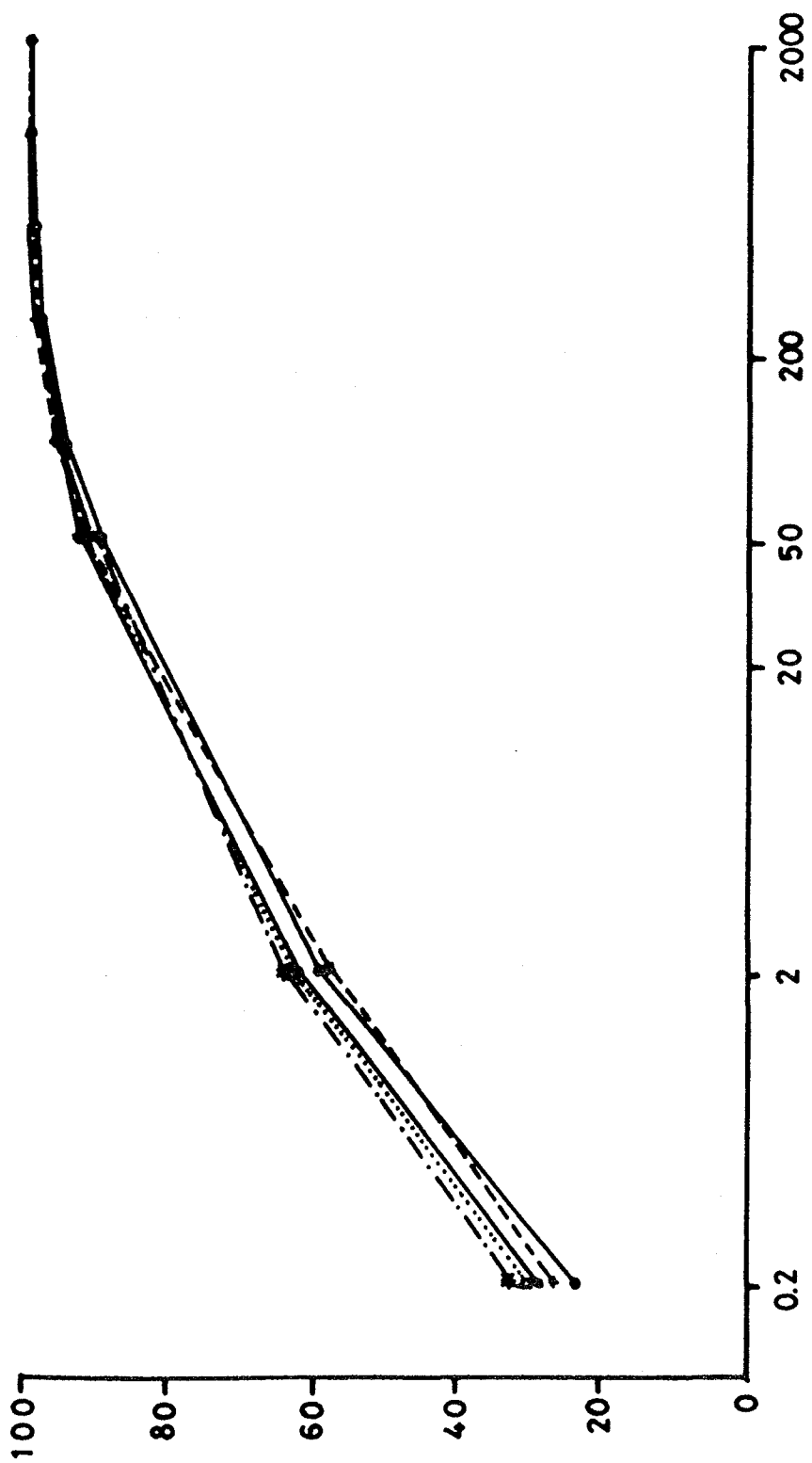
(ΣΥΝΕΧΙΖΕΤΑΙ)



(Συνεχίζεται)

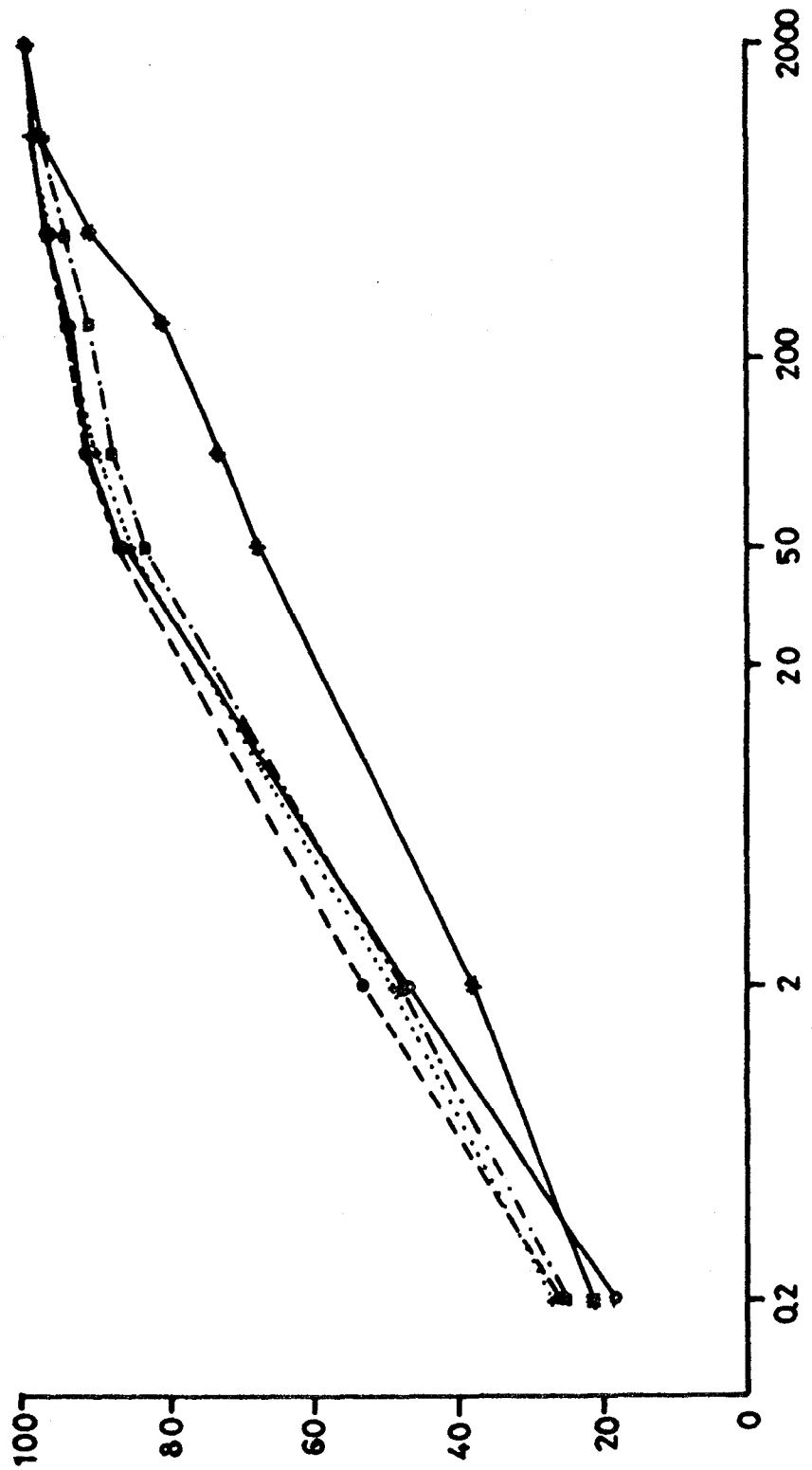


- C2
- - - - C3
- CW1
- Ap1
- - - - Ap2



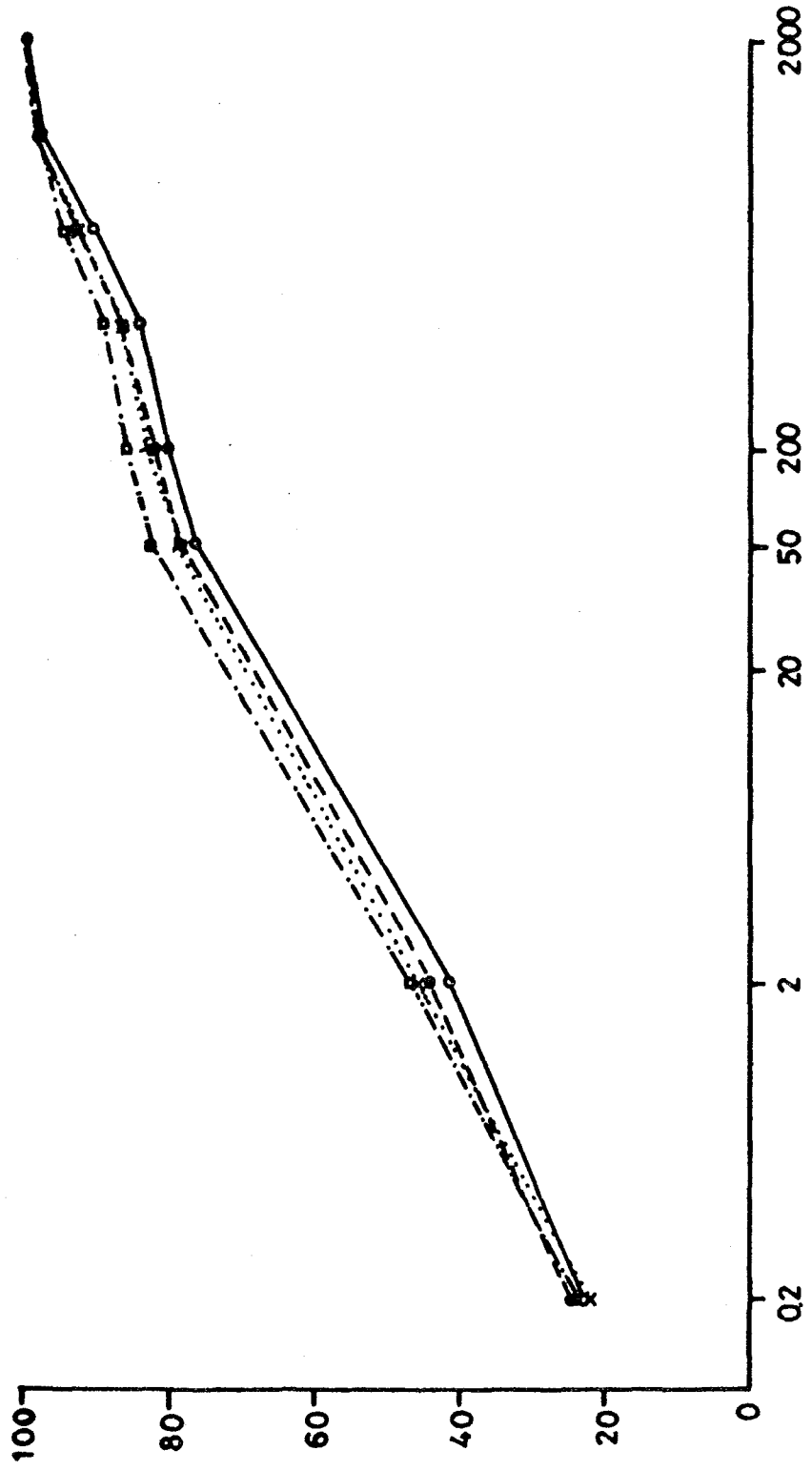
Εικ. 6.1 Αθροιστική κατανομή της κοκκομετρικής συστάσεως με το βάθος, της εδαφοτομής T1.

- AP
- - -●- - AB
- ▲— BCx
- BW2
-●..... BWn



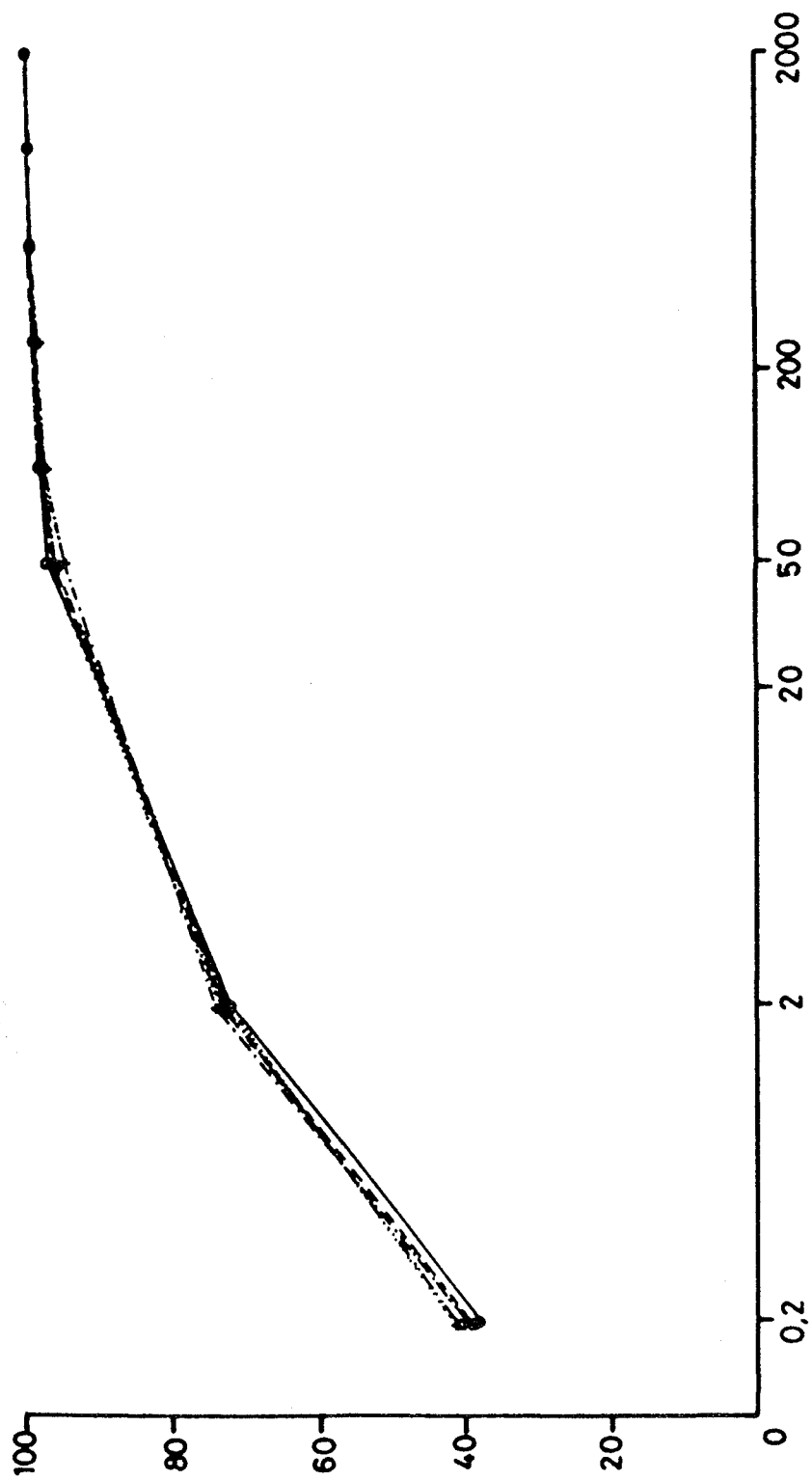
Εικ. Β.1 (Συνεχίζεται) εδαφοτομή T₃

- — Ap
- — AB
- — BCK
- x — BW



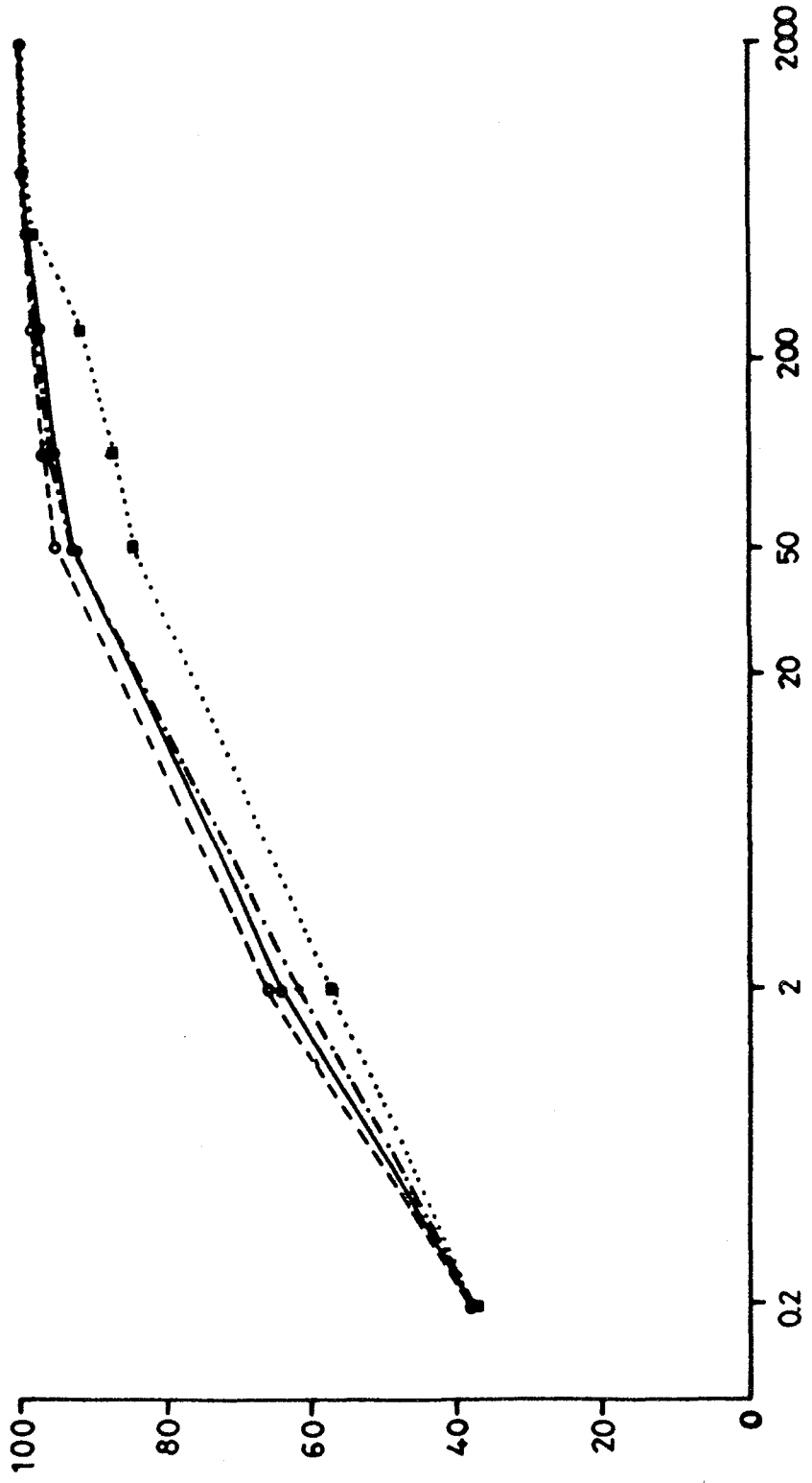
ΕΙΚ. 6.1 (Συνεχίζεται) εδαφοτομή T₄

- AP
- C1
- ◆— CW2
- C4
- C3

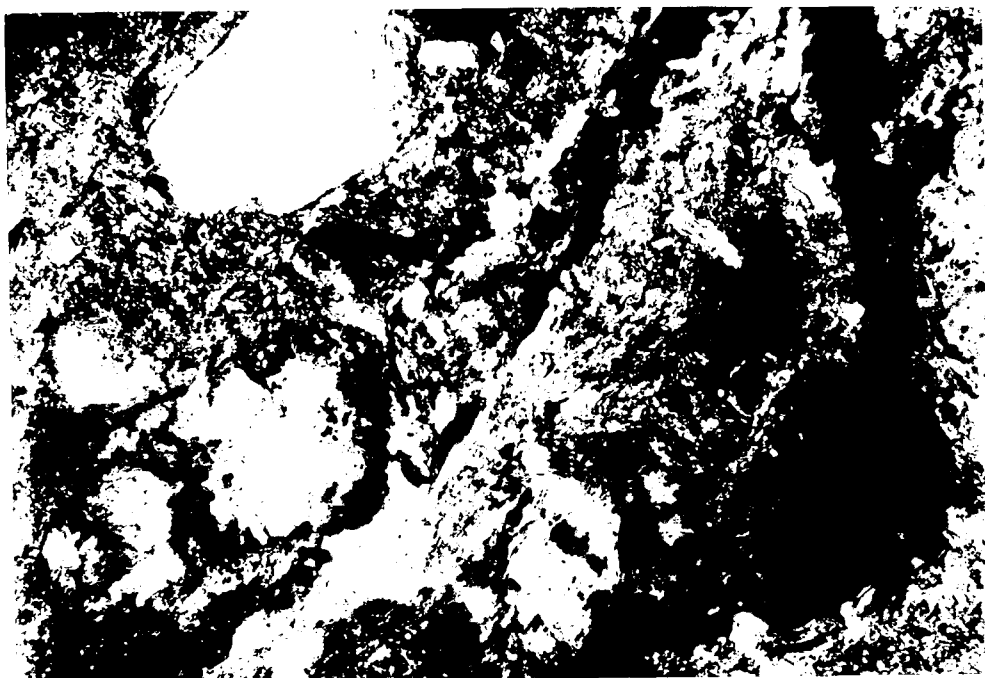


ΕΙΚ. 5.1 (Συνεχίζεται) εδαφοτομή T5

- AP
- - -○- - C₁
- · - · - · C₂
- ····· C₃



Εικ. 5.1 (Συνεχίζεται) εδαφοτομή T₆

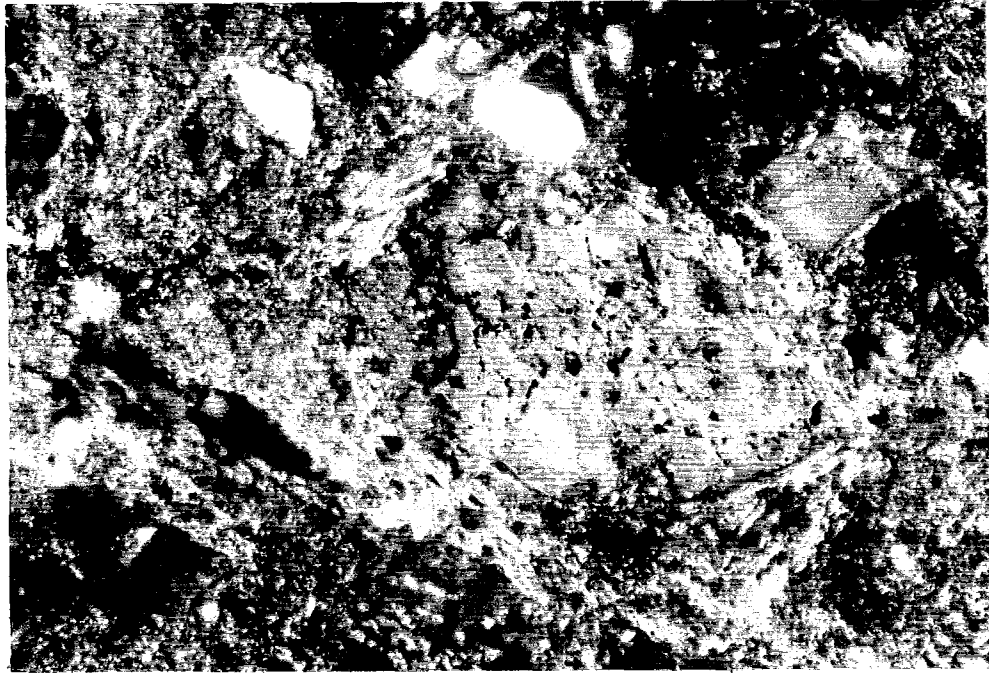


Εικ. 5.18 Ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου γύρω από πόρο (b-fabric: porostriated), της εδαφοτομής T₁ του οριζοντα Cw₁ (40 -95 cm), πρίσματα Nicols κάθετα.



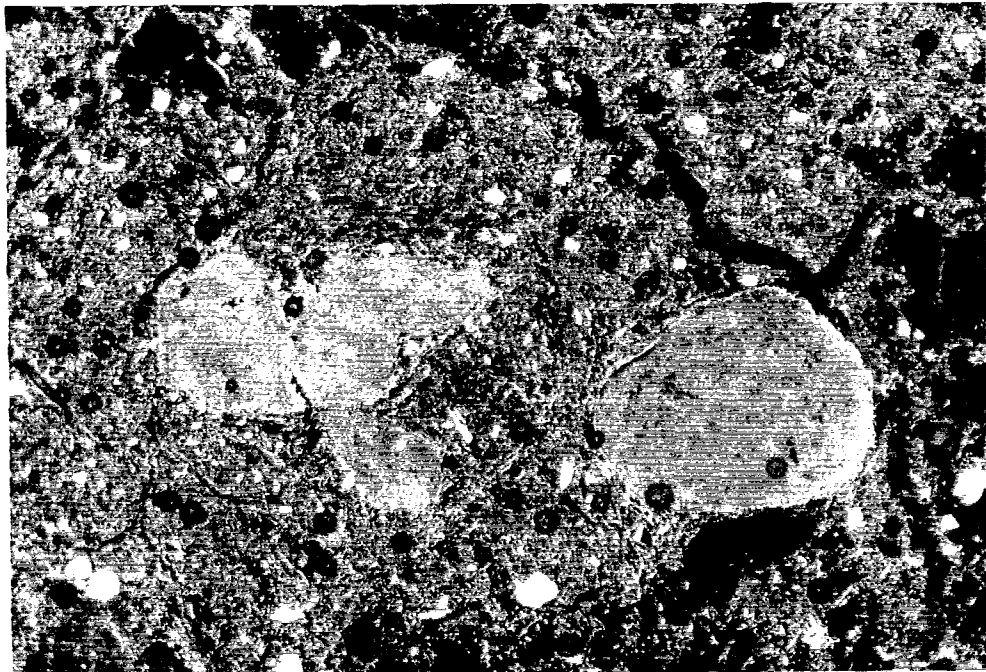
Εικ. 5.19 Δενδροειδούς μορφής εμπότισμοι σιδηρομαγγανιούχου συγκρίματος σε CaCO₃ (moderately, compound Fe, Mn, impregnated nodule), πρίσματα Nicols κάθετα.

0.2 mm



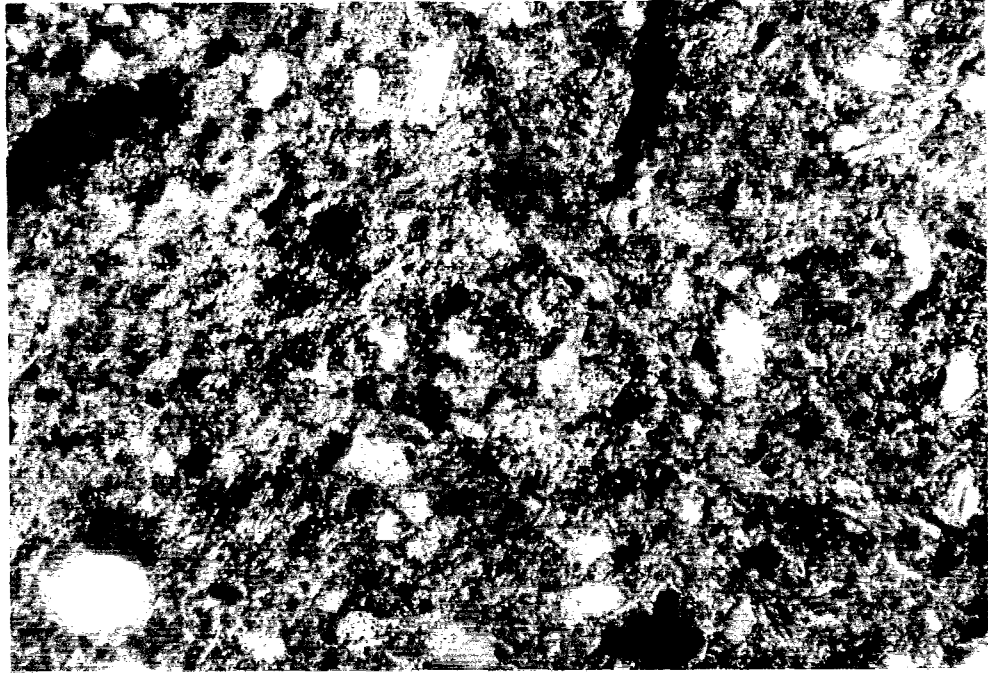
Εικ. 5.20 Ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου γύρω από κόκκο (b-fabric: granostriated), στην εδαφοτομή T₄ του ορίζοντα AB (22-66 cm), πρίσματα Nicol's κάθετα.

————— 0 1 mm



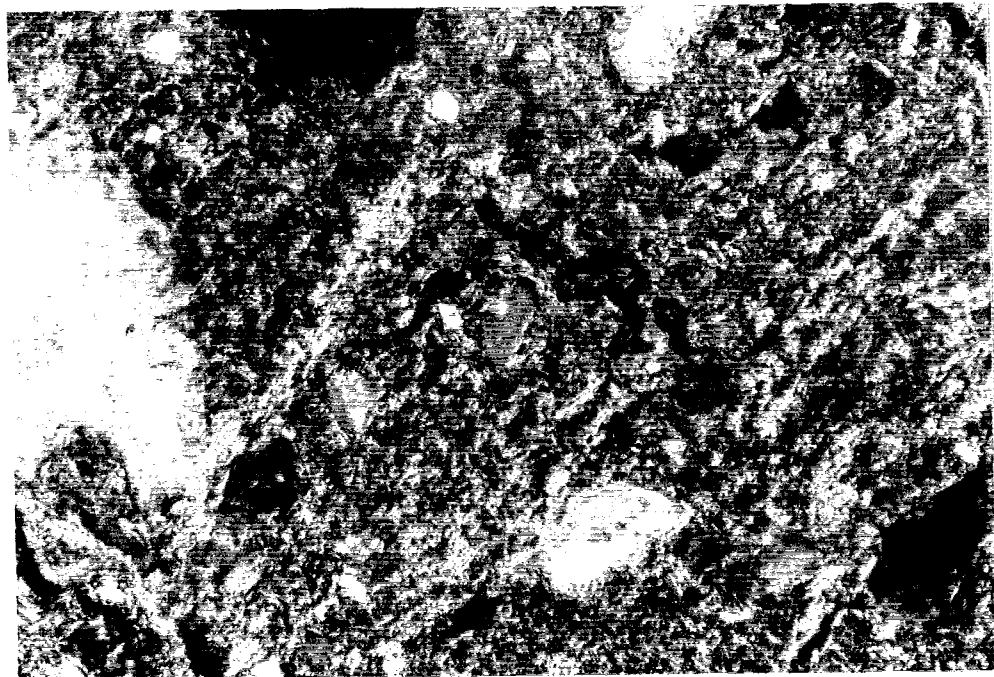
Εικ. 5.21 Συγκρίμματα CaCO₃, ωσειδή με σαφή διαχωριστικά όρια (Tyric carbonate nodules), στην εδαφοτομή T₄ του ορίζοντα AB (22-66 cm), πρίσματα Nicol's κάθετα.

————— 0 2 mm



Εικ. 5.22 Ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου σχεδόν κάθετες μεταξύ τους (b-fabric: reticulate striated), στην εδαφοτομή T₄ του οριζοντα AB (22-66 cm), πρίσματα Νικόλς κάθετα.

— 0 2 mm



Εικ. 5.23 Ζώνες προσανατολισμένης αργίλλου παράλληλες μεταξύ τους (b-fabric: parallel striated), στην εδαφοτομή T₃ του οριζοντα AB (28-70 cm), πρίσματα Νικόλς κάθετα.

— 0 2 mm



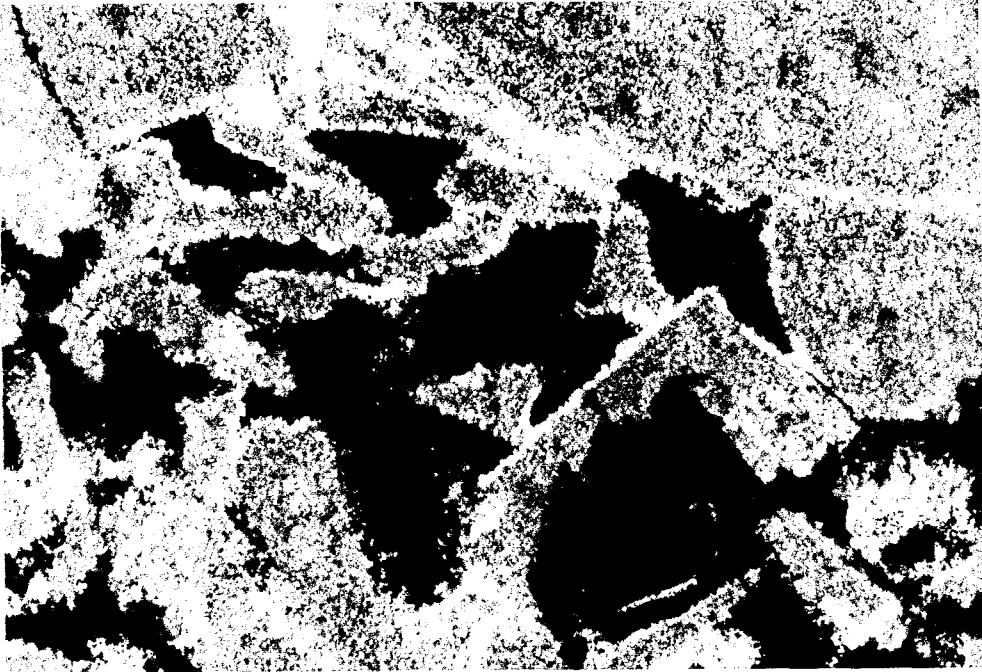
Εικ. 5.24 Κόκκος ηφαιστίτη, στην μάζα του οποίου υπάρχουν μικρόλιθοι και φαινοκρύσταλλοι κυρίως πλαγιόκλαστα με πολυδιμία και χαρακτηριστική ζωνώδη κατασκευή, στην εδαφοτομή T₄ του οριζοντα Ck (140-175), πρίσματα Nicol's κάθετα.

————— 0.1 mm



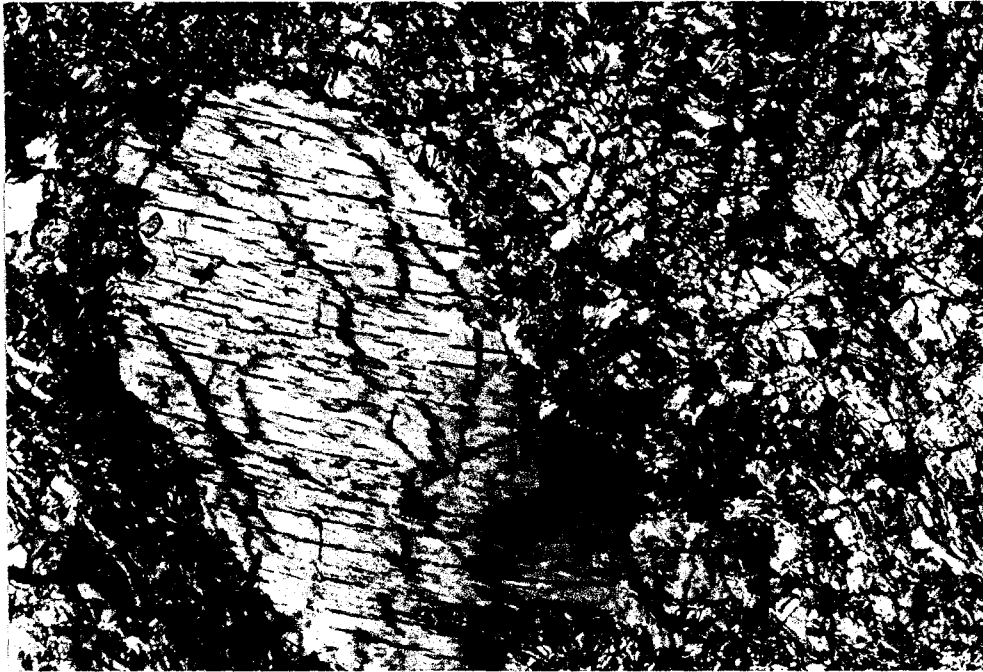
Εικ. 5.25 Κεροστίλβες, άστριοι, χαλαζίας, πρίσματα Nicol's κάθετα.

————— 0.2 mm

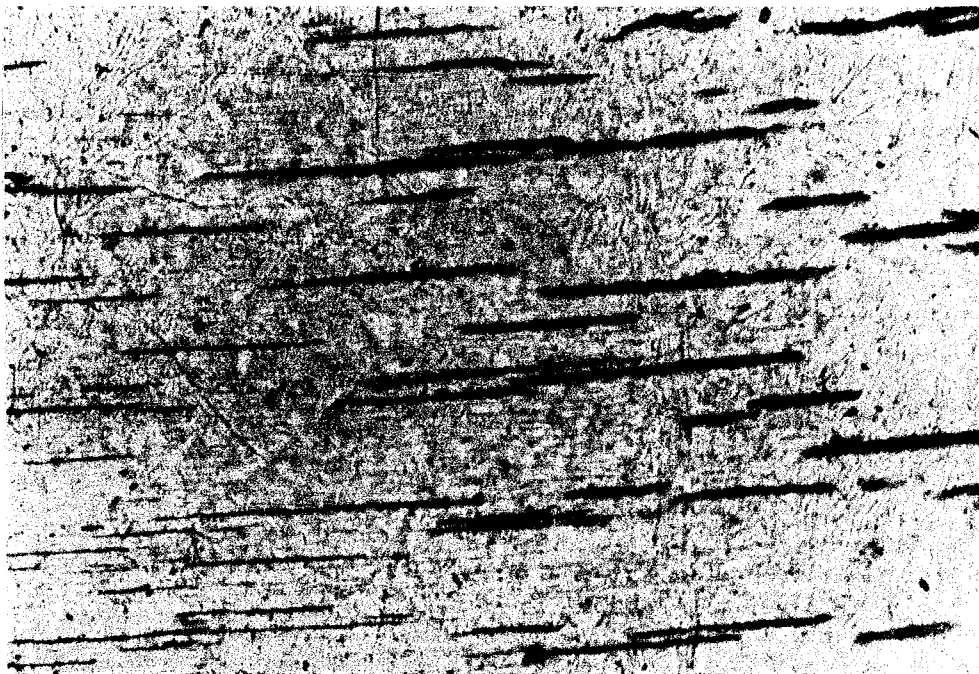


Εικ. 5.26 Σερπεντίνες, αδιαφανή ορυκτά, πρίσματα Nicol's κάθετα.

———— 0.2 mm



————— 0.2 mm



————— 0.1 mm

Εικ. 5.27 Ορθοπυρόξενοι (επάνω, πρίσματα Nicol's κάθετα) και μετατροπή ορθοπυρόξενων σε βιοτίτη παράλληλα με τον σχισμό του (κάτω, πρίσματα Nicol's παράλληλα).