

ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΜΑΡΓΩΝ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΥ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

Χριστοδουλοπούλου Τ.¹ και Τσώλη-Καταγά Π.²

¹ ΥΠΕΧΩΔΕ/ΓΓΔΕ, Φαναριωτών 9, 10178, Αθήνα, tasoulac@yahoo.com

² Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτών Πρώτων Υλών, 26500 Πάτρα, N.Tsoli-Kataga@upatras.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία ερευνάται ο ρόλος των μικροδομικών χαρακτηριστικών και της ορυκτολογίας των αργίλων στην υδραυλική αγωγιμότητα (συντελεστής υδροπερατότητας), k , που προσδιορίστηκε εργαστηριακά σε κορεσμένα δείγματα μαργών της Βορείου Πελοποννήσου. Αυτή πρέπει να παίρνεται υπόψη στη μελέτη σοβαρών γεωτεχνικών προβλημάτων (π.χ. θεμελιώσεις επιχωμάτων και αναχαίτιση κατολισθητικών φαινομένων σε αργιλικά ιζήματα, βελτίωση εδαφών κ.ά.) και στην αξιολόγηση βασικών γεωτεχνικών χαρακτηριστικών. Τα δείγματα αναλύθηκαν με περιθλαση ακτίνων Χ (XRD) και με θερμικές μεθόδους (DTA, TG) για τον προσδιορισμό της ορυκτολογικής σύστασης του αργιλικού κλάσματος και με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM) για την εξέταση της μικροδομής τους. Επίσης, προσδιορίστηκαν τα βασικά φυσικά χαρακτηριστικά τους (κοκκομετρική διαβάθμιση, e , w_L , w_p , I_p , G_s , γ_d , n), ενώ η υδραυλική αγωγιμότητα μετρήθηκε με τη μέθοδο του μεταβλητού (κατερχόμενου) φορτίου και η τιμή της κυμάνθηκε μεταξύ $1,66 \cdot 10^{-8}$ και $1,06 \cdot 10^{-6}$ cm/s, με λίγες εξαιρέσεις. Από τα αποτελέσματα προέκυψε η επίδραση της διόγκωσης των ενεργών πλακιδίων της αργίλου στην ελάττωση της υδραυλικής αγωγιμότητας των εξεταζόμενων υλικών, επειδή δεν συνεισφέρουν όλοι οι πόροι στη διήθηση. Μικροδομικά χαρακτηριστικά που αφορούν στον τρόπο συσσωμάτωσης ή διασποράς των αργιλικών ορυκτών, στον τρόπο στοιβάσματος των δομικών συστατικών (ανοιχτή ή κλειστή δομή), στο σχήμα και στην κατανομή των πόρων όπως επίσης και στο βαθμό συγκόλλησης της μικροδομής, επηρεάζουν, επίσης, την τιμή του k . Η πρόβλεψη του k από εμπειρικές υπολογιστικές σχέσεις που έχουν διατυπωθεί από διάφορους ερευνητές, για συνεκτικά υλικά ή από διάφορες συσχετίσεις όπως αυτή του k με το αργιλικό κλάσμα που διατυπώθηκε στην παρούσα έρευνα, δεν είναι απόλυτα ακριβής, ειδικά για συγκολλημένα ιζήματα όπως τα μαργαϊκά. Φυσικοχημικοί παράγοντες που παίζουν κυρίαρχο ρόλο στην υδραυλική αγωγιμότητα, όπως αυτοί που αναφέρθηκαν, δεν ποσοτικοποιούνται εύκολα ώστε να χρησιμοποιηθούν σε μοντέλα.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η υδραυλική αγωγιμότητα (k) αποτελεί μία σημαντική ιδιότητα των γεωυλικών που εμπλέκεται σε πολλές γεωτεχνικές εφαρμογές όπως: αστοχίες πρανών, θεμελιώσεις επιχωμάτων, διαφορικές καθιζήσεις, στερεοποιήσεις αργιλικών εδαφών, εσωτερική διάβρωση αργιλικών πυρήνων φραγμάτων, σταθεροποίηση εδαφών με χημικό τρόπο, χρήση αργίλων για φραγμούς κ.ά. (Das 1990).

Από το νόμο του Darcy: $v = -k \, dh/ds$ (όπου dh/ds =υδραυλική βαθμίδα, i), που περιγράφει την ταχύτητα (v) εκφόρτισης του νερού σε κορεσμένα εδάφη και για γραμμικές συνθήκες ροής, το k ορίζεται ως υδραυλική αγωγιμότητα ή συντελεστής διαπερατότητας (ή υδροπερατότητας). Έχει μονάδες ταχύτητας και εξαρτάται από διάφορους παράγοντες που μπορούν να διακριθούν στις εξής κατηγορίες: α) Ιδιότητες του ρευστού (ιξώδες, ειδικό βάρος, θερμοκρασία), β) Κατανομή του μεγέθους των πόρων (αναφέρεται στο λόγο κενών, στο ενεργό πορώδες, στην καμπυλότητα διαδρομής της ροής), γ) Χαρακτηριστικά της στερεάς φάσης (αφορούν την ειδική επιφάνεια των τεμαχιδίων, το σχήμα και την κατανομή των κόκκων-τεμαχιδίων, το είδος των τεμαχιδίων, το βαθμό συγκόλλησης και συσσωμάτωσης των δομικών συστατικών) (Gillott 1987). Οι κατηγορίες (β) και (γ) σχετίζονται με

τη μικροδομή του υλικού που μπορεί να αποδοθεί ως συνάρτηση των δομικών συστατικών του μικροπορώδους και των δομικών δεσμών (Osipov 1975).

Οι μάργες αποτελούν μία ιδιαίτερη κατηγορία ιζημάτων, εξαιτίας του μικτού τους χαρακτήρα τόσο από ιζηματολογική (μίγμα κλαστικού αργιλικού υλικού και βιοχημικής-χημικής προέλευσης ασβεστιτικού υλικού) όσο και από τεχνική άποψη (ανήκουν στην κατηγορία σκληρών εδαφών-μαλακών βράχων) (Anagnostopoulos et al. 1991, Johnston & Novello 1993). Έτσι, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η διερεύνηση της επίδρασης παραγόντων όπως το είδος (διογκούμενα ή μη), το ποσοστό και η συσσωμάτωση ή διασπορά των αργιλικών ορυκτών, ο βαθμός συγκόλλησης που είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας σε ανθρακικό ασβέστιο και της γεωλογικής ιστορίας του σχηματισμού, το σχήμα και η κατανομή των κόκκων-τεμαχιδίων και των μικροπόρων στη δομή και στην τιμή της εργαστηριακής κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητά τους. Είναι γνωστό ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι μία παράμετρος που μπορεί να διαφέρει ακόμη και όταν συγκρίνονται αποτελέσματα που πάρθηκαν ακολουθώντας ακριβώς την ίδια μεθοδολογία στο εργαστήριο, με δείγματα από το ίδιο υλικό. Στην ύπαιθρο, το πρόβλημα είναι ακόμη πιο πολύπλοκο, εξαιτίας της μεταβλητότητας που παρουσιάζουν τα χαρακτηριστικά του υλικού από θέση σε θέση, συμπεριλαμβανομένου του πορώδους (στο οποίο συμμετέχουν ρωγμές και ασυνέχειες) και της κοκκομετρικής διαβάθμισης.

2 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ

Ένας μεγάλος αριθμός θεωρητικών και πειραματικών ερευνών έχει διεξαχθεί κατά τη διάρκεια των ετών, με σκοπό να βοηθήσουν στην αναγνώριση των παραγόντων που επηρεάζουν την τιμή του k και τον τρόπο προσδιορισμού του (π.χ. Hazen 1911, Taylor 1948, Kozeny 1953, Carman 1956, Mesri & Olson 1971, Bell et al. 1986, Al-Tabbaa & Wood 1987, Chapuis & Gill 1989, Younger 1992, Daoud & Robert 1992, Frenkel et al. 1992, Schlueter et al. 1997). Οι παράγοντες αυτοί αναλύονται εκτεταμένα στις εργασίες των Aubertin et al. (1996) και Chapuis & Aubertin (2003). Επίσης, εξαιτίας της αβεβαιότητας που εμπεριέχεται στην πειραματική τιμή του k , πολλοί ερευνητές προσπάθησαν να συσχετίσουν το k με βασικές ιδιότητες του υλικού, που μπορούν εύκολα να προσδιοριστούν, ξεκινώντας από τον πολύ γνωστό τύπο του Hazen (1911): $k=c_H d_{10}^2$, για άμμους (όπου: c_H =σταθερά=2, d_{10} =ενεργή διάμετρος σε cm και k σε cm/s). Έτσι, ένας μεγάλος αριθμός συσχετίσεων έχει διατυπωθεί, οδηγώντας σε εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού του k (Shepherd 1989, Vukonic & Soro 1992, Tiejie & Hennings 1996, Chin 2000). Οι σχέσεις αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την πρόβλεψη του k σε προκαταρκτικό στάδιο ενός ερευνητικού προγράμματος ή για την επιβεβαίωση των πειραματικών αποτελεσμάτων.

Πρόσφατα, οι Mbonimpa et al. (2002) πρότειναν εμπειρικούς τύπους για τον υπολογισμό του k τόσο των πλαστικών/συνεκτικών υλικών όσο και των κοκκωδών, οι οποίοι είναι επεκτάσεις της πολύ γνωστής εξίσωσης Kozeny-Carman:

$$k = \frac{1}{k_o S^2} \frac{\gamma_w}{\mu_w} \frac{e^3}{1+e} \quad (1)$$

(όπου: k_o σταθερά που εξαρτάται από το σχήμα των πόρων και την καμπυλότητα της διαδρομής ροής, S η ειδική επιφάνεια, $\mu_w=10^{-3}$ Pa.s (στους 20° C) το δυναμικό ιξώδες του νερού, $\gamma_w=9,81$ kN/m³ (στους 20° C) το φαινόμενο βάρος του νερού, e ο λόγος κενών).

Για πλαστικά/συνεκτικά υλικά με 2.5×10^{-11} cm/s $\leq k \leq 3.8 \times 10^{-6}$ cm/s, $0.29 \leq e \leq 5.96$, $2.61 \leq G_s$ (ειδικό βάρος στερεών κόκκων) ≤ 2.87 , $20\% \leq w_L$ (όριο υδαρότητας) $\leq 495\%$, οι Mbonimpa et al. (2002) διατύπωσαν τη σχέση:

$$k = C_p \frac{\gamma_w}{\mu_w} \frac{e^{3+x}}{1+e} \frac{1}{(G_s \rho_w)^2 w_L^{2x}} \quad (2)$$

(όπου: $C_p=5.6$ g²/m⁴, $x=7.7 w_L^{-0.15}-3$, $\chi=1.5$ και $\rho_w=1000$ kg/m³=η πυκνότητα του νερού), ενώ για κοκκώδη και χαμηλής πλαστικότητας υλικά με 4.0×10^{-8} cm/s $\leq k \leq 3.0 \times 10^{-2}$ cm/s, $0.35 \leq e \leq$

1.27, $1 \leq C_U$ (συντελεστής ομοιομορφίας) ≤ 227 , $4 \times 10^{-6} \text{ cm} \leq d_{10} \leq 1.5 \text{ cm}$, $w_L \leq 20\%$, οι ίδιοι ερευνητές πρότειναν την παρακάτω σχέση:

$$k = C_G \frac{\gamma_w e^{3+x}}{\mu_w (1+e)} C_U^{1/3} d_{10}^2 \quad (3)$$

(όπου: $C_G = 0.1$ και $x = 2$, σταθερές που εξαρτώνται από το σχήμα των κόκκων και την καμπυλότητα της διαδρομής ροής).

Συγκρίνοντας τις σχέσεις (1), (2) και (3), γίνεται αντιληπτό ότι τα χαρακτηριστικά της στερεάς φάσης που στην εξίσωση Kozeny-Carman αποδίδονται με την ειδική επιφάνεια (S), στη σχέση (2), για τα συνεκτικά υλικά, εξαρτώνται από το όριο υδαρότητας (w_L) και το ειδικό βάρος των στερεών κόκκων (G_s), ενώ στη σχέση (3), για τα κοκκώδη υλικά, από τα χαρακτηριστικά της κοκκομετρικής διαβάθμισης (C_U , d_{10}).

Με βάση τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά που προσδιορίστηκαν στα ιζήματα της παρούσας έρευνας, υπολογίστηκε η υδραυλική αγωγιμότητα από τη εμπειρική σχέση (2), ώστε να συγκριθούν τα πειραματικά με τα εμπειρικά αποτελέσματα και να αιτιολογηθούν οι τυχόν αποκλίσεις τους λαμβάνοντας υπόψη την επίδραση της μικροδομής και της ορυκτολογικής σύστασης.

3 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

Είκοσι δύο αντιπροσωπευτικά δείγματα μαργών των νομών Αχαΐας και Κορινθίας συλλέχθηκαν από περιοχές που φαίνονται στο σχήμα 1. Τα δείγματα υπεβλήθησαν σε μία σειρά αναλύσεων για τον προσδιορισμό: της κοκκομετρικής διαβάθμισης, των ορίων Atterberg, του συνολικού πορώδους (n%) και του λόγου κενών (e), του ειδικού βάρους των στερεών κόκκων (G_s) και του ξηρού φαινομένου βάρους (γ_d), του ποσοστού (%) του ισοδύναμου ανθρακικού ασβεστίου στο ολικό δείγμα και στο αργιλικό κλάσμα (με τη μέθοδο Bernard), της ορυκτολογικής σύστασης του αργιλικού κλάσματος με περίθλαση ακτίνων X (XRD) και με θερμικές μεθόδους (DTA, TG) για τον ημιποσοτικό προσδιορισμό των αργιλικών ορυκτών. Η μικροδομή των ιζημάτων εξετάστηκε σε αδιατάρακτα, αεροξηραμένα δείγματα με τη βοήθεια ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης (SEM). Η υδραυλική αγωγιμότητα προσδιορίστηκε στο εργαστήριο, σε κορεσμένα αδιατάρακτα δείγματα, με τη μέθοδο του μεταβλητού (κατερχόμενου) φορτίου. Ο κορεσμός των δοκιμίων πραγματοποιήθηκε στη συσκευή, πριν από την πειραματική διαδικασία μέτρησης του k, με τη χρήση αντλίας κενού (Lambe 1951). Η θερμοκρασία του νερού κυμάνθηκε από 20°C έως 23°C και θεωρήθηκε ομοιόμορφη για όλα τα δείγματα. Η ταξινόμηση των ιζημάτων σε λιθολογικές ενότητες έγινε με βάση το % ισοδύναμο ανθρακικό ασβέστιο στο ολικό δείγμα.

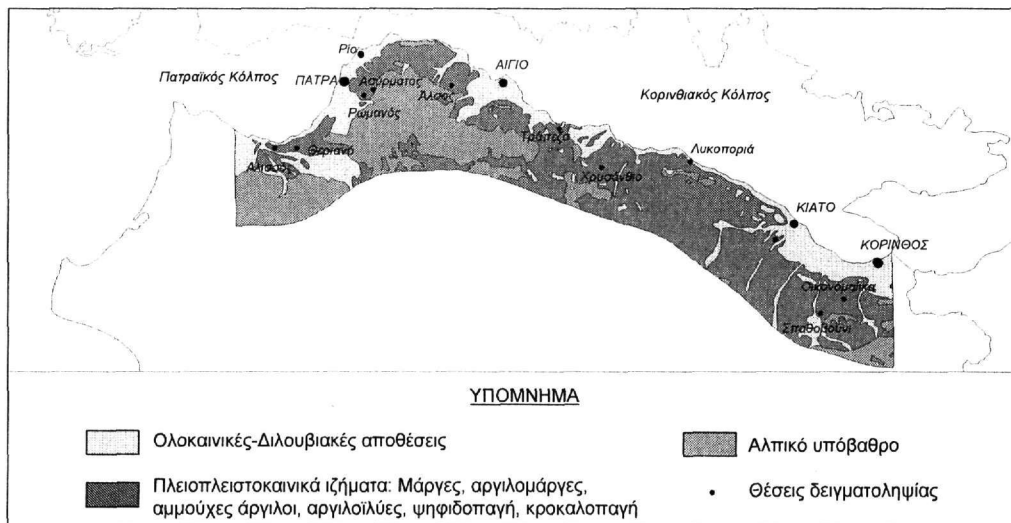
4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στους πίνακες 1 και 2 δίνονται τα αποτελέσματα που αφορούν τα φυσικά χαρακτηριστικά, την υδραυλική αγωγιμότητα και την ορυκτολογική σύσταση των δειγμάτων που εξετάζονται.

Με βάση την κοκκομετρική διαβάθμιση και το δείκτη πλαστικότητας (I_p), τα δείγματα ταξινομήθηκαν, κατά το σύστημα A.U.S.C.S., ως υλικά της κατηγορίας CL (άργιλο χαμηλής πλαστικότητας), με λίγες εξαιρέσεις που αναφέρονται στην κατηγορία CL-ML (αργιλοίλυες). Το όριο υδαρότητας (w_L) των δειγμάτων κυμάνθηκε (με ελάχιστες εξαιρέσεις) από 20% έως 44%. Η διακύμανση των λοιπών φυσικών χαρακτηριστικών έχει ως εξής: συνολικό πορώδες (n): 23,6 - 39%, λόγος κενών (e): 0,309 - 0,639, ειδικό βάρος στερεών κόκκων (G_s): 2,63 - 2,77 και ξηρό φαινόμενο βάρος (γ_d): 16,1 - 20,7 kN/m³. Ο συντελεστής υδροπερατότητας (k) κυμάνθηκε μεταξύ των τιμών 1,66 10⁻⁸ cm/s και 1,06 10⁻⁶ cm/s και μόνο σε τρία δείγματα με αρκετό ποσοστό άμμου μετρήθηκε τιμή του $k > 10^{-5}$ cm/s.

Η ταξινόμηση των ιζημάτων σε λιθολογικές ενότητες, με βάση το περιεχόμενο ποσοστό (%) ισοδύναμου ανθρακικού ασβεστίου στο ολικό δείγμα (Πίνακας 1), έχει ως εξής: αργιλομάργες=δείγματα 1, 2, 3 και 11, αργιλικές μάργες=δείγματα 4, 5 και 18, μαργαϊκή αργιλοίλυες=δείγμα 6, μαργαϊκές άργιλοι=δείγματα 7 και 12, μαργαϊκές αμμούχες ιλύες=δείγματα 8, 9 και 10, μάργες=δείγματα 13, 14, 16, 17, 19, 20, 21 και 22, ασβεστολιθική μάργα=δείγμα 15.

Στον πίνακα 2 παρουσιάζεται η ορυκτολογική σύσταση των δειγμάτων. Παρατηρείται ότι εκτός από τα αργιλικά ορυκτά και το ανθρακικό ασβέστιο, στη σύσταση των μαργαϊκών ιζημάτων συμμετέχει σημαντικό ποσοστό χαλαζία και αστρίων, καθώς και μαρμαρυγίας.



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας και θέσεις δειγματοληψίας.

Πίνακας 1. Φυσικά χαρακτηριστικά, περιεχόμενο ποσοστό (%) ισοδύναμου ανθρακικού ασβεστίου (στο ολικό δείγμα) και υδραυλική αγωγιμότητα εξετασθέντων δειγμάτων.

Δείγμα,* A/A	Κοκκομ. διαβάθμιση Άμμος	διαβάθμιση Ιλύς	διαβάθμιση Άργιλος	w_L (%)	w_P (%)	I_P (%)	γ_d (kN/m^3)	G_s	e	n(%)	% ισοδ. CaCO3 (ολικό)	k (cm/s)
1/ΑΛΙΣ., 5.8	1,3	73,7	25	33,9	20,8	13,1	18,3	2,7	0,475	32,2	21,48	$1,8 \cdot 10^{-7}$
2/ΑΛΙΣ., 6.8	0,6	64,4	35	41,1	21,6	19,5	17,7	2,7	0,524	34,4	20,73	$1,08 \cdot 10^{-6}$
3/ΑΛΙΣ., 7.7	0,3	67,7	32	39,5	22,5	17	17,8	2,73	0,534	34,8	22,63	$1,28 \cdot 10^{-7}$
4/ΘΕΡ., 13	4	76	20	33	21,8	11,2	16,1	2,64	0,639	39	28,94	$5,5 \cdot 10^{-7}$
5/ΘΕΡ., 22	1	58	41	38,6	21,4	17,2	17,7	2,67	0,508	33,7	26,93	$4,3 \cdot 10^{-7}$
6/ΡΩΜ., 6.1	27	65	8	20,0	13,1	6,9	18,2	2,66	0,462	31,6	7,39	$1,09 \cdot 10^{-6}$
7/ΡΩΜ., 7.9	6	69	25	29,8	17,8	12	18,9	2,67	0,412	29,2	12,11	$3,81 \cdot 10^{-8}$
8/ΡΩΜ., 9	32	61	7	22,5	18,9	3,6	18,2	2,64	0,451	31,1	9,24	$6,3 \cdot 10^{-5}$
9/ΡΩΜ., 10	32	61	7	22,4	19,6	2,8	18,6	2,63	0,414	29,3	8,62	$1,13 \cdot 10^{-4}$
10/ΑΣΥΡΜ., 4	34	61	5	18	17,3	0,7	17,8	2,64	0,483	32,6	7,2	$1,7 \cdot 10^{-4}$
11/ΑΣΥΡΜ. 11	1	56	43	44,2	25	19,2	18,7	2,65	0,417	29,4	20,8	$1,66 \cdot 10^{-8}$
12/ΑΛΣΟΣ, 2	0,5	65,5	34	34,4	20,9	13,5	18,2	2,7	0,483	32,6	11,99	$1,06 \cdot 10^{-6}$
13/ΤΡΑΠ., 35	10	67	23	23,2	16,7	6,5	20,2	2,74	0,357	26,3	58,19	$1,78 \cdot 10^{-7}$
14/ΤΡΑΠ., 40	9	70	21	22,1	16,3	5,8	19,9	2,73	0,372	27,1	57,78	$3,86 \cdot 10^{-7}$
15/ΤΡΑΠ., 55	62	30	8			NP**	20,1	2,72	0,353	26,1	67,54	$5,26 \cdot 10^{-7}$
16/ΧΡΥΣ., 5	3	76	21	26,3	19,3	7	20,2	2,71	0,342	25,5	35,63	$2,67 \cdot 10^{-7}$
17/ΧΡΥΣ., 23	4	73	23	26	17,7	8,3	20,2	2,68	0,326	24,6	38,3	$2,05 \cdot 10^{-7}$
18/ΧΡΥΣ., 31	2,5	69,5	28	26,9	18,1	8,8	20,7	2,71	0,309	23,6	33,83	$6,29 \cdot 10^{-7}$
19/ΛΥΚ., 2.1	6	68	26	28,2	18,8	9,4	20,2	2,77	0,372	27,1	53,15	$1,8 \cdot 10^{-7}$
20/ΚΙΑΤ., 7.7	1	62	37	34,7	18,2	16,5	18,2	2,72	0,495	33,1	52,6	$3,1 \cdot 10^{-7}$
21/ΟΙΚ., 8.30	0	62	38	36,7	20,3	16,4	18,9	2,65	0,402	28,7	64,86	$1,5 \cdot 10^{-7}$
22/ΣΠΑΘ., 45	1	57	42	35,5	21,2	14,3	20,7	2,71	0,309	23,6	39,66	$2,6 \cdot 10^{-8}$

* Θέση δειγματοληψίας και βάθος από την επιφάνεια του εδάφους, ** NP=Μη πλαστικό
 w_L =όριο υδαρότητας, w_P =όριο πλαστικότητας, I_P =δείκτης πλαστικότητας, γ_d =ξηρό φαινόμενο βάρος, G_s =ειδικό βάρος στερεών κόκκων, e=λόγος κενών, n=πορώδες, k=υδραυλική αγωγιμότητα]

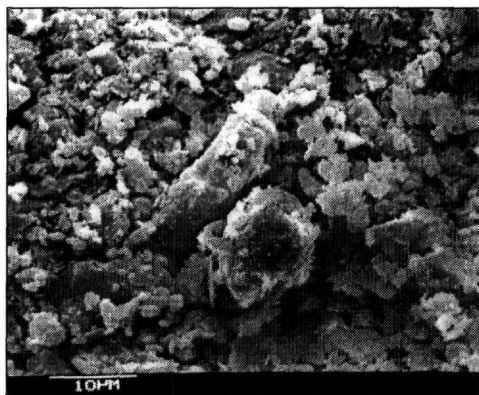
Πίνακας 2. Ορυκτολογική σύσταση (κ.β. %) εξετασθέντων δειγμάτων.

Δείγμα, Α/Α	Αργιλική Κ	Ι Ι	ορυκτολογική Ch	σύσταση S	Ch/S	Ch/V	Σύνολο αργιλ.ορυκτών	Χαλαζίας+ Άστριοι
5/ΘΕΡ.,22	3,2	15,1	4,5	-	10,0	-	32,80	40,27
12/ΑΛΣΟΣ,2	3,6	13,2	9,4	ίχνη	5,6	-	31,76	56,25
13/ΤΡΑΠ.,35	4,5	7,2	3,3	1,1	-	-	16,10	25,71
16/ΧΡΥΣ.,5	2,6	6,7	1,7	-	4,3	-	15,33	49,04
19/ΛΥΚ.,2.1	1,0	4,8	2,5	4,7	ίχνη	-	13,00	33,85
20/ΚΙΑΤ.,7.7	5,8	9,9	-	10,7	-	6,1	31,60	15,80
21/ΟΙΚ.,8.30	3,0	8,9	ίχνη	17,2	5,5	-	32,95	2,19
22/ΣΠΑΘ.,45	7,5	14,4	-	6,8	-	6,6	35,28	25,06

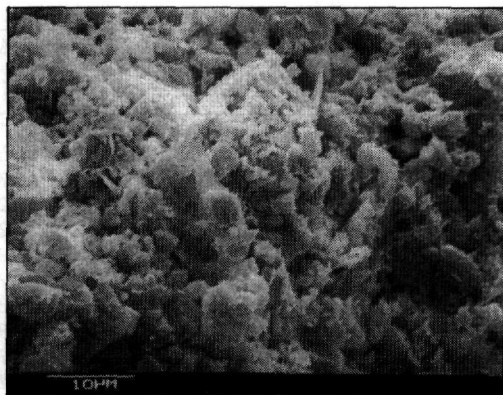
[Κ=καολινίτης (προσδιορισμένος από TG), Ι=ιλλίτης, Ch=χλωρίτης, S=σμεκτίτης (διογκούμενο), Ch/S=χλωρίτης-σμεκτίτης (μικτή φάση, διογκούμενο), Ch/V=χλωρίτης-βερμικουλίτης (μικτή φάση, διογκούμενο)].

Για την ερμηνεία της επίδρασης της μικροδομής και της αργιλικής ορυκτολογικής σύστασης στην υδραυλική αγωγιμότητα των υλικών, παρουσιάζονται χαρακτηριστικές μικροφωτογραφίες από το ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM).

Στο σχήμα 2 φαίνεται η μικροδομή δύο δειγμάτων μαργών που προέρχονται από διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης (δείγμα 13=ποτάμιο-παρόχθιο περιβάλλον, δείγμα 20=λιμναίο περιβάλλον) και χαρακτηρίζονται από τιμή του κορεσμένου k της τάξης του 10^{-7} cm/s. Στη σύσταση του δείγματος 13 επικρατούν μη διογκούμενα αργιλικά ορυκτά (ιλλίτης και καολινίτης), ενώ σε αυτή του δείγματος 20 επικρατεί εκτός από τον ιλλίτη και το διογκούμενο ορυκτό σμεκτίτης (Πίν. 2). Επιπλέον, όπως φαίνεται από το σχήμα 2(β), στο δείγμα 20 τα αργιλικά ορυκτά απαντώνται κυρίως σε λεπτή διάσπαρά (δεν σχηματίζουν ευμεγέθη συσσωματώματα) και φράζουν τους πόρους, καθώς μετακινούνται εύκολα με το νερό.



(α)



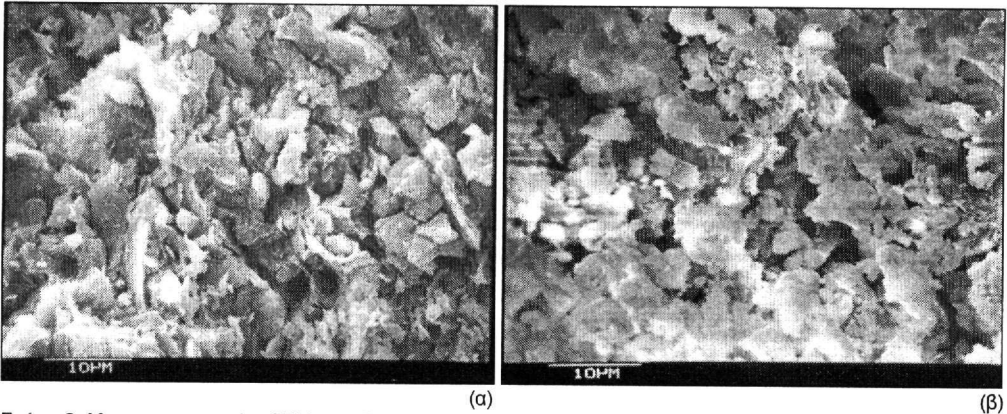
(β)

Σχήμα 2. Μικροφωτογραφίες SEM που δείχνουν τη μικροδομή των δειγμάτων 13 (α) και 20 (β) (x2000).

Στο σχήμα 5 παρατηρείται η επίδραση της διόγκωσης των ενεργών πλακιδίων της αργίλου στην απώλεια του υδραυλικού φορτίου (h) σε σχέση με το χρόνο (t). Η διόγκωση του σμεκτίτη έχει επηρεάσει τη γραμμικότητα της καμπύλης « $h-t$ » του δείγματος 20 (Σχ. 5α). Παρά το γεγονός αυτό, η υδραυλική αγωγιμότητα του δείγματος 13 είναι πιο χαμηλή. Άλλοι λόγοι όπως η χαμηλή τιμή του ολικού (και ίσως και του ενεργού) πορώδους, μπορούν να ερμηνεύσουν αυτή τη διαφορά.

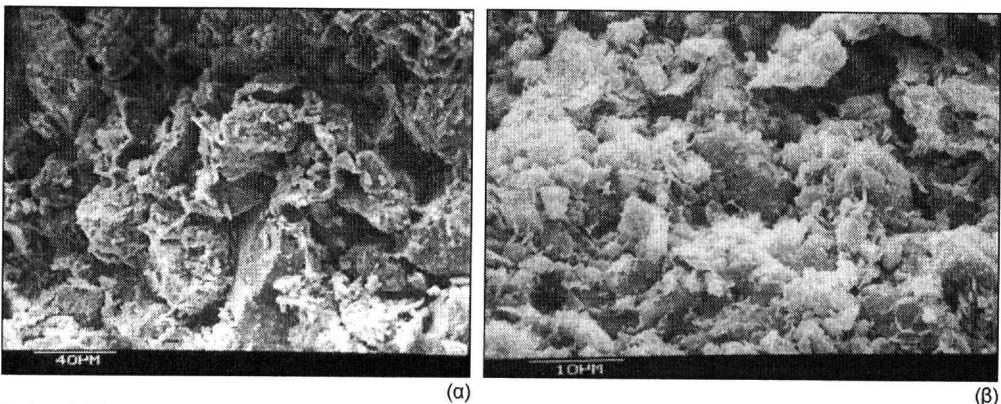
Στις μικροφωτογραφίες του σχήματος 3 φαίνεται η μικροδομή δύο μαργαϊκών δειγμάτων που διαφέρουν ως προς το περιβάλλον απόθεσης (δείγμα 12=ποταμιολιμναίο-λιμναίο, δείγμα 22=λιμναίο-υφάλμυρο περιβάλλον) και ως προς την περιεκτικότητα σε ανθρακικό ασβέστιο. Στη μικροδομή του δείγματος 12 τα μικροσυσσωματώματα των αργιλικών ορυκτών (κυρίως ιλλίτης και χλωρίτης) σχηματίζουν «πλέγμα» (πάνω σε αδρομερέστερους κόκκους) από επιμήκεις και παράλληλες συναθροίσεις μεταξύ των οποίων οι αργιλικοί σύνδεσμοι είναι αραιοί, με αποτέλεσμα οι μικροπόροι να φέρουν τη μορφή τριχοειδών σχισμών που διευκολύνουν τη διόδο του νερού. Το δείγμα

μα 22 χαρακτηρίζεται από πυκνή μικροδομή, «συγκολλημένη» σε μεγάλο βαθμό (αυξημένη περιεκτικότητα σε ανθρακικό ασβέστιο), στην οποία συμμετέχει μεγαλύτερο ποσοστό διογκούμενων αργιλικών ορυκτών (S, Ch/V) που απαντώνται κατά το μεγαλύτερο μέρος τους σε λεπτή διασπορά και μπορούν να μετακινούνται από το νερό φράζοντας τους πόρους και μειώνοντας την υδροπερατότητα. Έτσι, παρά το γεγονός ότι και τα δύο δείγματα περιέχουν παρόμοιο ποσοστό αργιλικών ορυκτών και αργιλικού κλάσματος, δεν χαρακτηρίζονται από παρόμοια τιμή του k.



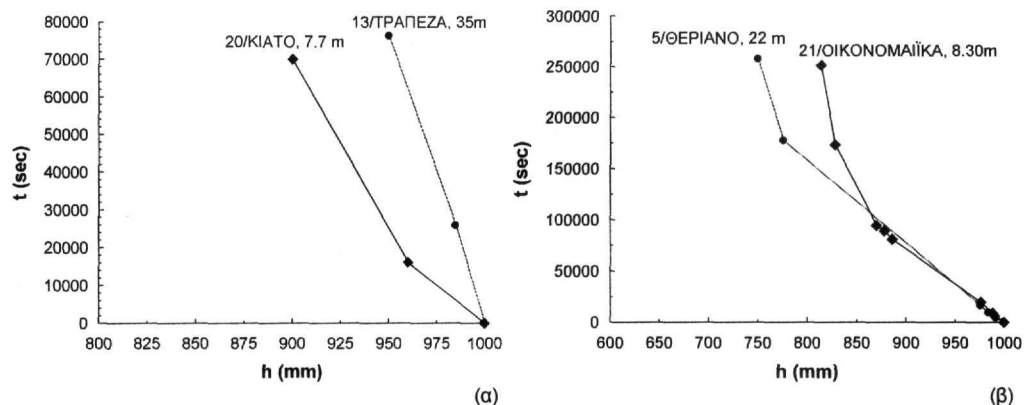
Σχήμα 3. Μικροφωτογραφίες SEM που δείχνουν τη μικροδομή των δειγμάτων 22 (α) και 12 (β) (x2000).

Στο σχήμα 4 φαίνεται η μικροδομή δύο ακόμη δειγμάτων μαργών που προέρχονται από διαφορετικές λεκάνες ιζηματογένεσης (5=λεκάνη Πατραϊκού, 21=λεκάνη Κορινθιακού), αλλά από παρόμοιο περιβάλλον απόθεσης (λιμναίο-λιμνοθαλάσσιο). Τα δείγματα περιέχουν σχεδόν το ίδιο ποσοστό αργιλικών ορυκτών, στο οποίο συμμετέχουν και διογκούμενες φάσεις και μάλιστα σε μεγαλύτερο βαθμό στο δείγμα 21, όπου ο σμεκτίτης απαντάται σε ποσοστό $\approx 17\%$. Διαφορές, επίσης παρατηρούνται ως προς την περιεκτικότητα των δειγμάτων σε ανθρακικό ασβέστιο και σε χαλαζία-αστρίους. Η υδραυλική τους αγωγιμότητα είναι της τάξης του 10^{-7} cm/s. Στη μικροδομή του δείγματος 5 (Σχ. 4α) παρατηρούνται γωνιώδεις κλαστικοί κόκκοι χαλαζία να περιβάλλονται από αργιλικά μικροσυσσωματώματα τα οποία σχηματίζουν κυψελώδους δομής «γέφυρες» που γρήγορα καταρρέουν, με αποτέλεσμα τα αργιλικά τεμαχίδια να μετακινούνται εύκολα με το νερό φράζοντας τους πόρους. Έτσι, παρόλο που η δομή είναι «ανοιχτή», το δείγμα χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλή τιμή του k. Αντίθετα, στο δείγμα 21, εξαιτίας της λεπτής διασποράς του σμεκτίτη και της διάγκωσης των ενεργών πλακιδίων του, αναμενόταν χαμηλότερη τιμή του k από αυτή που μετρήθηκε. Η συγκόλληση της μικροδομής του φαίνεται ότι έχει εμποδίσει την κατάλυση των δεσμών.



Σχήμα 4. Μικροφωτογραφίες SEM που δείχνουν τη μικροδομή των δειγμάτων 5 (α) (x500) και 21 (β) (x2000).

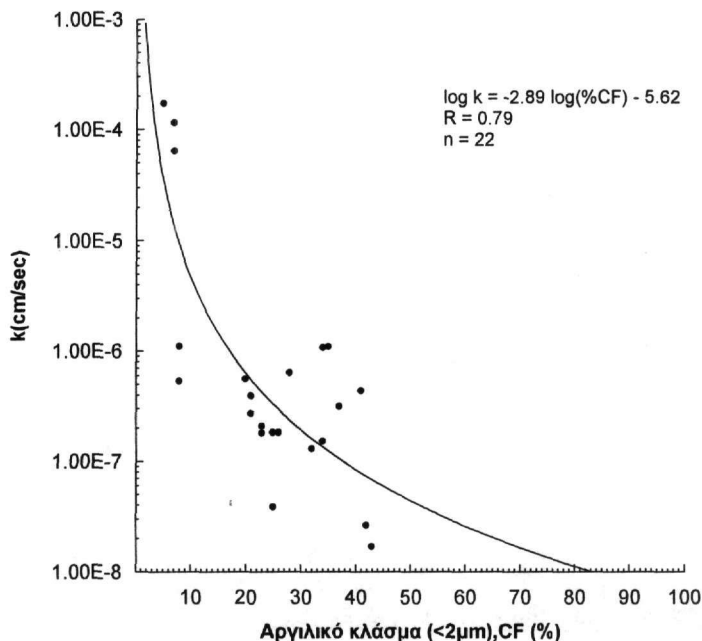
Στο σχήμα 5(β) παρατηρείται ότι η διόγκωση των αργιλικών ορυκτών έχει επηρεάσει την υδραυλική αγωγιμότητα και των δύο δειγμάτων, σε διαφορετικό όμως βαθμό, εξαιτίας των διαφοροποιήσεων στη μικροδομή τους και στο περιεχόμενο ποσοστό σε διογκούμενες φάσεις.



Σχήμα 5. Διάγραμμα υδραυλικού φορτίου (h) σε σχέση με το χρόνο (t).

5 ΣΥΣΧΕΤΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

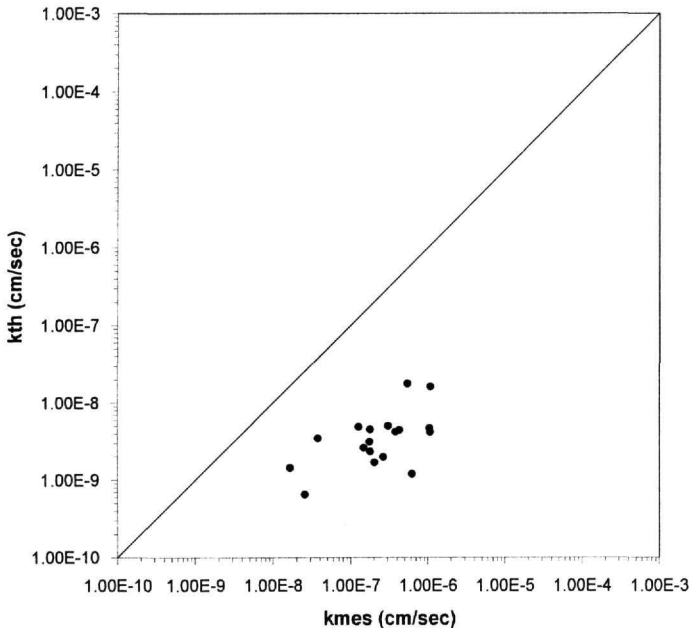
Σε αντίθεση με τα αδρόκοκκα ιζήματα, στα οποία ο συντελεστής υδροπερατότητας συσχετίζεται πολύ καλά με την κοκκομετρική διαβάθμιση (τύπος Hazen: $k=c_H d_{10}^2$), στα λεπτόκοκκα αργιλικά ιζήματα παρόμοιες συσχετίσεις έχουν αποδειχθεί λιγότερο επιτυχείς (Nagaraj et al. 1993). Η σχέση του k με το ποσοστό του αργιλικού κλάσματος για τα ιζήματα της παρούσας έρευνας, είναι φθίνουσας εκθετικής, με συντελεστή συσχέτισης $R=0,79$ (Σχ. 6).



Σχήμα 6. Συσχετισμός του συντελεστή υδροπερατότητας (k) με το ποσοστό του αργιλικού κλάσματος (CF).

Από το διάγραμμα συσχέτισης παρατηρείται επίσης ότι στα εξετασθέντα ιζήματα με ποσοστό αργιλικού κλάσματος μεγαλύτερο ή ίσο του 20% οι εργαστηριακές τιμές του κορεσμένου k είναι μικρότερες από 10^{-6} cm/sec. Παρόμοιες παρατηρήσεις διατύπωσαν και οι Puckett et al. (1985) για εδάφη διαφορετικών συνθηκών γένεσης σε σχέση με τα μαργαϊκά ιζήματα. Επιπλέον, η παρουσία διογκούμενων αργιλικών ορυκτών (S, Ch/S, Ch/V) και η συσσωμάτωση ή λεπτή διασπορά της αργίλου όπως επίσης και μικρές διαφοροποιήσεις στη δομή, επηρεάζουν (σύμφωνα με τα αναφερόμενα στο κεφάλαιο 4) την παραπάνω συσχέτιση με αποτέλεσμα η πρόβλεψη του k λεπτόκοκκων ιζημάτων από τέτοιες συσχετίσεις να μην είναι απόλυτα ακριβής για μηχανικούς σκοπούς.

Με βάση τη διακύμανση του ορίου υδαρότητας και της εργαστηριακής τιμής του κορεσμένου k , καθώς και άλλων φυσικών χαρακτηριστικών, χρησιμοποιήθηκε η σχέση (2) για τον εμπειρικό υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας. Από τη σύγκριση των πειραματικών (k_{mes}) με τις εμπειρικές (k_{th}) τιμές του k , που φαίνεται στο σχήμα 7, παρατηρείται ότι η υπολογισμένη τιμή του k διαφέρει μία έως δύο τάξεις μεγέθους από την πειραματική. Οι Mbonimpa et al. (2002) χρησιμοποιώντας πλήθος αποτελεσμάτων από τη βιβλιογραφία, που αναφέρονται κυρίως σε μη συγκολλημένα πλαστικά υλικά, παρατήρησαν διαφορές μισής τάξης μεγέθους, μεταξύ της προβλεπόμενης και της πειραματικής τιμής του k . Άλλοι ερευνητές προσδιόρισαν την αβεβαιότητα αυτή σε μισή έως μία τάξη μεγέθους (Schaap & Leij 1998). Από τα παραπάνω, διαπιστώνεται ότι οι παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας, δεν ποσοτικοποιούνται εύκολα για να χρησιμοποιηθούν στα μοντέλα των εμπειρικών σχέσεων και αγνοούνται, εξαιτίας απλοποίησης. Οι παράγοντες αυτοί που σχετίζονται με τη μικροδομή και την ορυκτολογία των αργίλων όπως προέκυψε από την παρούσα έρευνα, είναι: η επίδραση της διπλής στοιβάδας των αργιλικών ορυκτών (διόγκωση), το ενεργό πορώδες (ή λόγος κενών) και όχι το ολικό, η εξωτερική και όχι η ολική ειδική επιφάνεια των τεμαχιδίων, η διασπορά ή συσσωμάτωση των αργιλικών ορυκτών, η ανοιχτή ή κλειστή μικροδομή (τρόπος στοιβάσματος), η ύπαρξη διπλού πορώδους, το πεπλατυσμένο σχήμα των σωματιδίων (που δεν προσομοιώνεται όπως στα κοκκώδη υλικά), η ανισοτροπία της δομής.



Σχήμα 7. Συσχετισμός της πειραματικής (k_{mes}) με την εμπειρική (k_{th}) τιμή του k .

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στα λεπτομερή μαργαϊκά ιζήματα αυτής της έρευνας η τιμή της εργαστηριακής υδραυλικής αγωγιμότητας (k) κυμάνθηκε μεταξύ $1,66 \cdot 10^{-8}$ και $1,06 \cdot 10^{-6}$ cm/s, με ελάχιστες εξαιρέσεις, όπου προσδιορίστηκε αρκετή περιεκτικότητα σε άμμο.

Η διόγκωση των αργιλικών ορυκτών και η συσσωμάτωση ή διασπορά τους όπως επίσης το σχήμα και η κατανομή των πόρων (ανοιχτή ή κλειστή μικροδομή), καθώς και ο βαθμός συγκόλλησης της μικροδομής, επηρεάζουν κατά κύριο λόγο την τιμή του k .

Η πρόβλεψη του k από εμπειρικές υπολογιστικές σχέσεις (για συνεκτικά υλικά) δεν είναι απόλυτα ακριβής για συγκολλημένα ιζήματα όπως τα μαργαϊκά, γιατί οι φυσικοχημικοί παράγοντες που σχετίζονται με τη μικροδομή και την ορυκτολογία των αργίλων παίζουν κυρίαρχο ρόλο στην υδραυλική αγωγιμότητα και δεν ποσοτικοποιούνται εύκολα ώστε να χρησιμοποιηθούν σε μοντέλα.

Η μικροδομή και η ορυκτολογική σύσταση των ιζημάτων πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπόψη σε προβλήματα που σχετίζονται άμεσα με την υδροπερατότητα του μέσου όπως: θεμελιώσεις επιχωμάτων και αναχαίτιση κατολισθητικών φαινομένων σε αργιλικά ιζήματα, καθώς επίσης και στη βελτίωση των εδαφών.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Al-Tabbaa A. & Wood D.M. 1987. Some measurements of the permeability of kaolin. *Geotechnique*, 37(4), 499-503.
- Anagnostopoulos A.G., Kalteziotis N., Tsiambaos G.K. & Kavvas M. 1991. Geotechnical properties of the Corinth Canal marls. *Geotech. & Geol. Engn.*, 9, 1-26.
- Aubertin M., Bussière B. & Chapuis R.P. 1996. Hydraulic conductivity of homogenized tailings from hard rock mines. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 470-482.
- Bell F.G., Cripps J.C. & Culshaw M.G. 1986. A review of the engineering behaviour of soils and rocks with respect to groundwater. *Groundwater in Engineering Geology, Geological Society of London, Eng. Geol. Special Publ.*, 3, 1-23.
- Carman P.C. 1956. *Flow of Gases Through Porous Media*. Academic Press, Inc., New York, 182pp.
- Chapuis R.P. & Aubertin M. 2003. On the use of the Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils. *Can. Geotech. J.*, 40, 616-628.
- Chapuis R.P. & Gill D.E. 1989. Hydraulic anisotropy of homogeneous soils and rocks: Influence of the densification process. *Bull. Int. Ass. Engn. Geol.*, 39, 75-86.
- Chin D.A. 2000. *Water-Resources Engineering*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J, 750pp.
- Daoud Y. & Robert M. 1992. Influence of particle size and clay organization on hydraulic conductivity and moisture retention of clays from saline soils. *App. Clay Sci.*, 6, 293-299.
- Das M.B. 1990. *Principles of Geotechnical Engineering*. PWS-KENT Publ. Comp., Boston, 2nd Ed., 665pp.
- Frenkel H., Levy G.J. & Fey M.V. 1992. Clay dispersion and hydraulic conductivity of clay-sand mixtures as affected by the addition of various anions. *Clays and Clay Minerals*, 40(5), 515-521.
- Gillott E.J. 1987. *Clay in Engineering Geology*. Elsevier, Amsterdam, 449pp.
- Hazen A. 1911. Discussion of dams on sand foundations. *Transactions, American Society of Civil Engineers*, 73, 199-203.
- Johnston I.W. & Novello E.A. 1993. Soft rocks in the geotechnical spectrum. *Proc. of Int. Symp. in Geotech. Engn. of Hard Soils - Soft Rocks, Anagnostopoulos et al. (Eds), Balkema, Rotterdam*, 1, 177-184.
- Kozeny J. 1953. *Hydraulik. Ihre Grundlagen und Praktische Anwendung*, Wien, Springer, 588pp.
- Lambe T.W. 1951. *Soil Testing for Engineers*. John Wiley & Sons, New York, 165pp.
- Mbonimpa M., Aubertin M., Chapuis R.P. & Bussière B. 2002. Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotech. & Geol. Engn.*, 20, 235-259.
- Mesri G. & Olson R.E. 1971. Mechanisms controlling the permeability of clays. *Clays and Clay Minerals*, 19, 151-158.
- Nagaraj T.S., Pandian N.S. & Narasimha Raju P.S.R. 1993. Stress state-permeability relationships for fine-grained soils. Technical Note. *Geotechnique*, 43(2), 333-336.
- Osipov V.I. 1975. Structural bonds and the properties of clays. *Bull. Int. Ass. Engn. Geol.*, 12, 13-20.
- Puckett W.E., Dane J.H. & Hajek B.F. 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 831-836.
- Schaap M.G. & Leij F.J. 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163(10), 765-779.
- Schlueter E.M., Zimmerman R.W., Witherspoon P.A. & Cook N.G.W. 1997. The fractal dimension of pores in sedimentary rocks and its influence on permeability. *Engn. Geol.*, 48, 199-215.

- Shepherd R.G. 1989. Correlations of permeability and grain size. *Ground Water*, 27(5), 633-638.
- Taylor D.W. 1948. *Fundamentals of Soil Mechanics*. John Wiley and Sons, New York, 700pp.
- Tije O. & Hennings V. 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedotransfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma*, 69, 71-84.
- Vukovic M. & Soro A. 1992. *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition*. Water Resources Publ., Littleton, Colorado, 83pp.
- Younger P.L. 1992. The hydrogeological use of thin sections: inexpensive estimates of groundwater flow and transport parameters. *Q. J. Engr. Geol.*, 25, 159-164.

ABSTRACT

INFLUENCE OF THE MICROSTRUCTURE AND MINERALOGICAL COMPOSITION ON THE LABORATORY HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF MARLS FROM NORTHERN PELOPONNESE

Christodouloupoulou T.¹ and Tsoli-Kataga N.²

¹ Ministry of Environment/Planning and Public Works, General Secretary of Public Works, Fanarioton 9, 10178, Athens, tasoulac@yahoo.com

² University of Patras, Department of Geology, Section of Earth Materials, 26500 Patras, N.Tsoli-Kataga@upatras.gr

The role which microstructural characteristics and clay mineralogy plays on the saturated hydraulic conductivity value (k) of marls from Northern Peloponnese, measured in the laboratory, is studied. This value must be taken under consideration when severe geotechnical problems are investigated (e.g. embankment foundations, landslides phenomena involving clayey sediments, soil conditioning e.t.c.) or empirical functions are applied to predict hydraulic conductivity from basic geotechnical properties. The marly samples were analysed by x-ray diffraction (XRD) and by thermo-gravimetric methods (DTA, TG) for the determination of mineralogical composition of clay fraction and by scanning electron microscopy (SEM) for the study of their microstructure. Their basic physical characteristics (grain-size distribution, e , w_L , w_P , I_P , G_s , γ_d , n) were also determined. The coefficient of permeability (or hydraulic conductivity, k) was measured by the falling head method and the values obtained range between $1.66 \cdot 10^{-8}$ and $1.06 \cdot 10^{-6}$ cm/s, with a few exceptions. Our results indicate that the occurrence of swelling clay minerals in these cohesive marly sediments influences the value of hydraulic conductivity. Because of the double-layer effect not all the pore space contributes to seepage. Furthermore, the aggregation or flocculation of clay minerals and other microstructural characteristics related to the packing of structural constituents (forming an open or tight microstructure), the shape and the distribution of micropores, and the cementation degree of the microstructure are influence factors that affect the value of k . Predicting k , using empirical functions reported by several researchers for cohesive materials, or from simple correlations, as this of k versus clay fraction which is reported in this paper, is not absolutely safe, especially for cemented sediments as marls. Physicochemical factors, as the above-mentioned, play a prevalent role on the hydraulic conductivity value and they cannot be quantified and accounted in existing models.