



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
«Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία»

Μεταπτυχιακή διατριβή

**«ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ
ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ»**

ΓΑΒΡΙΗΛΙΔΟΥ ΕΛΙΣΑΒΕΤ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

Θεσσαλονίκη, 2017

ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ
ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ



ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ
ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ

«Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία»

Μεταπτυχιακή διατριβή

**«ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ
ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ»**

ΓΑΒΡΙΗΛΙΔΟΥ ΕΛΙΣΑΒΕΤ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή:

κ. Κων/νος Βουδούρης, Αναπληρωτής Καθηγητής (Επιβλέπων καθηγητής)

κ. Γεώργιος Βαργεμέζης, Αναπληρωτής Καθηγητής

κ. Θεόδωρος Μαυρομαμάτης, Αναπληρωτής Καθηγητής

Θεσσαλονίκη, 2017

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°

©Ελισάβετ Γαβρηλίδου, 2017

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΚΑΙ
ΕΠΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ

ISBN:

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΗ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ
ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ

*Στους παππούδες μου για όλα όσα
με δίδαξαν...*

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΠΡΟΛΟΓΟΣ	vi
	ΠΕΡΙΛΗΨΗ	viii
	ABSTRACT.....	ix
2	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2.1	Στόχος της διατριβής.....	1
2.2	Περιοχή έρευνας	1
2.3	Εργασίες που υλοποιήθηκαν	1
3	ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ	3
3.1	Γεωγραφικά-Μορφολογικά στοιχεία	3
3.2	Πληθυσμιακά στοιχεία.....	3
3.3	Υδρογραφικά στοιχεία	4
3.4	Γεωλογία	5
3.4.1	Γενικά Χαρακτηριστικά	5
3.4.2	Γεωτεκτονική θέση- Γεωλογία	5
4	ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ	10
4.1	Εισαγωγή.....	10
4.2	Διαμόρφωση υδροφορέων	10
4.3	Πιεζομετρικές συνθήκες	11
4.4	Υδροχημικά χαρακτηριστικά και ποιότητα υπόγειου νερού	13
4.4.1	Εισαγωγή.....	13
4.4.2	Ενεργός οξύτητα (pH).....	15
4.4.3	Θερμοκρασία	16
4.4.4	Συντελεστής ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC)- Συνολικά διαλυμένα στερεά (TDS)	17
4.4.5	Ασβέστιο (Ca^{2+})	19
4.4.6	Μαγνήσιο (Mg^{2+})	19
4.4.7	Νάτριο (Na^{+})	20
4.4.8	Κάλιο (K^{+}).....	21
4.4.9	Χλώριο (Cl^{-}).....	22
4.4.10	Όξινα ανθρακικά (HCO_3^{-}).....	23
4.4.11	Θειικά (SO_4^{2-}).....	24
4.4.12	Νιτρικά (NO_3^{-})	25
4.5	Υδροχημικός τύπος νερού.....	26

5	ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΟΥΣ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ	28
5.1	Εισαγωγή.....	28
5.2	Κλιματικά δεδομένα- Υδρολογικό ισοζύγιο	31
5.2.1	Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα- Θερμοκρασιακές συνθήκες-Εξατμισοδιαπνοή- Κατείδυση.....	32
5.2.2	Υδρολογικό ισοζύγιο	39
5.2.3	Ξηρασία	40
5.3	Μεταβλητότητα στην στάθμη του υπόγειου νερού.....	43
5.4	Επιπτώσεις στην ποιότητα του υπόγειου νερού.....	44
5.4.1	Εισαγωγή.....	44
5.4.2	Μεθοδολογία.....	45
5.4.3	Αποτελέσματα.....	46
6	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	51
7	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	53
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	62

Τα τελευταία χρόνια παρατηρείται ολοένα και αυξανόμενη ζήτηση για καθαρό και ποιοτικό νερό, λόγω της αύξησης του πληθυσμού αλλά και της ανόδου του βιοτικού επιπέδου. Ωστόσο λόγω της έντονης γεωργικής και βιομηχανικής δραστηριότητας της σύγχρονης κοινωνίας απαιτούνται τεράστιες αρδευόμενες εκτάσεις. Η αλόγιστη χρήση λιπασμάτων, η υπερεκμετάλλευση των υδατικών πόρων σε συνδυασμό με τη κλιματική αλλαγή κρίνουν αναγκαία την ύπαρξη ολοκληρωμένων διαχειριστικών σχεδίων ιδιαίτερα για την προστασία τους.

Η γνώση του περιβάλλοντος του νερού, η ποιοτική κατάσταση του, η προέλευσή του, η γνώση των περιοχών με υποβαθμισμένο νερό αλλά και οι παράγοντες που το υποβάθμισαν κρίνονται αναγκαίες προϋποθέσεις για την ορθολογική διαχείριση των υδατικών πόρων.

Το υπόγειο νερό αποτελεί την κύρια υδατική πηγή παγκοσμίως, όπως και στον Ελλαδικό χώρο. Η αποτίμηση των κινδύνων που ελλοχεύουν αποτελούν κυρίαρχο παράγοντα όσον αφορά την ανθρώπινη υγεία.

Η υπερεκμετάλλευση των υπόγειων υδροφοριών σε συνδυασμό με την ποιοτική υποβάθμισή τους αποτελούν μείζον πρόβλημα. Το πρόβλημα της υπερεκμετάλλευσης και της μείωσης των αποθεμάτων νερού εντείνεται όταν συνδυάζεται και με μικρό εμπλουτισμό αλλά και με την κλιματική αλλαγή. Στην ποιοτική υποβάθμιση του υπόγειου νερού συμβάλλουν οι ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η ανεξέλεγκτη ρίψη αστικών και βιομηχανικών λυμάτων και η αλόγιστη χρήση λιπασμάτων. Ωστόσο ποιοτική υποβάθμιση μπορεί να προέλθει και από φυσικά αίτια όπως η ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου, που μπορεί να οδηγήσει σε αυξημένες συγκεντρώσεις στοιχείων που μπορούν να καθιστούν το νερό ακατάλληλο για ύδρευση και για άρδευση. Τέλος οι υπάρχουσες υδρογεωλογικές συνθήκες σε συνδυασμό με την υπερεκμετάλλευση μπορούν να διογκώσουν το πρόβλημα της υφαλμύρισης. Όλα τα παραπάνω προβλήματα καθιστούν το παράκτιο τμήμα του Ανατολικού Θερμαϊκού Κόλπου (Δυτική Χαλκιδική από Σωζόπολη έως Νέα Φλογητά) μια περιοχή με ιδιαίτερο ενδιαφέρον από υδρογεωλογική άποψη και με οδήγησαν στην επιλογή του θέματος με τίτλο «Διαχρονική μεταβλητότητα των υδρολογικών παραμέτρων και επίπτωση στα αποθέματα υπόγειου νερού σε παράκτιους υδροφορείς».

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Κωνσταντίνο Βουδούρη Αναπληρωτή Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., τόσο για

την ανάθεση του θέματος, όσο και για την καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Ευχαριστώ θερμά επίσης τον κ. Γεώργιο Βαργεμέζη, Αν. Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για τις συμβουλές του, αλλά και για το χρόνο που αφιέρωσε στη λήψη υπαίθριων μετρήσεων.

Ευχαριστώ θερμά τον κ. Θεόδωρο Μαυρομάτη, Αν. Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για τις πολύτιμες συμβουλές του και το χρόνο που αφιέρωσε στην επεξεργασία μετεωρολογικών δεδομένων καθώς και την εμπιστοσύνη που μου έδειξε.

Ευχαριστώ από καρδιάς τον κ. Νεραντζή Καζάκη, μεταδιδάκτορα του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για τις συμβουλές του, την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, αλλά και για τον απεριόριστο χρόνο και ανιδιοτελή διάθεση που μου αφιέρωσε για τη διεκπεραίωση των στόχων μου.

Ευχαριστώ τον κ. Ηλία Φίκο γεωλόγο και μέλος ΕΔΙΠ του τμήματος γεωλογίας Α.Π.Θ για την παραχώρηση δεδομένων αλλά και για τη βοήθεια του στην πραγματοποίηση γεωφυσικών διασκοπήσεων.

Ευχαριστώ θερμά τον κ. Αποστόλη Τζηρίνη γεωλόγο-μελετητή για την παραχώρηση δεδομένων αλλά και για την διάθεση του να με βοηθήσει.

Ευχαριστώ θερμά τον κ. Αντώνη Μανάκο για την παραχώρηση λιθολογικών τομών.

Ευχαριστώ από καρδιάς τον συνάδελφο Ματθαίο Μπάννενμπεργκ για τη βοήθεια του στις υπαίθριες μετρήσεις αλλά και για την συμπαράστασή του καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής μου.

Ευχαριστώ θερμά τις συναδέλφισες Χριστίνα Κρικώνη, Πασχαλιά Μανδραλή, Μαρία-Μαργαρίτα Ντώνα για τη βοήθεια τους στις υπαίθριες μετρήσεις, αλλά και για την συμπαράστασή τους καθ' όλη την διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Ευχαριστώ θερμά τον φοιτητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Δημήτριο Βουλανά για την τεχνική υποστήριξη στους ηλεκτρονικούς υπολογιστές.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου (Αγάπη, Γαβριήλ, Δημήτριο, Τριαντάφυλλο Κώτελη) για τη συμπαράσταση του καθενός με τον δικό του τρόπο, την οικονομική βοήθεια που μου παρείχαν αλλά και την υπομονή που μου έδειξαν όλα τα χρόνια που σπούδαζα.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή έχει σκοπό τη μελέτη της διαχρονικής μεταβλητότητας των υδρολογικών παραμέτρων και τις επιπτώσεις τους στα αποθέματα υπόγειου νερού σε παράκτιους υδροφορείς, με εφαρμογή στο παράκτιο τμήμα Σωζόπολης-Ν. Φλογητών. Η περιοχή έρευνας έχει έκταση 98.44 Km² και βρίσκεται στην νοτιοδυτική πλευρά του παράκτιου τμήματος της δυτικής Χαλκιδικής. Έχει μόνιμο πληθυσμό 7842 κατοίκους. Γεωλογικά ανήκει στη ζώνη της Παιονίας, ενώ το μεγαλύτερο τμήμα της καλύπτεται από Νεογενή-Τεταρτογενή ιζήματα.

Στην περιοχή έρευνας απαντώνται τόσο επιφανειακά υδροφόρα στρώματα στο παράκτιο τμήμα, όσο και βαθύτερα υπο-πίεση στρώματα με μεταβαλλόμενα πάχη. Η τροφοδοσία τους γίνεται πλευρικά από τον καρστικό υδροφορέα που αναπτύσσεται στον ασβεστολιθικό όγκο της Μεγάλης Κατσίκας αλλά και κατά θέσεις που απαντώνται αμμούχες άργιλοι με ψηφίδες και κροκαλοπαγή μικρής συνοχής.

Υδροχημικά υπάρχει ποιοτική υποβάθμιση λόγω της έντονης γεωργικής δραστηριότητας, που έχει επιφέρει υψηλές συγκεντρώσεις νιτρικών στο υπόγειο νερό. Λόγω των υπεραντλήσεων τα παράκτια υδροφόρα στρώματα έχουν υφαλμυρίσει, ενώ στο εσωτερικό της περιοχής έρευνας τα γεωθερμικά ρευστά έχουν ανέλθει και έχουν αναμειχθεί με τους επιφανειακούς ψυχρούς υδροφορείς.

Από την ανάλυση των μετεωρολογικών δεδομένων και υδρολογικών παραμέτρων φαίνεται να υπάρχει πτωτική πορεία στο ύψος των κατακρημνισμάτων αναλύοντας την χρονοσειρά 1973-2015 όπως και μείωση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για την περίοδο 1973-2015. Από την επεξεργασία των αποτελεσμάτων του δείκτη υδρολογικής ξηρασίας του Palmer και συγκρίνοντας τις περιόδους 1973-1993 και 1994-2014 φαίνεται ότι η περιοχή έρευνας έχει επέλθει από μια ήπια υγρή περίοδο σε μια ήπια ξηρή περίοδο αντίστοιχα. Λόγω των υπεραντλήσεων και σε μικρότερο βαθμό των κλιματικών μεταβολών, υπάρχει μια εμφανής πτώση στάθμης στην περιοχή έρευνας μελετώντας την περίοδο 1983-2016.

Τέλος, από τον συνδυασμό των υδροχημικών δεδομένων και γεωφυσικών διασκοπήσεων που πραγματοποιήθηκαν, επιβεβαιώθηκε η ύπαρξη του φαινομένου της θαλάσσιας διείσδυσης ενώ εκτιμήθηκε ότι το μέτωπο της φτάνει έως και 1 Km από την ακτή προς την ενδοχώρα.

ABSTRACT

The aim of this Master Thesis is the long term study of the variability of hydrological parameters and their impacts on groundwater reserves at coastal aquifers, as applied on the coastal part of Sozopolis – N. Flogita. The study area has extends of 98.44 Km² and is located on the southwestern part of coastal area of western Chalkidiki. It has a population of 7842 citizens. Geologically, it belongs to Paionia zone, and its biggest part is covered by Neogenic and Quaternary sediments.

Both surface aquifers, at the coastal part, as well as deeper under pressure layers with changing width, are encountered at the study area, which are hydraulically connected. They recharge either laterally from the karstic aquifer which is formed in the limestone massif of Megali Katsika, but also in positions where sandy clays and conglomerates of low cohesiveness.

Hydrochemically there is a qualitatively degradation because of the intensive agricultural activities, which result in high concentrations of nitrate in groundwater. Due to over-pumping the coastal aquifers have been salinized, while in the interior of the study area the geothermal fluids have surfaced and have been mixed with the surface cold aquifers.

A decreasing trend in precipitation and real evapotranspiration has been found during the period of 1973 – 2015 according to the meteorological data and hydrological parameters rephase. From processing results of the hydrological drought index of Palmer and by comparing the periods of 1973-1993 and 1994-2014 it seems that the study area has moved from a mildly wet spell to a mildly dry period respectively. Due to over-pumping, and on a smaller scale of climate change, a clear groundwater level drop has been observed by studying the 1983-2016 period.

Lastly, by combining hydrochemical data and from geophysical surveys have been confirmed the phenomenon of seawater intrusion, while the front has been calculated to be as long as 1km from the coastline towards inland.

2 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

2.1 Στόχος της διατριβής

Αντικείμενο της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής αποτελεί η υδρογεωλογική έρευνα στον παράκτιο υδροφορέα μεταξύ Σωζόπολης- Ν. Φλογητών με έμφαση στη διερεύνηση της μεταβλητότητας των υδρολογικών παραμέτρων, καθώς και τις επιπτώσεις αυτών των μεταβολών στο υπόγειο νερό, τόσο για ερευνητικούς σκοπούς, όσο και για διδακτικούς σκοπούς, καθώς στην περιοχή έχουν πραγματοποιηθεί διάφορες μελέτες.

2.2 Περιοχή έρευνας

Η περιοχή έρευνας που επιλέχθηκε, βρίσκεται στο νοτιοδυτικό τμήμα του νομού Χαλκιδικής και αποτελεί μια γεωργική και τουριστική έκταση που υδρεύεται και αρδεύεται καθόλη την διάρκεια του έτους χρησιμοποιώντας αποκλειστικά τα υπόγεια αποθέματα νερού της περιοχής. Η συγκεκριμένη περιοχή παρουσιάζει ιδιαίτερο υδρογεωλογικό ενδιαφέρον, λόγω των κινδύνων που διαγράφονται εξαιτίας της ποιοτικής αλλά και ποσοτικής υποβάθμισης των διαθέσιμων αποθεμάτων υπόγειου νερού. Επιγραμματικά οι αιτίες που οδήγησαν σε αυτήν την υποβάθμιση είναι: α) οι υπεραντλήσεις στην παράκτια ζώνη που έχουν οδηγήσει σε διόγκωση του φαινομένου της υφαλμύρισης, β) η αλόγιστη χρήση αζωτούχων λιπασμάτων που έχουν οδηγήσει σε ρύπανση των επιφανειακών κυρίως υπόγειων υδροφοριών, και γ) η αυξημένη ζήτηση για υπόγειο νερό τόσο για αρδευτικούς όσο και για υδρευτικούς σκοπούς σε συνδυασμό με τους μικρούς ρυθμούς επαναπλήρωσης των υδροφορέων.

2.3 Εργασίες που υλοποιήθηκαν

Για την πραγμάτωση του παραπάνω στόχου απαραίτητη κρίνεται η άριστη γνώση της υδρογεωλογίας της περιοχής, καθώς και της υδροχημείας της. Αναλυτικά για την εκπόνηση της συγκεκριμένης διατριβής πραγματοποιήθηκαν οι εξής εργασίες:

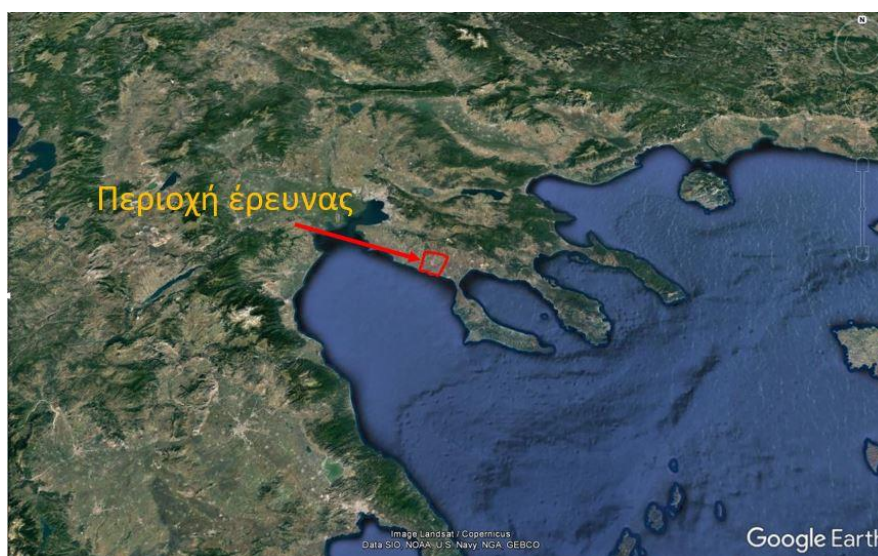
- Βιβλιογραφική ανασκόπηση παλαιότερων μελετών, ερευνητικών προγραμμάτων και βιβλίων που να σχετίζονται με το θέμα της διατριβής.
- Συλλογή από δημόσιους και ιδιωτικούς φορείς, κλιματολογικών στοιχείων, λιθολογικών τομών, γεωλογικών και τοπογραφικών στοιχείων.

- Ψηφιοποίηση χαρτών (φύλλα Βασιλικά, Πολύγυρος 1:50.000 ΓΥΣ και 1:50000 ΙΓΜΕ) και διαφόρων άλλων δεδομένων (υδροχημικών, υδρογεωλογικών, τοπογραφικών κ.λπ.) με τη χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών (G.I.S.) σε προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ'87.
- Απογραφή γεωτρήσεων (δημόσιες, ιδιωτικές, υδρευτικές και αρδευτικές), καθώς και πιθανών πηγών ρύπανσης.
- Μετρήσεις στάθμης υπόγειου νερού σε 2 περιόδους, Απρίλιο-Μάιο 2016 και Σεπτέμβριο- Οκτώβριο του ίδιου υδρολογικού έτους.
- Δειγματοληψία υπόγειου νερού και χημικές αναλύσεις των δειγμάτων τόσο στο εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας και Υδρογεωλογίας του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., αλλά και στο ΕΘΙΑΓΕ Θεσσαλονίκης.
- Πραγματοποίηση γεωφυσικών διασκοπήσεων και συγκεκριμένα ηλεκτρικών τομογραφιών.
- Σύνταξη θεματικών χαρτών σε περιβάλλον GIS (υδροχημικών, γεωλογικών, κ.λπ.).

3 ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

3.1 Γεωγραφικά-Μορφολογικά στοιχεία

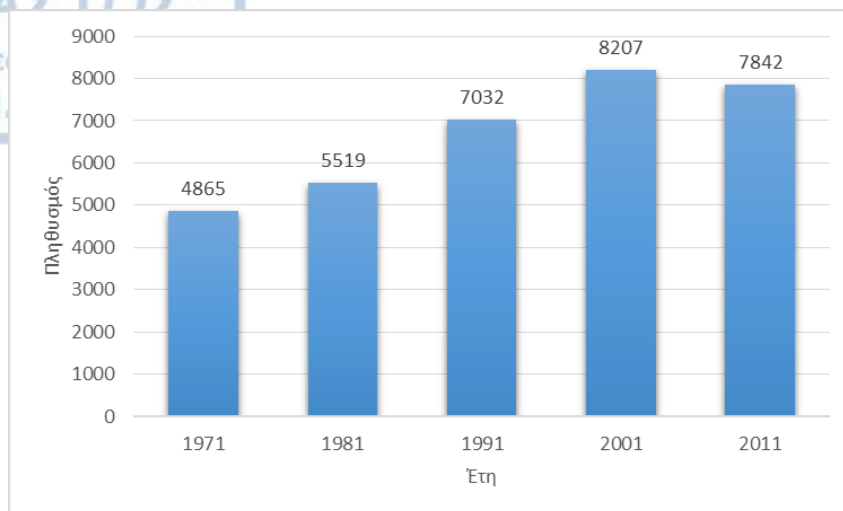
Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στη Βόρεια Ελλάδα και πιο συγκεκριμένα στο ΝΔ τμήμα της χερσονήσου της Χαλκιδικής (Σχήμα 3.1). Ανήκει στο 10^ο υδατικό διαμέρισμα της Ελλάδας και καταλαμβάνει έκταση 98,44 Km² και περίμετρο 41,32 Km. Στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης απαντώνται οι μικροί ορεινοί όγκοι της Μεγάλης και της Μικρής Κατσίκας. Το μέσο υψόμετρο της περιοχής είναι 93 m, ενώ το μέγιστο είναι 350 m και ως εκ τούτου περιοχή χαρακτηρίζεται πεδινή- λοφώδης (Dikau,1989).



Σχήμα 3.1 Δορυφορική εικόνα περιοχής έρευνας (Πηγή Google Earth).

3.2 Πληθυσμιακά στοιχεία

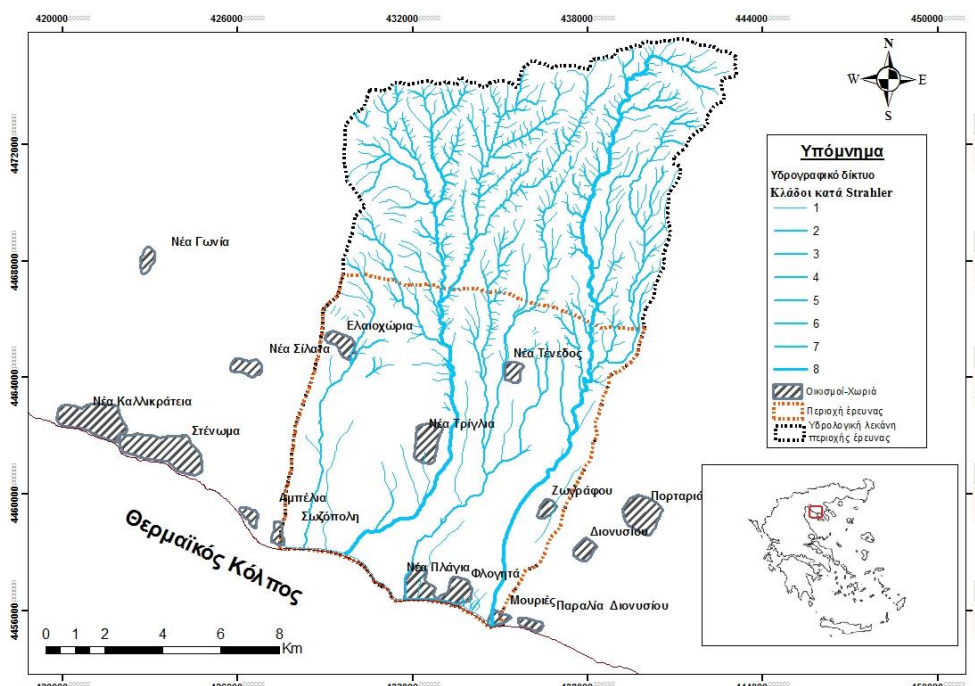
Σύμφωνα με την απογραφή του 2011 ο πληθυσμός της περιοχής ανέρχεται σε 7.842 κατοίκους. Στο Σχήμα 3.2 φαίνεται η μεταβολή του πληθυσμού της περιοχής μελέτης για την 40-ετία 1971-2011. Την 30-ετία 1971-2001 ο πληθυσμός της περιοχής έρευνας αυξήθηκε κατά 3.342 κατοίκους (41%), ενώ σύμφωνα με την τελευταία απογραφή του 2011 ο πραγματικός πληθυσμός μειώθηκε σε μικρό ποσοστό. Ωστόσο λόγω του γεγονότος ότι η συγκεκριμένη περιοχή αποτελεί τουριστικό θέρετρο κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, παρατηρείται ραγδαία αύξηση του πληθυσμού.



Σχήμα 3.2 Διακύμανση πληθυσμού περιοχής έρευνας (Πηγή ΕΛΣΤΑΤ).

3.3 Υδρογραφικά στοιχεία

Η υδρολογική λεκάνη της περιοχής έρευνας παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.3 και όπως φαίνεται αποτελείται από καλά ανεπτυγμένο υδρογραφικό δίκτυο δενδριτικής μορφής. Η κοίτη του κυρίου ποταμού είναι 8^{ης} τάξης σύμφωνα με την αρίθμηση κατά Strahler (1952). Το σύνολο όλων των κλάδων είναι $\Sigma Nu=1358$, ενώ το συνολικό μήκος όλων των κλάδων είναι $\Sigma Lu=411,61$ Km.



Σχήμα 3.3 Υδρογραφικό δίκτυο περιοχής έρευνας.

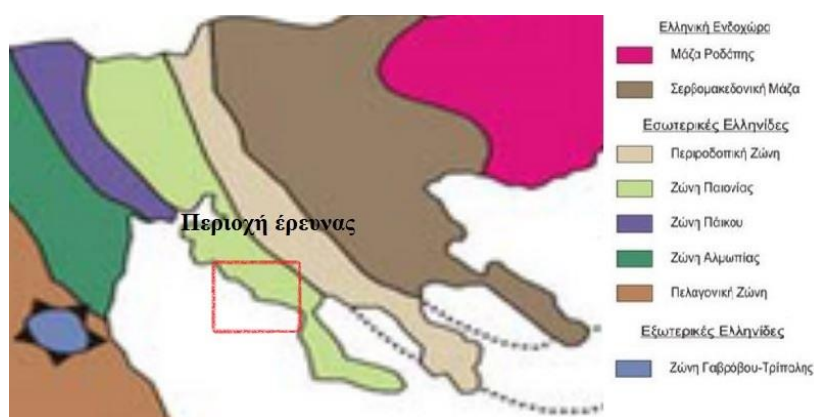
3.4 Γεωλογία

3.4.1 Γενικά Χαρακτηριστικά

Στην περιοχή μελέτης απαντώνται κατά κύριο λόγο νεογενή ιζήματα που επικαλύπτουν το προ Νεογενές υπόβαθρο ενώ σε μικρή έκταση εντοπίζεται και ο σχηματισμός του Αν. Ιουρασικού.

3.4.2 Γεωτεκτονική θέση- Γεωλογία

Γεωτεκτονικά στη χερσόνησο της Χαλκιδικής συναντώνται η Σερβομακεδονική μάζα, η Περιοδοπική ζώνη και η ζώνη Παιονίας. Η περιοχή έρευνας ανήκει στη ζώνη Παιονίας (Σχήμα 3.4).



Σχήμα 3.4 Γεωτεκτονική θέση της περιοχής έρευνας (Μουντράκης 1985).

Η ζώνη της Παιονίας ανήκει στην ευρύτερη ζώνη του Αξιού μαζί με τις ζώνες του Πάικου και της Αλμωπίας. Στη ζώνη της Παιονίας συναντώνται κατά κύριο λόγο Αλπικά ιζήματα όπως ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, ασβεστολίθους, μαρμαρυγιακούς και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, φυλλίτες καθώς και κάποια ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα. Ωστόσο στην περιοχή έρευνας δεν εντοπίζονται οι παραπάνω σχηματισμοί λόγω της επικάλυψής τους από Νεογενή- Τεταρτογενή ιζήματα. Μόνο μερικές εμφανίσεις Ιουρασικών ασβεστολίθων συναντώνται στους μικρούς ορεινούς όγκους της Μικρής και της Μεγάλης Κατσίκας. Στους νεογενείς-τεταρτογενείς ιζηματογενείς σχηματισμούς εντοπίζονται ποτάμιες, ποταμοδελταϊκές, λιμναίες, λιμνοθαλάσσιες και χερσαίες αποθέσεις που σχηματίστηκαν κατά την εξέλιξη της ταφρογέννεσης στον ευρύτερο χώρο του Αξιού-Θερμαϊκού κόλπου (Ψιλοβίκος κ.ά., 1988).

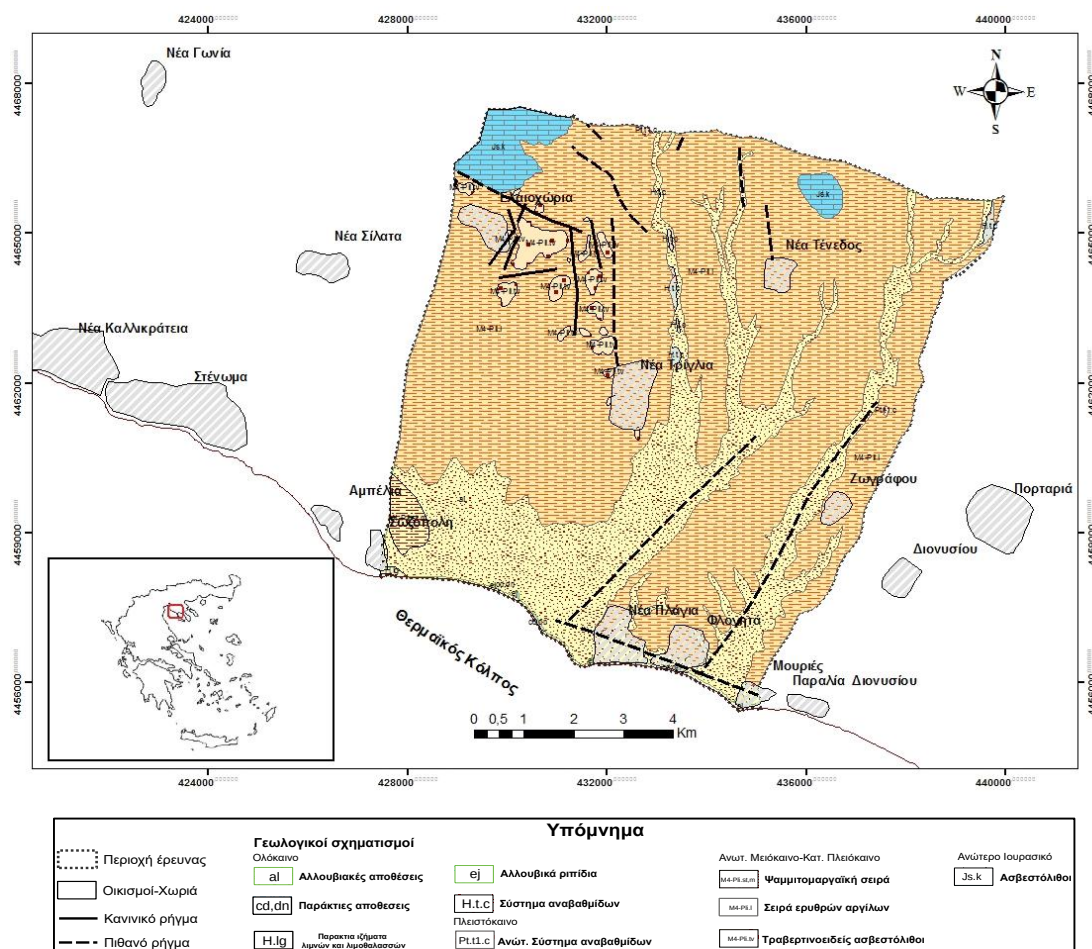
Οι Νεογενείς-Τεταρτογενείς σχηματισμοί εμφανίζονται ελαφρώς κεκλιμένοι προς τα N-NA με μικρές κλίσεις 2-5° και αποτελούνται κυρίως από άμμους ψαμμίτες, αργίλους, μαργαϊκούς ασβεστολίθους, και τραβερτίνες. Σύμφωνα με το Συρίδη (1990), οι σχηματισμοί αυτοί που

απαντώνται στο μεγαλύτερο τμήμα της Δυτικής Χαλκιδικής μπορούν να χωριστούν στους παρακάτω επιμέρους σχηματισμούς από τα κατώτερα προς τα ανώτερα:

Σχηματισμοί Αντωνίου (Κ-Μ. Μειόκαινο και Αν. Μειόκαινο): Πρόκειται για εναλλαγές λευκότεφρων άμμων και χαλαρών κροκαλοπαγών. Τα ιζήματα αυτά σχηματίστηκαν από ποταμοχειμνάρειες αποθέσεις σε μη οξειδωτικό περιβάλλον.

Σχηματισμός Τρίγλιας (Αν. Μειόκαινο): Αποτελείται από ερυθροστρώματα που αποτέθηκαν σε οξειδωτικό-χερσαίο περιβάλλον.

Σχηματισμός Τριλόφου (Αν. Μειόκαινο): Πρόκειται για απολιθωματοφόρους άμμους, άργιλους και ασβεστολίθους. Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν σε λιμναίο περιβάλλον με επιτροφοδοσίες ποταμοχειμνάρριων υλικών. Στο Σχήμα 3.5 τα ιζήματα αυτά αναφέρονται ως ψαμμιτομαργαϊκή σειρά.



Σχήμα 3.5 Γεωλογικός χάρτης περιοχή έρευνας (Φύλλα IGME 1:50000 Βασιλικά, Πολύγυρος, τροποποιημένα κατά την συγγραφέα).

Σχηματισμός Γωνιάς (Πλειστόκαινο): Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από ποταμολιμναία ιζήματα (άργιλοι, άμμοι, ψαμμίτες, μάργες, μαζώδεις ασβεστόλιθοι). Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ (1978), όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.5 (τροποποιημένος), υπάγεται στη ψαμμιτομαργαϊκή σειρά.

Σειρά Μουδανιών (Αν. Πλειόκαινο-K-M. Πλειστόκαινο): Περιλαμβάνει ένα μεγάλο όγκο ερυθροστρωμάτων στα οποία συναντώνται εναλλαγές φακών άμμων ψαμμιτών, κροκαλών, αμμούχων- ιλυούχων αργίλων. Πρόκειται για χερσοποτάμια ιζήματα έντονα οξειδωτικού περιβάλλοντος. Στο Σχήμα 3.5 ο σχηματισμός των Μουδανιών και ο σχηματισμός της Τρίγλιας αναφέρονται ως «Σειρά ερυθρών αργίλων» (Συρίδης, 1990).

Σχηματισμός Ελαιοχωρίων (Πλειστόκαινο- Ολόκαινο): Σε αυτό το σχηματισμό ανήκουν τραβερτινοειδής –τοφφώδης ασβεστόλιθοι που συναντώνται και στην περιοχή έρευνας. Πρόκειται για ιζήματα που αποτέθηκαν διαχρονικά σε μικρά ελώδη-λιμναία αβαθή μικροπεριβάλλοντα , από καρστικά νερά υπόθερμων –θερμών πηγών στις νότιες παρυφές του όρους Κατσίκια.

Στο Σχήμα 3.6 απεικονίζεται η συνθετική λιθοστρωματογραφική στήλη της δυτικής Χαλκιδικής σύμφωνα με το Συρίδη (1990).

Στη συνέχεια γίνεται αναλυτική επεξήγηση των γεωλογικών σχηματισμών (από τα φύλλα του ΙΓΜΕ 1:50.000, Βασιλικά, Πολύγυρος) από το νεότερο προς το παλαιότερο.

Τεταρτογενές-Ολόκαινο

Αλλουβιακές αποθέσεις (al): Καταλαμβάνουν έκταση 24,6 Km² και πρόκειται για προϊόντα αποσάθρωσης νεογενών σχηματισμών αποτελούμενα από άμμους άργιλους ψηφίδες και ερυθρογή.

Παράκτιες αποθέσεις (cd,dn): Αναχώματα ακτών και θίνες πολύ μικρής έκτασης (0,033 Km²)

Ιζήματα παράκτιων λιμνών και λιμνοθαλασσών (H.lg): Σχηματισμός αποτελούμενος από άμμους και αμμούχες αργίλους έκτασης 0,06 Km²

Αλλουβιακά ριπίδια (ej): Καταλαμβάνουν πολύ μικρή έκταση της περιοχής μελέτης (0,084 Km²).

Κατώτερη βαθμίδα του κατώτερου συστήματος αναβαθμίδων (H.t.c): Απαντάται μέσα στα ρέματα και αποτελείται από ψηφίδες, άμμο, ασβεστολιθικές και σχιστολιθικές κροκάλες, ενώ καταλαμβάνει έκταση 0,31 Km².

Τεταρτογενές- Πλειστόκαινο

Ανώτερο σύστημα αναβαθμίδων (Pt.t1.c): Σχηματισμός έκτασης 0,04 Km² αποτελούμενος από κροκάλες κυρίως χαλαζιτικής προέλευσης και σε μικρότερο ποσοστό ασβεστολιθικές.

Νεογενές-Ανωτ. Μειόκαινο-Κατ. Πλειόκαινο

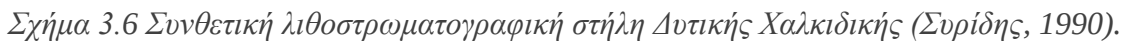
Ψαμμιτομαργαϊκή σειρά (M₄-Pli.st,m): Σειρά αποτελούμενη από στρώματα που εναλλάσσονται από άμμους (λεπτόκοκκων έως χονδρόκοκκων) σε αργιλούχες μάργες και αργίλους. Συναντώνται και παρεμβολές ψαμμιτών (όχι πολύ συνεκτικοί) και καλύπτει έκταση 0,86 Km²

Σειρά ερυθρών αργίλων (M₄-Pli.l): Πρόκειται για ερυθρές έως κεραμόχρωμες αργίλους. Καλύπτουν την μεγαλύτερη έκταση της περιοχής μελέτης με έκταση 67,4 Km². Κατά θέσεις απαντώνται φακοειδείς ενστρώσεις άμμων , μαργών καθώς και κροκαλοπαγών.

Τραβερτινοειδείς ασβεστόλιθοι (M₄-Pli.fv): Είναι πολύ περιορισμένης εκτάσεως (1,7 Km²). Αποτελούν σφηνοειδείς ενστρώσεις στη σειρά ερυθρών αργίλων κυρίως στα ανώτερα τμήματά τους. Ωστόσο λόγω της διάβρωσης της σειρά των ερυθρών αργίλων, σήμερα παρουσιάζονται με τη μορφή καλυμμάτων που επικάθονται επάνω στις ερυθρές αργίλους.

Ανωτ. Ιουρασικό

Ασβεστόλιθοι (Js.k): Τεφροί έως γαλαζωποί παχυστρωματώδεις μερικά ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι έκτασης 2,8 Km². Απαντώνται στους ορεινούς όγκους της Μεγάλης και της Μικρής Κατσίκας.



4 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ

4.1 Εισαγωγή

Για τον καθορισμό των υδρολογικών συνθηκών της περιοχής έρευνας μελετήθηκαν 32 λιθολογικές τομές. Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις στάθμης τόσο κατά τη διάρκεια του Απριλίου-Μαΐου του 2016 (υγρή περίοδος), όσο και κατά τη διάρκεια της ξηρής περιόδου (Σεπτέμβριος- Οκτώβριος 2016) σε πάνω από 60 γεωτρήσεις της περιοχής έρευνας. Όλες οι γεωτρήσεις που μετρήθηκαν βρίσκονται στους νεογενείς- τεταρτογενείς σχηματισμούς. Οι ανάγκες της περιοχής καλύπτονται εξολοκλήρου από το εκτεταμένο δίκτυο δημόσιων– ιδιωτικών γεωτρήσεων που υπάρχουν στην περιοχή έρευνας (συνολικά για την παρούσα εργασία απογράφηκαν 160 γεωτρήσεις). Οι παροχές των ρεμάτων είναι παροδικές και δεν παρατηρήθηκε πουθενά μόνιμη ροή.

4.2 Διαμόρφωση υδροφορέων

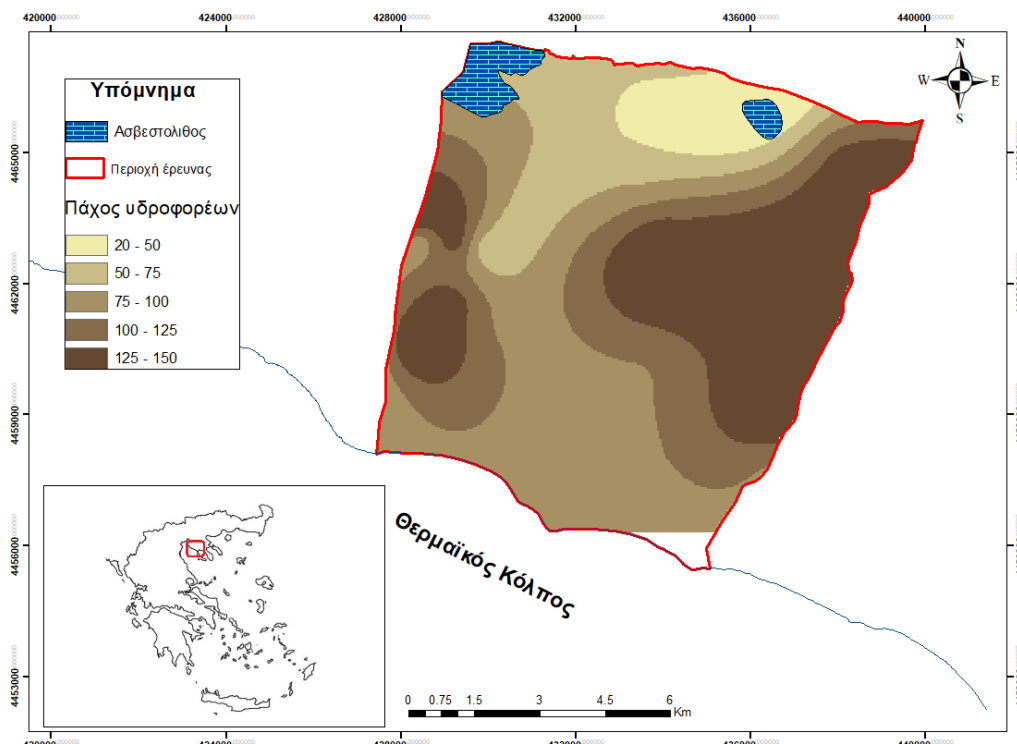
Στην περιοχή έρευνας απαντώνται, από πετρογραφικής σκοπιάς, πορώδεις αλλά και καρστικοί υδροφορείς. Οι πορώδεις ή αλλιώς κοκκώδεις εντοπίζονται στους νεογενείς σχηματισμούς, ενώ ο καρστικός υδροφορέας εντοπίζεται στον ορεινό όγκο της Μεγάλης Κατσίκας, όπου εμφανίζεται ασβεστολιθική μάζα. Ο τελευταίος τύπος υδροφορέα, λόγω έλλειψης δεδομένων δεν μελετήθηκε στην παρούσα εργασία.

Πορώδη-Κοκκώδη υδροφόρα συστήματα

Βρίσκονται σχεδόν σε όλη την έκταση της περιοχής έρευνας καθώς αυτή καλύπτεται από νεογενείς- τεταρτογενείς σχηματισμούς. Παρουσιάζουν ανισοτροπία ως προς το πάχος και τη λιθολογία. Λιθολογικά αποτελούνται κυρίως από χαλίκια, άμμο αναμειγμένα με αργιλικό υλικό. Η τροφοδοσία τους προέρχεται από πλευρικές τροφοδοσίες από τον καρστικό υδροφόρο σύστημα, από τη διήθηση από χειμάρρους και σε μικρότερο βαθμό από την κατείσδυση καθώς στο επιφανειακό στρώμα σχεδόν σε όλη την περιοχή έρευνας απαντάται η σειρά των ερυθρών αργίλων. Στην υπό μελέτη περιοχή οι πορώδεις υδροφορείς μπορούν να χωριστούν σε ελεύθερους και υπο πίεση.

Ελεύθεροι υδροφορείς: Εντοπίστηκαν στην παράκτια ζώνη και έχουν βάθος 0-6 μέτρα. Υπέρκεινται των υπο πίεση στρωμάτων και βρίσκονται μέσα σε αργιλικούς σχηματισμούς που υπάρχουν ενστρώσεις άμμου ή περισσότερο αμμώδες υλικό κατά θέσεις.

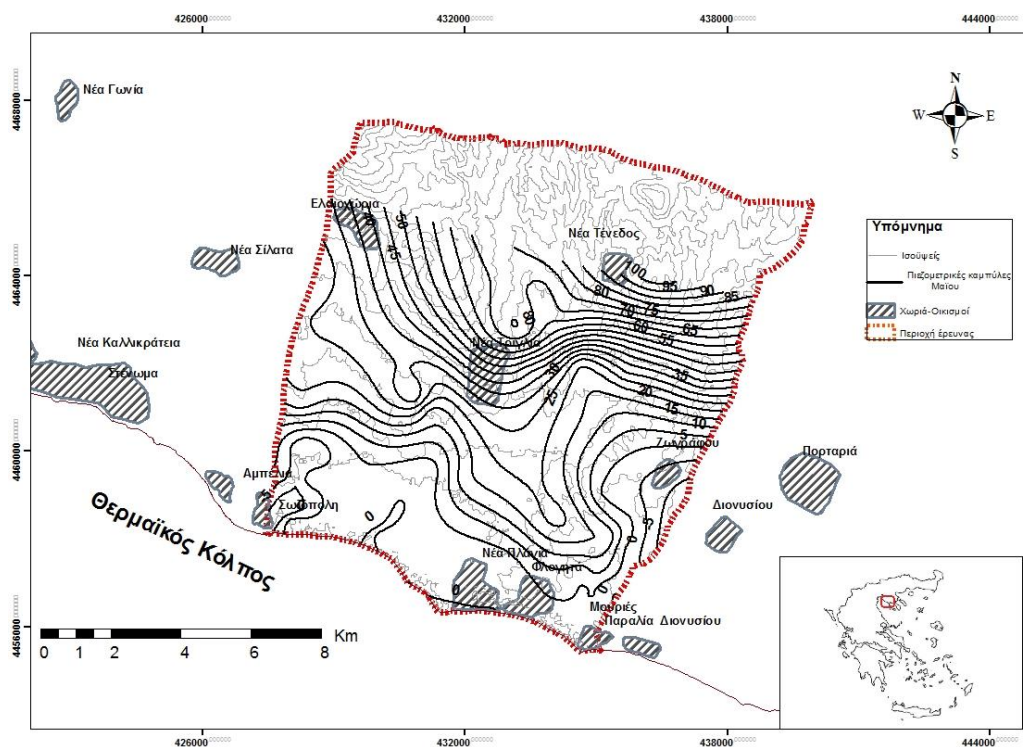
Υπό πίεση στρώματα: Όλη η περιοχή έρευνας καλύπτεται από υπό πίεση υδροφόρα στρώματα στα οποία κατά θέσεις υπάρχουν φακοειδείς ενστρώσεις άμμων από όπου γίνεται και μέρος της τροφοδοσίας τους. Υπόκεινται των ελεύθερων στρωμάτων που βρίσκονται στην παράκτια περιοχή και από τα λιθολογικά προφίλ που μελετήθηκαν φαίνεται να αποτελούνται από επάλληλα στρώματα που έχουν υδραυλική επικοινωνία μεταξύ τους. Το πάχος τους κυμαίνεται από 20 έως 162 m, ενώ η μέση τιμή του κυμαίνεται περίπου στα 104 m. Στο Σχήμα 4.1 φαίνεται ο χάρτης με την κατανομή του πάχους των υδροφόρων στρωμάτων στους πορώδεις υδροφορείς όπως προέκυψε από την ανάλυση λιθολογικών τομών της περιοχής. Η εκτίμηση του πάχους έγινε έως το βάθος που έφτανε η γεώτρηση ενώ πρέπει να αναφερθεί ότι σε ορισμένα σημεία ενδέχεται τα πάχη να ξεπερνούν κατά πολύ τα υπολογισμένα.



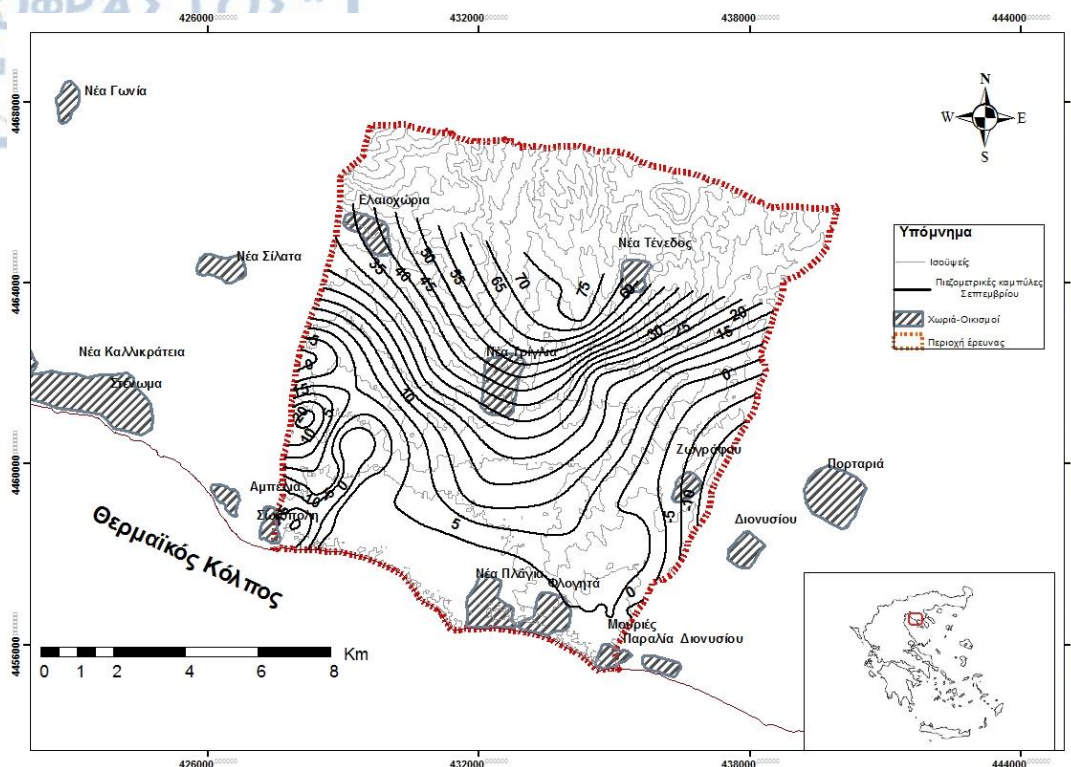
Σχήμα 4.1 Πάχος υδροφόρων στρωμάτων πορώδεις υδροφορείς.

4.3 Πιεζομετρικές συνθήκες

Η πιεζομετρία μιας περιοχής μπορεί να παρέχει πολύτιμες πληροφορίες για την τροφοδοσία των υδροφόρων συστημάτων καθώς και την κίνηση του υπόγειου νερού. Σημαντικός παράγοντας στην μελέτη της κινητηκότητας των ρύπων παίζει και το βάθος του υπόγειου νερού, καθώς αυτό σχετίζεται με την απόσταση που πρέπει να διανύσει ο ρύπος μέχρι να φτάσει στην κορεσμένη ζώνη. Για τον καθορισμό των πιεζομετρικών συνθηκών στην



12



Σχήμα 4.3 Πιεζομετρικός χάρτης της περιοχής έρευνας για την περίοδο του Σεπτεμβρίου 2016.

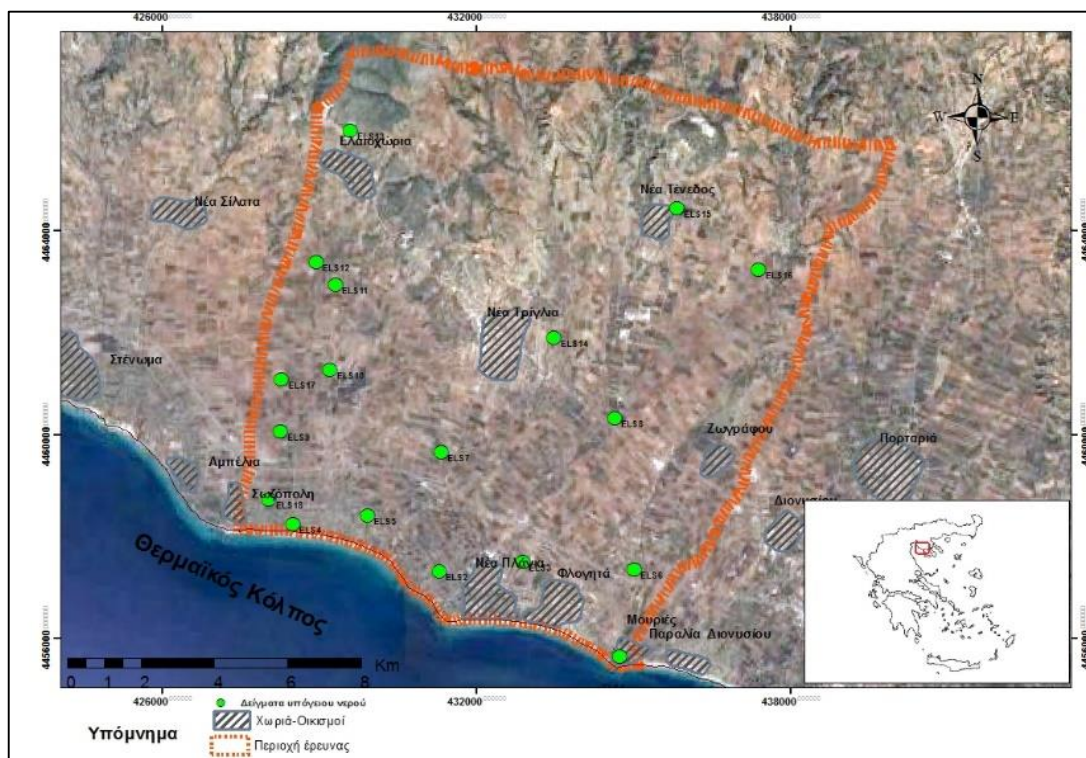
4.4 Υδροχημικά χαρακτηριστικά και ποιότητα υπόγειου νερού

4.4.1 Εισαγωγή

Στο πλαίσιο της προστασίας και της αποκατάστασης των υπόγειων νερών κυρίαρχο ρόλο παίζει ο έλεγχος της ποιότητάς του. Αυτό επιτυγχάνεται ελέγχοντας τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά του, τα οποία σχετίζονται με τους σχηματισμούς από τους οποίους διέρχεται (ιζηματογενή, μεταμορφωμένα πετρώματα), καθώς και από το χρόνο παραμονής του σε αυτούς. Ωστόσο ο χημισμός του υπόγειου νερού μπορεί να επηρεαστεί και από ανθρώπινες επεμβάσεις, από την ύπαρξη γεωθερμίας στην εκάστοτε περιοχή αλλά και από το φαινόμενο της υφαλμύρινσης. Συνεπώς η ανάλυση δειγμάτων νερού κρίνεται αναγκαία ώστε να ελεγχθεί η καταλληλότητά του για διαφορετικές χρήσεις (ύδρευση, άρδευση). Για τον σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία υπόγειου νερού κατά την περίοδο του Ιουνίου 2016 18 δειγμάτων νερού (Σχήμα 4.4) από υδρευτικές, αλλά κυρίως από αρδευτικές γεωτρήσεις. Στα δείγματα αυτά αναλύθηκαν τα κύρια ιόντα στο εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας και Υδρογεωλογίας του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Τα ιόντα Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- μετρήθηκαν με τη μέθοδο της τιτλοδότησης, ενώ τα ιόντα NO_3^- , SO_4^{2-} και Cl^- με την συσκευή φασματοφωμετρίας HACH DR2000 του εργαστηρίου. Τα ιόντα Na^+ και K^+ αναλύθηκαν στο

ΕΘΙΑΓΕ Θεσσαλονίκης με φλογοφωτόμετρο. Τα αποτελέσματα (Πίνακας 4.1) εισήχθησαν στο πρόγραμμα Aquachem όπου και έγινε ο έλεγχος σφάλματος ισοζυγίου ιόντων (σχέση 4.4.1), όπου σε όλα τα δείγματα το σφάλμα ήταν κάτω από 5-7 %. Σε περίπτωση που το σφάλμα ήταν πάνω από 7% η ανάλυση θα έπρεπε να επαναληφθεί (Βουδούρης, 2009), διαδικασία που στην προκειμένη περίπτωση δεν χρειάστηκε να γίνει. Τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά (EC(μS/cm), T(°C), TDS (mg/L) και pH μετρήθηκαν επιτόπου με φορητό αγωγιμόμετρο τύπου JENWAY, ενώ όλες οι αναλύσεις ακολούθησαν τις πρότυπες μεθόδους χημικής ανάλυσης (Lenore et al., 1998).

$$\text{Σφάλμα ισοζυγίου} = \frac{\Sigma \text{κατιόντων} - \Sigma \text{ανιόντων}}{\Sigma \text{κατιόντων} + \Sigma \text{ανιόντων}} \% \quad (\text{σχέση 4.1})$$



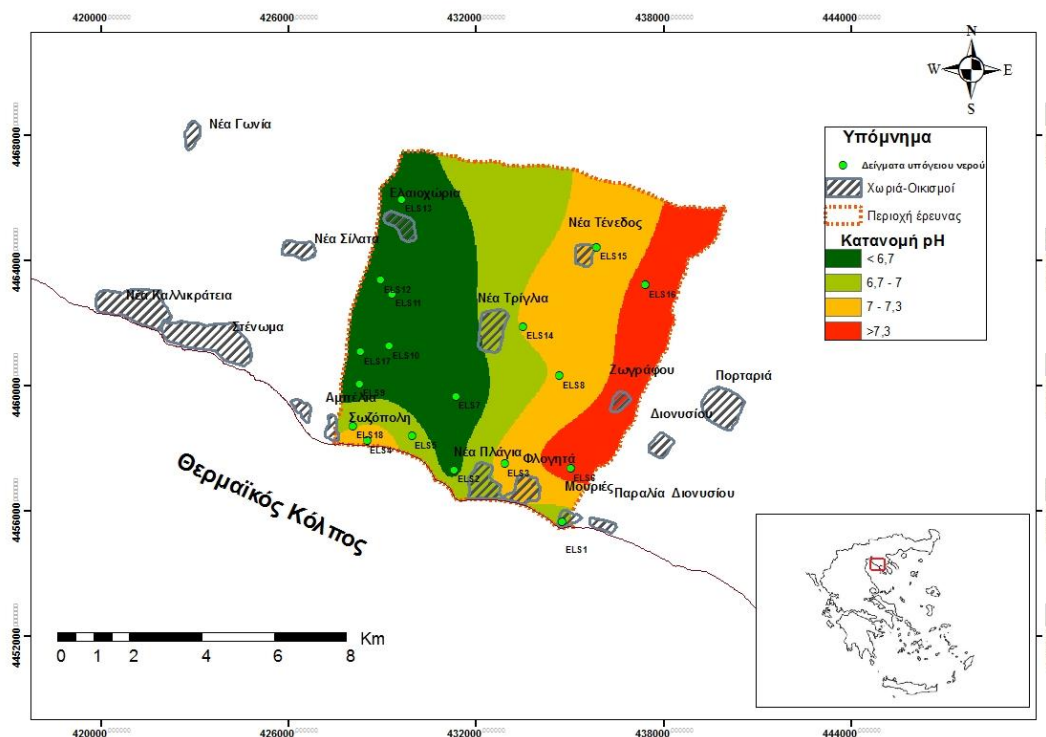
Σχήμα 4.4 Θέσεις δειγματοληψίας υπόγειου νερού κατά την περίοδο Ιουνίου 2016.

Πίνακας 4.1 Αποτελέσματα χημικών αναλύσεων των κύριων ιόντων για την περίοδο Ιουνίου 2016

Γεώτρηση	pH	T (°C)	EC (μS/cm)	TDS (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)
ELS1	7.49	22	1860	930	746	180.20	62.4	25.81	210	90	93.5	4.21
ELS2	6.64	22.2	1720	860	758	69.96	147	6.86	33	100.6	104	5.02
ELS3	7.16	20.6	1223	784	465	26.89	68.4	44.44	29.96	73.3	118	2.01
ELS4	7.28	21.5	2010	1010	386	26.62	155.2	64.07	120	245.2	206	12.2
ELS5	6.8	21.4	2600	1300	386	91.57	208	143.44	78	392	133	9.83
ELS6	7.43	18.2	1298	830	546	130.25	55.8	68.49	92.66	46.3	34.2	2.31
ELS7	6.47	20.8	1686	1079	679	45.66	172	19.80	39	121.6	103	11
ELS8	7.03	21.2	1312	842	404	46.88	106.8	88.88	54	101.6	101	6.82
ELS9	6.54	20.3	1590	790	659	35.16	188.8	4.11	26	101.3	84.5	11.2
ELS10	6.6	21.2	1740	870	619	0.73	201.6	23.76	37	138.6	106	11.8
ELS11	6.7	25.1	1660	830	610	34.67	154	38.86	58.6	116.7	116	11
ELS12	6.63	22.6	1660	830	656	22.95	179.6	25.66	38	115.3	106	12.8
ELS13	6.6	31.1	1930	960	771	15.38	242	5.13	27.3	161	121	19.3
ELS14	7.05	21.6	1830	910	471	118.92	100	84.33	49	193	98.5	3.91
ELS15	7.1	22.4	1071	685	504	80.82	65	12.17	21	49.15	41.2	3.81
ELS16	7.36	22.4	1640	820	567	130.64	93.2	179.23	57	81.6	52.3	2.71
ELS17	6.5	21.1	1816	1163	570	18.07	215.6	22.00	50.6	192	116	9.93
ELS18	6.9	21.1	1284	823	436	29.55	141.6	17.16	58	114.16	95.5	5.92

4.4.2 Ενεργός οξύτητα (pH)

Το pH είναι ο πιο διαδεδομένος τρόπος έκφρασης των ιόντων του υδρογόνου σε ένα υδατικό διάλυμα και αποτελεί σημαντική παράμετρο στην υδροχημεία των υπόγειων νερών. Όταν η τιμή του είναι ίση με 7 το υδατικό διάλυμα χαρακτηρίζεται ως ουδέτερο, για τιμές μικρότερες του 7 χαρακτηρίζεται ως όξινο, ενώ όταν οι τιμές του pH είναι πάνω από 7 το διάλυμα χαρακτηρίζεται ως αλκαλικό. Σύμφωνα με τον Σούλιο (2006) στους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς και στις αλλουβιακές αποθέσεις εντοπίζονται όξινα νερά ενώ σε νερά που κινούνται σε οφιολιθικά πετρώματα προδίδουν αλκαλικό pH. Στην περιοχή έρευνας το pH κυμαίνεται από 6.47 έως 7.47 με τυπική απόκλιση 0.3 και μέση τιμή 6.9 χαρακτηρίζοντας τα υπόγεια νερά της περιοχής από όξινο έως βασικό. Η χωρική κατανομή του pH ακολουθεί στο Σχήμα 4.5.

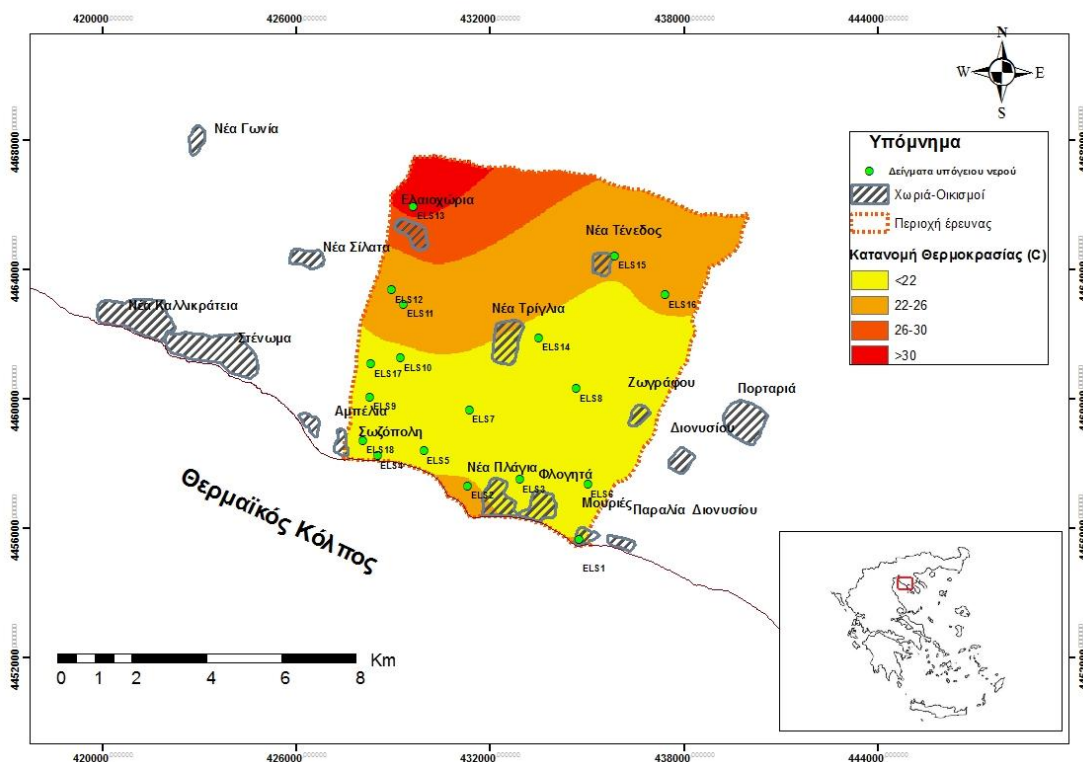


Σχήμα 4.5 Χωρική κατανομή της τιμής του pH για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.4.3 Θερμοκρασία

Η θερμοκρασία των υπόγειων υδάτων εξαρτάται κατά κύριο λόγο από τη θερμοκρασία των πετρωμάτων τα οποία φιλοξενούν την υδροφορία η απλά διέρχονται από αυτά. Έτσι αυξημένες τιμές παρατηρούνται λόγω γεωθερμικής δραστηριότητας, αλλά και σε νερά μίξης με θαλασσίνο νερό (Cottechia et al., 1998). Η θερμοκρασία του υπόγειου νερού είναι και αυτός ένας σημαντικός φυσικοχημικός παράγοντας και συνδράμει στη διαμόρφωση της τιμής του pH της ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC) και στη διαλυτότητα των αλάτων.

Στην περιοχή έρευνας η θερμοκρασία των υπόγειων νερών κυμαίνεται από 18,2 έως 31,1°C με μέση τιμή 22 °C και τυπική απόκλιση 2,6. Η υψηλότερη θερμοκρασία αντιστοιχεί στην γεώτρηση ELS13 (Σχήμα 4.6) που βρίσκεται στον ορεινό όγκο της Μεγάλης Κατσίκας και επηρεάζεται από την γεωθερμική δραστηριότητα της περιοχής.



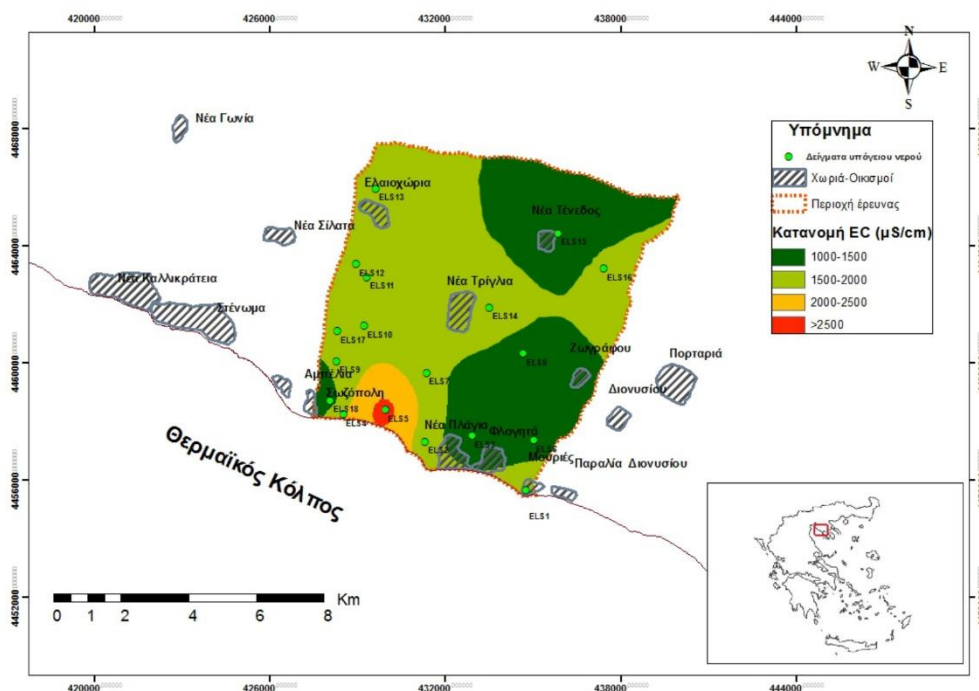
Σχήμα 4.6 Χωρική κατανομή της θερμοκρασίας για την περίοδο του Ιουνίου 2016.

4.4.4 Συντελεστής ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC)- Συνολικά διαλυμένα στερεά (TDS)

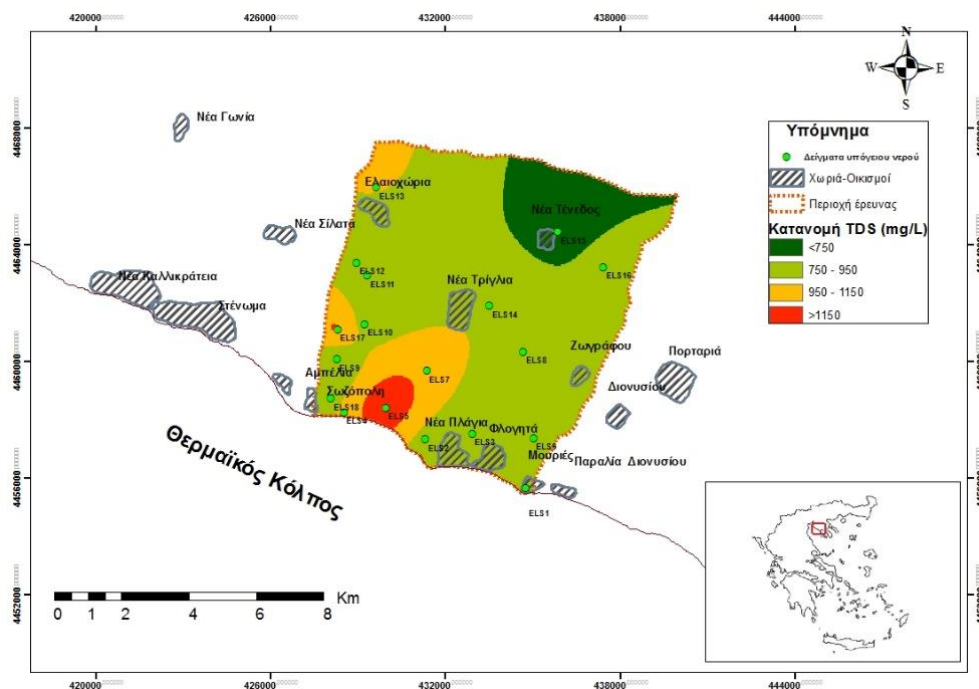
Ο συντελεστής ηλεκτρικής αγωγιμότητας εκφράζει την ικανότητα του νερού να μεταφέρει το ηλεκτρικό ρεύμα και εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το σύνολο των διαλυμένων αλάτων στο νερό. Έτσι αυξημένες τιμές ηλεκτρικής αγωγιμότητας παραπέμπουν σε αυξημένες τιμές διαλυμένων αλάτων. Για τιμές TDS <1000 mg/L το νερό χαρακτηρίζεται ως γλυκό (fresh), για τιμές 1000-10.000 mg/L ως υφάλμυρο (brackish), ως αλμυρό (saline) για τιμές TDS=10.000-100.000 mg/L ενώ για τιμές μεγαλύτερες από 100.000 mg/L ως υπεράλμυρο (brine) (Davis-De Wiest, 1966).

Οι τιμές του συντελεστή ηλεκτρικής αγωγιμότητας κυμαίνονται από 1071 έως 2600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ με μέση τιμή 1663 με τις μεγαλύτερες τιμές να αντιστοιχούν σε δείγμα του παράκτιου αβαθή υδροφορέα (Σχήμα 4.7). Οι τιμές των συνολικά διαλυμένων αλάτων (TDS) κυμαίνεται από 685 έως 1300 mg/L με μέση τιμή 906 και τυπική απόκλιση 150. Η χωρική κατανομή των συνολικά διαλυμένων αλάτων ακολουθεί αυτή της ηλεκτρικής αγωγιμότητας με την μέγιστη τιμή να εντοπίζεται και αυτή στο ίδιο δείγμα του παράκτιου αβαθή υδροφορέα (δείγμα ELS 5, Σχήμα 4.8). Οι υψηλές τιμές και του συντελεστή ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC) και των συνολικά διαλυμένων αλάτων (TDS) στην περιοχή έρευνας αντιστοιχούν σε δείγμα που έχει

ληφθεί από γεώτρηση στον παράκτιο αβαθή υδροφορέα και προμηνύει την εμφάνιση του
φαινομένου της υφαλμύρισης.



Σχήμα 4.7 Χωρική κατανομή του συντελεστή ηλεκτρικής αγωγιμότητας για την περίοδο Ιουνίου 2016.



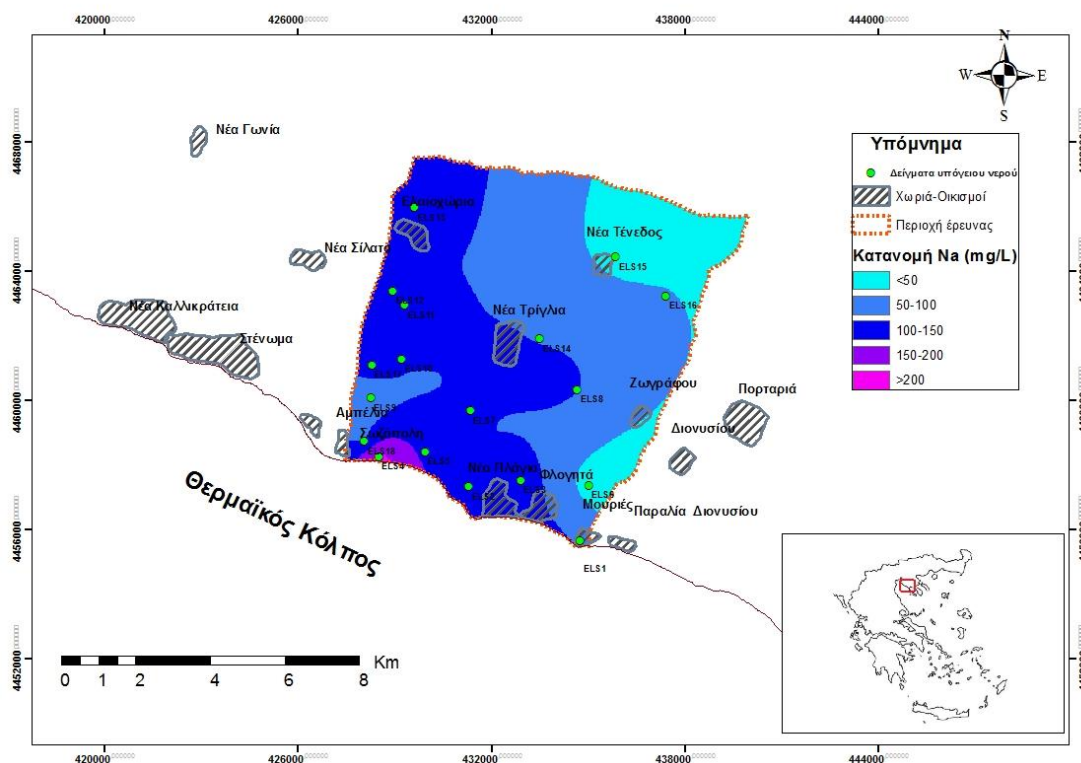
Σχήμα 4.8 Χωρική κατανομή των συνολικά διαλυμένων αλάτων για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.4.6 Μαγνήσιο (Mg^{2+})

19



Κύρια πηγή του νατρίου στα υπόγεια νερά είναι οι εβαπορίτες, τα αργιλικά ορυκτά αλλά και η διάλυση των ορυκτών των αστρίων και των νατριούχων αμφιβόλων (Βουδούρης, 2009). Άλλη πηγή προέλευσης νατρίου, ιδιαίτερα στους παράκτιου υδροφορείς, μπορεί να είναι η μεταφορά σταγονιδίων θαλασσινού νερού λόγω ισχυρών ανέμων, αλλά και η διείσδυση θαλασσινού νερού και γεωθερμικών ρευστών που αναμειγνύονται με τα γλυκά νερά λόγω υπεράντλησης (Διαμαντής, 2004). Τέλος οι αυξημένες συγκεντρώσεις ιόντων νατρίου μπορεί να οφείλονται στη διαρροή βιομηχανικών και οικιακών αποβλήτων. Στην περιοχή του κάμπου της Καλαμαριάς οι συγκεντρώσεις των κατιόντων του νατρίου κυμαίνονται από 34 έως 206 mg/L με μέση τιμή 101,6. Οι αυξημένες τιμές (Σχήμα 4.11) νατρίου αντιστοιχούν σε παράκτια γεώτρηση ανορυγμένη στον παράκτιο αβαθή υδροφορέα που αναπτύσσεται στην περιοχή και είναι επηρεασμένη από τη θαλάσσια διείσδυση.

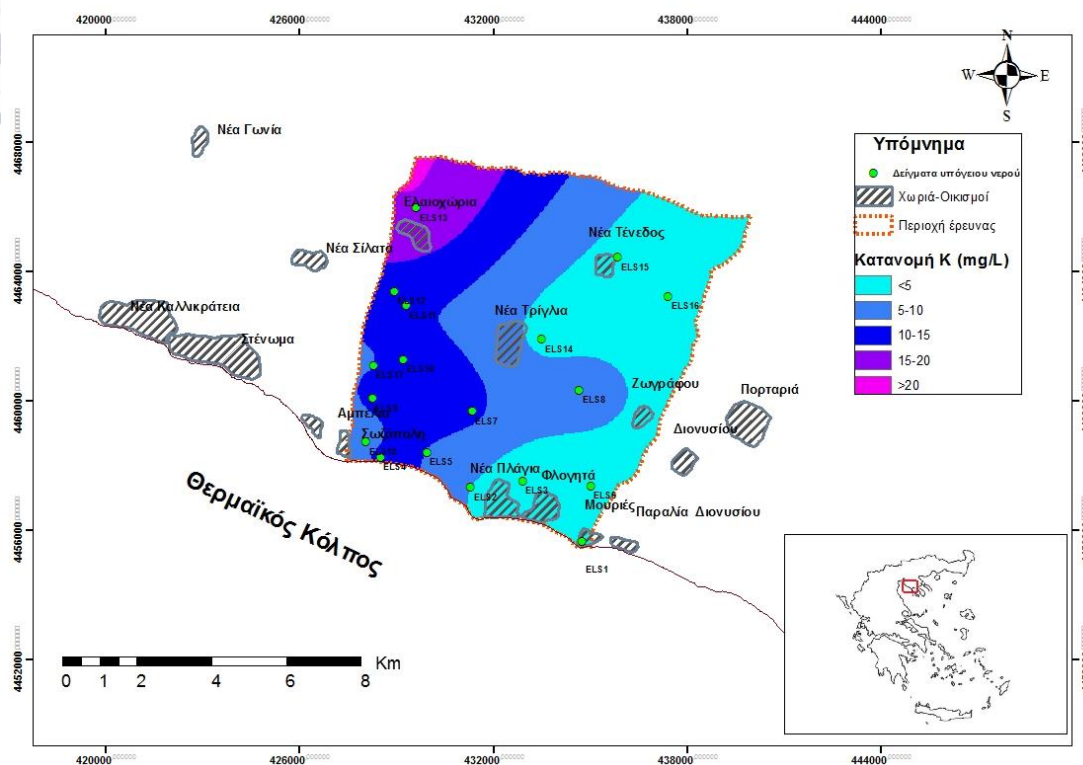


Σχήμα 4.11 Χωρική κατανομή του Νατρίου για την περίοδο Ιονίου 2016.

4.4.8 Κάλιο (K^+)

Τα κατιόντα του καλίου προέρχονται κυρίως από καλιούχους αστρίους, μαρμαρυγίες και αργίλικα ορυκτά (Καλλέργης, 2000). Συνήθως στα περισσότερα υπόγεια νερά συναντώνται τιμές μικρότερες των 10 mg/L ενώ τιμές που μπορούν να φτάσουν και τα 100 mg/L μπορεί να οφείλονται στην ύπαρξη θερμών πηγών.

Στην περιοχή έρευνας οι συγκεντρώσεις των κατιόντων του καλίου κυμαίνονται από 2 έως 19,3 mg/L με μέση τιμή 8.1 και τυπική απόκλιση 4,7. Η χωρική τιμή των ιόντων του καλίου ακολουθεί στο χάρτη του Σχήματος 4.12.

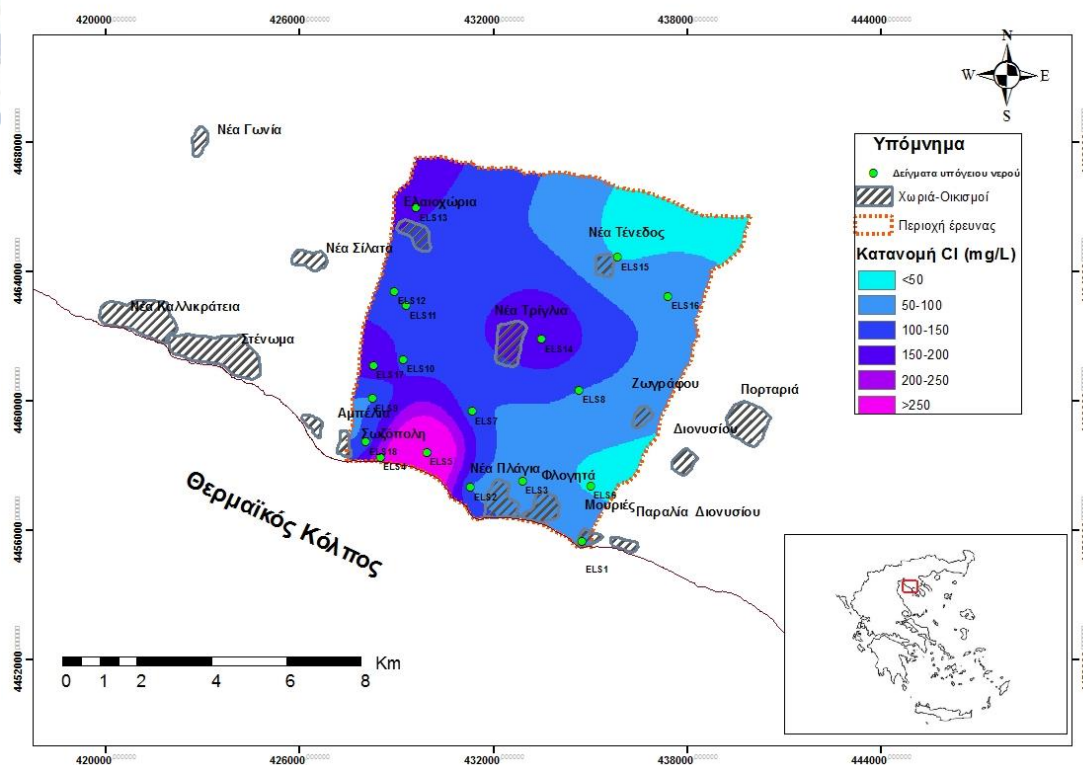


Σχήμα 4.12 Χωρική κατανομή Καλίου για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.4.9 Χλώριο (Cl⁻)

Τα ιόντα του χλωρίου σε μικρές συγκεντρώσεις (<10 mg/L) προέρχονται συνήθως από εβαπορίτες και μαγματικά πετρώματα (Καλλέργης, 2000). Αυξημένες συγκεντρώσεις χλωριόντων μπορούν να προέλθουν από ανθρωπογενείς δραστηριότητες όπως βιομηχανικά απόβλητα και χρήση αλατιού λόγω πάγου στα οδικά δίκτυα, ενώ λόγω υπεραντλήσεων μπορούν να προέλθουν και από τη διείσδυση θαλασσινού νερού καθώς και από την ανάμειξη με γεωθερμικά ρευστά. Στην περιοχή έρευνας οι συγκεντρώσεις των χλωριόντων κυμαίνονται από 46 έως 392 mg/L με τυπική απόκλιση 82 και μέση τιμή 135,2.

Οι μεγαλύτερες τιμές, αυτές που ξεπερνούν την παραμετρική τιμή των 250 mg/L (98/83/EK) βρίσκονται στο παράκτιο τμήμα μεταξύ Σωζόπολης και Ν. Πλαγίων και αφορούν δείγματα που λήφθηκαν από παράκτιους αβαθής γεωτρήσεις, ανορυγμένες σε τεταρτογενείς σχηματισμούς. Σε όλο το μήκος της παράκτιας ζώνης υπάρχει πληθώρα αβαθών γεωτρήσεων που χρησιμοποιούνται κυρίως για το πότισμα κηπευτικών. Ωστόσο στην υπόλοιπη παράκτια ζώνη δεν παρατηρήθηκαν παρόμοια αυξημένες τιμές χλωριόντων (Σχήμα 4.13) πιθανώς λόγω διαφορετικών συνθηκών τροφοδοσίας.



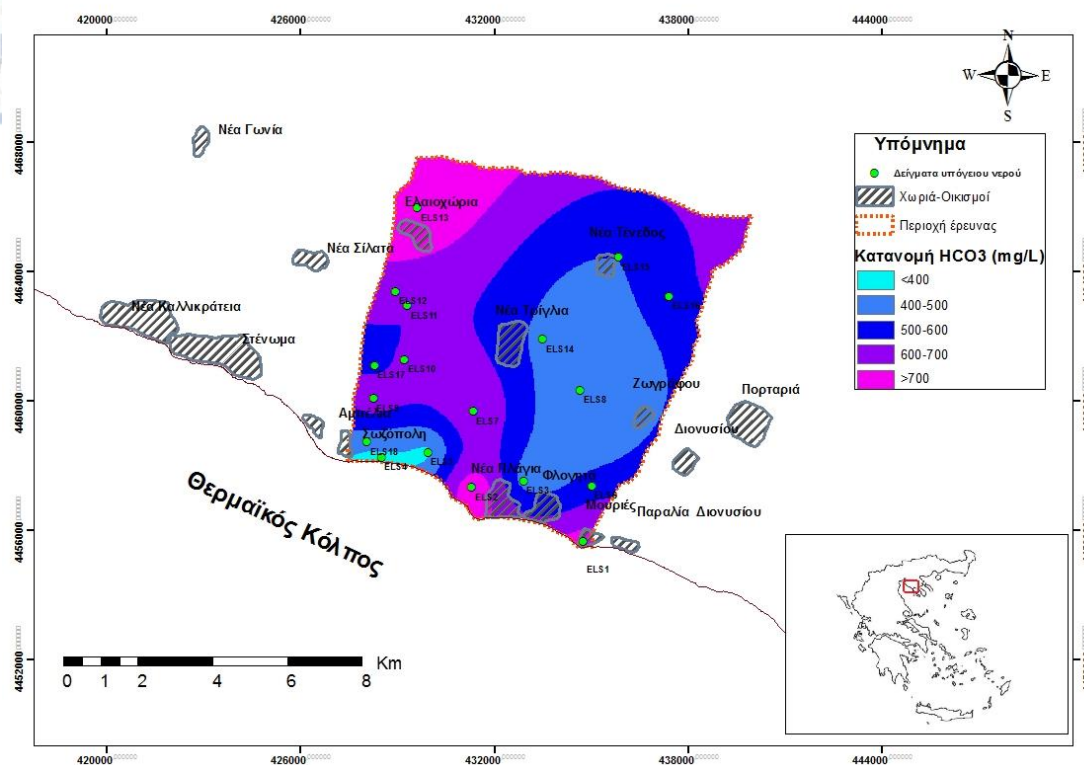
Σχήμα 4.13 Χωρική κατανομή Χλωρίου για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.4.10 Όξινα ανθρακικά (HCO_3^-)

Τα όξινα ανθρακικά είναι το επικρατέστερο ανιόν στα υπόγεια νερά. Πηγή προέλευσης του είναι η διάλυση των ανθρακικών και δολομιτικών πετρωμάτων (CaCO_3 , MgCO_3) στο νερό. Μπορεί ακόμα να προέρχονται CO_2 που απελευθερώνεται από την αποσύνθεση οργανικών υλικών στο υπέδαφος ή από το CO_2 της ατμόσφαιρας.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.14, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις βρίσκονται κοντά στους ανθρακικούς σχηματισμούς (ELS13) αλλά και στην παράκτια ζώνη (ELS2) περιοχή στην οποία έχει χαρτογραφηθεί πιθανό ρήγμα (Σχήμα 3.5).

Στην παράκτια ζώνη μεταξύ Σωζόπολης – Ν. Πλαγίων δεν παρατηρούνται αυξημένες τιμές καθώς είναι επηρεασμένες από το φαινόμενο της υφαλμύρινσης. Γενικά οι τιμές των όξινων ανθρακικών κυμαίνονται από 386 έως 771 mg/L με μέση τιμή 568.

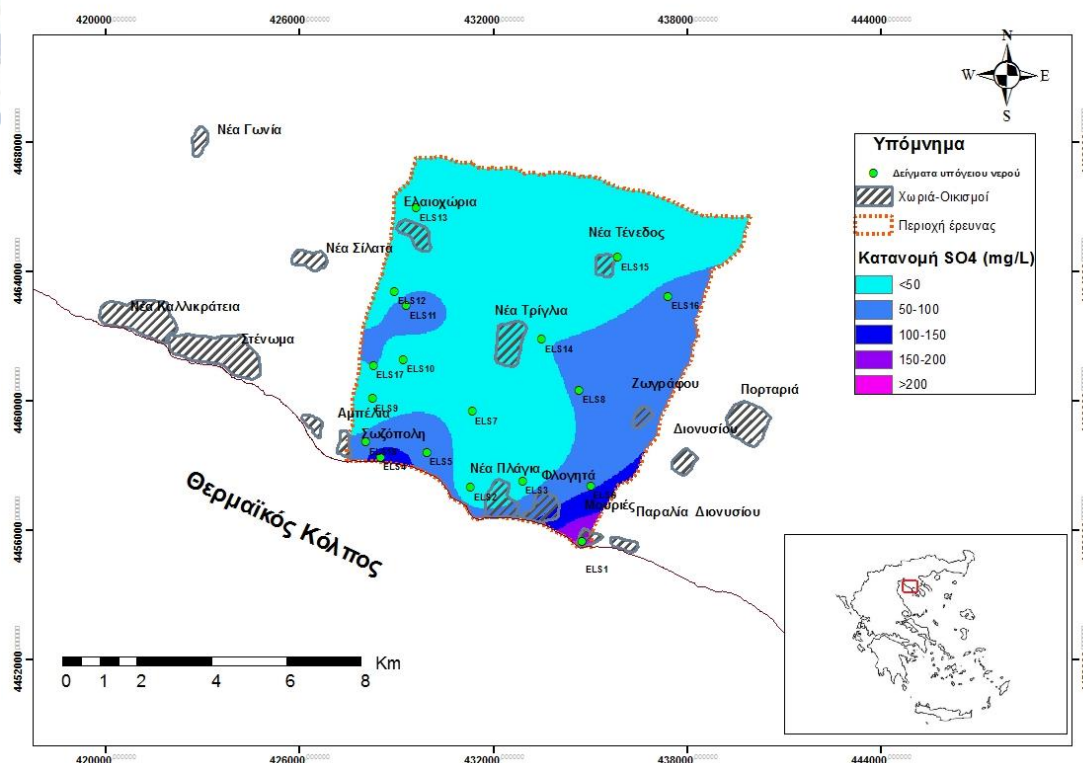


Σχήμα 4.14 Χωρική κατανομή των Όξινων Ανθρακικών για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.4.11 Θειϊκά (SO_4^{2-})

Στα υπόγεια νερά η ύπαρξη των θειϊκών ιόντων προέρχεται από τη διάλυση της γύψου ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) και του ανυδρίτη (CaSO_4) αλλά και γενικά των θειούχων ενώσεων. Άλλες πηγές προέλευσης θειϊκών είναι τα γεωθερμικά ρευστά, η διείσδυση θαλασσινού νερού και τα θειούχα λιπάσματα (Βουδούρης, 2009).

Στη μελετώμενη περιοχή οι τιμές των θειούχων κυμαίνονται από 21 έως 210 mg/L. Υψηλές τιμές (>100 mg/L) εντοπίστηκαν στο παράκτιο τμήμα Σωζόπολης-N. Πλαγίων που οφείλονται στη διείσδυση της θάλασσας, όπως προέκυψε και από τις προηγούμενες μετρήσεις. Στο παράκτιο ανατολικό τμήμα (Μουριές) εντοπίστηκαν τιμές έως και 210 mg/L. Το συγκεκριμένο δείγμα λήφθηκε από παράκτια αβαθή γεώτρηση που γειτνιάζει με βόθρο στον οποίο όταν υπερπληρώνεται παρατηρούνται διαφυγές και πιθανόν γι' εμφανίστηκε αυτή η αυξημένη τιμή, καθώς τα υπόλοιπα ιόντα δεν προδίδουν φαινόμενο υφαλμύρισης. Η χωρική κατανομή των θειϊκών ανιόντων παρουσιάζεται στον χάρτη του Σχήματος 4.15.

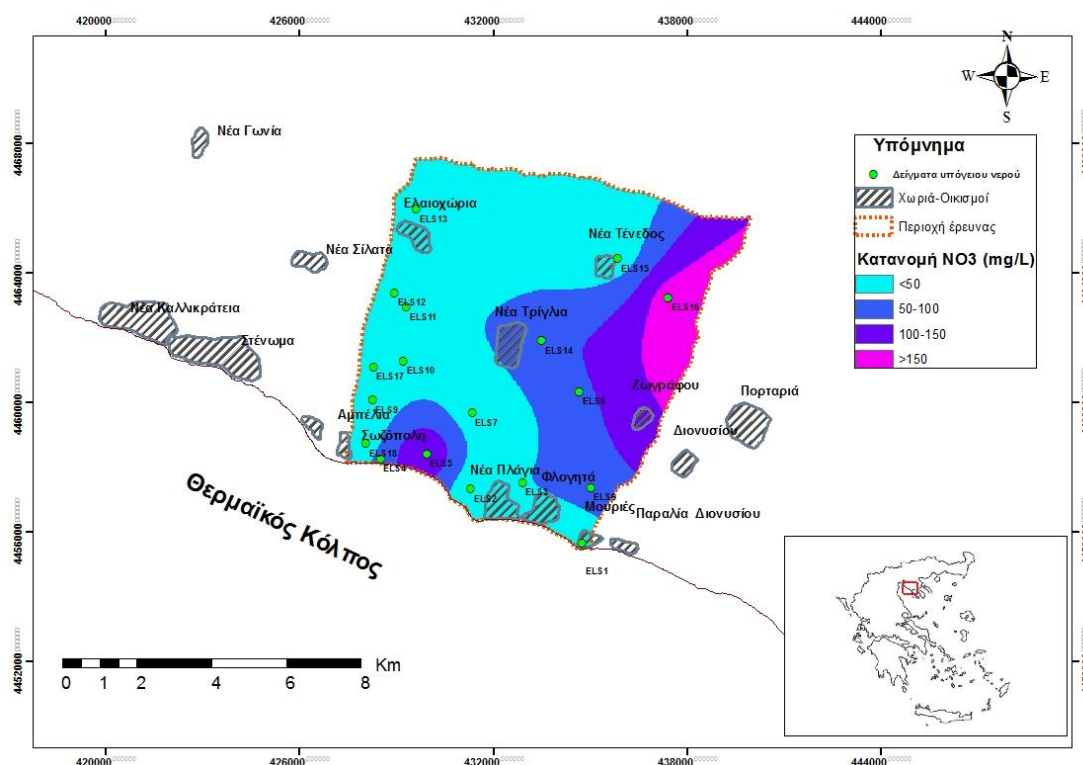


Σχήμα 4.16 Χωρική κατανομή Θεϊκών για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.4.12 Νιτρικά (NO_3^-)

Τα νιτρικά ιόντα δημιουργούνται κατά τη διαδικασία νιτροποίησης, μια βιολογική οξείδωση που προκαλείται από βακτήρια σε αναερόβιες συνθήκες κατά την διάρκεια του κύκλου του αζώτου. Απουσία ανθρώπινων δραστηριοτήτων οι συγκεντρώσεις των νιτρικών στα επιφανειακά νερά είναι κάτω από 1 mg/L και στα υπόγεια νερά κάτω από 10 mg/L (Καλλέργης, 2000). Ωστόσο λόγω ανθρώπινων παρεμβάσεων όπως η αλόγιστη χρήση αζωτούχων λιπασμάτων σε καλλιεργούμενες εκτάσεις, διαφυγές βόθρων και ΧΥΤΑ καθώς και απόθεση οικιακών λυμάτων, έχουν σαν αποτέλεσμα να εμφανίζονται αυξημένες συγκεντρώσεις τόσο στα υπόγεια αλλά και στα επιφανειακά ύδατα (Suthar et al., 2009). Λόγω της μεγάλης κινητικότητας τους σαν ρύποι το πρόβλημα της νιτρορύπανσης διογκώνεται καθότι το αρνητικό φορτίο τους δεν ευνοεί τη δέσμευση τους από τα μόρια της αργίλου. Συνήθως υψηλότερες συγκεντρώσεις εντοπίζονται σε αβαθείς υδροφορείς και λιγότερο σε βαθύτερους υδροφορείς που υπόκεινται στρώματος αργίλου (ακόρεστη ζώνη). Σε μεγάλο τμήμα της περιοχής έρευνας εντοπίζονται αυξημένες συγκεντρώσεις νιτρικών (NO_3^-). Οι τιμές των νιτρικών κυμαίνονται από 4 έως 179 mg/L με τις μεγαλύτερες (>50 mg/L) να εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα λόγω πιο εντατικής χρήσης αζωτούχων λιπασμάτων σε βάθος χρόνου και λόγω της καλλιέργειας περισσότερων κηπευτικών που

απαιτούν μεγαλύτερες ποσότητες λιπάσματος, φαινόμενο το οποίο επιβεβαιώνεται και από προηγούμενες εργασίες (Ντώνα κ.α., 2017). Αυξημένες τιμές παρατηρήθηκαν και στις τεταρτογενείς αποθέσεις στο παράκτιο τμήμα μεταξύ Σωζόπολης –Ν. Πλαγίων (Σχήμα 4.17).



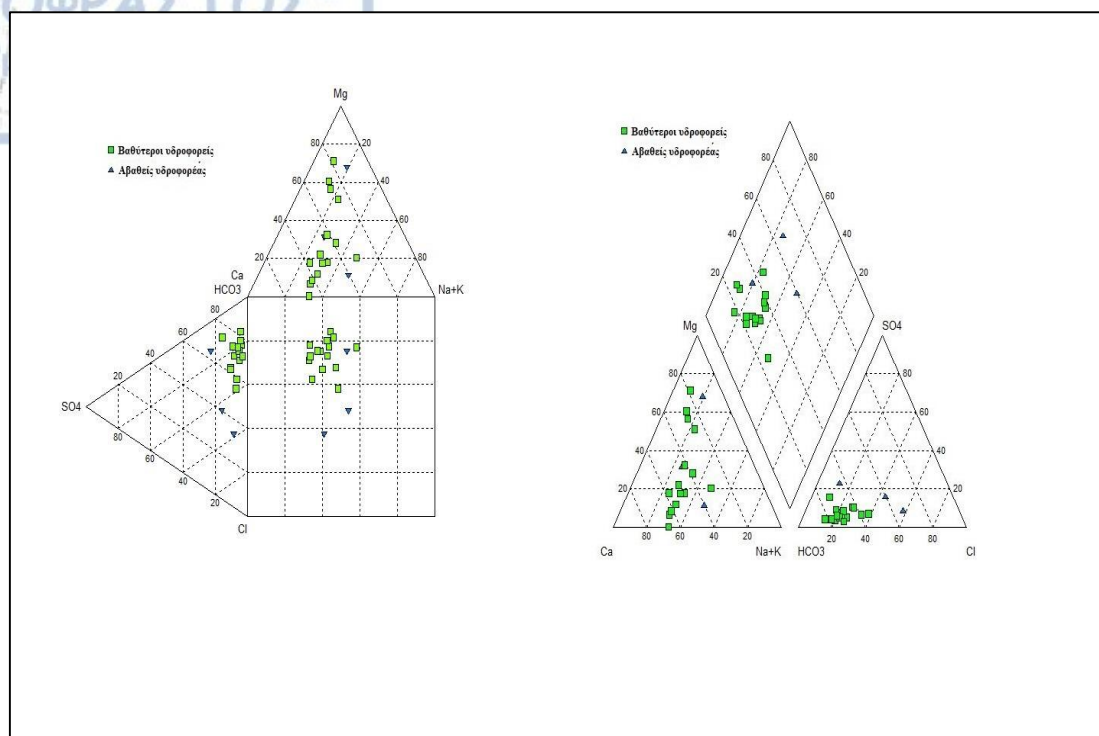
Σχήμα 4.17 Χωρική κατανομή Νιτρικών για την περίοδο Ιουνίου 2016.

4.5 Υδροχημικός τύπος νερού

Στην περιοχή έρευνας αναπτύσσονται 2 είδη υδροφορέων, ένας επιφανειακός φρεάτιος και ένας βαθύτερος υπό πίεση. Έτσι διαχωρισμός των δειγμάτων με βάση την προέλευσή τους στα διαγράμματα Piper και Durov (Piper, 1944; Durov, 1948) (Σχήμα 4.18).

Όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των υδροχημικών αναλύσεων, αλλά και από τα διαγράμματα Piper και Durov στον παράκτιο αβαθή υδροφορέα επικρατούν χλωριούχα – ασβεστούχα (Cl-Ca) νερά εκτός από το δείγμα ELS1 που βρίσκεται κοντά στον οικισμό Μουριές και χαρακτηρίζεται ως μαγνησιούχος–οξυνοανθρακικός ($Mg-HCO_3$) τύπος νερού, λόγω απουσίας του φαινομένου της υφαλμύρισης στη συγκεκριμένη υπολεκάνη, όπως έχει αναφερθεί και σε προηγούμενα κεφάλαια.

Στους βαθύτερους υδροφορείς τα νερά χαρακτηρίζονται ως ασβεστούχα-μαγνησιούχα-οξινοανθρακικά ($Ca-Mg-HCO_3$), με τα περισσότερα ασβεστούχα νερά να βρίσκονται στο δυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης ενώ να τα μαγνησιούχα στο ανατολικό τμήμα.



Σχήμα 4.18 Διαγράμματα Durov (αριστερά) και Piper(δεξιά) κατά την περίοδο του Ιουνίου 2016.

5 ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΚΑΙ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΟΥΣ ΣΤΑ ΑΠΟΘΕΜΑΤΑ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ

5.1 Εισαγωγή

Η πρόβλεψη των υδρολογικών επιπτώσεων που προκαλούνται από τις κλιματικές μεταβολές αποτελεί έρευνα αιχμής στις ημέρες μας. Παρόλα αυτά η έρευνα των κλιματικών επιπτώσεων στα υπόγεια ύδατα δεν είναι ευρέως διαδεδομένες (Barron et al., 2010; Green et al., 2011; Pulido-Velazquez et al., 2011a,b; Roozmalen et al., 2007; Scibek et al., 2007). Για να γίνει σωστή πρόβλεψη των μελλοντικών επιπτώσεων κρίνεται αναγκαία γνώση της κατάστασης του παρελθόντος. Η απομείωση (depletion) του υπόγειου νερού σε διάφορα μέρη του κόσμου είναι ένα πρόβλημα παγκόσμιας κλίμακας (Konikow and Kendy, 2005). Κυρίαρχο ρόλο σε αυτή την απομείωση φαίνεται να παίζει η ανθρωπογενής ζήτηση νερού (γεωργία, ενέργεια, βιομηχανία, αύξηση πληθυσμού) (Custodio, 2002).

Πολλές από τις επιπτώσεις των κλιματικών μεταβολών στην υδρολογική διαδικασία έχουν ήδη παρατηρηθεί (Rozenweig et al., 2007). Διαπιστώνεται όμως μια διαφορετική συμπεριφορά μεταξύ των διαφόρων περιοχών και εποχών (Kundzewz et al., 2009). Από την άλλη μεριά όπως παρατήρησαν οι Lins and Stakhin (1998) το κλίμα έχει μικρότερη επίδραση στη διακύμανση της στάθμης του υπόγειου νερού, ενώ μεγαλύτερο ρόλο φαίνεται να παίζει η διαχείρισή του.

Για να γίνει σωστή πρόβλεψη των επιπτώσεων των κλιματικών μεταβολών στο υπόγειο νερό οι Koutsogiannis et al. (2009) προτείνουν ότι πρέπει να είναι γνωστά δεδομένα από το παρελθόν σε βάθος χρόνου, ώστε να γίνουν κατανοητές οι παλαιότερες υδρολογικές και κλιματικές αλλαγές. Η μεγαλύτερη ενόργανη χρονοσειρά παρατηρήσεων προέρχεται από την υδρολογία και περιγράφει την ετήσια μέγιστη και κατώτερη στάθμη του ποταμού Νείλου (για 840 χρόνια). Έτσι με αυτήν την ενόργανη παρατήρηση αλλά και άλλες άγραφες παρατηρήσεις αποκάλυψαν ότι το κλίμα και τα αποθέματα νερού δεν ήταν πάντα ίδια στην ιστορία (Koutsogiannis and Georgakkos, 2006).

Από πολλές βάσεις δεδομένων κατά τη διάρκεια της περιόδου 1901-2005 η ετήσια τάση στη βροχόπτωση φαίνεται να είναι στατιστικά μη σημαντική (Bates et al., 2008). Ωστόσο σε πιο μικρή κλίμακα οι τάσεις στην ετήσια βροχόπτωση για την περίοδο 1900-2000 φαίνεται να υπάρχει μια αντιθετική εικόνα ανάμεσα στην Β. Ευρώπη (10-40% υγρότερη) και στην Ν. Ευρώπη (πάνω από το 20% ξηρότερη), όπου στις περισσότερες περιπτώσεις οι μεταβολές

αυτές είναι εντονότερες την χειμερινή περίοδο. Όπως παρατήρησαν οι Hiscock et al. (2012) η συχνότητα και η διάρκεια των πολύ υγρών περιόδων έχουν μειωθεί σημαντικά σε πολλές περιοχές τις τελευταίες δεκαετίες. Παράλληλα σύμφωνα με τοπικές παρατηρήσεις οι ανομβρίες των δεκαετιών των 1990 και 2000 είναι εντονότερες σε σχέση με αυτών της δεκαετίας του 1950 (Arndt et al., 2010). Οι περισσότερες από αυτές τις μεταβολές στη βροχόπτωση μπορούν να αποδοθούν στην εσωτερική μεταβλητότητα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας ή στην αύξηση της θερμοκρασίας (Lambert et al., 2004; Stott et al., 2010). Η μεταβολή στην ετήσια βροχόπτωση αναμένεται να έχει αντίκτυπο και στα αποθέματα υπόγειου νερού (Jyrkama and Sykes, 2007; Dragoni and Sukhija, 2008; Kundewicz and Döll, 2009; Green et al., 2011).

Ως συνέπεια της παρατηρούμενης θέρμανσης, έχουν διαπιστωθεί μικρότεροι περίοδοι με χιονόπτωση στο Β. Ημισφαίριο (Takala et al., 2009). Όπως παρατήρησαν οι Skaugen et al. (2012), η αύξηση της θερμοκρασίας σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη έχει σαν αποτέλεσμα να μειωθεί το ισοδύναμο ύψος χιονιού στην Νορβηγία. Εκτός όμως από τις πολύ κρύες περιοχές, η αύξηση της θερμοκρασίας τις τελευταίες δεκαετίες, έχει επιφέρει μείωση στο ύψος του χιονιού κατά την περίοδο της άνοιξης που έχει σαν αποτέλεσμα η τροφοδοσία των υπόγειων αλλά και των επιφανειακών νερών να επέρχεται νωρίτερα, αυξάνοντας τις χειμωνιάτικες ροές και μειώνοντας ακόμη περισσότερο τις καλοκαιρινές. Γενικότερα σε παγκόσμια κλίμακα κατά την περίοδο 1960-1994 έχει παρατηρηθεί αλλαγή στην επιφανειακή απορροή που έχει αποδοθεί κυρίως στην κλιματική αλλαγή και λιγότερο στην αύξηση του βαθμού του CO₂ και στην αλλαγή των χρήσεων γης (Gerten et al., 2008; Piao et al., 2007; Alkama et al., 2011). Όσον αφορά την ποτάμια ροή στην Ευρώπη (1962-2004) έχει παρατηρηθεί μια μείωση στα Νοτιοανατολικά της, ενώ σε άλλα μέρη αυξήθηκε (Stahl et al., 2010, 2012), ειδικότερα στα βόρεια γεωγραφικά πλάτη (Wilson et al., 2010). Στην περιοχή της βόρειας Αμερικής (1951-2002) έχει παρατηρηθεί αύξηση στη λεκάνη του Μισσισιππή, μείωση στη βορειοδυτική U.S.Pacific και στη νοτιότερη περιοχή του Ατλαντικού-Κόλπου (Karla et al., 2008) Σε συμφωνία με τη μείωση της τάξης του 12% της καλοκαιρινής και φθινοπωρινής βροχόπτωσης βρίσκεται η μείωση στην ποτάμια ροή του Yellow River στην Κίνα σε αντίθεση με το Yangte River όπου έχει παρατηρηθεί μια μικρή αύξηση στην ετήσια βροχόπτωση που οφείλεται σε αύξηση των μουσωνικών βροχοπτώσεων (Piao et al., 2010). Ωστόσο αυτές οι μεταβολές πρέπει να ερμηνεύονται με προσοχή (Jones, 2011), καθώς είναι πολλοί οι παράγοντες που παίζουν ρόλο πέρα της κλιματικής αλλαγής, όπως αλλαγές στις χρήσεις γης (Zhang and Schilling, 2006), η άρδευση (Kustu et al., 2010) και η αστικοποίηση (Wang and Cai, 2010). Η θέρμανση που έχει παρατηρηθεί από το 1970, όσο αφορά τις

περιοχές με εποχικότητα στην αποθήκευση χιονιού, έχει οδηγήσει σε νωρίτερη μέγιστη εκφόρτιση, με αποτέλεσμα να έχει αυξηθεί η χειμερινή ροή καθώς πέφτει περισσότερη βροχή αντί για χιόνι (Clow, 2010; Korhonen and Kuusisto, 2010; Tan et al., 2011). Ακόμη έχει παρατηρηθεί ότι όπου η καλοκαιρινή ποτάμια ροή είναι μειωμένη, η μείωση της αποθηκευτικότητας του χιονιού έχει επιδεινώσει την καλοκαιρινή ξηρασία (Cayan et al., 2001; Knowles et al., 2006).

Όσον αφορά τον άλλο παράγοντα του υδρολογικού ισοζυγίου την εξατμισοδιαπνοή έχει παρατηρηθεί μια σταθερή μείωση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής από το 1960 σε παγκόσμια αλλά και σε τοπική κλίμακα. Η μείωση αυτή μπορεί να αποδοθεί στις μεταβολές της βροχόπτωσης, στο ημερήσιο θερμομετρικό εύρος, στη συγκέντρωση θερμοκηπικών αερίων (net), στην ηλιακή ακτινοβολία, στο έλλειμα της πίεσης των υδρατμών και στην ταχύτητα του ανέμου (Fu et al., 2009; McVicar et al., 2010; Miralles et al., 2011).

Στο υπόγειο νερό οι παρατηρούμενες αλλαγές στη στάθμη του, στην αποθηκευτικότητά του και στην εκφόρτισή του είναι δύσκολο να αποδοθούν καθαρά στις κλιματικές μεταβολές λόγω πρόσθετων επιρροών όπως οι χρήσεις και οι απολήψεις νερού που παίζουν εξίσου σημαντικό ρόλο (Stoll et al., 2011). Οι παρατηρούμενες τάσεις φαίνονται να αποδίδονται περισσότερο σε αυτές τις αλλαγές. Ωστόσο πολλές φορές παίζουν σημαντικότερο ρόλο οι κλιματικοί παράγοντες όπως στο Kashmir (India) όπου μείωση στην τροφοδοσία των καρστικών πηγών αποδόθηκε στην μείωση της βροχόπτωσης από το 1980 σε εκείνη την περιοχή (Jeelani, 2008).

Ακόμα λόγω κλιματικών μεταβολών έχουν παρατηρηθεί και μεταβολές στα ακραία υδρολογικά φαινόμενα όπως αλλαγή στην συχνότητα των μέγιστων πλημμυρών. Σε μικρότερη χωρική κλίμακα έχει παρατηρηθεί αύξηση στην ετήσια μέγιστη εκφόρτιση στη βορειοδυτική Ευρώπη (Petrov and Merx, 2009; Giuntoli et al., 2012; Hattermann et al., 2012) και μια μείωση στη νότια Γαλλία (Giuntoli et al., 2012). Στη λεκάνη του Yangtze (China) οι πλημμυρικές εκφορτίσεις στο κατώτατο τμήμα της λεκάνης έχουν αυξηθεί τα τελευταία 40 χρόνια (Jiang et al., 2008; Zhang et al., 2009). Στην Αυστραλία μόνο το 30% από τους 490 μετρούμενους σταθμούς έχουν δείξει τάσεις αύξησης στη μέγιστη εκφόρτιση με μόλις το 10% των μικρότερων τιμών να παρατηρούνται στις νοτιότερες περιοχές και οι μεγαλύτερες τιμές να εμφανίζονται στα βόρεια τμήματα της ηπείρου (Ishak et al., 2010).

Οι μετεωρολογικές ξηρασίες και οι ξηρασίες όσον αφορά την μείωση της εδαφικής υγρασίας, έχουν γίνει συχνότερες από το 1950 σε πολλές περιοχές όπως στη νότια Ευρώπη και τη δυτική Αφρική (Seneviratne et al., 2006). Σε άλλες περιοχές όπως στη νότια Αμερική

σύμφωνα με τους Chen et al. (2012) δεν υπάρχει απόδειξη ότι έχει μεταβληθεί η συχνότητά τους.

Για τη μελέτη λοιπόν των πιθανών κλιματικών αλλαγών στην περιοχή μελέτης έγινε επεξεργασία των κλιματικών δεδομένων από τους σταθμούς της Μίκρας (Αεροδρόμιο Θεσσαλονίκης και του σταθμού που βρίσκεται στη Σάνη στην χερσόνησο της Κασσάνδρας. Σε αυτούς τους σταθμούς πραγματοποιήθηκε στατιστική επεξεργασία και υπολογισμός της χρονοσειράς της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής (με τη μέθοδο Thornthwaite-Mather), της θερμοκρασίας, της βροχόπτωσης, της ολικής απορροής και της μετεωρολογικής και υδρολογικής ξηρασίας (κώδικας Palmer). Στη συνέχεια έγιναν διαγράμματα μεταβολής υδραυλικού φορτίου ενώ πραγματοποιήθηκαν και τομογραφίες ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά την περίοδο του Σεπτεμβρίου 2016. Πρέπει να σημειωθεί ότι στην περιοχή έρευνας δεν υπήρχαν άλλοι διαθέσιμοι μετεωρολογικοί σταθμοί. Ο σταθμός της Μίκρας παρουσιάζει τη μεγαλύτερη πληρότητα από όλους τους άλλους σταθμούς, ενώ ο σταθμός στη Σάνη επιλέχθηκε καθώς η περιοχή αυτή παρουσιάζει πολλές ομοιότητες με την περιοχή έρευνας.

5.2 Κλιματικά δεδομένα- Υδρολογικό ισοζύγιο

Το διαθέσιμο υπόγειο νερό σε μια περιοχή καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από τις κλιματικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή έρευνας. Το κλίμα της περιοχής, σύμφωνα με την κατάταξη κατά Korpen (1936), χαρακτηρίζεται ως μεσογειακό με ήπιους χειμώνες και θερμά ξηρά καλοκαίρια με μεγάλες περιόδους ηλιοφάνειας καθόλη τη διάρκεια του έτους. Λόγω των θερμών ξηρών περιόδων κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών οι αρδευτικές και υδρευτικές ανάγκες της περιοχής αυξάνονται. Για να γίνει σωστή παρακολούθηση των μετεωρολογικών συνθηκών μιας περιοχής, οι μετεωρολογικοί σταθμοί πρέπει να είναι με τέτοιο τρόπο κατανομημένοι στο χώρο ώστε να είναι αντιπροσωπευτικοί για όλη την περιοχή έρευνας. Ωστόσο στην παρούσα διατριβή λόγω έλλειψης σταθμών μέσα στην περιοχή έρευνας χρησιμοποιήθηκαν σταθμοί έξω από αυτήν, αλλά σχετικά σε κοντινή απόσταση, με καλή συνέχεια δεδομένων και παρόμοια γεωγραφική θέση (παράκτια, πεδινή). Γι' αυτό το λόγο χρησιμοποιήθηκαν οι σταθμοί της Μίκρας και της Σάνη. Για τη διακύμανση των υδρολογικών παραμέτρων σε βάθος χρόνου, χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός της Μίκρας καθώς έχει συνεχή δεδομένα την περίοδο 1973- 2015.

5.2.1 Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα- Θερμοκρασιακές συνθήκες-Εξατμισοδιαπνοή- Κατείδυση

Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Στον Πίνακα 5.1 αποτυπώνονται τα μηνιαία ύψη της βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2015 για τον σταθμό της Μίκρας, ενώ στον Πίνακα 5.2 τα αντίστοιχα ύψη βροχής για τον σταθμό της Σάνη για την περίοδο 2008-2015. Για τον σταθμό της Μίκρας η μέση ετήσια βροχόπτωση υπολογίστηκε ότι είναι περίπου 454 mm, ενώ για τον σταθμό της Σάνη ανέρχεται στα 573 mm..

Πίνακας 5.1 Χρονοσειρά μηνιαίας βροχόπτωσης για τον σταθμό της Μίκρας(1973-2015).

Έτος	Ιαν.	Φεβρ.	Μαρ	Απρ.	Μάιος	Ιούν.	Ιουλ	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοέμβρ	Δεκ.	Άθροισμα
1973	50	45	63	18	7	8	51	19	136	93	36	37	564
1974	62	61	69	51	38	30	0	15	18	21	62	53	480
1975	25	23	33	7	40	55	30	42	1	25	26	19	327
1976	3	39	32	48	80	22	114	98	2	45	63	61	605
1977	21	9	23	10	33	24	20	8	32	8	46	14	249
1978	36	47	36	89	71	24	1	24	67	86	24	54	559
1979	37	51	15	81	45	1	40	9	21	102	117	51	569
1980	77	22	60	43	60	23	34	12	26	151	62	49	619
1981	30	17	38	23	15	13	31	38	0	31	77	52	366
1982	30	204	2	235	14	23	10	19	8	43	115	19	723
1983	9	13	26	5	30	72	32	14	3	18	57	143	422
1984	35	42	44	75	167	10	3	14	4	0	25	51	471
1985	14	5	61	6	8	6	0	3	9	10	183	23	327
1986	53	169	22	8	67	69	3	26	34	18	52	10	529
1987	39	52	97	64	28	45	13	36	18	62	130	37	621
1988	23	36	91	14	38	11	33	17	3	22	86	42	418
1989	2	0	29	21	27	88	43	0	178	15	34	50	488
1990	0	1	6	20	64	7	5	28	54	39	35	101	359
1991	39	38	41	49	57	17	24	48	46	27	38	3	425
1992	3	7	19	69	48	117	25	20	1	57	33	45	444
1993	28	11	35	12	53	36	2	1	6	8	68	22	282
1994	72	49	10	69	57	0	36	11	0	78	54	49	485
1995	43	11	29	7	46	18	26	46	30	7	30	131	424
1996	75	70	33	37	32	22	4	14	77	39	30	48	481
1997	16	46	80	15	3	13	16	23	8	77	19	36	353
1998	29	58	11	6	75	0	1	4	28	22	155	32	421
1999	31	27	41	27	29	45	79	1	44	38	42	99	502
2000	3	38	3	30	46	22	10	3	66	143	45	4	411
2001	43	3	22	78	74	15	15	48	5	2	14	60	379
2002	21	6	93	69	26	17	48	9	80	34	26	119	547
2003	112	7	2	34	68	9	23	19	21	62	23	73	452
2004	67	10	16	37	37	15	4	15	42	40	36	50	369
2005	25	22	38	3	74	16	93	11	19	34	42	35	414
2006	41	23	35	47	4	61	25	6	63	79	32	26	443
2007	7	20	26	10	62	76	0	55	55	54	52	23	438
2008	24	14	9	67	20	21	26	2	42	6	13	87	333
2009	87	4	47	22	30	36	8	46	27	18	14	99	438
2010	14	101	30	17	36	56	18	1	14	202	15	20	525
2011	33	30	38	23	74	6	1	15	44	22	9	42	337
2012	29	32	34	44	53	7	0	14	44	28	36	47	368
2013	23	76	28	7	3	24	45	12	14	19	25	38	313
2014	25	33	96	71	15	27	62	11	130	70	50	165	754
2015	27	29	88	13	21	50	41	26	60	94	34	0	484
M.O.	34	37	38	39	44	29	25	21	37	48	50	52	454

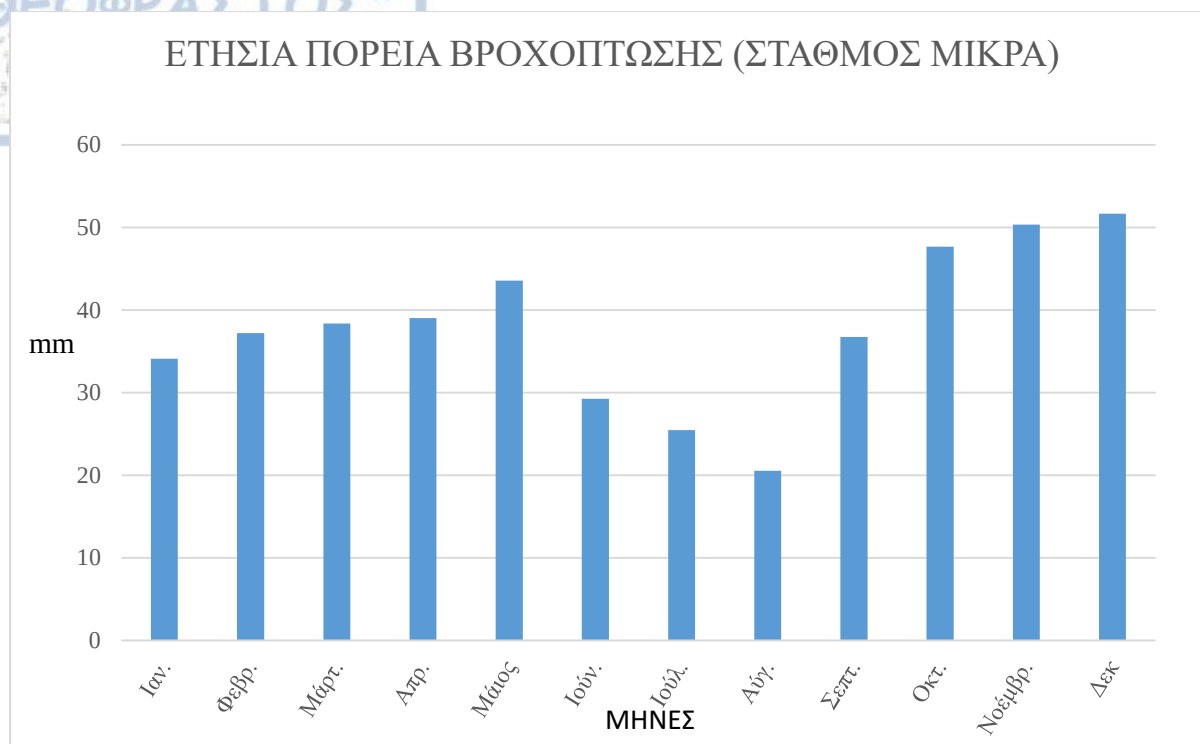
Πίνακας 5.2 Χρονοσειρά μηνιαίας βροχόπτωσης για τον σταθμό του Σάνι (2008-2015).

Έτος	Ιαν.	Φεβρ.	Μαρ.	Απρ.	Μάιος	Ιούν.	Ιουλ.	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοέμβρ.	Δεκ.	Αθροισμα
2008	28	21	17	67	35	29.1	20	1	80	7	38	127	469
2009	118	47	65	18	33	13	40	32	24	80	33	177	680
2010	24	135	34	11	83	58	67	5	13	207	16	37	690
2011	74	46	39	16	99	75	5	5	53	34	2	104	552
2012	6	92	28	34	79	9	0	1	75	26	46	48	445
2013	17	99	24	28	4	51	43	34	13	14	28	37	393
2014	36	57	76	86	27	35	61	42	84	113	92	12	720
2015	32	73	180	6	39	50	1	22	57	165	5	10	640
M.O.	42	71	58	33	50	40	30	18	50	81	33	69	573

Ακολουθεί διάγραμμα της διακύμανσης της βροχόπτωσης για τον σταθμό της Μίκρας. Στο διάγραμμα του Σχήματος 5.1 φαίνεται η διακύμανση της βροχόπτωσης για τον σταθμό της Μίκρας, όπου παρατηρείται σταδιακή μείωση του ύψους της βροχόπτωσης τα τελευταία χρόνια. Ο σταθμός της Σάνη, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, δεν χρησιμοποιήθηκε γι' αυτούς τους σκοπούς καθώς δεν υπάρχουν δεδομένα σε βάθος χρόνου ώστε να φανούν πιθανές μεταβολές. Στο διάγραμμα του Σχήματος 5.2 φαίνεται η ετήσια πορεία των κατακρημνισμάτων για τον σταθμό της Μίκρας, όπου φαίνεται ότι τα μεγαλύτερα ύψη βροχής σημειώνονται τους χειμερινούς μήνες (Οκτώβριο-Νοέμβριο-Δεκέμβριο) και με ένα δεύτερο μέγιστο την περίοδο του Μαΐου.



Σχήμα 5.1 Χρονοσειρά βροχόπτωσης για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).



Σχήμα 5.2 Ετήσια πορεία βροχόπτωσης για τον σταθμό της Μίκρας.

Θερμοκρασιακές συνθήκες

Στους Πίνακες 5.3 και 5.4 φαίνονται οι θερμοκρασιακές συνθήκες για τους σταθμούς της Μίκρας και της Σάνη αντίστοιχα. Υψηλότερες θερμοκρασίες φαίνονται να έχουν καταγραφεί στον σταθμό της Σάνη, καθώς είναι πιο νότια σε σχέση με το σταθμό της Μίκρας.

Οι υψηλότερες αυτές τιμές αυτές οφείλονται και στο ότι δεν απαντώνται στην ίδια χρονοσειρά. Η μέση ετήσια θερμοκρασία για την περίοδο 1973-2015 για τον σταθμό της Μίκρας είναι 15,3 °C. Εδώ αξίζει να σημειωθεί ότι για την περίοδο ταύτισης (2008-2015) η μέση ετήσια θερμοκρασία του σταθμού της Μίκρας είναι 16,03 °C ενώ για τον σταθμό της Σάνη είναι 16,1°C, γεγονός που δείχνει ότι έχουμε σχετικά καλή συσχέτιση.

Πίνακας 5.3 Χρονοσειρά μηνιαίας θερμοκρασίας για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).

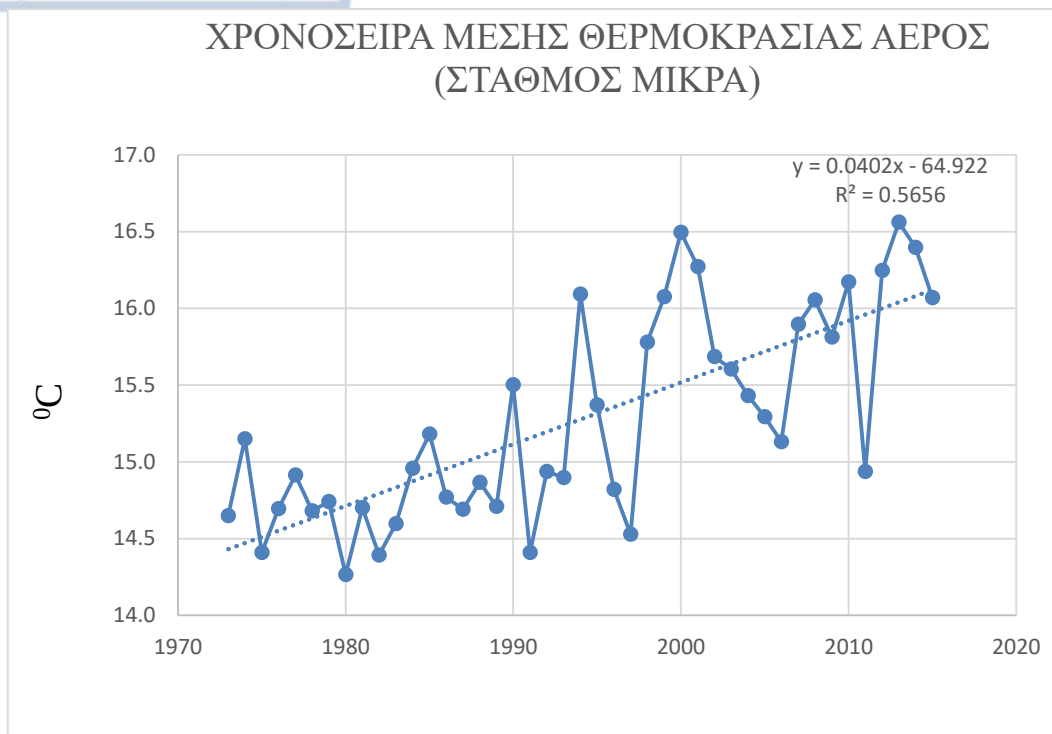
Έτος	Ιαν.	Φεβρ.	Μαρ	Απρ.	Μάιος	Ιούν.	Ιουλ.	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοέμβρ	Δεκ.	Μ.Ο.
1973	3.9	14.5	7.0	12.1	18.7	21.8	25.1	23.5	20.9	15.6	7.7	4.9	14.7
1974	5.2	7.5	8.8	10.9	16.5	21.8	24.5	24.2	20.3	16.7	10.0	15.3	15.1
1975	3.8	4.6	9.7	12.9	18.6	22.2	25.2	23.1	22.1	15.3	10.0	5.4	14.4
1976	4.5	5.5	7.6	12.5	17.6	21.3	23.9	21.5	19.0	16.3	11.4	15.4	14.7
1977	5.2	9.0	9.6	12.9	19.0	22.9	25.6	24.8	19.7	13.6	12.3	4.3	14.9
1978	4.0	7.6	10.3	12.3	17.1	22.8	24.5	23.0	18.7	14.1	6.3	15.4	14.7
1979	4.2	7.1	10.5	11.7	17.9	23.7	24.6	24.0	19.9	14.6	11.5	7.2	14.7
1980	3.0	5.4	8.5	11.4	15.7	21.7	24.5	24.0	20.2	16.9	12.4	7.5	14.3
1981	3.0	5.6	10.9	13.0	16.9	23.8	24.5	23.8	21.2	17.7	8.3	7.8	14.7
1982	4.7	4.2	8.1	11.6	17.3	22.8	24.2	24.1	22.1	16.5	9.3	7.7	14.4
1983	5.9	4.7	9.5	14.7	19.8	21.1	25.1	23.7	20.3	14.6	9.1	6.7	14.6
1984	6.2	7.0	8.5	11.9	18.3	21.9	23.7	23.0	21.8	18.0	12.0	7.3	15.0
1985	5.5	3.2	8.3	14.9	20.3	24.2	25.2	25.3	20.8	14.2	11.6	8.5	15.2
1986	6.6	6.6	9.1	14.5	18.2	23.1	24.5	25.6	20.8	15.1	9.1	4.1	14.8
1987	5.4	7.8	5.3	12.3	16.6	22.8	26.1	24.2	22.6	15.0	10.6	7.8	14.7
1988	7.2	7.0	8.9	12.4	18.2	23.4	27.7	25.7	21.6	14.8	6.6	5.0	14.9
1989	4.0	7.0	10.7	15.0	17.1	21.9	24.6	24.9	21.3	14.8	10.2	5.1	14.7
1990	4.2	7.8	11.4	14.8	18.4	23.0	25.7	24.4	20.6	15.9	12.5	7.3	15.5
1991	4.0	4.8	10.0	13.0	16.4	23.2	24.8	24.5	20.7	16.4	11.7	3.3	14.4
1992	5.2	5.6	9.5	13.1	17.0	22.9	23.9	26.4	20.8	17.6	11.8	5.4	14.9
1993	4.6	4.1	8.3	13.6	18.8	23.9	24.7	25.2	20.7	17.7	9.3	7.9	14.9
1994	7.4	6.7	10.6	14.3	18.9	23.1	26.3	26.2	24.1	17.5	11.1	6.9	16.1
1995	5.4	8.9	9.7	13.3	18.7	24.9	26.2	24.8	20.8	15.3	8.1	8.5	15.4
1996	5.4	5.8	6.4	12.0	20.3	23.5	25.1	25.4	19.8	14.6	11.7	7.7	14.8
1997	6.4	6.2	8.2	9.6	19.7	23.7	26.0	23.8	19.7	13.2	11.0	6.7	14.5
1998	6.2	8.2	7.4	15.1	18.7	25.0	27.0	27.5	21.4	16.9	11.1	4.9	15.8
1999	5.3	5.4	10.2	14.7	19.2	24.5	26.9	26.7	22.3	18.0	11.6	8.1	16.1
2000	2.8	7.1	8.7	16.2	20.8	24.8	27.1	26.7	22.0	17.4	14.9	9.3	16.5
2001	8.5	8.8	13.8	14.2	19.5	23.9	27.1	27.1	22.6	18.1	10.1	1.6	16.3
2002	4.1	8.8	10.6	12.8	18.5	24.6	26.9	25.8	20.5	16.4	12.0	7.2	15.7
2003	7.8	3.3	7.7	11.8	20.6	25.7	26.6	27.1	20.9	16.8	12.3	6.6	15.6
2004	3.8	6.9	9.7	13.7	17.4	23.6	26.2	25.3	21.5	17.9	10.9	8.2	15.4
2005	5.9	5.2	9.3	13.7	19.2	22.9	26.3	25.9	22.2	16.0	9.8	7.2	15.3
2006	3.2	5.3	9.5	14.2	19.0	23.4	25.6	26.9	21.5	16.9	9.9	6.2	15.1
2007	7.4	7.7	10.5	13.8	20.1	25.1	27.6	26.2	20.7	16.1	10.2	5.3	15.9
2008	5.1	7.0	11.6	14.2	18.9	24.7	26.4	27.2	20.6	16.5	12.0	8.3	16.1
2009	6.0	6.0	9.6	13.5	19.8	23.3	26.7	25.6	21.2	16.9	11.9	9.3	15.8
2010	6.5	7.6	9.8	14.6	19.4	23.4	26.2	28.0	22.0	14.5	14.3	7.7	16.2
2011	5.7	6.6	8.6	12.8	17.9	23.3	26.9	25.8	23.2	14.3	7.8	6.5	14.9
2012	3.0	4.5	10.1	14.9	19.4	25.8	28.8	27.1	22.3	19.1	13.8	6.3	16.2
2013	7.0	8.7	10.6	15.1	21.6	24.2	26.3	27.0	22.1	16.6	13.5	6.2	16.6
2014	8.2	9.4	11.6	14.4	19.1	23.8	25.9	26.6	20.9	16.2	12.5	8.3	16.4
2015	6.5	7.0	9.0	13.5	20.0	22.9	27.1	26.6	23.2	16.8	13.2	7.3	16.1
Μ.Ο.	5.3	6.7	9.4	13.3	18.6	23.4	25.8	25.3	21.2	16.1	10.9	7.3	15.3

Πίνακας 5.4 Χρονοσειρά μηνιαίας θερμοκρασίας για τον σταθμό της Σάνη (2008-2015).

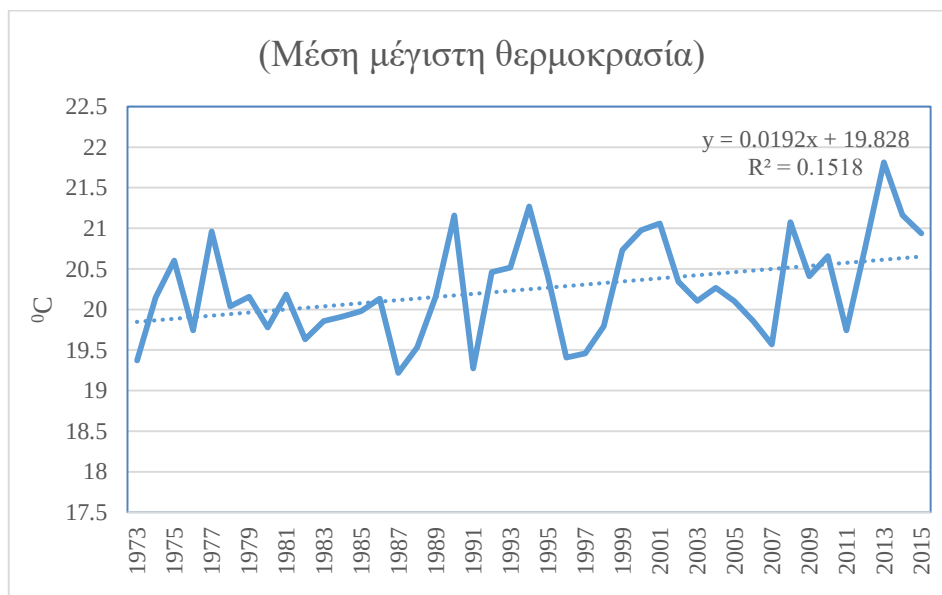
Έτος	Ιαν.	Φεβρ.	Μαρ	Απρ.	Μάιος	Ιούν.	Ιουλ.	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοέμβρ	Δεκ.	Μ.Ο.
2008	7.0	7.5	12.4	14.3	17.7	24.0	25.5	25.5	20.2	16.3	13.0	10.0	16.1
2009	8.4	7.7	10.6	12.8	18.8	22.5	25.3	24.6	20.7	17.3	12.8	11.3	16.1
2010	8.7	9.9	10.6	14.4	18.9	22.6	25.2	26.7	21.5	15.4	15.5	10.3	16.7
2011	8.1	8.2	9.6	12.5	17.5	22.3	25.5	24.8	22.3	14.8	9.22	9.05	15.3
2012	5.6	6.8	10.1	14.7	18.2	23.4	25.4	25.3	21.1	16.3	14.4	8.18	15.8
2013	9.4	9.9	11.5	14.6	20.3	22.6	24.4	25.6	21.5	16	14.2	7.97	16.5
2014	9.7	10.2	11.6	14.3	18.2	22.6	24.8	25.3	20.9	16.2	13.3	10.2	16.4
2015	8.1	8.4	9.7	13.2	18.8	21.7	25.4	25.7	22.7	17.1	14.3	8.42	16.1
Μ.Ο.	8.1	8.6	10.8	13.9	18.6	22.7	25.2	25.4	21.4	16.2	13.3	9.4	16.1

Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα διαγράμματα της χρονοσειράς της μέσης θερμοκρασίας για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015) και της γραμμικής τάσης της ετήσιας πορείας της θερμοκρασίας. Φαίνεται να υπάρχει μια απότομη αύξηση της θερμοκρασίας τα τελευταία χρόνια (Σχήμα 5.3). Αυτές οι καταγεγραμμένες υψηλές τιμές θερμοκρασιών μπορεί να οφείλονται και στην τοποθεσία που βρίσκεται ο μετεωρολογικός σταθμός (Αεροδρόμιο Θεσσαλονίκης), όπου υπάρχει μια εκτεταμένη περιοχή τσιμεντοστρωμένη που λειτουργεί θετικά στην άνοδο της θερμοκρασίας. Ακόμη αυτή η αύξηση της θερμοκρασίας οφείλεται

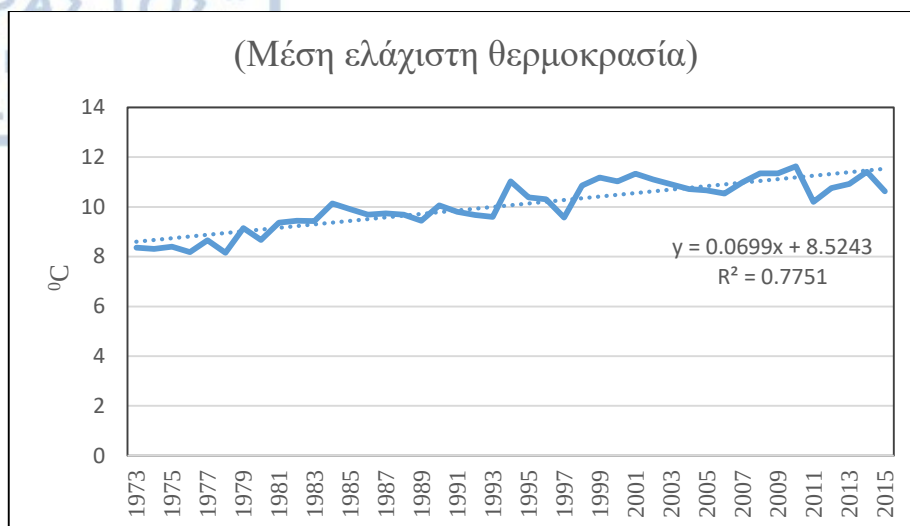
κυρίως στην αύξηση της θερμοκρασίας των ελαχίστων θερμοκρασιών (Σχήμα 5.4) που έχουν καταγραφεί, αλλά και στην αύξηση των μεγίστων θερμοκρασιών (Σχήμα 5.5).



Σχήμα 5.3 Χρονοσειρά μέσης θερμοκρασίας αέρος για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).



Σχήμα 5.4 Χρονοσειρά μέσης μέγιστης θερμοκρασίας για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).



Σχήμα 5.5 Χρονοσειρά μέσης ελάχιστης θερμοκρασίας για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).

Εξατμισοδιαπνοή

Στον Πίνακα 5.5 φαίνονται οι μέσες ετήσιες τιμές της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για την περίοδο 1973-2015 όπως υπολογίστηκε με τη μέθοδο του Thornthwaite-Mather(1957) στο excel με τον πίνακα υπολογισμού να παρουσιάζεται στο παράρτημα (εικόνα X). Στο διάγραμμα του Σχήματος 5.6 φαίνεται να υπάρχει μικρή μείωση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής (Er) φαινόμενο που επιβεβαιώνεται και από τη βιβλιογραφία, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, σε παγκόσμια κλίμακα.

Πίνακας 5.5 Χρονοσειρά μέσης ετήσιας πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).

Έτος	Εξατμισοδιαπνοή(mm)	Έτος	Εξατμισοδιαπνοή(mm)
1973	453	1995	343
1974	374	1996	404
1975	343	1997	246
1976	611	1998	304
1977	296	1999	445
1978	494	2000	395
1979	401	2001	379
1980	453	2002	408
1981	334	2003	295
1982	333	2004	362
1983	355	2005	400
1984	357	2006	405
1985	200	2007	441
1986	397	2008	281
1987	419	2009	336
1988	311	2010	385
1989	463	2011	349
1990	374	2012	332
1991	356	2013	311
1992	497	2014	527
1993	242	2015	395
1994	397		



Σχήμα 5.6 Χρονοσειρά μέσης ετήσια πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για τον σταθμό της Μίκρας (1973-2015).

Κατείσδυση

Από τον γεωλογικό χάρτη (Σχήμα 3.5) προκύπτει ότι μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνουν οι τεταρτογενείς-νεογενείς αποθέσεις σε σχέση με τους ασβεστολιθικούς όγκους που αναπτύσσονται στους μικρούς ορεινούς όγκους της Μεγάλης και της Μικρής Κατσίικας. Στην περιοχή έρευνας τη μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνει η σειρά των ερυθρών αργίλων (67,4 Km²). Πρόκειται για αδιαπέρατους σχηματισμούς, όπου η κατείσδυση γίνεται κυρίως στις θέσεις που απαντώνται αμμούχες άργιλοι με ψηφίδες και κροκαλοπαγή μικρής συνοχής. Ο συντελεστής κατείσδυσης αυτού του γεωλογικού σχηματισμού εκτιμάται περίπου στο 12% του όγκου των κατακρημνισμάτων (Σούλιος, 1986). Αμέσως μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνουν οι αλλουβιακές αποθέσεις (24,6 Km²), προϊόντα αποσάθρωσης των νεογενών με το συντελεστή κατείσδυσης να κυμαίνεται από 10-25% με μέσο όρο 18%.

Ένας ακόμη γεωλογικός σχηματισμός που παίζει σημαντικό ρόλο στα ποσά κατείσδυσης την περιοχή έρευνας είναι οι ασβεστολιθικοί όγκοι στο Βόρειο τμήμα της. Καταλαμβάνουν έκταση 2.8 Km² και ο μέσος συντελεστής κατείσδυσης τους με βάση τη βιβλιογραφία εκτιμάται 30-60% με μέσο όρο 45% (Βουδούρης, 2013) με τη τιμή αυτή να εξαρτάται από το

βαθμό καρστικοποίησης. Με βάση τα παραπάνω ο συντελεστής κατείσδυσης προέκυψε με βάση τη σχέση (5.1):

$$I = \frac{I_1E_1 + I_2E_2 + \dots + I_nE_n}{E_{ολ}} \quad (\text{σχέση 5.1})$$

Όπου: I=ο μέσος συντελεστής κατείσδυσης της περιοχής έρευνας

$E_1, E_2, \dots, E_n$ = το εμβαδόν της επιφάνειας των επιμέρους γεωλογικών σχηματισμών.

$I_1, I_2, \dots, I_n$ = οι αντίστοιχοι συντελεστές κατείσδυσης.

$E_{ολ}$ =το συνολικό εμβαδό της περιοχής έρευνας.

Με βάση την παραπάνω σχέση υπολογίστηκε ο μέσος συντελεστής κατείσδυσης περίπου στο 15% του ετήσιου όγκου των κατακρημνισμάτων για την συγκεκριμένη περιοχή έρευνας.

5.2.2 Υδρολογικό ισοζύγιο

Η σύνταξη του υδρολογικού ισοζυγίου πραγματοποιήθηκε και με βάση του μετεωρολογικού σταθμού της Μίκρας (Πίν. 5.6), αλλά και του σταθμού της Σάνη (5.7).

Πίνακας 5.6 Μέσο υδρολογικό ισοζύγιο για την περιοχή έρευνας βάση του σταθμού της Μίκρας για την περίοδο 1973-2015.

Μονάδες μέτρησης	P	E	I	R	Q=I+R
mm	454	377	68	9	77
m³	44.44*10 ⁶	36.88*10 ⁶	6.67*10 ⁶	0.89*10 ⁶	7.56*10 ⁶
%	100	83	15	2	17

Πίνακας 5.7 Μέσο υδρολογικό ισοζύγιο για την περιοχή έρευνας βάση του σταθμού της Σάνη για την περίοδο 2008-2015.

Μονάδες μέτρησης	P	E	I	R	Q=I+R
mm	573	462	86	25	111
m³	56.09*10 ⁶	45.25*10 ⁶	8.41*10 ⁶	2.44*10 ⁶	10.85*10 ⁶
%	100	80.8	15	4.2	19.2

όπου : P= τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (precipitation)

E= η πραγματική εξατμισοδιαπνοή (evapotranspiration)

I= η κατείσδυση (in filtranion)

R= η επιφανειακή απορροή (runoff)

Οι ξηρασίες είναι σημαντικό να μελετώνται καθώς ανήκουν στις φυσικές καταστροφές που επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό οικονομικά τους ανθρώπους (Wilhite, 2000). Σύμφωνα με την Αμερικάνικη Μετεωρολογική Υπηρεσία (1997) οι ξηρασίες μπορούν να χωριστούν στις μετεωρολογικές ή αλλιώς τις κλιματολογικές ξηρασίες, τις αγροτικές ξηρασίες, τις υδρολογικές ξηρασίες και τις κοινωνικό-οικονομικές. Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκαν οι υδρολογικές ξηρασίες. Οι **υδρολογικές ξηρασίες** εμφανίζονται καθυστερημένα σε σχέση με τις μετεωρολογικές ξηρασίες. Αυτό συμβαίνει λόγω της έλλειψης βροχοπτώσεων, για μεγάλο χρονικό διάστημα, επηρεάζοντας τη ροή των μόνιμων υδάτων αλλά και τη τροφοδοσία των υπόγειων υδάτων. Η παραμονή της υδρολογικής ξηρασίας εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που θα επικρατήσουν μετά την εμφάνιση της (Heim, 2002). Για τη μελέτη της ξηρασίας χρησιμοποιήθηκε ο δείκτης Palmer (1965). Συγκεκριμένα λόγω της υστέρησης του περιβάλλοντος να ανακάμψει από μια μετεωρολογική ξηρασία, ακόμα και όταν οι συνθήκες που την προκάλεσαν έχουν λήξει, δημιουργήθηκε ο **δείκτης υδρολογικής ξηρασίας**, ενώ οι Wells et al. (2004) ανέπτυξαν μια έκδοση του αλγορίθμου του Palmer με αυτόματη βαθμονόμηση ώστε να υπολογίζεται με εμπειρικές σταθερές ο αλγόριθμός σε οποιαδήποτε τοποθεσία.

5.2.3.2 Μεθοδολογία

Στην παρούσα διατριβή όπως αναφέρθηκε και παραπάνω μελετήθηκε η υδρολογική ξηρασία, χρησιμοποιώντας το δείκτη υδρολογικής ξηρασίας του Palmer (PHDI, Palmer Hydrological Drought Index). Ο δείκτης αυτός λαμβάνει υπόψη του στοιχεία εδαφικής υγρασίας, η αλλιώς πληροφορίες για το πόσο νερό μπορεί να κρατήσει το έδαφος (Available Water Capacity). Επίσης ο αλγόριθμος αυτός απαιτεί μεγάλη χρονοσειρά δεδομένων (τουλάχιστον 25 χρόνια) θερμοκρασίας και βροχόπτωσης. Το βάθος του στρώματος που επηρεάζει την ικανότητα του εδάφους να κατακρατεί νερό, ορίζεται ως το βάθος ριζών των φυτών ή αλλιώς μέχρι το βάθος εκείνο που το έδαφος είναι κορεσμένο σε νερό αλλά δεν ρέει επιφανειακά. Επιπλέον το εύρος των τιμών της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής είναι κοντά στο εύρος των τιμών της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής. Όταν ξεκινάει η υδρολογική ξηρασία το διαθέσιμο εδαφικό νερό αρχίζει και εξατμίζεται και η πραγματική εξατμισοδιαπνοή είναι αρκετά μικρότερη σε

σχέση με την δυνητική. Πιο συγκεκριμένα ο δείκτης υδρολογικής ξηρασίας υπολογίζεται για κάθε μήνα (i) με βάση την παρακάτω εξίσωση:

$$PHDI_i = a \cdot PHDI_{i-1} b \cdot Z_i \quad (\text{σχέση 5.2})$$

Στην εξίσωση (5.2) το Z είναι η ανωμαλία που εμφανίζει η μετρούμενη μηνιαία υγρασία και αντανakλά το πόσο απέχει από τις φυσιολογικές τιμές υγρασίας για το συγκεκριμένο κλίμα της περιοχής(Heim, 2002).

$$Z = kd_i \quad (\text{σχέση 5.3})$$

Στην εξίσωση (5.3) το k αποτελεί διορθωτικό παράγοντα στις φυσικές ανωμαλίες που εμφανίζει ο παράγοντας d (όσον αφορά τις αποκλίσεις στα ποσά της υγρασίας), εξαιτίας των κλιματικών συνθηκών της κάθε περιοχής και όπως αυτές αλλάζουν σε σχέση με τις εποχές (Wells et al., 2004). Η αυτοβαθμονομημένη έκδοση του PHDI εκτιμά τους παράγοντες a και b της εξίσωσης (5.2), και τα κλιματικά χαρακτηριστικά k της εξίσωσης (5.3) βασιζόμενη στα ιστορικά μετεωρολογικά δεδομένα της περιοχής. Αυτός είναι και ο λόγος που απαιτείται μεγάλη χρονοσειρά δεδομένων (τουλάχιστον 25 έτη).

Για τον υπολογισμό του PHDI χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός της Μίκρας, λόγω κοντινότερης απόστασης με την περιοχή μελέτης, παρόμοιας σύστασης εδαφών (έδρα σταθμού), αλλά και λόγω του γεγονότος ότι υπάρχει μεγάλη χρονοσειρά δεδομένων με καλή συνέχεια για την περίοδο 1973-2015. Για την κατηγοριοποίηση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε ο παρακάτω Πίνακας 5.8.

Πίνακας 5.8 Κατηγοριοποίηση του δείκτη υδρολογικής ξηρασίας Palmer (PHDI).

Τιμή του δείκτη PHDI	Περιγραφή
<-4	Υπερβολικά ξηρή περίοδος
-3 – -4	Αρκετά ξηρή περίοδος
-3 – -2	Μέτρια ξηρή περίοδος
-2 – -1	Ήπια ξηρή περίοδος
-1 – 1	Φυσιολογικές συνθήκες
1 – 2	Ήπια υγρή περίοδος
2 – 3	Μέτρια υγρή περίοδος
3 – 4	Αρκετά υγρή περίοδος
>4	Υπερβολικά ξηρή περίοδος

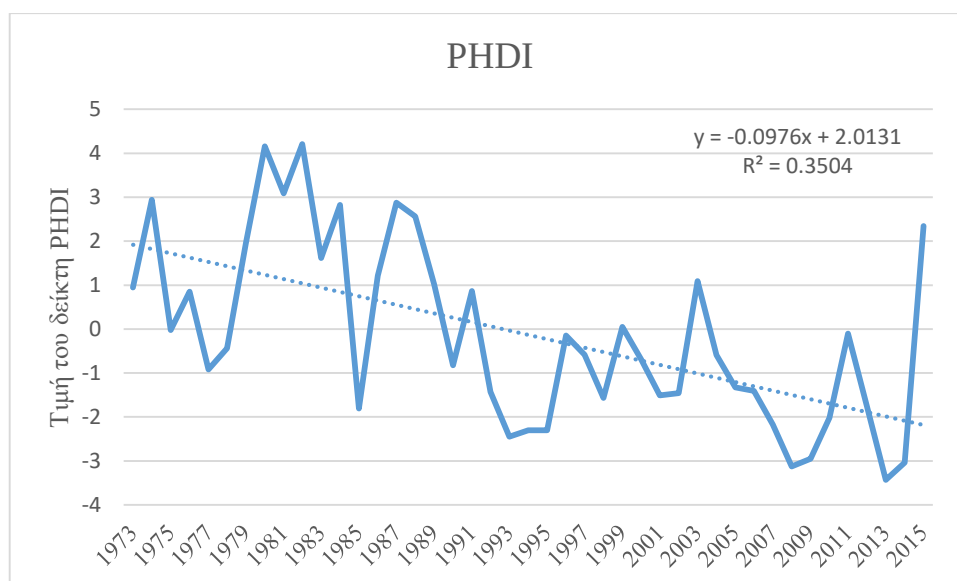
Παρακάτω περιγράφονται τα χαρακτηριστικά του σταθμού που χρησιμοποιήθηκε.

Σταθμός	Γεωγραφικό μήκος	Γεωγραφικό πλάτος	AWC (mm)	T (°C)	P (mm)
Μίκρας	22.58°	40.31°	150	15,28	454

Τα στοιχεία για το διαθέσιμο εδαφικό νερό λήφθηκαν από χάρτες από το site του European Soil Data Centre (ESDAC)(C. Ballabio et al., 2016).

5.2.3.3 Αποτελέσματα

Στο παρακάτω διάγραμμα του Σχήματος 5.7 παρουσιάζεται η διακύμανση του δείκτη υδρολογικής ξηρασίας Palmer (PHDI) για την περίοδο 1973-2015 για τον σταθμό της Μίκρας. Όπως παρουσιάζεται στο διάγραμμα, η διακύμανση της υδρολογικής ξηρασίας τείνει τα τελευταία χρόνια προς αρκετά ξηρές περιόδους. Συγκρίνοντας τις περιόδους 1973-1993 και 1994-2004 φαίνεται ότι η μέση τιμή του δείκτη υδρολογικής ξηρασίας έχει μεταβληθεί από 1,1 σε -1,3 για κάθε περίοδο αντίστοιχα. Δηλαδή με βάση τον Πίνακα 5.8 έχει μεταβεί από ήπια υγρή περίοδο (1973-1993) σε ήπια ξηρή περίοδο (1994-2014), μεταβολή που αντιστοιχεί σε 5,8% ενώ σύμφωνα με τους Kazakis et al., 2008 για τη δεκαετία 1998-2007 η συχνότητα των εξαιρετικά ξηρών περιόδων έχει αυξηθεί σε ποσοστό μεγαλύτερο από 14 %.

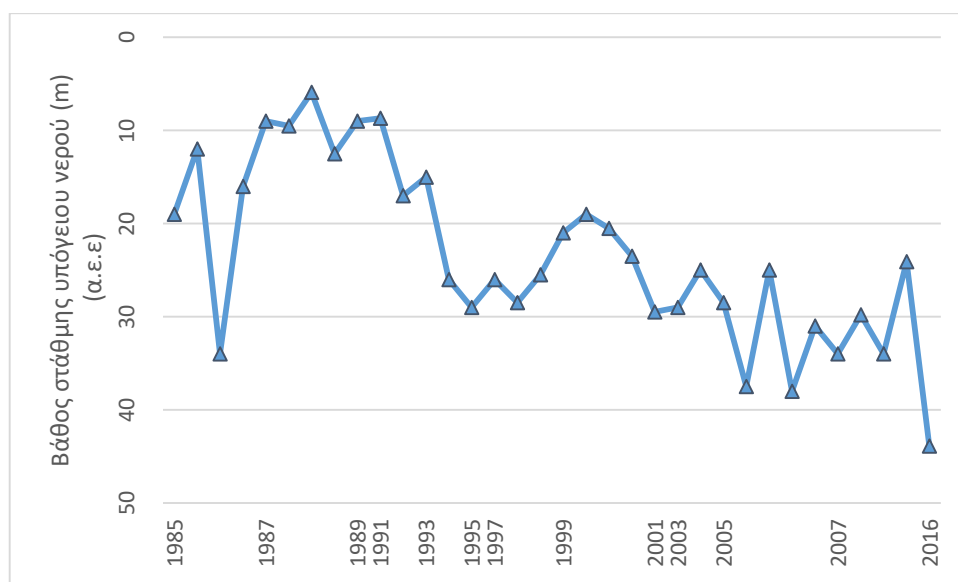


Σχήμα 5.7 Διακύμανση υδρολογικής ξηρασίας για την περίοδο 1973-2015 για τον σταθμό της Μίκρας.

5.3 Μεταβλητότητα στην στάθμη του υπόγειου νερού

Η διερεύνηση της διαχρονικής μεταβλητότητας της στάθμης του υπόγειου νερού μπορεί να αποδώσει θετικά αποτελέσματα στην σύνταξη ενός αειφορικού διαχειριστικού σχεδίου υδάτινων πόρων της περιοχής έρευνας. Για τον σκοπό αυτό αξιολογήθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν υδρογεωλογικά δεδομένα από παλαιότερες μελέτες στην περιοχή έρευνας (Ι.Γ.Μ.Ε., 2010) και συνδυάστηκαν με δεδομένα από την παρούσα εργασία.

Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν μετρήσεις στάθμης υπόγειου νερού από την περίοδο του 1985 έως το 2016. Από τη διακύμανση της στάθμης του υπόγειου νερού (Σχήμα 5.8), που αφορά τα βαθύτερα υδροφόρα στρώματα στην περιοχή της Ν. Τρίγλιας, φαίνεται να έχει μια πτωτική πορεία η διακύμανση της στάθμης.



Διάγραμμα 5.8 Διακύμανση στάθμης υπόγειου νερού στην περιοχή της Ν.Τρίγλιας.

Συγκεκριμένα το 1985 η στάθμη ηρεμίας ξεκίνησε από τα 19 m και έφτασε το 2016 τα 43,9 m, σύμφωνα με μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν τον Σεπτέμβριο του 2016 για τον σκοπό της παρούσας εργασίας. Η πτώση στάθμης φαίνεται να ξεκίνησε από την περίοδο του 1995 και συνεχίζεται έως σήμερα. Η μέση ετήσια βροχόπτωση για την περίοδο 1985-1995 ήταν 437 mm, για την περίοδο 1995-2005 ήταν 432 mm ενώ για την περίοδο 2005-2015 ανέρχεται στα 441 mm.

Την περίοδο 1995-2005 που παρατηρήθηκε η μεγάλη πτώση στάθμης παρατηρήθηκε και μικρή πτώση στο ύψος των κατακρημνισμάτων βάση του σταθμού της Μίκρας. Ωστόσο την περίοδο 1991-2001 παρατηρήθηκε και αύξηση του πληθυσμού στην συγκεκριμένη περιοχή

(Κεφάλαιο 2, Σχήμα 2.2), που επιδρά θετικά στην μείωση των αποθεμάτων του υπόγειου νερού. Τη δεκαετία 2005-2015 το ύψος των κατακρημνισμάτων αυξήθηκε. Αντίθετα ο ρυθμός πτώσης στάθμης συνεχίστηκε έως και το 2016 που υπάρχουν μετρήσεις, παρόλο που στην περιοχή βάση της απογραφής του 2011 παρατηρήθηκε και μικρή πτώση του πληθυσμού. Το φαινόμενο αυτό επιβεβαιώνει το ότι η πιθανή κλιματική αλλαγή επιδρά σε πολύ μικρότερο βαθμό από ότι η κακή διαχείριση, λόγω υπεραντλήσεων του υπόγειου νερού και την απουσία ολοκληρωμένου διαχειριστικού σχεδίου.

5.4 Επιπτώσεις στην ποιότητα του υπόγειου νερού

5.4.1 Εισαγωγή

Τα τελευταία χρόνια παρατηρείται έντονη εκμετάλλευση των παράκτιων υδροφορέων εξαιτίας της ανεξέλεγκτης τουριστική ανάπτυξης, των γεωργικών δραστηριοτήτων, αλλά και της αύξησης του πληθυσμού (Voudouris et al., 2006). Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται και στην περιοχή μελέτης και έχει επιφέρει εκτός από πτώση στάθμης και διείσδυση του θαλασσινού νερού, αλλά και μεταβολές στην ποιότητα του υπόγειου νερού λόγω ανόδου των γεωθερμικών ρευστών (βεβαιωμένο γεωθερμικό πεδίο στην περιοχή).

Για τη χαρτογράφηση της θαλάσσιας διείσδυσης απαιτούνται τόσο μετρήσεις αλμυρότητας αλλά και πολύ καλή γνώση του υδρολογικού μοντέλου της περιοχής (Melloul and Zeitoun, 1999). Ωστόσο σε πολλές περιπτώσεις η αποτύπωση της έκτασης της θαλάσσιας διείσδυσης μπορεί να γίνει και με τη χρήση ιοντικών λόγων από τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων (El Moujabber et al., 2006). Μια άλλη μέθοδος που χρησιμοποιείται παγκοσμίως για την οριοθέτηση του μετώπου της υφαλμύρισης αποτελούν οι ηλεκτρικές τομογραφίες (Mario et al., 2011). Ωστόσο καλύτερα αποτελέσματα δίνει ο συνδυασμός υδροχημικών αναλύσεων και γεωηλεκτρικών μεθόδων (Gazanoulas et al., 2011; Kazakis et al., 2016). Οι ηλεκτρικές τομογραφίες μπορούν να απεικονίσουν τις αλμυρισμένες ζώνες λόγω της ικανότητας τους να ανιχνεύουν σχηματισμούς διαφορετικής αντίστασης (Bighash and Murgulet, 2015). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε ο συνδυασμός ιοντικών λόγων, όπως προέκυψαν από τα αποτελέσματα υδροχημικών αναλύσεων, και ηλεκτρικών τομογραφιών για τη χαρτογράφηση του φαινομένου της θαλάσσιας διείσδυσης.

Ιοντικοί λόγοι

Από τα αποτελέσματα των υδροχημικών αναλύσεων υπολογίσθηκαν οι ιοντικοί λόγοι των $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Ca^{2+})$, Na^+/Cl^- , SO_4^{2-}/Cl^- και Cl^-/HCO_3^- . Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες που παρήχθησαν για κάθε ένα από τους παραπάνω ιοντικούς λόγους, και χωρίστηκαν σε 2 κλάσεις, με την τιμή **0** να δίνεται σε μη επηρεασμένες ζώνες και την τιμή **1** στις επηρεασμένες. Ο Πίνακας 5.9 απεικονίζει τις κρίσιμες τιμές με συμφωνα με τη βιβλιογραφία για την οποία έγινε αντικατάσταση (Houslow, 1995; Vengosh et al., 1999; Aris et al., 2012; Mtoni et al., 2013).

Πίνακας 5.9 Αντικαταστάσεις ιοντικών λόγων με βάση την κρίσιμη τιμή.

Ιοντικός λόγος	Κρίσιμη τιμή	Αντικατάσταση με 0	Αντικατάσταση με 1
SO_4^{2-}/Cl^-	0,1	<0,1	>0,1
Cl^-/HCO_3^-	0,5	<0,5	>0,5
Na^+/Cl^-	1	<1	>1
$Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Ca^{2+})$	0,5	<0,5	>0,5

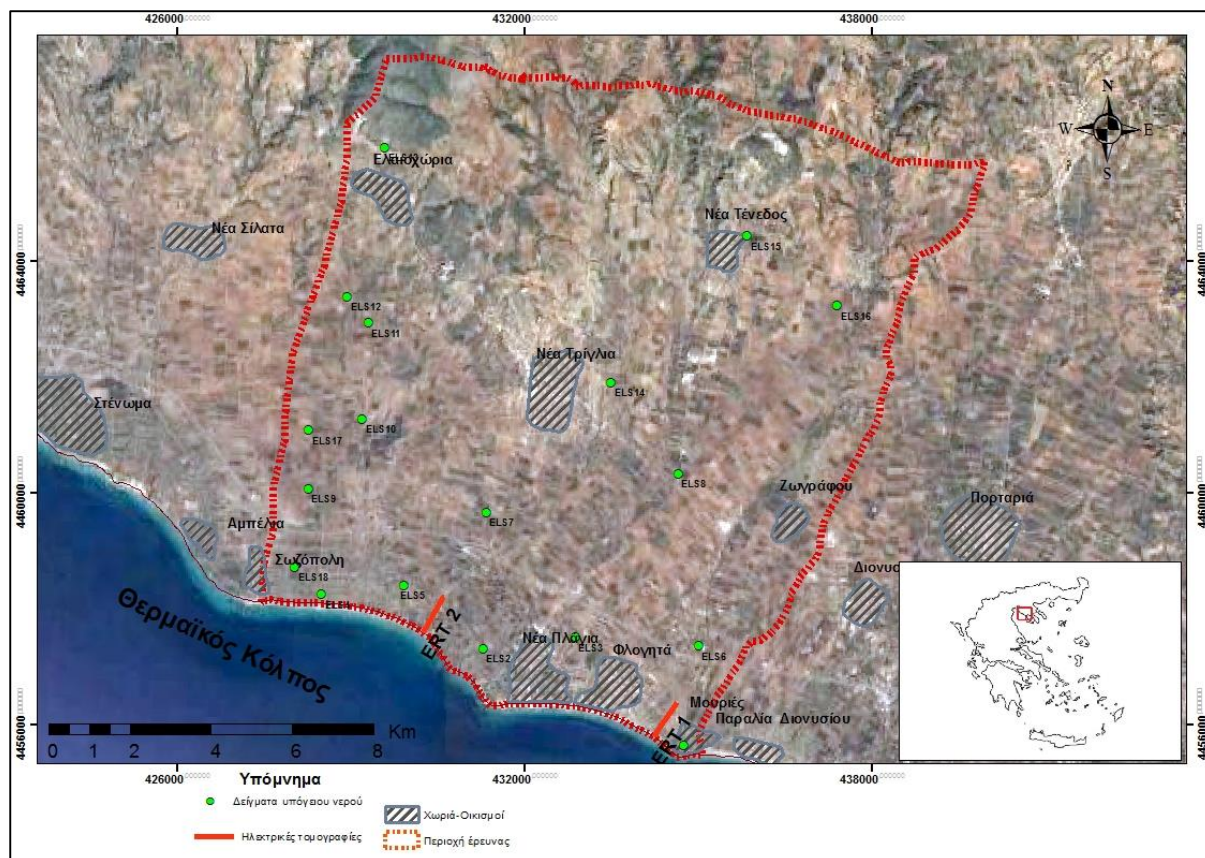
Στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκε το εργαλείο raster calculator του arctoolbox στο ArcGIS, αθροίζοντας έτσι του χάρτες που δημιουργήθηκαν από αντικατάσταση και παράχθηκε ο τελικός χάρτης θαλάσσιας διείσδυσης με τις τιμές του δείκτη θαλάσσιας διείσδυσης να παίρνουν τιμές από 0-3.

Ηλεκτρικές τομογραφίες

Κατά την περίοδο του Οκτωβρίου του 2016 πραγματοποιήθηκαν 2 ηλεκτρικές τομογραφίες κάθετα στην ακτογραμμή όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.9. Οι τομογραφίες είχαν έκταση 1000 m, χρησιμοποιώντας 21 ηλεκτρόδια από ανοξείδωτο ατσάλι, ανά 50 m. Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε για τις τομογραφίες ήταν το Syscal Pro της εταιρείας Iris Instruments, το οποίο τοποθετήθηκε και στο κέντρο των ηλεκτροδίων.

Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις και με τη διάταξη Wenner-Schlumberger και με τη διάταξη dipole-dipole. Η πρώτη αποτυπώνει καλύτερα τις οριζόντιες δομές και τις διεπιφάνειές τους

(Loke, 2011a, 2011b), ενώ η δεύτερη χρησιμοποιήθηκε για να γίνουν αντιληπτές οι πλευρικές μεταβολές και αν είναι σημαντικές. Για την αντιστροφή των αντιστάσεων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό DC2DPRO (Kim, 2009) από όπου παρήχθησαν και οι δισδιάστατες εικόνες. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα όλων των μετρήσεων κυμαίνεται μεταξύ 2-15% και έτσι οι μετρήσεις θεωρούνται αντιπροσωπευτικές για την περιοχή μελέτης.



Σχήμα 5.9 Ηλεκτρικές τομογραφίες.

5.4.3 Αποτελέσματα

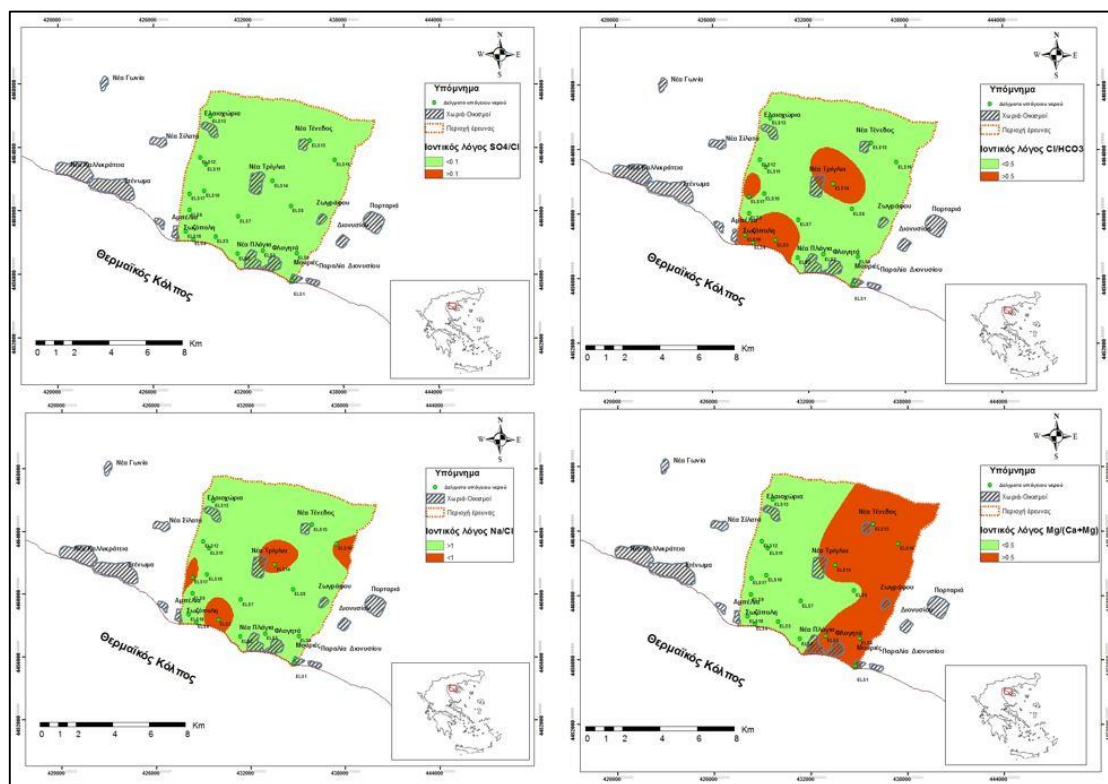
Δείκτης θαλάσσιας διείσδυσης

Στον Πίνακα 5.10 φαίνονται οι μέγιστες και οι ελάχιστες τιμές των ιοντικών λόγων όπως προέκυψαν από τα αποτελέσματα των υδροχημικών αναλύσεων κατά την περίοδο του Ιουνίου 2016 που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή του δείκτη θαλάσσιας διείσδυσης και την παραγωγή του αντίστοιχου χάρτη (Sea Water Intrusion Map, SWIM).

Πίνακας 5.10 Στατιστική ανάλυση των ιοντικών λόγων για την περίοδο Ιουνίου 2016

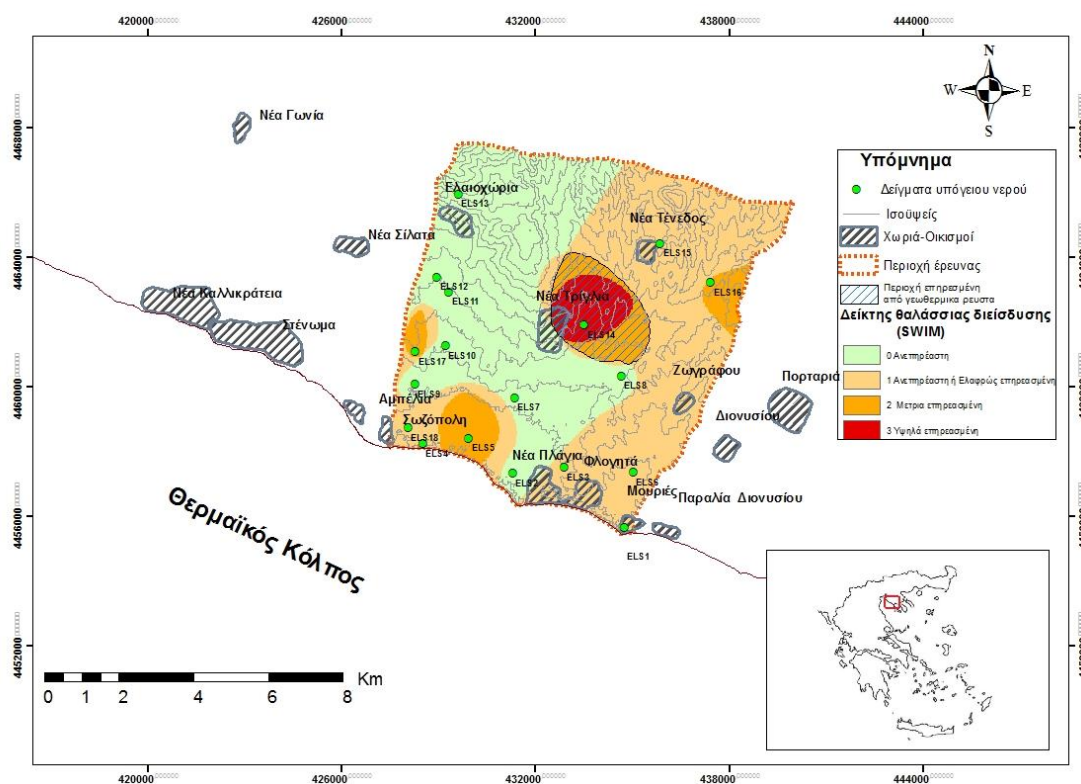
Ιοντικός λόγος (meq/L)	Μέγιστο	Ελάχιστο	Τυπική απόκλιση	Μέση τιμή
$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	1,72	0,13	0,44	0,42
$\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$	1,75	0,15	0,93	0,46
Na^+/Cl^-	2,48	0,52	0,41	1,3
$\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Ca}^{2+})$	0,83	0,006	0,25	0,4

Στο Σχήμα 5.10 απεικονίζονται οι χωρικές κατανομές των ιοντικών λόγων. Ο ιοντικός λόγος $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ φαίνεται να είναι σε όλη την περιοχή έρευνας μεγαλύτερος από 0,1 οπότε και αντικαταστάθηκε με 0. Αντίθετα ο ιοντικός λόγος $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ παίρνει την τιμή 1, τόσο στο παράκτιο τμήμα μεταξύ Σωζόπολης και Ν. Πλαγίων, όσο και σε τμήμα της ενδοχώρας στην περιοχή της Ν.Τρίγλιας. Τιμή 1 παίρνει πάλι το παραπάνω παράκτιο τμήμα όσον αφορά τον ιοντικό λόγο Na^+/Cl^- , όπως και το τμήμα κοντά στην Ν. Τρίγλια. Όσον αφορά τον ιοντικό λόγο $\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Ca}^{2+})$ φαίνεται ότι το ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης είναι επηρεασμένο, ενώ στο δυτικό τμήμα παίρνει παντού την τιμή 0. Από τη σύνθεση των παραπάνω χαρτών δημιουργήθηκε ο τελικός χάρτης θαλάσσιας διείσδυσης (Σχήμα 5.11).



Σχήμα 5.10 Χωρική κατανομή των ιοντικών λόγων για την περίοδο Ιουνίου 2016.

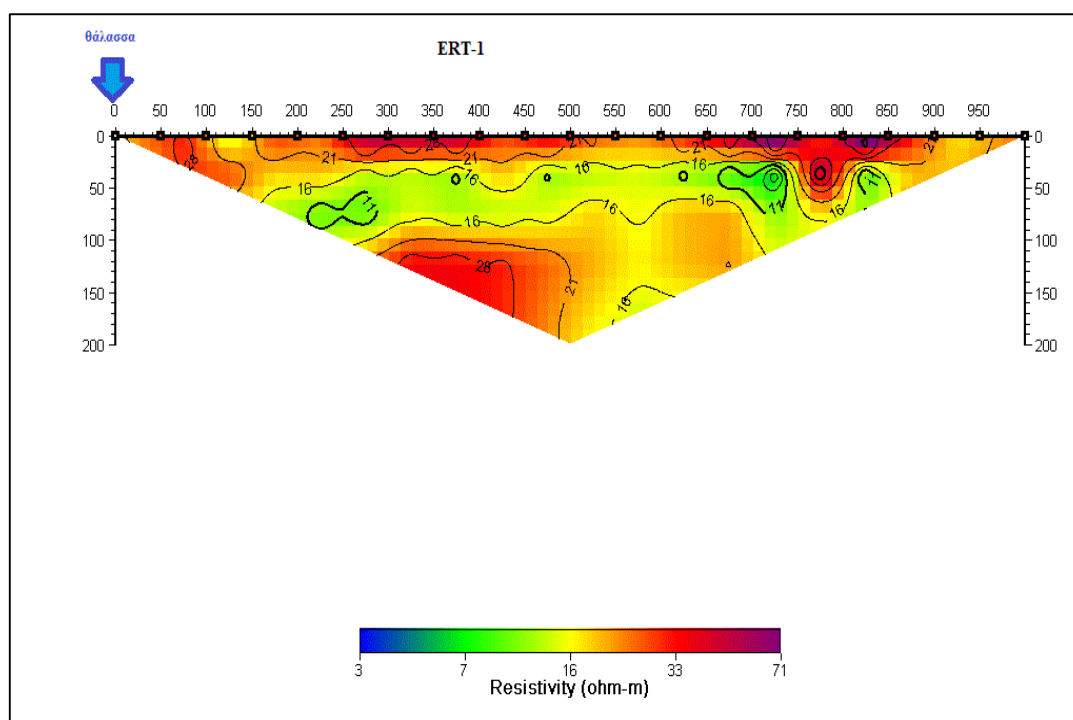
Στο Σχήμα 5.11 φαίνεται η κατανομή του δείκτη θαλάσσιας διείσδυσης (SWIM). Υψηλά επηρεασμένη χαρακτηρίζεται η περιοχή κοντά στην Ν. Τρίγλια. Ωστόσο αυτό δεν οφείλεται στον επηρεασμό της από την θαλάσσιας διείσδυση αλλά από την ανάμειξη καθαρού με νερό με γεωθερμικά ρευστά, καθώς στην περιοχή υπάρχει γεωθερμικό πεδίο χαμηλής ενθαλπίας (Meladiotis et al., 2002). Μέτρια επηρεασμένα χαρακτηρίζονται αρκετά κομμάτια στην ενδοχώρα εξαιτίας της ανόδου των γεωθερμικών ρευστών και της ανάμειξη τους με το καθαρό νερό, όπως αναφέρεται και σε προηγούμενες εργασίες (Gavriilidou et al., 2017). Ο επηρεασμός στο παράκτιο τμήμα μεταξύ Σωζόπολης-Ν. Πλαγίων οφείλεται στη διείσδυση του θαλασσινού νερού λόγω υπεραντλήσεων, αλλά και των γεωλογικών σχηματισμών που επιτρέπουν την ύπαρξη αυτού του φαινομένου.



Ηλεκτρικές τομογραφίες

Η τομογραφία ERT-1 που πραγματοποιήθηκε στο ΝΑ τμήμα της περιοχής μελέτης, κοντά στον οικισμό Μουριές, έχει μήκος 1000 m και διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και βάθος περίπου μέχρι τα 200 m. Στην παρούσα διατριβή παρουσιάζεται μόνο τα αποτελέσματα από τη διάταξη dipole-dipole καθώς αυτά κρίθηκαν ότι είναι τα πιο αντιπροσωπευτικά. Όπως φαίνεται και στο

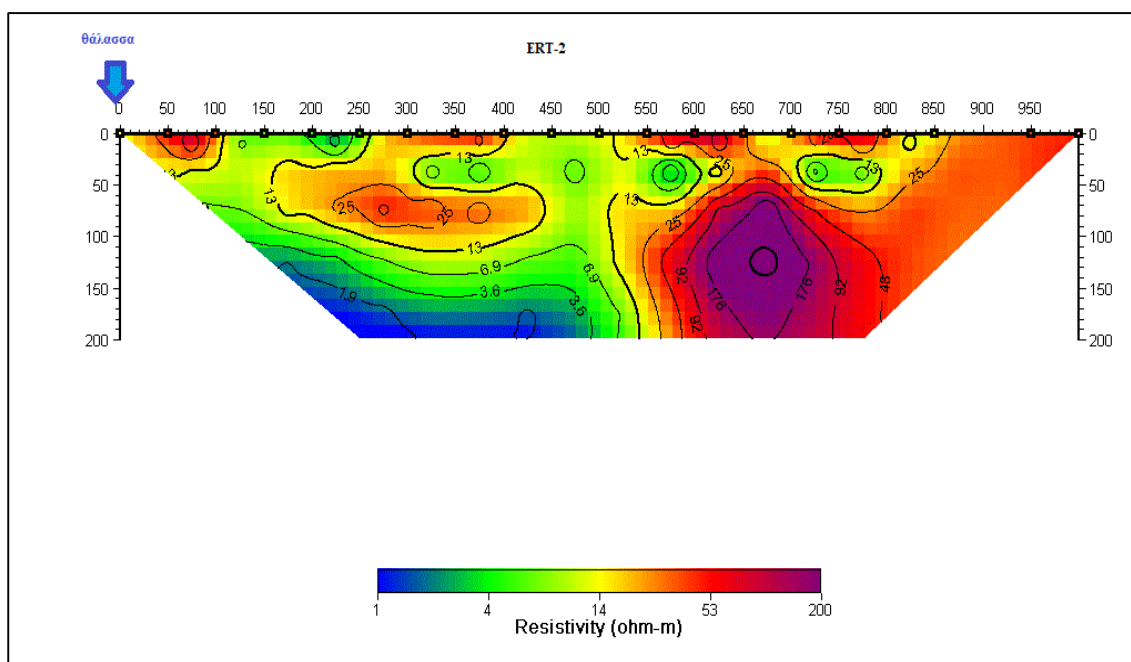
Σχήμα 5.12 στα 50-100 m μετρήθηκαν αντιστάσεις από 3-16 Ohm-m, αντιστάσεις που αντιπροσωπεύουν διείσδυση θαλασσινού νερού (1-5 Ohm-m αντιπροσωπεύει το θαλασσινό νερό), καθώς αυτές εξαρτώνται και από το υλικό από το οποίο διέρχεται η υδροφορία. Επιφανειακά απαντώνται υψηλότερες αντιστάσεις (21-70 Ohm-m) υποδεικνύοντας την ύπαρξη υδροφορίας (επιβεβαιώνεται και από μετρήσεις στάθμης), λόγω της ύπαρξης χαλικιών μέσα σε αμμοαργιλώδες υλικό. Οι υψηλότερες αντιστάσεις πιθανών υποδεικνύουν την ύπαρξη μαργαϊκών σχηματισμών. Όπως φαίνεται και στα αποτελέσματα της τομογραφίας, αλλά και από τις υδροχημικές αναλύσεις (δείγμα ELS1), ο επιφανειακός υδροφόρας δεν είναι επηρεασμένος από τη θαλάσσια διείσδυση, ενώ ο βαθύτερος είναι. Αυτό πιθανόν οφείλεται στις διαφορετικές συνθήκες τροφοδοσίας αλλά και στη διαφορετική λιθολογία στην συγκεκριμένη τοποθεσία.



Σχήμα 5.12 Γεωηλεκτρική εικόνα της τομής ERT-1 όπως προέκυψε από τη διαδικασία της αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου.

Η τομογραφία ERT-2 (Σχήμα 5.13) είχε και αυτή συνολικό μήκος 1000 m και διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ κάθετα στην ακτογραμμή κοντά στον οικισμό των Ν. Πλαγίων. Μετρήθηκαν αντιστάσεις από 1 έως 200 Ohm-m ενώ η τομογραφία έφτασε έως τα 200 m βάθος και αυτή. Κοντά στην ακτή και έως το βάθος των 50 m μετρήθηκαν αντιστάσεις χαμηλότερες αντιστάσεις από 6-13 Ohm-m που αντιστοιχούν σε υφάλμυρο νερό πιθανώς αναμιγμένο με καθαρό νερό, όπως προέκυψε και από τα αποτελέσματα των υδροχημικών αναλύσεων.

Σε μεγαλύτερο βάθος απαντώνται αμμοαργιλώδη σχηματισμοί με πιθανές ενστρώσεις χαλικιών λόγω των υψηλότερων αντιστάσεων (έως και 25 Ohm-m) έως τα 500 m από την ακτή προς την ενδοχώρα. Στο σημείο που τοποθετήθηκε το κέντρο των ηλεκτροδίων φαίνεται οι γραμμές κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης να κάμπτονται προμηνύοντας της ύπαρξη ρήγματος. Το ρήγμα αυτό είναι χαρτογραφημένο και αποτυπωμένο στο γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ (φύλλο Βασιλικά) ως πιθανό ρήγμα. Μετά τα 500 m εντοπίζεται σε βάθος μεγαλύτερο από αυτό των 50 m σχηματισμός που εμφανίζει μεγάλη αντίσταση και πρόκειται είτε για σχηματισμό του υποβάθρου (ογκόλιθος ασβεστολίθου) , είτε τον μανδύα αποσάθρωσης του.



Σχήμα 5.13 Γεωηλεκτρική εικόνα της τομής ERT-2 όπως προέκυψε από τη διαδικασία της αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου.

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα σημαντικότερα συμπεράσματα που προέκυψαν από την ανάλυση των μετεωρολογικών, υδρογεωλογικών, υδροχημικών και γεωφυσικών δεδομένων από την περιοχή μεταξύ Σωζόπολης-Φλογητών του Νομού Χαλκιδικής είναι τα ακόλουθα:

- Τα παράκτια αβαθή υδροφόρα στρώματα, όσο και οι βαθύτεροι πορώδεις υδροφορείς της περιοχής μεταξύ Σωζόπολης-Φλογητών υπερεκμεταλλεύονται με αποτέλεσμα τόσο την ποσοτική όσο και την ποιοτική υποβάθμισή τους.
- Οι κύριοι υδροφορείς αναπτύσσονται σε νεογενείς-τεταρτογενείς σχηματισμούς.
- Το βάθος στάθμης του υπόγειου νερού στους παράκτιους υδροφορείς κυμαίνεται από 1,2-4 m, ενώ στα βαθύτερα υδροφόρα στρώματα μετρήθηκε έως και 78 m από την επιφάνεια του εδάφους.
- Η υπερεκμετάλλευση των υπόγειων υδροφοριών έχει ως αποτέλεσμα την αναστροφή της υδραυλικής κλίσης με αποτέλεσμα τη θαλάσσια διείσδυση στο παράκτιο τμήμα σε μέτωπο τουλάχιστον 1 Km προς την ενδοχώρα.
- Από τα αποτελέσματα των υδροχημικών αναλύσεων και λόγω της έντονης γεωργικής δραστηριότητας στο ανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας ανιχνεύθηκαν υψηλές περιεκτικότητες νιτρικών ιόντων, με διακύμανση από 4 έως 179 mg/L. Υψηλές περιεκτικότητες ανιχνεύθηκαν και στο παράκτιο τμήμα μεταξύ Σωζόπολης - Ν. Φλογητών.
- Τα ανιόντα του χλωρίου κυμαίνονται από 46 έως 392 mg/L, με τις υψηλότερες συγκεντρώσεις να ανιχνεύονται στο παράκτιο τμήμα Σωζόπολης-Ν. Φλογητών.
- Η ανάλυση των υδρολογικών παραμέτρων υπέδειξε ότι στην περιοχή έρευνας υπάρχει μια τάση μείωσης της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης και της εξατμισοδιαπνοής για την περίοδο 1973-2015.
- Η μέση ετήσια θερμοκρασία αέρος έχει παρουσιάσει μεγάλη αύξηση. Η αύξηση αυτή οφείλεται τόσο στην αύξηση της μέσης μέγιστης θερμοκρασίας, όσο και της ελάχιστης.
- Βάσει των αποτελεσμάτων του δείκτη υδρολογικής ξηρασίας του Palmer και συγκρίνοντας τις 20-ετίες 1973-1993 και 1994-2014 προκύπτει ότι έχει υπάρξει μετάβαση από μια ήπια υγρή περίοδο σε μια ήπια ξηρή περίοδο.
- Ερευνώντας τη διακύμανση του βάθους του υπόγειου νερού την περίοδο 1983-2016 διαπιστώνεται ότι έχει πτωτική πορεία, η οποία αποδίδεται στην μεταβολή του

κλίματος, αλλά κυρίως στην υπερεκμετάλλευση των υπόγειων υδροφόρων στρωμάτων. Συγκεκριμένα το βάθος στάθμης του υπόγειου νερού στην περιοχή της Ν. Τρίγλιας το 1983 ήταν 19 m και το 2016 έφτασε τα 43,9 m από την επιφάνεια του εδάφους.

- Ο ιοντικός λόγος $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ κυμαίνεται από 0,13-1,72. Ο λόγος $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ κυμαίνεται από 0,15-1,75 με τις υψηλότερες τιμές να εντοπίζονται στο παράκτιο τμήμα μεταξύ Σωζόπολης – Ν. Φλογητών καθώς και στην περιοχή της Ν. Τρίγλιας. Με βάση τη χωρική κατανομή του ιοντικού λόγου Na^+/Cl^- επηρεασμένη από θαλάσσια διείσδυση χαρακτηρίστηκε η περιοχή της Ν. Τρίγλιας καθώς και στο παράκτιο τμήμα Σωζόπολης-Ν.Φλογητών, ενώ ο ιοντικός λόγος $\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Ca}^{2+})$ κυμαίνεται από 0,006-0,83.
- Από την αλληλοεπικάλυψη των χαρτών των ιοντικών λόγων προέκυψε ο χάρτης του δείκτη θαλάσσιας διείσδυσης βάσει του οποίου χαρακτηρίστηκε υψηλά επηρεασμένη η περιοχή της Ν. Τρίγλιας, φαινόμενο το οποίο δεν οφείλεται στην υφαλμύριση, αλλά στην άνοδο των γεωθερμικών ρευστών, το οποίο επιβεβαιώθηκε και με τη μελέτη της διακύμανσης του βάθους του υπόγειου νερού.
- Από τον συνδυασμό υδροχημικών δεδομένων και γεωφυσικών διασκοπήσεων οριοθετήθηκαν θέσεις όπου έχει υφαλμυρίσει ο βαθύτερος υδροφορέας, αλλά και θέσεις που έχει υφαλμυρίσει μόνο ο επιφανειακός με αντιστάσεις από 3-16 Ohm-m.
- Τέλος, από την ανάλυση των ηλεκτρικών τομογραφιών ανιχνεύθηκαν κάποιες θέσεις πιθανών ρηγμάτων, που μπορούν να εξηγήσουν μερικώς το υδρολογικό καθεστώς της περιοχής.
- Η κακή διαχείριση του υπόγειου νερού αποτελεί τη βασική αιτία ποιοτικής μείωσης και ποσοτικής υποβάθμισης των υπόγειων νερών, ενώ οι επιπτώσεις των διαφαινόμενων κλιματικών αλλαγών απαιτούν την αξιολόγηση περισσότερων μετρήσεων υπαίθρου και χρονοσειρών.

- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., and Ribes, A. (2011): Trends in global and basin scale runoff over the late twentieth century: methodological issues and sources of uncertainty. *Journal of Climate*, 24(12), 3000-3014.
- American Meteorology Society. (1997): Meteorological drought – Policy statement. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78: 847-849.
- Aris, A.Z., Praveena, S.M., Abdullah, A.M.H. (2012): The influence of seawater on the chemical composition of groundwater in a small island: the example of Manukan Island, East Malaysia. *Journal of Coastal. Research*, 28 (1): 64-75.
- Arndt, D.S., Baringer, M.O., and Johnson M.R. (eds.) (2010): State of the climate in 2009. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(7), S1-S224.
- Ballabo, C., Panagos, P., Montanarella, L. (2016): Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database, *Geoderma*, 261: 110-123.
- Barron, O., Pollock, D., Crosbie, R., Dawes, W., Charles, S., Mpelasoka, F., Aryal, S. Donn, M., Wurcker, B. (2010): The Impact of Climate Change on Groundwater Resources: The Climate Sensitivity of Groundwater Recharge in Australia. CSIRO, Water for a Healthy Country Report to National Water Commission.
- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., and Palutikof J.P.(eds.) (2008): Climate Change and Water. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Technical Paper VI, IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland, 210 pp.
- Bighash, P., Murgulet, D. (2015): Application of factor analysis and electrical resistivity to understand groundwater contributions to coastal embayments in semi-arid and hypersaline coastal settings. *Science of Total Environment*, 532: 688–701.
- Cayan, D.R., Kammerdiener, S.A., Dettinger, M.D., Caprio, J.M., and Peterson, D.H. (2001): Changes in the onset of spring in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3), 399-415.
- Chen, G., Tian, H., Zhang, C., Liu, M., Ren, W., Zhu, W., Chappelka, A.H., Prior, S.A., and Lockaby, G.B. (2012): Drought in the Southern United States over the 20th century: variability and its impacts on terrestrial ecosystem productivity and carbon storage. *Climatic Change*, 114(2), 379-397.
- Clow, D.W. (2010): Changes in the timing of snowmelt and streamflow in Colorado: a response to recent warming. *Journal of Climate*, 23(9), 2293-2306.

- Cotecchia, V., Tadolini, T., Tulipano, L. (1981): Saline contamination phenomena in the karstic and fissured carbonatic aquifer of the Salentine peninsula (Southern Italy) and their evolution, Proceedings of the 7th Salt Water Intrusion meeting, Uppsala, pp 77-81.
- Custodio, E. (2002): Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal* 10, 254–277. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-002-0188-6>.
- Davis, S.N., DeWiest, R.J.M. (1966): «Hydrogeology». 2nd edition, Wiley, New York, pp. 463.
- Dikau, R. (1989): The application of a digital relief model to landform analysis. In: Raper, J.F. (ed.): Three dimensional applications in Geographical Information Systems. Taylor and Francis, London, pp 51-77.
- Dragoni, W., Sukhija, B.S. (Eds.) (2008): Climate Change and Groundwater. Geological Society, London, pp. 1–12.
- Duron, S.A. (1948): Natural water and graphical representation of their composition. *Dokl. Akad. Nauk. U.S.S.R.*, V.59, P.87-90.
- El Moujabber, M., BouSamra, B., Darwish, T., Atallah, T. (2006): Comparison of different indicators for groundwater contamination by seawater intrusion on the Lebanese Coast. *Water Resources Management*, 20: 161–180.
- Fu, G., Charles, S.P., and Yu, J. (2009): A critical overview of pan evaporation trends over the last 50 years. *Climatic Change*, 97(1-2), 193-214.
- Galazoulas, E.C., Mertzani, Y.C., Petalas, C.P., Kargiotis, E.K. (2015): Large scale electrical resistivity tomography survey correlated to hydrogeological data for mapping groundwater salinization: a case study from a multilayered coastal aquifer in Rhodope, Northeastern Greece. *Environmental Processes*, 2: 19–35.
- Gavriilidou, E., Ntona, M., Kazakis, N., Vargemezis, G., Voudouris, K. (2017): Seawater intrusion mapping in the coastal aquifer of Nea Kallikratia-Flogita area, North Greece. Proceedings of 11th International Hydrogeological Congress of Greece, 4-6 October 2017, Athens.
- Gerten, D., Rost, S., von Bloh, W., and Lucht, W. (2008): Causes of change in 20th century global river discharge. *Geophysical Research Letters*, 35(20), L20405, doi: 10.1029/2008GL035258.
- Giuntoli, I., Renard, B., and Lang, M. (2012): Floods in France. In: Changes in Flood Risk in Europe [Kundzewicz, Z.W. (ed.)]. CRC Press, Wallingford, UK, pp. 199-211.

- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., and Aureli, A. (2011): Beneath the surface of global change: impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3-4), 532-560.
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A. (2011): Beneath the surface: impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology* 405, 532–560.
- Hattermann, F.F., Kundzewicz, Z.W., Huang, S., Vetter, T., Kron, W., Burghoff, O., Merz, B., Bronstert, A., Krysanova, V., Gerstengarbe, F.-W., Werner, P., and Hauf, Y. (2012): Flood risk from a holistic perspective – observed changes in Germany. In: *Changes in Flood Risk in Europe* [Kundzewicz, Z.W. (ed.)]. CRC Press, Wallingford, UK, pp. 212-237. Hawkins, E. and R. Sutton.
- Heim, R.R. (2002): A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of American Meteorological Society*, 83:1149-1165.
- Hiscock, K., Sparkes, R., Hodgins, A. (2012): Evaluation of future climate change impacts on European groundwater resources. In: Treidel, H., Martin-Bordes, J.J., Gurdak, J.J. (Eds.), *Climate Change Effects on Groundwater Resources: A Global Synthesis of Findings and Recommendations*. IAH International Contributions to Hydrogeology, Taylor and Francis, London, pp. 351–366.
- Hounslow, A.W. (1995): *Water Quality Data Analysis and Interpretation*. CRC Lewis, New York.
- Ishak, E.H., Rahman, A., Westra, S., Sharma, A., and Kuczera, G. (2010): Preliminary analysis of trends in Australian flood data. In: *World Environmental and Water Resources Congress 2010: Challenges of Change* [Palmer, R.N. (ed.)]. Proceedings of the Congress, American Society of Civil Engineers, Reston, VA, USA, pp. 115-124.
- Jeelani, G. (2008): Aquifer response to regional climate variability in a part of Kashmir Himalaya in India. *Hydrogeology Journal*, 16(8), 1625-1633.
- Jiang, T., Kundzewicz, Z.W., and Su, B. (2008): Changes in monthly precipitation and flood hazard in the Yangtze River basin, China. *International Journal of Climatology*, 28(11), 1471-1481.
- Jones, J.A. (2011): Hydrologic responses to climate change: considering geographic context and alternative hypotheses. *Hydrological Processes*, 25(12), 1996-2000.
- Jyrkama, I.M., Sykes, J.F. (2007): The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the Grand River watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*. 338 (3–4), 237–250.

Kalra, A., T.C. Piechota, T.C., Davies, R., and Tootle, G.A. (2008): Changes in US streamflow and western US snowpack. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(3), 156-163.

Kazakis, N., Pavlou, A., Vargemezis, G., Voudouris, K.S., Soulios, G., Pliakas, F., Tsokas, G. (2016): Seawater intrusion mapping using electrical resistivity tomography and hydrochemical data. An application in the coastal area of eastern Thermaikos Gulf, Greece. *Science of the Total Environment*, 543: 373-387.

Kazakis, N., Mavromatis, T., Voudouris, K. (2008): Changes in extreme hydrological event frequencies in Greece. In: 9th Conference of meteorology, climatology and atmospheric physics, Thessaloniki. Pp. 887-894.

Kim, J.H. (2009): DC2DPro-2D Interpretation System of DC Resistivity Tomography. User's Manual and Theory. KIGAM, S. Korea.

Knowles, N., Dettinger, M.D., and Cayan, D.R. (2006): Trends in snowfall versus rainfall in the western United States. *Journal of Climate*, 19(18), 4545-4559.

Konikow L.F., Kendy E. (2005): Groundwater depletion: A global problem. *Hydrogeology Journal* 13, 317-320.

Koppen, W., -Geiger, R. (1936): *Handbuch der klimatologie*. Berlin.

Korhonen, J., and Kuusisto, E. (2010): Long-term changes in the discharge regime in Finland. *Hydrology Research*, 41(3-4), 253-268.

Koutsoyiannis, D. & Georgakakos, A. (2006): Lessons from the long flow records of the Nile: determinism vs indeterminism and maximum entropy. In: 20 Years of Nonlinear Dynamics in Geosciences. Aegean Conferences. Rhodes, Greece.

Koutsoyiannis, D., Montanari, A., Lins, H.F., and Cohn, T.A. (2009): Climate, hydrology and freshwater: towards an interactive incorporation of hydrological experience into climate research. *Hydrological Sciences Journal*, 54(2), 394-405.

Kundzewicz, Z.W. and Döll, P. (2009): Will groundwater ease freshwater stress under climate change? *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 665-675.

Kustu, M.D., Fan, Y., and Robock, A. (2010): Large-scale water cycle perturbation due to irrigation pumping in the US High Plains: a synthesis of observed streamflow changes. *Journal of Hydrology*, 390(3-4), 222-244.

Lambert, F.H., Stott, P.A., Allen, M.R., and Palmer, M.A. (2004): Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophysical Research Letters*, 31(10), L10203, doi: 10.1029/2004GL019545.

- Lenore, S., Clesceri, Arnold, E., Greenberg, Andrew, D., Eaton. (1998): Standard Methods for Examination of Water and Wastewater. 20th Edition.
- Lins, H. F. & Stakhiv, E. Z. (1998): Managing the nation's water in a changing climate. Journal of the American Water Resources Association 34(6), 1255–1264.
- Loke, M.H. (2011a): Electrical resistivity surveys and data interpretation. In: Gupta, H.K.(Ed.), Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, 2nd edn Springer, pp. 276–283.
- Loke, M.H. (2011b) Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. [Online] Available at: www.geoelectrical.com [Accessed 15 June 2012].
- Mario, Z., Joan, B., Rogelio, L., Xavier, M.P. (2011): Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Emporda, Northern Spain). Journal of Hydrology, 409: 407–422.
- McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Roderick, M.L., Li, L.T., Mo, X.G., Zimmermann, N.E., and Meladiotis, I., Veranis, N.S., Nikolaidis, N.P. (2002): Arsenic contamination in Central Macedonia, Northern Greece: extent of the problem and potential solution. In: Conference of Protection and Restoration of the Environment VI, 1–5 July, Skiathos Island, Greece.
- Melloul, A., Zeitoun, D. (1999): A semi-empirical approach to intrusion monitoring in Israeli coastal aquifer. In: Bear, J. (Ed.), Seawater Intrusion in Coastal Aquifers: Concepts, Methods and Practices. Kluwer, London: 543–547.
- Miralles, D.G., Holmes, T.R.H., De Jeu, R.A.M., Gash, J.H., Meesters, A.G.C.A., and Dolman, A.J. (2011): Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. Hydrology and Earth System Sciences, 15(2), 453-469.
- Mtoni, Y., Mjemah, I.C., Bakundukize, C., Van Camp, M., Martens, K., Walraevens, K. (2013): Saltwater intrusion and nitrate pollution in the coastal aquifer of Dar es Salaam, Tanzania. Environmental Earth Sciences, 70 (3): 1091–1111.
- Palmer, W.C. (1965): Meteorological drought. U.S. Weather Bureau Research Paper 45, 58.
- Petrow, T. and Merz, B. (2009): Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951-2002. Journal of Hydrology, 371(1-4), 129-141.
- Piao, S., Ciais, P., Huang, Y., Shen, Z., Peng, S., Li, J., Zhou, L., Liu, H., Ma, Y., Ding, Y., Friedlingstein, P., Liu, C., Tan, K., Yu, Y., Zhang, T., and Fang, J. (2010): The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. Nature, 467(7311), 43-51.
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., Noblet-Ducoudre, N., Labat, D., and Zaehle, S. (2007): Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO₂ on global

- river runoff trends. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 104(39), 15242-15247.
- Piper, A.M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. American Geophysical union, Transactions, v. 25, p. 914-923.
- Pulido-Velazquez, D., García-Arostegui, J.L., Molina, J.L., Sanz, I., Pulido-Velazquez, M. (2011): Análisis de impactos futuros del cambio climático sobre los recursos hídricos subterráneos. El caso del acuífero Serral Salinas (Murcia-Alicante). Symposium de Aguas Subterráneas (AEH), Zaragoza, 2011.
- Pulido-Velazquez, D., Garrote, L., Andreu, J., Martin-Carrasco, F.J., Iglesias, A. (2011b): A methodology to diagnose the effect of climate change and to identify adaptive strategies to reduce its impacts in conjunctive-use systems at basin scale. Journal of Hydrology 405 (1), 110–122.
- Roosmalen, V., Christensen, B.S.B., Sonnenborg, T.O. (2007): Regional differences in climate change impacts on groundwater and stream discharge in Denmark. Vadose Zone Journal 6 (3), 554–571. <http://dx.doi.org/10.2136/vzj2006.0093>.
- Rosenzweig, C., Casassa, G., Karoly, D.J., Imeson, A., Liu, C., Menzel, A., Rawlins, S., Root, T.L., Seguin, B., and Tryjanowski, P. (2007): Assessment of observed changes and responses in natural and managed systems. In: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Parry, M.L., O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden, and C.E. Hanson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 79-131.
- Schmatz, D.R. (2010): Observational evidence from two mountainous regions that near-surface wind speeds are declining more rapidly at higher elevation than lower elevations: 1960-2006. Geophysical Research Letters, 37, L06402, doi: 10.1029/2009GL042255.
- Scibek, J., Allen, D.M., Cannon, A.J., Whitfield, P.H. (2007): Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. Journal of Hydrology. 333 (2–4), 165–181.
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., and Schär, C. (2006): Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. Nature, 443(7108), 205-209.
- Skaugen, T., Stranden, H.B., and Saloranta, T. (2012): Trends in snow water equivalent in Norway (1931-2009). Hydrology Research, 43(4), 489-499.

- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., and Jodar, J. (2010): Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2367-2382.
- Stahl, K., Tallaksen, L.M., Hannaford, J., and van Lanen, H.A.J. (2012): Filling the white space on maps of European runoff trends: estimates from a multi-model ensemble. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(7), 2035-2047.
- Stoll, S., Franssen, H.J.H., Barthel, R., and Kinzelbach, W. (2011): What can we learn from long-term groundwater data to improve climate change impact studies? *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(12), 3861-3875.
- Stott, P.A., Gillett, N.P., Hegerl, G.C., Karoly, D.J., Stone, D.A., Zhang, X., and Zwiers, F. (2010): Detection and attribution of climate change: a regional perspective. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(2), 192-211.
- Strahler, A.N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans. Amer. Geophys. Union* 38, 913-20.
- Suthar, S., Bishnoi, P., Singh, S., Mutiyar, P.K., Nema A.K., and Patil, N.S., (2009): Nitrate contamination in groundwater of some rural areas of Rajasthan Indian, *Journal of hazardous materials*, 171, pp. 189-199.
- Takala, M., Pulliainen, J., Metsamaki, S.J., and Koskinen, J.T. (2009): Detection of snowmelt using spaceborne microwave radiometer data in Eurasia from 1979 to 2007. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(9), 2996-3007.
- Tan, A., Adam, J.C., and Lettenmaier, D.P. (2011): Change in spring snowmelt timing in Eurasian Arctic rivers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116, D03101, doi: 10.1029/2010JD014337.
- Thornthwaite, C., Mather, J. (1957): Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance. Publication in *Climatology*, Vol. 10, No 3, New Jersey.
- Vengosh, A., Spivack, A.J., Artzi, Y., Ayalon, A. (1999): Geochemical and boron, strontium and oxygen isotopic constraints on the origin of the salinity in groundwater from the Mediterranean coast of Israel. *Water Resources Research*, 35: 1877-1894.
- Voudouris, K., Baltas, E., Vasalakis, A., Diamantopoulou, P. (2006): Pressures on water resources and their impacts on coastal aquifers: case studies from Greek islands'. WSEAS (World Scientific and Engineering Academy and Society). *Transactions on Environment and Development*. Issue II, Vol. 2: 1427-1434.

- Wang, D., and Cai, X. (2010): Comparative study of climate and human impacts on seasonal baseflow in urban and agricultural watersheds. *Geophysical Research Letters*, 37, L06406, doi: 10.1029/2009GL041879.
- Wells, N., Goddard, S., and Hayes, M.J. (2004): A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index, *Journal of Climate*, 17: 2335-2351.
- Wilhite, D.A. (2000): Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. In: Wilhite, D.A. (Ed.), *Drought a global assessment*. Routledge, 3-18.
- Wilson, D., Hisdal, H., and Lawrence, D. (2010): Has streamflow changed in the Nordic countries? – Recent trends and comparisons to hydrological projections. *Journal of Hydrology*, 394(3-4), 334-346.
- Zhang, Y.K., and Schilling, K.E. (2006): Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940s: effect of land use change. *Journal of Hydrology*, 324(1-4), 412-422.
- Zhang, Z., Zhang, Q., Xu, C., Liu, C., and Jiang, T. (2009): Atmospheric moisture budget and floods in the Yangtze River basin, China. *Theoretical and Applied Climatology*, 95(3-4), 331-340.
- Βουδούρης, Κ. (2009): Υδρογεωλογία Περιβάλλοντος. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη, σελ. 460.
- Βουδούρης, Κ. (2013): Τεχνική Υδρογεωλογία. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη, σελ. 429.
- Διαμαντής, Ι. (2004): Παράκτια υδροφόρα στρώματα. Σημειώσεις προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών Τμήματος Γεωλογίας, Δ.Π.Θ., Ξάνθη, σελ. 75.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (2010): Υδρογεωλογική μελέτη: Υδροφόρα συστήματα Επανομής-Μουδανιών, Κασσάνδρας, Ορμύλιας και Σιθωνίας του υδατικού διαμερίσματος κεντρικής Μακεδονίας υπό Βεράνη, Ν., Χατσηκύρκου, ΑΘ., τεύχος 2Β, Θεσσαλονίκη.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1978): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 φύλλο Βασιλικά υπό Mollat, Μ., Αντωνιάδη, Π., Χριστοδούλου, Γ., Παργινό, Δ., Κουρμούλη, Ν., Αθήνα.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1978): Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 φύλλο Βασιλικά υπό Kockel, F., Mollat, Μ., Αντωνιάδη, Π., Ιωαννίδη, Κ., Χριστοδούλου, Γ., Παργινό, Δ., Κουρμούλη, Ν., Αθήνα.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1999): Ποιότητα νερών Νομού Χαλκιδικής (από Κ. Κατιρτζόγλου) Τελική μελέτη, Θεσσαλονίκη.
- Καλλέργης, Γ. (2000): Εφαρμοσμένη –Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία. 2^η έκδοση, τόμος , Τ.Ε.Ε., Αθήνα.
- Μουντράκης, Δ. (1985): Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, σελ. 204

Ντόνα, Μ., Γαβριηλίδου, Ε., Καζάκης, Ν., Βουδούρης, Κ. (2017): Ποιότητα του υπόγειου νερού στον παράκτιο υδροφορέα Καλλικράτειας-Φλογητών (Χαλκιδική). Πρακτικά 6^{ου} Περιβαλλοντικού Συνεδρίου Μακεδονίας, 5-7 Μαΐου, Θεσσαλονίκη.

Ξεφτέρης, Α.Δ.(2000): Διερεύνηση της ποιοτικής υποβάθμισης των υπόγειων νερών στον κάμπο της Καλαμαριάς με έμφαση στη νιτρορύπανση. Διδακτορική διατριβή. Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Α.Π.Θ.

Σούλιος, Γ. (1986): Γενική Υδρογεωλογία , Πρώτος & Δεύτερος Τόμος. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Σούλιος, Γ. (2006): Γενική Υδρογεωλογία, Τέταρτος Τόμος. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Συρίδης, Γ. (1990): Λιθοστρωματογραφική, Βιοστρωματογραφική και Παλαιογραφική μελέτη των Νεογενών-Τεταρτογενών ιζηματογενών σχηματισμών της χερσονήσου Χαλκιδικής. Διδακτορική διατριβή. Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Ψιλοβίκος, Α., Συρίδης, Γ., Χαχαμίδου, Ε. (1988): Παράκτια φαινόμενα στη χερσόνησο της Κασσάνδρας της Χαλκιδικής, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, Τόμος XX,325-339

ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

www.statistics.gr (Ελληνική Στατιστική αρχή)

<http://www.ncdc.noaa.gov>

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΥΠΑΙΘΡΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ (εικόνες)



I. Μέτρηση στάθμης σε σωληνωμένη γεώτρηση



II. Μέτρηση στάθμης σε ασωλήνωτη γεώτρηση



III. Απογραφή γεώτρησης



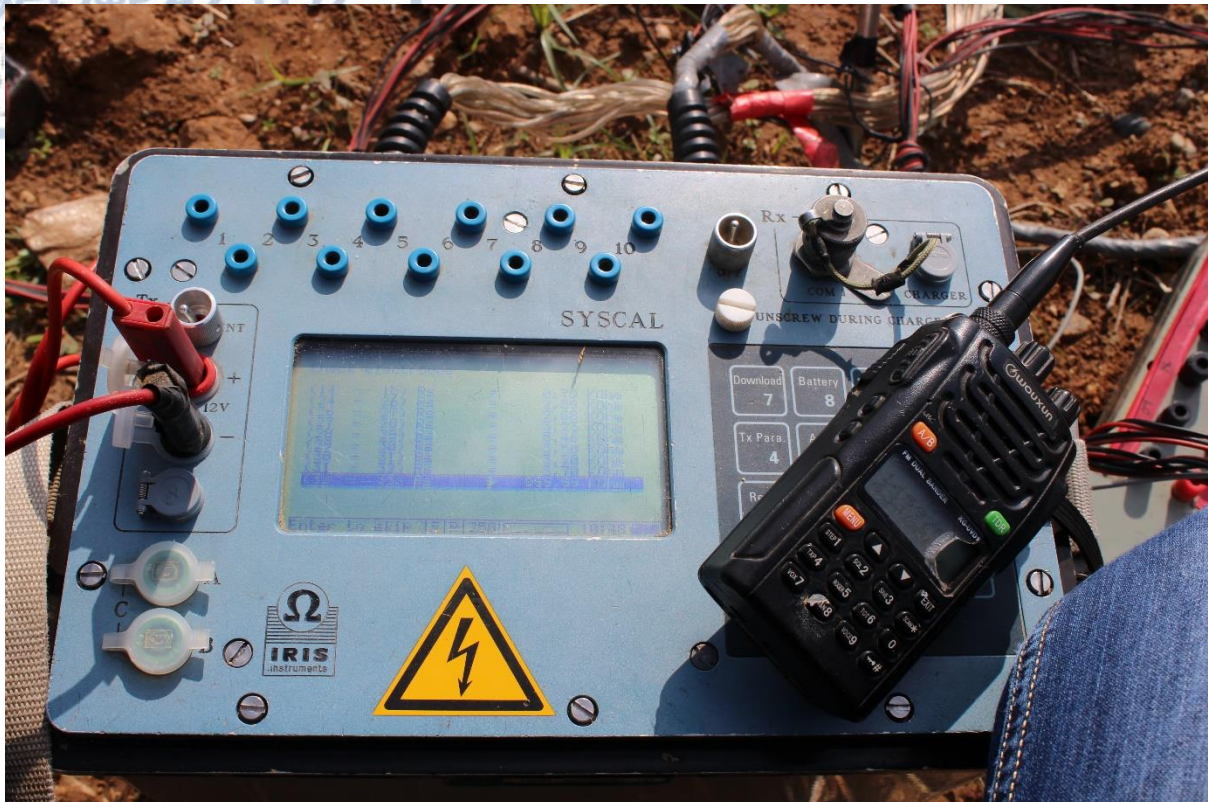
IV. *Επιδιόρθωση σταθμήμετρου*



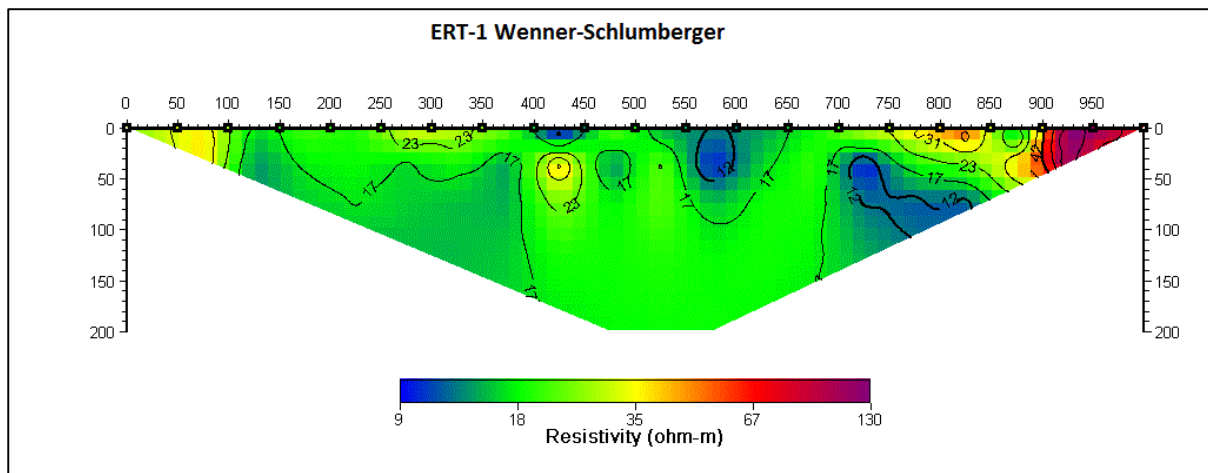
V. Δειγματοληψία νερού



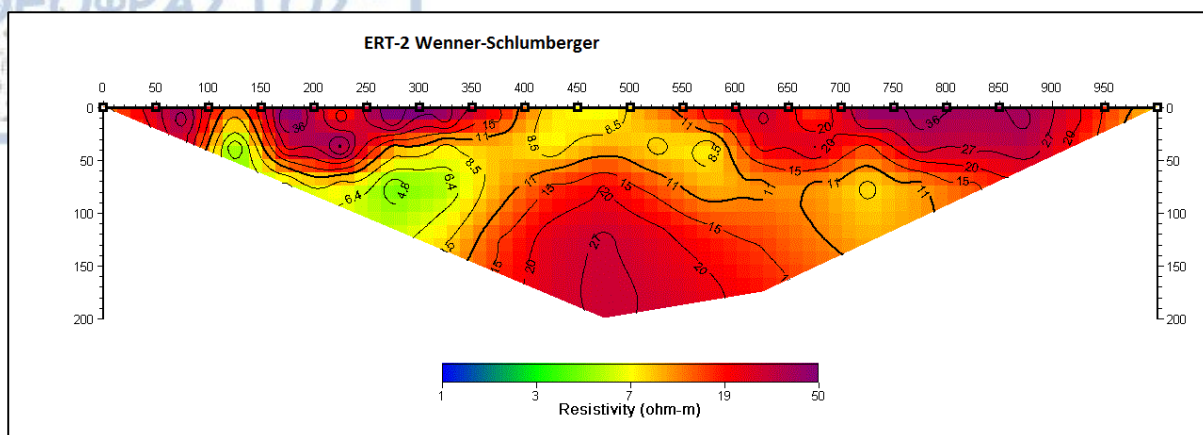
VI. Επιτόπου μετρήσεις ($T(^{\circ}C)$, EC, TDS, pH)



VII. Όργανο γεωφυσικών διασκοπήσεων



VIII. Ηλεκτρική τομογραφία ERT-1 με την διάταξη Wenner-Schlumberger.



IX. Ηλεκτρική τομογραφία ERT-2 με την διάταξη Wenner-Schlumberger.

X. Πίνακας υπολογισμού πραγματικής εξατμισοδιαπνοής με τη μέθοδο Thornthwaite-Matter.

πρα

Υπολογισμός εξατμισοδιαπνοής κατά Thornthwaite					$S_{10} =$	100	$\alpha =$	1.550	Συντ. Πρ. εξατμης. κατά Thornthwaite				79.3%
$T^{\circ}C$	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ	$\Sigma/M.O.$
	3.92	14.50	6.99	12.14	18.68	21.77	25.14	23.49	20.88	15.63	7.71	4.95	14.65
i	0.69	5.01	1.66	3.83	7.35	9.28	11.53	10.41	8.70	5.62	1.93	0.98	67.00
E_{Δ}	7.0	52.9	17.1	40.2	78.4	99.4	124.2	111.8	93.2	59.5	19.9	10.0	
n	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.8	
E_{Δ}	5.8	43.9	17.6	44.6	98.0	125.3	157.8	133.1	96.9	57.1	16.3	8.0	804.36
P (mm)	49.784	44.958	63.246	18.288	6.604	8.128	50.546	19.304	136.398	93.472	36.068	37.338	564.1
Έλλειμμα	0.0	0.0	0.0	26.4	91.4	117.1	107.2	113.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
Πλεον.	44.0	1.0	45.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	39.5	36.4	19.8	29.3	
APWL	0.0	0.0	0.0	-26.4	-117.7	-234.8	-342.1	-455.9	0.0	0.0	0.0	0.0	
St	100.0	100.0	100.0	76.8	30.8	9.6	3.3	1.0	40.6	76.9	96.7	100.0	
ΔSt	0.0	0.0	0.0	-23.2	-46.0	-21.3	-6.3	-2.2	39.5	36.4	19.8	3.3	
Er	5.8	43.9	17.6	41.5	52.6	29.4	56.8	21.5	96.9	57.1	16.3	8.0	447.5
Έλλ. νερού	0.0	0.0	0.0	3.2	45.3	95.9	100.9	111.6	0.0	0.0	0.0	0.0	
Ολ. Απορροή	44.0	1.0	45.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.0	116.7

T =Θερμοκρασία, i =θερμικός δείκτης, E_{Δ} =δυναμική εξατμισοδιαπνοή, n =διορθωτικός παράγοντας εξαρτώμενος από το γεωγραφικό πλάτος, E_{Δ} =διορθωμένη δυναμική εξατμισοδιαπνοή, P =βροχόπτωση, $APWL$ =συσσωρευμένη απώλεια νερού από το έδαφος, Πλεόνασμα ή έλλειμμα= $P-E_{\Delta}$, St =μέγιστη ικανότητα κατακράτησης νερού από το έδαφος, $\Delta St=St_i-St_{i-1}$, Er =πραγματική εξατμισοδιαπνοή