



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ
ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ, ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ, ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Μελέτη γεωθερμικών υδάτων στην περιοχή νοτιοδυτικής
Μεσσαράς, Κρήτη**



Του φοιτητή κ. Αμβράζη Μάριου

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Καθ. Ε. Μανούτσογλου (Επιβλέπων)
Επικ. Καθ. Ε. Στειακάκης
Αν. Καθ. Κ. Βουδούρης Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ

Χανιά, Οκτώβριος, 2015

Η έγκριση της παρούσας διπλωματικής εργασίας από το Πολυτεχνείο Κρήτης, δεν σημαίνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Νόμος 5343/1932, άρθρο 202)

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Ελλάδα, όπως αρκετές άλλες Μεσογειακές χώρες όπως η Ιταλία και η Τουρκία, είναι πλούσια σε γεωθερμική ενέργεια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου και αυτός της ηπειρωτικής χώρας δημιουργήθηκε και βρίσκεται ως αποτέλεσμα επάλληλων συμπιεστικών και εφελκυστικών τεκτονικών επεισοδίων που συνδέονται μέχρι και σήμερα με τις σχετικές κινήσεις της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας. Στην έντονα γεωδυναμικά ενεργή αυτή περιοχή εντοπίζεται διαχρονικός πλουτωνισμός, ηφαιστειότητα, λέπτυνση του στερεού φλοιού κατά περιοχές, καθώς και έντονη θραυσιγενής τεκτονική που κατακερμάτισε τα πετρώματα των επάλληλων καλυμμάτων των γεωτεκτονικών ζωνών των Ελληνίδων κατά την Αλπική ορογένεση αλλά και στην μεταλπική περίοδο.

Τα τελευταία χρόνια έχουν γίνει αξιόλογες προσπάθειες για τον εντοπισμό, τη συστηματική καταγραφή και εν μέρει αξιοποίηση αυτού του ενεργειακού δυναμικού στην Ελλάδα. Μέχρι τώρα όμως ελάχιστα είναι τα στοιχεία σχετικά με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη. Στα πλαίσια της περαιτέρω αναζήτησης στοιχείων σχετικών με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη πάρθηκαν δείγματα για αναλύσεις ανόργανων στοιχείων από δύο γεωτρήσεις στην περιοχή του Μελιδοχωρίου της Μεσσαράς, τα νερά των οποίων παρουσιάζουν θερμοκρασιακές διακυμάνσεις και παρακολουθούνται από Διεύθυνση Υδάτων της Αποκεντρωμένης Διοίκησης Κρήτης. Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται όχι μόνο τα αποτελέσματα των αναλύσεων, του χημισμού και χαρακτηρισμού των υδάτων, αλλά με υποστήριξη πληθώρας γεωλογικών στοιχείων γίνεται χρήση των δεδομένων αυτών σε συγκεκριμένα γεωθερμόμετρα.

Συμπερασματικά οι τιμές που προέκυψαν από τις αναλύσεις και την επαξέργασία τους μπορούν να συνοψιστούν ως ακολούθως:

- Στο σύνολο το νερό από τη γεώτρηση MEL1 27/7 μπορεί να χαρακτηριστεί ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό και της MEL2 27/7 ως ασβεστο-

μαγνησιούχο-χλωριο-θειικό. Το νερό της δεξαμενής MEL1_23/7 χαρακτηρίζεται ως ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό

- Στη γεώτρηση MEL1_27/7 μετρήθηκε η θερμοκρασία των 24,1 °C ενώ στη γεώτρηση MEL2_27/7 μετρήθηκε η θερμοκρασία των 23,5 °C.
- Οι τιμές pH που μετρήθηκαν στις MEL1_27/7 και MEL2_27/7 είναι 7,55 και 7,71 αντίστοιχα. Παρατηρούμε ότι και για τα δύο δείγματα έχουμε τιμές $pH > 7$. Άρα τα ύδατα των γεωτρήσεων είναι αλκαλικά.
- Τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 παρουσιάζουν σκληρότητα εκφρασμένη σε Γαλλικούς βαθμούς 23,1 και 18,7 αντίστοιχα. Το νερό της δεξαμενής MEL1_23/7 έχει σκληρότητα εκφρασμένη σε Γαλλικούς βαθμούς 22,3 και χαρακτηρίζεται ως σκληρό.
- Με βάση τις τιμές του συντελεστής Revelle το υπόγειο νερό κοντά στις δύο γεωτρήσεις δεν έχει υποστεί θαλάσσια διείσδυση.
- Από τις τιμές του λόγου Na/K του δείγματος της γεώτρησης MEL2 27/7 εξάγεται το συμπέρασμα ότι το νερό της γεώτρησης βρίσκεται σε περιοχή εμπλουτισμού των υδροφορέων.
- Οι τιμές του λόγου Mg/Ca αντιστοιχούν σε νερό από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα.
- Και για τα δύο δείγματα οι τιμές που δίνει ο λόγος Cl/SO₄ βρίσκεται μέσα στο εύρος των τιμών 0,2-1 κάτι το οποίο δείχνει ότι το νερό και των δύο γεωτρήσεων είναι θειούχο-χλωριούχο.
- Λόγος (Ca + Mg)/(Na + K): Ο λόγος αυτός πήρε τιμές 2,83 και 2,34 αντίστοιχα. Οι τιμές που παίρνει ο παραπάνω λόγος και για τα δύο δείγματα, υποδεικνύει ότι υπάρχει υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.

Σχετικά με τις τιμές του πιθανού γεωθερμικού ταμιευτήρα χρησιμοποιήθηκαν διάφορα γεωθερμόμετρα που έχουν προταθεί διαχρονικά:

- Από την χρήση των γεωθερμομέτρων Na/K προέκυψαν τιμές του πιθανού ταμιευτήρα στο εύρος των 78-166 °C. Ο τύπος αυτός των γεωθερμομέτρων όμως δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για τιμές πάνω από 180 °C.

- Με χρήση γεωθερμομέτρων K/Mg προέκυψαν τιμές θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα 55-83 °C. Τα δείγματα μας όμως περιέχουν συγκεντρώσεις Mg αρκετά μεγαλύτερες από το όριο του 1 ppm.
- Παραπλήσια προβλήματα υπάρχουν με τα γεωθερμόμετρα πυριτίου τα οποία και δίνουν υψηλότερες τιμές θερμοκρασιών στις περιοχές πάνω από 90 και 100 °C. με την χρήση των αντίστοιχων γεωθερμομέτρων πυριτίου
- Για το λόγο αυτό εμπιστευόμαστε περισσότερο το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca που μετά από τις προτεινόμενες διορθώσεις στις τιμές του μαγνησίου οι τελικές τιμές που προκύπτουν είναι 74 και 75 °C.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η εν λόγω διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στη Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης και μολονότι είναι ατομική, ωστόσο είναι αποτέλεσμα συλλογικής προσπάθειας. Έτσι, φτάνοντας στο τέλος της συγγραφής της θα ήθελα να απευθύνω τις ευχαριστίες μου στους ανθρώπους που συνέβαλαν στην ολοκλήρωση της.

Πρωτίστως θα ήθελα από καρδιάς να ευχαριστήσω τον καθηγητή και επιβλέποντα της διπλωματικής μου εργασίας Κον Μανούτσογλου Εμμανουήλ για την ευκαιρία που μου έδωσε παρέχοντας μου όλα τα στοιχεία να ασχοληθώ με ένα τόσο ενδιαφέρον αντικείμενο. Τον ευχαριστώ παράλληλα για την υποστήριξη, τις συμβουλές, τη βοήθεια που μου παρείχε με τόση προθυμία. Τον ευχαριστώ ακόμη για την άριστη συνεργασία που αναπτύξαμε καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της εργασίας. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επίκουρο καθηγητή Κον Στειακάκη Εμμανουήλ για τις χρήσιμες συμβουλές του και εύστοχες παρατηρήσεις του πάνω σε θέματα υδρογεωλογίας. Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω τον αναπληρωτή καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ Κον Κωνσταντίνο Βουδούρη για την αμέριστη συμπαράσταση και την πολύτιμη βοήθεια του σε στάδια της εργασίας. Επιπροσθέτως θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο Σπανουδάκη Νίκο διδάκτορα της Σχολής, για την απεριόριστη βοήθεια

που μου παρείχε επιλύοντας τις απορίες μου και βγάζοντας με από πολλά αδιέξοδα.

Εκ μέρους του κ. Μανούτσογλου θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. Μαρίνο Κριτσωτάκη, Διευθυντή στην Διεύθυνση Υδάτων της Αποκεντρωμένης Διοίκησης Κρήτης, για την διάθεση των πρώτων στοιχείων και πληροφοριών σχετικά με τις γεωτρήσεις. Τον Δήμαρχο του Δήμου Αρχανών Αστερουσίων κ. Ε. Κοκοσάλη για το έμπρακτο ενδιαφέρον του και την διάθεση των συνεργατών του. Επίσης εκ μέρους του κ. Μανούτσογλου οφείλω να ευχαριστήσω τη διεύθυνση και το προσωπικό του εργαστηρίου ΜΗΠΕΡ (HERS LAB TUC) και πιο συγκεκριμένα: τον καθηγητή κ. Νίκο Νικολαΐδη που επέτρεψε την χρήση των εργαστηριακών οργάνων για τις απαραίτητες χημικές αναλύσεις των υδάτων καθώς και τις κυρίες Maria Liliana Saru και Δρ. Στέλλα Βουτσαδάκη για την άμεση διεξαγωγή των αναλύσεων καθώς και τις πολύτιμες πληροφορίες σχετικά με τις μεθοδολογίες των αναλύσεων.

Τέλος, με αίσθημα ευγνωμοσύνης θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για τη στήριξη και την εμψύχωση που μου παρείχαν σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Πίνακας Περιεχομένων

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	i
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ.....	iii
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΕΡΙΓΡΑΜΜΑ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ ΟΡΟΣΕΙΡΩΝ	6
2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης.....	9
2.1.1 Απόψεις για την νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης	15
2.2 Γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης	20
3 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ.....	24
3.1 Γενικά	24
3.1 Υδρογεωλογικές συνθήκες λεκάνης Μεσσαράς	25
3.1.1 Υποδιαίρεση της υδρολογικής λεκάνης Μεσσαράς	28
4 ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ.....	31
4.1 Εισαγωγικά	31
4.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ.....	32
4.2.1 Θερμότητα	32
4.2.2 Ενθαλπία.....	33
4.2.3 Θερμική αγωγιμότητα	33
4.2.4 Γεωθερμική Βαθμίδα	34
4.2.5 Θερμική Ροή.....	34
4.3 Γεωθερμικά πεδία	35
4.3.1 Βασικά μέρη ενός γεωθερμικού πεδίου	38
4.3.2 Διάκριση γεωθερμικών πεδίων.....	38
4.3.3 Διαδικασίες θέρμανσης ρευστών.....	39

4.4	Αβαθής γεωθερμία.....	40
4.5	Χαρακτηριστικά γεωθερμικών ρευστών	40
4.5.1	Σύσταση της υγρής φάσης	41
4.6	Γεωθερμομετρία νερών.....	42
4.6.1	Χημικά γεωθερμόμετρα	44
4.6.2	Γεωθερμόμετρα διαλυμάτων	45
4.6.3	Γεωθερμόμετρα αερίου.....	57
4.6.4	Γεωθερμόμετρα ισοτόπων.....	57
4.7	Στάδια γεωθερμικής έρευνας	59
4.8	Έρευνα γεωθερμικών πόρων στην Ελλάδα	59
4.8.1	Εισαγωγή	59
4.8.2	Το νησί της Μήλου	61
4.8.3	Το νησί της Σαντορίνης	65
4.8.4	Νίσυρος.....	69
4.8.5	Το νησί της Λέσβου.....	73
4.8.6	Το νησί της Χίου	74
4.8.7	Το νησί της Σαμοθράκης	77
4.8.8	Ηπειρωτικές λεκάνες	79
5	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ.....	88
6	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	91
6.1	Χημισμός των υδάτων και ιοντικές σχέσεις	91
6.2	Γεωθερμομετρικοί υπολογισμοί	103
7	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ.....	107
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	112
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	118

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Ελλάδα, όπως αρκετές άλλες Μεσογειακές χώρες όπως η Ιταλία και η Τουρκία, είναι πλούσια σε γεωθερμική ενέργεια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου και αυτός της ηπειρωτικής χώρας βρίσκεται και δημιουργήθηκε ως αποτέλεσμα επάλληλων συμπιεστικών και εφελκυστικών τεκτονικών επεισοδίων που συνδέονται μέχρι και σήμερα με τις σχετικές κινήσεις της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας. Στην έντονα γεωδυναμικά ενεργή αυτή περιοχή εντοπίζεται διαχρονικός πλουτωνισμός, ηφαιστειότητα, λέπτυνση του στερεού φλοιού κατά περιοχές, καθώς και έντονη θραυσιγενής τεκτονική που κατακερμάτισε τα πετρώματα των επάλληλων καλυμμάτων των γεωτεκτονικών ζωνών των Ελληνίδων κατά την Αλπική ορογένεση αλλά και στην μεταλπική περίοδο.

Η γεωθερμική ενέργεια, αν και δεν ήταν γνωστή με αυτό το όνομα χρησιμοποιήθηκε στις απλές τις εκδηλώσεις ήδη από προϊστορικές χρονικές περιόδους, αφού η χρήση των θερμών και ιαματικών πηγών ανάγονται σε αυτές τις περιόδους. Ωστόσο η συστηματική εξερεύνηση του γεωθερμικού δυναμικού της Ελλάδας, ξεκίνησε μόλις στις αρχές της δεκαετίας του 1970 και πραγματοποιήθηκε κυρίως από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ). Αυτές οι προσπάθειες εξερεύνησης εστίασαν κυρίως σε περιοχές οι οποίες σχετίζονται με το νότιο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (Μήλος, Νίσυρος, Μέθανα, Σουσάκι κ.α) καθώς και στο νησί της Λέσβου (παρατηρήστε το γεωθερμικό χάρτη της Ελλάδας στο σχήμα.1). Οι δραστηριότητες εξερεύνησης συνεχίστηκαν και κατά τη διάρκεια των δεκαετιών του 1980 και 1990, επικεντρώθηκαν δε σε κάποιες αρκετά υποσχόμενες περιοχές στην Ανατολική Μακεδονία, Θράκη και σε κάποια νησιά. Στο τέλος της δεκαετίας του 70, η Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (ΔΕΗ) εξέφρασε ενδιαφέρον για την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, από το υψηλής ενθαλπίας γεωθερμικό πεδίο της Μήλου. Έπειτα από εκτενείς και επιτυχημένες προσπάθειες εξερεύνησης, κατασκευάστηκε στη Μήλο το 1985 μια γεωθερμική μονάδα παραγωγής ηλεκτρισμού των 2 MWe, που λειτουργούσε περιοδικά έως το 1989, όταν και τερματίστηκε η λειτουργία της λόγω κάποιων τεχνικών προβλημάτων (τα οποία, ωστόσο, θα μπορούσαν να

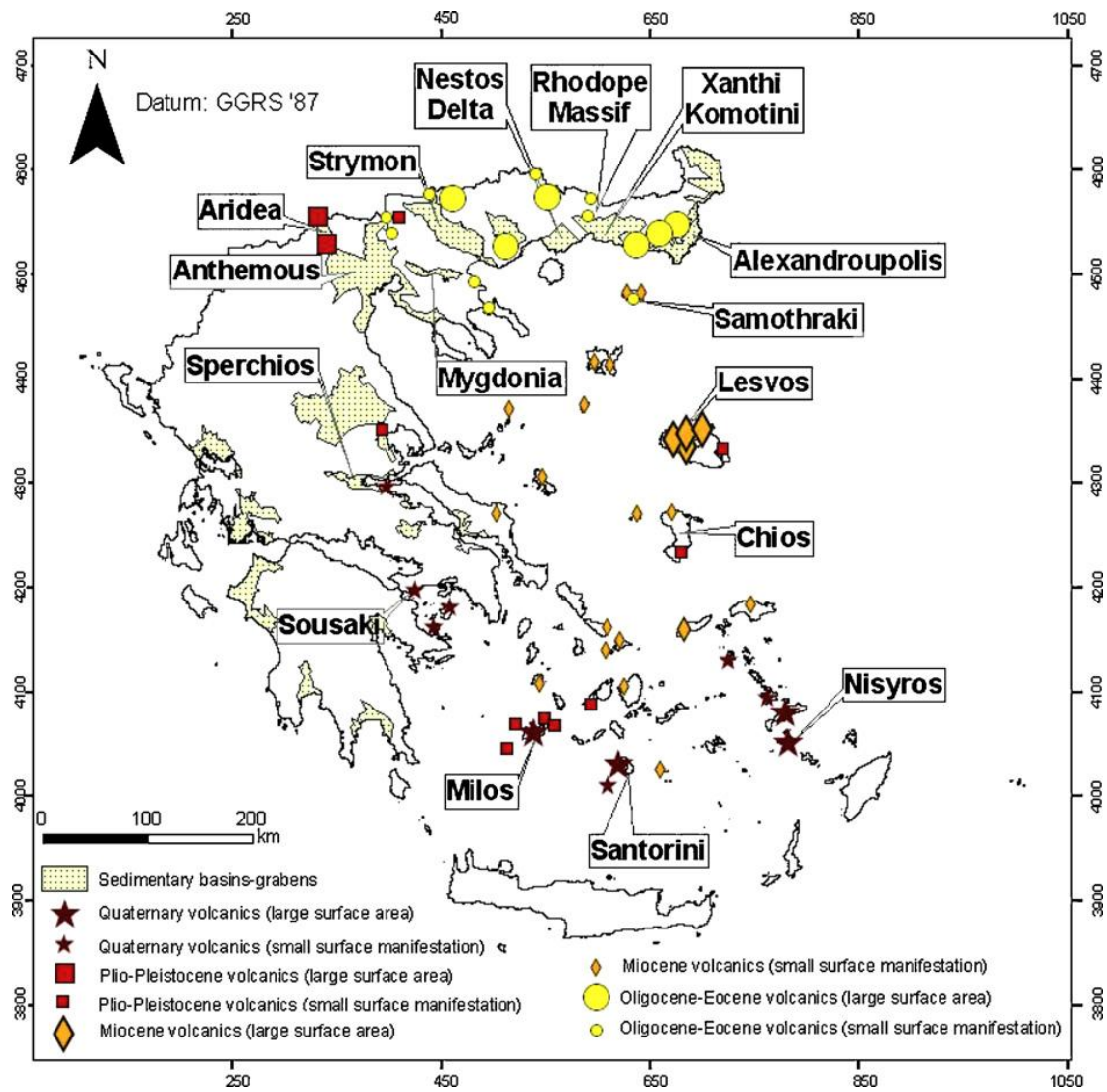
αντιμετωπιστούν με επιτυχία) και περιβαλλοντολογικών διαμαρτυριών από τους κατοίκους του νησιού (κυρίως για τις εκπομπές H_2S στο περιβάλλον). Από τότε καμία προσπάθεια δεν πραγματοποιήθηκε για την εκμετάλλευση του μεγάλου δυναμικού υψηλής ενθαλπίας, που υπάρχει σε μερικά νησιά στο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου. Τα τελευταία χρόνια η Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (ΔΕΗ) με την θυγατρικής της εταιρία ΔΕΗ Ανανεώσιμες ΑΕ άρχισε διερευνητικές εργασίες με σκοπό τον εντοπισμό γεωθερμικών υδάτων κατάλληλης θερμοκρασίας και ποσότητας για την εγκατάσταση γεωθερμικής μονάδας στην Λέσβο.

Πέραν αυτών των προσπαθειών για τη χρήση του γεωθερμικού δυναμικού στην παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας στην Ελλάδα έχουν γίνει μια σειρά προσπαθειών για την ηπιότερη χρήση της. Η χρήση γεωθερμικών υδάτων για τη θέρμανση θερμοκηπίων ξεκίνησε στην Ελλάδα στις αρχές της δεκαετίας του 1980 και έως το τέλος της δεκαετίας τα θερμοκήπια που υποστηριζόταν από γεωθερμικούς πόρους καταλάμβαναν χώρο που έφτανε τα 100 στρέμματα (10 ha), κυρίως στην Ανατολική Μακεδονία και Θράκη. Στη δεκαετία που ακολούθησε, εφαρμόστηκε στη Θράκη η μέθοδος της θέρμανσης εδάφους για καλλιέργεια σπαραγγιών εκτός της εποχής που ευδοκιμούν φυσικά, κάτι το οποίο συνέβη για πρώτη φορά στον κόσμο. Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δέκα ετών, η θέρμανση θερμοκηπίων και εδαφών φαίνεται να βρίσκεται σε ακινησία, αλλά μερικές νέες και κάποιες φορές καινοτόμες εφαρμογές εμφανίστηκαν την ίδια περίοδο (π.χ ξήρανση ντομάτας, καλλιέργεια σπιρουλίνας, αφαλάτωση του νερού) (Φυτίκας & Ανδρίτσος 2004).

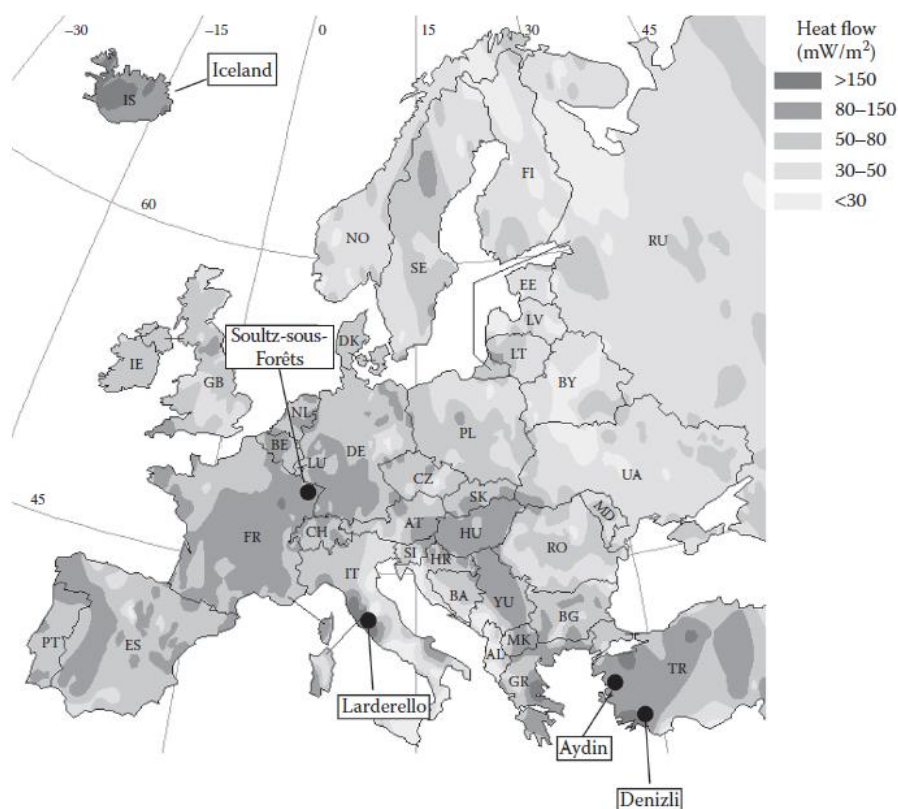
Με βάση τα υφιστάμενα και προσβάσιμα στοιχεία μέχρι το 2013 το σύνολο των θερμοκηπιακών καλλιεργειών στην Ελλάδα καλύπτουν έκταση 60.500 στρεμμάτων. Το 2011 παρουσιάζεται μια μείωση 11%, το 2012 αύξηση 9% και για το 2013 με τα διαθέσιμα στοιχεία μέχρι σήμερα οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις παραμένουν σταθερές σε σχέση με το 2012.

Ειδικότερα στην περιοχή της Ιεράπετρας βρίσκονται 15.500 στρέμματα, περίπου το 25% επί του συνόλου, 11.100 στρέμματα στην ευρύτερη περιοχή της Μεσσαράς και στην υπόλοιπη Κρήτη, 9.250 στρέμματα στην Πελοπόννησο και 25.650 στρέμματα διάσπαρτα σε όλη την Ελλάδα με ιδιαίτερη αναφορά την Πρέβεζα, Αθήνα και την Θεσσαλονίκη.

Το 43% των θερμοκηπίων 26.600 στρέμματα βρίσκεται στην Κρήτη [1]. Στην Κρήτη αν και έχουν προταθεί διάφορες εναλλακτικές (π.χ. Θέρμανση θερμοκηπίου με την χρησιμοποίηση υπόγειου εναλλάκτη θερμότητας εδάφους – αέρα, Μαυρογιαννόπουλος, 1983) **λείπει παντελώς η χρήση της γεωθερμικής ενέργειας**. Όπως φαίνεται από τους επόμενους χάρτες των Εικόνων 1-1 και 1-2 το νησί της Κρήτης δεν συμπεριλαμβάνεται ούτε καν στις εν δυνάμει γεωθερμικές περιοχές.

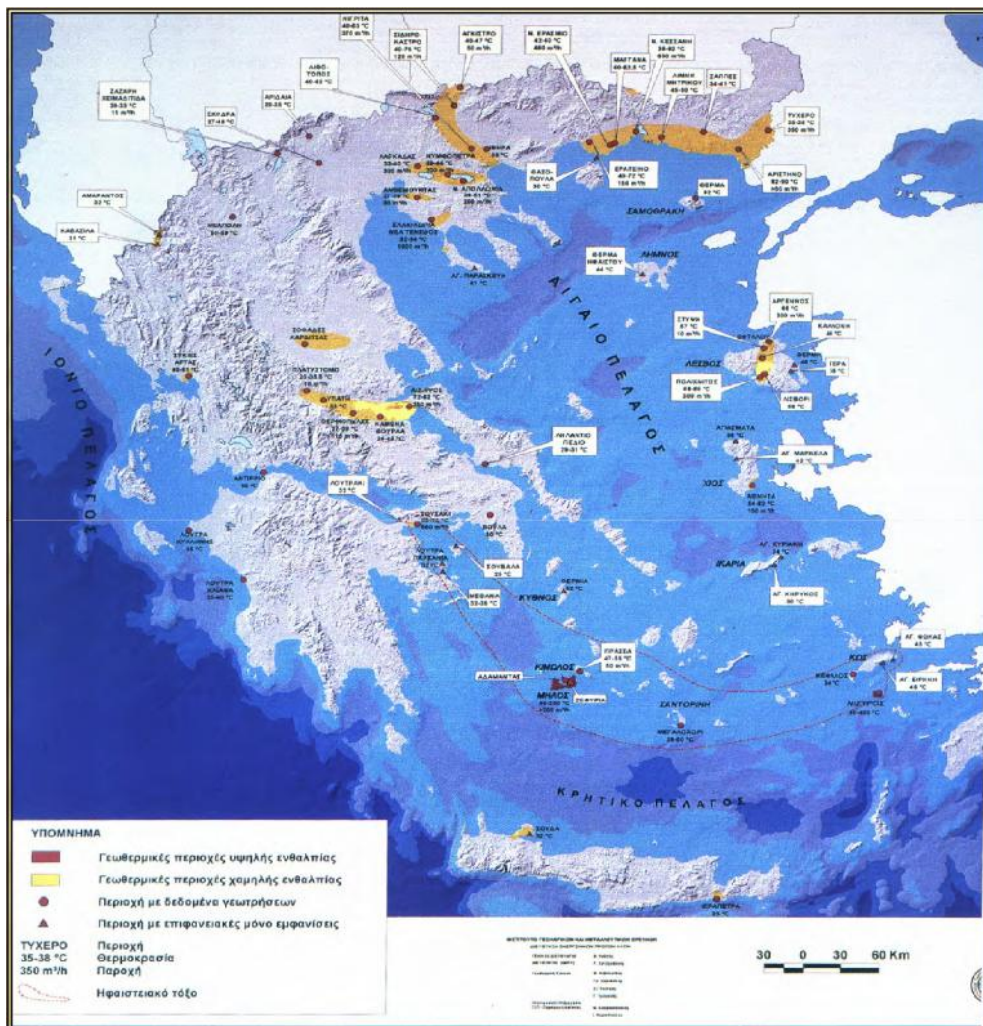


Εικόνα 1-1. Χάρτης με γεωλογικά στοιχεία και περιοχές γεωθερμικού ενδιαφέροντος στην Ελλάδα (από Mendrinou et al., 2010)



Εικόνα 1-2. Χάρτης θερμικής ροής στην Ευρώπη (τροποποιημένος από European Community Nr. 17811) (Glassley W.E., 2015)

Παρ' όλα τα ανωτέρω υπάρχουν ηχηρές ενδείξεις για ύπαρξη γεωθερμικών πεδίων στην Κρήτη. Πέρα από την ύπαρξη ενός πιθανού γεωθερμικού πεδίου χαμηλής ενθαλπίας στη νότια περιοχή των Μοιρών, η οποία τοποθετείται στη λεκάνη της Μεσσαράς στην Κρήτη και αναφέρθηκε σε μελέτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (Νικολάου, 1994), μέχρι τώρα ελάχιστα είναι τα στοιχεία σχετικά με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη. Πέρα από αναφορές σε δύο θέσεις, μια στο Ακρωτήριο του νομού Χανίων για πιθανό γεωθερμικό ρευστό της τάξης των 32 °C που μελετήθηκε και στα πλαίσια διπλωματικής εργασίας του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων (Βλασταράς 2006) και μια δεύτερη θέση στην περιοχή Καπίστρι της Ιεράπετρας για γεωθερμικό ρευστό με θερμοκρασία 25 °C (Chatzigiannis and Kavouridis 2013) και απεικονίζονται στον χάρτη της Εικόνας 1-3, τα πιο πρόσφατα στοιχεία σχετικά με πιθανή ύπαρξη γεωθερμικού πεδίου στην Κρήτη, προέκυψαν από μετρήσεις θερμοκρασίας σε υδρογεωτρήσεις στην περιοχή της Πόμπιας του νομού Ηρακλείου με μέγιστη μετρηθείσα θερμοκρασία 28,9 °C (Κυρκιμτζή 2013).



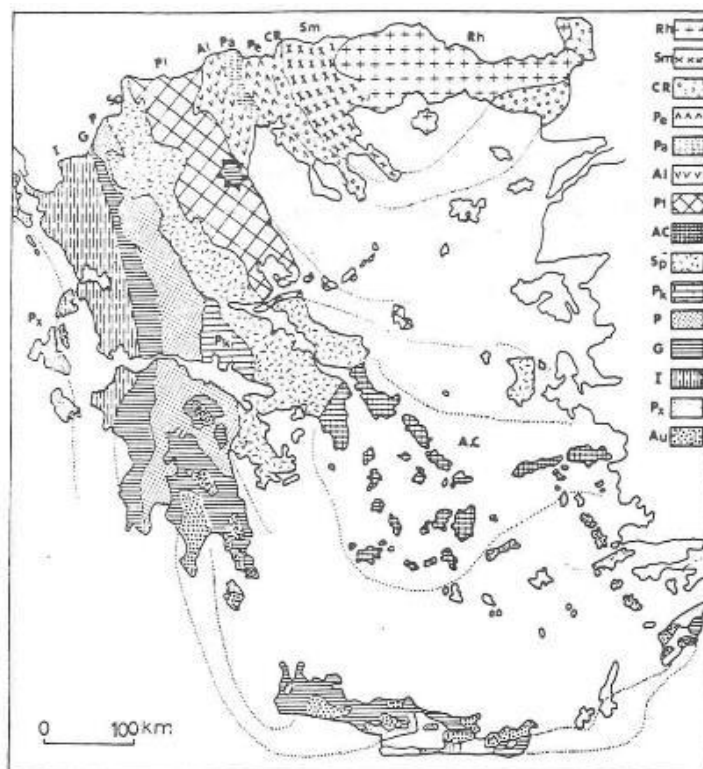
Εικόνα 1-3. Περιοχές γεωθερμικού ενδιαφέροντος στην Ελλάδα [2]

Στα πλαίσια της περαιτέρω αναζήτησης στοιχείων σχετικών με πιθανά γεωθερμικά πεδία στην Κρήτη πάρθηκαν δείγματα για αναλύσεις ανόργανων στοιχείων από δύο γεωτρήσεις στην περιοχή του Μελιδοχωρίου της Μεσσαράς οι οποίες παρουσιάζουν ενδιαφέρον και παρακολουθούνται με συμβολή του ΙΓΜΕ (Παράρτημα Κρήτης) από τη Διεύθυνση Υδάτων της Αποκεντρωμένης Διοίκησης Κρήτης.

Στόχος της εργασίας αυτής είναι η παρουσίαση όχι μόνο των αποτελεσμάτων των αναλύσεων, του χημισμού και χαρακτηρισμού των υπόγειων νερών, αλλά με υποστήριξη πληθώρας γεωλογικών στοιχείων και χρήση των δεδομένων αυτών σε συγκεκριμένα γεωθερμόμετρα, να γίνει μια πρώτη προσπάθεια για την προσέγγιση της θερμοκρασίας του πιθανού γεωθερμικού ταμιευτήρα στην περιοχή.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΕΡΙΓΡΑΜΜΑ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ ΟΡΟΣΕΙΡΩΝ

Οι ερευνητές σήμερα στηριζόμενοι στις νέες απόψεις της Θεωρίας των Λιθοσφαιρικών Πλακών δέχονται σχεδόν ομόφωνα την άποψη ότι η πλειονότητα των Αλπικών σχηματισμών της νήσου Κρήτης ανήκουν σε έναν ευρύτερο χώρο, τον χώρο των Εξωτερικών Ελληνίδων αλλά στην δομή της συμμετέχουν και γεωτεκτονικές ζώνες των Εσωτερικών Ελληνίδων. Οι γεωτεκτονικές ζώνες του Ελλαδικού χώρου (Σχήμα 2-1) διακρίθηκαν ήδη από τον Brunn (1956) σε Εξωτερικές και Εσωτερικές με βάση κυρίως τον ορογενετικό τεκτονισμό που οι σχηματισμοί των ζωνών αυτών έχουν υποστεί. Ποιο ειδικά, οι σχηματισμοί των Εξωτερικών ζωνών έχουν υποστεί κατά το Τριτογενές ένα μόνο ορογενετικό τεκτονισμό και κατέχουν το δυτικό και νότιο τμήμα του Ελλαδικού χώρου, ενώ οι σχηματισμοί των Εσωτερικών, εκτός από τον τεκτονισμό του Τριτογενούς, έχουν υποστεί επιπλέον και έναν πρώιμο ορογενετικό τεκτονισμό, που έλαβε χώρα κατά το Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό, και κατέχουν το ανατολικό (εσωτερικό) τμήμα του Ελλαδικού χώρου.

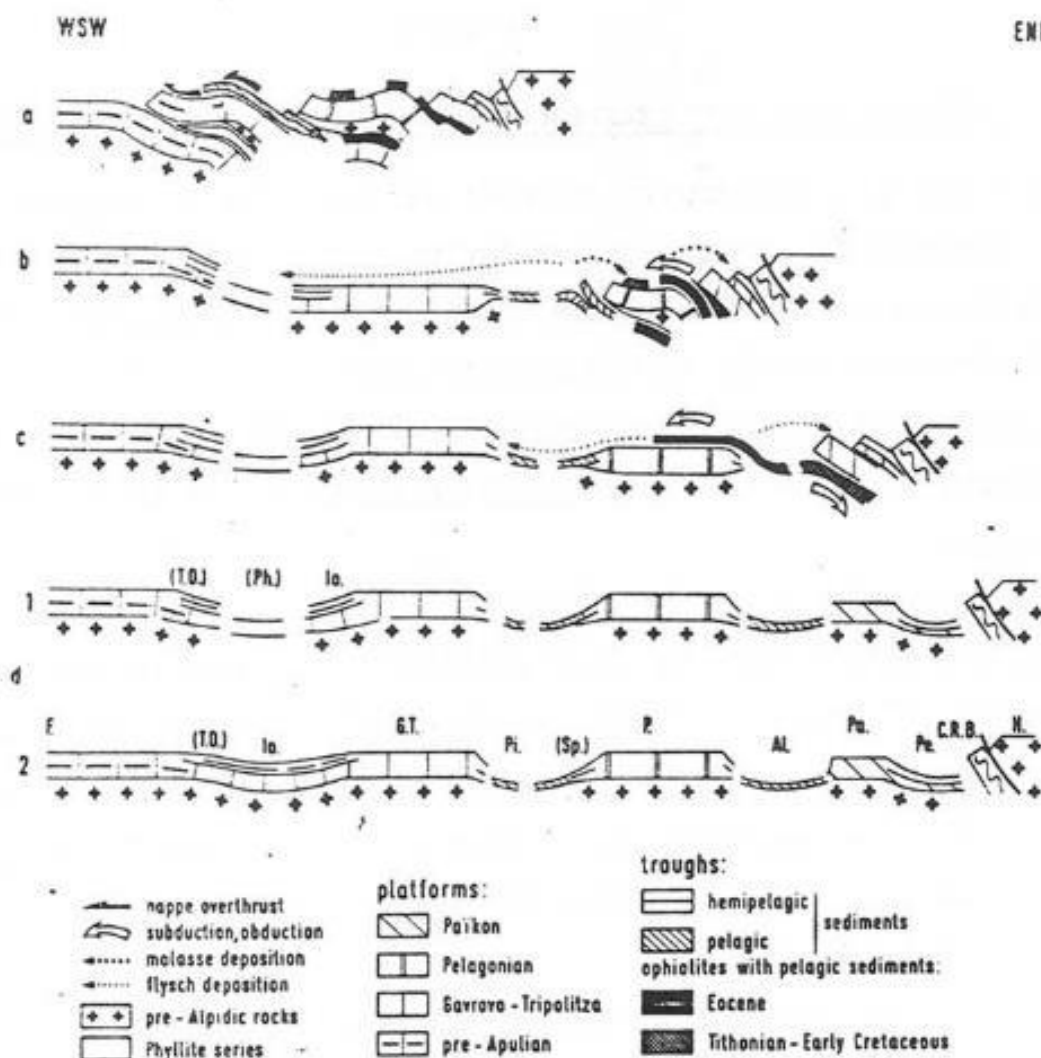


Σχήμα 2-1. Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου (κατά Μουντράκη et al. 1983, από J.Mercier, J.Brunn, J.Aubouin et al., 1971).

Οι γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων αποτελούν παλαιογεωγραφικούς χώρους του «Παλαιωκεανού» της Τηθύος, μιας ωκεάνιας περιοχής στον ευρύτερο χώρο της ηπειρηπείρου της Παγγαίας ενός ηπειρωτικού τεμάχους που δημιουργήθηκε κατά την Βαρίσκια Ορογένεση. Μέσα στο ωκεάνιο χώρο της Τηθύος η ανάπτυξη μεσσωκεάνιας ράχης που λειτούργησε στο Λιάσιο-Δογγέριο του Ιουρασικού οδήγησε στην διάσπαση της Παγγαίας, στην δημιουργία δύο νέων ηπειρωτικών τεμαχών, της Λαυρασίας και της Γκοτβάνας και ταυτόχρονα στην υποβύθιση του ωκεάνειου φλοιού της Τηθύος κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό της Λαυρασίας. Το τελευταίο γεγονός που ξεκίνησε το Μέσο Ιουρασικό και ολοκληρώθηκε το Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό οριοθετεί την απαρχή του τελευταίου Ορογενετικού κύκλου του Αλπικού και ταυτόχρονα για τον Ελληνικό χώρο, την διαφοροποίηση και την τεκτονική εξέλιξη των γεωτεκτονικών Ζωνών των Ελληνίδων οροσειρών.

Από τα πρωταρχικά και σημαντικά ερωτήματα με τα οποία απασχολήθηκε η παγκόσμια γεωεπιστημονική κοινότητα ήταν και παραμένει η ακριβής θέση και τα όρια του «μητρικού» αυτού ωκεανού της Τηθύος. Ειδικότερα για τον ευρύτερο χώρο της Ελλάδας το πρόβλημα εντοπίστηκε από την αρχή της διάδοσης και εφαρμογής της νέας θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στο θέμα, με ποια από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας ταυτίζεται ο ωκεανός της Τηθύος ή καλύτερα ποια ζώνη έχει τους σχηματισμούς που αντιπροσωπεύουν τον κατεστραμμένο ωκεάνιο φλοιό της Τηθύος. Η πρώτη τάση που αναπτύχθηκε στους γεωεπιστήμονες τη δεκαετία του 1970, στο ξεκίνημα της νέας θεωρίας, ήταν ότι ο ωκεάνιος χώρος της Τηθύος ταυτίζονταν με τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου που είχε θεωρηθεί από την παλιότερα ισχύουσα «Θεωρία των συζυγών Γεωσυγκλίσεων» ως ο τυπικός ωκεάνιο χώρος, το "Ελληνικό ευγεωσύγκλινο". Σε αντίθεση με τη γενικευμένη αυτήν αντίληψη το πρώτο γεωδυναμικό μοντέλο που προτάθηκε για την εξέλιξη των Ελληνίδων είναι των Jacobshagen et al. (1976) και το οποίο προβλέπει την ύπαρξη των ωκεάνιων λεκανών Παιονίας, Αλμωπίας, Υποπελαγονικής - Πίνδου και της Φυλλιτικής σειράς μεταξύ Ιονίου ζώνης και «Πλακωδών Ασβεστολίθων» (Plattenkalk) (Σχήμα 2.2). Οι ωκεάνιες αυτές λεκάνες λειτούργησαν σταδιακά και έκλεισαν διαδοχικά από τα Ανατολικά προς τα

Δυτικά από το Μάλμιο μέχρι το Μειόκαινο προκαλώντας τη μετακίνηση της τεκτογένεσης προς τα Δυτικά επηρεάζοντας διαδοχικά τις Εσωτερικές και Εξωτερικές γεωτεκτονικές Ζώνες.



Σχήμα 2-2. Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Κατά Jacobshagen et al. 1978).

- Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. Επώθηση των κεντρικών Ελληνικών καλυμμάτων (ζώνες Πίνδου, Παρνασσού, Πελαγονικής) πάνω στη ζώνη Γαβρόβου.
- Περίοδος Μέσου - Ανω Ηωκαίνου. Κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου της ζώνης Αξιού. Επώθηση των οφειολίθων από τη ζώνη Αξιού πάνω στην Πελαγονική. Αρχή της ιζηματογένεσης του εξωτερικού φλύσχη. Απόθεση της μολάσσας στην Μεσοελληνική αύλακα και την "αύλακα Αξιού".

- c) Περίοδος Ανωτέρου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού. Βύθιση του ωκεανού της ζώνης Αξιού κάτω από την Περιροδοπική ζώνη και την Ελληνική Ενδοχώρα. Αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στην Πελαγονική.
- d) Περίοδος Μέσου - Ανω Ιουρασικού. Αύλακες και υβώματα μετά την περιροδοπική ορογένεση.

Al = Αλμωπίας, *C.R.B.* = Περιροδοπική, *G.T.* = Γαβρόβου-Τρίπολης, *H* = Ενδοχώρα, *Io* = Ιόνιος, *P* = Πελαγονική, *Pa* = Πάικου, *Pe* = Παιονίας, *Ph* = λεκάνη φυλλιτών, *Pi* = Πίνδου, *Sb* = Υποπελαγονική, *T.O.* = Σειρά *Plattenkalk*.

Στον παλαιογεωγραφικό χώρο των εξωτερικών ζωνών των Εξωτερικών Ελληνίδων και ειδικότερα στις ζώνες Παξών και Ιονίου, πάνω από την εβαποριτική ακολουθία ακολούθησε μεγάλου πάχους ανθρακική ιζηματογένεση με παρεμβολές κερατολίθων και μικρού πάχους κλαστικών σχηματισμών, μέχρι την έναρξη της απόθεσης του φλύσχη κατά το Τριτογενές. Τα πετρώματα των δύο αυτών ισοπικών ζωνών εμφανίζονται σε μια ορεογραφική - χωρική διάταξη από τα βόρεια σύνορα της χώρας μέχρι την Κεντρική Πελοπόννησο. Νοτιότερα εμφανίζονται αντ' αυτών τα μεταμορφωμένα πετρώματα των Εξωτερικών Ελληνίδων.

2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης

Κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, οι γνώσεις μας για την γεωλογική δομή της Κρήτης έχουν αυξηθεί σημαντικά. Τα αποτελέσματα των ερευνών στα πλαίσια μεγάλου αριθμού προγραμμάτων ευρωπαϊκών και εθνικών ερευνητικών ινστιτούτων αλλά και μεμονωμένων ερευνητών, οδήγησε στην έκδοση του πρώτου συνοπτικού γεωλογικού χάρτη της Κρήτης το 1977 σε κλίμακα 1/200.000. Όπως φαίνεται στον χάρτη αυτόν αλλά και στους επόμενους που εκδόθηκαν από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας κλίμακας 1:500.000, Εικόνα 2-1), το μεγαλύτερο ποσοστό προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων που δομούν και εμφανίζονται στην Κρήτη, ανήκουν σε μια ακολουθία μεταμορφωμένων πετρωμάτων που για δεκαετίες ήταν γνωστή στη βιβλιογραφία σαν

«Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι», η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση των οποίων παραμένει ένα ανοικτό γεωλογικό κεφάλαιο. Παρόμοια είναι τα προβλήματα που σχετίζονται με τα καλύμματα της ενότητας του Τρυπαλίου και του Φυλλιτικού Καλύμματος.



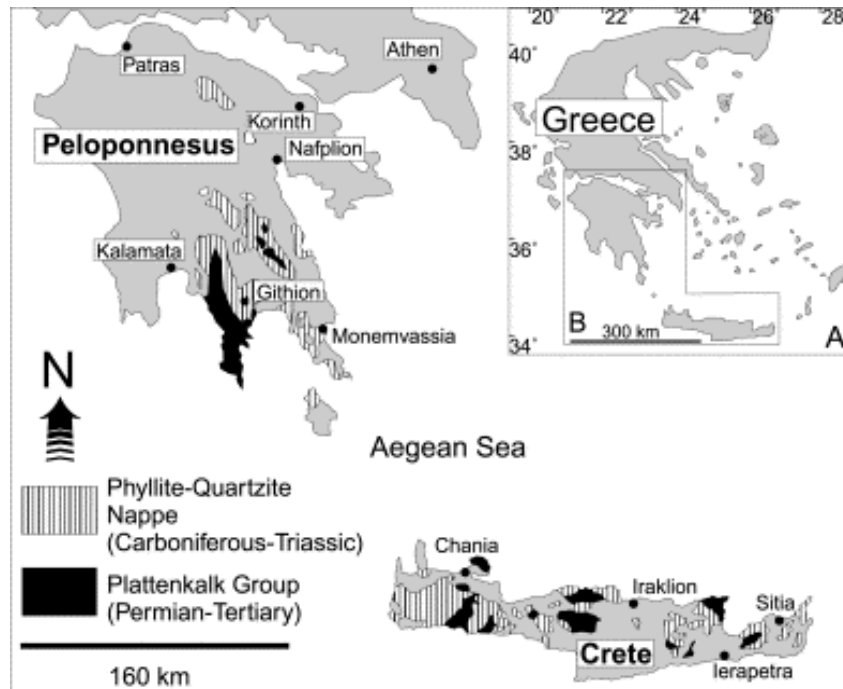
Εικόνα 2-1. Τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος σε κλίμακα 1:500.000, με κίτρινες και πράσινες αποχρώσεις οι λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς (IGME)

Πιο ειδικά, η Κρήτη συγκροτείται από την κατώτερη τεκτονική ενότητα η οποία αποτελείται από ένα αυτόχθονο έως παραυτόχθονο σύστημα πετρωμάτων που περιλαμβάνει την μεταμορφωμένη Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (Plattenkalk) με ηλικία από το Άνω Πέρμιο έως το Ολιγόκαινο.

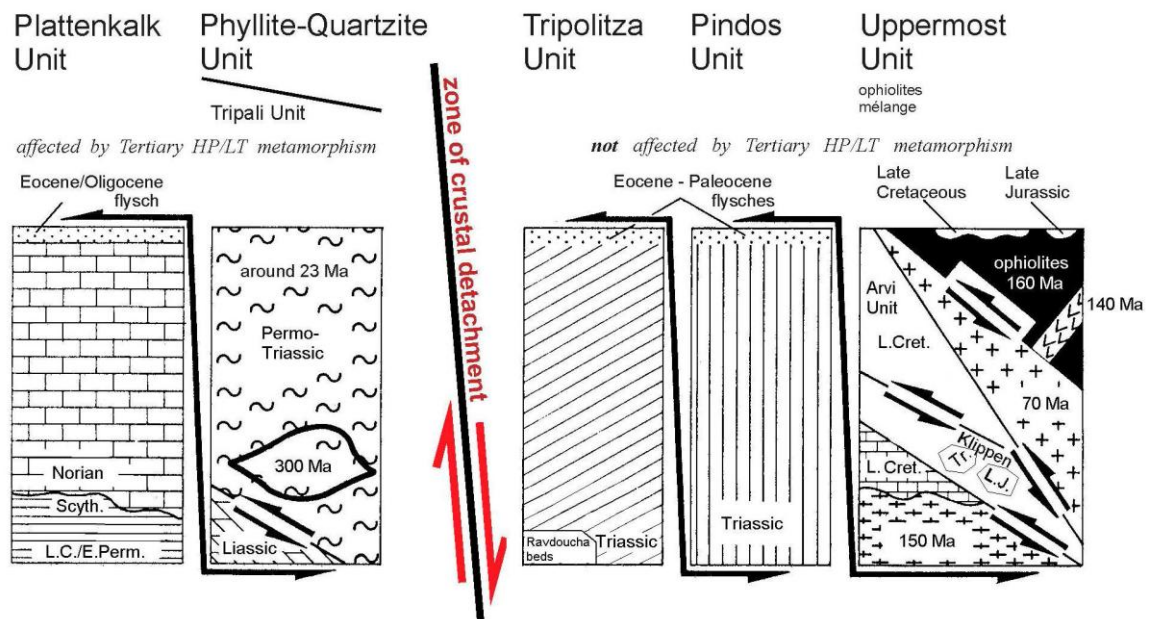
Με τεκτονική επαφή, ακολουθεί ένα αλλόχθονο σύστημα επωθημένο πάνω στο (παρα)αυτόχθονο, υπό τη μορφή αλληπαλλήλων τεκτονικών καλυμμάτων αλπικών ενοτήτων, και με χαρακτηριστική λεπιοειδή διάταξη. Τα αλληπάλληλα τεκτονικά καλύμματα επωθημένα το ένα πάνω στο άλλο τοποθετούνται με την ακόλουθη σειρά από το υποκείμενο προς το υπερκείμενο:

Ενότητα Τρυπαλίου αποτελούμενη από ημιμεταμορφωμένα έως μεταμορφωμένα κυρίως ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Τριαδικό έως Λιάσιο.

Ακολούθως, η Ενότητα Φυλλιτών – Χαλαζιτών (Φυλλιτικό Κάλυμμα κατά Dornsiepen & Manutsoglu 1994) με ηλικία Άνω Πέρμιο έως και το Κάρνιο όπου στα κατώτερα τμήματα παρουσιάζονται εντός δολομιτών και ραουβάκων εμφανίσεις γύψου και ανυδρίτου και στα ανώτερα εναλλαγές φυλλιτών με στρώσεις χαλαζιτών και στρώσεις μετα-ηφαιστίτων.



Εικόνα 2-2. Οι εμφανίσεις της Ομάδας Πλακωδών Ασβτολίθων και του Φυλλιτικού Καλύμματος στην Πελοπόννησο και Κρήτη (Dornsiepen et al., 2001).



Εικόνα 2-3. Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων στην Κρήτη (τροποποιημένη από Seidel et al., 1982)

Έπεται η ενότητα Τρίπολης με το κατώτερο τμήμα να αποτελείται από την αργιλοσχιστολιθική – ανθρακική σειρά Ραβδούχα, το ανώτερο τμήμα από την ανθρακική σειρά της Τρίπολης και τέλος, στο ανώτατο τμήμα της σειράς παρουσιάζεται ο φλύσχης της ενότητας της Τρίπολης. Η ηλικία της ενότητας τοποθετείται στο Μέσο - Άνω Τριαδικό.

Ακολουθεί η Ενότητα Ωλονού – Πίνδου, όπου στην Κρήτη εντοπίζεται με τρεις σειρές: Πίνδου στη Δυτική Κρήτη με την τυπική στρωματογραφική ακολουθία της ενότητας της Πίνδου, Εθιάς στην Κεντρική Κρήτη και Μαγκασσά στην Ανατολική Κρήτη (Φυτρολάκης, 1980). Η ηλικία της ενότητας τοποθετείται από το Άνω Τριαδικό έως και το Μέσο Παλαιόκαινο (από Μανούτσογλου 2008).

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες (Εικόνα 2-3) υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των Εσωτερικών ζωνών που έχει ονομαστεί και **"Ανώτατη ενότητα"**: ένα σύνθετο πολύμεικτο λιθοφασικά τεκτονικό σύμπλεγμα που αποτελείται από επαλληλία καλυμμάτων (Bonneau 1984). Τα διάφορα καλύμματα τα οποία είναι επωθημένα το ένα επάνω στο άλλο από το υπερκείμενο προς το υποκείμενο είναι τα εξής:

- **Οφειολιθικό κάλυμμα με σερπεντινιωμένους περιδοτίτες, γάββρους, διορίτες, δολερίτες και διαβάσεις, ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού. Οι περισσότερες από τις εμφανίσεις αυτών των οφειολίθων στην Κρήτη εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα της νήσου. Είναι σχηματισμοί με διαστάσεις χιλιομέτρων έως εκατοντάδων μέτρων στην κορυφή της λεγόμενης "Ανώτατης ενότητας". Αποτελούνται κυρίως από πλαστικά τεκτονισμένους σερπεντινίτες. Οι επαφές τους με τις υπόλοιπες ακολουθίες της "Ανώτατης ενότητας" είναι παντού τεκτονικές. Υπολείμματα των αρχικών περιδοτιτών γενικά αντιστοιχούν σε σπινελιούχους Iherzolites. Οι σερπεντινίτες συχνά περιέχουν χρυσotίλη και ααντιγορίτη και σε ορισμένες θέσεις μόνο αντιγορίτη. Στα υπερβασικά αυτά πετρώματα που εμφανίζονται και στην Κρήτη έχουν εντοπιστεί γαββροειδείς διεισδύσεις (gabbroic dikes) που ποικίλουν σε μέγεθος από 1-100 περίπου μέτρα. Η χημική σύνθεση αυτών των διεισδύσεων ποικίλει: από γαββρονορίτη σε γάββρο, διορίτη, τοναλίτη έως πλαγιογρανίτη (Koepke et al., 2002).**

- **Κάλυμμα Αστερούσιων με μετα-ιλυολιθικούς, διμαρμαρυγιακούς, χλωριτικούς, επιδοιτιτικούς γνευσίους και σχιστολίθους, αμφιβολίτες και μάρμαρα ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.**

- Κάλυμμα Βάτου με εναλλαγές τεφρών ιλυολίθων και πάγκους από ψαμμιτικούς ασβεστολίθους και ψαμμίτες ηλικίας Ανωτέρου Ιουρασικού.
- Κάλυμμα Άρβης με βασάλτες σε «μαξιλαροειδείς λάβες» ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού.

Τέλος, πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται πετρώματα του Νεογενούς και Τεταρτογενούς τα οποία συνήθως έχουν κυμαινόμενο πάχος και εξάπλωση στις διάφορες περιοχές της Κρήτης. Τα πετρώματα αυτά σχετίζονται με τις μετεορεγενετικές διεργασίες που επέδρασαν στην περιοχή. Οι απόψεις για το είδος, την διαδοχή και εύρος αυτών των διεργασιών δίδονται στην βιβλιογραφία

Οι εφελκυστικές τάσεις που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Κρήτης είχαν ως συνέπεια τη δημιουργία μεγάλων βυθισμάτων, ως αποτέλεσμα της δράσης μεγάλων ρηγμάτων με κύριες διευθύνσεις Β-Ν και Α-Δ. Οι κυριότερες λεκάνες που πληρώθηκαν με ιζήματα του Νεογενούς είναι οι λεκάνες Ηρακλείου, Μεσσαράς, Ιεράπετρας και του βορείου τμήματος Νομών Ρεθύμνου και Χανίων. Τα νεογενή αυτά ιζήματα επικάθονται ασύμφωνα στους αλπικούς σχηματισμούς και είναι χερσαίας, ποτάμιας, υφάλμυρης και θαλάσσιας προέλευσης. Παρουσιάζουν ανομοιομορφία ως προς την ηλικία τους και ως προς τη λιθολογία τους. Κατά Meulenkamp (1979) οι σχηματισμοί του Νεογενούς έχουν ομαδοποιηθεί σε λιθοφασικές ομάδες (Εικόνα 2-4):

Η Ομάδα Πρίνα αποτελείται από ασβεστολιθικά μαύρα χονδρόκοκκα λατυποπαγή και λατυποκροκαλοπαγή με ασβεστιτικό υλικό συγκόλλησης ενώ εμπεριέχει ολισθόλιθους προνεογενών ασβεστόλιθων. Αποτελεί τη βάση των Νεογενών ιζημάτων στις περιοχές της ανατολικής και δυτικής Κρήτης, ή μεταβαίνει πλευρικά ως προς την αμέσως Νεότερη. Η ηλικία της Ομάδας Πρίνα προσδιορίζεται στο Μέσο Μειόκαινο και το περιβάλλον απόθεσης χαρακτηρίζεται μη θαλάσσιο ως υφάλμυρο ή ρηχό θαλάσσιο.

Η Ομάδα Τεφελίου τοποθετείται ασύμφωνα είτε πάνω στην Ομάδα Πρίνα, είτε απευθείας πάνω στο προνεογενές υπόβαθρο. Αποτελείται από χαλαρά θαλάσσια και ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμους, αργίλους και ιλύ. Η ηλικία τους τοποθετείται από το Σερραβάλλιο έως το Άνω Τορτόνιο. Η Ομάδα

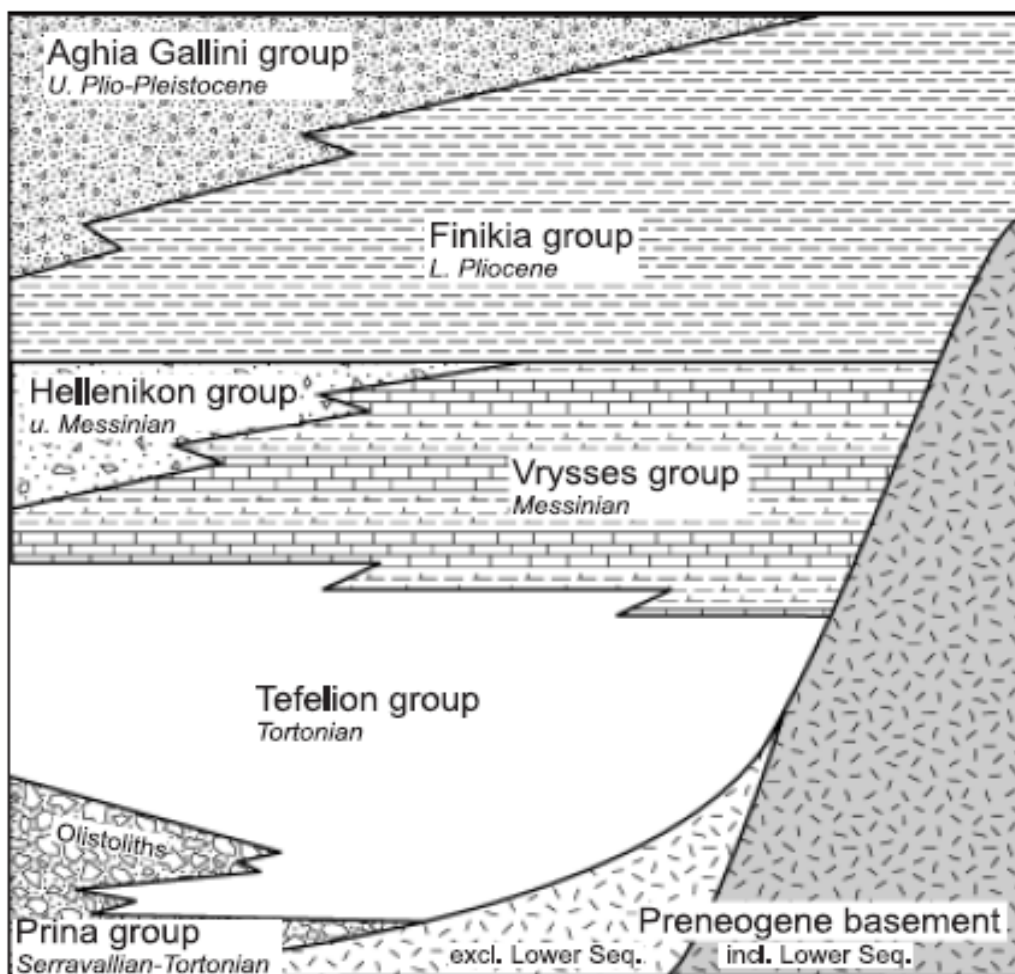
Τεφελίου αποτελείται από τους σχηματισμούς Βιάννου, Σκινιά και Αμπελούζου.

Η Ομάδα Βρυσών συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Βαρβάρας και τοποθετείται υπερκείμενη είτε της Ομάδας Τεφελίου είτε του αλπικού υποβάθρου. Αποτελείται από θαλάσσιους βιοκλαστικούς ή υφαλογενής ασβεστόλιθους εναλλαγές φυλλωδών και ομογενών μαργών, οι οποίες κατά τόπους εμπεριέχουν παρεμβολές γύψων. Η ηλικία της Ομάδας των βρυσών τοποθετείται στο Άνω Τορτόνιο έως το Κάτω Μεσσήνιο.

Η Ομάδα Ελληνικού παρουσιάζεται τοποθετημένη ασύμφωνα σε παλαιότερους Νεογενής σχηματισμούς ή κατά θέσεις, απευθείας επάνω στο υπόβαθρο ή επάνω στην ομάδα Βρυσών στην οποία όμως κατά τόπους παρεμβάλετε. Περιλαμβάνει ερυθρωπά χερσαίας προέλευσης κροκαλοπαγή, ποταμολιμναίες σχετικώς λεπτόκοκκες αποθέσεις και ενίοτε υφάλμυρες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις με εμπεριεχόμενα λεπτά στρώματα γύψου. Η Ομάδα Ελληνικού αποτέθηκε κατά τη διάρκεια της κρίσης αλατότητας του Μεσσηνίου με την ηλικία της να προσδιορίζεται στο Άνω Μεσσήνιο. Στις περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης δεν υπάρχουν εμφανίσεις της Ομάδας Ελληνικού.

Η Ομάδα Φοινικιάς συντίθεται από το σχηματισμό της Φοινικιάς και τοποθετείται επί των στρωμάτων της Ομάδας Ελληνικού, Βρυσών ή του προνεογενούς υποβάθρου. Αποτελείται από ανοιχτής θάλασσας αργίλους και μάργες οι οποίες ενίοτε παρουσιάζουν πυριτικές ενστρώσεις ενώ τμήμα της βάσης της Ομάδας Φοινικιάς, περιέχει ένα λατυποπαγές αποτελούμενο από ιζήματα του Μειόκαινου και του Κατώτερου Πλειόκαινου. Η ηλικία της Ομάδας της Φοινικιάς είναι Πλειοκαινική.

Η Ομάδα Αγίας Γαλήνης συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Γαλήνης και βρίσκεται υπερκείμενη της Ομάδας της Φοινικιάς και κατά ένα μέρος αποτελεί πλευρική αντιστοιχία της. Εμπεριέχει χονδροκλαστικά υλικά, χερσαία ερυθρά κροκαλοπαγή και ποταμοδελταϊκές άμμους και αργίλους. Αποτελεί την τελευταία ενότητα του Νεογενούς στην Κρήτη η οποία ανήκει στο Άνω Πλειόκαινο ή πιθανά στο Άνω Πλειστόκαινο.



Εικόνα 2-4. Σχηματική απεικόνιση της λιθοστρωματογραφίας της Κρήτης, με τις μεγαλύτερες ομάδες σχηματισμών του Νεογενούς και το προνεογενές υπόβαθρο (αδιαίρετο). Παρουσιάζεται η μεταξύ τους σχέση όσο αναφορά τη κατακόρυφη και οριζόντια θέση αλλά και την αλληλοπαρεμβολή τους (Meulenkamp, 1979)

Επάνω στους σχηματισμούς του Νεογενούς ή απευθείας στο προνεογενές υπόβαθρο υπέρκεινται ασύμφωνα τα ιζήματα του Τεταρτογενούς (Meulenkamp, 1979; Φυτρολάκης, 1980). Πρόκειται για συγκολλημένους ή ασύνδετους χερσαίους σχηματισμούς η ηλικία των οποίων τοποθετείται στο Πλειστόκαινο και νεότερη, ενώ οι μορφές τους ποικίλουν σε πλευρικά κορήματα σε κλιτύες, σε αλλουβιακά ριπίδια στις εξόδους χειμάρρων και σε αλλουβιακές αποθέσεις.

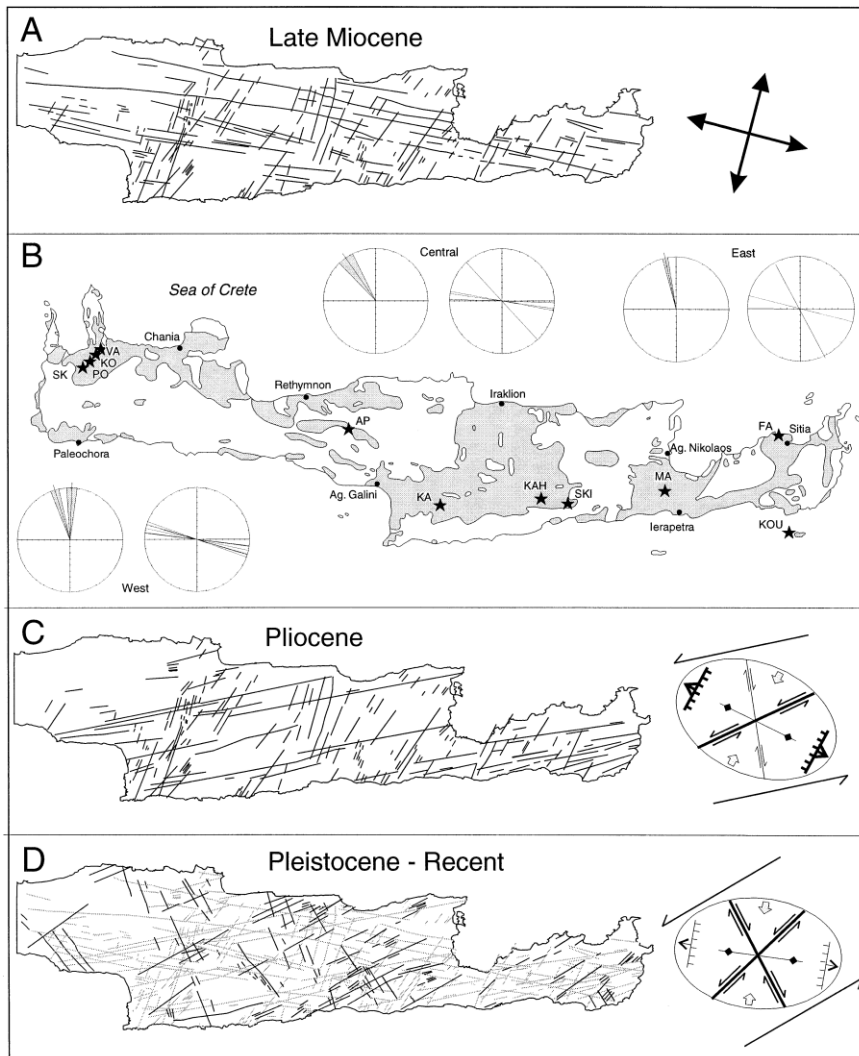
2.1.1 Απόψεις για την νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης

Την άποψη του McKenzie (1972, 1978) που οριοθέτησε την εκκίνηση της νέας θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας

κάτω από την πλάκα του Αιγαίου υποστήριξαν μεταξύ των πρώτων οι Pichon & Angiellier (1979) που πρότειναν ότι η έναρξη της υποβύθισης κατά μήκος του ελληνικού τόξου φαίνεται να ξεκίνησε 13 εκ. χρόνια πριν και ότι το σύστημα της τάφρου μετακινείται προς τα Ν-ΝΔ, προκαλώντας ένα εφελκυστικό καθεστώς στην περιοχή προ του τόξου, το οποίο οδήγησε σε γενική βύθιση και στον σχηματισμό του σημερινού Αιγαίου.

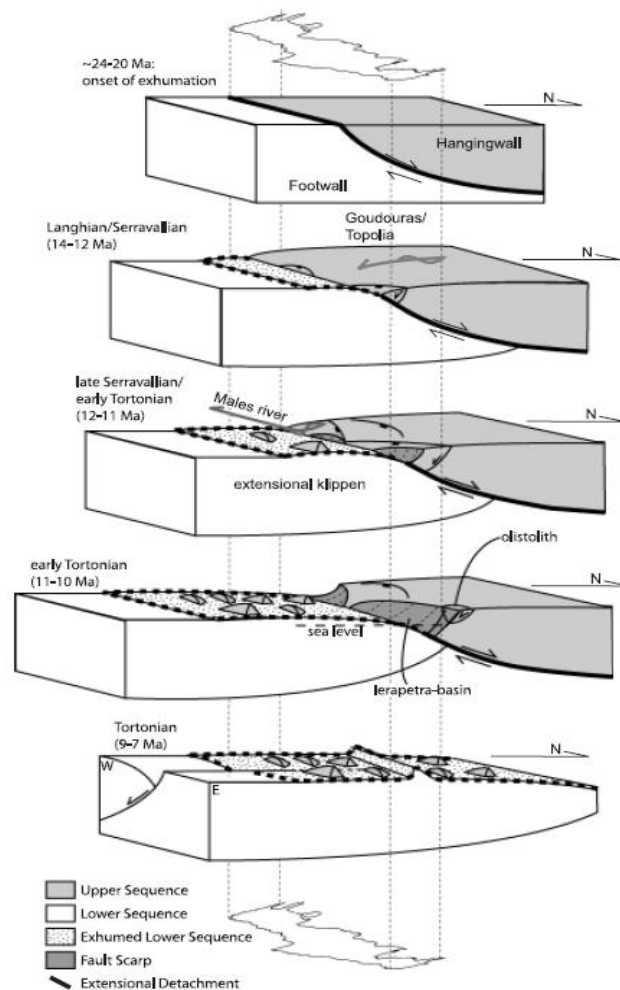
Σε αντίθεση οι Meulenkamp et al. (1988) υποστήριξαν ότι η υποβύθιση έχει ξεκινήσει 26 εκ. χρόνια πριν και ότι οι διεργασίες, όπως ο κατακερματισμός της Κρήτης σε βυθίσματα που αποτέλεσαν τις διάφορες λεκάνες του Νεογενούς, 12 εκ. χρόνια πριν δεν πρέπει να αποδίδονται στην έναρξη της υποβύθισης αλλά σχετίζονται με την έναρξη διαδικασιών οπισθοχώρησης του ορογενούς (N-NN μετανάστευση της ελληνικής τάφρου).

Οι ten Veen & Meijer (1998) περιγράφουν την ύπαρξη πέντε τεκτονικών σταδίων για την κεντρική και ανατολική Κρήτη (Εικόνα 2-5) τα οποία είναι τα εξής: 1) Πριν το Άνω Μειόκαινο (Άνω Σερραβάλλιο) η συμπίεση ήταν ο κυρίαρχος τύπος παραμόρφωσης σχηματίζοντας πτυχές διεύθυνσης B130A και B100A. 2) Στο Κατώτατο Τορτόνιο ένα σύστημα κανονικών ρηγμάτων διευθύνσεων B130E και B100E, παρουσιάζοντας ορθορομβική συμμετρία. 3) Το χρονικό διάστημα από Κάτω Τορτονίου έως το Κάτω Μεσσήνιο από παραμόρφωση κατά μήκος κανονικών ρηγμάτων B100A και B020A διεύθυνσης. Η δράση αυτών των ρηγμάτων πυροδότησε τον κατακερματισμό της Κρήτης. 4) Στη διάρκεια του Κάτω Πλειόκαινου δημιουργήθηκαν ρήγματα B075A διεύθυνσης, τα οποία αντιπροσωπεύονται από πολλές εκ των γωνιωδών ασυμφωνιών που παρατηρούνται μεταξύ των του Μεσσηνίου και του Κάτω Πλειόκαινου. 5) Για το διάστημα από το Πλειστόκαινο έως σήμερα δεν παρέχουν στοιχεία επειδή τα αντίστοιχα ιζήματα είναι φτωχά διατηρημένα και δεν παρείχαν ικανοποιητικά δεδομένα (από Μπελιβάνη, 2013).



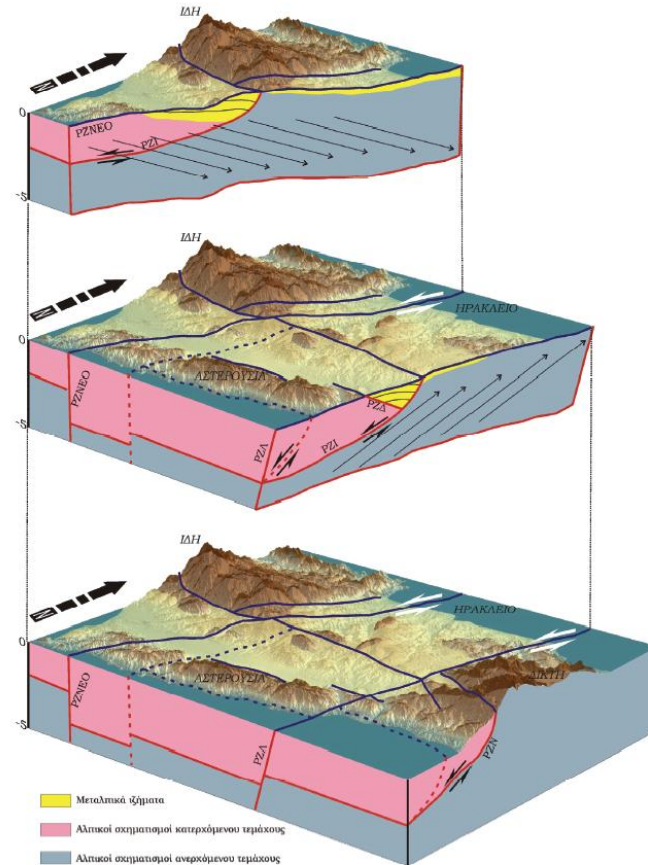
Εικόνα 2-5. Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην κεντρική και ανατολική Κρήτη (Duermeijer et al. 1998)

Κατά van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) η νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης συνδέεται με μια ζώνη αποκόλλησης που επέτρεψε αφ'ένός την άνοδο των μεταμορφωμένων ενοτήτων της νήσου αλλά αφ'εταίρου την δημιουργία «τεκτονικών ρακών» και περιοχών ιζηματογένεσης μεταξύ αυτών, χώρων δηλαδή που πληρώθηκαν με ιζήματα κατά και μετά το Νεογενές (Εικόνα 2-6).



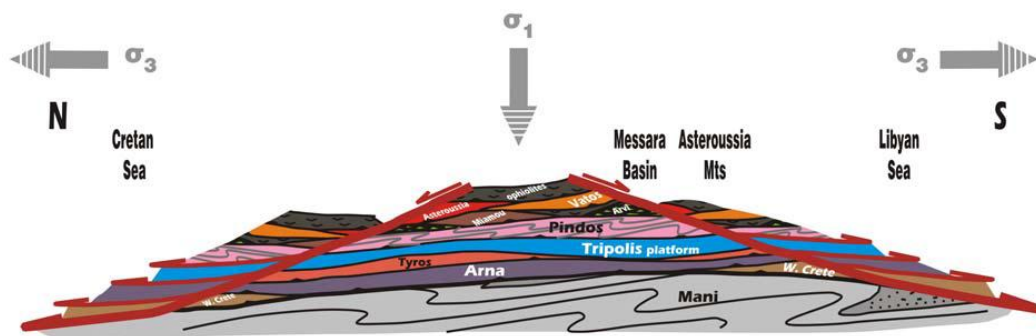
Εικόνα 2-6. Σχηματική αναπαράσταση την ζώνης αποκόλλησης στην περιοχή της Κρήτης. Το κατερχόμενο τέμαχος κινήθηκε εφελκυστικά προς τον Βορρά (κατά van Hinsbergen & Meulenkamp 2006).

Σύμφωνα με τον Βασιλάκη (2006) οι κύριες διευθύνσεις παραμόρφωσης που εντοπίστηκαν στην λεκάνη της Μεσσαράς συνυπάρχουν σχεδόν σε όλη την περίοδο εξέλιξης της λεκάνης και έχουν άμεση σχέση με την τοποθέτησή της στο νησιωτικό τόξο (Εικόνα 2-7). Πρόκειται για μια συνεχή εξέλιξη των τεκτονικών δομών που δημιουργήθηκαν είτε παράλληλα στη διεύθυνση του ελληνικού τόξου (Α-Δ) είτε στις συζυγείς διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ. Οι διευθύνσεις αυτές δεν παρατηρούνται ταυτόχρονα σε όλη την περιοχή της λεκάνης με την ίδια ένταση. Ο βασικός παράγοντας που φαίνεται να επηρεάζει τη διεύθυνση της κύριας παραμόρφωσης σε κάθε περιοχή αφορά τη θέση του κάθε ρηξιτεμάχους ως προς τις τεκτονικές δομές που έχουν δημιουργηθεί λόγω της σχετικής κίνησης της μικροπλάκας του Αιγαίου προς νότο.



Εικόνα 2-7. Σχηματικά στερεοδιαγράμματα της περιοχής της κεντρικής Κρήτης και οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσσαράς μετά το Μέσο Μειόκαινο, με γωνία θέασης προς τα ΒΔ, (Από Βασιλάκη 2006).

Σύμφωνα με τους Papanikolaou & Vassilakis (2008) η συσσώρευση των καλυμμάτων στην Κρήτη που ήταν το αποτέλεσμα της συμπιεστικής φάσης επηρεάστηκε και τροποποιήθηκε μεταγενέστερα από τις εφελκυστικές ζώνες αποκόλλησης (extensional detachments) που δημιουργήθηκαν παράλληλα με το τόξο, με διευθύνσεις κλίσεων είτε προς τον βορρά είτε προς τον νότο, προκαλώντας σημαντικές παραλείψεις στην τεκτονική δομή. Η τεκτονική δομή κέρατος συνδέεται με την διάνοιξη των λεκανών εκατέρωθεν της νήσου. Το άνοιγμα της λεκάνης του Κρητικού πελάγους στον βορρά σχετίζεται με την βόρεια ζώνη αποκόλλησης και η λεκάνη της Μεσσαράς που δημιουργήθηκε πάνω από λιθοστρωματογραφικές/τεκτονικές ακολουθίες που δομούν τα Αστερούσια όρη έχει σχέση με την νότιο ζώνη αποκόλλησης (Εικόνα 2-8).

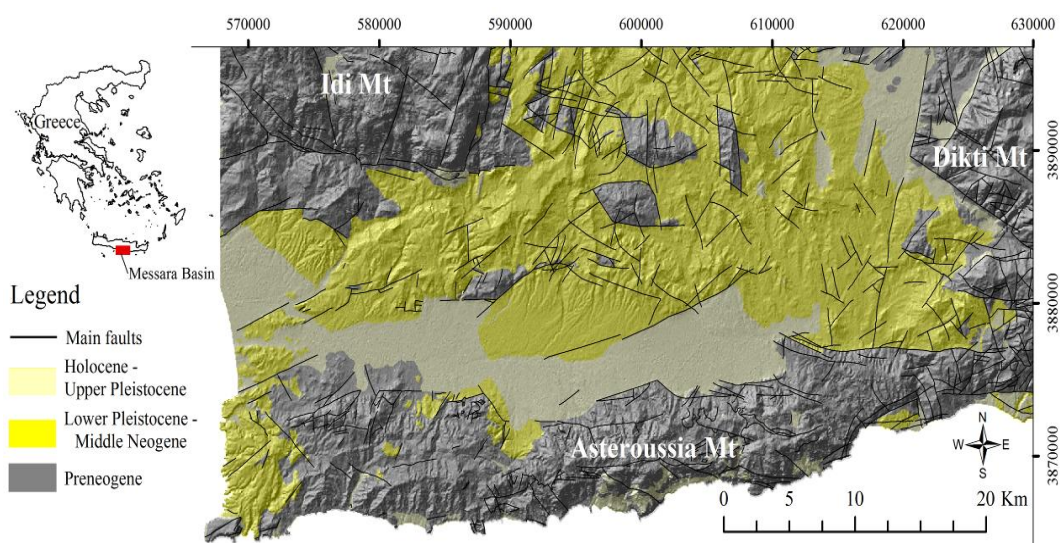


Εικόνα 2-8. Γενικευμένο μοντέλο τεκτονικής εξέλιξης της Κρήτης (κατά Papanikolaou & Vassilakis 2008).

2.2 Γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης

Η λεκάνη της Μεσσαράς (Εικόνα 2-9) εκτείνεται κατά διεύθυνση Α - Δ και αποτελεί το νότιο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου. Αποτελεί μία τεκτονική τάφρο που ορίζεται από τις ρηξιγενείς ζώνες Μαλεβυζίου, Καμαρών, Γέργερης (δυτικά) από τα ρήγματα Καστελίου, Χερσονήσου, Ξενιάκου (ανατολικά) και των Αστερουσίων ορέων (νότια).

Η λεκάνη διακρίνεται σε δυο (2) επιμέρους τεκτονικές ενότητες: Στην πρώτη περιλαμβάνονται οι τεταρτογενείς και οι νεογενείς σχηματισμοί και στη δεύτερη ανήκουν οι προνεογενείς σχηματισμοί των οροσειρών του Ψηλορείτη, της Δίκτης και των Αστερουσίων ορέων, οι οποίες καταλαμβάνουν τα όρια της λεκάνης.



Εικόνα 2-9. Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (εποπτικός, από τους χάρτες του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50.000)

Στο υπόμνημα: με ανοικτό κίτρινο χρώμα οι αποθέσεις του Ολόκαινου – Ανώτερου Πλειστόκαινου, με κίτρινο οι αποθέσεις του Κατώτερου Πλειστόκαινου – Μέσο Νεογενούς και με γκρι οι προνεογενείς αποθέσεις.

Στη γεωλογική δομή της λεκάνης της Μεσσαράς συμμετέχουν από τις νεότερες προς τις παλαιότερες οι παρακάτω στρωματογραφικές και τεκτονικές ενότητες σχηματισμών:

Ολόκαινο: αλλουβιακές αποθέσεις, που αποτελούν προϊόντα αποσάθρωσης και καλύπτουν μικρές εσωτερικές λεκάνες καθώς και τις κοίτες των υδρορεμάτων (χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά, ερυθρογή με κροκαλολατύπες) και *κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα*, που αναπτύσσονται κυρίως στις παρυφές των Αστερουσίων (κυρίως ανθρακικής σύστασης λατύπες, αναμεμιγμένες με ερυθρογή).

Πλειστόκαινο - Ολόκαινο: ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμοι, ιλυόλιθοι και αργιλικά στρώματα αποτελούμενα κυρίως από μεταφερμένα υλικά του σχηματισμού Αγ. Γαλήνη. Καλύπτουν το κεντρικό πεδινό τμήμα της λεκάνης.

Ανώτερο Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο: σχηματισμός Αγ. Γαλήνη (ποτάμια και λιμναία ερυθρά κροκαλοπαγή, ερυθρές και κίτρινες άμμοι, ιλυόλιθοι, άργιλοι, με παρεμβολές λιμναίων μαργαϊκών ασβεστόλιθων)

Νεογενές

Κατώτερο πλειόκαινο: σχηματισμός Φοινικιάς (κυρίως λευκές μάργες, με παρεμβολές αργίλων και άμμων, άργιλοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και κροκαλοπαγή).

Ανώτερο Τορτόνιο – Μεσσήνιο: σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας (βιοκλαστικοί, τοπικά κροκαλοπαγείς ή λατυποπαγείς, ασβεστόλιθοι, ολισθημένοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και εναλλαγές ασβεστιτικών μαργών ή μαργαϊκών ασβεστολίθων με παρεμβολές γύψων. Στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού απαντούν ασβεστολιθικοί ψαμμίτες και κροκαλοπαγή).

Τορτόνιο: σχηματισμός Αμπελούζου (ακανόνιστες εναλλαγές από θαλάσσια υφάλμυρα και ποτάμια κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ιλυόλιθους, μάργες, ιλυώδεις άργιλους και λιγνίτες).

Ανώτερο Σερραβάλιο: σχηματισμός Σκοινιά (καλά στρωμένες θαλάσσιες άργιλοι και ιλυώδεις άργιλοι με παρεμβολές ψαμμιτών).

Μέσο Μειόκαινο: σχηματισμός Βιάννου (ποταμολιμναίες σκούρες στρωματώδεις άργιλοι και ιλυώδεις άργιλοι, με ενδιαστρώσεις ασβεστόλιθων και ψαμμιτών. Παρεμβολές κροκαλοπαγών κυρίως στα κατώτερα τμήματα του σχηματισμού).

Προνεογενείς σχηματισμοί

Νότιο τμήμα: τα Αστερούσια όρη συνίσταται από Μεσοζωικά πετρώματα με βασικούς σχηματισμούς το φλύσχη και τα ανθρακικά της ζώνης Τρίπολης. Επιπλέον υπάρχουν μερικές επιφανειακές εμφανίσεις έντονα ρηγματωμένων και ελαφρώς καρστικοποιημένων ασβεστόλιθων της ζώνης Πίνδου. Στα μεγαλύτερα υψόμετρα απαντώνται πετρώματα των εσωτερικών ζωνών.

ΒΔ τμήμα: το όρος Ψηλορείτης συνίσταται από μεσοζωικά πετρώματα της ενότητας της Τρίπολης (ασβεστόλιθοι, φλύσχης), πετρώματα της ενότητας Φυλλιτών – χαλαζιτών και πετρώματα του αυτόχθονου συστήματος (πλακώδεις ασβεστόλιθοι, ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι ζώνης Ιονίου). Στα χαμηλότερα υψόμετρα απαντούν πλευρικά κορήματα (λατύπες).

3 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

3.1 Γενικά

Σκοπός της Υδρογεωλογίας, πέρα από την καθαρά θεωρητική-ακαδημαϊκή έρευνα για την αύξηση και προαγωγή των γνώσεων, είναι και η καλύτερη, ορθολογικότερη και ασφαλέστερη εκμετάλλευση του υπόγειου νερού, η ανάπτυξη μεθόδων αναζήτησης υπόγειων υδροφορέων και η προστασία του υπόγειου νερού από τη ρύπανση.

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην Υδρογεωλογία είναι πολυπληθείς και ποικιλότυποι ακριβώς λόγω των σύνθετων προβλημάτων που αντιμετωπίζει, αλλά και των τάσεων που επικρατούν. Συνοπτικά θα αναφερθούν μερικές:

- Γεωλογικές, στηριζόμενες στη μελέτη της γεωλογικής κατασκευής του υπεδάφους.
- Υδρολογικές, στηριζόμενες σε μετρήσεις πάνω στην ποσοτική μετακίνηση του νερού (κατείσδυση, απορροή, κ.λ.π.).
- Μετεωρολογικές, με βάση τα μετεωρολογικά στοιχεία.
- Χημικές, με βάση τη χημική εξέλιξη του νερού κατά την υπόγεια κίνησή του.
- Υδραυλικές, με βάση τους νόμους της υδραυλικής.
- Πιεζομετρικές, στηριζόμενες στη μεταβολή της πιεζομετρικής επιφάνειας υδροφόρων οριζόντων.
- Ιχνοθετικές, με βάση την ιχνοθέτηση του νερού.
- Μαθηματικές, με βάση σύνολο τύπων μαθηματικών δημιουργείται μαθηματικό πρότυπο διαφόρων ροών.
- Μέθοδοι ομοιωμάτων, δημιουργία ομοιωμάτων π.χ. ρεοηλεκτρική αναλογία κ.τ.λ.
- Γεωφυσικές, επισήμανση υδροφόρων οριζόντων από μετρήσεις με όργανα γεωφυσικής (Σούλιος 1996).

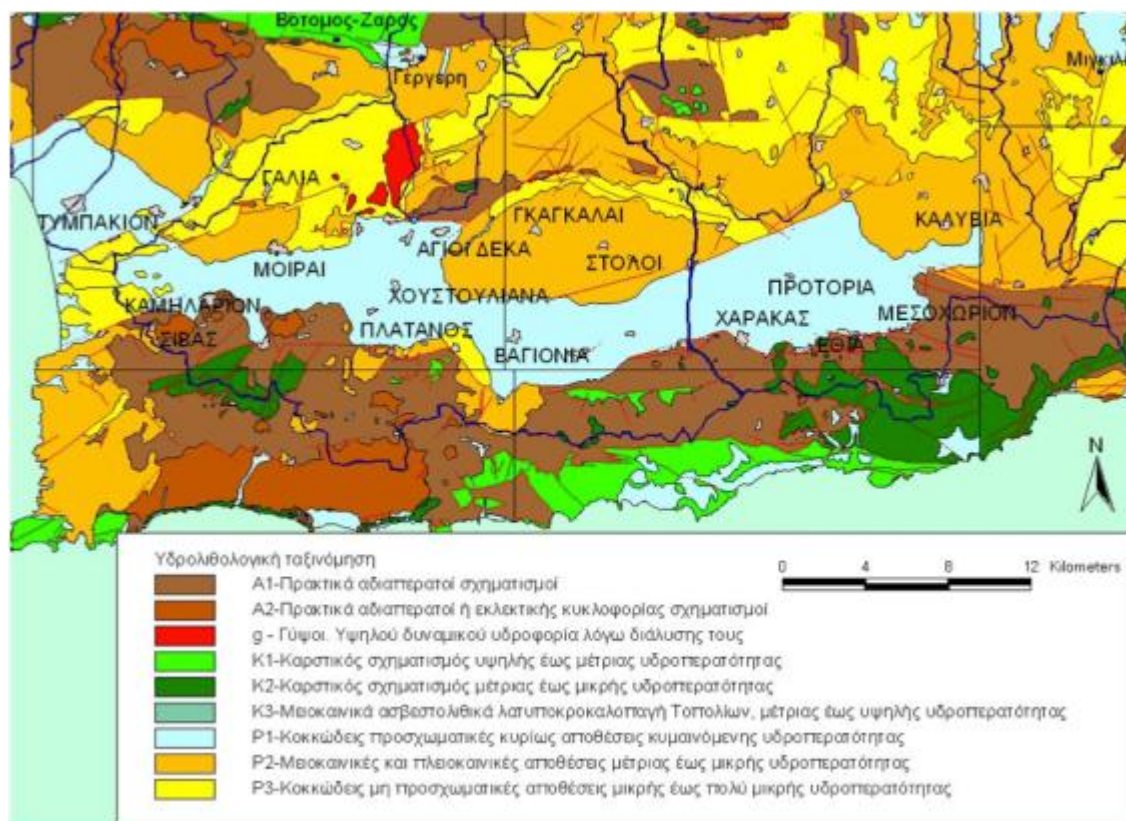
3.1 Υδρογεωλογικές συνθήκες λεκάνης Μεσσαράς

Με βάση την ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών της Κρήτης διακρίνουμε τις παρακάτω υδρολιθολογικές ενότητες στην περιοχή της λεκάνης της Μεσσαράς (Εικόνα 3-1).

- Καρστικοί σχηματισμοί οι οποίοι συνίστανται από τα ανθρακικά πετρώματα των ενοτήτων της Πίνδου, της Τρίπολης και της Αυτόχθονου σειράς και καταλαμβάνουν τα όρια της λεκάνης της Μεσσαράς. Βόρεια δομούν την οροσειρά της Ίδης και νότια την οροσειρά των Αστερουσίων ορέων όπου εκεί έχουμε μικρότερες εμφανίσεις. Μικρό ποσοστό του υπόγειου δυναμικού του καρστικού υδροφορέα της Ίδης απορρέει από τις πηγές Γέργερης με αποδέκτη την υδρολογική λεκάνη του Ληθαίου - Γεροποτάμου και από τις πηγές Ζαρού με αποδέκτη την υδρολογική λεκάνη του Τυμπακίου. Το μεγαλύτερο ποσοστό του υπόγειου δυναμικού του καρστικού συστήματος της Ίδης απορρέει βόρεια στην υφάλμυρη πηγή του Αλμυρού Ηρακλείου. Οι καρστικές εμφανίσεις των Αστερουσίων φιλοξενούν περιορισμένους υδροφόρους ορίζοντες με μικρό δυναμικό και το νερό τους χρησιμοποιείται κυρίως για την ύδρευση των οικισμών.
- Προσχωματικές αποθέσεις που καταλαμβάνουν το κεντρικό πεδινό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς και αποτελούν το σημαντικότερο υδροφορέα της περιοχής. Συνίστανται από ποταμολιμναίες αλλουβιακές αποθέσεις. Επίσης συναντώνται μικρού πάχους και έκτασης αποθέσεις κατά μήκος των υδρορευμάτων.
- Πλειστοκαινικές αποθέσεις που καταλαμβάνουν σημαντική έκταση στο βόρειο τμήμα της πεδινής περιοχής.
- Νεογενείς σχηματισμοί που καταλαμβάνουν ένα μεγάλο τμήμα της περιοχής βόρεια των προσχωματικών - πλειστοκαινικών αποθέσεων και σχηματίζουν το λοφώδες ανάγλυφο.

Οι σημαντικότεροι υδροφορείς της λεκάνης κατά σειρά δυναμικότητας είναι ο Αλλουβιακός, ο Πλειστοκαινικός και ο Νεογενής, ενώ στα περιθώρια της λεκάνης απαντούν ανθρακικοί σχηματισμοί που φιλοξενούν καρστικές υδροφορίες. Οι καρστικοί υδροφορείς των Αστερουσίων σχηματίζουν μικρές

αποκομμένες λεκάνες λόγω έντονου τεκτονισμού. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι υδροφορείς της λεκάνης (Κριτσωτάκης 2009).



Εικόνα 3-1. Υδρολιθολογικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (Περιφέρεια Κρήτης 2009).

Νεογενής υδροφορέας

Οι νεογενείς σχηματισμοί της λεκάνης της Μεσσαράς αποτελούν το υπόβαθρο των τεταρτογενών αποθέσεων και χαρακτηρίζονται από πετρώματα διαφορετικής σύστασης και στρωματογραφίας. Χαρακτηριστικό του Νεογενούς αποτελούν οι ρηξιγενείς ζώνες οι οποίες μετακίνησαν κατακόρυφα τα ρηξιτεμάχη και σχημάτισαν διάφορες λεκάνες μέσα στις οποίες εναποτέθηκαν οι σύγχρονες αποθέσεις. Το μεγαλύτερο μέρος των νεογενών σχηματισμών συνίσταται από εναλλαγές στρώσεων μεγάλου πάχους ιλυόλιθων, αργίλων και μαργών. Επίσης απαντούν και ενστρώσεις μικρότερου πάχους αποτελούμενες από άμμο, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και μαργαϊκούς ασβεστολίθους, που εμφανίζουν μικρό υδρογεωλογικό ενδιαφέρον καθώς φιλοξενούν ασθενείς υδροφορίες υπό πίεση. Κατά θέσεις απαντούν μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι

(περιοχή βόρεια των Μοιρών), πετρώματα που χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση μικρής υδροφορίας. Κατά το τέλος του Τριτογενούς έλαβαν χώρα κατακόρυφες κινήσεις ανυψώνοντας τα διάφορα ρηξιτεμάχη, τα οποία στη συνέχεια υπέστησαν έντονη διάβρωση σχηματίζοντας τάφρους μέσα στις οποίες εναποτέθηκαν τα ποταμολιμναία στρώματα του Πλειστοκαίνου.

Πλειστοκαινικός υδροφορέας (σχηματισμός Αγ. Γαλήνη)

Τα πλειστοκαινικά ιζήματα εναποτέθηκαν στα ρηξιτεμάχη των νεογενών σχηματισμών κάτω από ηπειρωτικές συνθήκες (ποταμολιμναία φάση). Το πλειστόκαινο στα κατώτερα (υψομετρικά) ρηξιτεμάχη (λεκάνη Μοιρών και Χάρακα), διατηρείται σε σχετικά καλή κατάσταση σε αντίθεση με των ανώτερων υψομέτρων που σχεδόν διαβρώθηκε και διατηρείται μόνο μία στρώση πολύ μικρού πάχους (λεκάνη Βαγιονιάς). Επιφανειακά απαντούν στην περιοχή Καλυβιανής και των Γκαγκαλών. Το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας μετά την εναπόθεση των πλειστοκαινικών σχηματισμών ήταν σε κατώτερο υψόμετρο από ότι σήμερα και νέες τάφροι σχηματίσθηκαν από τη διάβρωση των κυρίων υδρορευμάτων του Γεροπόταμου, του Λιθαίου και του Αναποδάρη. Το μέγιστο βάθος των τάφρων αυτών καταγράφηκε στα 75 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας στην περιοχή των Μοιρών και το μέγιστο που έχει καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή είναι 80 m στην περιοχή του Πλατύ (όμορη λεκάνη δυτικότερα του Τυμπακίου). Στην έξοδο του Γεροποτάμου στη θάλασσα (περιοχή Τυμπακίου) το βάθος της τάφρου είναι της τάξης των 100 m από την επιφάνεια του εδάφους που ελαττώνεται προς τα ανάντη και στο ύβωμα της Φαιστού είναι 60 m από την επιφάνεια του εδάφους. Στις τάφρους αυτές εναποτέθηκαν οι τεταρτογενείς αλλουβιακές αποθέσεις.

Αλλουβιακός υδροφορέας

Ο αλλουβιακός υδροφορέας έχει επιμήκες σχήμα και συνίσταται από σύγχρονες ποταμολιμναίες αποθέσεις κροκαλοπαγών, άμμων, ιλυολίθων και αργίλων. Οι αποθέσεις είναι διαφορετικής στρωματογραφικής ηλικίας και σύστασης και επομένως διαφορετικών υδρογεωλογικών ιδιοτήτων. Διακρίνονται τρεις κατηγορίες:

1. Αποθέσεις στις τάφρους διάβρωσης που καταλαμβάνουν μία ζώνη γύρω από τα κύρια υδρορέματα (Γεροπόταμος, Αναποδάρης, Λιθαίος). Αποτελούνται από εναλλαγές στρώσεων χαλίκων, αργίλου και ιλύος. Στρώσεις άμμων είναι σπάνιες και συνήθως η άμμος είναι αναμεμιγμένη με τα άλλα υλικά.

2. Κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα που καταλαμβάνουν κύρια τις νότιες περιοχές. Ποικίλουν ανάλογα με την προέλευση και τη θέση τους. Τα υλικά είναι περισσότερο χονδρόκοκκα και λατυποπαγή κοντά στις νότιες περιοχές. Κατά θέσεις τα κενά των χονδρόκοκκων πληρώνονται από λεπτόκοκκα υλικά με αποτέλεσμα να ελαττώνουν τις ιδιότητες του υδροφορέα (υδροπερατότητα, αποθηκευτικότητα). Οι κώνοι κορημάτων, που προέρχονται από παλαιότερα πετρώματα των ορεινών όγκων, έχουν συνήθως κοκκινωπό χρώμα και γενικά χαρακτηρίζονται με μεγάλο πορώδες. Τα πλευρικά κορήματα που προέρχονται από νεογενή πετρώματα συνίστανται από λεπτόκοκκα υλικά και γενικά περικλείουν ασθενείς υδροφορίες.

3. Αποθέσεις που καλύπτουν την υπόλοιπη λεκάνη. Κυμαίνονται σε σύσταση και χαρακτηριστικά ανάλογα με τον τύπο πετρώματος που επικρατεί στα περιθώρια της. Στις περιοχές που επικρατούν Πλειστοκαινικές αποθέσεις (σχηματισμός Αγ. Γαλήνης) υπάρχει ένα λεπτό κάλυμμα από αποσαθρωμένα πλειστόκαινα υλικά. Στις περιοχές που επικρατούν οι νεογενείς σχηματισμοί, το αλλουβιακό κάλυμμα συνίσταται από μάργες, ιλύ και άργιλο, ενώ είναι δύσκολο να διακριθεί από το διαβρωμένο Νεογενές.

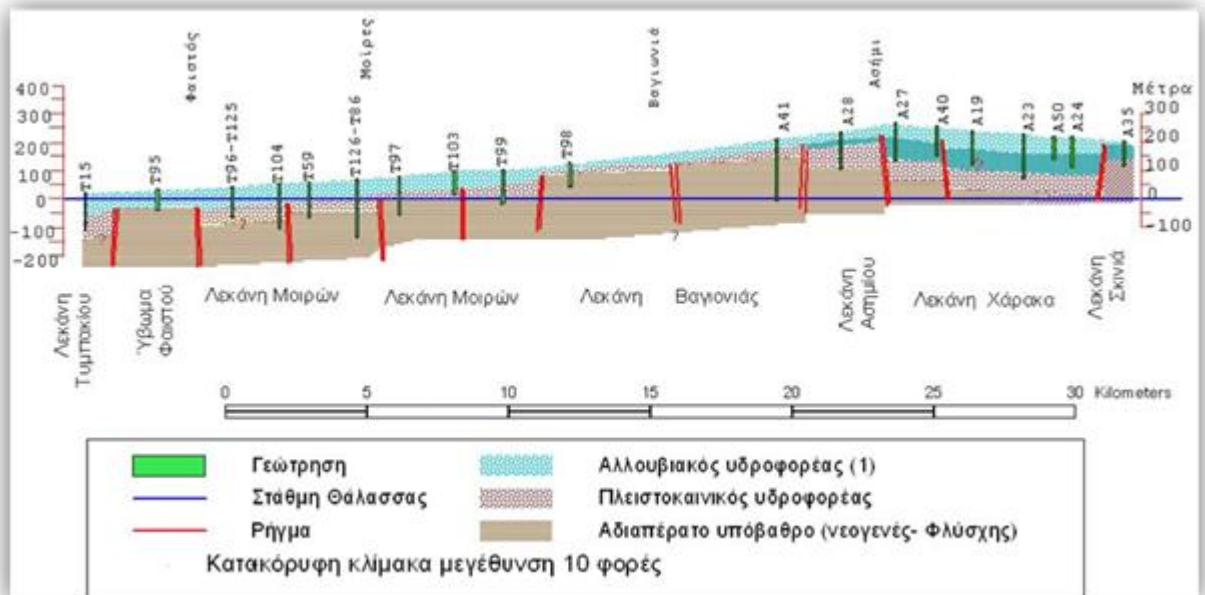
3.1.1 Υποδιαίρεση της υδρολογικής λεκάνης Μεσσαράς

Η λεκάνη της Μεσσαράς δεν αποτελεί μία «ομοιόμορφη» υδρογεωλογική ενότητα αλλά κάτω από τον αλλουβιακό μανδύα κρύβει ρηξιτεμάχη με διαφορετικές υδρογεωλογικές ιδιότητες. Σε αντιστοιχία με τις ρηξιγενείς ζώνες (block-faults), η λεκάνη υποδιαιρείται σε επιμέρους υπολεκάνες κατά την επιμήκη διάστασή της, οι οποίες υδραυλικά επικοινωνούν μεταξύ τους. Οι ρηξιγενείς ζώνες διαμόρφωσαν τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά, τη σύσταση και τη στρωματογραφία του προσχωματικού - τεταρτογενή υδροφορέα (αλλουβιακός - πλειστοκαινικός). Διακρίνονται σε διεύθυνση Α-Δ οι

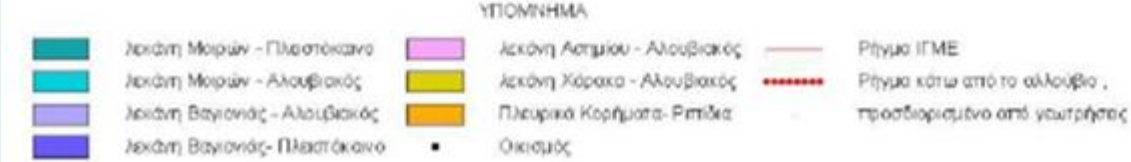
(υπο)λεκάνες του Χάρακα, του Ασημίου, της Βαγιονιάς, των Μοιρών και του Τυμπακίου.

Οι υδροφορείς στο σύνολο της λεκάνης (Εικόνα 3-2) συνίστανται από αλλουβιακούς σχηματισμούς με «πολύ καλές» υδρογεωλογικές ιδιότητες και από πλειστοκαινικούς σχηματισμούς με σχετικά «μέτριες» ιδιότητες (τοπικά εμφανίζουν «καλές»). Ο κατώτερος (πρακτικώς αδιαπέρατος) ορίζοντας του νεογενούς έχει μικρή υδρογεωλογική σημαντικότητα ως υδροφορέας και κατά θέσεις εμφανίζει «μέτριες» υδρογεωλογικές ιδιότητες (Κριτσωτάκης 2009).

Η μόνη υπόγεια διαφυγή του νερού των υδροφορέων εκτός του πεδινού τμήματος της λεκάνης είναι δυτικά από τη στενή και μικρού πάχους ζώνη της Φαιστού προς τη λεκάνη του Τυμπακίου και τελικά εκβάλλει στον κόλπο του Τυμπακίου. Το ρηξιτέμαχος της Φαιστού συνίσταται από νεογενή πετρώματα, ιλυόλιθους, μάργες και μικρού πάχους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους που απαντούν στις κορυφές των λόφων. Λόγω της σχετικής ανύψωσής του, οι όμορες λεκάνες του Τυμπακίου και των Μοιρών διαχωρίζονται μεταξύ τους και απομονώνονται υδρογεωλογικά, ενώ το στένεμα της Φαιστού (μοιάζει με φαράγγι) είναι η μόνη διασύνδεση των επιφανειακών και υπόγειων νερών μεταξύ των δύο υπολεκανών (Κριτσωτάκης 2009).



Εικόνα 3-2. Υδρογεωλογική τομή λεκάνης Μεσσαράς (Α – Δ) (κατά και από Κριτσωτάκη, 2009).



Εικόνα 3-3. Υποδιαίρεση της υδρογεωλογικής λεκάνης Μεσσαράς (Κριτσωτάκης, 2009).

4 ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ

4.1 Εισαγωγικά

Ο όρος Γεωθερμία (Geothermics) αναφέρεται στη διεθνή βιβλιογραφία στον εφαρμοσμένο επιστημονικό κλάδο που περιλαμβάνει όλο το φάσμα της έρευνας, από τη μελέτη της γήινης ροής θερμότητας, τις συνθήκες κατανομής των θερμοκρασιών στο υπέδαφος, το μηχανισμό της κυκλοφορίας των υπόγειων θερμών ρευστών σε συνδυασμό με τις γεωλογικές συνθήκες, καθώς και τα φυσικο-χημικά χαρακτηριστικά τους, μέχρι τον εντοπισμό και την αξιολόγηση των γεωθερμικών πεδίων με κατάλληλες παραγωγικές γεωτρήσεις. Κυριότερος στόχος της Γεωθερμίας είναι ο εντοπισμός και η μελέτη των γεωθερμικών περιοχών, δηλαδή των περιοχών εκείνων που παρουσιάζουν θετικές θερμικές ανωμαλίες και ευνοϊκές γενικά συνθήκες για την εκμετάλλευση της γεωθερμικής ενέργειας. Τα τελευταία χρόνια, ο ρόλος που διαδραματίζει η Γεωθερμία αυξάνεται συνεχώς, αφού η γεωθερμική ενέργεια αποτελεί μια ουσιαστικά ανεξάντλητη και οικονομική μορφή ενέργειας, με πολλές και χρήσιμες εφαρμογές, καθώς και με ήπιες ή σχεδόν μηδενικές επιπτώσεις στο περιβάλλον.

Σύμφωνα με τον ορισμό του Ευρωπαϊκού Συμβουλίου Γεωθερμίας (EGEC), η Γεωθερμία είναι η ενέργεια υπό μορφή θερμότητας που βρίσκεται αποθηκευμένη κάτω από την επιφάνεια της γης. Αποτελεί μια ανανεώσιμη πηγή ενέργειας παρέχοντας θερμότητα και ηλεκτρική ενέργεια 24 ώρες την ημέρα, όλο το χρόνο. Μια πηγή ενέργειας σχεδόν άπειρη και παγκοσμίως διαθέσιμη. Έχει χρησιμοποιηθεί από την αρχαιότητα για θέρμανση και λουτροθεραπεία, και τα τελευταία περίπου 100 χρόνια, για την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας. Το δυναμικό της είναι ανεξάντλητο σε ανθρώπινους όρους, συγκρίσιμο με εκείνο του ήλιου. Εκτός από την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, σήμερα η γεωθερμική ενέργεια χρησιμοποιείται σε συστήματα τηλεθέρμανσης, καθώς και σε θέρμανση και ψύξη μεμονωμένων κτιρίων, συμπεριλαμβανομένων γραφείων, καταστημάτων, κατοικιών, θερμοκηπίων κλπ. Η πρώτη παραγόμενη γεωθερμική ηλεκτρική ενέργεια ήταν στο Larderello, της Ιταλίας, το 1904. Η Ισλανδία, η Ιταλία, η Τουρκία, η Πορτογαλία, η Γερμανία και η Γαλλία είναι οι κορυφαίες χώρες παραγωγής

γεωθερμικής ενέργειας στην Ευρώπη σήμερα. Τα μεγαλύτερα γεωθερμικά συστήματα τηλεθέρμανσης στην Ευρώπη βρίσκονται στην περιοχή του Παρισιού και του Μονάχου, ενώ στην Αυστρία, την Ουγγαρία, την Ιταλία, την Πολωνία, τη Σλοβακία και άλλες χώρες, διαφαίνεται ένας σημαντικός αριθμός από ενδιαφέροντα γεωθερμικά συστήματα τηλεθέρμανσης. Η Σουηδία, η Ελβετία, η Γερμανία και η Αυστρία είναι οι κορυφαίες χώρες όσον αφορά την αγορά των γεωθερμικών αντλιών θερμότητας στην Ευρώπη.

Σήμερα αξιοποιείται μόνο ένα μικρό μέρος της γεωθερμικής ενέργειας, η οποία έχει μορφή θερμών ρευστών. Ενώ άλλες κατηγορίες γεωθερμικής ενέργειας είναι η ενέργεια των θερμών ξηρών πετρωμάτων στα οποία εισάγεται δια μέσου γεώτρησης νερό, θερμαίνεται και εξάγεται από άλλη γεώτρηση για την απόληψη του θερμικού του φορτίου, η γεωπεπιεσμένη ενέργεια, δηλαδή η ενέργεια από το νερό υψηλής αλατότητας που βρίσκεται σε σχετικά μεγάλα βάθη, υπό υψηλή πίεση και θερμοκρασία και το οποίο περιέχει διαλυμένο μεθάνιο, καθώς και η ενέργεια μάγματος η οποία προέρχεται από την απόληψη θερμότητας με κατάλληλες γεωτρήσεις κοντά σε μαγματικές διεισδύσεις με μικρό σχετικά βάθος. Όλες οι παραπάνω κατηγορίες γεωθερμικής ενέργειας όμως, βρίσκονται ουσιαστικά σε ερευνητικό στάδιο (Φυτίκας και Ανδρίτσος 2004).

4.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

4.2.1 Θερμότητα

Η ενέργεια που προσάγεται ή απάγεται από ένα σώμα λόγω διαφοράς θερμοκρασίας ονομάζεται θερμότητα. Ο όρος θερμότητα, αναφέρεται πάντοτε σε μεταφορά ενέργειας από ένα σώμα ή σύστημα σε ένα άλλο, και ποτέ στο ποσό ενέργειας που περιέχεται σε ένα συγκεκριμένο σύστημα.

Η μετάδοση της θερμότητας οφείλεται αφενός στη χαρακτηριστική θερμοδυναμική «ιδιότητα» της ύλης, τη θερμοκρασία, και αφετέρου ότι η διακίνηση θερμικής ενέργειας γίνεται πάντοτε από τις υψηλότερες προς τις χαμηλότερες θερμοκρασίες (δεύτερο θερμοδυναμικό αξίωμα). Η μετάδοση της θερμότητας μπορεί να γίνει με: α) αγωγή, β) συναγωγή γ) με ακτινοβολία. Στη γη εμφανίζονται και οι τρεις τρόποι (Καρυδάκης, 2005).

4.2.2 Ενθαλπία

Η ενθαλπία αναφέρεται στην ικανότητα που έχουν τα σώματα να αποθηκεύουν θερμότητα και ορίζεται ως η ποσότητα της θερμότητας ενός σώματος ή συστήματος η οποία απαιτείται (με αντιστρεπτό τρόπο) για την αύξηση της θερμοκρασίας του από το απόλυτο μηδέν, μέχρι της θερμοκρασίας T του σώματος ή του συστήματος. Μεταξύ της κατάστασης του σώματος και της ενθαλπίας του, υπάρχει αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία. Η μεταβολή της ενθαλπίας (dH') ισούται με το γινόμενο της ειδικής θερμότητας υπό σταθερή πίεση (c_p) επί τη μεταβολή της απόλυτης θερμοκρασίας (dT):

$$dH' = c_p \cdot dT \quad (\text{KJ/kg})$$

Είναι χαρακτηριστικό ότι η ταξινόμηση των γεωθερμικών πεδίων γίνεται με βάση την ενθαλπία τους ως γεωθερμικά πεδία χαμηλής, μέσης και υψηλής ενθαλπίας.

Οφείλεται δε στο ότι η ενθαλπία καλύπτει αφενός τη θερμοκρασιακή κατάσταση και αφετέρου την αποθηκευτική θερμική ικανότητα του σώματος, η οποία εκφράζεται με την ειδική θερμότητα. Η μέτρηση λοιπόν της ειδικής θερμότητας στη γεωθερμία είναι απαραίτητη για την εκτίμηση της αποθηκευμένης ποσότητας θερμότητας στους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς (Καρυδάκης, 2005).

4.2.3 Θερμική αγωγιμότητα

Ονομάζεται η ικανότητα ενός υλικού να επιτρέπει τη μετάδοση της θερμότητας δια μέσου του. Το ποσό της θερμότητας (dQ), που μεταφέρεται διαμέσου ενός υλικού σε χρόνο t , λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας $dT = T_2 - T_1$, ισούται:

$$dQ = k' \cdot S' \cdot t \cdot dT / l'$$

k' = ο συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας του υλικού, αποτελεί τη διερχόμενη ποσότητα θερμότητας που διαχέεται δια μέσου ενός ομογενούς υλικού και εξαρτάται από τη φύση και τη φυσική κατάσταση του υλικού

S' = η διατομή του υλικού

t = ο χρόνος μεταφοράς θερμότητας

l' = το πάχος του υλικού

Η θερμική αγωγιμότητα είναι βασική γεωθερμική παράμετρος των πετρωμάτων και έχει άμεση σχέση με τη γεωθερμική βαθμίδα (είναι αντιστρόφως ανάλογα μεγέθη). Είναι απαραίτητη για τη μέτρηση της θερμικής ροής των πετρωμάτων.

Η θερμική αγωγιμότητα των στερεών και υγρών αυξάνεται με την πίεση, γι' αυτό στα μεγάλα βάθη η αγωγιμότητα των πετρωμάτων είναι αυξημένη (Καρυδάκης, 2005).

4.2.4 Γεωθερμική Βαθμίδα

Οι υψηλές θερμοκρασίες που επικρατούν στο εσωτερικό της Γης, είναι η αιτία που προκαλείται κατακόρυφη ροή θερμότητας από τα βαθύτερα σημεία προς την επιφάνεια. Η θερμοκρασία αυξάνει με το βάθος, με μέσο ρυθμό 1°C για κάθε 30 m ή 30°C ανά km. Ο ρυθμός αυτός αύξησης της θερμοκρασίας της γης με το βάθος καλείται γεωθερμική βαθμίδα. Η γεωθερμική βαθμίδα δεν είναι βέβαια σταθερή σε όλα τα σημεία του πλανήτη, επειδή επηρεάζεται από διάφορους γεωλογικούς παράγοντες. Στις περιοχές όπου η γεωθερμική βαθμίδα είναι μεγαλύτερη από τη μέση γήινη, χαρακτηρίζεται θετική γεωθερμική ανωμαλία (Φυτίκας κ.ά., 2004). Η μέση τιμή της γήινης γεωθερμικής βαθμίδας είναι $1,43 \mu\text{cal}/\text{cm}^2.\text{s}$ (Καρυδάκης, 2005).

4.2.5 Θερμική Ροή

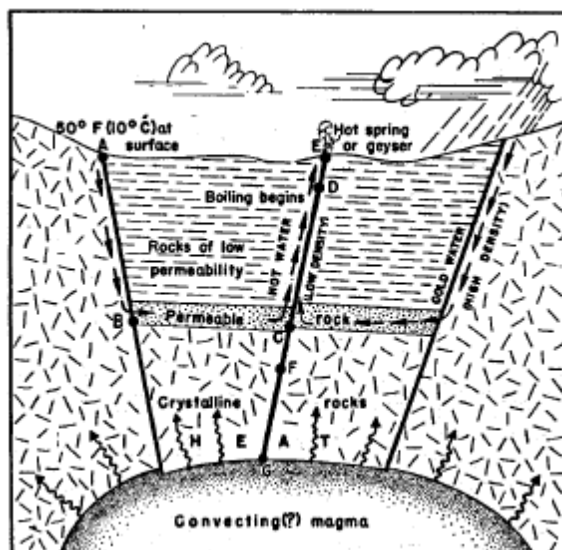
Στη γεωθερμία ως ροή θερμότητας ορίζεται ο ρυθμός με τον οποίο η θερμότητα ανέρχεται από το εσωτερικό προς την επιφάνεια της γης και μεταδίδεται με αγωγή, αναφέρεται δε στην κατακόρυφη διανυσματική συνιστώσα της γήινης ροής θερμότητας (Καρυδάκης, 2005).

Η ροή θερμότητας που προσδιορίζεται στο φλοιό της γης, εξαρτάται από τη θερμική αγωγιμότητα των πετρωμάτων και από τη γεωθερμική βαθμίδα και αποτελεί το γινόμενο τους. Η μέτρηση της ροής θερμότητας αναφέρεται είτε με τις μονάδες θερμικής ροής (Heat Flow Units, HFU= $1 \mu\text{cal}/\text{cm}^2.\text{s}$) είτε με τις μονάδες mW/m^2 (Φυτίκας και Ανδρίτσος 2004).

4.3 Γεωθερμικά πεδία

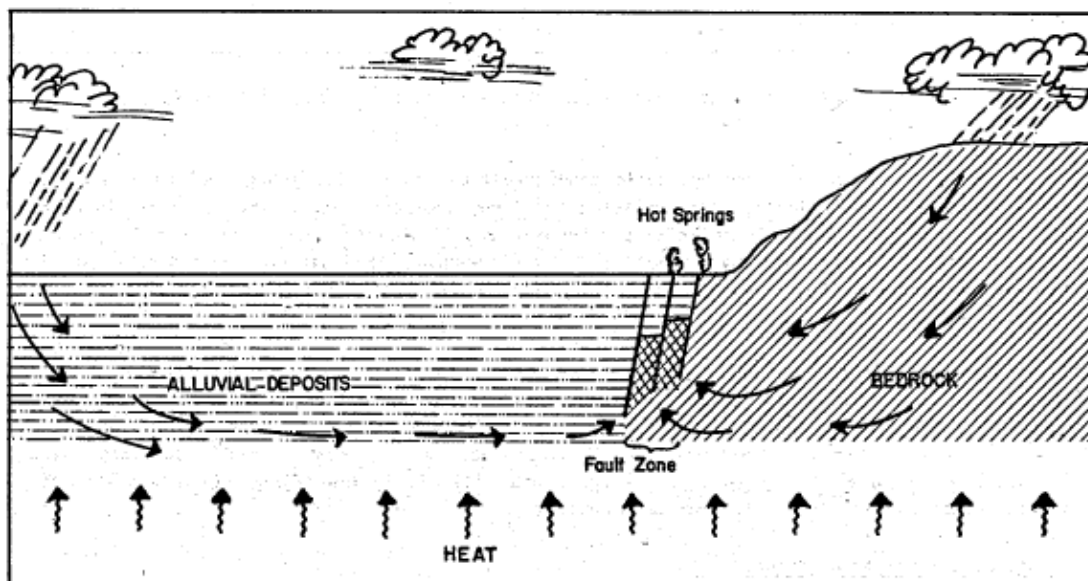
Τα γεωθερμικά πεδία οφείλουν την ύπαρξη τους σε συγκεκριμένες γεωτεκτονικές συνθήκες, συνδυαζόμενες με τη μεταφορά θερμότητας από το εσωτερικό προς την επιφάνεια της Γης. Μεταξύ αυτών διακρίνονται:

- 1) Γεωθερμικά πεδία μεταφοράς (συναγωγιμότητας) που σχετίζονται με νέες σε ηλικία μαγματικές διεισδύσεις (Εικόνα 4-1).



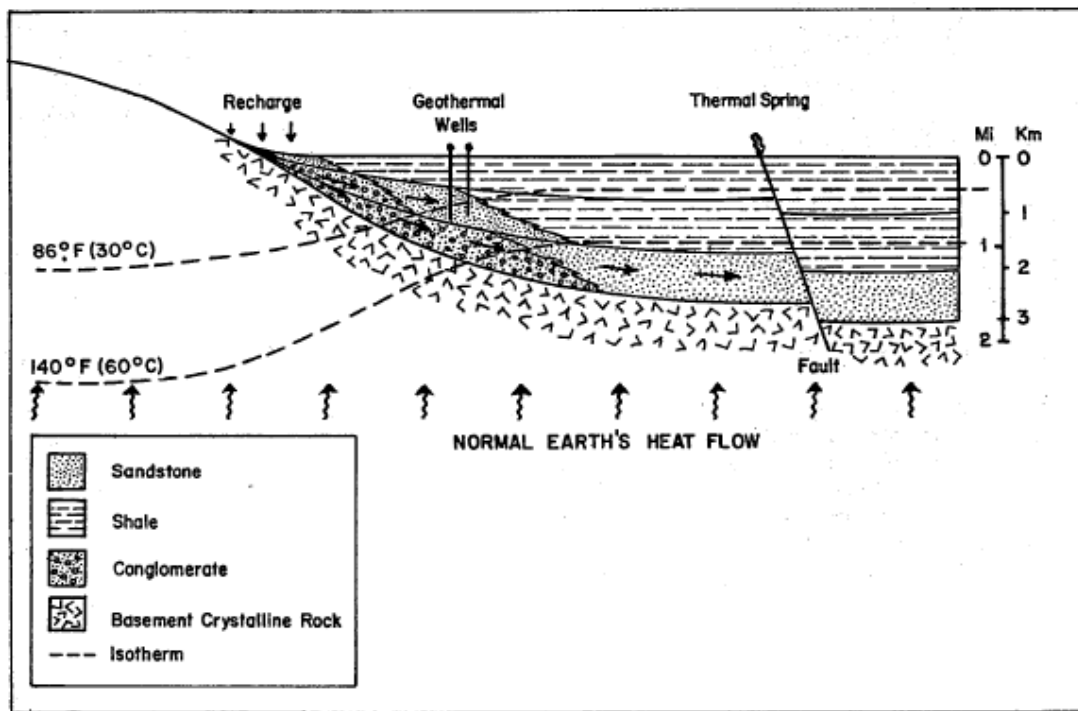
Εικόνα 4-1. Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που σχετίζεται με διείσδυση μαγματικού θαλάμου (κατά White 1968 από [3]).

- 2) Πεδία που ελέγχονται από ρήγματα. Τα περισσότερα υδροθερμικά κυκλοφορικά πεδία (συναγωγιμότητας) δεν βρίσκονται σε περιοχές όπου υπάρχουν νέες πυριγενείς διεισδύσεις. Σε πολλά γεωθερμικά πεδία έχει παρατηρηθεί ότι αυτά αντλούν θερμότητα από τους μεγάλους όγκους των πετρωμάτων με κυκλοφορία του νερού σε βάθος, σε ζώνες υψηλής διαπερατότητας, οι οποίες μπορεί να είναι είτε στρώματα υψηλού ενεργού πορώδους είτε ρήγματα και ζώνες ρηγμάτων (Εικόνα 4-2). Η θερμοκρασία επιτυγχάνεται από τον συνδυασμό δύο διαδικασιών: από το μέγεθος της περιφερειακής ροής θερμότητας (magnitude of the regional heat flow) και το βάθος στο οποίο κυκλοφορεί το νερό.



Εικόνα 4-2. Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που ελέγχεται από ρήγματα ([3]).

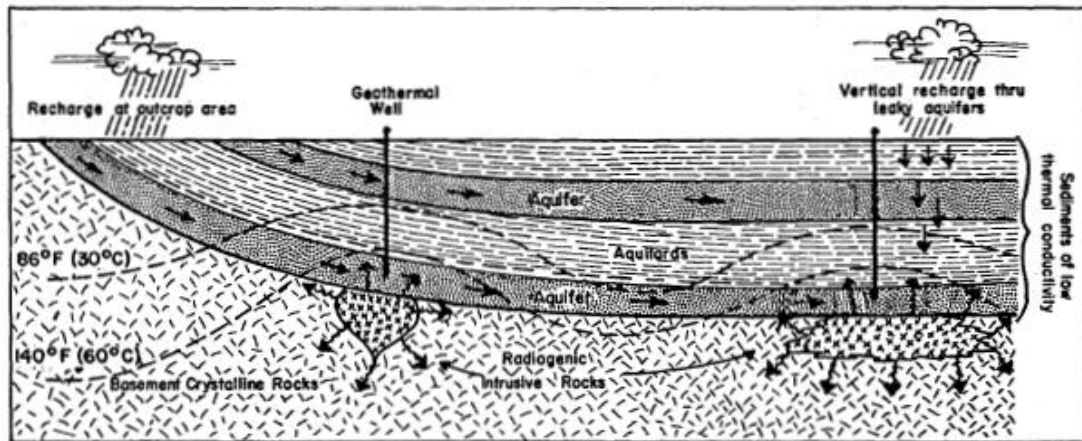
- 3) Υπόγειοι υδροφορείς μεγάλου βάθους (Deep regional aquifers). Τέτοιας μορφής γεωθερμικά πεδία συνδέονται με ιζηματογενείς λεκάνες μεγάλου πάχους που συλλέγουν και μεταφέρουν τα υπόγεια ύδατα από περιοχές αναπλήρωσης σε γειτονικές ορεινές περιοχές. Το νερό κινείται προς τα κάτω με μεγάλη κλίση μέσα από ιζηματογενείς αποθέσεις και θερμαίνεται με την μέση γεωθερμική βαθμίδα της Γης (Εικόνα 4-3). Κατά θέσεις σε αυτές τις λεκάνες όπου οι υδραυλικές αγωγιμότητες είναι ασυνήθιστα υψηλές ή όπου ρήγματα επιτρέπουν στο νερό να κινηθεί κατακόρυφα υπό αρτεσιανή πίεση, μπορεί να συμβεί γεωθερμικό νερό να φτάσει στο επίπεδο υδρογεωτρήσεων. Εάν η αρτεσιανή πίεση είναι μεγάλη η ροή του θερμού νερού μπορεί να το οδηγήσει στην επιφάνεια. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 4-3 η αναθόλωση στην καμπύλη των ισοθέρμων μπορεί να βοηθήσει στην δημιουργία γεωθερμικού πεδίου σε σχετικά μικρά βάθη.



Εικόνα 4-3. Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου υδροφόρων οριζόντων μεγάλου πάχους ([3]).

4) Ραδιενεργούς προέλευσης πηγές θερμότητας κάτω από ιζήματα χαμηλής θερμικής αγωγιμότητας

Γρανιτικά πλουτώνια πετρώματα είναι σχετικά εμπλουτισμένο σε ραδιενεργά στοιχεία που συμμετέχουν με την μεταστοιχείωση ουσιαστική στην παραγωγή θερμότητας. Για τον λόγο αυτόν η ροή θερμότητας γύρω από ένα πλουτώνιο σώμα είναι υψηλότερη από τις παρακείμενες θέσεις εντός των πετρωμάτων. (Εικόνα 4-4). Εάν πλουτώνια σώματα είναι εγκλωβισμένα εντός ιζηματολογικών ακολουθιών με χαμηλή θερμική αγωγιμότητα το μέγεθος και η θέση του πλουτωνίτη μπορεί να επηρεάσει το γεωθερμικό καθεστώς της ιζηματογενούς λεκάνης [3].



Εικόνα 4-4. Θεωρητικό μοντέλο γεωθερμικού πεδίου που καθορίζεται από εμφανίσεις πλουτώνιων σωμάτων (κατά και από [3])

4.3.1 Βασικά μέρη ενός γεωθερμικού πεδίου

Ένα συνηθισμένο γεωθερμικό πεδίο αποτελείται από τρία κύρια μέρη:

- ✓ Μία πηγή θερμότητας
- ✓ Ρευστά τα οποία είναι μεταφορείς της θερμότητας
- ✓ Έναν περατό γεωλογικό σχηματισμό που λειτουργεί ως ταμιευτήρας των ρευστών

4.3.2 Διάκριση γεωθερμικών πεδίων

Η ταξινόμηση των γεωθερμικών πεδίων γίνεται με βάση τη θερμοκρασία τους σε:

- ✓ Χαμηλής ενθαλπίας $<90\text{ }^{\circ}\text{C}$, αξιοποιούμενα, για θερμικές χρήσεις.
- ✓ Μέσης ενθαλπίας $90 - 150\text{ }^{\circ}\text{C}$, με δυνατότητα κυρίως αξιοποίησής τους, για θερμική χρήση και κατά περιπτώσεις για παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας.
- ✓ Υψηλής ενθαλπίας $>150\text{ }^{\circ}\text{C}$, αξιοποιούμενα κυρίως για παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας.

Η πηγή της θερμότητας μπορεί να είναι είτε μια μαγματική διείσδυση (με θερμοκρασίες $600-1200\text{ }^{\circ}\text{C}$), η οποία έφθασε σε σχετικά μικρά βάθη (3-10 χιλ.), είτε ένα πλουτώνιο σώμα, είτε η γεωθερμική βαθμίδα της περιοχής, που δημιουργεί όλο και θερμότερους σχηματισμούς με το βάθος.

Ο ταμειευτήρας αποτελείται ουσιαστικά από ένα σύστημα θερμών διαπερατών πετρωμάτων, που επιτρέπουν την εύκολη κυκλοφορία ή τον εγκλωβισμό των κυκλοφορούντων ρευστών, τα οποία απάγουν θερμότητα.

Τα γεωθερμικά ρευστά είναι νερά μετεωρικής ή επιφανειακής προέλευσης, σπάνια μαγματικής. Σε υγρή ή αέρια φάση και συχνά περιέχουν σημαντικές ποσότητες διαλυμένων στερεών ουσιών και αερίων. Η κατάσταση των γεωθερμικών ρευστών εξαρτάται από την πίεση και τη θερμοκρασία τους.

4.3.3 Διαδικασίες θέρμανσης ρευστών

Τα γεωθερμικά ρευστά έχουν κυρίως μετεωρική προέλευση. Η θέρμανση του κρύου νερού των επιφανειακών στρωμάτων, που κατεισδύει και συγκεντρώνεται τελικά στο θερμό υδροφορέα, ακολουθεί μια από τις διαδικασίες που περιγράφονται παρακάτω:

α) Το νερό κατεισδύει μέσα από ρηγματώσεις μέχρι το γεωθερμικό υδροφορέα. **Εκεί θερμαίνεται με αγωγή.** Πηγή θερμότητας είναι κάποιος μαγματικός όγκος που βρίσκεται σε μεγάλο βάθος ή η γενική θερμική ροή της γης. Η διαδικασία αυτή συμβαίνει σε γεωθερμικά συστήματα με σχετικά χαμηλή θερμοκρασία μέχρι (150 °C) και με υδροφορείς σχετικά μεγάλου βάθους.

β) Το νερό του υδροφορέα κατεισδύει σε μεγαλύτερο βάθος μέσα από σχισμές και ρήγματα και πλησιάζει το μαγματικό όγκο, ο οποίος αποτελεί την πηγή θερμότητας. Κατά την κίνησή του αυτή το νερό θερμαίνεται και ανεβαίνει πάλι στο γεωθερμικό υδροφορέα, μέσα από άλλα ρήγματα, λόγω άνωσης. Δηλαδή στην περίπτωση αυτή η φυσική συναγωγή παίζει τον κύριο ρόλο στη θέρμανση του νερού. Όπως είναι φυσικό στα **συναγωγικά υδροθερμικά συστήματα** εμφανίζονται μεγαλύτερες θερμοκρασίες σε μικρότερα βάθη σε σχέση με τα συστήματα της προηγούμενης κατηγορίας.

γ) Το μετεωρικό νερό κατεισδύει σε μεγάλο βάθος, **θερμαίνεται συναγωγικά από κάποιο μαγματικό όγκο και βράζει.** Ο υδρατμός που δημιουργείται, τροφοδοτεί τον υδροφορέα του γεωθερμικού πεδίου που βρίσκεται σε μικρότερο βάθος. Οι απώλειες λόγω αγωγής από τα τοιχώματα του υδροφορέα αυτού ισοσταθμίζονται από τη συμπύκνωση μέρους του ατμού. Το συμπύκνωμα επιστρέφει στο βαθύτερο στρώμα ακολουθώντας τους

μικρότερους πόρους, αντίθετα με τον ατμό που κατά την άνοδό του ακολουθεί τις ευρύτερες διόδους.

Σε όλες τις περιπτώσεις που αναφέρθηκαν, το γεωθερμικό ρευστό τείνει να κινηθεί προς την επιφάνεια του εδάφους μέσα από τις φυσικές διόδους του καλύμματος του υδροφορέα, λόγω υδραυλικού φορτίου και άνωσης. Αν φτάσει στην επιφάνεια σχηματίζει θερμές πηγές ή ατμίδες, που αποτελούν χαρακτηριστικά καθοδηγητικά στοιχεία για τον εντοπισμό γεωθερμικών πεδίων (Τσελεπίδου, 2008).

4.4 Αβαθής γεωθερμία

Σε περιοχές με μη ευνοϊκές γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες, είναι επίσης δυνατή η εκμετάλλευση της θερμικής ενέργειας, σε πολύ μικρά βάθη, η οποία αποτελεί την αβαθή γεωθερμία.

Αβαθής γεωθερμική ενέργεια καλείται η ενέργεια που προέρχεται από την εκμετάλλευση της θερμότητας των γεωλογικών σχηματισμών και των νερών, επιφανειακών και υπόγειων, που δεν χαρακτηρίζονται γεωθερμικό δυναμικό και βρίσκονται σε μικρό βάθος. Οι θερμοκρασίες των πετρωμάτων και υπόγειων νερών, που αναπτύσσει η ομαλή γεωθερμική ενέργεια σε βάθη 0-200 m, είναι κατά το πλείστον κατώτερες από 25°C. Η περίπτωση αυτή αποτελεί την αβαθή υπεδαφική θερμότητα, η οποία είναι μία περιβαλλοντική ενέργεια, όταν μάλιστα μέρος αυτής, κυρίως στα βάθη των 0-30m περίπου, είναι ηλιακής προέλευσης. Στα βάθη 0-15 m το ποσοστό της θερμότητας ηλιακής προέλευσης γίνεται εμφανές, αυξανόμενο καθώς μικραίνει η απόσταση από την εδαφική επιφάνεια και καθώς μεγαλώνει το γεωγραφικό πλάτος του τόπου. Η περιβαλλοντική θερμική ενέργεια αξιοποιείται με τις γεωθερμικές αντλίες θερμότητας, οι οποίες αποτελούν σήμερα σημαντικό μέσο εξοικονόμησης ενέργειας και περιορισμού των ρυπογόνων καυσίμων (Παπαγεωργάκης, 1992).

4.5 Χαρακτηριστικά γεωθερμικών ρευστών

Ο πρωταρχικός σκοπός ενός προγράμματος έρευνας και αποτίμησης σε μία γεωθερμική περιοχή είναι να προσδιορίσει ταχύτατα, αξιόπιστα και με το λιγότερο δυνατό κόστος τα χαρακτηριστικά των γεωθερμικών ρευστών και την

ικανότητα του πεδίου για την παραγωγή αξιοποιήσιμων ποσοτήτων ρευστών. Η γεωχημεία παίζει σημαντικό ρόλο στη γεωθερμική έρευνα και αναζήτηση, αφού μπορεί να απαντήσει σε μεγάλο αριθμό ερωτημάτων με τη μελέτη του χημισμού των γεωθερμικών ρευστών και των πετρωμάτων του ταμιευτήρα (Henley & Ellis, 1983). Η γεωθερμική έρευνα περιλαμβάνει τη συλλογή δειγμάτων και την ανάλυση των γεωθερμικών ρευστών από φυσικές εκδηλώσεις και από γεωτρήσεις της περιοχής που ερευνάται. Τα γεωχημικά δεδομένα που συγκεντρώνονται βοηθούν στον εντοπισμό του γεωθερμικού συστήματος, στην εκτίμηση της θερμοκρασίας του ταμιευτήρα, στον προσδιορισμό του χημικού χαρακτήρα των ρευστών και του μηχανισμού τροφοδοσίας του πεδίου, στην εκτίμηση του πιθανού αξιοποιήσιμου δυναμικού κ.ά. Οι γεωχημικές μέθοδοι που εφαρμόζονται στα διάφορα στάδια της έρευνας είναι απολύτως απαραίτητες, προτού χρησιμοποιηθούν περισσότερο δαπανηρές μέθοδοι, όπως οι γεωφυσικές και η ανόρυξη ερευνητικών γεωτρήσεων.

4.5.1 Σύσταση της υγρής φάσης

Οι συγκεντρώσεις των διαφόρων συστατικών στα γεωθερμικά νερά κυμαίνονται σε ευρεία περιοχή και ελέγχονται από τη θερμοκρασία του συστήματος, το είδος του πετρώματος του ταμιευτήρα και τη διαλυτότητά του, την εστία θερμότητας, την ηλικία του υδροθερμικού συστήματος, την ύπαρξη ανάμιξης με ψυχρά νερά (μετεωρικά ή θαλασσινά), το PH κ.ά. Τα κυριότερα συστατικά που βρίσκονται στα γεωθερμικά νερά είναι:

Κατιόντα: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , Sr^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+}

Ανιόντα: Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^-

Χωρίς φορτίο: SiO_2 , As, B, NH_3 , αέρια

Οι χημικές αναλύσεις των γεωθερμικών ρευστών μπορούν να χρησιμοποιηθούν μερικές φορές για να εκτιμηθεί η θερμοκρασία του υπόγειου ταμιευτήρα. Η πληροφορία αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον κατά τη διάρκεια της έρευνας, ειδικά όταν δεν είναι διαθέσιμες πληροφορίες από μετρήσεις σε βαθιές γεωτρήσεις. Επιπλέον, η πληροφορία είναι σημαντική και κατά τη διάρκεια της ανόρυξης των γεωτρήσεων για τους παρακάτω λόγους. Πρώτον, ακριβείς μετρήσεις της θερμοκρασίας δεν μπορούν να γίνουν σε μια

γεώτρηση, μέχρις ότου εξαλειφθούν εντελώς οι επιδράσεις στη θερμοκρασία κατά τη διαδικασία της ανόρυξης της γεώτρησης, δηλαδή μέχρις ότου επέλθει θερμική ισορροπία, και συνεπώς αφού περάσει ένα χρονικό διάστημα εβδομάδων μέχρι μηνών μετά το πέρας της ολοκλήρωσης της γεώτρησης. Δεύτερον, η χημική γεωθερμομετρία μπορεί να υποδείξει ότι θερμοκρασίες υψηλότερες από εκείνες που βρέθηκαν μέσα σε μία γεώτρηση μπορούν να βρεθούν κάπου αλλού στην ευρύτερη περιοχή.

4.6 Γεωθερμομετρία νερών

Πολυάριθμα εμπειρικά χημικά γεωθερμόμετρα, βασισμένα σε συγκεκριμένα συστατικά των νερών, έχουν χρησιμοποιηθεί με μικρότερη ή μεγαλύτερη επιτυχία για την εκτίμηση της θερμοκρασίας στους γεωθερμικούς ταμιευτήρες.

Διαφορετικά γεωθερμόμετρα δίνουν συχνά διαφορετικά αποτελέσματα όταν εφαρμοσθούν στα ίδια θερμά νερά. Τότε, η αναζήτηση και η χρήση άλλων γεωχημικών και γεωλογικών δεδομένων και σχέσεων μπορεί να βοηθήσει στην εκτίμηση της αξιοπιστίας του κάθε χημικού γεωθερμόμετρου. Για παράδειγμα, η συγκέντρωση του SiO_2 μπορεί να επηρεασθεί από το pH του ρευστού. Επίσης, οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται από το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca μπορεί να εμπεριέχουν σοβαρό λάθος, αν οι συγκεντρώσεις του CO_2 ή του Mg είναι πολύ υψηλές ή αν έχουν προστεθεί κάποια από αυτά τα στοιχεία στο ρευστό, καθώς αυτό ανεβαίνει στην επιφάνεια, μέσω της αλληλεπίδρασης του ρευστού με τα ιζηματογενή πετρώματα ή με ορυκτά που παρουσιάζουν εύκολη ιοντο-ανταλλαγή, όπως π.χ. οι άργιλοι ή οι ζεόλιθοι. Η ανάμιξη των γεωθερμικών νερών του ταμιευτήρα με κανονικό υπόγειο νερό μπορεί επίσης να μεταβάλει τις συγκεντρώσεις των κρίσιμων στοιχείων σε ένα γεωθερμόμετρο, με συνέπεια η υπολογιζόμενη θερμοκρασία να είναι είτε υψηλότερη είτε χαμηλότερη από την πραγματική. Επιπλέον, ορισμένα γεωθερμόμετρα (π.χ. από τους 140 °C, γιατί στηρίζονται στην αρχή της αλβιτίωσης των αστρίων, γεγονός που συμβαίνει μόνο σε σχετικά μεγάλες θερμοκρασίες.

Ιδιαίτερη προσοχή, όπως είναι φανερό, πρέπει να δίνεται στην ερμηνεία των δεδομένων των χημικών γεωθερμομέτρων και την επιλογή του καλύτερου για

κάθε περίπτωση χωριστά. Σε αυτό το θέμα η εμπειρία παίζει σημαντικό ρόλο. Οποιοσδήποτε μπορεί να εφαρμόσει τις γεωθερμομετρικές εξισώσεις στις χημικές αναλύσεις, αλλά η σωστή ερμηνεία των αποτελεσμάτων είναι πάρα πολύ λεπτή και ιδιαίτερα περίπλοκη (Φυτίκας και Ανδρίτσος 2004)

Τα γεωθερμικά ρευστά έχουν ποικίλες χημικές συστάσεις, οι οποίες αντικατοπτρίζουν τις γεωλογικές παραμέτρους. Πολλές από αυτές τις διαφορές στη χημικές ιδιότητες, εξαρτώνται κυρίως στην πηγή των υδάτων που ανακυκλώνονται και στη συνεισφορά αερίων, που προέρχονται από μαγματικές ή μεταμορφικές πηγές. Τα συστατικά μπορεί να είναι διαλυμένα αέρια ή ισότοπα.

Τα γεωθερμόμετρα είναι μαθηματικά-γεωχημικά εργαλεία τα οποία χρησιμοποιούνται στην εκτίμηση της μέγιστης θερμοκρασίας του νερού σε γεωθερμικά πεδία που βρίσκονται σε ισορροπία και είναι πολύ χρήσιμα κατά το στάδιο της έρευνας και εκμετάλλευσης.

Τα περισσότερα γεωθερμόμετρα βασίζονται σε συγκεκριμένες αντιδράσεις της χημικής ισορροπίας. Τα γεωθερμόμετρα μπορούν να εφαρμοστούν και σε φυσικές εκφορτίσεις πηγών και σε ρευστά πηγών και παρέχουν πολύτιμες πληροφορίες, για τη φύση του συστήματος. Η επιλογή του γεωθερμομέτρου και η ερμηνεία των δεδομένων κατά τη φάση της εξερεύνησης αποτελούν την τέχνη του γεωχημικού.

Τα γεωθερμόμετρα εκμεταλλεύονται συγκεκριμένες αντιδράσεις μεταξύ ορυκτών-ρευστών, τα οποία αργούν να επανα-ισορροήσουν σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, ειδικά σε συνθήκες, όπου το ρευστό διαχωρίζεται αποτελεσματικά από τα ορυκτά, τα οποία ελέγχουν τις ισορροπίες.

Η ερμηνεία των δεδομένων του γεωθερμομέτρου πρέπει να γίνεται προσεκτικά και θα πρέπει να λαμβάνεται υπ' όψιν ότι τα γεωθερμικά υγρά προέρχονται από ένα βαθύ ταμιευτήρα, στον οποίο είναι σημαντική η αλληλεπίδραση μεταξύ νερού και πετρώματος, η οποία εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία και επηρεάζει σημαντικά τη χημική σύνθεση των ρευστών. Σ' αυτά τα δύο χαρακτηριστικά βασίζεται η λειτουργία των γεωθερμομέτρων. Εν τούτοις, όταν τα γεωθερμικά υγρά φτάνουν στην επιφάνεια μπορεί να είναι κρύα λόγω αγωγίμης απώλειας θερμότητας καθώς περνούν από πιο κρύα

πετρώματα ή λόγω βρασμού εξαιτίας της μείωσης της υδροστατικής πίεσης. Όλες αυτές οι διαδικασίες προκαλούν αλλαγές στη σύνθεση των αναδυσόμενων υγρών.

Η αγώγιμη ψύξη μπορεί να προκαλέσει κάποιες τροποποιήσεις στη χημική σύσταση του αναδυσόμενου ρευστού λόγω διάλυσης των ορυκτών ή λόγω κατακρήμνισμάτων επειδή η ψύξη μπορεί να αλλάξει το βαθμό κορεσμού και των κύριων και των δευτερευόντων ορυκτών επηρεάζοντας έτσι την εκτιμώμενη θερμοκρασία. Ωστόσο η διαδικασία βρασμού προκαλεί αλλαγές κατά κανόνα στη σύνθεση του αναδυσόμενου γεωθερμικού ρευστού, επειδή η μείωση της θερμοκρασίας και του βαθμού κορεσμού ποικίλλει και η διάλυση ορυκτών ή η κατακρήμνιση μπορεί να συμβεί επηρεάζοντας την εκτιμώμενη θερμοκρασία.

Άλλη μία σημαντική διαδικασία που συμβαίνει στην κορυφή του γεωθερμικού συστήματος είναι, η ανάμιξη με τα νερά των υδροφόρων στρωμάτων, μια διαδικασία που οδηγεί σε αραίωση των αρχικά διαλυμένων συστατικών και ψύξη των γεωθερμικών υγρών.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως τα γεωθερμόμετρα εξαρτώνται κυρίως από ένα ή περισσότερα διαλυμένα συστατικά στο γεωθερμικό ρευστό, οι συγκεντρώσεις των οποίων εξαρτάται από τη θερμοκρασία του ρευστού. Αυτά τα συστατικά μπορεί να είναι διαλυτές ουσίες, αέρια, ή ισότοπα.

- Τα γεωθερμόμετρα έχουν ταξινομηθεί σε 3 κατηγορίες:
 - γεωθερμόμετρα διαλυμάτων
 - γεωθερμόμετρα αερίων
 - γεωθερμόμετρα ισωτόπων

Τα πρώτα δύο γεωθερμόμετρα ονομάζονται χημικά γεωθερμόμετρα.

4.6.1 Χημικά γεωθερμόμετρα

Τα χημικά γεωθερμόμετρα εξαρτώνται από την ισορροπία μεταξύ του ορυκτών και του ρευστού, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία. Η ισορροπία πρέπει να διατηρηθεί κατά τη διάρκεια της ανόδου του ρευστού μέχρι την επιφάνεια. Για την ανωτέρω κατάσταση γίνονται οι ακόλουθες παραδοχές:

1. Ύπαρξη ισορροπίας ρευστού-ορυκτού στο βάθος (εκκίνησης)

2. Ύπαρξη χημικής αντίδρασης (ρευστού-ορυκτού/ων) η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία στο βάθος (εκκίνησης).
3. Επάρκεια σε ορυκτά, ώστε το ρευστό να κορεστεί σε συστατικά που στην συνέχεια μπορεί να χρησιμοποιηθούν στη γεωθερμομετρία.
4. Αμελητέα μεταβολή της ισορροπίας καθώς το ρευστό φθάνει προς την επιφάνεια.
5. Καμία αραίωση ή ανάμειξη ζεστών και κρύων νερών.

Οι τρεις πρώτες παραδοχές γενικά δεν επηρεάζουν ουσιαστικά την χρησιμότητα των γεωθερμομέτρων αφού πολλές χημικές αντιδράσεις έχει παρατηρηθεί ότι λαμβάνουν χώρα σε διαφορετικά γεωλογικά περιβάλλοντα και θα μπορούσε να χαρακτηρίσει κανείς αυτές τις χημικές αντιδράσεις κάτω από τις αντίστοιχες συνθήκες «κοινές». Οι τελευταίες δύο επηρεάζουν ουσιαστικά τα γεωθερμόμετρα και σε πολλές περιπτώσεις οι πληροφορίες που μας δίνουν δεν είναι έγκυρες καθώς η πληροφορία η οποία αποκτάται, προέρχεται μόνο από το ανώτερο μέρος των γεωθερμικών συστημάτων.

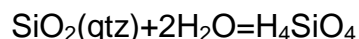
Στη γεωθερμομετρία, τα ρευστά που δίνουν τις πιο έγκυρες πληροφορίες έχουν αλκαλιοχλωριούχα σύσταση και σχεδόν ουδέτερο pH. Αντίθετα όξινα θειούχα νερά στα οποία τα συστατικά από την έκπλυση επιφανειακών πετρωμάτων είναι ακατάλληλα για γεωθερμόμετρα. Επιπλέον ρευστά από γεωθερμικά συστήματα, στα οποία κυκλοφορεί θαλασσινό νερό, δίνουν παραπλανητικές θερμοκρασίες επειδή η υψηλή αλατότητα εμποδίζει την ισορροπία μεταξύ ρευστού–ορυκτών. Πολλά διαφορετικά γεωθερμόμετρα έχουν προταθεί ωστόσο αναφέρονται συνοπτικά ως γεωθερμόμετρα διαλυμάτων (Karingithi 2009).

4.6.2 Γεωθερμόμετρα διαλυμάτων

Πολλά γεωθερμόμετρα (υδάτινων) διαλυμάτων έχουν προταθεί. Τα περισσότερο χρησιμοποιημένα είναι αυτά του πυριτίου (χαλαζία και χαλκηδόνιου) καθώς επίσης σχέσεων και αναλογιών των στοιχείων Na/K, Na/K/Ca και πολλά άλλα όπως Na/Li, Li/Mg, K/Mg και Na-K-Mg.

4.6.2.1 Γεωθερμόμετρα πυριτίου

Η βασική αντίδραση για τη διάλυση του πυριτίου είναι:



Παραδοχές:

α) Δουλεύουν καλύτερα σε ρευστά που έχουν θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 150 °C.

β) Η επίδραση του διαχωρισμού του ατμού οφείλεται σε βρασμό.

γ) Πολυμερισμός ή κατακρήμνιση του SiO_2 πριν την δειγματοληψία.

δ) Το εν διαλύσει SiO_2 εξαρτάται από άλλα στερεά, εκτός από τον χαλαζία.

Οι πειραματικές εξισώσεις που περιγράφουν την διαλυτότητα του χαλαζία, ως προς τη θερμοκρασία είναι καλές μεταξύ των θερμοκρασιών 0-250 °C με σφάλμα ± 2 °C. Για μεγαλύτερες θερμοκρασίες χρειάζονται διαφορετικές εξισώσεις για να περιγράψουν τη διαλυτότητα του χαλαζία. Για το διαχωρισμό του ατμού (αδιαβατική vs αγωγίμη ψύξη) σε θερμές πηγές με δυναμικό βρασμού και ροές μάζας μεγαλύτερες των 120-130 kg/min (kg/s), θεωρείται ότι έχει ψυχθεί αδιαβατικά (ταχύτατη άνοδος νερού, καμία απώλεια θερμότητας από περιβάλλοντα πετρώματα κατά την διάρκεια του βρασμού) οπότε χρησιμοποιείται μία εξίσωση, η οποία διορθώνει τις αποκλίσεις στη συγκέντρωση του πυριτίου μέσα στο υγρό, οι οποίες οφείλονται σε απώλεια ατμού (το πυρίτιο δεν εξατμίζεται κατά τον βρασμό). Για πηγές με μικρή εκφόρτιση και με θερμοκρασίες μικρότερες από το σημείο βρασμού, ένας συνδυασμός από αδιαβατική και αγωγίμη ψύξη είναι πιθανός.

Η κατακρήμνιση του πυριτίου πριν τη δειγματοληψία.

Η διάλυση του χαλαζία στο νερό είναι ταχύτατη (από μερικές ώρες έως μέρες) σε θερμοκρασίες μεταξύ 200-250 °C και pH που κυμαίνεται από 5-8 και ευνοείται από υψηλές αλατότητες. Σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 225 °C το ανερχόμενο ρευστό γίνεται υπέρκορο σε άμορφο πυρίτιο πριν την ψύξη στους 100 °C. Ως εκ τούτου τα επιφανειακά δείγματα θα δώσουν μέγιστες θερμοκρασίες στον ταμιευτήρα της τάξης των 225 °C λόγω της κατακρήμνισης του άμορφου πυριτίου.

Κατακρήμνιση του πυριτίου μετά από δειγματοληψία.

Ένα ανεπεξέργαστο δείγμα νερού ψύχεται κατά τη διάρκεια της αποθήκευσης προκαλώντας το διαλυμένο πυρίτιο να πολυμεριστεί με ή χωρίς κατακρήμνιση του άμορφου πυριτίου μέσα στη φιάλη δειγματοληψίας. Για να διατηρηθεί όλο το πυρίτιο μέσα στο διάλυμα σε μονομερή μορφή, κάποιο μέρος του υγρού δείγματος πρέπει να διαλυθεί (5 με 10 ml δείγματος με πιπέτα σε 50 ml από νερό χωρίς πυρίτιο).

Δύο αναλυτικές τεχνικές που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του πυριτίου είναι: η ατομική απορρόφηση φασματομετρίας (AAS) και η χρωματομετρική τεχνική: AAS: μπορεί να εντοπίζει και τις μονομερείς και τις πολυμερείς μορφές του πυριτίου ενώ η χρωματομετρική τεχνική εντοπίζει μόνο το μονομερές πυρίτιο εκτός και αν έχει επεξεργαστεί.

Διαλυτότητα πυριτίου

Ο χαλαζίας είναι η πιο σταθερή και η λιγότερο διαλυτή μορφή στερεού πυριτίου και γενικά ελέγχει τη διαλυτότητα του πυριτίου σε γεωθερμικά νερά με θερμοκρασία μεγαλύτερη των 150 °C. Ωστόσο υπάρχουν και άλλες μορφές στερεού πυριτίου (χαλκηδόνιος, άμορφο πυρίτιο) οι οποίες έχουν υψηλότερη διαλυτότητα από τον χαλαζία και όταν έρχονται σε επαφή με το διάλυμα ελέγχουν τη διαλυτότητα του πυριτίου.

pH

Η διαλυτότητα του χαλαζία αυξάνεται όσο αυξάνεται το pH (αλκαλικά διαλύματα). Ωστόσο αυτό δεν αποτελεί πρόβλημα για πολλά γεωθερμικά ρευστά, παρόλη την τάση τους να γίνονται αλκαλικά κατά την εκφόρτιση. Αυτό συμβαίνει διότι στις περισσότερες περιπτώσεις η αλκαλικότητα στα χλωριούχα νερά οφείλεται σε βρασμό και σε απώλεια CO₂. Κάτω από αυτές τις συνθήκες το διαλυμένο πυρίτιο συλλέγεται στον ταμιευτήρα όπου το pH τείνει να είναι ουδέτερο έως ελαφρώς όξινο, πριν επέλθει βρασμός. Σε πολύ σπάνιες περιπτώσεις μπορεί να χρειαστεί να γίνει διόρθωση του pH.

Αραίωση

Η υπεδάφια αραίωση του γεωθερμικού ρευστού μειώνει την περιεκτικότητα σε πυρίτιο. Εάν έχει επιτευχθεί ισορροπία μεταξύ ρευστού και πετρώματος,

το γεωθερμόμετρο πυριτίου θα δώσει θερμοκρασία που αντικατοπτρίζει ψυχρές συνθήκες. Εναλλακτικά, αν η ισορροπία δεν έχει επιτευχθεί τότε το γεωθερμόμετρο πυριτίου θα δώσει εσφαλμένες θερμοκρασίες, οι οποίες είναι πιο ψυχρές.

Τα γεωθερμόμετρα πυριτίου που χρησιμοποιούνται πιο συχνά είναι τα εξής:

α) Χαλαζία -χωρίς απώλεια ατμού (25 °C-250 °C) , Fournier (1977) το οποίο εφαρμόζεται κυρίως σε δείγματα μέσα από τη γεώτρηση:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log (\text{SiO}_2)} - 273.15$$

Όπου S η συγκέντρωση του πυριτίου στη μορφή SiO₂ σε mg/kg. **Το γεωθερμόμετρο χαλαζία είναι το καλύτερο για συνθήκες ταμιευτήρα με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 150°C.**

ε) Η επίδραση pH στη διαλυτότητα του χαλαζία

στ) Διάλυση

Αυτή η εξίσωση αντιπροσωπεύει τις εργαστηριακά αποδεδειγμένες διαλυτότητες και εφαρμόζεται σε αυτά τα ρευστά, τα οποία ψύχονται αποκλειστικά λόγω αγωγής κατά τη διάρκεια της ανόδου προς την επιφάνεια. Το γεωθερμόμετρο πυριτίου-χαλαζία για αγωγή ψύξη είναι ιδανικό για πηγές που με θερμοκρασίες κάτω του σημείου βρασμού (δίνει τη μέγιστη εκτίμηση για τις θερμοκρασίες του ταμιευτήρα βασισμένη στη διαλυτότητα του χαλαζία) ή για δεδομένα γεωτρήσεων, τα οποία έχουν υπολογιστεί για τις συνθήκες του ταμιευτήρα.

β) Χαλαζίας με μέγιστη απώλεια ατμού (25°C-250°C), Fournier (1977) το οποίο εφαρμόζεται κυρίως σε πηγές και γεωτρήσεις νερού που διαχωρίζονται στην ατμοσφαιρική πίεση.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log (\text{SiO}_2)} - 273.15$$

Αυτή η εξίσωση αντισταθμίζει την απώλεια ατμού, που υφίστανται τα διαλύματα κατά τον βρασμό, κάτι που έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της συγκέντρωσης του πυριτίου. Επιπλέον αντισταθμίζει και για την ψύξη του διαλύματος από αδιαβατική επέκταση λόγω της πτώσης της υδροστατικής-υδροδυναμικής πίεσης. Το αδιαβατικό γεωθερμόμετρο χαλαζία-πυριτίου είναι ιδανικό για εκφορτίσεις γεωτρήσεων και θερμές πηγές μεγάλου δυναμικού και λίμνες (pools) με υψηλές τιμές εκφορτίσεων (> των 2 kg/sec), ειδικά αυτών με πυριτικές αποθέσεις γκεϊσερίτη.

γ) Εάν το γεωθερμόμετρο του χαλαζία ή άλλα γεωθερμόμετρα δείξουν θερμοκρασία μεταξύ των 120 °C έως 180 °C τότε είναι πιθανό ο χαλκηδόνιος να ελέγχει την διαλυτότητα του πυριτίου. Κάτω από αυτές τις συνθήκες ελέγχεται το γεωθερμόμετρο του χαλκηδόνιου.

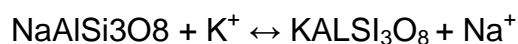
$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1112}{4.91 - \log(\text{SiO}_2)} - 273.15 \quad (\text{Arnorsson et al 1983})$$

δ) Εάν το γεωθερμόμετρο του χαλκηδόνιου δώσει θερμοκρασίες μεταξύ 100-120°C τότε μπορεί να αντιπροσωπεύει την πραγματική θερμοκρασία που επικρατεί στον ταμιευτήρα. Ωστόσο αν η υπολογιζόμενη θερμοκρασία είναι κάτω των 100°C τότε το άμορφο πυρίτιο μπορεί να ελέγχει τη διαλυτότητα. Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες με συστήματα που έχουν πυριτικά πετρώματα η αφθονία ηφαιστειακού γυαλιού μπορεί να ενεργοποιήσει τον κορεσμό του υγρού σε σχέση με το άμορφο πυρίτιο.

4.6.2.2 Γεωθερμόμετρα Na/K

Κάποιοι ερευνητές παρατήρησαν συστηματικές διακυμάνσεις στη συγκέντρωση του Na και K με θερμοκρασία βασισμένη σε φυσικά υγρά και σε πειραματικές εργασίες (White, 1965; Ellis and Mahon 1967; Fournier and Truesdell, 1973; Fournier, 1979; Giggenbach et al., 1983).

Η αρχή στην οποία βασίζεται το γεωθερμόμετρο προϋποθέτει ότι τα ρευστά βρίσκονται σε ισορροπία με νατριούχους άστριους (αλβίτης) και καλιούχους άστριους (αδουλαίος) τα οποία είναι κοινά και άφθονα υδροθερμικά ορυκτά:



Albite

Adularia

Αυτό το γεωθερμόμετρο δουλεύει καλύτερα:

α) για ρευστά τα οποία προέρχονται από θερμικό περιβάλλον μεγαλύτερο των 180 °C και περιέχουν χαμηλή ποσότητα ασβεστίου ($c_{\text{Ca}}^{1/2}/c_{\text{Na}} < 1$).

β) για ρευστά που περιέχουν χαμηλές ποσότητες Ca π.χ. η τιμή του $\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06$ είναι αρνητική

γ) για χλωριούχα νερά με ουδέτερο pH.

Το κύριο πλεονέκτημα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι επηρεάζεται λιγότερο από τη αραίωση και το διαχωρισμό του ατμού σε σχέση με τα άλλα γεωθερμόμετρα, υποθέτοντας ότι το αραιωμένο ρευστό περιέχει μικρή ποσότητα Na ή K. Επίσης ο ρυθμός εκφόρτισης μιας πηγής μπορεί να είναι μικρότερος από αυτή που απαιτείται για την εφαρμογή του γεωθερμομέτρου χαλαζία. Τα σημαντικότερα γεωθερμόμετρα Na/K είναι τα εξής:

α) Γεωθερμόμετρο Na-K (100 °C-275 °C), N. Truesdell 1976, το οποίο χρησιμοποιείται στη φάση της έρευνας σε δείγματα πηγών:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{856}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + 0.857} - 273.15$$

β) Γεωθερμόμετρο Na-K Giggenbach 1988, ($t > 180$ °C), το οποίο χρησιμοποιείται στις φάσεις της έρευνας και ανάπτυξης, εφαρμόζεται σε δείγματα πηγών και βαθιών γεωτρήσεων:

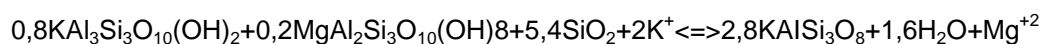
$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1390}{1.750 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273.15$$

γ) Γεωθερμόμετρο Na-K (>180°C), Fournier 1981, χρησιμοποιείται σε όλες τις φάσεις και εφαρμόζεται σε δείγματα πηγών και βαθέων γεωτρήσεων:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{1.438 + \log\left(\frac{Na}{K}\right)} - 273.15$$

4.6.2.3 Γεωθερμόμετρο K-Mg

Αυτό το γεωθερμόμετρο αναπτύχθηκε τη δεκαετία του 1980 και εφαρμόστηκε από τον Giggenbach (1988). Η αρχή στην οποία βασίζεται αυτό το γεωθερμόμετρο προϋποθέτει ότι τα υγρά έχουν έλθει σε ισορροπία με Κ-άστριους (αδουλαίους), Κ-μαρμαρυγία (ιλλίτης, μοσχοβίτης), χλωρίτη (κλινοχλωρίτη), χαλκηδόνιο (μία φάση του πυριτίου, η οποία σχηματίζεται σε ελαφρώς ψυχρότερες θερμοκρασίες από αυτή του χαλαζία):



Ιλλίτης Κλινοχλωρίτης χαλκηδόνιος \rightleftharpoons αδουλαίος

Τα παραπάνω είναι κοινά υδροθερμικά ορυκτά. Σε σύγκριση με τα γεωθερμόμετρα Na-K, αυτή η αντίδραση φτάνει σε ισορροπία πολύ γρήγορα για θερμοκρασίες 100 °C ή λίγο χαμηλότερες έως και τους 300°C και ως εκ τούτου διατηρεί ψυχρότερες θερμοκρασίες ισορροπίας. Αξιόπιστες θερμοκρασίες λαμβάνονται στην εφαρμογή αυτού του γεωθερμομέτρου με χλωριούχα νερά μόνο. Τα χλωριούχα νερά που προέρχονται από βαθείς ταμιευτήρες, περιέχουν συγκεντρώσεις Mg μικρότερες του 1.0 ppm οπότε αυτό το γεωθερμόμετρο είναι πολύ ευαίσθητο στις αναλογίες των $\text{Cl}^{2-}/\text{CMg}$. Οποιαδήποτε μικρή προσθήκη Mg μέσω της ανάμειξης του ρηχότερου ρευστού με το βαθύτερο ρευστό δίνει ψυχρότερες θερμοκρασίες. Το γεωθερμόμετρο K-Mg (Giggenbach 1988), χρησιμοποιείται σε όλες τις φάσεις και εφαρμόζεται σε δείγματα πηγών και βαθιών γεωτρήσεων.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{14.0 + \log\left(\frac{\text{K}^2}{\text{Mg}}\right)} - 273.15$$

Η συγκέντρωση των K και Mg είναι σε mg/kg (ppm).

4.6.2.4 Γεωθερμόμετρο Na-K-Ca

Ιστορικές πληροφορίες: Ο Fournier και ο Trusdell (1973) σχεδίασαν αυτό το γεωθερμόμετρο για ρευστά που περιλαμβάνουν σχετικά υψηλές ποσότητες ασβεστίου, τα οποία δίνουν υψηλή θερμοκρασία όταν χρησιμοποιείται το γεωθερμόμετρο Na-K.

Παραδοχές: Αυτό το γεωθερμόμετρο είναι πιο περίπλοκο αφού καθορίστηκε εμπειρικά από αναλύσεις ενός μεγάλου αριθμού διαφορετικών ρευστών, συμπεριλαμβανομένων γεωθερμικών νερών και νερών από γεωτρήσεις πετρελαίου. Προϋποθέτει, ότι η ισορροπία μεταξύ ρευστού και ορυκτού επήλθε μεταξύ νατριούχων και καλιούχων άστριων, ασβεστούχων ορυκτών (ασβεστούχος άστριος, επιδότο) και αργιλικών ορυκτών.

Η εξίσωση που το περιγράφει είναι η:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \log\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}\right) + 2.24} - 273.15$$

Οι συγκεντρώσεις Na-K και Ca είναι σε mg/kg (ppm).

Έχουν γίνει οι παρακάτω παραδοχές για την εφαρμογή αυτού του γεωθερμομέτρου:

α) Υπολογίζεται το $\{\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2.06\}$ · εάν η τιμή είναι θετική τίθεται $\beta = 4/3$ στη φόρμουλα για να οριστεί η θερμοκρασία. Εάν η υπολογιζόμενη θερμοκρασία είναι < των 100°C τότε η θερμοκρασία αυτή είναι η κατάλληλη.

β) Εάν η υπολογιζόμενη θερμοκρασία είναι $>$ των 100°C για $\beta=4/3$ ή το $\{\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na})+2.06\}$ είναι αρνητικό, τότε για να υπολογιστεί η θερμοκρασία τίθεται το $\beta=1/3$.

Προφανώς το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca εφαρμόζεται σε ένα μεγαλύτερο εύρος θερμών ρευστών σε σχέση με το γεωθερμόμετρο Na/K.

Περιορισμοί του γεωθερμομέτρου Na-K-Ca

Το ορυκτολογικό υπόβαθρο αυτού του γεωθερμομέτρου θα πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπόψη. Δεν είναι σωστό να εφαρμόζονται τα γεωθερμόμετρα Na/K, Na-K-Ca σε όξινα νερά, τα οποία δεν βρίσκονται σε ισορροπία με τους άστριους ούτε είναι εφαρμόσιμα σε συστήματα νερών με πετρώματα που έχουν ασυνήθιστα υψηλές ή χαμηλές συγκεντρώσεις ενός συγκεκριμένου αλκαλίου εκτός κι αν υπάρχουν άμεσες συσχετίσεις με τις μετρούμενες θερμοκρασίες. Αλλαγές σε συγκεντρώσεις που προέρχονται από βρασμό και αραίωση θα επηρεάσουν τη θερμοκρασία που προέρχεται από αυτό το γεωθερμόμετρο.

Το κύριο αποτέλεσμα είναι η απώλεια του διοξειδίου του άνθρακα λόγω βρασμού προκαλώντας καθίζηση του ασβεστίτη. Η απώλεια του διαλυμένου Ca επηρεάζει τις θερμοκρασίες του γεωθερμομέτρου, οι οποίες είναι πολύ υψηλές. Το ποσοστό του λάθους είναι ανάλογο του ποσοστού του CO_2 στο ρευστό. Η επίδραση της αραίωσης ελαχιστοποιείται όταν το γεωθερμικό ρευστό είναι αρκετά πιο αλμυρό σε σχέση με το αραιωμένο ρευστό.

Για αραίωση μεγαλύτερη του 50% οι θερμοκρασίες του γεωθερμομέτρου αυτού είναι πολύ μικρές καθώς η σχέση $(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na})$ επηρεάζεται αρκετά. Σε αραιωμένα ρευστά, στα οποία επικρατεί υψηλή θερμοκρασία και περιέχουν υψηλές ποσότητες διαλυμένου CO_2 και σε κάποια νερά με χαμηλές συγκεντρώσεις σε Ca, ο όρος β μπορεί να γίνει πολύ αρνητικός.

Κάτω από αυτές τις συνθήκες το γεωθερμόμετρο Na-K μπορεί να είναι πιο χρήσιμο.

Διόρθωση Mg για το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca (Fournier and Potter, 1979)

Τα περισσότερα ρευστά με θερμοκρασία μεγαλύτερη των 180°C , περιέχουν ποσότητα Mg μικρότερη των 0.2 mg/kg . Σε πιο αλατούχα ρευστά η

περιεκτικότητα σε Mg είναι χαμηλή σε σχέση με άλλα κατιόντα. Αυτή η ισχυρή εξάρτηση μεταξύ θερμοκρασίας και της συγκέντρωσης του Mg οφείλεται κυρίως στο σχηματισμό του χλωρίτη. Σε υψηλότερες θερμοκρασίες, άλλα ορυκτά όπως ο βιοτίτης ή ο ακτινόλιθος μπορούν να αφαιρέσουν το Mg από το διάλυμα. Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, το Mg μπορεί να ενσωματωθεί σε αργίλους ή ανθρακικά ορυκτά. Η διόρθωση του Mg εφαρμόζεται σε εκείνα τα γεωθερμικά ρευστά (ανεπηρέαστα από ανάμιξη) τα οποία περιέχουν υψηλής ποσότητας διαλυμένο Mg, διότι είναι αλμυρά, ή επειδή η θερμοκρασία του ταμειυτήρα είναι μικρότερη από 180 °C. Η παρουσία υψηλής ποσότητας Mg προκαλεί ανωμαλίες, δίνοντας αποτελέσματα με υψηλές θερμοκρασίες.

Η παρακάτω διόρθωση προέρχεται από εμπειρική γνώση:

1) Εάν η θερμοκρασία του Na-K-Ca είναι μικρότερη των 70 °C, τότε η διόρθωση δεν χρειάζεται να εφαρμοστεί.

2) Υπολογίζεται το R, χρησιμοποιώντας ισοδυναμίες (Γραμμομοριακότητα κατά βάρος/φορτίο) όπου:

$$R = (Mg / (Mg + K + Ca)) \times 100$$

3) Εάν το R είναι μεγαλύτερο του 50 υποθέτουμε ότι το νερό προέρχεται από συνθήκες σχετικά χαμηλής ισορροπίας με θερμοκρασίες σχεδόν ίσες με τις ήδη μετρημένες θερμοκρασίες του νερού ανεξάρτητα από την υψηλή θερμοκρασία του Na-K-Ca.

4) Εάν η θερμοκρασία του Na-K-Ca είναι μεγαλύτερη των 70 °C και το R είναι μικρότερο του 50, χρησιμοποιείται το R για να καθοριστεί το ΔT_{Mg} (Fournier, 1979) και έπειτα αφαιρείται το ΔT_{Mg} από τη θερμοκρασία του Na-K-Ca έτσι ώστε να εμφανιστεί η σωστή θερμοκρασία γεωθερμομέτρου.

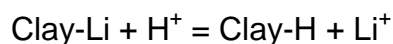
Η διόρθωση του Mg συνήθως εφαρμόζεται σε συστήματα με ψυχρότερες θερμοκρασίες και είναι καλύτερα εφαρμόσιμο σε πηγές με χαμηλό σημείο βρασμού και υψηλούς ρυθμούς εκφόρτισης.

4.6.2.5 Γεωθερμόμετρο Na-Li

Το γεωθερμόμετρο Νατρίου-Λιθίου (Na-Li) είναι εμπειρικό και βασίζεται στην αναλογία του Na/Li. Δύο εξισώσεις υπάρχουν, μία για ρευστά που περιέχουν ποσότητα Cl μικρότερη των 11000 mg/kg και μία άλλη για ρευστά που

περιέχουν ποσότητα Cl μεγαλύτερη των 11000 mg/kg. Και οι δύο απαιτούν μοριακές τιμές.

Η θεωρία η οποία βρίσκεται πίσω από αυτό το γεωθερμόμετρο βασίζεται σε μία χημική αντίδραση η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία:



Στην πραγματικότητα ο έλεγχος των ισορροπιών πιθανώς βασίζεται στις αντιδράσεις ανταλλαγής κατιόντων μεταξύ αργίλων και ζεόλιθων παρά στο σχηματισμό διακριτών φάσεων ορυκτών. Η αναλογία θεωρείται ότι είναι σταθερή καθώς το ρευστό ανεβαίνει από τον ταμιευτήρα στην επιφάνεια. Ωστόσο, κάποια ιόντα Li μπορεί να χαθούν από το διάλυμα στην εξαλλοίωση ορυκτών κατά τη διάρκεια της ψύξης.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0.130 + \log\left(\frac{\text{mNa}}{\text{mLi}}\right)} - 273.15 \quad (\text{Fouillac et al. 1981})$$

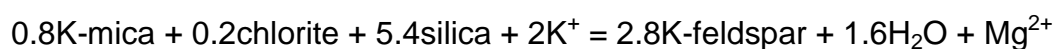
(Ισχύει για συγκεντρώσεις Cl μεγαλύτερες των 0.3 mol/kg)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0.389 + \log\left(\frac{\text{mNa}}{\text{mLi}}\right)} - 273.15 \quad (\text{Fouillac et al. 1981})$$

(Ισχύει για συγκεντρώσεις Cl μικρότερες των 0.3 mol/kg)

4.6.2.6 Γεωθερμόμετρο K-Mg

Αυτό το γεωθερμόμετρο εφαρμόζεται σε καταστάσεις όπου το διαλυμένο Na και Ca δεν έχουν φτάσει σε ισορροπία μεταξύ του ρευστού και του πετρώματος. Αυτό το γεωθερμόμετρο επανακτά την ισορροπία ταχύτατα σε χαμηλότερες θερμοκρασίες που σχετίζονται με την αντίδραση:



$$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{14.0 + \log\left(\frac{\text{K}^2}{\text{Mg}}\right)} - 273.15$$

(Giggenbach et al. 1988)

Συμπερασματικά τα χημικά γεωθερμόμετρα και τα γεωθερμόμετρα ισοτόπων αποτελούν ένα σημαντικό γεωχημικό εργαλείο για την έρευνα και διαχείριση των γεωθερμικών ταμιευτήρων.

Κατά τη φάση της έρευνας η γεωθερμομετρία χρησιμοποιείται για την εκτίμηση υπόγειων θερμοκρασιών π.χ., θερμοκρασίες που αναμένονται να συναντηθούν κατά τη γεώτρηση με τη χρήση της χημικής και ισοτοπικής σύνθεσης των θερμών πηγών και των εκφορτίσεων φουμαρόλης.

Η λειτουργία των γεωθερμομέτρων βασίζεται σε χημικές αντιδράσεις, οι οποίες εξαρτώνται από τη θερμοκρασία και από την ισορροπία. Κατά τη διάρκεια των μετέπειτα φάσεων στη φάση της γεωθερμικής ανάπτυξης και παρακολούθησης, η γεωθερμομετρία έχει εφαρμοστεί με επιτυχία για να ερμηνευτεί η σύσταση των ρευστών στην εκφόρτιση της γεώτρησης σε σχέση με τα επίπεδα των παραγωγικών οριζόντων των γεωτρήσεων. Η γεωθερμομετρία είναι επίσης χρήσιμη στη κατανόηση των χημικών αντιδράσεων που συμβαίνουν στη ζώνη της αποσυμπίεσης γύρω από τις γεωτρήσεις που είναι αποτέλεσμα του βρασμού ή και της ψύξης σε περιπτώσεις επανατροφοδοσίας κρύου νερού.

Θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κάποιες παραδοχές όταν χρησιμοποιούνται:

- 1) Δεν είναι κατάλληλα όλα τα ρευστά των θερμών πηγών για να μετρηθούν από γεωθερμόμετρα. Συνήθως εφαρμόζονται σε θερμές πηγές με υψηλές συγκεντρώσεις χλωρίου και αν είναι δυνατόν, με καλό ρυθμό ροής.
- 2) Η δειγματοληψία και η συλλογή των πληροφοριών πρέπει να γίνεται με ακρίβεια και αξιοπιστία και πρέπει να ακολουθούνται όλες τις πρότυπες διαδικασίες.
- 3) Η ανάλυση των δειγμάτων πρέπει να γίνεται με προσοχή και η ιονική ισορροπία πρέπει να είναι μικρότερη του $\pm 5\%$

Η ερμηνεία των δεδομένων πρέπει να γίνεται με προσοχή και πρέπει να λαμβάνει υπόψη τα χαρακτηριστικά της περιοχής εδάφους και τις διεργασίες που συμβαίνουν κατά τη διάρκεια της ανόδου του ρευστού από τον ταμιευτήρα έως την επιφάνεια.

4.6.3 Γεωθερμόμετρα αερίου

Οι επιφανειακές εκδηλώσεις στα περισσότερα γεωθερμικά πεδία αποτελούνται από ατμίδες, πηγές και θερμά εδάφη. (Arnorsson, 2000). Εκεί όπου ο αβαθής υδροφόρος ορίζοντας βρίσκεται βαθιά στο υπέδαφος, οι πηγές δεν είναι διαθέσιμες. Σε τέτοιες περιπτώσεις, τα γεωθερμόμετρα υδάτων δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να προβλέψουν τις υπόγειες θερμοκρασίες. Το γεγονός αυτό παρακίνησε παλιότερους επιστήμονες στο να αναπτύξουν τα γεωθερμόμετρα αερίων, e.g. D'Amore and Panichi (1980). Υπάρχουν τρεις τύποι γεωθερμομέτρων αερίων οι οποίοι βασίζονται σε:

- 1) Ισορροπία μεταξύ αερίου-αερίου
- 2) Ισορροπία μεταξύ αερίου-ορυκτού
- 3) Ισορροπία μεταξύ ορυκτού-αερίου στην οποία συμμετέχουν υπολειμματικά αέρια όπως το CH_4 , H_2 , H_2S .

Οι ισορροπία μεταξύ αερίου-αερίου ή ορυκτού-αερίου, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία, πιστεύεται ότι ελέγχεται από τις συγκεντρώσεις των αερίων όπως το CO_2 , H_2S , H_2 , N_2 , NH_3 και CH_4 στους ταμιευτήρες γεωθερμικών ρευστών. Ο Arnorsson και ο Gunnlaugsson (1985) πρότειναν συναρτήσεις θερμοκρασίας για έξι γεωθερμόμετρα τα οποία μπορούν να εφαρμοστούν σε ατμό που προέρχεται από ατμίδες.

4.6.4 Γεωθερμόμετρα ισοτόπων

Αντιδράσεις ανταλλαγής ισοτόπων, οι οποίες επιτυγχάνουν ισορροπία σε ένα φυσικό σύστημα, εξαρτώνται από τη θερμοκρασία. Τα ισότοπα των στοιχείων κλασματοποιούνται στις χημικές διεργασίες που λειτουργούν σε φυσικά συστήματα μεταξύ νερού και πετρώματος (Ellis and Mahon, 1977). Η κλασμάτωση είναι η υψηλότερη δυνατή για ελαφρύτερα στοιχεία τα οποία

βρίσκονται σε γεωθερμικά συστήματα, όπως είναι, το ήλιο, το υδρογόνο, ο άνθρακας, το οξυγόνο και το θείο. Οι αντιδράσεις ανταλλαγής ισοτόπων μπορεί να πραγματοποιούνται στη φάση μεταξύ αερίων και ατμού, στη φάση μεταξύ ορυκτού και αερίου, νερού και διαλυμένης ουσίας ή μεταξύ διαλυμένης ουσίας με άλλη διαλυμένη ουσία. Παρόλο το γεγονός ότι υπάρχουν πολλές διεργασίες ανταλλαγής ισοτόπων, λίγες έχουν χρησιμοποιηθεί εξαιτίας της απλότητας στη συλλογή δειγμάτων και στην προετοιμασία, στην ευκολία της μέτρησης των ισοτόπων, στην ύπαρξη ενός κατάλληλου ρυθμού επίτευξης ισοτοπικής ισορροπίας καθώς και γνώση των σταθερών ισορροπίας.

Ισότοπα οξυγόνου

Τα χημικά στοιχεία με τον ίδιο ατομικό αριθμό (πρωτόνια) και διαφορετική ατομική μάζα ορίζονται ως ισότοπα. Τα ισότοπα έχουν πανομοιότυπη χημική συμπεριφορά αλλά διαφορετικές φυσικές ιδιότητες. Το υδρογόνο έχει τρία ισότοπα, ^1H , ^2H , και ^3H , αντίστοιχα και το οξυγόνο επίσης έχει τρία ισότοπα, ^{16}O , ^{17}O και ^{18}O . Τα γεωθερμόμετρα ισοτόπων τα οποία περιλαμβάνουν αντιδράσεις ανταλλαγής οξυγόνου ή υδρογόνου προϋποθέτουν την ύπαρξη ισορροπίας. Μία ισοτοπική κλασμάτωση λαμβάνει χώρα όταν ο ατμός διαχωρίζεται από θερμό νερό. Οι ισοτοπικές συνθέσεις τόσο του ατμού όσο και του νερού σε ένα δείγμα γεώτρησης είναι δυνατόν να καθοριστούν από την ολική εκφόρτιση, αρκεί το κλάσμα του ατμού και του νερού να είναι γνωστό. Οι παράγοντες της ισοτοπικής κλασμάτωσης γενικά συμβολίζονται με το γράμμα α. Η γενική έκφραση για την κλασμάτωση μεταξύ δύο χημικών ενώσεων, A και B, είναι η εξής:

$$1000 \ln AB = \delta A - \delta B$$

όπου τα δA και δB ορίζουν τις αντίστοιχες ισοτοπικές αναλογίες στις χημικές ενώσεις A και B (Arnorsson, 2000). Τέσσερα γεωθερμόμετρα ισοτόπων τα οποία βασίζονται σε αντιδράσεις ανταλλαγής έχουν αναπτυχθεί και χρησιμοποιηθεί εκτενώς.

Αναφέρονται και τα ακόλουθα γεωθερμόμετρα επιγραμματικά:

Γεωθερμόμετρα ισοτόπων διοξειδίου του άνθρακα και μεθανίου

Γεωθερμόμετρα ισοτόπων αερίων μεθανίου – υδρογόνου

Γεωθερμόμετρα ισοτόπων αερίων νερού – υδρογόνου

Γεωθερμόμετρα ισοτόπων θειικού άλατος-οξυγόνου νερού

Γεωθερμόμετρα θειικού άλατος-σουλφιδίου

Γεωθερμόμετρα ισοτόπων διοξειδίου του άνθρακα-νερού

4.7 Στάδια γεωθερμικής έρευνας

Η γεωθερμική έρευνα διακρίνεται σε τέσσερα κύρια στάδια:

1. Γενική επισκόπηση μεγάλης κλίμακας
2. Λεπτομερής και συστηματική έρευνα των πιθανότερων γεωθερμικών περιοχών
3. Εντοπισμός- περιχάραξη των γεωθερμικών πεδίων και μελέτη των χαρακτηριστικών
4. Ανάπτυξη και διαχείριση των γεωθερμικών πεδίων

4.8 Έρευνα γεωθερμικών πόρων στην Ελλάδα

4.8.1 Εισαγωγή

Οι έρευνες για γεωθερμική ενέργεια, που έχουν πραγματοποιηθεί στην Ελλάδα διακρίνει τις γεωθερμικές περιοχές, οι οποίες είναι πιο κατάλληλες για παραγωγή ενέργειας. Αυτές οι περιοχές περιλαμβάνουν τα νησιά του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου (Μήλος, Νίσυρος και Σαντορίνη), τα νησιά του Βόρειου Αιγαίου με Μειοκαινική ηφαιστειότητα (Λέσβος, Χίος και Σαμοθράκη) και τις κύριες ιζηματογενείς λεκάνες της βόρειας Ελλάδας (το Δέλτα του ποταμού Νέστου, Ξάνθη-Κομοτηνή και Αλεξανδρούπολη).

Η γεωθερμική εξερεύνηση ξεκίνησε στην Ελλάδα το 1970 από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ). Το πρόγραμμα αποτελούνταν από γεωλογική χαρτογράφηση (ΙΓΜΕ, 1983), γεωχημικές και γεωφυσικές έρευνες, συμπεριλαμβανομένων μελέτες ροής θερμότητας καθώς και πρόσφατες μελέτες ηφαιστειότητας. Αρχικά, μελετήθηκαν περιοχές, οι οποίες θεωρούνταν ότι φιλοξενούσαν πόρους με υψηλή θερμοκρασία (>200 °C), ειδικότερα στα νησιά της Μήλου και Νισύρου και χρηματοδοτήθηκαν από

την Ευρωπαϊκή Επιτροπή (ΕC), το Ελληνικό Κράτος και τη Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (ΔΕΗ). Από τη δεκαετία του 1980, στην οποία υπήρξε μια ενεργειακή κρίση, το ερευνητικό πρόγραμμα επεκτάθηκε έτσι ώστε να περιλαμβάνει πεδία χαμηλής θερμοκρασίας ($<100\text{ }^{\circ}\text{C}$), κυρίως στη βόρεια Ελλάδα. Θεωρήθηκε ότι η εκμετάλλευση των γεωθερμικών πόρων για άμεση χρήση και η παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας θα ήταν ευπρόσδεκτη από τον τοπικό πληθυσμό λόγω της ανάγκης για θέρμανση και ηλεκτρισμό, κυρίως στα νησιά του Αιγαίου.

Στα πλαίσια της εξερεύνησης χρησιμοποιήθηκε το γεωθερμόμετρο K-Na-Mg του Giggenbach (1988) με στόχο να αξιολογηθούν τα γεωθερμικά πεδία μεγάλου βάθους. Αυτό το γεωθερμόμετρο συνδυάζει το γεωθερμόμετρο K-Na, το οποίο βασίζεται στην παρατήρηση ότι ισορροπία των αναλογιών K-Na σε μεγάλο βάθος και υψηλές θερμοκρασίες διατηρείται στις επιφανειακές πηγές, καθώς και το γεωθερμόμετρο K-Mg, το οποίο φθάνει σε ισορροπία ταχύτατα, ακόμα και σε νερά, τα οποία είναι πλούσια σε διοξείδιο του άνθρακα (CO_2).

Το γεωθερμόμετρο K-Na-Mg επιτρέπει την ταυτόχρονη εκτίμηση των αποτελεσμάτων της διαλυτοποίησης του πετρώματος και της εξισορρόπησης του συστήματος K-Na-Mg. Επιπλέον, επιτρέπει την αξιολόγηση της αξιοπιστίας της εξισορρόπησης θερμοκρασίας και το χειρισμό πολλών δειγμάτων ταυτόχρονα με τη βοήθεια του τριγωνικού διαγράμματος. Πρακτικά αυτό σημαίνει ότι για την αξιολόγηση των πόρων, η ισορροπία K-Mg παρέχει μία ένδειξη για τη θερμοκρασία της πηγής για ρηχά έως μέσα βάθη και μικρές διαδρομές του νερού έως την επιφάνεια, καθώς η ισορροπία K-Na δίνει μία ένδειξη για τη θερμοκρασία βαθύτερων γεωθερμικών πεδίων, με την αξιοπιστία να εξαρτάται από το δείκτη ωριμότητας (MI) του δείγματος. Αν το MI <2.0 , τότε η αξιοπιστία είναι πολύ χαμηλή, ενώ αν ο δείκτης κυμαίνεται γύρω στο 2.66 υπάρχει υψηλή αξιοπιστία, κάτι που συμβαίνει συνήθως στην περίπτωση των πλήρως εξισορροπημένων νερών.

4.8.2 Το νησί της Μήλου

4.8.2.1 Γεωλογικό περίγραμμα

Το νησί της Μήλου χαρακτηρίζεται από Τεταρτογενή ηφαιστειότητα. Η γεωλογία του νησιού περιλαμβάνει:

- 1) ένα μεταμορφωμένο υπόβαθρο πράσινων χλωριτικών σχιστόλιθων με επιφανειακή εμφάνιση στη νοτιοανατολική ακτή του νησιού.
- 2) Ένα παχύ στρώμα 50-180 m Νεογενών ιζημάτων αποτελούμενα από βασικά κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους, με επιφανειακή εμφάνιση στο νότιο-κεντρικό κομμάτι του νησιού.
- 3) ηφαιστειακές τόφφους, ηφαιστειακή ροή ιλύος, μερικώς έως έντονα εξαλλοιωμένες τόφφους (αργιλική εξαλλοίωση) και θόλους λάβας με ροές λάβας που έχουν περλιτικές δομές.
- 4) πρόσφατες αλλουβιακές αποθέσεις. Σύμφωνα με τη ΔΕΗ (1986) οι θόλοι λάβας καθώς και οι ροές λάβας σχηματίστηκαν πριν 100.000 χρόνια, την ίδια εποχή με τους κύριους φρεατικούς (υδροθερμικούς) κρατήρες του νησιού. Η έκθεση της ΔΕΗ παρουσιάζει επίσης μία λεπτομερή χημική, ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη των διαφόρων γεωλογικών σχηματισμών.

Η Μήλος είναι τεκτονικά ενεργή και πολλοί μεγάλοι σεισμοί έχουν συμβεί κατά τη διάρκεια των τελευταίων 100 χρόνων, ενώ μερικοί από αυτούς έχουν επηρεάσει τις θερμικές εκδηλώσεις. Όλα τα σεισμικά γεγονότα ήταν αβαθή, με επίκεντρα 5 km περίπου βάθος, με μοτίβα σήματος χαρακτηριστικά της βαθιάς μαγματικής δραστηριότητας.

4.8.2.2 Γεωθερμική εξερεύνηση

Η γεωθερμική εξερεύνηση στη Μήλο ξεκίνησε το 1971 από το ΙΓΜΕ με γεωλογική χαρτογράφηση, έρευνες θερμικής εκδήλωσης, δειγματοληψία εδάφους και νερού καθώς και γεωχημικές αναλύσεις. Επίσης πραγματοποιήθηκε έρευνα για τον υπολογισμό της γεωθερμικής βαθμίδας σε ρηχές γεωτρήσεις (50-80 m βάθος). Το ΙΓΜΕ και η Compagnie Generale de Geophysique (CGG) πραγματοποίησαν γεωηλεκτρικές έρευνες (Schlumberger) στο ανατολικό μισό του νησιού το 1972-1973. Οι δύο πρώτες ερευνητικές γεωτρήσεις MA1 και MZ1 διατρήθηκαν το 1975, φτάνοντας σε βάθη 1163 m και 1101 m, αντίστοιχα.

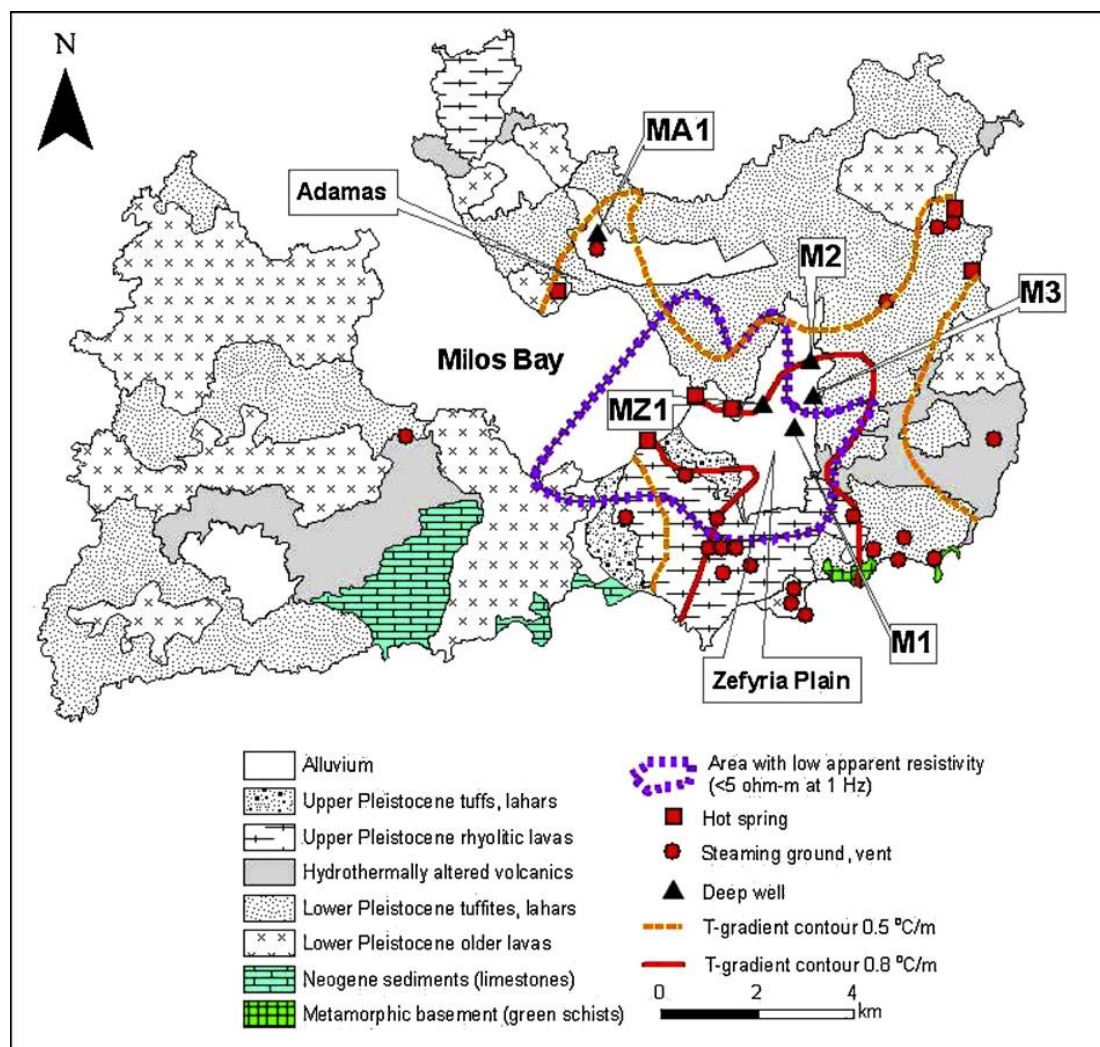
Αυτές οι αρχικές προσπάθειες γεωθερμικής εξερεύνησης συμπληρώθηκαν από τη μελέτη της Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL) το 1977 που περιελάμβανε: χαρτογράφηση ηφαιστειακών, υδρογεωλογικών, θερμικών, στρωματογραφικών και δομικών χαρακτηριστικών, όπως γεωχημικές έρευνες, με δειγματοληψία ρευστών από θερμές πηγές, ρηχών και βαθιών γεωτρήσεων καθώς και διαγραφίες (logging) και δοκιμές των γεωτρήσεων MA1 και MZ1. Το 1981, οι βαθιές γεωτρήσεις M1, M2 και M3 (1180 m, 1381m και 1017 m, αντίστοιχα) διατρήθηκαν από τη ΔΕΗ και το έργο υποστηρίχθηκε από την Ευρωπαϊκή Ένωση (EC).

Επιπλέον πραγματοποιήθηκε γεωφυσική έρευνα με βαρυτικές μεθόδους και ηλεκτρικές μεθόδους (DC-Schlumberger), από το ΙΓΜΕ μεταξύ του 1982 και 1984. Η εργασία επίσης περιελάμβανε ηφαιστειολογικές, πετρολογικές, ορυκτολογικές, τεκτονικές και γεωμορφολογικές μελέτες της Μήλου και των τριγύρω νησιών.

Μεταξύ του 1985 και 1987, η EC υποστήριξε μια σειρά γεωφυσικών διασκοπήσεων στο νησί που περιελάμβανε μαγνητοτελουρικές διασκοπήσεις (MT) από ομάδες του Technische Universitat Braunschweig (Drews et al., 1989), το Bureau de Recherches Geologiques et Minières (Beauce et al., 1989), το πανεπιστήμιο του Εδιμβούργου (Hutton et al., 1989), and το πανεπιστήμιο της Φραγκφούρτης και το Freie Universitaet του Βερολίνου (Haak et al., 1989), την παρακολούθηση μικρο-σεισμών από το Rheinisch-Westfalische Technische Hochschule-Aachen (Ochmann et al., 1989) και το Physique du Globe Institute, Paris (Hirnet al., 1989), καθώς και μαγνητικές και γεωφυσικές διασκοπήσεις φυσικού δυναμικού και έρευνες από το ΙΓΜΕ (Thanassoulas, 1989). Οι μαγνητοτελλουρικές έρευνες προσδιόρισαν μία βαθιά συνεκτική ζώνη μειωμένης αντίστασης.

Από τότε, έχουν πραγματοποιηθεί άλλες μελέτες πάνω στο θέμα των ταμιευτήρων και στο θέμα της χημείας. Αυτές περιλαμβάνουν μοντελοποίηση της θερμότητας και της μεταφοράς μάζας, στο υδροθερμικό σύστημα της Μήλου, (Mendrinou, 1988), το οποίο περιλάμβανε εκτίμηση του δυναμικού των γεωθερμικών πόρων υψηλής ενθαλπίας της Μήλου σε 150 MWe, εκτίμηση της απώλειας θερμότητας λόγω επαγωγής (77 MWt), (Mendrinou, 1991), καθώς και δειγματοληψία και ανάλυση δειγμάτων από υποθαλάσσιες πηγές κοντά

στην ακτή του νησιού κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, τα έτη 1996-1999 από ομάδα επιστημόνων από το Μουσείο Φυσικής Ιστορίας του Λονδίνου, το Εθνικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, το Πανεπιστήμιο του Νοτιγχαμ, το Κέντρο Περιβαλλονικών Ερευνών του πανεπιστημίου της Σκωτίας, το Κολλέγιο Staten Island, το Πανεπιστήμιο του Λονδίνου και του Μπρίστολ (Valsami-Jones et al., 2005).



Εικόνα 4-5. Γεωλογικός χάρτης της Μήλου που δείχνει την περιοχή των θερμικών εκδηλώσεων, περιοχές υψηλής γεωθερμικής βαθμίδας, την περιοχή της χαμηλής φαινόμενης αντίστασης καθώς και των μεγάλων βάθους γεωτρήσεων (από Mendrinou et al., 2010).

4.8.2.3 Αξιολόγηση δεδομένων

Οι βαρυτικές διασκοπήσεις (Tsokas, 1985), έδειξαν ότι κάτω και γύρω του Κόλπου της Μήλου, το άνω όριο του υπόβαθρου βρίσκεται σε 600-800 μ. βάθος. Οι θερμικές εκδηλώσεις καθώς και οι γεωχημικές και σεισμικές (παθητικές μικρο-σεισμικές) έρευνες δείχνουν την παρουσία ενός ενεργού υδροθερμικού συστήματος κάτω από τα ανατολικά και νοτιο-κεντρικά κομμάτια του νησιού. Η γεωθερμική βαθμίδα, η ειδική αντίσταση, τα μαγνητοτελλουρικά και ακουστο-μαγνητοτελλουρικά (AMT) δεδομένα υποδεικνύουν ότι τα νότιο-κεντρικά και ανατολικά κομμάτια της Μήλου είναι οι καλύτερες περιοχές του νησιού για εξερεύνηση γεωθερμικών πόρων. Έρευνες με παθητικές σεισμικές μεθόδους έδειξαν ότι το υδροθερμικό σύστημα έχει έκταση 5 χιλ. μέσα σε ένα σύστημα ενεργών ρηγμάτων και ζώνες ρηγμάτων. Τα μαγνητικά δεδομένα, η υδροθερμική εξαλλοίωση και κάποια γεωχημικά δεδομένα υποδεικνύουν ότι το δυτικό κομμάτι του νησιού έχει και αυτό ενδιαφέρον από γεωθερμικής άποψης.

Οι πέντε βαθιές γεωτρήσεις που διατρήθηκαν στη Μήλο παράγουν διφασικά ρευστά από έναν ταμιευτήρα σε Νεογενή ιζήματα (250 °C στη γεώτρηση M1A1) και από ρήγματα του μεταμορφικού υπόβαθρου (310-325 °C και στις πέντε γεωτρήσεις). Οι υπολογιζόμενες διαπερατότητες κατά τη βάση των δοκιμαστικών δεδομένων της πτώσης πίεσης βρίσκονται στο εύρος των 3.2-8.4 darcy/meter στις γεωτρήσεις MA1, MZ1, M1 και M3, και μεταξύ 0.14 και 2.3 darcy/meter στη γεώτρηση M2 (Mendrinis, 1988).

Η διάτρηση πολλών ρηχών και βαθιών γεωτρήσεων απέδειξε την ύπαρξη τριών (3) κυρίων τύπων ρευστών: α) χαμηλής θερμοκρασίας (έως τους 100 °C) ρευστά σε περιοχές με υψηλή γεωθερμική βαθμίδα και σε χαμηλά βάθη, β) νερό των 100-250 °C σε Νεογενή ιζήματα σε ενδιάμεσα βάθη (100-200 μ. για θερμοκρασία 100 °C και 400-600 μ. για θερμοκρασία 250 °C) σε περιοχές με επαρκές πάχος ιζημάτων (>100 μ.) και γ) συμπιεσμένη άλμη θερμοκρασίας 300-325 °C με συνολικά διαλυμένα στερεά (TDS) έως και 80 gr/kg στα ρήγματα και στις ρηγματώδεις ζώνες στο υπόβαθρο, σε βάθος 1-5 χιλ..

4.8.2.4 Εκμετάλλευση πόρων

Το 1987 έγινε ανάθεση για την κατασκευή μίας πιλοτικής εγκατάστασης 2 MWe, η οποία παρήγαγε 10 GWh το 1988. Η εγκατάσταση αυτή εγκαταλείφθηκε λόγω της δημόσιας αντίθεσης που υπήρξε εναντίον του μεγάλου όγκου ατμού που διέφευγε στην ατμόσφαιρα, του πυριτίου στον ατμό, της οσμής υδρόθειου και του μεγάλου θορύβου. Μερικά χρόνια αργότερα μετά από αστοχία της γεώτρησης M2, όλες οι βαθιές γεωτρήσεις στο νησί σφραγίστηκαν. Παρόλα αυτά, η μοντέρνα τεχνολογία και ο βελτιωμένος σχεδιασμός των εγκαταστάσεων και των μεθόδων εκμετάλλευσης θα επέτρεπαν σήμερα την εξάλειψη όλων αυτών των περιβαλλοντικών επιπτώσεων.

Σήμερα, μερικά σπίτια και ένα ξενοδοχείο χρησιμοποιούν ρηχό, χαμηλής θερμοκρασίας (45-60 °C) υπόγειο νερό για θέρμανση χώρων και πισινών. Η ανάπτυξη υψηλής ενθαλπίας γεωθερμικού πεδίου στη Μήλο για θέρμανση (16 MWt) και παραγωγή ενέργειας (16 MWe), θα κάλυπτε τις ανάγκες του τοπικού πληθυσμού και της βιομηχανίας των μεταλλείων. Η περαιτέρω εκμετάλλευση θα απαιτούσε την κατασκευή ενός υποβρυχίου καλωδίου για μεταφορά ηλεκτρισμού στα κοντινά νησιά των Κυκλάδων. Η ανάπτυξη του ταμιευτήρα στο μέγιστο δυναμικό του (εκτιμώμενη στα 150 MWe) θα απαιτούσε την ενεργειακή σύνδεση με την κυρίως Ελλάδα. Ωστόσο, θα παρουσίαζε μία μέγιστη περιβαλλοντική πρόκληση λόγω των προστατευτικών ζωνών της χλωρίδας και της πανίδας που εκτείνεται σε μεγάλα κομμάτια του νησιού της Μήλου.

4.8.3 Το νησί της Σαντορίνης

4.8.3.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Το αρχιπέλαγος της Σαντορίνης αποτελείται από τα νησιά και τις νησίδες που περιβάλλουν το βύθισμα της Καλδέρας της Σαντορίνης, π.χ. Θήρα (Σαντορίνη), Θηρασία και Ασπρονήσι, και τα νησιά της Παλαιάς Καμένης και Νέας Καμένης, τα οποία είναι δόμοι λάβας που σχηματίστηκαν μετά την καλδέρα. Η καλδέρα σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια της καταστροφικής Μινωικής ηφαιστειακής έκρηξης πριν περίπου 3600 χρόνια. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα μετά τον σχηματισμό της καλδέρας ξεκίνησε περίπου το 197

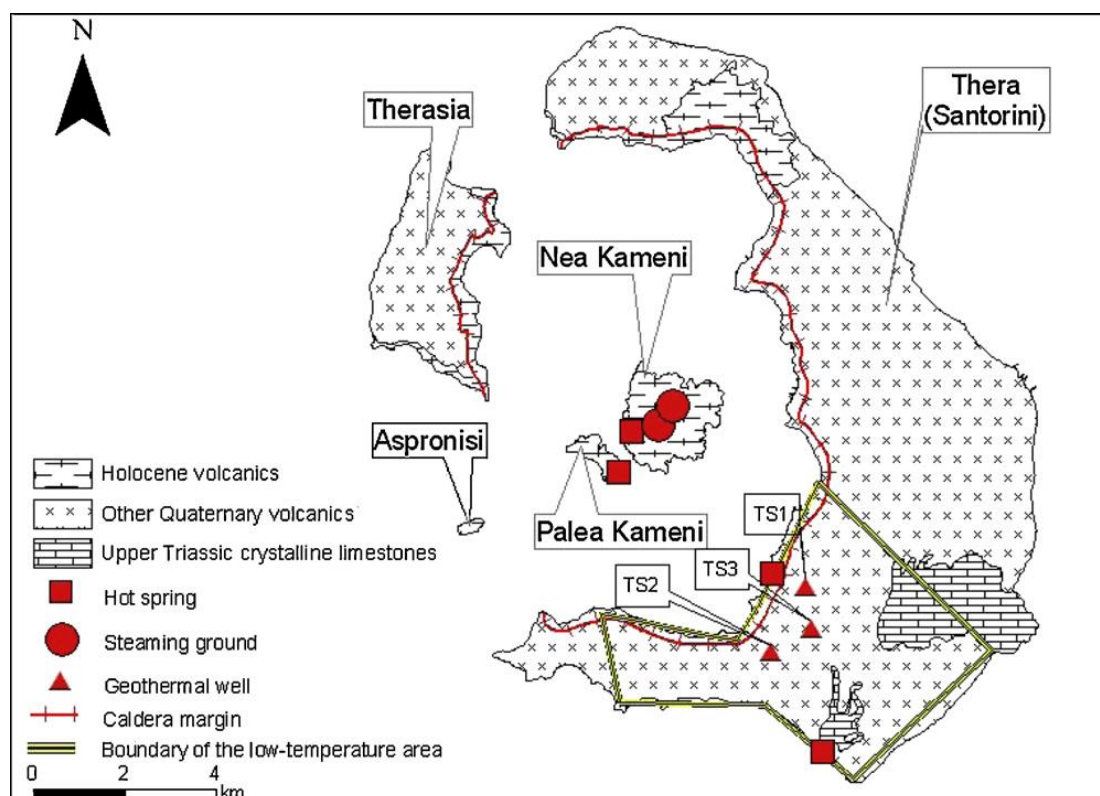
πΧ και σχημάτισε τα δύο μικρά νησιά της Παλαιάς Καμένης και Νέας Καμένης, τα οποία βρίσκονται κοντά στο κέντρο της καλδέρας.

Οι περισσότερες δακτικές λάβες στη Νέα Καμένη δημιουργήθηκαν από ηφαιστειακή έκρηξη τα τελευταία 400 χρόνια. Τέσσερα επεισόδια ηφαιστειακής εκβολής πραγματοποιήθηκαν μεταξύ του 1925 και 1950. Οι ροές λάβας και τα πυροκλαστικά ιζήματα της Σαντορίνης δείχνουν τυπικές ασβεστο-αλκαλικές αποθέσεις, από υψηλού ποσοστού αργιλικούς βασάλτες έως ρυοδακίτες. Τα ηφαιστιακά πετρώματα επεκτείνονται πάνω σε μια βάση η οποία αποτελείται από Μεσοζωικούς-Καινοζωικούς σχιστολίθους (κατώτερο τμήμα) και μάρμαρα πάχους μεγαλύτερου των 600 m (ανώτερο τμήμα).

Η πρώτη ηφαιστειακή δραστηριότητα συνέβη κατά το κατώτερο Τεταρτογενές, με πυροκλαστικά και λάβες οι οποίες καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή της ασβεστο-αλκαλικής ακολουθίας. Τα παλαιότερα ηφαιστειακά ιζήματα, τα οποία δημιουργήθηκαν από υποθαλάσσια ηφαιστειακά κέντρα έρχονται στην επιφάνεια της γης στο νοτιοδυτικό κομμάτι του νησιού. Περιλαμβάνουν πυροκλαστικά (τόφφους, τοφφίτες, σκωρία, ελαφρόπετρα και τέφρα), δόμους, pillow λάβας ανδεσιτικο-δακτικής σύνθεσης. Ένα μεγάλο μέρος της ακολουθίας σχηματίζεται από δακτικούς υποθαλάσσιους τόφφους και άλλα πυροκλαστικά κοιτάσματα, τα οποία έχουν πάχος μεγαλύτερο των 200 m. Κοντά στην κορυφή της πυροκλαστικής ακολουθίας, στα 200 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, υπάρχουν ιζηματογενείς αποθέσεις με θαλάσσια απολιθώματα, απόδειξη της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας που επηρεάζει την περιοχή κατά τη διάρκεια των τελευταίων δύο εκατομμυρίων χρόνων. Ολόκληρη η ακολουθία είναι ελαφρώς υδροθερμικά εξαλλοιωμένη, κυρίως καολινοποιημένη.

Το τελευταίο παροξυσμικό γεγονός ήταν η Μινωική φρεατοπλίνιου τύπου (phreatoplinian) ηφαιστειακή έκρηξη, η οποία παρήγαγε κίσσηρι, ροές λάβας και μεγάλο κύμα πλημμυρικών (surge) αποθέσεων, οι οποίες καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή της Σαντορίνης. Η μετα-Μινωική ηφαιστειακή δραστηριότητα ήταν κυρίως περιορισμένη στα νησίδα της Παλαιάς και Νέας Καμένης (Fytikas et al., 1989).

Το τεκτονικό καθεστώς της Σαντορίνης είναι σύνθετο και αντανακλά εν μέρει την κατάρρευση της καλδέρας. Αυτό επίσης φαίνεται από το σύστημα των ρηγμάτων στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο και από τα αναχώματα, που φαίνονται στην επιφάνεια στο βορειότερο κομμάτι του νησιού. Η ενεργή βορειοδυτική-νοτιοανατολική επέκταση του φλοιού στο κεντρικό Αιγαίο επιβεβαιώνεται από τα νεο-τεκτονικά δεδομένα για αυτή την περιοχή και τον πηγαίο μηχανισμό πρόσφατων σεισμικών δραστηριοτήτων.



Εικόνα 4-6. Γεωλογικός χάρτης του αρχιπελάγους της Σαντορίνης(Θήρα) ο οποίος δείχνει την τοποθεσία των θερμικών εκδηλώσεων, τις γεωθερμικές γεωτρήσεις και την πιθανή έκταση της γεωθερμικής περιοχής χαμηλής ενθαλπίας (από Mendrinou et al., 2010) .

4.8.3.2 Γεωθερμική εξερεύνηση

Γεωλογικές έρευνες εντόπισαν ένα υποψήφιο γεωθερμικό πεδίο στο νοτιότερο κομμάτι του νησιού της Σαντορίνης, στο οποίο υπάρχουν έντονα εξαλλοιωμένοι σχηματισμοί. Μία έρευνα ροής θερμότητας περιελάμβανε δειγματοληψία ρευστού από τοπικές πηγές, πηγάδια και γεωτρήσεις. Έντεκα γεωτρήσεις, έως 200 μ. βάθος, επέτρεψαν τον εντοπισμό μιας περιοχής υψηλής γεωθερμικής βαθμίδας (έως και 16 °C/ 100 m).

Τα θερμά νερά είναι αλκαλιο-χλωριούχου τύπου. Οι θερμές πηγές της Παλαιάς Καμένης αναβλύζουν θαλασσινό νερό θερμαινόμενο από ατμό, ενώ αυτές της Θήρας αναβλύζουν ένα μίγμα θαλάσσιου νερού θερμαινόμενο από ατμό και αραιωμένο υπόγειο νερό (diluted groundwater) (Marini et al., 2002). Τα αίτια της θέρμανσης βρίσκονται στην περιοχή της Νέας Καμένης. Η αλμυρότητα δύο θερμοπηγών σε αυτό το νησί είναι υψηλότερη από αυτή του θαλασσίου νερού, υποδεικνύοντας θαλασσινό νερό σε βρασμό και την παρουσία ενός υδροθερμικού συστήματος υψηλής ενθαλπίας.

Στα νότια και κεντρικά κομμάτια του κυρίως νησιού (Θήρα) πραγματοποιήθηκαν διασκοπήσεις ειδικής αντίστασης (17 με $AB/2=500$ m και τρεις με $AB/2=1000$ m). Όλες δείχνουν την ύπαρξη ενός στρώματος υψηλής αντίστασης στην επιφάνεια (φαινόμενη αντίσταση: 500 Ω m), ενώ αυτές με $AB/2=1000$ m δείχνουν ένα βαθύτερο αγωγίμο στρώμα (φαινόμενη αντίσταση <5 Ω m) στο νοτιοανατολικό κομμάτι του νησιού. Μια βαρυτική διασκόπηση ανίχνευσε από το Βορά στο Νότο μία ανωμαλία Bouguer, η οποία, συμπεριλαμβάνοντας τις μαγνητικές μετρήσεις, δείχνει την ύπαρξη μιας τεκτονικής τάφρου στον πυθμένα. Το ανώτατο βάθος στο κεντρικό κομμάτι αυτού του σχηματισμού είναι περίπου 1.5 km (Budetta et al., 1984).

Τρεις γεωτρήσεις (TS1, TS2, και TS3) διατρήθηκαν στη Σαντορίνη έτσι ώστε να συγκεντρωθούν επιπρόσθετα δεδομένα (IGME, 2005). Η TS1 έφτασε το βάθος των 270 m με μέγιστη θερμοκρασία τους 65 °C στα 240 m. Στη γεώτρηση TS2, σε βάθος 460 m, μετρήθηκαν οι εξής θερμοκρασίες: 39 °C στα 120 m, 35 °C στα 220 m και 52 °C στα 440 m. Στην TS3 μετρήθηκε θερμοκρασία των 51 °C στα 260 m (σημείο πυθμένα γεώτρησης) (Fytikas et al., 1989a).

Στα ρευστά αυτού του ρηχού υδροφόρου ορίζοντα, χρησιμοποιήθηκε το γεωθερμόμετρο K-Na-Mg (Giggenbach, 1988) το οποίο υπέδειξε θερμοκρασίες ισορροπίας στο εύρος των 110-175 °C. Η πηγή του ρευστού εκτιμήθηκε ότι προέρχεται από 800-1000 m βάθος.

4.8.3.3 Χρήση πόρων

Τα διαθέσιμα δεδομένα υποδεικνύουν την ύπαρξη ενός ενεργού, μέσης θερμοκρασίας (έως και 175 °C) γεωθερμικού συστήματος κάτω από την

υποθαλάσσια καλδέρα, το οποίο θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να ικανοποιήσει, τουλάχιστον τις ενεργειακές απαιτήσεις της Σαντορίνης. Επίσης, η υψηλή θερμοκρασία ($>200\text{ }^{\circ}\text{C}$) στα μάρμαρα και στις ζώνες ρηγμάτων στη μεταμορφική βάση σε βάθος μεγαλύτερο του 1,5 km μπορούν να δικαιολογηθούν από την ενεργή ηφαιστειακή δραστηριότητα στην καλδέρα. Επιπλέον έχει εντοπιστεί ένα γεωθερμικό πεδίο χαμηλής θερμοκρασίας σε ρηχές γεωτρήσεις, στο νότιο κομμάτι του νησιού. Η ανάπτυξη των πόρων οι οποίοι έχουν βρεθεί κάτω από την καλδέρα θα είναι μία μεγάλη πρόκληση, επειδή θα είναι η πρώτη φορά που ένα τέτοιο υποθαλάσσιο γεωθερμικό σύστημα σε μια ενεργή καλδέρα εξερευνάται και γίνεται προσπάθεια εκμετάλλευσής του.

4.8.4 Νίσυρος

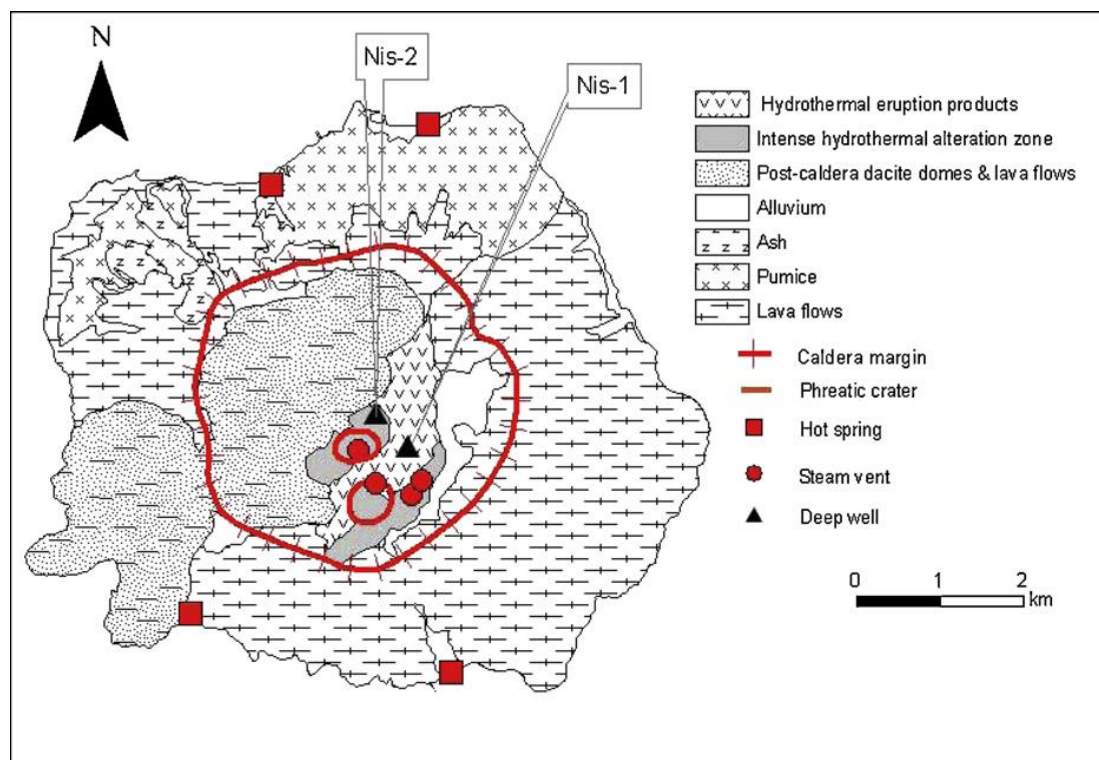
4.8.4.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Μια ακολουθία ηφαιστειακών πετρωμάτων έχει αποτεθεί πάνω από Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και Νεογενή ιζήματα, όπως έχει παρατηρηθεί στις δύο βαθιές γεωθερμικές γεωτρήσεις Nis-1 και Nis-2, οι οποίες έχουν διατηρηθεί στο νησί.

Η πρώτη ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Νίσυρο ήταν υποθαλάσσια. Η διαδοχική ηφαιστειότητα οδήγησε στο σχηματισμό ενός σύνθετου ηφαιστείου, το οποίο υπέστη μερικές καταρρεύσεις της καλδέρας κατά τη διάρκεια πυροκλαστικών ηφαιστειακών εκρήξεων. Έπειτα, μερικοί δακτιτικοί θόλοι σχηματίστηκαν λόγω ανόδου της λάβας στην επιφάνεια της γης στο δυτικό κομμάτι της καλδέρας. Ιστορικά, μόνο υδροθερμικές ηφαιστειακές εκρήξεις έχουν λάβει χώρα στο νοτιοανατολικό κομμάτι της καλδέρας, δημιουργώντας μερικούς υδροθερμικούς κρατήρες, κάποιοι από τους οποίους είναι ακόμα καλά διατηρημένοι. Τα τελευταία υδροθερμικά γεγονότα συνέβησαν μεταξύ του 1871 και 1873 και το 1888 (Marini et al., 2002).

Στη Νίσυρο εντοπίζονται περιοχές με φουμαρόλες και υδροθερμικούς κρατήρες. Όλες οι οπές απελευθερώνουν ατμό σε θερμοκρασίες κοντά στους $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ και παράγουν όξινα συμπυκνώματα ($\text{pH } 1.5$). Μερικές θερμές πηγές με θερμοκρασίες έως τους $54\text{ }^{\circ}\text{C}$ εκκενώνουν θερμαινόμενο υπό ατμό θαλάσσιο νερό στις βόρειες και νότιες ακτές του νησιού (Marini et al., 2002).

Το τεκτονικό υπόβαθρο του νησιού χαρακτηρίζεται από βορειοανατολικής-νοτιοδυτικής και βορειοδυτικής-νοτιοανατολικής κατευθύνσεως ρήγματα τα οποία χρησιμεύουν ως δίοδοι για τα ρευστά, τα οποία τροφοδοτούν τις επιφανειακές εκδηλώσεις. (Kavouridis et al., 1999).



Εικόνα 4-7. Γεωλογικός χάρτης της Νισύρου που δείχνει την τοποθέτηση των θερμικών εκδηλώσεων και των βαθέων γεωτρήσεων (από Mendrinis et al., 2010) .

4.8.4.2 Εξερεύνηση και εκτίμηση ταμειυτήρα

Η γεωθερμική εξερεύνηση στη Νίσυρο, η οποία ξεκίνησε το 1973, περιελάμβανε γεωχημικές έρευνες (αναλύσεις ισοτόπων και χημικές αναλύσεις) των ρευστών που εκλύονται από τις θερμές πηγές στις βόρειες και νότιες ακτές του νησιού και από φουμαρόλες μέσα και τριγύρω στους υδροφόρους ορίζοντες των κρατήρων (phreatic craters) και των θόλων λάβας της καλδέρας (Kavouridis et al., 1999).

Οι πρώτες διασκοπήσεις ηλεκτρικής αντίστασης και βαρύτητας πραγματοποιήθηκαν στις αρχές του 1980 από το ΙΓΜΕ. Το 1989 πραγματοποιήθηκε μαγνητοτελλουρική διασκόπηση (Dawes and Lagios, 1991) και επιπρόσθετες γεωφυσικές διασκοπήσεις (βαρυτικές, χαμηλής συχνότητας

VLF, φυσικού δυναμικού, και AMT) πραγματοποιήθηκαν στο νότιο κομμάτι του νησιού (Lagios and Apostolopoulos, 1995). Η ΔΕΗ πραγματοποίησε δύο βαθιές εξερευνητικές γεωτρήσεις (Nis-1 και Nis-2) στην καλδέρα το 1982-1983.

Η γεώτρηση Nis-1 συνάντησε μία σειρά από «παραγωγικά» ρήγματα, που περιέχουν άλμες θερμοκρασίας 300-350 °C, κάτω από τα 1450 m βάθος. Η Nis-1 έφτασε σε ένα διορίτη (diorite body) στα 1800 m, μέσα σε μεταμορφικό μάρμαρο και σχιστόλιθους με παρεμβολές στρωμάτων υδροθερμικά εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών πετρωμάτων (altered volcanics). Η γεώτρηση επίσης συνάντησε σε ένα ρηχό, περίπου 100 °C, υδροφόρο ορίζοντα σε ρηγματωμένα, εξαλλοιωμένα ηφαιστειακά πετρώματα μεταξύ των 400 και 1000 m βάθους (Geotermica Italiana, 1983). Η Nis-1 παρήγαγε γεωθερμικά ρευστά από δύο βαθιές ζώνες. Η πιο βαθιά ζώνη περιέχει άλμη πολύ υψηλής αλμυρότητας (εκτιμώμενη στα 100 g/kg TDS). Η γεώτρηση σφραγίστηκε πλήρως με φυσικές αποθέσεις υλικών κατά τη διάρκεια του πρώτου τεστ παραγωγής (completely plugged by scale deposits). Συνεπώς η παραγωγή προήλθε μόνο από υψηλότερες ζώνες παραγωγής (χαμηλότερες των 1600 μ. βάθους) η οποία απέφερε 2.8 kg/s ατμού και 0.44 kg/s ρευστού με πίεση κεφαλής γεώτρησης στα 10 bar.

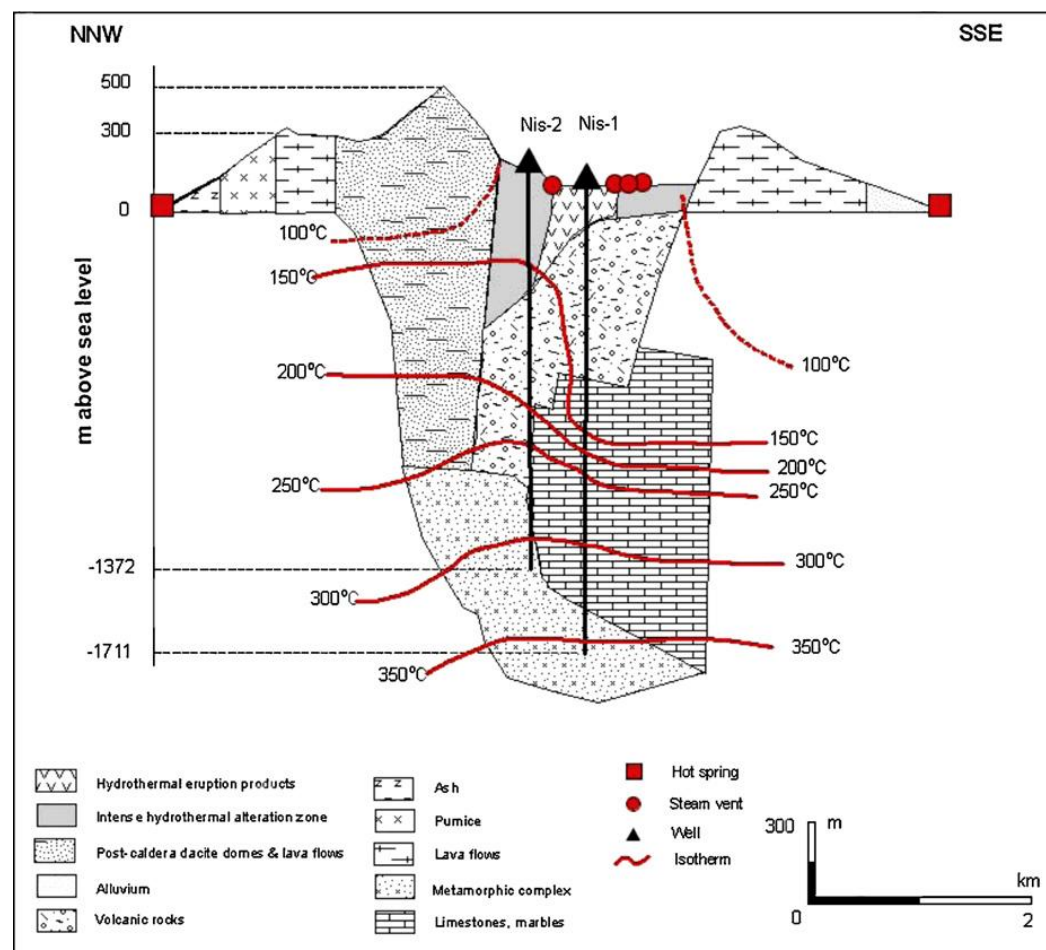
Η γεώτρηση Nis-2 έφτασε σε ένα βαθύ ταμιευτήρα υγρής φάσης, ο οποίος περιέχει άλμες 250 °C σε δύο ρηγματωμένες ζώνες από ασβεστόλιθους με παρεμβολές στρωμάτων από υπό-διεισδυτικών πετρωμάτων χαλαζία-διορίτη, σε βάθη των 1100-1300 m και 1500-1550 m (πυθμένας πηγαδιού). Μεταξύ των 370 και 470 m, ένας πολύ θερμός (γύρω στους 150 °C) υδροφόρος ορίζοντας βρέθηκε μέσα σε ανδεσιτικές λάβες και λατυποπαγή (Geotermica Italiana, 1984). Η γεώτρηση παρήγαγε περίπου 14 kg/s διαφασικών ρευστών με πίεση κεφαλής γεώτρησης τα 11 bar. π.χ 50% υψηλής αλμυρότητας άλμη (περίπου 83g/kg TDS) και 50% ατμό.

Οι γεωλογικές συνθήκες και η γεωχημική έρευνα αποδεικνύουν ότι η περιοχή στη Νίσυρο είναι ένα ηφαιστειακό γεωθερμικό σύστημα, το οποίο εκκενώνει ίχνη μαγματικών ρευστών μέσω των φουμαρολών (Marini et al., 2002). Βρέθηκαν δύο σαφείς τύποι ρευστών. Ρηχοί υδροφόροι ορίζοντες με άλμη εν διαλύσει σε θερμοκρασίες των 120-170 °C είναι πιθανόν παρόντες κάτω από

ολόκληρο το νησί. Περισσότερο συγκεντρωμένες άλμες θερμοκρασίας 275-350 °C είναι δυνατόν να βρεθούν κάτω από την καλδέρα (Kavouridis et al., 1999).

Η διασκόπηση ηλεκτρικής αντίστασης εντόπισε κοντά στην επιφάνεια, ζώνες χαμηλής (1 Ωm) ηλεκτρικής αντίστασης κάτω από το οροπέδιο της καλδέρας. Τα 1D ανεστραμμένα, AMT δεδομένα παρείχαν μία εικόνα της υπεδάφειας δομής μέσα και έξω από την καλδέρα, με ηλεκτρικές αντιστάσεις που κυμαίνονταν από 1 έως 12 Ωm μέσα στην καλδέρα και 3-10 Ωm στο νότιο κομμάτι του νησιού.

Το δυναμικό του γεωθερμικού πεδίου της Νισύρου, έχει εκτιμηθεί στα 50 MWe (Koutroupis, 1992), το οποίο θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να καλύψει τις ενεργειακές ανάγκες τόσο της Νισύρου όσο και του πλησιέστερου νησιού της Κω.

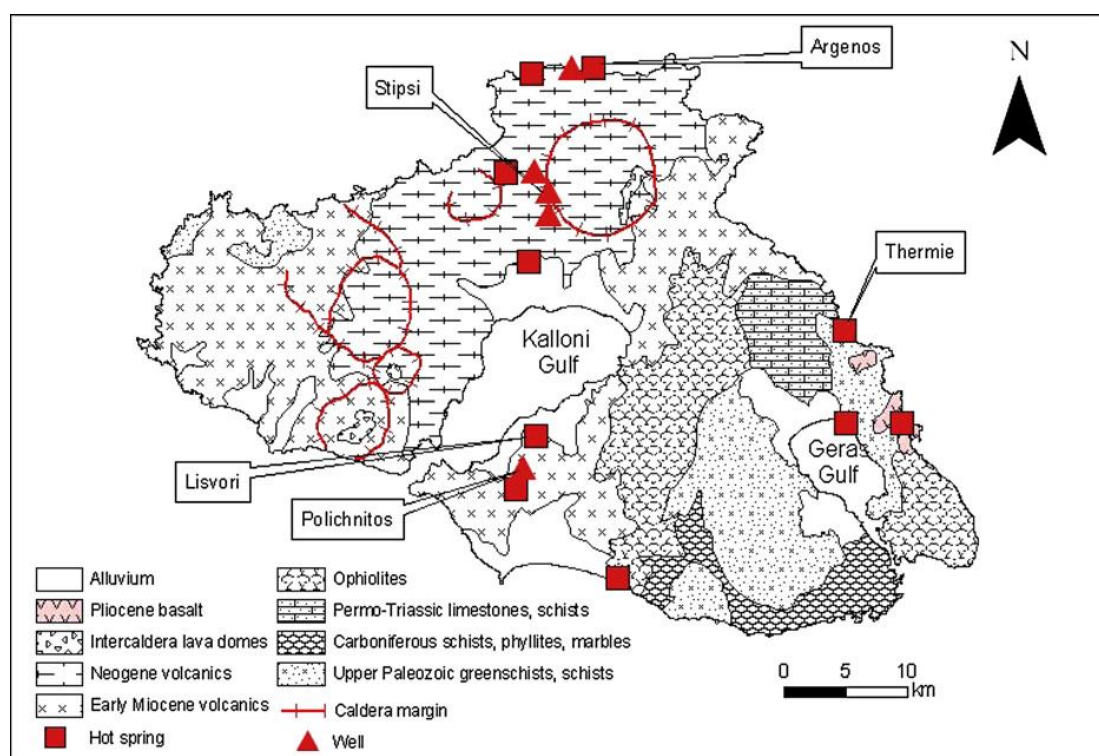


Εικόνα 4-8. Εγκάρσια τομή της Νισύρου που δείχνει την γεωλογία καθώς και την υπόγεια διανομή της θερμοκρασίας (Βασισμένα στα δεδομένα των γεωτρήσεων N1 και N2) (από Mendrinou et al., 2010) .

4.8.5 Το νησί της Λέσβου

4.8.5.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Η Λέσβος βρίσκεται στο βόρειο-ανατολικό Αιγαίο Πέλαγος και χαρακτηρίζεται κυρίως από Μειοκαινικής ηλικίας ηφαιστειότητα. Στο νοτιο-ανατολικό κομμάτι του νησιού, κοντά στον Κόλπο Γέρας, υπάρχουν επιφανειακές εμφανίσεις οφειολιθικού υπόβαθρου (ophiolite basement). Προς το βορρά, το μεταμορφωμένο υπόβαθρο καλύπτεται από ασβεστο-αλκαλικούς ιγκνιμπρίτες του Μειόκαινου και ηφαιστειακά πετρώματα. Η γεωλογία του βορειο-δυτικού τμήματος της Λέσβου, χαρακτηρίζεται από όξινα πυροκλαστικά πετρώματα. Αλλουβιακές αποθέσεις έχουν σχηματιστεί κατά μήκος των Κόλπων της Καλλονής και της Γέρας (Bencini et al., 2004). Με μεθόδους τηλεπισκόπησης (π.χ δορυφορική απεικόνιση) έχουν εντοπιστεί έξι καλδέρες (Kouli and Seymour, 2006), προς γεωθερμική εξερεύνηση μεγάλου βάθους.



Εικόνα 4-9. Γεωλογικός χάρτης της Λέσβου που δείχνει την τοποθεσία των θερμών πηγών και των θερμικών γεωτρήσεων (από Mendrinou et al., 2010)

4.8.5.2 Γεωθερμική εξερεύνηση και χρησιμοποίηση πόρων

Κοντά στην παραλία στα βόρεια και νοτιο-ανατολικά τμήματα της Λέσβου και στην ενδοχώρα του Κόλπου της Καλλονής, υπάρχουν θερμές πηγές (50-85

°C). Η γεωθερμική εξερεύνηση στο νησί ξεκίνησε στα τέλη της δεκαετίας του 1960 και συμπεριελάμβανε γεωλογική χαρτογράφηση, διασκοπήσεις θερμικής εκδήλωσης, γεωχημικές έρευνες, γεωτρήσεις και μετρήσεις θερμοκρασίας σε ρηχές γεωτρήσεις (Fytikas et al., 1989b).

Στον Άργενο και στον Πολύχνητο η αλμυρότητα των περισσοτέρων θερμών πηγών με θερμοκρασία μεγαλύτερη των 50 °C είναι περίπου 12 g/kg. Στον Άργενο, το γεωθερμόμετρο K-Na-Mg υποδεικνύει την ύπαρξη μιας βαθιάς πηγής με νερό τύπου NaCl και θερμοκρασίες ισορροπίας μεταξύ K-Mg και K-Na των 127 °C και 217 °C, αντίστοιχα. Στον Πολύχνητο, δεν είναι δυνατόν να πραγματοποιηθούν αξιόπιστες εκτιμήσεις θερμοκρασίας λόγω του χαμηλού δείκτη ωριμότητας των δειγμάτων νερού. Τα ρευστά από τις θερμές πηγές της Θέρμης έχουν αλμυρότητα 36 g/kg. Το γεωθερμόμετρο K-Na-Mg υποδεικνύει θερμοκρασίες ισορροπίας K-Mg και K-Na των 110 °C και 175 °C, αντίστοιχα.

Υπάρχουν πολλοί άλλοι τύποι διττανθρακικών πηγών χαμηλής θερμοκρασίας στη Λέσβο με σκληρότητα TDS τυπικά μικρότερη των 2 g/kg, οι οποίες τροφοδοτούνται από ρηχούς υδροφόρους ορίζοντες. Πρόσφατα, η ΔΕΗ διάτρησε μια βαθιά εξερευνητική γεώτρηση των 1,4 km, στα 1.5 km ΒΔΔ της Στύψης, το οποίο συνάντησε ανώτατη θερμοκρασία τους 82 °C στον πυθμένα της γεώτρησης (Michalis Fytikas, personal communication, July 2009).

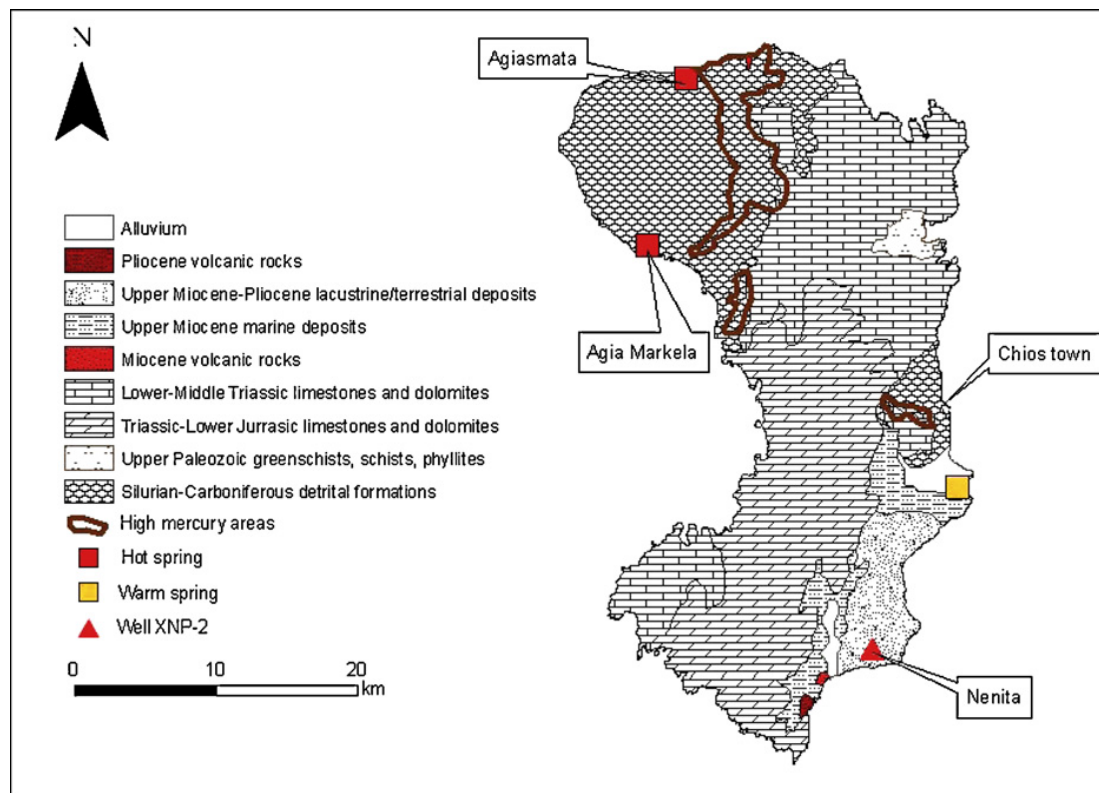
Προς το παρόν, η χρήση της γεωθερμίας στη Λέσβο, έγκειται σε θερμά σπα και στη θέρμανση θερμοκηπίων, π.χ θερμά νερά θερμοκρασίας περίπου 40 °C γύρω από τον Κόλπο της Γέρας, 60 °C στη Θέρμη, 65-80 °C στο Πολύχνητο και στο Λισβόρι (νότια του Κόλπου της Καλλονής) και 80-90 °C στον Άργενο. Εξερεύνηση για βαθύτερους γεωθερμικούς πόρους θα απαιτούσε τη ανόρυξη βαθιών γεωτρήσεων της τάξης των 2-3 χιλιομέτρων.

4.8.6 Το νησί της Χίου

4.8.6.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Οι κύριοι επιφανειακοί γεωλογικοί σχηματισμοί στη Χίο είναι: πρόσφατα αλλουβιακά, Νεογενή λιμναίεσα/χερσαίες αποθέσεις, Μειοκαινικής έως Πλειοκαινικής ηλικίας ηφαιστειακά πετρώματα (νότια της Νένιτας και στα Αγιάσματα), Τριαδικοί έως το Κατώτερο Ιουρασικό Ασβεστόλιθοι και δολομίτες (κεντρικό κομμάτι της Χίου, με πάχος περίπου 300 m) και Σιλούριο-

λιθανθρακοφόροι κλαστικοί σχηματισμοί (στο βόρειο-δυτικό κομμάτι του νησιού).



Εικόνα 4-10. Γεωλογικός χάρτης της Χίου που δείχνει την τοποθεσία των θερμικών εκδηλώσεων, των ρηχών θερμικών γεωτρήσεων και περιοχές με εδάφη με υψηλές συγκεντρώσεις υδραργύρου . (από Mendrinou et al., 2010)

4.8.6.2 Γεωθερμική εξερεύνηση

Η εξερεύνηση για γεωθερμικούς πόρους στη Χίο ξεκίνησε στη δεκαετία του 1990 και περιλάμβανε γεωλογική χαρτογράφηση, γεωχημική δειγματοληψία ρευστών από πηγές και ρηχές γεωτρήσεις, έρευνα εδάφους για υδράργυρο, και μικρού βάθους γεώτρηση. Γεωχημικές έρευνες υδάτων πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου 2000-2002 (Dotsika et al., 2006). Το ΙΓΜΕ πραγματοποίησε ερευνητικές γεωτρήσεις στη Νένιτα μεταξύ του 1996 και 1998.

Μικρές θερμές πηγές, οι οποίες απελευθερώνουν νερό τύπου-NaCl, συναντιούνται στο βόρειο κομμάτι του νησιού, στα Αγιάσματα (54 °C, TDS περίπου στα 7 g/kg) και στην Αγία Μαρκέλα (35 °C, TDS 41 g/kg). Μία άλλη μεταλλοφόρα θερμή πηγή (26 °C, TDS 34 g/kg) βρίσκεται περίπου 4 km νότια της πόλης της Χίου. Στη Νένιτα το ΙΓΜΕ διάτρησε γεώτρηση βάθους

340 m (XNP-2) το 2000 και παρήγαγε 90 m³/h άλμης 80 °C, με TDS γύρω στα 75 g/kg.

Αφού ο υδράργυρος μπορεί να μεταφερθεί μέσω ατμών, είναι πιθανόν ότι οι ανωμαλίες στη Χίο συνδέονται με ανοδικές ροές από ένα βαθύτερο θερμικό σύστημα.

Πιστεύεται ότι τα θερμά ρευστά από τη πηγή της Αγίας Μαρκέλας και από το πηγάδι της Νένιτας, το οποίο έχει περιεκτικότητα σε χλώριο που υπερβαίνει αυτή του τοπικού θαλάσσιου νερού, προέρχονται από βαθύτερο υδροθερμικό σύστημα. Είναι ένα μίγμα τοπικού υπόγειου νερού, θαλασσινού νερού και μεγάλου βάθους υψηλής αλμυρότητας άλμης.

Στη Νένιτα, μια βαθιά πηγή θερμοκρασίας 150-210 °C υποδεικνύεται από γεωθερμόμετρο K-Na-Mg. Παρόμοιες θερμοκρασίες ισορροπίας συνεπάγονται για τα ύδατα της Αγίας Μαρκέλας και τις θερμοπηγές των Αγιασμάτων.

4.8.6.3 Χρήση πόρων

Γεωχημικές μελέτες δείχνουν ότι στο βόρειο-δυτικό κομμάτι του νησιού υπάρχει ένα ενεργό υδροθερμικό σύστημα μέσης θερμοκρασίας, ανάμεσα στα Αγιάσματα και στην Αγία Μαρκέλα, εξηγώντας την ανωμαλία υδραργύρου, που παρατηρείται στην επιφάνεια. Ένα παρεμφερές σύστημα μπορεί να υπάρχει βαθύτερα στη Νένιτα. Για να βρεθούν και να εκτιμηθούν αυτοί οι εν δυνάμει γεωθερμικοί πόροι θα ήταν αναγκαίο να πραγματοποιηθούν περαιτέρω γεωφυσικές έρευνες, συμπεριλαμβανομένων μαγνητοτελλουρικών διασκοπήσεων και σεισμικών μεθόδων ακολουθούμενες από μεγάλο βάθος ερευνητικές γεωτρήσεις.

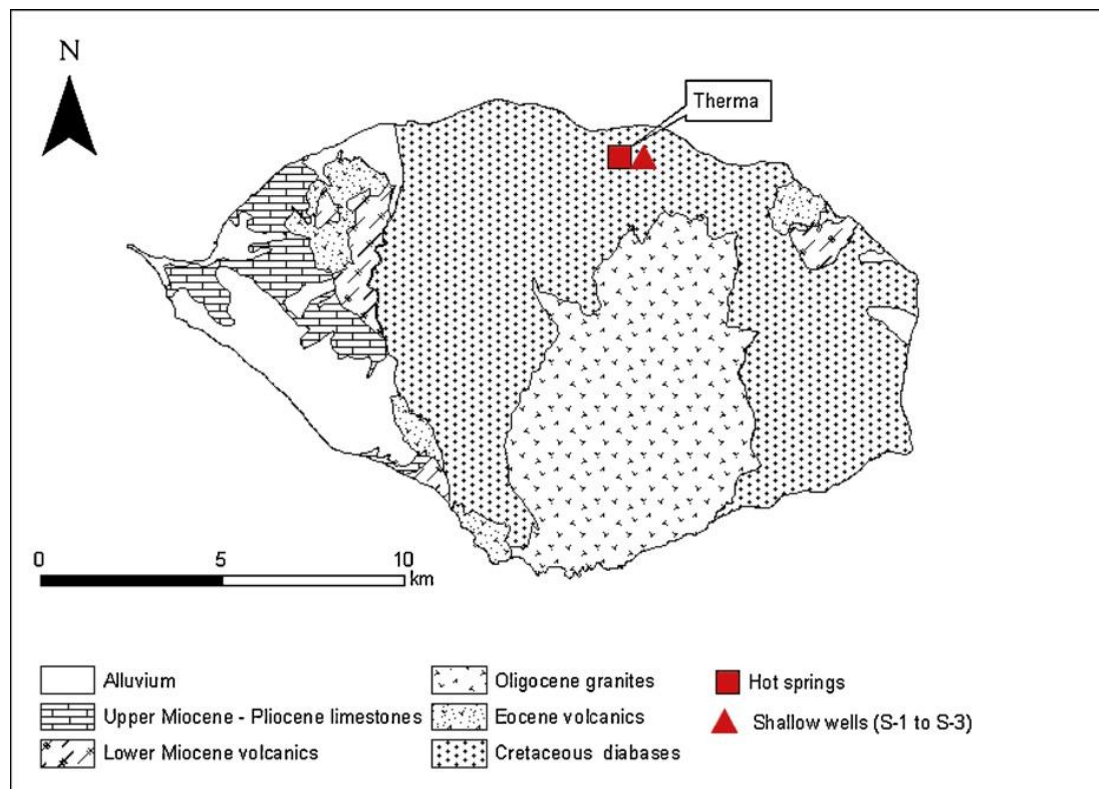
Τα θερμά νερά της Χίου δεν χρησιμοποιούνται μέχρι σήμερα. Μελλοντική εκμετάλλευση των γεωθερμικών πόρων μέσης (περίπου 150 °C) θερμοκρασίας, θα μπορούσε να καλύψει ένα μεγάλο μέρος των ενεργειακών απαιτήσεων του νησιού. Ωστόσο η ανάπτυξη πόρων, οι οποίοι είναι πιθανόν να βρίσκονται στη βόρειο-δυτική Χίο, θα ήταν μία πρόκληση επειδή θα τοποθετούνται σε περιοχή περιβαλλοντικά προστατευμένη, όπου δεν επιτρέπεται καμία βιομηχανική δραστηριότητα.

4.8.7 Το νησί της Σαμοθράκης

4.8.7.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Το νησί της Σαμοθράκης βρίσκεται στο βόρειο-ανατολικό Αιγαίο Πέλαγος και είναι μέρος της Ζώνης της Circum-Ροδόπης (Kaufman et al., 1976), με Τριαδική-Ιουρασική ηπειρωτική προέλευση, η οποία περιέχει ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα των κρυσταλλικών οροσειρών Σερβομακεδονικής ζώνης και της Ροδόπης. Οι κύριες γεωλογικές μονάδες του νησιού είναι: Τεταρτογενή αλλουβιακά και Νεογενή ιζήματα (κροκαλλοπαγή, ψαμμίτες, ασβεστόλιθοι και μάργες) με συνολικό πάχος γύρω στα 150 m, βαθύτερα ηφαιστειακά πετρώματα του Μειόκαινου (πορφυρίτες), μια μεγάλη διείσδυση γρανίτη του Ολιγόκαινου, η οποία καταλαμβάνει το κεντρικό κομμάτι του νησιού, ανδεσίτες του Ηωκαίνου καθώς και Κρητιδικών βασικών και υπερβασικών διαβάσεων.

Οι κύριες νεοτεκτονικές δομές στη Σαμοθράκη είναι ένα νοτιο-ανατολικό παραθαλάσσιο ρήγμα (τμήμα του συστήματος ρηγμάτων Βόρειας Ανατολίας-Νότιου Αιγαίου) και ένα διαγώνιο κανονικής ολίσθησης (μετατόπισης) ρήγμα το οποίο επεκτείνεται σχεδόν παράλληλα με τη βόρεια ακτή του νησιού για 14 km κατά μήκος του οποίου υπάρχουν ενδείξεις θερμότητας.



Εικόνα 4-11. Γεωλογικός χάρτης της Σαμοθράκης που δείχνει την τοποθεσία δύο θερμών πηγών και τριών ρηχών γεωτρήσεων που κατασκευάστηκαν σε μία μικρή περιοχή γύρω από τη Θέρμα, (από Mendrinou et al., 2010).

4.8.7.2 Γεωθερμική εξερεύνηση και χρησιμοποίηση πόρων

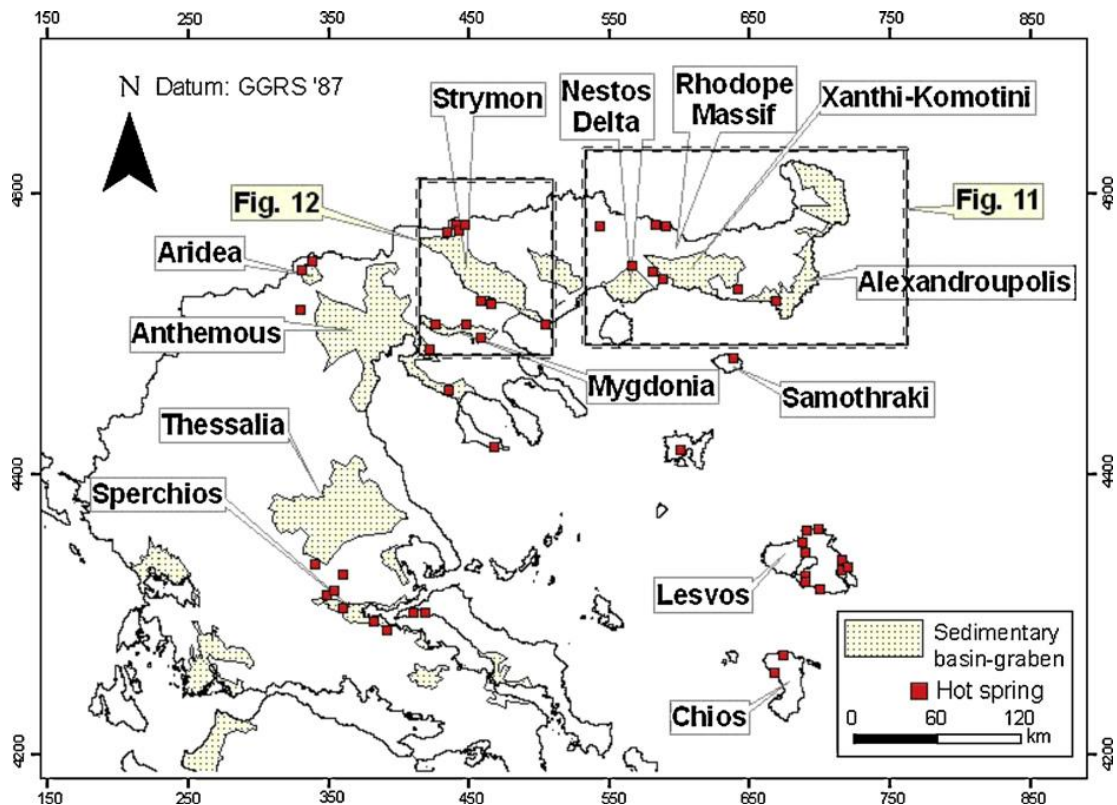
Έως σήμερα, η γεωθερμική εξερεύνηση αποτελείται από γεωλογική χαρτογράφηση και τρεις ρηχές (40-120 m βάθος) γεωτρήσεις (S-1 μέχρι S-3) οι οποίες διατρήθηκαν στα τέλη της δεκαετίας του 1990 για την παροχή θερμών ρευστών σε σπα τα οποία βρίσκονται κοντά σε θερμές πηγές στο χωριό Θέρμα. Αυτές οι γεωτρήσεις παράγουν χλωριούχα νερά θερμοκρασίας 100 °C, με TDS περίπου τα 40 g/kg (Fytikas et al., 2000), τα οποία αποθέτουν σημαντικές ποσότητες ορυκτών (mineral scales), πιθανότατα ανθρακικό ασβέστιο. Οι δύο θερμές πηγές στη Θέρμα εκκενώνουν χλωριούχα νερά σε θερμοκρασίες των 49 και 55 °C και αλατότητες των 20.5 και 12.6 g/kg, αντίστοιχα. Τα δεδομένα του γεωθερμομέτρου K-Na-Mg υποδεικνύουν την ύπαρξη ενός συστήματος θερμοκρασίας των 170-250 °C. Περαιτέρω εξερεύνηση είναι αναγκαία για το χαρακτηρισμό και την αξιολόγηση των γεωθερμικών πόρων στη Σαμοθράκη.

4.8.8 Ηπειρωτικές λεκάνες

Οι ηπειρωτικές λεκάνες της Ελλάδας φιλοξενούν σημαντικούς γεωθερμικούς πόρους, όπως φαίνεται από τον αριθμό των θερμών πηγών και προσδιορισμένων γεωθερμικών πεδίων χαμηλής θερμοκρασίας. Η γεωθερμική εξερεύνηση περιλάμβανε λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση (από το ΙΓΜΕ) και γεωχημικές διασκοπήσεις. Υποσχόμενες περιοχές κοντά σε θερμές πηγές εξερευνήθηκαν με ρηχές γεωτρήσεις, οι οποίες προσδιόρισαν γεωθερμικά πεδία χαμηλής θερμοκρασίας.

Στον ποταμό Στρυμόνα, στο Δέλτα του ποταμού Νέστου, στις λεκάνες Ξάνθης-Κομοτηνής και της Αλεξανδρούπολης στην Ανατολική Μακεδονία και Θράκη, ένας αριθμός γεωθερμικών πόρων θερμοκρασίας 30-100 °C προσδιορίστηκαν σε μικρά βάθη (30-500 m). Το γεωλογικό υπόβαθρο αυτών των λεκανών και η αυξημένη θερμική ροή στο φλοιό (80-100 mW/m²; EC, 2002) είναι ευνοϊκά για την ανάπτυξη ενδιάμεσης θερμοκρασίας (100-150 °C) γεωθερμικών πόρων σε μεγαλύτερα, αλλά εκμεταλλεύσιμα βάθη (Kolios et al., 2007). Οι πιο υποσχόμενες προοπτικές υπάρχουν στην Αλεξανδρούπολη, στο Δέλτα του Νέστου, στις λεκάνες της Ξάνθης-Κομοτηνής και στη λεκάνη του ποταμού Στρυμόνα, όπου βαθιές ερευνητικές γεωτρήσεις πετρελαίου έδειξαν θερμοκρασίες 135-160 °C σε βάθος των 3,5-4 km. Τοπικά, αυτά τα θερμά ρευστά είναι δυνατόν να βρεθούν σε μικρότερα βάθη.

Άλλες ενδιαφέροντες προοπτικές υπάρχουν στην τάφρο του Σπερχειού ποταμού. Τα δεδομένα του γεωθερμομέτρου K-Na-Mg από την περιοχή της Αιδηψού, στην ανατολική όχθη της λεκάνης απέναντι από τον Κόλπο του Ευοϊκού, έδωσαν ενδείξεις μίας βαθύτερης πηγής ενδιάμεσης θερμοκρασίας (120-170 °C), ενώ τα δεδομένα στην περιοχή Σουσάκι υπέδειξαν μία πηγή με θερμοκρασίες που κυμαίνονταν στους 115-185 °C.



Εικόνα 4-12. Τοποθεσία των θερμών πηγών στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα (από Mendrinou *et al.*, 2010).

4.8.8.1 Η λεκάνη στο Δέλτα του Νέστου

4.8.8.1.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Η λεκάνη στο Δέλτα του Νέστου οριοθετείται από δύο μείζονα ρήγματα με κλίση κατά τη παράταξη 70° Β και 160° Β, αντίστοιχα και εκτείνεται σε μια περιοχή μεγαλύτερη των 450 km^2 , ανατολικά της πόλης της Καβάλας. Διαχωρίζεται από τη λεκάνη της Ξάνθης-Κομοτηνής με μια κορυφογραμμή. Η λιθολογική στήλη (Karytsas, 1990) αποτελείται από (από το υπερκείμενο στο υποκείμενο): Πλειο-Τεταρτογενή ιζήματα βάθους έως και 900 m (π.χ δελταϊκοί ψαμμίτες και άργιλοι στις όχθες της λεκάνης, θαλάσσια και λιμναία ιζήματα στο κεντρικό μέρος), Μειοκαινικά ιζήματα βάθους $0,7\text{-}3 \text{ km}$ αποτελούμενα από Κάτω-Μειοκαινικές κλαστικές/δελταϊκές ηπειρωτικές αποθέσεις (λεπτόκοκκοι ψαμμίτες, ιλυόλιθοι, αργίλιτες), κροκαλοπαγή του Μέσου Μειόκαινου με παρεμβολές λιγνίτη και Ανώτερους Μειοκαινικούς ανυδρίτες εναλλασσόμενους με λεπτά στρώματα ψαμμιτών, αργίλων και μαργών (Proedrou, 1979) και το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της οροσειράς της Ροδόπης (γνεύσιους, αμφιβολίτες και μάρμαρα).

4.8.8.1.2 Γεωθερμική εξερεύνηση

Η γεωθερμική εξερεύνηση στη λεκάνη στο Δέλτα του ποταμού Νέστου ξεκίνησε στα τέλη της δεκαετίας του 1970. Περιλάμβανε γεωλογική χαρτογράφηση και γεωχημικές μελέτες επιφανειακών και μικρού βάθους υπόγειων νερών, συνοδευόμενα από γεωτρήσεις οι οποίες στόχευαν τους ανώτερους θερμούς υδροφόρους ορίζοντες στην κοντά σε θερμές πηγές, οι οποίες χρησιμοποιούνται σε σπα. Οι γεωχημικές μελέτες των θερμών πηγών και των ρευστών, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν από το Minissale et al. (1989) επέτρεψαν τον εντοπισμό των κυρίων περιοχών που παρουσιάζουν γεωθερμικό ενδιαφέρον.

Το 1976-1978, ανορύχθηκαν τρεις μεγάλου βάθους ερευνητικές γεωτρήσεις πετρελαίου (N-1, N-2 και N-3 με βάθη 3159, 3970 και 3851 m, αντίστοιχα) κοντά στη Κεραμωτή, δυτικά του Δέλτα του ποταμού Νέστου και νότια της γεωθερμικής περιοχής της Χρυσούπολης (Karytsas, 1990). Αυτές οι γεωτρήσεις εντόπισαν ρευστά με θερμοκρασίες στο πυθμένα της γεώτρησης των 127-164 °C, σε βάθος των 3-4 km.

Η γεώτρηση N-1G, η οποία έγινε κοντά στη Χρυσούπολη, έφτασε το ρηγματωμένο υπόβαθρο σε βάθος 760 m και τα ρήγματα ήταν πληρωμένα με αργιλικά ορυκτά και ασβεσίτη. Η ανώτατη θερμοκρασία των 122 °C βρέθηκε στον πυθμένα της γεώτρησης (1337 m βάθος), όπου μετρήθηκε υψηλή γεωθερμική βαθμίδα (120 °C/km) (Kolios et al., 2005; 2007).

Διασκοπήσεις φυσικού δυναμικού, βαρύτητας, vertical electrical sounding (VES) ειδικής αντίστασης και σεισμικής ανάκλασης πραγματοποιήθηκαν από το ΙΓΜΕ στην περιοχή της Χρυσούπολης από το 1977 έως το 1988. Αυτές οι μελέτες αποκάλυψαν το βάθος του υπόβαθρου, τις κύριες ζώνες ρωγμών και ρηγμάτων (Thanassoulas and Lazou, 1993). Περαιτέρω επισκοπήσεις AMT και σεισμικής ανάκλασης είναι ακόμα απαραίτητες για τον ακριβέστερο χαρακτηρισμό της γεωλογίας της περιοχής.

4.8.8.1.3 Γεωθερμικό δυναμικό

Στη λεκάνη του Δέλτα του ποταμού Νέστου, μετρήθηκε μέγιστη θερμοκρασία 164 °C σε βάθος περίπου 4 km. Τα δεδομένα του γεωθερμομέτρου K-Na-Mg υποδεικνύουν θερμοκρασίες ταμιευτήρα στο εύρος των 160-210 °C.

Υποθέτοντας ότι η κάθε γεώτρηση θα μπορεί να παράγει κατά μέσο όρο 40-100 kg/s νερό θερμοκρασίας 150-160 °C, το δυναμικό παραγωγής γεωθερμικής ενέργειας για τη λεκάνη θα πρέπει να είναι της τάξης των 30-100 MWe. Επιπλέον θα είναι διαθέσιμα γύρω στα 20-50 MWt για άμεσες χρήσεις. Τέτοιες εξελίξεις θα γίνονταν ευκολότερες από την ύπαρξη γραμμών μεταφοράς μέσης/υψηλής τάσης και από την τοπική ζήτηση για ηλεκτρισμό και θερμότητα.

4.8.8.2 Λεκάνη Ξάνθης-Κομοτηνής

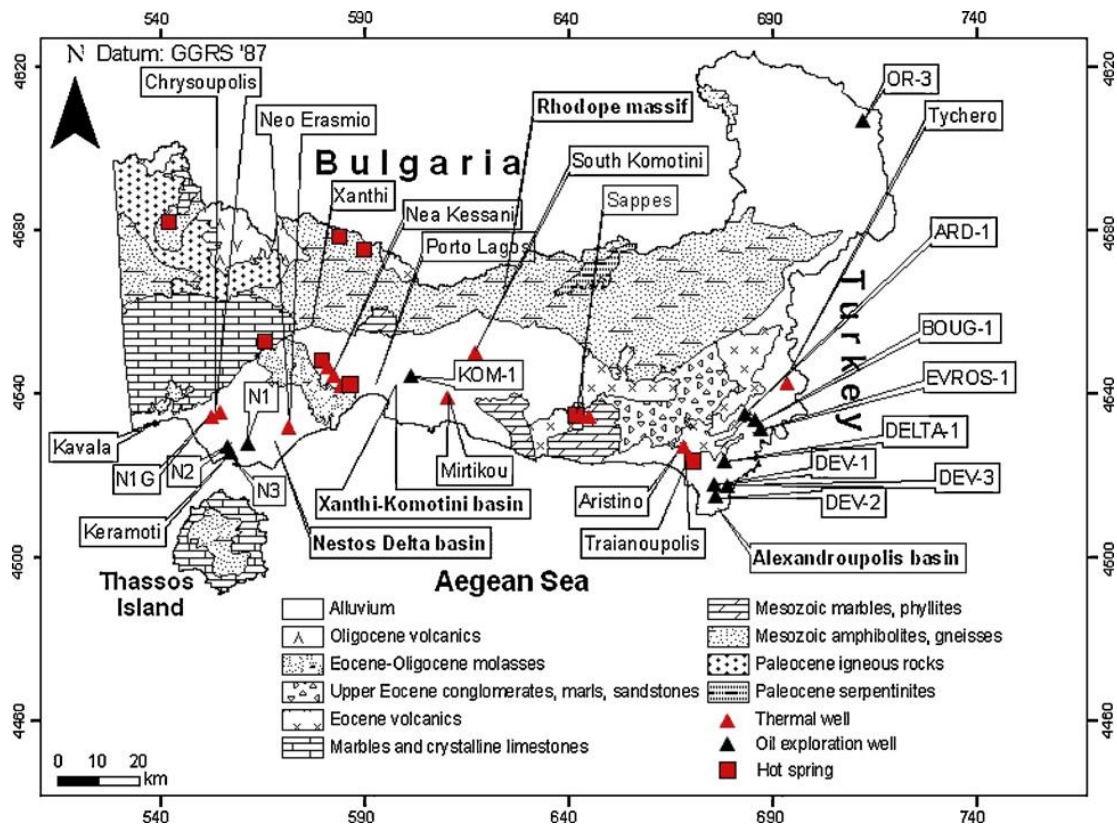
4.8.8.2.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Η λεκάνη της Ξάνθης-Κομοτηνής των 1600 km² τοποθετείται γεωγραφικά ανατολικά της πόλης της Ξάνθης, ανάμεσα στην Οροσειρά της Ροδόπης στο Βορρά και το Αιγαίο Πέλαγος στα Νότια. Σε μερικά μέρη η ιζηματογενής στήλη έχει πάχος έως και 3,5 km. Αποτελείται από (από τα υπερκείμενα στα υποκείμενα): ανώτερες Πλειο-Πλειστοκαινικές άμμοι, άργιλοι, χαλίκια και μικρο-κροκαλοπαγή, Μειοακινικοί άργιλοι, μάργες, ιλυόλιθοι και ιζήματα του Ηωκαίνου - Ολιγοκαίνου. Σε αυτή τη λεκάνη το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Μάζας της Ροδόπης αποτελείται από γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και μάρμαρα.

4.8.8.2.2 Γεωθερμική εξερεύνηση και γεωθερμικό δυναμικό

Στο κεντρικό κομμάτι της λεκάνης της Ξάνθης-Κομοτηνής ανορύχθηκε το 1977 μια βαθιά γεώτρηση για αναζήτηση πετρελαίου (KOM-1). Μετρήθηκαν οι θερμοκρασίες των 60 °C σε βάθος 1300 m και 72 °C σε βάθος 1736 m, υποδεικνύοντας την πιθανότητα εντοπισμού γεωθερμικών ρευστών ενδιάμεσης θερμοκρασίας στην περιοχή (Karytsas, 1990). Η ανάπτυξη αυτών των πόρων θα απαιτούσε επιπλέον γεωφυσικές διασκοπήσεις και βαθιά ερευνητική γεώτρηση.

Τα δεδομένα του γεωθερμομέτρου K-Na-Mg για τις πηγές και τα πηγάδια της Νέας Κεσσάνης και των Σαππών δεν απέφεραν αξιόπιστα αποτελέσματα, λόγω των χαμηλών δεικτών ωριμότητας ($MI < 2,0$) των νερών.



Εικόνα 4-13. Γεωλογικός χάρτης της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης που δείχνει την τοποθεσία θερμών πηγών, ρηχών θερμικών και βαθιών εξερευνητικών γεωτρήσεων πετρελαίου (από Mendrinou et al., 2010).

4.8.8.3 Η λεκάνη της Αλεξανδρούπολης

4.8.8.3.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Η λεκάνη της Αλεξανδρούπολης εκτείνεται σε μία περιοχή μεγαλύτερη των 2000 km² δυτικά του ποταμού Εύρου. Η ιζηματογενής στήλη στο νότιο κομμάτι αυτής της λεκάνης του Νεογενούς-Τεταρτογενούς, στα σύνορα με την Τουρκία και τη Βουλγαρία, έχει πάχος 3,5-4 km (Karytsas, 1990).

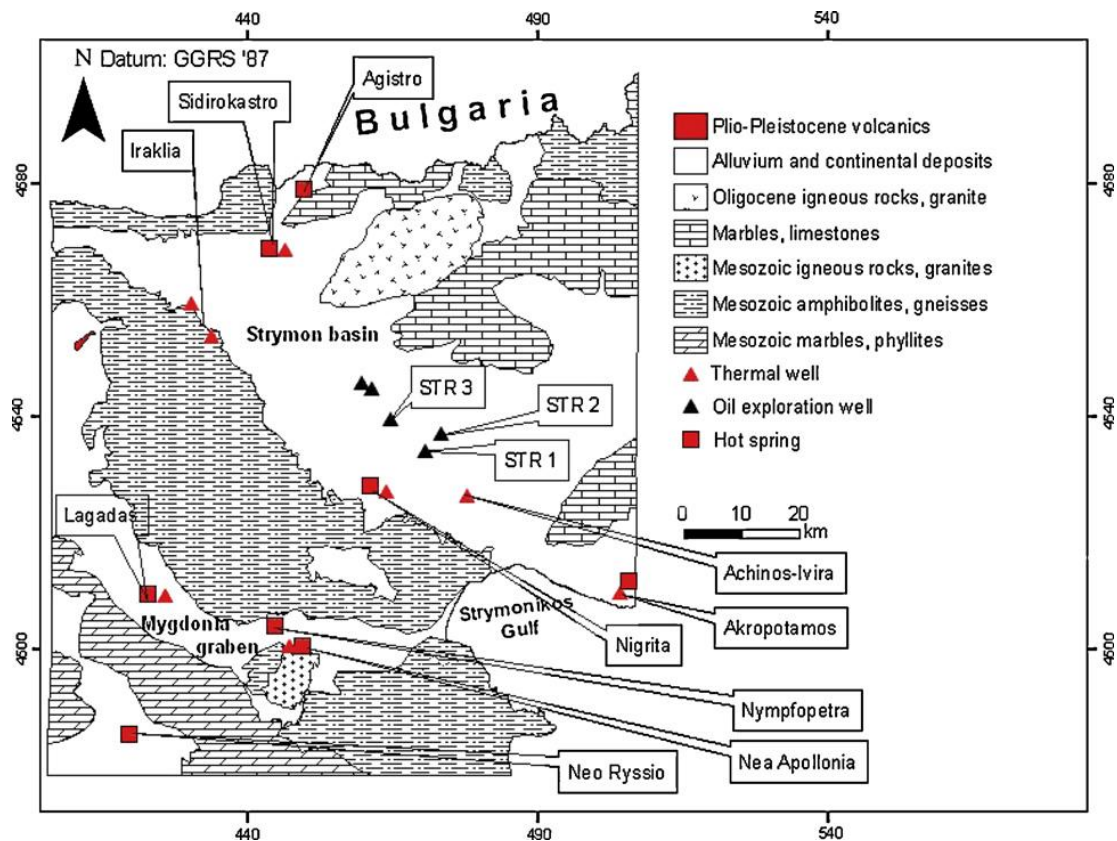
Μία τυπική στρωματογραφική στήλη της λεκάνης αποτελείται από (από τα υπερκείμενα στα υποκείμενα): μία ανώτερη σειρά του 1-1,5 km Νεογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων (άμμος, ψαμμίτες, άργιλοι, ιλυόλιθοι, στρώματα λιγνίτη), θαλάσσιες αποθέσεις του Παλαιογενούς-Ηωκαινού και πάχους περίπου 2 km (ψαμμίτες, μάργες, ασβεστόλιθοι, πολύμικτα ηφαιστειακά λατυποπαγή, τόφοι και ιλυόλιθοι) και τη μεταμορφική βάση της Μάζας της Ροδόπης (γνεύσιοι, αμφιβολίτες και οφειόλιθοι).

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή, έλαβε χώρα κατά το Ηώκαινο και Ολιγόκαινο, έως το κατώτερο Μειόκαινο, όπως αποδεικνύεται από τους θόλους και τις ροές λάβας, από τα εξαλλοιωμένα ηφαιστειακά προϊόντα και τους ιγκνιμπρίτες που εμφανίζονται στην επιφάνεια παράλληλα με τις όχθες της λεκάνης της Αλεξανδρούπολης.

4.8.8.3.2 Γεωθερμική εξερεύνηση και γεωθερμικό δυναμικό

Οκτώ βαθιές ερευνητικές γεωτρήσεις ανορύχθηκαν στη λεκάνη της Αλεξανδρούπολης κατά τη διάρκεια του 1956 με 1982, π.χ ARD-1 (2323 m βάθος), EVROS-1 (2658 m), BOUG-1 (1745 m), DELTA-1 (3548 m βάθος), DEV-1 (4229 m), DEV-2 (3213 m), DEV-3 (2860 m) και OR-3 (3720 m) (Karytsas, 1990; Kolios et al., 2007).

Το γεωθερμικό δυναμικό των περιοχών Αρίστινο και Τραινούπολης μπορεί να παρουσιάζει κάποιο ενδιαφέρον. Τα δεδομένα του γεωθερμομέτρου K-Na-Mg των ρευστών της θερμής πηγής της Τραινούπολης και της γεώτρησης του Αρίστινου υπέδειξαν μία γεωθερμική πηγή θερμοκρασίας 125-150 °C σε μεγάλο βάθος.



Εικόνα 4-14. Γεωλογικός χάρτης του ποταμού Στρυμόνα και η τεκτονική τάφρος της Μυγδόνας που δείχνει την τοποθεσία των θερμικών πηγών, των θερμικών γεωτρήσεων και τις ερευνητικές γεωτρήσεις πετρελαίου (από Mendrinou et al., 2010)

4.8.8.4 Η λεκάνη του ποταμού Στρυμόνα

4.8.8.4.1 Γεωλογικό υπόβαθρο

Η λεκάνη του ποταμού Στρυμόνα είναι μία ενεργή μετα-ορογενετική τεκτονική τάφρος, η οποία εκτείνεται ανάμεσα σε Μεσοζωικούς αμφιβολίτες και γνεύσιους της βάσης της Σερβο-Μακεδονικής Μάζας (SRB) στη δύση και σε μάρμαρα και φυλλίτες της Μάζας της Ροδόπης και του γρανιτικού συγκροτήματος της Βροντού στην Ανατολή.

Στο κέντρο της λεκάνης τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα έχουν πάχος γύρω στα 4 km. Από τα υπερκείμενα στα υποκείμενα, η στρωματογραφική στήλη αποτελείται από: ιζήματα του Πλειστόκαινου βάθους 0,9-1 km (εναλλασσόμενοι αργιλικοί σχίστες, άμμοι, άργιλοι, ψαμμίτες, μάργες, κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθοι), ιζήματα του Πλειόκαινου βάθους 0,7-0,8 km (στρώματα εβαποριτών, κροκαλοπαγή, τραβερτίνες, μάργες, κόκκινες άργιλοι, ψαμμίτες, ιλυόλιθοι, ασβεστόλιθοι, λιγνίτες), Κάτω-Μειοκαινικοί

σχηματισμοί (βασικά κροκαλοπαγή και λατυποπαγή, εναλλασσόμενες άργιλοι, ιλυόλιθοι, ψαμμίτες, σκούρες καφέ μάργες, στρώματα λιγνίτη, πετρελαιοφόρο ασβεστόλιθο) και μία κρυσταλλική βάση (Lalechos, 1986; Karytsas, 1990).

4.8.8.4.2 Γεωθερμική εξερεύνηση και γεωθερμικό δυναμικό

Η γεωθερμική εξερεύνηση στη λεκάνη του ποταμού Στρυμόνα περιελάμβανε τη διάτρηση μιας σειράς ρηχών εξερευνητικών γεωτρήσεων καθώς και γεωτρήσεων παραγωγής από το ΙΓΜΕ, κάτι το οποίο επέτρεψε την περιχαράκωση των πεδίων χαμηλής θερμοκρασίας.

4.8.8.5 Ταμιευτήρες γεωθερμίας και τεκμαιρόμενη διαπερατότητα

Οι ιζηματογενείς λεκάνες της βόρειας Ελλάδας θα πρέπει να είναι κατάλληλες για γεωθερμική ανάπτυξη λόγω της υψηλής τεκμαιρόμενης διαπερατότητας των θερμών υδροφόρων οριζόντων (10-100+darcies), της παρουσίας ενεργών ρηγμάτων τα οποία επιτρέπουν την άνοδο των βαθέων ρευστών (κάποια από τα οποία φτάνουν στην επιφάνεια) και της αυξημένης επιφανειακής ροής θερμότητας (80-100 mW/m²). Επιπλέον, το γενικό γεωλογικό υπόβαθρο είναι ευνοϊκό για το σχηματισμό βαθύτερων γεωθερμικών ταμιευτήρων, λόγω της: (α) εμφάνισης κροκαλοπαγών και λατυποπαγών ως διαστρωμένες ετερογενείς στρώσεις στην κορυφή της βάσης, (β) παρουσίας ενός μάλλον αδιαπέρατου αργιλικής και μαργαϊκής σύστασης στρώματος του Νεογενούς και (γ) συνεχιζόμενης επανατροφοδοσίας (recharge) του νερού των βαθέων ταμιευτήρων οι οποίοι φιλοξενούνται σε διαπερατά ιζήματα και ρηγματωμένα κρυσταλλικά πετρώματα (Kolios et al., 2007).

Τα δεδομένα της μηχανικής ταμιευτήρων σε βαθύτερους γεωθερμικούς πόρους δεν είναι μέχρι στιγμής διαθέσιμα, αλλά η ύπαρξη τους αποδεικνύεται από τα δεδομένα του γεωθερμομέτρου και της ερευνητικής γεώτρησης πετρελαίου. Τρεις τύποι γεωθερμικών ζωνών παραγωγής αναμένονται να συναντηθούν στις ιζηματογενείς λεκάνες της Ελλάδας:

- (i) Στρώματα από άμμους και χαλίκια με αναμενόμενες περατότητες στο εύρος των 10-100 darcy

- (ii) Καρστικοί ασβεστόλιθοι με περατότητες μεγαλύτερες των 100 darcy και
- (iii) Κύριες ζώνες ρηγμάτων στο υπόβαθρο με μάλλον χαμηλή περατότητα (<30 md).

Έως σήμερα η έρευνα έχει εστιάσει στην εκμετάλλευση αυτών των ρηχών θερμών ρευστών κυρίως για άμεση χρήση. Σήμερα, γεωθερμικά ρευστά χαμηλής θερμοκρασίας (27-60 °C) χρησιμοποιούνται για θέρμανση θερμοκηπίων και χώρων, στην ιχθυοτροφία και στη ξήρανση λαχανικών σε μερικές περιοχές στη τάφρο της Μυγδονίας και στον ποταμό Στρυμόνα, στο Δέλτα του ποταμού Νέστου, στις λεκάνες Ξάνθης-Κομοτηνής και Αλεξανδρούπολης. Επιπλέον, σχεδόν όλες οι θερμές πηγές σε αυτές τις λεκάνες χρησιμοποιούνται σε σπα και μπάνια.

5 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η δειγματοληψία έγινε σε δύο γεωτρήσεις MEL1 και MEL2 που βρίσκονται σε μικρή απόσταση η μια με την άλλη και σε μικρή υψομετρική διαφορά 75 περίπου μέτρων (Εικόνες 5-1 και 5-2). Η πρώτη γεώτρηση έχει ανορυχθεί εντός των Ανωκρητιδικών ασβεστολίθων της ζώνης της Τρίπολης που εμφανίζονται ως υποκείμενοι του φλύσχη της που καλύπτει την ευρύτερη περιοχή. Η γεώτρηση MEL1 έχει ανορυχθεί στο κατερχόμενο τέμαχος ενός μεσαίων διαστάσεων κανονικού ρήγματος μεγάλης γωνίας κλίσης, εμπρός από τον καθρέπτη του ρήγματος στο ανερχόμενο τέμαχος, με εμφανή μετάπτωση 5-6 m και διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΑ.



Εικόνα 5-1. Η θέση της γεώτρησης MEL1.

Η δεύτερη γεώτρηση MEL 2 που βρίσκεται σε μικρότερο υψόμετρο επίσης έχει ανορυχθεί εντός των Ανωκρητιδικών ασβεστολίθων της ζώνης της Τρίπολης στο κέντρο μιας αντικλινικής δομής μερικών δεκάδων μέτρων. Και οι δύο γεωτρήσεις τροφοδοτούν την δεξαμενή συγκέντρωσης (Εικόνα 5-3) που παίζει και τον ρόλο του υδραγωγείου της ευρύτερης περιοχής. Η δεξαμενή τροφοδοτείται από την

γεώτρηση MEL1 που βρίσκεται σε καθεστώς συνεχούς άντλησης, ενώ όταν η στάθμη του νερού πέσει κάτω από ένα κρίσιμο ύψος τίθεται αυτόματα σε λειτουργία και η γεώτρηση MEL2 για συμπληρωματική τροφοδοσία.



Εικόνα 5-2. Η θέση της γεώτρησης MEL2.



Εικόνα 5-3. Η θέση του υδραγωγείου ανατολικά της γεώτρησης MEL1.

Λόγω αυτών των συνθηκών στην πρώτη δειγματοληψία στις 23/7 πάρθηκαν δείγματα νερού από την δεξαμενή (MEL 1 23/7) και από την σωλήνα της γεώτρησης χωρίς η γεώτρηση να βρίσκεται σε λειτουργία άντλησης.

Στη δεύτερη δειγματοληψία στις 27/7 πάρθηκε νερό από τις δύο γεωτρήσεις ενώ και οι δύο βρισκόταν σε πλήρη λειτουργία άντλησης MEL1_27/7 και MEL2_27/7).

Τα δείγματα πάρθηκαν σύμφωνα με το πρωτόκολλο ανάλυσης ανόργανων στοιχείων. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με την τεχνική ICP-MS και παρατίθενται στον επόμενο πίνακα 5-1.

Πίνακας 5-1. Στοιχεία γεωτρήσεων και χημικών αναλύσεων υδάτων από τις δύο γεωτρήσεις σε δύο διαφορετικές δειγματοληψίες

Element Name	Μελιδοχώρι 1 27/7	Μελιδοχώρι 2 27/7	Μελιδοχώρι 1 23/7	Μελιδοχώρι 2 23/7	Unit
Easting	599637	599663	599637	599663	m
Northing	3885549	3885318	3885549	3885318	m
Height	497	423	497	423	m
Temperature	24.1	23.5	27.03	34.6	°C
Air Temperature	30	30	36.4	36.5	°C
pH	7.76	8.04	7.6	8.04	

Element	Μελιδοχώρι 1 27/7	Μελιδοχώρι 2 27/7	Μελιδοχώρι 1 23/7	Μελιδοχώρι 2 23/7	Unit
Cl-	48.40	68.80	50.76	69.68	mg/L
SO42-	104.52	175.44	109.52	200.04	mg/L
N-NO3-	0.52	2.00	0.64	0.96	mg/L
P-PO43-	0.02	0.02	0.01	0.01	mg/L
N-NH3	0.07	0.08	0.09	0.07	mg/L
N-NO2-	0.00	0.00	0.00	0.00	mg/L
HCO3-	283.40	228.90	272.50	261.60	mg/L
CO3	0.77	1.18	1.22	1.37	mg/L
Hardness	23.10	18.70	22.30	21.40	oF

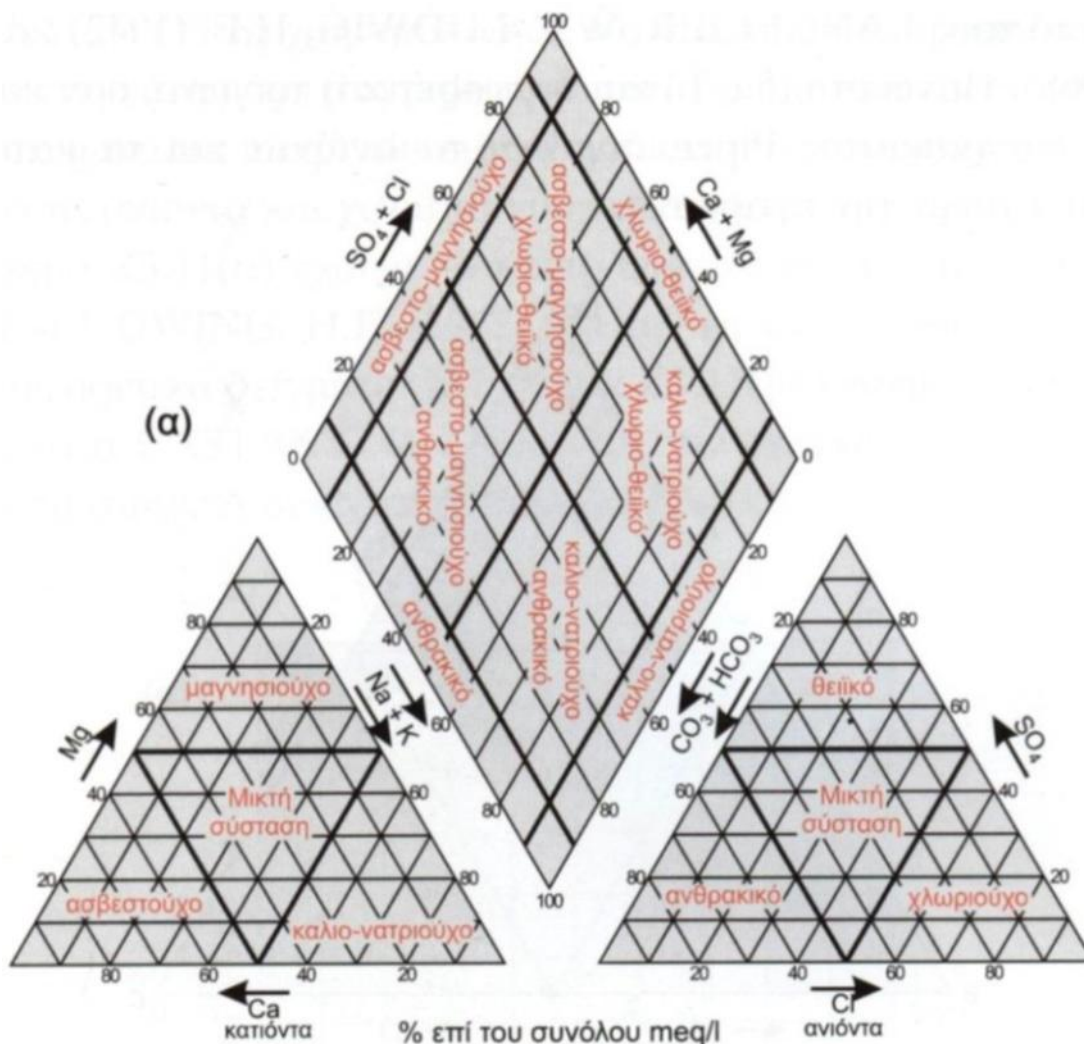
Element	Μελιδοχώρι 1 27/7	Μελιδοχώρι 2 27/7	Μελιδοχώρι 1 23/7	Μελιδοχώρι 2 23/7	Unit
Na	27.05	33.33	31.28	41.13	ppm
Mg	21.25	23.34	23.98	29.32	ppm
Al	<DL	<DL	<DL	<DL	ppm
Si	2.34	2.15	2.76	2.65	ppm
K	0.71	1.29	1.07	1.04	ppm
Ca	57.35	57.8	75.21	77.91	ppm
Fe	0.03	0.05	0.03	0.03	ppm
Ti	1.13	1.02	1.35	1.36	ppb
V	0.42	<DL	0.8	<DL	ppb
Cr	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Mn	<DL	0.78	<DL	0.09	ppb
Co	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Ni	0.95	<DL	2.86	0.39	ppb
Cu	-0.38	1.01	4.15	1.03	ppb
Zn	8.26	21.93	43.87	5.64	ppb
As	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Se	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb
Rb	1.53	1.63	2.22	2.43	ppb
Sr	7679.00	6536.00	9536.00	8366.00	ppb
Mo	11.64	7.91	16.59	9.62	ppb
Hg	<DL	<DL	<DL	<DL	ppb

6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

6.1 Χημισμός των υδάτων και ιοντικές σχέσεις

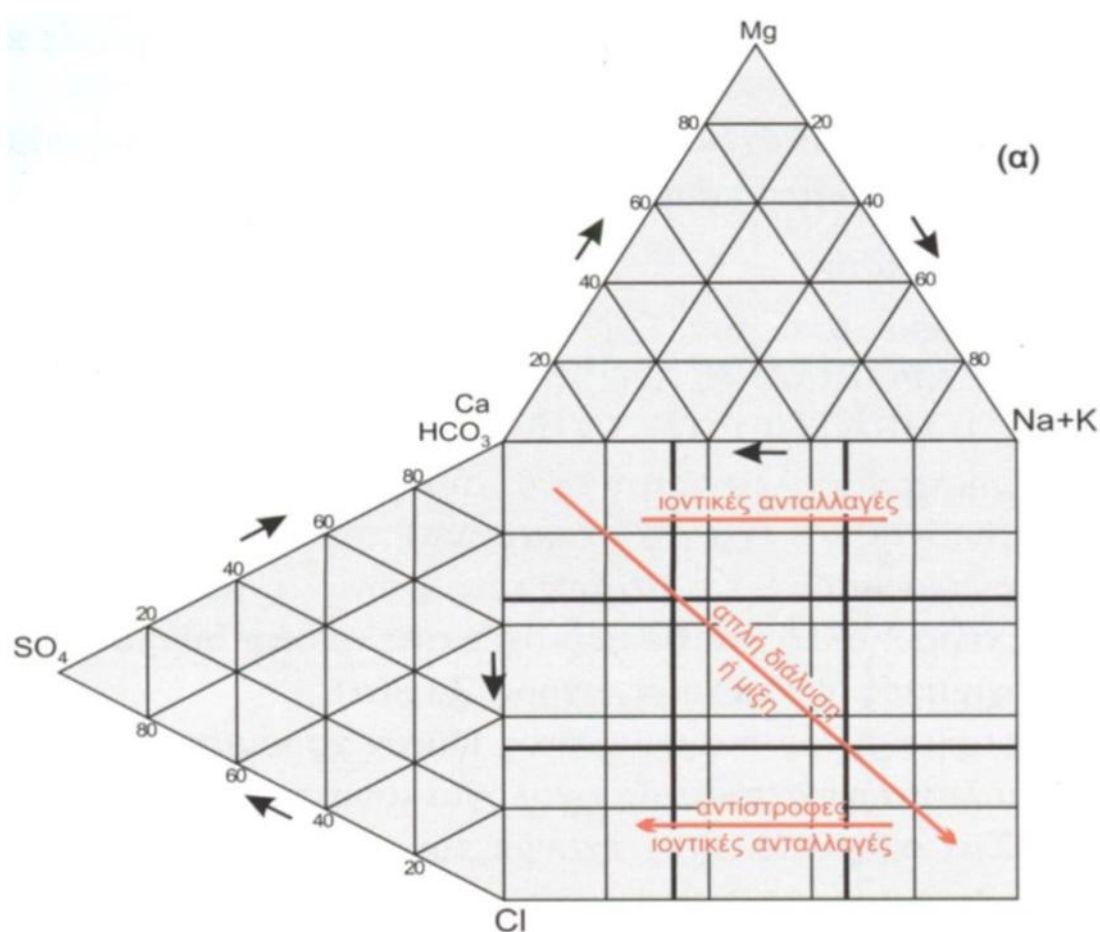
Ένα από τα πιο εύχρηστα διαγράμματα για τον χαρακτηρισμό των υπόγειων νερών είναι το διάγραμμα PIPER. Το διάγραμμα αυτό ανήκει στην κατηγορία των τριγωνικών διαγραμμάτων και προτάθηκε από τον PIPER, γι' αυτό και φέρει το όνομα του. Αποτελείται από δύο τριγωνικά διαγράμματα ένα για τα ανιόντα και ένα για τα κατιόντα και ένα ενδιάμεσο ρομβικό που στο σύνολο συνιστούν ένα τρίγωνο. Έτσι λοιπόν τα κατιόντα εκφρασμένα επί τις % του συνόλου των κατιόντων σε meq/l, προβάλλονται σαν ένα σημείο στο αριστερό τρίγωνο, ενώ τα ανιόντα εκφρασμένα και αυτά επί τις % του συνόλου των ανιόντων, εμφανίζονται σαν ένα σημείο στο δεξιό τρίγωνο. Έπειτα τα δύο αυτά σημεία προβάλλονται

στον κεντρικό ρόμβο, παράλληλα προς τις δύο πάνω πλευρές του. Το σημείο αυτό παρουσιάζει την ολική ιοντική κατανομή και παριστάνεται με ένα κύκλο, η ακτίνα του οποίου σε σχέση με κάποια κλίμακα, είναι ανάλογη προς το TDS (σύνολο διαλυμένων αλάτων). Ανακεφαλαιώνοντας η θέση του αντίστοιχου δείγματος νερού στο διάγραμμα το κατατάσσει σε μία κατηγορία, τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο, δίνοντας έτσι την υδροχημική φάση του δείγματος. Το κύριο πλεονέκτημα αυτών των διαγραμμάτων είναι η άμεση αναγνώριση των ομοιοτήτων και διαφορών που παρουσιάζουν διάφορα δείγματα νερού, καθώς και η ανάμιξη δύο διαφορετικών νερών.



Εικόνα 6-1. Διάγραμμα Piper και κατάταξη του δείγματος νερού τόσο ως προς τα κατιόντα ή ανιόντα όσο ως προς το σύνολο (από Καλλέργη 1986).

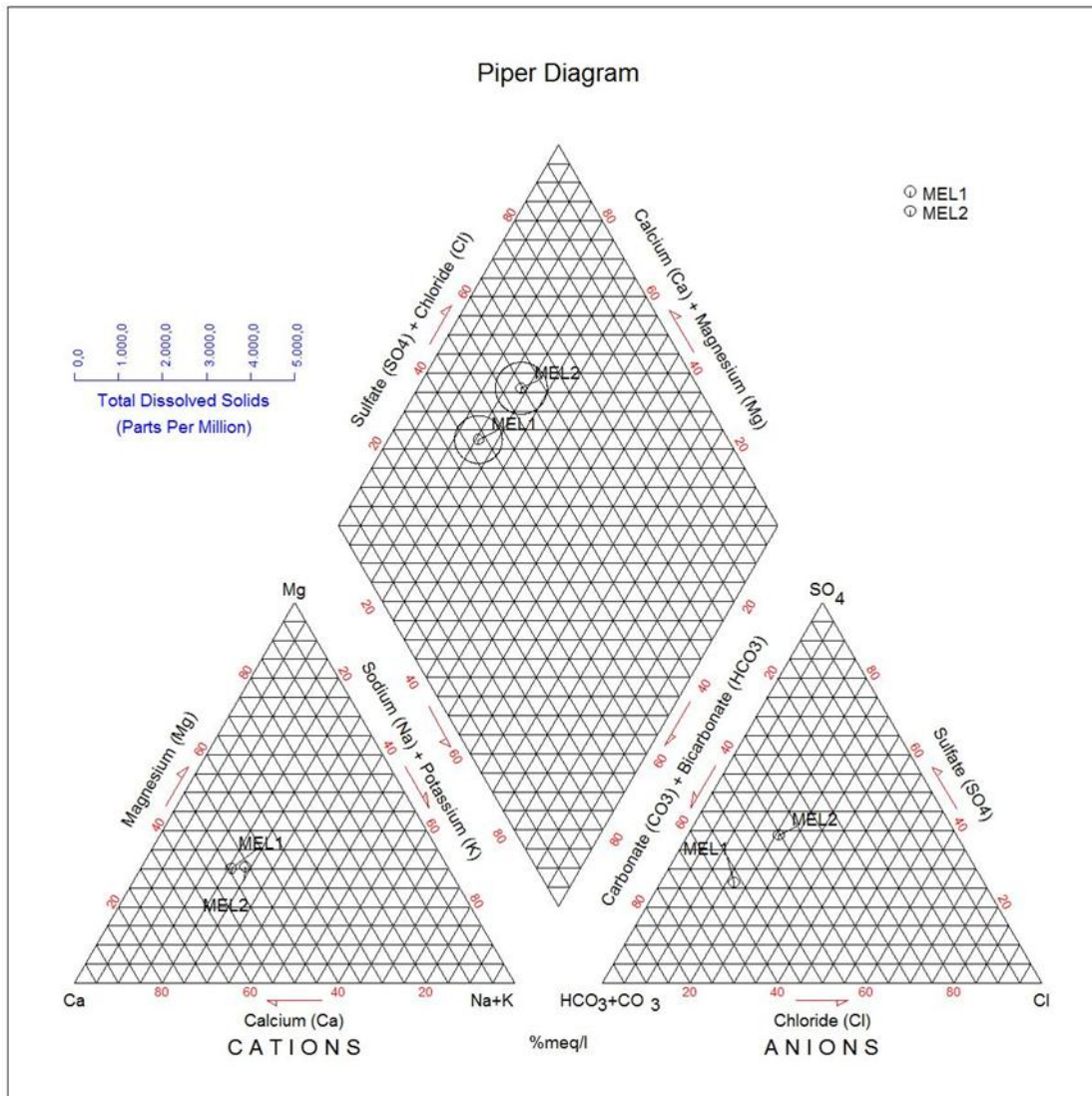
Ένα δεύτερο διάγραμμα αποτελεί του DUROV. Αναπτύχθηκε από τη Σοβιετική σχολή και περιγράφηκε στην αγγλική γλώσσα από τον Zarorozec (1972). Αποτελείται από δύο τριγωνικά διαγράμματα που αντιστοιχούν στα κατιόντα και τα ανιόντα και ένα τετράγωνο, που αποτελείται από 9 επιμέρους τετραγωνίδια, για κάθε κατηγορία νερού. Για την κατασκευή λοιπόν του διαγράμματος DUROV, προβάλλονται σε χωριστά τρίγωνα, τα ανιόντα και τα κατιόντα σε meq %, όπως και στο διάγραμμα PIPER. Στη συνέχεια, η προέκταση των καθέτων στις βάσεις των ισόπλευρων τριγώνων, που ξεκινούν από τα σημεία, τα οποία παριστάνουν την % περιεκτικότητα (σε meq) του νερού σε ανιόντα και κατιόντα, τέμνονται σε ένα σημείο, που παριστάνει την κύρια ιοντική συγκέντρωση % στο νερό.



Εικόνα 6-2. Διάγραμμα Durov (από Καλλέργη 1986).

Με βάση τα στοιχεία των χημικών αναλύσεων κατασκευάστηκαν με το λογισμικό RockWorks 16 (ο τρόπος κατασκευής τους δίνεται στο παράρτημα) για

τα δείγματα από τις γεωτρήσεις MEL1 και MEL2 σε διαγράμματα Piper και Durov όταν οι γεωτρήσεις λειτουργούσαν (κατά την δειγματοληψία στις 27/7/2015) και από τα ύδατα της δεξαμενή (MEL1_23/7) και του δείγματος της σωλήνωσης της γεώτρησης MEL2_23/7/2015)



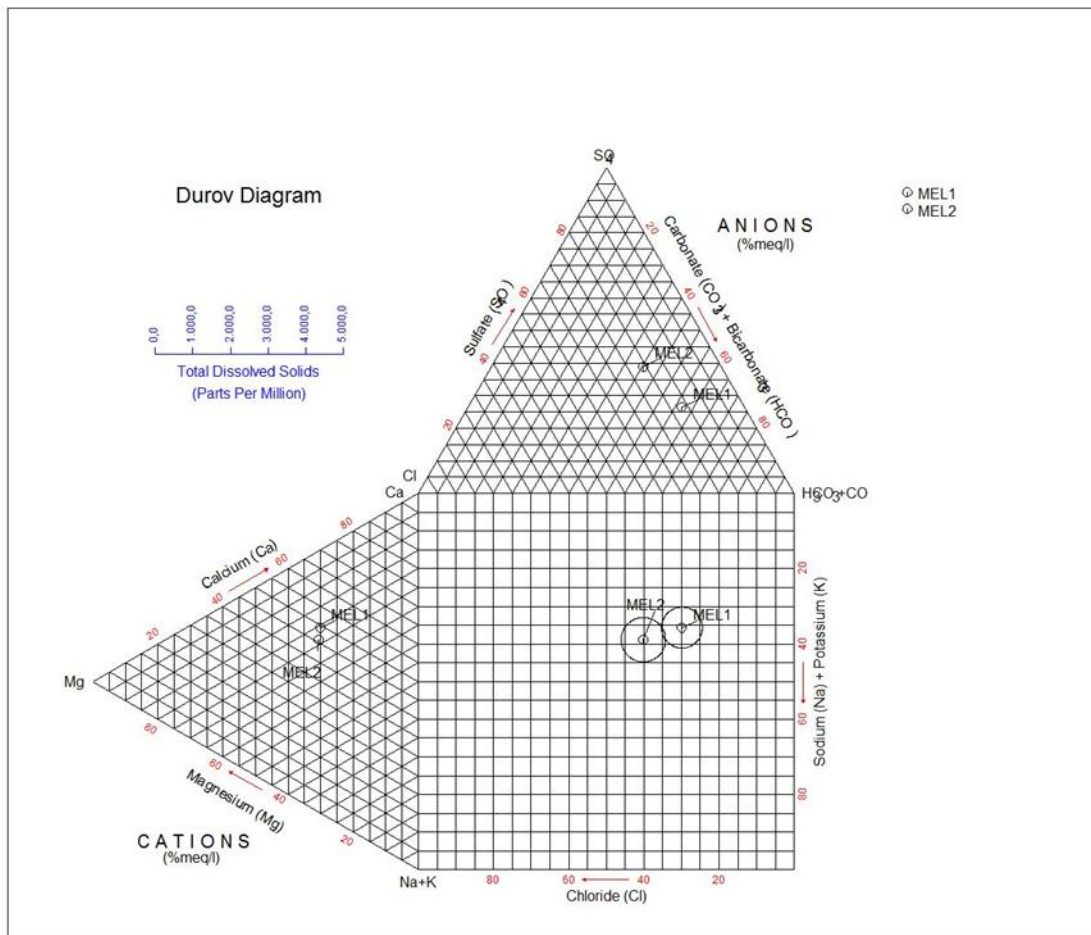
Εικόνα 6-3. Διάγραμμα Piper το οποίο περιέχει μετρήσεις από την περιοχή Μελιδοχώρι (Γεώτρηση MEL1_27/7 και γεώτρηση MEL2_27/7).

Με βάση τη θέση προβολής στο διάγραμμα Piper των δειγμάτων από τις δύο γεωτρήσεις MEL1 και MEL2 στις 27/7 παρατηρούμε ότι:

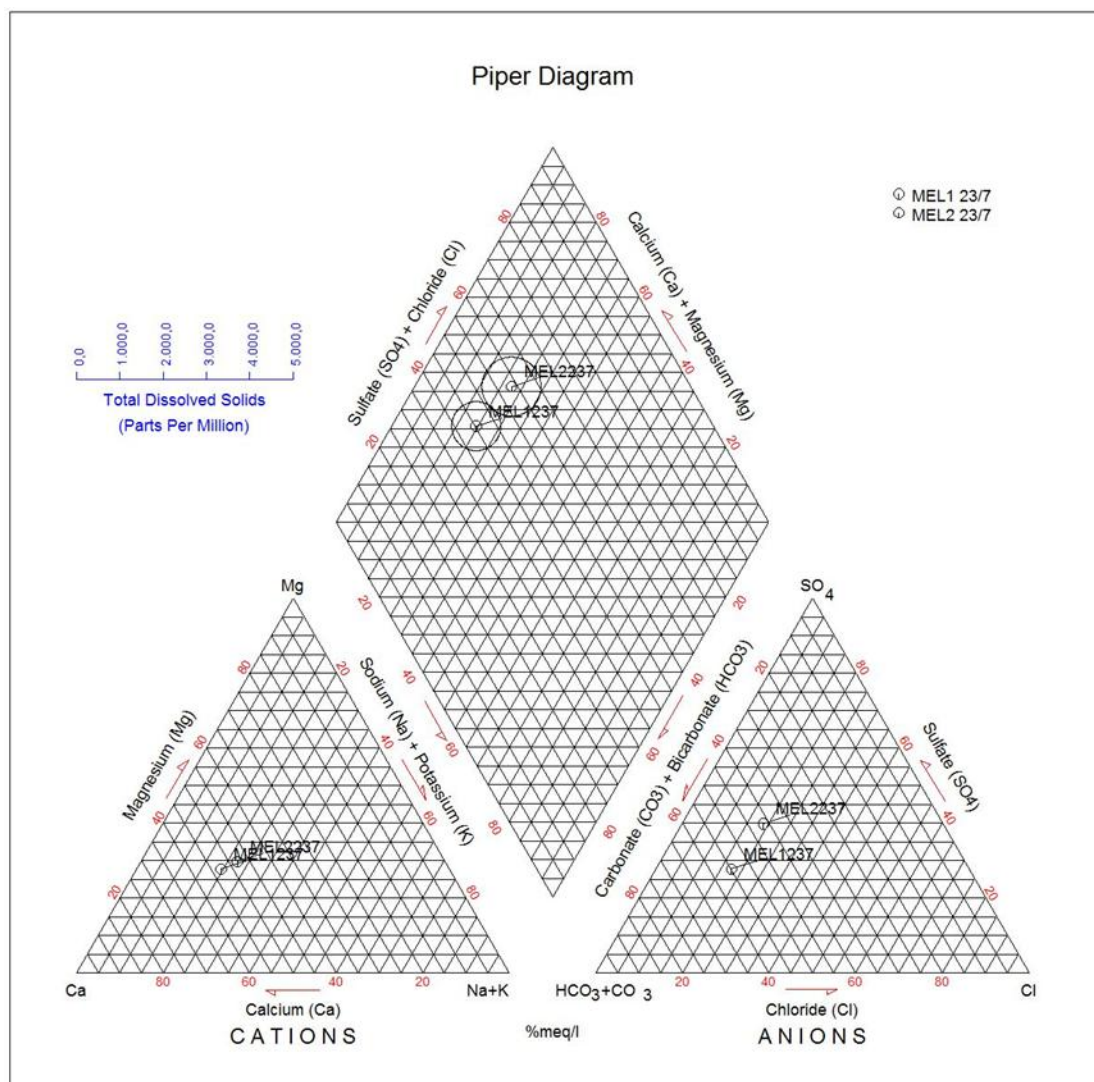
Τα κατιόντα και των δύο δειγμάτων MEL1 και MEL2 έχουν μικτή σύσταση.

Στα ανιόντα το δείγμα MEL1 χαρακτηρίζεται ως ανθρακικό, ενώ το δείγμα MEL2 έχει μικτή σύσταση.

Στο σύνολο το νερό από τη γεώτρηση MEL1 ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό και της MEL2 χαρακτηρίζεται ως ασβεστο-μαγνησιούχο-χλωριο-θειικό.



Εικόνα 6-4. Διάγραμμα Durov το οποίο περιέχει μετρήσεις από την περιοχή Μελιδοχώρι (Γεώτρηση MEL1_27/7 και γεώτρηση MEL2_27/7).



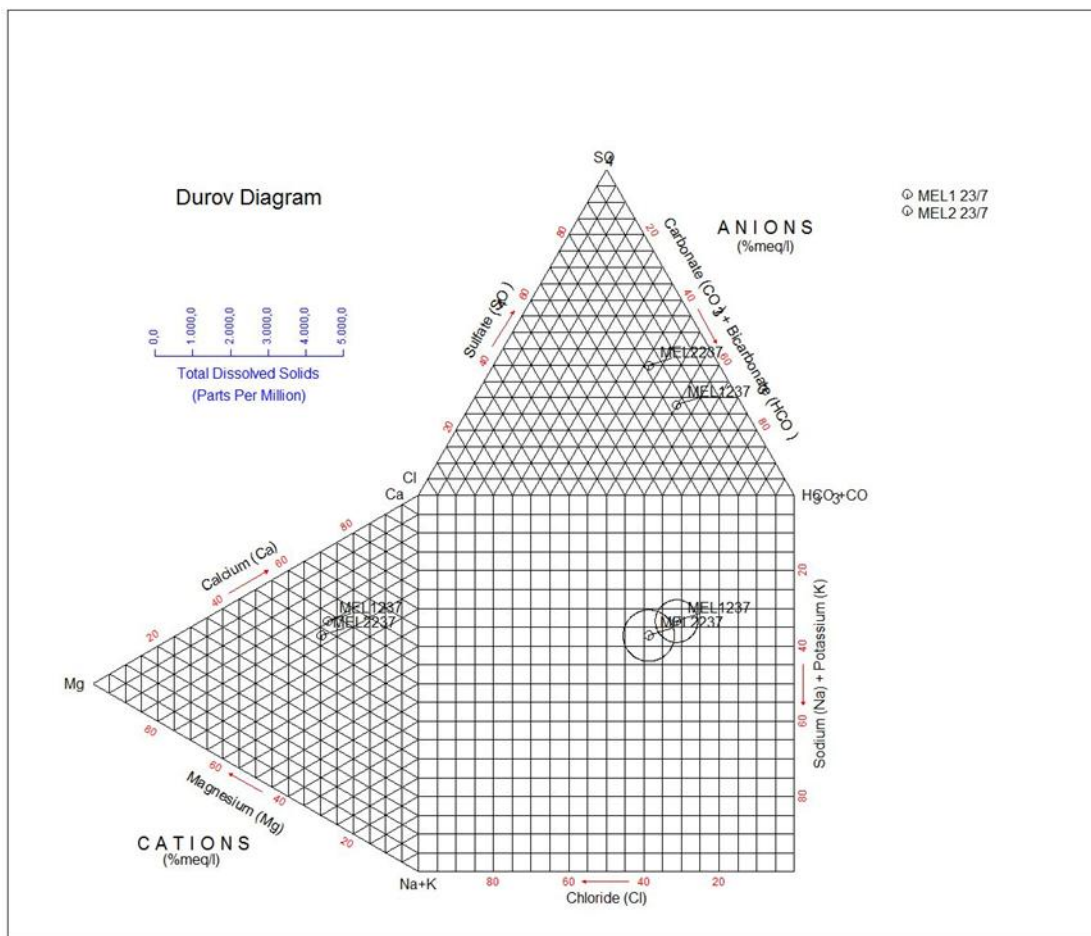
Εικόνα 6-5. Διάγραμμα Piper το οποίο περιέχει μετρήσεις από την περιοχή Μελιδοχώρι (MEL1_23/7, νερό από την δεξαμενή και MEL2_23/7 νερό από σωλήνα).

Με βάση την θέση προβολής στο διάγραμμα Piper των δειγμάτων κατά την δειγματοληψία στις 23/7 από τις δύο θέσεις MEL1_23/7 και MEL2_23/7 ότι:

Τα κατιόντα και των δύο δειγμάτων MEL1_23/7 και MEL2_23/7 έχουν μικτή σύσταση.

Στα ανιόντα το δείγμα MEL1_23/7 χαρακτηρίζεται ως ανθρακικό, ενώ το δείγμα MEL2_23/7 έχει μικτή σύσταση.

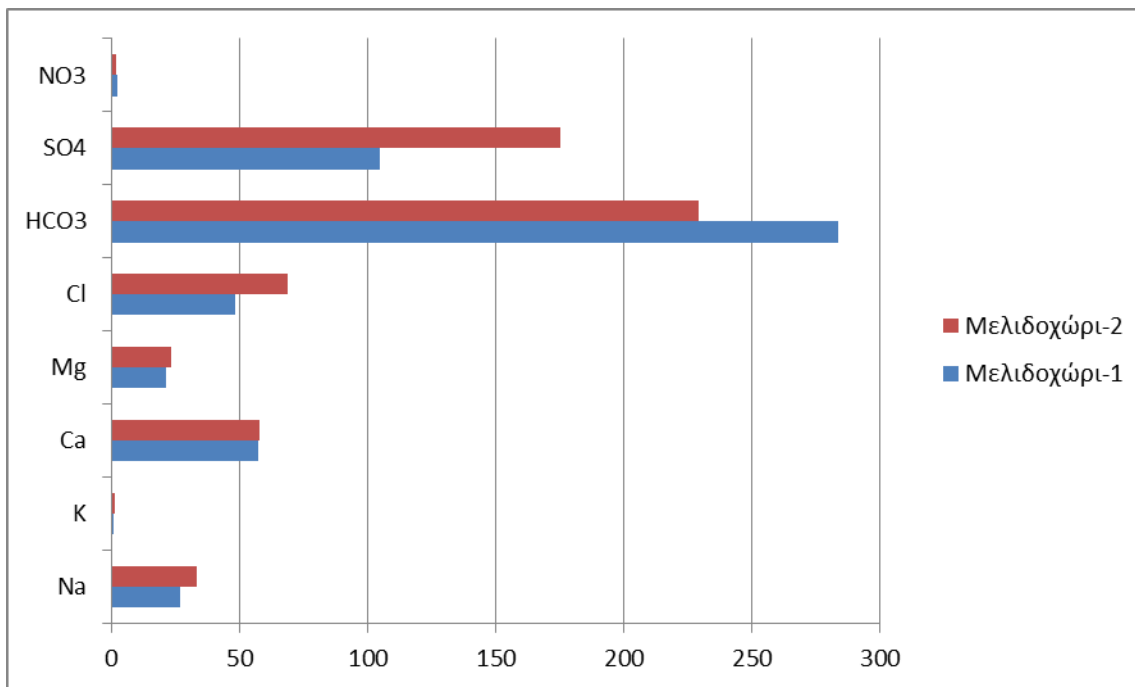
Στο σύνολο τα ύδατα από τη δεξαμενή MEL1_23/7 χαρακτηρίζεται ως **ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό**, ενώ το MEL2_23/7 χαρακτηρίζεται ως ασβεστο-μαγνησιούχο-χλωριο-θειικό.



Εικόνα 6-6. Διάγραμμα Durov το οποίο περιέχει μετρήσεις από την περιοχή Μελιδοχώρι (MEL1_23/7, νερό από την δεξαμενή και MEL2_23/7 νερό από σωλήνα).

Στις 27/7 που οι γεωτρήσεις είχαν αντληθεί, φαίνεται γενικά ότι η ποιότητα του νερού είναι καλύτερη (μείωση αλάτων).

Το Μελιδοχώρι 2 εμφανίζεται φορτισμένο με περισσότερα άλατα και πιθανά συνδέεται με μεγαλύτερο χρόνο παραμονής (κίνησης) του υπόγειου νερού στα πετρώματα. Να σημειωθεί ότι η γεώτρηση MEL1 αντλείται συνεχώς και η MEL2 αντλήθηκε μισή ώρα πριν τη δειγματοληψία, χωρίς να είναι γνωστό πότε αντλήθηκε για τελευταία φορά.



Εικόνα 6-7. Περιεκτικότητα των κύριων ιόντων στο υπόγειο νερό για τα 2 δείγματα από τις γεωτρήσεις MEL1 και MEL2 κατά την δειγματοληψία στις 27/7/2015.

Η θερμοκρασία του νερού καθορίζεται κυρίως από τη θερμοκρασία των πετρωμάτων στα οποία κινείται. Οι θερμοκρασίες των υπογείων νερών δεν έχουν τις διακυμάνσεις που τείνουν να έχουν τα επιφανειακά νερά λόγω της κατανομής της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης. Κατά κύριο λόγο αυτό που μπορεί να επηρεάσει τη θερμοκρασία του υπογείου νερού είναι οι μεταβολές στην πιεζομετρία του υδροφορέα και οι γεωθερμικές συνθήκες της περιοχής του υδροφορέα. Συνήθεις τιμές της θερμοκρασίας είναι 14-15 °C, στους αβαθείς υδροφορείς 10-20 °C, ενώ στις πηγές η θερμοκρασία είναι αντιστρόφως ανάλογη με την παροχή τους, με εξαίρεση τις θερμομεταλλικές πηγές.

Θερμοκρασία νερού: Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις θερμοκρασίας στις γεωτρήσεις (MEL1_27/7 και MEL2_27/7). Στη γεώτρηση MEL1_27/7 μετρήθηκε η θερμοκρασία των **24,1 °C** ενώ στη γεώτρηση MEL2_27/7 μετρήθηκε η θερμοκρασία των **23,5 °C**. Να σημειωθεί ότι η MEL1_27/7 που αντλείται συνεχώς είναι 0,6 °C θερμότερη.

pH: Οι τιμές pH που μετρήθηκαν στις MEL1_27/7 και MEL2_27/7 είναι 7,55 και 7,71 αντίστοιχα. Παρατηρούμε ότι και για τα δύο δείγματα έχουμε τιμές pH>7. Άρα τα ύδατα των γεωτρήσεων είναι αλκαλικά. Γενικά γνωρίζουμε ότι το pH των νερών μειώνεται όσο η υδάτινη μάζα ενηλικιώνεται. Μία νέα υδάτινη μάζα είναι συνήθως αλκαλική και με το χρόνο γίνεται όξινη. Έτσι είναι πολύ πιθανόν τα **ύδατα των γεωτρήσεων MEL1 και MEL2 να προέρχονται από μία «νέα» σχετικά υδάτινη μάζα.**

Πίνακας 5-2. Στοιχεία χημικών αναλύσεων υδάτων και ιοντικών σχέσεων από τις δύο γεωτρήσεις, στις δύο διαφορετικές δειγματοληψίες.

	MEL1 27/7	MEL2 27/7	τα υπόλοιπα σε ppm	MEL1 23/7	MEL2 23/7
Ph	7,76	8,04			
EC	ΔΥ	ΔΥ			
TDS					
Hardness	23,1	18,7		22,3	21,4
K	0,71	1,29		1,07	1,04
Na	27,05	33,33		31,28	41,13
Ca	57,35	57,80		75,21	77,91
Mg	21,25	23,34		23,98	29,32
Cl	48,4	68,8	mg/l	50,8	69,7
No3	0,52	2,00		0,64	0,96
So4	104,5	175,4		109,5	200,04
HCO3	283,4	228,9		272,5	261,6
SAR	4,314903	5,232784		4,441685	5,617144
Na%	26,10004	29,9067		24,59328	28,22624
Revelle	0,170322	0,299024		0,186275	0,266361
Na/Cl	0,558884	0,484448		0,616233	0,59027
Na/K	38,09859	25,83721		29,23364	39,54808
Mg/Ca	0,370532	0,403806		0,318841	0,376332
Cl/SO4	0,463069	0,392157		0,463562	0,34833
Br/Cl	Δ.Υ	Δ.Υ			
(Ca+Mg)/(Na+K)	2,831412	2,343732		3,066151	2,542803

Σκληρότητα: Η σκληρότητα του νερού οφείλεται στην περιεκτικότητα σε διασθενή μεταλλικά κατιόντα Ca^{2+} και Mg^{2+} και εξαρτάται από τα πετρώματα στα οποία κινείται το νερό. Η σκληρότητα αποτελεί κριτήριο καταλληλότητας του νερού για πολλές χρήσεις διότι μπορεί να δημιουργήσει προβλήματα σε λέβητες, ψυκτικές δεξαμενές κτλ (Μήτρακας 2001), ενώ στο πόσιμο νερό επηρεάζει και την ανθρώπινη υγεία. Η σκληρότητα διακρίνεται σε ανθρακική (παροδική) που οφείλεται στα όξινα ανθρακικά (δitanθρακικά, HCO_3) άλατα και μη ανθρακική (μόνιμη) που οφείλεται σε χλωριόντα, θειικά, νιτρικά, ανθρακικά άλατα. Η ολική σκληρότητα προκύπτει από το άθροισμα της ανθρακικής και της μόνιμης σκληρότητας. Εκφράζεται σε ισοδύναμο CaCO_3 (mg/l), αλλά και σε βαθμούς σκληρότητας. Ο Γαλλικός βαθμός ισοδυναμεί με 10 mg/l CaCO_3 .

Τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 παρουσιάζουν σκληρότητα εκφρασμένη σε Γαλλικούς βαθμούς 23,1 και 18,7 αντίστοιχα. Η ταξινόμηση του υπόγειου νερού με βάση τη σκληρότητα (πηγή: Καλλέργης, 2000) μας δείχνει ότι για ύδατα με σκληρότητα μεταξύ 10-20 Γαλλικών βαθμών, το νερό χαρακτηρίζεται ως μέτρια σκληρό, ενώ για ύδατα με σκληρότητα μεταξύ 20-30 Γαλλικών βαθμών το νερό χαρακτηρίζεται ως σκληρό. Άρα το νερό της γεώτρησης MEL1 χαρακτηρίζεται ως σκληρό ενώ το νερό της γεώτρησης MEL2 χαρακτηρίζεται ως μέτρια σκληρό.

Τα δείγματα MEL1_23/7 και MEL2_23/7 παρουσιάζουν σκληρότητα εκφρασμένη σε Γαλλικούς βαθμούς **22,3** και 21,4 αντίστοιχα. **Το νερό και των δύο δειγμάτων χαρακτηρίζεται ως σκληρό.**

Περιεκτικότητα σε νάτριο (βαθμός αλκαλίωσης): Εκφράζεται ως ποσοστό και δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\text{Na}(\%) = (\text{Na} + \text{K}) * 100 / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na} + \text{K})$$

με τις συγκεντρώσεις των ιόντων να είναι εκφρασμένες σε meq/l.

Εκφράζει τη διαβρωτική ικανότητα του νερού ή την ικανότητα απόθεσης αλάτων, κυρίως CaCO_3 (Βουδούρης, 2009).

Η περιεκτικότητα σε Na έχει μεγάλη σημασία για τη γεωργία καθώς η περατότητα του εδάφους επηρεάζεται αρνητικά από τη μεγάλη αναλογία νατρίου στο νερό.

Για τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 η περιεκτικότητα σε Na (%) είναι ίση με 26,1 και 29,9 αντίστοιχα.

Για τα δείγματα MEL1_23/7 και MEL2_23/7 η περιεκτικότητα σε Na(%) είναι ίση με 24,6 και 28,2 αντίστοιχα.

Συντελεστής Revelle: Αποτελεί κριτήριο της διείσδυσης του θαλασσινού νερού και ορίζεται από τον λόγο:

$$R=Cl/(CO_3+HCO_3)$$

Για τις γεωτρήσεις MEL1_27/7 και MEL2_27/7 υπολογίστηκαν $R=0,17$ και $R=0,30$, αντίστοιχα. **Αυτές οι τιμές είναι σημαντικά χαμηλότερες από $R>1$, τιμή η οποία αποτελεί ένδειξη της θαλάσσιας διείσδυσης.** Έτσι και τα δύο δείγματα έχουν τιμές R μικρότερες του 1, κάτι το οποίο δείχνει ότι το υπόγειο νερό κοντά στις δύο γεωτρήσεις δεν έχει υποστεί θαλάσσια διείσδυση.

Για τις γεωτρήσεις MEL1_23/7 και MEL2_23/7 υπολογίστηκαν **$R=0,18$** και $R=0,26$. Και αυτά τα δείγματα έχουν τιμές R μικρότερες του 1, κάτι το οποίο δείχνει ότι **το νερό κυρίως της δεξαμενής (MEL1_23/7) δεν έχει καμία επίδραση από θαλάσσια διείσδυση.**

Λόγος Na/Cl : Τα δύο δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 παρουσιάζουν λόγο $Na/Cl=0,56$ και $0,48$, αντίστοιχα. Ως γνωστόν (Βουδούρης, 2009), ο λόγος Na^+/Cl^- (meq/L) στα υπόγεια νερά παραμένει σταθερός, ίδιος με αυτόν του νερού της βροχής και του θαλασσινού νερού ($0,876\pm 10\%$). Ο λόγος Na^+/Cl^- (meq/L) όταν παίρνει πολύ μικρές τιμές (<1), υποδηλώνει θαλάσσια διείσδυση. Τιμές του λόγου Na^+/Cl^- (meq/L) μεγαλύτερες της μονάδας, υποδηλώνουν μη θαλάσσια προέλευση και υδροφορέα από αλκαλικά μαγματικά ή μεταμορφωμένα πετρώματα. Όταν ο λόγος Na^+/Cl^- είναι ίσο με 1 τότε τα ιόντα αυτά προέρχονται από τη διάλυση του αλίτη. Τιμές του λόγου $Na/Cl>1$ σε χαμηλές τιμές αλατότητας

υποδηλώνει ότι το μετεωρικό NaCl δεν είναι μόνο η κύρια πηγή προέλευσης νατρίου. Υψηλές τιμές του λόγου Na/Cl πιθανά συνδέονται με την αποσάθρωση Na-αστρίων, π.χ. του αλβίτη. **Δείγματα υπόγειου νερού με χαμηλές τιμές (<1) του λόγου Na/Cl ενδέχεται να είναι το αποτέλεσμα της ιοντοανταλλαγής Na^+ στο έδαφος και τις αργίλους, κάτι το οποίο πιθανά λαμβάνει χώρα στην περιοχή έρευνας.**

Παρόμοια συμπεριφορά έχουν και τα δείγματα MEL1_23/7 και MEL2_23/7, που παρουσιάζουν λόγο Na/Cl=0,61 και 0,59, αντίστοιχα.

Λόγος Na/K: Ο λόγος Na/K σχετίζεται με το αν το νερό είναι θαλασσινό ή βρόχινο ή αν υπάρχει περιοχή εμπλουτισμού υδροφορέων. Για τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 ο λόγος Na/K είναι 38,09 και 25,83. Για το δείγμα MEL 1 παρατηρούμε ότι η τιμή του λόγου δεν βοηθά έτσι ώστε να βγει κάποιο ασφαλές συμπέρασμα ενώ για το δείγμα MEL2 η τιμή που παίρνει ο λόγος Na/K είναι πολύ κοντά στο εύρος τιμών 15-25 κάτι το οποίο σημαίνει ότι **το νερό της γεώτρησης βρίσκεται σε περιοχή εμπλουτισμού των υδροφορέων.** Για τα δείγματα MEL1_23/7 και MEL2_23/7 δε υπολογίστηκε ο λόγος Na/K.

Λόγος Mg/Ca: Ο λόγος αυτός χρησιμοποιείται επίσης για τη διάκριση της θαλάσσιας διείσδυσης. Η τιμή αυτής της σχέσης στο θαλασσινό νερό είναι περίπου 5 ενώ στο γλυκό νερό είναι συνήθως μικρότερο της μονάδας. Ο λόγος αυτός αυξάνεται με την προέλαση του μετώπου υφαλμύρωσης. Αν η τιμή του λόγου αυτού ξεπεράσει το 5 μπορεί να θεωρηθεί ως ένδειξη θαλάσσιας διείσδυσης. Η τιμή αυτή χρησιμοποιείται επίσης για την προέλευση του νερού από ασβεστολιθικά ή μαγνησιούχα πετρώματα.

Για τα δείγματα μας MEL1 27/7 και MEL2 27/7 ο λόγος Mg/Ca παίρνει τις τιμές 0,37 και 0,40 αντίστοιχα. **Και για τα δύο δείγματα ο λόγος Mg/Ca είναι μικρότερος του 0.5-0.7 κάτι το οποίο σημαίνει ότι αυτές οι τιμές αντιστοιχούν σε νερό από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα.** Για τα δείγματα μας MEL1_23/7 και MEL2_23/7 δε υπολογίστηκε ο λόγος Mg/Ca.

Λόγος Cl/SO_4 : Ο λόγος Cl/SO_4 επίσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη διάκριση σύγχρονης θαλάσσιας διείσδυσης από προηγούμενες διεισδύσεις σε νερά με συγκεντρώσεις χλωρίου μεγαλύτερες από 500 mg/l. Οι τιμές του λόγου είναι υψηλότερες στα παλαιά αλμυρά νερά σε σχέση με το σύγχρονο θαλασσιο νερό, ως αποτέλεσμα της αναγωγής των θειικών. Στο θαλασσινό νερό η τιμή της παραπάνω σχέσης είναι περίπου 10, ενώ αν η τιμή κυμαίνεται από 5 έως 10 τότε το νερό είναι υφάλμυρο. Για τα δείγματα μας MEL1 και MEL2 ο λόγος παίρνει τιμές 0,46 και 0,39, αντίστοιχα. **Και για τα δύο δείγματα οι τιμές που δίνει ο λόγος Cl/SO_4 βρίσκεται μέσα στο εύρος των τιμών 0,2-1 κάτι το οποίο δείχνει ότι το νερό και των δύο γεωτρήσεων είναι θειούχο-χλωριούχο.**

Για τα δείγματα μας MEL1_23/7 και MEL2_23/7 ο λόγος παίρνει τιμές 0,46 και 0,34, αντίστοιχα. Και για αυτά τα δείγματα οι τιμές που δίνει ο λόγος Cl/SO_4 βρίσκεται μέσα στο εύρος των τιμών 0.2-1 κάτι το οποίο δείχνει ότι το νερό και των δύο δεξαμενών είναι θειούχο-χλωριούχο.

Λόγος $(Ca + Mg)/(Na + K)$: Αυτός ο λόγος σχετίζεται με την τροφοδοσία του υπογείου νερού. Για τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 ο λόγος αυτός πήρε τιμές 2,83 και 2,34 αντίστοιχα. Οι τιμές που παίρνει ο παραπάνω λόγος και για τα δύο δείγματα, υποδεικνύει ότι **υπάρχει υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία**. Για τα δείγματα μας MEL1_23/7 και MEL2_23/7 δεν υπολογίστηκε αυτός ο λόγος.

6.2 Γεωθερμομετρικοί υπολογισμοί

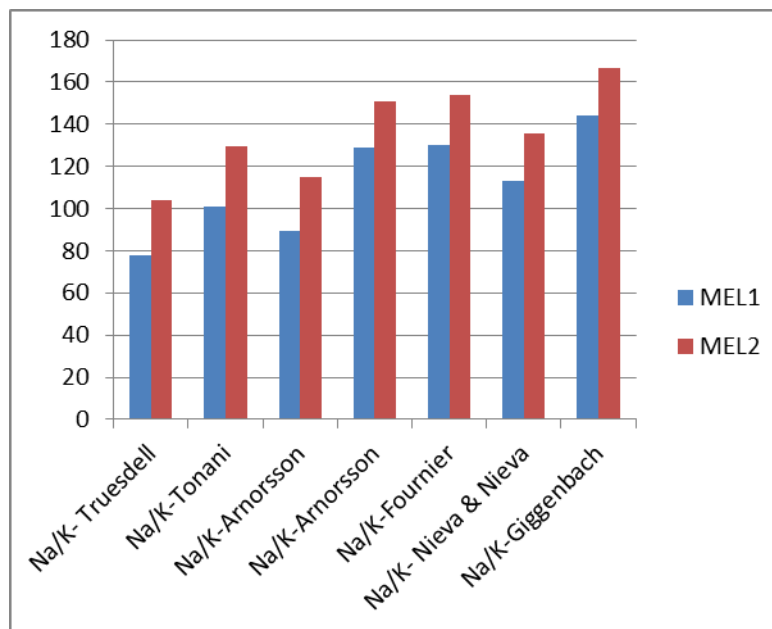
Μια αρχική προσέγγιση για τον υπολογισμό των γεωθερμικών ρευστών του πιθανού ταμιευτήρα έγινε με την χρήση των γεωθερμομέτρων Na/K. Η αρχή στην οποία βασίζονται όλα τα προτεινόμενα γεωθερμόμετρα Na/K προϋποθέτει ότι τα ρευστά βρίσκονται σε ισορροπία με νατριούχους άστριους (αλβίτης) και καλιούχους άστριους (αδουλαίος). Με τη βασική προϋπόθεση ότι τα πιθανά γεωθερμικά ρευστά έχουν ως στεγανό υπόβαθρο μέλη του Φυλλιτικού

καλύμματος (φυλλίτες – χαλαζίτες, είτε σχηματισμός γύψων ραουβακών) τότε δεν υπάρχει κάποιο πρόβλημα σχετικά με τον απαραίτητο χημισμό.

Εντούτοις αυτός ο τύπος γεωθερμομέτρου προτείνεται με επιφύλαξη επειδή “δουλεύει” καλύτερα για ρευστά τα οποία προέρχονται από θερμικό περιβάλλον μεγαλύτερο των 180 °C. Όμως όπως φαίνεται από το σχήμα και την εικόνα 6-1 για τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 στα οποία εφαρμόστηκαν οι σχέσεις αυτού του τύπου των γεωθερμομέτρων προέκυψαν τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμιευτήρα σε όλα, μικρότερη των 180 °C.

Πίνακας 6-1. Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας για τον πιθανό ταμιευτήρα με χρήση διαφόρων γεωθερμομέτρων τύπου Na/K.

<u>Geothermometer</u>	MEL1 27/7	MEL2 27/7
Na/K- Truesdell	78.1	104.2
Na/K-Tonani	101.0	129.8
Na/K-Arnorsson	89.5	114.9
Na/K-Arnorsson	129.1	150.9
Na/K-Fournier	130.1	154.0
Na/K- Nieva & Nieva	113.1	135.7
Na/K-Giggenbach	144.3	166.6
Ca, Na, K Fournier και Truesdell	179.7	205.9



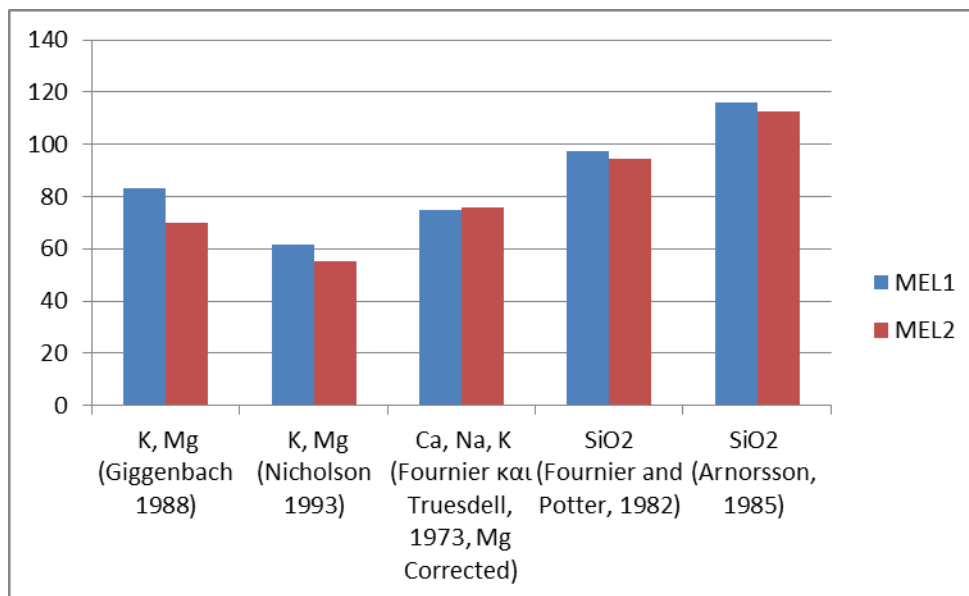
Εικόνα 6-1. Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμιευτήρα εξαγόμενες με την χρήση γεωθερμομέτρων τύπου Na/K.

Για τον ανωτέρω λόγο εφαρμόστηκαν τα γεωθερμόμετρα K/Mg, Ca/Na/K και SiO₂ με όλους τους περιορισμούς και τις απαιτούμενες διορθώσεις που προτείνονται βιβλιογραφικά. Η μικρότερη τιμή που προκύπτει στο γεωθερμόμετρο K/Mg είναι της τάξης των 55 °C. Η αρχή στην οποία βασίζεται αυτό το γεωθερμόμετρο προϋποθέτει ότι τα υγρά έχουν έλθει σε ισορροπία με K-άστριους (αδουλαίους), K-μαρμαρυγία (ιλλίτης, μοσχοβίτης), χλωρίτη (κλινοχλωρίτη), χαλκηδόνιο. Δεν έχει ερευνηθεί εάν υπάρχουν κατά θέσεις αποθέσεις χαλκιδόνιου είναι όμως ευρέως γνωστό ότι υπάρχει πληθώρα διοξειδίου του πυριτίου στην περιοχή, αλλά υπό μορφή χαλαζία για αυτό και θα μπορούσαμε να θεωρήσουμε ότι πληρούνται αυτές οι προϋποθέσεις. Το πλεονέκτημα αυτού του γεωθερμομέτρου είναι ότι φτάνει πολύ γρήγορα σε ισορροπία για θερμοκρασίες των 100 °C ή λίγο χαμηλότερες. Παραμένει όμως προβληματική η συνολική ποσότητα του μαγνησίου που κάνει τη χρήση και αυτού του γεωθερμομέτρου προβληματική: δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για νερά τα οποία είναι χλωριούχα και περιέχουν συγκεντρώσεις Mg μικρότερες του 1 ppm. Τα δείγματα μας όμως περιέχουν συγκεντρώσεις Mg αρκετά μεγαλύτερες από το όριο του 1 ppm.

Παραπλήσια προβλήματα υπάρχουν με τα γεωθερμόμετρα πυριτίου τα οποία και δίνουν υψηλότερες τιμές θερμοκρασιών στις περιοχές πάνω από 90 και 100 °C με την χρήση των αντίστοιχων γεωθερμομέτρων πυριτίου (Πίνακας και Εικόνα 6-2).

Πίνακας 6-2. Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας για τον πιθανό ταμιευτήρα με χρήση διαφόρων τύπων γεωθερμομέτρων

<u>Geothermometer</u>	MEL1	MEL2
K, Mg (Giggenbach 1988)	83.2	69.9
K, Mg (Nicholson 1993)	61.4	55.4
Ca, Na, K (Fournier και Truesdell, 1973, Mg Corrected)	74.7	75.9
SiO₂ (Fournier and Potter, 1982)	97.5	94.6
SiO₂ (Arnorsson, 1985)	115.9	112.6



Εικόνα 6-2. Υπολογισμένες τιμές θερμοκρασίας πιθανού ταμιευτήρα εξαγόμενες με την χρήση διαφόρων τύπων γεωθερμομέτρων.

Τέλος χρησιμοποιώντας το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca, οι θερμοκρασίες που υπολογίζονται για τα δείγματα από τις γεωτρήσεις MEL1_27/7 και MEL2_27/7 είναι 179 και 205 °C αντίστοιχα. Επειδή η θερμοκρασία του γεωθερμομέτρου Na-K-Ca και για τα δύο δείγματα είναι μεγαλύτερη των 70 °C, χρειάζεται να γίνει διόρθωση για το Mg σύμφωνα με Fournier & Potter (1978). Μετά από τις προτεινόμενες διορθώσεις στις τιμές του μαγνησίου οι τελικές τιμές που προκύπτουν είναι 74 και 75 °C αντίστοιχα (Πίνακας και Εικόνα 6-2).

7 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

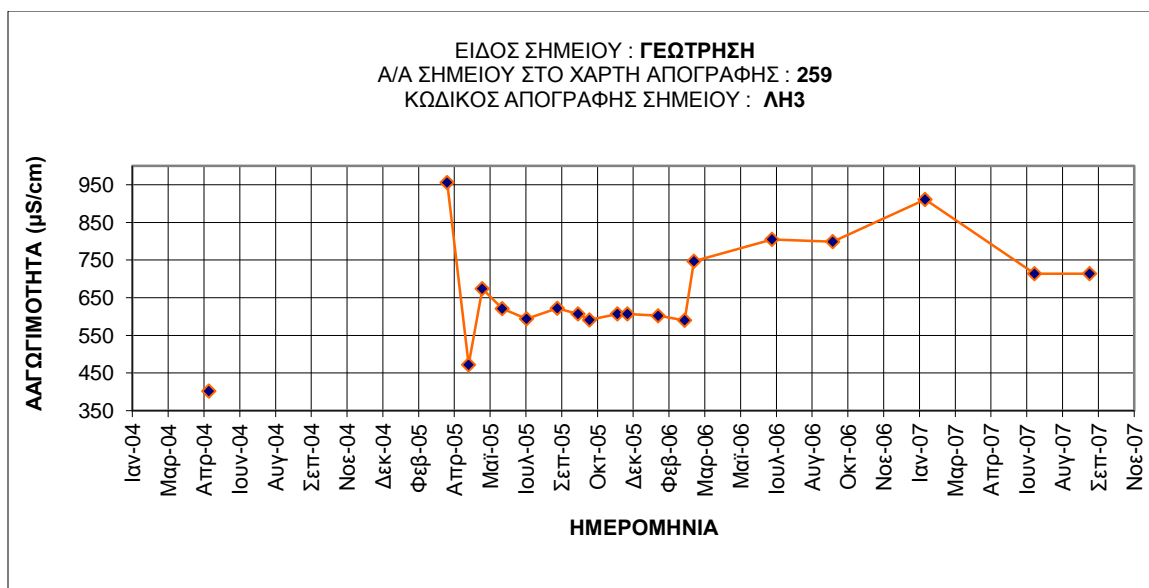
Στην περιοχή Λαρανίου – Μελιδοχωρίου που ανήκε στον καποδιστριακό Δήμο Καζαντζάκη/Δαμανίων και σήμερα ανήκει στον Δήμο Αρχανών – Αστερουσίων, έχουμε εμφανίσεις του φλύσχη και ανθρακικών της γεωλογικής ζώνης Τρίπολης που περιβάλλονται από αποθέσεις του Νεογενούς.

Στην περιοχή αυτή ο υδροφόρος έχει απόλυτη στάθμη στα +40 μέτρα. Έτσι λόγω του μεγάλου υψομέτρου οι γεωτρήσεις έχουν μεγάλο βάθος. Η πρώτη MEL1 συναντά την υδροφορία μετά από 460 m περίπου και η δεύτερη MEL2 μετά από 380 m περίπου

Τον υπόγειο υδροφορέα εκμεταλλεύονται οι Δήμοι Αγ. Βαρβάρας και Καζαντζάκη και το νερό χρησιμοποιείται για ύδρευση. Εκτιμάται ότι από τον υδροφορέα αντλούνται ετησίως περί τις 300.000 m³ νερού. Την ποιότητα του νερού παρακολουθούσαμε από την γεώτρηση ΛΗ3 (που αντιστοιχεί στην MEL1). (στοιχεία από Δρ. Μ. Κριτωτάκη) (Εικόνες 7-1 και 7-2).

ΙΓΜΕ / ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΚΡΗΤΗΣ								
ΕΙΔΟΣ ΣΗΜΕΙΟΥ : ΓΕΩΤΡΗΣΗ								
Α/Α ΣΗΜΕΙΟΥ ΣΤΟ ΧΑΡΤΗ ΑΠΟΓΡΑΦΗΣ : 259				ΚΩΔΙΚΟΣ ΑΠΟΓΡΑΦΗΣ ΣΗΜΕΙΟΥ : ΛΗ3				
ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ			ΔΗΜΟΣ / Δ. Δ. : ΚΑΖΑΝΤΖΑΚΗ / ΔΑΜΑΝΙΩΝ					
Χ :	600334		ΧΡΗΣΗ : ΜΙΚΤΗ					
Ψ :	3886331		ΒΑΘΟΣ ΔΙΑΤΡΗΣΗΣ 500 m					
Z :	495,00	m	ΠΑΡΟΧΗ ΑΝΤΛΗΣΗΣ : 40 m ³ /h					
ΥΔΡΟΣΥΣΤΗΜΑ : GR1307				ΥΔΡΟΦΟΡΕΑΣ : Ανθρακικά Πίνδου - Τρίπολης				
ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ : Πολυχρονάκη Ανδριανή Υδρογεωλογος								
ΠΑΡΑΤΗΡΗΤΕΣ : Γαδανάκης Νικ., Καλλιάνης Δημ. Εργοδηγοί								
ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΣΤΑΘΜΗ ΑΠΟ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ (m)	ΑΠΟΛΥΤΗ ΣΤΑΘΜΗ (m)	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΝΕΡΟΥ (C°)	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΑΕΡΟΣ (C°)	PH	ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ (μS/cm)	ΔΕΙΓΜΑ ΓΙΑ ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ
30/4/2004	420	75,00	22,6	29		402		
29/3/2005			22,1	16,6	7,73	956	NAI	Βουλωμένο πιεζο
28/4/2005			23	20,7	7,63	472		
17/5/2005			33,70	27,30	7,42	674		
14/6/2005			27,3	23,7	7,78	621		
18/7/2005			28,8	32,3	7,58	594		
30/8/2005			25,1	26,3	7,6	622		
28/9/2005			23,9	21,3	7,69	607	NAI	
14/10/2005			26,3	23,7	7,92	591		
22/11/2005			13,9	10,9	8,44	607		
6/12/2005			22,3	21,5	7,65	607		
18/1/2006			19,5	16,70	7,96	602		
24/2/2006			19	13	7,99	590		
9/3/2006			17,2	5,7	8,05	747	NAI	
26/6/2006			22,2	21,7	7,62	805		
19/9/2006			21,7	23,3	7,59	799	NAI	
26/1/2007			15,7	14,30	7,67	911		
28/6/2007			25,6	23,4	7,69	714		
13/9/2007			23,5	24,1	7,78	714		

Εικόνα 7-1. Στοιχεία για την γεώτρηση MEL1.



Εικόνα 7-2. Στοιχεία διαχρονικής μεταβολής της αγωγιμότητας για την γεώτρηση MEL1.

Συμπερασματικά οι τιμές που προέκυψαν από τις αναλύσεις και την επαξέργασία τους μπορούν να συνοψιστούν ως ακολούθως:

- Στο σύνολο το νερό από τη γεώτρηση MEL1 27/7 μπορεί να χαρακτηριστεί ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό και της MEL2 27/7 ως ασβεστο-μαγνησιούχο-χλωριο-θειικό. Το νερό της δεξαμενής MEL1_23/7 χαρακτηρίζεται ως ασβεστο-μαγνησιούχο-ανθρακικό
- Στη γεώτρηση MEL1_27/7 μετρήθηκε η θερμοκρασία των 24,1 °C ενώ στη γεώτρηση MEL2_27/7 μετρήθηκε η θερμοκρασία των 23,5 °C.
- Οι τιμές pH που μετρήθηκαν στις MEL1_27/7 και MEL2_27/7 είναι 7,55 και 7,71 αντίστοιχα. Παρατηρούμε ότι και για τα δύο δείγματα έχουμε τιμές pH>7. Άρα τα ύδατα των γεωτρήσεων είναι αλκαλικά.
- Τα δείγματα MEL1_27/7 και MEL2_27/7 παρουσιάζουν σκληρότητα εκφρασμένη σε Γαλλικούς βαθμούς 23,1 και 18,7 αντίστοιχα. Το νερό της δεξαμενής MEL1_23/7 έχει σκληρότητα εκφρασμένη σε Γαλλικούς βαθμούς 22,3 και χαρακτηρίζεται ως σκληρό.
- Με βάση τις τιμές του συντελεστής Revelle το υπόγειο νερό κοντά στις δύο γεωτρήσεις δεν έχει υποστεί θαλάσσια διείσδυση.

- Από τις τιμές του λόγου Na/K του δείγματος της γεώτρησης MEL2 27/7 εξάγεται το συμπέρασμα ότι το νερό της γεώτρησης βρίσκεται σε περιοχή εμπλουτισμού των υδροφορέων.
- Οι τιμές του λόγου Mg/Ca αντιστοιχούν σε νερό από ασβεστολιθικά υδροφόρα στρώματα.
- Και για τα δύο δείγματα οι τιμές που δίνει ο λόγος Cl/SO₄ βρίσκεται μέσα στο εύρος των τιμών 0,2-1 κάτι το οποίο δείχνει ότι το νερό και των δύο γεωτρήσεων είναι θειούχο-χλωριούχο.
- Λόγος (Ca + Mg)/(Na + K): Ο λόγος αυτός πήρε τιμές 2,83 και 2,34 αντίστοιχα. Οι τιμές που παίρνει ο παραπάνω λόγος και για τα δύο δείγματα, υποδεικνύει ότι υπάρχει υδροφόρο στρώμα με συνεχή τροφοδοσία.

Σχετικά με τις τιμές του πιθανού γεωθερμικού ταμιευτήρα χρησιμοποιήθηκαν διάφορα γεωθερμόμετρα που έχουν προταθεί διαχρονικά:

- Από την χρήση των γεωθερμομέτρων Na/K προέκυψαν τιμές του πιθανού ταμιευτήρα στο εύρος των 78-166 °C. Ο τύπος αυτός των γεωθερμομέτρων όμως δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για τιμές πάνω από 180 °C.
- Με χρήση γεωθερμομέτρων K/Mg προέκυψαν τιμές θερμοκρασία του πιθανού ταμιευτήρα 55-83 °C. Τα δείγματα μας όμως περιέχουν συγκεντρώσεις Mg αρκετά μεγαλύτερες από το όριο του 1 ppm.
- Παραπλήσια προβλήματα υπάρχουν με τα γεωθερμόμετρα πυριτίου τα οποία και δίνουν υψηλότερες τιμές θερμοκρασιών στις περιοχές πάνω από 90 και 100 °C. με την χρήση των αντίστοιχων γεωθερμομέτρων πυριτίου
- Για το λόγο αυτό εμπιστευόμαστε περισσότερο το γεωθερμόμετρο Na-K-Ca που μετά από τις προτεινόμενες διορθώσεις στις τιμές του μαγνησίου οι τελικές τιμές που προκύπτουν είναι 74 και 75 °C.

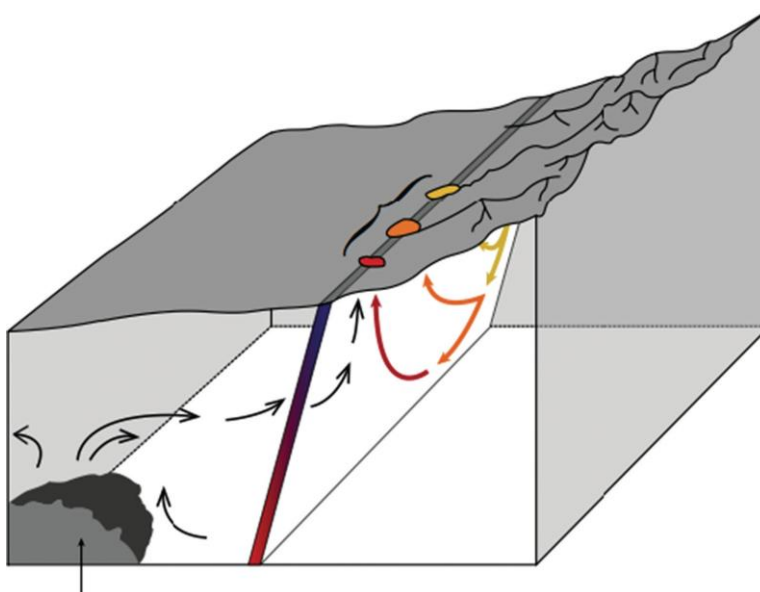
Η υδροφορία στην περιοχή έχει ως πιθανότερο στεγανό υπόβαθρο του πιθανώς γεωθερμικού υδροφορέα τμήματα του Φυλλιτικού καλύμματος, είτε οι φυλλίτες –

χαλαζίτες, είτε ο σχηματισμός γύψων – ραουβακών όπως προαναφέρθηκε. Το συνολικό πάχος των επάλληλων τεκτονικών ακολουθιών, της Τρίπολης και της υποκείμενης τεκτονικής ενότητας αυτής του Φυλλιτικού καλύμματος διαφέρει από περιοχή σε περιοχή ακόμα και εντός της Μεσσαράς όπου εμφανίζονται εντός της εκτεταμένης ακολουθίας του Νεογενούς, τα τεκτονικά παράθυρα μικρών σχετικά διαστάσεων της Πίνδου και της Τρίπολης. Με μια μέση γεωθερμική βαθμίδα οι τιμές της θερμοκρασίας που έχουν μετρηθεί δεν επιτυγχάνονται στα 500 μέτρα, αλλά απαιτούν διπλάσιο σχεδόν βάθος. Εάν ο υδροφορέας είναι αυτών των διαστάσεων (πάχος πάνω από 500 μέτρα) τότε θα πρέπει να αξιοποιηθεί ανάλογα. Εάν όμως δεν έχει αυτές τις διαστάσεις θα πρέπει να εξηγηθεί μια πιθανή αύξηση της γεωθερμικής βαθμίδας.

Μία εξήγηση για την αύξηση είναι ότι η μέση θερμική ροή που έχει υπολογιστεί στα 60 mW/m^2 για την περιοχή της Μεσσαράς αυξάνει κατά μήκος των μεγάλων ρηγματογόνων ζωνών που λειτουργούν ήδη από το Μέσο Μειόκαινο και δραστηριοποιήθηκαν κατ'επανάληψη (Peterek and Schwarze 2004).

Εναλλακτικά, εκτός από την αύξηση της θερμικής ροής στις μεγάλες ρηγματογόνες ζώνες μια αύξηση της τιμής της γεωθερμικής βαθμίδας θα μπορούσε να συνδέεται με μια πιθανή ύπαρξη πλαγιογρανιτικών σωμάτων εντός της τεκτονικής ακολουθίας των ανωτέρων ενοτήτων που επηρεάζονται και γειτνιάζουν με αυτές τις ρηγματογόνες ζώνες. Ενώ στο ανερχόμενο τέμαχος αυτές οι ενότητες βρίσκονται στην επιφάνεια, στο κατερχόμενο τέμαχος μπορεί να είναι καλυμμένες από εκατοντάδες μέτρα αποθέσεων του Νεογενούς και να συνδράμουν, ακόμα και ως σώματα μικρών διαστάσεων στην αύξηση τοπικά της θερμοκρασίας και της δημιουργίας ενός ταμειυτήρα χαμηλής ενθαλπίας, του οποίου η θερμοκρασία των υδάτων αυξομειώνεται επηρεαζόμενη από πολλούς παραμέτρους μεταξύ των οποίων είναι η ποσότητα και η ταχύτητα των κατεισδυνόντων υδάτων, η ποσότητα και η ταχύτητα άντλησης τους κτλ.

Η συστηματική έρευνα για την απάντηση αυτών των ερωτημάτων ξεφεύγει από τα στενά όρια μιας διπλωματικής εργασίας.



Εικόνα 7-3. Σχηματικό διάγραμμα ροής κατά μήκος μιας ρηγματογόνου ζώνης. Επιφανειακό νερό κατεισδύει από την ορεινή περιοχή στη ζώνη του ρήγματος στη βάση της οροσειράς. Το νερό κατεβαίνει στη συνέχεια κατά μήκος του ρήγματος και θερμαίνεται από μια ενταφιασμένη πηγή θερμότητας εντός της λεκάνης. Το θερμό νερό ανεβαίνει, μέσω των δυνάμεων της άνωσης, κατά μήκος του ρήγματος στην επιφάνεια όπου μπορεί και να αναδυθεί και ως πηγή (Τροποποιημένο από Glassley 2015).

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Διεθνής

Arnorsson S., Gunnlaugsson E. and Svavarsson H. (1983): The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in Geothermal investigation. *Geoch.Cosm.Acta*, Vol.47, 567-577.

Bonneau M. (1984): Correlation of the Hellenic Nappes in the south east Aegean and their tectonic reconstruction, Geological Society, London, Special Publications, 17, p 517-527.

Chatzigiannis G. and Kavouridis Th. (2013): The geothermal occurrence of Kapistri, Ierapetra area, Crete., *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. XLVII, 1914-1919.

http://www.geosociety.gr/images/news_files/EGE_XLVII/Vol_4/1914_Chatzigiannis.pdf

D'Amore F. and Panichi C. (1980): Evaluation of deep temperatures of hydrothermal system by a new gasgeothermometer. *Geoch.Cosm. Acta*, Vol.44, 549-556.

Dornsiepen U.F., Manutsoglu E., Mertmann D. (2001): Permian – Triassic palaeogeography of the external Hellenides, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, p 327-338.

Fouillac R. and Michard S. (1981): Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, 55-70.

Fournier R.O. and Potter R.W. II. (1982a): A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geoth. Res. Council Bull.*, 11-10, 3-12.

Fournier R.O. and Potter R.W. I., (1982): An equation correlating the solubility of quartz in water from 25 °C to 900 °C at pressures up to 10000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1969-1974.

Fournier R.O. (1979): A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions. Volume 3*, 221-224.

Fournier R.O. and Potter R. W.II. (1979): Magnesium correction to Na-K-Ca geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1543-1550.

Fournier R.O. and Truesdell A.H. (1973): An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1255-1275.

Giggenbach W.F. (1988): Geothermal solute equilibria. *Geochimica. Cosmochim. Acta*, 52, 2749 - 2765.

Giggenbach W.F. (1991): Chemical techniques in geothermal exploration; Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development (D'Amore F., Ed.), UNITAR/UNDP Center on Small Energy Resources, Rome, 119-144.

Glassley W.E. (2015): Geothermal Energy, Second Edition, Renewable Energy and the Environment, CRS Press, pp. 363.

Karingithi Cyrus W. (2009): Chemical geothermometers for geothermal exploration. Presented at Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, November 1-22.

<http://www.os.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-10-0603.pdf>

Koepke J., Seidel E. and Kreuzer H. (2002): Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean, *Lithos*, 65, 183 – 203.

Mendrinis D., Choropanitis I., Polyzou O. and Karytsas C. (2010): Exploring for geothermal resources in Greece, *Geothermics*, 39, 124-137.

Meulenkamp J.E. (1979): Field Guide to the Neogene of Crete. Publ. Dep. Geol. Pal. Univ. Athens, p 1-32.

Peterek, A. and Schwarze, J. (2004): Architecture and Late Pliocene to recent evolution of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (south-central Crete, Greece), *Journal of Geodynamics*, Volume 38, Issue 1, p. 19-55.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370704000274>

Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2008): IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 2, doi:10.1088/1755-1307/2/1/012003
<http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1307/2/1/012003/pdf;jsessionid=C4F22CF3F4D35A3276020F96EA759A86.c1>

RockWare, Inc., RockWorks 15, 1983-2008. USA.

Seidel E., H. Kreuzer & W. Harre (1982): A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides, *Geol. Jb.*, E23, 165-206.

Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources", organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, November 1 - 22, 2009. <http://www.unugtp.is/en/moya/page/sc-10/>

van Hinsbergen, D. and Meulenkamp, J.E. (2006): Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. Basin Research, 18, p. 103-124.

Ελληνική

Βιδάκης Μ. et. al. (1992): Βασικός γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμακα 1:50.000, φύλλο ΕΠΑΝΩ ΑΡΧΑΝΑΙ, ΙΓΜΕ, Αθήνα.

Βασιλάκης Ε.Μ. (2006): Μελέτη της τεκτονικής δομής της λεκάνης Μεσσαράς, κεντρικής Κρήτης με τη βοήθεια τεχνικών τηλεπισκόπησης και συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών, Α δημοσίευτη διδακτορική διατριβή Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος (ΕΚΠΑ).

<http://phdtheses.ekt.gr/eadd/handle/10442/21417>

Βλασταράς Π.Ν. (2006): Γεωφυσική έρευνα για τον εντοπισμό γεωθερμικού πεδίου στο Ακρωτήριο Χανίων. Διπλωματική εργασία του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων Πολυτεχνείου Κρήτης, 91 σελ.

<http://dias.library.tuc.gr/view/11218>

Βουδούρης Κ. (2009): Υδρογεωλογία Περιβάλλοντος, Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.

Καλλέργης Γ.Α. (1986): Εφαρμοσμένη Υδρογεωλογία, Τόμος Α', Έκδοση Τεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδας, Αθήνα.

Καρυδάκης Γ. (2005): Γεωθερμική ενέργεια, εκδόσεις Αθλότυπο, Αθήνα.

Κριτσωτάκης Μ. (2009): Διαχείριση Υδατικών Πόρων Μεσσαράς Κρήτης. Διδακτορική Διατριβή. Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος,

Διατμητικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Έλεγχος Ποιότητας & Διαχείριση Περιβάλλοντος» <http://dias.library.tuc.gr/view/13903>

Κυρκιμτζή Ισμήνη-Χαρά (2013): Καθορισμός γεωλογικών παραμέτρων εμφάνισης γεωθερμικών ρευστών, εντός σχηματισμών της Λεκάνης Μεσσαράς. Διατριβή ειδίκευσης, μεταπτυχιακό πρόγραμμα Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον, Τμήμα Μηχ. Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 172 σελ. <http://dias.library.tuc.gr/view/13833>

Μανούτσογλου Ε. (2008): Αδημοσίευτες Σημειώσεις Σεμιναρίου Γεωλογίας της Κρήτης, της Ερευνητικής Μονάδας Γεωλογίας της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης, 55 σελ.

Μαυρογιαννόπουλος Γ. (1983): Δυνατότητες θέρμανσης του θερμοκηπίου με τη χρησιμοποίηση υπόγειου εναλλακτή θερμότητας εδάφους – αέρα. Διδακτορική διατριβή, Ανωτάτη Γεωπονική Σχολή Αθηνών, Εργαστήριο Γεωργικών Κατασκευών, 84 σελ.

Μπελιβάνη Δ. (2013): Ιζηματολογική και γεωχημική ανάλυση των αποθέσεων της περιοχής Πιτσίδα στη Νότιο-ανατολική Κρήτη, Διπλωματική εργασία, Πανεπιστήμιο Πατρών, σελ 1-90.

Νικολάου Σ. (1994): Αποτελέσματα Αναγνωριστικής Γεωηλεκτρικής Έρευνας στην περιοχή νότια του Ψηλορίτη, Τεχνική Έκθεση, Ινστιτούτο Γεωλογικών Μεταλλευτικών Ερευνών, Διεύθυνση Γεωφυσικών ερευνών.

Παπαγεωργάκης Ι. (1992): Θέρμανση – Ψύξη κτιρίων με αβαθή γεωθερμική ενέργεια στην Ελλάδα, 4ο Εθνικό συνέδριο για τις Ήπιες μορφές ενέργειας, Πρακτικά Τόμος Β, σελ. 250-263, Ξάνθη.

Περιφέρεια Κρήτης, Γενική Διεύθυνση Περιφέρειας, Διεύθυνση Υδάτων, Τμήμα Παρακολούθησης και ελέγχου της ποιότητας και ποσότητας των υδάτων, Κατάσταση υπογείων υδροφορέων Κρήτης, Νοέμβριος 2009.

Σούλιος Χ.Γ. (1996): Σημειώσεις Προπτυχιακού μαθήματος Γενική Υδρογεωλογία.

Τσελεπίδου Κ. (2008): Βελτιστοποίηση διαχείρισης γεωθερμικών και υπόγειων υδατικών πόρων. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, ΑΠΘ., 346 σελ. <http://www.didaktorika.gr/eadd/handle/10442/15572>

Φυτίκας Μ. και Ανδρίτσος Ν. (2004): Γεωθερμία–Γεωθερμικοί πόροι, Γεωθερμικά Ρευστά, Εφαρμογές, Περιβάλλον. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.

Φυτρολάκης Ν. (1980): Η γεωλογική δομή της Κρήτης. - Διατριβή επί υφηγεσία. ΕΜΠ, Αθήνα, 146 σελ.

Πηγές από το Διαδίκτυο

[1] <http://www.radiolasithi.gr/lasithi/agrotika/item/15044>

[2] <http://www.iene.gr/energyB2B/articlefiles/geothermia/fytikas.pdf>

[3] <http://www.osti.gov/scitech/servlets/purl/6707209>

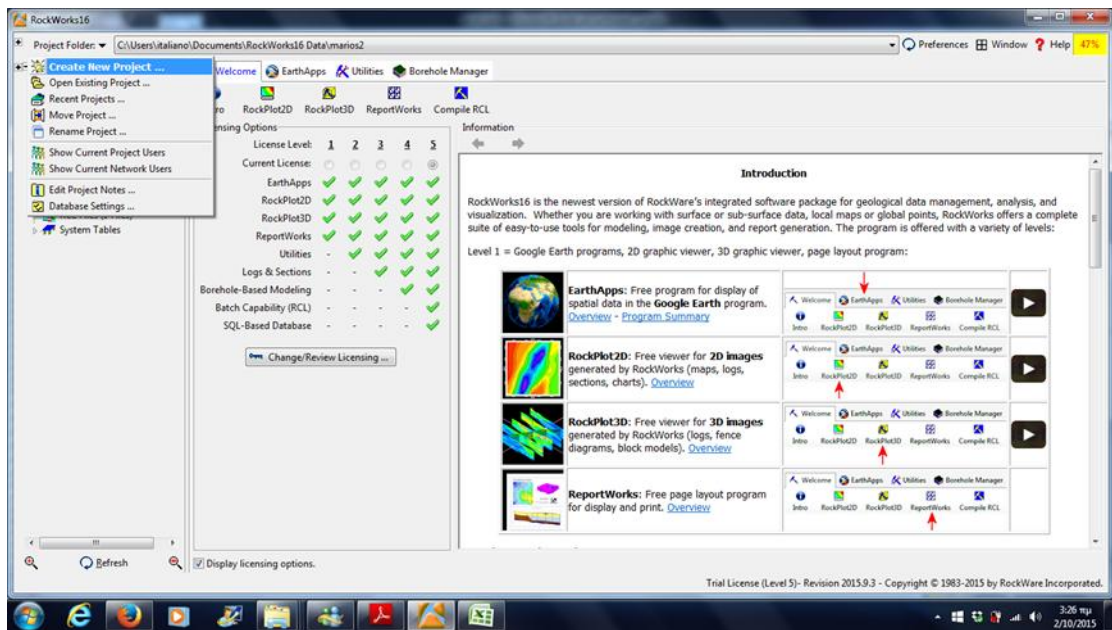
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Η υποσελίδα utilities του λογισμικού Rockworks16 αποτελεί ένα παράθυρο εισαγωγής δεδομένων υπό μορφή υπολογιστικού φύλλου. Η μορφή του είναι παραπλήσια με αυτή του Microsoft Office Excel με διαφοροποιημένες λειτουργίες.

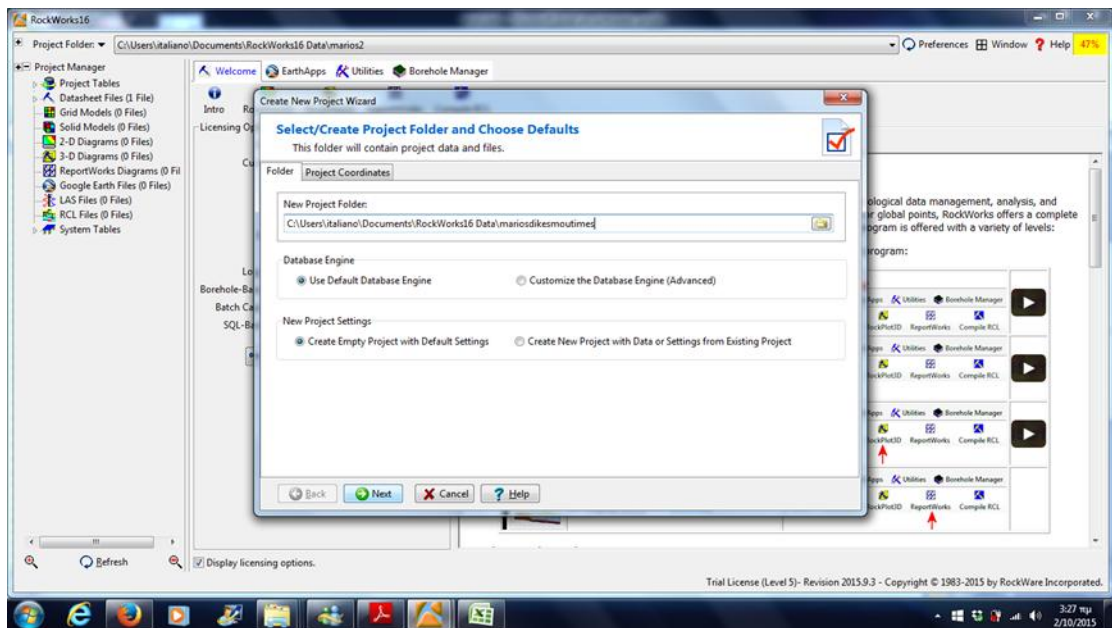
Μπορούν να εισαχθούν μια πληθώρα δεδομένων. Το ενδιαφέρον μας όμως επικεντρώνεται στην καταχώρηση των δεδομένων των γεωθερμικών νερών, τα οποία έχουν συλλεχθεί με δειγματοληψία από το Μελιδοχώρι.

Σκοπός της χρήσης αυτού του λογισμικού είναι η δημιουργία των διαγραμμάτων Piper και Durov και έπειτα ο χαρακτηρισμός των υδάτων, δίνοντας έτσι την υδροχημική φάση του δείγματος.

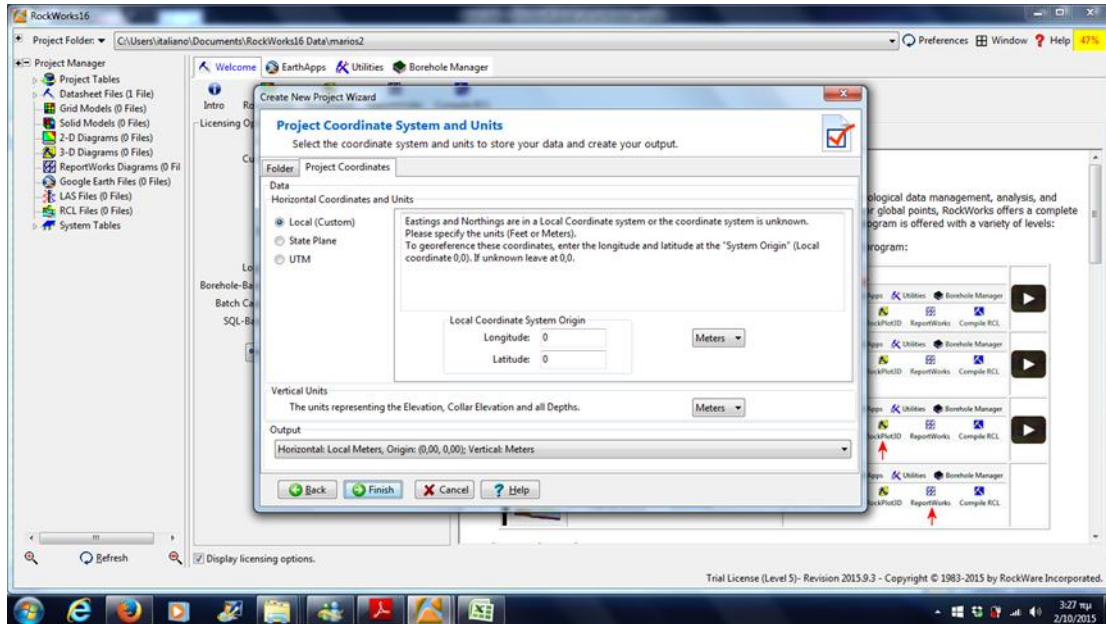
Αρχικά ανοίγουμε το λογισμικό Rockworks16 και επιλέγουμε το “Project Folder”, “Create New Project”.



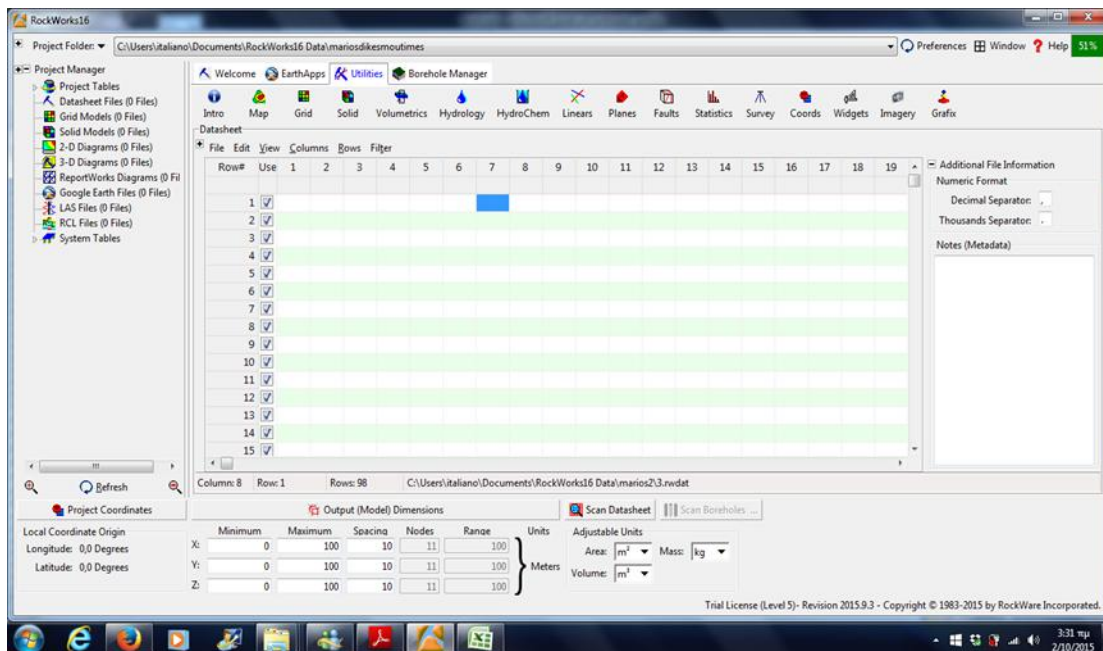
Ακολουθώντας δημιουργούμε ένα νέο φάκελο και ονοματίζουμε το νέο πρόγραμμα.



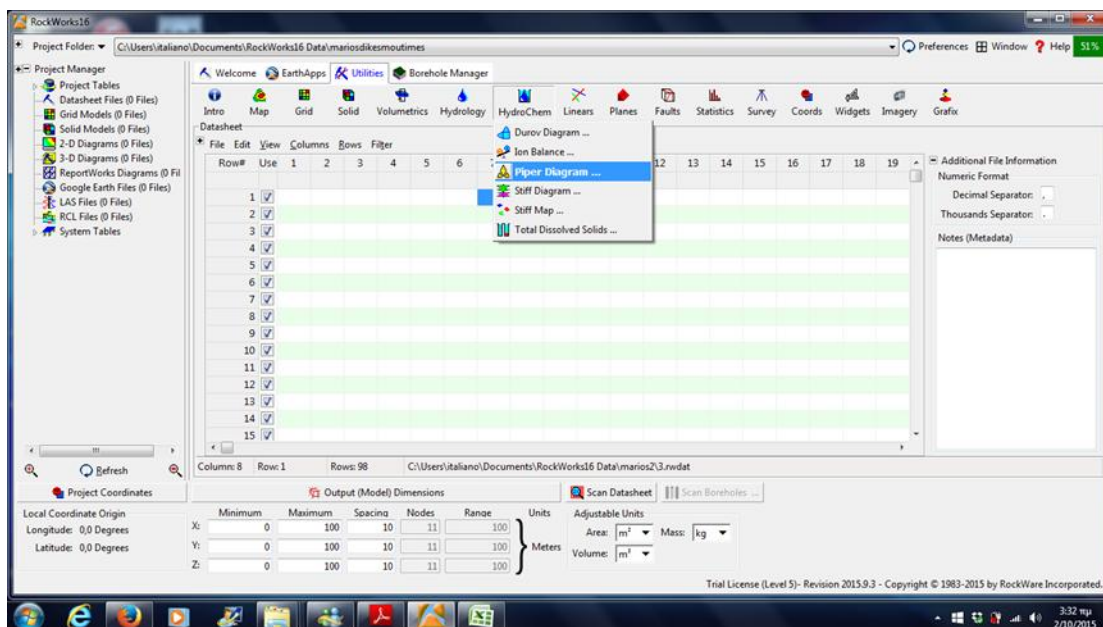
Το νέο παράθυρο το οποίο εμφανίζεται μας ζητά να εισάγουμε τιμές για συντεταγμένες, κάτι το οποίο δεν μας αφορά στην παρούσα εργασία, οπότε κλικάρουμε την επιλογή “Finish”.



Έπειτα επιλέγουμε το “Utilities” και μας εμφανίζονται γραμμές και στήλες οι οποίες είναι αριθμημένες και μοιάζουν με το πρόγραμμα Microsoft Office Excel.



Επιλέγουμε το “Hydrochemistry”, “Piper Diagram”.



Στο παράθυρο που εμφανίζεται, παρατηρούμε ότι στο αριστερό μέρος της οθόνης αναγράφονται τα στοιχεία που θα πρέπει να υπάρχουν σε κάθε στήλη,

Piper Diagram

Input Columns

Sample ID	Symbol	Na (Cation)	K (Cation)	Ca (Cation)	Mg (Cation)	Cl (Anion)	HCO3 (Anion)	CO3 (Anion)	SO4 (Anion)
1									
2									
5									
6									
7									
8									
9									
10									
11									
12									

Additional Cations
Additional Anions
Titles
Border
TDS Circles
Symbol Index
Major Dividers
Minor Dividers
Axis Titles
Axis Labels
TDS Scalebar
Point Symbols
Point Labels

Process (Ctrl+G)

Instructions

Creating Piper Diagrams

Utilities | Hydrochemistry | Piper Diagram

This program is used to read a listing of ion concentrations from the dataset and create a Piper diagram for groundwater ion concentration analysis.

Below is a summary of all of the parts of a Piper diagram.

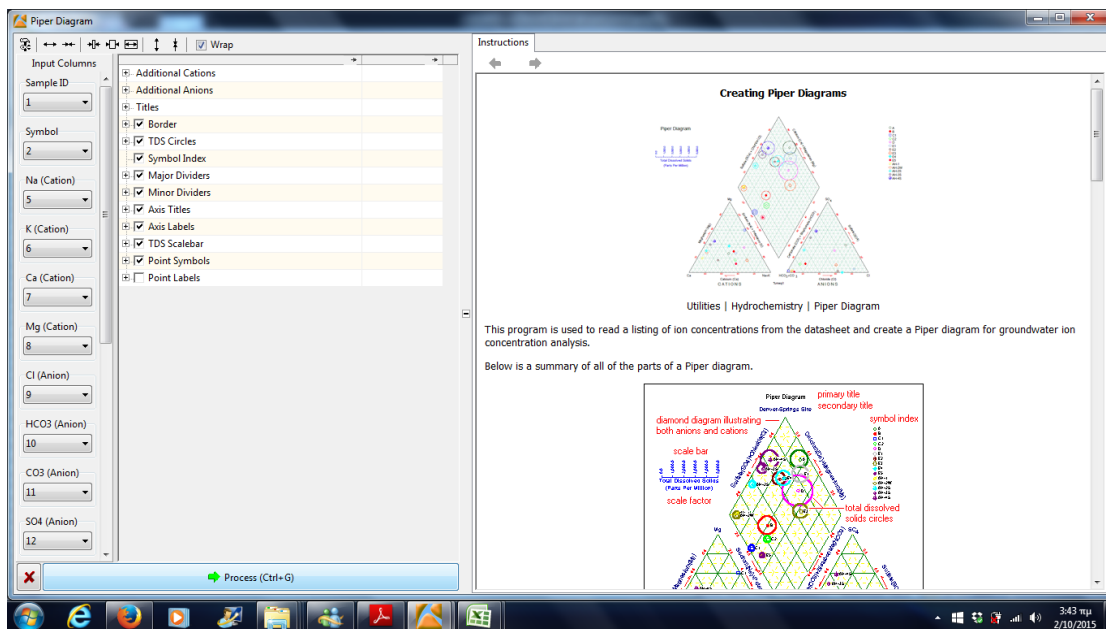
The screenshot displays the RockWorks 16 software interface. The main window shows a Datasheet with 19 columns and 15 rows. The data is as follows:

Row#	Use	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	<input checked="" type="checkbox"/>	MEL1				27.05	0.71	57.35	21.25	48.4	283.4302887	104.5								
2	<input checked="" type="checkbox"/>	MEL2				33.33	1.29	57.8	23.34	68.8	228.9568578	175.4								
3	<input checked="" type="checkbox"/>																			
4	<input checked="" type="checkbox"/>																			
5	<input checked="" type="checkbox"/>																			
6	<input checked="" type="checkbox"/>																			
7	<input checked="" type="checkbox"/>																			
8	<input checked="" type="checkbox"/>																			
9	<input checked="" type="checkbox"/>																			
10	<input checked="" type="checkbox"/>																			
11	<input checked="" type="checkbox"/>																			
12	<input checked="" type="checkbox"/>																			
13	<input checked="" type="checkbox"/>																			
14	<input checked="" type="checkbox"/>																			
15	<input checked="" type="checkbox"/>																			

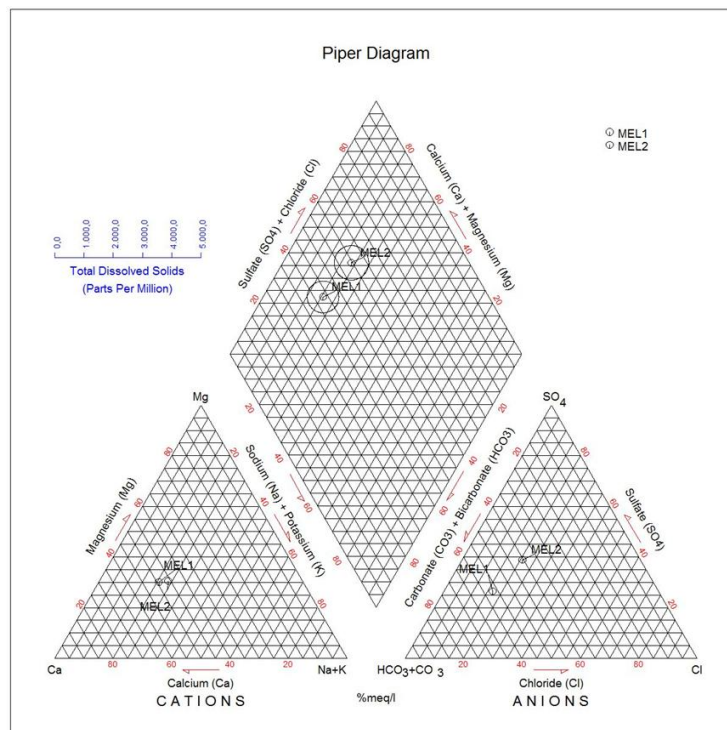
The interface also shows a Project Manager on the left with a tree view of project files. The bottom panel displays Project Coordinates and Units settings.

122

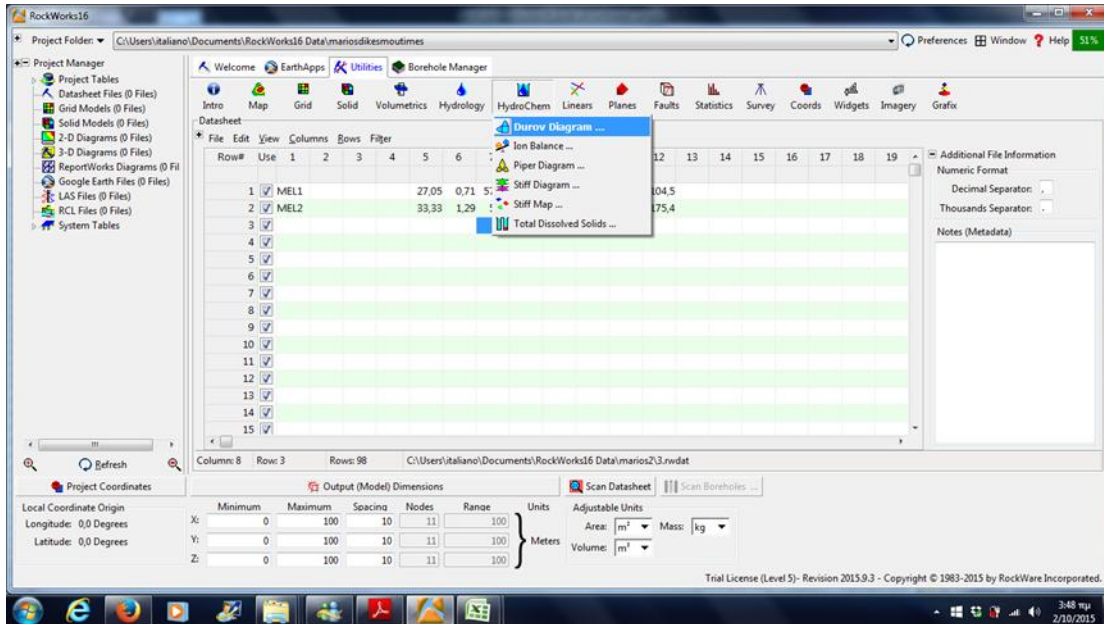
διαγράμματα να φαίνεται πάνω στο διάγραμμα το όνομα της γεώτρησης σε κάθε κουκίδα.



Έτσι δημιουργούνται τα διαγράμματα Piper.

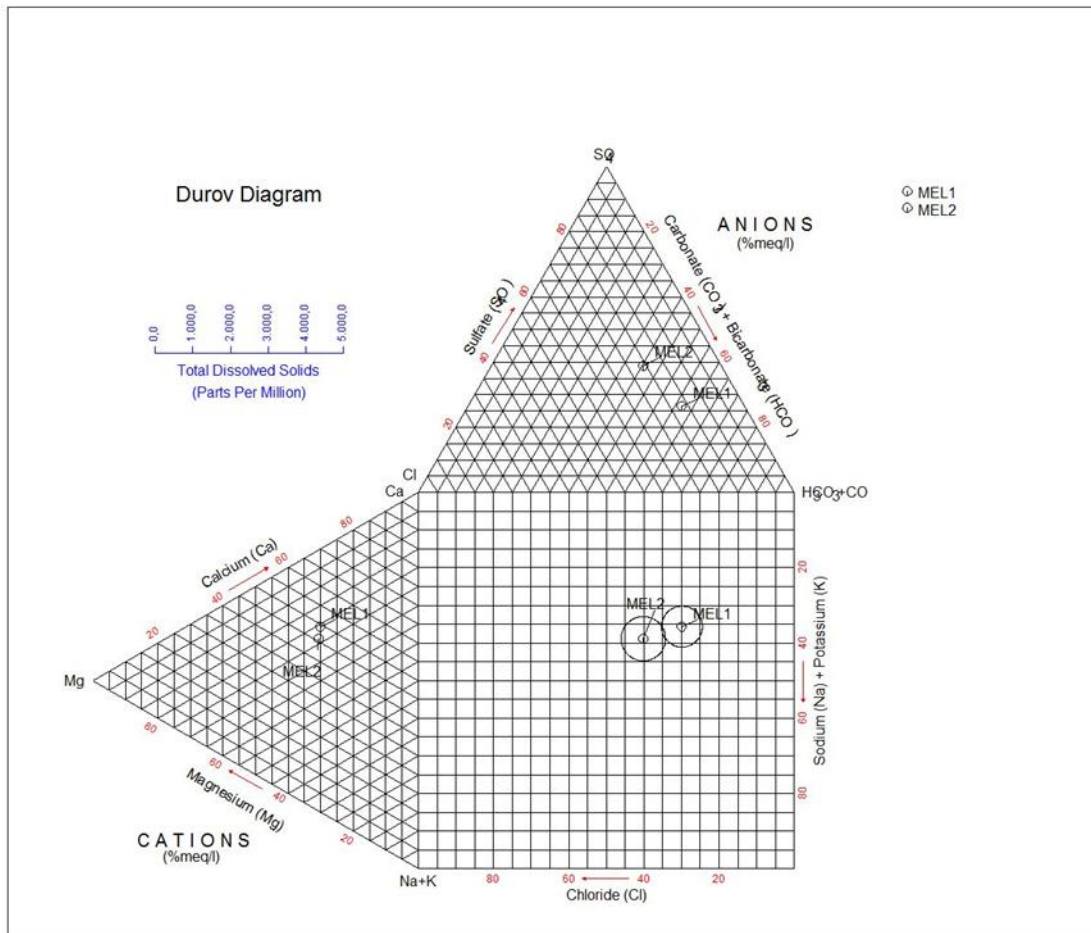


Αφού έχουμε δημιουργήσει το διάγραμμα Piper επιλέγουμε “File”=>”Export”=>”JPEG” και αποθηκεύεται στο φάκελο που έχουμε δημιουργήσει.



Τέλος επιλέγουμε “Hydrochemistry”, “Durov Diagram”.

Αφού επιλέξουμε το “Process” δημιουργείται και τα διάγραμμα Durov.



Έτσι όπως κάναμε και προηγουμένως με το διαγράμμα Piper επιλέγουμε “File”=>“Export”=>“JPEG” και αποθηκεύεται το διάγραμμα Durov στο φάκελο που έχουμε δημιουργήσει.