



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ – ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ
ΓΙΑ ΤΗΝ
ΕΡΕΥΝΑ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΠΕΔΙΩΝ

1^η ΑΝΑΘΕΩΡΗΣΗ

από τον

Ανδρέα Τζάνη, PhD.
Επίκουρο Καθηγητή
atzanis@geol.uoa.gr

Αθήνα, Νοέμβριος 2010

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΧΘΟΝΙΑ ΛΑΒΡΑ: Ο ΖΩΤΙΚΟΣ ΠΑΛΜΟΣ ΕΝΟΣ ΜΕΣΗΛΙΚΑ ΠΛΑΝΗΤΗ	3
1.1. Η ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ	3
1.1.1. ΠΡΩΤΟΓΕΝΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑ.....	4
1.1.2. ΡΑΔΙΟΓΕΝΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑ.....	5
1.2. ΜΕΤΑΛΟΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΓΗ	6
1.2.1. ΘΕΡΜΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΗ ΒΑΘΜΙΔΑ.....	6
1.2.2. ΘΕΡΜΙΚΗ ΡΟΗ ΣΤΟΥΣ ΩΚΕΑΝΟΥΣ.....	8
1.3. Ο ΠΑΛΜΟΣ ΤΗΣ ΓΗΣ: ΘΕΡΜΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ, ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΑ	8
1.3.1. Ο ΠΥΡΗΝΑΣ ΚΑΙ ΤΟ ΓΕΩΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ.....	8
1.3.2. ΘΕΡΜΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΣΤΟΝ ΜΑΝΔΥΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΛΑΚΕΣ ΚΑΙ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ.....	11
1.3.3. ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ.....	14
1.4. QUO VADEMUS?	16
2. ΠΕΡΙ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	17
2.1. ΟΡΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ	17
2.2. ΜΕΤΑΦΟΡΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ	18
2.2.1 ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΝΤΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΥΨΗΛΟΥ ΠΟΡΩΔΟΥΣ ΚΑΙ ΔΙΑΠΕΡΑΤΟΤΗΤΑΣ.....	18
2.2.2 ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΥΨΗΛΗΣ ΩΣ ΚΑΝΟΝΙΚΗΣ ΘΕΡΜΙΚΗΣ ΡΟΗΣ.....	21
2.3 ΜΕΤΑΛΟΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ	22
2.3.1. ΥΔΡΟΦΟΡΟΙ ΟΡΙΖΟΝΤΕΣ ΧΑΜΗΛΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ / ΕΝΘΑΛΠΙΑΣ ΕΝΤΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΥΨΗΛΟΥ ΠΟΡΩΔΟΥΣ.....	23
2.3.2. ΕΝΙΣΧΥΜΕΝΑ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ (ENHANCED GEOTHERMAL SYSTEMS) – ΠΡΩΗΝ ΘΕΡΜΑ ΞΗΡΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ (ΘΞΠ).....	24
3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	29
3.1. ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΚΑΙ ΣΤΡΑΤΗΓΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	29
3.2. ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	30
3.3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ, ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ	31
3.4. ΓΕΩΧΗΜΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ – ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ	32
3.5. ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ	33
3.5.1. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ ΘΕΡΜΙΚΗΣ ΡΟΗΣ.....	34
3.5.2. ΜΑΓΝΗΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ.....	36
3.5.3. ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ.....	37
3.5.4. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ.....	38
3.5.5. ΕΝΕΡΓΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ (ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ, ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ).....	40
3.5.6. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ.....	40
3.5.6.1. Ηλεκτρικές μέθοδοι συνεχούς ρεύματος.....	41
3.5.6.2. Ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.....	42
3.5.7 ΜΕΘΟΔΟΣ ΙΔΙΟΥ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ.....	43
4. ΤΟ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΜΗΛΟΥ	45
4.1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΘΕΡΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ.....	45
4.2. ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ.....	46
4.3. ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΥΝΕΧΟΥΣ ΡΕΥΜΑΤΟΣ.....	46
4.4. ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ (ΜΑΓΝΗΤΟΤΕΛΟΥΡΙΚΗ) ΜΕΛΕΤΗ.....	47
4.5. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ.....	47
4.6. ΤΟ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΣ ΜΗΛΟΥ - ΟΛΟΚΛΗΡΩΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ (ΓΥΤΙΚΑΣ ET AL, 1989).....	49
5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ	59

1. ΧΘΟΝΙΑ ΛΑΒΡΑ: Ο ΖΩΤΙΚΟΣ ΠΑΛΜΟΣ ΕΝΟΣ ΜΕΣΗΛΙΚΑ ΠΛΑΝΗΤΗ

Το εσωτερικό της Γης είναι θερμό! Αυτό είναι σαφές σε όλους σχεδόν τους ανθρώπους και πηγάζει από την καθημερινή άμεση και έμμεση εμπειρία τους. Η έστω και περιορισμένη γνώση που αποκτήθηκε στο σχολείο, η ύπαρξη των ηφαιστειών και η συχνή αναφορά στις εκρήξεις τους από τα ΜΜΕ, η συνεχής δημόσια συζήτηση για την γεωθερμία ως εναλλακτική μορφή ενέργειας, η εκλαϊκευμένη ενημέρωση για τις προόδους της επιστήμης και πολλές άλλες πηγές πληροφόρησης έχουν καταστήσει το γεγονός κοινό τόπο.

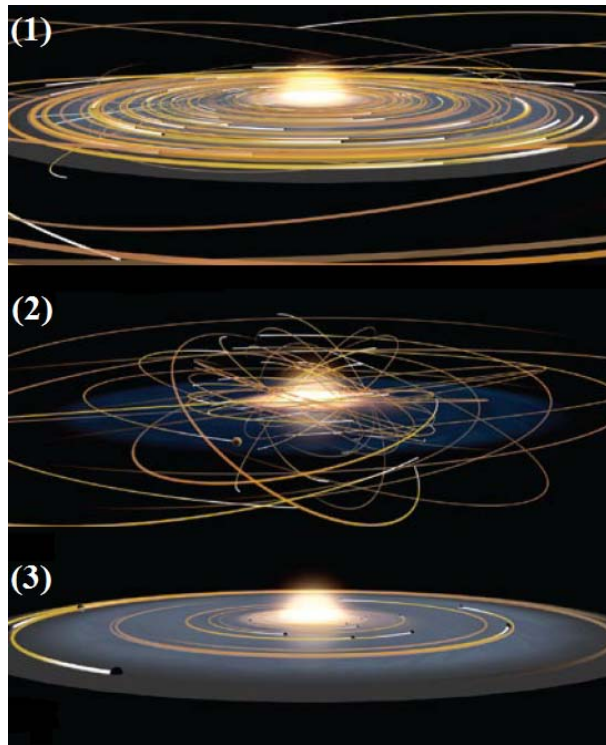
Αυτό που είναι λιγότερο γνωστό, ή μάλλον λιγότερο κατανοητό, είναι ότι η θερμότητα που υπάρχει στο εσωτερικό της Γης αποτελεί ζωογόνο δύναμη που κινεί τον πλανήτη μας και σε γεωλογικό χρόνο, καθορίζει το γίνεσθαι στην επιφάνειά του, την οποία κατοικούμε. Αυτή παράγει το μαγνητικό πεδίο που μας προστατεύει από την σωματιδιακή ακτινοβολία του Ήλιου και αυτή κινεί τις τεκτονικές πλάκες μεταβάλλοντας και ανανεώνοντας συνεχώς την μορφή της. Η Γη, παρ' όλη την καθόλου ευκαταφρόνητη ηλικία της – είναι ήδη μεσήλικας – σφύζει, εξελίσσεται και ανανεώνεται, και ο παλμός της συνοδεύεται από έντονα δυναμικά φαινόμενα που κυμαίνονται από την συνήθη ηφαιστειακή και σεισμική δραστηριότητα μέχρι μεγα-ηφαιστειακούς παροξυσμούς που μπορούν να προκαλέσουν μαζικές εξαφανίσεις ειδών, όπως επανειλημμένα έχει συμβεί στο γεωλογικό παρελθόν. Η ανανέωση, ακόμα και όταν συνδυάζεται με μαζικές εξαφανίσεις, είναι μακροπρόθεσμα απαραίτητη: σε πλανητική κλίμακα και γεωλογικό χρόνο ξαναρχίζει το ρολόι της εξέλιξης, ενώ ταυτόχρονα δημιουργούνται καινούρια περιβάλλοντα και οικοσυστήματα που βοηθούν στην ανάπτυξη βιοποικιλότητας και ανωτέρων μορφών ζωής· όσοι θεωρούν ότι οι φυσικές καταστροφές είναι «κακό» πράγμα, ας σημειώσουν ότι εάν δεν είχαν εξαφανισθεί οι δεινόσαυροι, οι γραμμές αυτές δεν θα είχαν ποτέ γραφτεί...

Η προέλευση της θερμότητας και η δομή του εσωτερικού της Γης υπήρξε αντικείμενο ενδιαφέροντος, και μελέτης από τα αρχαία σχεδόν χρόνια. Οι ηφαιστειακές εκρήξεις και τα γεωθερμικά φαινόμενα οδήγησαν τους αρχαίους φιλόσοφους και μεσαιωνικούς αλχημιστές στην διατύπωση πολλών και ποικίλων υποθέσεων για την ύπαρξη μυστηριώδους (ή μυστηριακής) *χθόνιας λάβρας*. Η πρώτη απόπειρα επιστημονικής αντιμετώπισης των γεωθερμικών φαινομένων έγινε κατά τον 17^ο αιώνα στην Αγγλία από τον Ροβέρτο Μπούλ (Robert Boyle), όταν με την κατασκευή των πρώτων βαθιών ανθρακωρυχείων έγινε σαφές ότι υπάρχει μία *γεωθερμική βαθμίδα*, δηλ. αύξηση της θερμοκρασίας της Γης με το βάθος. Μάλιστα, στα βαθύτερα σύγχρονα ορυχεία άνθρακα ή χρυσού, η θερμοκρασία είναι τόσο υψηλή, ώστε να απαιτούνται εγκαταστάσεις κλιματισμού για να προστατεύουν τους εργαζομένους από την θερμοπληξία!

Στην σύντομη παρουσίαση που ακολουθεί, θα προσπαθήσουμε να γνωρίσουμε την ζωογόνο δύναμη του πλανήτη μας, την χθόνια λάβρα, κάνοντας μία σύντομη αναδρομή στην γένεση και διαμόρφωση της Γης, στην δομή και σύστασή της, στην εσωτερική της λειτουργία και στον τρόπο με τον οποίο σκηνογραφεί το περιβάλλον μας, αλλά και τις ευκαιρίες που μας προσφέρει για μία οικολογικότερη διαβίωση (γεωθερμική ενέργεια).

1.1. Η ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ

Η θερμική ιστορία της Γης είναι άμεσα και άρρηκτα συνδεδεμένη με την γένεση και εξέλιξη του πλανήτη. Υπάρχουν πολλές πιθανές πηγές θερμότητας που συνέβαλαν στην τελική διαμόρφωση του σύγχρονου θερμικού καθεστώτος και ροής: αυτές περιλαμβάνουν την πρωτογενή θερμότητα που εκλύθηκε κατά την διάρκεια σχηματισμού του πλανήτη, ραδιενεργό σχάση στο εσωτερικό της Γης, παλιρροϊκή τριβή λόγω της βαρυτικής επίδρασης της Σελήνης και άλλων ουρανίων σωμάτων, εξώθερμες χημικές αντιδράσεις στο εσωτερικό της Γης και την ηλεκτρομαγνητική αλληλεπίδραση με τον ηλιακό άνεμο (ρεύμα πρωτονίων και ηλεκτρονίων που εκπέμπεται από τον Ήλιο). Από όλες αυτές τις πηγές,



Εικόνα 1.1 – ΠΛΑΝΗΤΟΓΕΝΕΣΗ. Η συσσωμάτωση σκόνης και αερίων σχηματίζει δισεκατομμύρια *πλανητιδίων* χιλιομετρικής κλίμακας (1). Τα πλανητίδια συγκρούονται και συγχωνεύονται, σχηματίζοντας *εμβρυακούς πρωτο-πλανήτες* μεγέθους ανάλογου της Σελήνης και του Άρη. Σχετικά λίγοι σε αριθμό οι εμβρυακοί πλανήτες, κυριαρχούν στις αντίστοιχες τροχιακές τους ζώνες και ανταγωνίζονται για να προσελκύσουν το υπόλοιπο υλικό του πρωτοπλανητικού δίσκου. (2) Μερικά σώματα αυξάνονται υπέρμετρα σε μέγεθος και διαταράσσουν τις τροχιές των υπολοίπων, οπότε ακολουθεί μεγάλος αριθμός συγκρούσεων και συνενώσεων εμβρυακών πλανητών. (3) Το υλικό του πρωτοπλανητικού δίσκου καταναλίσκεται και οι ολοκληρωμένοι πλανήτες κατασταλάζουν στις τελικές τους τροχιές.

- Η Εικόνα είχε αρχικά φιλοτεχνηθεί από τον Don Dixon για το άρθρο του Douglas N.C. Lin, «The genesis of planets» (Scientific American, Μάιος 2008)· τροποποιήθηκε και προσαρμόστηκε στις ανάγκες του παρόντος από τον Συγγραφέα. Για περισσότερες πληροφορίες και ενημέρωση για την ανακάλυψη πλανητών εκτός του ηλιακού μας συστήματος βλ. <http://exoplanet.eu>.

σημαντικότερες είναι η πρωτογενής και ραδιογενής θερμότητα, τις οποίες θα εξετάσουμε με λίγο περισσότερη λεπτομέρεια.

1.1.1. Πρωτογενής θερμότητα.

Η επικρατούσα θεωρία για την γένεση της Γης προτείνει ότι αφού σχηματίστηκε ο πρωτο-Ήλιος λόγω βαρυτικής συμπίκνωσης της διαστρικής ύλης, απέμεινε ένα εκτεταμένο νέφος αερίων και διαστρικής σποδού (σκόνης), το οποίο στροβιλιζόταν γύρω του, παγιδευμένο στο βαρυτικό του πεδίο και είχε την μορφή δίσκου (*πρωτοπλανητικός δίσκος*). Οι αστρονόμοι έχουν ήδη παρατηρήσει δίσκους στους οποίους η μάζα των βαρέων στοιχείων είναι περίπου συγκρίσιμη με την μάζα των βαρέων στοιχείων στους πλανήτες του ηλιακού μας συστήματος, πράγμα που αποτελεί ισχυρή ένδειξη ότι οι πλανήτες γεννήθηκαν από τέτοιους δίσκους...

Μέσα στον πρωτοπλανητικό δίσκο, η βαρύτητα και ο στροβιλισμός γύρω από το νεογνό άστρο οδήγησαν σε βαθμιαία *διαφοροποίηση* της δομής του με τα μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια να έλκονταν και συγκεντρώνονταν προς το εσωτερικό του, όπου λόγω θέρμανσης απέβαλλαν τα πτητικά συστατικά τους (ενώσεις που εξατμίζονται εύκολα, όπως π.χ. τα παγωμένα αέρια και το νερό). Στο ηλιακό μας σύστημα, το όριο μεταξύ του εσωτερικού θερμού και εξωτερικού κρύου μέρους του πρωτοπλανητικού δίσκου βρισκόταν σε απόσταση 2-4 αστρονομικών μονάδων από τον πρωτο-Ήλιο και διαχώριζε τον πρωτοπλανητικό δίσκο σε μία εσωτερική ζώνη φτωχή σε πτητικά συστατικά και πλουσιότερη σε βραχώδη σωματίδια και μία εξωτερική ζώνη πλουσιότατη σε πτητικά και πάγο. Με τον τρόπο αυτό αυτορυθμίστηκε η διαίρεση του Ηλιακού συστήματος στις ζώνες των εσωτερικών βραχυσύλων πλανητών και των εξωτερικών γιγάντων αερίου (Δία, Κρόνο κ.λπ.). Στην εσωτερική ζώνη, τα σωματίδια συγκρούονταν μεταξύ τους και σταδιακά σχημάτιζαν συσσωματώματα (*πλανητίδια*), τα οποία με την

σειρά τους αυξανόταν σε μέγεθος ενσωματώνοντας ολοένα και περισσότερη ύλη μέσω βαρυτικής έλξης και σταδιακά σχηματίζοντας τους πρωτο-πλανήτες του ηλιακού συστήματος. Στην Γη, η διεργασία αυτή παρήγαγε *τεράστιες* ποσότητες θερμότητας λόγω της μετατροπής της κινητικής ενέργειας των συγκρούμενων σωμάτων σε θερμική.

Είναι φυσικό ότι κάποιο ποσοστό αυτής της ενέργειας θα χανόταν ακτινοβολούμενη από την επιφάνεια του πλανήτη. Παρ' όλα αυτά, τα υλικά της νεαρής πρωτο-Γης αναπόφευκτα θα υφίσταντο εκτεταμένη τήξη, διότι οι μάζες πολλών από τα πλανητίδια που συγχωνεύονταν μαζί της ήταν πολύ μεγάλες, άρα και η κινητική τους ενέργεια. Δεν επρόκειτο δηλαδή για «βροχή» μικρών μετεωριτών, αλλά για κατακλυσμιαίων διαστάσεων επαύξηση του μεγέθους του πλανήτη! Η εκτεταμένη τήξη αλλά και η κονιορτοποίηση των προσκρούοντων πλανητιδίων παρήγαγε ένα πηκτό εναίωρημα σιδήρου και πυριτικών ενώσεων από το οποίο ο σίδηρος, λόγω μεγαλύτερου ειδικού βάρους, άρχισε να καθιζάνει προς το κέντρο της Γης σχηματίζοντας τον πυρήνα. Με τον τρόπο αυτό η εσωτερική δομή και σύσταση της Γης άρχισε να *διαφοροποιείται*, πράγμα που οδήγησε στην έκλυση ακόμη περισσότερης θερμότητας, λόγω της διαφοράς στην βαρυτική δύναμη (άρα και ενέργεια) μεταξύ ενός αδιαφοροποίητου και ενός εσωτερικά διαφοροποιημένου σώματος. Στην περίπτωση της Γης, η διαφορά είναι της τάξης του 10%, πράγμα που ισοδυναμεί με θέρμανση κατά περίπου 3.700°C, *ολόκληρης* της μάζας του πλανήτη!

Αποτέλεσμα των συνθηκών σχηματισμού της Γης είναι ότι και ο πυρήνας της σχηματίστηκε και παρέμεινε σε υγρή κατάσταση, παρά την μεγάλη πίεση που κανονικά οδηγεί σε σημαντική αύξηση της θερμοκρασίας τήξης του σιδήρου. Η σταδιακή εξάντληση της ύλης του αρχικού νέφους συνεπαγόταν και σταδιακά μικρότερο αριθμό κρούσεων, που σε συνδυασμό με την ταυτόχρονη σταδιακή διαφοροποίηση οδήγησε σε ολοένα μικρότερη παραγωγή θερμότητας. Τελικά, στην επιφάνεια της Γης η απώλεια θερμότητας λόγω ακτινοβολίας οδήγησε σε σταδιακή ψύξη και εμφάνιση του πρώτου στερεού φλοιού.

1.1.2. Ραδιογενής θερμότητα.

Κατά τα αρχικά στάδια της ζωής της, το εσωτερικό της Γης περιείχε τεράστιες ποσότητες θερμότητας, πράγμα που λόγω και της εξαιρετικά υψηλής πίεσης προκάλεσε εκτεταμένη τήξη των υλικών που το αποτελούσαν. Επειδή η πυκνότητα και το σημείο τήξης των ενώσεων πυριτίου και μαγνησίου είναι αρκετά μικρότερο από τις αντίστοιχες ιδιότητες του σιδήρου, και επειδή τα στοιχεία της σειράς των ακτινιδών είναι *λιθόφιλα* (δηλ. έχουν μεγάλη χημική συγγένεια με το οξυγόνο και οι ενώσεις τους έχουν ισχυρή τάση διάλυσης σε πυριτικά τήγματα), οι ραδιενεργές ενώσεις μεταφέρονταν προς την επιφάνεια της Γης ενώ ο πυκνότερος σίδηρος καθίζανε προς το πυρήνα. Με τον τρόπο αυτό, η θερμότητα που παραγόταν από τα ραδιενεργά ισότοπα *απάγονταν* προς την επιφάνεια της Γης. Εάν υπήρχαν θύλακες ραδιενεργών πετρωμάτων εγκλωβισμένοι σε πολύ μεγάλο βάθος, η ραδιογενής θερμότητα δεν *απαγόταν* γρήγορα και η θερμοκρασία αυξανόταν τόσο, ώστε να προκαλέσει τοπική τήξη και τελικά να επιτρέψει στα τετηγμένα πυριτικά πετρώματα, στα λιθόφιλα ραδιενεργά στοιχεία και στην περίσσεια θερμότητας να μεταφερθούν πλησιέστερα προς την επιφάνεια μέσω θερμικής μεταφοράς. Η σταδιακή κρυστάλλωση (στερεοποίηση) των τηγμένων υλικών γινόταν με τέτοιο τρόπο, ώστε να ωθήσει ακόμη υψηλότερα ότι ρευστό ή ρευστοποιημένο υλικό παρέμενε, επίσης δια θερμικής μεταφοράς. Με τον τρόπο αυτό, σταδιακά *επήλθε* ένα είδος ισορροπίας (ενεργειακού ισοζυγίου), κατά το οποίο ο *μανδύας* διατηρείτο σε θερμοκρασία κατώτερη του σημείου τήξης των συστατικών του, ενώ ο στερεός φλοιός *επεκτείνονταν* μέχρι βάθους τέτοιου, ώστε μόλις να μπορεί να *απάγει* την συνεχώς παραγόμενη ραδιογενή θερμότητα. Έτσι, η ραδιογενής θερμότητα και η βαρύτητα συνέτειναν στην βαθμιαία διαφοροποίηση της δομής και σύστασης του εσωτερικού της Γης προς την κατάσταση που γνωρίζουμε σήμερα.

Η πρώτη αναφορά της ραδιενέργειας ως πιθανής πηγής ενέργειας στο εσωτερικό της Γης έγινε στην Αγγλία, από δύο διάσημους φυσικούς, τον Ερνέστο Ράδερφορντ (Ernest Rutherford) και τον Ροβέρτο-Ιωάννη Στράττ, 4^ο Βαρόνο Ρέυλι (Robert John Strutt, 4th Baron Rayleigh). Το 1906, ο Rayleigh πρότεινε ότι η ποσότητα της ραδιογενούς θερμότητας που παράγεται στον στερεό φλοιό της Γης είναι ικανή να εξηγήσει σχεδόν ολόκληρη την παρατηρούμενη θερμική ροή.

Πρόσφατες παρατηρήσεις και θεωρητικοί υπολογισμοί δείχνουν ότι περί το 80% της παρατηρούμενης θερμικής ροής στην επιφάνεια της Γης είναι ραδιογενής, ενώ το υπόλοιπο 20% αποτελεί την συμβολή της πρωτογενούς θερμότητας. Τα φυσικά (αυτοφυή) ραδιενεργά ισότοπα με πολύ μεγάλους χρόνους ημιζωής και συγκέντρωση επαρκή ώστε να παράγουν σημαντικές ποσότητες θερμότητας είναι τα

$\delta^{235}\text{U}$, $\delta^{238}\text{U}$, $\delta^{232}\text{Th}$ και $\delta^{40}\text{K}$, τα οποία απαντώνται σε μετρήσιμες ποσότητες σε όλα σχεδόν τα πετρώματα.

1.2. ΜΕΤΑΔΟΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΓΗ

1.2.1. Θερμική Αγωγιμότητα και Γεωθερμική Βαθμίδα.

Στις γεωεπιστήμες, ο όρος *θερμική ροή* σημαίνει τον ρυθμό με τον οποίο απάγεται η θερμότητα (θερμική ενέργεια) από το εσωτερικό της Γης προς την επιφάνεια, ανά μονάδα επιφάνειας. Η εκροή θερμικής ενέργειας από την Γη είναι της τάξης των 40×10^9 W και φαντάζει κολοσσιαία, αλλά η μέση θερμική ροή ανά μονάδα επιφάνειας είναι $0,075$ W/m² και είναι παρόμοια τόσο στις ηπειρωτικές περιοχές, όσο και στους πυθμένες των ωκεανών. Κατά συνέπεια, η θερμότητα εκρέει με τέτοιους αργούς ρυθμούς, ώστε θα χρειαζόταν περίπου ένα έτος για να λιώσει ένα στρώμα πάγου με πάχος μόνο έξι χιλιοστά του μέτρου. Σε σύγκριση, η θερμότητα που δέχεται η επιφάνεια της Γης από τον Ήλιο είναι 2,000 – 3,000 φορές μεγαλύτερη. Παρ' όλα αυτά, η θερμότητα που έχει παραχθεί στο εσωτερικό της Γης κατά της διάρκεια του γεωλογικού χρόνου έχει παίξει σημαντικότερο ρόλο στην διαμόρφωση του πλανήτη μας και της επιφάνειάς του, και τελικά στην εξέλιξη της ζωής επάνω σε αυτόν.

Προκειμένου να προσδιορισθεί το μέγεθος της θερμικής ροής (συμβολίζεται με Q) σε δεδομένη περιοχή επί της Γης, είναι απαραίτητο να μετρηθούν η *θερμική αγωγιμότητα* των πετρωμάτων στην περιοχή αυτή, καθώς και η *γεωθερμική βαθμίδα*. Η θερμική αγωγιμότητα ενός υλικού (συμβολίζεται με K) είναι το μέτρο της ευκολίας με την οποία η θερμότητα διέρχεται (μεταδίδεται) μέσω του υλικού αυτού και η *γεωθερμική βαθμίδα* είναι ο ρυθμός με τον οποίο αλλάζει η θερμοκρασία (ΔT) με την αύξηση του βάθους (ΔZ) και μετράται σε βαθμούς ανά χιλιόμετρο ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Η θερμική ροή σχετίζεται με την θερμική αγωγιμότητα και την *γεωθερμική βαθμίδα* μέσω της απλής σχέσης $Q = K \cdot \Delta T / \Delta Z$.

Ο ρυθμός μετάδοσης της θερμότητας μέσω της Γης είναι εξαιρετικά αργός διότι τα πετρώματα και τα *γεωολικά* γενικότερα, είναι θερμικοί μονωτές. Η *αγωγή* (conduction) της θερμότητας μέσω της ύλης είναι στην πραγματικότητα τόσο αργή, ώστε η θερμική ενέργεια που παράγεται από την ραδιενέργεια σε βάθη μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων απαιτεί περισσότερα από $4,6 \times 10^9$ έτη να φθάσει στην επιφάνεια, περίπου όσο και η ηλικία της Γης! Σε γενικές γραμμές, η θερμική αγωγιμότητα των στερεών, αν και ελάχιστα εξαρτώμενη από την πίεση, ελαττώνεται αρκετά αυξανόμενης της θερμοκρασίας. Εξάιρεση αποτελούν τα υλικά που ταυτόχρονα είναι και ηλεκτρικοί μονωτές (π.χ. τα κρυσταλλικά πετρώματα), η θερμική αγωγιμότητα των οποίων αυξάνεται δραστικά με την θερμοκρασία, περίπου ανάλογα με την τρίτη δύναμη της απόλυτης θερμοκρασίας. Ο κυρίαρχος μηχανισμός μετάδοσης της θερμότητας σε τέτοια υλικά και συνθήκες είναι η θερμική (υπέρυθρη) ακτινοβολία.

Στην επιφάνεια της Γης, η θερμοκρασία ελέγχεται κυρίως από τον Ήλιο και την ατμόσφαιρα. Ελάχιστα μόνον μέτρα κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, οι ημερήσιες μεταβολές της θερμοκρασίας γίνονται ελάχιστα αισθητές – μέχρι βάθους 60 m περίπου, η θερμοκρασία είναι σχετικά σταθερή γύρω από τους 11°C . Στην ζώνη μέχρι τα 120 μέτρα κατά μέσο όρο, η *γεωθερμική βαθμίδα* μεταβάλλεται από θέση σε θέση, εφόσον επηρεάζεται από τις εποχιακές μεταβολές της ατμόσφαιρας και την κυκλοφορία του υπόγειου νερού. Παρ' όλα αυτά, οι επιδράσεις της εποχιακής μεταβολής της θερμοκρασίας μπορεί να γίνουν αισθητές με καθυστέρηση ενός περίπου έτους σε βάθος 100 m. Κάτω από την ζώνη αυτή, η θερμοκρασία αυξάνεται με το βάθος, σχεδόν παντού, αν και ο ρυθμός με τον οποίο αυξάνεται (*γεωθερμική βαθμίδα*) διαφοροποιείται σημαντικά, ανάλογα με το τεκτονικό καθεστώς και την γεωλογική δομή της περιοχής (θερμική αγωγιμότητα των πετρωμάτων).

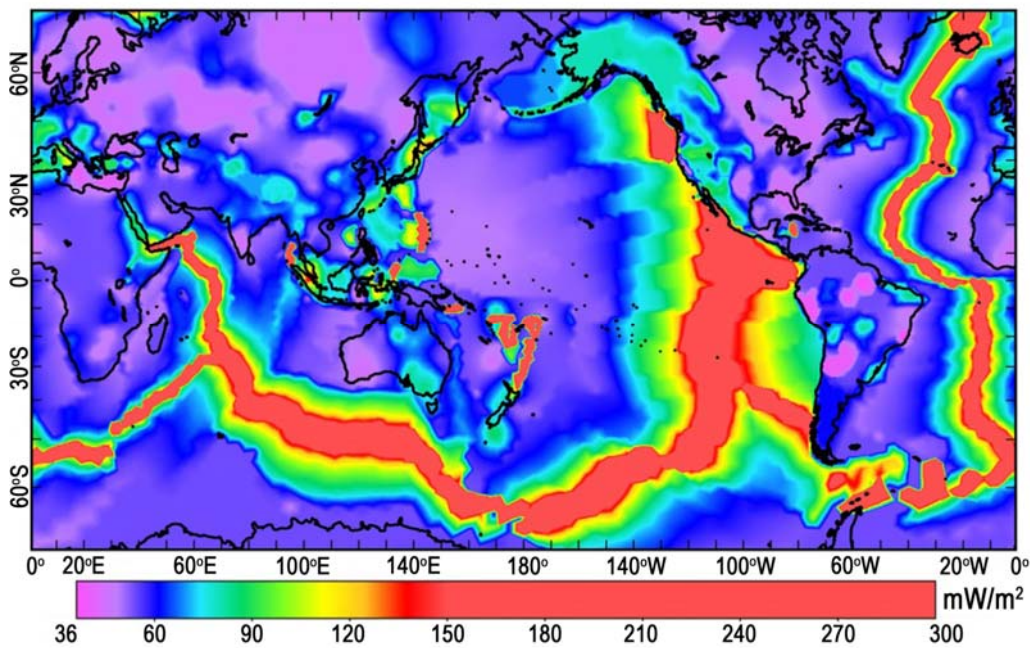
Υψηλές *γεωθερμικές βαθμίδες*, μέχρι $200^{\circ}\text{C}/\text{km}$, παρατηρούνται κατά μήκος των *ωκεάνιων επεκτατικών κέντρων* όπως η *Μεσατλαντική Ράχη*, όπου σχηματίζεται καινούριος ωκεάνιος φλοιός λόγω της απόκλισης (απομάκρυνσης) τεκτονικών πλακών και επακόλουθης εξόδου θερμού μαγματικού υλικού από τον μανδύα. Επίσης παρατηρούνται και κατά μήκος *νησιωτικών και ηφαιστειακών τόξων*, πίσω από τις ζώνες σύγκλισης (σύγκρουσης) τεκτονικών πλακών, όπως είναι το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (Νίσυρος – Σαντορίνη – Μήλος – Μέθανοι – Σουσάκι Κορινθίας), η Ιαπωνία, Ινδονησία κ.λπ.). Και στην δεύτερη περίπτωση οι υψηλές *βαθμίδες* οφείλονται σε μάγμα που εξωθείται προς την επιφάνεια, αν και για διαφορετικούς λόγους (βλ. κατωτέρω). Χαμηλές *γεωθερμικές βαθμίδες* παρατηρούνται κατά μήκος των ζωνών σύγκλισης ηπειρωτικών και ωκεάνιων τεκτονικών πλακών και *βύθισης*

(υπαγωγής) του ωκεάνιου φλοιού κάτω από τον ηπειρωτικό και μέσα στον μανδύα. Σε τεκτονικά σταθερές περιοχές (π.χ. ηπειρωτικές ενδοχώρες, ασπίδες και μεγάλες ιζηματογενείς λεκάνες), η μέση γεωθερμική βαθμίδα είναι 15–30°C/km.

Η γεωθερμική βαθμίδα έχει μεγάλη σημασία για την έρευνα και εκμετάλλευση υδρογονανθράκων (πετρελαίου και φυσικού αερίου) και γεωθερμικής ενέργειας. Τα γεωτρητικά εργαλεία και όργανα έρευνας πρέπει να έχουν ειδικές κατασκευαστικές προδιαγραφές για να λειτουργήσουν σε μεγάλα βάθη, σε περιοχές υψηλής βαθμίδας. Ο υπολογισμός των γεωθερμικών βαθμίδων του γεωλογικού παρελθόντος αποτελεί κρίσιμο παράγοντα των ερευνών για τις συνθήκες γένεσης υδρογονανθράκων στις ιζηματογενείς λεκάνες. Τέλος, η εκμετάλλευση της γεωθερμικής ενέργειας για παραγωγή ηλεκτρισμού λαμβάνει χώρα σε περιοχές με γεωθερμικές βαθμίδες γενικά μεγαλύτερες των 40°C/km.

Η δι' αγωγής μετάδοση της θερμότητας είναι γενικά *βραδύτατη* διαδικασία, αλλά κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες μπορεί να επιταχυνθεί με τρόπο δραματικό! Η ύπαρξη ή ανάπτυξη υψηλών θερμοκρασιών στον μανδύα της Γης, τέτοιων που να προσεγγίζουν το σημείο τήξης των υλικών του, μπορεί να ελαττώσει την βαθμίδα που απαιτείται για να μεταδώσει μία συγκεκριμένη ποσότητα θερμότητας διότι σ' αυτές τις συνθήκες, η δι' ακτινοβολίας μετάδοση της θερμότητας είναι πολύ αποτελεσματικότερη από την απλή αγωγή μέσω της ύλης.

Εάν ο ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας με το βάθος παρέμενε σταθερός, σύντομα η θερμοκρασία θα έφθανε σε σημείο τέτοιο, ώστε όλα να γνωστά πετρώματα να τήκονταν ανεξάρτητα από τις συνθή-



Εικόνα 1.2 - ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΘΕΡΜΙΚΗ ΡΟΗ. Αναπαράσταση της παγκόσμιας θερμική ροής βασισμένη στην θερμική αγωγιμότητα των ανώτερων γεωλογικών στρωμάτων και σε περισσότερες από 21.000 μετρήσεις ανά τον κόσμο. Μονάδες μέτρησης εδώ είναι τα χιλιοστά του Βατ (W) ανά τετραγωνικό μέτρο. Τα ψυχρά χρώματα (ιώδες – γαλανό) αντιπροσωπεύουν περιοχές με χαμηλή θερμική ροή, τα ενδιάμεσα χρώματα (πράσινο – κίτρινο) μέση – αυξημένη θερμική ροή και τα θερμά χρώματα υψηλή θερμική ροή. Η μελέτη του χάρτη απαιτεί λίγη προσοχή λόγω της παραμόρφωσης που υπάρχει στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και προκαλεί φαινομενική αύξηση των εμβαδών. Υψηλή θερμική ροή παρατηρείται στα ενεργά κέντρα απόκλισης τεκτονικών πλακών όπως τα επεκτατικά κέντρα του Ατλαντικού, Ειρηνικού και Ινδικού ωκεανών, καθώς και πίσω από τις ζώνες σύγκλισης πλακών, κατά μήκος μεγάλων νησιωτικών ηφαιστειακών τόξων όπως αυτά του δυτικού Ειρηνικού Ωκεανού (π.χ. Αλεούτιες νήσοι, Ιαπωνία, Πολυνησία – Νέα Ζηλανδία) και ανατολικού Ινδικού Ωκεανού (π.χ. Ινδονησία). Μέση ως αυξημένη θερμική ροή παρατηρείται στις θερμές κηλίδες και περιοχές σύγκρουσης ηπείρων, όπως η ζώνη Άλπεις – Ποντίδων – Ζάγκρος – Ιμαλαίων στην οποία ανήκει και η περιοχή της Ελλάδας. Όλες οι υπόλοιπες περιοχές του πλανήτη εμφανίζουν χαμηλή – μέση θερμική ροή με τιμές παρόμοιες για τις ηπειρωτικές και νησιωτικές περιοχές αντίστοιχα.

- Η Εικόνα προέρχεται από την εργασία των P. Bird, Z. Liu, και W.K. Rucker, Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization, and error analysis, δημοσιευμένη στο *J. Geophys. Res.*, 113(B11), B11406, 2008 (doi:10.1029/2007JB005460, plus digital appendices). Τροποποιήθηκε και προσαρμόστηκε από τον Συγγραφέα.

κες πίεσης. Από τις σεισμολογικές μελέτες όμως γνωρίζουμε ότι ο μανδύας είναι στερεός (μεταδίδει εγκάρσια σεισμικά κύματα). Η γεωθερμική βαθμίδα ελαττώνεται δραστικά με το βάθος για δύο λόγους. Πρώτον, η παραγωγή ραδιογενούς θερμότητας γίνεται κατά κύριο λόγο στον στερεό φλοιό (λιθόσφαιρα), και μάλιστα στο ανώτερο μέρος του όπου υπάρχουν οι υψηλότερες συγκεντρώσεις Ουρανίου, Θωρίου και Καλίου. Δεύτερον, ο μηχανισμός μετάδοσης της θερμότητας αλλάζει από αγωγή/ακτινοβολία δια της ύλης στον στερεό φλοιό, σε *θερμική μεταφορά ύλης* εντός του μανδύα. Μπορεί να ηχεί παράδοξο, αλλά παρά το γεγονός ότι ο μανδύας είναι στερεός, σε βάθος γεωλογικού χρόνου συμπεριφέρεται σαν πηκτό (ιξώδες) ρευστό που κυκλοφορεί κατά τρόπο ανάλογο προς την κυκλοφορία του νερού που βράζει μέσα σε ένα μαγειρικό σκεύος, μεταφέροντας θερμότητα από τον πυρήνα προς την επιφάνεια. Έτσι, η γεωθερμική βαθμίδα στο μεγαλύτερο μέρος του μανδύα έφτνει στους $0,3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ περίπου και καθορίζεται από την αδιαβατική βαθμίδα που αντιστοιχεί στα υλικά του μανδύα.

1.2.2. Θερμική ροή στους ωκεανούς.

Αν και τα ραδιενεργά στοιχεία δεν είναι κατανομημένα με τον ίδιο τρόπο στον ηπειρωτικό και ωκεάνιο φλοιό, από τις μετρήσεις προκύπτει ότι η *μέση* θερμική ροή είναι περίπου η ίδια. Αυτό θα σήμαινε ότι η ραδιενεργός παραγωγή θερμότητας (που αντιστοιχεί στο 80% της θερμότητας του εσωτερικού της Γης) είναι περίπου ίδια κάτω από τις ηπείρους και τους ωκεανούς, πράγμα που με την σειρά του θα σήμαινε ότι ο ανώτερος μανδύας είναι πολύ θερμότερος κάτω από τους ωκεανούς, παρά κάτω από τις ηπείρους.

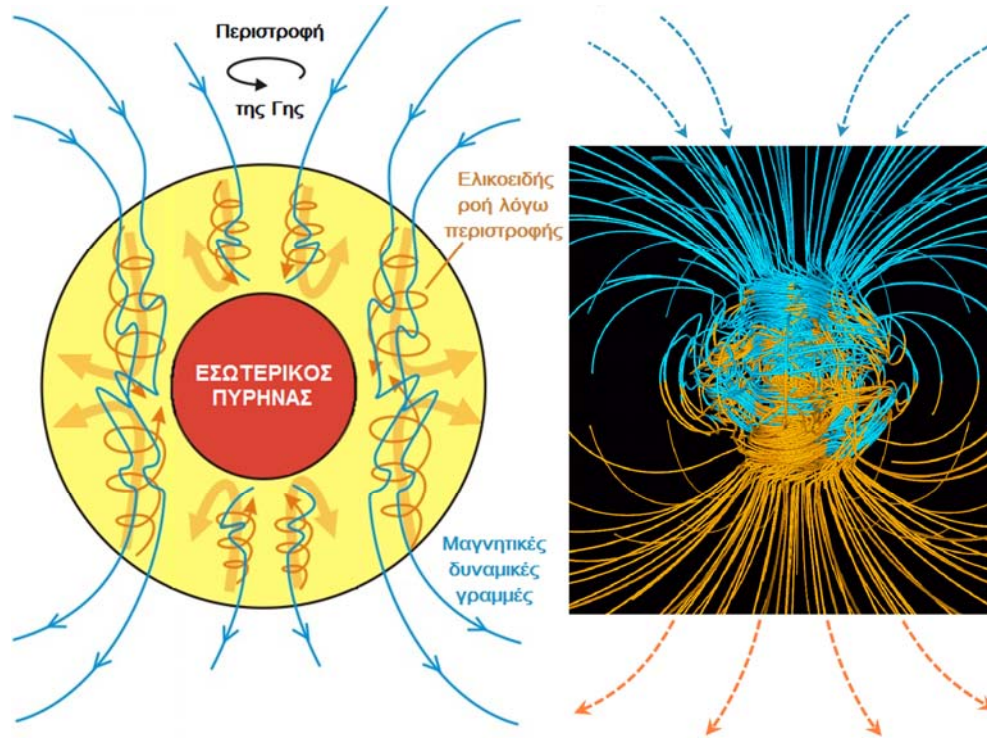
Το πρόβλημα με τα ανωτέρω συμπεράσματα είναι ότι εάν ίσχυαν, τότε ο ωκεάνιος μανδύας θα έπρεπε να είναι λιγότερο πυκνός από τον ηπειρωτικό, λόγω της υψηλότερης θερμοκρασίας του. Επιπλέον, οι διεργασίες διαφοροποίησης του εσωτερικού της Γης θα «κανόνιζαν» ώστε ο θερμότερος ωκεάνιος μανδύας να περιέχει πολλά ελαφρά στοιχεία τα οποία δεν θα μπορούσαν πλέον να συγκρατηθούν στον ηπειρωτικό, πράγμα που θα μείωνε ακόμη περισσότερο την πυκνότητά του. Εάν συνέβαινε αυτό, τότε η μορφή του γεωειδούς, δηλ. της γεωδαιτικής επιφάνειας που συμπίπτει με την μέση επιφάνεια της θάλασσας στους ωκεανούς και η οποία είναι παντού κάθετη στην διεύθυνση της βαρύτητας, θα ήταν διαφορετική από την παρατηρούμενη. Σε τελική ανάλυση, το σχήμα της Γης θα ήταν διαφορετικό! Επειδή αυτό δεν συμβαίνει, φαίνεται ότι υπάρχει κάποιο είδος δυναμικής ισορροπίας που τείνει να εξισώσει την ηπειρωτική και ωκεάνια θερμική ροή. Αυτή πιθανότατα οφείλεται στην θερμική μεταφορά ύλης εντός του μανδύα, η οποία θα εξετασθεί λεπτομερέστερα σε λίγο.

1.3. Ο ΠΑΛΜΟΣ ΤΗΣ ΓΗΣ: ΘΕΡΜΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ, ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΑ

1.3.1. Ο Πυρήνας και το Γεωμαγνητικό Πεδίο.

Η θερμοκρασία του εσωτερικού πυρήνα μπορεί να εκτιμηθεί με βάση πειραματικά και θεωρητικά δεδομένα για την θερμοκρασία τήξης των κραμάτων του σιδήρου σε πιέσεις της τάξης των 3,3 εκατομμυρίων ατμοσφαιρών που αντιστοιχούν στην επαφή του εσωτερικού με τον εξωτερικό πυρήνα. Το αποτέλεσμα είναι περίπου 5.430°C . Δεδομένου ότι η πίεση στον εσωτερικό πυρήνα είναι της τάξης των 3,3 – 3,6 εκατομμυρίων ατμοσφαιρών, ο σίδηρος και τα κράματά του δεν μπορεί παρά να είναι στερεά ακόμη και σε τόσο υψηλές θερμοκρασίες, αφού το σημείο τήξης αυξάνεται δραστικότητα σε τέτοιες υψηλές πιέσεις.

Ο πρώτος ερευνητής που πρότεινε ότι η εσωτερικός πυρήνας στερεοποιείται και αυξάνεται σε μέγεθος εις βάρος του υγρού εξωτερικού πυρήνα λόγω βαθμιαίας ψύξης του εσωτερικού της Γης (περίπου 100°C ανά *δισεκατομμύριο* έτη), ήταν ο J.A. Jacobs (Τζέικομπς) από το Πανεπιστήμιο του Τορόντο στον Καναδά, το 1953. Στην αρχή *ολόκληρος* ο πυρήνας της Γης ήταν υγρός και υπολογίζεται ότι ο εσωτερικός πυρήνας άρχισε να σχηματίζεται πριν από $2-4 \times 10^9$ έτη. Επειδή λοιπόν είναι νεώτερος την εποχή του σχηματισμού του πλανήτη, (πριν από περίπου $4,6 \times 10^9$ έτη), ο εσωτερικός πυρήνας δεν μπορεί να αποτελεί πρωτογενές χαρακτηριστικό του!



Εικόνα 1.3 - ΘΕΡΜΙΚΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΣΤΟΝ ΕΞΩΤΕΡΙΚΟ ΠΥΡΗΝΑ ΚΑΙ ΤΟ ΓΕΩΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ. Η θερμική μεταφορά ενός ηλεκτρικά αγώγιμου υλικού όπως ο τηγμένος σίδηρος συνιστά ηλεκτρικό ρεύμα που επάγει μαγνητικό πεδίο. Ταυτόχρονα, το υπάρχον (αρχικό) γεωμαγνητικό πεδίο επιδρά στην μεταφορική κίνηση (δηλ. στο ηλεκτρικό ρεύμα) και την εκτρέπει μεταβάλλοντας το επαγόμενο μαγνητικό πεδίο και την μαγνητική ροή στον εξωτερικό πυρήνα. Η *ανάδραση* μεταξύ των παραπάνω διεργασιών τελικά οργανώνει ένα σύστημα θερμικής μεταφοράς το οποίο παράγει μαγνητικό πεδίο με τα ίδια σχεδόν χαρακτηριστικά σε σχέση με το αρχικό, σταθεροποιώντας και συντηρώντας το στο διηλεκτρικό (αυτοσυντηρούμενη δυναμογεννήτρια ή γεωδυναμό). Η πρώτη σχεδόν πλήρης αριθμητική προσομοίωση του γεωδυναμό έγινε το 1995 από τους Gary Glatzmaier (τώρα στο Πανεπιστήμιο της Καλιφόρνιας στην Σάντα Κρούζ) και Paul Roberts (στο Πανεπιστήμιο της Καλιφόρνιας, Λος Άντζελες), το υπολογιστικό πρότυπο των οποίων όχι μόνο παράγαγε αυτοσυντηρούμενο διπολικό πεδίο όμοιο με της Γης, αλλά παρουσίαζε και αυθόρμητες αναστροφές πολικότητας. Η επιτυχία οφείλεται στο ότι έλαβαν υπ' όψη την περιστροφή της Γης, η οποία τείνει να οργανώνει τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς σε σπειροειδείς βρόχους ευθυγραμμισμένους με τον άξονα περιστροφής της Γης. Οι έντονες πορτοκαλί γραμμές στο αριστερό σκέλος της εικόνας δείχνουν την σπειροειδή παραμόρφωση που επιφέρει η περιστροφή του εξωτερικού πυρήνα στα βασικά ρεύματα θερμικής μεταφοράς, τα οποία αναπαρίστανται με παχύτερα πορτοκαλί βέλη. Η σπειροειδής θερμική ροή παγιδεύει την μαγνητική ροή (λεπτές γαλάζιες γραμμές) στο εσωτερικό των βρόχων μεταφοράς, και της επιτρέπει να διαφεύγει από τον εξωτερικό πυρήνα μόνο στα υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη, εκεί όπου συναντά το όριο πυρήνα – μανδύα, δίνοντας στο γεωμαγνητικό πεδίο την χαρακτηριστική διπολική μορφή του. Το δεξί σκέλος της εικόνας δείχνει ένα στιγμιότυπο από εκτέλεση του προτύπου Glatzmaier – Roberts, με τις πορτοκαλί και γαλάζιες γραμμές να παριστάνουν μαγνητική ροή εισερχόμενη και εξερχόμενη από τον πυρήνα αντίστοιχα. Οι μαγνητικές γραμμές έχουν εξαιρετικά περίπλοκη μορφή μέσα στον πυρήνα, αλλά εμφανίζουν σχεδόν διπολική δομή έξω από αυτόν. Video για την παραγωγή και αναστροφή του γεωμαγνητικού πεδίου υπάρχει στην διεύθυνση <http://www.psc.edu/research/graphics/gallery/geodynamo.php>. Περαιτέρω πληροφορίες και βιβλιογραφία στην ιστοσελίδα του G. Glatzmaier στην διεύθυνση <http://www.es.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html>.

- Το αριστερό σκέλος της Εικόνας προέρχεται από τους Chris Rowan και Anne Jefferson (βλ. ιστολόγιο στην διεύθυνση http://scienceblogs.com/highlyallochthonous/2008/03/where_the_earths_magnetic_fiel.php) και έχει τροποποιηθεί και προσαρμοσθεί από τον Συγγραφέα. Το δεξί σκέλος προέρχεται από τον G. Glatzmaier. Η τελική σύνθεση έγινε από τον Συγγραφέα.

Η θερμοκρασία στο όριο πυρήνα – μανδύα είναι πολύ χαμηλότερη από ότι στο όριο εσωτερικού – εξωτερικού πυρήνα, πράγμα που παράγει έντονα ρεύματα θερμικής μεταφοράς μεταξύ της βάσης και της οροφής του εξωτερικού πυρήνα. Όπως θα δούμε παρακάτω, τα ρεύματα αυτά είναι υπεύθυνα για την παραγωγή του Γεωμαγνητικού πεδίου.

Ελάχιστα πράγματα είναι γνωστά για τον τρόπο με τον οποίο μεγεθύνεται ο εσωτερικός πυρήνας, ενώ η ακριβής σύσταση και ιδιότητες του αποτελούν αντικείμενο επιστημονικών συζητήσεων. Σε κάθε περίπτωση, η μεγέθυνση του εσωτερικού πυρήνα επηρεάζει την παραγωγή του μαγνητικού πεδίου της

Γης εφόσον επιφέρει μακροπρόθεσμες μεταβολές στην θερμική μεταφορά και κυκλοφορία του υγρού εξωτερικού πυρήνα. Αυτό συμβαίνει διότι το στερεό υλικό του εσωτερικού πυρήνα δεν μπορεί να διαλύσει το ίδιο ποσοστό ελαφρών στοιχείων, όπως το υγρό υλικό του εξωτερικού πυρήνα. Έτσι, η βαθμιαία στερεοποίηση στο όριο του εσωτερικού πυρήνα ελευθερώνει λανθάνουσα θερμότητα και ένα υγρό κλάσμα που περιέχει ελαφρότερα στοιχεία και είναι ρευστότερο από το υλικό του εξωτερικού πυρήνα. Η άνωση που υφίσταται αυτό το υγρό περεταιίρω βοηθά την θερμική μεταφορά και κυκλοφορία στον εξωτερικό πυρήνα. Επιπλέον, η ύπαρξη και μεγέθυνση του εσωτερικού πυρήνα καθορίζει την δυναμική του ρευστού στον εξωτερικό πυρήνα και κατά συνέπεια, την μορφή και τις ιδιότητες του μαγνητικού πεδίου της Γης.

Το μαγνητικό πεδίο της Γης παράγεται από ηλεκτρικά ρεύματα που ρέουν στον υγρό εξωτερικό πυρήνα. Ο τηγμένος σίδηρος είναι έντονα ιονισμένο υλικό – στην πραγματικότητα αποτελείται από μία μάζα ελεύθερων αρνητικών ιόντων (ηλεκτρόνια) και θετικών ιόντων (άτομα σιδήρου χωρίς ηλεκτρόνια) και είναι πρακτικά υπεραγωγός. Κατά συνέπεια, οι κινήσεις του, οι οποίες οφείλονται στην έντονη θερμική μεταφορά/ κυκλοφορία, συνιστούν ηλεκτρικά ρεύματα τα οποία παράγουν μαγνητικό πεδίο. Τα θερμικά/ ηλεκτρικά αυτά ρεύματα ρέουν εντός του (αρχικού) μαγνητικού πεδίου της Γης, το οποίο ασκεί επάνω τους δύναμη εκτρέποντας την κίνησή τους. Η αλληλεπίδραση αυτή, σε συνδυασμό με την περιστροφή της Γης και της εξ αυτής ασκούμενης δύναμης Κοριόλις, οργανώνει τα θερμικά/ηλεκτρικά ρεύματα σε σπείρες παράλληλες με τον πολικό άξονα βορρά – νότου. Με αυτόν τον τρόπο, το παραγόμενο από την θερμική κυκλοφορία μαγνητικό πεδίο προστίθεται και ανατροφοδοτεί το αρχικό. Με τον τρόπο αυτό δημιουργείται μία αέναη δυναμογεννήτρια, γνωστή και ως γεωδυναμό, η οποία αυτοσυντηρείται! Υπολογίζεται ότι τα ρεύματα μεταφοράς που παράγουν το μαγνητικό πεδίο της Γης ξεκίνησαν πριν από $3,4 \times 10^9$ έτη περίπου! Η ενέργεια που απαιτείται για την συντήρηση του γεωδυναμό προσφέρεται από την πρωτογενή θερμική ενέργεια που είναι αποθηκευμένη και οδηγεί την θερμική μεταφορά στον πυρήνα – εάν δεν υπήρχε αυτή, η έστω μικρή ηλεκτρική αντίσταση θα προκαλούσε εξασθένιση και κατάρρευση του συστήματος μέσα σε χίλια περίπου έτη.

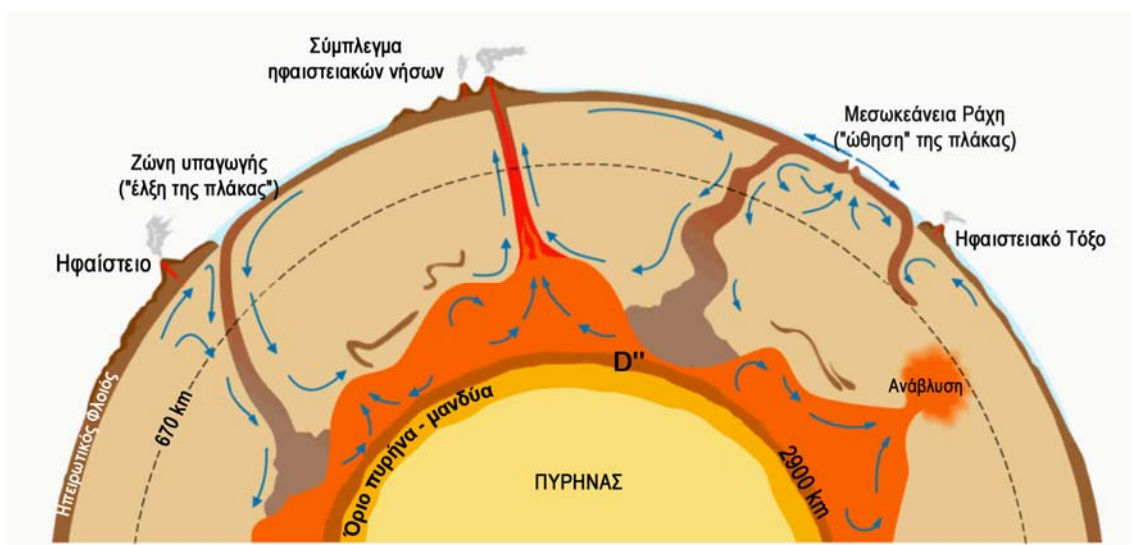
Η ακριβής περιγραφή των ιδιοτήτων και συμπεριφοράς του πραγματικού γεωμαγνητικού πεδίου (αναστροφές, περιπλάνηση πόλων, αέναες μεταβολές κ.λπ.) δεν είναι εύκολη υπόθεση, παρ' ότι οι ανωτέρω γενικές αρχές αποτελούν μία βάση. Η δυσκολία οφείλεται στο ότι αρκετές από τις μηχανικές ιδιότητες των υλικών του εξωτερικού πυρήνα (π.χ. ιξώδες) δεν είναι γνωστές, με την απαραίτητη ακρίβεια και, κυρίως, στο ότι τα μαθηματικά που περιγράφουν τέτοιου είδους φυσικά προβλήματα είναι «διαβολικά» περίπλοκα (Μαγνητο-υδροδυναμική θεωρία). Με βάση όμως τις αρχές που μόλις αναφέρθηκαν, οι Gary Glatzmaier (τόρα στο Πανεπιστήμιο της Καλιφόρνιας στην Σάντα Κρούζ) και Paul Roberts (στο Πανεπιστήμιο της Καλιφόρνιας, Λος Άντζελες) κατασκεύασαν το πρώτο ρηξικέλευθο θεωρητικό πρότυπο του γεωμαγνητικού πεδίου (1995), η αριθμητική υλοποίηση του οποίου όχι μόνο παρήγαγε αυτοσυντηρούμενο διπολικό πεδίο όμοιο με της Γης, αλλά παρουσίαζε και αυθόρμητες αναστροφές πολικότητας. Το αποτέλεσμα αυτό και οι επακόλουθες βελτιώσεις του φαίνεται να δείχνουν ότι κάθε περιστρεφόμενο αγώγιμο κέλυφος με θερμική κυκλοφορία θα τείνει να παράγει ένα μαγνητικό πεδίο που μοιάζει εκπληκτικά με αυτό της Γης! Παρά την σημαντικότητα αυτή επιτυχία, απαιτείται προσοχή στην εξαγωγή συμπερασμάτων, διότι γνωρίζουμε ότι αρκετοί διαφορετικοί μηχανισμοί μπορούν να δημιουργήσουν πεδία παρόμοιας μορφής με το γεωμαγνητικό. Έτσι, είναι δύσκολο να πούμε με σιγουριά ότι το μοντέλο Glatzmaier – Roberts αντιπροσωπεύει την πραγματικότητα του εξωτερικού πυρήνα, αν και σε κάθε περίπτωση αποτελεί χρησιμότητα βάση για περαιτέρω μελέτες.

Είναι γνωστό ότι το γεωμαγνητικό πεδίο μπορεί να αναστραφεί έτσι, ώστε οι θέσεις του βόρειου και νότιου μαγνητικού πόλου να εναλλαχθούν. Το φαινόμενο αυτό εκδηλώνεται με σταδιακή εξασθένιση του πεδίου σε χρονική κλίμακα της τάξης των δεκάδων χιλιάδων ετών, η οποία ακολουθείται από ταχεία ανάκαμψη αφού επιτευχθεί ο νέος προσανατολισμός των πόλων. Γενικά θεωρείται ότι αυτό είναι εγγενής ιδιότητα του γεωδυναμό, πράγμα που υποστηρίζεται από τις πλέον σύγχρονες και επιτυχημένες υπολογιστικές εξομοιώσεις του γεωμαγνητικού πεδίου, αλλά και από παρατηρήσεις του ηλιακού δυναμό: το μαγνητικό πεδίο του ήλιου αναστρέφεται κάθε 7 – 15 έτη. Κάποιοι επιστήμονες, όπως ο P. Μάλλερ (Richard Muller) του Πανεπιστημίου της Καλιφόρνια στο Μπέρκλεϋ, πιστεύουν ότι οι αναστροφές του πεδίου οφείλονται σε εξωτερικούς παράγοντες, οι οποίοι διαταράσσουν την θερμική κυκλοφορία στον εξωτερικό πυρήνα. Αυτοί μπορεί να είναι η άφιξη στον πυρήνα ενός μεγάλου τεμάχους από τον στερεό φλοιό που βυθίζεται στις ζώνες υπαγωγής (βλ. κατωτέρω), η έναρξη νέων αναβλύσεων μανδουακού υλικού από το όριο πυρήνα – μανδύα, ή, τέλος, μηχανικές τάσεις που προκαλού-

νται από πολύ μεγάλες προσκρούσεις ουρανίων σωμάτων (π.χ. μετεωριτών) στην επιφάνεια της Γης. Κατά την άποψη των ερευνητών αυτών, οιοδήποτε από αυτά τα γεγονότα οδηγεί σε μεγάλη διαταραχή του γεωδυναμικού και ουσιαστικά «σβήνει» το γεωμαγνητικό πεδίο, το οποίο ανακάμποντας επιλέγει αυθόρμητα τον προσανατολισμό που τις μισές περίπου φορές φαίνεται ως αναστροφή.

1.3.2. Θερμική κυκλοφορία στον μανδύα, τεκτονικές πλάκες και γεωδυναμικά φαινόμενα.

Επειδή η θερμοκρασία της επιφάνειας μανδύα – εξωτερικού πυρήνα είναι μεγαλύτερη από την θερμοκρασία στην επαφή στερεού φλοιού – μανδύα, και λόγω της ιδιότητας των πυριτικών κρυσταλλικών πετρωμάτων που απαρτίζουν τον μανδύα να επιδέχονται βραδεία πλαστική παραμόρφωση κάτω από συνθήκες υψηλής πίεσης και θερμοκρασίας, το υλικό του μανδύα βρίσκεται σε κατάσταση θερμικής μεταφοράς (ιξώδους ροής) μεταξύ πυρήνα και στερεού φλοιού. Έτσι, τα βαθύτερα (θερμότερα – λιγότερα πυκνά) πετρώματα αναβλύζουν προς την επιφάνεια όπου ψύχονται, βαραίνουν και ξαναβυθίζονται προς τον πυρήνα. Με τον τρόπο αυτό, μεταφέρεται αενάως θερμική ενέργεια από το εσωτερικό της Γης προς την επιφάνεια και τροφοδοτεί τα γεωδυναμικά και γεωλογικά φαινόμενα που διαμορφώνουν την επιφάνειά της (κίνηση τεκτονικών πλακών, σεισμοί, ηφαιστειότητα κλπ.). Η θερμική κυκλοφορία γίνεται με ταχύτητες μερικών εκατοστών του μέτρου ετησίως και η συμπλήρωση ενός πλήρους βρόχου μεταφοράς (πλήρους κύκλου ανάβλυσης – βύθισης) απαιτεί μερικές εκατοντάδες εκατομμυρίων χρόνια. Η ανοδική κίνηση (ανάβλυση) συναντά την επιφάνεια σε συγκεκριμένες ειδικές περιοχές υψηλής ηφαιστειότητας, τις λεγόμενες *θερμές κηλίδες* (π.χ. Ισλανδία, Χαβάη, Αζόρες, Yellowstone κ.α.). Η καθοδική μεταφορά συχνά συμπίπτει με τις ζώνες υπαγωγής (ή βύθισης). Η θερμική μεταφορά (κυκλοφορία) στον μανδύα είναι *χαοτική* διεργασία και πιστεύεται ότι αποτελεί αναπόσπαστο μέ-

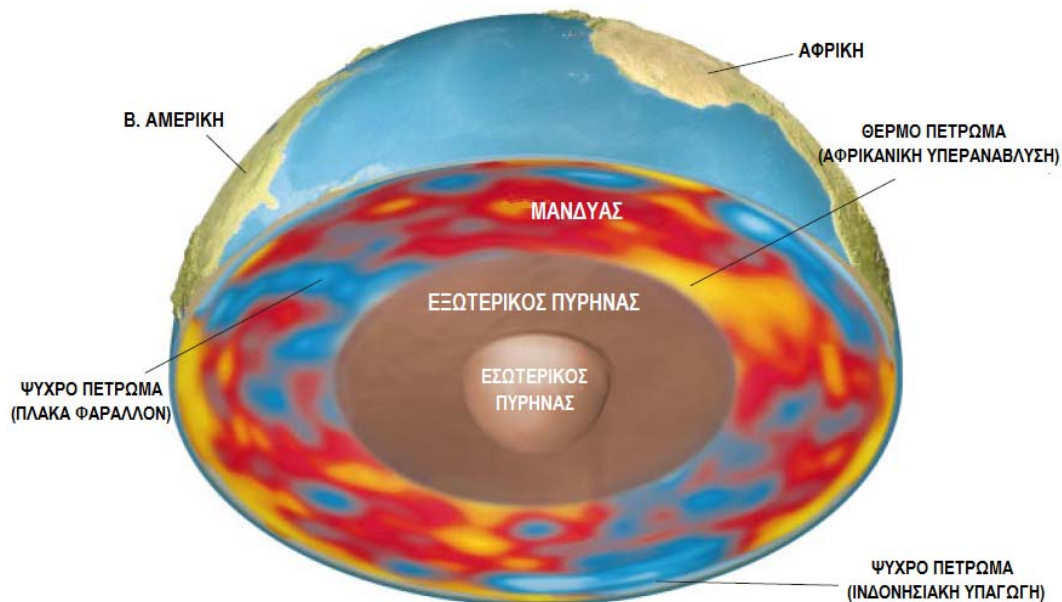


Εικόνα 1.4 - ΘΕΡΜΙΚΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΣΤΟΝ ΜΑΝΔΥΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΛΑΚΕΣ Σχηματική αναπαράσταση της θερμικής κυκλοφορίας στον μανδύα και της επίδρασής της στα γεωδυναμικά φαινόμενα μεγάλης κλίμακας στην επιφάνεια της Γης. Η θερμότητα που εκλύεται από τον πυρήνα ελαττώνει την πυκνότητα των υλικών του κατώτερου μανδύα τα οποία σιγά-σιγά αναβλύζουν προς την επιφάνεια λόγω άνωσης. Η αποβολή θερμότητας κοντά στην επιφάνεια προκαλεί αύξηση του ειδικού βάρους και επακόλουθη βύθισή τους προς το εσωτερικό της Γης και το πυρήνα. Μερικές αναβλύσεις μπορεί να είναι τυφλές, δηλ. τουλάχιστον επί του παρόντος να μην έχουν εμφανείς θερμικές εκδηλώσεις στην επιφάνεια της Γης (π.χ. Αφρικανική Υπεράναβλυση, βλ. κατωτέρω). Όσες φθάνουν στην επιφάνεια σχηματίζουν ειδικές περιοχές υψηλής ηφαιστειότητας, τις *θερμές κηλίδες*. Η βύθιση του ψυχρότερου μανδυσιακού υλικού γίνεται γύρω από τις ζώνες σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών (ζώνες υπαγωγής) και η ενσωμάτωση του βυθιζόμενου ψυχρού ωκεάνιου φλοιού στον μανδύα αποτελεί πρωτεύοντα παράγοντα της ανάπτυξης των θερμοκρασιακών διαφορών που οδηγούν την θερμική κυκλοφορία στον μανδύα. Η θερμική μεταφορά αποτελεί αναπόσπαστο μέρος του μηχανισμού μετατόπισης των τεκτονικών πλακών, οι οποίες «ιππεύουν» τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς στο ανώτερο στρώμα του μανδύα (ασθενόσφαιρα) και ωθούνται από το αναβλύζον υλικό μακριά από άλληλες στις περιοχές των θερμών κηλίδων και στα μεσωκεάνια επεκτατικά κέντρα (ζώνες απόκλισης), ενώ συγκλίνουν προς άλληλες στις ζώνες υπαγωγής, τόσο λόγω της μετάδοσης κίνησης από τα θερμικά ρεύματα, αλλά κυρίως διότι το βυθιζόμενο μέρος της ωκεάνιας πλάκας έλκει και παρασύρει την υπόλοιπη μαζί του.

ρος του μηχανισμού μετατόπισης των τεκτονικών πλακών της λιθόσφαιρας. Η βύθιση του ψυχρού ωκεάνιου στερεού φλοιού στις ζώνες σύγκλισης και η ενσωμάτωσή του στον μανδύα αποτελεί πρωτεύοντα παράγοντα της ανάπτυξης των θερμοκρασιακών διαφορών που οδηγούν την θερμική κυκλοφορία του μανδύα.

Σε γενικές γραμμές το *ιξώδες* (η ευκολία με την οποία ρέει ένα υλικό) τείνει να αυξάνεται με το βάθος, αλλά η μεταβολή του δεν είναι απλή. Πρόσφατη έρευνα δείχνει ότι υπάρχουν περιοχές δραστικά χαμηλού ιξώδους στον ανώτερο μανδύα και κοντά στην επαφή μανδύα – πυρήνα. Σε απόσταση 200 περίπου χιλιομέτρων γύρω από τον πυρήνα, ο μανδύας φαίνεται να έχει σαφώς διαφορετικές μηχανικές ιδιότητες από την υπόλοιπη μάζα του και συνιστά μία ζώνη που ονομάζεται D'' και πρωτοαναγνωρίστηκε από το σεισμολόγο Κηθ Μπούλλεν (Keith Bullen) πριν 50 περίπου χρόνια.

Το 2009, η ερευνητική ομάδα του Θόρν Λέϋ (Thorne Lay) από το Πανεπιστήμιο της Καλιφόρνια στην Σάντα Κρούζ, έδειξε ότι η ζώνη D'' απαρτίζεται από τρία κελύφη που αποτελούνται από μαγνησιοπυριτιούχο ορυκτό ($MgSiO_3$) με δομή περοβσκίτη, μεταπεροβσκίτη και πάλι περοβσκίτη. Ο *μεταπεροβσκίτης* ανακαλύφθηκε μόλις το 2004, προέρχεται από το ορυκτό με δομή περοβσκίτη σε συνθήκες εξαιρετικά υψηλής πίεσης. Για να μεταπέσει ξανά σε περοβσκίτη κοντά στην επαφή με τον πυρήνα απαιτείται απότομη αύξηση της θερμοκρασίας – τόσο απότομη, ώστε η επίδραση της αυξανόμενης πίεσης να αντιστρέφεται! Πέρα από αυτό, το πάχος του κελύφους μεταπεροβσκίτη δεν είναι σταθερό

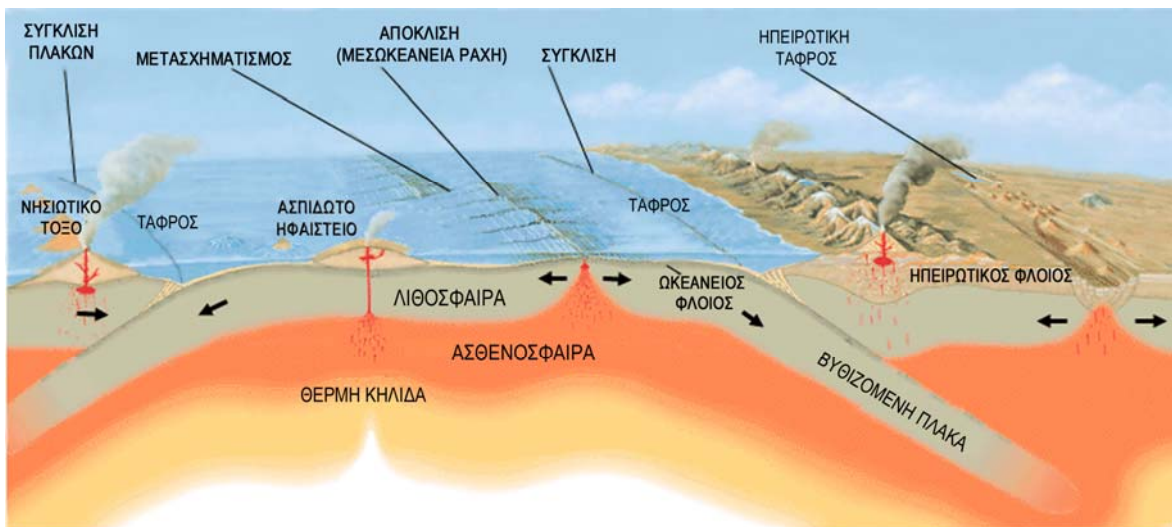


Εικόνα 1.5 – «ΑΚΤΙΝΟΓΡΑΦΙΑ» ΤΟΥ ΜΑΝΔΥΑ. Πραγματικός χάρτης του Μανδύα που έχει κατασκευαστεί με *σεισμική τομογραφία*, μία μέθοδο που λειτουργεί σχεδόν ακριβώς όπως και η ιατρική αξονική τομογραφία, αλλά χρησιμοποιεί σεισμικά κύματα αντί για ακτίνες-Χ. Για την κατασκευή αυτού του χάρτη χρησιμοποιήθηκαν χιλιάδες σεισμοί από ολόκληρο τον κόσμο, τα κύματα των οποίων διέσχισαν το εσωτερικό του πλανήτη μας. Οι περιοχές όπου τα σεισμικά κύματα διαδίδονται με μεγαλύτερη ταχύτητα εικονίζονται με *μπλε* χρώμα και αντιστοιχούν σε περιοχές ψυχρότερου, άρα πυκνότερου πετρώματος το οποίο βυθίζεται προς τον πυρήνα (π.χ. κάτω από την Β. Αμερική και την Ινδονησία). Στις περιοχές που εικονίζονται με *κίτρινο* χρώμα τα σεισμικά κύματα κινούνται με μικρότερη ταχύτητα· αυτές αντιστοιχούν σε θερμότερο, άρα και αραιότερο πέτρωμα το οποίο αναβλύζει προς την επιφάνεια. Κάτω από την Νότια Αφρική και Νότιο Ατλαντικό βρίσκεται ένας θύλακας χαμηλών σεισμικών ταχυτήτων που αποκαλύπτει την ύπαρξη μιας εξαιρετικά εκτεταμένης ανερχόμενης μάζας θερμού πετρώματος που αποκαλείται *Αφρικανική Υπερνάβλυση*.

- Η εικόνα προέρχεται από τον Michael Gurnis του Πολυτεχνείου της Καλιφόρνια (Caltech), *Sculpting the Earth from the inside out*, Scientific American, Ιούλιος 2001· τροποποιήθηκε για τις ανάγκες του παρόντος από τον Συγγραφέα. Περισσότερες πληροφορίες για την θερμική μεταφορά στον μανδύα υπάρχουν στην ιστοσελίδα του M. Gurnis, <http://www.gps.caltech.edu/~gurnis/geodynamics.html>. Για τους ειδικότερους, το βιβλίο του Geoffrey F. Davies, 'Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection' (Cambridge University Press, 2000) αποτελεί μία καλή αναφορά, ενώ πληροφορίες για τις σύγχρονες ερευνητικές κατευθύνσεις, προσομοιώσεις και αποτελέσματα υπάρχουν στις ιστοσελίδες <http://earth.uni-muenster.de/dyn/plume/> και <http://www-geodyn.mit.edu/szhong/>. Τέλος, οι πολύ ειδικοί μπορούν να πληροφορηθούν τα της Αφρικανικής Υπερνάβλυσης από τους Gurnis, M., J. X. Mitrovica, J. Ritsema, and H.J. van Heijst (2000), Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1020, doi:10.1029/1999GC000035.

και κατά τόπους μηδενίζεται, πράγμα που σημαίνει ότι υπάρχει και πλευρική (οριζόντια) αύξηση της θερμοκρασίας. Η ανάβλυση (ανοδική κίνηση) του θερμού υλικού του μανδύα φαίνεται ότι γίνεται στις περιοχές όπου το κέλυφος του μεταπεροβσκήτη εξαφανίζεται, και οι οποίες, τουλάχιστον όσον αφορά την Χαβάη, φαίνεται ότι γεωγραφικά συμπίπτουν με τις εμφανίσεις θερμών κηλίδων στην επιφάνεια της Γης.

Η θερμοκρασία μπορεί να μετρηθεί από τις συνθήκες τις αναγκαίες για να γίνουν οι προαναφερθείσες ορυκτολογικές μετατροπές. Η μετατροπή του περοβσκήτη σε μεταπεροβσκήτη γίνεται σε θερμοκρασία 2.200°C – 2.300°C, ενώ η αντιστροφή από μεταπεροβσκήτη σε περοβσκήτη γίνεται στους 3.200°C – 3.300°C. Έτσι καθορίζεται η θερμική βαθμίδα από την οποία υπολογίζεται ότι η θερμική ροή από τον



Εικόνα 1.6 - ΤΥΠΟΙ ΕΠΑΦΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ. Οι λιθσφαιρικές πλάκες μετακινούνται αενάως «εφίππευοντας» τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς του μανδύα και αλληλεπιδρούν μεταξύ τους με τρεις τρόπους: **Σύγκλιση** υπάρχει όταν δύο πλάκες πλησιάζουν μεταξύ τους. Η σύγκλιση μεταπίπτει σε *σύγκρουση* όταν αμφότερες οι πλάκες είναι ηπειρωτικές. Όταν τουλάχιστον μία από τις δύο πλάκες είναι ηπειρωτική, η σύγκλιση οδηγεί σε *ορογένεση*, δηλ. εκτεταμένη *πτύχωση* και ανύψωση μεγάλων οροσειρών, όπως οι Άλπεις, οι Άνδεις, τα Ιμαλάια κ.ά. Στην περίπτωση της Ελλάδας υπάρχει η οροσειρά της Πίνδου, η οποία είναι προϊόν της *Αλπικής ορογένεσης*. Η ωκεάνια πλάκα, όντας ελαφρύτερη βυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική σχηματίζοντας τις βαθιές ωκεάνιες τάφρους, όπως αυτές που παρατηρούνται κατά μήκος των δυτικών ακτών της Αμερικανικής ηπείρου. Στην Ελλάδα, η βύθιση (υπαγωγή) του βόρειου περιθωρίου της Αφρικανικής πλάκας (ωκεάνιο φλοιός – υπόλειμμα της σχεδόν εξαφανισμένης Τηθύος Θάλασσας) κάτω από την πλάκα του Αιγαίου σχηματίζει την Ελληνική Αύλακα γύρω από την Ρόδο, Κάρπαθο, Κρήτη και Πελοπόννησο. Όταν αμφότερες οι πλάκες είναι ωκεάνιες, η ένταση της σύγκρουσης είναι ηπιότερη και αντί για όρη σχηματίζονται *νησιωτικά τόξα*. Οι περιοχές των τάφρων χαρακτηρίζονται από χαμηλές γεωθερμικές βαθμίδες. Σε κάθε περίπτωση, *πίσω* από τις ζώνες σύγκλισης σχηματίζονται *ηφαιστειακά τόξα*, όπου παρατηρείται υψηλή θερμική ροή, ενώ η παραμόρφωση των περιθωρίων των πλακών συνοδεύεται από υψηλή *σεισμικότητα* και *αυξημένη* σεισμική επικινδυνότητα. **Απόκλιση** υπάρχει όταν δύο πλάκες απομακρύνονται από άλλες. Στην περίπτωση αυτή σχηματίζεται νέος ωκεάνιος φλοιός με εξώθηση μάγματος από τον ανώτερο μανδύα κατά μήκος των *μεσωκεάνιων επεκτατικών κέντρων*, όπου παρατηρούνται υψηλές γεωθερμικές βαθμίδες, μέχρι 200°C/km. Η αρχή της απόκλισης (αποκόλληση) γίνεται με εκτεταμένη διάρρηξη και σχηματισμό μεγάλων, επιμήκων ηπειρωτικών βυθισμάτων όπως η μεγάλη Ρηξγενής Κοιλιά που διασχίζει την Αφρικανική ήπειρο από την περιοχή των Μεγάλων Λιμνών (Τανζανία) μέχρι την Ερυθρά Θάλασσα (*ηπειρωτική ταφρογένεση*). **Μετασχηματισμός** υπάρχει όταν δύο πλάκες κινούνται παράλληλα, προς την ίδια ή αντίθετη κατεύθυνση, και ούτε συγκλίνουν, ούτε αποκλίνουν. Τέτοια όρια πλακών υπάρχουν κατά μήκων μεγάλων ρηγμάτων όπως το μήκους 1000 χιλιομέτρων Ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας στην Τουρκία, το οποίο διαχωρίζει την πλάκα της Ανατολίας από την πλάκα του Εύξεινου Πόντου (Ευξείνια) και το μήκους άνω των 1300 χιλιομέτρων Ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια, το οποίο διαχωρίζει την Βοραιοαμερικανική από την Ειρηνική πλάκα. Η απόκλιση παρουσιάζει ήπια σεισμική δραστηριότητα αλλά ο μετασχηματισμός, ιδίως όταν εφάπτονται δύο ηπειρωτικές πλάκες, συχνά συνοδεύεται από μεγάλους και καταστρεπτικούς σεισμούς.

- Η εικόνα αρχικά φιλοτεχνήθηκε από τον José F. Vigil για την έκδοση *This Dynamic Planet*, της Γεωλογικής Υπηρεσίας των ΗΠΑ (U.S. Geological Survey), του Ινστιτούτου Smithsonian και των Ερευνητικών Εργαστηρίων του Πολεμικού Ναυτικού των ΗΠΑ (U.S. Naval Research Laboratories)· τροποποιήθηκε και απλουστεύθηκε για τις ανάγκες του παρόντος από τον Συγγραφέα.

πυρήνα προς τον μανδύα είναι $80 \times 10^6 \text{ W/m}^2$. Σε απόλυτες τιμές και με συντηρητικούς υπολογισμούς, ο πυρήνας φαίνεται να αποβάλλει τουλάχιστον $13 \times 10^9 \text{ W}$ θερμικής ενέργειας! Τα μεγέθη αυτά είναι υπεραρκετά για να συντηρήσουν την θερμική κυκλοφορία του υλικού του μανδύα και τις επιπτώσεις της στην επιφάνεια της Γης.

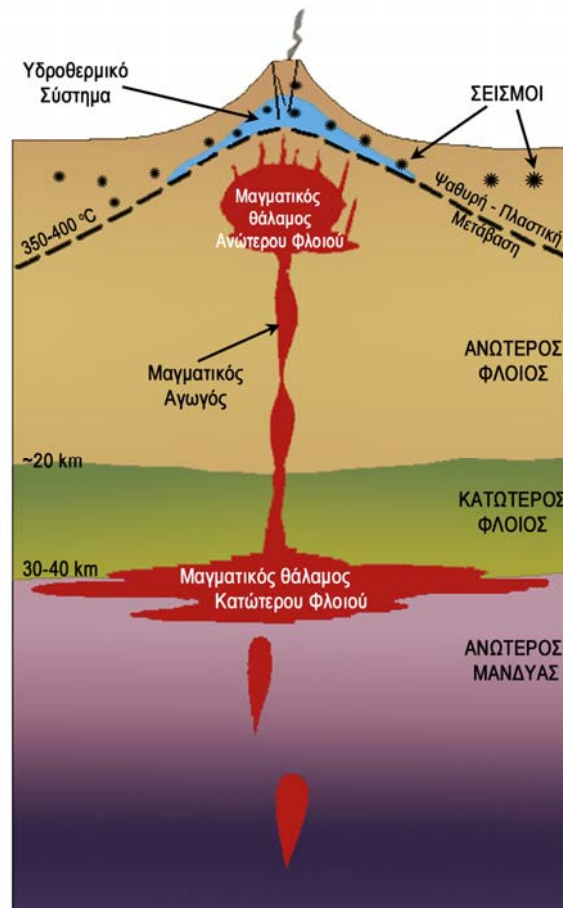
Η λιθόσφαιρα (στερεός φλοιός της Γης) απαρτίζεται από οκτώ μείζονες και πολλές ελάσσονες τεκτονικές πλάκες (η μικροπλάκα του Αιγαίου περιλαμβάνεται στην δεύτερη κατηγορία). Οι λιθοσφαιρικές τεκτονικές πλάκες επικάθονται στην *ασθενόσφαιρα*, δηλ. την παχύρρευστη (ιξώδη) και μηχανικά ασθενή ζώνη του ανώτερου μανδύα που εκτείνεται σε βάθη μεταξύ 100 και 700 χιλιομέτρων κάτω από τη επιφάνεια της Γης, και μετατοπίζονται ως προς άλληλες με σχετικές ταχύτητες 0 – 100 χιλιοστών του μέτρου ετησίως, είτε συγκλίνοντας, είτε αποκλίνοντας, είτε ολισθαίνοντας παράλληλα η μία στην άλλη. Τόσο η σύγκλιση, όσο και η απόκλιση των πλακών συνοδεύεται από αυξημένη θερμική ροή και ηφαιστειότητα: πίσω από τις ζώνες σύγκλισης και επάνω από τις βυθιζόμενες πλάκες σχηματίζονται νησιωτικά και ηπειρωτικά ηφαιστειακά τόξα, ενώ στις ζώνες απόκλισης σχηματίζεται νέος ωκεάνιος φλοιός με εξώθηση μάγματος από τον ανώτερο μανδύα κατά μήκος των *μεσωκεάνιων επεκτατικών κέντρων*.

Οι τεκτονικές πλάκες μπορούν να μετατοπίζονται επειδή η λιθόσφαιρα έχει μεγαλύτερη μηχανική αντοχή και μικρότερη πυκνότητα από την ασθενόσφαιρα, πράγμα που τους επιτρέπει να «επιπλεύουν» τρόπον τινά τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς του μανδύα, η κίνηση των οποίων μεταφέρεται στις πλάκες μέσω τριβής και, κυρίως, μέσω *αναρρόφησης* στις ζώνες υπαγωγής. Μέχρι την δεκαετία του '90, η κυρίαρχουσα θεωρία για τον μηχανισμό μετατόπισης των τεκτονικών πλακών έδινε μεγάλη έμφαση στα ρεύματα μεταφοράς, τα οποία εθεωρούντο ότι κουβαλούν τις πλάκες δίκην γιγαντιαίων ταινιών μεταφοράς· με άλλα λόγια, θεωρείτο ότι η επέκταση του θαλάσσιου πυθμένα ήταν ο πρωτεύων μηχανισμός μετατόπισης. Μερικοί ερευνητές επίσης θεωρούσαν ότι πρόσθετος μηχανισμός μετάδοσης κίνησης στις τεκτονικές πλάκες είναι η συνεχής διείδυση και εξώθηση μάγματος στα μεσωκεάνια επεκτατικά κέντρα, η οποία τις ωθεί προς αντίθετες κατευθύνσεις, απομακρύνοντάς τες και συντηρώντας την μετατόπισή τους. Οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στις ζώνες υπαγωγής και βύθισης των πλακών εθεωρούντο δευτερεύουσες – μία λογική αλλά μάλλον παθητική συνέπεια της επέκτασης του θαλάσσιου πυθμένα. Οι απόψεις βαθμιαία άλλαξαν κατά την διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας και οι περισσότεροι γεωεπιστήμονες τώρα θεωρούν ότι οι δυνάμεις που αναπτύσσονται στις ζώνες υπαγωγής διαδραματίζουν σπουδαίο, αν όχι σημαντικότερο ρόλο από την επέκταση του θαλάσσιου πυθμένα. Η ελεγχόμενη από την βαρύτητα βύθιση του ψυχρού, πυκνού ωκεάνιου φλοιού στον μανδύα στις ζώνες υπαγωγής έλκει και – κυριολεκτικά – σύρει την υπόλοιπη πλάκα μαζί της, αποτελώντας με τον τρόπο αυτό την βασικότερη δύναμη κίνησης των τεκτονικών πλακών: πρόκειται στην ουσία για αναρρόφηση της λιθόσφαιρας από τον μανδύα (*slab-pull*)!

1.3.3. Ηφαιστειότητα.

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα σχετίζεται με την εξώθηση του μάγματος που σχηματίζεται από την αύξηση της θερμοκρασίας στον ανώτερο μανδύα, ως αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας από τα έγκατα της Γης. Ηφαιστεια υπάρχουν στις θερμές κηλίδες, κατά μήκος των μεσωκεάνιων επεκτατικών κέντρων (όπου οι πλάκες αποκλίνουν) και κατά μήκος νησιωτικών και ηφαιστειακών τόξων, πίσω από τις ζώνες σύγκλισης των τεκτονικών πλακών.

Τα ηφαιστεια των θερμών κηλίδων δημιουργούνται από αναβλύσεις θερμών μανδουακών υλικών και παράγουν ρευστά μάγματα, σχετικά φτωχά σε διοξείδιο του πυριτίου (SiO_2). Έχουν γενικά *ασπιδωτή* δομή και η δραστηριότητά τους εκδηλώνεται με εντυπωσιακές εκροές βασαλτικής λάβας και ενίοτε σποδού (τέφρας), αλλά σπάνια κάτι πιο επικίνδυνο! Τα ηφαιστεια των νησιωτικών και ηφαιστειακών τόξων, σχηματίζονται πίσω από βυθιζόμενες ωκεάνιες τεκτονικές πλάκες. Το νερό που ελευθερώνεται από την βυθιζόμενη πλάκα ελαττώνει το σημείο τήξης του υπερκείμενου υλικού του άνω μανδύα, παράγοντας μάγμα το οποίο τείνει να είναι πλούσιο σε διοξείδιο του πυριτίου και ως εκ τούτου παχύρρευστο και δυσκίνητο (ιξώδες). Το μάγμα αυτό συχνά δεν φτάνει στην επιφάνεια. Εάν όμως τελικά εξωθηθεί, σχηματίζει ένα ηφαιστειο που συνήθως έχει κλασική κωνοειδή μορφή, *εκρηκτική* παροξυσμική δραστηριότητα και αυξημένη επικινδυνότητα.



Εικόνα 1.7 - ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ. Ο ηπειρωτικός φλοιός έχει τυπικά πάχη 30 – 40 km και η μερική τήξη του άνω μανδύα σε βάθη της τάξης των 100 χιλιομέτρων παράγει μάγμα βασαλτικής σύστασης (περιεκτικότητα 45–52% κατά βάρος σε διοξείδιο του πυριτίου – SiO_2), το οποίο ανέρχεται μέχρι την βάση του στερεού φλοιού και λιμνάζει σε μεγάλους μαγματικούς θαλάμους. Αυτό προκαλεί μερική τήξη των τοιχωμάτων του θαλάμου και ανάμιξη, με τελικά προϊόντα που περιέχουν 52% - 75% κατά βάρος σε SiO_2 . Η απώλεια θερμότητας από τον αρχικό βασαλτικό μαγματικό θάλαμο επιφέρει μερική στερεοποίηση του μάγματος, το υπόλοιπο καθίσταται προοδευτικά πλουσιότερο σε SiO_2 και ανέρχεται μέσω σωληνοειδών αγωγών και φλεβοειδών διαρρήξεων, συσσωρευόμενο σε θαλάμους του μέσου και ανωτέρου φλοιού. Τα περιεχόμενα πηκτικά συστατικά – κυρίως νερό, διοξείδιο του άνθρακα και διοξείδιο του θείου – τα οποία μέχρι τώρα ήταν διαλυμένα λόγω υψηλής πίεσης στον κατώτερο φλοιό διαφεύγουν σχηματίζοντας φυσαλίδες στις χαμηλότερες πιέσεις του ανωτέρου φλοιού. Η άνοδος των φυσαλίδων πιέζει ακόμη περισσότερο τους μαγματικούς θαλάμους. Η άνοδος του μάγματος και η πρόσθετη πίεση προκαλούν σεισμικότητα στα εύθραυστα ανώτερα 10-15 km του φλοιού, όπου η θερμοκρασία πέφτει κάτω από τους 350-400°C και το πέτρωμα δεν μπορεί πλέον να συμπεριφέρεται πλαστικά (ψαθυρή – πλαστική μετάβαση). Το μάγμα μπορεί επίσης να διασταλεί ελαφρά, προκαλώντας αντίστοιχη διόγκωση της επιφάνειας της Γης. Όταν η πίεση υπερβεί μία κρίσιμη τιμή, το μάγμα διασπά τον φλοιό και εκχέεται στην επιφάνεια, ξεκινώντας έτσι ένα ηφαιστειακό παροξυσμό (έκρηξη). Τέλος, οφείλει να σημειωθεί ότι χρησιμότερο παραπροϊόν της μαγματικής ηφαιστειακής δραστηριότητας είναι ο σχηματισμός μεταλλοφόρων κοιτασμάτων οικονομικού ενδιαφέροντος.

- Η ιδέα για την εικόνα προέρχεται από την δημοσίευση των D. Hill, F. Pollitz και C. Nrewhall, Earthquake – volcano interactions, στο περιοδικό Physics Today της Αμερικανικής Γεωφυσικής Ένωσης (Νοέμβριος 2002). Η εικόνα επανασχεδιάστηκε και προσαρμόστηκε στις ανάγκες του παρόντος από τον Συγγραφέα.

Η έκλυση ενέργειας που σχετίζεται με ηφαιστειακές εκρήξεις γίνεται κυρίως μέσω της θερμικής ενέργειας του εξωθούμενου υλικού. Η κινητική ενέργεια του εξωθούμενου υλικού γενικά δεν είναι σημαντική. Υπολογίζεται ότι το μερίδιο της θερμικής ροής (και ενέργειας) που εκλύεται από τα ηφαίστεια σε παγκόσμια κλίμακα είναι μόλις το 1% της ολικής θερμικής ροής που εκλύεται από την λιθόσφαιρα. Αυτό το φαινομενικά ελάχιστο 1% είναι αρκετό για την κάλυψη σημαντικού ποσοστού των ενεργειακών αναγκών των πληθυσμών που κατοικούν στις ηφαιστειακές και περιηφαιστειακές ζώνες. Η ενέργεια αυτή αποθηκεύεται κοντά στην επιφάνεια της Γης, σε περιοχές παρελθούσας και σύγχρονης η-

φαιστειακής δραστηριότητας, καθώς και σε περιοχές αυξημένης θερμικής ροής, και μπορεί να εξαχθεί με γεωτρήσεις.

1.4. QUO VADEMUS?

Η παραπάνω σύντομη αναδρομή στην ιστορία και λειτουργία της Γης δείχνει ότι η Γη είναι ζωντανός και παλλόμενος οργανισμός που εξελίσσεται, αλλά και σκηνοθετεί την εξέλιξη της ζωής στην επιφάνειά του. Η δύναμη που την κρατά ζωντανή και δεν την αφήνει να περιπέσει στην κατάσταση του Άρη για παράδειγμα, είναι η εσωτερική της θερμότητα, η οποία την συνοδεύει από την εμβρυακή της ηλικία και είναι επαρκής για να την κρατήσει σφύζουσα ακόμη και όταν οι άνθρωποι δεν θα υπάρχουν πια, και πιθανόν ούτε και άλλες μορφές ζωής για να παρακολουθούν τα γεγονότα που θα οδηγήσουν στον θάνατό της...

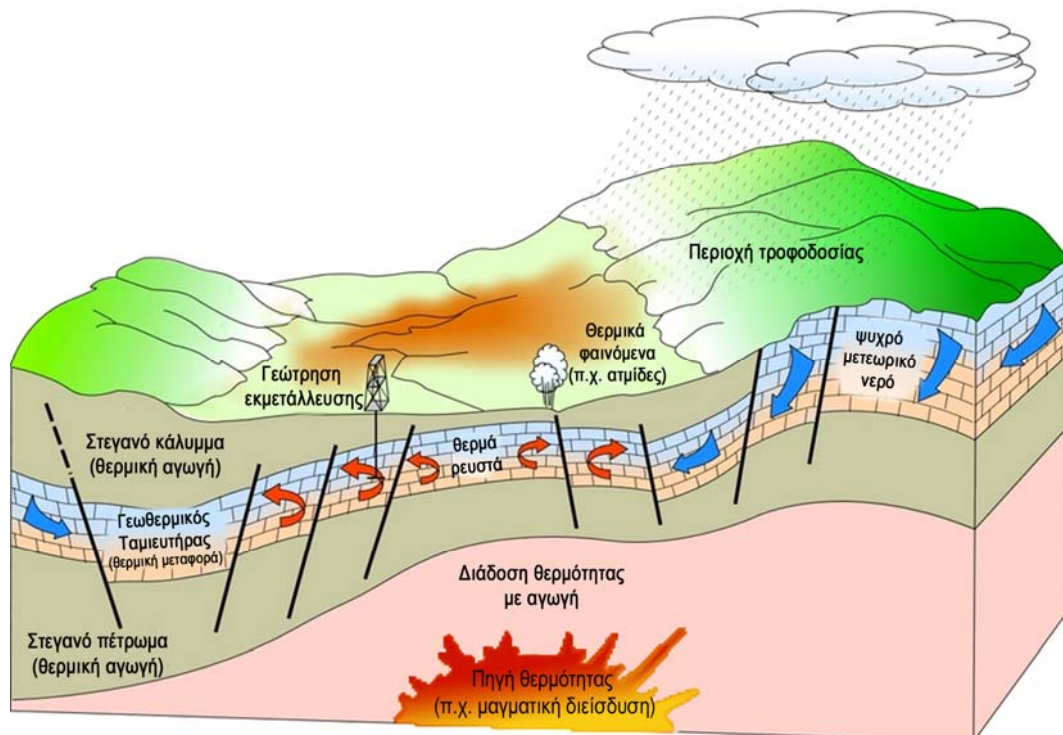
Δυστυχώς, είμαστε πλέον σε θέση να γνωρίζουμε ότι σε περίπου 1 δισεκατομμύριο έτη, ίσως κάτι παραπάνω, η εξέλιξη του Ήλιου σε ερυθρό γίγαντα θα αυξήσει την θερμοκρασία στην επιφάνεια του πλανήτη μας σε επίπεδα απαγορευτικά για την ύπαρξη ζωής. Σε τρία με τέσσερα δισεκατομμύρια έτη ακόμη, όταν ο Ήλιος θα έχει φθάσει στην 11η ώρα του, θα έχει διογκωθεί σε μέγεθος τόσο, ώστε η διάμετρός του να αγγίζει τα όρια της τροχιάς της Γης, την οποία δεν θα «καταπιεί» διότι η ελάττωση της βαρύτητάς του θα της επιτρέψει να διαφύγει σε μακρυνότερη τροχιά. Ο γηραιός γίγαντας θα σκεπάζει ολόκληρο τον ουρανό – καθώς η μία άκρη του θα βρίσκεται στην δύση, η άλλη ακόμη θα ανατέλλει – και ανελέητα θα ψήνει την επιφάνεια του πλανήτη. Κατόπιν, θα αποβάλλει τα εξωτερικά του στρώματα δημιουργώντας ένα πλανητικό νεφέλωμα και ο πυρήνας του θα καταρρεύσει σχηματίζοντας ένα λευκό νάνο. Η υπεριώδης ακτινοβολία του νάνου θα μετατρέψει τα έκθετα πετρώματα της Γης σε πλάσμα, καταστρέφοντας τους μοριακούς δεσμούς και καλύπτοντας την επιφάνειά της με μία απόκοσμη ιριδίζουσα ομίχλη που θα αναδεύεται και θα στροβιλίζεται από την φρενήρη παλιρροϊκή επίδρασή του. Και καθώς ο νάνος που κάποτε ήταν ο Ήλιος θα ακτινοβολεί την ενέργειά του, θα εξασθενίζει φθίνοντας προς μία σκοτεινή ψυχρή μάζα. Κάπως έτσι θα τελειώσει και ο πλανήτης μας – πρώτα στην φωτιά και μετά στον πάγο... Η επιφάνειά του δηλαδή, γιατί με τον ρυθμό που αποβάλλεται, η χθόνια λάβρα ίσως να μην έχει σβήσει τελειώς ακόμα...

2. ΠΕΡΙ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

2.1. ΟΡΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ

Με τον όρο *γεωθερμικό σύστημα*, εννοούμε *περιοχή στην οποία η θερμική ενέργεια της Γης είναι επαρκώς συγκεντρωμένη, ώστε να δημιουργεί μια εκμεταλλεύσιμη ενεργειακή πηγή*. Τα γεωθερμικά συστήματα ταξινομούνται βάσει των γεωλογικών, υδρολογικών και θερμικών χαρακτηριστικών τους, όπως θα αναλύσουμε λεπτομερέστερα στα επόμενα.

Η συγκέντρωση της θερμότητας από τα πετρώματα όπου ευρίσκεται διάχυτη, προϋποθέτει την ύπαρξη ενός *ενδιάμεσου ρευστού* (ύδωρ, ατμός) το οποίο να την συλλέγει και μεταφέρει, δημιουργώντας υπό κατάλληλες συνθήκες έναν *γεωθερμικό ταμιευτήρα ή συλλέκτη*. Η κυκλοφορία του ρευστού είναι δυνατή λόγω των διαφορών πυκνότητας μεταξύ των ψυχρότερων ανωτέρων μαζών του ενδιάμεσου ρευστού που κατεισδύουν προς τον συλλέκτη και των θερμότερων μαζών του *γεωθερμικού ρευστού* που ανέρχονται προς την επιφάνεια λόγω άνωσης. Εξυπακούεται ότι η κυκλοφορία και συγκέντρωση του γεωθερμικού ρευστού διευκολύνεται, όταν εκτός από υψηλό πορώδες, υπάρχει και υψηλή διαπερατότητα (*υδραυλική αγωγιμότητα*) των πετρωμάτων του ταμιευτήρα. Σε σχέση με τις γειτονικές περιοχές, τα γεωθερμικά συστήματα χαρακτηρίζονται από θετικές *γεωθερμικές ανωμαλίες* η δημιουργία των οποίων εξαρτάται από διαφορετικούς συνδυασμούς γεωλογικών και υδρολογικών παραγόντων, τοπικού ή περιφερειακού χαρακτήρα. Εν πάσει περιπτώσει, οι σπουδαιότερες γεωθερμικές ανωμαλίες συνδέονται με πρόσφατη μαγματική και / ή ηφαιστειακή δραστηριότητα. Διακρίνονται αρ-



Εικόνα 2.1 – ΙΔΕΑΤΟ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ. Στην απλοποιημένη αυτή αναπαράσταση η πηγή θερμότητας αντιπροσωπεύεται από πρόσφατη μαγματική διείσδυση. Διακρίνονται οι ενεργές διαρρήξεις οι οποίες ελέγχουν την κυκλοφορία και εκφόρτιση των γεωθερμικών ρευστών. Τα ερυθρά βέλη σημειώνουν τις περιοχές εμφάνισης και κυκλοφορίας των γεωθερμικών ρευστών. Τα γαλιανά βέλη σημειώνουν τις οδούς τροφοδοσίας του συστήματος με νερό, το οποίο συνήθως έχει μετεωρική προέλευση (βρόχινο) και κατεισδύει από τοπογραφικά υψηλότερες περιοχές.

- Η εικόνα προέρχεται από το άρθρο των Mary H. Dickson and Mario Fanelli, *What is Geothermal Energy?* (βλ. http://www.geothermal-energy.org/314.what_is_geothermal_energy.html)· τροποποιήθηκε και προσαρμόστηκε από τον Συγγραφέα.

κετοί τύποι γεωθερμικών συστημάτων, οι οποίοι δημιουργούνται από συνδυασμούς διαφορετικών κατά τόπους παραγόντων, όπως είναι η ενθαλπία, η κατανομή της υδραυλικής αγωγιμότητας, το βάθος του ταμιευτήρα κ.λ.π.

Αναλόγως του γεωλογικού περιβάλλοντος και του καθεστώτος μεταφοράς της θερμοκρασίας, τα γεωθερμικά συστήματα υποδιαιρούνται στις ακόλουθες γενικές κατηγορίες:

(1) **Μεταφορικά (convective)** γεωθερμικά συστήματα.

- I. **Υδροθερμικά συστήματα** εντός πετρωμάτων υψηλού πορώδους και / η διαπερατότητας, συνδεδεμένα με πρόσφατες αβαθείς μαγματικές διεισδύσεις και νεαρούς πλουτωνίτες.
- II. **Κυκλοφορικά συστήματα** εντός πετρωμάτων χαμηλού πορώδους, ρηξιγενούς υδραυλικής διαπερατότητας, σε περιοχές υψηλής ως και κανονικής περιφερειακής θερμικής ροής.

(2) **Μεταδοτικά (conductive)** γεωθερμικά συστήματα.

- I. **Υδροφόροι ορίζοντες χαμηλής θερμοκρασίας / ενθαλπίας** εντός ιζημάτων υψηλού πορώδους / διαπερατότητας, σε περιοχές κανονικής ως ελαφρώς υψηλής θερμικής ροής, συμπεριλαμβανομένων και των λεγομένων «*γεωπεπιεσμένων ζωνών*».
- II. **Θερμά Ξηρά Πετρώματα** με συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας, χαμηλής διαπερατότητας.

2.2. ΜΕΤΑΦΟΡΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ

Αυτά χαρακτηρίζονται από φυσική κυκλοφορία του ενδιαμέσου ρευστού, ούτως ώστε το πλείστο της θερμότητας να μεταφέρεται από αυτό και μικρό μόνο ποσοστό να άγεται μέσω της μάζας των πετρωμάτων. Η μεταφορά θερμότητας τείνει να αυξήσει την θερμοκρασία του ανωτέρου μέρους του κυκλοφοριακού συστήματος και να ελαττώσει την θερμοκρασία του κατωτέρου μέρους.

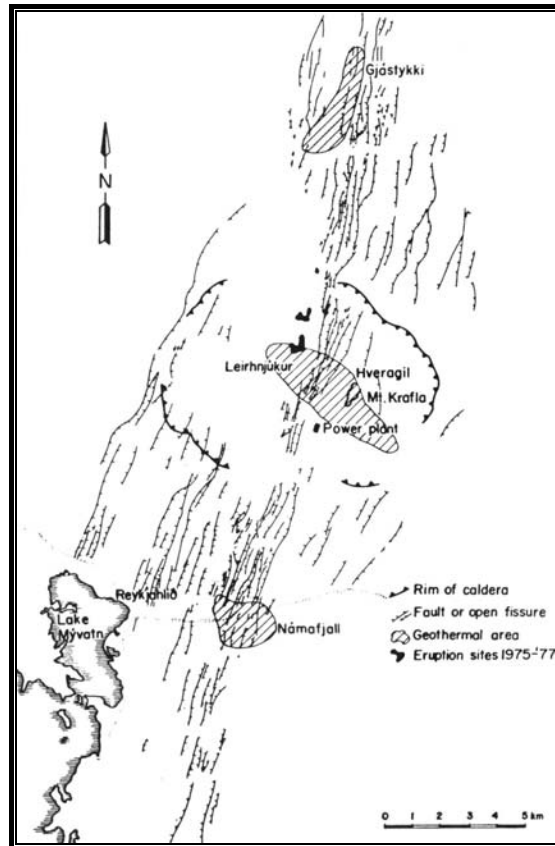
2.2.1 Υδροθερμικά συστήματα εντός πετρωμάτων υψηλού πορώδους και διαπερατότητας .

Η κατηγορία αυτή σχεδόν όλα τα γεωθερμικά συστήματα υπό εκμετάλλευση για παραγωγή ηλεκτρικής ενεργείας. Η πηγή θερμότητας αντιπροσωπεύεται από πρόσφατες μαγματικές διεισδύσεις που απαντώνται σε συγκεκριμένα γεωλογικά περιβάλλοντα σύγκλισης και απόκλισης τεκτονικών πλακών, ηπειρωτικών τάφρων και θερμών κηλίδων (hot spots). Επειδή τα μαγματικά σώματα έχουν τυπικές θερμοκρασίες 700°- 1200°C, δύνανται να υπερθερμάνουν τα περιβάλλοντα πετρώματα κατά την διάρκεια της διεισδυσής τους, προκαλούντα ταυτοχρόνως έξαρση της επιφανειακής ροής θερμότητας, η οποία μπορεί δυνατόν να φθάσει (και υπερβεί) τα αρκετά mW/m².

Λόγω της επερχόμενης δι' αγωγής και μεταφοράς ψύξης των μαγματικών διεισδύσεων, σημαντική υπερβάλλουσα θερμότητα μπορεί να διατηρηθεί μόνο για γεωλογικώς σύντομο χρονικό διάστημα (παροδική θέρμανση). Εν γένει, μόνον οι τεταρτογενείς διεισδύσεις (με τάξη ηλικιών κυμαινόμενη από 10⁴-10⁶ έτη) του ανωτέρου φλοιού (<10Km) είναι ακόμη θερμικώς ενεργές σήμερα. Γεωθερμικές ανωμαλίες μεγάλης διαρκείας είναι πιθανότερο να οφείλονται σε όξινες, παρά σε βασαλτικές διεισδύσεις, διότι τα βασαλτικά μάγματα, λόγω του χαμηλού ιξώδους τους, ανέρχονται ταχύτερα στην επιφάνεια, αποδεσμεύοντας μεγάλα ποσά θερμότητας. Αντιθέτως, τα ιξώδη όξινα μάγματα βραδύνουν την πορεία τους μέσω της λιθόσφαιρας και πολύ συχνά παγιδούνται ώστε να δημιουργούν πηγές θερμότητας σημαντικής χρονικής διαρκείας (μερικών εκατομμυρίων ετών). Σε μερικές περιπτώσεις όμως, (π.χ. στην Ισλανδία όπου η μαγματική δραστηριότητα είναι συνεχής), οι αβαθείς βασαλτικοί θάλαμοι δυνατόν να παράγουν σημαντικό γεωθερμικό δυναμικό.

Σχηματική αναπαράσταση της θέσης ενός υδροθερμικού συστήματος στα πλαίσια της ενός ηπειρωτικού ηφαιστείου παρουσιάζεται στην Εικόνα 1.7. Μια απλοποιημένη εικόνα πραγματικού υδροθερμικού συστήματος, αυτού της Krafla (Ισλανδία) δίδεται στις Εικόνες 2.2 και 2.3. Στην Εικόνα 2.2 παρουσιάζεται χάρτης της ευρύτερης περιοχή της Krafla με τις κύριες ενεργές διαρρήξεις οι οποίες ελέγχουν την κυκλοφορία και εκφόρτιση των γεωθερμικών ρευστών και στην Εικόνα 2.3 ένα πρότυπο του υπό εκμετάλλευση γεωθερμικού πεδίου με λεπτομέρειες της δομής του. Σε όλες τις εικόνες, τα βέλη σημειώνουν τις περιοχές εμφάνισης και την φορά κυκλοφορίας των βρόχων μεταφοράς (convective cells) των γεωθερμικών ρευστών.

Σε γενικές γραμμές, διακρίνονται δύο υποδιαιρέσεις της κατηγορίας αυτής, αναλόγως του κυρίου ενδιαμέσου ρευστού. Τα συστήματα ατμού (υγρού ή ξηρού) και τα κοινότερα υγρά συστήματα. Στα πε-



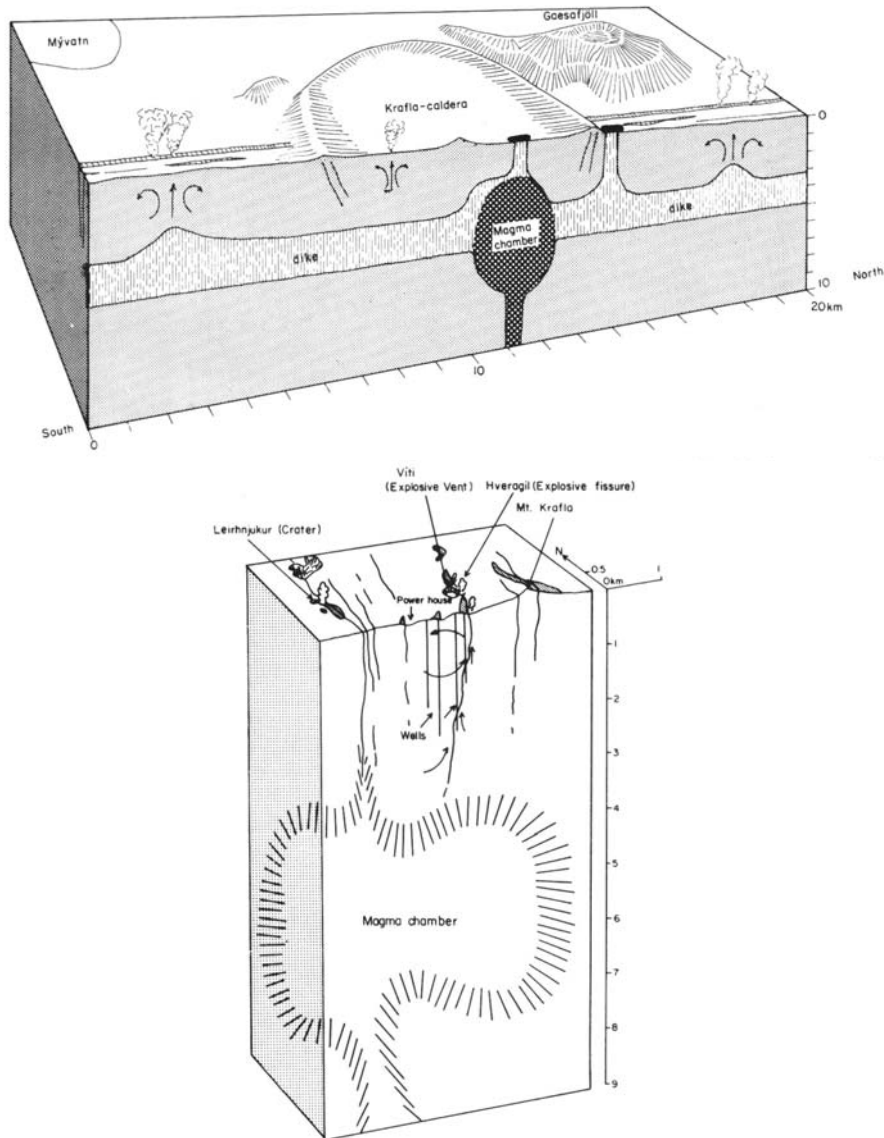
Εικόνα 2.2. Η ευρύτερη περιοχή της καλδέρας της Krafla. Απεικονίζονται τα ίχνη των ενεργών διαρρήξεων της Μεσαλαντικής Ράχης. Από τον K. Saemundson (Orkustofnun).

ρισσότερα συστήματα η υγρή και αέριος κατάσταση συνήθως συνυπάρχουν (*διφασικά συστήματα*), και η διάκριση καθίσταται σημαντική μόνον από την άποψη του τρόπου εκμετάλλευσης.

Ένα σύστημα ατμού χαρακτηρίζεται από ταμειυτήρα σημαντικής κατακόρυφης διάστασης, σφραγισμένο από σχετικά αδιαπέρατο γεωλογικό σχηματισμό. Ο ατμός αποτελεί την κυριαρχούσα συνεχή φάση εντός των ανοικτών διαύλων και αγωγών κυκλοφορίας, ενώ η υγρή φάση περιορίζεται στους πόρους του φιλοξενούντος πετρώματος (Εικόνα 2.4, αριστερά). Η θερμοκρασία του ρευστού και η υδροστατική πίεση αυξάνουν συναρτήσει του βάθους, μέχρι τα όρια της ζώνης του ατμού. Μέσα στην ζώνη ατμού η πίεση παραμένει σταθερή, διότι ο ατμός έχει πολύ μικρό ειδικό βάρος σε σχέση με το ρευστό, ώστε να υπάρχει μικρή μεταβολή της υδροστατικής στήλης. Η θερμοκρασία είναι επίσης σχετικά σταθερή, διότι η θερμοκρασία ενός μίγματος ατμού και ρευστού εξαρτάται από την πίεση. Κάτω από την ζώνη του ατμού οι διάυλοι κυκλοφορίας περιέχουν μόνο ρευστό και η θερμοκρασία αρχίζει και πάλι να αυξάνεται συναρτήσει του βάθους. Αντιθέτως, σε ένα υγρό σύστημα, το θερμό ρευστό είναι η κυριαρχούσα φάση εντός των ανοικτών αγωγών κυκλοφορίας, αν και μπορούν να υπάρχουν φυσαλίδες ατμού και αερίου (Εικόνα 2.4, δεξιά). Η υδροστατική πίεση αυξάνει συνεχώς συναρτήσει του βάθους και η μέγιστη θερμοκρασία ορίζεται από τις συνθήκες βρασμού του ρευστού στην δεδομένη πίεση.

Τα γεωθερμικά συστήματα αυτού του τύπου συχνότατα εμφανίζονται με επιφανειακές εκδηλώσεις ατμίδων, θερμών πηγών, ηφαιστειών ιλύος κ.λ.π (βλ. Εικόνα 2.5). Η διερεύνηση τέτοιων συστημάτων, πρώτο στόχο έχει τον εντοπισμό και περιχαράκωση του ταμειυτήρα, και σε δεύτερη φάση μέτρηση και προσδιορισμό των θερμοκρασιών του.

Οι καταγραφές θερμοκρασίας εντός γεωτρήσεων πολλάκις παρουσιάζουν γεωθερμικές βαθμίδες μέχρι και 200°C/Km. Βαθμίδες τέτοιου μεγέθους παρατηρούνται σε περιπτώσεις μετάδοσης θερμότητας δι' αγωγής, μέσω υδρο-αδιαπέρατων καλυμμάτων των ταμειυτήρων. Αντιθέτως, δυνατόν να υπάρχουν και περιοχές μικρής (ίσως και αρνητικής) θερμοκρασιακής βαθμίδας, συνήθως ενδεικτικές των ζωνών κατείδυσης ψυχρού μετεωρικού ύδατος, το οποίο τροφοδοτεί τον γεωθερμικό ταμειυτήρα. Η

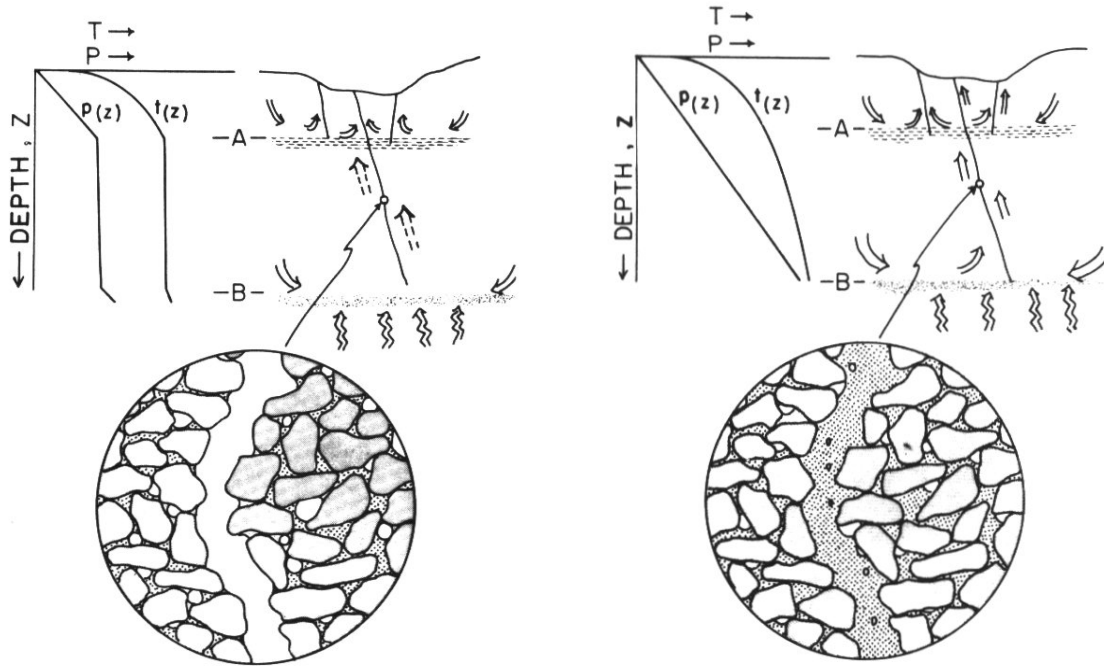


Εικόνα 2.3. Το υδροθερμικό σύστημα της Krafla. **Επάνω:** Σχηματικό διάγραμμα του μαγματικού θαλάμου κάτω από την καλντέρα (Björnsson et al, 1979). **Κάτω:** Ένα πρότυπο του υπό εκμετάλλευση γεωθερμικού πεδίου με λεπτομέρειες της δομής του (από τους Gislason et al, 1978). Τα βέλη σημειώνουν την φορά κυκλοφορίας των βρόχων μεταφοράς των γεωθερμικών ρευστών, ενώ διακρίνονται και οι γεωτρήσεις.

κλίμακα τέτοιου τύπου οριζοντίων μεταβολών της θερμοβαθμίδας αποτελεί και ένδειξη της πλευρικής έκτασης των υδροθερμικών συστημάτων.

Χρήσιμοι δείκτες της τοποθεσίας μεταφορικών υδροθερμικών συστημάτων από πρόσφατη όξινη μαγματική δραστηριότητα δυνατόν να αποτελέσουν και οι χάρτες ανωμαλιών βαρύτητας. Συνηθέστατα ανιχνεύονται αρνητικές ανωμαλίες λόγω ελλείμματος μάζας που προκαλείται από το μεγάλο κλάσμα ατμού εντός των υψηλού πορώδους / διαπερατότητας πετρωμάτων του ταμιευτήρα, της σχετικά χαμηλής πυκνότητας των όξινων πετρωμάτων και, της πτώσης της πυκνότητας που προκαλείται λόγω θέρμανσης. Παράδειγμα δίδεται στην Εικόνα 2.6-αριστερά. Σε λίγες περιπτώσεις όμως, παρατηρούνται φαινόμενα πυριτώσης εξ αυτοσφραγισμού των διαπερατών ζωνών, τα οποία αυξάνουν την πυκνότητα και ενίοτε καλύπτουν τοπικές αρνητικές ανωμαλίες υπεράνω ζωνών μεταφοράς, όπως π.χ. συμβαίνει στο γεωθερμικό πεδίο The Geysers, USA.

Οι ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι προσφέρουν μεγάλες δυνατότητες εντοπισμού και περιχαράκωσης των ζωνών μεταφοράς και των ταμιευτήρων των υδροθερμικών συστημάτων, οι οποίες πάντα παρουσιάζουν μικρές ειδικές αντιστάσεις, λόγω υψηλής θερμοκρασίας και αλατότητας του γεωθερμικού ρευστού (βλ. Εικόνα 2.6-δεξιά). Οι ίδιες οι μαγματικές διεσδύσεις μπορούν να εντοπι-



Εικόνα 2.4. Γραφική απόδοση των φυσικών συνθηκών σε γεωθερμικά συστήματα ξηρού ατμού (αριστερά) και σε υγρά (δεξιά). Στα περισσότερα συστήματα η υγρή και αέριος φάση συνυπάρχουν (διφασικά συστήματα), και η διάκριση είναι σημαντική μόνον από την άποψη του τρόπου εκμετάλλευσής.

- Οι εικόνες έχουν ληφθεί από Fournier R.O., Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering, in L. Rybach and L.J.P. Muffler (eds), *Geothermal systems*, Wiley, 109-143, 1981.

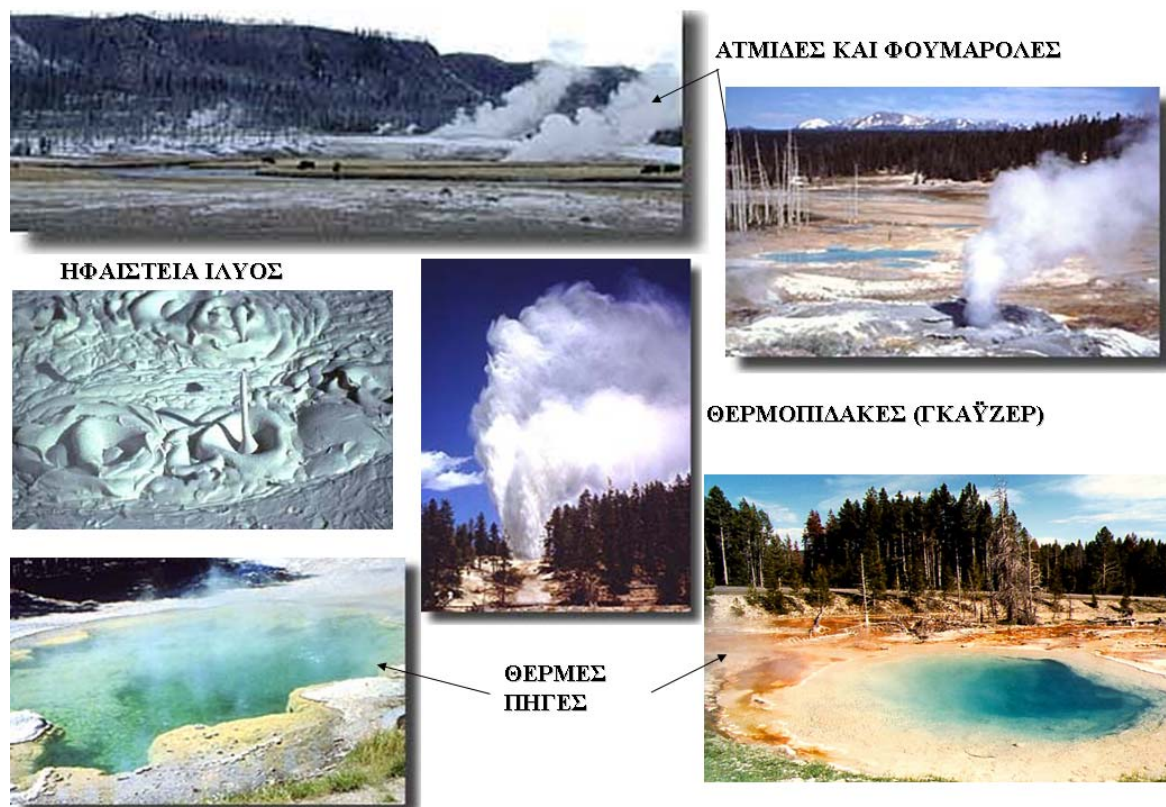
σθούν, σε αρκετές περιπτώσεις, με παθητικές σεισμικές (σεισμολογικές) μεθόδους, δια παρατηρήσεων των χρόνων καθυστέρησης των τηλεσεισμικών κυμάτων P, ή, την απόσβεση αμφοτέρων των κυμάτων P και S. Στην καλύτερη περίπτωση, οι σεισμικές μέθοδοι δυνατόν να προσδιορίσουν τις διαστάσεις των ανωμάλων σωμάτων και την κατακόρυφο έκταση των ζωνών κυκλοφορίας.

2.2.2 Κυκλοφορικά συστήματα σε περιοχές υψηλής ως κανονικής θερμικής ροής

Τα κυκλοφορικά συστήματα συνήθως συνδέονται με μαγματισμό, αλλ' επίσης απαντώνται και σε περιοχές ελεύθερες προσφάτου μαγματικής δραστηριότητας, ως αποτέλεσμα βαθιάς κατείδυσης και κυκλοφορίας μετεωρικού ύδατος σε περιοχές υψηλής περιφερειακής θερμικής ροής. Η δημιουργία τέτοιων συστημάτων προϋποθέτει την παρουσία θραυσιγενών ζωνών (διαρρήξεις, διακλάσεις κ.λ.π.) επαρκούς υδραυλικής διαπερατότητας, ώστε να διευκολύνεται η κυκλοφορία του ρευστού. Η θερμοκρασία του τελευταίου εξαρτάται πρωτίστως από το μέγεθος της περιφερειακής θερμικής ροής και από το βάθος μέχρι το οποίο το ρευστό δύναται να διεισδύσει. Σε κανονικές συνθήκες, οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες συναντώνται σε μικρότερα βάθη, σε περιοχές υψηλότερης θερμικής ροής.

Πολλά είδη θερμών πηγών ανά τον κόσμο αποτελούν παραδείγματα τέτοιων κυκλοφορικών συστημάτων, τοποθετημένες σε διαφορετικά γεωλογικά περιβάλλοντα και τύπους πετρωμάτων. Τα τελευταία χαρακτηρίζονται από χαμηλό ενεργό πορώδες και διαπερατότητα. Ενώ η εκφόρτιση των θερμών ρευστών τέτοιων συστημάτων είναι εντοπισμένη, (συνήθως συνδέεται με διασταυρώσεις ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών), η τροφοδοσία (με μετεωρικό ύδωρ) γίνεται αναγκαστικώς από εκτεταμένη περιοχή, αλλά και πάλι μέσω ρηξιγενών δομών. Ο χρόνος παραμονής του θερμού ρευστού εντός τέτοιων συστημάτων είναι 10^2-10^3 έτη. Η υψηλή περιφερειακή ροή θερμότητας έχει την δυνατότητα να συντηρήσει κυκλοφορικά και υδροθερμικά συστήματα υπό την προϋπόθεση ότι τα ανώτερα χιλιόμετρα του φλοιού είναι διερρηγμένα σε βαθμό τέτοιο, ώστε να επιτρέπουν την κυκλοφορία γεωθερμικών ρευστών. Τέτοια γεωθερμικά συστήματα έχουν σχετικά περιορισμένο χρόνο ζωής (10^4-10^5 έτη κατά τους Lachenbruch and Sass, 1977).

Οι περιοχές υψηλής περιφερειακής ροής παρουσιάζουν ορισμένες γεωτεκτονικές ιδιαιτερότητες, διότι συναρτώνται από ανώμαλες θερμικές διεργασίες στην βάση της λιθόσφαιρας. Συνήθως έχουν περιπτώσεις εκτεταμένης λέπτυνσης του φλοιού ή μεγάλης κλίμακος βαθιάς βασικές μαγματικές δι-



Εικόνα 2.5. Επιφανειακές εκδηλώσεις γεωθερμικών συστημάτων.

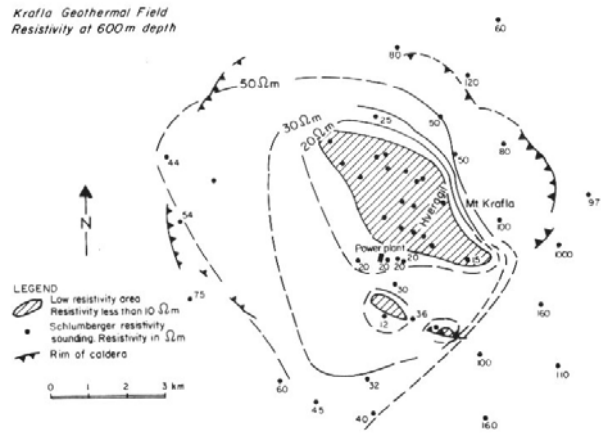
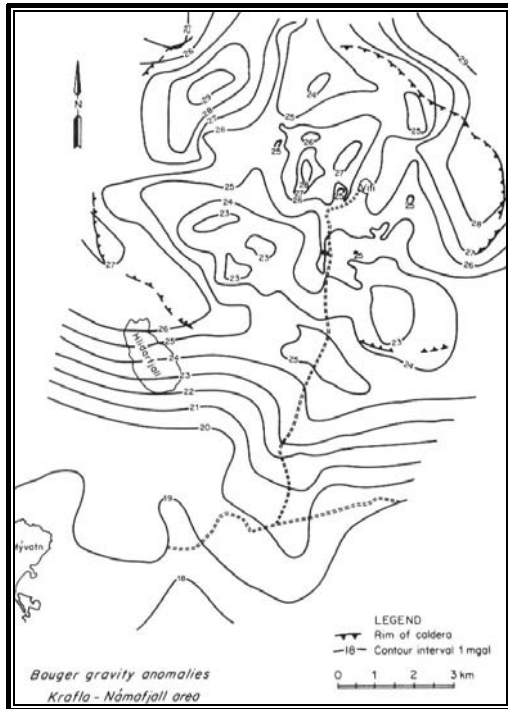
εισδύσεις, λόγω επεκτατικού τεκτονισμού ηπειρωτικής κλίμακος ή, περιπτώσεις ηπειρωτικών θερμών κηλίδων. Στη πρώτη (και συχνότερη) περίπτωση παρατηρούνται χαμηλά μέσα υψόμετρα και συνεπώς, υψηλές ανωμαλίες Bouguer, λέπτυνση του φλοιού, χαμηλές ταχύτητες της φάσης Pn, γενικώς υψηλή ηλεκτρική αγωγιμότητα σε σχετικά μεγάλα βάθη και, άνοδο της ισοθέμου επιφανείας Curie.

2.3 ΜΕΤΑΛΟΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ

Αυτά χαρακτηρίζονται από θερμικό καθεστώς που οφείλεται μόνο σε αγωγή της θερμότητας μέσω των πετρωμάτων. Το ενδιάμεσο ρευστό, είτε είναι παρόν όπως στην περίπτωση των βαθέων υδροφόρων οριζόντων, είτε παρέχεται τεχνητός, όπως στα Θερμά Ξηρά Πετρώματα. Η κυκλοφορία του ρευστού εμποδίζεται από τις χαμηλές αντιθέσεις θερμοκρασίας στην πρώτη περίπτωση, και από την χαμηλή διαπερατότητα στην δεύτερη.

Κοινό χαρακτηριστικό των μεγάλων και βαθέων ιζηματογενών λεκανών είναι η παρουσία εκτεταμένων υδροφόρων οριζόντων, πολλάκις σε αρκετά διαφορετικά επίπεδα, εντός στρωμάτων υψηλού πορώδους και διαπερατότητας. Οι θερμοκρασίες των υδροφορέων είναι, συνήθως, χαμηλότερες των 150°C (*χαμηλή ενθαλπία*). Οι υδροφορείς δυνατόν να περιέχουν παλαιό (λιμνάζον) πορικό ρευστό, συχνότατα υψηλής αλατότητας, ή, δυνατόν να τροφοδοτούνται από γειτονικές ορεινές περιοχές. Σε συνθήκες αρτεσιανής πίεσης, ο ταμιευτήρας εκφορτίζεται αυθορμητώς, ευθύς μόλις γεωτρηθεί, ειδ' άλλως το ρευστό πρέπει να αντληθεί.

Οι γεωπεπιεσμένοι ταμιευτήρες αποτελούν ειδική περίπτωση ιζηματογενών υδροφορέων, τα ενδοπορικά ρευστά των οποίων ευρίσκονται υπό πίεση υπερβαίνουσα την υδροστατική. Στην πραγματικότητα τα υγρά εγκλείσματα των πόρων φέρουν ένα μεγάλο κλάσμα της λιθοστατικής πίεσης και τυπικώς αναφέρονται μεγέθη της τάξης των 100 MPa. Οι γεωπεπιεσμένοι ταμιευτήρες σφραγίζονται μεταξύ αδιαπέρατων στρωμάτων αργιλικών σχιστολίθων χαμηλής θερμικής αγωγιμότητας. Σε αντίθεση με τις «φυσιολογικές» ιζηματογενείς περιοχές όπου τα ενδοπορικά ρευστά και η θερμότητα αποβάλλονται κατά την διάρκεια της διαγενετικής συμπίεσης, οι γεωπεπιεσμένες ζώνες αποτελούν είδος



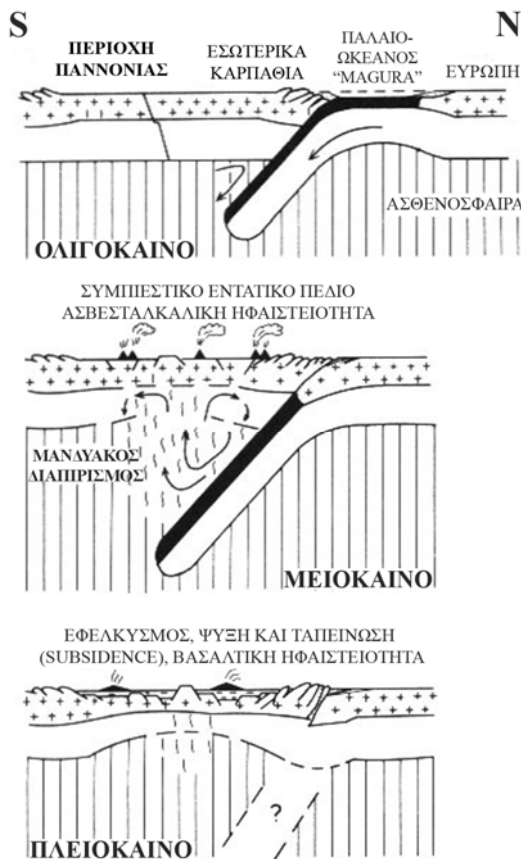
Εικόνα 2.6. Αριστερά: Χάρτης βαρυτικών ανωμαλιών Bouguer της περιοχής Krafla. Το έλλειμμα μάζας που προκαλείται από το μεγάλο κλάσμα αμμού εντός των υψηλού πορώδους / διαπερατότητας πετρωμάτων του ταμιευτήρα, προκαλεί μικρού πλάτους, αρνητικές ανωμαλίες βαρύτητας. Από τον G. Johnsen (Orkustofnun). **Δεξιά:** Οριζοντιογραφική αποτύπωση της ειδικής αντίστασης σε βάθος 600m, στο γεωθερμικό πεδίο της Krafla. Η ζώνη εκμετάλλευσης (απόληψης) του γεωθερμικού ρευστού παριστάνεται σκιαγραφημένη και συμπίπτει με τις χαμηλότερες ειδικές αντιστάσεις. Από την R. Karlsdottir (Orkustofnun).

παγίδων θερμότητας. Ταμιευτήρες τέτοιου τύπου ευρίσκονται συνήθως σε μεγάλα βάθη (3-7Km) και περιέχουν σημαντικές ποσότητες φυσικού αερίου.

2.3.1. Υδροφόροι οριζόντες χαμηλής θερμοκρασίας / ενθαλπίας εντός πετρωμάτων υψηλού πορώδους.

Όταν οι υδροφόροι οριζόντες τέτοιου τύπου είναι εκτεταμένοι, (π.χ. λεκάνη Παρισίων, λεκάνη Παννονίας στην Ουγγαρία), έχουν αξιόλογο ενεργειακό δυναμικό για εφαρμογές όπως θέρμανση οικιών, θερμοκηπίων και άλλες παρόμοιες. Υδροφορείς αυτού του τύπου απαντώνται σε περιοχές κανονικής ως ελαφρά αυξημένης θερμικής ροής. Η θερμοκρασία των πορικών ρευστών είναι κρίσιμος παράγοντας αξιολόγησης της εκμεταλλευσιμότητας των υδροφορέων και συνήθως εκτιμάται με *χημικά γεωθερμόμετρα*. Ένας δεύτερος κρίσιμος παράγων είναι η *αλατότητα*, η οποία συχνά είναι εξαιρετικά αυξημένη (έχουν αναφερθεί τιμές της τάξης 10^5 mg/l την στιγμή που το θαλάσσιο ύδρ έχει 0.35×10^5 mg/l). Λόγω της διαβροχής των πετρωμάτων του ταμιευτήρα με ρευστά υψηλής συνήθως αλατότητας, αναμένονται ζώνες μικρής ως πολύ μικρής ειδικής αντίστασης. Γενικά αναμένεται (στην καλύτερη περίπτωση), ότι οι ηλεκτρικές / ηλεκτρομαγνητικές βαθυσκοπήσεις θα παράσχουν ικανή πληροφορία περί της κατακόρυφου μεταβολής της αλατότητας, εφόσον ισχύει η σχέση $\rho = a \cdot \rho_0 \cdot \phi^m$ (νόμος του Archie), όπου ρ είναι η μετρούμενη ειδική αντίσταση του πετρώματος, ρ_0 η ειδική αντίσταση του πορικού ρευστού, ϕ ο συντελεστής πορώδους και a, m σταθερές, το δε μέγεθος της ρ_0 εξαρτάται από την αλατότητα και την θερμοκρασία.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα τέτοιων συστημάτων είναι η λεκάνη της Παννονίας (Ουγγαρία), η οποία αποτελεί οπισθοταφρική λεκάνη σχηματισθείσα κατά την Καρπάθιο ορογένεση. Στην περιοχή αυτή έλαβε χώρα *θερμικός διαπριρισμός* του ανωτέρου μανδύα, συνοδευόμενος από *υπολιθοσφαιρική διάβρωση* που οδήγησε σε έντονο μαγματισμό, λέπτυνση του φλοιού και ισοστατική ταπείνωση, απολήγοντας έτσι στον σχηματισμό της λεκάνης (Εικόνα 2.7). Η σημερινή κατάσταση της λιθόσφαιρας φαίνεται στην Εικόνα 2.8. Ο αναθολωμένος μανδύας είναι ακόμα πολύ θερμός και κατά πάσα πιθανό-



Εικόνα 2.7. Η Λεκάνη της Παννονίας άρχισε να διαμορφώνεται κατά το Ολιγόκαινο, κατά την διάρκεια της Καρπάθιας ορογένεσης, ως μία οπισθοταφρική δομή περιβαλλόμενη από το τόξο των Καρπαθίων. Η υπαγωγή (βύθιση) του φλοιού του εξαφανισθέντος πλέον ωκεανού Μαγκούρα κάτω από την περιοχή που μέλλοιτο να εξελιχθεί στην Λεκάνη της Παννονίας κατά την διάρκεια του Μειοκαινού οδήγησε σε θερμικό διαπριρισμό και αναθόλωση του μανδύα που συνοδεύθηκε από έντονη ασβεσταλκαλική ηφαιστειότητα η οποία περιελάμβανε εκρηκτική δραστηριότητα Πλινίου τύπου. Η αναθόλωση του μανδύα προκάλεσε λέπτυνση του φλοιού και υπολιθοσφαιρική διάβρωση (η ροή του μανδουακού υλικού κάτω από τον φλοιό έτηξε και διέβρωσε το κατώτερο μέρος του). Η κατανάλωση του ωκεάνιου φλοιού και παύση της ορογενετικής δραστηριότητας κατά το Πλειόκαινο προκάλεσε βαθμιαία ψύξη· ο λεπτοσυσμένος φλοιός με μέσο πάχος 25 km βυθίστηκε ισοστατικά, οδηγώντας σε εφελκυστικό τεκτονισμό και στον σχηματισμό της λεκάνης. Μία δεύτερη, πολύ ασθενέστερη φάση ηφαιστειακής δράσης έλαβε χώρα κατά το Πλειόκαινο – κάτω Πλειστόκαινο, με εκχύσεις βασαλτικής λάβας.

- Εικόνα από Stegena et al. (1975), τροποποιημένη από τον Συγγραφέα.

τητα περιέχει μερικά τήγματα (ζώνες υψηλής αγωγιμότητας και χαμηλών σεισμικών ταχυτήτων), παρέχοντας έτσι αυξημένη θερμική ροή προς την λιθόσφαιρα και τελικά υψηλές θερμοκρασίες στην οροφή του υποβάθρου της Λεκάνης (Εικόνα 2.9). Οι γεωθερμικοί υδροφορείς εντοπίζονται σε παχέα (μέχρι και 4 km) λιμναία ιζήματα του Παννονίου (Ανώτερο Μειόκαινο – Πλειόκαινο), τα οποία περιλαμβάνουν εκτεταμένα στρώματα υψηλού πορώδους (Ανω Παννόνιο – Τεταρτογενές), επάνω από αδιαπέρατα ιζήματα του κάτω Παννονίου. Στην Εικόνα 2.10, το θερμικό περιεχόμενο αυτών των υδροφορέων παρουσιάζεται υπό μορφή γεωισοθερμών καμπυλών στο βάθος των 1000 m.

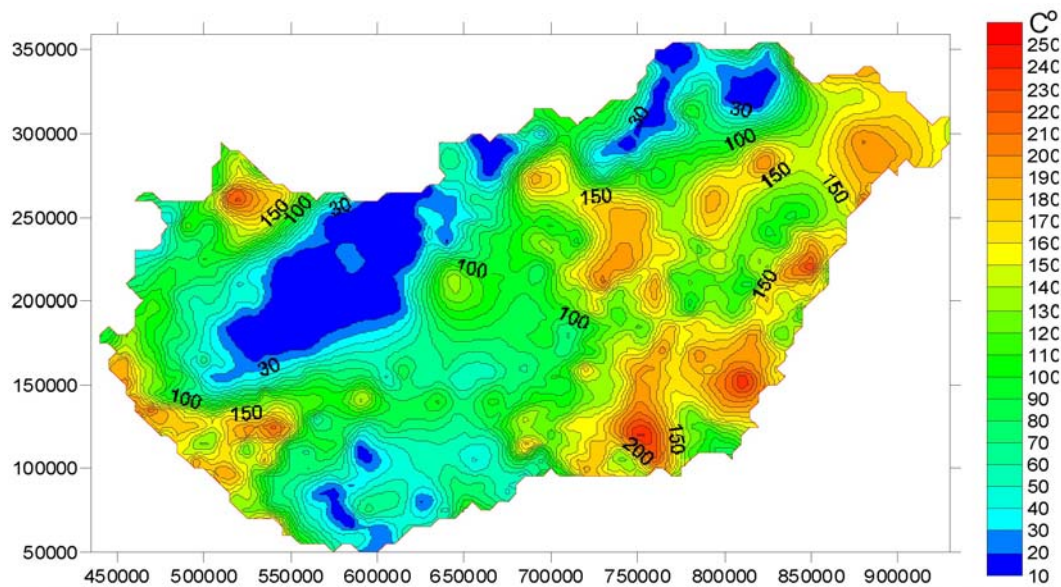
2.3.2. Ενισχυμένα Γεωθερμικά Συστήματα (Enhanced Geothermal Systems) – πρόην Θερμά Ξηρά Πετρώματα (ΘΞΠ)

Σε όλες τις «φυσιολογικές» περιοχές των ηπειρών υπάρχει άφθονη γεωθερμική ενέργεια σε αρκετά μεγάλα βάθη, που είναι όμως προσπελάσιμα με την σημερινή τεχνολογία γεωτρήσεων (βλ. Εικόνα 2.11). Επειδή στα βάθη αυτά τα φυσικά ενδιάμεσα ρευστά απουσιάζουν λόγω της πολύ μικρής διαπερατότητας των πετρωμάτων, η εξαγωγή ενεργείας (θερμότητας) από τέτοιες ΘΞΠ πηγές απαιτεί την δημιουργία τεχνητών συνθηκών κυκλοφορίας, τεχνητώς παρεχομένου ενδιάμεσου ρευστού. Γενικά εφαρμόζεται η τεχνική υδραυλικής θραύσης (hydraulic fracturing) ή διέγερσης (stimulation) των θερμών πετρωμάτων, ώστε να δημιουργούνται οι επιφάνειες ανταλλαγής θερμότητας. Κατ' αυτήν εισπνέζεται στο πέτρωμα μέσω γεωτρήσεων ηλεκτρολύτης με θερμοκρασία σημαντικά χαμηλότερη από αυτή του πετρώματος (βλ. Εικόνα 2.12). Αυτός προκαλεί την δια πίεσης και συστολής θραύση των πετρωμάτων (Εικόνα 2.13), συλλέγει την θερμότητα και ακολούθως αντλείται στην επιφάνεια από άλλες γεωτρήσεις (Εικόνα 2.12).

Κατά τον Rybach (1981), οι σπουδαιότερες αρχικές συνθήκες- προαπαιτούμενα για την παραγωγή ηλεκτρικής ενεργείας από ΘΞΠ είναι θερμοκρασία $\geq 200^{\circ}\text{C}$ και πολύ μικρή υδραυλική διαπερατότητα ($\leq 10^{-6}$ darcy). Συνεπώς, ένα ΘΞΠ χαρακτηρίζεται κυρίως από την φυσική (αρχική) του διαπερατότητα και την ενθαλία. Ο προσδιορισμός της βαθιάς φυσικής διαπερατότητας με επιφανειακές μετρήσεις,



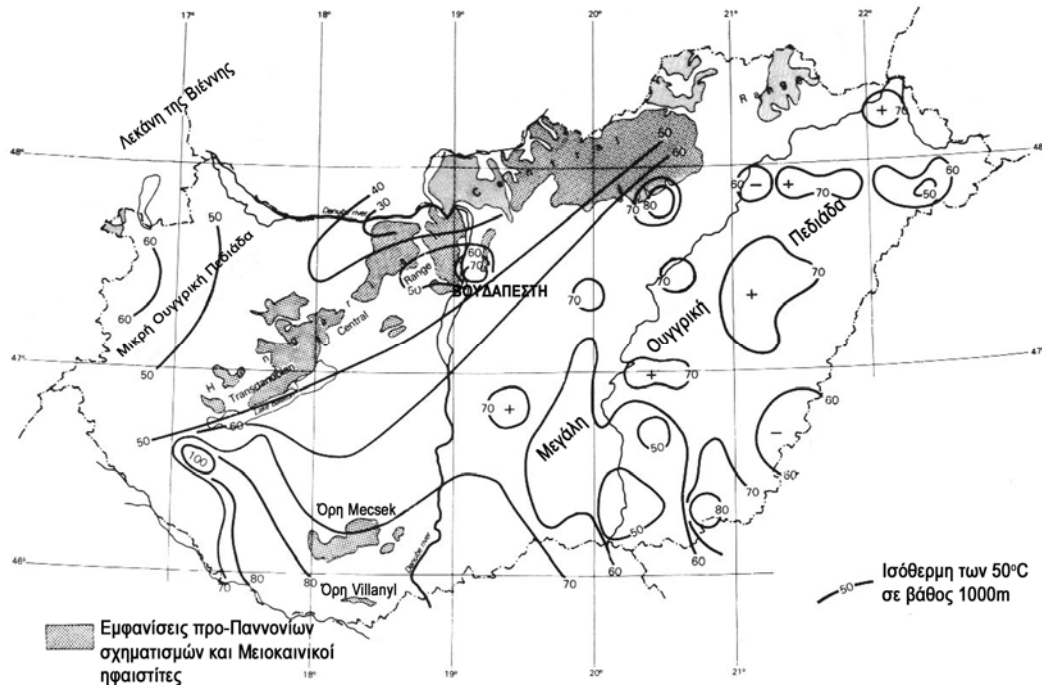
Εικόνα 2.8. Τομή κατά πλάτος της Λεκάνης της Παννονίας από τα Καρπάθια μέχρι τις Διναρίδες Άλπεις, με εκτιμήσεις του μεγέθους της θερμικής ροής (σε mW/m²) από τον ανώτερο μανδύα και επισήμανση των φυσικών ιδιοτήτων του ανώτερου μανδύα που οφείλονται σε αυξημένη θερμοκρασία (ζώνες χαμηλής αγωγιμότητας και σεισμικών ταχυτήτων). Τροποποιημένη από Stegena et al (1975).



Εικόνα 2.9. Θερμοκρασία στην επιφάνεια του υποβάθρου της Ουγγαρίας και της Λεκάνης της Παννονίας. Οι χαμηλές θερμοκρασίες στον βορρά συμπίπτουν με τα τοπογραφικά εξάρματα της Τρανσδουναβικής και Ουγγρικής Κεντρικής Οροσειράς (βλ. Εικόνα 2.10). Οι χαμηλές θερμοκρασίες στον νότο συμπίπτουν με τα εξάρματα των ορέων Μεκσεκ και Βιλάνυλ (Εικόνα 2.10). Στις περιοχές αυτές ο φλοιός είναι παχύτερος λόγω των ριζών των ορεινών όγκων. Από P. Dövényi & L. RYBACH, EGS Prospects in Hungary, Orléans ENGINE Launching Conference, February 2006.

είναι δύσκολη υπόθεση. Παρ' όλα αυτά, μία υφισταμένη δυνατότητα είναι η αντιστροφή δεδομένων σεισμικής διάθλασης (Rybach et al, 1978). Μία πρόσθετη δυνατότητα παρέχεται από τις βαθιές ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές βαθυσκοπήσεις, διότι η ηλεκτρική αγωγιμότητα των πετρωμάτων εξαρτάται σχεδόν αποκλειστικά από το πορώδες και το ποσοστό (κλάσμα) ύδατος που περιέχουν. Προφανώς, η ανίχνευση ζωνών υψηλής ειδικής αντίστασης υπαγορεύει την ύπαρξη αντιστοίχων ζωνών χαμηλής υδραυλικής διαπερατότητας.

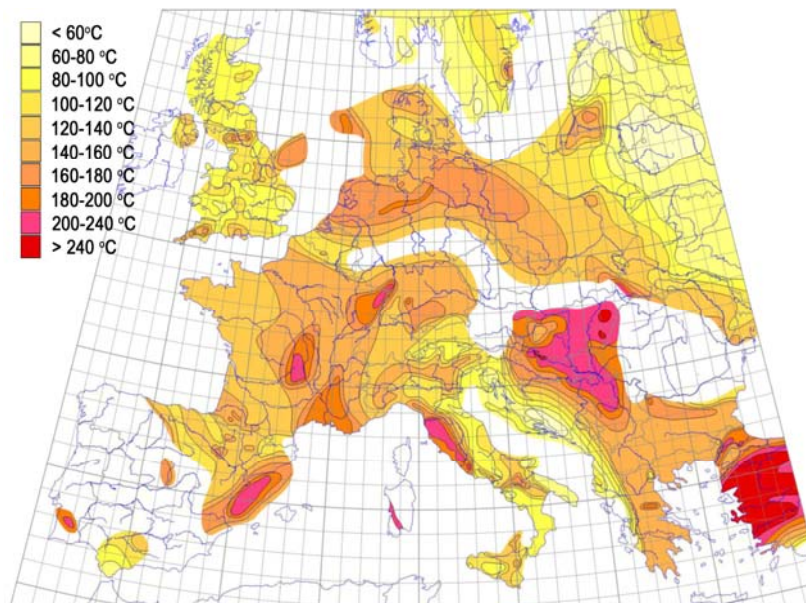
Τοποθεσίες κατάλληλες για εκμετάλλευση ΘΞΠ ευρίσκονται στην περιφέρεια περιοχών προσφάτων μαγματικών διεισδύσεων (και των πιθανών συμπαραμορτούντων υδροθερμικών συστημάτων). Αξιόλογο δυναμικό επίσης υπάρχει σε παλαιούς μεγάλους πλουτωνίτες, καλυμμένους από παχέα στρώματα θερμομονωτικών ιζημάτων. Εάν η ραδιενεργός παραγωγή θερμότητας στους (γρανιτικούς κυρίως) πλουτωνίτες είναι της τάξης των 4-8μW/m³, η θερμοκρασία θα φθάσει τους 200°C σε βάθος 5-6 km, σε περιοχές κανονικής θερμικής ροής (Rybach et al, 1978). Οι γεωτρήσεις και η τοποθέτησή τους είναι ο σημαντικότερος παράγων εκμετάλλευσης των ΘΞΠ, και επειδή το κόστος τους αυξάνει



Εικόνα 2.10. Γεωσιόθερμες σε βάθος 1000m για την Ουγγαρία και την λεκάνη της Παννονίας ειδικότερα (Μεγάλη Ουγγρική Πεδιάδα). Από Ottlik et al (1981), τροποποιημένη από τον Συγγραφέα.

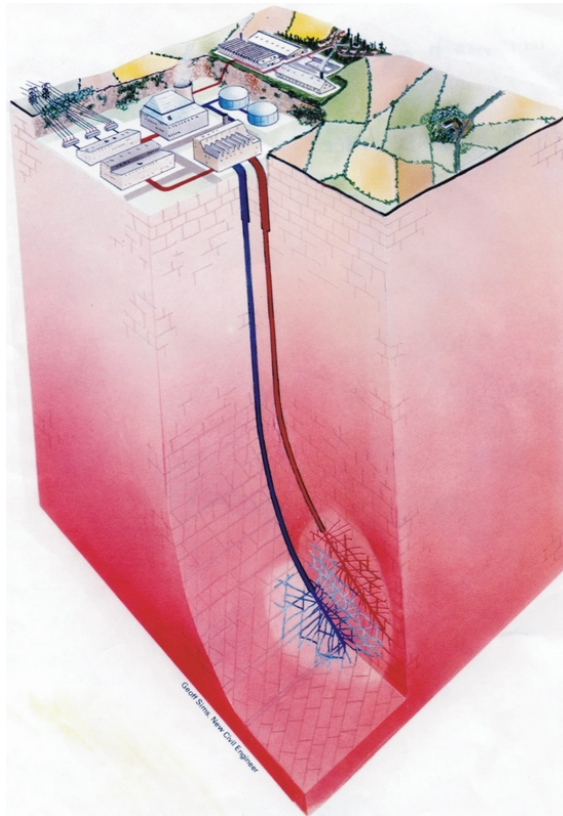
σχεδόν εκθετικά με το βάθος, ιδίως σε περιοχές κρυσταλλικών πετρωμάτων, οι οικονομικές παράμετροι της εκμετάλλευσης ΘΞΠ εξαρτώνται αμέσως από την τοπική κατανομή θερμοκρασίας-βάθους.

Η χωροταξία και η διευθέτιση του εντατικού πεδίου στα βάθη ενδιαφέροντος φέρει επίσης ειδικό βάρος. Οι επιφάνειες θραύσης του πετρώματος διευθετούνται καθέτως προς την διεύθυνση του ελαχίστου κυρίου άξονος του ελλειψοειδούς τάσεων, οπότε καθίσταται προφανές ότι η γνώση του εντατι-



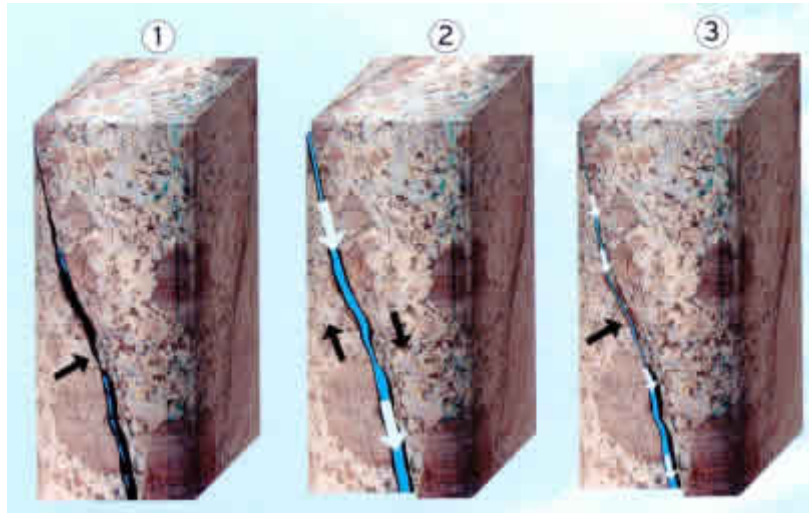
Εικόνα 2.11. Εκτιμώμενες θερμοκρασίες σε βάθος 5000m στην Ευρώπη. Πηγή: European Geothermal Resources – Working Document 01/09/2000, SHELL Geothermal Europe B.V. Στην Δυτική Ευρώπη, οι διαθέσιμες εκτάσεις ευρισκόμενες υπεράνω ΘΞΠ με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των >200°C σε βάθη της τάξης των 5000m, ανέρχονται σε περίπου 125.000 km². Εάν μόλις το 10% αυτών των πόρων τιθασειυτεί (12.500 km²) και υποθέτοντας ότι εξορύσσεται ενέργεια από στρώμα πάχους 1km, το διαθέσιμο όφελος θα ανέλθει σε 900 TWh/έτος, περίπου ίσο με το σύνολο της ενέργειας που παρήχθη από πυρηνική ενέργεια το 1995.

κού πεδίου *in situ* συμβάλλει τα μέγιστα στον σχεδιασμό των γεωτρήσεων, ούτως ώστε να επιτευχθεί η δημιουργία μεγάλων και αποτελεσματικών επιφανειών ανταλλαγής θερμότητας. Η επιτόπια γνώση του εντατικού πεδίου είναι επίσης απαραίτητη για την αποφυγή ανθρωπογενών σεισμών, που προκαλούνται από την έγχυση ρευστού στο πέτρωμα. Η επιπλέον πίεση είναι δυνατόν να ανεβάσει τις τάσεις αρκετά, ώστε να διευκολυνθεί η απελευθέρωση προϋπαρχουσών τεκτονικών τάσεων. Η αποτελεσματικότητα του συστήματος κυκλοφορίας και ανταλλαγής θερμότητας εξαρτάται επίσης από τις επιτόπιες τάσεις. Η πίεση των εγχεομένων υγρών πρέπει να είναι τέτοια ώστε να κρατά τις τεχνητές ρωγμές ανοικτές. Από την άποψη αυτή επίσης, πρέπει να δίδεται ιδιαίτερη προσοχή στην φυσική υδραυλική διαπερατότητα. Το περιβάλλον χαμηλής φυσικής διαπερατότητας είναι απαραίτητο ώστε να ελαχιστοποιείται η απώλεια των εγχυθέντων ρευστών εντός του ΘΞΠ.



Εικόνα 2.12 – Υδραυλική Θραύση. Η διαδικασία απόληψης θερμότητας από θερμά ξηρά πετρώματα για πρώτη φορά εφαρμόστηκε πειραματικά στο Εθνικό Εργαστήριο Los Alamos, στο Νέο Μεξικό των ΗΠΑ το 1970. Στα συστήματα αυτού του τύπου, τόσο το ενδιάμεσο ρευστό όσο και ο γεωθερμικός ταμειυτήρας δημιουργούνται τεχνητά. Ηλεκτρολύτης εγχέεται υπό (μεγάλη) πίεση μέσω γεώτρησης εντός πετρώματος θερμού συμπαγούς πετρώματος, προκαλώντας την υδραυλική θραύση του (βλ. [Εικόνα 2.13](#)). Ο ηλεκτρολύτης διαποτίζει αυτές τις τεχνητές ρωγμές, απάγοντας θερμότητα από το περιβάλλον πέτρωμα και παγιδεύεται εντός αυτού δεδομένης της χαμηλής υδραυλικής διαπερατότητας. Με αυτόν τον τρόπο, το υδραυλικά θραυσμένο πέτρωμα λειτουργεί και ως φυσικός ταμειυτήρας! Μία δεύτερη γεώτρηση αργότερα διατρύπεί αυτόν τον «ταμειυτήρα» και αντεί το ρευστό από όπου εξάγεται η υπερβάλλουσα θερμότητά του. Το σύστημα λοιπόν απαρτίζεται από α) μία γεώτρηση που χρησιμοποιείται για υδραυλική θραύση, β) τον τεχνητό ταμειυτήρα, και, γ) την γεώτρηση άντλησης του θερμού ρευστού.

- Η εικόνα προέρχεται από το άρθρο των Mary H. Dickson and Mario Fanelli, What is Geothermal Energy? (βλ. http://www.geothermal-energy.org/314.what_is_geothermal_energy.html).



Εικόνα 2.13 – Η διαδικασία υδραυλικής θραύσης. Όλα τα πετρώματα έχουν φυσικές ρωγμές οι οποίες όταν δεν συντρέχουν λόγοι να κρατηθούν ανοιχτές αυτοσφραγίζονται με διάφορες διεργασίες *θεραπείας* (1). Η έγχυση ηλεκτρολύτη με θερμοκρασία σημαντικά χαμηλότερη από του πετρώματος προκαλεί διάνοιξη των ρωγμών λόγω τοπικής αύξησης της πίεσης και θερμικής συστολής και διάχυση του ρευστού μέσα στο πέτρωμα (2). Όταν παύσει η έγχυση (ανακουφισθεί η πίεση) οι ρωγμές τείνουν μεν να ανακάμψουν, αλλά τα έντονα διαταραγμένα τοιχώματά τους δεν κάνουν πλέον τέλεια επαφή και αφήνουν χώρο στο νερό να κυκλοφορήσει (3): Το πέτρωμα αποκτά επαγόμενη δευτερογενή διαπερατότητα. Η Εικόνα ελήφθη από την διεύθυνση <http://www.soultz.net/fr/>.

3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ¹

3.1. ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΚΑΙ ΣΤΡΑΤΗΓΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Σκοπός και στόχος της εφαρμοσμένης έρευνας επί των γεωθερμικών συστημάτων είναι η ανίχνευση και εντοπισμός συγκεντρώσεων θερμότητας σε περιοχές προσπελάσιμες και αξιοποιήσιμες με τα σημερινά τεχνικά μέσα. Σκοπός του δευτέρου μέρους των σημειώσεων είναι η παρουσίαση, ανασκόπηση, και όπου τούτο δεν υπερβαίνει τα όρια, κριτική αξιολόγηση των διαθέσιμων προς τούτο γεωφυσικών τεχνικών. Αντικείμενα της έρευνας είναι:

1. Ο εντοπισμός γεωθερμικών φαινομένων και πεδίων.
2. Η αξιολόγηση της δυνατότητας αξιοποίησης των πεδίων,
 - i. με εκτίμηση της ποσότητας και μεγέθους των επιφανειακών εκφορτίσεων των γεωθερμικών ρευστών και,
 - ii. με εκτίμηση της θερμοκρασίας της πηγής θερμότητας.
3. Η εκτίμηση του μεγέθους των συστημάτων.
4. Ο προσδιορισμός της ακριβούς φύσης των συστημάτων και πεδίων (π.χ. ξηρού ατμού, υγρού ατμού, διφασικά, ΘΞΠ κ.λ.π.).
5. Ο εντοπισμός παραγωγικών ζωνών.
6. Ο προσδιορισμός της ενθαλπίας των ρευστών που θα παράγονται από τις γεωτρήσεις.
7. Ο σχηματισμός τράπεζας πληροφοριών που θα χρησιμεύσει σε μελλοντική παρακολούθηση της απόκρισης του πεδίου στην εκμετάλλευση.
8. Η εκτίμηση και αξιολόγηση της πιθανής επιβάρυνσης του περιβάλλοντος από την εκμετάλλευση.
9. Η απόκτηση γνώσεων σχετικών με τοπικές ιδιαιτερότητες που πιθανόν να δυσκολέψουν την ανάπτυξη και εκμετάλλευση (π.χ. χαμηλό pH, πιθανότητα κατολισθήσεων ή επαγόμενης σεισμικότητας, περιεκτικότητα σε οξειδωτικά αέρια κ.ά.).

Οι ερευνητικές εργασίες πρέπει να σχεδιασθούν ούτως, ώστε να είναι μάλλον κατάλληλες για το προς μελέτη γεωθερμικό σύστημα. Εκτός από την περίπτωση των εξειδικευμένων, αμιγώς ακαδημαϊκών μελετών, τα αντικείμενα έρευνας είναι όλα τα προαναφερθέντα αλλά η σχετική σπουδαιότητα και προτεραιότητα κάθε αντικειμένου θα εξαρτηθεί από έναν αριθμό παραμέτρων που επηρεάζουν ολόκληρο το ερευνητικό πρόγραμμα. Για παράδειγμα, ο προκαταρκτικός εντοπισμός γεωθερμικών φαινομένων αποκτά πολύ μεγαλύτερη σημασία σε μακρινές ή ανεξερεύνητες περιοχές (π.χ. ζούγκλες), παρά σε μία ευπροσπέλαστη ή κατοικημένη ή τουριστική περιοχή. Η εκτίμηση του μεγέθους της γεωθερμικής ενεργειακής πηγής έχει μικρή σημασία όταν αυτή πρόκειται να αξιοποιηθεί για εφαρμογές μικρής κλίμακας, οι οποίες προφανώς απαιτούν πολύ λιγότερη θερμική ενέργεια από όση εκφορτίζεται με φυσικό τρόπο. Εάν η θερμική ενέργεια πρόκειται να χρησιμοποιηθεί για περιφερειακή θέρμανση, οπότε και απαιτούνται σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες, η στόχευση ρευστών υψηλής ενθαλπίας είναι άστοχη.

Ένα από τα αντικείμενα του ερευνητικού προγράμματος είναι ο προσδιορισμός της ακριβούς φύσης του πεδίου. Δεδομένου ότι αυτή αποτελεί καθοριστικό παράγοντα του περαιτέρω σχεδιασμού και εκμετάλλευσης, είναι προφανές ότι εάν δεν υπάρχει σχετική γνώση προ της έναρξης του ερευνητικού προγράμματος, πρέπει οπωσδήποτε να αποκτηθεί σε μεταγενέστερο στάδιο. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η προκαταρκτική γεωχημική αναγνώριση θα δώσει ικανές απαντήσεις σ' αυτό το πρόβλημα.

Οι αναπόφευκτοι περιορισμοί χρηματοδότησης και προσωπικού, συνήθως επιβάλλουν την λήψη αποφάσεων περί του αν θα αποδώσει καλύτερα η κάλυψη ευρέων εκτάσεων με φθηνές τεχνικές έρευνας, ή η συγκέντρωση εντατικών προσπαθειών σε μία μικρή περιοχή. Η απάντηση στο δίλημμα αυτό

¹ Το παρόν κείμενο βασίζεται στην ανασκόπηση του *J.T. Lumb, Prospecting for Geothermal Resources in Geothermal Systems: Principles and Case Histories, L.Rybach and L.J.P. Muffler editors, Wiley 1981*, την οποία επεκτείνει και εκσυγχρονίζει με νέες τεχνικές έρευνας.

συνήθως υπαγορεύεται από τις ιδιαιτερότητες του υπό έρευνα πεδίου, αλλά σε γενικές γραμμές, η πρώτη λύση είναι αποδοτικότερη.

Η *τοπογραφία* της υπό έρευνα περιοχής θέτει περιορισμούς, όχι μόνον στο πλήθος των τόπων όπου είναι δυνατή η παρατήρηση, δειγματοληψία ή μέτρηση, αλλά επίσης επηρεάζει την επιλογή των εφαρμόσιμων γεωφυσικών μεθοδολογιών. Ως εκ τούτου, η διαθεσιμότητα προσωπικού και η τοπογραφία είναι παράγοντες που πρέπει να συνυπολογίζονται. Η επάρκεια προσωπικού καθιστά δυνατή την μεταφορά οργάνων σε δυσπρόσιτες περιοχές, ή την διάνοιξη διόδων μέσω πυκνής βλάστησης. Αντιθέτως, η ανεπάρκεια προσωπικού, τραχύ ανάγλυφο, περιορισμένη οριζοντίως περιοχή ενδιαφέροντος, πυκνή δασοκάλυψη κ.ά., αποτρέπουν την χρήση ορισμένων γεωφυσικών τεχνικών, όπως π.χ. οι ηλεκτρικές μέθοδοι Schlumberger ή Wenner, οι οποίες απαιτούν την ανάπτυξη μακρών καλωδιακών γραμμών.

Η τοπογραφία επιδρά σημαντικότερα στην ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων, αν και υπάρχει δυνατότητα σχετικών διορθώσεων για τις περισσότερες γεωφυσικές μεθόδους. Παρ' όλα αυτά, εάν το ανάγλυφο είναι πολύ τραχύ, οι ηλεκτρικές και σεισμικές κυρίως μέθοδοι είναι πολύ δύσκολο να διορθωθούν, με αποτέλεσμα να δίδουν αμφιλεγόμενα αποτελέσματα. Η πυκνή δασοκάλυψη περιορίζει την εφαρμογή σεισμικών μεθόδων, λόγω του θορύβου που δημιουργείται όταν φυσά ισχυρός άνεμος.

Άλλος σημαντικός παράγων είναι το *κλίμα*, που δυνατόν να περιορίσει τον διαθέσιμο για εργασίες υπαίθρου χρόνο, ή και να καθορίσει την εποχή πραγματοποίησής τους. Υπάρχουν μέθοδοι έρευνας (π.χ. ορισμένες γεωχημικές) που επηρεάζονται απαγορευτικά από τις κλιματικές συνθήκες συγκεκριμένων εποχών, ενώ και αρκετές γεωφυσικές μέθοδοι και όργανα, κυρίως ηλεκτρικά και ηλεκτρομαγνητικά, δεν αποδίδουν τα αναμενόμενα κάτω από συγκεκριμένες καιρικές συνθήκες.

Η εμπειρία και κατάρτιση του προσωπικού που πραγματοποιεί, επεξεργάζεται και ερμηνεύει τις μετρήσεις υπαίθρου είναι ιδιαίζοντως σημαντικός παράγων σχεδιασμού του ερευνητικού προγράμματος, ιδίως όταν αυτό ανατίθεται σε μονομερώς ειδικευμένους (υπεργολάβους) φορείς ή εταιρείες. Εάν ο υπεύθυνος φορέας δεν διαθέτει την απαραίτητη τεχνογνωσία αξιολόγησης των παρατηρήσεων και προτάσεων που υποβάλλονται από τους υπεργολάβους, δυνατόν να οδηγηθεί σε πανάκριβα λάθη.

Ο υπεύθυνος του ερευνητικού προγράμματος πρέπει να αναλύει προσεκτικά τους αντικειμενικούς του σκοπούς και να τους σταθμίζει μαζί με αρκετούς άλλους ειδικότερους παράγοντες, ώστε να επιτυγχάνει τα βέλτιστα αποτελέσματα. Υπεράνω όλων, πρέπει να κατανοείται το ότι η στρατηγική έρευνας που θα επιλεγεί πρέπει να έχει στόχο την εύρεση θερμότητας σε προσπελάσιμη και χρησιμοποιήσιμη μορφή και, όπως τονίζεται από τους Combs και Muffler (1973), οι πλέον χρήσιμες μέθοδοι δεν είναι απαραίτητως αυτές που απεδείχθησαν πλέον επιτυχείς στην έρευνα πετρελαίου ή μεταλλευμάτων.

3.2. ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Αν και η χωροταξία των γεωθερμικών συστημάτων ελέγχεται από την περιφερειακή γεωλογία, τα χαρακτηριστικά τους που αποτελούν αντικείμενο έρευνας είναι κυρίως υδρολογικά φαινόμενα, τα οποία εξαρτώνται τόσο από την πηγή θερμότητας, όσο και από την φύση του ενδιάμεσου ρευστού και την υδροπερατή διαδρομή μέσω της οποίας τούτο οδεύει. Συνεπώς οι μέθοδοι έρευνας και διασκόπησης θα πρέπει να είναι ικανές να ανιχνεύουν, αμέσως ή εμμέσως, την παρουσία ανωμάτως υψηλών θερμοκρασιών, υπογείων ρευστών και μεταβολών της υδραυλικής διαπερατότητας. Οι μέθοδοι που δύναται να ανιχνεύσουν τις δύο πρώτες παραμέτρους, επιβεβαιώνουν την ύπαρξη ενός γεωθερμικού συστήματος και πεδίου και παρέχουν ενδείξεις περί του μεγέθους του. Τα γεωθερμικά ρευστά όμως δυνατόν να συσσωρευούνται επί μακρόν εντός πετρωμάτων υψηλού πορώδους αλλά χαμηλής υδραυλικής διαπερατότητας, οπότε κάθε προσπάθεια εκμετάλλευσής τους θα είναι πολύ δαπανηρή αν όχι αποτυχημένη, διότι θα δυσκολεύονται να εύρουν οδούς μέσω των οποίων θα ρεύσουν προς τις οπές των γεωτρήσεων. Εξυπακούεται λοιπόν, ότι οι μέθοδοι που δύναται να ανιχνεύουν διαπερατότητα, συμβάλλουν σημαντικότερα στον εντοπισμό των πλέον παραγωγικών τμημάτων του συστήματος και του πεδίου.

Αυξανόμενου του βάθους, αυξάνεται η λιθοστατική πίεση και συνεπώς, ελαττώνεται η πιθανότητα ύπαρξης οριζοντίων διαπερατών οδών εντός των πετρωμάτων. Τέτοιες συνθήκες υπαγορεύουν την κυκλοφορία και μετανάστευση των γεωθερμικών ρευστών εντός κατακορύφων και υπο- κατακορύ-

φων διαρρήξεων και υποδεικνύουν ότι η εκούσια απόκλιση των βαθέων γεωτρήσεων από την κατακόρυφο βελτιώνει τις πιθανότητες συνάντησης με κάποια τέτοια οδό κυκλοφορίας.

Τα γεωθερμικά ύδατα δυνατόν να βράζουν κατά την διάρκεια της ανόδου τους προς την επιφάνεια, και επειδή ο παραγόμενος ατμός είναι λιγότερο ιξώδης από το ύδωρ (εκτός από τις ίδιες τις διαφασικές ζώνες), μπορεί να διοχετευθεί ευκολότερα δια μέσου πετρωμάτων χαμηλότερης διαπερατότητας. Καθώς όμως η επιτυχής εκμετάλλευση ενός γεωθερμικού πεδίου εξαρτάται από την δυνατότητα σημαντικής παροχής γεωθερμικού ρευστού από τις γεωτρήσεις, ο εντοπισμός ζωνών υψηλής διαπερατότητας παραμένει ο κύριος ερευνητικός στόχος τόσο στα γεωθερμικά συστήματα ατμού, όσο και στα υγρά συστήματα. Συνέπεια του διαχωρισμού της αερίου και υγρής φάσης στα συστήματα ατμού, είναι ο δυσκολότερος εντοπισμός της φυσικής περιφέρειάς τους σε σχέση με τα υγρά, λόγω της μεγαλύτερης κινητικότητας του ατμού και της υψηλής ηλεκτρικής του αντίστασης.

Στα συστήματα ΘΞΠ όπου λείπει η φυσική υγρασία και υδραυλική διαπερατότητα, οι μέθοδοι διασκόπησης θα πρέπει απαραίτητως να επικεντρωθούν στην ανίχνευση μεγάλων θερμικών ανωμαλιών και των συμπαρομαρτούντων φυσικών παραμέτρων.

3.3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ, ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ

Οι γεωλογικές μελέτες, υπό την ευρύτερη έννοιά τους, παίζουν έναν σημαντικό ρόλο σε όλες τις φάσεις γεωθερμικής έρευνας και ανάπτυξης, από τον αρχικό προσδιορισμό των γεωθερμικά αξιόλογων περιοχών, μέχρι τα τελικά στάδια αξιολόγησης των γεωτρήσεων και παρακολούθησης των γεωλογικών αποτελεσμάτων της εκμετάλλευσης. Ο στόχος της γεωλογικής μελέτης στο προκαταρκτικό στάδιο είναι να εκτιμήσει την πιθανότητα της άντλησης του γεωθερμικού ρευστού σε χρησιμοποιήσιμες ποσότητες. Εκτός αν υπάρχει κάποιος αποχρών διαχειριστικός λόγος, η επιλογή των περιοχών λεπτομερούς μελέτης θα γίνει με βάση αυτήν την πρόωρη γεωλογική αξιολόγηση. Επιπλέον της βασικής γεωλογικής χαρτογράφησης, το πρώτο στάδιο θα περιλάβει τη απεικόνιση της επιφανειακής γεωθερμικής δραστηριότητας όπως οι ατμίδες, θερμές πηγές, ατμίζοντα εδάφη κ.λ.π. Η κατά προσέγγιση εκτίμηση της θερμότητας που εκλύεται μέσω αυτών των επιφανειακών εκδηλώσεων θα δείξει την απολύτως ελάχιστη συντηρήσιμη παραγωγική ικανότητα του πεδίου. Η προκαταρκτική χημική ανάλυση των εκφορτιζομένων ρευστών θα δώσει πληροφορίες ενδεικτικές των φυσικών συνθηκών που επικρατούν στο ερευνούμενο σύστημα.

Η αναγνώριση της περιφερειακής γεωλογίας και τεκτονικής είναι σημαντική, εφόσον βοηθά στον καθορισμό της έμφασης που θα δοθεί στα επόμενα στάδια λεπτομερούς έρευνας. Για παράδειγμα, είναι σημαντικό για τον σχεδιασμό των ερευνών να γνωρίζουμε εάν αυτές θα στοχεύουν στον εντοπισμό υπο-οριζοντίων διαπερατών υδροφορέων, ή υπο-κατακορύφων ρηξιγενών ζωνών και άλλων περιοχών διερρηγμένων πετρωμάτων. Η μελέτη των υδροθερμικών αποθέσεων και εξαλλοιώσεων γύρω από τις επιφανειακές θερμικές εκδηλώσεις μπορεί να δώσει μια ένδειξη της ηλικίας του συστήματος και περί του εάν υπήρξε περισσότερο ή λιγότερο ενεργό στο παρελθόν. Χρήσιμη είναι η μελέτη και συσχέτιση των επιφανειακών θερμικών εκδηλώσεων με την γεωλογία, την τοπογραφία και την ενεργό τεκτονική, από τις οποίες συνηθέστατα ελέγχονται.

Μια πτυχή της γεωλογικής έρευνας γεωθερμικών πεδίων τομέα που έχει βαρύνουσα σημασία κατά το στάδιο των διερευνητικών γεωτρήσεων, είναι ο εντοπισμός επαρκούς υδραυλικής διαπερατότητας. Σε γενικές γραμμές, η ανάλυση των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων από τους πυρήνες δειγματοληπτικών γεωτρήσεων βοηθά στον προσδιορισμό των θερμότερων, και πλέον διαπερατών ζωνών κατά τη διάρκεια της γεώτρησης². Επίσης, είναι δυνατή η ανάπτυξη δευτερογενούς υδραυλικής διαπερατότητας δια φαινομένων υδραυλικής θραύσης (όταν η πίεση των πορικών ρευστών ξεπερνά την τοπική μηχανική αντοχή του πετρώματος), η οποία μπορεί να αξιολογηθεί με πετρολογικές αναλύσεις των πυρήνων των γεωτρήσεων.

Σύνηθες αποτέλεσμα της εκμετάλλευσης γεωθερμικών πεδίων είναι οι εδαφικές καθιζήσεις. Η αναγνώριση ασθενών σχηματισμών με την βοήθεια γεω-μηχανικών αναλύσεων των πυρήνων των γεωτρήσεων μπορεί, εφόσον υπάρχει καλή χωρική κατανομή των γεωτρήσεων, να επιτρέψει στον προσδιορισμό των περιοχών που πιθανόν να επηρεασθούν. Η μέτρηση άλλων φυσικών παραμέτρων, όπως

² Π.χ. Browne, P.R.L., "Hydrothermal alteration as an aid in investigation of geothermal fields", *Geothermics*, Special issue 2, 2, 564-570, 1970.

η πυκνότητα, ειδική αντίσταση, μαγνητικές ιδιότητες κ.ά. στα δείγματα των πυρήνων είναι επίσης χρήσιμη διότι παρέχει στοιχεία για την επαναξιολόγηση των γεωφυσικών ερευνών και ερμηνειών, και την βελτίωση των θεωρητικών προτύπων δομής και λειτουργίας του υπό διερεύνηση γεωθερμικού συστήματος και πεδίου. Μέσω του ρόλου τους στην παροχή των στοιχείων για τη βελτίωση των προηγούμενων ερμηνειών, οι γεωλογικές μελέτες συμβάλλουν στην διερεύνηση ενός πεδίου σε όλα τα στάδια της εξέλιξής της.

3.4. ΓΕΩΧΗΜΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ – ΓΕΩΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΑ.

Στα πρώτα στάδια της διερεύνησης ενός γεωθερμικού πεδίου, η ανάλυση δειγμάτων από θερμά και ψυχρά επιφανειακά ύδατα, πηγές, και ατμίδες μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για αρκετά χαρακτηριστικά του συστήματος, με αρκετά μικρό κόστος. Μεταξύ των σπουδαιότερων εξ αυτών περιλαμβάνεται και η εκτίμηση των υπεδαφικών θερμοκρασιών, χωρίς δαπανηρές γεωτρήσεις. Με γεωχημικές μεθόδους είναι επίσης δυνατή η εξαγωγή συμπερασμάτων περί του τύπου του συστήματος (π.χ. ατμού ή υγρού), της προέλευσης των ρευστών, του γεωλογικού και ορυκτολογικού περιβάλλοντος του συστήματος, καθώς και περί πιθανών προβλημάτων της διαδικασίας εκμετάλλευσης (π.χ. αποφράξεις ή διαβρώσεις των σωλήνων). Οι ποιοτικές αυτές πληροφορίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως γνώμονας για τον περαιτέρω σχεδιασμό και ανάπτυξη των ερευνών. Για παράδειγμα, εάν ευρεθεί υψηλή συγκέντρωση χλωριούχων σε θερμοπηγές, αυτό σημαίνει την ύπαρξη υγρού συστήματος το οποίο αναγκαστικά θα εμφανίζει περιοχές χαμηλών ειδικών αντιστάσεων ανιχνεύσιμες με εκμεταλλεύσιμες με ηλεκτρικές / ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους.

Οι μέγιστες υπεδαφικές θερμοκρασίες στις οποίες υποβάλλονται τα γεωθερμικά ρευστά «καταγράφονται» στις αναλογίες ιόντων και σταθερών ισοτόπων των διαλελυμένων υλικών, αλλά και του ίδιου του διαλύτη (νερού). Τα γεωχημικά και ισοτοπικά *γεωθερμόμετρα* βασίζονται στην παραδοχή ότι δύο στοιχεία, ή ισότοπα, ή ενώσεις, συνυπήρξαν σε κατάσταση χημικής ισορροπίας εντός του γεωθερμικού ταμιευτήρα, ότι η θερμοκρασία είναι ο κύριος παράγων ελέγχου της λόγου των συγκεντρώσεών τους, και ότι η ισορροπία αυτή δεν διαταράχθηκε κατά την διάρκεια της ανόδου και εκφόρτισης του γεωθερμικού ρευστού. Τα σπουδαιότερα γεωθερμόμετρα είναι τα εξής:

Κατιονικές σχέσεις: Εκτεταμένες μελέτες των συγκεντρώσεων Na, K και Ca σε υγρά διαλύματα δείχνουν ότι οι συγκεντρώσεις των κατιόντων ελέγχονται από θερμοκρασιακά εξαρτώμενες αντιδράσεις ισορροπίας μεταξύ αστρίων, μαρμαρυγιών και ασβεστίτη. Έχουν προταθεί αρκετές διαφορετικές εμπειρικές σχέσεις της θερμοκρασίας συναρτήσει των λόγων των κατιονικών συγκεντρώσεων (σε ppm). Για παράδειγμα, οι Fournier and Truesdell (1973) προτείνουν ότι

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \left[\log\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}\right) + 2.06 \right] + 2.47} - 273$$

όπου $\beta = 1/3$ για Na-ούχα ύδατα και $\beta = 4/3$ για Ca-ούχα ύδατα, ενώ ο Fournier, (1979) προτείνει την σχέση

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1217}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + 1.483} - 273.$$

Σε θερμοκρασίες μικρότερες των 200°C περίπου, η διαλυτότητα του πυριτιούχου μαγνησίου αυξάνει και το μαγνήσιο αρχίζει να επηρεάζει τις αντιδράσεις ισορροπίας, οπότε πρέπει επίσης να λαμβάνεται υπ' όψη (Fournier and Potter, 1979). Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες ή συστήματα υψηλής αλατότητας, είναι σημαντικές και άλλες κατιονικές σχέσεις, όπως π.χ. η προτεινόμενη από τους Kharaka and Mariner (1987)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{2200}{\log\left(\frac{\sqrt{\text{Mg}}}{\text{Li}}\right) + 5.47} - 273.$$

Το σπουδαιότερο μειονέκτημα αυτών των χημικών γεωθερμομέτρων είναι ότι εάν το ρευστό καθυστερεί την άνοδό του (μεταφέρεται με αργούς ρυθμούς), τότε είναι δυνατόν να λάβουν χώρα αντιδρά-

σεις ανταλλαγής που επαναπροσδιορίζουν την ισορροπία των κατιονικών λόγων σε χαμηλότερες θερμοκρασίες.

Διαλυτότητα πυριτίου: Η αυξημένη διαλυτότητα του χαλαζία και των πολυμόρφων του σε αυξημένες θερμοκρασίες έχει χρησιμοποιηθεί ως δείκτης γεωθερμικών θερμοκρασιών (Truesdell and Hulston, 1980; Fournier and Potter, 1982). Έχει δειχθεί ότι σε συστήματα με θερμοκρασίες άνω των 180 - 190°C, η συγκέντρωση πυριτίου ελέγχεται από την ισορροπία με χαλαζία, ενώ σε χαμηλότερες θερμοκρασίες ελέγχουσα φάση φαίνεται ότι είναι ο χαλκηδόνιος (Amasson, 1976). Η θερμοκρασία (από 0 - 250°C) υπολογίζεται από τις ακόλουθες σχέσεις ισορροπίας με αυτά τα πολύμορφα του πυριτίου, όπου οι συγκεντρώσεις Si είναι σε ppm (Fournier, 1981):

Χαλαζίας (χωρίς απώλεια ατμού)	: T (°C) = 1309/(5.19 - log Si) - 273
Χαλαζίας (μέγιστη απώλεια ατμού)	: T (°C) = 1522/(5.75 - log Si) - 273
Χαλκηδόνιος	: T (°C) = 1032/(4.69 - log Si) - 273
Άμορφο πυρίτιο	: T (°C) = 731/(4.52 - log Si) - 273

Ισοτοπικά γεωθερμόμετρα: Η θερμοκρασιακή εξάρτηση των ισοτοπικών αναλογιών ορισμένων ελαφρών στοιχείων προσφέρει μία πρόσθετη και αρκετά χρήσιμη ομάδα γεωθερμομέτρων. Οι ισοτοπικές αναλογίες που έχουν χρησιμοποιηθεί για τον σκοπό αυτό είναι οι εξής:

- $\delta^{18}O / \delta^{16}O$ σε ανταλλαγές $SO_4^{2-}-H_2O$,
- $\delta^{34}S / \delta^{32}S$ σε ανταλλαγές $SO_4^{2-}-H_2S$,
- $\delta^{13}C / \delta^{12}C$ σε ανταλλαγές $CO_2 - CH_4$,
- δ^2H / δ^1H σε ανταλλαγές H_2-H_2O .

Όπως και στην περίπτωση των χημικών γεωθερμομέτρων η επιτυχία των ισοτοπικών εξαρτάται από ισορροπίες που αποκαθίστανται στους ταμειυτήρες και διατηρούνται κατά την άνοδο του ρευστού προς την επιφάνεια. Δυστυχώς, η αποκατάσταση ισορροπίας στην ανταλλαγή ισοτόπων είναι, σε μερικές περιπτώσεις τόσο χρονοβόρα, ώστε πολλές φορές οι μετρήσεις να οφείλονται σε αντιδράσεις που έλαβαν χώρα επί μακρό διάστημα και σε αρκετά μεγάλα βάθη, μεγαλύτερα από τα έχοντα ερευνητικό ενδιαφέρον. Σ' αυτές τις περιπτώσεις οι εκτιμώμενες θερμοκρασίες εμφανίζονται ανωμάλως υψηλές.

3.5. ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Τα γεωθερμικά συστήματα αποτελούν συνισταμένη πολύπλοκων γεωλογικών και υδρολογικών φαινομένων· είναι σπανιότατο αν όχι αδύνατο το να επιτευχθεί ικανοποιητικός προσδιορισμός των παραμέτρων εκμετάλλευσής τους με μία, ή έστω και λίγες τεχνικές και μεθοδολογίες έρευνας. Η ερευνητική διαδικασία απαιτεί την συμβολή γεωλόγων, υδρολόγων, γεωχημικών, γεωφυσικών και τεχνολόγων γεωτρήσεων, καθένας από τους οποίους αναθεωρεί και επαναξιολογεί τα αποτελέσματά του, υπό το φως των ανακαλύψεων των άλλων συνεργυνητών του. Αρμοδιότητα του γεωφυσικού είναι, εκτός από μία πρώτη εκτίμηση της θερμικής ροής της υπό έρευνα περιοχής, η αξιολόγηση της χρησιμότητας των διαφόρων διαθεσίμων μεθόδων διασκόπησης σε συνάρτηση με τις ειδικές τοπικές συνθήκες, οι οποίες δυνατόν να περιορίσουν την εφαρμοσιμότητα ορισμένων εξ αυτών.

Όλες σχεδόν οι γνωστές γεωφυσικές τεχνικές διασκόπησης έχουν εφαρμοσθεί στην γεωφυσική έρευνα. Η αποτελεσματικότητα όμως των γεωφυσικών μεθοδολογιών αυξήθηκε θεαμακικά, όταν η έρευνα μετατοπίστηκε από την διασκόπηση των γεωλογικών δομών που έχουν δυνατότητα να συλλέξουν γεωθερμικά ρευστά, στην διασκόπηση αυτών τούτων των ρευστών, και επικεντρώθηκε στον προσδιορισμό των φυσικών παραμέτρων που είναι ευαίσθητες και ελέγχονται από μεταβολές της θερμοκρασίας. Επί παραδείγματι, η παραδοχή ότι τα θερμά χλωριούχα ύδατα χαρακτηρίζονται από ανωμάλως χαμηλές ειδικές αντιστάσεις απεδείχθη σωστή φυσική συνθήκη. Τοιουτοτρόπως, η ηλεκτρική και ηλεκτρομαγνητική διασκόπηση, με κάποιες από τις διαθέσιμες μεθόδους, αποτελεί πλέον τυπική πρακτική για όλα τα υγρά συστήματα.

Δεν πρέπει να λησμονούμε ότι ο άμεσος στόχος της γεωθερμικής έρευνας είναι η θερμική ενέργεια, άρα, η μέτρηση θερμοκρασιών, θερμικής ροής και θερμοβαθμίδων είναι πρωταρχικής σημασίας. Πολλές φορές, οι θερμικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα εντός της λιθόσφαιρας, συνοδεύονται από φαινόμενα σεισμικής δραστηριότητας και αλλαγών των μαγνητικών ιδιοτήτων και πυκνότητας των πετρωμάτων, φαινόμενα τα οποία δυνατόν να χρησιμοποιηθούν, με σημαντικές πιθανότητες επιτυχίας,

σαν δείκτες της παρουσίας γεωθερμικών συστημάτων. Η γεωφυσική πετρελαίων εδάνεισε στην γεωθερμία τις παραδοσιακές της μεθοδολογίες (σεισμικές, βαρυτομετρικές, μαγνητομετρικές), οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν κυρίως για να ανιχνεύουν και να προσδιορίζουν γεωλογικές δομές που δυνατόν να χρησιμεύσουν ως ταμιευτήρες. Σε γενικές γραμμές όμως, οι τεχνικές αυτές δεν έχουν την φυσική δυνατότητα να ανιχνεύουν την παρουσία γεωθερμικών ρευστών, ούτε να εντοπίζουν και περιχαρακώνουν τον ίδιο τον ταμιευτήρα. Παρ' όλα αυτά υπάρχει σημαντικό ενδιαφέρον για εκείνες τις επιμέρους τεχνικές (ειδικές τεχνικές σεισμικής διάθλασης και βαρυτομετρίας), που έχουν την δυνατότητα να ανιχνεύουν, εντός γνωστών γεωθερμικών πεδίων, ζώνες υψηλής υδραυλικής διαπερατότητας, όπου και αναμένεται υψηλή παραγωγικότητα. Η συνεισφορά των παραδοσιακών μεθόδων δεν εξαντλείται στο διερευνητικό στάδιο, χρησιμοποιούνται επίσης και στο στάδιο της παραγωγής. Μικροσεισμικές μελέτες χρησιμοποιούνται για την ανίχνευση των επαγόμενων από την υδραυλική θραύση διαρρήξεων σε ΘΞΠ και, της όλης πορείας της παραγωγής, στην παρακολούθηση και μελέτη της πιθανής επαγόμενης σεισμικότητας (ανθρωπογενείς σεισμοί) λόγω της εκμετάλλευσης. Μικροβαρυτικές τεχνικές χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της ολικής απώλειας μάζας των συστημάτων λόγω άντλησης ρευστών και την απόκριση των πεδίων στην εκμετάλλευση, συμπεριλαμβανομένων και των πιθανών τοπικών γεωδυναμικών ανισορροπιών που δυνατόν να προκύψουν από την εκμετάλλευση (κίνδυνος καθιζήσεων, κατολισθήσεων κ.λ.π.).

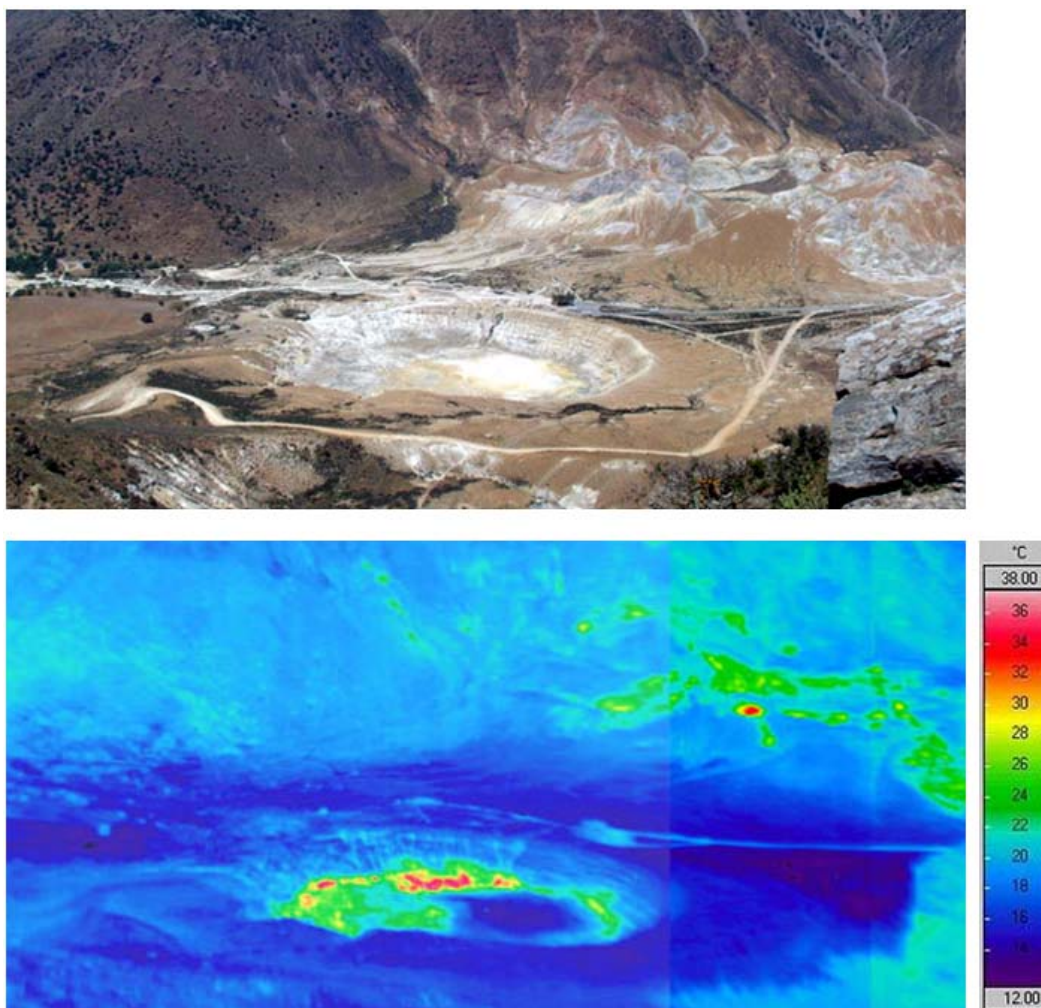
Είναι γεγονός ότι οι γεωφυσικές μεθοδολογίες συχνά προσφέρουν πληροφορία συγκρίσιμη με αυτή των γεωτρήσεων, με πολύ μικρότερο κόστος. Πρέπει όμως να γίνει κατανοητό ότι καμία ειδική μεθοδολογία ή τεχνική δεν αποτελεί πανάκεια ή είναι γενικώς εφαρμοστέα. Οι εφαρμόσιμες μέθοδοι πρέπει να επιλέγονται με προσοχή, ώστε να είναι προσαρμοσμένες στις εκάστοτε συνθήκες.

3.5.1. Μετρήσεις θερμοκρασίας και θερμικής ροής

Τα γεωθερμικά πεδία χαρακτηρίζονται από επιφανειακή θερμική ροή πολλαπλάσια της μέσης παγκοσμίου τιμής των 63mW/m^2 . Η μέτρηση του φαινομένου αυτού συνεπώς αποτελεί απαραίτητο στοιχείο κάθε γεωθερμικού ερευνητικού προγράμματος και, παρέχει πληροφορίες και ενδείξεις περί της έκτασης του γεωθερμικού συστήματος και του θερμικού δυναμικού του. Οι White (1969) και Dickinson (1976) έδειξαν ότι σε γεωθερμικές εκδηλώσεις και εκμεταλλεύσεις μεγάλης κλίμακος, αναμένονται τιμές μέχρι και αρκετές χιλιάδες φορές μεγαλύτερες της κανονικής (μέσης). Πιο συγκεκριμένα, ο δεύτερος εξέτιμησε ότι η θερμική ροή υπεράνω του 85% περίπου του γεωθερμικού πεδίου έχει τιμές μέχρι 2W/m^2 (32 φορές την κανονική) και ότι μόνον το 4% της περιοχής παρουσιάζει τιμές μεγαλύτερες των 1000πλασίων της κανονικής. Οι περιοχές αυτές συνήθως περιορίζονται γύρω από τις φυσικές εκφορτίσεις γεωθερμικών ρευστών.

Οι σύγχρονες μέθοδοι τηλεπισκόπησης στην περιοχή του υπερύθρου, από αέρος ή διαστήματος, συμβάλλουν στην ταχεία αναγνώριση περιοχών ανωμάλως υψηλής θερμικής ροής (γεωθερμογραφία). Οι περισσότερες δημοσιευθείσες μελέτες έχουν γίνει με χρήση *σαρωτών υπερύθρου* (infrared scanners) οι οποίοι ανιχνεύουν την ακτινοβολούμενη παρά την ανακλώμενη ενέργεια, στις ζώνες (μηκών κύματος) $3\mu\text{-}5\mu$ και $8\mu\text{-}14\mu$, και περιορίζονται στην απεικόνιση περιοχών με θερμοκρασία σαφώς ανώτερη της περιβάλλουσας (βλ. Εικόνες 3.1 και 3.2). Με κατάλληλο έλεγχο και επαλήθευση επί του εδάφους (ground-truth measurements), είναι αμέσως δυνατή η συσχέτιση των τηλεανιχνευόμενων θερμών ζωνών με περιοχές υψηλής θερμικής ροής. Η σπουδαιότητα της υπερύθρου τηλεπισκόπησης έγκειται στην δυνατότητά της να ανιχνεύει ταχύτατα, άγνωστες προηγουμένως θερμές εστίες σε δυσπρόσιτες, δύσβατες ή και ανεξερεύνητες περιοχές (π.χ. Εικόνα 3.2). Η χρήση σαρωτών ή ψευδοχρωματικών φωτογραφιών (false colour images) ευρύτερου φάσματος δεν ενδείκνυται, παρά μόνον όταν δεν υπάρχει άλλη επιλογή, διότι αυτές θα καταγράψουν και την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία, επιδράσεις της τοπογραφίας, βλάστησης κ.λ.π. Στην περίπτωση αυτή, απαιτούνται προσεκτικές και αρκετά επίπονες εργασίες (προσεκτική ομοιότυπη επιλογή του χρόνου και συνθηκών φωτογράφισης), ώστε να υπάρξει αξιόπιστο αποτέλεσμα.

Κατά την διάρκεια επιγείων διασκοπήσεων, η θερμοκρασία μετράται, α) εντός πολύ ρηχών γεωτρήσεων (1-2m) οπότε οι μετρήσεις επηρεάζονται πολύ από τις καιρικές συνθήκες, βλάστηση κ.λ.π. και, β) εντός βαθύτερων γεωτρήσεων (>15m) ώστε να ελαχιστοποιούνται τέτοιες επιδράσεις. Στην δεύτερη περίπτωση, η γεώτρηση οφείλει να είναι δειγματοληπτική, ιδίως σε γεωλογικώς πολύπλοκες περιοχές, ώστε να διευκολύνεται η εργαστηριακή μέτρηση της θερμικής αγωγιμότητας των πετρωμάτων. Μετρήσεις λαμβάνονται σε διάφορα βάθη εντός των γεωτρήσεων, ώστε να καταστεί δυνατή η

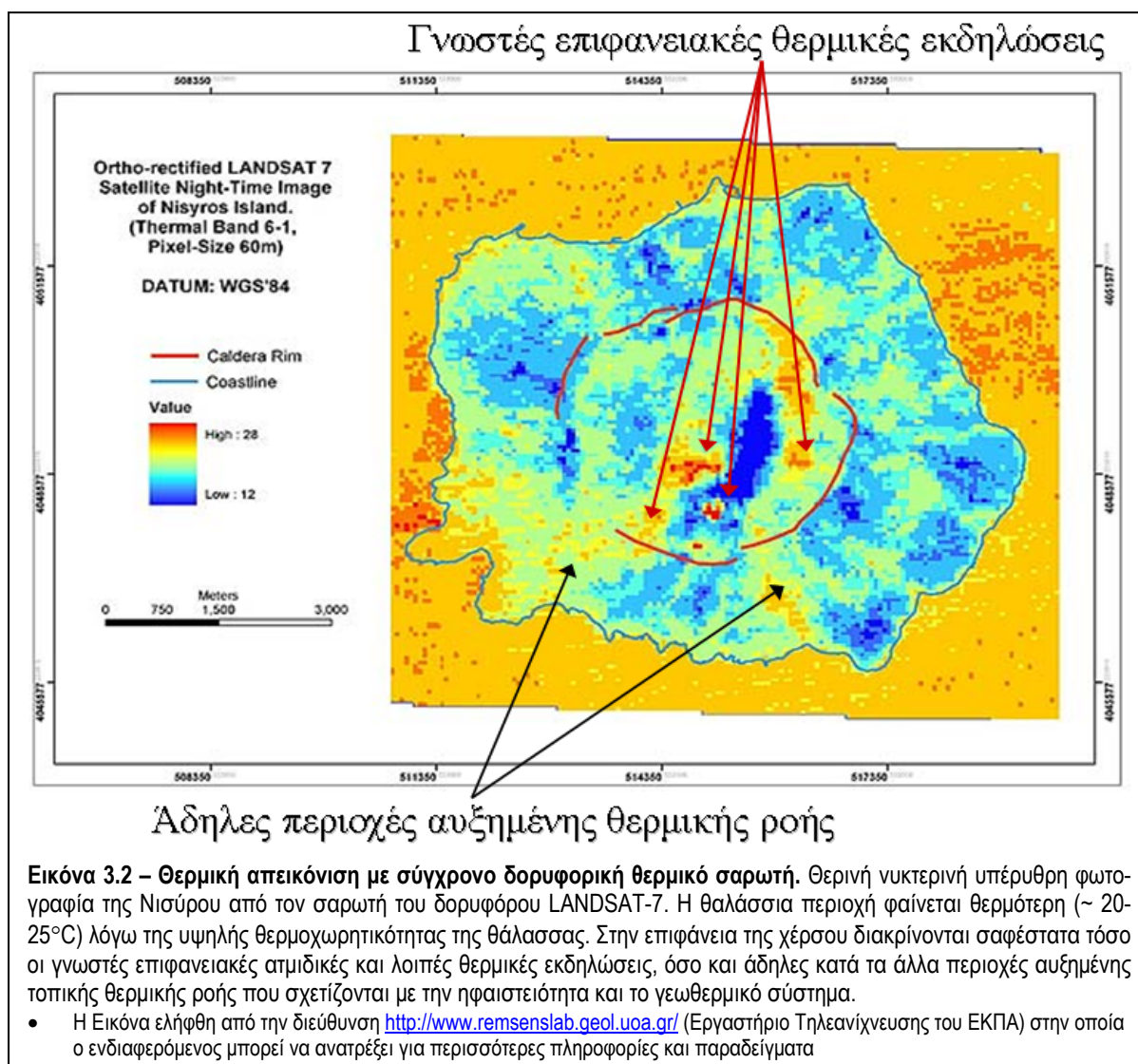


Εικόνα 3.1 – Απεικόνιση με σύγχρονο ψηφιακό θερμικό εικονολήπτη. Επάνω: Ημερήσια φωτογραφία ορατού φάσματος του κρατήρα φρεατικής έκρηξης Στέφανος, στην καλδέρα της Νισύρου. Κάτω: Υπέρυθρη νυκτερινή φωτογραφία του κρατήρα ληφθείσα από ίδιο σημείο. Διακρίνονται καθαρά οι θέσεις των αμιδών και η ένταση της δραστηριότητάς τους κατά την στιγμή της λήψης, τόσο στην περίμετρο της βάσης του κρατήρα όσο και στα πρηνή του παρακείμενου υψώματος Προφήτης Ηλίας.

- Η Εικόνα ελήφθη από την διεύθυνση <http://www.remsenslab.geol.uoa.gr/> (Εργαστήριο Τηλεανίχνευσης του ΕΚΠΑ) στην οποία ο ενδιαφερόμενος μπορεί να ανατρέξει για περισσότερες πληροφορίες και παραδείγματα

εκτίμηση της θερμοβαθμίδας. Οι περισσότερες δημοσιευθείσες μελέτες θερμοβαθμίδας και θερμικής ροής, βασίζονται σε μετρήσεις θερμοκρασίας εντός γεωτρήσεων βάθους από 15 ως άνω των 100 μέτρων, διότι θεωρείται ότι μόνον έτσι είναι δυνατόν να αποφευχθούν οι εξωγενείς επιδράσεις και να καταστούν αξιόπιστα τα αποτελέσματα. Η άλλη άποψη είναι ότι οι διασκοπήσεις θερμοβαθμίδας σε βάθη 15cm-1m είναι φθηνότερες, ταχύτερες και επιτρέπουν πυκνότερη κάλυψη των υπό έρευνα περιοχών, ούτως ώστε σε γεωθερμικά συστήματα υψηλής ενθαλπίας να παράγουν εξ ίσου χρήσιμα αποτελέσματα. Λόγω των αναγνωρισμένων περιορισμών των ρηχών μετρήσεων όμως, η προέκταση των επιφανειακών θερμοκρασιών και θερμοβαθμίδων σε μεγάλα βάθη δεν έχει κόν επιχειρηθεί. Αντιθέτως, η προέκταση θερμοβαθμίδων βαθύτερων γεωτρήσεων φέρει κάποια εχέγγυα αξιοπιστίας.

Κάθε συμπέρασμα ή εικασία, ποσοτική ή ποιοτική, περί κατανομής της θερμοκρασίας με το βάθος, η οποία βασίζεται σε επιφανειακές μετρήσεις θερμοβαθμίδων και θερμικών ροών μόνον, υποθέτει ότι η πηγή θερμότητας ευρίσκεται ακριβώς κάτωθι των παρατηρουμένων μεγίστων τιμών. Αυτό δεν είναι και απαραίτητη φυσική συνθήκη, διότι οι επιφανειακές εκδηλώσεις των γεωθερμικών συστημάτων δεν εντοπίζονται πάντοτε ακριβώς άνωθεν της πηγής θερμότητας: τα γεωθερμικά ρευστά δυνατόν να διατρέχουν σημαντικές οριζόντιες αποστάσεις πριν εκφορτισθούν. Για τον λόγο αυτό θα πρέπει να γίνει κατανοητό ότι οι παρατηρούμενες θερμοβαθμίδες έχουν φυσικό νόημα μόνον υπό το πρίσμα της δι' αγωγής (conductive) διάδοσης της θερμότητας και ότι τόσο η οριζόντια όσο και κατα-



κόρυφη μεταφορά (convection) δυνατόν να διαταράξει την θεωρητική προέκταση των επιφανειακών παρατηρήσεων σε μεγάλα βάθη, οδηγώντας σε παραπλανητικά αποτελέσματα.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, ζητούμενο της θερμικής διασκόπησης είναι η εκτίμηση της ολικής εκπομπής θερμότητας από το γεωθερμικό σύστημα σε φυσικές συνθήκες, οπότε η δι' αγωγής διάδοση και απώλεια θερμότητας (που εκτιμάται με τις τεχνικές που προαναφέραμε) δυνατόν να μην έχει σημαντική συνεισφορά. Για παράδειγμα, οι Dawson and Dickinson (1970) έδειξαν ότι στο υγρό σύστημα υψηλής ενθαλπίας Wairakei, N. Zealand μόνον το 3% της ολικής απώλειας γίνεται δι' αγωγής, το 87% δια μεταφοράς, εξάτμισης και θερμών πηγών, και το υπόλοιπο 10% μέσω αμιδικής δραστηριότητας.

3.5.2. Μαγνητικές μέθοδοι

Η εφαρμογή των μαγνητικών και αερομαγνητικών τεχνικών στην γεωθερμική έρευνα έχει μάλλον αναγνωριστικό σκοπό. Όπως ήδη έχει αναφερθεί, οι μεθοδολογίες αυτές αρχικά χρησιμοποιήθηκαν με στην κλασική τους μορφή, όπως και για την γεωφυσική πετρελαίων, δηλαδή για να συμβάλλουν στον εντοπισμό γεωλογικών δομών καταλλήλων να λειτουργούν ως γεωθερμικοί ταμειυτήρες. Ως εκ τούτου, ο ρόλος και η σημασία τους περιορίστηκε σημαντικότερα όταν η έμφαση της γεωθερμικής έρευνας μετετέθη από την ανίχνευση δομών, στην ανίχνευση αυτών τούτων των γεωθερμικών ρευστών. Παρ' όλα αυτά οι μαγνητικές και αερομαγνητικές διασκοπήσεις δύνανται να συνεισφέρουν χρήσιμες πληροφορίες τόσο στο αναγνωριστικό, όσο και στο διερευνητικό στάδιο και συμπεριλαμβάνονται σε όλα σχεδόν τα ερευνητικά προγράμματα.

Στο καθαρώς αναγνωριστικό στάδιο, οι αερομαγνητικές διασκοπήσεις χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό ανωμάτως θερμών ζωνών, δια χαρτογράφησης της ισοθέμου επιφανείας Curie. Η επιφάνεια Curie είναι γεωμετρικός τόπος των βαθών στα οποία τα σιδηρομαγνητικά ορυκτά μεταπίπτουν σε παραμαγνητικά, λόγω υπέρβασης της συναφούς των θερμοκρασίας (σημείου) Curie. Συνεπώς, η επιφάνεια Curie είναι εξ ορισμού ισόθεμος. Η πτώση της επιδεκτικότητας συμβαίνει μεταξύ των 500°C και 520°C σε μέσο βάθος 35Km. Από τα ανωτέρω, οφείλει να είναι προφανές ότι σε περιοχές αυξημένης θερμικής ροής, περιφερειακής ή τοπικής κλίμακος, η ισόθεμος Curie θα ανέρχεται και θα εντοπίζεται πλησιέστερα στην επιφάνεια, σε ορισμένες δε περιπτώσεις δυνατόν να είναι και πολύ αβαθής. Συνεπώς, η εκτίμηση του βάθους ως την επιφάνεια Curie, αποτελεί μία πρόσθετη τεχνική ανίχνευσης θερμών ζωνών. Η περιγραφή της μεθόδου εκτίμησης των βαθών ως την ισόθεμο Curie εκφεύγει των ορίων του παρόντος και δεν θα μας απασχολήσει.

Έχει διατυπωθεί επίσης η άποψη ότι πέραν της γεωλογικής και γεωτεκτονικής αναγνώρισης, οι μαγνητικές μέθοδοι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν και για την ανίχνευση περιοχών ή φαινομένων υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, τα οποία επίσης μεταβάλλουν την μαγνητική επιδεκτικότητα των πετρωμάτων. Τα φαινόμενα αυτά αναμένεται ότι θα συνδέονται με αρνητικές μαγνητικές ανωμαλίες. Η εμπειρία έχει δείξει ότι τα αναμενόμενα συχνά δεν επαληθεύονται. Οι Hochstein and Hunt (1970) βρήκαν στην γεωθερμική περιοχή Broadlands, N. Ζηλανδίας, μία αρνητική ανωμαλία, εν μέρει τουλάχιστον εξηγήσιμη με την παραδοχή ότι προκαλείτο από υδροθερμικώς εξαλλοιωμένα πετρώματα. Δυστυχώς όμως, δεν υπάρχει αμφιμονοσήμαντη συσχέτιση αυτής της ανωμαλίας με το γεωθερμικό πεδίο όπως αυτό ορίζεται από ηλεκτρικές διασκοπήσεις, οπότε το αποτέλεσμα παραμένει αμφιλεγόμενο. Ο Palmason (1976) είχε καλύτερη τύχη, διότι κατόρθωσε να αντιστοιχήσει αμφιμονοσημάντως αρνητικές μαγνητικές ανωμαλίες με γεωθερμικά πεδία στις περιοχές Krafla και Namafjall της Ισλανδίας. Παρ' όλα αυτά, ο ίδιος συγγραφέας διαπιστώνει ότι τέτοιες ανωμαλίες δεν υπάρχουν σε όλα τα Ισλανδικά πεδία και συνιστά την πραγματοποίηση μελέτης σκοπιμότητας (μαγνητικά εδάφους) πριν αναληφθεί κάποια δαπανηρή αερομαγνητική διασκόπηση. Επιπλέον, ο Palmason ανεφέρθη στην πιθανή χρησιμότητα μαγνητικών διασκοπήσεων εδάφους, για την ιχνηλάτηση φλεβών, ρηγμάτων και άλλων γραμμικών χαρακτήρων, οι οποίοι δυνατόν να ελέγχουν την ροή γεωθερμικών ρευστών χαμηλής θερμοκρασίας.

3.5.3. Βαρυτομετρικές μέθοδοι

Σε πλήρη αναλογία προς τις μαγνητικές και αερομαγνητικές μεθόδους, οι εφαρμογές των βαρυτομετρικών τεχνικών στην γεωθερμική έρευνα, υπό την κλασσική τους μορφή, σκοπό έχει την αναγνώριση γεωλογικών δομών και χαρακτήρων καταλλήλων να χρησιμεύσουν ως γεωθερμικοί ταμιευτήρες και ζώνες ή διάλυτοι κυκλοφορίας των γεωθερμικών ρευστών (π.χ. βυθίσματα, εξάρσεις, μεταπτώσεις κ.λ.π.). Κατ' ιδία αναλογία προς τις μαγνητομετρικές, οι βαρυτομετρικές μέθοδοι είδαν τον ρόλο τους να συρρικνώνεται όταν η έμφαση της γεωθερμικής έρευνας μετετέθη από την ανίχνευση δομών, στην ανίχνευση των γεωθερμικών ρευστών. Όμως, οι βαρυτομετρικές μέθοδοι δύνανται να συνεισφέρουν, εκτός από το αναγνωριστικό / διερευνητικό, και στο στάδιο ανάπτυξης και εκμετάλλευσης του γεωθερμικού συστήματος (παρακολούθηση της απόκρισης του γεωθερμικού ταμιευτήρα), και ως εκ τούτου δεν πρέπει να απουσιάζουν από τα ερευνητικά προγράμματα.

Η βαρυτομετρική διασκόπηση ενίοτε προσφέρει αρκετή λεπτομέρεια. Οι Hochstein and Hunt, (1970) παρατηρούν ότι μέρος τουλάχιστον των θετικών υπολοίπων βαρυτικών ανωμαλιών στα Broadlands, N.Zealand οφείλετο σε ανωμάτως πυκνά πετρώματα ευρισκόμενα μεταξύ της επιφανείας και του γραουβακικού υποβάθρου, και ότι η υψηλή πυκνότητα πιθανώς να ήταν αποτέλεσμα υδροθερμικών εξαλλοιώσεων. Παρόμοιες θετικές υπόλοιπες ανωμαλίες υπεράνω γεωθερμικών συστημάτων αναφέρονται σε σημαντικό αριθμό εργασιών, μεταξύ των οποίων αξιοσημείωτη είναι αυτή του Meidav (1970) στην Imperial Valey, USA. ο συγγραφέας αυτός αποδίδει τα θετικά υπόλοιπα σε τοπική μεταμόρφωση χαλαρώς συνδεδεμένων ιζημάτων, από αναβλύσεις πολύ θερμού ύδατος. Αντιθέτως, ο Isherwood (1976) παρατηρεί αρνητικές ανωμαλίες, τις οποίες αποδίδει σε συνδυασμό μαγματικού θαλάμου με υπερκείμενο γεωθερμικό ταμιευτήρα κεκορεσμένου ατμού (The Geysers-Clear Lakes, USA).

Δυστυχώς, τα ανωτέρω δεν αποτελούν τυπικά φαινόμενα των γεωθερμικών πεδίων. Σε πάρα πολλές γεωθερμικές περιοχές ανά τον κόσμο, οι ανωμαλίες βαρύτητας απεδόθησαν σε χαρακτήρες της ευρύτερης γεωλογίας του υποβάθρου ή της υπόγειας τοπογραφίας, που καμία σχέση δεν είχαν με τα

γεωθερμικά πεδία. Δεδομένο είναι, επίσης, ότι ανωμαλίες βαρύτητας παρόμοιου τύπου με τις προαναφερθείσες ανιχνεύονται και σε μη γεωθερμικές περιοχές. Σε πολλές περιπτώσεις, τα δεδομένα είναι δύσκολο να ερμηνευθούν χωρίς λεπτομερή γνώση της γεωλογίας της περιοχής. Από αυτά καθίσταται σαφές ότι στο διερευνητικό στάδιο οφείλεται εξαιρετική προσοχή κατά την ερμηνεία βαρυτομετρικών διασκοπήσεων, διότι τα αποτελέσματά τους ούτε συνεπή, ούτε συστηματικά είναι. Από μόνη της, η μέθοδος μάλλον αδυνατεί να εντοπίσει με ακρίβεια τις πλέον ενδιαφέρουσες παραγωγικές περιοχές. Όταν ο στόχος της διασκόπησης είναι βαθύς (π.χ. κυκλοφορικά συστήματα εντός πετρωμάτων χαμηλού πορώδους / υψηλής διαπερατότητας, ΘΞΠ κ.ά), αναγνωριστικές μέθοδοι όπως η βαρυτομετρική αποκτούν μεγαλύτερη σημασία, εφόσον έχουν αρκετές δυνατότητες ανίχνευσης βαθέων δομών. Αλλά και πάλι, γραμμικοί χαρακτήρες όπως οι διαρρήξεις που ενδιαφέρουν κυρίως την παραγωγή, οφείλουν να είναι πολύ μεγάλοι ώστε να καθίστανται διακριτοί.

Εάν στο αναγνωριστικό / διερευνητικό στάδιο η βαρυτομετρική μέθοδος δεν προσφέρει και πάρα πολλά, συμβάλλει εν τούτοις σημαντικότερα στην παρακολούθηση της υδρολογικής ισορροπίας του γεωθερμικού πεδίου κατά την διάρκεια της παραγωγικής διαδικασίας (απόκρισης στην εκμετάλλευση) και στην πρόληψη πιθανών φυσικών καταστροφών λόγω της παραγωγικής διαδικασίας. Ομιλούμε δηλαδή περί συμβολής της βαρυτομετρίας στην διαχείριση της παραγωγής. Ο Hunt (1977) κατέδειξε ότι επαναληπτικές μετρήσεις βαρύτητας υψηλής ακριβείας, σε συνδυασμό με ταυτόχρονες χωροσταθμίσεις ακριβείας, συμβάλλουν τα μέγιστα στον προσδιορισμό της καθαρής απώλειας ρευστών (λόγω άντλησης) από το γεωθερμικό πεδίο Wairakei, N.Zealand. Εξυπακούεται ότι η περαιτέρω παρακολούθηση της παραγωγικής διαδικασίας προϋποθέτει την εκτέλεση βαρυτομετρικών διασκοπήσεων κατά το διερευνητικό στάδιο, προ της έναρξης της παραγωγής. Το γεγονός αυτό, από μόνο του δικαιολογεί και επιβάλλει την τυπική υιοθέτηση της μεθόδου σε όλα τα ερευνητικά προγράμματα. Οι Grannell et al (1981) προχώρησαν ακόμη περισσότερο, εις το να αξιολογήσουν την εφαρμοσιμότητα τεχνικών μικροβαρυτομετρίας μόνον, χωρίς την βοήθεια χωροσταθμίσεων, για τον αυτό σκοπό, με θετικά αποτελέσματα. Επαναληπτική μικροβαρυτομετρία είναι η υψηλής ακριβείας μέτρηση της επιτάχυνσης της βαρύτητας στον αυτό ακριβώς τόπο, κατά τακτά χρονικά διαστήματα. Υπό την προϋπόθεση ότι δεν υπάρχει μεταβολή υψομέτρου, ή τουλάχιστον ελέγχουμε την μεταβολή του και επιφέρουμε τις σχετικές διορθώσεις, οιαδήποτε παρατηρούμενη διαφορά θα οφείλεται σε υπόγειο μεταβολή μάζας. Στη περίπτωση γεωθερμικών συστημάτων υπό εκμετάλλευση, η μεταβολή αυτή είναι συνάρτηση του ρυθμού άντλησης γεωθερμικών ρευστών.

3.5.4. Σεισμολογικές μέθοδοι

Σχεδόν όλες οι γεωθερμικές εκδηλώσεις συνοδεύονται από μικροσεισμική δραστηριότητα και αυξημένο σεισμικό (εδαφικό) θόρυβο. Τα φαινόμενα αυτά αξιοποιούνται ευρύτατα στην γεωθερμική έρευνα για να προσδιορισθεί η χωροταξία (θέση, διεύθυνση, κλίση) των ενεργών ρηγμάτων και του ταμιευτήρα και για να καθορισθούν οι οδοί κυκλοφορίας των γεωθερμικών ρευστών. Στην πρώτη περίπτωση εφαρμόζονται κλασσικές σεισμολογικές μέθοδοι εντοπισμού υποκέντρων και τομογραφίας. Ο σεισμικός θόρυβος προέρχεται από την διοχέτευση υπέρκορων πεπιεσμένων γεωθερμικών ρευστών μέσω των στενωπών των οδών κυκλοφορίας και ενίοτε από τον βρασμό των ρευστών εντός του ταμιευτήρα. Στην ιδεώδη περίπτωση, ο θόρυβος που ακτινοβολείται από τον ταμιευτήρα θα εμφανίζεται με την μορφή διαμήκων κυμάτων υψηλής φασικής ταχύτητας και χρονικώς αμετάβλητου προσανατολισμού. Δυστυχώς, η ιδεώδης περίπτωση είναι και ουτοπική διότι ο γεωθερμικός θόρυβος συμβάλλει και πολλάκις καλύπτεται τελείως από τον συνήθη ασύμφωνο επιφανειακό εδαφικό θόρυβο.

Μία από τις πρώτες προσπάθειες ποσοτικής ερμηνείας και χαρτογράφησης εδαφικού θορύβου έγινε από τον Clacy (1968), ο οποίος παρατήρησε ότι σε ορισμένες περιοχές, οι αναγραφές του εκυριαρχούντο από σήματα συχνότητας 2Hz, τα οποία απέδωσε στον βρασμό των ρευστών εντός του ταμιευτήρα. Έκτοτε, συστηματικές μελέτες σε μεγάλο αριθμό γεωθερμικών πεδίων έδειξαν ότι πολλά από αυτά εμφανίζουν χαρακτηριστικά "ίχνη" εδαφικού θορύβου, για τους μηχανισμούς γένεσης του οποίου επροτάθησαν αρκετοί διαφορετικοί μηχανισμοί. Ο Whiteford (1976) προσπάθησε να εντοπίσει και ερμηνεύσει την πηγή διάχυτου θορύβου στα υγρά πεδία Wairakei και Waiotapu της Ν.Ζηλανδίας. Το μέγιστο βάθος που εντόπισε ήταν $200 \pm 100\text{m}$, πράγμα που απέδωσε σε παραεπιφανειακές διεργασίες, πιθανότατα βρασμό. Αντιθέτως, οι Iyer and Hitchcock (1976) ανέγραψαν, στην Long Valley, California θόρυβο που απέδωσαν σε "αρκετά βαθιά" κυκλοφορία θερμών πεπιεσμένων ρευστών, η ένταση του οποίου ενισχύεται από το χαλαρό αλλουβιακό κάλυμμα. Τα ανωτέρω παραδείγματα, δί-

νουν επίσης και το μέτρο των περιορισμών της αναλυτικής ικανότητας τέτοιων διασκοπήσεων. η ποσοτική ερμηνεία των παρατηρήσεων είναι πολύ δύσκολη, ενώ ορισμένοι συγγραφείς (π.χ. Butler and Brown, 1978) φθάνουν μέχρι σημείου αμφισβήτησης της υπόθεσης ότι οι γεωθερμικοί ταμειυτήρες είναι στην πραγματικότητα πομποί σεισμικού θορύβου.

Οι μικροσεισμικές μελέτες έχουν μεγαλύτερες δυνατότητες, διότι, σε αντίθεση με τον συνεχή διάχυτο σεισμικό θόρυβο, η μικροσεισμική πηγή εκπέμπει ασυνεχώς, σημαντικότερα ποσά ενεργείας. Η ενέργεια αυτή προέρχεται από τεκτονικές μικρομεταπτώσεις, ή θραύση των πετρωμάτων. Σε ορισμένες περιπτώσεις, πολύ μικρές δονήσεις (*νανοσεισμοί*) δυνατόν να οφείλονται σε φυσική υδραυλική θραύση, επισυμβαίνουσα όταν η πίεση των πόρων, αυξανόμενη συναρτήσει της θερμοκρασίας, ξεπεράσει την αντοχή του πετρώματος, σε περιοχές πολύ υψηλής θερμοβαθμίδας. Οι Combs and Hadley (1977) εντόπισαν ένα ενεργό ρήγμα στο πεδίο East Mesa, California, το οποίο έπαιξε σημαντικό ρόλο στην τοποθέτηση των παραγωγικών γεωτρήσεων. Το περίεργο είναι ότι έκτοτε (1976), η μικροσεισμική δραστηριότητα του ρήγματος κόπησε, για άγνωστους μέχρι στιγμής λόγους. Το γεγονός αυτό καταδεικνύει και το μέτρο εφαρμοσιμότητας των μικροσεισμικών μεθόδων. οι γεωθερμικές περιοχές δεν συνδέονται απαραίτητως, οποτεδήποτε, με σεισμική δραστηριότητα. Άλλο παράδειγμα "ασεισμικού" γεωθερμικού πεδίου είναι αυτό των Broadlands, N.Zealand. Άλλη επιτυχής εφαρμογή μικροσεισμικών παρατηρήσεων έλαβε χώρα στο πεδίο Ahuachapan, El Salvador (Ward and Jacob, 1971), όπου αναγνωρίστηκε ενεργό ρήγμα με σημαντικότατο παραγωγικό δυναμικό. Οι νεότερες ερευνητικές τάσεις θέλουν την εγκατάσταση συστοιχιών (arrays) τριαξονικών σεισμομέτρων, και τομογραφικών τεχνικών για τον ακριβέστερο εντοπισμό των μικροσεισμικών πηγών.

Η απόσβεση των φυσικών σεισμικών κυμάτων, δυνατόν να παράσχει πρόσθετες πληροφορίες, τόσο για την μεγάλη, όσο και για την μικρή κλίμακος δομή των γεωθερμικών περιοχών. Αν και το φαινόμενο ήταν γνωστό από παλαιότερα, υπήρχαν γενικώς αντιρρήσεις ως προς τα αποτελέσματα. Πιο πρόσφατα, οπότε αναπτύχθηκαν οι σύγχρονες τεχνικές τομογραφίας (δηλαδή εξομοίωσης του τρόπου διάδοσης, καθυστέρησης και απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων μέσω της γης) και έγινε περισσότερο κατανοητό το φαινόμενο της ακουστικής ανισοτροπίας, η ανάλυση της διάδοσης σεισμικών κυμάτων κατέστη πηγή σημαντικών πληροφοριών περί της φύσης και των ορίων των περιοχών ενδιαφέροντος. Στην Λέσβο οι Delibasis and Voulgaris (1989) εντόπισαν με μικροσεισμικές μεθόδους, ζώνες ενεργών ρηγμάτων τις οποίες συνδυάζουν και συσχετίζουν με περιοχές υψηλής απόσβεσης κυμάτων S και αποδίδουν στην κυκλοφορία θερμού ρευστού υλικού μέσω του τεκτονικού ιστού της νήσου. προτείνουν έτσι συγκεκριμένες περιοχές για περαιτέρω διερεύνηση. Νοτιότερα, στην Μήλο, οι Hirn et al (1989) χρησιμοποιούν τομογραφικές τεχνικές για εντοπίσουν τον γεωθερμικό ταμειυτήρα υπό την μορφή κατατετημένου και διάβροχου χώρου ανωμάτων ταχυτήτων, σε ικανοποιητική αντιστοιχία με τα δεδομένα των γεωτρήσεων. Ακόμη νοτιότερα, στην Κώ οι Lagios et al. (1994) εντόπισαν ζώνη υψηλής απόσβεσης κυμάτων S, την οποία συσχετίζουν με αντίστοιχη ζώνη χαμηλής ειδικής αντίστασης και αποδίδουν στην ύπαρξη υψηλού ρευστού κλάσματος.

Σε πλήρη ακολουθία με την φιλοσοφία των προαναφερθεισών τεχνικών, χρησιμοποιείται και η μέθοδος της καθυστέρησης τηλεσεισμικών κυμάτων P, καθώς αυτά διατρέχουν ζώνη ανωμάλως χαμηλών ταχυτήτων. Πρόκειται δηλαδή περί τομογραφικής μεθόδου, με την διαφορά ότι η φυσική πηγή σεισμικών κυμάτων είναι μεμακρυσμένοι και όχι τοπικοί σεισμοί. Οι Iyer et al, (1979) κατόρθωσαν να κατασκευάσουν μεγάλης κλίμακος πρότυπα της δομής του υπεδάφους, εκτεινόμενα μέχρι του μανδύα και εξ αυτών να συμπεράνουν την ύπαρξη τήγματος (μαγματικού θαλάμου) κάτωθεν ενός ταμειυτήρα ατμού στο πεδίο The Geysers-Clear Lake, ΗΠΑ. Η ανάλυση της διάδοσης σεισμικών κυμάτων δυνατόν να προσφέρει θετικά αποτελέσματα. Σε γενικές γραμμές όμως, η σωστή εφαρμογή των τομογραφικών μεθόδων, ιδίως για μελέτη δομής μικρής κλίμακος, απαιτεί γνώση της τοπικής γεωλογίας με λεπτομέρεια μεγαλύτερη από ότι είναι συνήθως εφικτή κατά το διερευνητικό στάδιο. Το γεγονός αυτό περιορίζει σημαντικά τις αναγνωριστικές τους δυνατότητες.

Η εκτεταμένη έγχυση ή εξαγωγή υδροθερμικών ρευστών από έναν ταμειυτήρα δυνατόν να προκαλέσει αύξηση της σεισμικότητας μίας γεωθερμικής περιοχής, διότι μεταβάλλει την ισορροπία του εντατικού πεδίου μέσω διαφορετικών εκάστοτε μηχανισμών (επαγόμενη ή ανθρωπογενής σεισμικότητα). Οι μικροσεισμικές μελέτες, μαζί με τις μικροβαρτομετρικές χρησιμοποιούνται ευρύτατα για την παρακολούθηση της απόκρισης ενός πεδίου στην εκμετάλλευση. Για τον λόγο αυτό άλλωστε, πραγματοποιούνται συνήθως σεισμολογικές παρατηρήσεις κατά την διάρκεια του ελέγχου παραγωγής των γεωτρήσεων, οπότε πραγματοποιούνται δοκιμές υπό πίεση. Αν και η μικροσεισμική διασκόπηση κατά το διερευνητικό στάδιο σπανίως θα παράσχει ενδείξεις περί της μελλοντικής συμπεριφοράς του υπό

εκμετάλλευση πεδίου, θα βοηθήσει ωστόσο στην δημιουργία μίας τράπεζας πληροφοριών, με την οποία θα συγκρίνονται οι τρέχουσες εξελίξεις.

3.5.5. Ενεργές σεισμικές μέθοδοι (διάθλασης, ανάκλασης)

Οι ενεργές σεισμικές μέθοδοι ανήκουν επίσης στην κατηγορία των παραδοσιακών τεχνικών που χρησιμοποιούνται στην διασκόπηση της γεωλογικής δομής και είδαν τον ρόλο τους να συρρικνώνεται λόγω της γνωστής μετάπτωσης του ερευνητικού ενδιαφέροντος προς τα γεωθερμικά ρευστά. Εκτός από το υψηλό κόστος, η έλλειψη ικανοποιητικής απόδοσης σε ορεινά ή δύσβατα εδάφη, ο αυξημένος εδαφικός θόρυβος των γεωθερμικών περιοχών και η μεγάλη απόσβεση του σεισμικού σήματος λόγω της υψηλής απορροφητικότητας των χαλαρών ηφαιστειακών υλικών που συμπαρομαρτούν με τα περισσότερα γεωθερμικά πεδία, απέτελεσαν πρόσθετους παράγοντες περιορισμού της χρήσης τους.

Οπωσδήποτε, τα ανωτέρω ισχύουν μάλλον για τα υδροθερμικά συστήματα. Οι γεωπεπιεσμένες ζώνες για παράδειγμα, είναι παραπροϊόν της γεωφυσικής πετρελαίου η οποία διεξάγεται κυρίως με τεχνικές ανάκλασης. τα ΘΞΠ και οι βαθείς υδροφορείς δύνανται κάλλιστα να διερευνηθούν με μεθόδους διάθλασης. Οι τελευταίες μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν, αν και με περιορισμένη δυναμικότητα για την εκτίμηση του ενεργού πορώδους των ταμιευτήρων, ιδίως στην περίπτωση των ΘΞΠ (π.χ. Rybach et al, 1978). Σε γενικές γραμμές, σε υδροθερμικές περιοχές οι μέθοδοι διάθλασης αποδίδουν καλύτερα από τις μεθόδους ανάκλασης, όπως διαπίστωσαν και οι Hochstein and Hunt (1970) στο Broadlands, N.Zealand, όπου κατόρθωσαν να απεικονίσουν ικανό μέρος της στρωματογραφίας της περιοχής. Παρά ταύτα, οι σύγχρονες μέθοδοι ψηφιακής επεξεργασίας σεισμικών σημάτων παρέχει την δυνατότητα παράκαμψης ορισμένων από τα προαναφερθέντα προβλήματα. Φαίνεται λοιπόν, ότι ενεργές σεισμικές μέθοδοι βασισμένες στην χρήση ελεγχόμενων, συμφώνων πηγών ενεργείας (π.χ. Vibroseis), και ψηφιακές τεχνικές επεξεργασίας σημάτων, δυνατόν να εφαρμοσθούν με σχετική επιτυχία σε εκείνα τα γεωθερμικά συστήματα, όπου η ανίχνευση και κατανόηση της γεωλογικής δομής θα βοηθούσε την εγκατάσταση παραγωγικών γεωτρήσεων (Lump, 1981). Ειδικότερα, οι σεισμικές μέθοδοι θα μπορούσαν να εντοπίσουν με σχετική ακρίβεια ρηξιγενείς ζώνες.

Οι ενεργές σεισμικές μέθοδοι δυνατόν, επίσης να χρησιμοποιηθούν για την μελέτη και ανάλυση των συνθηκών διάδοσης και απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων σε δεδομένο γεωθερμικό πεδίο, ούτως ώστε να εφαρμοσθούν τα αποτελέσματα στην ακριβέστερη ανάλυση σεισμολογικών παρατηρήσεων, και να βαθμονομηθούν τα σεισμολογικά όργανα.

3.5.6. Ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.

Οι ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι έχουν αποδειχθεί οι επιτυχέστερες των γεωφυσικών μεθόδων εφαρμοσμένων στην γεωθερμική έρευνα, ιδιαιτέρως δε σε περιπτώσεις υγρών γεωθερμικών συστημάτων. Αιτία της επιτυχίας είναι το γεγονός ότι οι ανιχνευτές μεταβολές της ηλεκτρικής αγωγιμότητας οφείλονται, στην πλειονότητα των περιπτώσεων, σ' αυτές τις ιδιότητες του υπό έρευνα αντικειμένου (θερμά ρευστά) και όχι στις ιδιότητες και την δομή του φιλοξενούντος πετρώματος. Τοιούτοτρόπως, οι αποτυπώσεις της οριζοντίου και κατακορύφου μεταβολής της ειδικής αντίστασης (ή αγωγιμότητας) είναι, κατά κανόνα ενδεικτικές της ύπαρξης και μεγέθους ενός ταμιευτήρα, αναλόγως, εννοείται της διεσδυτικής και αναλυτικής ικανότητας της εν χρήσει μεθόδου. Η ειδική αντίσταση ενός όγκου πετρώματος περιέχοντος κάποιον ηλεκτρολύτη -στην συγκεκριμένη περίπτωση το γεωθερμικό ρευστό-εξαρτάται από την ειδική αντίσταση αυτού του ίδιου του πετρώματος, την ειδική αντίσταση του ηλεκτρολύτη και την θερμοκρασία. Είναι επίσης συνάρτηση του πορώδους του πετρώματος και του βαθμού πλήρωσης αυτού του πορώδους με ηλεκτρολύτη.

Η ειδική αντίσταση των γεωθερμικών ηλεκτρολυτών εξαρτάται αντιστρόφως από την συγκέντρωση των περιεχομένων ιόντων (αλατότητα). Επίσης είναι συνήθως πολύ μικρότερη της αντίστασης του φιλοξενούντος πετρώματος και μεταβάλλεται αντιστρόφως συναρτήσει της θερμοκρασίας, με ρυθμό κατά πολύ ταχύτερο από την αντίστοιχη μεταβολή του φιλοξενούντος πετρώματος. Ο ρυθμός μεταβολής της ειδικής αντίστασης του ηλεκτρολύτη συναρτήσει της θερμοκρασίας ελαττώνεται ασυμπτωτικά αυξανομένης της θερμοκρασίας, ώστε να θεωρείται αμελητέος υπεράνω των 150°C, σε σύγκριση με τις διακυμάνσεις που αναμένονται από την μεταβολή του πορώδους και διαπερατότητας. Αυτό σημαίνει ότι σε υψηλές θερμοκρασίες, η μετρούμενη ειδική αντίσταση εξαρτάται από την αλατότητα και το πορώδες μόνον. Οι πλευρικές και κατακόρυφες διακυμάνσεις της ειδικής αντίστασης λόγω τοπικών

μεταβολών της συγκέντρωσης ιόντων θα είναι επίσης ελάχιστες, εκτός από τα περιθώρια του συστήματος, όπου τα γεωθερμικά ρευστά δυνατόν να αναμειγνύονται με "γλυκό" εδαφικό ύδωρ και της μάλλον απίθανης περίπτωσης να τροφοδοτείται το σύστημα από δύο ανεξάρτητες πηγές γεωθερμικών ρευστών.

Ο "κανόνας" που θέλει να έχουν τα ενδιάμεσα ρευστά χαμηλότερες ειδικές αντιστάσεις από τα φιλοξενούντα πετρώματα, πολλάκις ανατρέπεται παρουσία αργίλων, η ειδική αντίσταση των οποίων δύναται να πέσει και μέχρι τα $0.5\Omega\text{m}$. Παρόμοιες δυσκολίες πρέπει να αναμένονται από πολλά γεωθερμικά πεδία, και ιδιαιτέρως αυτά που παρουσιάζουν έντονες και εκτεταμένες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις των εκρηξιγενών κυρίως καλυμμάτων του ταμιευτήρα και, οπωσδήποτε, στις τροπικές περιοχές. Τιμές τόσο χαμηλές, δυνατόν να αποκρύψουν τις πραγματικές γεωθερμικές εκδηλώσεις. Πρέπει να έχουμε λοιπόν πάντα κατά νου ότι τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών και ηλεκτρομαγνητικών διασκοπήσεων δεν είναι κατ' ανάγκη αδιαμφισβήτητα.

Ο ατμός, ιδιαιτέρως δε ο ξηρός ατμός, παρουσιάζει υψηλές ειδικές αντιστάσεις, πράγμα που δυσκολεύει σημαντικά την ερμηνεία των διασκοπήσεων. Σε ορισμένες περιπτώσεις μάλιστα δεν παρατηρούνται καθόλου μεταβολές στην ειδική αντίσταση. Παρά ταύτα, σε πολλά συστήματα ατμού παρατηρείται, λόγω πτώσης της θερμοκρασίας και πίεσης, μια ζώνη συμπίκνωσης επικαθήμενη του ταμιευτήρα, η οποία πράγματι εμφανίζει χαμηλές ειδικές αντιστάσεις. Το φαινόμενο αυτό παρατηρήθηκε, επί παραδείγματι, στο Yellowstone National Park, USA από τους Zohdy et al (1973).

3.5.6.1. Ηλεκτρικές μέθοδοι συνεχούς ρεύματος.

Οι πρώτες γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις χρησιμοποιούσαν τεχνικές συνεχούς ρεύματος, σε διατάξεις Wenner και Schlumberger. Η πλέον συνήθης εφαρμογή προβλέπει την διενέργεια οριζοντίων διασκοπήσεων, ήτοι οδεύσεων σταθερού αναπύγματος, με σκοπό την ανίχνευση πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης σε (σχεδόν) σταθερό βάθος, καθώς και κατακόρυφων διασκοπήσεων μεταβλητού αναπύγματος, ώστε να προσδιορίζεται και η κατακόρυφη κατανομή της ειδικής αντίστασης. Οι κατακόρυφες διασκοπήσεις λαμβάνουν χώρα σε σημεία κατάλληλα για τον έλεγχο και επαλήθευση των οριζοντίων διασκοπήσεων, αλλά και σε τοποθεσίες ειδικού ενδιαφέροντος. Επειδή το βάθος διείσδυσης των διατάξεων Wenner και Schlumberger εξαρτάται από το ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος, η ανάπτυξη πολύ μακρών καλωδιακών γραμμών είναι απαραίτητη οσάκις απαιτείται βαθιά διασκόπηση. Με ευνοϊκές συνθήκες (ομαλό ανάγλυφο, βολικό οδικό δίκτυο, έλλειψη πυκνής φυτοκάλυψης κ.λ.π.) η πραγματοποίηση αναπυγμάτων της τάξης των μερικών χιλιομέτρων είναι λίαν εφικτή. Εν τοιαύτη περιπτώσει είναι απαραίτητη η χρήση πολύ ισχυρών τροφοδοτικών και οφείλουν να αντιμετωπισθούν σημαντικά προβλήματα επιχειρησιακής υποστήριξης, με συνέπεια την επιβράδυνση των εργασιών. Η χειροτέρευση των συνθηκών υπαίθρου καθίστα δυσκολότερη ως και απαγορευτική την χρήση των ως άνω διατάξεων, ιδίως σε περιοχές με πυκνή δασοκάλυψη ή δύσβατο ανάγλυφο ή περιορισμένη έκταση. Άλλος παράγων που πρέπει να λαμβάνεται σοβαρότατα υπ' όψιν, ιδίως σε εντόνως διερρηγμένες περιοχές, είναι η πιθανότητα ύπαρξης ηλεκτρικής ανισοτροπίας, η οποία καθιστά την μετρούμενη φαινόμενη αντίσταση συνάρτηση του προσανατολισμού των ηλεκτροδίων. Είναι προφανές ότι πιθανή ανισοτροπία δυσχεραίνει πολύ την εφαρμογή των ως άνω διατάξεων, ακόμη και υπό ευνοϊκές συνθήκες υπαίθρου. απαιτείται πλέον η διενέργεια πολλαπλών μετρήσεων σε διάφορες διευθύνσεις, ώστε να εντοπισθεί η διεύθυνση της ανισοτροπίας και να αναχθούν οι μετρήσεις υπαίθρου σε ερμηνεύσιμη μορφή.

Τα προαναφερθέντα προβλήματα αίρονται σε σημαντικό βαθμό με την εφαρμογή εναλλακτικών διατάξεων, ιδίως δε των *διπολικών*, οι οποίες έχουν παραπλήσια αν όχι μεγαλύτερη διεισδυτικότητα από τις Wenner και Schlumberger. Οι κοινότερες εν χρήσει διπολικές διατάξεις είναι:

(α) *Συγγραμμικό δίπολο - δίπολο*, κατά την οποία τα εγγύς ευρισκόμενα ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετούνται μακριά από τα επίσης εγγύς ευρισκόμενα ηλεκτρόδια δυναμικού, αλλά επί της αυτής ευθείας. Η διάταξη χρησιμοποιείται τόσο για οριζόντιες όσο και για κατακόρυφες διασκοπήσεις. Στην πρώτη περίπτωση η διάταξη μετακινείται παραλλήλως με σταθερό ανάπτυγμα, ώστε να ανιχνεύει πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης σε (σχεδόν) σταθερό βάθος. Στην δεύτερη περίπτωση μεταβάλλεται η απόσταση των δύο ζευγών ηλεκτροδίων, ώστε να ανιχνεύονται κατακόρυφες μεταβολές της ειδικής αντίστασης.

(β) *Περιπλανώμενο δίπολο*, κατά την οποία τα ηλεκτρόδια ρεύματος αναπτύσσονται σε μεγάλες αποστάσεις (τουλάχιστον μερικών εκατοντάδων μέτρων) και κρατούνται ακίνητα, ενώ τα εγγύς ευρισκό-

μενα ηλεκτρόδια δυναμικού μετακινούνται εντός της υπό διασκόπηση περιοχής. Προφανώς, η διάταξη αυτή είναι καταλληλότερη για ανίχνευση οριζοντίων μεταβολών της ειδικής αντίστασης και, φαινομενικώς είναι πολύ ευχερής και ελκυστική λόγω της ακινησίας των ηλεκτροδίων ρεύματος. Ο Risk (1976) περιγράφει επίσης μία παραλλαγή της μεθόδου του περιπλανώμενου δίπολου, καταλληλότερη για ανίχνευση υπογείων υδροδιαπερατών ζωνών, η οποία χρησιμοποιεί διπλή διάταξη δίπολων ρεύματος (4 ηλεκτρόδια), εν είδει τετραγωνικής συστοιχίας ηλεκτροδίων. Ο "δέκτης", αποτελούμενος από δύο μικρά ορθογώνια δίπολα δυναμικού και περιφέρεται εντός του τετραγώνου. Για κάθε μέτρηση, χρησιμοποιούνται και οι έξι δυνατοί συνδυασμοί δίπολων ρεύματος, ούτως ώστε να λαμβάνονται έξι διαφορετικές τιμές φαινόμενης ειδικής αντίστασης, κάθε μία από τις οποίες συνδέεται με διαφορετική διαδρομή του ρεύματος, υπογείως. Η διαδικασία αυτή διευκολύνει σημαντικά την ανίχνευση πιθανής ηλεκτρικής ανισοτροπίας, στην εφαρμογή που περιγράφεται από τον Risk, η παρατηρούμενη στα αποτελέσματα ανισοτροπία ερμηνεύεται ως οφειλόμενη στις διαρρήξεις που δημιουργήθηκαν κατά την διάρκεια της έκχυσης ενός (θαμμένου τώρα) ρυολιθικού σώματος. Αν και η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της μεθόδου του Risk απαιτεί μεγάλη προσοχή, (ακριβώς διότι οι έξι διαφορετικές ειδικές αντιστάσεις οφείλονται σε έξι διαφορετικές διαδρομές του ρεύματος), η δυνατότητα της να εντοπίζει με σημαντική πιθανότητα υδροδιαπερατές ζώνες την κατατάσσει μεταξύ των περισσότερο υποσχόμενων ηλεκτρικών μεθόδων. Το περιπλανώμενο δίπολο έχει εφαρμοσθεί, με περισσότερο ή λιγότερο ορθόδοξες παραλλαγές, σε σημαντικό αριθμό γεωθερμικών πεδίων. Σε γενικές γραμμές, οι χάρτες φαινόμενης αντίστασης που κατασκευάζονται με βάση αυτή την μέθοδο παρουσιάζουν σημαντικές ιδιαιτερότητες, ώστε η ερμηνεία τους να απαιτεί πεπειραμένο αναλυτή και / ή αρκετά πολύπλοκες αναλυτικές τεχνικές.

Η συμβατικότερη τεχνική του συγγραμικού διπλού δίπολου εφαρμόζεται αρκετά συχνά στην γεωθερμική αναγνώριση, αφ' ενός μεν διότι είναι απλή και εύχρηστη (δεν απαιτεί την απόθεση μακρών καλωδιακών γραμμών), αφ' ετέρου δε, διότι διαθέτει, θεωρητικώς τουλάχιστον, μεγάλη διεισδυτική ικανότητα, όταν τα δίπολα αναπτύσσονται σε μεγάλες αποστάσεις από άλλα. Επιπλέον, η τεχνική αυτή είναι γνωστή για την δυνατότητά της να διακρίνει μεταξύ οριζοντίων και κατακορύφων ασυνχειών της γεωηλεκτρικής δομής. λόγω αυτής της ιδιότητάς της χρησιμοποιήθηκε σε πολλές περιοχές για να επιβεβαιώσει τα ακριβή όρια των γεωθερμικών ταμιευτήρων. Τα αποτελέσματα των διασκοπήσεων διπλού δίπολου, παρουσιάζονται συνήθως υπό μορφή ψευδοτομών, στις οποίες οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης αναφέρονται στο μέσο της απόστασης μεταξύ των δύο δίπολων και σε βάθος ίσο προς το ήμισυ της απόστασης που ενώνει τα κέντρα των δύο δίπολων. Αυτός ο τρόπος παρουσίασης είναι απλός και αρκετά ενδεικτικός, διότι παρέχει μία εποπτική εικόνα μετρήσεων που λαμβάνονται κατά μήκος οδύσεων. επειδή όμως τα αποτελέσματα των μετρήσεων είναι φαινόμενες και όχι πραγματικές αντιστάσεις, χρησιμοποιείται μόνον ως ενδιάμεσο στάδιο ερμηνείας, προ της αντιστροφής.

3.5.6.2. Ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι

Οι ηλεκτρομαγνητικές (ΗΜ) μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης ανιχνεύουν την κατακόρυφο και οριζόντιο κατανομή της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους, βασιζόμενες στα φαινόμενα της ενεργητικής ή παθητικής ΗΜ επαγωγής. Σε γενικές γραμμές, ένα πρωτεύον (πηγαίο) μαγνητικό πεδίο εισάγεται στην αγωγή Γη και επάγει ηλεκτρικό πεδίο, η ένταση του οποίου είναι ανάλογη της αγωγιμότητας του υπεδάφους. Το επαγόμενο ηλεκτρικό πεδίο με την σειρά του επάγει ένα δευτερεύον μαγνητικό πεδίο. Η ηλεκτρική δομή του υπεδάφους αποτυπώνεται στην σχέση μεταξύ των επαγόντων και επαγομένων πεδίων, από όπου και απολαμβάνεται. Ως εκ της φύσεώς τους οι ΗΜ μέθοδοι ανιχνεύουν τόσο κατακόρυφες, όσο και οριζόντιες μεταβολές της γεωηλεκτρικής δομής.

Σε σύγκριση με τις μεθόδους συνεχούς ρεύματος, σημαντικό πλεονέκτημα των ΗΜ μεθόδων είναι ότι επιτυγχάνουν αρκετά βαθιά διείσδυση χωρίς ανάγκη αλλαγής της γεωμετρίας και του μεγέθους της διάταξης μετρήσεων. Ως αποτέλεσμα, το λειτουργικό κόστος των ΗΜ μεθόδων είναι μικρότερο των μεθόδων συνεχούς ρεύματος, ιδίως δε όταν υφίσταται απαίτηση εντοπισμού γεωλογικών στόχων σε σημαντικό βάθος. Στις κοινότερες εφαρμογές, η πηγή του πρωτεύοντος πεδίου παραμένει σταθερή και μετακινείται μόνον η διάταξη μετρήσεων (δέκτης), το μέγεθος της οποίας είναι πάντοτε μικρό. Με τον τρόπο αυτό παρακάμπτονται σημαντικότερα προβλήματα δυσχεραίνοντα την εκτέλεση γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων, όπως το ανώμαλο ανάγλυφο, πυκνή φυτοκάλυψη κ.λ.π. Παρελκόμενο του ανωτέρω πλεονεκτήματος είναι και η μεγάλη ταχύτητα με την οποία πραγματοποιούνται οι διασκοπήσεις.

Επιπλέον η εισαγωγή της σύγχρονης τεχνολογίας έχει αυξήσει την αξιοπιστία των ΗΜ μεθόδων σε βαθμό τέτοιο, ώστε εν πολλοίς να τείνουν να υποκαταστήσουν τις μεθόδους συνεχούς ρεύματος. Πέραν όμως των ανωτέρω γενικών ομοιοτήτων, υπάρχει αριθμός τελείως διαφορετικών ΗΜ μεθόδων, ο οποίος οφείλεται, στην διαφορετική προέλευση ή μορφολογία του πηγαίου (επάγοντος) πεδίου. Οι δύο βασικότερες κατηγορίες μεθόδων διακρίνονται αναλόγως της προέλευσης του πηγαίου πεδίου σε **μεθόδους ελεγχόμενης πηγής**, στις οποίες το πηγαίο πεδίο είναι παράγεται και εκπέμπεται τεχνητώς, και σε **μεθόδους φυσικού πεδίου**, στις οποίες πηγαίο πεδίο παράγεται από φυσικές διεργασίες.

Οι μέθοδοι ελεγχόμενης πηγής γενικώς δεν επιτυγχάνουν πολύ βαθιά διασκόπηση περιοριζόμενες σε διεύθυνση της τάξης των αρκετών δεκάδων ως εκατοντάδων μέτρων, όχι διότι τούτο είναι αδύνατον, αλλά διότι τότε θα απαιτούντο όργανα μεγάλου μεγέθους, η μεταφορά των οποίων είναι προβληματική. Παρά ταύτα, ήδη από το 1970 οι Lumb and Macdonald (1970), έδειξαν ότι οι μέθοδοι που χρησιμοποιούν κινητούς διπολικούς πομπούς αποτελούν ικανοποιητικά υποκατάστατα των αβαθών συμβατικών διασκοπήσεων συνεχούς ρεύματος, ενώ είναι πολύ ταχύτερες και φθηνότερες. Οι ΗΜ τεχνικές που χρησιμοποιούν σταθερούς διπολικούς πομπούς επιτυγχάνουν βαθύτερη διεύθυνση και ως εκ τούτου είναι πρακτικότερες. Χαρακτηριστική είναι η εφαρμογή της Ακουστο-Μαγνητοτελλουρικής Μεθόδου Ελεγχόμενης Πηγής από τους Drews et al (1989) στο γεωθερμικό πεδίο της Μήλου με άκρως ικανοποιητικά αποτελέσματα, τα οποία επιπλέον ελέγχονται από παρακείμενες γεωτρήσεις. Το βάθος διασκόπησης περιορίζεται από το μέγεθος της κεραίας του πομπού, και τούτο, διότι η εκπομπή σημάτων χαμηλών συχνοτήτων απαιτεί κεραία μεγάλου μεγέθους. Σε γενικές γραμμές, το δραστικό βάθος διασκόπησης των μεθόδων αυτών σπανίως υπερβαίνει το 1Km (αναλόγως και της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους), ιδίως δε όταν διασκοπούμε πολύ αγώγιμες ζώνες. Για να επιτευχθεί βαθιά ΗΜ διασκόπηση πρέπει να καταφύγουμε στις ΗΜ μεθόδους φυσικού πεδίου.

Τα φυσικά ΗΜ πεδία οφείλονται σε φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα:, α) στον περιβάλλοντα την Γη διαστημικό χώρο (Μαγνητόσφαιρα και Ιονόσφαιρα), παραγόμενα από την αλληλεπίδραση του ηλιακού ανέμου με το μαγνητικό πεδίο της Γης (συχνότητες $\leq 1\text{Hz}$), και β) στην κοιλότητα Ιονόσφαιρας-Γης, παραγόμενα από ηλεκτρικές εκκενώσεις (κεραυνούς) εντός της ατμοσφαιράς (συχνότητες μερικών Hz ως μερικών KHz). Από τα ανωτέρω είναι προφανές ότι, ένα πρόσθετο (σε σύγκριση με άλλες ΗΜ μεθόδους) πλεονέκτημα των τεχνικών φυσικού πεδίου είναι το εξαιρετικώς χαμηλό κόστος το απαιτούμενο για την πραγματοποίησή τους. Η όλη οργανολογία είναι, ουσιαστικώς ένας δέκτης και καταγραφέας σημάτων. Τα υπόλοιπα τα παρέχει δωρεάν η φύση. Οι ΗΜ μέθοδοι φυσικού πεδίου έχουν γνωρίσει αλματώδη ανάπτυξη κατά την τελευταία τριακονταετία, λόγω των σημαντικών προόδων στην τεχνολογία μαγνητομέτρων ευαίσθητων στα ασθενή, χαμηλόσυχνα φυσικά ΗΜ πεδία και της εισαγωγής ψηφιακής τεχνολογίας στην καταγραφή και επεξεργασία τους. Κυριότερη εκπρόσωπος των μεθόδων αυτών είναι η Μαγνητοτελλουρική (ΜΤ), η οποία στην πραγματικότητα είναι η μόνη ικανή να δώσει σαφείς πληροφορίες περί της κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης σε μεγάλο εύρος βαθών. Για τον λόγο αυτό, η εφαρμογή της προς ανίχνευση των βαθέων, γενεσιουργών χαρακτηρισμών των γεωθερμικών συστημάτων και πεδίων υπήρξε εκτεταμένη. Ιδιαίτερας μνείας αξίζει η ΜΤ μελέτη της Ισλανδίας, η οποία κάλυψε βάθη ως μερικές δεκάδες χιλιόμετρα, και βοήθησε στην διαφώτιση αρκετών ερωτηματικών σχετικών με την περιφερειακή δομή της Μεσατλαντικής ράχης στην Ισλανδία (π.χ. Hersir et al, 1984), της επίδρασή της στην γένεση μερικών τηγμάτων και βασαλτικών μαγμάτων και της ανόδου τους προς την επιφάνεια (π.χ. Thayer et al, 1981), καθώς και του εξ αυτών προερχομένου γεωθερμικού δυναμικού (π.χ. Hermance et al, 1976). Έκτοτε η ΜΤ μέθοδος έχει καταστεί απαραίτητο εργαλείο έρευνας των γεωθερμικών πεδίων. Η μέθοδος έχει επίσης τύχει εκτεταμένης εφαρμογής σε όλα τα γεωθερμικά πεδία υψηλής ενθαλπίας του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου με μεγάλη επιτυχία (Hutton et al. 1989, Τζάνης και Λάγιος 1993, Lagios et al, 1994, Tzanis and Lagios, 1994a, Tzanis and Lagios, 1994b, Galanopoulos et al 1998, κ.ά.

3.5.7 Μέθοδος ιδίου δυναμικού

Έχει δειχθεί (βλ. Corwin, 1976), ότι η γεωθερμική δραστηριότητα δημιουργεί ίδια δυναμικά (ΙΔ) μέσω δύο διεργασιών: Η πρώτη, γνωστή ως θερμοηλεκτρική ζεύξη, οφείλεται στην διαφορική θερμοκρασία μίας θερμής μάζας και του φιλοξενούντος αυτήν, ηλεκτρικώς αγωγίμου και (τουλάχιστον κατακορύφως) ανομοιογενούς περιβάλλοντος χώρου. Αυτή προκαλεί ανωμαλίες ιδίου δυναμικού της τάξεως των μερικών, ως αρκετών δεκάδων mV, το πρόσημο των οποίων εξαρτάται από το σχετικό μέγεθος των κατακορύφων συντελεστών θερμοηλεκτρικής ζεύξης του ηλεκτρικώς ανισοτροπικού πε-

ριβάλλοντος χώρου. Η δεύτερη οφείλεται στα ρέοντα (ηλεκτροκινητικά) δυναμικά από την υπεδαφική κίνηση των ρευστών, η ροή των οποίων συνοδεύεται από ροή ιοντικών ρευμάτων, ικανών να δημιουργήσουν ανιχνεύσιμο ηλεκτρικό πεδίο στη επιφάνεια. Το πλάτος των ανωμαλιών αυτού του τύπου εξαρτάται πάντοτε από τις ειδικές γεωλογικές συνθήκες εκάστου χώρου, αλλά τιμές της τάξεως των 50-100mV είναι συνήθεις, ενώ έχουν παρατηρηθεί και εκτεταμένες και μεγάλες ανωμαλίες αρκετών εκατοντάδων mV (π.χ. Zohdy et al,1973), υπεράνω περιοχών ενεργού υπεδαφικής ροής. Τα ανερχόμενα ρευστά προκαλούν, εν γένει, θετικές ανωμαλίες ενώ τα κατεισδύοντα ρευστά αρνητικές. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι σε πολλές περιπτώσεις, αμφότερες οι ανωτέρω διεργασίες συμβάλλουν στην δημιουργία ανωμαλιών ΙΔ..

Η ποσοτική ερμηνεία των ανωμαλιών ΙΔ έχει προχωρήσει σημαντικά κατά τα τελευταία έτη, κυρίως λόγω της συμβολής του D. Fitterman. Το χαμηλό κόστος και η υψηλή ταχύτητα εκτέλεσης της διασκόπησης, σε συνδυασμό με βελτιωμένες τεχνικές υπαίθρου, την καθιστούν χρησιμότερο εργαλείο ανίχνευσης περιοχών ιδιαίτερου ενδιαφέροντος για περαιτέρω μελέτη, και ιδίως των ζωνών ενεργού κυκλοφορίας γεωθερμικών ρευστών. Ο Corwin (1976), αναφέρει παραδείγματα εντοπισμού του ίχνους ενεργού ρήγματος στην περιοχή Leach Hot Springs, Grass Valley, Nevada/USA και ο Zablocki (1976) αναφέρει παραδείγματα πιθανού εντοπισμού κατακορύφων και υπο-κατακορύφων φλεβών εκ προσφάτου μαγματικής διεισδύσεως στο ηφαίστειο Kilauea, Hawaii. Αντιθέτως, οι Fitterman and Corwin (1982), μετά ποσοτική ανάλυση (αντιστροφή) των ΙΔ δεδομένων στο Cerro Prieto, Baja California Μεξικού, καταλήγουν σε συμπεράσματα ασύμφωνα προς την επιφανειακή γεωλογία, αν και η πολύπλοκη τεκτονική της περιοχής αφήνει περιθώρια για αρκετές ερμηνευτικές ακροβασίες. Στην Ελλάδα, η μέθοδος ΙΔ έχει εφαρμοσθεί εκτεταμένα σε πολλά γεωθερμικά πεδία, με σημαντική επιτυχία..

4. ΤΟ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΜΗΛΟΥ

4.1. Γεωλογία, Τεκτονική και Θερμικό Καθεστώς

Το γεωθερμικό πεδίο της Μήλου οφείλει την ύπαρξή του στην δραστηριότητα ασβεσταλκαλικού ηφαιστειακού κέντρου, η οποία εντάσσεται στο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου. Στα πλαίσια του Ελληνικού Ηφαιστειακού Τόξου η Μήλος επιδεικνύει την σημαντικότερη ηφαιστειότητα ως προς την ποσότητα, διάρκεια δραστηριότητας (3.5-0.8 Μ.α.) και ποικιλία ηφαιστειακών προϊόντων. Η ηφαιστειότητα της Μήλου εξελίχθηκε μέσω μίας σειράς διαφορετικών κατανεμημένων και συχνά ταυτόχρονων κέντρων, χωρίς ποτέ να οικοδομήσει ένα χαρακτηριστικό κώνο. Η παροξυσμική δραστηριότητα υπήρξε κυρίως πυροκλαστική και υποθαλάσσια. Λόγω της γεωτεκτονικής της θέσης, η Μήλος υπέστη έντονο τεκτονισμό κατά την διάρκεια του Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς, ο οποίος συνεχίζεται μέχρι σήμερα και ελέγχει την ηφαιστειολογική της εξέλιξη και το γεωθερμικό σύστημα μέσω ενός πλέγματος ρηξιγενών δομών που σχηματίζουν σειρά τεκτονικών εξάρσεων και βυθισμάτων. Οι λεπτομερείς μελέτες των Φυτίκα (1977), Fytikas, (1989), Simeakis, (1985), Papanikolaou, (1988) κ.ά., διέκριναν μία φάση ΒΑ-ΝΔ εφελκυσμού από το Πλειόκαινο, παράγουσα ΒΔ-ΝΑ κανονικές διαρρήξεις, και μία φάση ΒΔ-ΝΑ εφελκυσμού κατά την διάρκεια του Τεταρτογενούς. Κατά τον Fytikas, (1989), η τελευταία (ΒΔ-ΝΑ) εφελκυστική φάση και τα συναφή της ΑΒΑ-ΔΝΔ ρήγματα είναι συχνότερα στο ανατολικό τμήμα της Νήσου, ειδικά πλησίον των σημείων προσφάτων και εντόνων υδροθερμικών εξαλλοιώσεων, σχηματίζοντας ένα σύστημα εναλλασσόμενων εξάρσεων και βυθισμάτων και επηρεάζοντας την νεοτεκτονική εξέλιξη αυτής της περιοχής, την ηφαιστειακή δραστηριότητα και την κυκλοφορία των γεωθερμικών ρευστών ([Εικόνα 4.2](#)). Οι ΒΔ-ΝΑ διαρρήξεις που αντιστοιχούν στα Πλειοκαινικά τεκτονικά επεισόδια είναι ακόμη ενεργές και σε συνδυασμό με τα Τεταρτογενή συστήματα ρηγμάτων ελέγχουν την ηφαιστειότητα, τεκτονική δομή και θερμικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής. Οι Papanikolaou (1988) και Papanikolaou et al., (1993) προσφέρουν μία εναλλακτική άποψη κατά την οποία η μείζων σύγχρονη τεκτονική δραστηριότητα λαμβάνει χώρα κατά μήκος ΒΔ-ΝΑ κανονικών ρηγμάτων, τα οποία εδημιούργησαν την τεκτονική τάφρο που διαχωρίζει τα ανατολικό και δυτικό ημίσεια της Νήσου, και η οποία χαρακτηρίζεται από την πρόσφατα βυθισθείσα μορφολογία του κόλπου της Μήλου προς ΒΔ και την πλέον πρόσφατη ηφαιστειακή δραστηριότητα του κρατήρα Φυριπλάκα προς ΝΑ ([Εικόνα 4.1](#)). Τα συμπεράσματα αυτών των συγγραφέων φαίνονται να υποστηρίζονται από τις περισσότερες υπάρχουσες σεισμολογικές παρατηρήσεις. Η σύγχρονη τεκτονική δραστηριότητα έχει βαθμιαία κοπάσει στο δυτικό μέρος της Μήλου, ενώ είναι ακόμη έντονη στα κεντρικό και ανατολικό τμήματα, εκφραζόμενη με συνεχή μικροσεισμική δράση.

Οι Drakopoulos and Delibasis (1973) παρουσιάζουν μία λεπτομερή ανασκόπηση της μέχρι τότε σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής της Μήλου και αναλύουν τους ηφαιστειακούς σημιτισμούς του 1971. Τα πρώτα, όμως, καλά προσδιορισμένα σεισμολογικά δεδομένα από τοπικά δίκτυα αναφέρονται από τους Ochmann et al., (1989) και Hirn et al., (1989) και περιγράφονται κατωτέρω (βλ. επίσης Εικόνες 4.13 και 4.14). Σε γενικές γραμμές, τα αποτελέσματα δείχνουν κύριες ΒΔ-ΝΑ ενεργές τεκτονικές διευθύνσεις και δευτερεύουσες ΒΑ-ΝΔ, σε συμφωνία με τις γεωλογικές παρατηρήσεις. Ο πιο πρόσφατος σημαντικός σεισμός της περιοχής έλαβε χώρα στις 05:37 της 3/20/1992, πλησίον της νοτίου ακτής της Νήσου, με μέγεθος $M_s=5.3$ και εστιακό βάθος 11km. Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού δείχνει ότι αυτός οφείλεται σε κανονική διάρρηξη αζιμουθίου 293° και κλίσης 45° , σε συμφωνία με τα τεκτονικά στοιχεία της τάφρου κόλπου – Φυριπλάκα.

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα δημιουργεί ένα μονοφασικό (υγρό) υδροθερμικό σύστημα υψηλής ενθαλπίας. Στην [Εικόνα 4.3](#) παρουσιάζεται ο χάρτης της θερμοβαθμίδας κατά τον Φυτίκα (1977). Η μέγιστη θερμοβαθμίδα παρατηρείται στην περιοχή της Ζεφυρίας. έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, παρουσιάζει μία σαφή παραμόρφωση προς ΝΕ και συμπίπτει μερικώς με το ταφροειδές βύθισμα το οποίο ορίζεται από παράλληλα ρήγματα διεύθυνσης ΝΝΔ-ΒΒΕ. Όπως κατά κανόνα συμβαίνει στα υδροθερμικά συστήματα, τα γεωθερμικά ρευστά κυκλοφορούν μέσω των ρηξιγενών ζωνών. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, ο τόπος συλλογής των ρευστών (ταμιευτήρας) συσχετίζεται τόσο με τις οδούς κυκλοφορίας (πραγματικά ενεργά ρήγματα), όσο και με το ταφροειδές βύθισμα της Ζεφυρίας. Η ΒΔ-ΝΑ τάση της

θερμοβαθμίδας δυνατόν να σημαίνει (και όπως θα δούμε πιστοποιείται) ότι τα πραγματικά ενεργά ρήγματα (σε βάθος) έχουν τέτοια διεύθυνση. Η παραμόρφωση της θερμοβαθμίδας προς ΒΑ πιθανόν επίσης να σημαίνει ότι ο ταμιευτήρας συσχετίζεται με την τομή των κυριοτέρων εμφανιζομένων διαρρήξεων, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και ΝΝΔ-ΒΒΑ, καθώς και των πραγματικών ενεργών ρηγμάτων. Εν κατακλείδι, υποτίθεται ότι ο συνδυασμός της τομής των ενεργών και παλαιότερων ρηγμάτων και του ταφροειδούς βυθίσματος δημιουργεί τις κατάλληλες προϋποθέσεις παγίδευσης ρευστών. Η ύπαρξη σταθερής και υψηλής θερμοβαθμίδας στην περιοχή Ζεφυρίας υποδεικνύει ότι τα γεωθερμικά ρευστά πιθανότατα ταμιεύονται κάτωθεν της περιοχής. Οι Θέσεις Μ1, Μ2 και Μ3 αντιστοιχούν σε ερευνητικές γεωτρήσεις, οι οποίες εντοπίζουν γεωθερμικό ταμιευτήρα σε μέσο βάθος 900m.

Οι ερευνητικές γεωτρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε θέσεις υποδειχθείσες κυρίως από την γεωλογική αναγνώριση. Η ύπαρξη ταμιευτήρα διαπιστώθηκε μεν, αλλά τα ακριβή όριά του παρέμεναν άγνωστα μέχρι προσφάτως. Οι πρώτες γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις εκτελέστηκαν το 1972 από γαλλική εταιρεία για λογαριασμό της ΔΕΗ και πυκνώθηκαν το 197 και 1982-84 από το ΙΓΜΕ. Η βαρυτομετρική μελέτη πραγματοποιήθηκε το 1982 από το ΙΓΜΕ. Κατά τα 1986-1988, το γεωθερμικό πεδίο της Μήλου υπήρξε αντικείμενο πολυκλαδικής γεωφυσικής διερεύνησης, κατά την οποία δοκιμάσθηκαν αρκετές (τότε) νεωτεριστικές μέθοδοι με χρηματοδότηση της τότε ΕΟΚ – λεπτομέρειες αυτών των μελετών δημοσιεύονται στο περιοδικό *Geothermics, Special Issue, 18 No 4, 1989*. Κατωτέρω θα περιγράψω (και θα κρίνωμε όπου τούτο απαιτείται) την εφαρμογή και τα αποτελέσματα των γεωφυσικών διασκοπήσεων. Στο τέλος θα ερμηνεύσω τα αποτελέσματα της γεωφυσικής σε γεωλογία, όπως τουλάχιστον την βλέπουν οι Fytikas et al (1989), οι οποίοι παρουσίασαν την πλέον επικρατούσα σήμερα άποψη περί της γεωλογικής δομής της Μήλου.

4.2. Βαρυτομετρική μελέτη

Η βαρυτομετρική έρευνα στην Μήλο πραγματοποιήθηκε από το ΙΓΜΕ κατά το χρονικό διάστημα Απριλίου-Αυγούστου 1982, με σκοπό την "λεπτομερέστερη γεωφυσική μελέτη του γεωθερμικού πεδίου της Μήλου" (Θανάσουλας, 1983). Τα αποτελέσματα της διασκόπησης παρουσιάζονται και αναλύονται από τους Θανάσουλα (1983α) και Τσόκα (1985). Η μέση πυκνότητα κάλυψης ήταν ένας σταθμός ανά 700m περίπου από την οποία εξεπονήθη ο χάρτης καθαρών ανωμαλιών Bouguer ([Εικόνα 4.4](#)), ο οποίος είναι επηρεασμένος από το ανάγλυφο εικόνα και μάλλον ακατάλληλο για ανάλυση της αβαθούς γεωλογικής δομής. Παρά ταύτα ο χάρτης επιδέχεται ποιοτικής ερμηνείας. Ενδεικτικώς αναφέρονται οι αρνητικές ανωμαλίες που συμπίπτουν με την περιοχή μέγιστης θερμικής ροής, ΝΑ του κόλπου της Μήλου (περιοχή Ζεφυρίας) και προφανώς συσχετίζονται με το ταφροειδές βύθισμα το οποίο αποτελεί και την σημαντικότερη περιοχή γεωθερμικού ενδιαφέροντος.

4.3. Γεωηλεκτρική μελέτη συνεχούς ρεύματος

Στην Μήλο, έχουν πραγματοποιηθεί συνολικώς 131 γεωηλεκτρικές βαθοσκοπήσεις, σε τρεις φάσεις, από δύο φορείς, όλες με την διάταξη Schlumberger. 11 βαθοσκοπήσεις εκτελέστηκαν από το ΙΓΜΕ το 1972 (Βουτετάκης, 1973), 83 από την CGG (Companie Generale de Geophysique) το 1973 (Duprat, 1973) και 27 από το ΙΓΜΕ το 1982 και 1984 (Θανάσουλας 1983β, Θανάσουλας και Τσόκας 1985). Οι εργασίες κάλυψαν πυκνότερα το ανατολικό τμήμα της νήσου και ειδικότερα την περιοχή Ζεφυρίας, όπου και η πλέον ενδιαφέρουσα γεωθερμική περιοχή (εικόνα 4.7). Το δυτικό τμήμα παρουσιάζει έντονο και δύσβατο ανάγλυφο, ώστε να δυσχεραίνει την εκτέλεση βαθοσκοπήσεων έστω και με μικρά αναπτύγματα και ως εκ τούτου καλύπτεται ανεπαρκώς.

Τα αποτελέσματα των 131 βαθοσκοπήσεων συνοψίζονται από τον Τσόκα (1985), ο οποίος μεταξύ άλλων κατασκεύασε και τον χάρτη της [Εικόνας 4.5](#) όπου φαίνεται η πλευρική μεταβολή της φαινομένης ειδικής αντίστασης για ημιαναπτύγματα $AB/2 = 1000m$. Το 1973, η CGG (Duprat, 1973) κατασκεύασε έναν άλλο χάρτη των ελάχιστων παρατηρημένων τιμών ειδικής αντίστασης, κατόπιν ποσοτικής ερμηνείας των μετρήσεων που πραγματοποίησε, και ο οποίος δίδεται στην [Εικόνα 4.6](#). Προφανώς, οι ειδικές αντιστάσεις που εμφανίζονται στον χάρτη της CGG δεν αντιστοιχούν στο αυτό βάθος και σκοπός της απεικόνισης είναι να δείξει την πλευρική μεταβολή της ελάχιστης αντίστασης. Τόσο ο χάρτης του Τσόκα όσο και της CGG συμφωνούν εις το ότι οι περιοχές χαμηλών ειδικών αντιστάσεων συμπίπτουν με την περιοχή υψηλής θερμικής ροής, ιδίως στην περιοχή της Ζεφυρίας. Οι πολύ χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης στη περιοχή Ζεφυρίας, φαίνεται ότι προβλημάτισαν τους πρώτους ερευ-

νητές της περιοχής (Duprat), οι οποίοι δεν εγνώριζαν εάν έπρεπε να τις αποδώσουν στην θερμοκρασία μόνον, ή σε θερμά αλμυρά ρευστά. Τελικώς πρότειναν ότι οι παρατηρούμενες χαμηλές τιμές οφείλονται κυρίως στην υψηλή θερμοκρασία, γεγονός το οποίο πιστοποιήθηκε και αποδείχθηκε αργότερα.

Η απάντηση προκύπτει από την σύγκριση των αποτελεσμάτων των γεωηλεκτρικών βαθυσκοπήσεων που εκτελέστηκαν από την CGG πλησίον των γεωτρήσεων M1 και M2 με την λιθοστρωματογραφική στήλη, όπως αυτή προκύπτει από τις γεωτρήσεις (Εικόνα 4.7). Αμέσως διαπιστώνουμε ότι η προκύπτουσα γεωηλεκτρική στρωματογραφία συσχετίζεται με την λιθοστρωματογραφία και την ερμηνεύει σε ικανοποιητικό βαθμό, αλλά μόνον για τα 300-400 πρώτα μέτρα της στήλης. Ο γεωθερμικός ταμιευτήρας εντοπίζεται από τις γεωτρήσεις στα 900-950 μέτρα και είναι, ως εκ τούτου, πολύ βαθύτερος από την διεισδυτική δυνατότητα της μεθόδου. Οι παρατηρούμενες χαμηλές αντιστάσεις οφείλονται, σχεδόν αποκλειστικώς, στις υψηλές θερμοκρασίες. Η ανίχνευση της (πολύ) ρηχής γεωηλεκτρικής δομής είναι ικανοποιητική και η δοθείσα ερμηνεία αληθοφανής (π.χ. Τσόκας, 1985). Ομως, η διάταξη Schlumberger *απέτυχε* να εντοπίσει τον παραγωγικό γεωθερμικό ορίζοντα. Περιθώρια βελτίωσης δεν υπάρχουν λόγω του περιορισμένου μεγέθους της Μήλου.

4.4. Ηλεκτρομαγνητική (ΜαγνητοΤελουρική) μελέτη

Το γεωθερμικό πεδίο της Μήλου υπήρξε αντικείμενο μείζονος πολυεθνικού ερευνητικού προγράμματος της ΕΟΚ (1986), το μεγαλύτερο μέρος του οποίου κατελάμβαναν οι ΗΜ διασκοπήσεις φυσικού πεδίου. Οι ΜΤ μελέτες διενεργήθηκαν από τα Πανεπιστήμια του Εδιμβούργου (Σκωτία), Βερολίνου και Ορλεάνης. Επίσης, από το πανεπιστήμιο του Braunschweig διενήργησε μία διασκόπηση CSAMT. Θα παρουσιασθούν μόνο τα αποτελέσματα που δημοσιεύθηκαν από το Πανεπιστήμιο του Εδιμβούργου (Hutton et al, 1989), όχι μόνον χάριν συντομίας, αλλά και διότι κρίνονται επιτυχέστερα των άλλων.

Μεταξύ του τέλους Σεπτεμβρίου και τέλους Οκτωβρίου 1986, διενεργήθηκαν 37 ΜΤ βαθυσκοπήσεις καλύπτουσες το εύρος περιόδων 0.01-100s (Εικόνα 4.8). Η ποσοτική ανάλυση των μετρήσεων διακρίνει μία γεωηλεκτρική ασυνέχεια σε βάθος αντίστοιχο με το πιστοποιημένο βάθος της επιφάνειας του γεωθερμικού ταμιευτήρα, η οποία παρατηρείται σε όλες τις βαθυσκοπήσεις και αποκαλείται από τους Hutton et al (1989) "ασυνέχεια-R". Στον χάρτη της Εικόνας 4.9 εικονίζονται οι ισαγώγιμες (συνεχείς) και ισοβαθείς (διακεκομμένες) καμπύλες, οι οποίες οριοθετούν την οροφή της ασυνέχειας-R. Ο ένθετος χάρτης στο άνω αριστερό άκρο της Εικόνας 4.9 εικονίζει την περιοχή μέγιστης θερμοβαθμίδας ($>8^{\circ}/10\text{m}$). Είναι προφανές ότι η ασυνέχεια-R συμπίπτει με την περιοχή των μέγιστων θερμοκρασιακών ανωμαλιών. Η μέγιστη αγωγιμότητα κείται εντός του ταφροειδούς βυθίσματος της Ζεφυρίας, το οποίο αντιπροσωπεύει την κυριότερη περιοχή γεωθερμικού ενδιαφέροντος, ενώ το μέγιστο βάθος στο οποίο ανιχνεύεται η ασυνέχεια-R μάλλον συσχετίζεται με τα ενεργά ρήγματα εντός των οποίων κυκλοφορούν τα γεωθερμικά ρευστά. Είναι εμφανές ότι τόσο οι ισοβαθείς όσο και οι ισαγώγιμες καμπύλες παρουσιάζουν μία κυρίαρχη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση με έντονη παραμόρφωση προς τα ΒΑ. Εικάζεται ότι αυτή είναι η διεύθυνση των πραγματικών ενεργών ρηγμάτων, η δε ΒΑ παραμόρφωση οφείλεται σε ταμίευση θερμών ρευστών λόγω των καταλλήλων τεκτονικών συνθηκών. Στην ψευδοτομή της Εικόνας 4.10, κατά μήκος των γραμμών W' και G', η ασυνέχεια-R συμπίπτει με τον δεύτερο ορίζοντα εκ των άνω. Επίσης, εμφανίζονται πιθανά ίχνη των ρηγμάτων που οριοθετούν το ταφροειδές βύθισμα (κάτω περιόπου των θέσεων G'7 και G'4-G'5). Η ζώνη χαμηλής αγωγιμότητας που αποσφηνώνεται προς τα κάτω (μεταξύ των θέσεων G'1-G'9) δεν έχει ακόμη αποδοθεί σε συγκεκριμένο γεωλογικό φαινόμενο. Πιθανώς να σχετίζεται με τις διόδους ανόδου των γεωθερμικών ρευστών ή με βαθύτερα τμήματα του ευρύτερου ηφαιστειακού χώρου της Μήλου (π.χ. μαγματικός θάλαμος).

4.5. Σεισμολογική μελέτη

Η σεισμολογική μελέτη της Μήλου διεξήχθη, σαν μέρος του πολυεθνικού προγράμματος της ΕΟΚ, κατά το 1986 και 1987, από το BRGM (το αντίστοιχο ΙΓΜΕ της Γαλλίας), το Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) και το RWTH Aachen. Κατωτέρω, θα συνοψίσουμε τα αποτελέσματα του IPGP και του RWTH, όπως παρουσιάζονται από τους Hirn et al (1989) και Ochmann et al (1989).

Το πείραμα του IPGP διήρκεσε πέντε συνολικώς μήνες. Το 1986 εγκαταστάθηκαν 16 σειсмоγράφοι τριών συνιστωσών επί δίμηνο. Λόγω της χαμηλής και ασθενούς σεισμικής δραστηριότητας, το πείραμα επανελήφθη το 1987 με 30 σειсмоγράφους τριών συνιστωσών. Ανεγράφησαν σχετικώς ολίγα

σεισμικά συμβάντα, υπό μορφή ακολουθιών σημοσεισμών. Οι Hirn et al (1989) εκτιμούν ότι οι αυτοί σημοσεισμοί έχουν μη τεκτονική προέλευση και πιθανώς προέρχονται από την λανθάνουσα μαγματική δραστηριότητα της Μήλου (βλ. επίσης Drakopoulos and Delibasis, 1973). Τα αναγραφέντα σεισμικά κύματα S παρουσιάζουν στοιχεία ανισοτροπίας ταχυτήτων, η οποία εν μέρει μόνο αποδίδεται σε ανισοτροπία των πετρωμάτων του γεωθερμικού πεδίου. Η εντυπωσιακότερη συμβολή της σεισμολογικής έρευνας, έγκειται στην μελέτη της ετερογένειας ταχυτήτων του υπεδάφους της Μήλου (μεταβολής των ταχυτήτων συναρτήσει του μέσου διάδοσης), μέσω της οποίας κατορθώνουν να αποτυπώσουν με επαρκή λεπτομέρεια την οριζόντιο και κατακόρυφο έκταση του γεωθερμικού πεδίου.

Οι Hirn et al (1989) χρησιμοποιούν τομογραφικές τεχνικές, ορισμένα από τα αποτελέσματα των οποίων συνοψίζονται στην [Εικόνα 4.11](#) όπου παρουσιάζεται η τομογραφική κατανομή του λόγου V_p/V_s των ταχυτήτων των κυμάτων P και S σε μηκοτομή διεύθυνσης Δ-Α δια μέσου του γεωθερμικού πεδίου. Η ανάγνωση της τομής απαιτεί ίσως μία μικρή ανακεφαλαίωση των παραγόντων από τους οποίους εξαρτάται η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Όπως είναι γνωστό (π.χ. O'Connell and Budiansky, 1974), η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από το πορώδες και την διαπερατότητα των πετρωμάτων, τον βαθμό πληρότητας του πορώδους σε ρευστά και, προκειμένου περί γεωθερμικών πεδίων, από την πίεση, θερμοκρασία και συμπεριφορά της ζώνης μετάβασης από αέριο σε υγρή φάση και τανάπαλιν (π.χ. Ito et al, 1979). Σε γενικές γραμμές, η ταχύτητα αμφοτέρων των P και S μεταβάλλεται αντιστρόφως συναρτήσει του πορώδους, ελαττούμενη αυξανόμενου του πορώδους και της διαπερατότητας. Ο λόγος V_p/V_s αυξάνεται αυξανόμενης της πληρότητας του πορώδους σε ρευστά. Για χαμηλές πιέσεις των πορικών ρευστών ο λόγος ταχυτήτων λαμβάνει μικρές τιμές όταν το ρευστό είναι ατμός και υψηλές τιμές όταν το ρευστό είναι ύδωρ. Η ταχύτητα S εξαρτάται από το μέτρο ακαμψίας (*modulus of rigidity*) του πετρώματος, το οποίο προκειμένου περί πορωδών σχηματισμών ταυτίζεται με το μέτρο ακαμψίας της στερεάς μήτρας και είναι ανεξάρτητη της περιεχόμενης ρευστής φάσης, με συνέπεια να επηρεάζεται σημαντικότερα από το πορώδες. Για σταθερό πορώδες η ταχύτητα S εξαρτάται από την πυκνότητα, ούτως ώστε να παρατηρείται πτώση της καθώς το κύμα μεταβαίνει από περιοχές πλήρεις ατμού σε περιοχές πλήρεις υγρού. Η ταχύτητα P εξαρτάται από τον μέτρο ελαστικότητας χώρου (*bulk modulus*), το οποίο δεν επηρεάζεται σημαντικά από το πορώδες όταν αυτό είναι κεκορεσμένο, ελαττώνεται όμως εντόνως όταν η υγρή φάση αντικαθίσταται από αέριο (ατμό). Η μεταβολή της πυκνότητας κατά την μετάβαση μεταξύ φάσεων έχει την αυτή σημασία για τα κύματα P, την οποία έχει για τα κύματα S, αλλ' αντίθετο αποτέλεσμα.

Στο τομογράφημα της [Εικόνας 4.11](#) οι σκοτεινότερες διαβαθμίσεις αντιστοιχούν στους χαμηλότερους λόγους V_p/V_s και οι φωτεινότερες στους υψηλότερους. Οι αστερίσκοι παριστάνουν τα υπόκεντρα των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για να κατασκευασθούν οι παρουσιαζόμενες τομές. Οι ταχύτητες S φαίνεται ότι διακρίνουν δύο περιοχές ελλειπτικής περίπου διατομής, οι οποίες συμπίπτουν με ανωμάτως υψηλές τιμές του λόγου V_p/V_s . Οι ανωμαλίες αυτές είναι ενδεικτικές πορώδους πετρώματος πλήρους υγρής φάσης και συμφωνούν με την υπόθεση ύπαρξης υγρού γεωθερμικού ταμιευτήρα. Όπως στην περίπτωση των MT μετρήσεων, τα αποτελέσματα αυτά πιστοποιούνται από τις ερευνητικές γεωτρήσεις MZ1 και M3, προκειμένου για την δεύτερη εκ των άνω ελλειπτική ανωμαλία. Η ανώτερη (επιφανειακή) ανωμαλία είναι μη ερμηνεύσιμη. Δεν οφείλεται σε ύπαρξη υγρής φάσης, δεδομένου ότι αυτή δεν πιστοποιείται από τις γεωτρήσεις, αλλά αποδίδεται σε τυφλή ζώνη που δημιουργείται, αφ' ενός μεν από αναπόφευκτα σφάλματα της παρατήρησης, αφ' ετέρου δε από επίσης αναπόφευκτες αδυναμίες των υπολογιστικών αλγορίθμων.

Η [Εικόνα 4.12](#) παρουσιάζει επίσης μία συγκριτική τομή σεισμολογικών και MT αποτελεσμάτων, ληφθείσα από τους Fytikas et al (1989), στην οποία διακρίνεται σαφώς η ταυτότητα των σεισμικών και ηλεκτρικών ανωμαλιών στην θέση του γεωθερμικού ταμιευτήρα. Η μεγάλη διαφορά είναι ότι ενώ τα MT αποτελέσματα ήταν παραδοτέα σύντομα μετά την λήξη των εργασιών υπαίθρου, τα αντίστοιχα σεισμολογικά αποτελέσματα απαιτήσαν διετή κύκλο εργασιών υπαίθρου, πλέον των εργαστηριακών αναλύσεων, με το αντίστοιχο κόστος. Ένα σημαντικό μειονέκτημα των σεισμολογικών μεθόδων είναι η εξάρτησή τους από την μικροσεισμική δραστηριότητα, την οποία αν δεν βρούμε αμέσως, θα πρέπει να την περιμένουμε και η έγκαιρη εμφάνισή της δυνατόν να εξαρτάται από καλή τύχη και μόνον.

Το RWTH Aachen ελειτούργησε το δίκτυό του ταυτοχρόνως με το IGP κατά το 1986 και ανέγραψε ελαχίστους, μικρού μεγέθους σεισμούς. Κατά το 1987 όμως ελειτούργησε το σειсмоγραφικό του δίκτυο επί δίμηνο, σε χρόνο διαφορετικό από του IGP και στάθηκε τυχερότερο. Συνολικώς, ανέγραψε περισσότερους των 1200 σεισμούς, τα επίκεντρα των μεγαλύτερων εκ των οποίων εικονίζονται στην [Εικόνα 4.13](#). Το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής δραστηριότητας εντοπίζεται στον κόλπο της

Μήλου. Η προέλευση σεισμών παραμένει εισέτι υπό μελέτη, διότι οι Ochmann et al (1989) εκτιμούν ότι αυτοί είναι τεκτονικοί, σε αντίθεση με τις διαπιστώσεις των Hirn et al (1989). Η διάσταση μεταξύ των εκτιμήσεων των δύο ερευνητικών ομάδων δεν έχει εξηγηθεί, αλλά δεν αποκλείεται να είναι αμφότερες ορθές, δεδομένων των διαφορετικών χρόνων λειτουργίας των σεισμολογικών δικτύων κατά το 1987 και των επιπέδων σεισμικής δραστηριότητας. Είναι πολύ πιθανόν να συνέπεσε το RWTΗ με κάποια περίοδο έξαρσης της τεκτονικής μικροσεισμικής δραστηριότητας, δεδομένου επίσης ότι οι προερχόμενοι από την περιοχή του κόλπου σεισμοί είναι κατά πολύ βαθύτεροι των προερχομένων από την περιοχή της Ζεφυρίας. Εν πάσει περιπτώσει, οι Ochmann et al εκμεταλλεύονται το γεγονός και αναλύουν πολλά από τα αναγραφέντα σεισμικά συμβάντα, οι μηχανισμοί γένεσης μερικών εκ των οποίων παρουσιάζονται στην [Εικόνα 4.14](#). Είναι προφανές ότι τα επίπεδα διαρρήξεως έχουν μία μέση διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, γεγονός που επιβεβαιώνει μία τέτοια διευθέτηση των πραγματικών ενεργών ρηγμάτων, σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των ΜΤ αναλύσεων. Τέλος ένα επιπλέον στοιχείο που προκύπτει από τις σεισμολογικές μελέτες τόσο του ΙΡΡΡ όσο και του RWTΗ είναι η απουσία κάθε σεισμικής δραστηριότητας σε βάθη μεγαλύτερα των 7km κάτω από τον ταμιευτήρα. Στην περιοχή αυτή παρατηρούνται εστιακά βάθη της τάξης των 4-7km. Τα εστιακά βάθη γίνονται μεγαλύτερα προς ΒΔ και φθάνουν μέχρι και τα 10km. Παρατηρείται δηλαδή μία βύθιση της σεισμολογικής ζώνης προς ΒΔ.

4.6. Το γεωθερμικό σύστημα της Μήλου - ολοκλήρωση των γεωφυσικών δεδομένων (Fytikas et al, 1989)

Από τα γεωφυσικά δεδομένα τα οποία παρουσιάστηκαν μέχρι τώρα, προκύπτουν οι ακόλουθοι ειδο-ποιοί χαρακτήρες (βλ. [Εικόνα 4.12](#)):

- i. Ένα αγωγίμο στρώμα με βάθη μικρότερα των 500m, το οποίο κατ' αρχήν αντιστοιχείται με την οροφή του μεταμορφωμένου υποβάθρου.
- ii. Μία ζώνη πολύ υψηλής αγωγιμότητας σε βάθη 800-1400m, η οποία ταυτίζεται με τον γεωθερμικό ταμιευτήρα στην περιοχή της Ζεφυρίας, όπως αποδεικνύεται και από τις γεωτρήσεις.
- iii. Μία γεωηλεκτρική ασυνέχεια η οποία βυθίζεται προς ΒΔ.
- iv. Σεισμική δραστηριότητα η οποία λαμβάνει χώρα μόνον κάτω από την προαναφερθείσα γεωηλεκτρική ασυνέχεια και επίσης κλίνει προς ΒΔ μέχρι του βάθους των 10km.
- v. Απουσία σεισμικής δραστηριότητας σε βάθη μεγαλύτερα των 7km κάτω από τον γεωθερμικό ταμιευτήρα.

Οι ανωτέρω χαρακτήρες δυνατόν να συνδυασθούν με τα δεδομένα της επιφανειακής γεωλογίας, ώστε να κατασκευασθεί το διάγραμμα της [Εικόνα 4.15](#), το οποίο παριστά μία υποθετική ΔΝΔ-ΑΒΑ γεωλογική τομή κατά πλάτος του πεδίου της Ζεφυρίας.

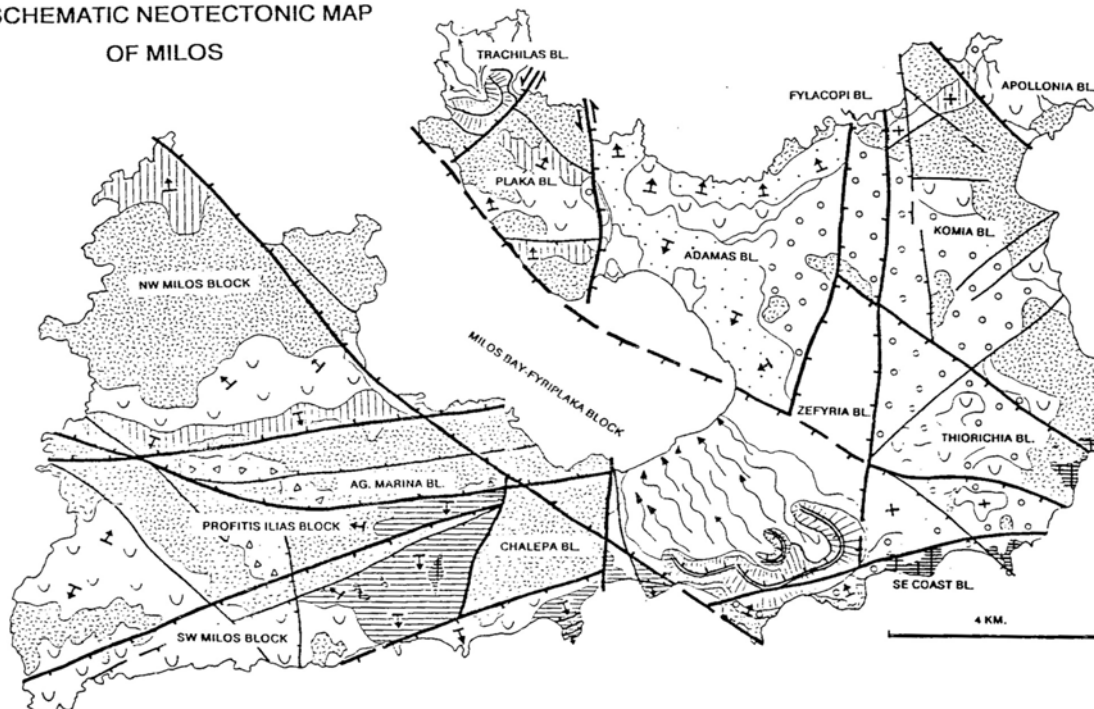
Ειδικότερα, η βυθιζόμενη γεωηλεκτρική ασυνέχεια δυνατόν να οφείλεται σε κάποια γεωλογική επαφή του μεταμορφωμένου συστήματος (υποβάθρου) με κάποιο βαθύτερο απροσδιοριστού τύπου γεωλογικό υπόβαθρο, λαμβανομένου επίσης υπ' όψιν ότι η ακριβής λιθολογική ασυνέχεια πιθανότατα παραμορφώνεται από τις επιδράσεις των αγωγίμων κυκλοφορούντων γεωθερμικών ρευστών. Η σεισμική δραστηριότητα περιορίζεται κάτω από την προαναφερθείσα λιθολογική ασυνέχεια, ενώ η σεισμική ζώνη και η υψηλή αγωγιμότητα που παρατηρούνται βαθύτερα των 7km, κάτω από τον ταμιευτήρα, μπορεί ίσως να αποδοθεί στην παρουσία πετρωμάτων αρκούντως θερμών και πλαστικών, ώστε να μη θραύονται. Ένα ψυχόμενο μαγματικό σώμα στην θέση αυτή, θα ήταν πιθανή πηγή θερμότητας του γεωθερμικού συστήματος.

Η προέλευση της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής παραμένει ακόμη αναπάντητο πρόβλημα. Οι Ochmann et al (1989) την θεωρούν τεκτονική ενώ οι Hirn et al (1989) υποστηρίζουν ότι είτε είναι μαγματική, είτε οφείλεται σε απότομες μεταβολές πιέσεως των πορικών ρευστών. Αμφότερες οι ερευνητικές ομάδες όμως, συμφωνούν ότι η σεισμική δραστηριότητα ελέγχεται από το περιφερειακό εντατικό πεδίο. Προκύπτει λοιπόν το ερώτημα: Γιατί περιορίζεται η σεισμική δραστηριότητα κάτω από την υποτιθέμενη λιθολογική ασυνέχεια του μεταμορφωμένου συστήματος / απροσδιοριστού υποβάθρου; Η απάντηση σε ένα τέτοιο ερώτημα είναι κατ' ουσία άγνωστη. Μία πιθανή ερμηνεία προκύπτει από την συνεκτίμηση των ΜΤ παρατηρήσεων και μελετών σεισμικής ανισοτροπίας, από τις οποίες προκύπτει ότι η ρηγή δομή παρουσιάζεται επαρκώς ισοτροπική, αν και υπάρχει μία κυρίαρχη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση σεισμικής και ηλεκτρικής ανισοτροπίας σε μεγάλο βάθος. Εικάζεται λοιπόν ότι το οριζόντιο πεδίο τάσεων διαφοροποιείται συναρτήσει του βάθους, ούτως ώστε να υπάρχουν περίπου ίσες κύριες οριζόντιες συνιστώσες του ελλειψοειδούς τάσεων σε μικρά βάθη (και συνεπώς μικρότερη

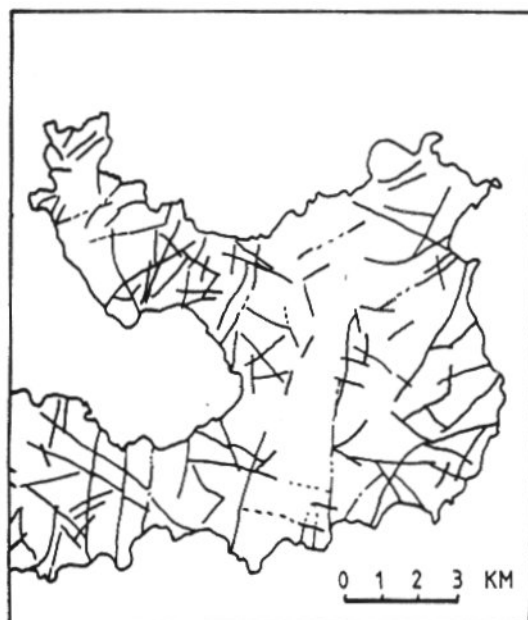
σεισμικότητα). Αυτές διαφοροποιούνται εντός του απροσδιόριστου υποβάθρου, ούτως ώστε να δημιουργούν ΒΔ-ΝΑ διαρρήξεις. Μία τέτοια διαφοροποίηση πιθανόν επίσης να αντικατοπτρίζει λιθολογικές διαφορές.

Οι κυριότεροι επιφανειακοί τεκτονικοί χαρακτήρες παρουσιάζονται υπό την μορφή ανεξαρτήτων συστημάτων διαρρήξεων, χρονολογούμενων από το Πλειόκαινο και το Τεταρτογενές (Φυτίκας, 1977). Τα συστήματα αυτά, και ιδιαίτερος οι τομές τους παρέχουν τις πλέον αποτελεσματικές οδούς κυκλοφορίας ρευστών, τα οποία κατεισδύουν, θερμαίνονται και ανέρχονται προς τον ταμιευτήρα. Στην περιοχή της Ζεφυρίας, ο ταμιευτήρας συμπίπτει με μία ζώνη πολύ μεγάλης αγωγιμότητας και υψηλού λόγου V_p/V_s . Είναι λοιπόν πολύ πιθανόν, η προς τα κάτω αποσφηνούμενη αγωγή της Εικόνας 4.12 να αντικατοπτρίζει τις διόδους ανόδου των θερμών ρευστών. Τέτοιες οδοί κυκλοφορίας των ρευστών έχουν εικονισθεί στην [Εικόνα 4.15](#) επί τη βάσει γεωλογικών και γεωφυσικών παρατηρήσεων. Είναι πολύ πιθανόν να απαντώνται και στο δυτικό και βορειοδυτικό τμήμα της Μήλου, τροφοδοτούσες τουλάχιστον έναν ακόμη γεωθερμικό ταμιευτήρα.

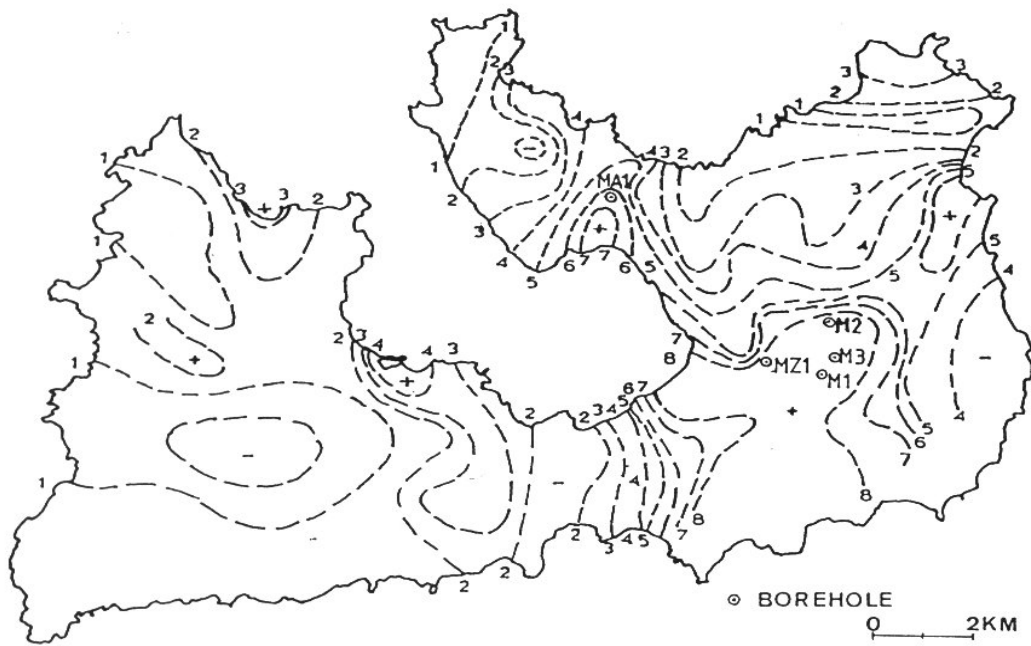
**SCHEMATIC NEOTECTONIC MAP
OF MILOS**



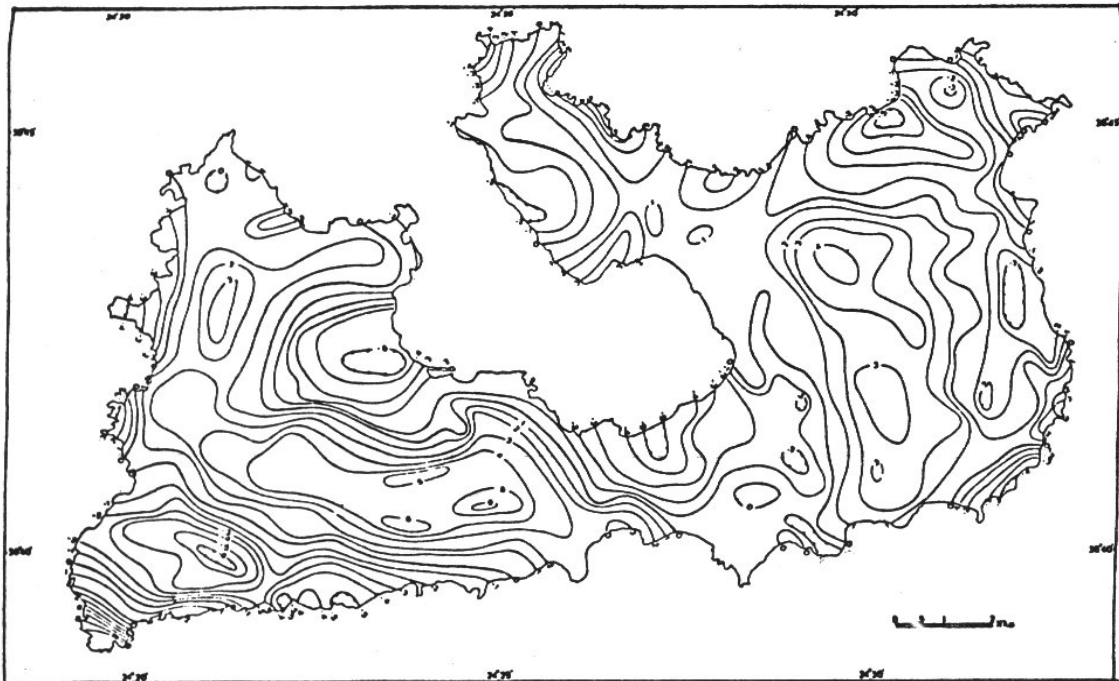
Εικόνα 4.1. Βασική γεωλογία και (νέο)τεκτονική της Μήλου (από Papanikolaou et al, 1993). ([Επιστροφή](#))



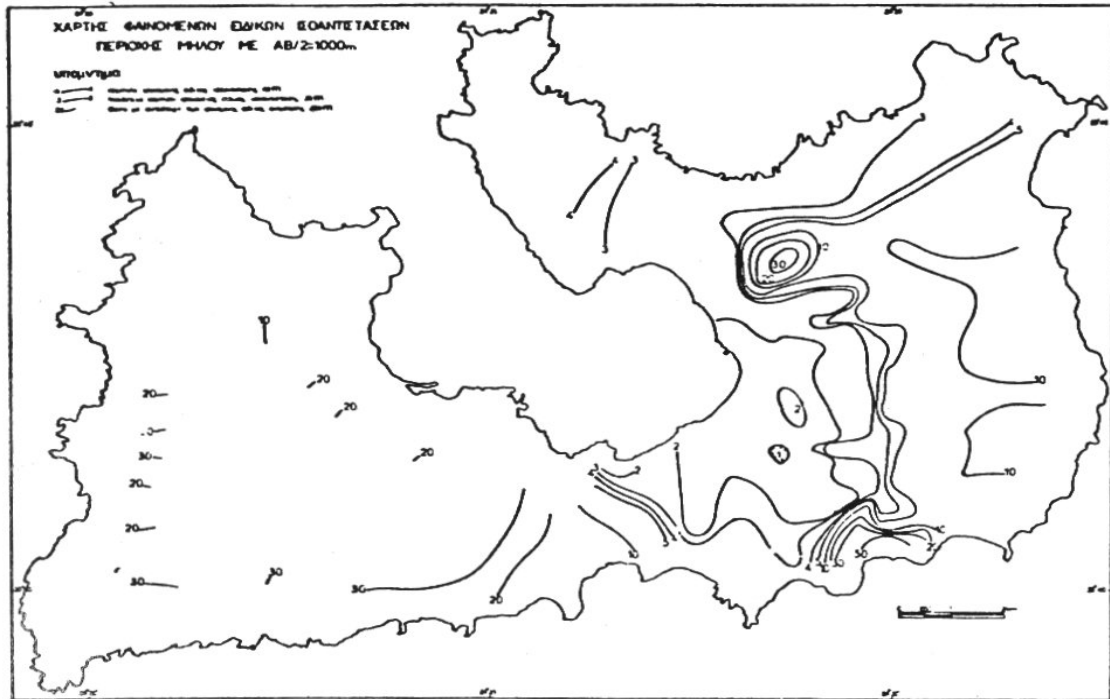
Εικόνα 4.2. Λεπτομερής αποτύπωση επιφανειακών διαρρήξεων στην Μήλο (από Φυτίκα, 1977). ([Επιστροφή](#))



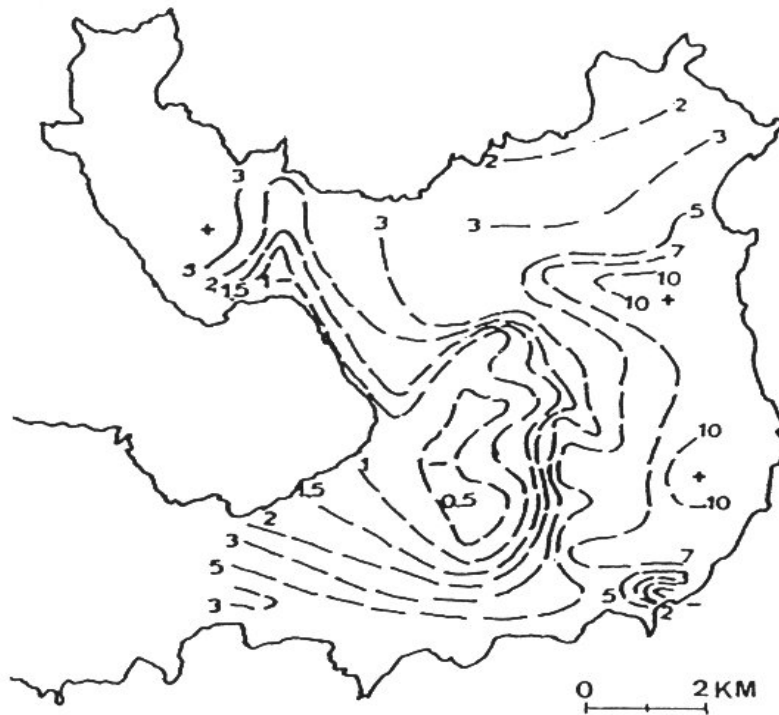
Εικόνα 4.3. Χάρτης γεωθερμικής βαθμίδας σε °C/10m και θέσεων ερευνητικών γεωτρήσεων (από Φυτίκα, 1977). ([Επιστροφή](#))



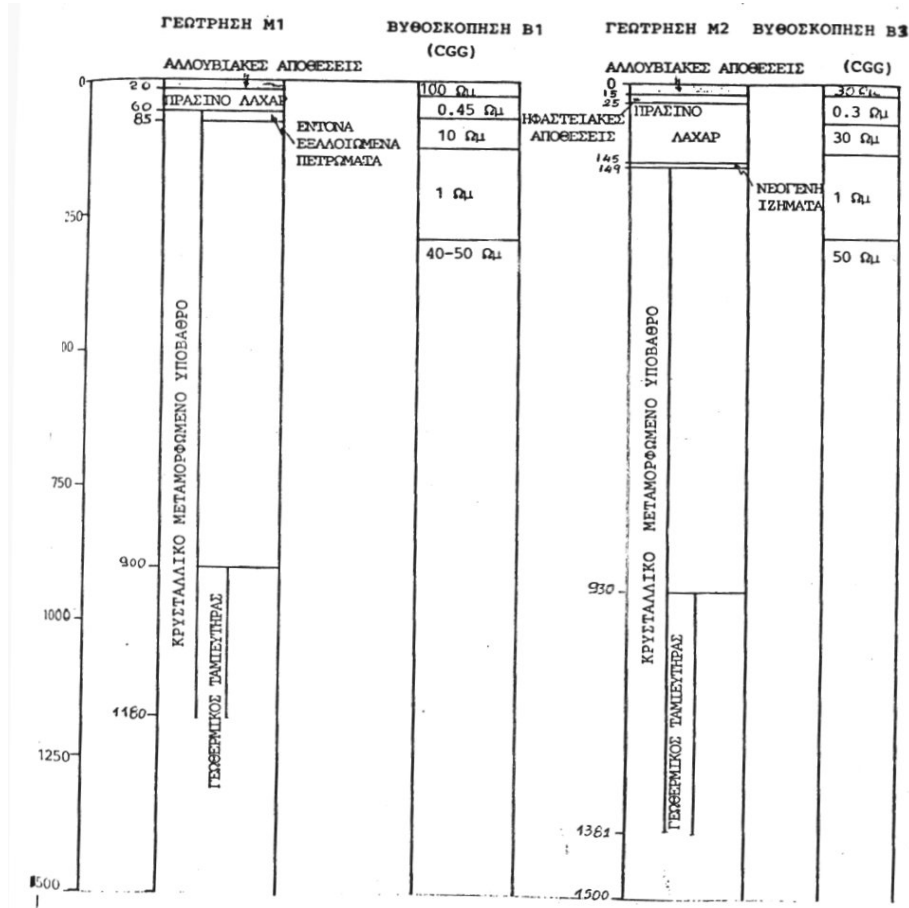
Εικόνα 4.4. Χάρτης ανωμαλιών βαρύτητας στην Μήλο, από τον Τσόκα (1985). ([Επιστροφή](#))



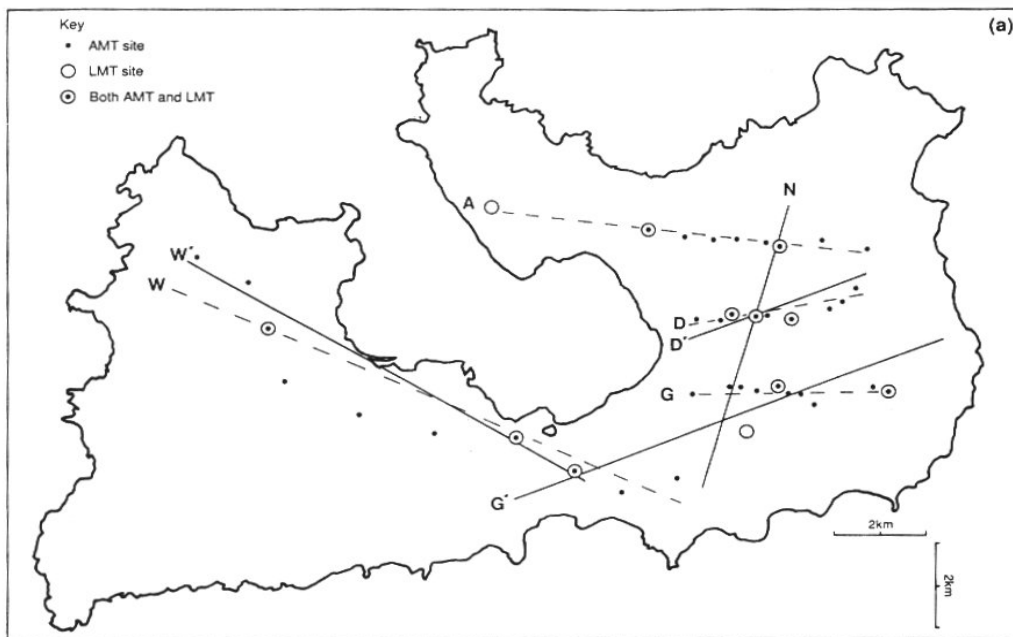
Εικόνα 4.5. Χάρτης φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων για διάταξη Schlumberger και ημιανάπτυγμα ηλεκτροδίων ρεύματος ΑΒ/2=100m (Τσόκας, 1985). ([Επιστροφή](#))



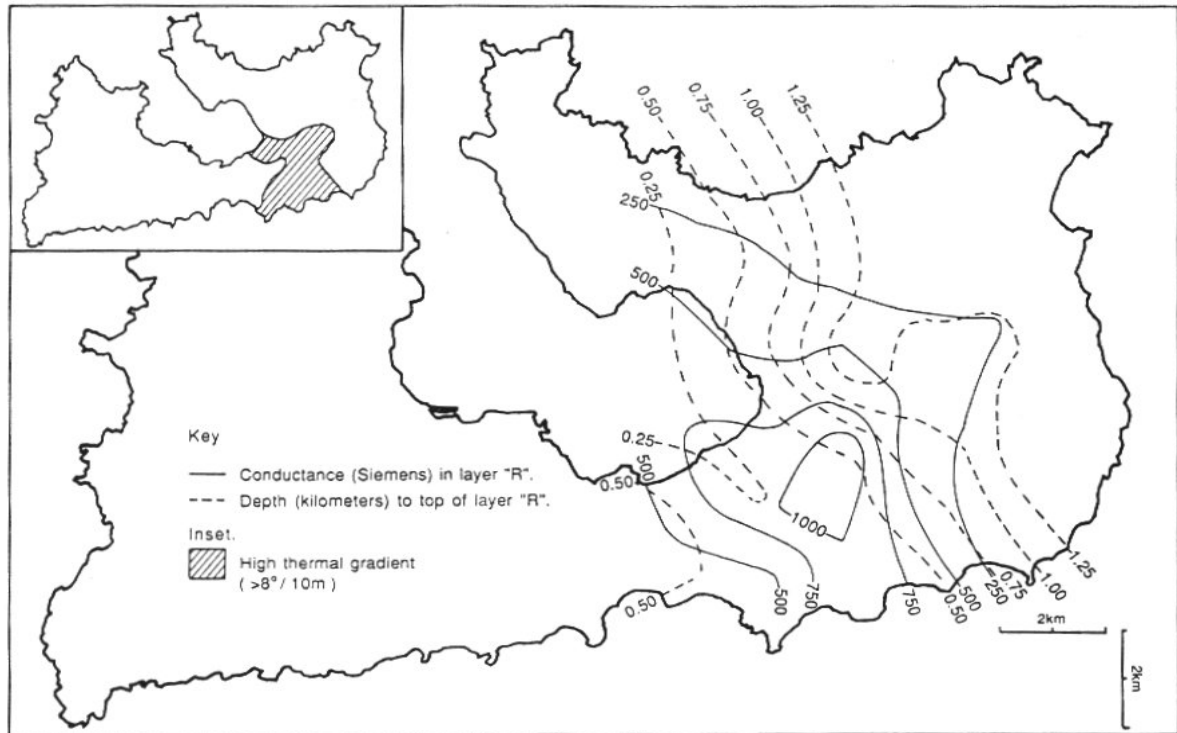
Εικόνα 4.6. Χάρτης ελάχιστων φαινόμενων αντιστάσεων (διάταξη Schlumberger – Duprat, (1973). ([Επιστροφή](#))



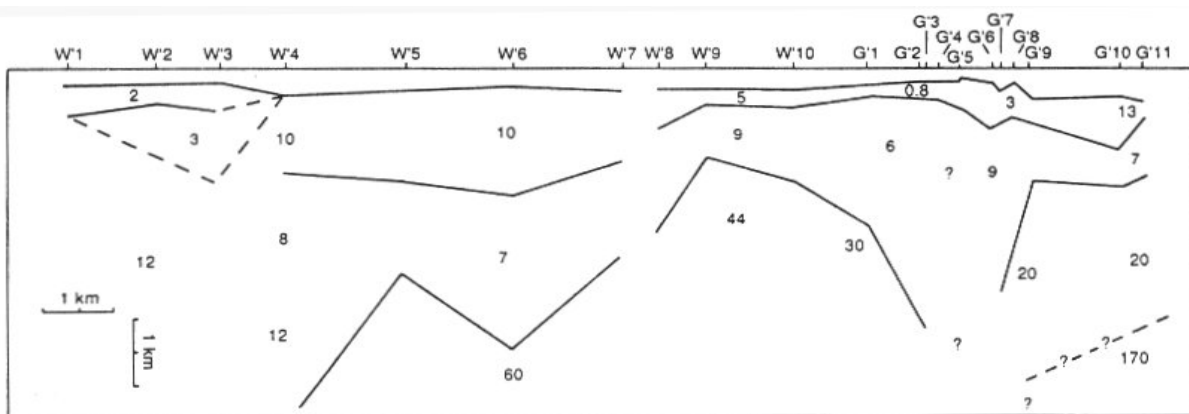
Εικόνα 4.7. Συγκριτική παρουσίαση των γεωτρήσεων M1 και M2 και γεωηλεκτρικών μοντέλων από παραπλήσιες βαθσκοπήσεις (CGG). ([Επιστροφή](#))



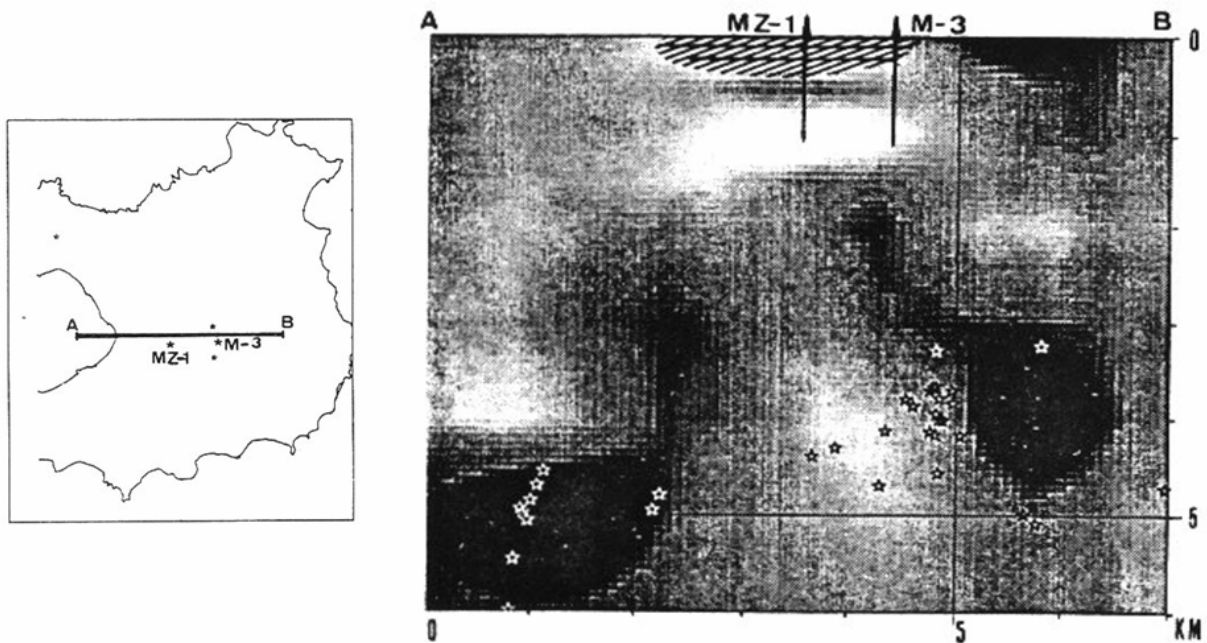
Εικόνα 4.8. Χάρτης εμφανίζων τις τοποθεσίες των MT/AMT διασκοπήσεων. Μετρήσεις έγιναν περίπου κατά μήκος των (διακεκομένων) γραμμών A, D, G, W. Οι (συνεχείς) γραμμές D', G', W', και N χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή ερμηνευτικών ψευδοτομών. Από τους Hutton et al, (1989). ([Επιστροφή](#))



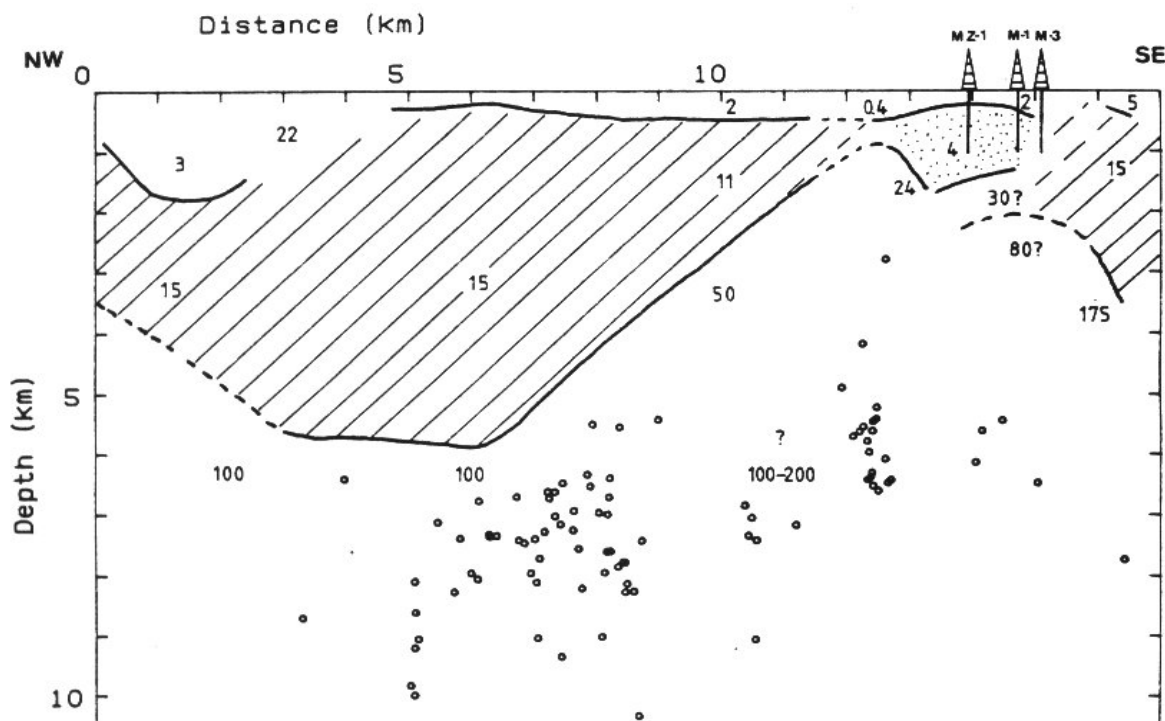
Εικόνα 4.9. Χάρτης της μορφολογίας της ασυνέχειας-R. Σημειώνονται οι ισαγωγιμες (—) και ισοβαθείς (---) γραμμές της οροφής της ασυνέχειας-R. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή του ένθετου χάρτη (άνω αριστερά) αντιστοιχεί στην περιοχή μέγιστης θερμοβαθμίδας. (>8°C/10m). Από τους Hutton et al, (1989). ([Επιστροφή](#))



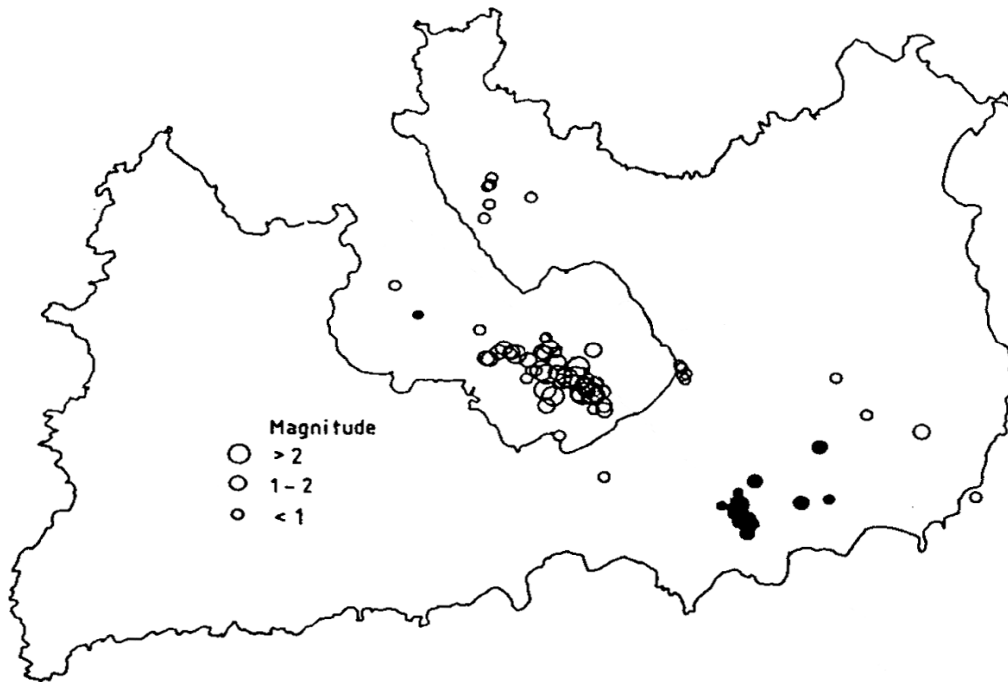
Εικόνα 4.10. Ψευδοτομή ειδικής αντίστασης κατά μήκος των γραμμών W' και G' της Εικόνας 4.8. Από τους Hutton et al, (1989). ([Επιστροφή](#))



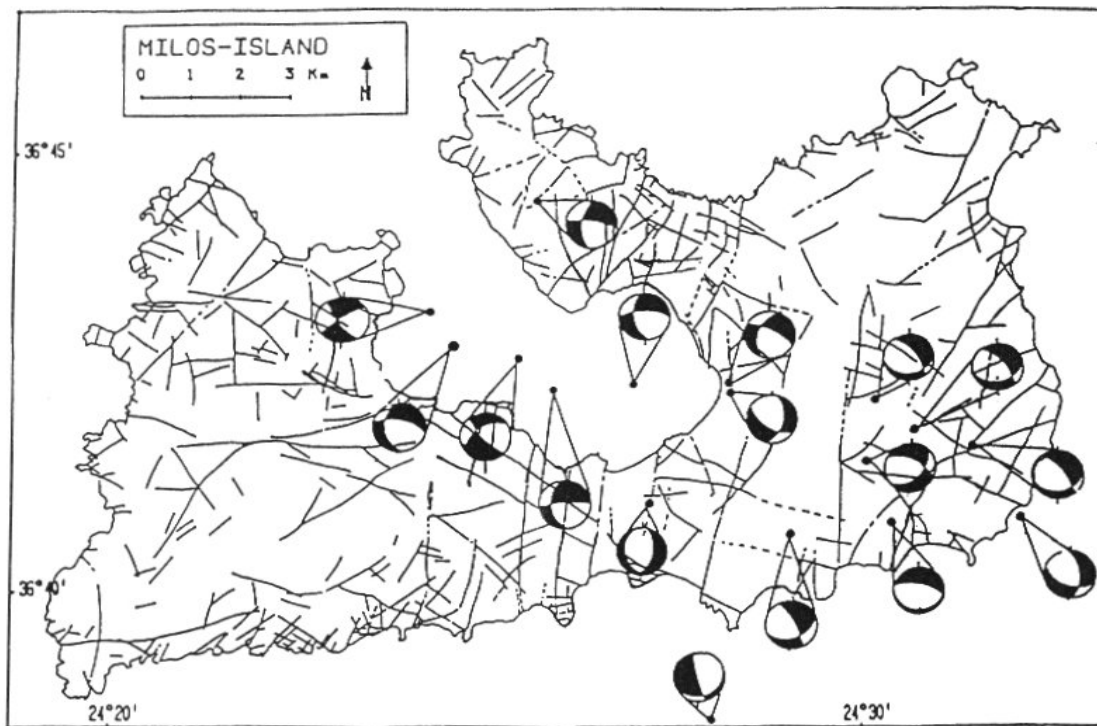
Εικόνα 4.11. Δεξιά παρουσιάζεται τομογράφημα λόγω ταχυτήτων V_p/V_s , από Hirn et al, (1989). Η διαγράμμιση δηλώνει την ζώνη όπου το τομογράφημα είναι *μη ερμηνεύσιμο*. Αριστερά σημειώνεται η θέση της τομής AB και των γεωτρήσεων MZ1 και M3. ([Επιστροφή](#))



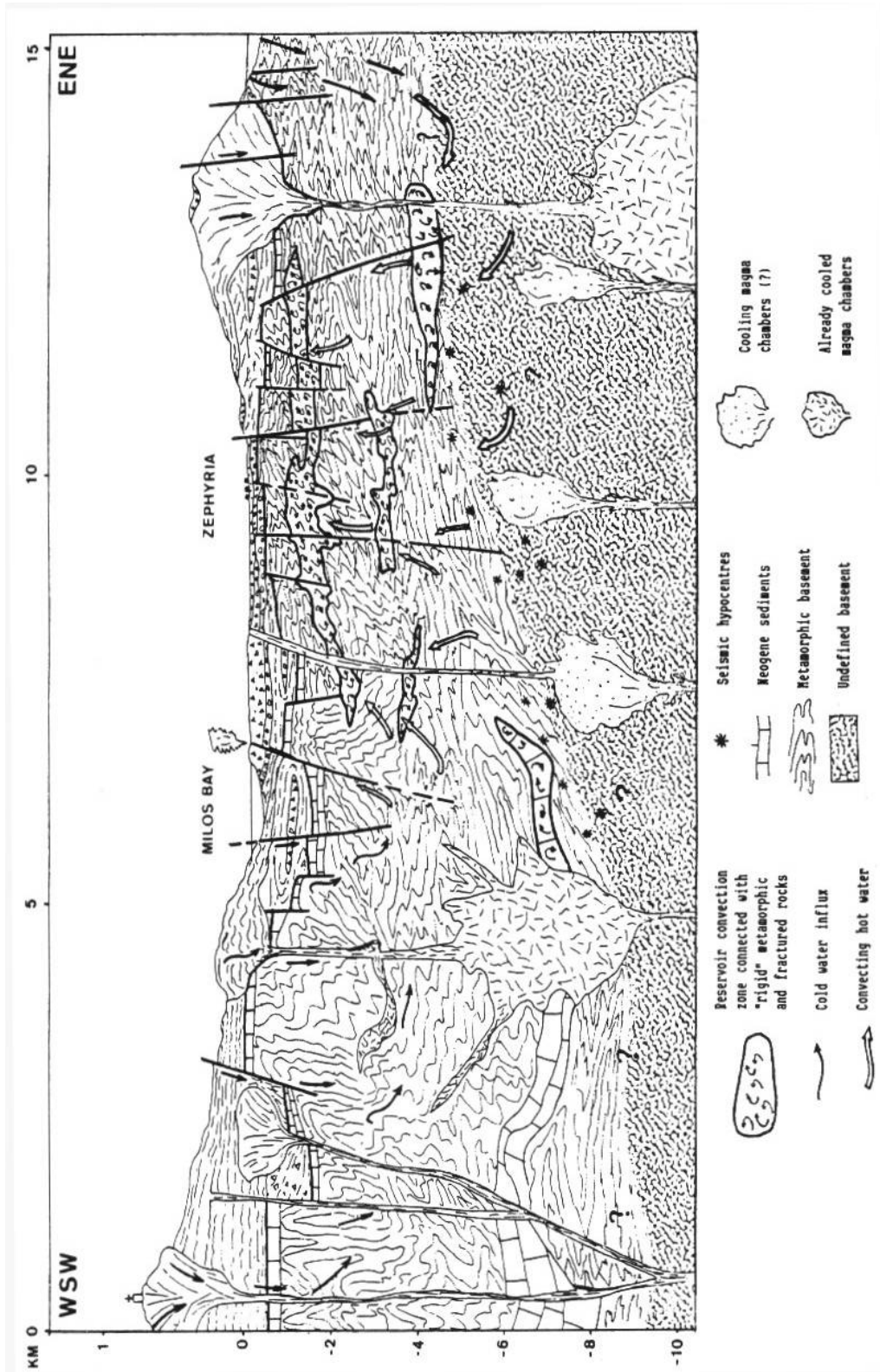
Εικόνα 4.12. *Σύνθετη τομή* κατά πλάτος της κεντρικής-νοτίου Μήλου συνδυάζουσα MT και σεισμικά αποτελέσματα. Η *εστιγμένη* περιοχή αντιστοιχεί στην αγωγήμη ζώνη που συμπίπτει με τον γεωθερμικό ταμειυτήρα. Οι μαύροι κύκλοι δηλώνουν σεισμικά υπόκεντρα. (από Fytikas et al., 1989). ([Επιστροφή](#))



Εικόνα 4.13. Επίκεντρα σεισμών καταγραφέντων από το RWTH Aachen, κατά τα έτη 1986 – 87. Από τους Ochmann et al, (1989). ([Επιστροφή](#))



Εικόνα 4.14. Επιλύσεις μηχανισμών γένεσης των μεγαλύτερων σεισμών που κατεγράφησαν από το RWTH Aachen, κατά τα έτη 1986 – 1987. Από τους Ochmann et al, (1989). ([Επιστροφή](#))



Εικόνα 4.15. Σκαριφηματική γεωλογική τομή κατά μήκος της Μήλου, η οποία επιχειρεί να συνδυάσει και ερμηνεύσει τα αποτελέσματα των γεωθερμικών ερευνών. Από Fytikas et al, 1989. ([Επιστροφή](#))

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Βουτετάκης, Σ.Κ., 1973. Επί της εφαρμογής της μεθόδου γεωηλεκτρικής αντίστασης για έρευνα προβλημάτων γεωθερμικής ενέργειας στην Μήλο. Εκθεση, Ι.Γ.Μ.Ε.
- Clacy, G.R.T., 1968. Geothermal ground noise amplitude and frequency spectra in the New Zealand volcanic region. *J. Geophys. Res.*, 73, 5377-5383.
- Combs, J. and Muffler, L.J.P., 1973. Exploration for geothermal resources. In "Geothermal Energy", Kruger and Otter (Eds.), Stanford, California, 95-128.
- Combs, J. and Hadley, D., 1977. Microearthquake investigation of the Mesa geothermal anomaly, Imperial Valley, California. *Geophysics*, 42, 17-33.
- Corwin, R.F., 1976. Self-potential exploration for geothermal reservoirs. 2nd U.N. Symposium, Proceedings, 2, 937-945.
- Corwin, R.F. and Hoover, D.B., 1979. The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, 44, 226-245.
- Dawson, G.B. and Dickinson, D.J., 1970. Heat flow studies in thermal areas of the North Island of New Zealand. *Geothermics*, special issue 2, 2, 466-473.
- Delibasis, N.D. and Voulgaris, N.S., 1989. Microseismic and seismotectonic study of the island of Lesbos. In European Geothermal Update. Proc. 4th International Seminar on Results of EC Geothermal Energy Research and Demonstration, Florence 1989, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Dickinson, D.J., 1976. An airborne infrared survey of the Tauhara geothermal field, New Zealand. 2nd U.N. Symposium, Proceedings, 2, 955-961.
- Drakopoulos, J.C. and Delibasis, N.D., 1973. Volcanic type micro-earthquake activity in Milos, Greece. *Ann Geof.*, 26, 131-153.
- Drews, C., Fuerch, N., Maurer, H.M., Musmann, G. and Weidelt, P., 1988. Active audiomagnetotellurics on Milos (Greece), for determination of electrical conductivity distribution and their correlation to geothermal anomalies. Final report, E.C. contract No EN-3G-0024-D, Technische Universitaet Braunschweig.
- Duprat, A., 1973. Geoelectric survey on Milos island and Sousaki area. CGG (Massy)-PPC Report.
- Fitterman, D.V. and Corwin, R.F., 1982. Inversion of self-potential data from the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Geophysics*, 47, 938-945.
- Φυτίκας, Μ., 1977. Γεωλογική και γεωθερμική μελέτη της νήσου Μήλος. Διδακτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.
- Fytikas, M., 1989. Updating of the geological and geothermal research on Milos island, *Geothermics*, 18, 485-496.
- Fytikas, M., Garnish, J.D., Hutton, V.R.S., Staroste, E. and Wohlenberg, J., 1989. An integrated model for the geothermal field of Milos, from geophysical experiments. *Geothermics*, 18, 611-621.
- Galanopoulos, D., Lagios, E., Dawes, G.J.K. and Hobbs, B.A., 1998. Geoelectric structure of Sousaki geothermal area (Greece) deduced from two-dimensional magnetotelluric studies, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 1(4), 60-74.
- Gislason, G., Armannsson, H. and Hauksson, T., 1978. Krafla, Temperature conditions and gases in the geothermal reservoir (in Icelandic), OS-JHD-7846, National Energy Authority, Reykjavik.
- Grannell, R.B., Simila, G., Whitcomb, J.H., Aronstam, P.S. and Clover, R.C., 1981. An assessment of applicability of using precise surface gravity measurements to monitor the response of a geothermal field to exploitation. Report, Lawrence Berkeley Laboratories.
- Hermance, J.F., 1973. An electrical model for the sub-Icelandic crust. *Geophysics*, 38, 3-13.
- Hermance, J.F., Thayer, R.E. and Bjoernsson, A., 1976. The telluric-magnetotelluric method in the regional assessment of geothermal potential. 2nd U.N. Symposium, Proceedings, 2, 1037-1048.
- Hersir, G.P., Bjoernsson, A. and Pedersen, L.B., 1984. Magnetotelluric survey across the active spreading zone in southwest Iceland. *J. Volc. Geoth. Res.*, 20, 253-265.
- Hirn, A., Sachpazi, M. and Necessian, A., 1989. Elements for a model of the geothermal field of Milos from seismological data. *Geothermics*, 18, 579-595.
- Hochstein, M.P. and Hunt, T.M., 1970. Seismic, gravity and magnetic studies, Broadlands geothermal field. *Geothermics*, special issue 2, 2, 333-346.

- Hunt, T.M., 1977. Recharge of water in Wairakei geothermal field determined from repeat gravity measurements. *New Zealand J. Geology Geophysics*, 20, 303-317.
- Hutton, V.R.S., Galanopoulos, D., Dawes, G.J.K. and Pickup, G.E., 1989. A high resolution magnetotelluric survey of the Milos geothermal prospect. *Geothermics*, 18, 521-532.
- Θανάσουλας, Κ., 1983α. Τεχνική έκθεση για την εκτέλεση βαρυτομετρικών μετρήσεων στην νήσο Μήλο. Έκθεση, Ι.Γ.Μ.Ε., 19pp.
- Θανάσουλας, Κ., 1983β. Γεωηλεκτρική αναγνωριστική μελέτη της Δυτικής Μήλου. Έκθεση, Ι.Γ.Μ.Ε., 10pp.
- Θανάσουλας, Κ. και Τσόκας, Γρ., 1985. Τεχνική έκθεση για την εκτέλεση μετρήσεων πεδίου βαρύτητας στην Κίμωλο. Έκθεση, Ι.Γ.Μ.Ε.
- Isherwood, W.F., 1976. Gravity and magnetic studies of The Geysers-Clear Lake geothermal region, California, U.S.A. 2nd U.N. Symposium, Proceedings, 2, 1065-1073.
- Ito, H., De Vilbiss, J. and Nur, A., 1979. Compressional and shear waves in saturated rocks during water-steam transition. *J. Geophys. Res.*, 84, 4731-4735.
- Iyer, H.M., Oppenheimer, D.H. and Hitchcock, T., 1979. Abnormal P-wave delays in The Geysers-Clear Lake geothermal area, California. *Science*, 204, 495-497.
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H., 1977. Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. In "the Earth's Crust", J.G. Heacock (Ed.), American Geophysical Union Monograph No. 20, Washington, 626-675.
- Lagios, E., Tzanis, A., Delibasis, N., Drakopoulos, J. and Dawes, G.K.J., 1994. The geothermal exploration of Kos island, Greece: Magnetotelluric and microseismicity studies. *Geothermics*, 23, 267-281.
- Lagios, E., Galanopoulos, D., Hobbs, B.A. and Dawes, G.K.J., 1998. Two-dimensional magnetotelluric modelling of the Kos Island geothermal region (Greece), *Tectonophysics*, 287, 157-172.
- Meidav, T., 1970. Application of electrical resistivity and gravimetry in deep geothermal exploration. *Geothermics*, special issue 2, 2, 1310-1322.
- Ochmann, N., Hollnack, D. and Wohlenberg, J., 1989. Seismological exploration of the Milos geothermal field. *Geothermics*, 18.
- O'Connell, R. and Budiansky, B., 1974. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, 79, 5412-5426.
- Ottlik, P., Galfi, J., Horvath, F., Korim, K. and Stegena, L., 1981. The low enthalpy geothermal resource of the Pannonian basin, Hungary, in L. Rybach and L.J.P. Muffler (eds), *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, Wiley, 221 – 245.
- Palmason, G., 1976. Geophysical methods in geothermal exploration. 2nd U.N. Symposium, Proceedings, 2, 1175-1184.
- Papanikolaou, D., 1988. Structural analysis of the Milos geothermal field. Report, Public Power Corporation, Geothermal Division, 114pp.
- Papanikolaou, D., Lekkas, E., Syskakis, D. and Adamopoulou, E., 1993. Correlation of Neotectonic structures with the geodynamic activity in Milos during the earthquakes of March 1992, *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/3, 413-428.
- Risk, G.F., 1976. Detection of buried zones of fissured rock in geothermal fields using resistivity anisotropy measurements. 2nd U.N. Symposium, Proceedings, 2, 1191-1198.
- Rybach, L., 1981. Geothermal Systems, conductive heat flow, geothermal anomalies. In "Geothermal systems: Principles and Case Histories, L. Rybach and L.J.P. Muffler (Eds.), Wiley, New York.
- Simeakis, C., 1985. Neotectonic evolution of the Milos island complex. Report, Institute of Geological and Mining Research - IGME, pp 50 (in Greek).
- Thanasoulas, C. P., 1989. Application of the self potential technique over the Milos geothermal test site, *Geothermics*, 18, 497-505.
- Τσόκας, Γρ., 1985. Γεωφυσική διασκόπηση των νησιών Μήλος και Κίμωλος. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Thayer, R.E., Bjoernsson, A., Alvarez, L. and Hermance, J.F., 1981. Magma genesis and crustal spreading in the northern neovolcanic zone of Iceland: telluric-magnetotelluric constraints. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65, 423-442.

- Tzanis, A., and Lagios, E., 1994a. Magnetotelluric exploration of Sousaki geothermal prospect, Corinth Prefecture, Greece: The first results. *Proceedings*, 2nd Congress of the Hellenic Geophys. Union, Florina, Greece, 5-7 May 1993, vol 2, 229-243.
- Tzanis, A. and Lagios, E., 1994b. Magnetotelluric reconnaissance in Methana Peninsula volcanic complex, (West Saronikos gulf, Greece), Πρακτικά 7ου Συνεδρίου Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας, *Δελτίο Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας*, **XXX/5**, 15-26.
- Ward, P.L. and Jacob, K.H., 1971. Microearthquakes in the Ahuachapan geothermal field, El Salvador, Central America. *Science*, 173, 328-330.
- Whiteford, P.C., 1976. Studies of the propagation and source location of geothermal seismic noise. 2nd U.N. Symposium, *Proceedings*, 2, 1263- 1271.
- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. 2nd U.N. Symposium, *Proceedings*, 2, 1299-1309.
- Zohdy, A.A.R., Anderson, L.A. and Muffler, L.J.P., 1973. Resistivity, self-potential and induced polarization surveys of a vapor dominated geothermal system. *Geophysics*, 38, 1130-1144.