



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΥΔΡΟΘΕΡΜΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΘΕΡΜΟΠΥΛΩΝ



Από τον:
ΘΕΟΔΩΡΟ Ε. ΚΟΥΤΣΑΝΔΡΕΑ
Α.Μ: 1114201300059

Επιβλέπων:
ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ
Καθηγητής

ΑΘΗΝΑ 2021

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περιεχόμενα.....	1
Πρόλογος.....	3
Περίληψη.....	4
<u>ΜΕΡΟΣ Α:</u>	
<u>1.Υδροθερμικά – Γεωθερμικά Συστήματα.....</u>	5
<i>Συστήματα πρόσφατης μαγματικής διείσδυσης.....</i>	<i>5</i>
1.2 Ροή θερμότητας.....	7
1.3 Ενθαλπία των Μαγματικών διεισδύσεων και μετάδοση θερμότητας μέσω αγωγής.....	7
1.4 Μετάδοση θερμότητας μέσω υδροθερμικών ρευστών.....	7
1.5 Κατανομή Φάσεων.....	7
<i>Συστήματα υγρής φάσης.....</i>	<i>8</i>
<i>Συστήματα αέριας φάσης.....</i>	<i>8</i>
<i>Υβριδικά συστήματα.....</i>	<i>8</i>
1.6 Υδροθερμικά συστήματα και οι ρίζες τους.....	9
1.7 Χαρακτηριστικά γεωθερμικών ρευστών.....	9
<i>Χημική σύσταση αερίων.....</i>	<i>9</i>
<i>Χημική σύσταση νερού.....</i>	<i>10</i>
<i>Προέλευση υδροθερμικού νερού και ηλικία συστημάτων.....</i>	<i>10</i>
1.8 Αέρια ηφαιστειακών, μαγματικών και υδροθερμικών συστημάτων.....	11
<i>Διαφυγή αερίων από το έδαφος</i>	<i>11</i>
<i>Χημική σύσταση ηφαιστειακών αερίων.....</i>	<i>12</i>
<i>Ευγενή αέρια και σταθερά ισότοπα.....</i>	<i>13</i>
<i>Διαδικασία απαέρωσης μάγματος.....</i>	<i>14</i>
<i>Κορεσμός πτητικών.....</i>	<i>14</i>
1.9 Θερμοδυναμική ηφαιστειακών και υδροθερμικών αερίων.....	15
<i>Πτητικότητα νερού.....</i>	<i>16</i>
<i>Πτητικότητα υδρογόνου.....</i>	<i>16</i>
1.10 Άνοδος του μάγματος και απαέρωση του στα ρηχά τμήματα του φλοιού.....	16
<i>Φυσαλίδες.....</i>	<i>16</i>
1.11 Υδροθερμικά ορυκτά.....	17

ΜΕΡΟΣ Β:

<u>2. Γεωδυναμικό - Γεωλογικό - Γεωθερμικό Καθεστώς Ελλάδας</u>	17
2.1 Γεωδυναμικό καθεστώς Ελλάδας.....	17
2.2 Γεωλογικό καθεστώς Ελλάδας.....	19
<i>Εξωτερικές Ελληνίδες</i>	19
<i>Εσωτερικές Ελληνίδες</i>	19
<i>Ελληνική Ενδοχώρα</i>	20
2.3 Γεωθερμικό καθεστώς Ελλάδας.....	20

ΜΕΡΟΣ Γ:

<u>3. Γεωδυναμικό – Γεωλογικό - Γεωθερμικό Καθεστώς Λεκάνης Σπερχειού</u>	22
3.1 Λεκάνη Σπερχειού.....	22
3.2 Περιοχή Θερμοπυλών	24
<i>Αποθέσεις τραβερτίνη</i>	25
3.3 Μετρήσεις στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας.....	25
3.4 Συμπεράσματα.....	28
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	29

Πρόλογος

Η παρούσα εργασία αποτελεί Διπλωματική Εργασία στο πλαίσιο του προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Η επιλογή του θέματος έγινε σε συνεννόηση και υπό την επίβλεψη του κ. Κωνσταντίνου Κυριακόπουλου. Οι δειγματοληψίες πραγματοποιήθηκαν σε συνεργασία με το Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) του Παλέρμο με επικεφαλής τον Walter D'Alessandro. Οι γεωχημικές αναλύσεις των δειγμάτων πραγματοποιήθηκαν στο ινστιτούτο και τα αποτελέσματα αυτών απεικονίζονται και αξιολογούνται.

Ευχαριστώ τον κ. Κυριακόπουλο για τη συνεχή υποστήριξη και τη συμβολή του τόσο κατά τις δειγματοληψίες όσο και κατά την συγγραφή της εργασίας. Ευχαριστώ επίσης τον κ. Walter D' Alessandro και το INGV για την ανάλυση των δειγμάτων. Τέλος, ευχαριστώ την κα Κυριακή Δασκαλοπούλου για τη πρόσβαση την οποία μου επέτρεψε στα αποτελέσματα των ερευνών της, προτού δημοσιευθούν.

Περίληψη

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται γενικά στοιχεία και χαρακτηριστικά που διέπουν τα υδροθερμικά συστήματα και ειδικότερα τα χαρακτηριστικά που παρουσιάζει το υδροθερμικό σύστημα των Θερμοπυλών. Τα υδροθερμικά συστήματα των Θερμοπυλών και της ευρύτερης περιοχής, αποτελούν την επιφανειακή εκδήλωση του ενεργού υδροθερμικού πεδίου το οποίο σχηματίστηκε γύρω από το ηφαιστειακό κέντρο των Λιχάδων. Τα ηφαιστειακά νησιά των Λιχάδων βρίσκονται στο κεντρικό τμήμα του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και αποτελούνται από τραχιανδεσιτικές λαβές ηλικίας 0,5 Ma. Ο έντονος τεκτονισμός και τα συστήματα ρηγμάτων της περιοχής έχουν συμβάλει καθοριστικά στην κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών. Οι θερμές πηγές των Θερμοπυλών τροφοδοτούνται από ένα βαθύτερο μητρικό υδροθερμικό ρευστό στο οποίο έχει αναμειχθεί και υπεδαφικό νερό. Το βαθύτερο υδροθερμικό ρευστό είναι μείγμα τοπικού υπεδαφικού νερού (~26,3%), θαλάσσιου νερού (~56%) και μαγματικού νερού (~17,7%). Η μαγματική συνεισφορά είναι μεταξύ 1,5% και 3,8%.

ΜΕΡΟΣ Α

1. Υδροθερμικά-Γεωθερμικά Συστήματα:

Τα γεωθερμικά πεδία εμφανίζονται κυρίως σε περιοχές όπου παρατηρείται υψηλή θερμική ροή και τεκτονικές συνθήκες κατάλληλες ώστε να υπάρξει ταχεία κυκλική ροή ρευστών μέσω των ρηγματώσεων. Οι περιοχές αυτές βρίσκονται κατά μήκος ή κοντά σε α) σύγκλιση τεκτονικών πλακών, β) όρια πλευρικής ολίσθησης, γ) πεδία εφελκυσμού ή διάνοιξης και δ) θερμές κηλίδες, όπου αναπτύσσεται το 95% της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Τα γεωθερμικά συστήματα συχνά παράγουν θερμές πηγές και αμιίδες (fumaroles) ως επιφανειακές εκδηλώσεις της υποκείμενης υδροθερμικής δραστηριότητας (Sigurdsson et al. 2015). Οι θερμές πηγές αποτελούν επιφανειακές εκδηλώσεις θερμών ρευστών στη λιθόσφαιρα (Daskaloroulou).

Η υδροθερμική δραστηριότητα μπορεί να αναπτυχθεί λόγω:

1. Πρόσφατης μαγματικής διείσδυσης στα ανώτερα τμήματα του φλοιού, η οποία προκάλεσε δίκτυο ρηγματώσεων και αύξηση της θερμικής ροής.
2. Τεκτονικών δομών που επιτρέπουν την κίνηση των ρευστών κατά μήκος ρηγμάτων και συστημάτων/ δικτύων ρηγματώσεων.
3. Βαθέων ιζηματογενών ταμιευτήρων και συστημάτων αυξημένης πίεσης.
4. Θερμών πετρωμάτων.
5. Υπερκρίσιμων συστημάτων, συνδεδεμένα ή όχι με την ύπαρξη μάγματος.

Τα συστήματα που σχετίζονται με μαγματική διείσδυση, είναι και τα θερμότερα ($T \geq 220^\circ\text{C}$). Πεδία εφελκυσμού και πλευρικής ολίσθησης παρέχουν εκτεταμένα δίκτυα ρηγματώσεων που επιτρέπουν ευρεία κίνηση των ρευστών στον ανώτερο φλοιό (Sigurdsson et al. 2015).

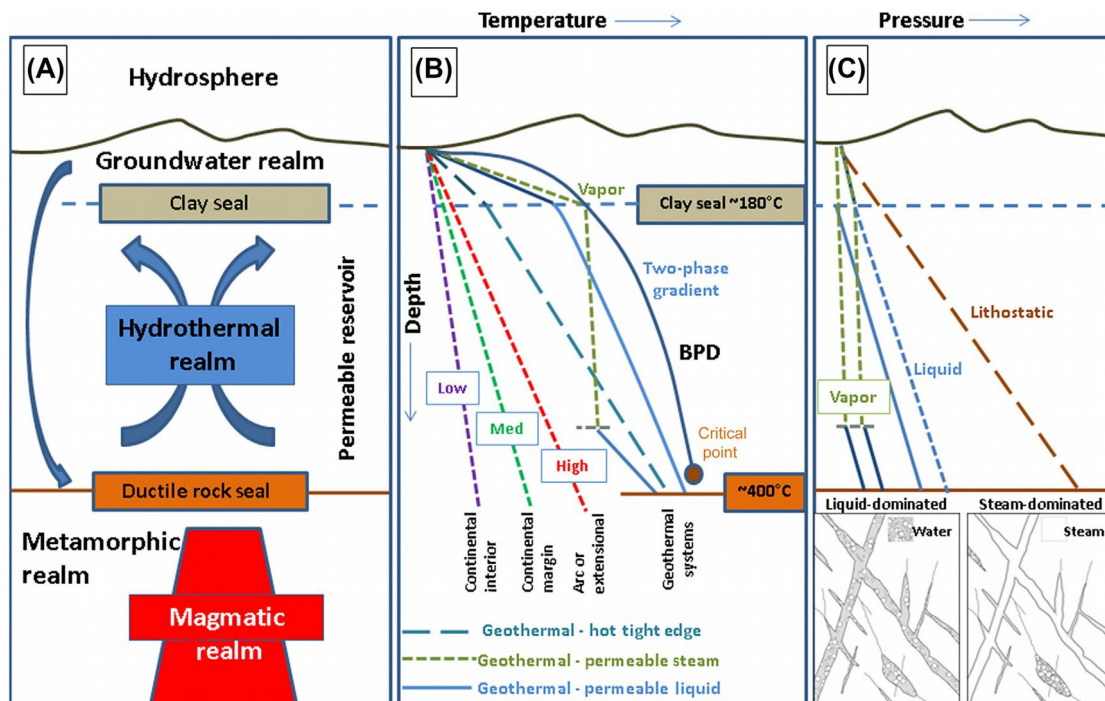
Συστήματα πρόσφατης μαγματικής διείσδυσης:

Τα συστήματα αυτά σχετίζονται με ηφαιστειότητα εντός της Τεταρτογενούς περιόδου και ρηχές (<6 km) μαγματικές διεισδύσεις. Βασικά στοιχεία αυτού του τρόπου μεταφοράς ενέργειας και μάζας είναι:

1. Πηγή θερμότητας.
2. Περαιτά πετρώματα.
3. Ύπαρξη νερού που θα μεταφέρει θερμότητα και διαλύματα.

Κυρίως η τεκτονική και οι υδροθερμικές ρηγματώσεις δημιουργούν τους διαπερατούς σχηματισμούς. Το μετεωρικό νερό από προγενέστερες κατακρημνίσεις, κατεισδύει σε βάθη ακόμα και μερικών χιλιομέτρων στο φλοιό, θερμαίνεται λόγω της υψηλής γεωθερμικής βαθμίδας που προκάλεσε η διείσδυση του μάγματος και τίθεται σε ανοδική κίνηση. Σε παραθαλάσσιες περιοχές, το κύριο ρευστό πιθανόν να είναι το θαλασσινό νερό αντί του μετεωρικού. Στα περισσότερα γεωθερμικά συστήματα υπάρχει ένα αργιλικό κάλυμμα που μερικώς μονώνει το σύστημα από το υπόγειο νερό που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια. Στα γεωθερμικά συστήματα που σχετίζονται με μαγματική διείσδυση οι θερμοκρασίες κυμαίνονται από 220 °C έως 350 °C και τα βάθη του ταμιευτήρα κυμαίνονται από ≤ 1 έως 3 km. Η περατότητα των πετρωμάτων μειώνεται αυξανόμενου του βάθους και σπανίως καθίσταται αξιόλογη σε βάθη μεγαλύτερα από 4 km. Τα σχετιζόμενα με μαγματική διείσδυση γεωθερμικά συστήματα συνδέουν τη μαγματική διείσδυση στο φλοιό, τη κυκλική κίνηση του νερού στο υδροθερμικό σύστημα και τη ροή του υπεδαφικού νερού (Εικ.1 Α) (Sigurdsson et al. 2015).

Παρότι όπως θα δούμε στη συνέχεια είναι πιθανό να υπάρξει μεταφορά νερού και αερίων μαγματικής προέλευσης απευθείας στο υδροθερμικό σύστημα, οι μαγματικοί θάλαμοι κατά κύριο λόγο είναι μονωμένοι από την υπερκείμενη περιοχή από ένα πλάστιμο, χαμηλής περατότητας πέτρωμα, σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες του ορίου μετάβασης εύθραυστου - εύπλαστου (brittle-ductile transition). Αντίστοιχα, χαμηλής θερμοκρασίας άργιλοι σχηματίζονται άνωθεν του υδροθερμικού συστήματος περιορίζοντας την απευθείας επικοινωνία με το ρηχό υπεδάφικό νερό. Περιφερειακά αυτού του καλύμματος, κατεισδύει μεταωρικό νερό το οποίο τροφοδοτεί το σύστημα. Εντός του ταμιευτήρα το ζεστό νερό ανέρχεται λόγω μικρότερης πυκνότητας (Εικ.1). Το μεταωρικό νερό που κατεισδύει, θερμαίνεται, ανέρχεται, ψύχεται, κατεισδύει εκ νέου και επαναλαμβάνει τη κυκλική αυτή ροή, αποτελεί το κύριο ρευστό στα περισσότερα γεωθερμικά συστήματα (Sigurdsson et al. 2015).



Εικ.1: **A)** Μαγματική διεϊσδωση παρέχει την απαραίτητη θερμότητα ώστε να προκαλέσει την κυκλική κίνηση του ρευστού στον υδροθερμικό θάλαμο (Hydrothermal realm). Μικρής περατότητας σχηματισμοί δημιουργούν συνθήκες μόνωσης στον πυθμένα (πλάστιμο πέτρωμα, καφέ γραμμή) και τη κορυφή (αργιλικό κάλυμμα, διακεκομμένη μπλε γραμμή) του υδροθερμικού θαλάμου, περιορίζοντας την άμεση επικοινωνία των ρευστών εντός του θαλάμου με τις εκτός θαλάμου περιοχές. Μεταωρικό νερό κατεισδύει από την περιφέρεια του αργιλικού καλύμματος (κατερχόμενο βέλος) ενώ θερμό ρευστό ανέρχεται λόγω άνωσης-μικρότερης πυκνότητας. **B)** Προφίλ θερμότητας υδροθερμικών πεδίων σε διαφορετικά γεωτεκτονικά καθεστάτα. Στον πυρήνα του συστήματος πιθανόν οι θερμοκρασίες να αγγίζουν την BPD*. Οι θερμοκρασίες είναι γενικά χαμηλότερες από την BPD αλλά υψηλές σε σύγκριση με περιοχές όπου η θερμότητα μεταφέρεται αποκλειστικά μέσω αγωγής. Συνθήκες συστημάτων αέριας φάσης είναι πιθανό να σχηματιστούν στα ρηχότερα τμήματα αν δεν υπάρξει επαφή με υπόγειο νερό. **C)** Προφίλ πίεσης σε διάφορα σημεία του υδροθερμικού συστήματος. Η υδροστατική βαθμίδα απαντά σε ολόκληρο τον υδροθερμικό θάλαμο. Ωστόσο οι πιέσεις είναι συνήθως υποϊδροστατικές ως προς την επιφάνεια, σε μεγάλο υψομέτρου συστήματα. Η λιθοστατική πίεση κυριαρχεί κάτω από τον στεγανό πυθμένα του συστήματος. Η πίεση της υγρής ή αέριας φάσης πιθανόν να κυριαρχεί στο πυρήνα του συστήματος ανάλογα με την ιστορία και το βαθμό απομόνωσης του από το υπόγειο νερό (Sigurdsson et al. 2015).

* (BPD: Η θερμοκρασία στην οποία το ανερχόμενο νερό αρχίζει να βράζει συναρτήσει του βάθους. Δεν αποτελεί ωστόσο ακριβή δείκτη της μέγιστης θερμοκρασίας και πίεσης στην οποία βρέθηκε.) (Sigurdsson et al. 2015).

1.2 Ροή θερμότητας:

Το μεγαλύτερο ποσοστό θερμότητας στον πλανήτη παρήχθη κατά την έλξη, σύγκρουση και ενοποίηση των σωμάτων που έπεφταν στη Γη λόγω βαρυτικής έλξης. Η θερμοκρασία στο όριο μεταξύ εσωτερικού και εξωτερικού πυρήνα εκτιμάται στους 6.000 °C . Επίσης ένα ποσοστό της θερμότητας παρήχθη στο πέρασμα του χρόνου από τη διάσπαση ραδιενεργών στοιχείων όπως U, Th και K. Η θερμότητα αυτή μεταφέρεται μέσω του μανδύα και του φλοιού στην επιφάνεια της Γης. Ωστόσο οι μαγματικές διεισδύσεις στα ανώτερα τμήματα του φλοιού αποτελούν τη κυριότερη πηγή θερμότητας των γεωθερμικών πεδίων (Sigurdsson et al. 2015).

1.3 Ενθαλπία των Μαγματικών διεισδύσεων και μετάδοση θερμότητας μέσω αγωγής:

Η ενθαλπία του μαγματικού θαλάμου εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία και τον όγκο του μάγματος. Η αγωγή θερμότητας γύρω από το μαγματικό θάλαμο εξαρτάται από τη θερμοκρασία του μάγματος, το βάθος του και τη θερμική αγωγιμότητα του πετρώματος (Sigurdsson et al. 2015).

1.4 Μετάδοση θερμότητας μέσω υδροθερμικών ρευστών:

Ψυχρό νερό (μετεωρικό) κατεισδύει μέσω των θερμότερων πετρωμάτων σε χρονικό διάστημα μερικών χιλιάδων χρόνων, θερμαίνεται, αναμιγνύεται δυνητικά με τα ρευστά του μάγματος και ανέρχεται λόγω πυκνότητας. Το νερό αυτό μπορεί να φτάσει ως την επιφάνεια ή να διαχυθεί στο υπεδafικό νερό της περιοχής (Sigurdsson et al. 2015).

Η μετάδοση θερμότητας μέσω μεταφοράς είναι πολύ αποτελεσματικότερος τρόπος από την μετάδοση μέσω αγωγής και αποτελεί βασικό χαρακτηριστικό των γεωθερμικών συστημάτων. Ορισμένες φορές προκαλεί ιδιαίτερες επιφανειακές εκδηλώσεις όπως geysers, ατμίδες και θερμές πηγές. Ο ρυθμός μετάδοσης της θερμότητας μέσω μεταφοράς, εξαρτάται από το βάθος που φτάνει το νερό κατά την κυκλική κίνηση, τη θερμοκρασία του ταμιευτήρα και τη μάζα του νερού (Sigurdsson et al. 2015).

1.5 Κατανομή Φάσεων:

Η πλειοψηφία των γεωθερμικών συστημάτων κυριαρχείται από την υγρή φάση, δηλαδή περιέχει κυρίως νερό σε υγρή μορφή, στα κενά και τους πόρους (συστήματα υγρής φάσης). Η συνύπαρξη δύο φάσεων, υγρής και αέριας, (υβριδικά συστήματα) είναι πιο συνηθισμένη σε περιοχές έντονης ανόδου θερμών υδάτων και στα ρηχότερα τμήματα στεγανών ταμιευτήρων. Σπανιότερα, ένα τμήμα του ταμιευτήρα περιέχει την αέρια ως κυρίαρχη φάση σε ένα ρηχό κάλυμμα ή σε ολόκληρο το σύστημα-ταμιευτήρα (συστήματα αέριας φάσης) (Sigurdsson et al. 2015).

Συστήματα υγρής φάσης:

Τα συστήματα στα οποία κυριαρχεί η υγρή φάση περιέχουν νερό σε όλα τα κενά και τους πόρους. Ωστόσο, φυσαλίδες ατμού και αέρια είναι πιθανό να υπάρχουν σε περιοχές συνύπαρξης των δύο φάσεων. Η ανατροφοδότηση των υπόγειων υδάτων δε θεωρείται περιορισμένη όπως στα συστήματα αέριας φάσης και είναι πιθανό να υπάρχει ανεπτυγμένη σύνδεση ανάμεσα σε ρηχή και βαθιά τροφοδότηση από μετεωρικό νερό. Τα θερμά ύδατα από τους ταμιευτήρες συχνά αναβλύζουν στην επιφάνεια ως πηγές με αποθέσεις χλωρίτη (από υδροθερμική εξαλλοίωση). Αν το θερμό ρευστό ανέρχεται ταχέως, τότε σχηματίζονται πηγές κοχλάζοντων υδάτων (boiling springs) ή ατμοπίδακες (geysers). Οι ταμιευτήρες υγρής φάσης έχουν μέγιστες θερμοκρασίες της τάξης των 370 °C και αλατότητα με μεγάλες διακυμάνσεις (~500 - 125,000mg/l, κατά μέσο όρο ~10,000mg/l) (Sigurdsson et al. 2015).

Συστήματα αέριας φάσης:

Η ανάπτυξη συστημάτων αέριας φάσης στον φλοιό είναι εξαιρετικά σπάνια και απαιτεί ισχυρή πηγή θερμότητας και καμία επαφή με τα υπόγεια ύδατα. Αυτές οι συνθήκες είναι εξαιρετικά δύσκολο να σχηματιστούν εκτός από τα μικρού βάθους τμήματα του φλοιού, καθώς η χαμηλή πίεση που ασκείται από μία στήλη αέρα σε σχέση με την υδροστατική, μπορεί να διατηρηθεί μοναχά εφόσον ο ταμιευτήρας είναι μονωμένος από υδροφόρα πετρώματα. Επιφανειακές εκδηλώσεις υδροθερμικών συστημάτων που σχετίζονται με αέριας φάσης συστήματα, αποτελούνται από ατμίδες (fumaroles), mud pots και όξινες θερμές πηγές (acid hot springs). Η θερμοκρασία και η πίεση (T και P) του ρευστού αυξάνονται αυξανόμενου του βάθους. Ωστόσο μέσα στον ταμιευτήρα η θερμοκρασία και η πίεση είναι κοντά στη μέγιστη ενθαλπία (το ολικό ποσό θερμότητας που περιέχει ένα θερμοδυναμικό σύστημα) "ξηρού" ατμού (~240 °C και 3.3MPa) και παραμένει σχεδόν σταθερή αυξανόμενου του βάθους μέχρι τον πυθμένα της ζώνης αερίου. Ο βρασμός του ενδιάμεσου νερού που βρίσκεται στους πόρους και τα κενά των πετρωμάτων, παρέχει επιπλέον ατμό και λανθάνουσα θερμότητα. Οι ταμιευτήρες-συστήματα αέριας φάσης, είναι γενικά χαμηλότερων θερμοκρασιών από τα συστήματα υγρής φάσης (Sigurdsson et al. 2015).

Υβριδικά συστήματα:

Η υγρή φάση υπόκειται της αέριας η οποία είναι μονωμένη από κάλυμμα που βρίσκεται άνωθεν της και οι πιέσεις των δύο φάσεων βρίσκονται σε ισορροπία. Μικρές παρασιτικές ζώνες αέριας φάσης χαμηλής πίεσης που εκτείνονται από την επιφάνεια μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα βάθος, είναι πιθανόν να σχηματίζουν και να τροφοδοτούν ατμίδες και όξινες θερμές πηγές παρόμοιες με εκείνες που σχετίζονται σε συστήματα αμιγούς αέριας φάσης (Sigurdsson et al. 2015).

Υπάρχουν περιπτώσεις ηφαιστείων (Krafla, Menengai), όπου μένει να εξακριβωθεί αν αποτελούν τον κανόνα ή την εξαίρεση, στις οποίες ο υδροθερμικός ταμιευτήρας διαχωρίζεται από το μάγμα από μία ζώνη ατμού. Δηλαδή στη βάση του συστήματος βρίσκεται το μάγμα το οποίο αποτελεί την πηγή θερμότητας, πάνω από αυτό εντοπίζεται μία ζώνη υπέρθερμου ατμού, και πάνω από αυτή τη ζώνη ο διαφασικός (νερό + ατμός) υδροθερμικός ταμιευτήρας (Sigurdsson et al. 2015).

1.6 Υδροθερμικά συστήματα και οι ρίζες τους:

Η μεταφορά των ρευστών πραγματοποιείται με την κατείσδυση ή άνοδο του νερού και την άνοδο ατμού, μέσω των κενών και των πόρων των πετρωμάτων, πάνω από την πηγή θερμότητας. Ο ανερχόμενος ατμός πιθανόν σχηματίζεται από την καθολική εξάτμιση του κατεισδύοντος υγρού νερού (π.χ. εξαιρείται η περίπτωση μαγματικής προέλευσης του ατμού). Ο ανερχόμενος ατμός πιθανόν συμπυκνώνεται μερικώς ή πλήρως στο ρηχό υπεδαφικό νερό, θερμαίνοντας το. Το ανερχόμενο θερμό νερό σταδιακά θα θερμάνει τα υπερκείμενα πετρώματα και πιθανόν και τα πετρώματα πλευρικά εφόσον υπάρξει πλευρική ροή θερμού νερού. Όταν το υδροθερμικό σύστημα έχει ωριμάσει, το μεγαλύτερο ποσοστό της θερμότητας του συστήματος θα έχει αποθηκευτεί στα πετρώματα παρά στα θερμά ρευστά (Sigurdsson et al. 2015).

Μαγματικά αέρια, ορισμένα εκ των οποίων προσφέρουν στα ρευστά οξέα όταν διαλυθούν σε αυτά, μπορούν να γίνουν πολύ διαβρωτικά. Όξινα ρευστά μπορούν επίσης να σχηματιστούν από την πλήρη εξάτμιση του επανακατεισδύοντος νερού και της επακόλουθης μερικής ή ολικής συμπύκνωσης του στο ρηχότερο υπεδαφικό νερό. Σταδιακά η αλληλεπίδραση νερού-πετρωμάτων θα εξουδετερώσει την οξύτητα αυτών των βαθέων ρευστών καθώς πολλά από τα ορυκτά στα συνήθη πετρώματα, φέρονται ως βάσεις όταν διαλύονται στο νερό, δηλαδή η διάλυση τους προκαλεί τη δέσμευση πρωτονίων. Αν στις ρίζες του ηφαιστειακού υδροθερμικού συστήματος σχηματιστεί υπέρθερμος ατμός, η αποσυμπίεση πιθανόν να οδηγήσει σε έντονη απόθεση πυριτικών. Η διαλυτότητα του πυριτίου στον ατμό είναι μεγάλη σε υψηλή πίεση, αλλά υπό καθεστώς αποσυμπίεσης η διαλυτότητα μειώνεται σημαντικά (Sigurdsson et al. 2015).

Ορισμένα υδροθερμικά συστήματα είναι συστήματα αέριας φάσης και άλλα συστήματα υγρής φάσης. Στα συστήματα υγρής φάσης ο ατμός σχηματίζεται από βρασμό λόγω αποσυμπίεσης, καθώς το υγρό νερό ρέει μέσω του υδροφορέα και ανέρχεται. Η ποσότητα του ατμού που σχηματίζεται, εξαρτάται από την αρχική θερμοκρασία του υδροφορέα και το βαθμό της αποσυμπίεσης (Sigurdsson et al. 2015).

1.7 Χαρακτηριστικά γεωθερμικών ρευστών:

Τα γεωθερμικά ρευστά παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις στη χημική και ισοτοπική σύσταση οι οποίες αντανακλούν τη πηγή και την εξέλιξη των ρευστών (Sigurdsson et al. 2015). Παρότι δεν είναι ακόμα σαφές, έχει προταθεί πως η οξειδοαναγωγική ικανότητα των υδροθερμικών συστημάτων εξαρτάται πρωτίστως από το ζεύγος (FeO)-(FeO_{1.5}).

Χημική σύσταση αερίων:

Τα γεωθερμικά αέρια σχηματίζονται από το μάγμα, από αντιδράσεις των υδροθερμικών ρευστών με τα πετρώματα, από αέρια που περιέχονται στο μετεωρικό νερό και από τα αέρια του πετρώματος (Sigurdsson et al. 2015). Σε αντίθεση με τα ηφαιστειακά αέρια που εκπέμπονται από το μάγμα, τα γεωθερμικά αέρια συνήθως περιέχουν περισσότερο CO₂, λιγότερες ενώσεις του θείου (S) που κατά κανόνα συναντώνται στη μορφή υδρόθειου (H₂S), και μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε

μεθάνιο (CH₄), αμμωνία (NH₃), και άζωτο (N₂), και σπανίως περιέχουν αλογονίδια οξέων. Η σύσταση των αερίων επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από το πέτρωμα-ξενιστή. Για παράδειγμα, αν το πέτρωμα ξενιστής είναι αργιλικό, τότε παράγει αέρια σχετικά υψηλής περιεκτικότητας σε οργανικής προέλευσης H₂S, CH₄, NH₃, και N₂. Αν το πέτρωμα είναι ανθρακικό ή ηφαιστειακό τείνει να παρουσιάζει μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε CO₂ (όπως στη περίπτωση των Θερμοπυλών που θα αναφέρουμε αργότερα). Αν το πέτρωμα είναι ιζηματογενές τότε συνήθως περιέχει περισσότερο CH₄ και NH₃ λόγω οργανικών υπολειμμάτων (Sigurdsson et al. 2015).

Χημική σύσταση νερού:

Η χημική σύσταση των γεωθερμικών ρευστών παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις ανάλογα με τη θερμοκρασία, τις αντιδράσεις με τα πετρώματα του ταμιευτήρα, τον όγκο του νερού σε σχέση με του πετρώματος, το χρόνο παραμονής και την εισροή χημικών στοιχείων από εξωτερικές πηγές (ψυχρό υπόγειο νερό, θαλασσίνο νερό κτλ.). Τα ολικά διαλυμένα στερεά (Total Dissolved Solids ή TDS) στα ρευστά του ταμιευτήρα, σε θερμοκρασίες $\geq 150^{\circ}\text{C}$, κυμαίνονται μεταξύ 1000 έως > 350.000 ppm (περισσότερα από 10 φορές το θαλασσίνο νερό). Τα νερά πολύ υψηλής αλατότητας των ταμιευτήρων τείνουν να παρουσιάζουν υψηλές συγκεντρώσεις Na-K-Ca-Cl. Το διαλυμένο CO₂ είναι συνήθως το αμέσως επόμενο κύριο στοιχείο. Η περιεκτικότητα σε κατιόντα, κυρίως Mg, τείνει να είναι χαμηλή εξαιτίας της αντιστρόφως ανάλογης σχέσης μεταξύ διαλυτότητας των ανθρακικών και θειϊκών, και της θερμοκρασίας. Η περιεκτικότητα σε Si καθώς και ιχνοστοιχεία όπως As, B, Br, και Li, είναι σχετικά υψηλή σε σχέση με τα υπόλοιπα υπόγεια ύδατα. Οι τιμές του pH βρίσκονται μεταξύ 6 και 9. Τα υπεράλμυρα ύδατα μπορεί να είναι πιο όξινα (Sigurdsson et al. 2015).

Συχνά τα ρευστά του ταμιευτήρα φτάνουν στην επιφάνεια αφού έχουν υποστεί χημικές μεταβολές κατά την άνοδό τους λόγω χημικών αντιδράσεων με τα πετρώματα, ανάμιξης με το υπεδαφικό νερό που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια, ή λόγω βρασμού. Αυτά τα νερά συνήθως είναι υπέρκορα σε πυριτικά ή ανθρακικά σε συνθήκες επιφάνειας, και σχηματίζουν αποθέσεις πυριτικού ιζήματος/πετρώματος (Sinter) ή τραβερτίνη αντίστοιχα (Sigurdsson et al. 2015).

Πηγές θεικού οξέος σχηματίζονται εκεί όπου ο ανερχόμενος ατμός και τα πτητικά συστατικά συμπυκνώνονται στο υπεδαφικό νερό που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια, και το υδρόθειο (H₂S) οξειδώνεται και σχηματίζει θειικό οξύ (H₂SO₄). Επιπλέον στοιχεία προστίθενται κατά την εξαλλοίωση σε όξινο περιβάλλον και την διάλυση των πετρωμάτων κοντά στην επιφάνεια. Όξινα θειικά νερά είναι σχετικά πλούσια σε δισθενή και τρισθενή κατιόντα και φτωχότερα σε Na, K, Cl, και στα περισσότερα ιχνοστοιχεία. Θείο (S), όξινες αναθυμιάσεις και άργιλοι συχνά εντοπίζονται κοντά σε πηγές θεικού οξέος και ατμίδες (fumaroles) (Sigurdsson et al. 2015).

Προέλευση υδροθερμικού νερού και ηλικία συστημάτων:

Παρότι τα θερμότερα γεωθερμικά συστήματα σχετίζονται με μαγματισμό, το νερό προέρχεται κυρίως από αρχαιότερες ή σύγχρονες βροχοπτώσεις, πρόκειται δηλαδή για μετεωρικό νερό. Ορισμένα συστήματα περιέχουν ανακυκλωμένο θαλάσσιο νερό, απολιθωμένο θαλάσσιο νερό και μεταμορφικό νερό (νερό που απελευθερώθηκε κατά την μεταμόρφωση πετρωμάτων). Επίσης νερό προέρχεται και από το ίδιο το μάγμα.

Ορισμένα γεωθερμικά πεδία σε ζώνες υπαγωγής έχουν σταθερή ισοτοπική σύσταση υποδεικνύοντας ότι το μαγματικό νερό αποτελεί πάνω από το 15% του νερού του ταμιευτήρα. Ορισμένα συστήματα μπορεί να περιέχουν μέχρι και 40% (Sigurdsson et al. 2015).

Μελέτες ισοτόπων ^3H , ^{14}C και ^{36}Cl καταδεικνύουν πως το γεωθερμικό νερό των ταμιευτήρων έχει συνήθως ηλικία μεγαλύτερη από 1000 χρόνια, συχνά μεγαλύτερη από 10.000 χρόνια και σπανιότερα μεγαλύτερη από 100.000 χρόνια. Θερμές πηγές που προέρχονται από ρευστά του ταμιευτήρα, ορισμένες φορές περιέχουν αρκετά νεότερο νερό λόγω της ανάμιξης του με το υπεδαφικό νερό που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια. Συστήματα όπως του Valles Caldera παρουσιάζουν αδιάλειπτη δραστηριότητα τα τελευταία ένα εκατομμύριο χρόνια παρότι ο ταμιευτήρας σήμερα δεν είναι μεγάλος. Συστήματα που εντοπίζονται σε ηφαιστειακά τόξα, δεν μπορούν να είναι μεγαλύτερα από το ηφαιστειακό οικοδόμημα, συχνά <100.000 χρόνια (Sigurdsson et al. 2015).

1.8 Αέρια ηφαιστειακών, μαγματικών και υδροθερμικών συστημάτων:

Οι εκπομπές αερίων από ηφαιστειακά και υδροθερμικά συστήματα είναι το απευθείας αποτέλεσμα διαδικασιών που συντελούνται στο μανδύα, το φλοιό και την υδρόσφαιρα. Η χημική και ισοτοπική σύσταση καθώς και η ροή των ηφαιστειακών αερίων παρέχουν στοιχεία για τις διαδικασίες αυτές. *Μαγματικά αέρια* είναι τα αέρια που ελευθερώνονται απευθείας από το μάγμα και μπορούν να συλλεχθούν από ατμίδες σε ηφαιστειακούς κρατήρες. *Υδροθερμικά αέρια* είναι τα αέρια που σχετίζονται με το υδροθερμικό σύστημα του ηφαιστείου και η σύστασή τους είναι το αποτέλεσμα αντιδράσεων των μαγματικών αερίων με την υγρή φάση. Ηφαιστειακά και υδροθερμικά αέρια εκπέμπονται από πλήθος πηγών. Οι πιο αξιοσημείωτες είναι οι φλέβες αερίων ή fumaroles και εντοπίζονται σε ηφαιστειακούς κρατήρες ή στις πλαγιές των ηφαιστειών. Οι θερμοκρασίες κυμαίνονται από το σημείο βρασμού του νερού (100 °C), μέχρι και πάνω από 1000 °C. Επίσης, αέρια αποβάλλονται από κοχλάζουσες πηγές, mud pots, ψυχρές φλέβες αερίων και κατά μήκος ρηγμάτων. Η τοποθεσία από την οποία αποβάλλονται τα αέρια επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την χημική τους σύσταση. Ατμίδες υψηλών θερμοκρασιών (>400 °C) περιέχουν όξινα αέρια όπως SO_2 , HCl , και HF , τα οποία εντοπίζονται σε μικρότερες ποσότητες σε μεσαίες θερμοκρασίες (100-400 °C) και απουσιάζουν σε κοχλάζουσες πηγές χαμηλών θερμοκρασιών (<100 °C). Ηφαιστειακά αέρια επίσης αποβάλλονται από λίμνες λάβας ή ηφαιστειακούς κρατήρες (Sigurdsson et al. 2015).

Διαφυγή αερίων από το έδαφος:

Τα ηφαίστεια απελευθερώνουν μεγάλες ποσότητες CO_2 και άλλων αερίων κατά τη διάρκεια ηφαιστειακών εκρήξεων αλλά και κατά τις περιόδους ηρεμίας. Σε πολλές ηφαιστειακές περιοχές CO_2 εκπέμπεται από την διαφυγή αερίων από το έδαφος η οποία συσχετίζεται με τη θερμοκρασία του εδάφους. Η διαφυγή αερίων από το έδαφος είναι το αποτέλεσμα της ανόδου προς την επιφάνεια μεγάλων ποσοτήτων υψηλής θερμοκρασίας υδροθερμικών ρευστών. Ο ατμός συμπυκνώνεται κοντά στην επιφάνεια ελευθερώνοντας θερμότητα, θερμαίνοντας το έδαφος. Το μη συμπυκνωμένο CO_2 ελευθερώνεται μέσω του εδάφους. Η ποσότητα CO_2 που

ελευθερώνεται με την διαφυγή αερίων από το έδαφος μπορεί να συγκριθεί με την ποσότητα που ελευθερώνεται από ατμίδες και σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να συγκριθεί με τις ποσότητες που ελευθερώνονται από κρατήρες ενεργών ηφαιστείων. Σε περιοχές με ρήγματα ή μικρές φλέβες, μπορεί με τον μηχανισμό της διαφυγής αερίων από το έδαφος να ελευθερωθεί CO₂ το οποίο προέρχεται από μεγάλα βάθη (Sigurdsson et al. 2015).

Χημική σύσταση ηφαιστειακών αερίων:

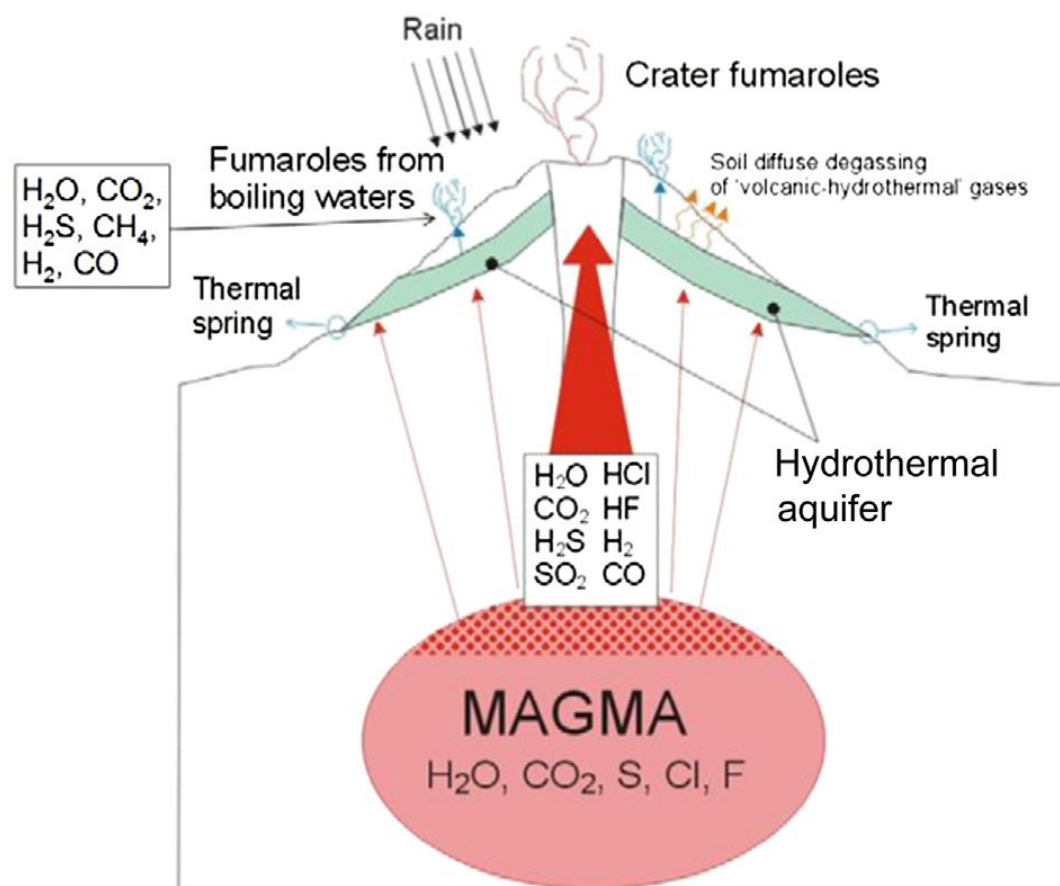
Η χημική και ισοτοπική σύσταση των ηφαιστειακών και υδροθερμικών αερίων εξαρτάται απευθείας από τη πηγή των πτητικών και τις διαδικασίες από τις οποίες παράγονται και μεταφέρονται από το μάγμα και το υποκείμενο μητρικό πέτρωμα, προς την επιφάνεια. Οι κύριες πηγές είναι ο μανδύας, ο φλοιός, η υδρόσφαιρα και η ατμόσφαιρα. Διεργασίες στο μανδύα και το φλοιό έχουν ως αποτέλεσμα την παραγωγή μάγματος στο οποίο τα πτητικά συστατικά είναι διαλυμένα. Κατά την υπαγωγή της λιθόσφαιρας ο μανδύας εμπλουτίζεται σε πτητικά τα οποία σε σημαντικό βαθμό προέρχονται από την ατμόσφαιρα ή την υδρόσφαιρα (ωκεανός). Επίσης ο μανδύας περιέχει πτητικά συστατικά από καταβολής σχηματισμού της Γης. Τα ηφαίστεια αποτελούν τις κύριες οδούς από τις οποίες τα πτητικά συστατικά του μανδύα φτάνουν στην επιφάνεια της γης όπου αλληλεπιδρούν με την υδρόσφαιρα σχηματίζοντας υδροθερμικά συστήματα, μεταφέροντας πολύτιμα μέταλλα και μεταβάλλοντας το κλίμα. Το νερό αποτελεί το αφθονότερο συστατικό των ηφαιστειακών αερίων (Sigurdsson et al. 2015).

Τα συστατικά των ηφαιστειακών και υδροθερμικών αερίων, διαχωρίζονται σε αυτά που προέρχονται από το μάγμα και αυτά που προέρχονται από το υδροθερμικό σύστημα. Στην Εικ.2 η πηγή των πτητικών είναι το μάγμα το οποίο περιέχει H₂O, CO₂, S, Cl, και F καθώς και ιχνοστοιχεία και ευγενή αέρια τα οποία δεν απεικονίζονται. Τα αέρια που αποβάλλονται στην επιφάνεια περιέχουν κυρίως H₂O, CO₂, SO₂, H₂S, H₂, και CO. Καθώς τα υψηλής θερμοκρασίας μαγματικά αέρια κινούνται προς την επιφάνεια, είτε αποβάλλονται απευθείας στην επιφάνεια ως ατμίδες υψηλών θερμοκρασιών, είτε αλληλεπιδρούν με τον υδροφόρο ορίζοντα και λόγω αύξησης της θερμοκρασίας το νερό βράζει σχηματίζοντας ατμίδες, είτε σχηματίζουν κοχλάζουσες πηγές στις πλευρές του ηφαιστείου (Sigurdsson et al. 2015).

Τα ηφαιστειακά, μαγματικά και υδροθερμικά αέρια αποτελούνται κυρίως από νερό και CO₂. Τα ηφαιστειακά και μαγματικά αέρια έχουν υψηλές συγκεντρώσεις σε SO₂, HCl, HF, και CO, ενώ στα υδροθερμικά αέρια οι συγκεντρώσεις τους είναι χαμηλότερες έως μηδενικές λόγω αλληλεπίδρασης των αερίων με τον υδροφόρο ορίζοντα. Τα υδροθερμικά αέρια είναι γενικά πλουσιότερα σε νερό και περιέχουν CH₄ και H₂S αλλά όχι SO₂. Το οξυγόνο (O) που εντοπίζεται στις χημικές αναλύσεις, είναι αποτέλεσμα μόλυνσης του δείγματος από την ατμόσφαιρα ή ανακύκλωσης του αέρα σε μικρά βάθη, ενώ N₂ και Ar μπορεί να προέρχονται και από την ατμόσφαιρα και από το μανδύα-φλοιό. Το ήλιο (He) προέρχεται κυρίως από το φλοιό ή το μανδύα λόγω της χαμηλής του συγκέντρωσης στον αέρα (Sigurdsson et al. 2015).

Γενικά, δείγματα από ηφαιστειακά τόξα τείνουν να παρουσιάζουν υψηλότερες συγκεντρώσεις νερού από δείγματα hotspot και ηπειρωτικής διάνοιας. Επίσης αέρια ηφαιστειακών τόξων παρουσιάζουν υψηλότερο λόγο CO₂/He, N₂/Ar, και N₂/He, από αέρια σε περιοχές ηπειρωτικής διάνοιας και hotspot, λόγω της προσθήκης C και N

από τη βυθιζόμενη πλάκα. Συνήθως, τα μαγματικά αέρια ελευθερώνονται από ατμίδες στον κρατήρα ενώ τα υδροθερμικά αέρια εκπέμπονται από τις πλευρές του ηφαιστείου ύστερα από έντονη αλληλεπίδραση με τους υδροφορείς υδροθερμικών συστημάτων υγρής φάσης. Τα μαγματικά αέρια έχουν υψηλότερη συγκέντρωση θείου (S_{total}). Ο λόγος H_2O/CO_2 στα μαγματικά και υδροθερμικά αέρια βρίσκεται εντός του ίδιου εύρους. Ο λόγος CO_2/S_{total} στα υδροθερμικά αέρια είναι γενικά >10 , ενώ στα μαγματικά αέρια συνήθως είναι <10 (Sigurdsson et al. 2015).



Εικ.2: Σχηματική απεικόνιση ενός μαγματικού θαλάμου που αποβάλλει αέρια κάτω από ηφαιστειακό-υδροθερμικό σύστημα (Sigurdsson et al. 2015).

Ευγενή αέρια και σταθερά ισότοπα:

Από τα ευγενή αέρια και τα σταθερά ισότοπα μπορούμε να προσδιορίσουμε με σημαντική ακρίβεια την πηγή κάθε αερίου. Για παράδειγμα, στο νερό που αποτελεί το βασικότερο συστατικό των αερίων, μπορεί να προσδιοριστεί η πηγή του από σταθερά ισότοπα οξυγόνου και υδρογόνου. Τα αέρια που αποβάλλονται από ηφαιστεια και υδροθερμικές φλέβες είναι μείγμα στοιχείων από την ατμόσφαιρα, την υδρόσφαιρα, το μανδύα και τον φλοιό. Κάθε αέριο συστατικό μπορεί να αποτελεί μείγμα από διαφορετικές πηγές, καθώς επίσης διαφορετικά συστατικά μπορεί να προέρχονται από διαφορετικές πηγές. Για παράδειγμα, το νερό προέρχεται κυρίως από την ατμόσφαιρα (μετεωρικό νερό σε μικρό βάθος), ενώ το CO_2 σε μεγάλο βαθμό προέρχεται από το μάγμα ή/και το μανδύα. Το νερό αποτελεί το αφθονότερο αέριο

συστατικό και η πηγή του μπορεί να ανιχνευτεί από τα σταθερά ισότοπα οξυγόνου και υδρογόνου (Sigurdsson et al. 2015).

Τα υδροθερμικά ρευστά σε περιοχές υπαγωγής λιθοσφαιρικών πλακών, σε ένα βαθμό προέρχονται από το θαλασσινό νερό το οποίο μεταφέρθηκε σε βάθη σχηματισμού μάγματος μέσω του βυθιζόμενου ωκεάνιου φλοιού και των ιζημάτων. Τα ορυκτά του ωκεάνιου φλοιού ενυδατώνονται από το θαλασσινό νερό και κατά τη βύθιση, λόγω αύξησης θερμοκρασίας και πίεσης, υφίστανται αφυδάτωση. Γενικά όλα τα ηφαίστεια σε ζώνες υπαγωγής, αποβάλλουν ατμό ο οποίος αποτελεί μείγμα νερού τύπου τόξου (arc-type water) και μετεωρικού νερού το οποίο προέρχεται από την επιφάνεια ή από ρηχούς υδροφορείς (Sigurdsson et al. 2015).

Από τα ευγενή αέρια που αξιοποιούνται για την κατανόηση της προέλευσης των ηφαιστειακών και υδροθερμικών αερίων, το ήλιο (He) αξιοποιείται περισσότερο λόγω της αναμφίβολης προέλευσης του από τον φλοιό-μανδύα και της χαμηλής συγκέντρωσης στον αέρα (5.4 ppm). Στα ηφαιστειακά αέρια το N₂ προέρχεται από την ατμόσφαιρα ή από νερό κορεσμένο σε αέρια, το μανδύα, το φλοιό, ή από βυθιζόμενα οργανικά ιζήματα. Τα σταθερά ισότοπα του N αποτελούν δείκτες για την πηγή προέλευσης του CO₂ (Sigurdsson et al. 2015).

Οι πολλαπλές οξειδωτικές καταστάσεις του S (2⁻ έως 6⁺) έχουν ως αποτέλεσμα τη σύνθετη συμπεριφορά σε ηφαιστειακά και υδροθερμικά περιβάλλοντα. Η αποβολή του S μέσω ηφαιστειών, πιθανόν να τροποποιεί τη κατάσταση οξείδωσης του μάγματος, ενώ η βύθιση του S πιθανόν οξειδώνει τον μανδύα κάτω από το τόξο. Το πλήθος των ισωτόπων του S στα ηφαιστειακά αέρια προκαλείται από διεργασίες κλασμάτωσης που προκύπτουν κατά τη διάρκεια της απόμιξης η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία της φάσης διαχωρισμού και την οξειδωτική κατάσταση του αερίου (SO₂ ή H₂S) που αποβάλλεται από το μάγμα (Sigurdsson et al. 2015).

Διαδικασία απαέρωσης μάγματος:

Η απαέρωση του μάγματος ξεκινά με τον σχηματισμό αέριας φάσης και την απομάκρυνση φυσαλίδων από το τήγμα. Το πρώτο στάδιο αυτής της διαδικασίας είναι η φυσαλιδοποίηση στο μάγμα, που έχει ως αποτέλεσμα το μάγμα να αποκτά διαφορετικές ιδιότητες από αυτές που θα είχε εάν δεν περιείχε φυσαλίδες. Απαέρωση του μάγματος σημαίνει τη φυσαλιδοποίηση στο μάγμα, η οποία ακολουθείται από διαχωρισμό της αέριας φάσης από το τήγμα και τη διαφυγή του αερίου στην ατμόσφαιρα ή την υδρόσφαιρα. Η απομάκρυνση των πτητικών από το μάγμα εξαρτάται άμεσα από την διαλυτότητα των πτητικών στο τήγμα η οποία εξαρτάται από την πίεση, τη θερμοκρασία και τη σύσταση του μάγματος. Εκπομπές αερίων στην επιφάνεια της Γης (κυρίως CO₂ και He) μπορούν να προκύψουν χωρίς την παρουσία μάγματος, κατά μήκος ρηγμάτων στα οποία ελευθερώνονται αέρια του μανδύα, όπως συμβαίνει για παράδειγμα στο ρήγμα του Αγίου Ανδρέα (Sigurdsson et al. 2015).

Κορεσμός πτητικών:

Η πίεση, η θερμοκρασία και η σύσταση του μάγματος μεταβάλλονται συναρτήσει του χρόνου και τελικά τα διαλυμένα πτητικά στο μάγμα θα φτάσουν το σημείο κορεσμού και θα περάσουν στην αέρια φάση. Από τα κύρια πτητικά, το CO₂ έχει τη μικρότερη διαλυτότητα (περίπου μία τάξη μεγέθους μικρότερη από το νερό). Το νερό

βρίσκεται σε μεγάλη αφθονία στα τήγματα. Το CO₂ και το νερό λοιπόν έχουν καθοριστικό ρόλο στην απαέρωση του μάγματος. Κατά τον σχηματισμό αέριας φάσης πλούσιας σε H₂O και CO₂, συμμετέχουν και άλλα πτητικά (θειούχα, αλογόνα, ευγενή αέρια, άζωτο). Ο βαθμός διαχωρισμού ατμού-τήγματος εξαρτάται από τη σύσταση του, τα είδη των πτητικών, τη πίεση, τη θερμοκρασία και την πτητικότητα του οξυγόνου (fO₂). Συγκεκριμένα, για την απομάκρυνση του αερίου S από το μάγμα, καθοριστική παράμετρο αποτελεί η οξειδωτική κατάσταση του μάγματος (fO₂). Οι οξειδωτικές συνθήκες ευνοούν το διαχωρισμό του SO₂ στην αέρια φάση, ενώ σε αναγωγικές συνθήκες ευνοείται ο σχηματισμός θειούχων ενώσεων υγρής φάσης. Γενικά, η πίεση ασκεί τον βασικό έλεγχο στην διαλυτότητα των πτητικών λόγω μεγάλης έκτασης (αύξηση όγκου) που καταλαμβάνουν τα αέρια όταν διαφοροποιούνται από το μάγμα (Sigurdsson et al. 2015).

Σε ένα ανοιχτό σύστημα απαέρωσης μάγματος, παρατηρείται ταχεία μείωση του CO₂, ενώ διατηρείται σχετικά σταθερή η περιεκτικότητα σε νερό. Μόνο σε χαμηλές πιέσεις και σε συνθήκες κοντά στην επιφάνεια της Γης το αέριο H₂O απομακρύνεται από το μάγμα σε σημαντικές ποσότητες, με αποτέλεσμα τη μείωση της περιεκτικότητας του τήγματος σε H₂O. Καθώς το μάγμα ανέρχεται στο φλοιό, η αέρια φάση που αρχικά απομακρύνεται από αυτό κυριαρχείται από CO₂ με μικρή συνεισφορά άλλων πτητικών στοιχείων όπως H₂O και S. Η αναλογία CO₂/SO₂ αξιοποιείται για την εκτίμηση της δραστηριότητας του ηφαιστείου. Έχει παρατηρηθεί πως αύξηση της αναλογίας προηγείται ορισμένων ηφαιστειακών εκρήξεων. Η παθητική, μη-εκρηκτική εκπομπή αερίων από τα ηφαίστεια, αποτελεί το 90-99% των παγκόσμιων εκπομπών ηφαιστειακών αερίων (Sigurdsson et al. 2015).

1.9 Θερμοδυναμική ηφαιστειακών και υδροθερμικών αερίων:

Αδρανή αέρια όπως τα ευγενή αέρια και το N₂ χρησιμοποιούνται για την εξακρίβωση της προέλευσης των ρευστών. Αντίθετα, άλλα αέρια όπως υδρογόνο (H₂), μονοξείδιο του άνθρακα (CO), υδρογονάνθρακες και θειούχα αέρια (H₂S, SO₂), αντιδρούν γρήγορα με τα στοιχεία των υπόλοιπων ρευστών και τα ορυκτά των πετρωμάτων, αναπροσαρμόζοντας τη σύστασή τους ανάλογα με τις πιέσεις και θερμοκρασίες τις οποίες συναντούν κατά την άνοδό τους.

- (1) $H_2O = H_2 + 1/2O_2$
- (2) $CO_2 = CO + 1/2O_2$
- (3) $CO_2 + 2H_2O = CH_4 + 2O_2$

Οι (1) και (2) περιγράφουν τη διάσπαση των κύριων συστατικών των υδροθερμικών ηφαιστειακών αερίων (H₂O και CO₂).

Η (3) περιγράφει την παραγωγή μεθανίου (CH₄) από H₂O και CO₂. Παραγωγή μεθανίου θα μπορούσε να συντελεστεί και από την αντίδραση στοιχειακού C και H₂. Ωστόσο, αν και μπορεί ο στοιχειακός άνθρακας (γραφίτης) να βρίσκεται σε υδροθερμικά συστήματα, δεν είναι σύνηθες (Sigurdsson et al. 2015).

Πτητικότητα νερού:

Ανάλογα με την κατανομή πίεσης-θερμοκρασίας, το κύριο συστατικό των υδροθερμικών ρευστών, το H₂O, μπορεί να υπάρχει σε διαφορετικές φυσικές καταστάσεις, δηλαδή ρευστό, αέριο (υπέρθερμος ατμός) και κορεσμένο ρευστό+ατμός (Sigurdsson et al. 2015). Η πτητικότητα του νερού δεν εξαρτάται αποκλειστικά από τη θερμοκρασία και έτσι αποτελεί μία επιπλέον εξωτερική μεταβλητή τόσο για μία αμιγώς υγρή φάση σε πιέσεις υψηλότερες του κορεσμού όσο και για αμιγώς αέρια φάση σε πιέσεις μικρότερες του κορεσμού (Sigurdsson et al. 2015).

Πτητικότητα υδρογόνου:

Σε υψηλής θερμοκρασίας ηφαιστειακές ατμίδες, η πτητικότητα του υδρογόνου ελέγχεται από αντιδράσεις που σχετίζονται με τα κύρια θειούχα αέρια, σε συνθήκες πίεσης-θερμοκρασίας των ρηχότερων τμημάτων των ατμιδικών καναλιών. Το υδρογόνο μπορεί να αντιδράσει γρήγορα και να αναπροσαρμόσει τις συγκεντρώσεις του στις συνθήκες αποβολής αερίων των φλεβών σε υψηλές θερμοκρασίες και σχετικά οξειδωτικά περιβάλλοντα στις ατμίδες των κρατήρων (Sigurdsson et al. 2015).

1.10 Άνοδος του μάγματος και απαέρωση του στα ρηχά τμήματα του φλοιού:

Καθώς το μάγμα ανέρχεται κοντά στην επιφάνεια, λόγω πτώσης της πίεσης αποβάλλει αέρια-πτητικά συστατικά. Τα αέρια συσσωρεύονται μέσα στο μάγμα με τη μορφή φυσαλίδων μετατρέποντας το σε αφρώδες. Αυτό προκαλεί το σχηματισμό και ανάπτυξη κρυστάλλων καθώς και την αύξηση του ιξώδους του τήγματος (Sigurdsson et al. 2015).

Σε μαγματικές διεργασίες μικρής κλίμακας σε μικρά βάθη, συναντώνται και οι τρεις φάσεις που αποτελούν το μάγμα. Η πρώτη φάση, το τήγμα, περιέχει διαλυμένα πτητικά συστατικά που έχουν εξελισσόμενες διαλυτότητες και ρυθμίζονται από χημικές αντιδράσεις. Η δεύτερη φάση αποτελείται από αέριες φυσαλίδες που προοδευτικά πυρηνοποιούνται, μεγαλώνουν και συνενώνονται σχηματίζοντας δυνητικά ατραπούς για την απόδραση του αερίου από το μάγμα. Η τρίτη φάση αποτελείται από κρυστάλλους οι οποίοι επίσης πυρηνοποιούνται, μεγαλώνουν και πιθανόν να αλλάξουν σχήμα κατά την άνοδο (Sigurdsson et al. 2015).

Τα διαλυμένα πτητικά που βρίσκονται στα πυριτικά τήγματα, περιλαμβάνουν στοιχεία όπως O, H, C, S και αλογόνα όπως F και Cl, και ονομάζονται “πτητικά” καθώς προτιμούν την αέρια φάση από την κρυσταλλική. Στα ηφαιστειακά αέρια το H₂O είναι το επικρατέστερο αέριο και ακολουθούν τα CO₂, SO₂, και μικρότερες ποσότητες H₂S, CO, HCl, και HF. Η διαλυτότητα των περισσότερων αερίων μειώνεται δραστικά μειούμενης της πίεσης άρα και του βάθους. Αυτό μεταβάλλει τη σύσταση των αερίων ανάλογα με το βάθος (Sigurdsson et al. 2015).

Φυσαλίδες:

Δεδομένου ότι το νερό αποτελεί το κύριο συστατικό των ηφαιστειακών αερίων, οι φυσαλίδες περιέχουν κυρίως μόρια νερού. Ο ρυθμός πυρηνοποίησης των φυσαλίδων στο μάγμα, εξαρτάται από την διάχυση του νερού, τη θερμοκρασία, την επιφανειακή

τάση και το βαθμό υπερκορεσμού. Η ανάπτυξη φυσαλίδων προκαλείται κυρίως από την πτώση της πίεσης η οποία είναι αποτέλεσμα της ανόδου του μάγματος. Η ανάπτυξη φυσαλίδων προκύπτει για δύο λόγους. Πρώτον, το αέριο επεκτείνεται ακολουθώντας τον νόμο ιδανικών αερίων. Δεύτερον, η ποσότητα αερίου που περιέχεται μέσα στις φυσαλίδες αυξάνει με την πτώση της πίεσης καθώς τα διαλυμένα πτητικά στο τήγμα απομακρύνονται από το διάλυμα. Η ανάπτυξη των φυσαλίδων είναι συνάρτηση της πίεσης, του ρυθμού αποσυμπίεσης, του μεγέθους των φυσαλίδων, της διάχυσης του νερού και του ιξώδους του τήγματος. Η απομάκρυνση της αέριας φάσης από το μάγμα κατά την άνοδο του μάγματος προκύπτει από την έντονη ανάπτυξη φυσαλίδων, την ανάπτυξη ενός διαπερατού δικτύου φυσαλίδων, και τον θρυμματισμό του μάγματος που προκαλείται από την γρήγορη διαστολή και έκρηξη των φυσαλίδων (Sigurdsson et al. 2015).

1.11 Υδροθερμικά ορυκτά:

Ορισμένα υδροθερμικά ορυκτά ή προϊόντα εξαλλοίωσης στα υδροθερμικά συστήματα, βοηθούν στην καλύτερη εκτίμηση των επικρατούσων συνθηκών δηλαδή τη θερμοκρασία, το pH και τις οξειδοαναγωγικές συνθήκες. Για παράδειγμα ο εντοπισμός χλωρίτη - σμεκτίτη υποδηλώνει θερμοκρασίες περίπου 180 έως 240 °C . Η μεγαλύτερη ροή ρευστού προκύπτει κατά μήκος μεγάλων ρηγμάτων και διαρρήξεων όπου αδρόκοκκα ορυκτά καθιζάνουν στους κενούς χώρους. Οι αποθέσεις ορυκτών στις φλέβες από τις οποίες διέρχεται το ρευστό εξαρτώνται από τη θερμοκρασία, τη διαπερατότητα και το χημισμό του ρευστού (Sigurdsson et al. 2015).

ΜΕΡΟΣ Β

2. Γεωδυναμικό - Γεωλογικό - Γεωθερμικό Καθεστώς Ελλάδας:

2.1 Γεωδυναμικό καθεστώς Ελλάδας:

Ο ελληνικός χώρος αποτελεί έναν από τους πιο σεισμικά ενεργούς και ταχέως μεταμορφούμενους χώρους παγκοσμίως (e.g., Tsokas and Hansen, 1997; Taymaz et al., 2007; Le Pichon et al. 2001). Χαρακτηριστικό του ελληνικού χώρου αποτελεί το ελληνικό τόξο το οποίο οριοθετείται στα Βορειοδυτικά και Ανατολικά άκρα του από δύο μεγάλα ρήγματα μετασχηματισμού, γνωστά ως ρήγμα της Κεφαλονιάς (δεξιόστροφο) και ρήγμα της Ρόδου (αριστερόστροφο) (Yolsal et al. 2009). Η τεκτονική ανάπτυξη του ελληνικού τόξου κυριαρχείται από τα αποτελέσματα της προς βορρά υπαγωγής της αφρικανικής πλάκας κάτω από την ευρασιατική που λαμβάνει χώρα κάτω από την Κρήτη και προκαλεί εφελκυσμό και ηφαιστειακή δραστηριότητα στην υπερκείμενη μικροπλάκα του Αιγαίου. Επιπλέον οι μετατοπίσεις των διαφόρων μικροπλακών (Αιγαίου, Ανατολίας και Απούλια) καθιστούν το

τεκτονικό καθεστώς του ελληνικού χώρου εξαιρετικά περίπλοκο. (Grigoriadis et al., 2016).

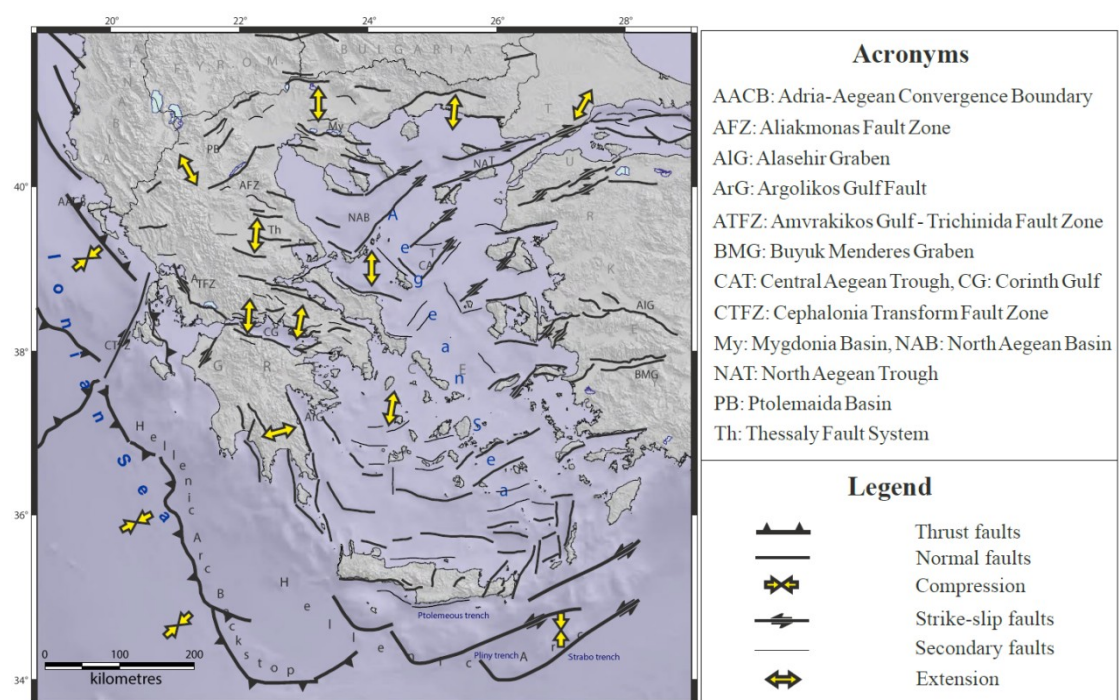
Η προς τη δύση μετατόπιση του Βόρειου ρήγματος της Ανατολίας σε συνδυασμό με τη σύγκρουση μεταξύ της αιγαιακής και της ανδριατικής μικροπλάκας στην περιοχή του Ιονίου βορείως του ρήγματος μετασηματισμού της Κεφαλονιάς, είχαν ως αποτέλεσμα τον εφελκυσμό της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νότια (Daskaloroulou). Ο εφελκυσμός αυτός, δηλαδή η λέπτυνση της μικροπλάκας του Αιγαίου, σε σημαντικό βαθμό καθορίζει το αιγαιακό γεωθερμικό καθεστώς. Η μεταμόρφωση της μικροπλάκας του Αιγαίου λαμβάνει χώρα κυρίως ανάμεσα στη τάφρο του βορείου Αιγαίου (NAT) στο Βορρά, και στο ρήγμα της Ανατολικής Μεσογείου στο Νότο (Daskaloroulou).

Συνοπτικά, τρεις είναι οι κύριες τεκτονικές διεργασίες οι οποίες έχουν λάβει χώρα τα τελευταία 10-15 εκατομμύρια χρόνια και έχουν καθορίσει το σημερινό σχήμα, τοπογραφία και βαθυμετρία της περιοχής:

1. Ο μετα-ορογενετικός εφελκυσμός και εκταφή του αλπικού ορογενούς κατά το Μέσο-Ανω Μειόκαινο.

2. Η μετανάστευση του Βόρειου ρήγματος της Ανατολίας προς τα δυτικά εντός του Βορείου Αιγαίου κατά το Ανώτερο Μειόκαινο - Κατώτερο Πλειόκαινο, και η προς τη δύση κίνηση του ηπειρώτικου τεμάχου της Ανατολίας.

3. Ο εφελκυσμός της μικροπλάκας του Αιγαίου με κατεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Ο εφελκυσμός προκαλείται από την προς βορρά υπαγωγή του φλοιού της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου (Daskaloroulou).

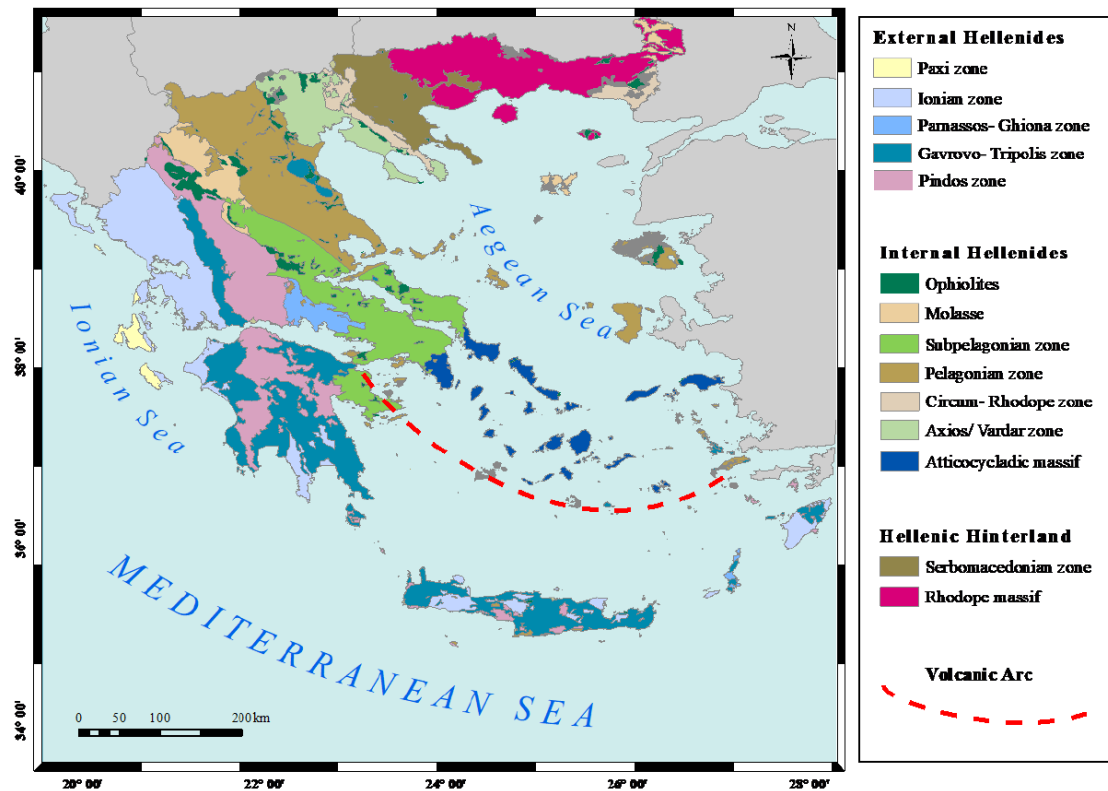


Χαρ.1: Χάρτης των κύριων τεκτονικών δομών και οι άξονες των σημερινών κύριων πεδίων τάσεων (Daskaloroulou).

2.2 Γεωλογικό καθεστώς Ελλάδας:

Η σταδιακή αποκόλληση τμημάτων της Gondwana κατά τις αρχές του Μεσοζωικού και η μετατόπιση τους προς την Ευρασία, προκάλεσαν το σχηματισμό νέου ωκεάνιου φλοιού στα μετόπισθεν και τελικά τη σύγκρουση τους με την Ευρασία στο τέλος του Μεσοζωικού. Αυτό γεωλογικά είχε ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό τριών κύριων ζωνών που συναντώνται στον ελληνικό χώρο. Οι ζώνες αυτές, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι οι εξής:

1. Εξωτερικές Ελληνίδες (External Hellenides)
2. Εσωτερικές Ελληνίδες (Internal Hellenides)
3. Ελληνική Ενδοχώρα (Hellenic Interland)



Χαρ.2: Γεωλογικές ζώνες Ελληνίδων (Mountrakis 1986).

Εξωτερικές Ελληνίδες:

Εξωτερικά (δυτικά) αποτελούνται από ένα μικρό τμήμα της Απούλιας/Ανδριατικής μικροπλάκας. Γεωλογικά αποτελούνται από τις ζώνες: Παξών, Ιώνια, Παρνασσός-Γκιώνα, Γάβροβο-Τρίπολης.

Εσωτερικές Ελληνίδες:

Η Περιοδοπική ζώνη των Εσωτερικών Ελληνίδων αντιπροσωπεύει την ηπειρωτική κατώφλεια της Ελληνικής Ενδοχώρας προς τον ωκεανό που κατέληγε στην τάφρο όπου συντελούνταν η υπαγωγή της Τηθύος. Αποτελούνται από οφιόλιθους, μόλασσα, και τις ζώνες Υποπελαγονική, Πελαγονική, Περιοδοπική, Αξιού και Αττικοκυκλαδική.

Ελληνική Ενδοχώρα:

Αποτελείται από τη ζώνη Ροδόπης και τη Σερβομακεδονική μάζα, οι οποίες αντιπροσωπεύουν έναν ηπειρωτικό φλοιό επηρεασμένο από την αλπική μεταμόρφωση. Και οι δύο ζώνες αποτελούνται κυρίως από κρυσταλλικά πετρώματα και τεκμηριώνουν γρανιτικές διεισδύσεις ηλικίας Άνω Ηώκαινο - Κατώτερο Ολιγόκαινο (Daskaloroulou).

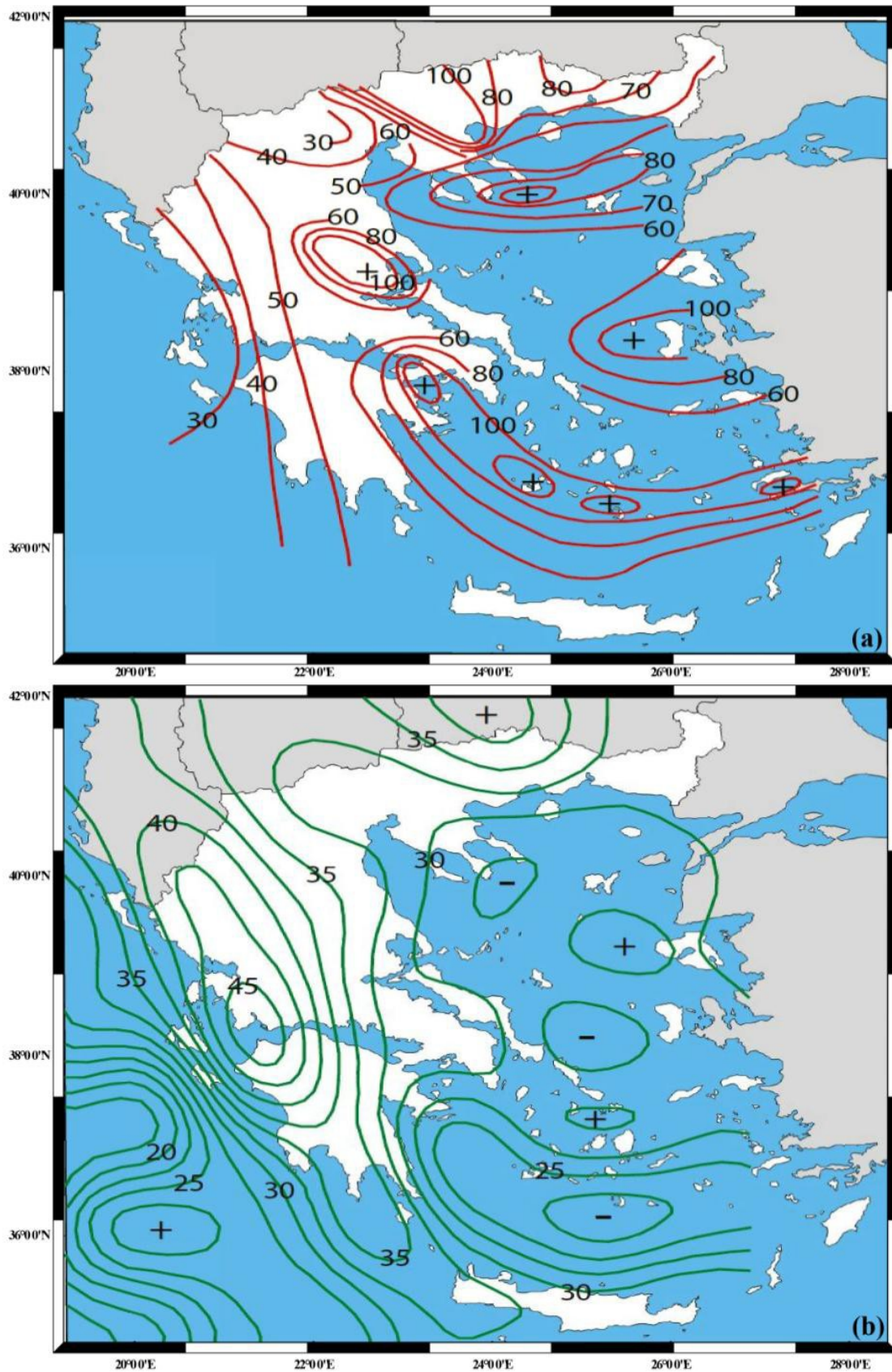
2.3 Γεωθερμικό καθεστώς Ελλάδας:

Η γεωλογία, η ηφαιστειότητα και ο τεκτονισμός που αναπτύχθηκαν στον ελληνικό χώρο, σε συνδυασμό με την υψηλή ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης, σχημάτισαν πλήθος ψυχρών και θερμών πηγών. Στην περίπτωση των θερμών υδάτων συνέβαλε και η ύπαρξη όξινων πλουτώνιων πετρωμάτων όπως στην περιοχή των Σερρών και της Ξάνθης (Daskaloroulou). Επίσης η υψηλή θερμική ροή μπορεί να οφείλεται στον έντονο τεκτονισμό μιας περιοχής όπως συμβαίνει για παράδειγμα στα νησιά του ανατολικού Αιγαίου (Σαμοθράκη, Λήμνος, Λέσβος, Χίος και Ικαρία) και στα γεωθερμικά πεδία του Λαγκαδά και της Βόλβης. Η υψηλή θερμική ροή κατά μήκος του SAAVA (South Aegean Active Volcanic Arc – Ενεργό ηφαιστειακό τόξο νοτίου Αιγαίου) είναι αποτέλεσμα της ύπαρξης μάγματος σε σχετικά μικρά βάθη (Daskaloroulou).

Ο έντονα τεκτονισμένος ελληνικός χώρος επιτρέπει την οριζόντια και κατακόρυφη κίνηση ρευστών στο εσωτερικό του φλοιού. Στη διαμόρφωση αυτών των συνθηκών, καθοριστικό παράγοντα αποτέλεσε η υπαγωγή της αφρικανικής πλάκας κάτω από την ευρασιατική. Τα σημαντικότερα γεωθερμικά πεδία του ελληνικού χώρου εντοπίζονται στην οπισθοτάφρο, το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου (SAAVA) και τη δυτική Ελλάδα (Daskaloroulou). Τα περισσότερα βρίσκονται κοντά στις ακτογραμμές και στα νησιά του Αιγαίου με αποτέλεσμα τα υδροθερμικά ρευστά να είναι συχνά υφάλμυρα έως αλμυρά εξαιτίας της διείσδυσης θαλάσσιου νερού στους υδροφορείς κοντά στις ακτές. (Lambrakis and Kallergis 2005).

Αρκετά γεωθερμικά πεδία, υψηλής, μέσης και χαμηλής ενθαλπίας, σχετιζόμενα με τον μαγματισμό της Τριτογενούς-Τεταρτογενούς περιόδου και τον τεκτονισμό στο ηφαιστειακό τόξο του νότιου Αιγαίου και στην οπισθοτάφρο (back-arc region) (e.g. Jolivet et al., 2013), αποβάλλουν υδροθερμικά ρευστά προερχόμενα από σημαντικά βάθη, με μορφή θερμών πηγών και υδροθερμικών φλεβών στην επιφάνεια (Gkioni-Stavropoulou, 1983; Orfanos, 1985; Sfetsos, 1988; Lambrakis and Kallergis, 2005) και σε ρηχές υποθαλάσσιες περιοχές (Valsami-Jones et al., 2005; Price et al., 2013; Kiliyas et al. 2013). Ορισμένα από αυτά τα υδροθερμικά ρευστά είναι αρκετά εμπλουτισμένα σε μεταλλικά και μη-μεταλλικά στοιχεία (Valsami-Jones et al., 2005; Kiliyas et al. 2013; Athanasoulis et al., 2009, 2016).

Από την παρατήρηση των χαρτών (Χαρ.3 a,b) προκύπτει το συμπέρασμα πως οι υψηλές τιμές θερμικής ροής εντοπίζονται στις περιοχές μικρότερου βάθους Moho δηλαδή λεπτότερου φλοιού. Αντίθετα, στις περιοχές μεγαλύτερου συγκριτικά πάχους φλοιού η θερμική ροή ελαττώνεται. Υπενθυμίζουμε πως η λέπτυνση του φλοιού είναι το αποτέλεσμα της πολύπλοκης τεκτονικής του Αιγαϊακού χώρου που έχει ως



Χαρ.3α: Χάρτης ροής θερμότητας στον ελληνικό χώρο (Fytikas and Kolios (1979)). Η ροή θερμότητας δίνεται σε mWm^{-2} .

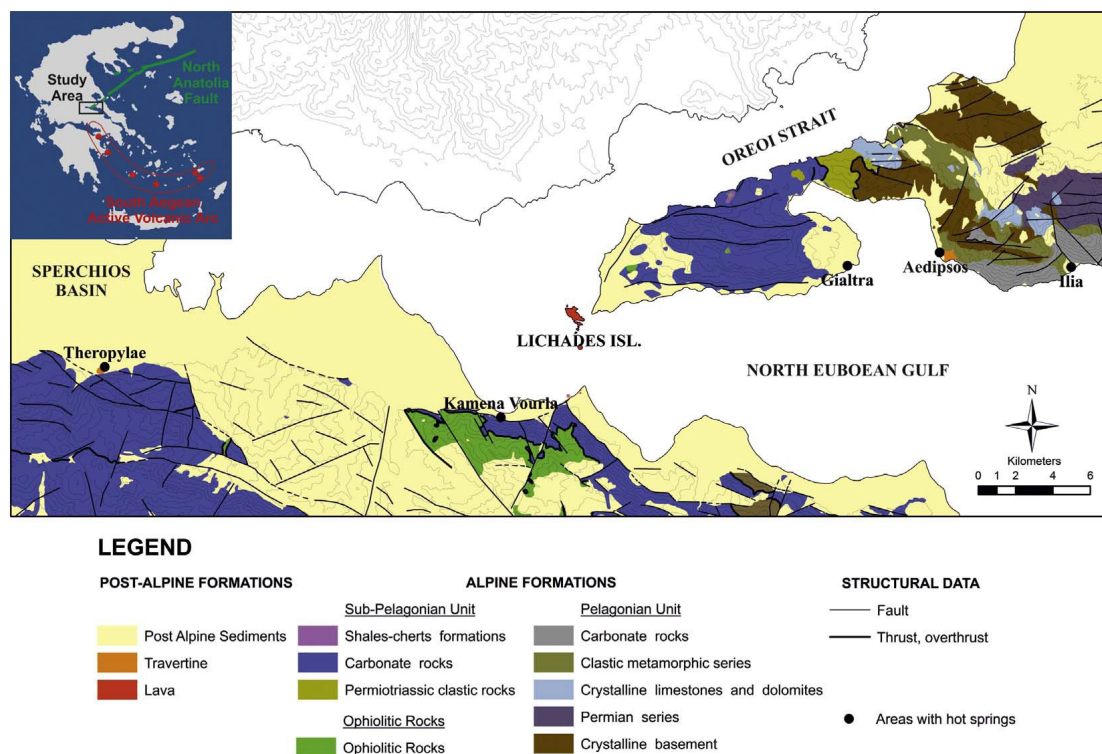
Χαρ.3b: Το νέο μοντέλο βάθους Moho (km) από σεισμική διασκόπηση μεγάλου βάθους όπως προτάθηκε από Grigoriadis et al., 2016.

αποτέλεσμα τον εφελκυσμό της μικροπλάκας του Αιγαίου με κατεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ. Ο εφελκυσμός προκαλείται από την προς βορρά υπαγωγή του φλοιού της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. (Daskaloroulou). Σημειώνεται πως η συνολική θερμική απόδοση του ελληνικού χώρου εκτιμάται ότι υπερβαίνει τα 130MWt (Arvanitis, 2011).

ΜΕΡΟΣ Γ

3. Γεωδυναμικό - Γεωλογικό - Γεωθερμικό Καθεστώς Λεκάνης Σπερχειού Και Θερμοπυλών:

3.1 Λεκάνη Σπερχειού:



Χαρ.4: Γεωλογικός χάρτης περιοχής μελέτης (Christos Kanelloroulou 2013).

Η περιοχή των Θερμοπυλών βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της Κεντρικής Ελλάδας (Kanelloroulou et al., 2015), στο νότιο τμήμα της λεκάνης του Σπερχειού (E. Dotsika, 2014). Η λεκάνη του Σπερχειού, η οποία αποστραγγίζεται από τον

Σπερχειό ποταμό που ρέει ανατολικά προς τον κόλπο του Μαλιακού, έχει μήκος 50 km και πλάτος 3-12 km (E. Dotsika, 2014).

Η περιοχή των Θερμοπυλών ανήκει στην γεωτεκτονική ενότητα των Εσωτερικών Ελληνίδων, στην Υπο-Πελαγονική ζώνη (Kanelloropoulos et al., 2015). Το συνολικό πάχος της Υπο-Πελαγονικής ζώνης είναι στα 1800m (Duriez et al., 2007). Πετρολογικά η περιοχή αποτελείται κυρίως από ανθρακικά πετρώματα (ασβεστόλιθοι και δολομίτες) του Μέσου-Τριαδικού – Μέσου-Ιουρασικού (Kanelloropoulos et al., 2015). Στον σχηματισμό παρεμβάλλεται ένα στρώμα οφιολίθων (περιδοτίτες, σερπεντινίτες, γάββρος), υπόλειμμα του ωκεανού της Τηθύος (Duriez et al., 2007). Ποταμοδελταϊκά ιζήματα του Νεογενούς έχουν κατακλύσει τη λεκάνη του Σπερχειού και αποτελούνται από εναλλαγές μάργας, αργίλου, άμμου και κροκαλοπαγών (Kanelloropoulos et al., 2015).

Ολόκληρη η περιοχή είναι έντονα ρηγματωμένη λόγω της εφελκυστικής τεκτονικής της περιοχής του ελληνικού οπισθοτόξου (Kanelloropoulos et al., 2015). Η γεωλογική δομή της λεκάνης κυρίως ελέγχεται από την τεκτονική δραστηριότητα ενός συστήματος κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ (E. Dotsika, 2014), που βρίσκεται στο νότιο άκρο της κοιλάδας (Duriez et al., 2007). Ένα άλλο μεγάλο σύστημα ρηγμάτων έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Αυτά τα συστήματα ρηγμάτων διευκολύνουν το σχηματισμό θερμών πηγών (E. Dotsika, 2014). Η τεκτονική της περιοχής σχημάτισε τεκτονική τάφρο ανάμεσα στην Εύβοια και την ηπειρωτική Ελλάδα. Το ένα όριο αυτής της τεκτονικής δομής είναι υπεύθυνο για τον σχηματισμό των υδροθερμικών πηγών της Αιδηψού ενώ το άλλο σχημάτισε τις θερμές πηγές της λεκάνης του Σπερχειού (E. Dotsika, 2014). Η περιοχή της βόρειας Εύβοιας και της λεκάνης απορροής του Σπερχειού ανήκουν στα γεωθερμικά πεδία της οπισθοτάφρου (Daskaloroulou).

Η ευρύτερη περιοχή της Βορειοδυτικής Εύβοιας και της ανατολικής κεντρικής Ελλάδας, δηλαδή της περιοχής του Σπερχειού, περιέχουν πλήθος υδροθερμικών πηγών και αποθέσεων θερμογενούς τραβερτίνη, τα οποία αποτελούν επιφανειακές εκδηλώσεις του ίδιου υδροθερμικού συστήματος, το οποίο πιθανότατα εκτείνεται υπεράκτια στον βόρειο ευβοϊκό κόλπο, στην περιοχή του οπισθοτόξου του ηφαιστειακού τόξου του νοτίου Αιγαίου και στο δυτικό άκρο του βόρειου ρήγματος της ανατολίας (Kanelloropoulos et al. 2017). Το βόρειο ρήγμα της Ανατολίας (North Anatolian Fault - NAF) εκτείνεται από τη Βόρεια Τουρκία μέσω του βοριοανατολικού Αιγαίου (ανάμεσα στη Σαμοθράκη και τη Λήμνο) και καταλήγει στη λεκάνη του Σπερχειού (Daskaloroulou).

Οι θερμές πηγές στις Θερμοπύλες, τα Καμένα Βούρλα και τη Βόρεια Εύβοια αποτελούν την επιφανειακή εκδήλωση του ενεργού υδροθερμικού πεδίου κάτω από την ευρύτερη περιοχή. Το υδροθερμικό πεδίο εκτείνεται γύρω από το ηφαιστειακό κέντρο των Λιχάδων. Τα ηφαιστειακά νησιά των Λιχάδων βρίσκονται στο κεντρικό τμήμα του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και αποτελούνται από τραχιανδεσιτικές λαβές ηλικίας 0,5 Ma. Αυτά τα ηφαιστειακά πετρώματα βρίσκονται κατά μήκος μιας ζώνης διάτμησης καταδεικνύοντας την επίδραση της τεκτονικής κατά τον σχηματισμό τους. Το βάθος του μαγματικού θαλάμου εκτιμάται στα 7-8 Km στο Βόρειο Ευβοϊκό Κόλπο (Kanelloropoulos et al., 2015).

Στο βαθύ γεωθερμικό πεδίο του Σπερχειού οι θερμοκρασίες υπολογίζονται άνω των 160 °C. Ο μοναδικός πιθανός μηχανισμός για τη θέρμανση του νερού φαίνεται να είναι η σε μεγάλα βάθη κυκλοφορία των υδάτων, στις μεγάλες δομές διάρρηξης. Αυτός ο μηχανισμός απαιτεί μεγάλου μεγέθους και σε μεγάλα βάθη κυκλοφορία των

υδάτων, πιθανόν με μικρή ταχύτητα ώστε να συντελεστούν χημικές μεταβολές στο νερό. Τα πετρολογικά και τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής ορίζουν αυτόν τον μηχανισμό (E. Dotsika, 2014).

Στην λεκάνη του Σπερχειού δύο είναι οι κύριες πηγές γλυκού νερού. Ένα σύστημα πολυστρωματώδους υδροφορέα που σχετίζεται με παλαιότερα κανάλια του Σπερχειού ποταμού, και ένα πλήθος καρστικών συστημάτων στα βουνά της περιοχής γύρω από την κοιλάδα. Όπως και το νερό του ποταμού, υπεδαφικό νερό του πολυστρωματώδους υδροφορέα ρέει προς τα ανατολικά, δηλαδή προς τη θάλασσα. Το καρστικό σύστημα είναι ο πιο αποδοτικός υδροφορέας της περιοχής. Το υπεδαφικό νερό και από τα δύο συστήματα έχει χαμηλές τιμές TDS (<2 gr/L) (Duriez et al., 2007).

Τα υδροθερμικά ρευστά της λεκάνης του Σπερχειού παρουσιάζουν υψηλή αλατότητα λόγω της διείσδυσης θαλασσινού νερού. Το θαλασσινό νερό παγιδεύεται και θερμαίνεται στον υδροφορέα, αναμιγνύεται με το υπεδαφικό νερό από τους καρστικούς υδροφορείς ή τους ρηχούς υδροφορείς της λεκάνης. Η μίξη πιθανόν συντελείται κατά την άνοδο του θερμού νερού προς την επιφάνεια (Duriez et al., 2007). Οι ισοτοπικές αναλύσεις C επιβεβαιώνουν τη συμμετοχή CO₂, προερχόμενου από μεγάλα βάθη, στο βαθύ γεωθερμικό σύστημα (E. Dotsika, 2014). Η χημική εξέλιξη του θαλασσινού νερού που διεισδύει στους υδροφορείς, συνδέεται με δύο διαδικασίες στον βαθύ υδροθερμικό ταμιευτήρα. Τις αντιδράσεις μεταξύ νερού - πετρωμάτων και τη διάλυση του CO₂ που προέρχεται από το μανδύα και φτάνει έως την επιφάνεια μέσω του συστήματος ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ (Duriez et al., 2007).

Χημικά, δύο είναι οι κύριοι τύποι υπόγειων υδάτων που έχουν εντοπιστεί. Τα πλούσια σε Ca-HCO₃ και σε Na-CL (E. Dotsika, 2014). Σε όλες τις θερμές πηγές της ευρύτερης περιοχής παρατηρούνται υψηλές συγκεντρώσεις σε B, Sr και Li (Kanellou et al. 2017). Οι γεωχημικές και ισοτοπικές αναλύσεις των υδροθερμικών ρευστών καταδεικνύουν ότι τα υδροθερμικά ρευστά από τις Θερμοπόλεις, την Αιδηψό, τα Ψωρονέρια και τα Καμένα Βούρλα μοιράζονται την ίδια πηγή Li⁺ και B⁺ (E. Dotsika, 2014). Οι τιμές των δ²H και δ¹⁸O στο νερό, και των CL⁻ στις χλωριούχες υδροθερμικές πηγές, μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι τα ρευστά τροφοδοτούνται από θερμά ύδατα αναμειγμένα με τοπικό υπεδαφικό νερό (E. Dotsika, 2014) όπως προαναφέρθηκε.

3.2 Περιοχή Θερμοπυλών:

Οι θερμές πηγές των Θερμοπυλών τροφοδοτούνται από ένα βαθύτερο μητρικό υδροθερμικό ρευστό στο οποίο έχει αναμειχθεί και υπεδαφικό νερό. Το βαθύτερο υδροθερμικό ρευστό είναι μείγμα τοπικού υπεδαφικού νερού (~26,3%), θαλασσινού νερού (~56%) και μαγματικού νερού (~17,7%). Η μαγματική συνεισφορά είναι μεταξύ 1,5% και 3,8% (Kanellou et al. 2017). Στις θερμές πηγές των Θερμοπυλών, χημικές και ισοτοπικές αναλύσεις φανερώνουν συνεισφορά του θαλασσινού νερού 22-28% (Kanellou et al. 2017). Τα υδροθερμικά ρευστά των Θερμοπυλών και των υδροθερμικών πεδίων στο νότιο τμήμα της λεκάνης του Σπερχειού (κεντρική Ελλάδα) χαρακτηρίζονται από υψηλή αλατότητα (total dissolved salts ή TDS) που κυμαίνεται από 1,2 έως 30,3 g/L, καθώς και από εκροή CO₂ (Duriez et al., 2007). Η θερμοκρασία στις θερμές πηγές των Θερμοπυλών κυμαίνεται μεταξύ 33-40 °C (Kanellou et al., 2012). Σε άλλη μελέτη, οι θερμές πηγές των Θερμοπυλών

παρουσιάζουν θερμοκρασίες γύρω στους 32,8 με 33,5 °C και τιμές pH 6 - 6.2 (D' Alessandro et al.,2014). Σε άλλη μελέτη μετρήθηκαν θερμοκρασίες 33- 40,4 °C, pH 5,9-6,2 και TDS 5,5-7,5 (g/L). Παρουσιάστηκαν υψηλή περιεκτικότητα σε Ca (πάνω από 520 mg/L) , S πάνω από 140 mg/L, Mg 220 mg/L και Sr πάνω από 11,9 mg/L (Kanelloropoulos et al., 2015). Τα Li⁺ και B⁺ παράγονται μέσω διάλυσης με το υπόγειο νερό (E. Dotsika, 2014). Οι εκροές αερίων αποτελούνται κυρίως από CO₂ (D' Alessandro et al.,2014). Το CO₂ προέρχεται από το μανδύα και ανέρχεται μέσω του συστήματος ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ (Duriez et al., 2007).

Η θερμοκρασία του ταμιευτήρα υπολογίζεται στους 51 °C (Verros, 2007). Ορυκτολογικά ο ταμιευτήρας του υδροθερμικού συστήματος των Θερμοπυλών φαίνεται να αποτελείται από:

Αδουλάρια	(KAlSi ₃ O ₈)
Χαμαιαλβίτης	(NaAlSi ₃ O ₈)
Ανάκιμο	(NaAlSi ₃ O ₈ .H ₂ O)
Χαλκηδόνιος	(SiO ₂)
Κ-Μοντοριλλονίτης	(K _{0.33} Al _{2.33} Si ₄ O _{3.67} O ₁₀ (OH) ₂)
Χαλαζία	(SiO ₂)

(Verros, 2007).

Αποθέσεις τραβερίνη:

Ο τραβερίνης αποτελείται από ασβεστίτη ή/και αραγωνίτη. Σχηματίζεται από τον υπερκορεσμό του διαλύματος σε ανθρακικό ασβέστιο που οδηγεί στο σχηματισμό κρυστάλλων και την καθίζηση τους. Η καθίζηση κρυστάλλων ασβεστίτη ή/και αραγωνίτη προκαλείται κυρίως από την εκροή CO₂ η οποία αυξάνει το pH και μειώνει τη διαλυτότητα (Kanelloropoulos et al., 2015).

Στην περιοχή των Θερμοπυλών εντοπίζονται εκτεταμένες αποθέσεις τραβερίνη, προσφάτως σχηματισθέντος αλλά και μεγαλύτερης ηλικίας (Kanelloropoulos et al. 2017). Οι θερμές πηγές των Θερμοπυλών εκρέουν από ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Μέσο Τριαδικό - Μέσο Ιουρασικό (Kanelloropoulos et al. 2017). Κατά την ροή των υδροθερμικών ρευστών αποτίθεται θερμογενής τραβερίνης.(Kanelloropoulos et al. 2017). Οι Θερμοπύλες αποτελούν ένα από τα μεγαλύτερα συστήματα στην Ελλάδα σχηματισμού θερμογενούς τραβερίνη (Kanelloropoulos et al., 2015). Η κυρίαρχη φάση στους τραβερίνες των Θερμοπυλών είναι ο ασβεστίτης (Kanelloropoulos, 2012). Σε ορισμένα δείγματα έχει εντοπιστεί και αλίτης (NaCl) (Kanelloropoulos, 2012). Οι τραβερίνες των Θερμοπυλών είναι εμπλουτισμένοι σε Li (πάνω από 6.7 mg/kg) και Mg (πάνω από 6850 mg/kg) (Kanelloropoulos et al. 2017).

3.3 Μετρήσεις στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας:

Για την πληρέστερη εικόνα της παρούσας εργασίας, υπήρξε συμμετοχή του συγγραφέα σε δειγματοληψία νερού κατά μήκος της ροής απορροής της θερμής πηγής των Θερμοπυλών, σε ευρύτερη έρευνα που διεξήχθη από το Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών (ΕΚΠΑ) και το Istituto Nazionale di Geofisica

e Vulcanologia (INGV) του Παλέρμο. Παρατίθενται τα αποτελέσματα των αναλύσεων:

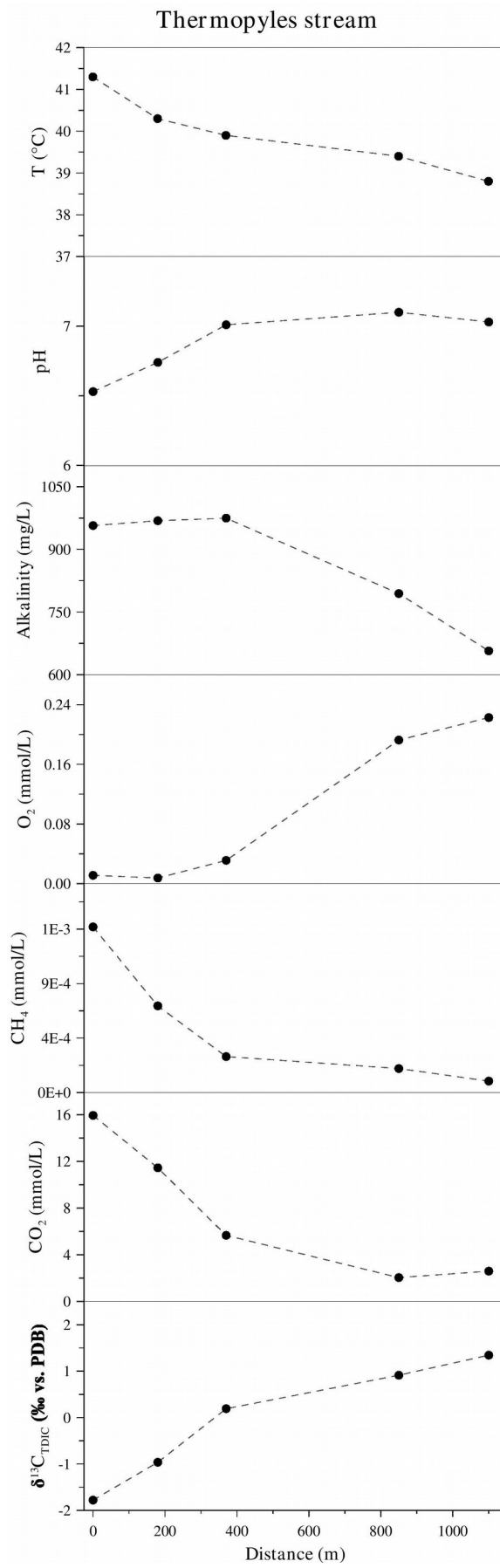
Πιν.1: Φυσικοχημικά χαρακτηριστικά νερού και ποσοστό διαλυμένου CO₂.

ΔΕΙΓΜΑ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΑΠΟΣΤΑΣΗ m	T °C	pH	CO ₂ mg/L	δ ¹³ C _{TDIC} ‰ vs. PDB
THM-1	01/04/2018	0	41.3	6.5	702	-1.78
THM-2	01/04/2018	180	40.3	6.7	504	-0.96
THM-3	01/04/2018	370	39.9	7.0	249	0.19
THM-4	01/04/2018	850	39.4	7.1	89.9	0.91
THM-5	01/04/2018	1100	38.8	7.0	114	1.34



Εικ.3: Ροή απορροής της θερμής πηγής των Θερμοπυλών κατά μήκος της οποίας πραγματοποιήθηκε η δειγματοληψία τα αποτελέσματα της οποίας απεικονίζονται στους πίνακες 1 και 2.

Πιν.2: Γραφική απεικόνιση των τιμών του Πιν.1:



3.4 Συμπεράσματα:

Η θερμή πηγή των Θερμοπυλών αποτελεί ένα δυναμικό σύστημα όπου πραγματοποιούνται συνεχώς μεταβολές που σχετίζονται με τα ιδιαίτερα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά του ρευστού καθώς και το γεωλογικό- πετρολογικό υπόβαθρο της περιοχής. Τέτοια στοιχεία είναι η θερμοκρασία, το pH, η πίεση, η χημική σύσταση του νερού, ο δείκτης κορεσμού κ.α.. Σε ένα τέτοιο θερμοδυναμικό υδροθερμικό περιβάλλον δημιουργούνται αντιδράσεις και αλλοιώσεις όπου η χημική ισορροπία συνεχώς μεταβάλλεται. Από τις αντιδράσεις του θερμού ρευστού με τα περιβάλλοντα πετρώματα που διαπερνά δημιουργούνται νέες δευτερογενείς ορυκτές φάσεις που εν μέρει διαλύονται στο νερό ή καθιζάνουν επηρεάζοντας συνεχώς την κατάσταση ισορροπίας του συστήματος. Μέρους των προβληματισμών αυτών αποτυπώνονται από τα αποτελέσματα των εργασιών υπαίθρου και τα δεδομένα των εργαστηριακών αναλύσεων τα οποία αναπτύσσονται στη συνέχεια.

Κατά μήκος της απορροής συλλέχθηκαν 5 δείγματα του υδροθερμικού νερού, από το σημείο της επιφανειακής του εκδήλωσης (0 m) μέχρι την απόσταση των 1.1 km, στα 0 m, 180 m, 370 m, 850 m και 1100 m από την πηγή. Πραγματοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις όπου παρουσιάζονται στους πίνακες 1 και 2.

Παρατηρούμε ότι αυξανόμενης της απόστασης από την πηγή, η θερμοκρασία συνεχώς μειώνεται από τους 41,3 °C στο δείγμα 1 στους 38,8 °C στο δείγμα 5. Αυτό προφανώς οφείλεται στη χαμηλότερη θερμοκρασία περιβάλλοντος με την οποία τείνει να εξισωθεί η θερμοκρασία του ρευστού.

Αυξανόμενης της απόστασης από την πηγή συνεχώς μειώνονται και οι τιμές διαλυμένου CO₂ στα δείγματα από 702 mg/L στα 114 mg/L. Αυτό οφείλεται στη διαφυγή CO₂ λόγω μείωσης της διαλυτότητας του ρευστού η οποία οφείλεται στη μείωση της θερμοκρασίας και της πίεσης του. Το ίδιο συμβαίνει με το CH₄ και με άλλα διαλυμένα αέρια τα οποία δεν αναγράφονται στις αναλύσεις. Οι τιμές του CH₄ ξεκινούν από 1×10⁻³ mmol/L και φτάνουν λιγότερο από 2×10⁻⁴ mmol/L.

Αντιθέτως, αυξανόμενης της απόστασης από την πηγή, η τιμή του pH συνεχώς αυξάνεται από 6,5 στο δείγμα 1, σε 7 στο δείγμα 5. Αυτό οφείλεται στην διαφυγή αερίων όπως το CO₂ τα οποία όσο βρίσκονται διαλυμένα στο νερό το καθιστούν πιο όξινο, ενώ με την απομάκρυνση τους αυξάνεται το pH του.

Η τιμή του O₂, καθώς απομακρυνόμαστε από τη πηγή, φτάνει από 0,01 mmol/L στα 24 mmol/L πιθανόν λόγω πρόσληψης από την ατμόσφαιρα και των αντιδράσεων που συντελούνται στο ρευστό.

Η αλκαλικότητα των διαλυμάτων, λόγω των συμπλόκων που σχηματίζονται, ενώ αρχικά παρουσιάζει μία μικρή αύξηση από τα 970 mg/L στα 980 mg/L, στη συνέχεια μειώνεται σημαντικά μέχρι τα 660 mg/L.

Τέλος το δ¹³C_{TDIC} αυξάνεται από -1,8 σε 1,3.

Οι ανωτέρω μεταβολές που παρατηρούνται κατά μήκος της απορροής επηρεάζονται και από τη συνεχώς αυξανόμενη εξάτμιση του νερού στο φυσικό περιβάλλον και συνεπώς την μεταβολή της συγκέντρωσής του. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τις ποσότητες των αποθέσεων ανόργανων σχηματισμών που παρατηρούνται σε όλη τη διαδρομή με τη μορφή ιζημάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΠΑΡΑΠΟΜΠΕΣ

Arvanitis, A., 2011. Geothermal activities in Greece. International Trade Fair Energy 2011 Renewable Energy Industry and Export Forum, 4–8 April 2011, Hannover, Germany.

Athanasoulis, K., Vakalopoulos, K., Xenakis, M., Persianis, D., Taktikos, S., 2009. Periodical Monitoring of Hot Springs of Greece. I.G.M.E., Athens (In Greek).

Athanasoulis, K., Vougioukalakis, G., Xenakis, M., Kavouri, K., Kanellopoulos, C., Christopoulou, M., Statha, F., Rigopoulos, P., Spagakos, N., Tsigkas, Th., Papadatou, M., 2016. Diachronic Monitoring of Hot Springs and Geothermal Fields of Greece. I.G.M.E., Athens (In Greek).

Dotsika, E., 2015. H-O-C-S isotope and geochemical assessment of the geothermal area of Central Greece. *J. Geochem. Explor.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.11.008> (E. Dotsika 2014)

Duriez, A., Marlin, C., Dotsika, E., Massault, M., Noret, A., Morel, J.L., 2008. Geochemical evidence of seawater intrusion into a coastal geothermal field of central Greece: example of the Thermopylae system. *Environ. Geol.* 54 (3), 551–564. (Duriez et al., 2007)

Fytikas, M., Kolios, N., 1979. Preliminary heat flow map of Greece. In: Cermak, V., Rybach, L. (eds.) *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 197–205.

GEOHERMIC STATUS OF THERMOPYLAE - ANTHILI AREA IN FTHIOTIDA PREFECTURE. *Bulletin of the Geological Society of Greece, 2010 Proceedings of the 12th International Congress Patras, May, 2010.* (Metaxas et al., 2010)

Gkioni-Stavropoulou, G., 1983. Inventory of hot and mineral springs of Greece, I, Aegean Sea. In: *Hydrological and Hydrogeological Investigation Report No. 39*. IGME, Athens (in Greek).

Grigoriadis, V., Tziavos, I., Tsokas, G., Stampolidis, A., 2016. Gravity data inversion for Moho depth modeling in the Hellenic area. *Pure Appl. Geophys.* 173, 1223–1241. DOI:10.1007/s00024-015-1174-y. (Grigoriadis et al., 2016;).

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., et al., 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* 597-598, 1–33.

Kanellopoulos, C., 2012. Distribution, lithotypes and mineralogical study of newly formed thermogenic travertines in northern Euboea and eastern central Greece. *Central European Geosciences* 4 (4), 545–560. (Kanellopoulos, 2012)

Kanellopoulos, C., Lamprinou, V., Mitropoulos, P., Voudouris, P., 2016a. Thermogenic travertine deposits in Thermopylae hot springs (Greece) in association with cyanobacterial microflora. *Carbonates and Evaporates Journal* 31 (3), 239–248. (Kanellopoulos et al., 2015)

Kanellopoulos, C., Mitropoulos, P., Valsami-Jones, E., Voudouris, P., 2017. A new terrestrial active mineralizing hydrothermal system associated with ore-bearing travertines in Greece (northern Euboea Island and Sperchios area). *J. Geochem. Explor.* 179, 9-24. (Kanellopoulos et al. 2017)

Kilias, S.P., Nomikou, P., Papanikolaou, D., Polymenakou, P.N., Godelitsas, A., Argyraki, A., Carey, S., Gamaletsos, P., Mertzimekis, T.J., Stathopoulou, E., Goettlicher, J., Steininger, R., Betzelou, K., Livanos, I., Christakis, C., Bell, K.C., Scoullou, M., 2013. New insights into hydrothermal vent processes in the unique shallow-submarine arcvolcano, Kolumbo (Santorini), Greece. *Nat. Sci. Rep.* 3, 2421.

Kyriaki Daskalopoulou, 2017. Geochemistry of Gas Manifestations in Greece. Doctorate of philosophy in applied and environmental geology. Università degli Studi di Palermo (Palermo, Italy) Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare (DISTEM), National and Kapodistrian University of Athens (Athens, Greece) Department of Geology and Geoenvironment, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (sez. Palermo, Italy). Page Count: 155. (Daskalopoulou)

Kyriakopoulos K. (2017). *Volcanology*. University of Athens Publication.

Lambrakis, N., Kallergis, G., 2005. Contribution to the study of Greek thermal springs: hydrogeological and hydrochemical characteristics and origin of thermal waters. *J. Hydrogeol.* 13, 506–521.

Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and Trench system: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophys.*, 60: 1-42.

Le Pichon, X., Sengor, A. M. C., Demirbag, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., Gorur, N., Cagatay, N., Mercier de Lépinay, M., Meyer, B., Saatçilar, B., and Tok, B., 2001. The active Main Marmara fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 595–616.

Mountrakis, D.M., 1986. The Pelagonian Zone in Greece: A Polyphase-Deformed Fragment of the Cimmerian Continent and Its Role in the Geotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean. *J. Geoph.* 94, 335-347. (Mountrakis 1986)

Orfanos, G., 1985. Inventory of hot and mineral springs of Greece, Peloponnesus, Zakynthos, Kythira. In: *Hydrological and Hydrogeological Investigation Report No.39 IGME*, Athens (in Greek).

Physico-chemical Characteristics of Thermopylae Natural Hot Water Springs in Central Greece: Chemical Geothermometry. Article *in* AIP Conference Proceedings December 2007 DOI: 10.1063/1.2836100. (Verros 2007)

Price, R.E., Savov, I., Planer-Friedrich, B., Bühring, S.I., Amend, J., Pichler, T., 2013. Processes influencing extreme As enrichment in shallow-sea hydrothermal fluids of Milos Island, Greece. *Chem. Geol.* 348, 15–26.

Sfetsos, K.S., 1988. Inventory of hot and mineral springs of Greece, III, Mainland Greece. In: Hydrological and Hydrogeological Investigation Report No. 39. IGME, Athens (in Greek).

Taymaz T, Jackson J, McKenzie D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106:433–90.

Taymaz, T., Yilmaz, Y., Dilek, Y., 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction. Geological Society, London, Special Publications, 291, 1–16. doi:10.1144/SP291.1

The Encyclopedia of volcanoes (Second Edition). Haraldur Sigurdsson, Bruce Houghton, Hazel Rymer, John Stix, Steve McNutt, 2015. Elsevier. Page Count:1456. (Sigurdsson et al. 2015)

Tsokas, G.N., Hansen, R.O., 1997. Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data. *J. Geophys. Res.*, 102 (B9), 585–597. doi:10.1029/97JB00730

Valsami-Jones, E., Baltatzis, E., Bailey, E.H., Boyce, A.J., Alexander, J.L., Magganas, A., Anderson, L., Waldron, S., Ragnarsdottir, K.V., 2005. The geochemistry of fluids from an active shallow submarine hydrothermal system: Milos island, Hellenic Volcanic Arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 148, 130–151.

Yolsal, S., Taymaz, T., Yalciner, A.C., 2009. Earthquake source parameters along the Hellenic-Cyprus arcs and simulations of historical tsunamis in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics.* (Yolsal et al. 2009)