



Γεωθερμία

Ενότητα 2: Πηγές Θερμότητας στο Εσωτερικό της Γης

Καθηγητής Κωνσταντίνος Λ. Κατσιφαράκης
Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών ΑΠΘ



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ

Άδειες Χρήσης

- Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό υπόκειται σε άδειες χρήσης Creative Commons.
- Για εκπαιδευτικό υλικό, όπως εικόνες, που υπόκειται σε άλλου τύπου άδειας χρήσης, η άδεια χρήσης αναφέρεται ρητώς.



Χρηματοδότηση

- Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό έχει αναπτυχθεί στα πλαίσια του εκπαιδευτικού έργου του διδάσκοντα.
- Το έργο «Ανοικτά Ακαδημαϊκά Μαθήματα στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης» έχει χρηματοδοτήσει μόνο την αναδιαμόρφωση του εκπαιδευτικού υλικού.
- Το έργο υλοποιείται στο πλαίσιο του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» και συγχρηματοδοτείται από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) και από εθνικούς πόρους.



Πηγές Θερμότητας στο Εσωτερικό της Γης

Η Γη χάνει συνεχώς θερμότητα. Κύρια αιτία είναι η γήινη θερμική ροή. Με μέση τιμή στην επιφάνεια της Γης $1,5 \text{ } \mu\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, συνεπάγεται συνολική απώλεια θερμότητας $2,6\cdot 10^{20} \text{ cal}$ τον χρόνο. Θερμικές απώλειες, εξαιρετικά σημαντικές σε ορισμένες περιοχές, προκαλεί και η ηφαιστειακή δράση.

Η αντίστοιχη απώλεια θερμότητας δεν ξεπερνά τις $2,2\cdot 10^{18} \text{ cal}$ το χρόνο, είναι δηλαδή λιγότερο από το 1/100 της γήινης θερμικής ροής.

Οι απώλειες θερμότητας καλύπτονται από θερμικές πηγές που υπάρχουν στο εσωτερικό της Γης. Αν μάλιστα γίνει δεκτό ότι η Γη σχηματίσθηκε από ένα αρχικώς ψυχρό σώμα, που θερμάνθηκε με την πάροδο του χρόνου, πρέπει να αναζητηθούν και οι πηγές θερμότητας που προκάλεσαν αυτή την αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη.



Θερμότητα από ραδιενέργεια (1/5)

Κατά την μεταστοιχείωση ραδιενεργών πυρήνων εκλύεται ενέργεια με τη μορφή σωματιδίων α και β και ακτινοβολίας γ , που τελικά μετατρέπεται σε θερμότητα. Σημαντική συνεισφορά στην παραγωγή θερμότητας στο εσωτερικό της Γης έχουν τα ισότοπα ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , και ^{40}K τα οποία:

- α) έχουν χρόνο υποδιπλασιασμού συγκρίσιμο με την ηλικία της Γης,
- β) βρίσκονται σε σχετική αφθονία και
- γ) έχουν σημαντικό ρυθμό παραγωγής ενέργειας από κάθε μονάδα μάζα τους.

Η συνεισφορά άλλων ισοτόπων, που δεν πληρούν όλες τις προϋποθέσεις που αναφέρθηκαν, είναι πολύ περιορισμένη. Για παράδειγμα, τα ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{60}Fe έχουν μικρό χρόνο υποδιπλασιασμού, ενώ το ρουβίδιο (^{87}Ru) είναι σπάνιο και έχει μικρό ρυθμό παραγωγής ενέργειας.



Θερμότητα από ραδιενέργεια (2/5)

Το ^{40}K περιέχεται σε μικρό ποσοστό στα ορυκτά του κοινού καλίου, που είναι σημαντικά. Αντίθετα τα αυτοτελή ορυκτά του ουρανίου και του θορίου είναι σπάνια και έχουν μικρή σημασία σε σύγκριση με τις ποσότητες ουρανίου και θορίου, που συναντώνται ως ιχνοστοιχεία σε πετρώματα κάθε τύπου.

Τα στοιχεία αυτά βρίσκονται στο πλέγμα των δευτερευόντων ορυκτών συστατικών των πετρωμάτων, όπως το ζirkόνιο, το ρουτίλιο, ο τιτανίτης κ.ά., τα οποία έχουν μεγάλες ατομικές ακτίνες. Αντίθετα τα κύρια ορυκτά συστατικά των πετρωμάτων, δηλαδή αυτά από τα οποία εξαρτάται το είδος του πετρώματος (π.χ. χαλαζίας, άστριος, ολιβίνης, κερροστίλβη, πυρόξενος) είναι απαλλαγμένα από ουράνιο και θόριο, γιατί έχουν πολύ μικρότερες ατομικές ακτίνες. Ουράνιο και θόριο βρίσκονται ακόμη στα όρια των κόκκων και στις επιφάνειες των κρυστάλλων, όπου συγκρατούνται με δυνάμεις προσρόφησης, καθώς και στους πόρους των πετρωμάτων.



Θερμότητα από ραδιενέργεια (3/5)

Κατά την στερεοποίηση του μάγματος το ουράνιο και το θόριο συγκεντρώνονται στο υπόλοιπο, πίο όξινο μέρος του μάγματος, που τελικά στερεοποιείται σε γρανίτη.

Για τον λόγο αυτό η περιεκτικότητα των πετρωμάτων σε **U** και **Th** αυξάνει ανάλογα με το περιεχόμενο **πυρίτιο** (αφού ένα πέτρωμα χαρακτηρίζεται ως βασικό ή όξινο, ανάλογα με την περιεκτικότητά του σε διοξείδιο του πυριτίου). Το ίδιο συμβαίνει και με το κάλιο. Επομένως ο ρυθμός παραγωγής θερμότητας από ραδιενέργεια είναι πολύ μεγαλύτερος στον γρανίτη από ότι στον βασάλτη.



Θερμότητα από ραδιενέργεια (4α/5)

Η ποσότητα των ραδιενεργών στοιχείων και η αντίστοιχη έκλυση θερμότητας ελαττώνονται με την πάροδο του χρόνου, λόγω της ραδιενεργού μεταστοιχείωσης.

Οι συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης κατά την διάρκεια της στερεοποίησης του μάγματος επηρεάζουν την κατανομή του ουρανίου και του θορίου.

Πετρώματα όμοια από πετρογραφική και ορυκτολογική άποψη μπορεί να περιέχουν πολύ διαφορετικές ποσότητες ραδιενεργών στοιχείων.



Παραγωγή θερμότητας από ραδιενέργεια (μέσες τιμές από σύγχρονες μετρήσεις) (4β/5)

Πέτρωμα	Μέση περιεκτικότητα (σε ppm)			Μέση παραγωγή θερμότητας ($10^{-8}\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{y}^{-1}$)	Πυκνότητα ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
	U	Th	K		
Ιζήματα	3	18,5	20000	373	2,3
Γρανίτες	4,75	2,7	37900	818	2,7
Βασάλτης	0,60	0,05	8400	120,5	3,0
Περιδοτίτης	0,015	0,023	63	2,26	3,2
Δουνίτης	0,008	0,04	8	1,07	3,3
Χονδρίτης	0,12		845	3,95	3,6



Θερμότητα από ραδιενέργεια (5/5)

Ο ρυθμός παραγωγής θερμότητας από ραδιενέργεια μέσα στη Γη μειώνεται με το βάθος, γιατί τα πετρώματα γίνονται πιο βασικά. Η μείωση αυτή δεν αρκεί να εξηγήσει την χαμηλή τιμή της θερμικής ροής στην επιφάνεια της Γης. Με βασική ως υπερβασική σύσταση για τον άνω μανδύα και τις τιμές του πίνακα προκύπτει ότι η παραγωγή θερμότητας στον φλοιό και τον άνω μανδύα υπερκαλύπτει τις απώλειες θερμότητας από την επιφάνεια της Γης. Μια πιθανή εξήγηση είναι ότι οι τιμές παραγωγής θερμότητας που μετρήθηκαν, είναι αντιπροσωπευτικές μόνον για τα ανώτερα στρώματα του φλοιού. Πραγματικά, οι ποσότητες ουρανίου και θορίου οι οποίες συγκρατούνται με δυνάμεις προσρόφησης ή βρίσκονται στους πόρους των πετρωμάτων, μεταφέρονται εύκολα κατά την μετακίνηση νερού μέσα στα πετρώματα και συνεπώς τείνουν να συγκεντρωθούν στα ανώτερα στρώματα. *Αν όμως αποδειχθεί ότι η παραγωγή θερμότητας στο εσωτερικό της Γης είναι μεγαλύτερη από τις απώλειες θερμότητας στην επιφάνειά της, τότε θα αποδειχθεί ότι η Γη σχηματίσθηκε από ένα ψυχρό σώμα, που θερμάνθηκε με την πάροδο του χρόνου.*



Θερμότητα από συστολή της Γης

Σύμφωνα με μια θεωρία, η Γη συστέλλεται με την πάροδο του χρόνου. Αν αυτή η υπόθεση αληθεύει, η δυναμική ενέργεια του πλανήτη μειώνεται. Το ποσό της δυναμικής ενέργειας που χάνεται, μετατρέπεται σε θερμότητα.

Αν η ακτίνα της Γης μειωθεί κατά 1 cm, εκλύονται $8 \cdot 10^{22}$ cal.

Η αντίστοιχη αύξηση της θερμοκρασίας είναι μόλις $5 \cdot 10^{-5}$ °C.

Άρα μόνο μια τεράστια συστολή της Γης θα επηρέαζε σημαντικά την κατανομή της θερμοκρασίας στο εσωτερικό της.



Θερμότητα από την ενέργεια περιστροφής της Γης

Σύμφωνα με ορισμένα στοιχεία, ο χρόνος μιας πλήρους περιστροφής της Γης αμέσως μετά τον σχηματισμό της, ήταν μικρότερος από 10 ώρες.

Κατά την σταδιακή αύξηση του χρόνου αυτού σε 24 ώρες, η Γη έχασε κινητική ενέργεια, που μετατράπηκε σε θερμότητα λόγω τριβών στους πυθμένες των ωκεανών αλλά και στον στερεό φλοιό του πλανήτη.



Θερμότητα από χημικές αντιδράσεις

Οι εξώθερμες χημικές αντιδράσεις συνοδεύονται από έκλυση θερμότητας. Τέτοιες αντιδράσεις συμβαίνουν συνέχεια στο εσωτερικό της Γης, όμως η συνολική συνεισφορά τους στην παραγωγή θερμότητας είναι αμελητέα. Παίζουν ρόλο μόνο σε περιοχές πρόσφατων μαγματικών διεισδύσεων, όπου ενισχύουν την τοπική γεωθερμική ανωμαλία.



Θερμότητα από τις παλίρροιες

Η παλιρροϊκή κίνηση του νερού των ωκεανών προκαλεί τριβές, οι οποίες παράγουν θερμότητα. Το ποσό θερμότητας που εκλύεται, υπολογίζεται σε 10^{19} cal τον χρόνο, είναι δηλαδή το 4% περίπου της συνολικής γήινης θερμικής ροής.

Η έλξη του Ήλιου και της σελήνης προκαλεί μικρομετακινήσεις και στον στερεό φλοιό της Γης (earth tides).



Θερμότητα από την απορρόφηση νετρίνων

Πιθανή πηγή θερμότητας είναι η απορρόφηση νετρίνων, που φθάνουν στην Γη από το διάστημα. Η συνεισφορά της πηγής αυτής είναι απροσδιόριστη. Από άλλους θεωρείται αμελητέα και από άλλους εξαιρετικά σημαντική.



Παραγωγή θερμότητας κατά τον σχηματισμό της Γης

Μια πιθανή αιτία αύξησης της θερμοκρασίας της Γης στα πρώτα στάδια σχηματισμού της είναι η πρόσκρουση με άλλα σώματα. Η κινητική ενέργεια που είχαν τα σώματα αυτά κατά την πτώση τους στην επιφάνεια της Γης μετατράπηκε σε θερμότητα και σε σεισμική ενέργεια, που κατέληξε επίσης σε θερμότητα, λόγω ανελαστικής παραμόρφωσης των γήινων πετρωμάτων. Η πιθανή αύξηση της θερμοκρασίας με την διαδικασία αυτή υπολογίζεται σε 30°C.

Η πτώση σωμάτων στην επιφάνεια της Γης συντέλεσε στην αύξηση της θερμοκρασίας με έναν ακόμη τρόπο. Η μάζα των σωμάτων αυτών αύξησε την μάζα της Γης. Επομένως αυξήθηκε και η πίεση στο εσωτερικό της. Αύξηση όμως της πίεσης προκαλεί αύξηση της θερμοκρασίας, όταν δεν είναι δυνατή η αποβολή της θερμότητας στο περιβάλλον, δηλαδή όταν η συμπίεση είναι αδιαβατική. Αυτό γινόταν στο εσωτερικό της Γης. Υπολογίζεται ότι η αύξηση της θερμοκρασίας στο κέντρο της Γης μπορεί να έφθασε τους 900°C.



Παραγωγή θερμότητας κατά τον σχηματισμό του πυρήνα της Γης (1/2)

Σύμφωνα με πολλές ενδείξεις η Γη σχηματίσθηκε από σχεδόν ομογενές υλικό, το οποίο διαφοροποιήθηκε στη συνέχεια. Τα βαρύτερα υλικά μετακινήθηκαν προς το κέντρο της Γης, ενώ τα ελαφρότερα προς την επιφάνειά της. Κατά τις μετακινήσεις αυτές δυναμική ενέργεια μετατράπηκε σε θερμότητα λόγω τριβών, αλλά και λόγω αύξησης της πίεσης στον πυρήνα. Θερμότητα εκλύθηκε κυρίως κατά την διαφοροποίηση των υλικών του μανδύα από τα υλικά του πυρήνα κατά την οποία συγκεντρώθηκαν βαριά μέταλλα (σίδηρος, νικέλιο) στο κέντρο της Γης. Ένα μέρος της δαπανήθηκε για την τήξη του υλικού του εξωτερικού πυρήνα. Μικρότερα ποσά θερμότητας εκλύθηκαν κατά την διαφοροποίηση φλοιού και μανδύα.

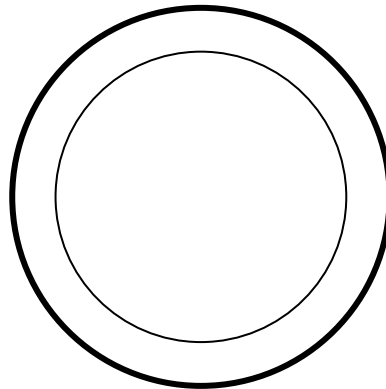
Υπολογίζεται ότι η θερμότητα η οποία παράχθηκε με τον τρόπο που περιγράφηκε, προκάλεσε σημαντική αύξηση της θερμοκρασίας της Γης, που στον πυρήνα της έφθασε τους 1500°C .



Παραγωγή θερμότητας κατά τον σχηματισμό του πυρήνα της Γης (2/2)

$$\frac{4}{3}\pi R_1^3 = \frac{4}{3}\pi R_0^3 - \frac{4}{3}\pi R_1^3 \Rightarrow R_1^3 = R_0^3 - R_1^3 \Rightarrow$$

$$2R_1^3 = R_0^3 \Rightarrow R_1 = \frac{R_0}{\sqrt[3]{2}} = 0.794R_0$$



Θερμική κατάσταση του εσωτερικού της Γης

Από θερμική άποψη, η Γη μεταβάλλεται συνέχεια από τον σχηματισμό της μέχρι σήμερα. Η τωρινή θερμική της κατάσταση μπορεί να εκτιμηθεί με άμεσες και έμμεσες μεθόδους. Η ακρίβεια των αποτελεσμάτων που δίνουν οι μέθοδοι αυτές μειώνεται με το βάθος. Με τις σημερινές δυνατότητες είναι δύσκολος ο ακριβής υπολογισμός των θερμοκρασιών, ακόμη και σε βάθη μικρότερα των 10 km. Ακόμη πιο δύσκολες και πιο αβέβαιες είναι οι εκτιμήσεις για την θερμική εξέλιξη της Γης στα 4,6 δισεκατομμύρια χρόνια της ζωής της.



Θερμική κατάσταση του ανώτερου φλοιού

Στα ανώτερα στρώματα του φλοιού της Γης είναι δυνατή η άμεση μέτρηση της θερμοκρασίας σε γεωτρήσεις. Είναι επομένως δυνατή η σχετικά λεπτομερής καταγραφή των τοπικών διαφορών και των χρονικών διακυμάνσεων της θερμοκρασίας και ο υπολογισμός ακριβών μέσων όρων. Βρέθηκε ότι η μέση αύξηση της θερμοκρασίας, δηλαδή η μέση κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, είναι 3°C ανά 100 m. Οι παράγοντες που προκαλούν αποκλίσεις από την τιμή αυτή είναι:

- (α) Η ημερήσια και η ετήσια μεταβολή της επιφανειακής θερμοκρασίας καθώς και οι μακροχρόνιες κλιματικές μεταβολές.
- (β) Η μορφολογία του εδάφους.
- (γ) Η τοπική σύσταση και η γεωλογική δομή του φλοιού.
- (δ) Η κίνηση νερού και τεκτονικά φαινόμενα, που συνοδεύονται από μεταφορά θερμότητας με συναγωγή.
- (ε) Η κατανομή των πηγών θερμότητας.



Επίδραση των κλιματικών παραγόντων (1/4)

Η ηλιακή ενέργεια, που φθάνει στην επιφάνεια της Γης, είναι πολύ μεγαλύτερη από την θερμότητα που προέρχεται από το εσωτερικό του πλανήτη και καθορίζει κατά κύριο λόγο την θερμοκρασία στην επιφάνεια της Γης. Άρα οι μεταβολές της θερμοκρασίας σε κάθε σημείο της επιφάνειας του πλανήτη εξαρτώνται από την κίνησή του, δηλαδή την θέση του ως προς τον ήλιο, και παρουσιάζουν περιοδικότητα. Υπάρχουν θερμοκρασιακές μεταβολές με ημερήσια, ετήσια ή και μεγαλύτερη περίοδο, όπως αυτές που συνδέονται με τον ενδεκαετή κύκλο των ηλιακών κηλίδων και με τις περιόδους των παγετώνων.

Οι μεταβολές αυτές διαδίδονται μέσα το φλοιό με εύρος που συνεχώς ελαττώνεται. Το βάθος μέχρι το οποίο φθάνουν, εξαρτάται από την περίοδό τους. Για διευκόλυνση των συγκρίσεων, χρησιμοποιείται το βάθος διείσδυσης z^* (penetration depth). Είναι το βάθος z στο οποίο το εύρος της θερμοκρασιακής μεταβολής $T_{\max}(z)$ γίνεται ίσο με T_0/e , όπου T_0 το αντίστοιχο εύρος στην επιφάνεια της Γης και e η βάση των νεπέρειων λογαρίθμων ($e = 2.7183$).



Επίδραση των κλιματικών παραγόντων (2/4)

$$e \cong 2.7182818284 = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 + \frac{1}{n} \right)^n$$

$$n = 1 \rightarrow \left(1 + \frac{1}{n} \right)^n = 2$$

$$n = 3 \rightarrow \left(1 + \frac{1}{n} \right)^n = 2.37$$

$$n = 2 \rightarrow \left(1 + \frac{1}{n} \right)^n = 2.25$$

$$n = 4 \rightarrow \left(1 + \frac{1}{n} \right)^n = 2.44$$



Επίδραση των κλιματικών παραγόντων (3/4)

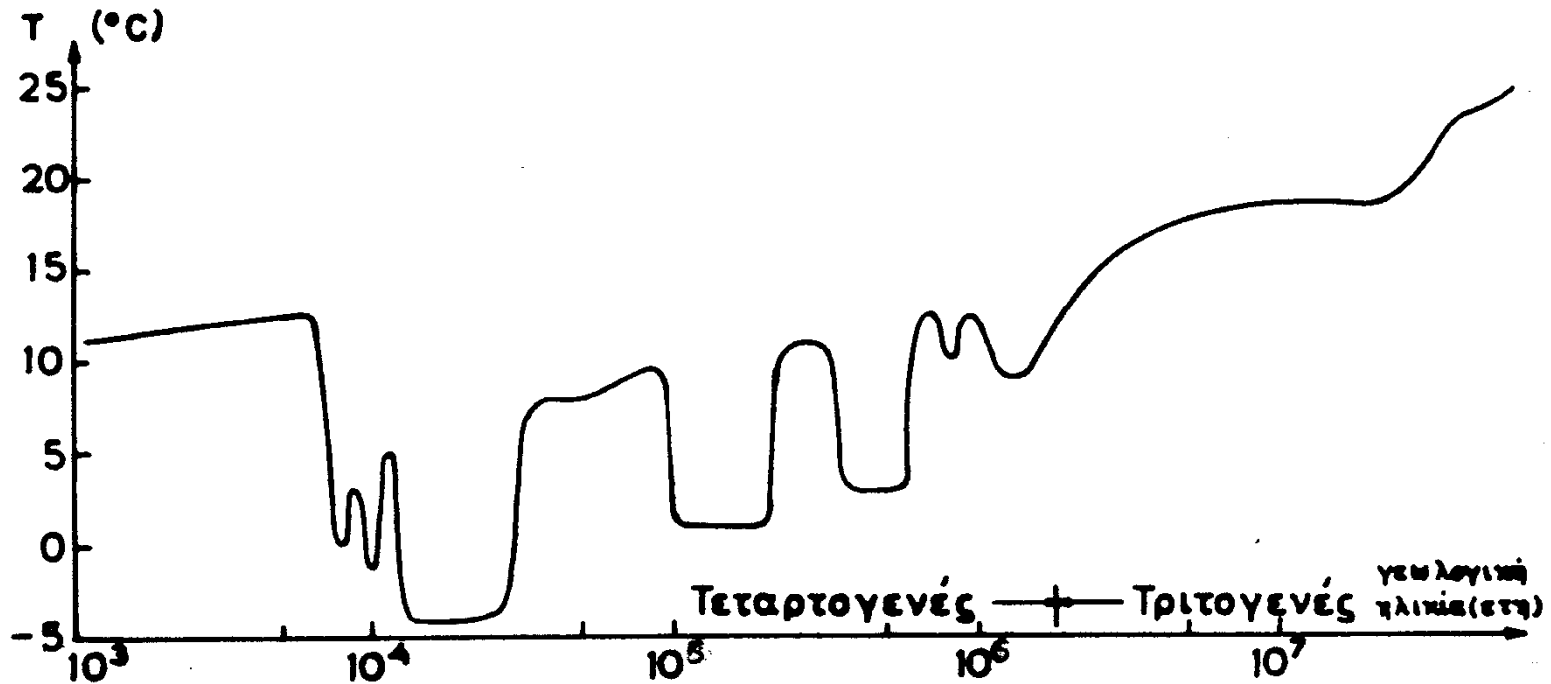
Το βάθος διείσδυσης της ημερήσιας μεταβολής είναι της τάξης των 10cm. Για να μετρηθεί σωστά πρέπει οι καιρικές συνθήκες να παραμείνουν σταθερές για αρκετές μέρες, ώστε να σταθεροποιηθούν το T_0 και η υγρασία του εδάφους. Το βάθος διείσδυσης της ετήσιας μεταβολής είναι της τάξης των 3 m.

Η επιρροή της όμως είναι αισθητή σε πολύ μεγαλύτερα βάθη (της τάξης των 30 m) και πρέπει να λαμβάνεται υπόψη κατά την μέτρηση της θερμοκρασίας σε γεωτρήσεις. Είναι δυνατή και η μέτρηση των θερμοκρασιακών μεταβολών που οφείλονται στον ενδεκαετή κύκλο των ηλιακών κηλίδων. Το εύρος τους είναι μικρό, γι' αυτό η επίδρασή τους στην κατανομή των θερμοκρασιών του φλοιού είναι ελάχιστη.

Γενικά οι απευθείας μετρήσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για μεταβολές με περίοδο μικρότερη από 50 χρόνια. Για μεταβολές μεγαλύτερης περιόδου χρησιμοποιούνται έμμεσες μέθοδοι, όπως τα απολιθώματα φυτικών και ζωικών οργανισμών και ο λόγος των ισοτόπων του οξυγόνου.



Επίδραση των κλιματικών παραγόντων (4/4)



Σχήμα 1: *Επιφανειακή θερμοκρασία στην ΒΔ Ευρώπη από το Τριτογενές ως σήμερα.*

Πηγή: G. Buntebarth, *Geothermics: an introduction*, Berlin-New York, Springer-Verlag, 1984



Επίδραση της μορφολογίας του εδάφους

Η μορφολογία του εδάφους διαταράσσει τοπικά την μορφή των ισοθέρμων καμπυλών, δημιουργώντας μη μηδενική οριζόντια θερμοβαθμίδα και επηρεάζοντας την τιμή της κατακόρυφης. Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα είναι μικρότερη κάτω από βουνά, από ό,τι είναι κάτω από επίπεδη επιφάνεια.

Το αντίθετο συμβαίνει στις κοιλάδες. Τοπογραφική διαταραχή προκαλείται και από την μεταβολή της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, που μειώνεται με το ύψος από την επιφάνεια της θάλασσας.

Κατά τον υπολογισμό της θερμικής ροής, που γίνεται με βάση μετρήσεις της θερμοβαθμίδας, η τιμή της τελευταίας πρέπει να υφίσταται κατάλληλη «τοπογραφική» διόρθωση. Με την διόρθωση αυτή προκύπτει η «αδιατάρακτη» θερμοβαθμίδα, δηλαδή αυτή που θα υπήρχε, αν η επιφάνεια ήταν επίπεδη.



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (1/15)

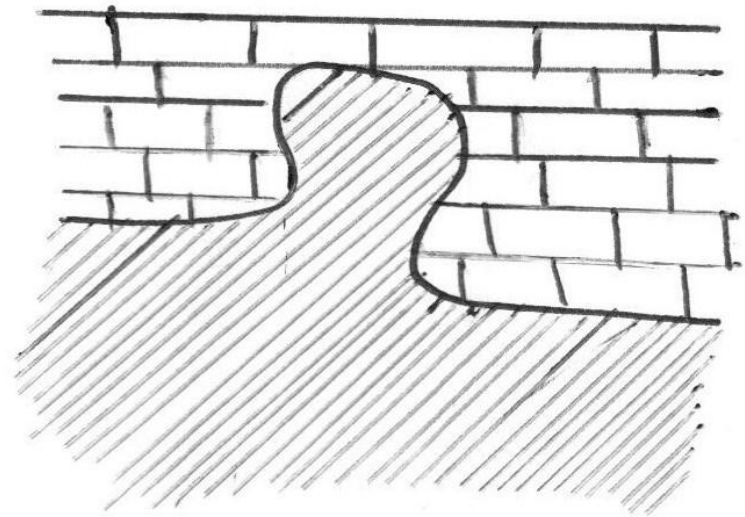
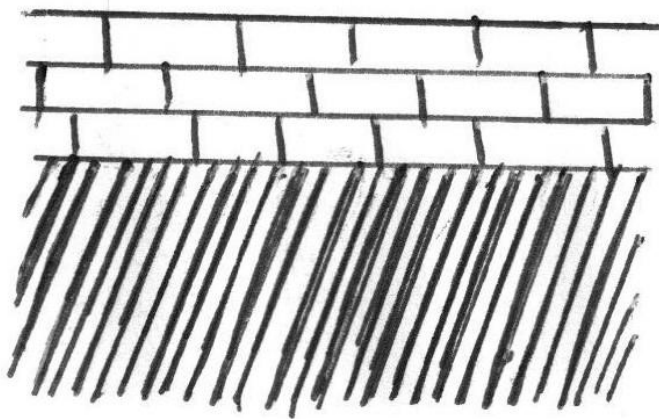
Η σύσταση του φλοιού επιδρά στην κατανομή των θερμοκρασιών, γιατί από αυτήν εξαρτάται η τιμή της θερμικής αγωγιμότητας.

Όπως αναφέρθηκε, όσο μικρότερη είναι η τιμή της θερμικής αγωγιμότητας τόσο ταχύτερη είναι η αύξηση της θερμοκρασίας με το βάθος (για δεδομένη θερμική ροή).

Η κατανομή της θερμοκρασίας εξαρτάται και από την σχετική θέση των διαφόρων πετρωμάτων της περιοχής, δηλαδή από την γεωλογική δομή της.



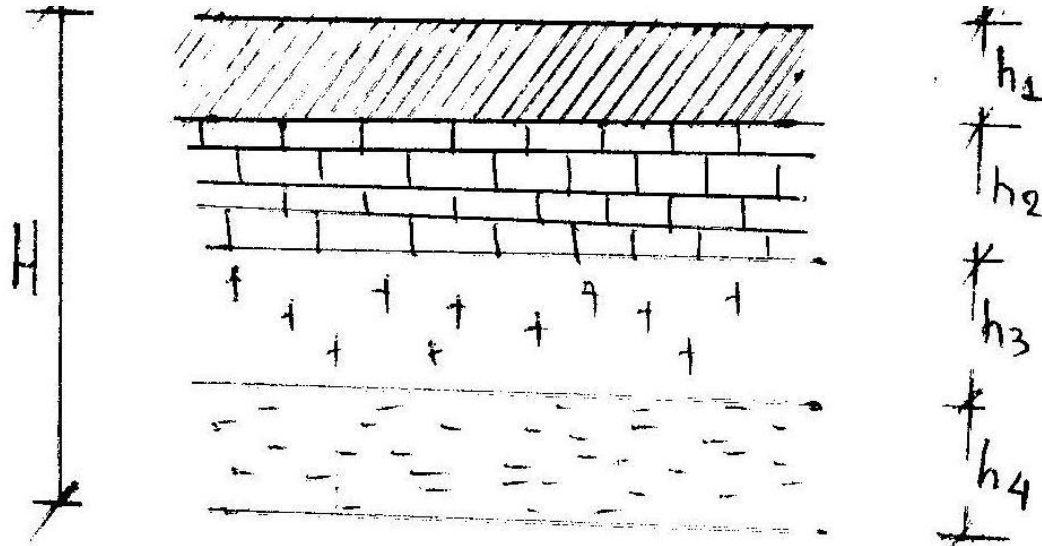
Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (2/15)



Σχήμα 2: Γεωλογικές δομές με στρώματα διαφορετικής θερμικής αγωγιμότητας



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (3/15)



Σχήμα 3: Γεωλογική δομή από n οριζόντια στρώματα διαφορετικής θερμικής αγωγιμότητας

$$\frac{1}{K_m} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{K_i}$$

Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (4/15)

$$\left(\frac{dT}{dz}\right)_m = \frac{\sum_{i=1}^v \Delta T_i}{H} = -\frac{Q}{K_m}$$

$$Q = -K_m \cdot \left(\frac{dT}{dz}\right)_m = K_m \cdot \frac{\sum_{i=1}^v \Delta T_i}{H}$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (5/15)

Από όλα τα στρώματα περνάει η ίδια θερμική ροή Q .

Επομένως, για το στρώμα i ισχύει:

$$Q_i = Q \Rightarrow K_m \cdot \frac{\sum_{i=1}^v \Delta T_i}{H} = K_i \cdot \frac{\Delta T_i}{h_i} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \frac{1}{H} \cdot \frac{h_i}{K_i} = \frac{1}{K_m} \cdot \frac{\Delta T_i}{\sum_{i=1}^v \Delta T_i}$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (6/15)

Ανάλογη σχέση γράφεται και για τα υπόλοιπα στρώματα. Προκύπτουν δηλαδή n τέτοιες σχέσεις τις οποίες αθροίζουμε κατά μέλη και έχουμε:

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{H} \cdot \frac{h_i}{K_i} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{K_m} \cdot \frac{\Delta T_i}{\sum_{i=1}^n \Delta T_i} \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{K_i} = \frac{1}{K_m} \cdot \frac{\sum_{i=1}^n \Delta T_i}{\sum_{i=1}^n \Delta T_i} \Rightarrow \frac{1}{K_m} = \frac{1}{H} \cdot \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{K_i}$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (7/15)

Παράδειγμα:

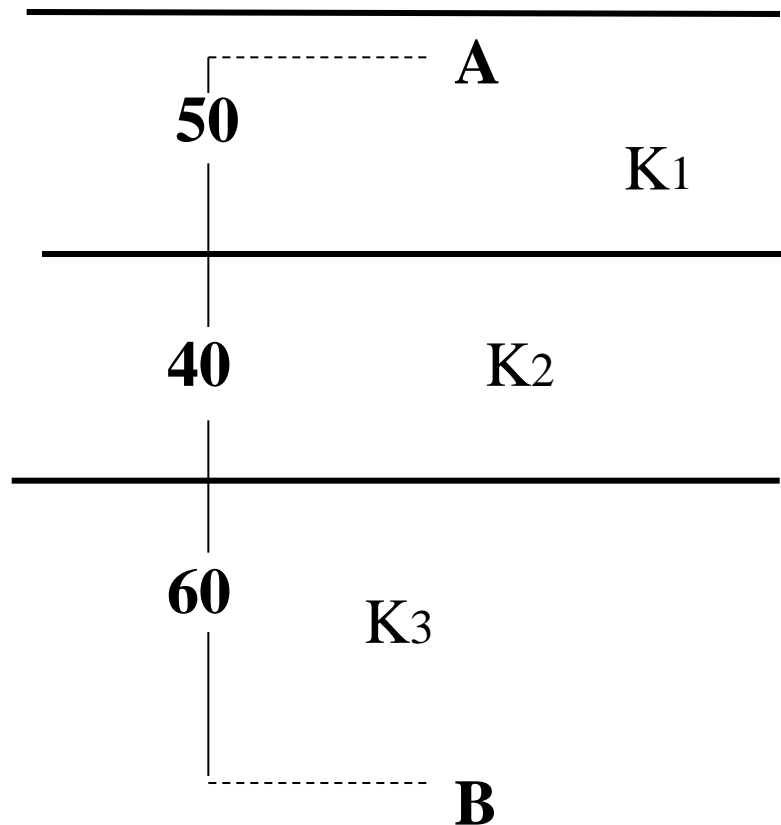
Το έδαφος που φαίνεται σε τομή στο σχήμα αποτελείται από 3 οριζόντια στρώματα με συντελεστές θερμικής αγωγιμότητας

$K_1=2.5 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, $K_2 = 4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, $K_3 = 3 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ αντιστοίχως.

Η θερμοκρασία στα σημεία A και B είναι 17°C και 25°C αντιστοίχως. Υπολογίστε την θερμική ροή Q.



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (8/15)



Σχήμα 4. Έδαφος με 3 οριζόντιες στρώσεις διαφορετικής θερμικής αγωγιμότητας



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (9/15)

Λύση:

- Η απόσταση των 2 σημείων μέτρησης είναι:

$$H = 50+40+60 = 150 \text{ m}$$

- Ο μέσος συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας είναι:

$$\frac{1}{K_m} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^3 \frac{h_i}{K_i} = \frac{1}{150} \cdot \left(\frac{50}{2.5} + \frac{40}{4} + \frac{60}{3} \right) =$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (10/15)

$$= \frac{50}{150} \Rightarrow K_m = 3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Άρα η θερμική ροή είναι:

$$Q = 3 \cdot \frac{8}{150} = 0.16 \text{ W/m}^2$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (11/15)

Άσκηση:

Σε μια περιοχή μετρήθηκαν θερμοκρασίες 25°C , 34°C , 46.4°C και 50.4°C σε βάθη 120 m, 240 m, 480 m και 580 m αντιστοίχως. Η θερμική αγωγιμότητα παραμένει σταθερή και ίση με K_1 μέχρι κάποιο βάθος z , όπου $240\text{ m} < z < 480\text{ m}$, ενώ από εκεί και κάτω, και μέχρι τα 600 m τουλάχιστον, είναι ίση με K_2 . Υπολογίστε α) το βάθος z και β) τον λόγο των θερμικών αγωγιμοτήτων K_2/K_1 , θεωρώντας ότι οι πηγές θερμότητας μέχρι τα 600m είναι αμελητέες και ότι οι μετρήσεις είναι απολύτως ακριβείς.



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (12/15)

Λύση:

Γνωρίζουμε τη θερμοκρασία σε δύο σημεία του πρώτου στρώματος, καθώς και τα αντίστοιχα βάθη. Άρα μπορούμε να βρούμε τη θερμοβαθμίδα του στρώματος αυτού. Είναι:

$$\text{grad}T_1 = \frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{34 - 25}{240 - 120} = \frac{9}{120} = 0.075^\circ \text{C} / \text{m}$$

Ομοίως, για το δεύτερο στρώμα έχουμε:

$$\text{grad}T_2 = \frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{50.4 - 46.4}{580 - 480} = \frac{4}{100} = 0.04^\circ \text{C} / \text{m}$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (13/15)

Η θερμοβαθμίδα είναι ίση με $\text{grad}T_1$ μέχρι το ζητούμενο βάθος z και $\text{grad}T_2$ από εκεί και κάτω. Η διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα στα βάθη 240 και 480 m είναι:

$$\Delta T = 46.4 - 34 = 12.4 \text{ }^\circ\text{C}. \text{ Άρα:}$$

$$\Delta T = (z - 240) \cdot \text{grad}T_1 + (480 - z) \cdot \text{grad}T_2 \Rightarrow$$

$$12.4 = (z - 240) \cdot 0.075 + (480 - z) \cdot 0.04 \Rightarrow$$

$$\Rightarrow 0.035z = 11.2 \Rightarrow z = 320\text{m}$$

Η θερμική ροή είναι η ίδια στα 2 στρώματα, διότι οι πηγές θερμότητας θεωρούνται αμελητέες. Άρα:



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (14/15)

$$Q = -K_1 \text{grad}T_1 = -K_2 \text{grad}T_2 \Rightarrow \frac{K_2}{K_1} = \frac{\text{grad}T_1}{\text{grad}T_2} = \frac{0.075}{0.04} = 1.875$$



Επίδραση της σύστασης και της γεωλογικής δομής του φλοιού (15/15)

Άλλος τρόπος επίλυσης:

Βρίσκουμε τις θερμοβαθμίδες στα δύο στρώματα, όπως και προηγουμένως. Η πρώτη ισχύει μέχρι το βάθος z , όπου η θερμοκρασία είναι T_z . Άρα:

$$\text{grad}T_1 = \frac{T_z - 34}{z - 240} = 0.075 \Rightarrow T_z - 34 = (z - 240) \cdot 0.075$$

Για βάθη από z η μέχρι 480 m, θερμοβαθμίδα ισούται με $\text{grad}T_2$. Άρα:

$$\text{grad}T_2 = \frac{46.4 - T_z}{480 - z} = 0.04 \Rightarrow 46.4 - T_z = (480 - z) \cdot 0.04$$

Λύνοντας το σύστημα των 2 εξισώσεων, βρίσκουμε ότι $z = 320$ m και $T_z = 40$ °C



Επίδραση της κίνησης νερού

Η κίνηση ρευστών στο υπέδαφος επιδρά στην κατανομή των θερμοκρασιών, γιατί συνοδεύεται από συναγωγική μεταφορά θερμότητας. Συνήθως προκαλεί τοπική θερμική ανωμαλία, μερικές φορές όμως επηρεάζει ευρύτερες περιοχές. Οι πιο χαρακτηριστικές ανωμαλίες, που συνδέονται με την κίνηση νερού, είναι οι θερμές πηγές.

Η κίνηση του νερού μπορεί να προκαλέσει αύξηση αλλά και ελάττωση της θερμοκρασίας του υπεδάφους. Το μετεωρικό νερό που κατεισδύει, απορροφά θερμότητα από τον εδαφικό σκελετό για να θερμανθεί και έτσι μειώνει τοπικά την θερμοκρασία. Αντίθετα θερμό νερό, που προέρχεται από βαθύτερα στρώματα και ανεβαίνει λόγω άνωσης, αποδίδει θερμότητα στα πετρώματα μέσα από τα οποία κινείται. Πολλές φορές τα δυο είδη κινήσεως νερού που αναφέρθηκαν, συνδυάζονται σε ένα ευρύτερο σύστημα, που προκαλεί ανακατανομή των θερμοκρασιών.



Γήινη Θερμική ροή (1/5)

Η θερμική ροή από το εσωτερικό της Γης, που μετρείται στα επιφανειακά στρώματα, επιτρέπει μια πρώτη προσέγγιση της θερμικής κατάστασης των βαθύτερων στρωμάτων, όπου δεν μπορούν να γίνουν άμεσες μετρήσεις.

Σύμφωνα με την επικρατέστερη εκδοχή, η μέση τιμή της θερμικής ροής για όλη την επιφάνεια της Γης είναι

$1,5 \mu\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ή **$60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$** , όμως σε πολλές περιοχές παρουσιάζονται σημαντικές αποκλίσεις από την τιμή αυτή. Στους ωκεανούς εξαιρετικά ψηλή τιμή της θερμικής ροής

(ως **$300 \text{ mW}/\text{m}^2$**) συνοδεύει την εμφάνιση νέου φλοιού στις μεσοωκεάνιες ράχες. Η τιμή αυτή μειώνεται εκθετικά με την απόσταση από την ράχη και φθάνει τα 40 ως $45 \text{ mW}/\text{m}^2$ σε απόσταση 8000km περίπου από αυτήν.



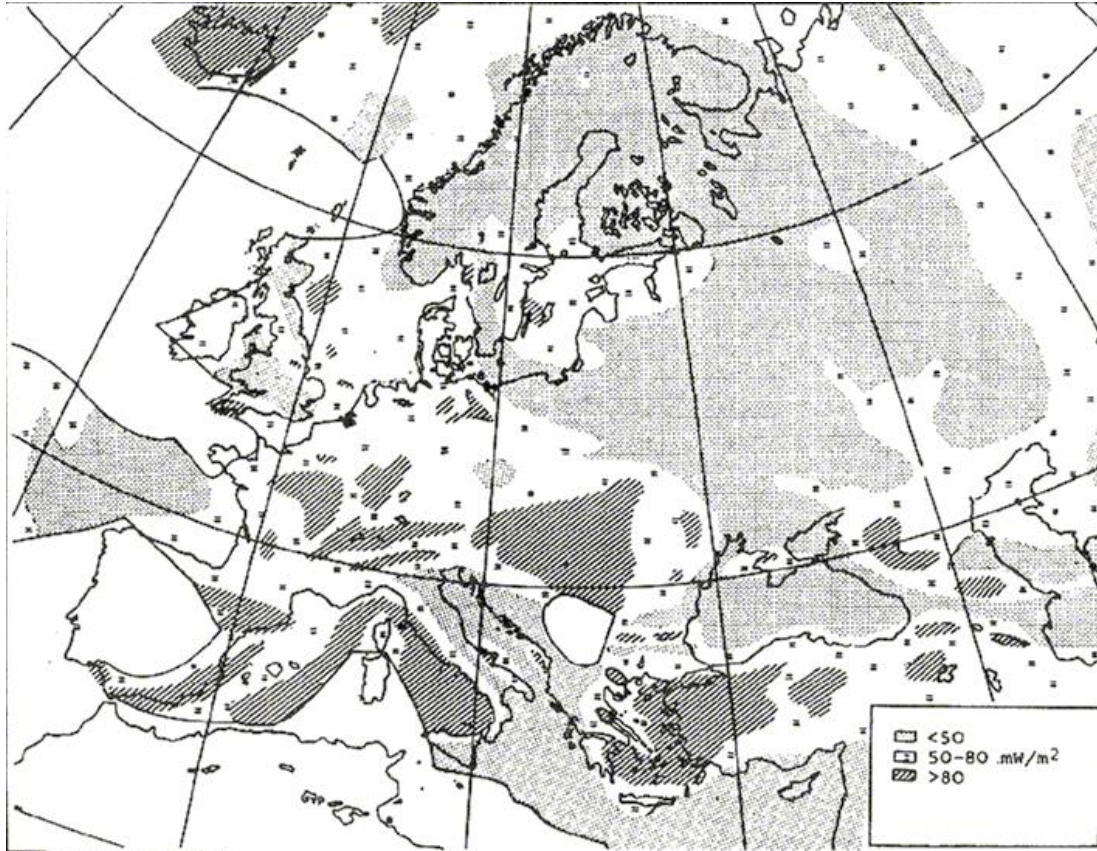
Γήινη θερμική ροή (2/5)

Στις ηπείρους μια χονδρική διάκριση γίνεται με βάση την ηλικία του φλοιού. Περιοχές προκάμβριας ηλικίας (παλαιές ασπίδες) έχουν γενικά χαμηλότερη θερμική ροή, από τον υπόλοιπο ηπειρωτικό φλοιό.

Στην Ευρώπη η θερμική ροή έχει την μικρότερη τιμή στην Αρχαία (προκάμβρια) περιοχή της ηπείρου, είναι λίγο μεγαλύτερη στην Μεσοζωική Ευρώπη και εμφανίζει την μεγαλύτερη τιμή στην Καινοζωική Ευρώπη.



Γήινη θερμική ροή (3/5)



Σχήμα 5: Κατανομή της θερμικής ροής στην Ευρώπη

Πηγή: G. Buntebarth, *Geothermics: An Introduction*, Berlin-New York, Springer-Verlag, 1984.



Γήινη θερμική ροή (4/5)

Ιδιαίτερα ψηλές τιμές της θερμικής ροής, που ενδιαφέρουν άμεσα για την εκμετάλλευση της γεωθερμικής ενέργειας, εμφανίζονται σε:

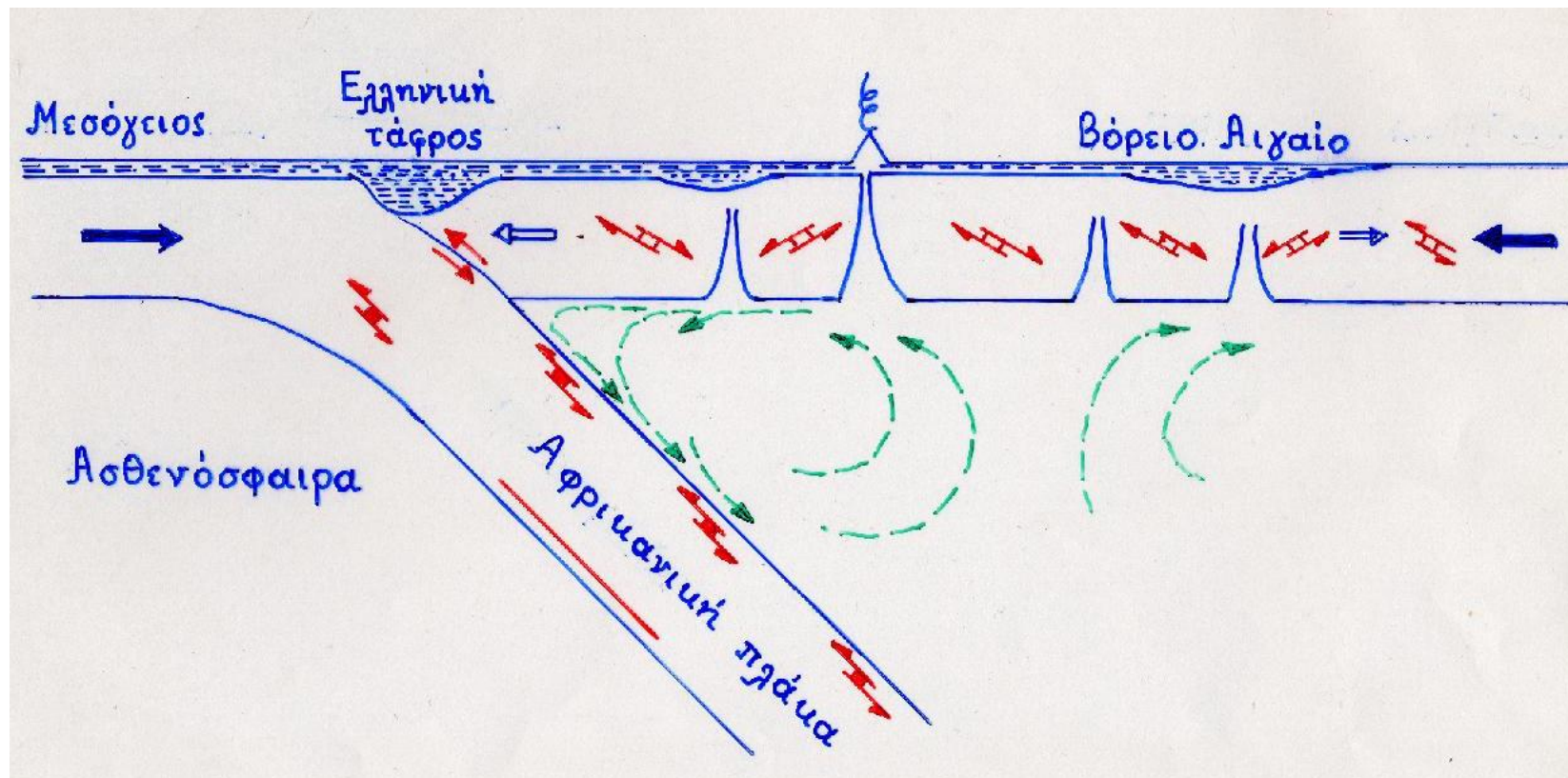
-Περιοχές βύθισης λιθοσφαιρικών πλακών (subduction zones), δηλαδή όπου σχηματίζονται νησιώτικα τόξα ή πτυχωσιγενείς οροσειρές στα ηπειρωτικά περιθώρια. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου.

-Περιοχές ηπειρωτικών βυθισμάτων (rift valleys), όπως είναι το βύθισμα της Παννονικής πεδιάδας στην Ουγγαρία.

-Ηπειρωτικές περιοχές διογκώσεων (swellings), όπου θερμά ανοδικά ρεύματα του μανδύα συναντούν τον ηπειρωτικό φλοιό. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η περιοχή της Δυτικής Τοσκάνης, όπου βρίσκονται τα γεωθερμικά πεδία του Larderello και του Monte Amiata.



Γήινη θερμική ροή (5/5)



Σχήμα 6: Σύγκλιση ευρωπαϊκής και αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας στην περιοχή του Αιγαίου.

Θερμική κατάσταση των βαθύτερων στρωμάτων

Στα στρώματα αυτά δεν είναι δυνατή η άμεση μέτρηση της θερμοκρασίας. Οι εκτιμήσεις της θερμικής κατάστασης βασίζονται σε έμμεσες σεισμικές και βαρυτομετρικές παρατηρήσεις, σε συσχέτιση με την ηλεκτρική αγωγιμότητα του μανδύα και σε συγκρίσεις με την καμπύλη μεταβολής του σημείου τήξης των υλικών του εσωτερικού της Γης.

Τέλος, ορισμένα συμπεράσματα βγαίνουν με τη βοήθεια της εξίσωσης της θερμικής αγωγής.



Προσδιορισμός της θερμοκρασίας με βάση την ηλεκτρική αγωγιμότητα (1/3)

Η ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα ε των διαφόρων στρωμάτων του μανδύα της Γης συνδέεται με την θερμοκρασία με την ακόλουθη σχέση:

$$\varepsilon = \varepsilon_1 \exp\left(-\frac{E_1}{2\sigma_1 T}\right) + \varepsilon_2 \exp\left(-\frac{E_2}{2\sigma_1 T}\right)$$

όπου ε_1 και ε_2 σταθερές που εξαρτώνται από το υλικό, E_1 και E_2 οι ενέργειες διέγερσης που εξαρτώνται επίσης από το υλικό και σ_1 η σταθερά του Boltzmann, που έχει τιμή $1.380 \cdot 10^{-23}$ J/K. Ο πρώτος όρος του δεξιού μέλους δίνει την ηλεκτρική αγωγιμότητα που οφείλεται στα ηλεκτρόνια και ο δεύτερος αυτήν που οφείλεται στα ιόντα.



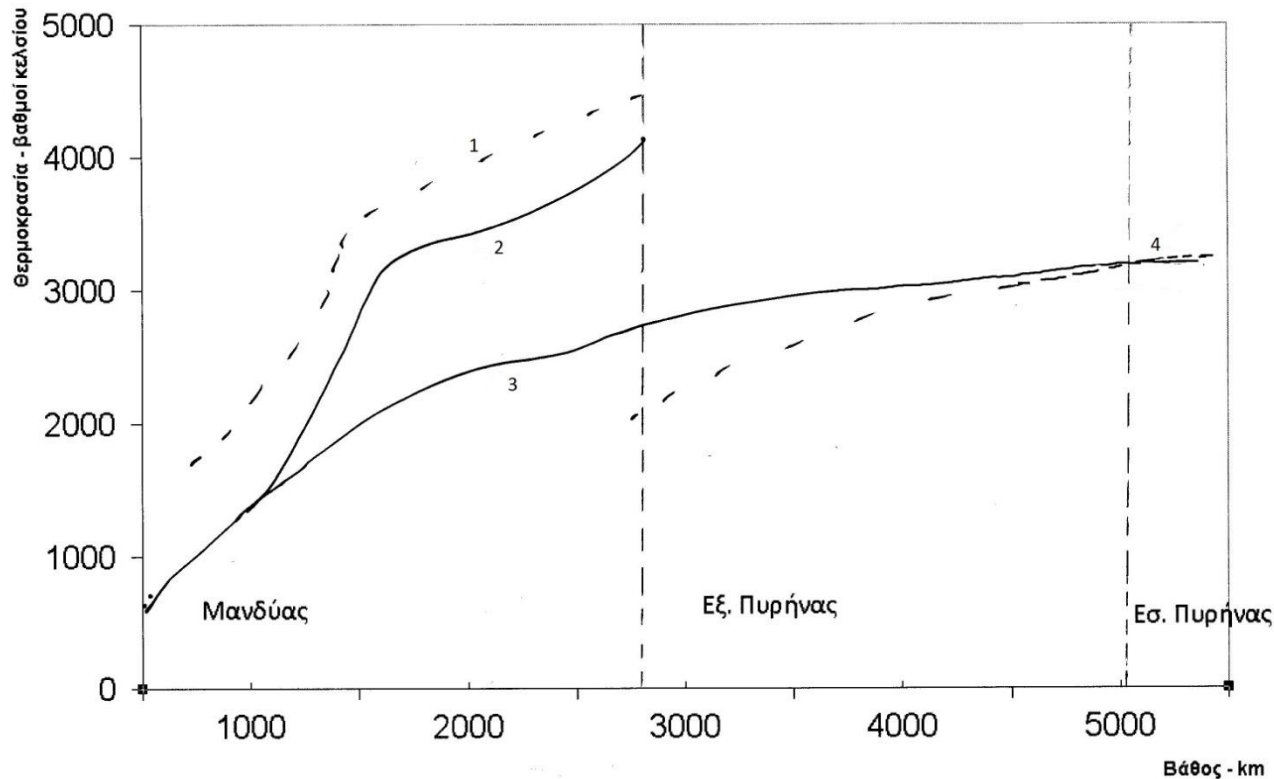
Προσδιορισμός της θερμοκρασίας με βάση την ηλεκτρική αγωγιμότητα (2/3)

Η μεταβολή της ϵ με το βάθος έχει προσδιοριστεί με σχετική ακρίβεια. Όμως η ακρίβεια υπολογισμού της θερμοκρασίας μειώνεται αισθητά εξαιτίας της εξάρτησης των τιμών των ϵ_1 , ϵ_2 , E_1 και E_2 από την σύσταση του μανδύα, για την οποία υπάρχουν διάφορες υποθέσεις.

Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι η θερμοκρασία που υπολογίζεται από τη σχέση για τον κάτω μανδύα ξεπερνά τους 4000°C , αν υποτεθεί ότι το σύνολο του μανδύα αποτελείται από ολιβίνη. Αντίθετα, αν δεχθούμε ότι το βάθος 400-900 km ο ολιβίνης μετατρέπεται σε σπινέλιο, η θερμοκρασία που υπολογίζεται για τον κάτω μανδύα είναι μικρότερη από 3000°C . Διαφέρουν δηλαδή οι δυο εκτιμήσεις κατά 1500°C περίπου.



Προσδιορισμός της θερμοκρασίας με βάση την ηλεκτρική αγωγιμότητα (3/3)



Σχήμα 7: Καμπύλες μεταβολής της θερμοκρασίας και του σημείου τήξης με το βάθος στο εσωτερικό της Γης



Σύγκριση με το σημείο τήξης των υλικών της Γης

Ο φλοιός, ο μανδύας και ο εσωτερικός πυρήνας της Γης βρίσκονται σε στερεή κατάσταση, όπως προκύπτει από σεισμικές παρατηρήσεις. Επομένως οι θερμοκρασίες στα στρώματα αυτά είναι μικρότερες από τη θερμοκρασία τήξης των υλικών τους για τις αντίστοιχες τιμές της πίεσης. Αντίθετα, ο εξωτερικός πυρήνας βρίσκεται σε υγρή κατάσταση. Επομένως η καμπύλη μεταβολής της θερμοκρασίας τήξης με το βάθος καθορίζει το πάνω όριο των θερμοκρασιών στον φλοιό, τον μανδύα και τον εσωτερικό πυρήνα και το κάτω όριο στον εξωτερικό πυρήνα. Αποτελεί λοιπόν έναν τρόπο ελέγχου των θερμοκρασιακών κατανομών, που υπολογίζονται με άλλες μεθόδους.

Ο καθορισμός του σημείου τήξης κάποιου στρώματος προϋποθέτει γνώση της σύστασής του και της πίεσης. Η μεταβολή της πίεσης με το βάθος είναι γνωστή με αρκετή ακρίβεια. Δεν συμβαίνει όμως το ίδιο με την σύσταση των διαφόρων στρωμάτων, για την οποία γίνονται διάφορες υποθέσεις. Για τον λόγο αυτό υπάρχουν και διάφορες εκτιμήσεις για την καμπύλη μεταβολής του σημείου τήξης με το βάθος.



Προσδιορισμός της θερμοκρασίας με βάση την εξίσωση της θερμικής αγωγής (1/2)

Στα βαθύτερα στρώματα οι φυσικές ιδιότητες της Γης είναι σχεδόν σταθερές για κάθε βάθος (μεταβάλλονται ακτινικά μόνο). Επομένως μπορούμε να δεχθούμε ότι παρουσιάζουν σφαιρική συμμετρία. Αν μάλιστα αγνοήσουμε την μεταφορά θερμότητας με συναγωγή, τότε η θερμική εξέλιξη της Γης από την δημιουργία της μέχρι σήμερα μπορεί να περιγραφεί με την εξίσωση:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(K_T r^2 \frac{\partial T}{\partial r} \right) + A$$

όπου r η απόσταση από το κέντρο της Γης και $K_T = K + K_r$, περιλαμβάνει δηλαδή και την επίδραση της θερμικής ακτινοβολίας.



Προσδιορισμός της θερμοκρασίας με βάση την εξίσωση της θερμικής αγωγής (2/2)

Για να είναι δυνατή η επίλυση του προβλήματος, πρέπει να είναι γνωστές οι αρχικές συνθήκες. Πρέπει δηλαδή να γίνει μια υπόθεση για την αρχική θερμοκρασία της Γης. Ακόμη, πρέπει να καθορισθεί η οριακή συνθήκη στο εξωτερικό όριο του πεδίου των υπολογισμών.

Τέλος πρέπει να είναι γνωστή - και μάλιστα διαχρονικά - η κατανομή των ραδιενεργών υλικών με το βάθος (ο όρος A της εξίσωσης, που είναι συνάρτηση των r και t).

Η εξίσωση της θερμικής αγωγής μπορεί να εφαρμοστεί και για τμήματα μόνο της Γης.



Θερμική κατάσταση του κατώτερου φλοιού και του ανώτερου μανδύα (1/2)

Στα στρώματα αυτά υπάρχουν σημαντικές οριζόντιες θερμοκρασιακές διαφορές, γι' αυτό οι υπολογισμοί της θερμοκρασίας γίνονται κατά περιοχές. Βασικό δεδομένο είναι η επιφανειακή θερμική ροή Q , η οποία μπορεί να μετρηθεί. Οι τιμές που προκύπτουν από τις μετρήσεις διορθώνονται κατάλληλα, για να απαλειφθεί η επίδραση των κλιματικών παραγόντων και της μορφολογίας του εδάφους. Η διορθωμένη θερμική ροή αποτελείται από δύο μέρη. Το ένα προέρχεται από την ραδιενεργό μεταστοιχείωση των ασταθών ισοτόπων του ουρανίου, του θορίου και του καλίου, τα οποία βρίσκονται στο φλοιό, ενώ το άλλο προέρχεται από βαθύτερα στρώματα. Η κατανομή των ραδιενεργών στοιχείων, τα οποία γενικώς μειώνονται εκθετικά με το βάθος, μπορεί να υπολογιστεί με βάση πετρολογικά στοιχεία ή από σεισμικές και βαρυτομετρικές μετρήσεις. Συνεπώς υπολογίζεται και η συνεισφορά των στοιχείων αυτών στην θερμική ροή. Το τμήμα της Q που απομένει, προέρχεται από τον άνω μανδύα. Η γνώση της θερμικής ροής, σε συνδυασμό με κάποια υπόθεση για την τιμή του συντελεστή της θερμικής αγωγιμότητας K , οδηγεί σε υπολογισμό της μεταβολής της θερμοκρασίας στα αντίστοιχα στρώματα.



Θερμική κατάσταση του κατώτερου φλοιού και του ανώτερου μανδύα (2/2)

Σύμφωνα με την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, η διεπιφάνεια λιθόσφαιρας - ασθενόσφαιρας, που βρίσκεται σε βάθος 50 ως 200 km, είναι ισόθερμη επιφάνεια.

Η θερμοκρασία της πρέπει να είναι κοντά στο σημείο τήξης των υλικών, γιατί το ιξώδες της ασθενόσφαιρας είναι μικρό και επιτρέπει την κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών.

Υπολογίζεται ότι η θερμοκρασία αυτή είναι **1200 ± 100 °C**.



Θερμική κατάσταση του υπόλοιπου μανδύα

Οι κάθετες προς την ακτινική διεύθυνση θερμοκρασιακές διαφορές μειώνονται με το βάθος και γίνονται αμελητέες στην σεισμική ασυνέχεια, που βρίσκεται σε βάθος 400 km περίπου. Η θερμοκρασία στην επιφάνεια αυτή εκτιμάται σε **1300 ± 150 °C**.

Μια άλλη επιφάνεια αναφοράς, βρίσκεται σε βάθος 670 km, όπου παρουσιάζεται ασυνέχεια στην διάδοση των σεισμικών κυμάτων P. Η ασυνέχεια αυτή εξηγείται πιθανώς με διάσπαση του σπινέλιου $(Mg, Fe)_2SiO_4$ σε μεταλλικά οξείδια και σε στιχοβίτη (μορφή του χαλαζία σε ψηλές πιέσεις). Με βάση την υπόθεση αυτή η θερμοκρασία σε βάθος 670 km εκτιμάται σε **1600 ± 400 °C**.

Στον κάτω μανδύα φαίνεται ότι η τιμή της θερμοβαθμίδας είναι 0,7 K/km, με εξαίρεση ένα λεπτό οριακό στρώμα σε βάθος 2550 ως 2900 km, όπου οι μικρές ταχύτητες των επιμήκων σεισμικών κυμάτων φανερώνουν ψηλές τιμές της θερμοβαθμίδας.



Θερμική κατάσταση του πυρήνα

Η αβεβαιότητα στην εκτίμηση των διαφόρων παραμέτρων, που αφορούν στον πυρήνα, κάνει αβέβαια και την εκτίμηση της κατανομής της θερμοκρασίας.

Ο εξωτερικός πυρήνας, που πιστεύουμε ότι βρίσκεται σε υγρή κατάσταση, πιθανώς αποτελείται από σίδηρο και θείο. Το σημείο τήξης του καθαρού σιδήρου, στο όριο πυρήνα-μανδύα είναι $4800\text{ }^{\circ}\text{C}$, ενώ το σημείο τήξης του ευτηκτικού μίγματος σιδήρου-θείου είναι $2600\text{ }^{\circ}\text{C}$. Μια μέση τιμή είναι **$3700\text{ }^{\circ}\text{C}$** .

Στο όριο εσωτερικού - εξωτερικού πυρήνα η θερμοκρασία ισούται με την θερμοκρασία τήξης του υλικού. Είναι πολύ πιθανό ότι η καμπύλη μεταβολής του σημείου τήξης στο όριο αυτό ταυτίζεται με την αδιαβατική κατανομή. Επομένως η μεταβολή της θερμοκρασίας στον στερεό πυρήνα είναι μικρότερη από την αδιαβατική, ενώ στον υγρό εξωτερικό πυρήνα μεγαλύτερη.



Προσδιορισμός της θερμοκρασίας με βάση την εξίσωση της θερμικής αγωγής

Γενικά οι υπολογισμοί με βάση τη καμπύλη μεταβολής του σημείου τήξης οδηγούν σε μικρές θερμοκρασιακές διαφορές στον εσωτερικό αλλά και στον εξωτερικό πυρήνα. Οι διαφορές αυτές δεν μπορούν να προκαλέσουν και να διατηρήσουν τα συναγωγικά ρεύματα του εξωτερικού πυρήνα, στα οποία οφείλεται το μαγνητικό πεδίο της Γης, σύμφωνα με την θεωρία της δυναμογεννήτριας.

Μια πιθανή εξήγηση είναι η ακόλουθη:

Στο όριο εσωτερικού-εξωτερικού πυρήνα συμβαίνει κρυστάλλωση σιδήρου, άρα εκλύεται θερμότητα που ανεβάζει την θερμοκρασία. Αντίθετα στο όριο μανδύα-πυρήνα, η τήξη υλικού του μανδύα απορροφά θερμότητα και προκαλεί πτώση της θερμοκρασίας. Έτσι δημιουργείται η θερμοκρασιακή διαφορά, η οποία είναι απαραίτητη για την διατήρηση των συναγωγικών ρευμάτων.





Τέλος ενότητας

Επεξεργασία: Ιωάννης Αυγολούπης
Θεσσαλονίκη, Εαρινό Εξάμηνο 2012-2013



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ