



Πανεπιστήμιο
Αιγαίου

Ανοικτά
Ακαδημαϊκά
Μαθήματα



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ

ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΚΑΙ ΓΣΠ

Διευθυντής: καθηγητής Ι. Ν. Χατζόπουλος



Εισαγωγή στην Τηλεπισκόπηση (326Ε)

Καθηγητής Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος

ihat@aegean.gr

http://www.env.aegean.gr/labs/Remote_sensing/Remote_sensing.htm



Διάλεξη-05
Εικόνες στο θερμικό υπέρυθρο

Άδειες Χρήσης

Το παρόν υλικό διατίθεται με τους όρους της άδειας χρήσης Creative Commons Αναφορά, Μη Εμπορική Χρήση Παρόμοια Διανομή 4.0 [1] ή μεταγενέστερη, Διεθνής Έκδοση. Για εκπαιδευτικό υλικό, όπως εικόνες, διαγράμματα, κείμενα, που υπόκειται σε άλλου τύπου άδειας χρήσης, η άδεια χρήσης αναφέρεται ρητώς.



Χρηματοδότηση

Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό έχει αναπτυχθεί στο πλαίσιο του εκπαιδευτικού έργου του διδάσκοντα. Το έργο «**Ανοικτά Ακαδημαϊκά Μαθήματα στο Πανεπιστήμιο Αιγαίου**» έχει χρηματοδοτήσει μόνο τη 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.



Εικόνες στο Θερμικό Υπέρυθρο

- **Η θεωρία περιλαμβάνει:** Εικόνες στο θερμικό υπέρυθρο. Εγγύς, μέση και άπω φασματική ζώνη - συνήθως μη πολωμένη ακτινοβολία.
- Οι φασματικές δίοδοι της ατμόσφαιρας (atmospheric windows).
- Θερμικές ιδιότητες υλικών. Συντελεστής απορρόφησης, συντελεστής ανάκλασης, διαπερατότητας, εκπομπής, μελανό σώμα, φαιό σώμα Θερμοκρασία: κινητική – θερμοδυναμική – αληθής, φαινομένη. Ειδική θερμότητα, πυκνότητα, θερμοχωρητικότητα. Συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας, θερμική αδράνεια.
- Επιδράσεις στις θερμοκρασιακές διακυμάνσεις.
- Τεχνολογία θερμικών ανιχνευτών. Σχέση σήματος και Θορύβου στις θερμικές καταγραφές. Θερμικά ραδιόμετρα. Η αρχή λειτουργίας των φωτομέτρων και φασματομέτρων.
- Ραδιομετρικοί σαρωτές. Συστήματα θερμικών καταγραφών. Ραδιόμετρα μικροκυμάτων.
- Γεωμετρική ακτινική παραμόρφωση στην κλίμακα των εικόνων που προέρχονται από σάρωση. Μετατόπιση αναγλύφου και παραμόρφωση κλίμακας.
- Η θερμική εικόνα και η ερμηνεία της. Ημερήσιες διακυμάνσεις της ακτινοβολούμενης θερμοκρασίας διαφόρων υλικών. Διεξαγωγή υπέρυθρων διασκοπήσεων.
- **Το εργαστήριο περιλαμβάνει:** Οπτική, φακοί - αεροφωτογράφιση

Κεφάλαιο 5

Εικόνες στο θερμικό υπέρυθρο

5.1 Εισαγωγή

- Υπέρυθρο $\lambda = (0,76 \mu\text{m} - 1000 \mu\text{m} (1 \text{ mm}))$
- Ανακαλύφθηκε: 1800 Herschel (1738-1822), U.K. αστρονόμο,
 - ερευνούσε τη σχέση μεταξύ θερμότητας και ορατής ακτινοβολίας.
- 1847, δύο Γάλλοι, ο Fizeau (1819-1896) και ο Foucault (1819-1868),
 - έδειξαν ότι η υπέρυθρος ακτινοβολία έχει οπτικές ιδιότητες παρόμοιες με εκείνες του ορατού όσον αφορά την ανάκλαση, τη διάθλαση και τη συμβολή.

Εγγύς, μέση και άπω φασματική ζώνη - συνήθως μη πολωμένη ακτινοβολία

- Το εγγύς υπέρυθρο συμπεριφέρεται με ιδιότητες ανάλογες του ορατού ($0,76 \mu\text{m}$ μέχρι $3,0 \mu\text{m}$)
- Ανακλώμενο υπέρυθρο $0,76 \mu\text{m}$ μέχρι $3,0 \mu\text{m}$ δεν χρησιμοποιείται σε θερμικές καταγραφές.
- Το εγγύς υπέρυθρο καταγράφεται με φιλμ, φίλτρα και φωτομηχανές που χρησιμοποιούνται και στο ορατό, (με μικρές διαφορές).
- $(0.4 - 3 \mu\text{m})$ Βραχυκυματικό (Shortwave)
- $\lambda = (3 - 14 \mu\text{m})$ Θερμικό υπέρυθρο και υποδιαιρείται στο
 - μέσο υπέρυθρο $3 - 5 \mu\text{m}$
 - άπω υπέρυθρο $5 - 14 \mu\text{m}$ Μακροκυματικό (Longwave)

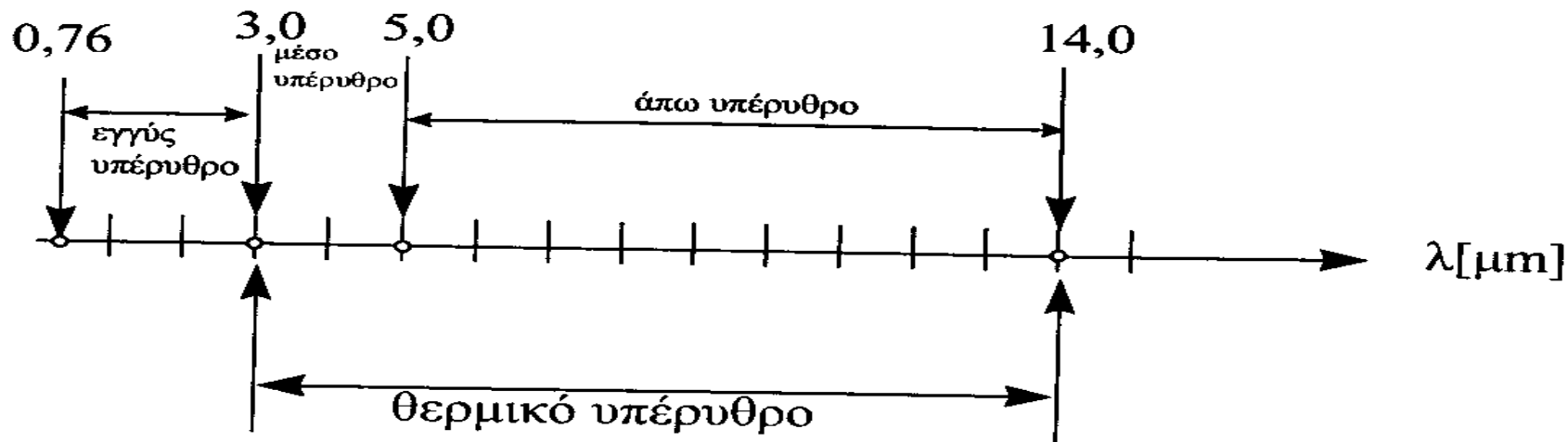
Όργανα στο θερμικό φάσμα διαφέρουν σημαντικά από τις φωτογραφικές μηχανές και τα φιλμ που χρησιμοποιούνται στο ορατό και στο εγγύς υπέρυθρο.

• **Μέσο υπέρυθρο** (3-5 μm) \rightarrow στόχοι με υψηλές θερμοκρασίες:

• πυρκαγιές, λάβα θερμές πηγές \rightarrow Wien το μέγιστο της ακτινοβολούμενης ενέργειας αντιστοιχεί σε φασματική καμπύλη με θερμοκρασία 600K (327°C) περίπου,

• **Άπω υπέρυθρο** (8-14 μm) \rightarrow μέτριες θερμοκρασίες \sim 300K (27°C)

• παρατήρηση δασών, αυτοκινητοδρόμων, αεροδιαδρόμων



Η φασματική ζώνη του υπέρυθρου.

- **Ορατό και εγγύς υπέρυθρο** $\lambda=(0,4-3 \mu\text{m})$, \rightarrow ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία (βραχυκυματική ακτινοβολία \rightarrow Ήλιος).
- **Μέσο και άπω υπέρυθρο** $\lambda=3-14 \mu\text{m}$ (μακροκυματική ακτινοβολία) τα σώματα απορροφούν πρώτα την ορατή και εγγύς υπέρυθρη ακτινοβολία και κατόπιν την εκπέμπουν σε μεγαλύτερα μήκη κύματος στο μέσο και άπω υπέρυθρο.
- **Άμεση θερμική ενέργεια:** γεωθερμική, ανθρωπογενείς δραστηριότητες, δασικές πυρκαγιές, κλπ.,
- **Έμμεση πηγή θερμικής ακτινοβολίας:** τα σώματα που θερμαίνονται αφού απορροφήσουν την βραχυκυματική ακτινοβολία του ήλιου (αναβλύζουσα θερμότητα – upwelling).
 - Οι επιφανειακές θερμοκρασίες της γης κυμαίνονται από 240°K (-33°C) (με μέγιστη ακτινοβολία γύρω στο $\lambda = 12,4 \mu\text{m}$) μέχρι περίπου 315°K ($+42^\circ\text{C}$) ($\lambda = 9,18 \mu\text{m}$) με μια μέση θερμοκρασία γύρω στους 300°K ($+27^\circ\text{C}$) (με $\lambda=9,66 \mu\text{m}$).

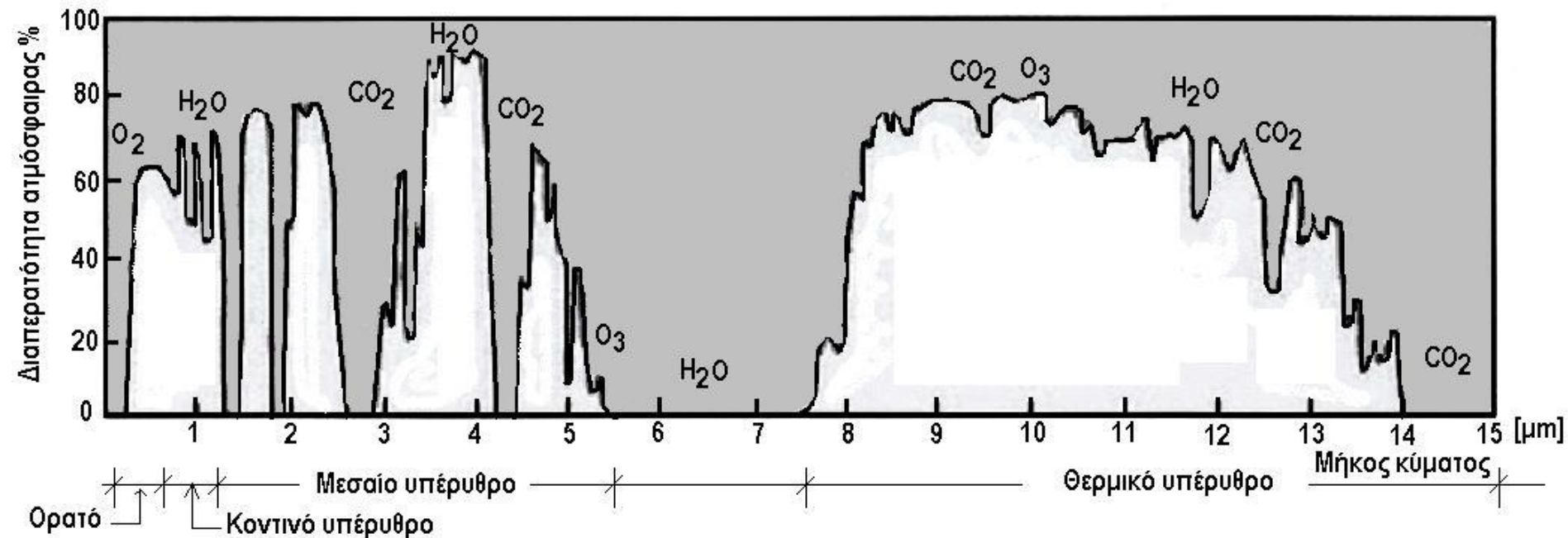
Ηλιακή ή βραχυκυματική ακτινοβολία: (0.4 – 3 μm , μέγιστο ~0,5 μm) λαμβάνεται και απορροφάται από τη γη.

- Το ποσό και η φασματική κατανομή της ενέργειας που εκπέμπεται από μια περιοχή εδάφους εξαρτάται από τις θερμικές ιδιότητες των υλικών της επιφάνειας της γης.
- Η φασματική κατανομή στο θερμικό των υλικών είναι εκείνη ακριβώς που χρησιμοποιείται για την εξαγωγή συμπερασμάτων στις θερμικές εικόνες.
- Οι αλληλεπιδράσεις με την ατμόσφαιρα είναι ότι στο άπω υπέρυθρο, δεν υπάρχει ατμοσφαιρική σκέδαση αλλά μόνο απορρόφηση, που περιορίζει κατ' αυτόν τον τρόπο τις ατμοσφαιρικές διόδους στη φασματική αυτή ζώνη.
- Επίσης, το είδος της πληροφορίας που καταγράφεται και εν συνεχεία αξιολογείται στο μέσο και άπω υπέρυθρο είναι διαφορετικό από εκείνο του ορατού και του εγγύς υπέρυθρου.

Οι φασματικές δίοδοι της ατμόσφαιρας (atmospheric windows):

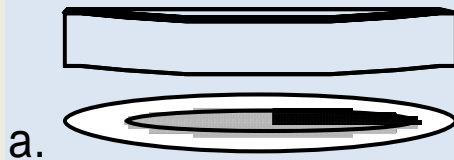
- Αεροσκάφη 3-5 μm και από 8-14 μm
- δορυφόροι από 3-4 μm και μεταξύ 10,5-12,5 μm .
- Καμία από αυτές τις φασματικές ζώνες δεν είναι τέλεια, επειδή υπάρχει απορρόφηση της ακτινοβολίας κυρίως από αέρια του θερμοκηπίου
- υδρατμούς, διοξείδιο του άνθρακα και από το όζον, ιδιαίτερα στη ζώνη από 10,5-12,5 μm .
- η φασματική ζώνη από 3-4 μm επηρεάζεται κατά τη διάρκεια της ημέρας από την ηλιακή ανάκλαση της γήινης επιφάνειας και γι' αυτό χρησιμοποιείται σε μελέτες με μετρήσεις που πραγματοποιούνται κατά κανόνα τη νύχτα.
- Διακυμάνσεις στην εκπεμπόμενη θερμική ενέργεια παρέχουν πληροφορίες που αφορούν στις επιφανειακές θερμοκρασίες, στις θερμικές ιδιότητες εδαφών και πετρωμάτων, στη βλάστηση και στις ανθρώπινες κατασκευές. Τουτέστιν, αξιολογήσεις που βασίζονται στις θερμικές ιδιότητες οδηγούν σε συμπεράσματα για τις ιδιότητες των επιφανειακών υλικών της γης.

Παράθυρα διαπερατότητας της ατμόσφαιρας από την ΗΜΑ



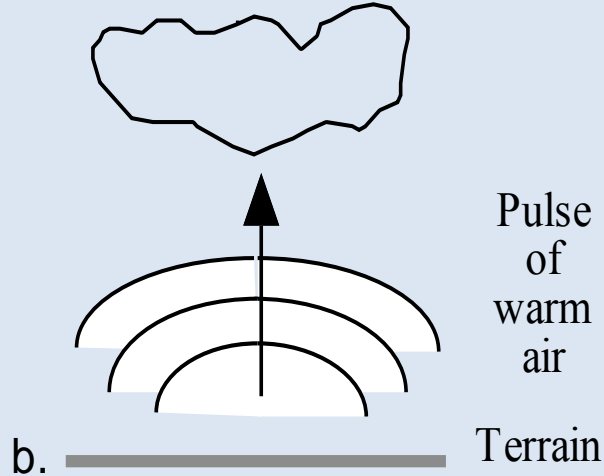
Methods of Heat Transfer

Conduction



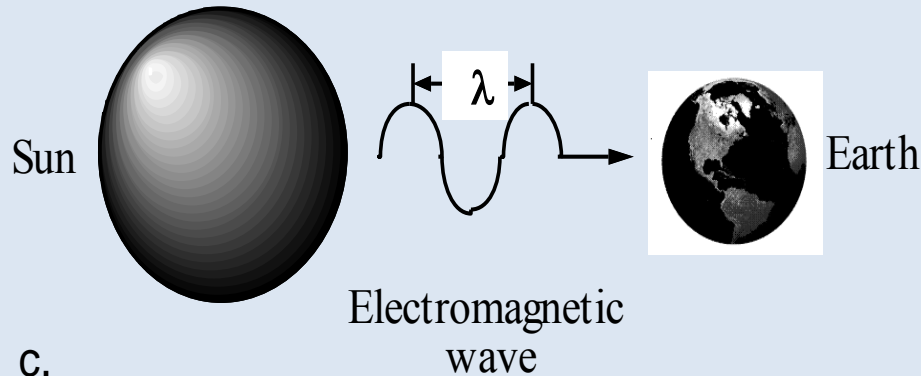
Pan
in contact
with burner

Convection



Pulse
of
warm
air
Terrain

Radiation



Sun

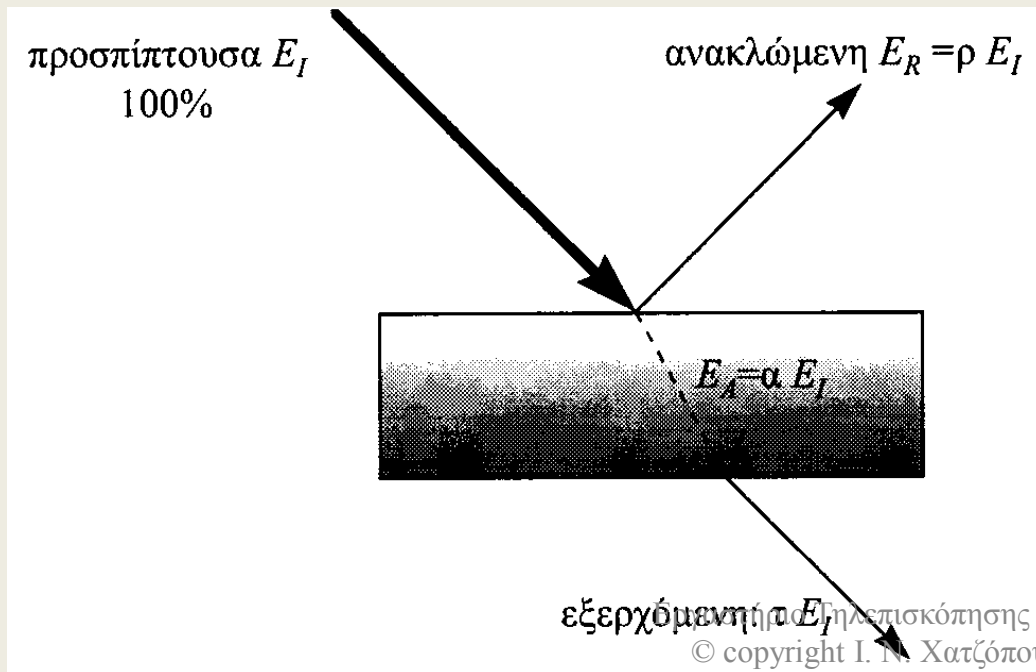
Earth

Electromagnetic
wave

Θερμικές ιδιότητες υλικών

Ορισμοί

- Σωστή ερμηνεία των θερμικών υπέρυθρων εικόνων:
 - κατανόηση των βασικών φυσικών φαινομένων που διέπουν τις αλληλεπιδράσεις της θερμικής ενέργειας με την ύλη καθώς και με τις θερμικές ιδιότητες των υλικών



Οι συντελεστές
απορρόφησης α ,
ανάκλασης ρ και
διαπερατότητας τ .

συντελεστής απορρόφησης α (coefficient of absorptance

ο λόγος της ισχύος που απορροφάται προς την ισχύ που προσπίπτει:

$$\alpha = E_A / E_1 \quad (5.1)$$

E_1 είναι η προσπίπτουσα επί της επιφανείας ισχύς σε [W/cm²]
(επιφανειακή πυκνότητα ροής, irradiance)

E_A η απορροφούμενη από το σώμα ισχύς.

συντελεστής ανάκλασης ρ (reflection coefficient) επιφάνειας ως το πηλίκο της ισχύος που ανακλάται προς την ισχύ που προσπίπτει:

$$\rho = E_R / E_1 \quad (5.2)$$

- Η γωνία μεταξύ της ακτινοβολίας και της επιφάνειας πρόσπτωσης είναι άνευ σημασίας στον συντελεστή ανάκλασης ρ , επειδή η ακτινοβολία είναι μονόμετρο μέγεθος και όχι διανυσματικό σε αυτήν την έννοια.
- Ο συντελεστής ανάκλασης ρ πολλές φορές ονομάζεται και albedo.
- Το albedo όμως δηλώνει την ολική ανακλώμενη ακτινοβολία των φυσικών σωμάτων.
 - Ο συντελεστής του albedo μετρείται στην επιφάνεια της Γης και ορίζεται ως ο λόγος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που ανακλάται από τμήμα της επιφάνειας της γης προς την ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνεια. Ο ορισμός αυτός περιλαμβάνει όχι μόνον την απευθείας ηλιακή ακτινοβολία που ανακλάται από τη γη αλλά και την ακτινοβολία που σκεδάζεται από τα ατμοσφαιρικά αέρια και σωματίδια.
- Τέλος, **διαπερατότητα τ** (transmittance) είναι το ποσοστό της ισχύος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που διαπερνά μέσα από το υλικό.

• (α, ρ) εξαρτώνται από τη φυσική κατάσταση της επιφάνειας του υλικού, και το λ .

• για κάθε λ , προκειμένου να ικανοποιείται η συνθήκη διατήρησης της ενέργειας, έχουμε:

$$\alpha(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) = 1 \quad (5.3)$$

• Για το μελανό σώμα ($\alpha = 1, \rho = 0$):

• όλη η ενέργεια διαπερνά την επιφάνεια του μελανού σώματος και κατόπιν απορροφάται.

• Το μελανό σώμα έχει συνάρτηση $M(T, \lambda)$ της φασματικής κατανομής, που εξαρτάται μόνον από το λ και τη θερμοκρασία T της επιφάνειάς του και καθόλου από τη φυσική κατάστασή του.

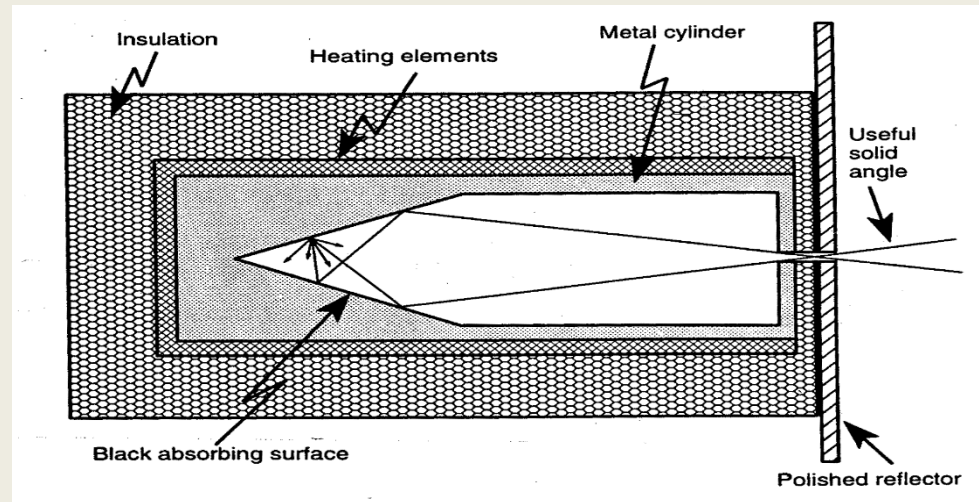
• Το μελανό σώμα ακτινοβολεί τη μεγαλύτερη δυνατή ισχύ M ανά μονάδα επιφάνειας και λ σε μια δεδομένη θερμοκρασία από κάθε άλλο σώμα στην ίδια θερμοκρασία. Δηλαδή, για ένα μελανό σώμα ο συντελεστής απορρόφησης είναι $\alpha_\lambda = 1$ και ανάκλασης $\rho_\lambda = 0$ για κάθε λ .

• Αν το μελανό σώμα βρίσκεται σε θερμική ισορροπία με το περιβάλλον του, θα εκπέμπει ή και θα απορροφά την ίδια μέγιστη ισχύ.

• Με άλλα λόγια, ένα μελανό σώμα είναι άριστος πομπός και δέκτης (απορροφητής) ακτινοβολίας ($\alpha = 1$) αλλά χειρίστος ανακλαστής ($\rho = 0$). Μολονότι το μελανό σώμα είναι μια υποθετική ιδανική περίπτωση, είναι χρήσιμο ως έννοια για την περιγραφή και τη μαθηματική ερμηνεία της θερμικής συμπεριφοράς των πραγματικών σωμάτων.

Cavity radiation - experimental approximation to black-body radiation

As we will see below, the amount of radiation emitted from any body is expressed in terms of the radiation emitted from a hypothetical blackbody. Although the concept of blackbody radiation seems abstract there are a number of very practical reasons to devise ways of creating such radiation. One important reason is to create a source of radiation of a known amount that can be used to calibrate instruments. We can very closely approximate blackbody radiation by carefully constructing a cavity and observing the radiation within it.



Cavities are designed to be light traps - any incident radiation that emerges from the cavity experiences many reflections. If the reflection coefficient of the walls is low, then only a very tiny amount of the energy of incident radiation emerges - most comes from the radiation emitted by the walls of the cavity

Cavities are used both to create a source of blackbody radiation and also as a way of detecting all radiation incident through the cavity aperture.

•Όταν η θερμοκρασία T του μελανού σώματος αυξάνει, το μήκος κύματος λ_{\max} που αντιστοιχεί στο μέγιστο της ακτινοβολίας ελαττώνεται (νόμος μετατοπίσεων του Wien): $\lambda_{\max} = 2897/T$ [$\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{K}$]

•Ο νόμος του Stefan-Boltzmann περιγράφει μαθηματικά την αύξηση της ολικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται για ένα εύρος μηκών κύματος καθώς η θερμοκρασία του σώματος αυξάνει

$$(\sigma T^4 \rightarrow 5.6699 \times 10^{-12} T^4 \text{ [W/(cm}^2 \cdot ^\circ\text{K}^4)])$$

•Ο **συντελεστής εκπομπής** $\varepsilon(\lambda)$ (spectral emissivity) περιγράφει την ικανότητα της επιφάνειας ενός σώματος να εκπέμπει ακτινοβολία σε μια δεδομένη θερμοκρασία.

•Ορίζεται ο λόγος της εκπεμπόμενης ισχύος $M(\lambda)$ ενός σώματος προς την αντίστοιχη εκπεμπόμενη ισχύ $M_b(\lambda)$ από ένα μελανό σώμα της ίδιας θερμοκρασίας, δηλαδή:

$$\varepsilon(\lambda) = M(\lambda) / M_b(\lambda) \quad (5.4)$$

- Ο συντελεστής ϵ , μετρείται για συγκεκριμένο μήκος κύματος λ .
- Ο μέσος συντελεστής εκπομπής ϵ (mean emissivity factor) μεταβάλλεται από 0 μέχρι 1 ($0 \leq \epsilon \leq 1$):

$$\epsilon = \frac{\int_0^{+\infty} \epsilon(\lambda) M(\lambda) d\lambda}{\int_0^{+\infty} M_b(\lambda) d\lambda} = \frac{\int_0^{+\infty} \epsilon(\lambda) M(\lambda) d\lambda}{\sigma T^4} \quad (5.5)$$

και δηλώνει το κατά πόσο το πραγματικό σώμα απέχει από το να ακτινοβολεί σαν μελανό σώμα. Για $\epsilon(\lambda) = 1$ είναι φανερό ότι το αντίστοιχο υλικό είναι μελανό σώμα.

• Όταν ($\epsilon(\lambda) = \epsilon = \text{σταθερό}$) για κάθε λ , **→ Φαίο σώμα:**

• άμορφος άνθρακας.

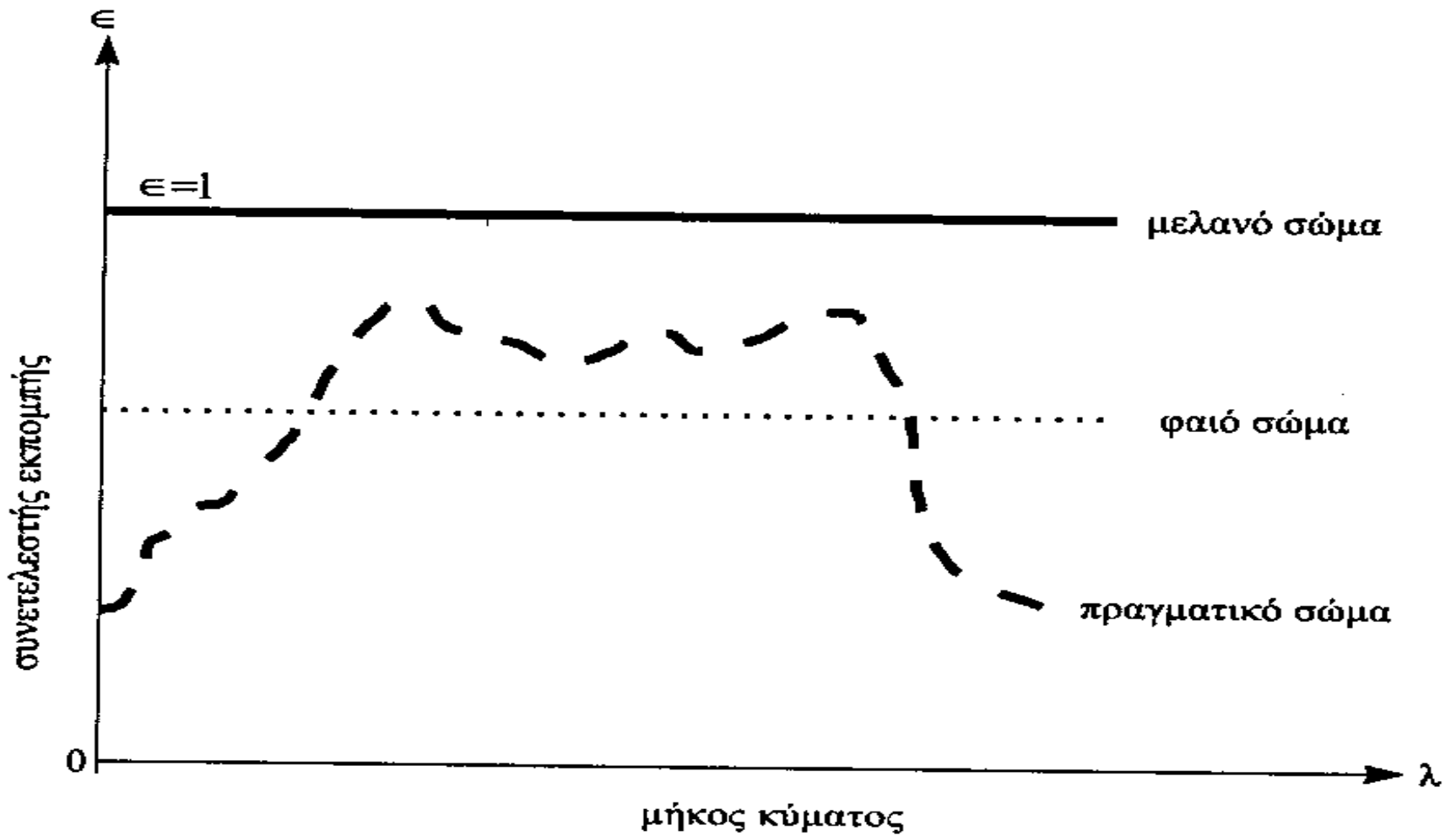
• Σύμφωνα με τον νόμο του Kirchoff ($M = \epsilon M_b = \epsilon \sigma T^4$) ο συντελεστής εκπομπής $\epsilon(\lambda)$ ισούται με τον συντελεστή απορρόφησης $\alpha(\lambda)$. Η ιδιότητα αυτή χρησιμοποιείται σε μοντέλα ατμόσφαιρας-εδάφους σε άλλα τμήματα του Κεφαλαίου αυτού, που αφορούν στη μικροκυματική ραδιομετρία.

•Ο συντελεστής εκπομπής $\epsilon(\lambda)$ εξαρτάται από τη γωνία παρατήρησης, το μήκος κύματος και την πόλωση της ακτινοβολίας. Για ένα αδιαφανές σώμα, όπου η διαπερατότητα είναι μηδέν, $\tau = 0$, έχουμε:

• $\alpha + \rho = 1$ και, επειδή $\alpha = \epsilon$, έχουμε $\epsilon = 1 - \rho$. Επομένως, αν μετρηθεί ο συντελεστής ανάκλασης μιας αδιαφανούς επιφάνειας, τότε μπορεί να προσδιοριστεί ο συντελεστής εκπομπής ϵ .

•Για τα μέταλλα, ο συντελεστής εκπομπής ϵ είναι μικρός (λίγες ποσοστιαίες μονάδες) ιδιαίτερα όταν είναι γυαλισμένα (ρ μεγάλο και ϵ μικρό). Το ϵ αυξάνει με τη θερμοκρασία και αυξάνεται δραματικά με την επιφανειακή οξείδωση των μετάλλων.

•Για τα μη μέταλλα το ϵ είναι μεγάλο, συνήθως μεγαλύτερο από 0.80, και ελαττώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας. Επειδή η υπέρυθη ακτινοβολία πηγάζει εντός κλάσματος του χιλιοστού της επιφάνειας του υλικού, τούτο σημαίνει ότι ο συντελεστής εκπομπής ϵ είναι συνάρτηση της κατάστασης της επιφάνειας του σώματος ή της λεπτής κάλυψής του. Για παράδειγμα ένα λεπτό στρώμα χιονιού ή βλάστησης θα αλλάξει θεαματικά το ϵ μιας επιφάνειας εδάφους.



Ο συντελεστής εκπομπής ϵ για διάφορα σώματα

- Θα πρέπει να δίδεται ιδιαίτερη προσοχή όταν προσπαθούμε να προσδιορίσουμε το ϵ ενός υλικού βασιζόμενοι στην **ορατή του εμφάνιση**, όπου η ανακλαστικότητα παίζει κυρίαρχο ρόλο.
- Ένα καλό παράδειγμα είναι το χιόνι. Στην ορατή ζώνη το χιόνι αποτελεί την ιδανική επιφάνεια διάχυσης της ακτινοβολίας και από τον νόμο του Kirchoff θα μπορούσε να πει κανείς ότι το ϵ θα είναι μικρό.
- Όμως στους 273°K το μεγαλύτερο μέρος της ακτινοβολίας του χιονιού εκπέμπεται μεταξύ 3 μm και 70 μm (με μέγιστο το 10,5 μm).
- Επομένως η συμπεριφορά του χιονιού στο ορατό δεν έχει καμία σημασία για το θερμικό.
- Στην πραγματικότητα το χιόνι είναι εξαιρετικός πομπός στο υπέρυθρο και έχει μικρή ανακλαστικότητα.

• **Θερμοκρασία T** είναι η φυσική εκείνη ιδιότητα ενός συστήματος που μας επιτρέπει να αποφανθούμε κατά πόσον ένα σύστημα είναι περισσότερο θερμό ή ψυχρό από ένα άλλο.

• **Κινητική θερμοκρασία T_k** (kinetic temperature) ή **θερμοδυναμική θερμοκρασία** ορίζεται η μέση θερμοκρασία υλικού που μετρείται με ένα θερμόμετρο και αντιπροσωπεύει τη θερμική ενέργεια των μορίων του υλικού → γνωστή και ως **αληθής θερμοκρασία**.

• **Φαινομένη** ή ακτινοβολούμενη (ραδιομετρική) θερμοκρασία T_R (radiant temperature) είναι η θερμοκρασία που μετρείται μακρόθεν από συσκευές Τηλεπισκόπησης και αποτελεί ένα μέτρο της εκπεμπόμενης ενέργειας του υλικού.

• **Ακτινοβολούμενη θερμική ενέργεια ανιχνεύεται από τους θερμικούς σαρωτές. Τα περισσότερα συστήματα Τηλεπισκόπησης καταγράφουν εκπεμπόμενη θερμοκρασία T_R .**

• Για να καθορισθεί η σχέση της ακτινοβολούμενης (ραδιομετρικής) T_R και της κινητικής (Θερμοδυναμικής) θερμοκρασίας T_k , θεωρήστε ότι μελανό σώμα ($\epsilon=1$) και πραγματικό σώμα έχουν την ίδια πυκνότητα ακτινοβολίας M_λ σε $[W/m^2]$ αλλά προφανώς διαφορετικές κινητικές θερμοκρασίες T_k . Για το μελανό σώμα η πυκνότητα ακτινοβολίας $M_{b,\lambda}$ και η θερμοκρασία T_k σχετίζονται σύμφωνα με τον νόμο του Steffan-Boltzmann, και η κινητική θερμοκρασία είναι ίση με την ακτινοβολούμενη ($T_k = T_R$) επειδή δεν υπάρχουν απώλειες, δηλαδή:

$$M_{b,\lambda} = \sigma T_R^4 = \sigma T_k^4 \quad (5.6)$$

• όπου σ είναι η σταθερά του Steffan-Boltzmann ίση με $5,67 \times 10^{-8} [W/(m^2 K^4)]$. Για ένα πραγματικό σώμα όμως η πυκνότητα ακτινοβολίας M_λ σε $[W/m^2]$ είναι:

$$M_\lambda = \epsilon \sigma T_k^4 \quad (5.7)$$

• Άρα, εφόσον οι πυκνότητες ακτινοβολίας είναι ίσες ($M_{b,\lambda} = M_\lambda$), η ακτινοβολούμενη θερμοκρασία T_R και η κινητική T_k εκφράζονται ως:

$$T_R = \epsilon^{1/4} T_k \quad (5.8)$$

• Για υλικά γνωστού συντελεστή εκπομπής ϵ και γνωστής κινητικής θερμοκρασίας T_k η παραπάνω εξίσωση (5.8) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της ακτινοβολούμενης θερμοκρασίας T_R . Για όλα τα πραγματικά σώματα ($0 < \epsilon < 1$) και συνεπώς ισχύει: $T_R < T_k$.

Ειδική θερμότητα c_p (specific heat) ενός υλικού είναι το μέτρο της ποσότητας της θερμικής ενέργειας Q που απαιτείται για να αυξηθεί η θερμοκρασία κατά 1°C μάζας 1 kg υλικού.

- Τυπικές τιμές για την ειδική θερμότητα c_p πετρωμάτων είναι της τάξεως περίπου των $200\text{ cal}/(\text{kg}\cdot^\circ\text{C})$.

- Ως **θερμίδα** (calorie ή cal) ορίζεται το ποσό της θερμικής ενέργειας που απαιτείται για να αυξηθεί κατά 1°C η θερμοκρασία 1 g καθαρού νερού.

•**Πυκνότητα δ** ενός σώματος είναι η μάζα ανά μονάδα όγκου $[\text{kg}/\text{m}^3]$ και αποτελεί μίαν άλλη ιδιότητα των υλικών που παίζει ρόλο στον καθορισμό της κατανομής της θερμοκρασιακής απόκρισης των υλικών.

Θερμοχωρητικότητα C ($= c_p \delta$, thermal capacity) εκφράζει την ικανότητα ενός σώματος να αποθηκεύει θερμική ενέργεια.

•Ορίζεται ως η μεταβολή της θερμικής ενέργειας ανά μονάδα μάζας ή όγκου του σώματος που αντιστοιχεί σε κάποια αλλαγή της θερμοκρασίας (σε σταθερή πίεση και σε μια τυπική θερμοκρασία των 15°C).

•Για παράδειγμα, η θερμοχωρητικότητα του καθαρού νερού είναι $C = 1010 \text{ cal}/(\text{m}^3 \text{ }^\circ\text{C})$.

•Αυτό σημαίνει ότι απαιτούνται 1010 cal για κάθε 1 m^3 καθαρού νερού ώστε να αυξηθεί η θερμοκρασία του κατά 1°C .

•Η θερμοχωρητικότητα C ενός σώματος μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία. Έτσι είναι αναγκαίο να καθορίζεται πάντα η θερμοκρασία στην οποία αυτό μετρείται.

•Συνήθης θερμοκρασία μέτρησης της θερμοχωρητικότητας C ενός σώματος είναι η θερμοκρασία των $T = 15^\circ\text{C}$ (Farouki, 1986).

Συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας K (thermal Conductivity) Ενός υλικού είναι ένα μέτρο της ταχύτητας με την οποία το υλικό μπορεί να μεταδώσει θερμική ενέργεια (θερμότητα) δι' αγωγής.

- Η τιμή της αγωγιμότητας K εξαρτάται γενικά από το υλικό και από τη θερμοκρασία και μετρείται σε $\text{cal}/(\text{m}^3 \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$. Δηλαδή, ο συντελεστής K είναι ο αριθμός των θερμίδων που θα διέλθουν κύβο υλικού διαστάσεων $1 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ σε 1 second , όταν οι αντίθετες πλευρές του κύβου έχουν θερμοκρασιακή διαφορά $\Delta T = 1^\circ\text{C}$.
- Γενικά τα πετρώματα έχουν συντελεστές Θερμικής αγωγιμότητας της τάξης του $K = 0,5 \text{ cal}/(\text{m}^3 \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$.
- **Θερμική αδράνεια P** (thermal inertia) ή συντελεστής θερμικής επαφής ορίζεται το μέτρο αντίστασης υλικού σε θερμοκρασιακές μεταβολές, και μαθηματικά δίδεται από τη σχέση:

$$P = \sqrt{K \delta c_p} \quad (5.9)$$

όπου K ο συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας σε $[\text{cal}/(\text{m} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})]$, δ η πυκνότητα του υλικού σε $[\text{kg}/\text{m}^3]$ και c_p η ειδική θερμότητα σε $[\text{cal}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})]$. Κατόπιν τούτου, η θερμική αδράνεια P μετρείται σε $\text{cal}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{1/2})$.

- Η θερμική αδράνεια P μετρά την τάση ενός σώματος να αντιστέκεται σε θερμοκρασιακές μεταβολές, ή ακριβέστερα μετρά την **ταχύτητα μεταφοράς της θερμότητας** στην επαφή δύο υλικών (π.χ. αέρα-εδάφους).

- Ένα υλικό με μικρή θερμική αδράνεια P είναι υλικό με μικρή πυκνότητα δ , χαμηλή αγωγιμότητα K , και χαμηλή ειδική θερμότητα c_p , συνεπώς παρουσιάζει δραστική αλλαγή (max-min) θερμοκρασίας όταν το φωτίζει ο ήλιος.

- Τέτοια υλικά, όπως το ξύλο ($P = 9 \text{ cal}/(\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{1/2})$), το γυαλί ($P = 29$), ο φελλός κλπ., ανταποκρίνονται εύκολα σε αλλαγές θερμοκρασίας.

- Αντίθετα, υλικά με υψηλές τιμές θερμικής αδράνειας P θερμαίνονται και ψύχονται δύσκολα. Ο χαλκός, πχ, έχει μεγάλη πυκνότητα $\delta (= 8930 \text{ kg}/\text{m}^3)$, υψηλή αγωγιμότητα $K (= 0,94 \text{ cal}/(\text{m} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}))$ και κατά συνέπεια μεγάλη θερμική αδράνεια $P (= 879 \text{ cal} / (\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{1/2}))$.

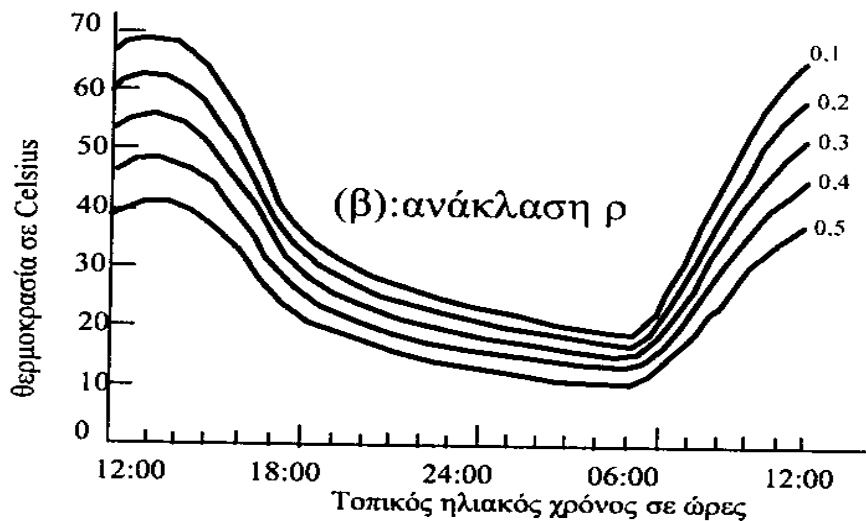
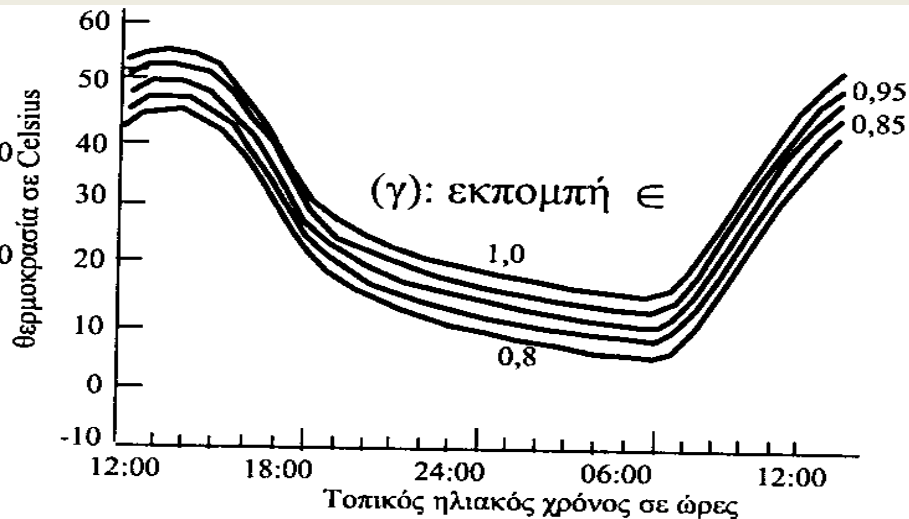
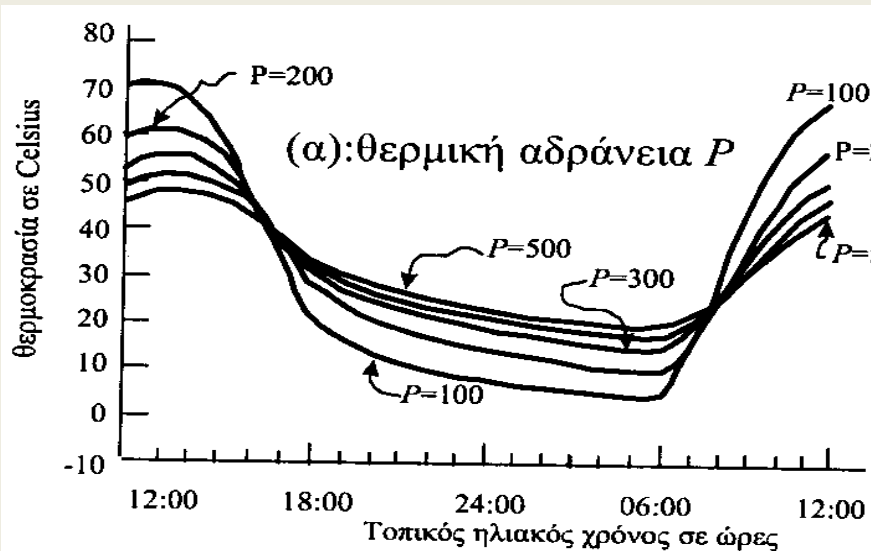
- Ο Πίνακας 5.1 παρουσιάζει τις θερμικές ιδιότητες μερικών πετρωμάτων και άλλων υλικών σε θερμοκρασία 20°C .

Υλικό	Συντελεστής Θερμικής αγωγιμότητας K [cal/m.s.°C]	Πυκνότητα δ [Kg/m ³]	ειδική Θερμότητα c _p [cal/kg °C]	Θερμική αδράνεια P [cal/(m ² s ^{1/2} °C)]
Βασάλτης (basalt)	0,50	2800	200	530
Αργιλικό έδαφος, υγρό (Clay)	0,30	1700	350	420
Δολομίτης (dolomite)	1,20	2600	180	750
Γάββρος (Gabbro)	0,60	3000	170	550
Γρανίτης (Granite)	0,75	2600	160	560
Χάλικες (Gravel)	0,30	2000	180	330
Ασβεστόλιθος (Limestone)	0,48	2500	170	450
Μάρμαρο (Marble)	0,55	2700	210	560
Οψιδιανός(Obsidian)	0,30	2400	170	350
Περιδοτίτης(Peridotite)	1,10	3200	200	840
Κίσηρης (Pumice)	0,06	1000	160	90
Χαλαζίτης (Quartzite)	1,20	2700	170	740
Ρυόλιθος(Rhyolite)	0,55	2500	160	470
Αμμώδεις χάλικες (Sandy gravel)	0,60	2100	200	500
Αμμώδες έδαφος (Sandy soil)	0,14	1800	240	240
Χαλαζιακός ψαμμίτης (Sandstone)	1,20	2500	190	750
Σερπεντίτης (Serpentine)	0,63	2400	230	590
Αργιλικός σχιστόλιθος (Shale)	0,42	2300	170	410
Φυλλίτης (Slate)	0,50	2800	170	490
Συηνίτης (Syenite)	0,77	2200	230	620
Εξαλλοιωμένος τόφος (Tuff welded)	0,28	1800	200	320
Αλουμίνιο	0,54	2690	215	558
Μόλυβδος	0,08	11340	31	171
Χαλκός	0,94	8930	92	879
Νερό	0,13	1000	1010	370

Πίνακας 5.1 Μερικές τοπικές τιμές υλικών στους 20 °C (Πηγή Janza et al., 1975).
© copyright I. N. Χατζόπουλος

Επιδράσεις στις θερμοκρασιακές διακυμάνσεις

- Η θερμική φασματική ζώνη επηρεάζεται από μεταβολές σε κάποιο βάθος από την επιφάνεια της γης.
 - Κατά τη διάρκεια των εποχών, ελάχιστες μεταβολές που ξεπερνούν το βάθος των 10 m επέρχονται στο γεωλογικό υπόβαθρο.
- Τα υλικά που βρίσκονται αμέσως κάτω από την επιφάνεια της γης θερμαίνονται κατά κανόνα κατά τη διάρκεια της ημέρας από την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία και τη μεταφορά θερμότητας από τον ατμοσφαιρικό αέρα. Οι θερμοκρασίες συνήθως πέφτουν τη νύχτα.
- Κατά τη διάρκεια μίας ημέρας, τα επιφανειακά στρώματα της γης υπόκεινται σε θερμικές εναλλαγές (ψύξη, θέρμανση) σε βάθη μέχρι τυπικά 50-100 cm.
 - Η ημερήσια μέση θερμοκρασία του εδάφους βρίσκεται κατά κανόνα κοντά στη μέση θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα.



Σχ. 5.4 Η συμπεριφορά της θερμοκρασίας διαφόρων σωμάτων σε συνάρτηση με τον συντελεστή θερμικής αδράνειας P , με τον συντελεστή ανάκλασης ρ , και τον συντελεστή εκπομπής ϵ .

• Οι καμπύλες του Σχήματος 5.4 συνοψίζουν τις μεταβολές στην ακτινοβολούμενη θερμοκρασία T_R κατά τη διάρκεια του 24ώρου αρχίζοντας και τελειώνοντας από το μεσημέρι (12:00), για 5 διαφορετικές κατηγορίες υλικών που βρίσκονται στην επιφάνεια.

• Από τις καμπύλες αυτές εκτιμάει κανείς τις σχετικές διαβαθμίσεις στα επίπεδα του γκρι που θα καταγραφούν σε μία θερμική εικόνα ως συνάρτηση του υλικού και της ώρας της ημέρας.

• Οι διαφορές στη θερμική αδράνεια P , στον συντελεστή ανάκλασης ρ , και εκπομπής ϵ των διαφόρων υλικών καθώς και η ατμόσφαιρα είναι σημαντικοί παράγοντες που τροποποιούν τις μετρούμενες επιφανειακές θερμοκρασίες του εδάφους.

• Οι καμπύλες στο Σχήμα 5.4.(α) δείχνουν ,μεταβολές στις θερμοκρασίες που προέρχονται μόνον από διαφορές στη θερμική αδράνεια P των υλικών ($P = 100- 500 \text{ cal} / (\text{m}^2 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{1/2})$).

• Παρατηρήστε τα σημεία καμπής των καμπυλών (crossovers).

• Υλικά με $P > 500 \text{ cal} / (\text{m}^2 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{1/2})$ (κυρίως μεταλλικά αντικείμενα) δημιουργούν μικρές ημερήσιες διακυμάνσεις στη θερμοκρασία που προσεγγίζουν την οριζόντια ευθεία γραμμή η οποία διέρχεται από τα σημεία καμπής.

• Αυτό, φυσικά, συμβαδίζει με τα προηγούμενα, ότι υλικά με υψηλή θερμική αδράνεια ($P > 500 \text{ cal} / (\text{m}^2 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{1/2})$) υπόκεινται σε μικρές μεταβολές της ραδιομετρικής θερμοκρασίας T_R κατά τη διάρκεια ενός κύκλου ψύξης και θέρμανσης των υλικών.

- Οι καμπύλες στο Σχήμα 5.4.(β) δείχνουν τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας σε σχέση με τον συντελεστή ανάκλασης ρ (albedo), όπου οι δύο μέγιστες και ελάχιστες τιμές στις ημερήσιες θερμοκρασίες, αλλά και το εύρος τους (οι διαφορές τους ΔT στη θερμοκρασία), αυξάνονται όταν μειώνεται ο συντελεστής ανάκλασης ρ .
- Οι καμπύλες στο Σχήμα 5.4.(γ) αντιπροσωπεύουν μεταβολές στη θερμοκρασία που αντιστοιχούν σε διαφορετικές τιμές του συντελεστή εκπομπής ε , όπου τα περισσότερα υλικά έχουν τιμές που κυμαίνονται από $\varepsilon = 0,80$ μέχρι $0,98$.
- Οι αλληλεπιδράσεις όλων αυτών των μεταβαλλόμενων παραμέτρων (P , ρ , και ε) συνδυαζόμενες επιδρούν στην ταχύτητα θέρμανσης, στην ολική θερμότητα και στη διατομή (προφίλ) της θερμοκρασίας σε σχέση με το βάθος, εντός των πρώτων 30 cm της γήινης επιφάνειας.
Καταλήγουμε έτσι στα εξής συμπεράσματα:

1. Αναλύοντας το Σχήμα 5.4 είναι φανερό ότι οι διαφορές θερμοκρασίας ΔT μεταξύ ημέρας και νύχτας εξαρτώνται έντονα από τη θερμική αδράνεια P , μέτρια από τον συντελεστή ανάκλασης ρ , και ελάχιστα από τον συντελεστή εκπομπής ε .

2. Μια απλή μέτρηση της θερμοκρασίας που εκπέμπεται από μια επιφάνεια δεν μπορεί από μόνη της να μας δώσει τη δυνατότητα να προσδιορίσουμε τις θερμικές ιδιότητες, επειδή υπεισέρχονται πολλές παράμετροι. Αν όμως μετρήσουμε τη διαφορά των θερμοκρασιών σε δύο διαφορετικές ώρες (νύχτα και ημέρα, για παράδειγμα) εντός του 24ώρου, μπορούμε να συναγάγουμε τα ακόλουθα: (α) Η επίδραση του συντελεστή εκπομπής ε είναι σχεδόν αμελητέα και επομένως μπορεί να μην εξεταστεί, (β) η επίδραση της ανάκλασης ρ είναι σημαντική και επομένως μπορεί να γίνει μια μέτρησή της στο ορατό και στο υπέρυθρο και (γ) η επίδραση της θερμικής αδράνειας P είναι ουσιαστική και πρέπει να επιλεγούν δύο διαφορετικές ώρες καταγραφής των εικόνων ώστε να είναι δυνατόν να προσδιοριστεί. Άρα ένας χάρτης της θερμικής αδράνειας των επιφανειακών υλικών θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για την ταξινόμησή των σε διάφορες κατηγορίες.

3. Ανεξάρτητα από την ώρα της ημέρας, οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας είναι σταθερές και συγκλίνουν σε κάποια σταθερή τιμή κάτω από τα 30-50cm της γήινης επιφάνειας (η θερμοκρασία εξαρτάται από το πέτρωμα και από την περιεχόμενη υγρασία), τιμή η οποία αυξάνεται στο εσωτερικό της γης καθώς υπερισχύει η γεωθερμική ενέργεια

4. Πριν από την αυγή (6:00 π.μ.), το επιφανειακό στρώμα (πάχους 50 cm) παρουσιάζει ελαφρά μείωση της θερμοκρασίας εδάφους. Κατά την εμφάνιση του πρωινού Ήλιου (8:00 π.μ.) το ανώτερο στρώμα, πάχους 10-20cm, θα αρχίσει να θερμαίνεται ραγδαία. Αμέσως μετά το μεσημέρι (12:00 π.μ.) τα επιφανειακά στρώματα έχουν φτάσει τη μέγιστη θερμοκρασία, ενώ τα χαμηλότερα στρώματα υφίστανται λιγότερη θέρμανση όσο αυξάνεται το βάθος. Μετά το ηλιοβασίλεμα (περίπου 20:00 μ.μ.), καθώς απομακρύνεται η πηγή θερμότητας, το προφίλ αναστρέφεται: έτσι οι θερμοκρασίες είναι χαμηλότερες στην επιφάνεια, αλλά παραμένουν θερμά τα υποκείμενα στρώματα.

5. Τα νερά σε σύγκριση με το έδαφος παρουσιάζουν σκοτεινούς τόνους του γκρι (ψυχρότερα) σε θερμικές εικόνες στη διάρκεια της ημέρας και σχετικά φωτεινούς τόνους σε νυχτερινές λήψεις. Τούτο οφείλεται κυρίως στη σχετικά μικρή θερμική αδράνεια ($P = 370$) του νερού σε σχέση με μια τυπική επιφάνεια του εδάφους (π.χ., $P = 500$). Άρα, το νερό θερμαίνεται λιγότερο κατά τη διάρκεια της ημέρας από την ηλιακή ακτινοβολία.

Τεχνολογία θερμικών ανιχνευτών

Γενικά

Πριν από το 1940, η απουσία κατάλληλων οργάνων δεν επέτρεψε τη χρήση της θερμικής ακτινοβολίας για αεροφωτογράφιση. Χαρτογράφηση της γήινης επιφάνειας από αέρος με θερμικές εικόνες βασίζεται σε ανιχνευτές που είναι επαρκώς ευαίσθητοι στις θερμικές μεταβολές και στη φαινόμενη θερμοκρασία των σωμάτων. Οι ανιχνευτές αυτοί μεταφέρονται από αεροσκάφος που βρίσκεται σε κάποια ταχύτητα και ύψος ή πάνω από την επιφάνεια της γης.

Κατά τη διάρκεια του 1940 αναπτύχθηκε η τεχνολογία για την κατασκευή των φωτοανιχνευτών. Τα συστήματα αυτά αποτελούνται από υλικά που έχουν τη δυνατότητα να αποκρίνονται αμέσως στα προσπίπτοντα φωτόνια της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας αλλάζοντας την ηλεκτρική τους αντίσταση. Έτσι, διαθέτοντας μεγάλη ευαισθησία και ταχύτητα απόκρισης, γίνονται κατάλληλα για χρήση ως όργανα ανίχνευσης. Από το 1940 και μετά αναπτύχθηκε μια σειρά φωτοανιχνευτών που παρείχαν τις βασικές αρχές κατασκευής των ηλεκτροπτικών οργάνων της Τηλεπισκόπησης για την καταγραφή της υπέρυθρης ακτινοβολίας.

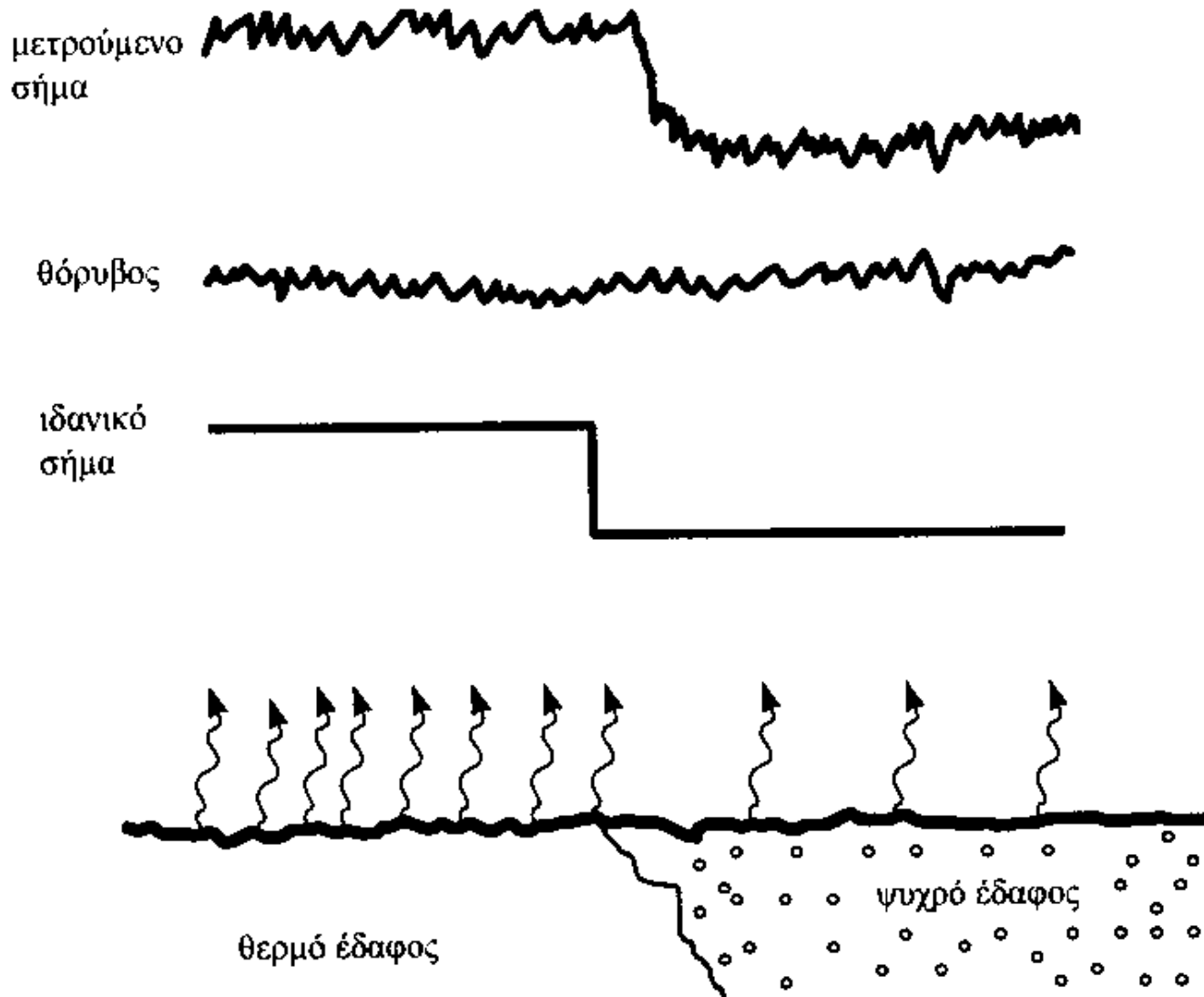
Ανιχνευτές ευαίσθητοι στη θερμική ζώνη κατασκευάζονται από μάλλον εξωτικά υλικά, όπως το αντιμονιούχο ίνδιο InSb (Indium antimonide) και το γερμάνιο με προσμίξεις υδραργύρου Ge:Hg (Mercury-doped germanium).

InSb \rightarrow 5 μ m

Ge:Hg \rightarrow 10 μ m

Υλικά όπως το MCT είναι ευαίσθητα στη φασματική ζώνη που εκτείνεται από 8-14 μ m του άπω υπέρυθρου.

Για τη διατήρηση της μέγιστης ευαισθησίας των, τέτοιοι ανιχνευτές πρέπει να ψυχθούν σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (-196°C ή -243°C) με τη χρήση υγρού υδρογόνου και υγρού ηλίου.



Σχέση σήματος και Θορύβου στις θερμικές καταγραφές.

Η ευαισθησία

Μικρή ευαισθησία → μεγάλες διαφορές στη φωτεινότητα (ή στη θερμοκρασία).

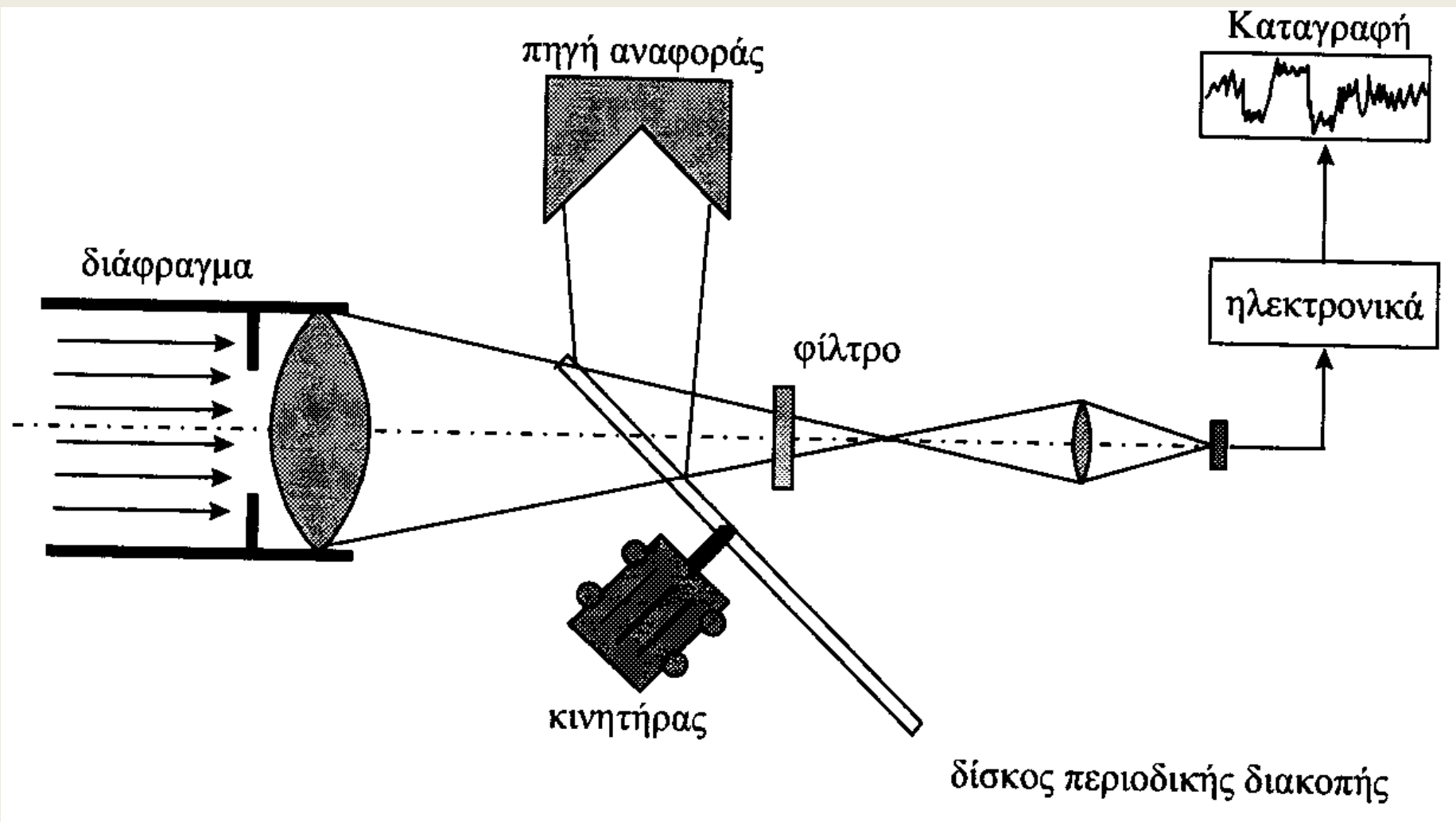
Μεγάλη ευαισθησία → λεπτές και μικρές διαφορές της φωτεινότητας.

Ένα μέτρο που παίζει ρόλο στην ευαισθησία ενός ανιχνευτή είναι και ο λόγος σήματος προς Θόρυβο (signal-to-noise ratio),

Ως "Θόρυβος" ορίζονται οι ανεπιθύμητες μεταβολές στη φωτεινότητα του πεδίου που δεν συσχετίζονται μεταξύ τους. Τέτοιες ανεπιθύμητες διαταραχές μπορεί να προέρχονται από τις απρόβλεπτες μεταβολές στη συμπεριφορά του συστήματος λόγω ηλεκτρονικών κυκλωμάτων, στην ατμόσφαιρα, στη θερμοκρασία περιβάλλοντος κλπ. Αν ο θόρυβος είναι μεγάλος σε σχέση με το σήμα, τότε η εικόνα δεν μπορεί να αναπαραστήσει αξιόπιστα χαρακτηριστικά του εδάφους που μας ενδιαφέρουν (Σχήμα 5.5).

Θερμικά ραδιόμετρα

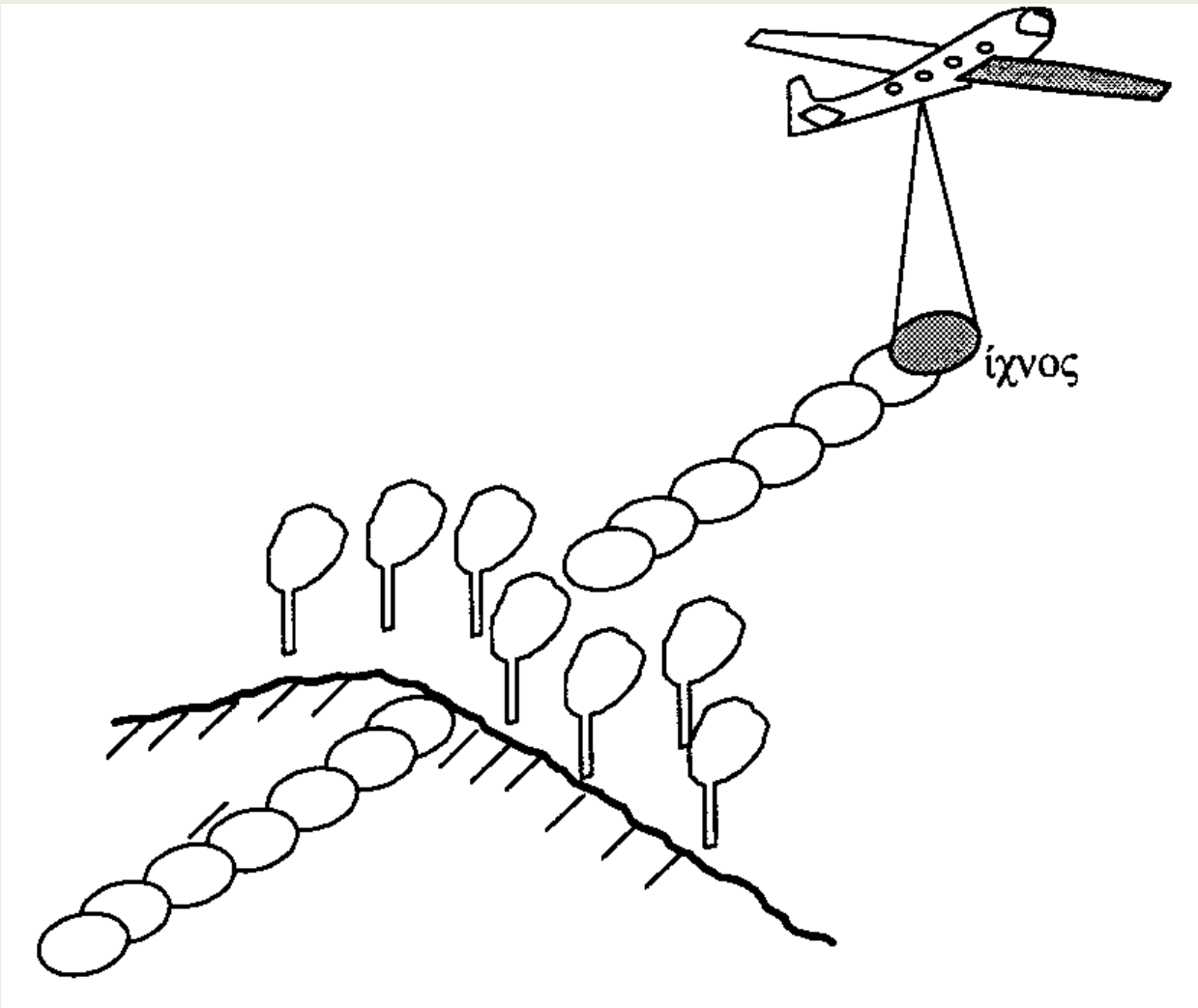
- Το ραδιόμετρο είναι δέκτης που μετρά την ένταση της ακτινοβολίας που λαμβάνεται σε συγκεκριμένη ζώνη μήκους κύματος και εντός συγκεκριμένου οπτικού πεδίου.
 - Ένας φακός ή κάτοπτρο συλλέγει ακτινοβολία από το έδαφος, η οποία εστιάζεται πάνω σε ανιχνευτή που βρίσκεται στο εστιακό επίπεδο (Σχήμα 5.6).
 - Ένα διάφραγμα (field stop) μπορεί να περιορίζει το οπτικό πεδίο του δέκτη.
 - Επίσης δύναται να χρησιμοποιηθούν φίλτρα για να περιορισθεί η φασματική ζώνη καταγραφής που φθάνει στον ανιχνευτή σε συγκεκριμένο μήκος κύματος.
- Χαρακτηριστικό των ραδιομέτρων είναι ότι η ακτινοβολία που λαμβάνεται από το έδαφος συγκρίνεται με πηγή αναφοράς γνωστών ραδιομετρικών ιδιοτήτων, π.χ., γνωστής θερμοκρασίας T .
 - Διαθέτουν έναν δίσκο περιοδικής διακοπής (chopper) της εισερχόμενης ακτινοβολίας, ο οποίος έχει τη δυνατότητα τακτικής διακοπής της ακτινοβολίας αυτής που φθάνει στον ανιχνευτή.
 - Ο δίσκος περιοδικής διακοπής περιστρέφεται από ηλεκτρικό κινητήρα.



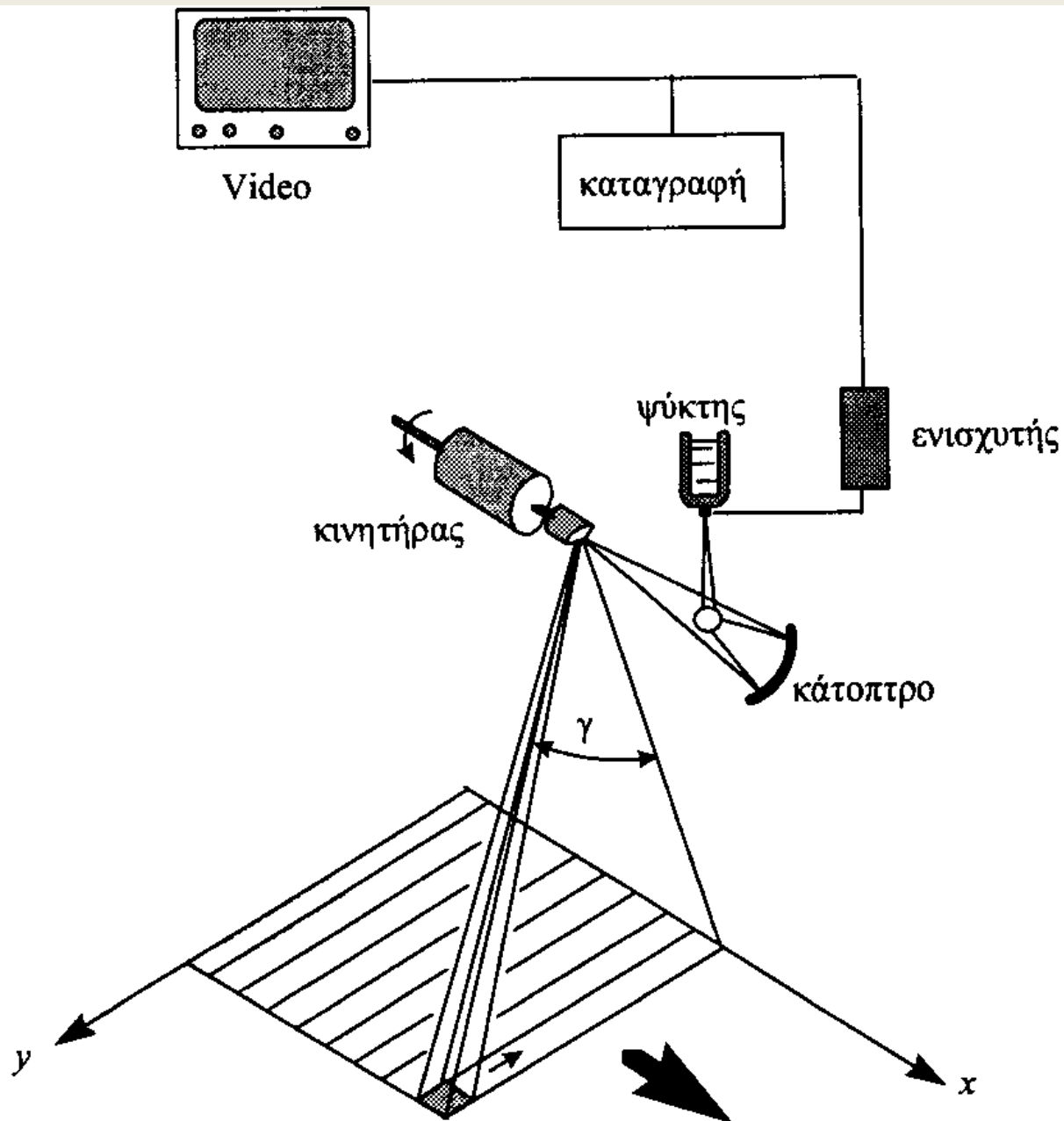
Τα θερμικά ραδιόμετρα.

Καθώς περιστρέφεται, επιτρέπει στον ανιχνευτή να παρατηρεί το αντικείμενο στόχο, και την πηγή αναφοράς εναλλακτικά και συνεχώς. Επειδή ο δίσκος διακοπής περιστρέφεται σε υψηλές ταχύτητες, το σήμα στον ανιχνευτή αποτελείται από μια σειρά δεδομένων που εναλλάσσονται με ακτινοβολία του στόχου και της πηγής αναφοράς. Το πλάτος του καταγραφέντος σήματος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να καθορισθεί η διαφορά της ακτινοβολίας μεταξύ της πηγής αναφοράς και του στόχου. Επειδή η πηγή αναφοράς διαθέτει πηγή γνωστής ακτινοβολίας, η ακτινοβολία του στόχου μπορεί να συγκριθεί και κατόπιν να προσδιορισθεί.

Τα ραδιόμετρα διακρίνονται σε **φωτόμετρα**, που καταγράφουν συγκεκριμένα μήκη κύματος και στερούνται εσωτερικής βαθμονόμησης, και σε **φασματόμετρα**, που παρατηρούν ακτινοβολία για μεγάλο εύρος κυμάτων. Τα ραδιόμετρα μπορούν να κατασκευασθούν έτσι ώστε να λειτουργούν σε διαφορετικά μήκη κύματος συμπεριλαμβανομένων τον υπεριώδους και τον υπερύθρου. Προσαρμόζοντας την ευαισθησία των ραδιομέτρων, επιστήμονες κατασκεύασαν όργανα που είναι πολύ χρήσιμα στη μελέτη των θερμοκρασιών των ατμοσφαιρικών αερίων και των νεφών. Ραδιόμετρα που χρησιμοποιούνται για μελέτες φυσικών διαθεσίμων καθώς και για ανίχνευση και εντοπισμό ορυκτών πόρων κατασκευάζονται κατά τρόπο τέτοιο ώστε να παρατηρούν ένα μοναδικό ίχνος κατά μήκος της διαδρομής της πτήσης του αεροσκάφους. Σε αυτήν την περίπτωση, το σήμα εξόδου αποτελείται από καταγραφές που μεταβάλλονται σε συνάρτηση με τις διαφορές ακτινοβολίας των στόχων κατά μήκος της γραμμής πτήσης (βλέπε Σχήμα 5.7).



Η αρχή λειτουργίας των φωτομέτρων και φασματομέτρων.



Ραδιομετρικοί σαρωτές.

Ραδιομετρικοί σαρωτές (scanning radiometres) έχουν τη δυνατότητα να επιλέγουν δεδομένα που αντιστοιχούν όχι μόνο στο ίχνος του αεροσκάφους αλλά και σε μία λωρίδα συγκεκριμένου πλάτους ακριβώς κάτω από το αεροσκάφος (Σχήμα 5.8).

- Η χωρική διαχωριστική ικανότητα (γεωμετρική ανάλυση) ενός ραδιομέτρου καθορίζεται από το γωνιακό στιγμιαίο οπτικό πεδίο (IFOV), το οποίο με τη σειρά του καθορίζεται από τα οπτικά συστήματα του δέκτη, και του ανιχνευτή, και από το ύψος πτήσης.
- Το γωνιακό στιγμιαίο οπτικό πεδίο IFOV του ανιχνευτή τυπικά κυμαίνεται από 2 μέχρι 3 mrad. Κατά μήκος της γραμμής πτήσης σε ύψος $h = 2000$ m, για παράδειγμα, με ένα $IFOV = 3$ mrad ο ανιχνευτής είναι ικανός να διαχωρίσει στόχους που απέχουν στο έδαφος, σε αποστάσεις $dy = (3 \text{ mrad}) \times 2000 \text{ m} = 6 \text{ m}$, με την προϋπόθεση ότι υπάρχει επαρκής θερμοκρασιακή αντίθεση.

Συστήματα θερμικών καταγραφών

Τα θερμικά συστήματα έχουν κατά κανόνα κακή χωρική διαχωριστική ικανότητα (χωρική ανάλυση), εν μέρει λόγω της ανάγκης να διατηρηθεί υψηλή η ραδιομετρική διαχωριστική ικανότητα του συστήματος.

Heat Capacity Mapping Radiometer: HCMR

Το δορυφορικό θερμικό ραδιόμετρο HCMM (Heat Capacity Mapping Mission) τέθηκε σε τροχιά από τη NASA των ΗΠΑ τον Απρίλιο του 1978 σε ηλιο-σύγχρονη τροχιά με χρόνο διέλευσης 2:00 μ.μ. και 2:00 π.μ. από περιοχές του ισημερινού και 1:30 π.μ. και 1:30 μ.μ. από περιοχές μέσου βορείου πλάτους.

Το ύψος της τροχιάς ήταν $h = 620$ km και η επαναληπτικότητα της λήψης ήταν 16 ημερών. Τέθηκε εκτός λειτουργίας τον Σεπτέμβριο του 1980.

Σύστημα HCMR

Χαρακτηριστικές τιμές

Πλάτος λωρίδας	716 km
Επαναληπτικότητα	16 ημέρες
Φασματικές ζώνες	0,5-1,1 μm και 10,5-12,5 μm
Χωρική ανάλυση	600x600m και 500x500m

Πίνακας 5.2 Το όργανο Heat Capacity Mapping Radiometer.

Το σύστημα χρησιμοποιούσε το όργανο HCMR (Heat Capacity Mapping Radiometer) και διέθετε δύο ανιχνευτές καταγραφής, τον ένα στη θερμική ζώνη 10,5-12,5 μm και τον άλλο στην ανακλώμενη υπέρυθρη ζώνη του 0,5-1,1 μm .

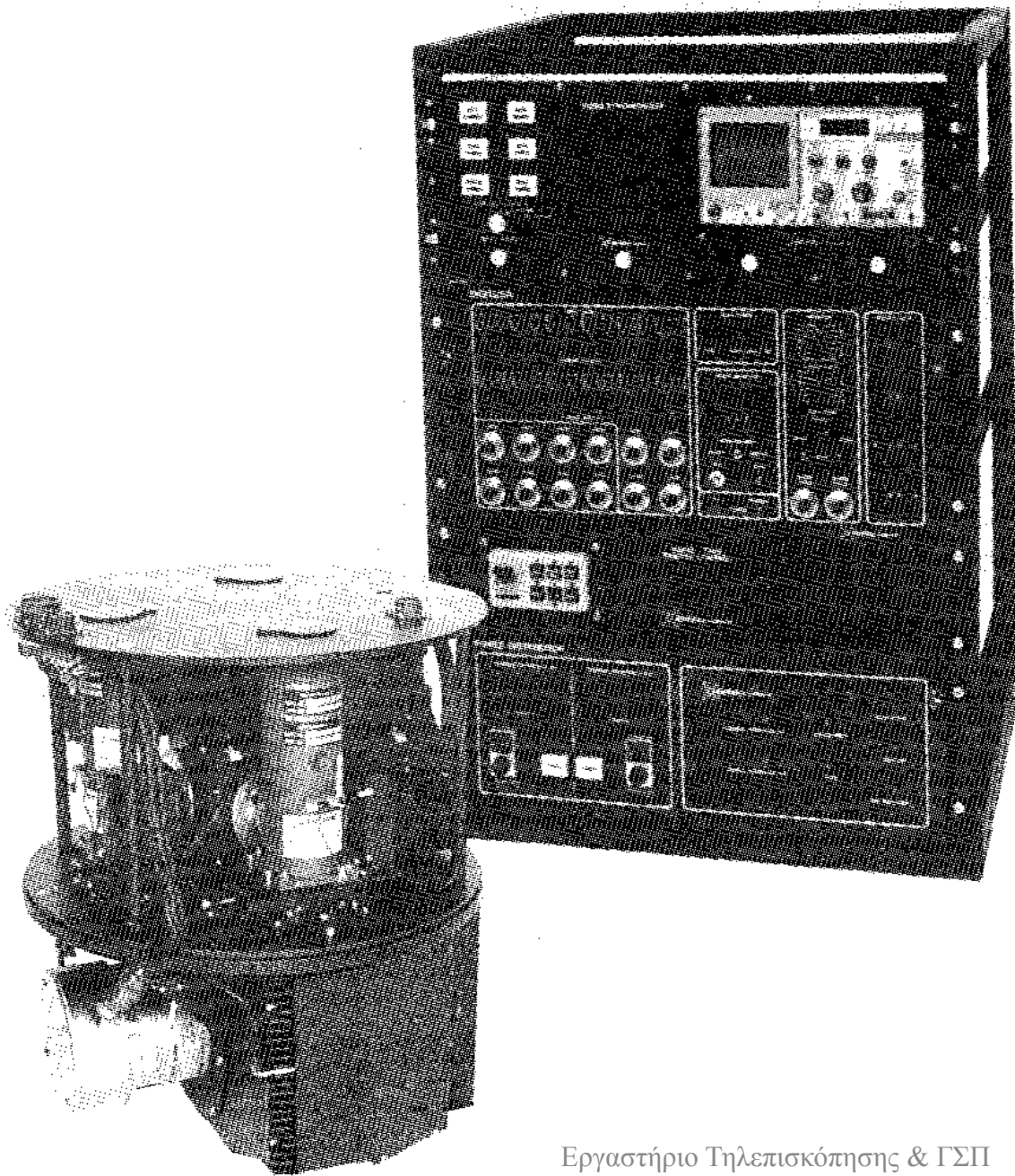
Στόχος του οργάνου HCMR ήταν να μετρά την ανακλώμενη ηλιακή ενέργεια από την επιφάνεια της γης, να καθορίζει τη θερμική ικανότητα των διαφόρων τύπων πετρωμάτων, να προσδιορίζει αστικές θερμικές πηγές, και να παρατηρεί την εδαφική υγρασία, την κάλυψη χιονιών, και τη θερμοκρασία της χλωρίδας. Το καθαρά θερμικό κανάλι διέθετε ακρίβεια μετρήσεων των θερμοκρασιών της τάξης των $\pm 0,3\text{K}$. Τα χαρακτηριστικά του HCMR φαίνονται στον Πίνακα 5.2.

Επίσης ο δορυφόρος Landsat-3 διέθετε διάυλο θερμικής καταγραφής (Band-8: 10,4 μm -12,6 μm) με χωρική ανάλυση 238 m x 238 m, ενώ ο θερμικός διάυλος 6 των δορυφόρων Landsat-4 και -5 έχει χωρική ανάλυση 120 m x 120 m.

Thermal Infrared Multispectral Spectrometer: TIMS

Το θερμικό ραδιόμετρο που φέρεται από αεροσκάφη, όπως το TIMS (Thermal Infrared Multispectral Spectrometer) της εταιρείας Daedalus (Σχήμα 5.9), διαθέτει 6 διαύλους καταγραφής που εκτείνονται από 8,2 μm έως 12,6 μm με στιγμιαία οπτική γωνία IFOV = 2,5 mrad. Αυτό σημαίνει ότι από ύψος πτήσης $h = 6700 \text{ m}$, για παράδειγμα, η χωρική ανάλυση στο έδαφος θα είναι GIFOV = $dy = 17 \text{ m}$, ενώ καλύπτεται λωρίδα πλάτους $L = 12 \text{ km}$ και συνολικό οπτικό πεδίο σάρωσης FOV = $\gamma = 83,7^\circ$. Το εύρος της ευαισθησίας ήταν $\pm 0,1 - 0,3^\circ\text{C}$ σε μέση θερμοκρασία 300K.

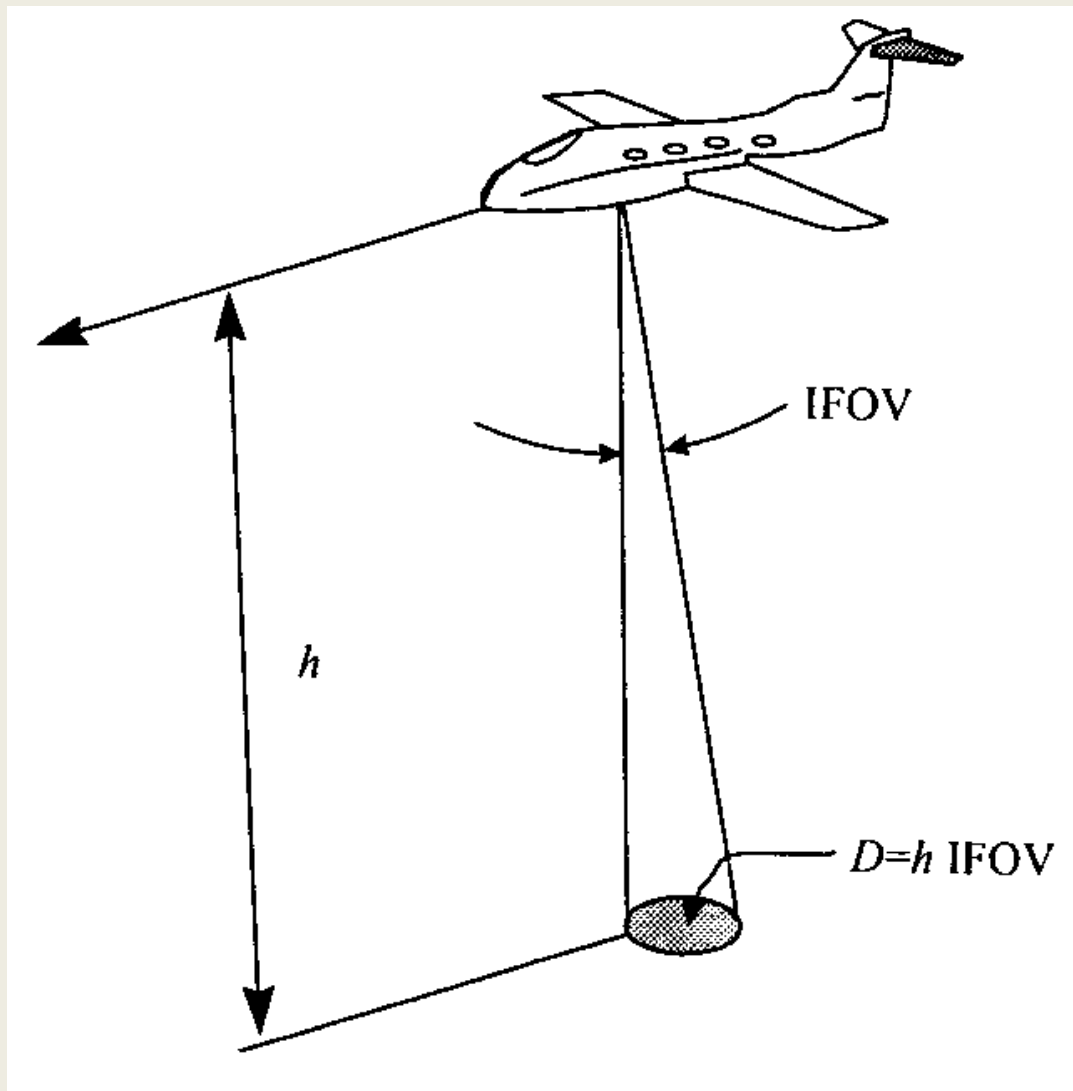
Η ακρίβεια αυτή στον προσδιορισμό της θερμοκρασίας εδάφους αντιστοιχεί σε ένα σφάλμα στον προσδιορισμό του συντελεστή εκπομπής ε που κυμαίνεται από 0,002 μέχρι 0,006 (Elachi, 1987).



Σχήμα 5.9 Σύστημα
θερμικής
καταγραφής από
αέρας Airborne
Thematic Mapper
της εταιρείας
Daedalus enterprises,
Inc.

Για να εξασφαλιστεί ότι ο ανιχνευτής του υπερύθρου λαμβάνει επαρκή ενέργεια για αξιόπιστες μετρήσεις, το στιγμιαίο οπτικό τον πεδίο IFOV συνήθως διευρύνεται. Μικρότερο IFOV από εκείνο που απαιτείται για καταγραφή σημαίνει ότι το καταγεγραμμένο σήμα **θα έχει ένταση που είναι αρκετά μικρότερη του θορύβου του συστήματος**. Συνεπώς και η μέτρηση της ακτινοβολίας θα είναι αναξιόπιστη.

Το στιγμιαίο οπτικό πεδίο GIFOV (G=ground) μπορεί επίσης να ορισθεί ως η επιφάνεια που εξετάζεται από τον δέκτη αν το όργανο "πάγωνε" τη στιγμή λειτουργίας του στον αέρα, έτσι ώστε να καταγράψει ακτινοβολία από μία μόνο μικρή περιοχή του εδάφους (Σχήμα 5.10). Το GIFOV στο έδαφος μπορεί τυπικά να εκφρασθεί ως συνάρτηση της οπτικής γωνίας β του συστήματος. Η προβολή του οπτικού πεδίου β πάνω στο έδαφος ορίζει μια κυκλική επιφάνεια που είναι εκείνη ακριβώς που συνεισφέρει την ανάλογη ακτινοβολία στον δέκτη για τη μέτρηση.



Το στιγμιαίο οπτικό πεδίο IFOV.

Για να καθορισθεί το GIFOV μιας εικόνας, είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε το ύψος πτήσης h ώστε να υπολογίσουμε το μέγεθος της κυκλικής επιφάνειας του εδάφους που παρατηρείται από τον δέκτη. Δηλαδή, η διάμετρος D της κυκλικής επιφάνειας στο έδαφος θα είναι:

$$D = h \beta \quad (5.10)$$

Για παράδειγμα, αν η οπτική γωνία είναι $\beta = 1 \text{ mrad}$ ($1 \text{ mrad} = 0,001 \text{ rad}$) και το ύψος πτήσης είναι $h = 400 \text{ m}$ πάνω από το έδαφος, τότε η διάμετρος της κυκλικής επιφάνειας στο έδαφος θα είναι: $D = H \beta = 400 \text{ m} \times (1,0 \times 0,001 \text{ rad}) = 0,40 \text{ m}$.

Ραδιόμετρα μικροκυμάτων

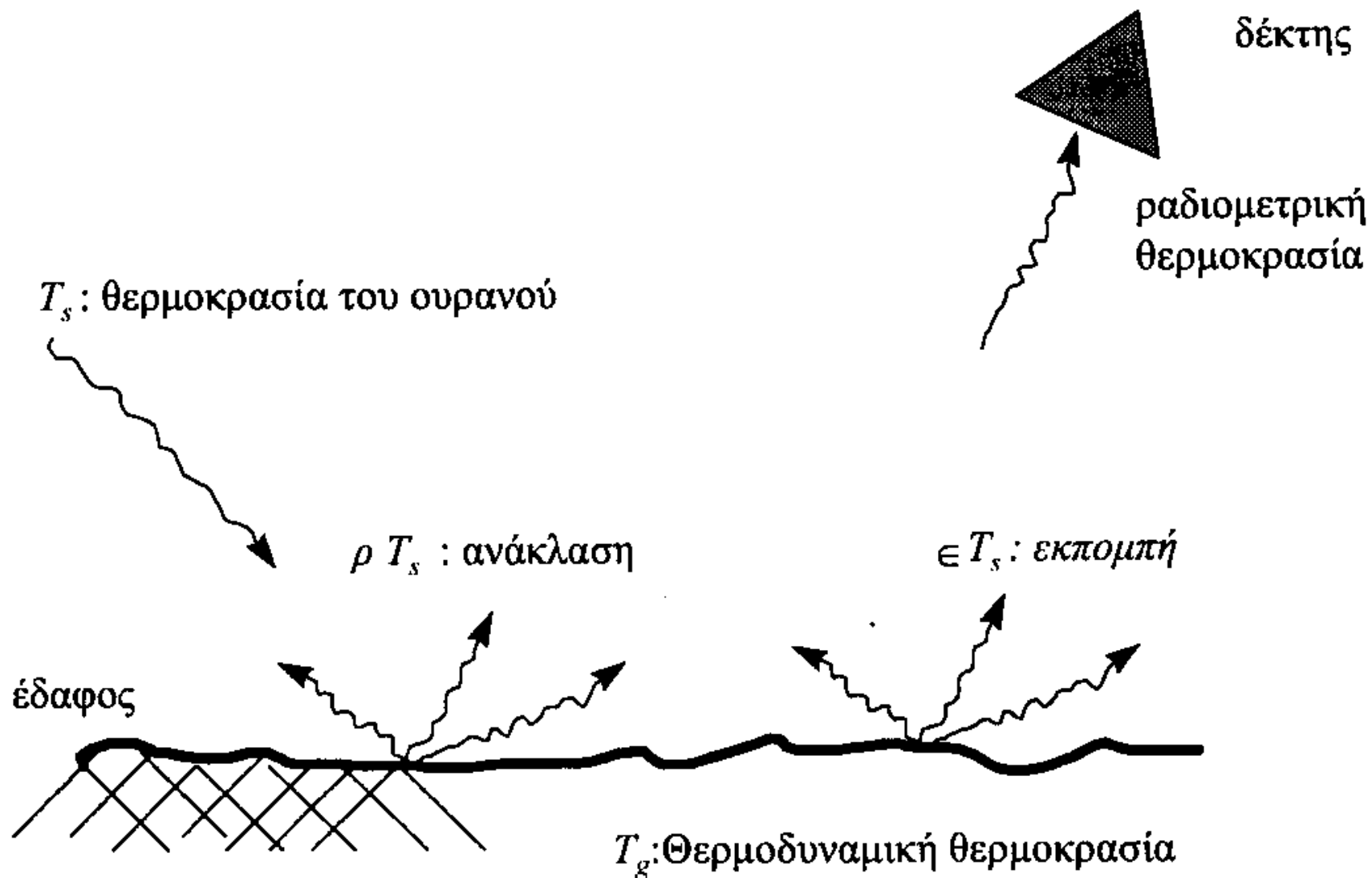
Θερμική ακτινοβολία από φυσικές επιφάνειες εμφανίζεται κυρίως στην άπω υπέρυθρη ζώνη, όμως εκτείνεται και σε τμήμα της μικροκυματικής ζώνης του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Τα μικροκύματα που εκπέμπονται από τη γη μεταφέρουν λίγο πολύ την ίδια πληροφορία με εκείνη της θερμικής ακτινοβολίας. Παρόλο που τα μήκη κύματος είναι πολύ μεγαλύτερα εκείνων της υπέρυθρης ακτινοβολίας, οι μικροκυματικές εκπομπές σχετίζονται κατά πολύ με τη θερμοκρασία T , όπως ακριβώς και η θερμική ακτινοβολία. Τα μικροκυματικά ραδιόμετρα είναι ευαίσθητα όργανα προσαρμοσμένα έτσι ώστε να λαμβάνουν και να καταγράφουν ακτινοβολία που κυμαίνεται από **0,1 mm-3cm και 0,15 cm-30 cm για τα δορυφορικά συστήματα**. Τα μικροκυματικά ραδιόμετρα είναι παθητικοί δέκτες που λαμβάνουν μικροκυματική ακτινοβολία που εκπέμπεται από το περιβάλλον, ενώ αντίθετα τα συστήματα Radar (Κεφάλαιό 6) "φωτίζουν" το έδαφος με τη δική τους ενέργεια και επομένως είναι ενεργοί μικροκυματικοί δέκτες. Η ένταση και το μήκος κύματος της μικροκυματικής ακτινοβολίας αυτής είναι κατά ένα μεγάλο μέρος συνάρτηση της θερμοκρασίας T και της ικανότητας εκπομπής ϵ του στόχου. Έτσι, παρόλο που τα μικροκυματικά ραδιόμετρα, όπως και τα Radar, χρησιμοποιούν την περιοχή των μικροκυμάτων, λειτουργούν με ιδιότητες και χαρακτηριστικά παρόμοια με εκείνα των θερμικών συστημάτων.

Οι μικροκυματικές εκπομπές από τη Γη παρέχουν έμμεσα πληροφορίες για την **εδαφική κάλυψη, την υγρασία του εδάφους και τα υλικά της επιφάνειας.**

Στην ουσία, το πεδίο της μικροκυματικής ραδιομετρίας ξεκίνησε από τη ραδιοαστρονομία και οι πιο πολλές ριζοσπαστικές ανακαλύψεις έγιναν παρατηρώντας εξωγήινα αντικείμενα.

Ένα μικροκυματικό ραδιόμετρο αποτελείται από μία κεραία σε μορφή κώνου που παρατηρεί το ίχνος της γραμμής πτήσης (Σχήμα 5.11).

Το σήμα, αφού συλλεχθεί από την κεραία, φιλτράρεται και ενισχύεται. Κατόπιν αναπαρίστανται ως σειρά ψηφιακών δεδομένων, ή, στην περίπτωση των σαρωτών, ως εικόνα.



Οι διαδικασίες ανάκλασης και εκπομπής σε μικροκυματικές ακτινοβολίες μιας επιφάνειας του εδάφους.

Η ισοδύναμη θερμοκρασία των μικροκυμάτων μιας φυσικής επιφάνειας μπορεί να προκύψει από ένα απλό μοντέλο στο οποίο θεωρείται ότι η ακτινοβολία που μετρείται από έναν δέκτη προέρχεται από εκπομπή του εδάφους και από επιφανειακή ανάκλαση, δηλαδή:

$$T_i = \rho T_s + \varepsilon T_g \quad (5.11)$$

όπου T_s είναι η θερμοκρασία του ουρανού (sky temperature) και T_g είναι η θερμοκρασία του εδάφους. Δηλαδή, η ολική ενέργεια συνίσταται από την ενέργεια που εκπέμπεται από την επιφάνεια συν την ενέργεια που ανακλάται από την επιφάνεια. Το παραπάνω απλό μοντέλο προϋποθέτει καθαρή ατμόσφαιρα (στερούμενη ακτινοβολίας από σύννεφα) και ομαλή ατμοσφαιρική απορρόφηση.

Η μετρούμενη τιμή της θερμοκρασίας T_i εξαρτάται από τη γωνία παρατήρησης, από την πόλωση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και από τη διηλεκτρική σταθερά της επιφάνειας. Επομένως η θερμοκρασία T_g της επιφάνειας μπορεί να προσδιοριστεί από τη σχέση:

$$T_g = T_s - (T_i - T_s)/\varepsilon \quad (5.12)$$

επειδή η ανακλαστικότητα ρ και ο συντελεστής εκπομπής ε συνδέονται με την έκφραση $\rho=1-\varepsilon$, και ουσιαστικά εξαρτάται από την τραχύτητα της επιφάνειας και την ανομοιογένεια του υλικού που βρίσκεται αμέσως κάτω από την επιφάνεια.

Υλικό	δείκτης διάθλασης n	διηλεκτρική σταθερά ϵ_r	ανάκλαση ρ	Μικροκυματικές Θερμοκρασίες
Νερό	9	81	0,64	134 K
Στερεό πέτρωμα	3	9	0,25	235 K
Άμμος	1,8	3,2	0,08	280 K

Μικροκυματικές θερμοκρασίες τριών διαφορετικών τύπων υλικών με θερμοκρασία εδάφους $T_g = 300$ K και ουρανού $T_s = 40$ K.

Στην περίπτωση φαιάς επιφάνειας, η ακτινοβολούμενη ισχύς που εκπέμπεται είναι συνάρτηση της επιφανειακής θερμοκρασίας T_g και του συντελεστή εκπομπής ϵ . Ο συντελεστής εκπομπής ϵ είναι με τη σειρά του συνάρτηση της επιφανειακής σύστασης και της τραχύτητας. Οι μικροκυματικές θερμοκρασίες τριών αντιπροσωπευτικών τύπων υλικών δίδονται στον Πίνακα 5.3.

Η διαφορά ανάμεσα στις ραδιομετρικές θερμοκρασίες, η οποία προέρχεται από δύο επιφανειακά υλικά a (π.χ. νερό) και b (π.χ. πάγος) με την ίδια θερμοδυναμική Θερμοκρασία εδάφους T_g , είναι:

$$T_a = T_g + \rho_a (T_s - T_g) \quad (5.13)$$

$$T_b = T_g + \rho_b (T_s - T_g)$$

Στην περίπτωση του νερού και του πάγου η διαφορά στη ραδιομετρική μικροκυματική θερμοκρασία θα είναι:

$$\Delta T = T_a - T_b = (\rho_a - \rho_b)(T_s - T_g) = \Delta\rho(T_s - T_g) \quad (5.14)$$

όπου ρ_a και ρ_b είναι οι συντελεστές ανάκλασης του νερού και του πάγου αντίστοιχα, που εκφράζονται σε σχέση με τη διηλεκτρική σταθερά, ϵ , και τον δείκτη διάθλασης, n , του επιφανειακού υλικού, από τις σχέσεις (Manual of Remote Sensing, 1973, 1999):

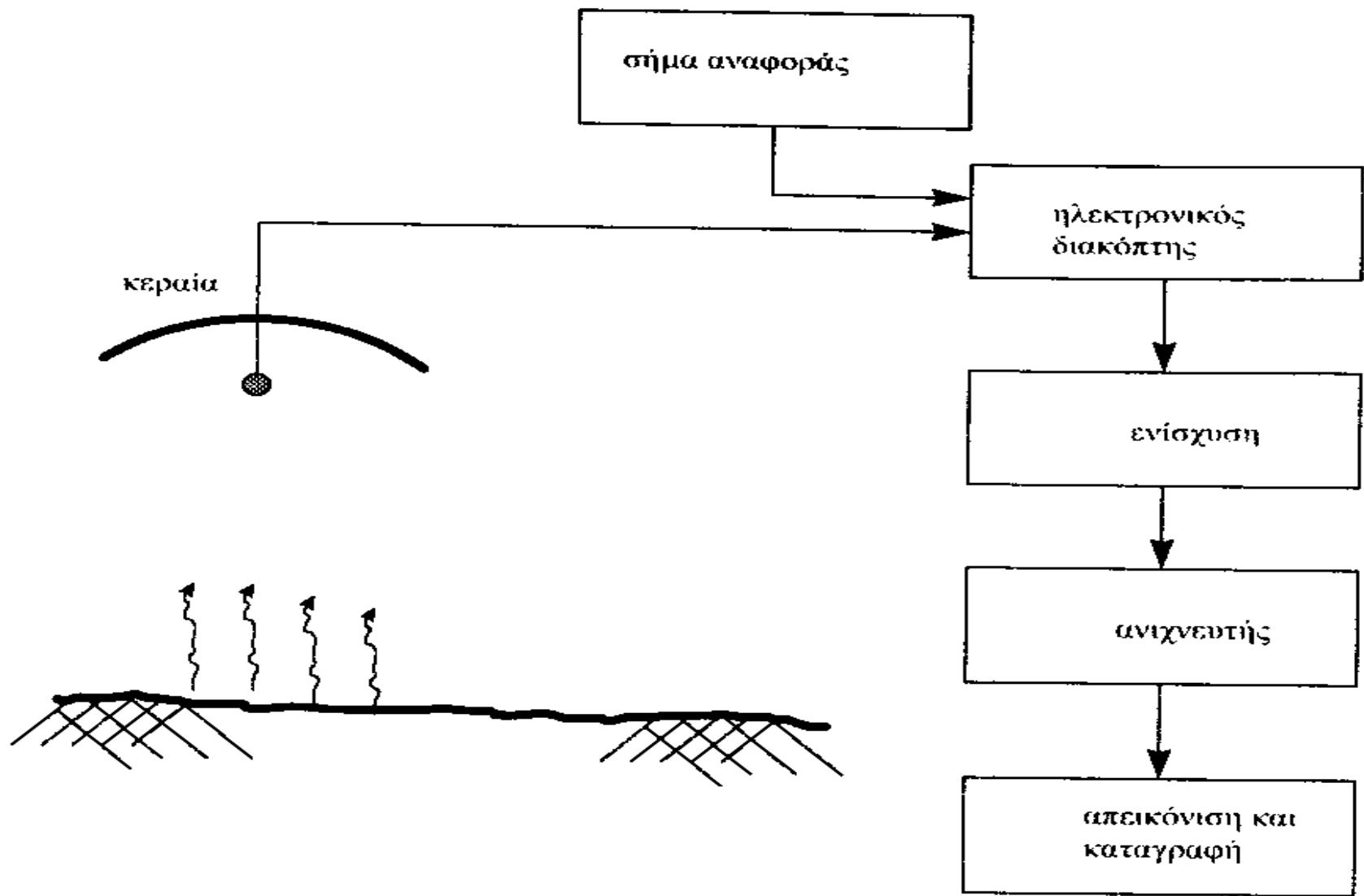
$$\rho = \left(\frac{\sqrt{\epsilon} - 1}{\sqrt{\epsilon} + 1} \right)^2 = \left(\frac{n - 1}{n + 1} \right)^2 \quad (5.15)$$

Αν, για παράδειγμα, υπάρχουν δύο επιφανειακά υλικά, του πάγου ($\epsilon = 3$) και του νερού ($\epsilon=80$), τότε από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι για μέση θερμοκρασία του ουρανού $T_s = 50\text{K}$ και με επιφανειακή θερμοκρασία του εδάφους $T_g=273\text{ K}$, η μικροκυματική θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ πάγου και νερού θα είναι $\Delta T = 127\text{ K}!!$. Εξαιτίας του μεγάλου συντελεστή ανάκλασης ρ , το νερό ($\rho = 0,64$) θα εμφανίζεται αρκετά ψυχρότερο από τον πάγο ($\rho=0,07$).

Όπως τα θερμικά ραδιόμετρα, έτσι και τα μικροκυματικά ραδιόμετρα διαθέτουν κάποιο σήμα αναφοράς αποτελούμενο από ένα υλικό γνωστής θερμοκρασίας T . Το λαμβανόμενο σήμα συγκρίνεται με το σήμα αναφοράς, ώστε να καθορισθεί η ακτινοβολία του στόχου σε απόλυτο μέγεθος.

Η χωρική ανάλυση για τα δορυφορικά μικροκυματικά συστήματα είναι της τάξης των km και για τα συστήματα αεροσκαφών της τάξης των μέτρων (m). Τα μικροκυματικά συστήματα είναι όργανα σημαντικά για τη μετεωρολογία στον προσδιορισμό των θερμοκρασιακών διατομών (προφίλ) της ατμόσφαιρας, των κατανομών της υγρασίας και του όζοντος και των συνθηκών μιας βροχόπτωσης.

Η ατμόσφαιρα εκπέμπει ένα ποσοστό μικροκυματικής ακτινοβολίας που εξαρτάται από την υγρασία και τη θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα. Ο Ήλιος επίσης εκπέμπει τη δική του μικροκυματική ακτινοβολία. Επομένως, επειδή υπεισέρχονται πολλοί αστάθμητοι παράγοντες στις μετρήσεις μικροκυμάτων, η επεξεργασία και η ερμηνεία των δεδομένων από μικροκυματικά ραδιόμετρα αποτελεί μια πολύπλοκη διαδικασία.



Η αρχιτεκτονική δομή ενός ραδιομέτρου για την ανίχνευση μικροκυματικής ακτινοβολίας.

Θερμικοί σαρωτές

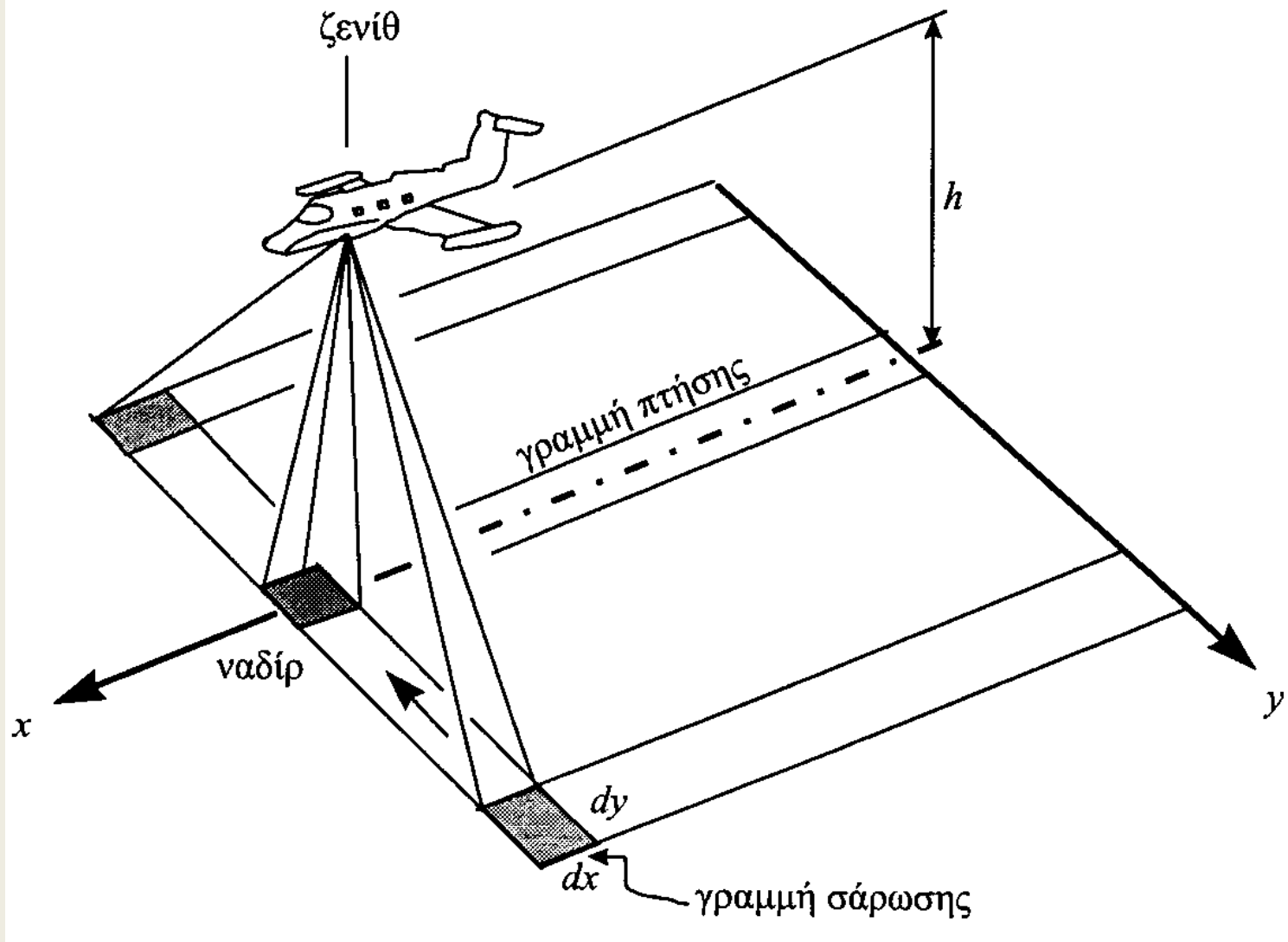
Οι θερμικοί σαρωτές αντιλαμβάνονται και καταγράφουν τη θερμική ακτινοβολία των στόχων κάτω από τη γραμμή πτήσης του αεροσκάφους και δημιουργούν ένα αντίστοιχο ψηφιακό σήμα ή εικόνα. Διαφέρουν από τα ραδιόμετρα, επειδή δεν διαθέτουν πηγή αναφοράς που να επιτρέπει ποιοτικά καλύτερη μέτρηση της απόλυτης ακτινοβολίας. Αντίθετα, σχηματίζουν εικόνες που απεικονίζουν σχετικές διαφορές θερμοκρασιών ΔT και όχι απόλυτες θερμοκρασίες T .

Υπάρχουν διάφοροι τύποι θερμικών σαρωτών. Οι **σαρωτές γραμμών** (objectplane scanners) παρατηρούν την περιοχή μελέτης με τη βοήθεια μετακινούμενου κατόπτρου που ταλαντώνεται κάθετα προς τη γραμμή πτήσης του αεροσκάφους, παράγοντας μία σειρά από παράλληλες (και πιθανόν επικαλυπτόμενες) γραμμές, σάρωσης, που όλες μαζί απαρτίζουν κάποια λωρίδα στην επιφάνεια της γης. Οι **σαρωτές εικόνων** (image-plane scanners) χρησιμοποιούν ευρύτερο πεδίο παρατήρησης απ' ό,τι οι σαρωτές γραμμών. Η σχηματιζόμενη εικόνα μετακινείται με τη βοήθεια των κατόπτρων. Και στις δύο περιπτώσεις το όργανο θερμική σάρωσης κατασκευάζεται από σειρά φακών και κατόπτρων προσαρμοσμένων έτσι ώστε να λαμβάνεται ενέργεια από τη γη και να διοχετεύεται πάνω στον ανιχνευτή.

Ένα σύστημα θερμικού σαρωτή αποτελείται από την κεντρική μονάδα σάρωσης, (συνδεδεμένη με γυροσκοπική μονάδα), από τους ανιχνευτές υπερύθρου (συνδεδεμένους με τις μονάδες ψύξης υγρού υδρογόνου) και από τη μονάδα ενίσχυσης και ελέγχου των σημάτων. Μαγνητική ταινία ή κάποιο άλλο μέσο καταγραφής καταγράφει δεδομένα για περαιτέρω αναπαράσταση ως εικόνα video ή ως φιλμ.

Θερμική ενέργεια συλλέγεται από το κάτοπτρο που σαρώνει από τη μία άκρη της λωρίδας σάρωσης προς την άλλη άκρη κάθετα στη γραμμή πτήσης, με τον ίδιο τρόπο όπως και στον MSS του Landsat. Μια τυπική γωνία σάρωσης καλύπτει συνολική γωνία της τάξης των $\gamma = 77^\circ$. Έτσι, αν κάποιο αεροσκάφος πετά σε ύψος $h=300\text{m}$, τότε μπορεί να καταγράψει μια λωρίδα (swath) πλάτους $L = 477 \text{ m}$ στο έδαφος. Η πρόσω κίνηση του αεροσκάφους σχηματίζει την κατά μήκος διάσταση της εικόνας. Ενώ το κάτοπτρο, εκτελώντας, π.χ., 80 σαρώσεις / δευτερόλεπτο, καλύπτει στενή ταινία σάρωσης στο έδαφος $dx=46 \text{ cm}$ στο ναδίρ.

Θερμική ενέργεια που συλλέγεται από το κάτοπτρο σάρωσης εστιάζεται μέσω παραβολικού κατόπτρου πάνω στη μονάδα ανίχνευσης τον υπερύθρου. Η μονάδα αυτή αποτελείται από έναν από τους προαναφερθέντες ανιχνευτές, που είναι τοποθετημένοι σε δοχείο ψυχόμενο από υγρό υδρογόνο, ώστε να ελαττώνεται ο ηλεκτρονικός θόρυβος και να ενισχύεται η ευαισθησία τον ανιχνευτή. Ο ανιχνευτής παράγει ηλεκτρικό σήμα που μεταβάλλεται σε ένταση ανάλογα με τη θερμική ακτινοβολία που λαμβάνεται. Όμως το σήμα αυτό είναι πολύ ασθενές. Έτσι πρέπει να ενισχυθεί, πριν καταγραφεί από τη μαγνητική ταινία (ή άλλο αποθηκευτικό μέσο) που συνδέεται με τον σαρωτή. Η μονάδα "σταθεροποίησης προσανατολισμού" της πλατφόρμας του ανιχνευτή (roll correction unit) αποτελείται εν μέρει από ένα γυροσκόπιο, που αντιλαμβάνεται την κίνηση και τις στροφές του αεροσκάφους. Κατόπιν, στέλνει σήμα που επιτρέπει στη μονάδα να διορθώσει το σήμα και να μειώσει γεωμετρικά σφάλματα που προέρχονται από την αστάθεια προσανατολισμού του αεροσκάφους. Μετά την προσγείωση, τα καταγεγραμμένα στοιχεία μεταφέρονται από τον δέκτη στο γραφείο για επεξεργασία.



Γεωμετρική ακτινική παραμόρφωση στην κλίμακα των εικόνων που προέρχονται από σάρωση .

Οι θερμικοί σαρωτές, καθώς συλλέγουν δεδομένα, δημιουργούν γεωμετρικά σφάλματα στην εικόνα. Κατά συνέπεια οι θέσεις, οι μορφές και τα σχήματα των αντικειμένων που απεικονίζονται στην εικόνα δεν ταυτίζονται με τις ορθές πλανιμετρικές μορφές των. Άρα, οι εικόνες που προέρχονται από θερμικές καταγραφές σαρωτών δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για ακριβείς γεωμετρικές μετρήσεις.

Μερικά από τα γεωμετρικά αυτά σφάλματα οφείλονται στην αστάθεια προσανατολισμού του αεροσκάφους, όπως σφάλματα λόγω στροφής περί την άτρακτο (διατοιχισμός, roll), στροφής περί τον εγκάρσιο άξονα της πτήσης (προνευστασμός, από το ρήμα προνευστάζω, pitch) και σφάλματα λόγω οριζόντιων στροφών περί τον κατακόρυφο άξονα (αμφιπρόρρηση, yaw) (βλέπε Κεφάλαιο 7).

Επίσης οι θερμικές εικόνες εμφανίζουν μετατόπιση αναγλύφου ανάλογη με εκείνη που εμφανίζεται στις αεροφωτογραφίες (Κεφάλαιο 3). Δεν παρουσιάζουν όμως κάποιο κεντρικό προοπτικό σημείο, όπως οι αεροφωτογραφίες, αλλά το εκάστοτε ναδίρ της κάθε γραμμής σάρωσης αποτελεί και το αντίστοιχο προοπτικό σημείο.

Έτσι, η μετατόπιση του αναγλύφου στις θερμικές εικόνες ακολουθεί το κέντρο του μεγάλου άξονα x της εικόνας και εμφανίζεται κατά μήκος της κάθε λεπτής ταινίας (γραμμής) σάρωσης (κατά y).

Στο μέσο της εικόνας ο δέκτης παρατηρεί στόχους ακριβώς στο ναδίρ. Σε αυτήν τη θέση, τα χαρακτηριστικά στοιχεία των στόχων (διαστάσεις των ψηφίδων) είναι γεωμετρικά ορθά.

Καθώς όμως αυξάνει η απόσταση y από την κεντρική γραμμή πτήσης, ο δέκτης τείνει να παρατηρεί περισσότερο τις πλευρές παρά τις κορυφές των στόχων (Σχήμα 5.14). Τότε η μετατόπιση του αναγλύφου αυξάνεται. Το Σχήμα 5.13 δείχνει αυτά τα γεωμετρικά σφάλματα των Θερμικών εικόνων που προέρχονται από σάρωση.

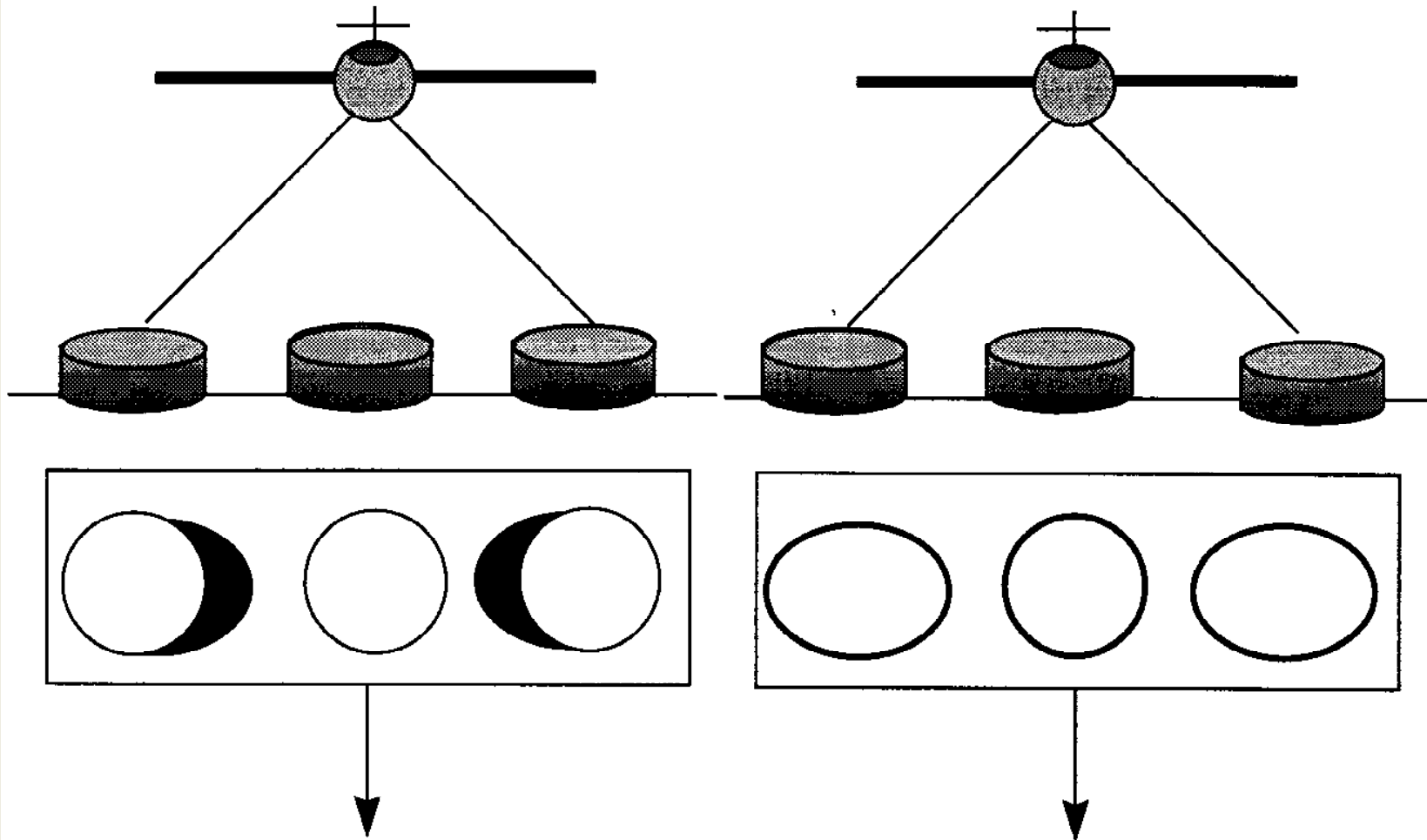
Μολονότι το κάτοπτρο σάρωσης περιστρέφεται με σταθερή γωνιακή ταχύτητα, το GIFOV πάνω στο έδαφος δεν μετακινείται με την ίδια γραμμική ταχύτητα, εξαιτίας της μεταβαλλόμενης απόστασης του αεροσκάφους από τον στόχο. Στο ναδίρ ο θερμικός σαρωτής βρίσκεται πλησιέστερα στο έδαφος που αντιστοιχεί στο κέντρο της λωρίδας της εικόνας παρά στα άκρα της (περιθώρια). Σε δεδομένη χρονική στιγμή, ο δέκτης σαρώνει μικρότερες αποστάσεις (μικρότερες διαστάσεις εικονοστοιχείων) στο ναδίρ από ό,τι στις άκρες της εικόνας.

Συνεπώς, ο σαρωτής προκαλεί γεωμετρικά σφάλματα που τείνουν να "συμπιέζουν" τα γεωμετρικά στοιχεία της θερμικής εικόνας (βλέπε επίσης Κεφάλαιο 7) κατά μήκος της λεπτής ταινίας (γραμμής) σάρωσης και κάθετα προς τη γραμμή πτήσης.

Η επίδραση αυτή είναι γνωστή ως εφαπτομενική παραμόρφωση της κλίμακας και είναι εμφανής στα σχήματα των κυλινδρικών δεξαμενών του Σχήματος 5.14. Οι δεξαμενές που βρίσκονται πλησιέστερα προς τη γραμμή πτήσης είναι κυκλικές, ενώ οι δεξαμενές που βρίσκονται κοντά στα άκρα της εικόνας εμφανίζονται να συμπιέζονται κατά τον άξονα σάρωσης, κάθετο προς τη γραμμή πτήσης.

A

B



Μετατόπιση αναγλύφου και παραμόρφωση κλίμακας. Στο Σχήμα A φαίνεται ότι ο ανιχνευτής δεν παρατηρεί μόνον τις οροφές των δεξαμενών αλλά και μέρος των κάθετων πλευρικών επιφανειών τους.

Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ

© copyright I. N. Χατζόπουλος

Η θερμική εικόνα και η ερμηνεία της

Η εικόνα που δημιουργείται από έναν θερμικό σαρωτή δεν είναι τίποτα άλλο από μία λωρίδα ασπρόμαυρο φιλμ ή ψηφιακή εικόνα που απεικονίζει θερμικές αντιθέσεις της γήινης επιφάνειας ως μεταβολές στους τόνους του γκρι. Συνήθως φωτεινότεροι τόνοι του γκρι αναπαριστούν θερμότερα υλικά και σκοτεινότεροι τόνοι αντιπροσωπεύουν ψυχρότερα υλικά (Θετική εικόνα). Σε μια εικόνα θερμικής καταγραφής ο αναλυτής θα πρέπει, πριν ακόμη ξεκινήσει την ερμηνεία, να καθορίσει αν η υπό εξέταση εικόνα είναι θετική ή αρνητική καθώς και τον χρόνο λήψης της.

Πολλές φορές είναι αδύνατου να καθορίσουμε τον σωστό χρόνο λήψης μιας θερμικής καταγραφής χρησιμοποιώντας αποκλειστικά και μόνον την πληροφορία της εικόνας. Κακή ερμηνεία τον χρόνου λήψης μπορεί να αντιστρέψει τη σημασία των τόνων του γκρι της εικόνας και να αποδοθεί εσφαλμένη ερμηνεία. Οι θερμικοί σαρωτές συνήθως ρυθμίζονται έτσι ώστε να αντιστοιχούν περισσότερο σε σχετικές θερμοκρασίες ΔT παρά σε απόλυτες T . Μερικοί όμως θερμικοί σαρωτές καταγράφουν πηγές αναφοράς που παρατηρούνται από τον σαρωτή στην αρχή και στο τέλος κάθε πτήσης σάρωσης, έτσι ώστε να γίνει κάποια υποτυπώδης σύγκριση με πηγές γνωστών θερμικών ιδιοτήτων στη γη. Οι πηγές αναφοράς βρίσκονται σε συγκεκριμένες θερμοκρασίες που προσεγγίζουν εκείνες των αντικειμένων που πρόκειται να απεικονισθούν.

Επίσης, τα σφάλματα που προκαλούνται από την ατμόσφαιρα και από το ίδιο το σύστημα ανίχνευσης και καταγραφής δυσχεραίνουν την αξιόπιστη ερμηνεία της θερμικής εικόνας. Συνήθη σφάλματα του συστήματος θερμικής καταγραφής περιλαμβάνουν τον θόρυβο καταγραφής, τις μεταβολές στις θερμοκρασίες των πηγών αναφοράς, και τα σφάλματα του ανιχνευτή.

Η ερμηνεία των θερμικών δεδομένων και εικόνων που απεικονίζουν κατανομές θερμοκρασιών για μια περιοχή δεν είναι απλό θέμα. Σε πολλές περιπτώσεις οι ερμηνείες θα πρέπει να βασίζονται και να περιορίζονται στην εξέταση των διαφορών θερμοκρασίας ΔT και όχι στις απόλυτες θερμοκρασίες T , εξαιτίας των πολύπλοκων παραγόντων που υπεισέρχονται στην ερμηνεία. Οι παράγοντες αυτοί μπορεί να περιλαμβάνουν:

1. τον αριθμό και την κατανομή των διαφόρων υλικών που τυχαίνει να βρίσκονται εντός του οπτικού πεδίου IFOV του ανιχνευτή,
- 2, τις μεταβολές στη γεωμετρία της Θέσης του στόχου σε σχέση με τη Θέση του ανιχνευτή (αεροσκάφος),
3. τη σχέση της θερμικής απόκρισης του στόχου με τη σύσταση, την πυκνότητα δ , και τη δομή του σώματός του,
4. τη συνεισφορά της τοπικής γεωθερμικής ενέργειας στη θερμική καταγραφή,
5. το ιστορικό της βροχόπτωσης και της περιεχόμενης υγρασίας του εδάφους, και τις επιδράσεις της εξάτμισης στην επιφάνεια,
6. τη βλάστηση, ως προς το ύψος της, τη γεωμετρία των φύλλων των δέντρων και το γενικό σχήμα των φυτών,
7. τη θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα κοντά στην επιφάνεια (1-3 m), τη σχετική υγρασία και τις επιδράσεις του ανέμου.

Μερικοί από τους παραπάνω παράγοντες έχουν σταθερές επιδράσεις και μπορούν ίσως να διορθωθούν, ενώ άλλοι μεταβάλλονται διαρκώς.

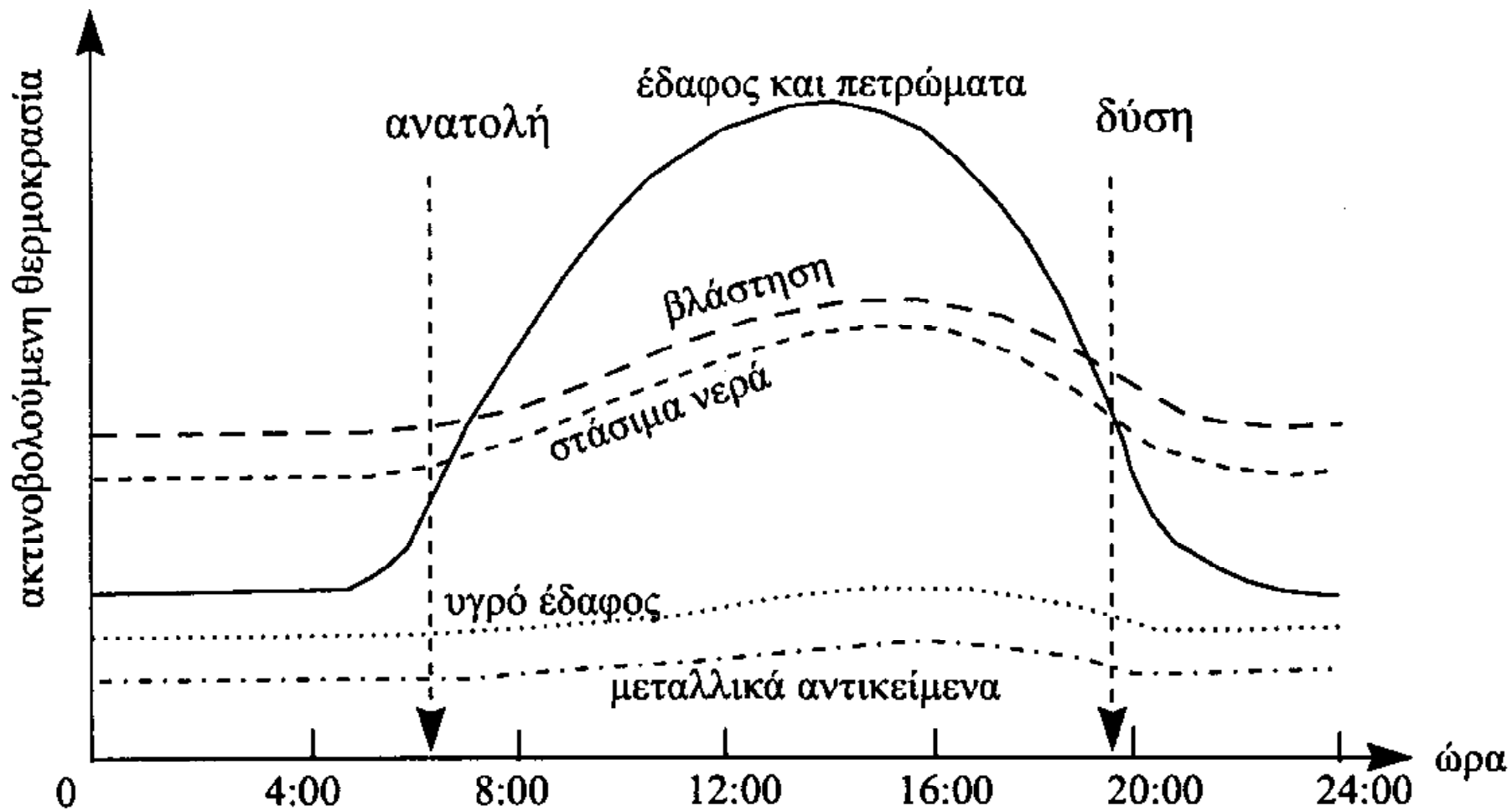
Πολλοί παράγοντες επηρεάζουν τη θερμική συμπεριφορά των πετρωμάτων και των εδαφών. Κεκλιμένες επιφάνειες που αντικρίζουν τον Ήλιο τείνουν να λαμβάνουν περισσότερη ηλιακή ακτινοβολία από ό,τι εδάφη που σκιάζονται λόγω του τοπογραφικού αναγλύφου και της βλάστησης. Άρα θα εμφανίζονται θερμότερες οι επιφάνειες αυτές σε σχέση με τα υπόλοιπα πετρώματα. Τέτοιες διαφορές συνδυαζόμενες φυσικά με εκείνες που προέρχονται από τις διαφορετικές ιδιότητες των σωμάτων της γήινης επιφάνειας αποδίδονται τελικά ως θερμικές διακυμάνσεις στην εικόνα. Το υψόμετρο H του τόπου δημιουργεί επίσης θερμοκρασιακές διακυμάνσεις, επειδή υψηλότερα εδάφη εμφανίζουν χαμηλότερη θερμοκρασία, που μεταβάλλεται κατά $6,5^{\circ}\text{C}$ ανά 1000 m υψόμετρο.

Επίσης η βλάστηση μεταβάλλει τη θερμική συμπεριφορά της περιοχής. Η βλάστηση τείνει να θερμαίνεται γρηγορότερα την ημέρα, αλλά μπορεί και να σκιάζει περιοχές δημιουργώντας θερμές και ψυχρές ζώνες που καταγράφονται στις θερμικές εικόνες.

Τα στάσιμα νερά έχουν την τάση να συγκρατούν θερμότητα, να ψύχονται βραδέως κατά τη διάρκεια της νύχτας και να θερμαίνονται ανάλογα κατά τη διάρκεια της ημέρας. Αντίθετα, μερικά εδάφη και πετρώματα (αν είναι ξηρά και δεν περιέχουν υγρασία) ελευθερώνουν γρήγορα θερμότητα τη νύχτα, και απορροφούν γρήγορα θερμότητα την ημέρα. Μολαταύτα, ακόμη και μικρές ποσότητες υγρασίας μεταβάλλουν σημαντικά τις θερμικές ιδιότητες των εδαφών και των πετρωμάτων (θερμότερα την ημέρα, ψυχρότερα τη νύχτα). Συνεπώς, οι θερμικοί ανιχνευτές μπορούν να παρατηρούν την ύπαρξη αλλά και τη διασπορά της υγρασίας των εδαφών και των πετρωμάτων.

Τα νερά εμφανίζονται ως ψυχρό σώμα (σκούρος τόνος τον γκρι) σε εικόνες σε σχέση με την ξηρά στη θερμική φασματική ζώνη του 8-10 μm κατά τη διάρκεια της ημέρας. Τούτο κυρίως οφείλεται στη χαμηλή θερμική αδράνεια του νερού ($P=370$) σε σχέση με μια τυπική εδαφική κάλυψη (π.χ., $P=500$). Τη νύχτα όμως οι σχετικές θερμοκρασίες αντιστρέφονται και τα νερά φαίνονται θερμότερα από τα εδάφη και τα πετρώματα. Σε μερικές περιπτώσεις ενδέχεται τα φυσικά νερά (ποτάμια, λίμνες, θάλασσες κλπ.) να εμφανίζουν θερμοκρασιακές διαταραχές λόγω αγωγής της θερμότητας (ανοδικά ρεύματα, κυματισμούς, κλπ.) κι έτσι οι επιφανειακές θερμοκρασίες μπορεί να διαφέρουν μερικούς βαθμούς το πολύ.

Ο χρόνος λήψης της θερμικής εικόνας είναι σημαντικός. Οι βέλτιστοι χρόνοι θερμικής καταγραφής καθορίζονται σύμφωνα με τον σκοπό της μελέτης. Συχνά οι μεγαλύτερες θερμικές αντιθέσεις επέρχονται κατά τη διάρκεια της ημέρας. Έτσι πολλές φορές θερμικές εικόνες λαμβάνονται νωρίς το απόγευμα (1:00-2:00 μ.μ.) για να καταγράψουν τις έντονες διαφορές στις θερμικές ιδιότητες της περιοχής όπως αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια της ημέρας.



Ημερήσιες διακυμάνσεις της ακτινοβολούμενης θερμοκρασίας διαφόρων υλικών.

Πολλά προβλήματα που προέρχονται από τις ημερήσιες λήψεις θερμικών εικόνων, όπως έντονες θερμοκρασιακές εναλλαγές λόγω βλάστησης και τοπογραφικού αναγλύφου, αποφεύγονται αν γίνουν λήψεις λίγο πριν από την ανατολή του Ήλιου.

Τότε, στο χρονικό αυτό διάστημα της ανατολής του Ήλιου, δεν υπάρχουν σκιές και ανακλάσεις και οι ανεπιθύμητες θερμοκρασιακές αντιθέσεις είναι μικρές. Σε μια τέτοια εικόνα την ώρα αυτή, οι στάσιμες υδάτινες μάζες θα εμφανίζονται θερμότερες σε σχέση με την ξηρά, ενώ σε μεσημβρινές καταγραφές οι υδάτινες μάζες θα είναι ψυχρότερες, λόγω διαφορετικής θερμικής αδράνειας.

Δάση μπορεί να εμφανίζονται επίσης θερμά κατά τη διάρκεια της ημέρας. Χερσαία και ξηρά εδάφη εμφανίζονται συνήθως πιο ψυχρά (σκούρα) από ό,τι τα υγρά εδάφη. Μεταλλικά αντικείμενα εμφανίζουν ψυχρές (σκοτεινές) φασματικές αποκρίσεις όχι μόνον την ημέρα αλλά και τη νύχτα, επειδή έχουν μικρό συντελεστή εκπομπής ε.

Διεξαγωγή υπέρυθρων διασκοπήσεων

Οι διασκοπήσεις υπέρυθρων θερμικών είναι γενικά δύο τύπων: απλές πτήσεις και πολλαπλές πτήσεις για τη δημιουργία φωτομωσαϊκού. Μια απλή πτήση πάνω από μια περιοχή μελέτης είναι απλό να σχεδιασθεί και να εκτελεσθεί. Η γραμμή πτήσης μπορεί να επαναληφθεί σε διαφορετικές ώρες την ημέρα ώστε να καταγραφούν και να αξιολογηθούν οι θερμικές διακυμάνσεις των επιφανειακών υλικών κατά τη διάρκεια της ημέρας.

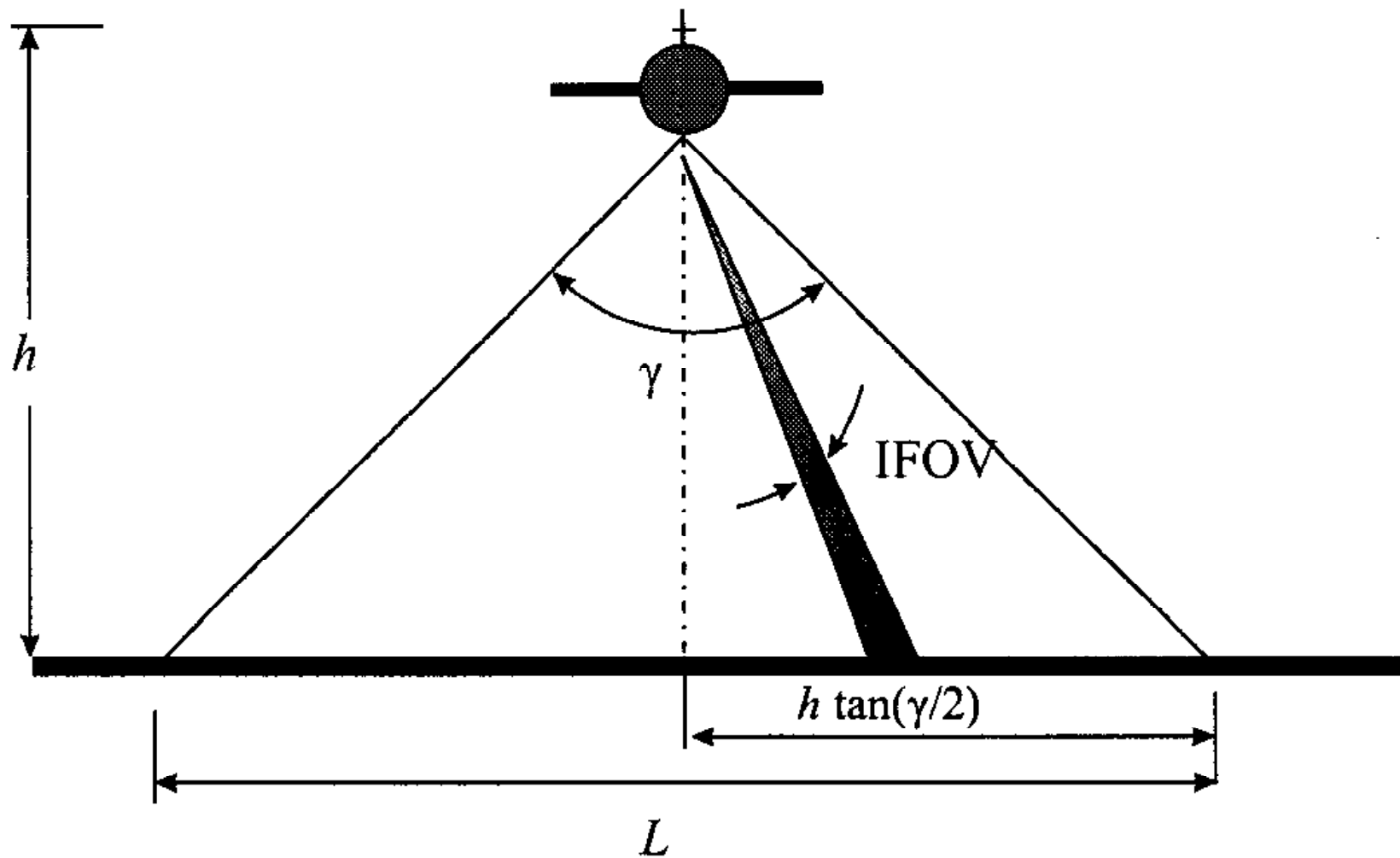
Χρόνος διασκόπησης

Τα επιφανειακά υλικά εμφανίζουν μια συστηματική κατά κάποιο τρόπο διακύμανση στη θερμοκρασία κατά τη διάρκεια του 24ωρου. Κατά συνέπεια, για μια σωστή θερμική διασκόπηση απαιτούνται δύο λήψεις: μία την ημέρα και μία τη νύχτα. Το μέγιστο των θερμοκρασιακών αντιθέσεων εμφανίζεται 1 ή 2 ώρες μετά από τη μεσημβρία (13:00-14:00). Εντούτοις, κατά κανόνα, το απογευματινό αυτό διάστημα πνέουν άνεμοι, με συνέπεια να δημιουργούνται αστάθειες και αβεβαιότητες στον προσανατολισμό και τη θέση των αεροσκάφους.

Το χρονικό διάστημα λίγο πριν από την αυγή θεωρείται βέλτιστο για τις περισσότερες θερμικές διασκοπήσεις, επειδή οι επιδράσεις του τοπογραφικού αναγλύφου μειώνονται στο ελάχιστο και τα διάφορα υλικά της γήινης επιφάνειας έχουν καταλήξει σε μια σταθερή θερμοκρασία που αποκτήθηκε κατά τη διάρκεια της νύχτας. Λήψεις θερμικών εικόνων κατά τη διάρκεια της νύκτας είναι αναγκαίες για τις περισσότερες γεωλογικές εφαρμογές, επειδή αποφεύγονται οι έντονες ηλιακές επιδράσεις. Κατά τη διάρκεια της ημέρας, το τοπογραφικό ανάγλυφο δημιουργεί θερμοκρασιακές αντιθέσεις που είναι έντονες εξαιτίας των διαφοροποιημένων ηλιακών επιδράσεων, που δεν ανταποκρίνονται πολλές φορές στη ζητούμενη θερμοκρασιακή διαφορά που απαιτείται για την ερμηνεία.

Σχέδιο πτήσης

Για γεωλογικές έρευνες είναι προτιμότερο να προσανατολίσουμε τις γραμμές πτήσης παράλληλα προς τις ευρύτερες στρώσεις των πετρωμάτων, έτσι ώστε να αποκαλύπτονται χαρακτηριστικά γνωρίσματά τους, όπως ρήγματα, με τη σάρωση. Το συνολικό μήκος των γραμμών πτήσεων καθορίζεται από τη χρονική διάρκεια και τις δυνατότητες μέγιστου χρόνου καταγραφής της μαγνητικής ταινίας ή των άλλων μέσων, και από την έκταση της περιοχής μελέτης. Το ύψος του αεροσκάφους επιλέγεται ή ως σταθερό πάνω από το έδαφος, ή ως το μέσο ύψος σχετικά με το μέσο υψόμετρο του εδάφους της περιοχής. Σε πολλές εφαρμογές, ένα ύψος πτήσης της τάξης του $h = 1800 \text{ m}$ πάνω από το έδαφος θεωρείται βέλτιστο για θερμικές καταγραφές. Σε αυτό το ύψος, ο σαρωτής με ένα συνολικό γωνιακό πεδίο σάρωσης $\gamma = 120^\circ$ καλύπτει μία λωρίδα στο έδαφος πλάτους $L = 6,24 \text{ km}$ (βλέπε Σχήμα 5.16). Η επικάλυψη των γραμμών πτήσης είναι εξίσου σημαντική. Έτσι, για το προηγούμενο παράδειγμα, τοποθετώντας τις γραμμές πτήσης σε αποστάσεις $4,8 \text{ km}$, μπορούμε να έχουμε πλευρική επικάλυψη $1,44 \text{ km}$ των γειτονικών λωρίδων που είναι απαραίτητη για τη δημιουργία φωτομωσαϊκού.



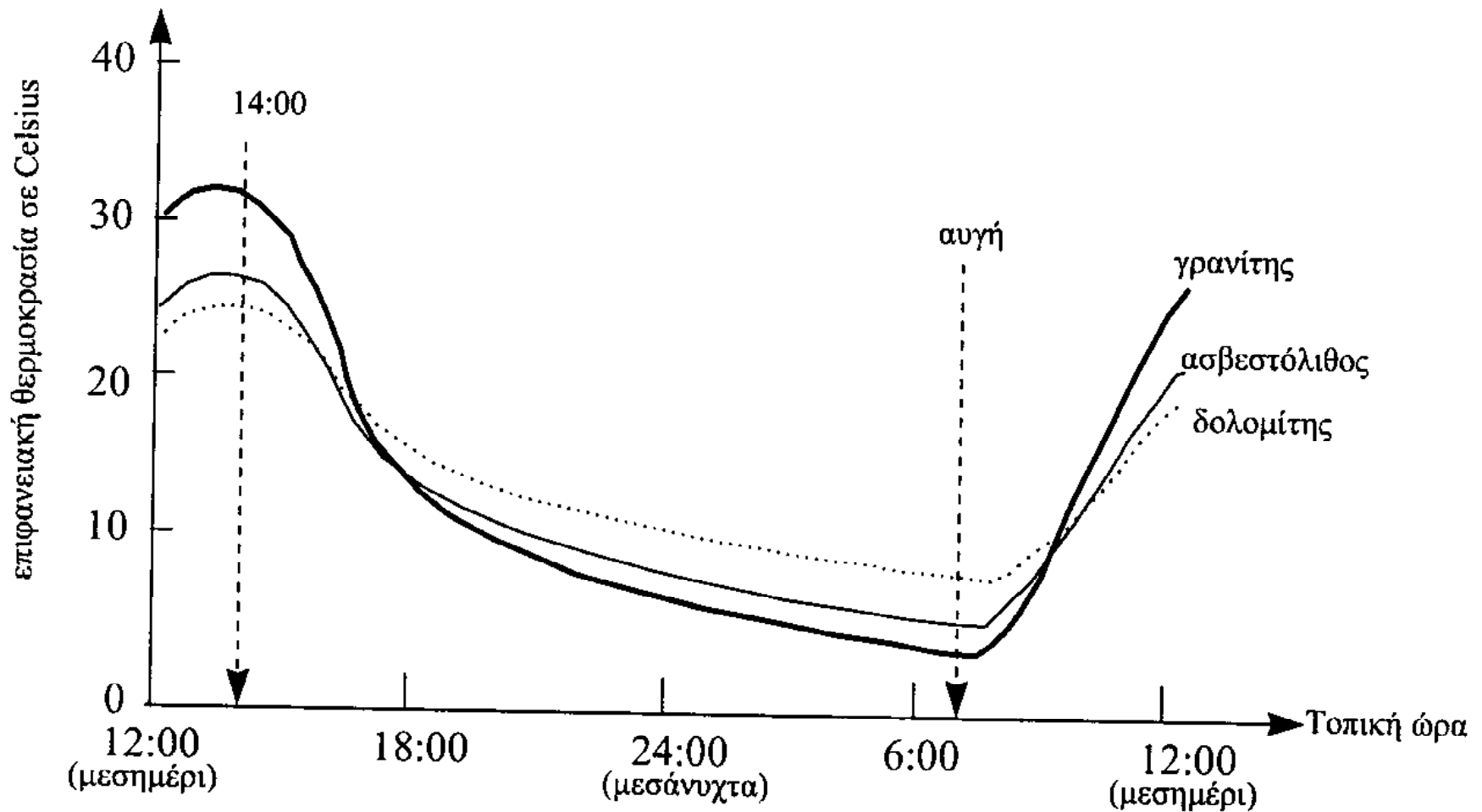
Η γεωμετρία της σάρωσης.

Επαλήθευση στοιχείων εικόνων στο έδαφος

Για να υποβοηθήσουμε την ερμηνεία των εικόνων, είναι συχνά χρήσιμο να συλλέξουμε πληροφορίες σχετικά με τις καιρικές συνθήκες της περιοχής, και την υγρασία του εδάφους και της βλάστησης κατά τη διάρκεια της υπέρυθρης διασκόπησης. Για εκτεταμένες περιοχές θερμικών διασκοπήσεων οι μετρήσεις πεδίου πραγματοποιούνται σε επιλεγμένες και αντιπροσωπευτικές θέσεις τον εδάφους.

Ερμηνεία θερμικών εικόνων

Υπάρχουν δύο βασικοί τρόποι για την κατανόηση της σημασίας των θερμοκρασιακών διαφοροποιήσεων στις υπέρυθρες εικόνες. Ο πρώτος τρόπος είναι να γίνει εμπειρική συσχέτιση μεταξύ φασματικών χαρακτηριστικών των επιφανειακών υλικών. Θερμές και ψυχρές περιοχές εδάφους συσχετίζονται και ελέγχονται με τις αντίστοιχες περιοχές στη θερμική εικόνα, ώστε να καθορισθεί η θερμική συμπεριφορά των επιφανειακών υλικών. Η εμπειρική αυτή μέθοδος είναι γρήγορη και άμεση, αλλά δεν λαμβάνει υπόψη της τις υπάρχουσες φυσικές αιτίες για τη θερμική απόκριση των διαφορετικών επιφανειακών υλικών.



Ημερήσια θερμική διακύμανση του δολομίτη, του ασβεστόλιθου και του γρανίτη.

Στον δεύτερο τρόπο, Θεωρείται και υπολογίζεται μαθηματικό θερμικό μοντέλο, ώστε να συσχετισθεί η επιφανειακή θερμοκρασία με τις φυσικές ιδιότητες των επιφανειακών υλικών.

Το μοντέλο βασίζεται στις φυσικές ιδιότητες των συγκεκριμένων υλικών και των θερμικών διαδικασιών που έπονται

Μια περιοδική ημερήσια διακύμανση στις θερμοκρασίες των επιφανειακών σωμάτων μπορεί να εκφρασθεί μαθηματικά από μία αρμονική συνάρτηση με κατάλληλες περιόδους T ; . Κατ' αυτόν τον τρόπο προκύπτουν καμπύλες όπως εκείνες που φαίνονται στο Σχήμα 5.17.

Το μεγάλο πλεονέκτημα του δεύτερου τρόπου, με τα μοντέλα, είναι ότι αναλύονται θερμοκρασιακές διακυμάνσεις σε σχέση με τις φυσικές ιδιότητες και τις θερμικές διεργασίες, που δίνουν τη δυνατότητα στον ερμηνευτή να τις κατανοήσει.

Εφαρμογές

Οι εικόνες θερμικού υπερύθρου είναι χρήσιμες σε πολλές εφαρμογές όπως:

Διαχωρισμός τύπων πετρωμάτων. Πυκνότερα πετρώματα, όπως ο βασάλτης ($\delta = 2800 \text{ kg/m}^3$) και ο ψαμμίτης, έχουν υψηλότερη θερμική αδράνεια (π.χ., $P(\text{βασάλτη}) = 530 \text{ cal}/(\text{m}^2\text{°C}\text{s}^{1/2})$) από τα λιγότερο πυκνά πετρώματα, όπως ο ιλύόλιθος ($P \approx 400$).

Σε νυκτερινή καταγραφή στο θερμικό υπέρυθρο τα πετρώματα με υψηλή θερμική αδράνεια P εμφανίζονται ως θερμότερα (φωτεινότερα).



Η άνω εικόνα είναι
παγχρωματική
αεροφωτογραφία και η
κάτω είναι εικόνα της
ίδιας περιοχής στη Νότιο
Αφρική στο θερμικό
υπέρυθρο (8 έως 14 μm)
που λήφθηκε τη νύκτα.

Στο Σχήμα 5.18 η πρώτη εικόνα είναι παγχρωματική αεροφωτογραφία μιας περιοχής στη Νότια Αφρική. Τα υποκείμενα στρώματα είναι δολομίτες ($\delta=2600\text{kg/m}^3$, $P=750\text{cal}/(\text{m}^2\text{C}^\circ\text{s}^{1/2})$), οι οποίοι όμως εδώ δεν αποκαλύπτονται. Σε αντίθεση με την αεροφωτογραφία, μια θερμική απεικόνιση (Σχήμα 5.18, κάτω εικόνα) αποκαλύπτει αρκετές γεωλογικές πληροφορίες, όπως γραμμώσεις των πετρωμάτων, που αντιστοιχούν σε διακλάσεις και ρήγματα. Στη θερμική εικόνα εμφανίζονται τρία είδη γραμμώσεων: (1) παράλληλες στενές γραμμές μικρότερες από 0,2 km, που αντιστοιχούν στις διακλάσεις στον δολομίτη και δεν προϋποθέτουν μετατοπίσεις εδαφών, (2) γραμμές μεγαλύτερες του 0,2 km, τυχαία διασκορπισμένες στην εικόνα, που πιθανόν να είναι ρήγματα, και (3) μία πλατιά οριζόντια μαύρη ζώνη που εκτείνεται από τα αριστερά προς τα δεξιά της θερμικής εικόνας.

Η ζώνη αυτή προήλθε από διάβρωση και εμπεριέχει ανοικτούς τόνους του γκρίζου που αντιστοιχούν σε αλλουβιακές αποθέσεις και πιθανόν να εγκλωβίζουν τον υδροφόρο ορίζοντα. Έτσι, χρησιμοποιώντας κανείς τη θερμική αυτή εικόνα, θα μπορούσε να προτείνει πιθανές θέσεις για γεωτρήσεις νερού.



Μωσαϊκό θερμικών καταγραφών (8 έως 14 μm) που λήφθηκε νωρίς το πρωί τον Μάιο του 1973 (πηγή, Sabíns, 1986).

Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ
© copyright I. N. Χατζόπουλος

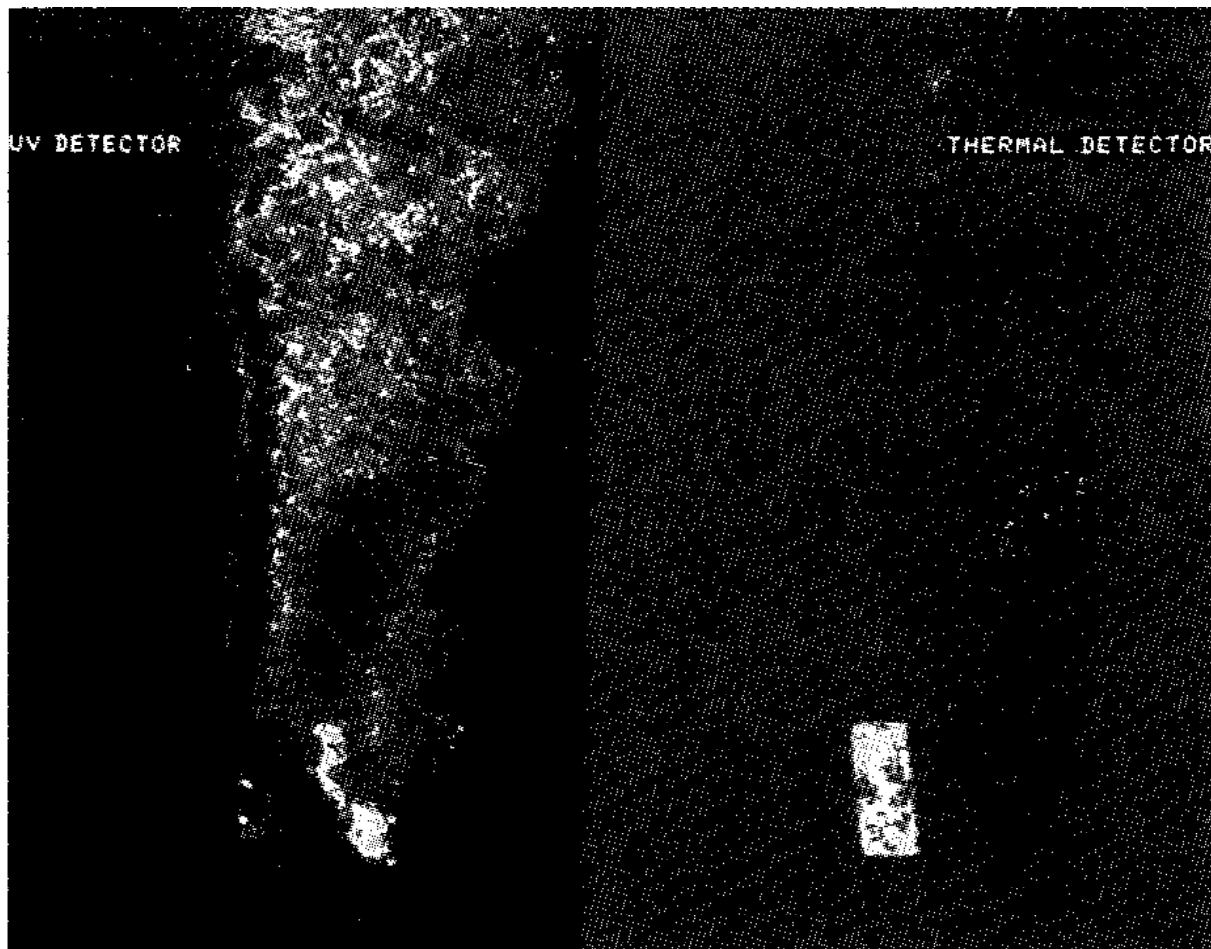
Χαρτογράφηση επιφανειακής υγρασίας.

Στο υγρό έδαφος, λόγω της υγρασίας, δημιουργείται εξάτμιση η οποία το ψύχει, και επομένως αυτό εμφανίζει ψυχρότερα φασματικά χαρακτηριστικά (σκουρότερο) από ό,τι το ξηρό έδαφος κατά τη διάρκεια και της ημέρας αλλά και της νύχτας (βλέπε Σχήμα 5.15). Πολλά γεωλογικά ρήγματα ανιχνεύονται με θερμικές καταγραφές από τις ψυχρές (σκούρες) γραμμικές ανωμαλίες (γραμμώσεις) που αποκαλύπτονται από τη συγκεντρωμένη υγρασία κατά μήκος της ζώνης ρήξεως.

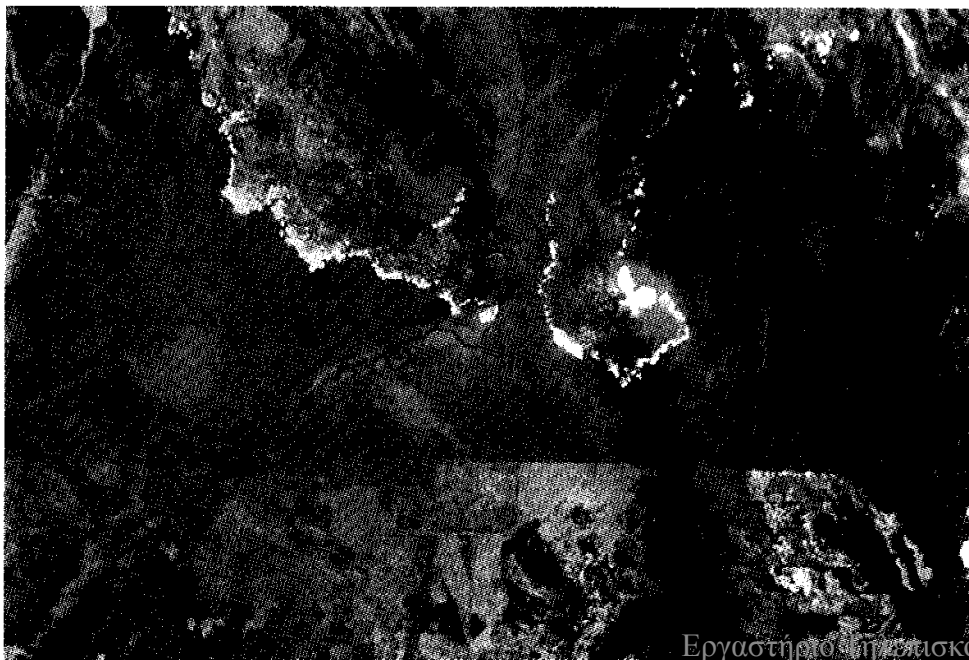
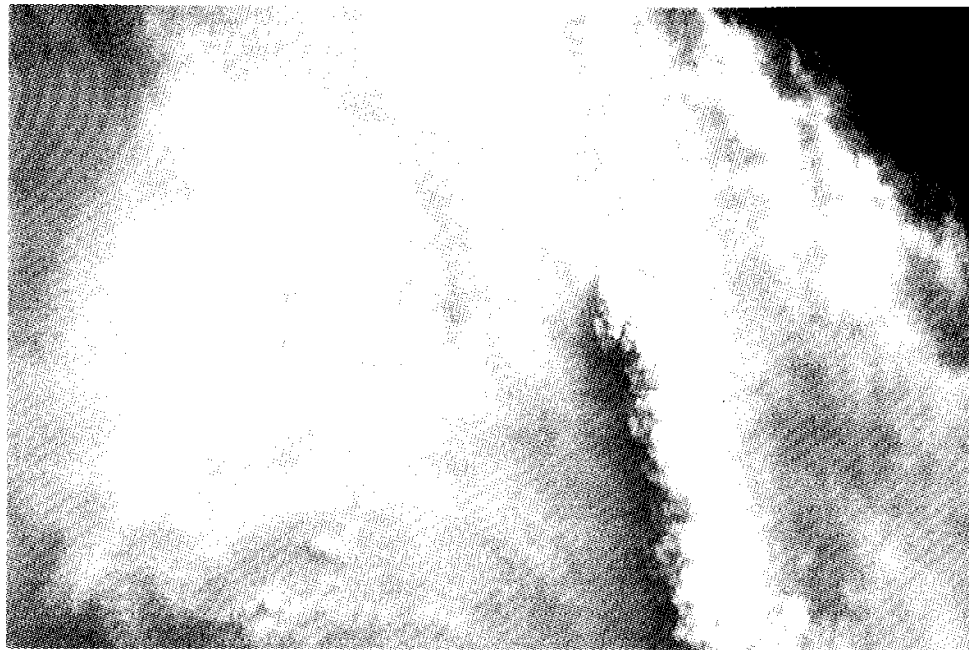
Χαρτογράφηση επιφανειακών θερμοκρασιών. Σε ηφαιστειακά εδάφη διαφορές στις θερμοκρασίες μετρούνται με υπέρυθρους σαρωτές. Το Σχήμα 5.19 είναι φωτομωσαϊκό που δημιουργήθηκε από θερμικές καταγραφές μιας περιοχής. Οι ακανόνιστες γραμμές με κατεύθυνση Βορρά-Νότο είναι διατομές της θερμοκρασίας του ραδιομέτρου και δεν χρησιμοποιούνται εδώ. Παρατηρήστε ότι αποκαλύπτονται τα δύο πιο πιθανά ενεργά ηφαίστεια στην ξηρά, αφού εμφανίζουν έντονους φωτεινούς τόνους (θερμά σώματα).

Παρακολούθηση περιβαλλοντικών συνθηκών. Θερμικές εκροές, στρώματα πετρελαίου πάνω στο νερό (Σχήμα 5.20), και υπόγειες καύσεις (φωτιές) γαιανθράκων αλλά και καύσεις πυρκαγιών (Σχήμα 5.21) μπορούν επίσης να ανιχνευθούν.

Η κατανομή και ο προσανατολισμός των χαρακτηριστικών του εδάφους μπορούν να ελέγχουν ή να επηρεάζουν την ύπαρξη ορυκτών, υδρογονανθράκων, γεωθερμικής ενέργειας καθώς και υπόγειων νερών. Επίσης θερμικές εικόνες έχουν χρησιμοποιηθεί για την καταγραφή των θερμικών απωλειών σε κτίρια, ώστε να μονωθούν με σωστό τρόπο και μάλιστα στις θέσεις που παρουσιάζουν απώλειες.



Η αριστερή εικόνα είναι καταγραφή στο υπεριώδες μιας πετρελαιοκηλίδας στη Βόρεια Θάλασσα στις 12 Σεπτεμβρίου 1984 και στις 12:17 μ.μ., ενώ η δεξιά εικόνα είναι υπέρυθρη, που λήφθηκε με τον σαρωτή Daedalus. Στην υπέρυθρη φαίνεται ξεκάθαρα η ορθογώνια πλωτή πλατφόρμα και η έκταση και η διασπορά της παχύρρευστης πετρελαιοκηλίδας.



Η πάνω εικόνα είναι καταγραφή στο ορατό από το Airborne Thematic Mapper της εταιρείας Daedalus, Inc., για μια δασική πυρκαγιά τον Σεπτέμβριο του 1988, όπου λόγω των πυκνών καπνών δεν είναι δυνατόν να αποκαλυφθεί το μέγεθος και η έκταση της πυρκαγιές. Η κάτω εικόνα είναι μια καταγραφή της ίδιας περιοχής στο θερμικό υπέρυθρο (8,5-14 μm), όπου είναι προφανής η διείσδυση της θερμής ακτινοβολίας, ώστε να είναι καταφανή τα μέτωπα της πυρκαγιάς αλλά και το τοπογραφικό ανάγλυφο.



είναι θερμική καταγραφή από ένα αεροσκάφος με το όργανο Daedalus 1268 Multispectral Scanner. Το νερό του ποταμού είναι θερμότερο κατά 5°C περίπου από το έδαφος τη χρονική στιγμή της λήψης της εικόνας (3:00 το πρωί). Τα δύο θερμά χαρακτηριστικά και επιμήκη σχήματα πάνω και κάτω από τον ποταμό είναι υπόγειες πυρκαγιές σε ανθρακωρυχείο. Η θερμοκρασία εκτιμήθηκε στους 20-30°C περίπου (Franzsen, 1999).

Θερμική καταγραφή μιας περιοχής στο Johannesburg, στη Νότια Αφρική, που λήφθηκε από αεροσκάφος με το όργανο Daedalus 1268 Multispectral scanner (Franzsen, 1999).

Ερωτήσεις

1. Χρησιμοποιώντας τις εικόνες του Σχήματος 5.18 α) ερμηνεύστε τα φωτεινά γνωρίσματα του δολομίτη στη θερμική εικόνα, β) εξηγήστε τα ψυχρά γραμμικά χαρακτηριστικά στοιχεία των ενώσεων (joints), κατατμήσεων και των ρηγμάτων, και γ) εξηγήστε γιατί τα γεωλογικά χαρακτηριστικά εμφανίζονται καλύτερα στην υπέρυθρη εικόνα παρά στην παγχρωματική αεροφωτογραφία και προτείνετε τρεις θέσεις για γεωτρήσεις νερού.
2. Χρησιμοποιώντας τη θερμική εικόνα του Σχήματος 5.19 δείξτε, σχεδιάζοντας έναν χάρτη, τα δύο πιο πιθανά ενεργά ηφαίστεια στην ξηρά. Υπάρχουν κάποιες θερμοκρασιακές ανωμαλίες στη Θάλασσα και, αν ναι, τι μπορεί να υποδηλώνουν;
3. Γιατί οι μάζες νερού θεωρούνται σώματα που υποδεικνύουν τον χρόνο λήψης των θερμικών καταγραφών;
4. Χρησιμοποιώντας το διάγραμμα του Σχήματος 5.15 ποιες ώρες θα επιδιώκατε να καταγράψετε θερμικά τη γήινη επιφάνεια ώστε να έχετε έντονη την αντίθεση μεταξύ άμμου και νερού; Ποιες ώρες της ημέρας προσπαθούμε να πραγματοποιήσουμε θερμικές καταγραφές και γιατί;

5. Οι λείες μεταλλικές επιφάνειες έχουν συντελεστές εκπομπής ϵ πολύ μικρούς (γύρω στο 0,06). Ο γρανίτης και η χαλαζιακή άμμος έχουν υψηλούς συντελεστές εκπομπής ($\epsilon = 0,815$ και $\epsilon = 0,914$ αντίστοιχα). Τι σημαίνει αυτό από πλευράς εκπεμπόμενης ακτινοβολίας των σωμάτων αυτών; Ποια είναι η ακτινοβολούμενη (ραδιομετρική) θερμοκρασία που θα ανιχνευθεί από θερμικό ανιχνευτή αν η θερμοκρασία επαφής (θερμοδυναμική) της χαλαζιακής άμμου είναι 18°C ;

6. Πέτρωμα και μελανό σώμα θερμαίνονται στην ίδια κινητική (θερμοδυναμική) θερμοκρασία. Το πέτρωμα εμφανίζει πυκνότητα ακτινοβολίας $M=9 \times 10^{-2} \text{ [W/cm}^2\text{]}$, ενώ το μελανό σώμα $M_b=9,8 \times 10^{-2} \text{ [W/cm}^2\text{]}$. Ποιος είναι ο συντελεστής εκπομπής ϵ του παραπάνω πετρώματος;

7. Εργοστάσιο απορρίπτει θερμικά απόβλητα σε λίμνη. Η θερμοκρασία του απορριπτόμενου θερμού νερού εμφανίζει μέγιστη ενέργεια σε μήκη κύματος που κυμαίνονται από 6 έως 7 μm . Μπορεί αυτή η φασματική ζώνη να καταγραφεί από συστήματα Τηλεπισκόπησης; Τεκμηριώστε την απάντησή σας.

Βιβλιογραφία και αναφορές

- Asrar G. (Ed). (1989). Theory and Applications of Optical Remote Sensing, John Wiley & Sons, New York.
- Avery, T. E. and G. L. Berlin (1992). Fundamentals of Remote Sensing and Airphoto Interpretation, Macmillan Publishing Company, New York, fifth edition.
- Curran, P. J. (1985). Principles of Remote Sensing, Longman, New York.
- Campbell, B. J. (1987). Introduction to Remote Sensing, Guilford Press, New York.
- Elachi, C. (1987). Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing, A Wiley – Interscience Publication, John Wiley and Sons, New York.
- Farouki, T. O. (1986). Thermal Properties of Soils, Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. 11, Trans Tech Publications, Ltd, Zurich, Switzerland.
- Franzsen, Alan (1999). Προσωπική επικοινωνία.
- Hecht, E. and A. Zajac (1974). Optics, Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts.
- Janza, F. L. et al. (1975). Interaction Mechanisms, in Manual of Remote Sensing, Chapter 4, pp.75-149, First Edition.
- Kramer, H. J. (1994). Observation of the Earth and its Environment: Survey of Missions and Sensors, Springer-Verlag, Berlin, Second Edition.

Kronberg, P. (1985). Fernerkundung der Erde Grundlagen und Methodexi des Remote Sensing in der Geologie, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.

Manual of Remote Sensing. (1975). Volume I Theory, Instruments, and Techniques, Volume II. Interpretation and Applications. Published by the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Falls Church, Virginia, USA.

Manual of Remote Sensing. (1997). Earth Observing Platforms and Sensors. Published by the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Robert A. Ryerson (editor-in-chief),

Volume editors: Stanley A. Morain and Amelia M. Budge, 3rd Edition.

Manual of Remote Sensing. (1999). Remote Sensing for the Earth Sciences Published by the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, A.N. Rencz (editor-in-chief), Volume 5, 3rd Edition.

Prost, G. L. (1994). Remote Sensing for Geologists, Gordon and Breach Publishers, Lausanne, Switzerland.

Rast, M. (1991). Imaging Spectroscopy and Its Application in Spaceborne Systems, European Space Agency, ESA SP 1144, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands.

Rees, W. G. (1993). Physical Principles of Remote Sensing, Cambridge University Press, Cambridge.

Richards, J. A. (1993). Remote Sensing Digital Image Processing: An Introduction, Springer-Verlag, New York, Second Edition.

Sabins, F. F. (1987). Remote Sensing : Principles and Interpretation, W. H. Freeman and Company, New York, Second Edition.

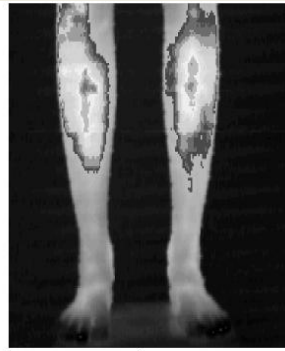
Seyrafi, K. and S. A. Hovanessian (1993). Introduction to Electro-Optical Imaging and Tracking Systems, Artech House, Boston.

Slater, P. N. (1980). Remote Sensing: Optics and Optical Systems, Addison-Wesley, Reading, Massachusetts, USA.

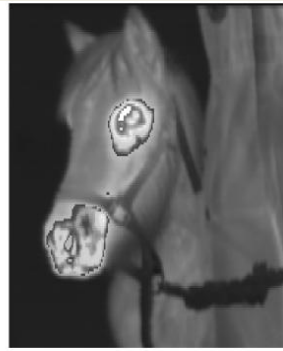
Selected Applications of Thermal Infrared Remote Sensing



a.



b.



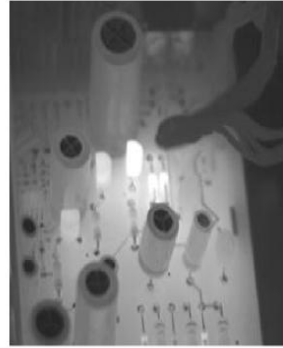
c.



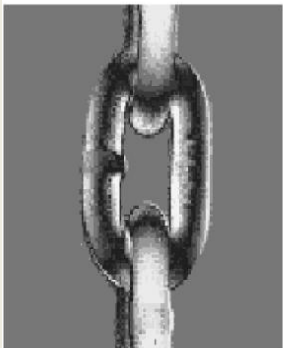
d.



e.



f.



g.



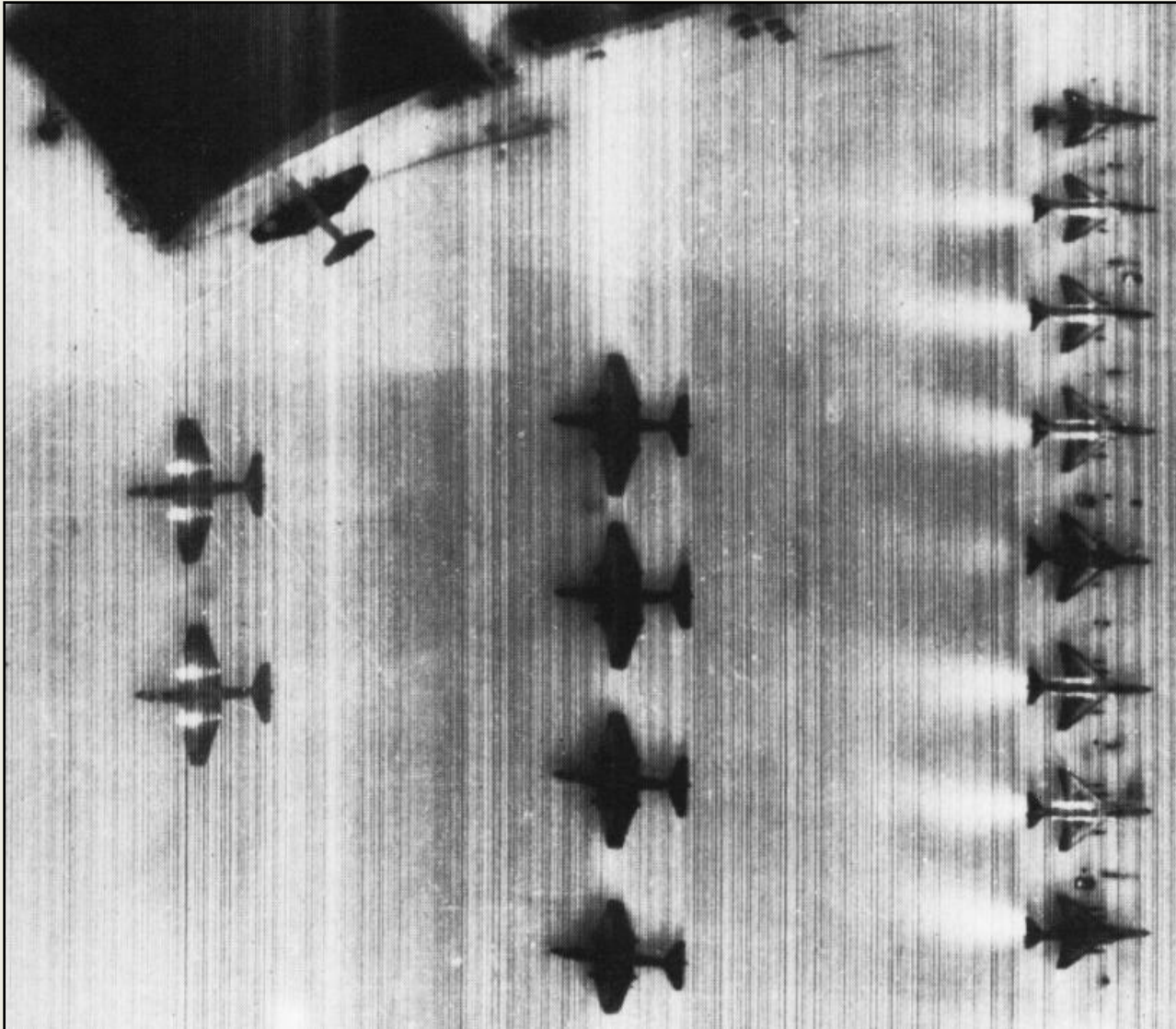
h.



i.

Jensen, 2000

Nighttime Thermal Infrared Imagery of an Airport



Jensen, 2000