



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](mailto:ihat@aegean.gr)

[http://www.env.aegean.gr/labs/Remote\\_sensing/Remote\\_sensing.htm](http://www.env.aegean.gr/labs/Remote_sensing/Remote_sensing.htm)



Διάλεξη-08  
Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας

# 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.



# Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας

- **Η θεωρία περιλαμβάνει:**

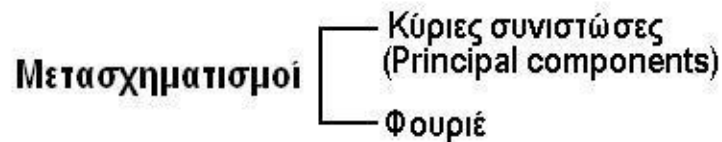
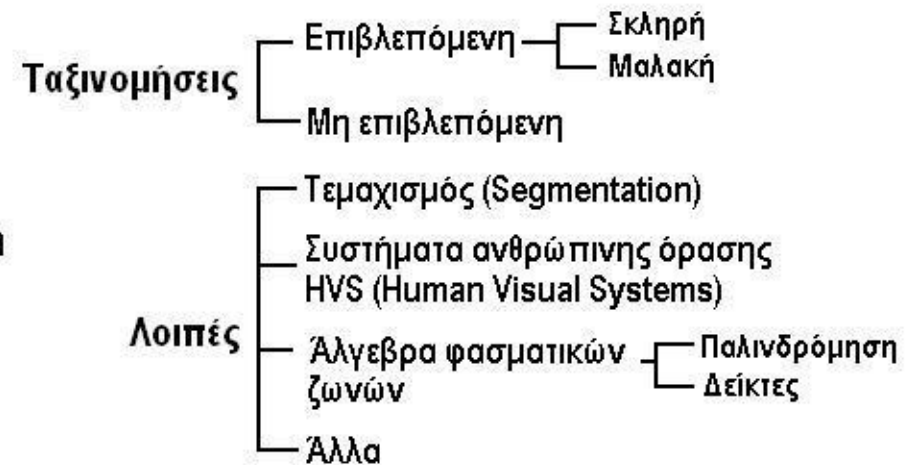
- Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας. Φόρμα εικόνων. Φόρμα HRPT (High Resolution Picture Transmission) του δορυφόρου NOAA-14 με το δέκτη AVHRR. DN (Digital Number).
- Διορθώσεις: Επίπεδο διόρθωσης 0, 1A, 1B, 2A, 2B, 3A, 3B. Ατμοσφαιρική διόρθωση. Χρήση μελανών στόχων. Γνωστό Albedo για διάφορους μελανούς στόχους. Λωριδοποίηση εικονων του δεκτη Thematic Mapper. Μέθοδοι απολωριδοποίησης.
- Ραδιομετρική διόρθωση: βαθμονόμηση αισθητήρα, απόλυτη και σχετική βαθμονόμηση.
- Ισορρόπηση του μέσου και της τυπικής απόκλισης ( $\mu$  και  $\sigma$ ). Ισορρόπηση του ιστογράμματος. Ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών δεδομένων.
- Ατμοσφαιρική διαπερατότητα για Rayleigh τύπου ατμόσφαιρα σαν συνάρτηση του  $\lambda$ .
- Ακτινοβολία του ουρανού και ακτινοβολία εδάφους. Ατμοσφαιρική διόρθωση με μελανούς στόχους.
- Άμεσος μετασχηματισμός ψηφιακού αριθμού (DN) σε ανακλαστικότητα. Τοπογραφική διόρθωση.

- **Το εργαστήριο περιλαμβάνει:**

- Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας



# Ψηφιακή επεξεργασία εικόνας



# Φόρμα εικόνων

- BSQ (Band sequential)
- BIL (Band interleave)
- PIL (Pixel interleave)
- GeoTIFF
- Στάνταρντ φορμάτ Bmp, Tiff, Jpg, κτλ.

# Φόρμα HRPT (High Resolution Picture Transmission) του δορυφόρου NOAA-14 με το δέκτη AVHRR

<b>Πληροφορία</b>	Byte αρχής	Μέγεθος (bytes)
Αριθμός μήνα	11	2
Αριθμός έτους	13	2
Αριθμός έτους	15	2
Αριθμός ωρών	17	2
Αριθμός λεπτών	19	2
Αριθμός δευτερολέπτων	21	2
Αριθμός γραμμών εικόνας πρώτο μέρος	24	1
Αριθμός γραμμών εικόνας δεύτερο μέρος	25	1
Τιμές μετρήσεων θερμομέτρων πλατίνας για κανάλι 3	35	2
...Τιμές μετρήσεων μέλαν σώματος κανάλι 3 (Ομάδα 1)	45	2
...Τιμές μετρήσεων στο βαθύ διάστημα κανάλι 1 (Ομάδα 10)	195	2
...Τιμές μετρήσεων στην γη (DN) κανάλι 3 (Ομάδα 1)	1505	2 ...

# DN (Digital Number)

Η τιμή DN (Digital Number) αντιπροσωπεύει ένα ψηφιακό αριθμό ο οποίος είναι ανοιγμένη τιμή της εκπεμπόμενης ενέργειας  $E_i$  σε ( $Wm^{-2}$ ) από την επιφάνεια που καταγράφεται στο δέκτη στο αντίστοιχο εικονοστοιχείο ώστε να προσαρμόζεται στο αντίστοιχο δυναμικό εύρος. Το DN υπολογίζεται:

$$DN = \frac{L_i - L_{\min}}{L_{\max} - L_{\min}} (2^n - 1), \quad L_i = L_{\min} + \frac{L_{\max} - L_{\min}}{(2^n - 1)} DN$$

Όπου  $n$  είναι το δυναμικό εύρος σε bit, συνήθως  $n = 8, 10, 11, 12$  κτλ.

$L_i$  είναι η ακτινοβολία του εικονοστοιχείου  $i$

DN είναι η τιμή του εικονοστοιχείου (Digital Number)

$L_{\max}$  είναι η μέγιστη τιμή του εικονοστοιχείου

$L_{\min}$  είναι η ελάχιστη τιμή του εικονοστοιχείου

**$L_{\max}$  και  $L_{\min}$   
δίνονται από  
τον  
κατασκευαστή  
του αισθητήρα**

Το ποσό της πληροφορίας που περιέχεται σε μια εικόνα δίνεται από την εντροπία  $H$ , το μέτρο της οποίας δίνεται από τη σχέση:

$$H = - \sum_{i=0}^k p(i) \text{Log}_2 [p(i)]$$

όπου  $k$  είναι ο αριθμός των διαβαθμίσεων του επιπέδου του γκρι (για παράδειγμα 64 ή 256), και  $p(i)$  είναι η πιθανότητα εμφάνισης της συγκεκριμένης διαβάθμισης σε όλη την ψηφιακή εικόνα. Για παράδειγμα, αν μια εικόνα αποτελείται από  $N$  γραμμές και  $M$  στήλες, τότε η πιθανότητα  $p(i)$  μπορεί να εκτιμηθεί από την ακόλουθη προσεγγιστική σχέση:

$$p(i) \approx \frac{N_i}{NM}$$

όπου το  $N_i$  είναι ο αριθμός των ψηφίδων της εικόνας που εμφανίζουν επίπεδα του γκρι στη βαθμίδα ( $i$ ).

# Διορθώσεις

- Οι αισθητήρες για δέκτες που κάνουν σάρωση εγκάρσια στην τροχιά τους με περιστρεφόμενο ή ταλαντούμενο κάτοπτρο αλλάζουν απόκριση με την πάροδο του χρόνου με αποτέλεσμα οι τιμές που καταγράφονται να χρειάζονται διόρθωση και για το λόγο αυτό ο κατασκευαστής δίνει περιοδικά παραμέτρους διόρθωσης καθώς και τύπους διόρθωσης.
- Παράλληλα δίνεται η δυνατότητα βαθμονόμησης του συστήματος ιδιαίτερα για προϊόντα όπως είναι η θερμοκρασία η οποία απαιτεί δεδομένα όπως είναι η θερμοκρασία μελανού σώματος και η θερμοκρασία από το βαθύ διάστημα.
- Συστήματα τα οποία χρησιμοποιούν πολλούς αισθητήρες οι οποίοι ανιχνεύουν ακτινοβολία στην ίδια φασματική ζώνη (π. χ., Landsat), δημιουργούν συνήθως το φαινόμενο της λωριδοποίησης.
- Η λωριδοποίηση παρατηρείται επειδή οι αισθητήρες αυτοί δεν έχουν ακριβώς την ίδια απόκριση στην ίδια ακτινοβολία, έτσι υπάρχει ξεχωριστή διαδικασία που υπολογίζει διορθώσεις ώστε να αποκαθίσταται η ισοδυναμία στις αποκρίσεις των αισθητήρων αυτών.

# Επίπεδο διόρθωσης 0 – Level-0

- Η εικόνα είναι όπως κατεβαίνει από το δορυφόρο (raw).
- Σπάνια γίνεται παραγγελία
- Ερευνητές τις χρησιμοποιούν



# Επίπεδο διόρθωσης 1A – Level-1A

- Διορθώσεις ανιχνευτών ραδιομετρικές διορθώσεις
- Μπορεί να γίνει με τους συντελεστές βαθμονόμησης που τους δίνει ο διαχειριστής του δορυφορικού συστήματος σαν βοηθητικά δεδομένα
  - Γεωμετρική διόρθωση για Landsat
  - Διορθώσεις ανιχνευτών για SPOT

# Επίπεδο διόρθωσης 1B – Level-1B

- Γεωμετρική διόρθωση των γραμμών της εικόνας να είναι κάθετα στην τροχιά.
- Διόρθωση του μεγέθους του εικονοστοιχείου να είναι το ίδιο στο ναδίρ και στα έκρα
- Διορθώσεις λόγω σφαιρικότητας της γης και ατμοσφαιρικής διάθλασης
  - Γεωμετρική διόρθωση για SPOT
  - Διορθώσεις ανιχνευτών για Landsat

## Επίπεδο διόρθωσης 2A – Level-2A

- Γεωαναφορά σε συγκεκριμένη χαρτογραφική προβολή χαμηλής ακρίβειας
- Χρησιμοποιεί τροχιακά δεδομένα

## Επίπεδο διόρθωσης 2B – Level-2B

- Γεωαναφορά σε συγκεκριμένη χαρτογραφική προβολή υψηλής ακρίβειας
- Χρησιμοποιεί σημεία ελέγχου στο έδαφος

# Επίπεδο διόρθωσης 3A – Level-3A

- Γεωαναφορά σε συγκεκριμένη χαρτογραφική προβολή υψηλής ακρίβειας με ορθοαναγωγή
- Χρησιμοποιεί ΨΥΜ / DEM

# Επίπεδο διόρθωσης 3B – Level-3B

- Επιπλέον της 3A κάνει μωσαϊκό με πολλές εικόνες
- Καλύπτει μεγάλες περιοχές

# Ατμοσφαιρική διόρθωση

- Λόγω του ότι στην ατμόσφαιρα υπάρχουν σωματίδια τα οποία σκεδάζουν την ηλιακή ακτινοβολία με αποτέλεσμα ο δέκτης να καταγράφει μαζί με την ανακλώμενη ακτινοβολία από το στόχο και αυτή που προέρχεται από τη σκέδαση στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα ο στόχος στην εικόνα να είναι φωτεινότερος από ότι είναι στην πραγματικότητα.
- Η επιπλέον όμως φωτεινότητα τείνει να ελαττώσει την αντίθεση στην εικόνα η οποία χρειάζεται διόρθωση για να παρουσιασθεί πιο καθαρή.
- Η ατμόσφαιρα από το άλλο μέρος με τον τρόπο που αντιδρά στην διέλευση της ηλιακής ακτινοβολίας βοηθάει στην ανίχνευση και ποσοτική εκτίμηση σωματιδίων που βρίσκονται στην ατμόσφαιρα.
- Οι εκτιμήσεις αυτές αφορούν τον προσδιορισμό της συγκέντρωσης, της χημικής σύστασης και το μέγεθος κόκκου σωματιδίων.
- Τέτοιες εκτιμήσεις είναι σημαντικές στην προσπάθεια τοπογράφησης της ατμοσφαιρικής ρύπανσης.
- Υπάρχουν διάφοροι τρόποι για την εκτίμηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης οι σημαντικότεροι των οποίων είναι (α) η χρήση μελανών στόχων (black targets), (β) μέθοδοι που βασίζονται στη φυσική της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια μεταφοράς της ακτινοβολίας μέσω αυτής (Radiative transfer), (γ) χρησιμοποιώντας μελανούς στόχους που κάνουν απορρόφηση σε συγκεκριμένες φασματικές ζώνες.

# Χρήση μελανών στόχων

- Η χρήση μελανών στόχων χρησιμοποιείται σχεδόν σε όλες τις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Η βασική αρχή της μεθόδου αυτής είναι απλή και γίνεται προσπάθεια ώστε συγκεκριμένοι στόχοι στο έδαφος (μελανοί στόχοι - black targets) που έχουν γνωστή ανακλαστικότητα (albedo) στην ηλιακή ακτινοβολία, να αναγνωρίζονται στην εικόνα και η διαφορά από την ακτινοβολία που καταγράφεται στο δέκτη να είναι η διόρθωση:
- 
- $\text{Διόρθωση} = (\text{Καταγραφόμενη ακτινοβολία}) - (\text{γνωστή ακτινοβολία})$

# Γνωστό Albedo για διάφορους μελανούς στόχους

Τύπος μελανού στόχου	Albedo	Συντελεστής εκπομπής ( $\epsilon$ )
Τροπικό δάσος	0.13	0.99
Δάσος	0.14	0.98
Γεωργική γη, φυσικό γρασίδι	0.20	0.95
Ημιορημοποίηση, βράχια, έρημος	0.24	0.92
Ξηρή έρημος με άμμο, αλυκές	0.37	0.89
Νερό θερμοκρασίας (0 – 60° C)	<0.08	0.96
Νερό θερμοκρασίας (60 – 90° C)	<0.010	0.96
Θαλάσσιος πάγος	0.25 – 0.60	0.90
Βλάστηση καλυμμένη με χιόνι	0.20 – 0.80	0.88
Πάγος καλυμμένος με χιόνι	0.80	0.92



# ΛΩΡΙΔΟΠΟΙΗΣΗ ΕΙΚΟΝΩΝ ΤΟΥ ΔΕΚΤΗ THEMATIC MAPPER

*Λωριδοποίηση γραμμής (striping)*

*Λωριδοποίηση σάρωσης*

**α . οι διαφορές μεταξύ αριστερόστροφης και δεξιόστροφης σάρωσης που οφείλονται στην μεταβολή του κέρδους ή/και της μετάθεσης μεταξύ δύο γειτονικών σαρώσεων για όλους τους ανιχνευτές**

**β. κορεσμός φωτεινού στόχου (bright target saturation)**

**γ. "μαρασμός" (droop)**

**δ. ραδιομετρική υστέρηση (radiometric hysteresis)**

**ε. μετατόπιση τιμής (level shift),**

# ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΠΟΛΩΡΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Τροποποίηση της μετάθεσης και του κέρδους κάθε ανιχνευτή είτε την εφαρμογή κάποιου μοντέλου διόρθωσης:

*α) Γραμμική μέθοδος*

*β) Τροποποίηση ιστογράμματος*

*στ) Διόρθωση με εφαρμογή κάποιου μοντέλου*

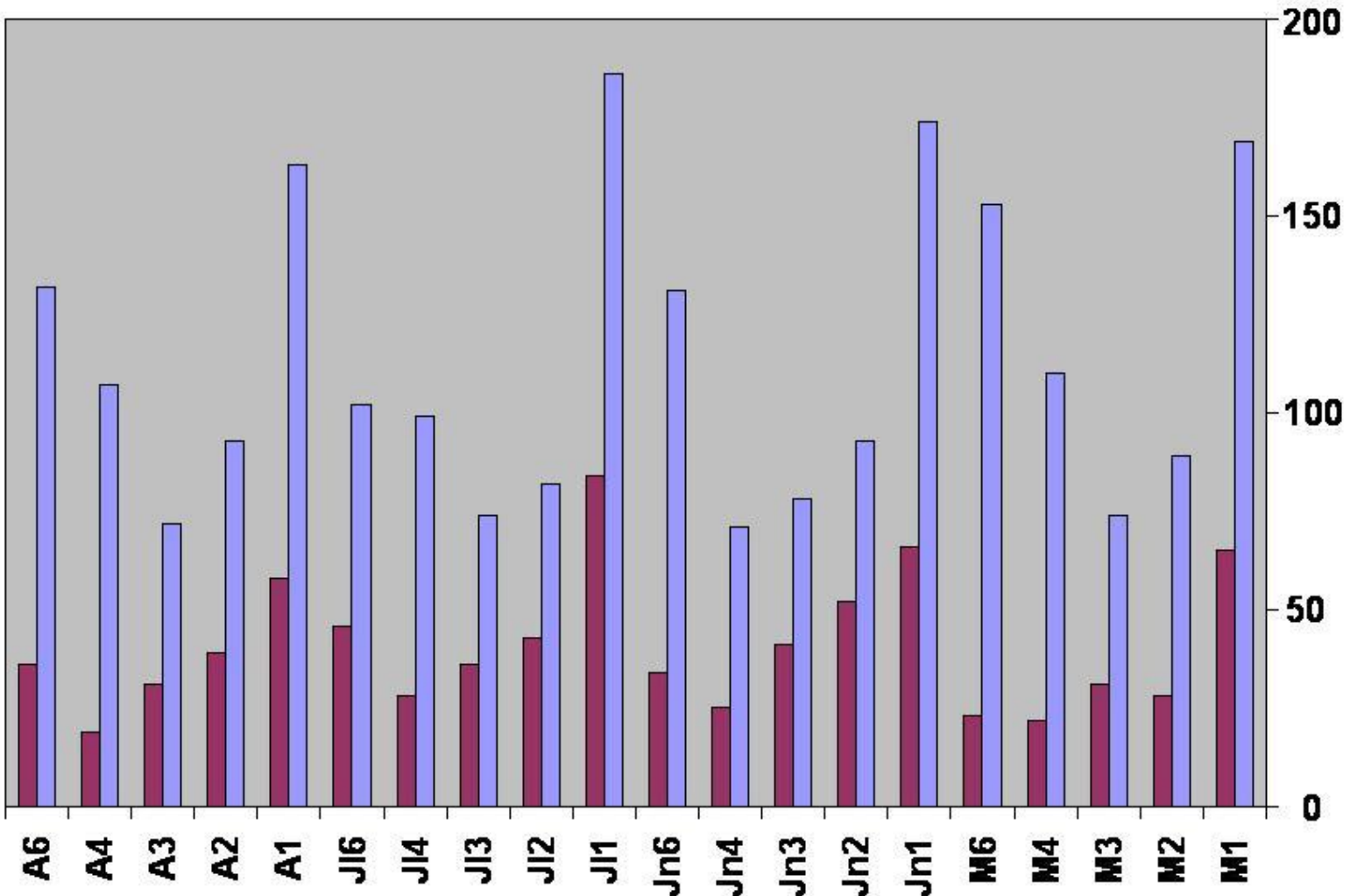
Χρησιμοποιώντας διάφορες τεχνικές φιλτραρίσματος:

*γ) Ανάλυση κύριων συνιστωσών*

*δ) Φιλτράρισμα στο χώρο της εικόνας*

*ε) Φιλτράρισμα στο χώρο των συχνοτήτων*

Δείκτης ραδιομετρικής ποιότητας (x100) για όλες τις εικόνες (Μάρτιος=M, Ιούνιος=Jn, Ιούλιος=Jl, Αύγουστος=A), για τα κανάλια 1, 2, 3, 4 και 6, πριν (ανοιχτός τόνος) και μετά (σκούρος τόνος) την απολωριδοποίηση



# Ραδιομετρική διόρθωση

Πηγή: <http://nature.berkeley.edu/~penggong/textbook/>

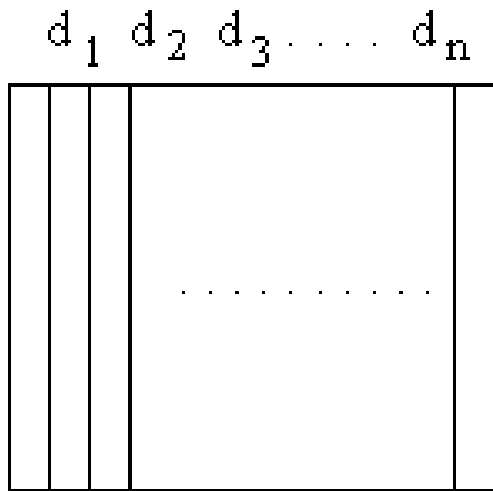
- Θόρυβος συστήματος
- Δυσλειτουργία του αισθητήρα
- Ατμοσφαιρική επιρροή.

## **Ραδιομετρική βαθμονόμηση:**

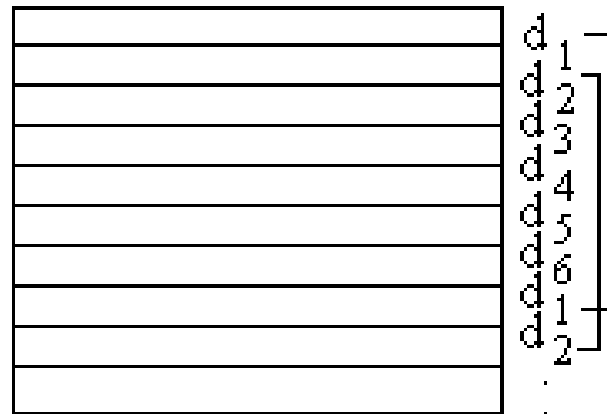
- Δυσλειτουργία του αισθητήρα
- Γεωμετρία
- Ατμοσφαιρική επιρροή

# Απόκριση αισθητήρα και βαθμονόμηση

- Ο Landsat MSS έχει 6 αισθητήρες σε κάθε φασματική ζώνη
- Ο TM έχει 16
- Ο SPOT HRVs έχει 3000 ή 6000 αισθητήρες.
- Ο SPOT συλλέγει όλες της στήλες μιας γραμμής ταυτόχρονα.
- Ο Landsat συλλέγει ταυτόχρονα πολλές γραμμές αλλά ένα - ένα τα στοιχεία τους



SPOT detectors



Landsat detectors

Εικόνες των οποίων τα στοιχεία συλλέγονται με αισθητήρες σειράς και με σάρωση.

Το πρόβλημα είναι ότι κανένας αισθητήρας δεν αποδίδει το ίδιο όπως οι υπόλοιποι.

Όταν η απόκλιση είναι σοβαρή, παρατηρείται λωριδοποίηση στην εικόνα.

Το πρόβλημα προσεγγίζεται με δύο τρόπους:

(α) Απόλυτη βαθμονόμηση

(β) Σχετική βαθμονόμηση



# Απόλυτη βαθμονόμηση

- Στην περίπτωση αυτή επιχειρείται ο προσδιορισμός μιας σχέσης ανάμεσα στις τιμές της εικόνας και την εισερχόμενη στους αισθητήρες ακτινοβολία.
- Η πηγή αναφοράς σε αυτή την περίπτωση μπορεί να είναι ένα φως στο εργαστήριο , ένα φως στην πλατφόρμα του δέκτη, μέχρι και η ανακλαστικότητα του πραγματικού εδάφους.
- Για το CASI, (Compact Airborne Spectrographic Imager, ανάλυση 1-2 m, μέχρι 288 διαφορετικά κανάλια) κάθε φασματική ζώνη βαθμονομείται από τον κατασκευαστή στο εργαστήριο.
- Για τον Landsat MSS, χρησιμοποιείται μια σφήνα βαθμονόμησης με 6 διαφορετικά επίπεδα του γκριζου.
- Για τον Landsat TM χρησιμοποιούνται τρεις λάμπες, που έχουν 8 συνδυασμούς λαμπρότητας.

## Σε κάθε περίπτωση δεχόμαστε ότι η απόκριση του αισθητήρα είναι γραμμική

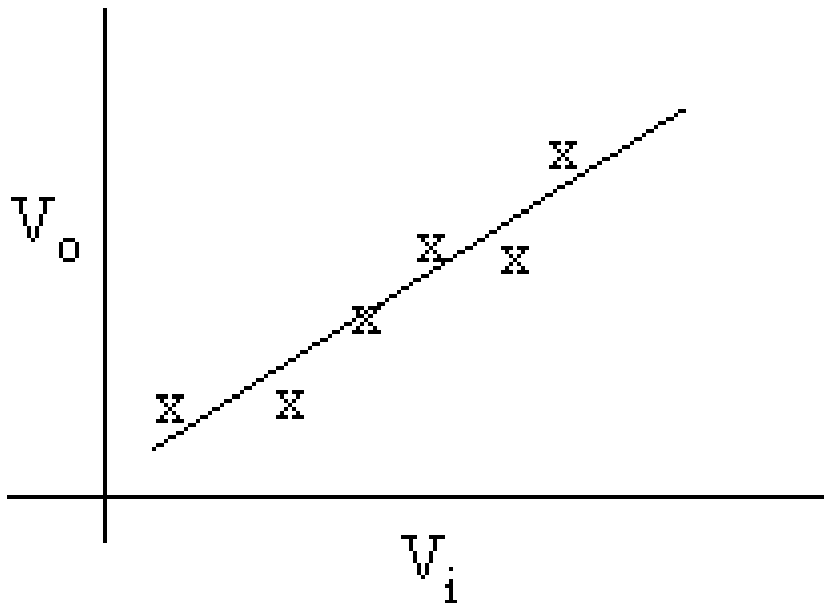
$$v_o = a v_i + b$$

$v_o$  – παρατήρηση μέτρηση

$v_i$  – μέτρηση από γνωστή πηγή

π.χ. για 8-bit εικόνα  $0 < v_o < 255$  .

Οι συντελεστές  $a$ ,  $b$  προσδιορίζονται με ελάχιστα τετράγωνα



Οι αποκρίσεις των 6 αισθητήρων του Landsat MSS.

Αφού κάθε αισθητήρας βαθμονομηθεί, οι DN της βαθμονομημένης εικόνας, μετατρέπονται σε ραδιομετρικές τιμές ή τιμές ανακλαστικότητας. Για την περίπτωση μετατροπής εικόνες 8 bit σε ραδιομετρικές τιμές, έχουμε:

$$DN = \frac{L_i - L_{\min}}{L_{\max} - L_{\min}} (2^n - 1) \text{ για } n = 8 \text{ τότε } 2^n - 1 = 255$$

$$L_i = L_{\min} + \frac{L_{\max} - L_{\min}}{(2^n - 1)} DN$$

**$L_{\max}$  και  $L_{\min}$  δίνονται από τον κατασκευαστή του αισθητήρα**

Όπου:  $L_i$  είναι η ακτινιβολία του εικονοστοιχείου  $i$

$DN$  είναι η τιμή του εικονοστοιχείου (Digital Number)

$L_{\max}$  είναι η μέγιστη τιμή του εικονοστοιχείου

$L_{\min}$  είναι η ελάχιστη τιμή του εικονοστοιχείου

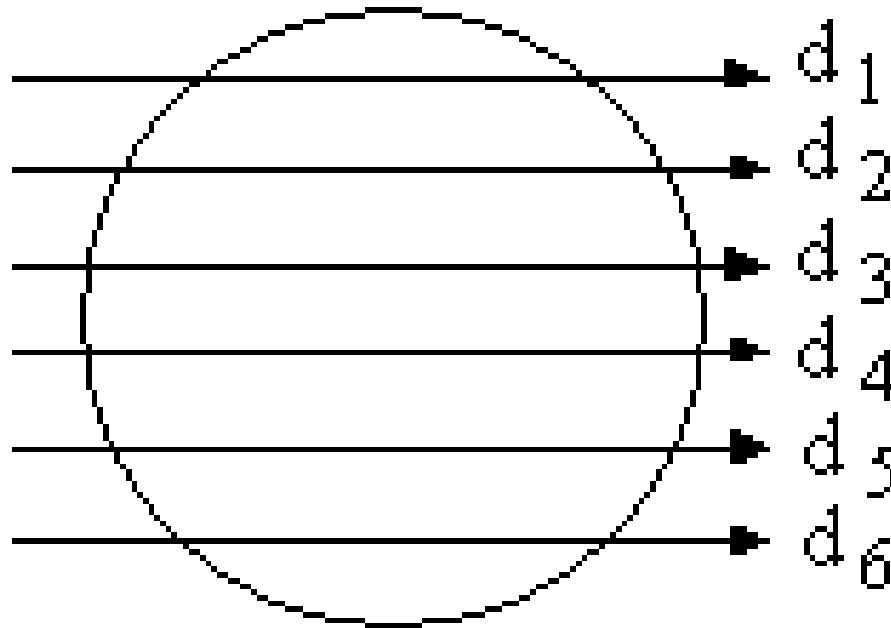
# Σχετική βαθμονόμηση

- Ακόμα και όταν έχει γίνει απόλυτη βαθμονόμηση, ο αισθητήρας μπορεί να έχει δυσλειτουργίες.
- Π.χ., μερικές από τις πρώτες εικόνες των Landsat-1, 2, 3 μπορεί να έχουν κενές γραμμές, χωρίς να υπάρχει απόκριση από συγκεκριμένους αισθητήρες.
- Σε άλλες περιπτώσεις υφίστανται ακόμη προβλήματα λωριδοποίησης. Αυτό συμβαίνει σε εικόνες των MSS και TM.
- Η λωριδοποίηση είναι πιο έντονη σε εικόνες πάνω από όγκους νερού όπου οι ανακλάσεις από τις περισσότερες περιοχές του νερού είναι σχεδόν ίδιες.

**Όταν οι 6 αισθητήρες του Landsat MSS βλέπουν τον ίδιο υδάτινο στόχο οι αποκρίσεις τους θα πρέπει να είναι ίδιες.**

Υπάρχουν δύο επιπλέον μέθοδοι για την ισορρόπηση της απόκρισης των αισθητήρων:

- (1) Ισορρόπηση του μέσου και της τυπικής απόκλισης
- (2) Ισορρόπηση του ιστογράμματος



# (1) Ισορρόπηση του μέσου και της τυπικής απόκλισης ( $\mu$ και $\sigma$ )

Η προσπάθεια στη μέθοδο αυτή είναι να κάνει τα  $\mu$  και  $\sigma$  να είναι ίδια σε κάθε αισθητήρα.

Για κάθε αισθητήρα  $i$  θα πρέπει οι μετρήσεις  $\mu_i$  και  $\sigma_i$  να μετασχηματισθούν σε ένα πρότυπο σετ  $\mu$  και  $\sigma$ .

Για κάθε αισθητήρα  $n$ , δεχόμαστε μετρημένο μέσο =  $\mu_n$

μετρηθέν  $\sigma = \sigma_n$

Επιθυμητός μέσος =  $M$

επιθυμητό  $\sigma = S$

Η συνάρτηση μετασχηματισμού είναι:

$$I'_n = a_n I_n + b_n$$

Όπου  $I'_n$  είναι η βαθμονομημένη ένταση και  $I_n$  είναι η αρχική ένταση.

$a_n$  και  $b_n$  είναι η τιμή διαμόρφωσης και η αρχική τιμή που πρέπει να προσδιορισθούν (gain & bias).

Η λύση είναι:

$$a_n = \frac{S}{\sigma_n}, \quad b_n = M - \frac{S}{\sigma_n} \mu_n$$

Απόδειξη:

$$M = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N I'_n(i) = \frac{1}{N} \sum (a_n I_n + b_n)$$

Όπου N είναι ο αριθμός δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν

$$M = \frac{1}{N} a_n \sum I_n + b_n = a_n \frac{1}{N} \sum I_n + b_n = a_n \mu_n + b_n$$

$$S^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (I'_n(i) - M)^2 = \frac{1}{N} \sum (a_n I_n - a_n \mu_n)^2$$

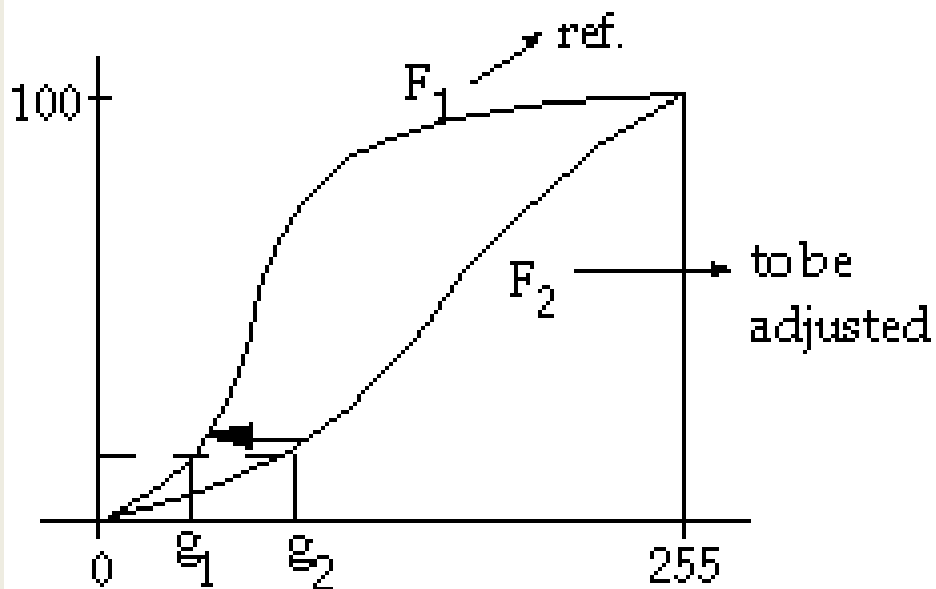
$$= a_n^2 \frac{1}{N} \sum (I_n(i) - \mu_n)^2 = a_n^2 \sigma_n^2 \Rightarrow a_n = \frac{S}{\sigma_n}$$

Για μια εικόνα 8-bit, ίσως να χρησιμοποιηθεί  $M = 128$  και  $S = 50$  ή να χρησιμοποιηθεί ο μέσος και η τυπική απόκλιση υπολογισμένα από ολόκληρο το δείγμα. Αυτό μπορεί να μην ισχύει πάντα. Η στρατηγική αυτή δέχεται ότι η απόκριση των αισθητήρων είναι γραμμική



## (2) Ισορρόπηση του ιστογράμματος

- Δεχόμαστε ότι κάθε αισθητήρας έχει ίση πιθανότητα να δει τη σκηνή και γιαυτό η συνάρτηση κατανομής των επιπέδων του γκρι θα πρέπει να είναι η ίδια.
- Αν λοιπόν δύο αισθητήρες έχουν διαφορετικό ιστόγραμμα θα πρέπει να διορθωθούν ώστε να έχουν το ίδιο ιστόγραμμα.
- Αυτό πραγματοποιείται συγκρίνοντας το αθροιστικό τους ιστόγραμμα ως εξής:



In order to shift  $F_2$  to match  $F_1$ , for each grey-level value  $g_2$  in  $F_2$  assign  $g_1$  to  $g_2$

## Ισορρόπηση του ιστογράμματος $f_2$ με βάση το ιστογράμμα αναφοράς $F_1$ .

Για κάθε επίπεδο του γκρι,  $g_2$ , βρίσκουμε τις αθροιστικές συχνότητες  $fc_2(g_2)$  στην  $F_2$ . Έπειτα στην  $F_1$  βρίσκουμε το επίπεδο γκρι,  $g_1$ , έτσι ώστε η αθροιστική συχνότητα  $fc_1(g_1) = fc_2(g_2)$ . Οπότε εκχωρούμε το  $g_1$  στο  $g_2$  στο προς διευθέτηση ιστογράμμα.

# Ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών δεδομένων

Η ατμοσφαιρική διόρθωση αποτελεί σοβαρή υπόθεση για εικόνες στο ορατό και κοντινό υπέρυθρο επειδή η ατμόσφαιρα επηρεάζει πάντοτε την ανακλώμενη ακτινοβολία από το στόχο στον αισθητήρα.

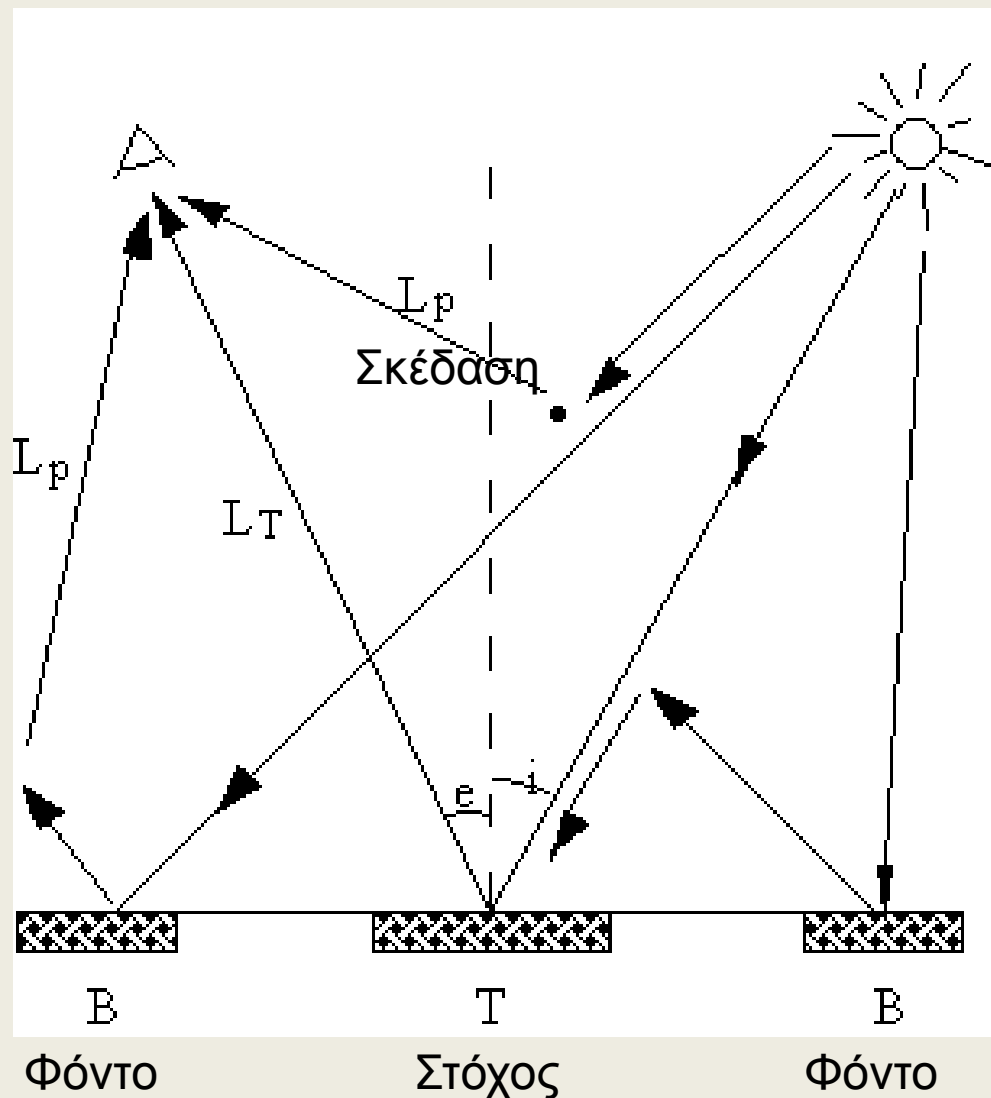
Η ακτινοβολία που φθάνει στον αισθητήρα προσδιορίζεται από τις σχέσεις:

$$L_s = K \cdot DN + L_{\min} \text{ (} Wm^{-2} Sr^{-1} \text{)}$$

$$K = \frac{L_{\max} - L_{\min}}{DN_{range}}$$

Συνήθως τα  $L_{\max}$ ,  $L_{\min}$  και  $DN_{range}$  είναι γνωστά από τον κατασκευαστή του αισθητήρα ή από το χειριστή.

Το  $L_s$  συνεπώς, αποτελείται από συνεισφορές του στόχου, του φόντου και της ατμόσφαιρας (βλέπε σχήμα):



Στόχος, φόντο και σκέδαση ακτινοβολίας που φθάνει στον αισθητήρα.

# Η ατμόσφαιρα:

- (1) αλλοιώνει τη φασματική και χωρική κατανομή της ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια .
- (2) Αλλοιώνει την ανακλώμενη ακτινοβολία.
- (3) Η ατμοσφαιρική σκεδαζόμενη ακτινοβολία, που ονομάζεται ακτινοβολία διαδρομής, προστίθεται στην διαβιβαζόμενη ακτινοβολία στον αισθητήρα.

Δεχόμαστε  $L_s$  να είναι η ακτινοβολία που φθάνει στον αισθητήρα, οπότε μπορεί να αναλυθεί σε  $L_T$  και  $L_P$  , οπότε:

$$L_S = L_T + L_P \quad (1)$$

$L_T$  είναι η διαβιβαζόμενη ακτινοβολία.

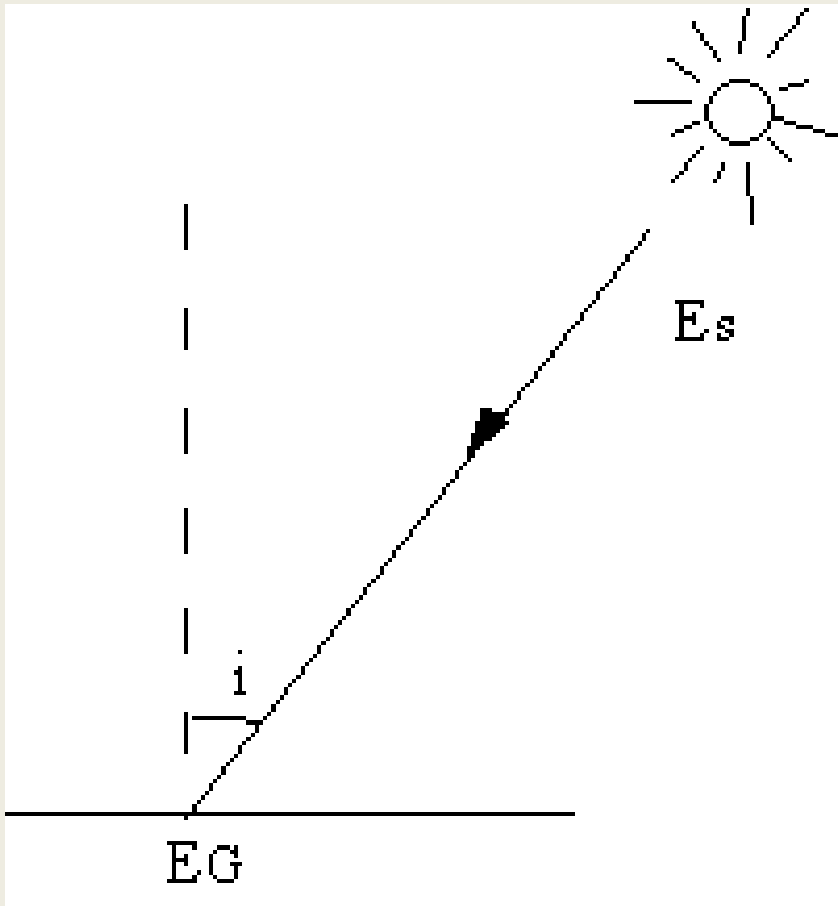
$L_P$  είναι η ακτινοβολία ατμοσφαιρικής διαδομής.

Στόχος μας είναι να προσδιορίσουμε το  $L_T$

Για δεδομένο φασματικό διάστημα, η ηλιακή ενέργεια που φθάνει στην επιφάνεια της γης είναι:

$$E_G = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} (E_S T_i \sigma \nu(i) + E_d) d\lambda$$

$$E_G = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} (E_S T_i \sigma \nu(i) + E_d) d\lambda$$



Όπου:

$E_S$  είναι η ηλιακή ακτινοβολία έξω από την ατμόσφαιρα

$T_i$  είναι η διαπερατότητα της ατμόσφαιρας κατά μήκος της προσπίπτουσας κατεύθυνσης

$i$  είναι η γωνία πρόσπτωσης

$E_d$  είναι η διαχεόμενη ακτινοβολία του ουρανού

Η επιφάνεια μπορεί να είναι κατοπτρική ή διαχέουσα.

Οι περισσότερες επιφάνειες θεωρούνται περίπου διαχεόμενοι ανακλαστές σε μεγάλες γωνίες ύψους του ήλιου, πχ., όταν το  $i$  είναι μικρό

Στην περίπτωση που η επιφάνεια θεωρηθεί τέλειος διαχεόμενος ανακλαστής πχ., λαμπερσιανή (Lambertian) επιφάνεια, η ανακλώμενη ακτινοβολία στην διεύθυνση παρατήρησης προς τη συνολική ακτινοβολία μέσα στο άνω ημισφαίριο δίνεται σαν  $1/\pi$

Με βάση τη λαμπερσιανή παραδοχή έχουμε:

$$L_T = L_S - L_P = \frac{1}{\pi} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho T_e (E_S T_i \sigma \nu(i) + E_d) d\lambda$$

Όπου:

$\rho$  είναι η ανακλαστικότητα του στόχου,

$T_e$  η διαπερατότητα κατά μήκος της διεύθυνσης όρασης

Για το λόγο αυτό και για να αναλυθούν ποσοτικά τα τηλεπισκοπικά δεδομένα, πχ., να προσδιορισθεί το  $\rho$ , θα πρέπει να είναι γνωστά η ατμοσφαιρική διαπερατότητα  $T$  και η ακτινοβολία  $L_p$  κατά μήκος της διαδρομής.

Διακρίνουμε τρεις περιπτώσεις:

[Ατμοσφαιρική διόρθωση απλής σκέδασης](#)

[Ατμοσφαιρική διόρθωση μελανού στόχου \(Dark-target\)](#)

[Άμεσος μετασχηματισμός ψηφιακού αριθμού \(DN\) σε ανακλαστικότητα](#)



$$E_G = (E_s T_i \sigma \nu(i) + E_d) \Delta \lambda$$

$$L_T = \frac{1}{\pi} \rho T_e (E_s T_i \sigma \nu(i) + E_d) \Delta \lambda$$

Θεωρώντας ένα μικρό διάστημα της φασματικής ζώνης ( $\Delta \lambda = 1$ ), γίνεται περαιτέρω απλοποίηση:

$$E_G = E_s T_i \sigma \nu(i) + E_d$$

$$L_T = \frac{1}{\pi} \rho T_e (E_s T_i \sigma \nu(i) + E_d)$$

Η ατμοσφαιρική διαπερατότητα μπορεί να προσδιορισθεί από:

$$T_\theta = e^{-\frac{\tau}{\sigma \nu(\theta)}} \quad \text{Όπου } \tau \text{ είναι η οπτική πυκνότητα και } \theta \text{ είναι είτε } i, \text{ είτε } e.$$

Η οπτική πυκνότητα αποτελείται από:

$$\tau(\lambda) = \tau_m + \tau_p + \tau_a$$

Όπου:  $\tau_m$  είναι η μοριακή αλλοίωση σκέδασης,  $\tau_p$  είναι μία σωματιδιακή σκέδαση,  $\tau_a$  είναι επιλεκτική απορρόφηση

$$\tau_a = \tau_{H_2O} + \tau_{O_2} + \tau_{O_3} + \tau_{CO_2}$$

$$\tau_m \propto \frac{1}{\lambda^4}, \quad \tau_p \propto \frac{1}{\lambda^{1-2}}, \quad \text{μερικές φορές } \frac{1}{\lambda^{1.3}}$$

← Στην πράξη οι προηγούμενες εξισώσεις γράφονται:

## Ατμοσφαιρική διόρθωση απλής σκέδασης

# Ακτινοβολία διαδρομής $L_p$

Η  $L_p$  προσδιορίζεται με τουλάχιστον δύο παραμέτρους :

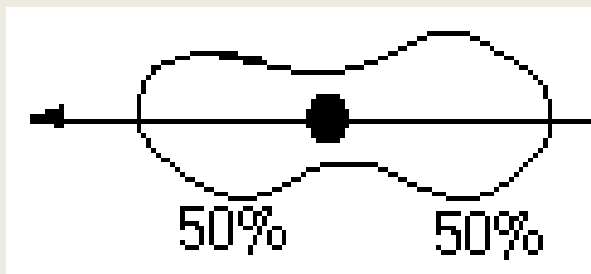
(1) albedo απλής σκέδασης

(2) απλή σκέδαση συνάρτησης φάσης.

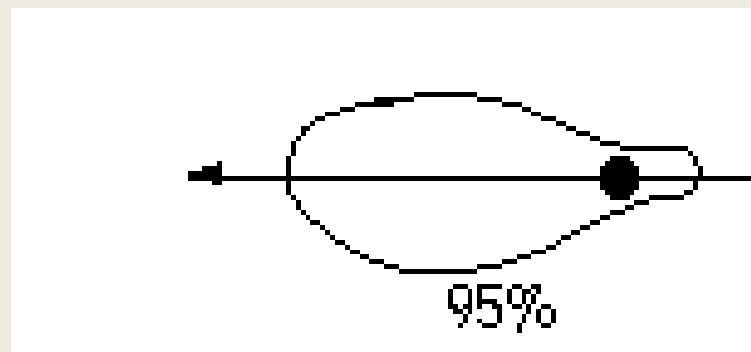
albedo απλής σκέδασης = 1 όταν δεν υπάρχει αλλοίωση.

Η απλή σκέδαση συνάρτησης φάσης δηλώνει το κλάσμα της ακτινοβολίας το οποίο σκεδάζεται από την αρχική του πρόσθια κατεύθυνση σε κάποια άλλη κατεύθυνση.

Για ατμόσφαιρα Rayleigh έχουμε:



Για ατμόσφαιρα Mie έχουμε:



Από τα πιο πάνω διαγράμματα φαίνεται ότι η πρόσθια σκέδαση κυριαρχείται από αεροζόλ ενώ η οπισθοσκέδαση οφείλεται κυρίως στην σκέδαση Rayleigh.

Υπάρχουν διάφοροι αλγόριθμοι για τον προσδιορισμό της ακτινοβολίας διαδρομής. Χρησιμοποιούνται κυρίως για την λήψη Ναδίν στα συστήματα: Landsat MSS, TM και SPOT HRV. Το  $L_p$  για τους αλγόριθμους αυτούς προσδιορίζεται:

$$L_p = E_s [F(\mu_i, \tau_i) + G(\mu_i, \tau_i) \bullet H(\tau_i, \bar{\rho}_b)] \text{ οπου:}$$

$$F(\mu_i, \tau_i) = \{ (1-\eta)(\tau_i - 1)[P(\mu_i) + P(-\mu_i)] \\ + \mu_i P(-\mu_i) + (1-\eta)[P(\mu_i) + P(-\mu_i)]e^{-\tau_i} \\ - \mu_i P(-\mu_i)e^{(\tau_i)} \} \{ 4\pi[\mu_i + (1-\eta)\tau_i] \}$$

$$G(\mu_i, \tau_i) = \mu_i^2 \{ 1 + 4(1-\eta) - [1 + 4(1-\eta)(\tau_i + 1)]e^{-\tau_i} \} \{ 2\pi[\tau_i + (1-\eta)\tau_i] \}$$

$$H(\tau_i, \bar{\rho}_b) = \bar{\rho}_b / \{ 1 + 2(1-\eta)(1 - \bar{\rho}_b)\tau_i \}$$

$$\tau_i = \tau_m + \tau_p, \quad \eta = \frac{0.5\tau_m + 0.95\tau_p}{\tau_i}, \quad \mu_i = \sigma \nu \nu(i)$$

$P(\mu_i)$  = απλή σκέδαση συνάρτηση φάσης στο  $i$

$P(-\mu_i)$  = απλή σκέδαση συνάρτηση φάσης στο  $(180^\circ - i)$

Οι παραπάνω εξισώσεις δεν ισχύουν για  $H_2O$  και  $O_3$

$E_s$  προσεγγίζεται με:  $E_s \cdot \exp[-(\tau_{O_3} + \tau_{H_2O})]$  για να συμπεριλάβει συνεισφορά από τα  $H_2O$  και  $O_3$ .

Το P είναι ένας συνδυασμός της ατμόσφαιρας Mie και Rayleigh

$$P_{\mu_i} = \frac{P_m(\mu_i)[1 - e^{-\tau_m}] + P_p(\mu_i)[e^{-\tau_m} - e^{-\tau_i}]}{e^{-\tau_i}}$$

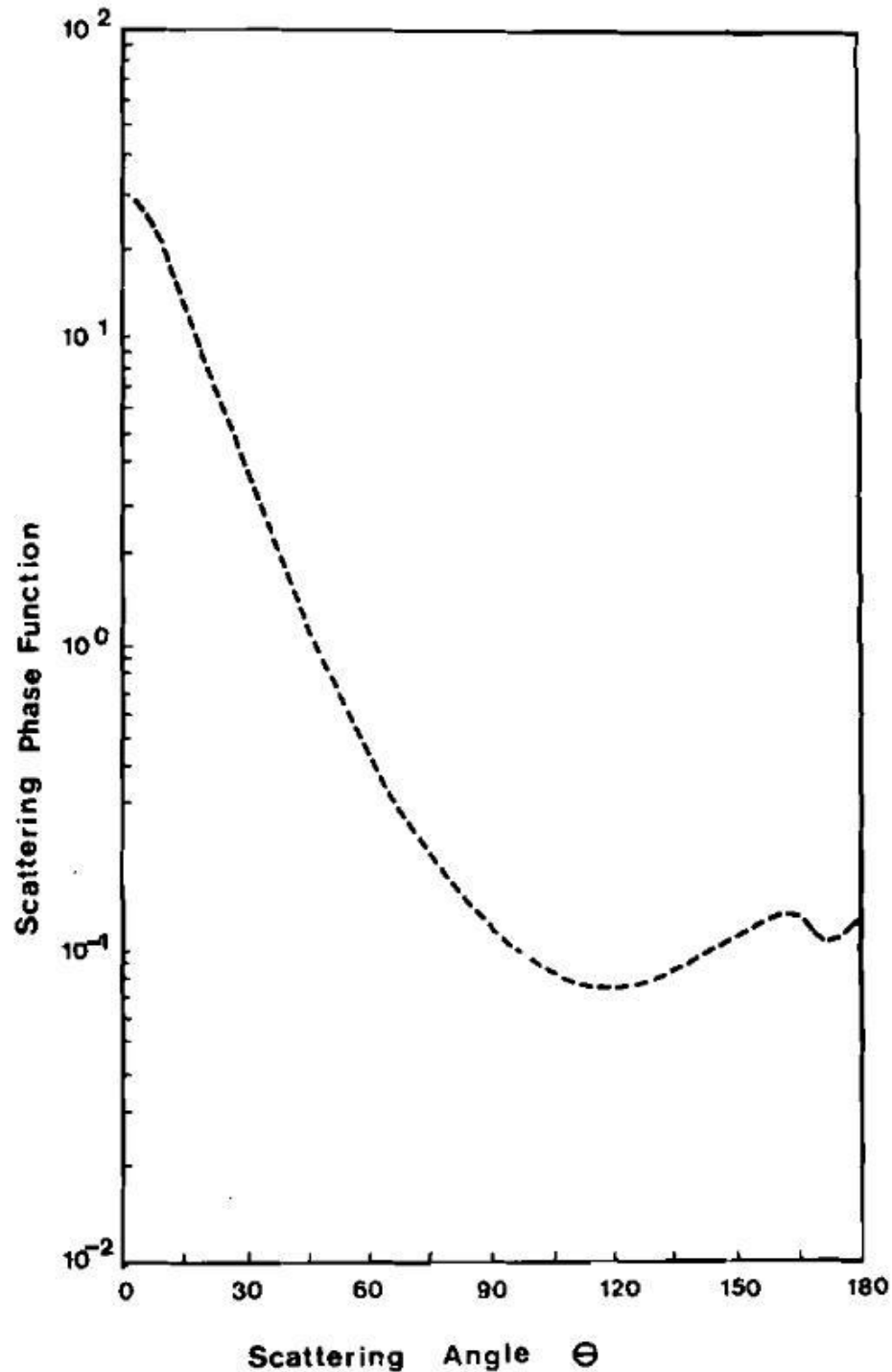
Η τιμή του  $P_m(\mu_i)$  μπορεί να προσδιορισθεί από:

$$P_m(\mu_i) = \frac{3}{4}[1 + \sin^2(i)]$$

Για aerosol σκέδαση, η συνάρτηση φάσης  $P_p(\mu_i)$  δεν αλλάζει πολύ όταν αλλάξει το μήκος κύματος και η τιμή για  $\lambda = 0.7 \text{ mm}$  μπορεί να χρησιμοποιηθεί για όλα τα μήκη κύματος. Η συνάρτηση αυτή συνήθως δίνεται είτε σε διάγραμμα είτε σε πίνακα (Forster (1984)).

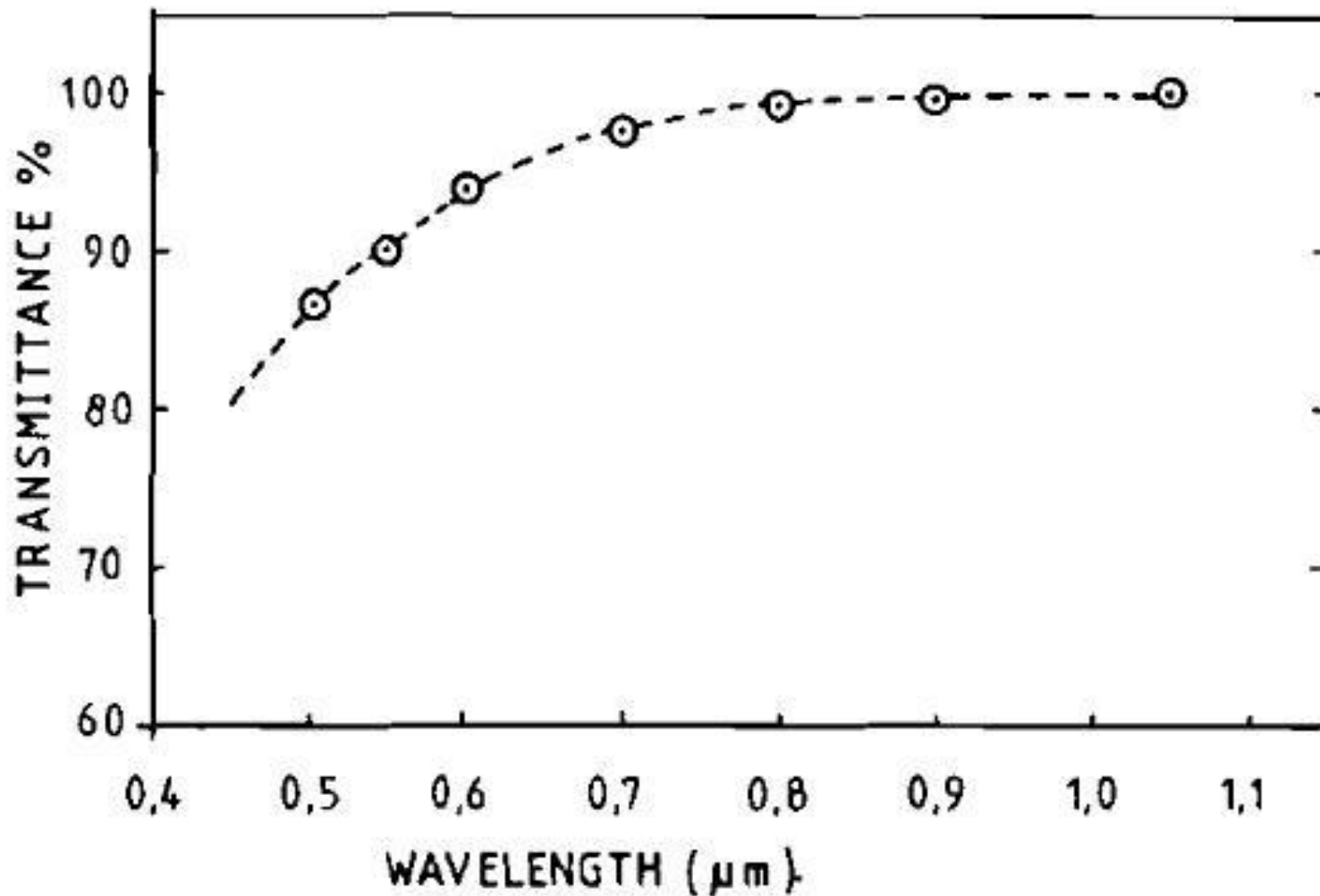
Η μέση τιμή του φόντου B συνήθως προσδιορίζεται με δειγματοληψία πεδίου στην εν λόγω περιοχή. Μια περιοχή  $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$  μπορεί να χρησιμοποιηθεί και να κεντρωθεί σε αυτήν το εικονοστοιχείο

**Forster (1984): Απλή  
σκέδαση συνάρτηση  
φάσης για το  
continental τύπου  
αεροζόλ του  
Deirmendjian και  
μήκος κύματος  $0.7 \mu\text{m}$   
(Turner et al. 1971)**



# Ατμοσφαιρική διαπερατότητα για Rayleigh τύπου ατμόσφαιρα σαν συνάρτηση του $\lambda$ .

Πηγή: Eltermann 1968, B. C. Forster 1984.



# Ακτινοβολία του ουρανού και ακτινοβολία εδάφους

$$E_G = E_s e^{-(\tau_{H_2O} + \tau_{O_3})} I(\mu_i, \tau_i) [1 + J(\tau_i) H(\tau_i, \bar{\rho}_b)] \quad \text{ΟΠΟΥ:}$$

$$I(\mu_i, \tau_i) = \frac{\mu_i^2}{\mu_i + (1 - \eta)\tau_i}, \quad J(\tau_i) = 2(1 - \eta)\tau_i$$

Ανακλαστικότητα στοχου:

$$\rho = \frac{\pi}{E_G T_e} (K \cdot DN + L_{\min} - L_p)$$

Για να υπολογιστεί το  $\rho$  απαιτούνται τα  $E_s$ ,  $T$ .

Όλα τα  $T_m$ ,  $T_p$ ,  $T_a - T_{H_2O}$ ,  $T_{O_2}$ ,  $T_{CO_2}$ ,  $T_{O_3}$  μεταβάλλονται με την ορατότητα της ατμόσφαιρας. Μπορούν να εκτιμηθούν από πίνακες και σχήματα που δίνονται από (Forster 1984).

- Πιο εξελιγμένοι αλγόριθμοι που λαβαίνουν υπόψη πολλαπλή σκέδαση υπάρχουν όπως είναι το LOWTRAN 7, 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum 6S). Υπάρχει πηγαίος κώδικας FORTRAN ελεύθερος για τους αλγόριθμους αυτούς. (πχ., Tanre et al., 1990, IGARSS 190, p. 187).
- Θα πρέπει να είμαστε προσεκτικοί με την ατμοσφαιρική διόρθωση διότι υπάρχουν πολλοί παράγοντες που πρέπει να λάβουμε υπόψη και να τους εκτιμήσουμε. Αν οι εκτιμήσεις δεν γίνουν με κατάλληλο τρόπο, η ατμοσφαιρική διόρθωση ενδέχεται να προσθέσει περισσότερο συστηματικό σφάλμα από ότι αυτή καθαυτή η ατμόσφαιρα.



# Ατμοσφαιρική διόρθωση με μελανούς στόχους

Είναι το πιο κατάλληλο για καθαρό ουρανό όταν η ατμόσφαιρα Rayleigh κυριαρχεί επειδή η σκέδαση Rayleigh επηρεάζει τη μικροκυματική περιοχή ( $\sim 3\mu\text{m}$ ), ιδιαίτερα στο ορατό.

Γνωρίζουμε ότι το καθαρό νερό μεγάλου βάθους έχει πολύ μικρή ανακλαστικότητα στη μικροκυματική περιοχή.

Όταν ένα σχετικά μεγάλο σώμα νερού όπως: 1-2 km σε διάμετρο, μπορεί να εντοπισθεί στην εικόνα, μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε την ακτινοβολία από το νερό  $L_w$  και την πραγματική ακτινοβολία του νερού,  $L$ , για να εκτιμήσουμε το  $L_p$ .

- $L_w = K \cdot DN_{\text{water}} + L_{\text{min}}$
- $L_p = L_w - L$
- Το  $L_p$  μπορεί στη συνέχεια να αφαιρεθεί από τις άλλες ακτινοβολίες της εικόνας για τα οπτικά κανάλια.
- Για τα υπέρυθρα κανάλια, η ατμόσφαιρα του Rayleigh έχει μικρή επιρροή και το  $L_p$  δεχόμαστε να είναι 0. Βλέπουμε ότι η μεθοδολογία αυτή ισχύει μόνο για ατμόσφαιρα Rayleigh.

# Άμεσος μετασχηματισμός ψηφιακού αριθμού (DN) σε ανακλαστικότητα

- Γίνεται με την εξίσωση:
- $R = a \cdot DN + b$
- Χρειάζονται μετρήσεις πεδίου την ίδια στιγμή που παίρνει την εικόνα ο δορυφόρος σε αντίχα σημεία της εικόνας
- Λύνοντας το σύστημα των εξισώσεων προσδιορίζονται τα  $a$  και  $b$ .
- Είναι μια εμπειρική μέθοδος
- **Οι μέθοδοι μελανών στόχων και ο άμεσος μετασχηματισμός ψηφιακών αριθμών (DN) είναι αυτές που χρησιμοποιούνται περισσότερο στην τηλεπισκόπηση.**

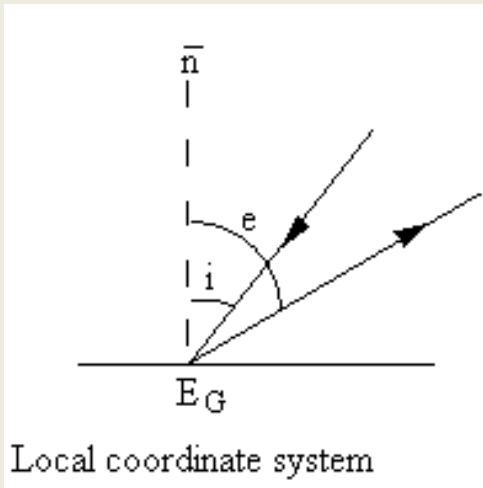
# Τοπογραφική διόρθωση

Από τις ατμοσφαιρικές διορθώσεις αναμένεται ο προσδιορισμός της ανακλαστικότητας  $\rho$ .

Η ανακλαστικότητα περιέχει την ανάκλαση του στόχου  $r$  και την τοπογραφική διαμόρφωση  $G$  που υπεισέρχεται κατά την απόκτηση της εικόνας.

$$\rho = r \cdot G$$

Το  $G$  περιέχει πληροφορία σχετικά με την όραση και την προσπίπτουσα ενέργεια γεωμετρική σχέση.



## Παραδείγματα του $\rho$

1. Τέλεια κατοπτρική ανάκλαση:

$$\rho = r \cdot \delta(180 - i)$$

Όπου  $\delta$  είναι η συνάρτηση Dirac Delta

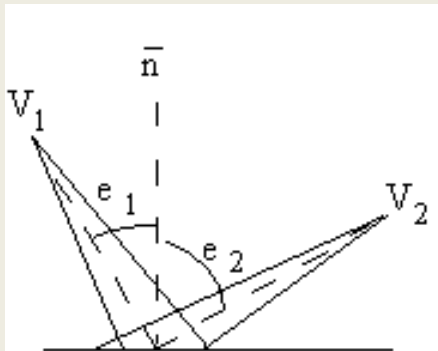
2. Επιφάνεια που φαίνεται ισόποσα λαμπρή από κάθε γωνία όρασης

$$\rho = r \cdot \text{συν}(i) \quad \text{το } i \text{ σχετίζεται με το } \bar{n}$$

Όπου για  $r = 1$ , η επιφάνεια είναι τέλεια άσπρη.

Για  $r = 1/\pi$ , η επιφάνεια είναι Λαμπερσιανή

3. Η επιφάνεια που ανακλά ισόποσα το φως σε όλες τις κατευθύνσεις



$$\rho = \frac{r \cdot \text{συν}(i)}{\text{συν}(e)}, \quad \rho(e_1) < \rho(e_2)$$

Η σελήνη μπορεί να θεωρηθεί προσεγγιστικά σαν επιφάνεια που ανακλά ισόποσα το φως σε όλες τις κατευθύνσεις.

# Ο ρόλος του αναγλύφου

Τι επιρροή έχει το ανάγλυφο πάνω στη ραδιομετρία;  
Χρησιμοποιούμε ένα διαφορετικό σύστημα αναφοράς εικόνας Figure 5.6.

Ο άξονας,  $z$  είναι η κατεύθυνση όρασης και το επίπεδο  $x-y$  είναι το επίπεδο της εικόνας.

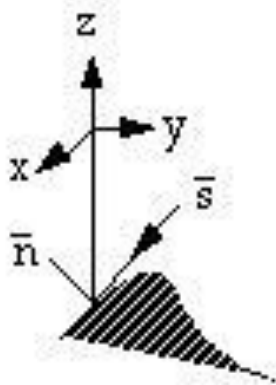


Figure 5.6

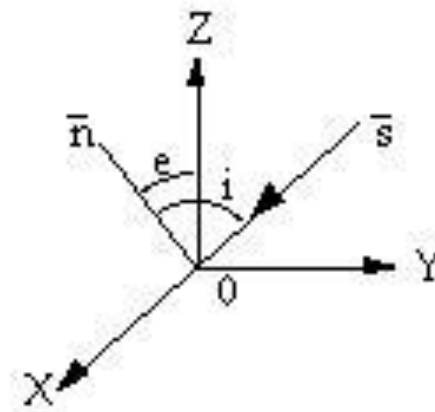


Figure 5.7

Το πραγματικό ανάγλυφο για μια στοιχειώδη επιφάνεια είναι η κάθετος στην επιφάνεια και η φωτεινή πηγή που ορίζονται από δύο διανύσματα και τα οποία μπορούν να μετακινηθούν στην αρχή όπως στο Figure 5.7  $\bar{n}$   $\bar{s}$

Το πραγματικό ανάγλυφο για μια στοιχειώδη επιφάνεια είναι η κάθετος στην επιφάνεια και η φωτεινή πηγή που ορίζονται από δύο διανύσματα  $\bar{n}$  και  $\bar{s}$  τα οποία μπορούν να μετακινηθούν στην αρχή όπως στο Figure 5.7.

Το  $\bar{n}$  προσδιορίζεται από τα διανύσματα κλίσης της επιφάνειας κατά μήκος των  $x$  και  $y$ .

Σε ένα ψηφιακό υψομετρικό μοντέλο (DEM)  $\rightarrow z = f(x, y)$

$$p = \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial f(x, y)}{\partial x}, \quad q = \frac{\partial z}{\partial y} = \frac{\partial f(x, y)}{\partial y}$$

Στη διακριτή περίπτωση, αυτές είναι οι διαφορές ανάμεσα στα υψόμετρα γειτονικών κελιών και των κελιών του υπό συζήτηση πλέγματος.

# Διανυσματικός χώρος

Για τέλεια λευκή επιφάνεια όπου:  $r = 1$  το εσωτερικό γινόμενο διανυσμάτων:

$$\rho = \text{συν}(i) = \frac{1 + p_s p + q_s q}{\sqrt{1 + p^2 + q^2} \sqrt{1 + p_s^2 + q_s^2}}$$

Για μια γκρι επιφάνεια, που είναι ανάλογη μιας τέλειας λευκής επιφάνειας ισχύει:

$$\rho = r \text{συν}(i)$$

Μπορεί να θεωρηθεί σαν  $\rho$  μια συνάρτηση της κλίσης  $(p, q)$  της επιφάνειας.

$$\rho(p, q) = r \cdot \frac{1 + p_s p + q_s q}{\sqrt{1 + p^2 + q^2} \sqrt{1 + p_s^2 + q_s^2}}$$

Αν το  $r$  είναι ίδιο σε όλη την έκταση της επιφάνειας, μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τρία σετ από  $\rho(p, q)$  για να ανακτήσουμε τα  $(p, q)$ .

$\rho(p, q)$   $\rightarrow$   $\rho_1(p, q)$   $\rho_2(p, q)$   $\rho_3(p, q)$  για την ανάκτηση αμφοτέρων:  $\rho$  και  $(p, q)$   
Χρησιμοποιώντας το  $\rho(p, q)$  δημιουργούμε ένα σκιασμένο χάρτη με βάση το DEM  
Αντί να υπολογίζουμε το  $\rho(p, q)$  για κάθε κελί στο DEM, μπορούμε να υπολογίσουμε ένα δισδιάστατο πίνακα αντιστοίχισης (LUT).

p q	-0.2	-0.1	0	0.1	0.2
-0.2					
-0.1					
0					
0.1					
0.2					

Όλο το DEM  $\{p, q\}$  μπορεί να σκιασθεί χρησιμοποιώντας τον πίνακα αυτό.

Σε διάταξη διανύσματος είναι  $(-p, -q, 1)$

Σε διάταξη διανύσματος είναι  $(-p_s, -q_s, 1)$

Η κατεύθυνση όρασης είναι  $(0, 0, 1)$



συνεπώς :

$$\sigma\upsilon\nu(e) = \frac{1}{\sqrt{1+p^2+q^2}}, \quad \sigma\upsilon\nu(\theta) = \frac{\bar{a}\bar{b}}{|\bar{a}| \cdot |\bar{b}|}, \quad \sigma\upsilon\nu(i) = \frac{1+pp_s+qq_s}{\sqrt{1+p^2+q^2}\sqrt{1+p_s^2+q_s^2}}$$

Συνεπώς το G για μια λαμπερσιανή επιφάνεια είναι:

$$\frac{1+pp_s+qq_s}{\sqrt{1+p^2+q^2}\sqrt{1+p_s^2+q_s^2}}$$

Και για μια επιφάνεια που ανακλά το φως ισόποσα σε όλες τις κατευθύνσεις έχουμε:

$$\frac{\sigma\upsilon\nu(i)}{\sigma\upsilon\nu(e)} = \frac{1+pp_s+qq_s}{\sqrt{1+p^2+q^2}}$$

Μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τις σχέσεις αυτές για να διορθώσουμε την επιρροή της τοπογραφίας.

Δεχόμενοι λαμπερσιανή επιφάνεια έχουμε:  $\rho = r \cdot \sigma\upsilon\nu(i)$

Η πραγματική ανάκλαση της επιφάνειας χωρίς την επιρροή του αναγλύφου είναι:

$$r = \frac{\rho}{\sigma\upsilon\nu(i)} = \frac{\rho \cdot \sqrt{1+p^2+q^2}\sqrt{1+p_s^2+q_s^2}}{1+pp_s+qq_s}$$

Για αισθητήρες που βλέπουν στην κατεύθυνση του Ναδέρ, το σύστημα αναφοράς έχει μόνο μετατόπιση ως προς το τοπικό καρτεσιανό σύστημα αναφοράς. Έτσι ο τύπος πιο πάνω μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη διόρθωση εικόνων Landsat.

$$\text{Οπου: } \begin{bmatrix} ps \\ qs \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sigma\phi(\theta)\sigma\upsilon\nu(\alpha) \\ -\sigma\phi(\theta)\sigma\upsilon\nu(\alpha) \\ 1 \end{bmatrix}$$

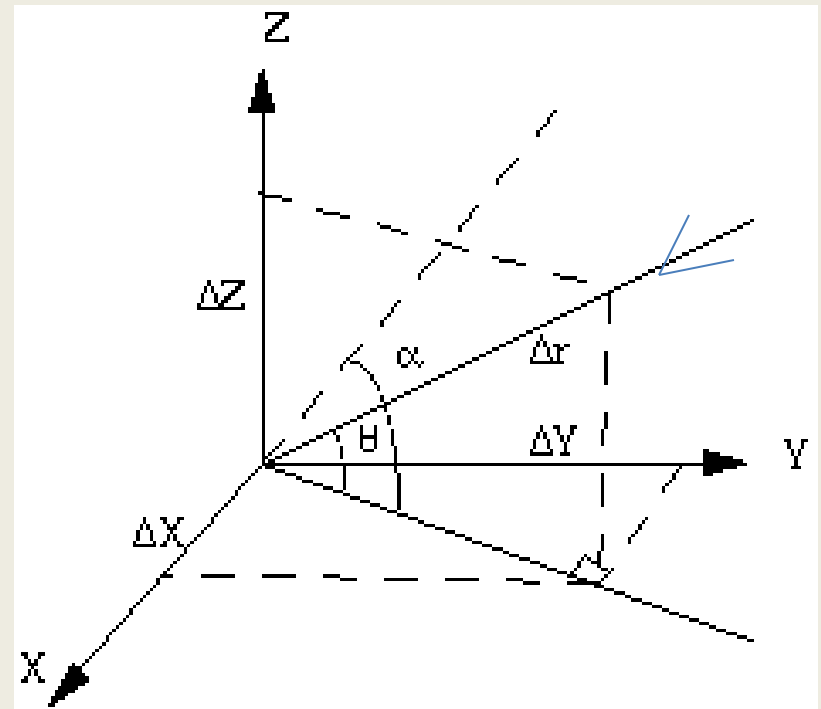
$\theta$  είναι η γωνία ύψους του ήλιου

$\alpha$  είναι το αζιμούθιο

$$\Delta r \cdot \sigma\upsilon\nu(\theta) \cdot \sigma\upsilon\nu(\alpha) = \Delta x$$

$$\Delta r \cdot \sigma\upsilon\nu(\theta) \cdot \eta\mu(\alpha) = \Delta y$$

$$\Delta r \cdot \eta\mu(\theta) = \Delta z$$



Οι σχέσεις αυτές φαίνονται καλύτερα στο παραπλεύρως διάγραμμα

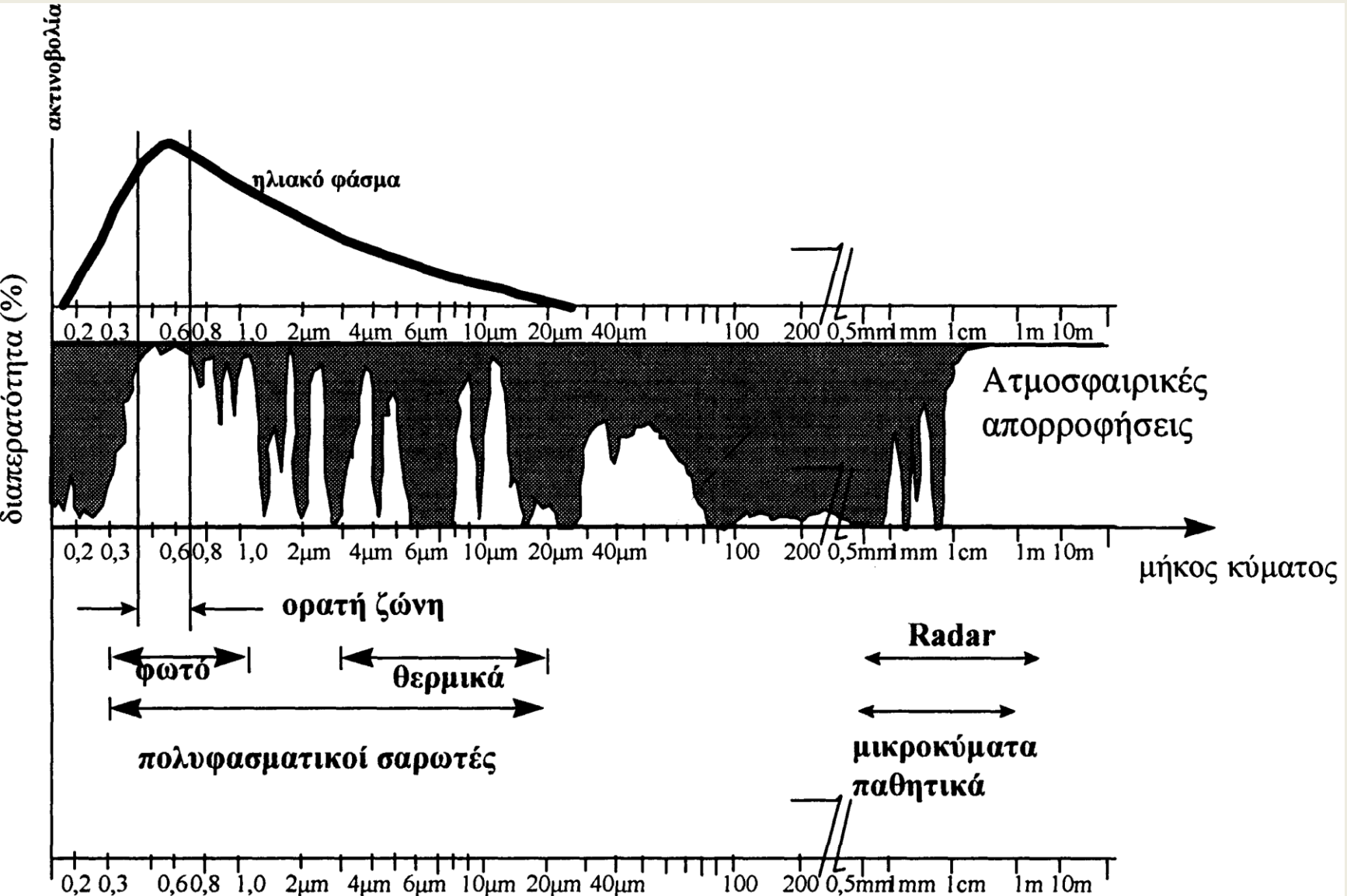
# Βιβλιογραφικές Αναφορές

- Forster, B.C., 1984. Derivation of atmospheric correction procedures for Landsat MSS with particular reference to urban data. *Int. J. of Remote Sensing* . 5(5):799-817.
- Horn, B.K.P., 1986. *Robot Vision*. The MIT Press:Toronto.
- Horn, B.K.P., and Woodham, R.J., 1979. Destriping Landsat MSS images by histogram modification. *Computer Graphics and Image Processing*. 10:69-83.
- Richards, J.A., 1986. *Digital Image Processing*. Springer-Verlag: Berlin.
- Tanre, D., Deuze, J.L., Herman, M., Santer, R., Vermonte, E., 1990. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum - 6S code. *IGARSS'90*, Washington D.C., p. 187.

## Further Readings:

- Woodham, R.J., and Gray, M.H., 1987. An analytic method for radiometric correction of satellite multispectral scanner data. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*. 25(3):258-271.

# Οι δίοδοι ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα



: Οι κυριότερες πηγές σκόνης όπως εντοπίστηκαν από το μοντέλο GOCART της NASA, 1) θάλασσα Salton, 2) Παταγονία, 3) Altipläno, 4) έρημος Sahel, 5) έρημος Σαχάρα, 6) έρημος της Ναμίμπια, 7) κοιλάδα του Ινδού, 8) έρημος Taklimakan , 9) έρημος Γκόμπι, and 10) λίμνη Eyre. (NASA)

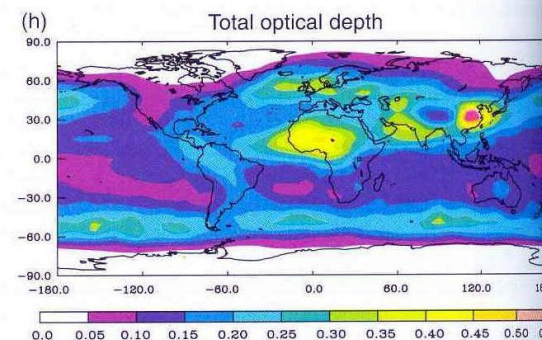
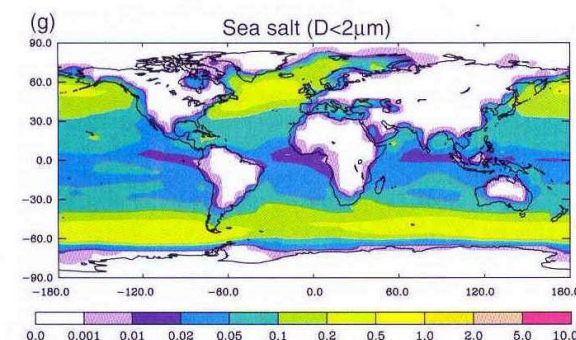
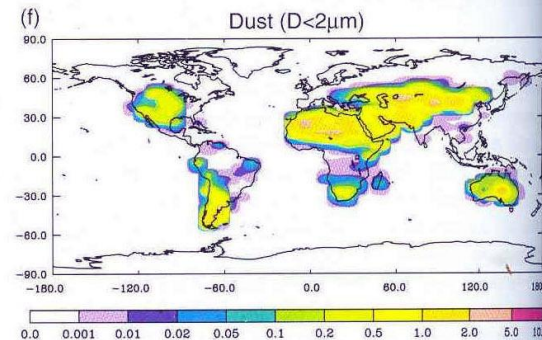
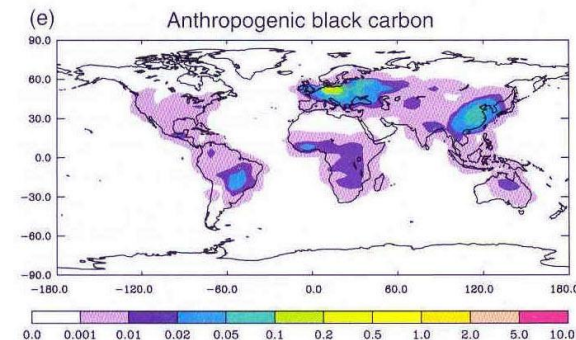
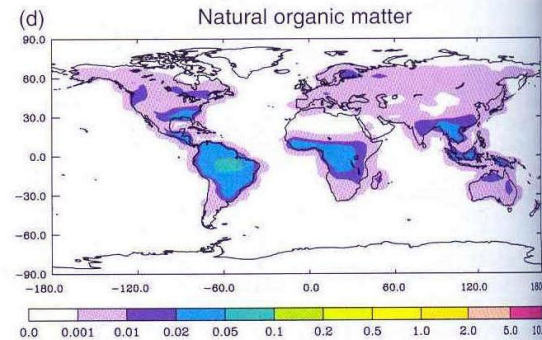
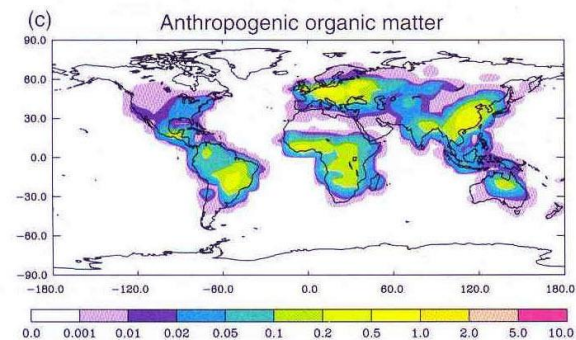
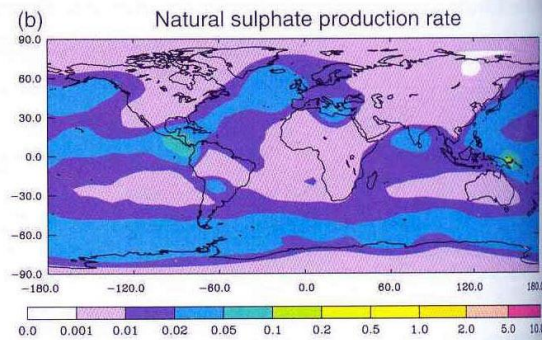
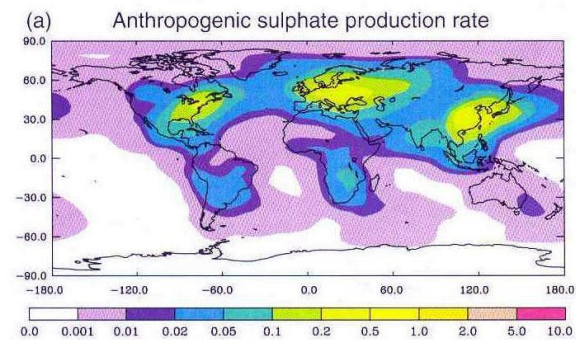




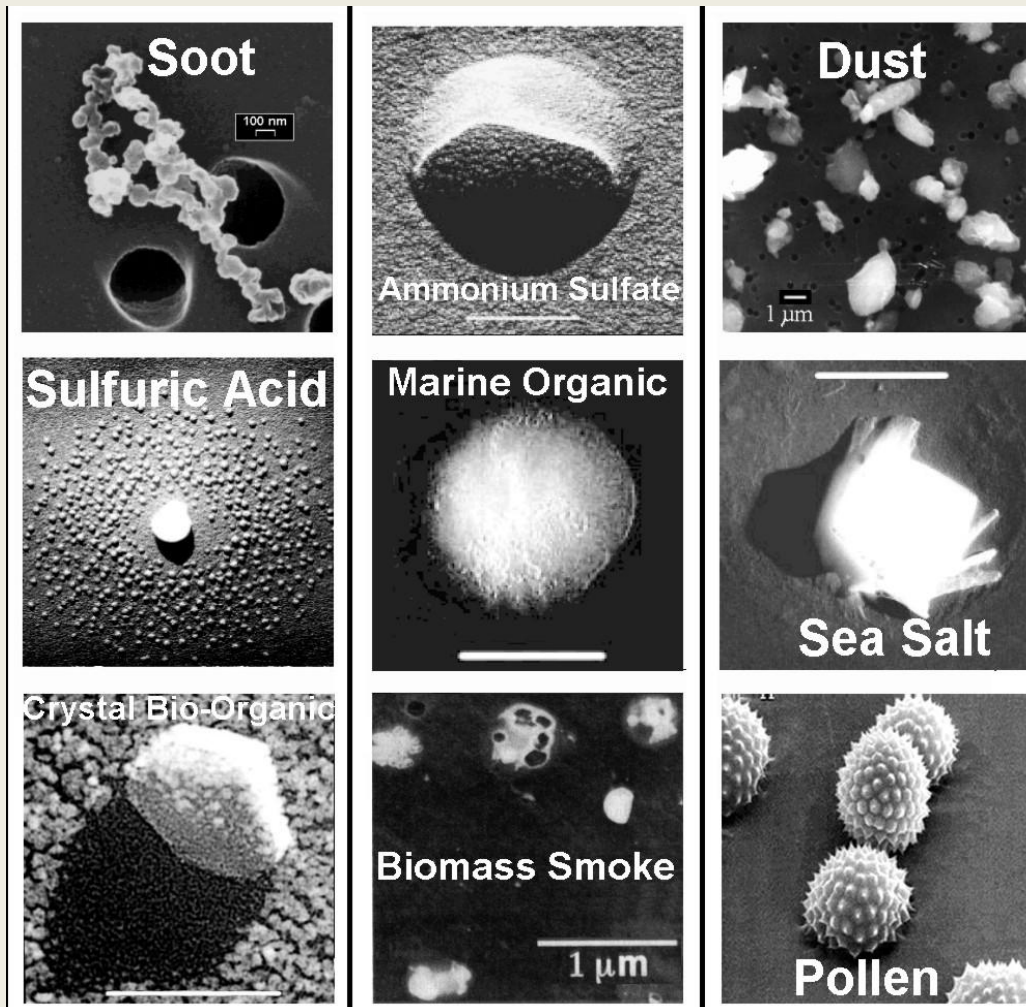
Πηγή Παραγωγής Σωματιδίων	Τύπος Παραγόμενων Σωματιδίων	Συστατικό Αεροζόλ για Υπολογισμό κατά Mie
Εξωγήινη	σκόνη μετεωριτών	Meteorite
Θαλάσσια	θαλάσσιο αλάτι, DMS, δευτερογενή οργανικά	sea salt, sulphate
Κρυσταλλική	σκόνη ερήμου, μη ερημική σκόνη	mineral, dust-like
Ηφαιστειακή	ηφαιστειακή στάχτη, θειικά	sulphate, dust-like
Φυτική	οργανικά, biogenic	biogenic, water-soluble, soot
Βιομηχανική	θειικά, νιτρικά, ανθρακούχα, soot, οργανικά, δευτερογενή οργανικά, τσιμέντο, στάχτη	soot, water-soluble, dust-like
Οικιστική	θειικά, soot, οργανικά	soot, water-soluble
Κυκλοφορία Οχημάτων	οργανικά, δευτερογενή οργανικά, νιτρικά, ανθρακούχα, σκόνη δρόμων	soot, water-soluble, dust-like

**Πηγές  
αεροζόλ και  
αντίστοιχοι  
τύποι  
(Almeida et  
al., 1991)**

Η μέση ετήσια  
συγκέντρωση  
( $\text{kg kg}^{-2} \text{hr}^{-1}$ ) των  
κυριότερων  
αεροζόλ  
(Penner, 2001)



# Τα κυριότερα είδη αεροζόλ σε ηλεκτρονική μεγέθυνση





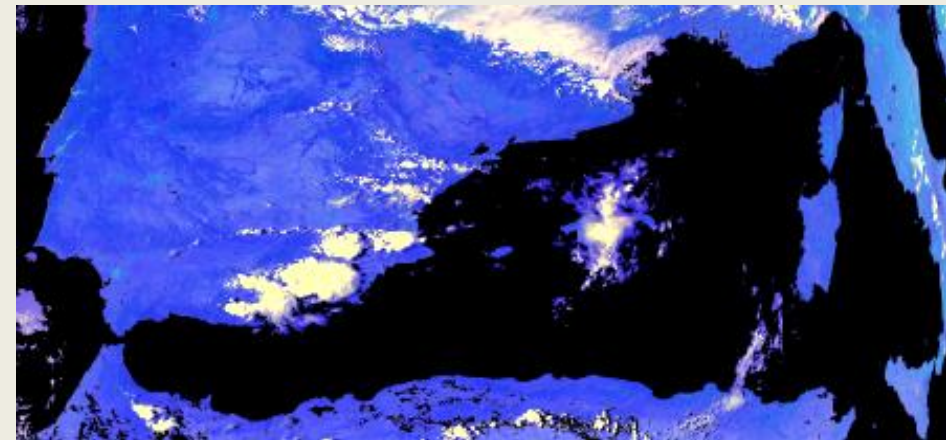
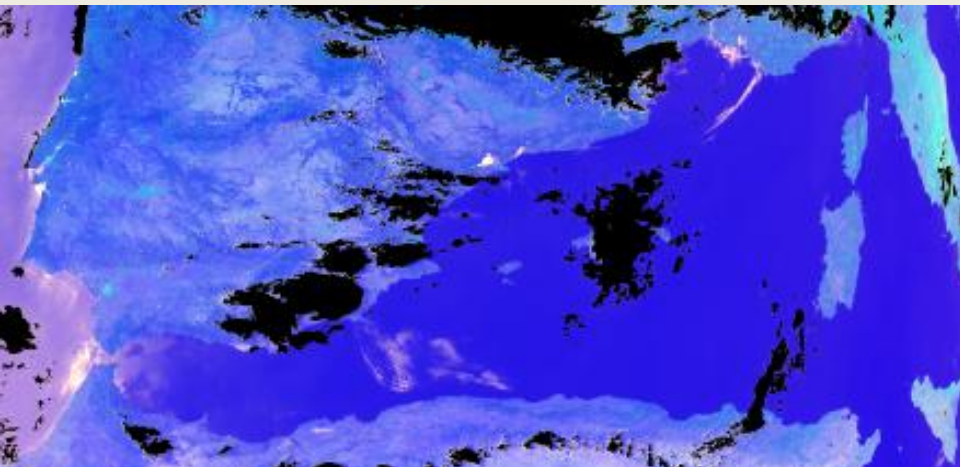
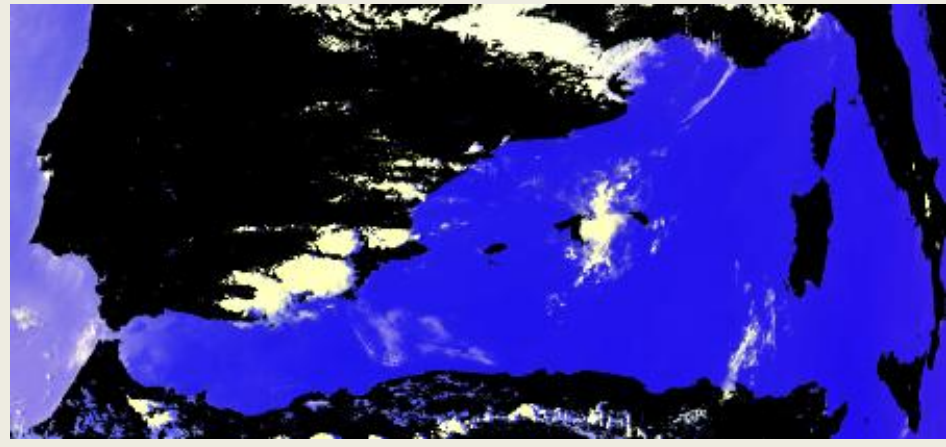
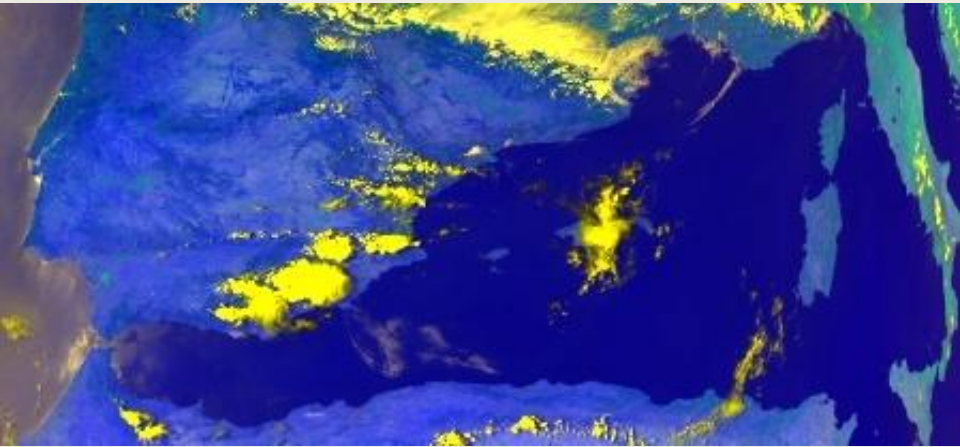
Κανάλι	Περιγραφή	Εύρος (μm)
Κανάλι 1	Ορατό	0.58-0.68
Κανάλι 2	Ανακλώμενο Εγγύς Υπέρυθρο	0.725-1.05
Κανάλι 3	Θερμικό Υπέρυθρο	3.55-3.92
Κανάλι 4	Θερμικό Υπέρυθρο	10.3-11.3
Κανάλι 5	Θερμικό Υπέρυθρο	11.5-12.5

Κανάλι	Περιγραφή	Εύρος (μm)
Κανάλι 1	Ορατό	0.58-0.68
Κανάλι 2	Ανακλώμενο Εγγύς Υπέρυθρο	0.725-1.05
Κανάλι 3A	Ανακλώμενο Μέσο Υπέρυθρο	1.580-1.64
Κανάλι 3B	Θερμικό Υπέρυθρο	3.55-3.92
Κανάλι 4	Θερμικό Υπέρυθρο	10.3-11.3
Κανάλι 5	Θερμικό Υπέρυθρο	11.5-12.5

**Ο δέκτης  
AVHRR/2  
αποτελείται από  
5 φασματικά  
κανάλια**

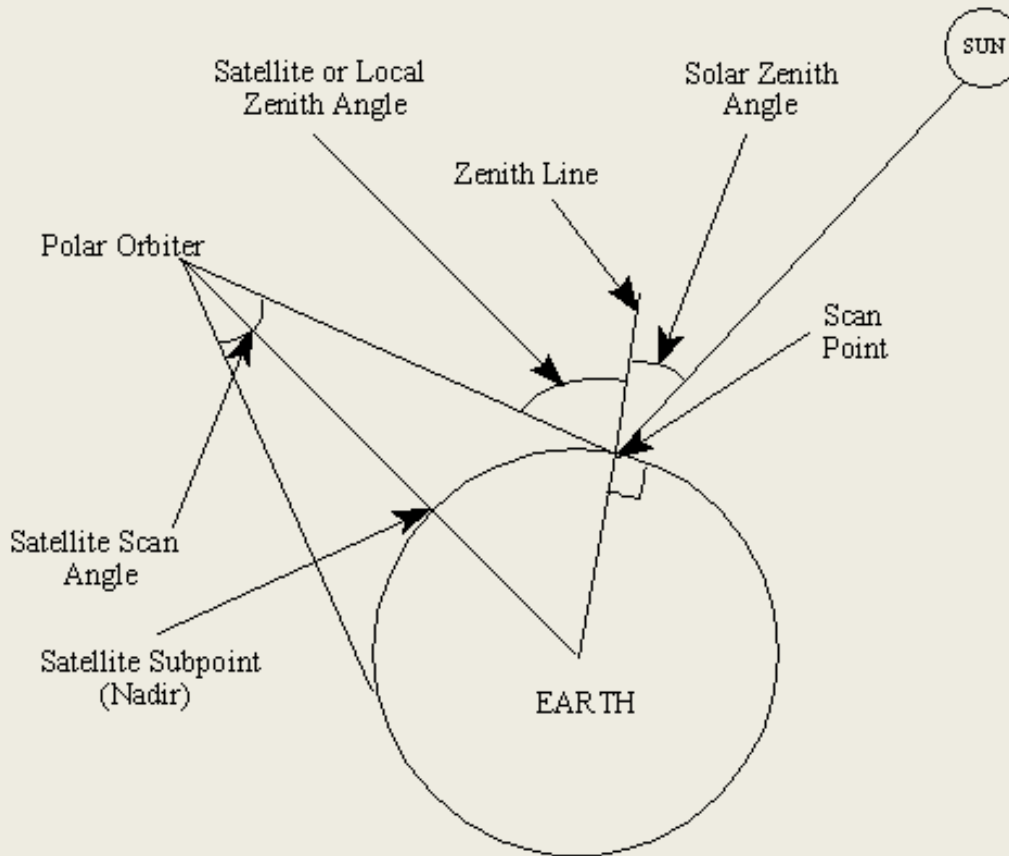
**Παρά τα 6  
κανάλια του  
AVHRR/3 μόνο  
5 μεταδίδονται  
στη γη ανά  
πάσα στιγμή**

Παράδειγμα εφαρμογής масκών: Πάνω αριστερά: Αρχική εικόνα, πάνω δεξιά: масκάρισμα ξηράς, κάτω αριστερά: масκάρισμα νεφών, κάτω δεξιά: масκάρισμα θάλασσας



# Γωνίες του συστήματος Ήλιος-Εικονοστοιχείο-Δέκτης

Figure 1.1-3. Angular Relationships of satellite to Earth and Sun.



# Οπτική Πυκνότητα Αεροζόλ

## *Aerosol Optical Depth (AOD)*

**Αντιπροσωπεύει την απομάκρυνση της ακτινοβολίας που διαδίδεται μέσω της ατμόσφαιρας. Έτσι, μπορεί να είναι αντιπροσωπευτική τιμή της φόρτισης των αεροζόλ στην ατμόσφαιρα. Εξαρτάται από την κατανομή μεγέθους και τους δείκτες διάθλασης των αεροζόλ (χαρακτηριστικά των αεροζόλ), καθώς και την φόρτιση των αεροζόλ στην ατμόσφαιρα. Η γνώση αυτής της τιμής βοηθάει στην αξιολόγηση των επιδράσεων των αεροζόλ στην τηλεπισκόπηση.**

# Ο Κώδικας 6S

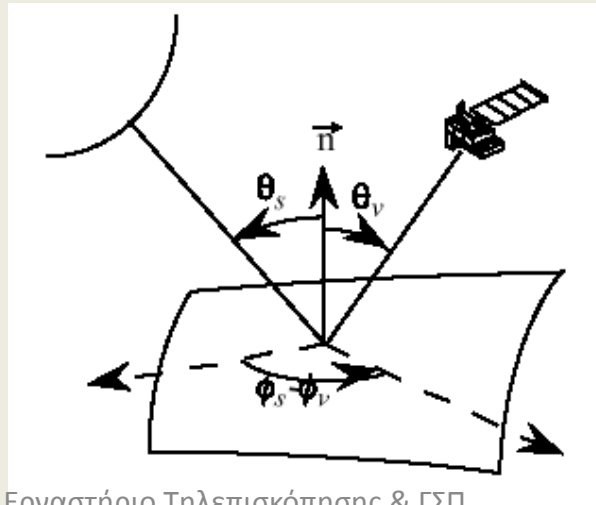
*(Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)*

- Εμφάνιση πρώτων μοντέλων στις αρχές τις δεκαετίας του 80 - κώδικας *Dave* (1973), *LOWTRAN* (1983), και *MODTRAN* (1989)
- Στη συνέχεια, εμφανιστήκανε πιο ολοκληρωμένα μοντέλα προσομοίωσης 5S και 6S
- Το 6S αποτελείται από μια κεντρική ρουτίνα *fortran*, η οποία καλεί υπορουτίνες κατά τη λειτουργία του
- Επιλέχθηκε η χρήση του 6S: υπάρχουν πολλές βιβλιογραφικές αναφορές, προτιμάται έναντι των άλλων κωδικών από πολλούς επιστήμονες, έχουν βρεθεί και επισημανθεί οι περιορισμοί και τα τυχόν μειονεκτήματα που παρουσιάζει, και τέλος από το 2002 χρησιμοποιείται και από τη *NOAA*

# Η Προσαρμογή του 6S

## ➤ Γεωμετρικές Συνθήκες

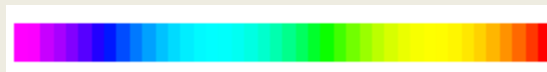
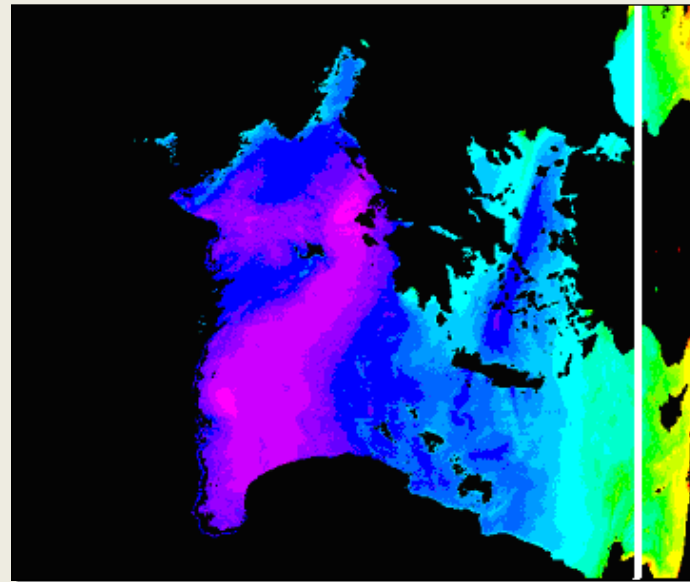
Οι πρώτες ρουτίνες του 6S είναι αυτές που υπολογίζουν τις γεωμετρικές συνθήκες του κάθε εικονοστοιχείου και συγκεκριμένα τη ζενίθεια γωνία ήλιου  $\theta_s$ , τη ζενίθεια γωνία δέκτη  $\theta_v$ , την σχετική αζιμουθιακή γωνία ήλιου  $\phi_s$  και την αζιμουθιακή γωνία δέκτη  $\phi_v$ , όπως αυτές φαίνονται στο σχήμα. Η διαδρομή της ακτινοβολίας από τον ήλιο προς το στόχο και στη συνέχεια από το στόχο προς το δέκτη είναι διαφορετικό για κάθε εικονοστοιχείο της εικόνας και εξαρτάται από τις διαφορετικές γωνίες που σχηματίζονται από το σύστημα Ήλιος - στόχο - δέκτη δορυφόρου.





# Τα Εύρη και το Βήμα των Γωνιών και του *AOD*

- Ζενίθεια Γωνία Δέκτη: Εύρος 0 - 60°, με βήμα 0.5°



Χαμηλή  
Ανάκλαση

Υψηλή  
Ανάκλαση

# Τα Εύρη και το Βήμα των Γωνιών και του *AOD*

- **Ζενίθεια Γωνία Ήλιου:** Εύρος  $0 - 60^\circ$ , με βήμα  $10^\circ$   
( $\Theta_s < 80^\circ$  για τη μέρα,  $\Theta_s > 95^\circ$  για το βράδυ και οι  
ενδιάμεσες τιμές  $80^\circ < \Theta_s < 95^\circ$  για το λυκόφως)
- **Σχετική Αζιμουθιακή γωνία:** Εύρος  $0 - 180^\circ$ , με  
βήμα  $90^\circ$
- **Οπτική Πυκνότητα Αεροζόλ (*AOD*):** Εύρος  $0.01 - 0.4$  με βήμα  $0.01$   
(Όσον αφορά την ακρίβεια του  $\delta S$  σε σχέση με το  
*AOD*, δεν υπάρχουν συγκεκριμένες αναφορές.  
Υψηλές τιμές  $\rightarrow$  μεγάλα σφάλματα)



# Η Προσαρμογή του 6S

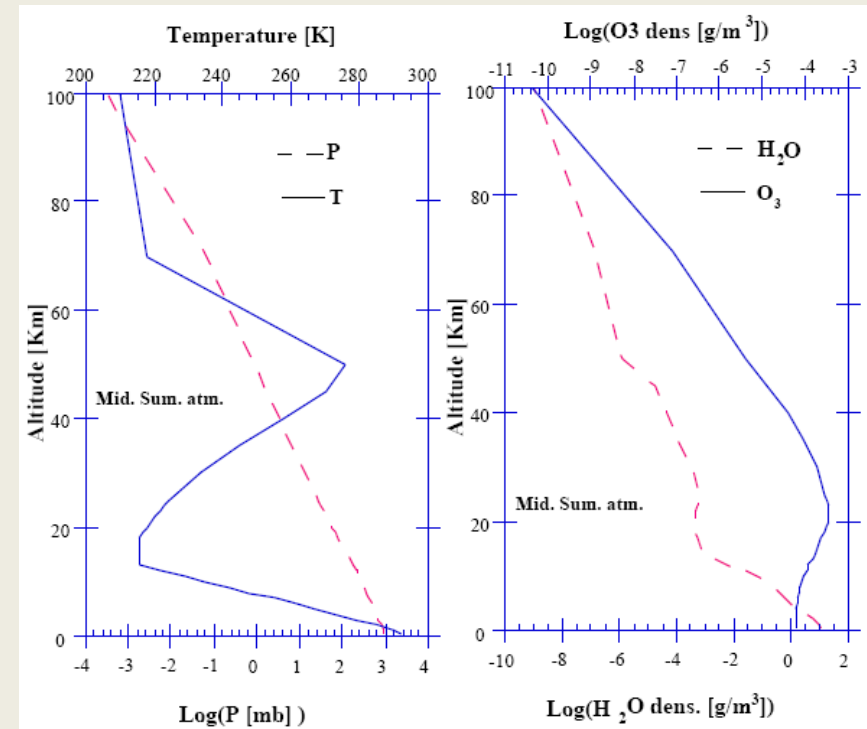
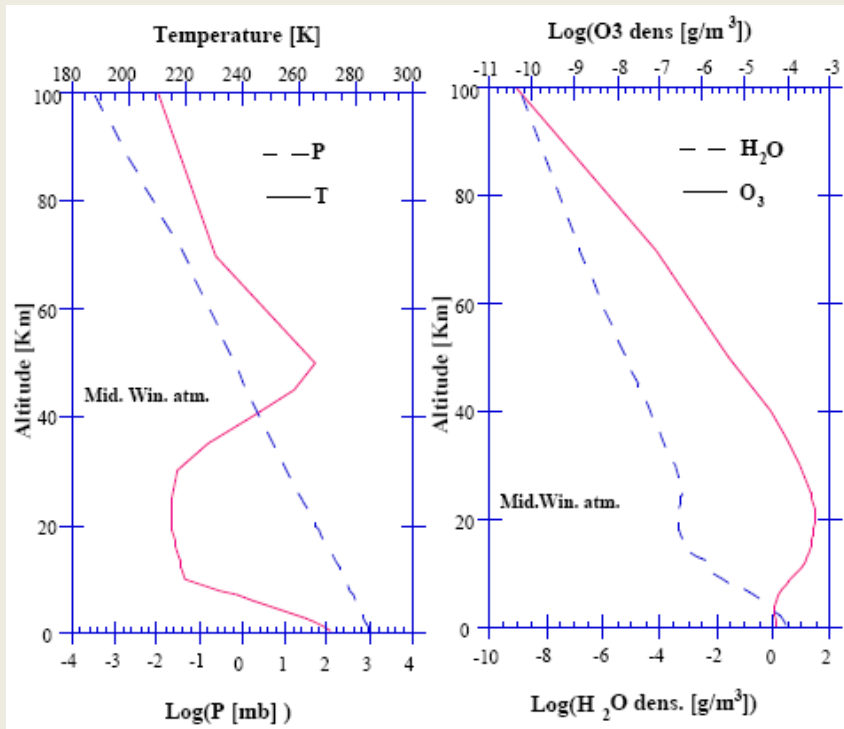
## ➤ Ατμοσφαιρικές Συνθήκες

Η ατμόσφαιρα παρουσιάζει διαφοροποιήσεις σε θερμοκρασία, πυκνότητα και πίεση σε όλο εύρος της, οι οποίες είναι εντονότερες κατά τον κατακόρυφο άξονα παρά στον οριζόντιο ⇒ στρωματοποιημένη μορφή

Το 6S δίνει τη δυνατότητα επιλογής 9 διαφορετικών μοντέλων. Λόγω της περιοχής μελέτης επιλέχθηκαν τα μοντέλα *MIDWIN* και *MIDSUM* που αντιστοιχούν στην χειμερινή και θερινή ατμόσφαιρα μέσου γεωγρ. πλάτους.

Σημειώνεται ότι οι δημιουργοί του 6S δίνουν περισσότερη έμφαση στο όζον και στους υδρατμούς παρά στα άλλα ατμοσφαιρικά αέρια, επειδή οι συγκεντρώσεις τους μεταβάλλονται χωρικά και χρονικά, ενώ οι συγκεντρώσεις των άλλων ατμοσφαιρικών αερίων θεωρούνται σταθερές.

# Οι Ατμοσφαιρικές Συνθήκες



**Μοντέλο χειμερινής ατμόσφαιρας  
μέσου γεωγραφικού πλάτους**

**Μοντέλο θερινής ατμόσφαιρας  
μέσου γεωγραφικού πλάτους**

# Η Προσαρμογή του 6S

## ➤ Μοντέλο Αεροζόλ

Το 6S περιέχει 6 μοντέλα: ηπειρωτικό, θαλάσσιο, αστικό, ερημικό, καιγόμενης βιομάζας και στρατοσφαιρικό. Πιο κάτω φαίνεται η κατ' όγκο αναλογία των συστατικών του ηπειρωτικού, θαλάσσιου και αστικού μοντέλου:

	D.L.	W.S.	O.C.	S.O.
Continental	0.70	0.29		0.01
Maritime		0.05	0.95	
Urban	0.17	0.61		0.22

**Στη παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε το θαλάσσιο και το ερημικό μοντέλο. Παρατηρήθηκε ότι το θαλάσσιο μοντέλο είναι καταλληλότερο για τη Μεσόγειο, ενώ το ερημικό μοντέλο έδωσε υψηλότερες τιμές AOD απ' αυτές που απαντώνται στην περιοχή.**

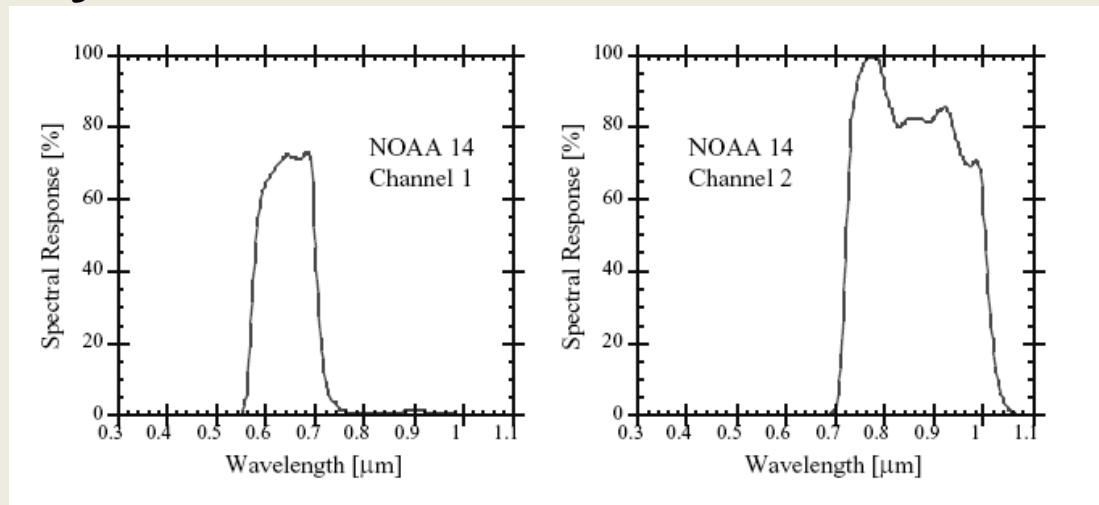
# Η Προσαρμογή του 6S

- Ενδιάμεση εισαγωγή δεδομένων σχετικά με το στόχο και το δέκτη

Στο σημείο αυτό του κώδικα, ζητά από το χρήστη να εισάγει το ύψος του στόχου και του δέκτη, ώστε να υπολογίσει την ποσότητα της ατμόσφαιρας που υπάρχει μεταξύ τους.

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το ύψος του στόχου είναι το επίπεδο της θάλασσας, ενώ το ύψος του δέκτη είναι το άπειρο (διάστημα)

Επίσης, ζητά από το χρήστη να εισάγει την φασματική απόκριση του δέκτη, δηλ. την ευαισθησία που έχει στην ΗΜΑ για συγκεκριμένο μήκος κύματος.



# Η Προσαρμογή του 6S

## ➤ Ανακλαστικότητα Στόχου

Η τελευταία παράμετρος, η οποία είναι πολύ σημαντική, που εισάγεται στο κώδικα του 6S είναι η ανακλαστικότητα στόχου. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, τον στόχο αποτελούσε η θάλασσα, η οποία μπορεί ασφαλώς να θεωρηθεί ομοιογενής και ισοτροπική.

1ο κανάλι: 0,2%    2ο κανάλι: 0,05%

# Η Προσαρμογή του 6S

## ➤ Μαθηματικοί Υπολογισμοί

Μετά την εισαγωγή των δεδομένων, ακολουθούν οι μαθηματικοί υπολογισμοί. Κατά τη διαδικασία αυτή το 6S χωρίζει την ατμόσφαιρα σε στρώματα και υπολογίζει τη σκέδαση για το καθ' ένα απ' αυτά με τη μέθοδο της Διαδοχικής Σειράς της Σκέδασης (*Successive Order of Scattering*). Επίσης, διαχωρίζει την απορρόφηση από τη σκέδαση, θεωρώντας ότι οι διαδικασίες αυτές γίνονται σε διαφορετικά στρώματα, και συγκεκριμένα ότι το φαινόμενο της σκέδασης γίνεται σε χαμηλότερο ύψος από το φαινόμενο της απορρόφησης. Τέλος, υπολογίζει τις τιμές *radiancance* για το κάθε κανάλι.

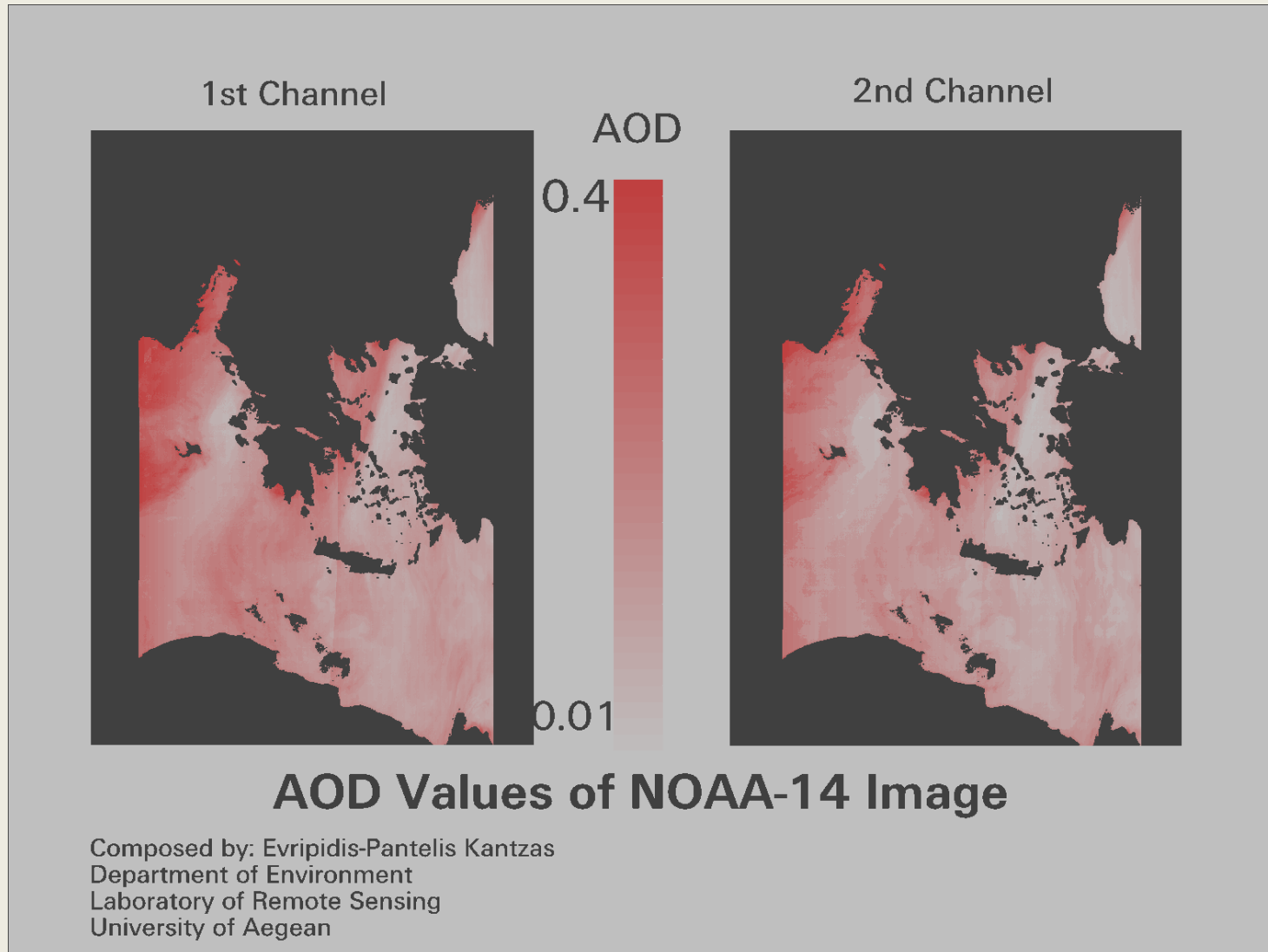
Ανάλογα με την ακρίβεια που απαιτείται, το 6S δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να χωρίσει την ατμόσφαιρα σε 13 ή 26 στρώματα. Στην παρούσα εργασία, θεωρήθηκε ότι ο χωρισμός της ατμόσφαιρας σε 13 στρώματα παρείχε ικανοποιητική ακρίβεια.

# Μεθοδολογία για Εξαγωγή AOD

Για την εξαγωγή τιμών AOD ακολουθείται διαδικασία τριών βημάτων:

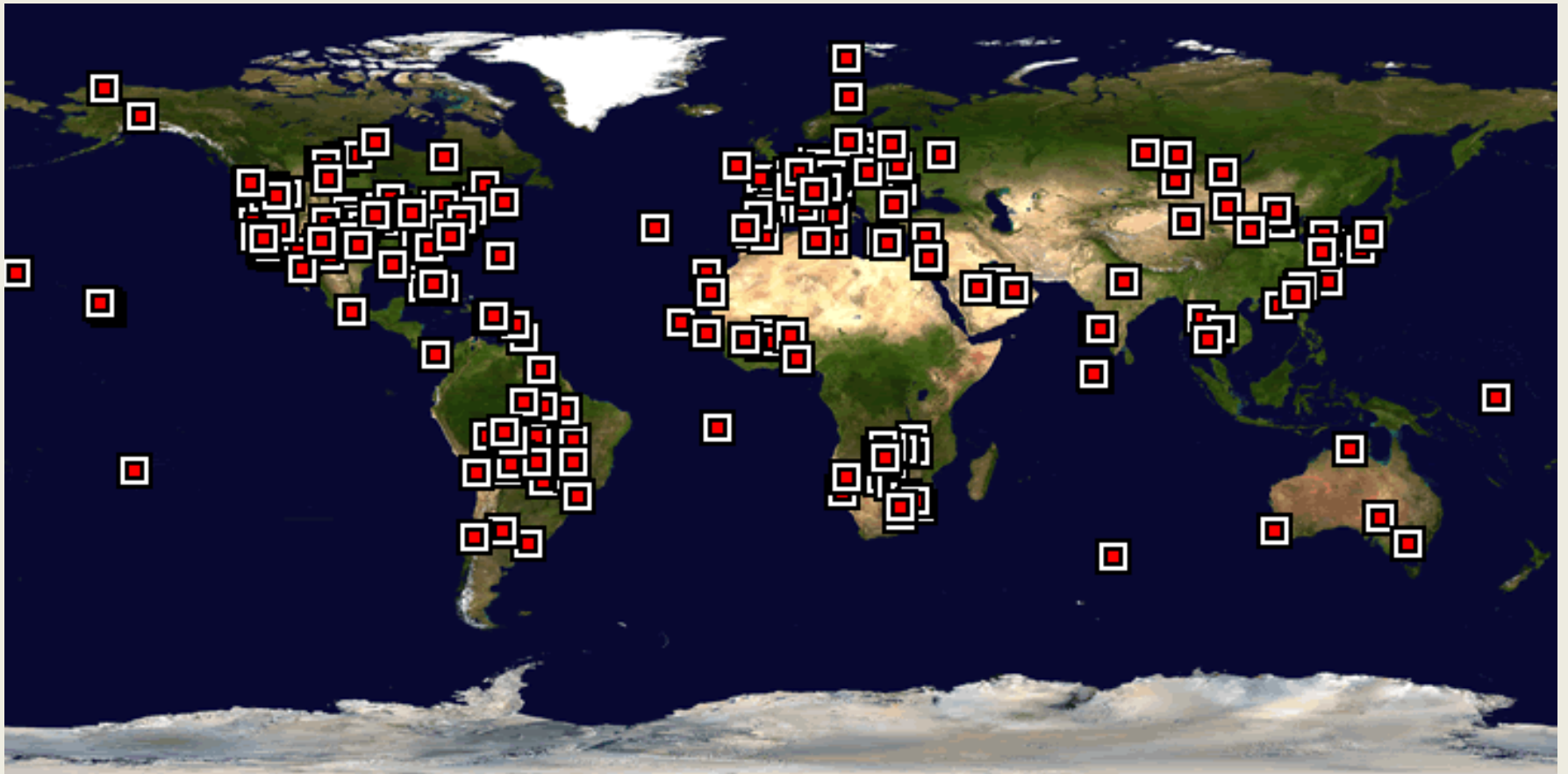
- Ο χρήστης επιλέγει ένα εύρος και το βήμα των τριών γεωμετρικών γωνιών που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο προσομοίωσης 6S και τα εισάγει στο μοντέλο. Στη συνέχεια, το μοντέλο προσομοίωσης παράγει ένα αρχείο το οποίο περιέχει τις τιμές *radiance* εναλλάξ για το 1ο και το 2ο κανάλι. Δημιουργείται ένα αρχείο το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί στη συνέχεια για όλες τις εικόνες με τη μέθοδο της σύγκρισης πινάκων
- Στο δεύτερο βήμα παράγεται ένα αρχείο με τις γεωμετρικές γωνίες, καθώς και το *radiance* για τα δύο ορατά κανάλια για κάθε εικονοστοιχείο της εικόνας
- Στο τελευταίο βήμα γίνεται η σύγκριση πινάκων. Κατά την σύγκριση διαπιστώνεται σε ποια θεωρητική τιμή *radiance* βρίσκεται πιο κοντά η πραγματική τιμή, και στη συνέχεια εξάγεται το AOD

# Τελικός Χάρτης

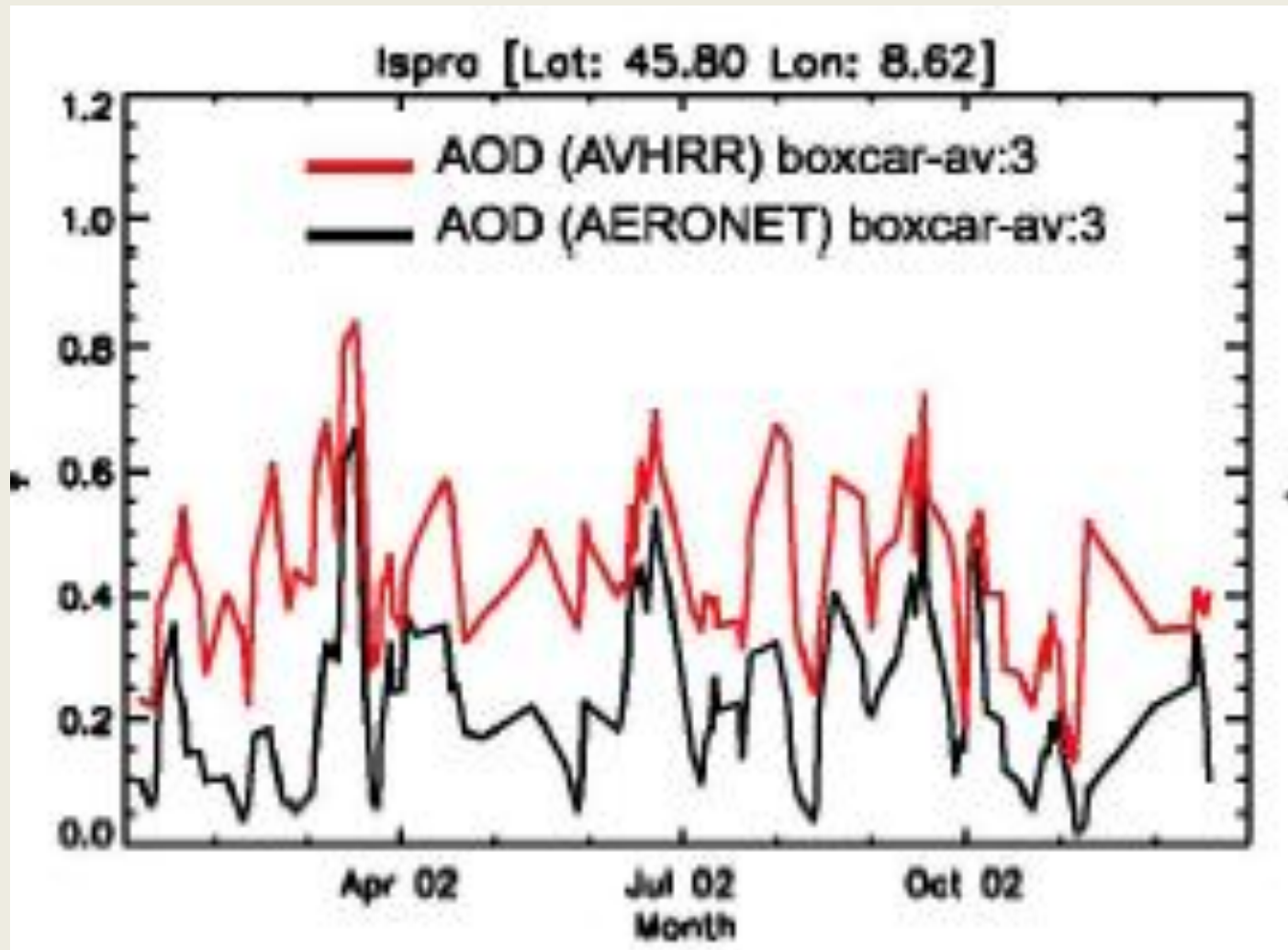




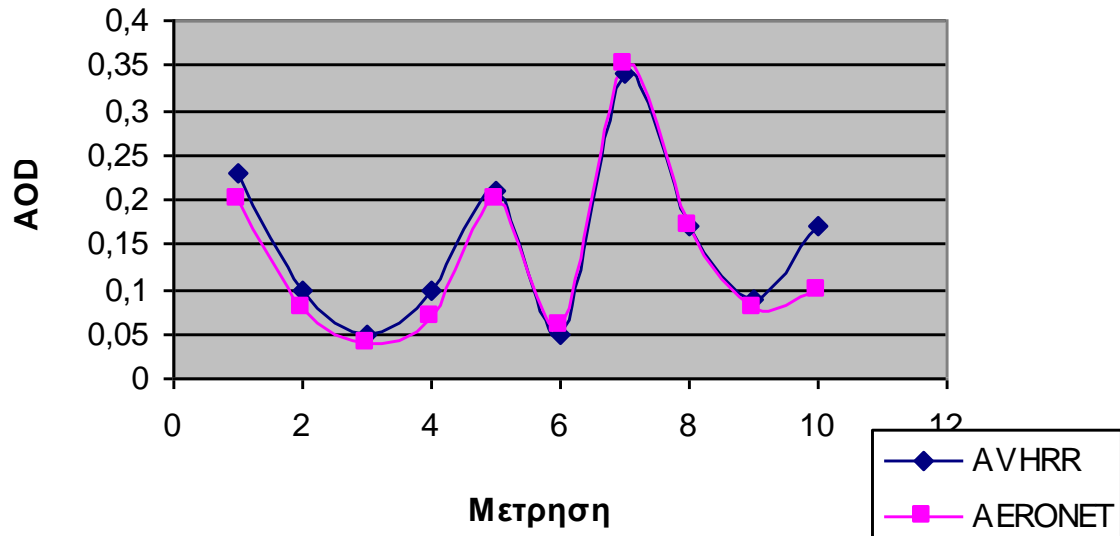
# Σταθμοί Aeronet ανά την υφήλιο (μόνιμοι, εποχιακοί και προσωρινοί)



# Σύγκριση τιμών AOD από AVHRR (NOAA-16) και AERONET (Hauser, 2004)

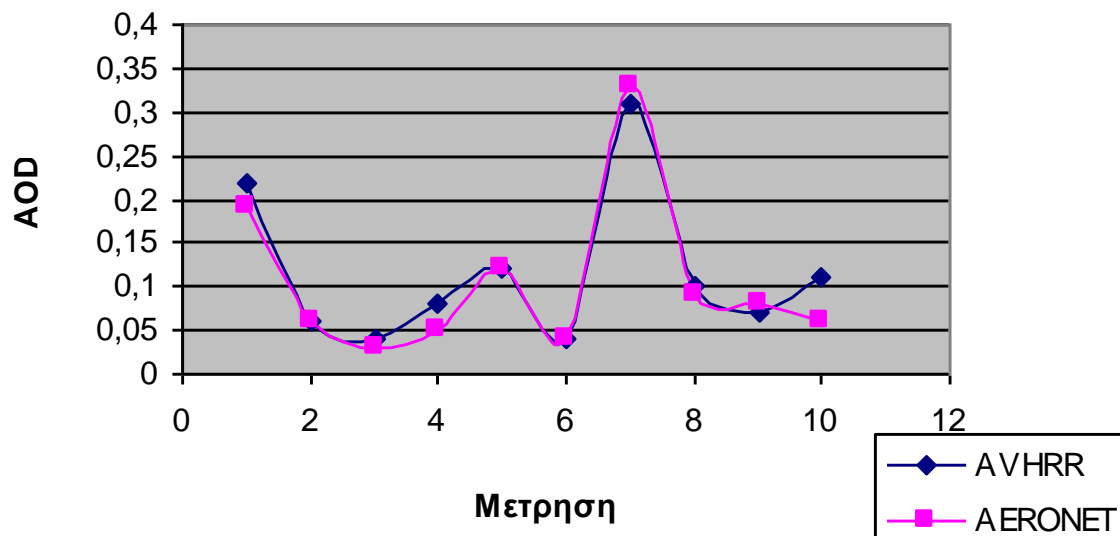


1ο Κανάλι AVHRR/3

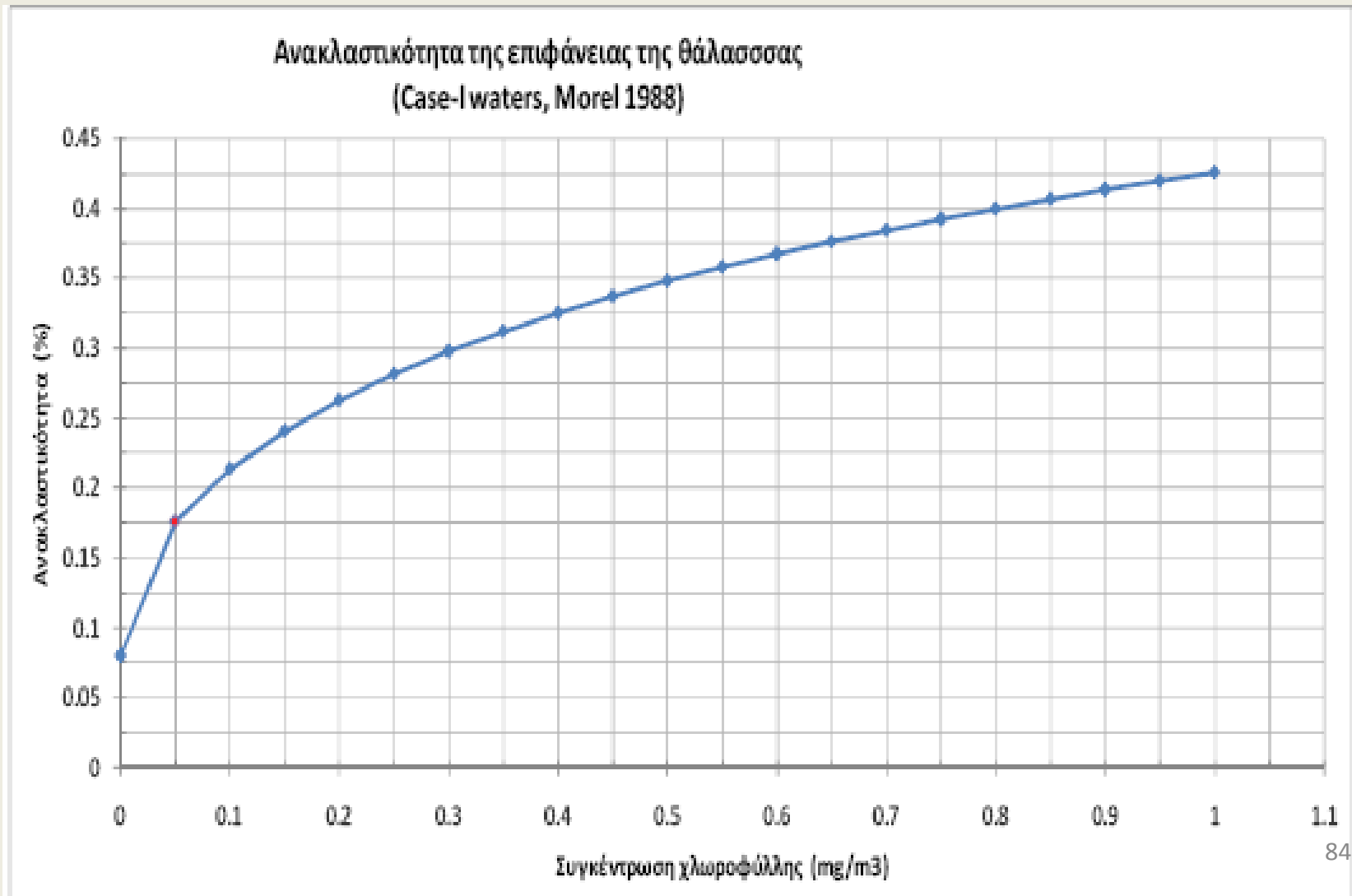


# Σύγκριση αποτελεσμάτων AOD από εικόνες AVHRR και AERONET

2ο Κανάλι AVHRR/3



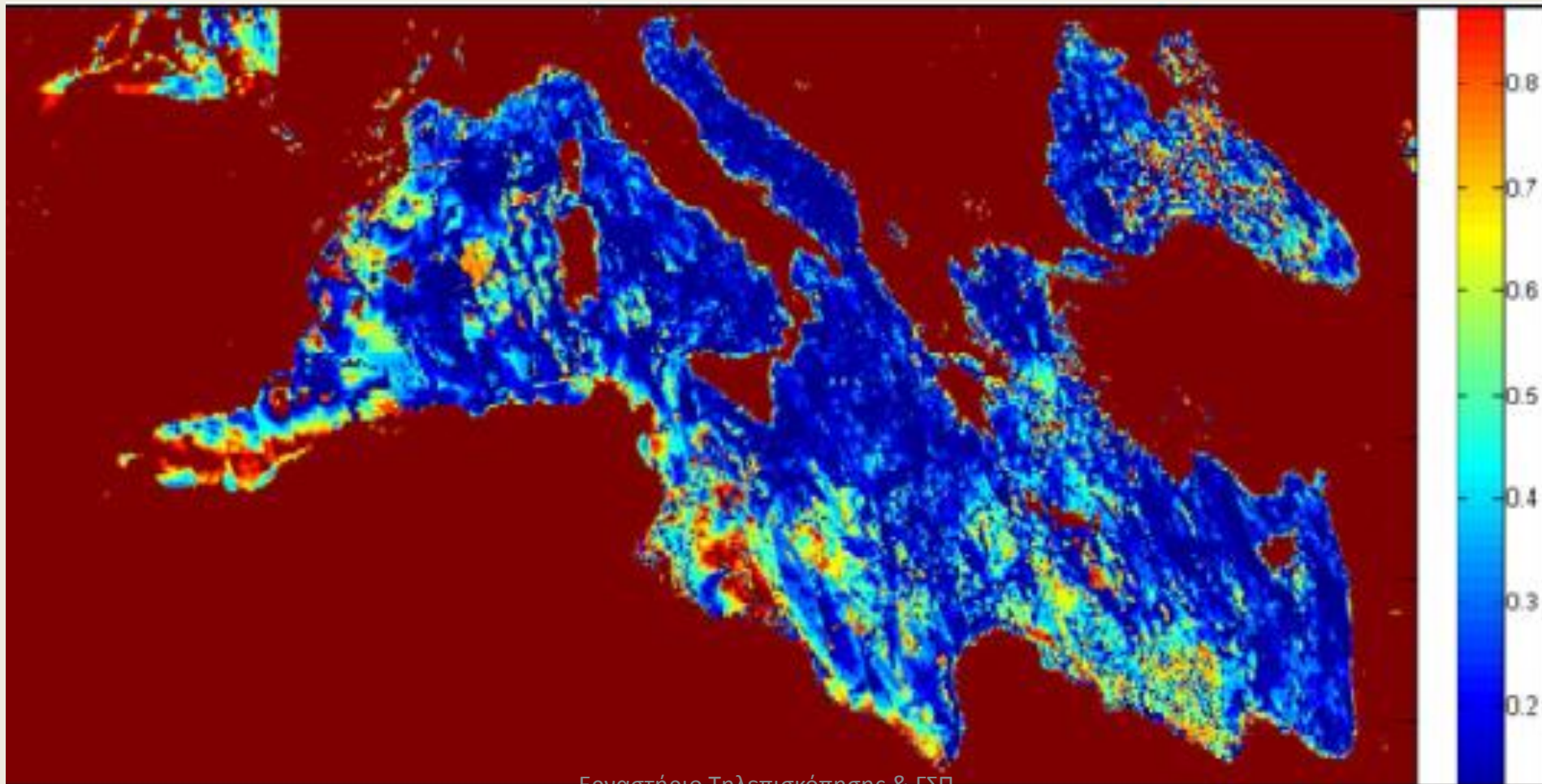
# Ανακλαστικότητα ως συνάρτηση της συγκέντρωσης χλωροφύλλης για το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR (Μοντέλο Morel (1988), Case-I Waters).



# Κριτήρια και τιμές κατωφλίου που χρησιμοποιήθηκαν για την ανίχνευση των νεφών και της ξηράς στις εικόνες του δέκτη AVHRR.

Παράμετρος	Κριτήριο	Χαρακτηρισμός Εικονοστοιχείου
$T_4$ (°K)	$<273.0$	Νέφος
$T_4 - T_5$ (°K)	$>2.5$	Νέφος
$TA_2$	$>0.5\%$	Νέφος
$A_2 / A_1$	$>0.6$	Ξηρά

Εικόνα ελάχιστης επί τοις εκατό ανακλαστικότητας που προέκυψε από τις βαθμονομημένες εικόνες AVHRR για την περίοδο Φεβρουάριος-Απρίλιος 1997. Η περιοχή της κεντρικής Μεσογείου παρουσιάζει τις χαμηλότερες τιμές.

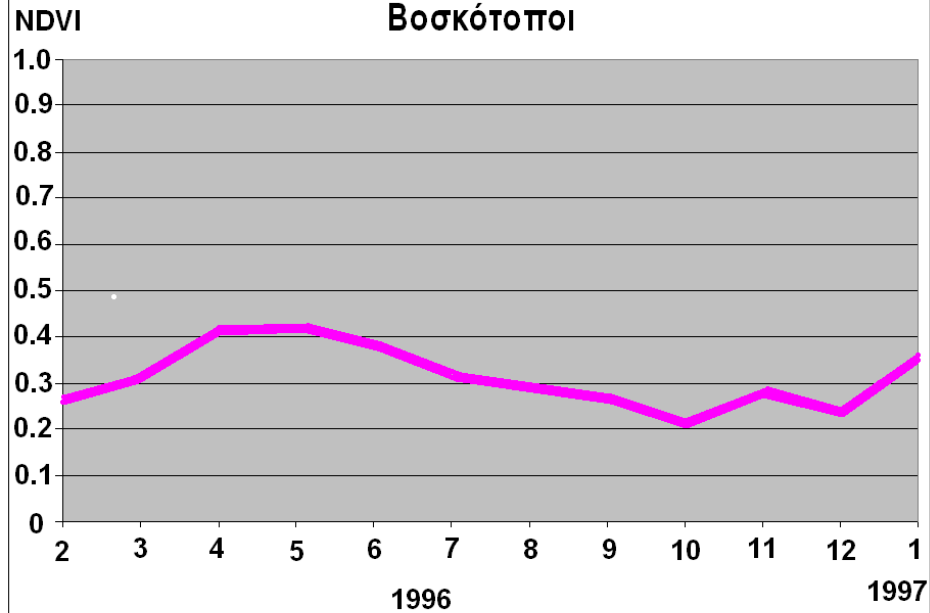




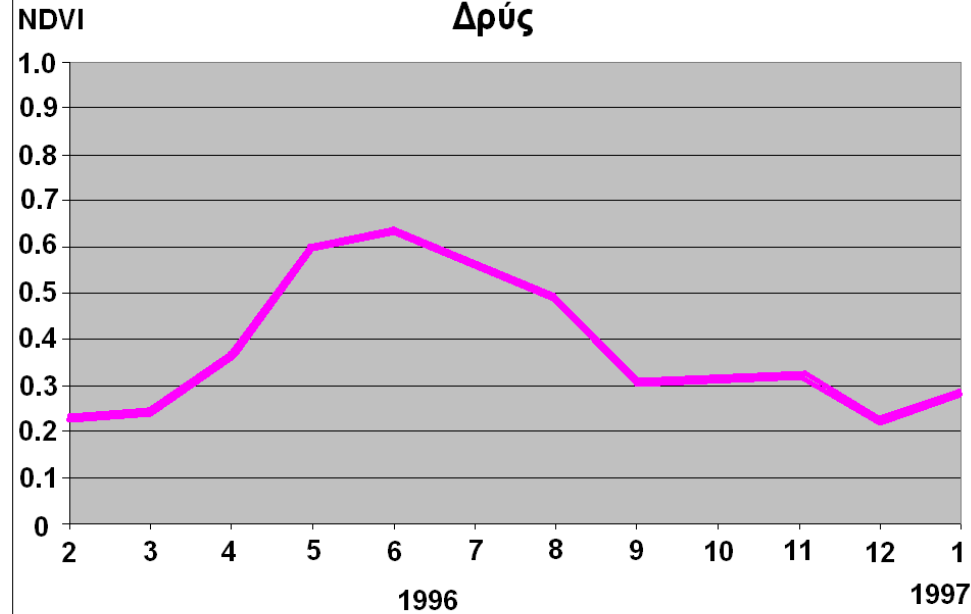


## Εποχιακά φασματικά χαρακτηριστικά Μεσογειακών χωρών 2/96 - 1/97

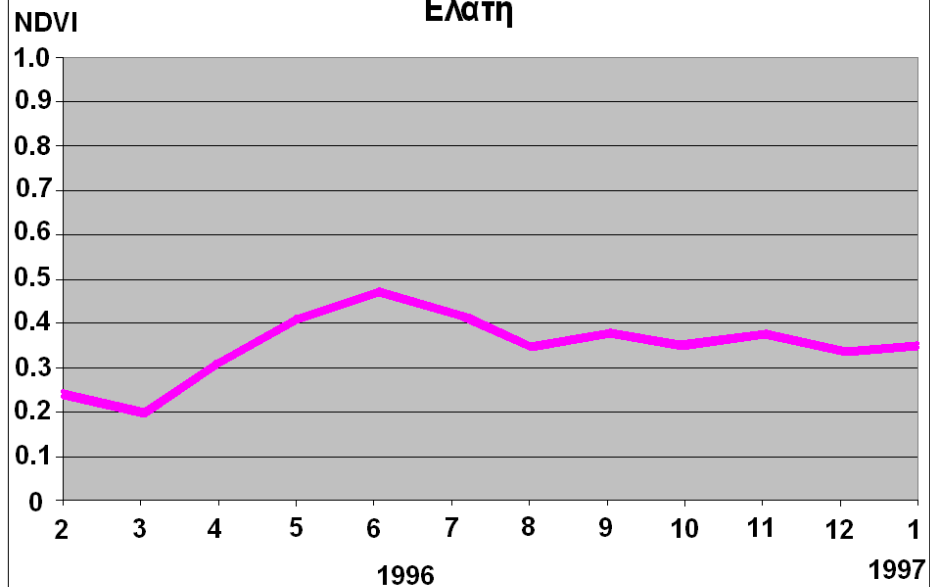
Μεσογειακή βλάστηση  
Βοσκότοποι



Μεσογειακή βλάστηση  
Δρύς



Μεσογειακή βλάστηση  
Ελάτη

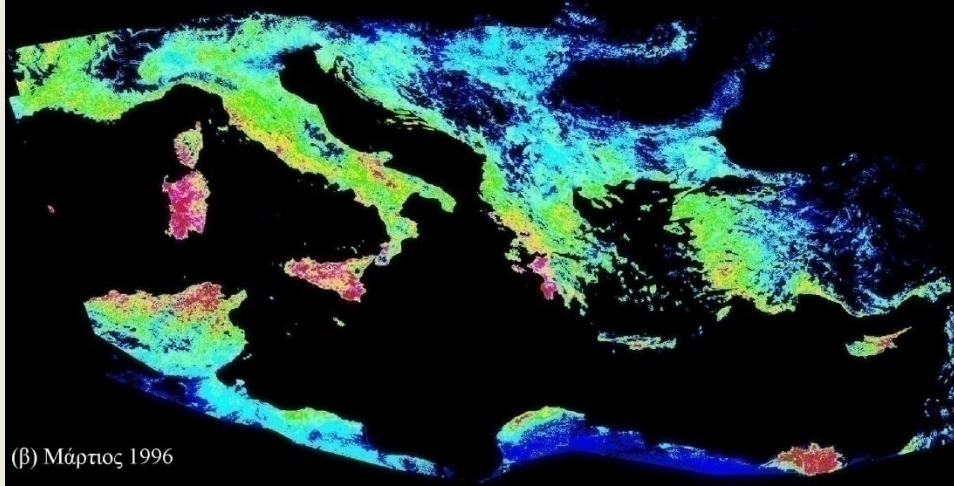


ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ ΤΜΗΜΑ  
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ  
ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ

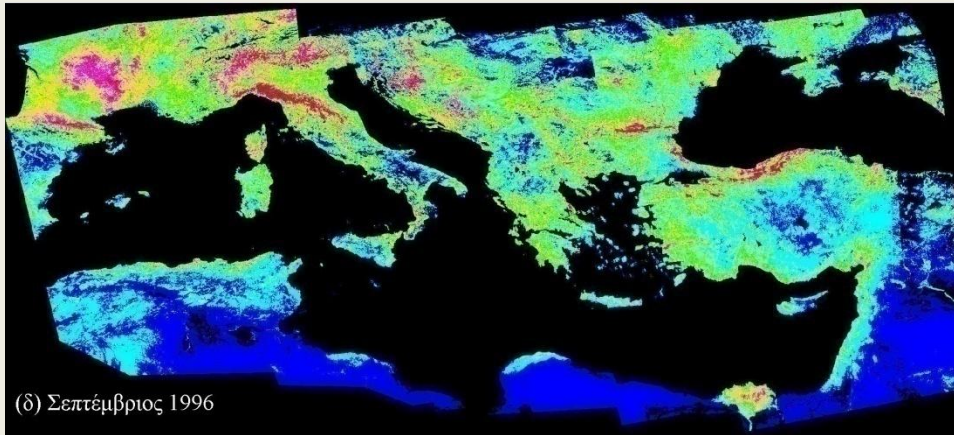
Προετοιμασία: Δημήτρης Παρώνης

Επίβλεψη: Καθηγητής Ι. Ν. Χατζόπουλος

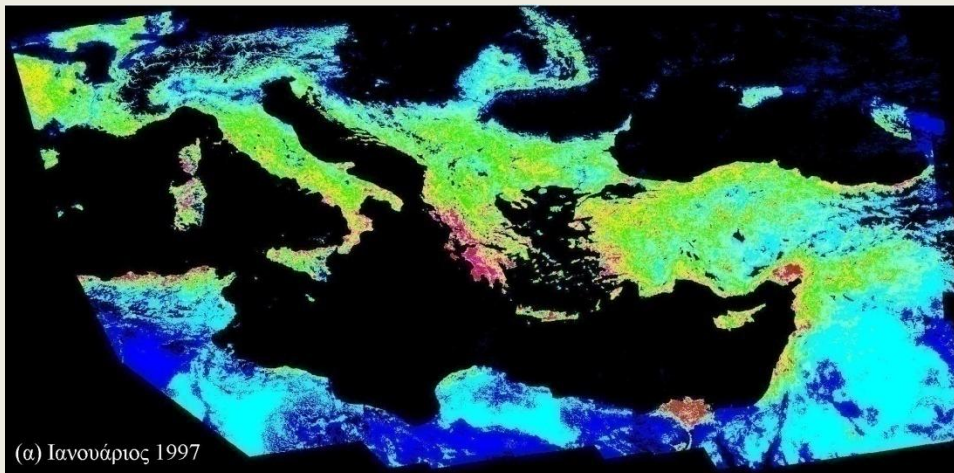




(β) Μάρτιος 1996

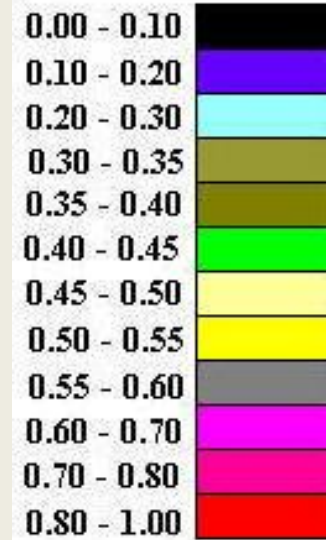


(δ) Σεπτέμβριος 1996



(α) Ιανουάριος 1997

**ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ**



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ  
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ**

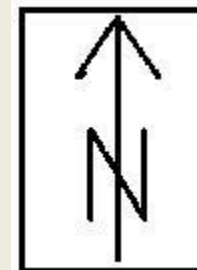
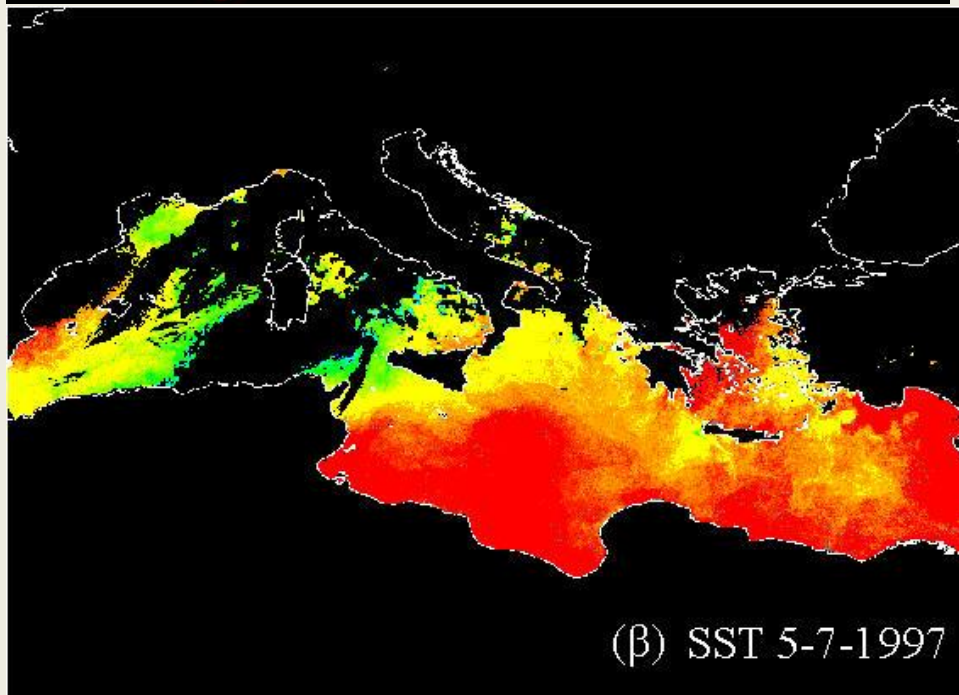
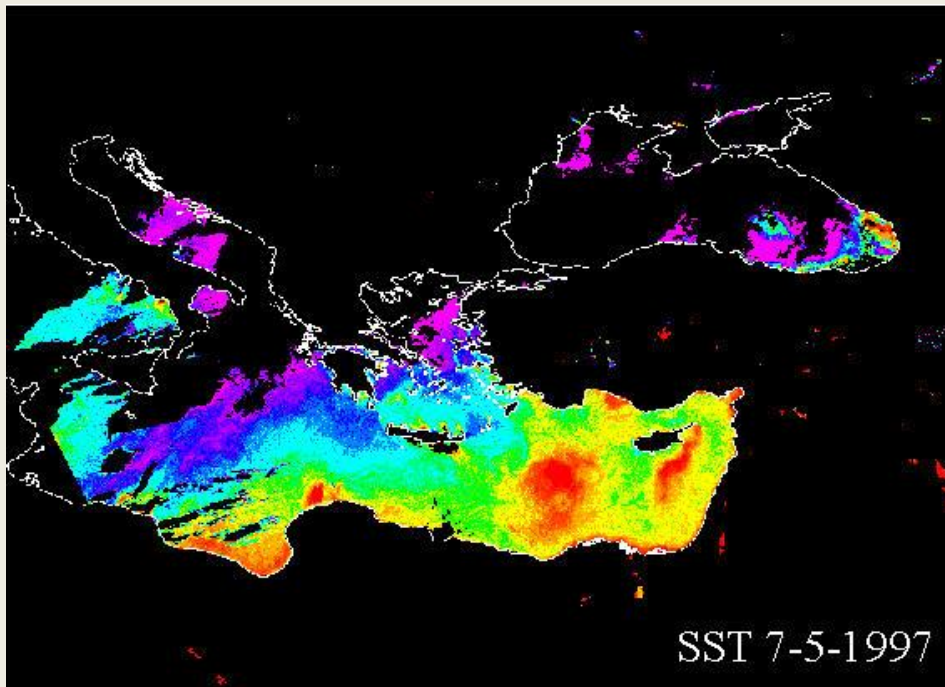
**ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ**

**Προετοιμασία: Κωστής Σουλτάτης**

**Επίβλεψη:**

**καθηγητής Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος**

# ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΘΑΛΑΣΣΑΣ



**ΚΛΙΜΑΚΑ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ**



**Προετοιμασία:**

**Περικλής Τουκίλογλου**

**Επίβλεψη:**

**Καθηγητής: Ι. Ν. Χατζόπουλος**

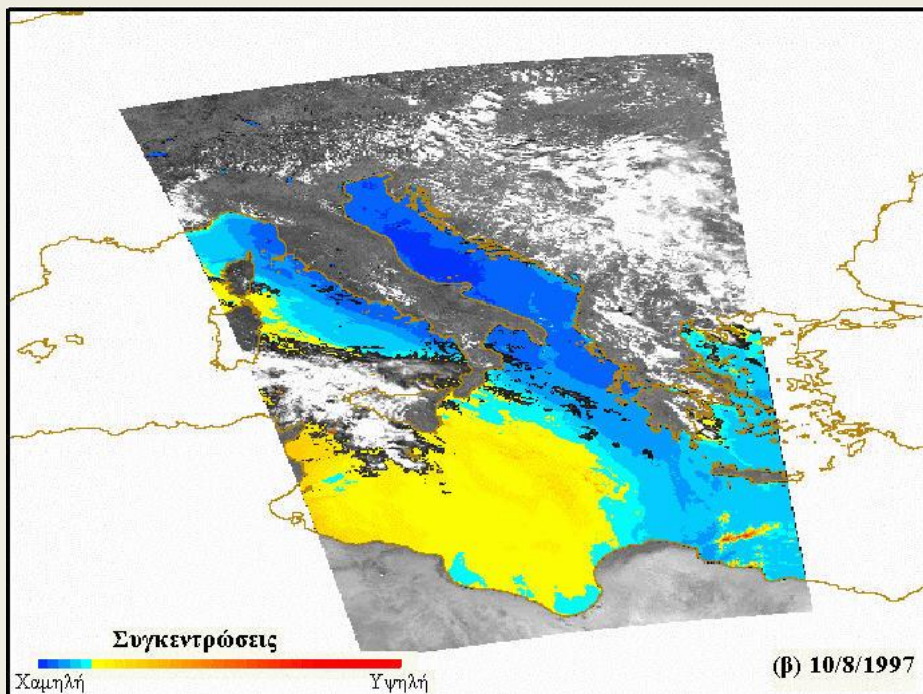
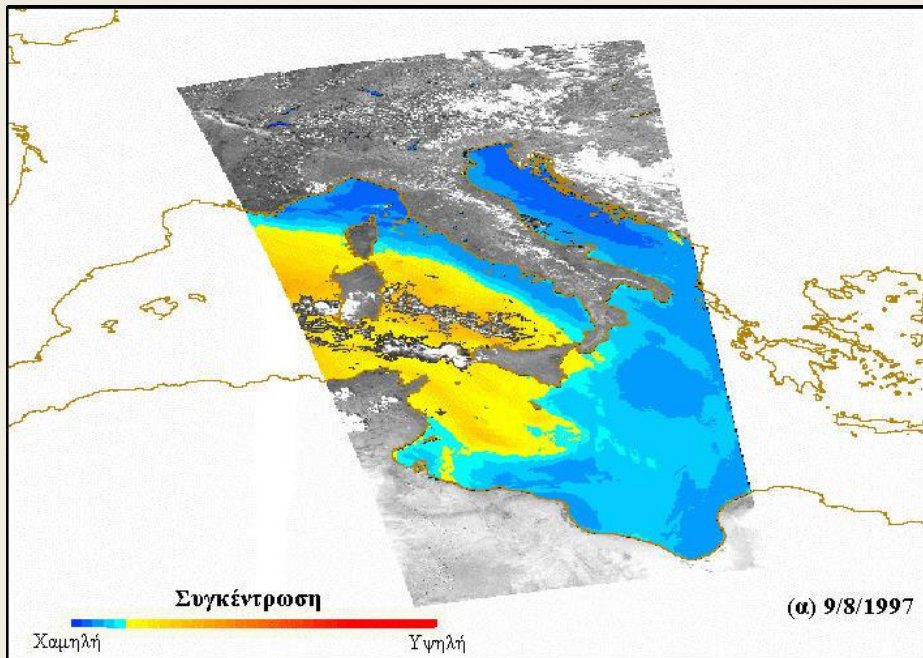
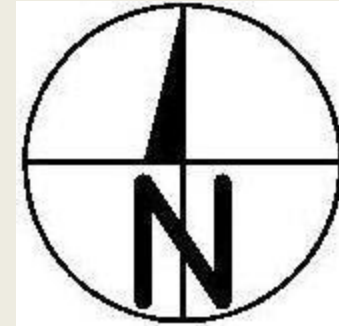
**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ**

**ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΕΚΟΙΗΣΗΣ**



# Μετακίνηση σκόνης από την έρημο Σαχάρα στην Ευρώπη



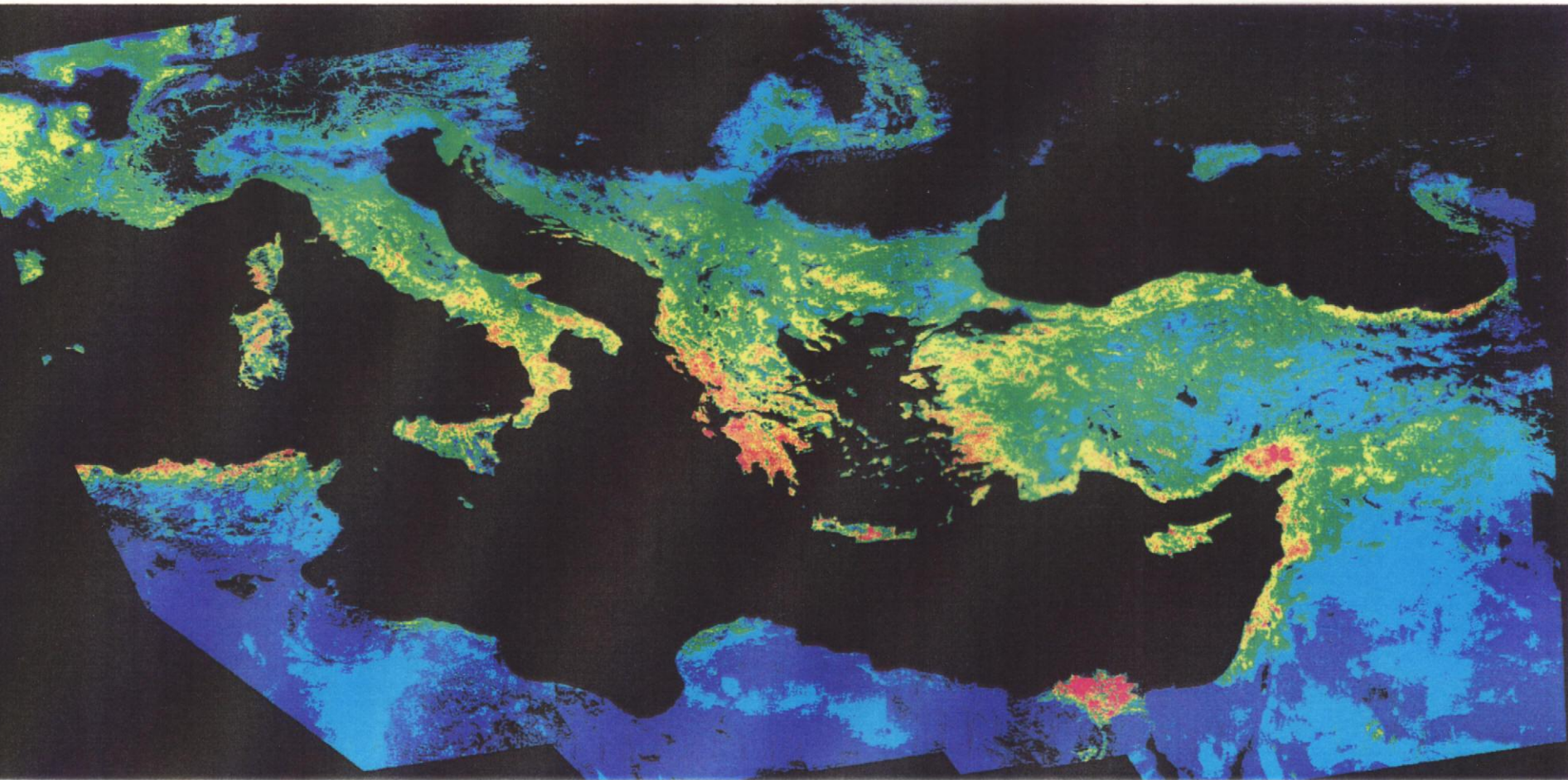
Προετοιμασία: Μάλλη Χωριατέλλη

Επίβλεψη: Καθηγητής Ι. Ν. Χατζόπουλος

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ  
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ**

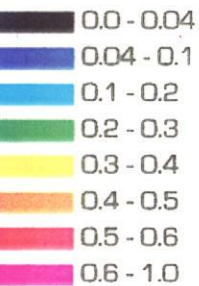


# NDVI JANUARY 1997



NDVI

Values



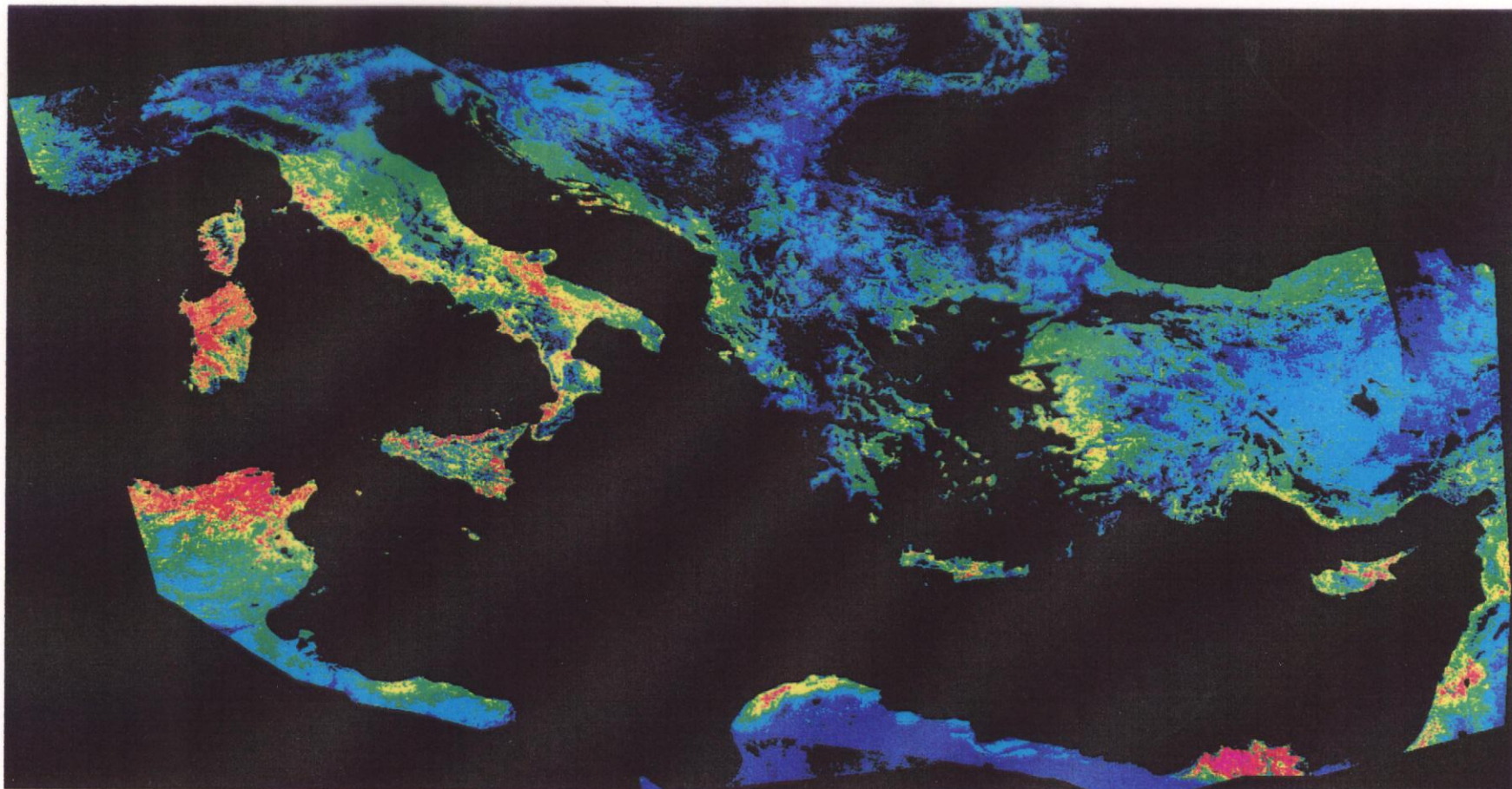
Scale



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Soultatis



# NDVI FEBRUARY 1996



Scale



NDVI

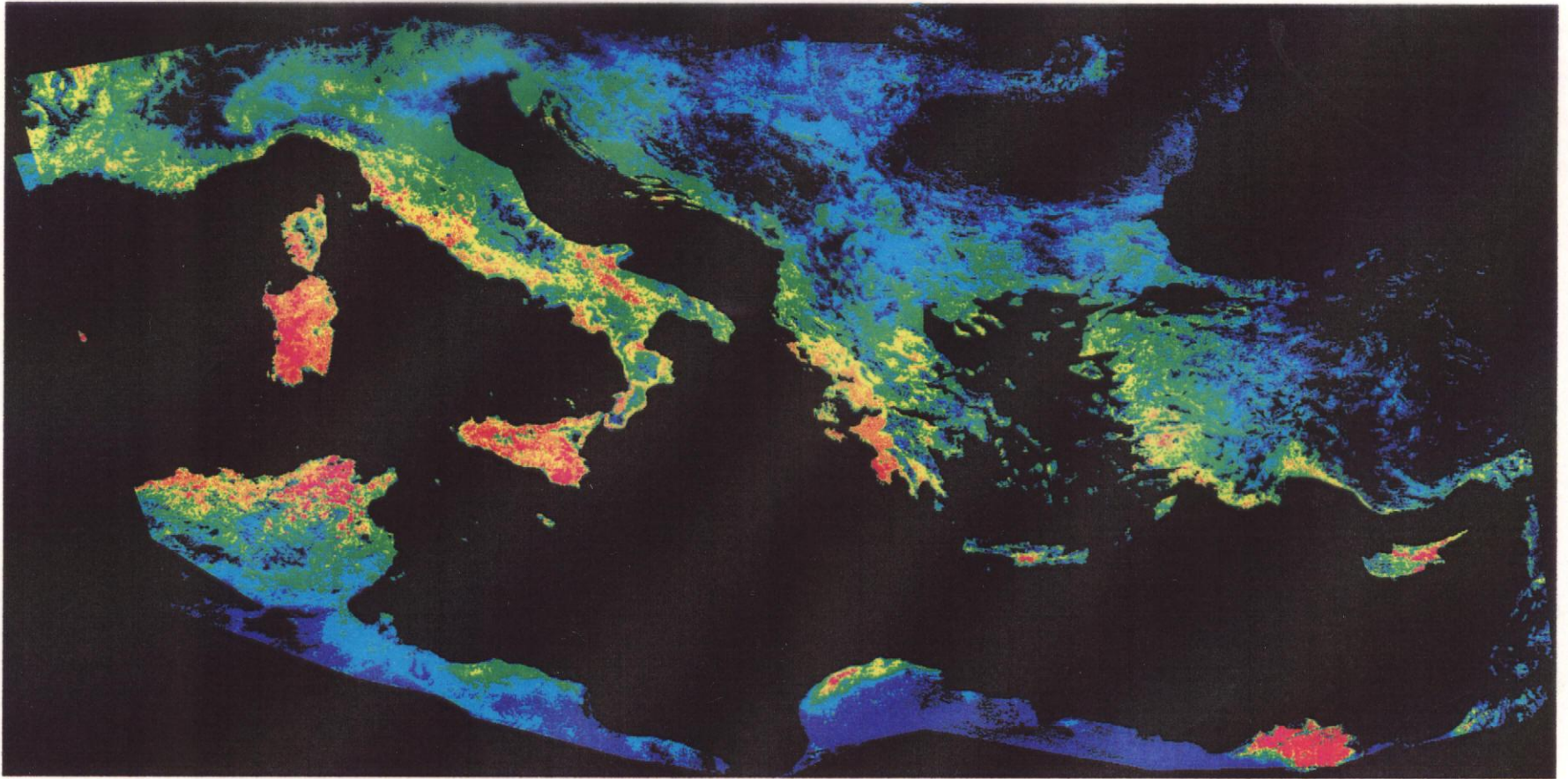
Values



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Sultatis



# NDVI MARCH 1996

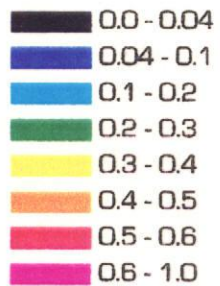


Scale



NDVI

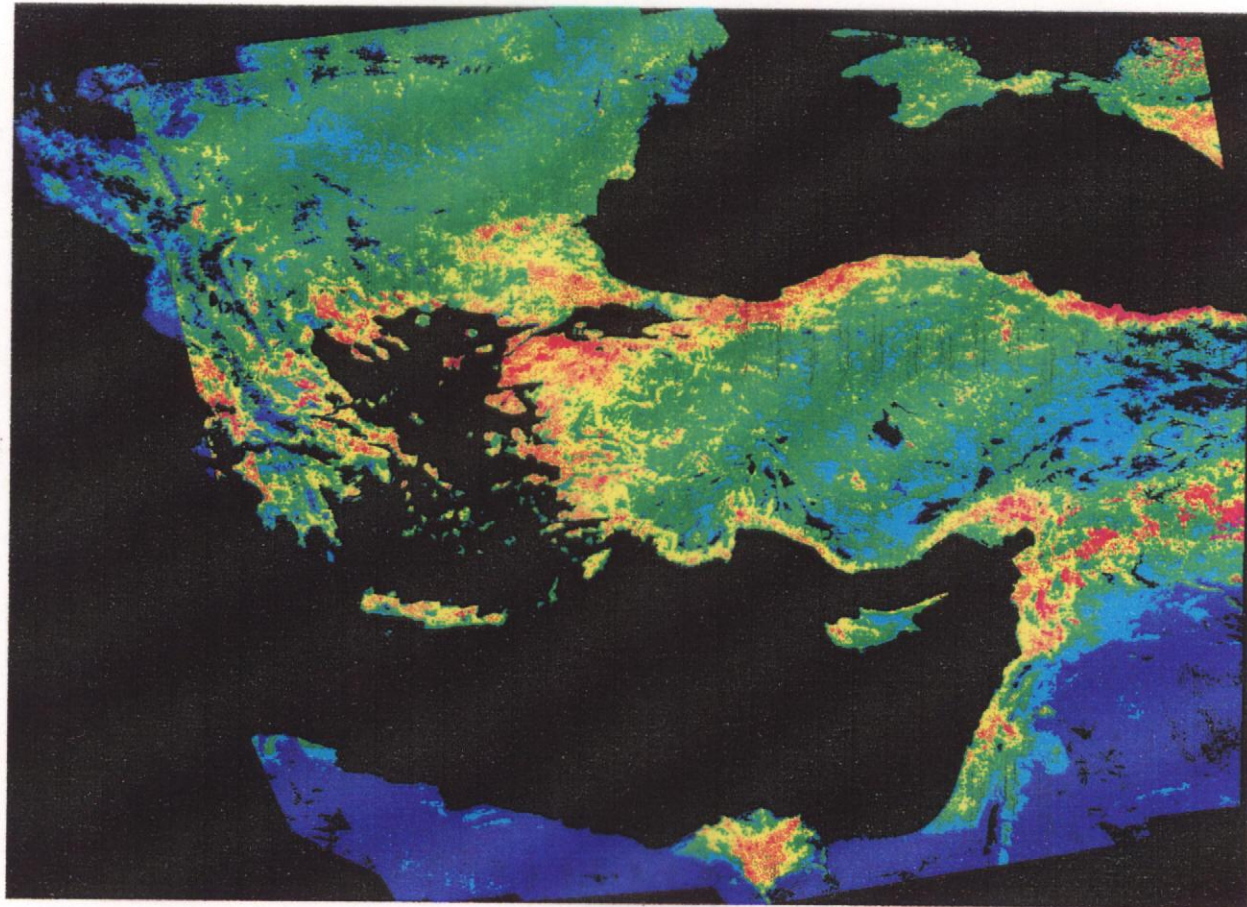
Values



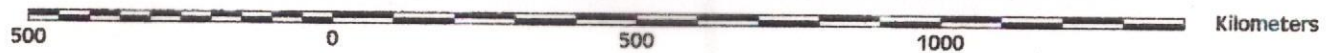
UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Soultatis



# NDVI APRIL 1996

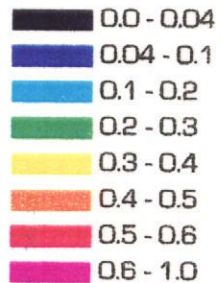


Scale



NDVI

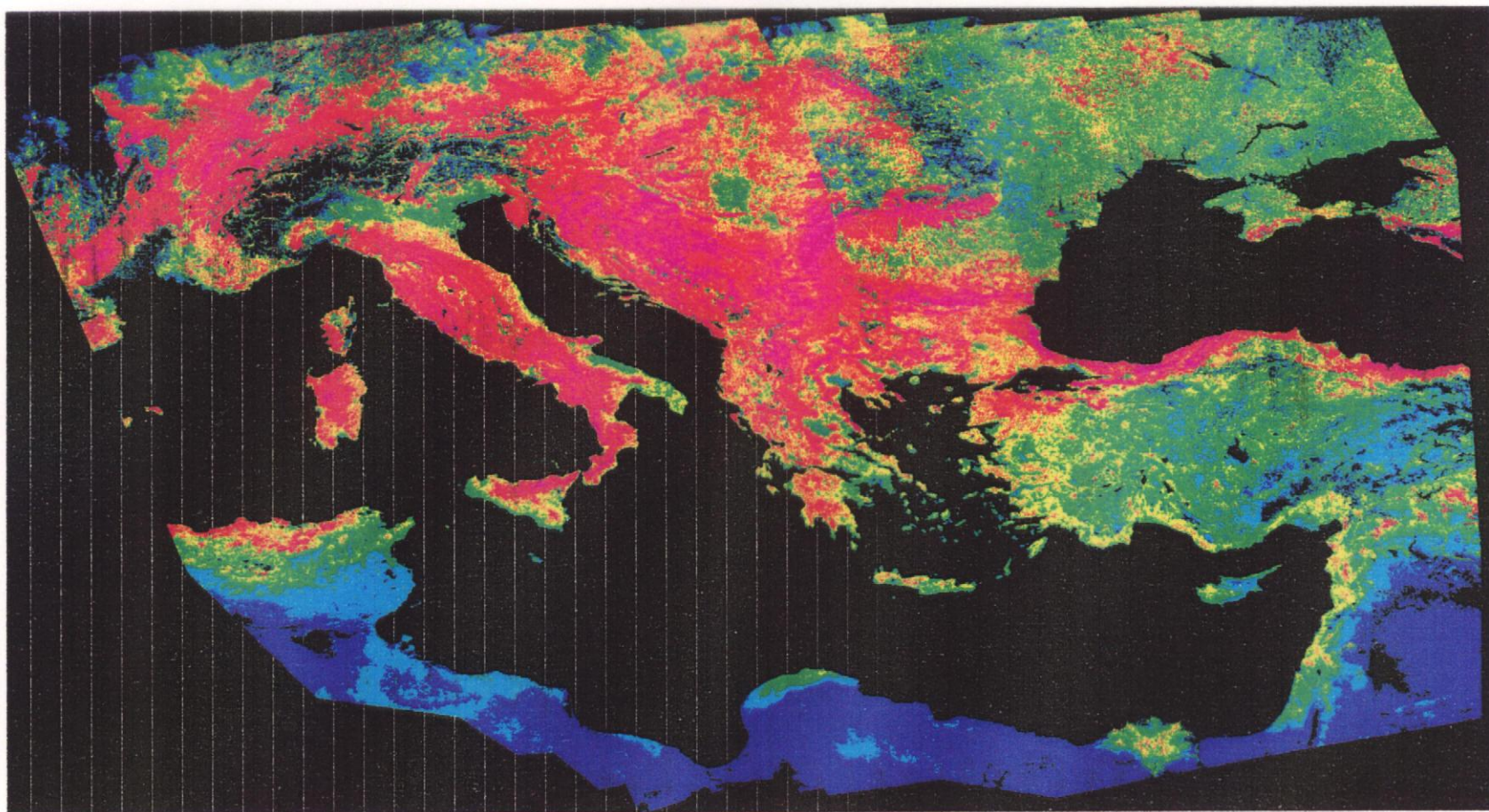
Values



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Sultatis



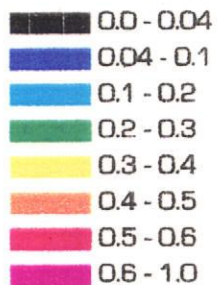
# NDVI MAY 1996



Scale



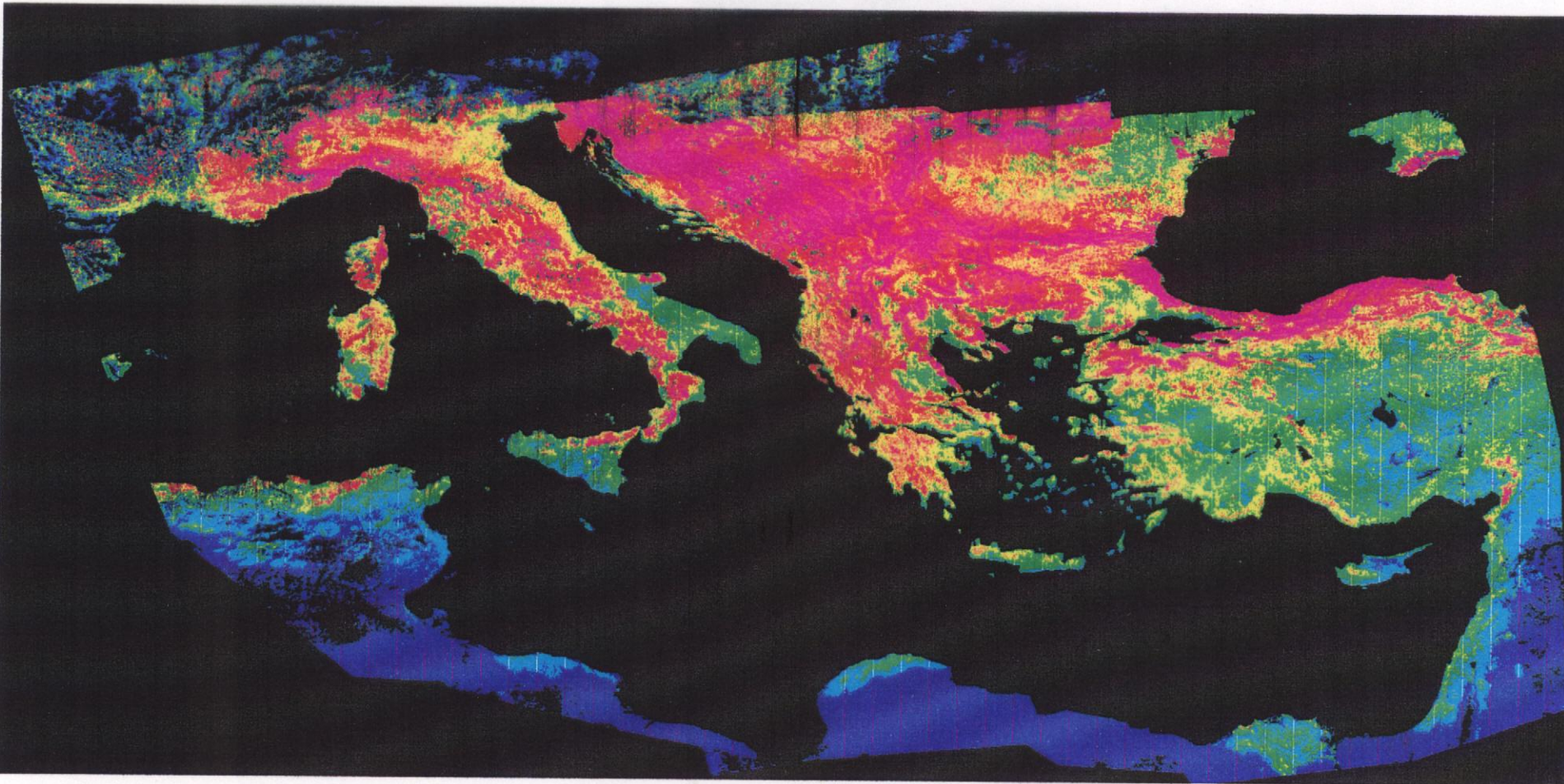
NDVI  
Values



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Soultatis

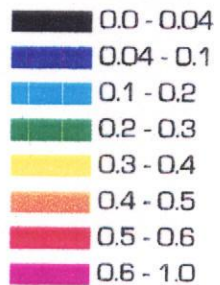


# NDVI JUNE 1996

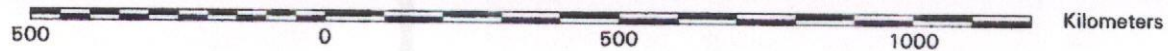


NDVI

Values



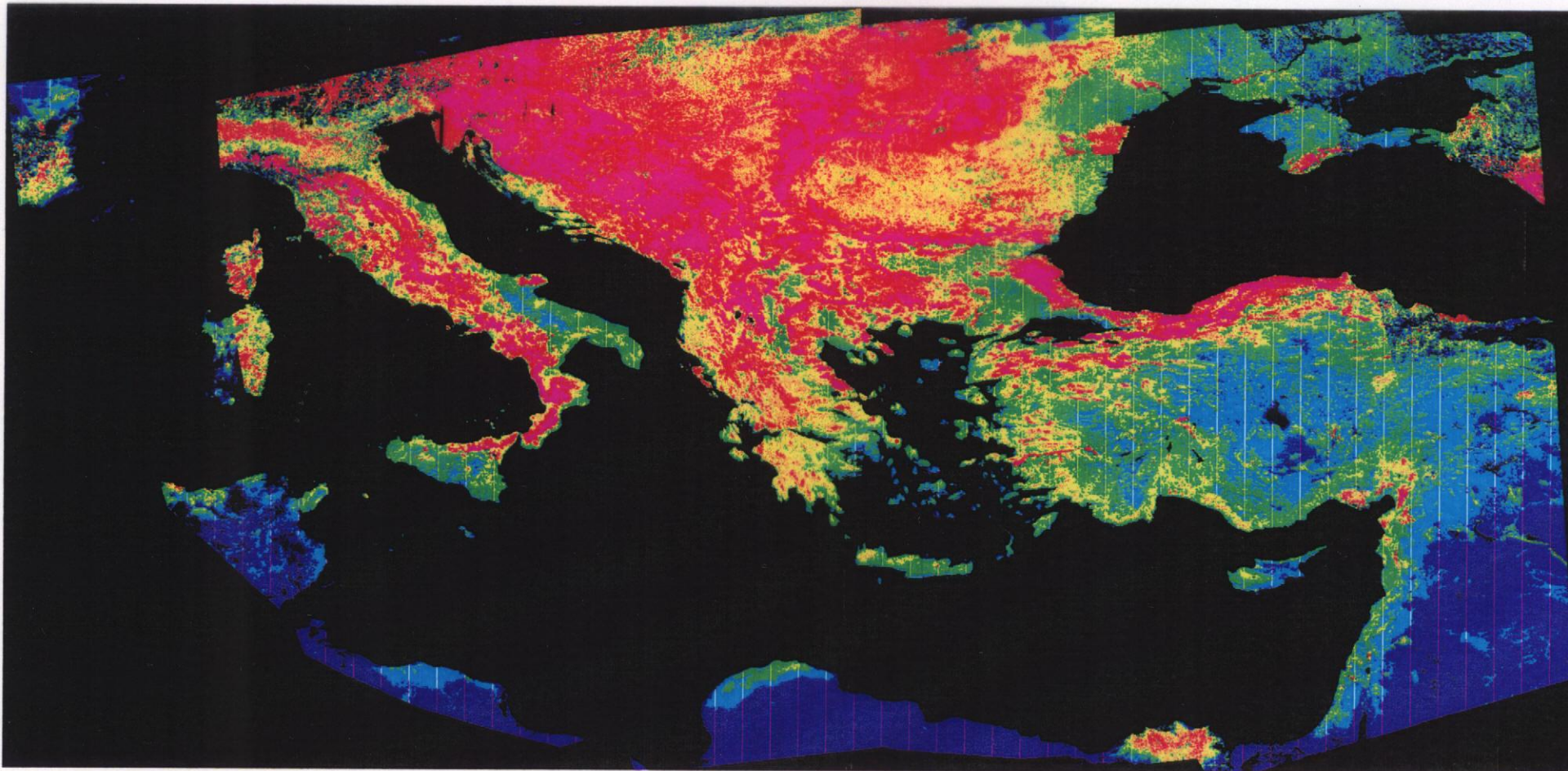
Scale



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Soultatis

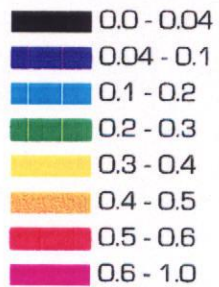


# NDVI JULY 1996

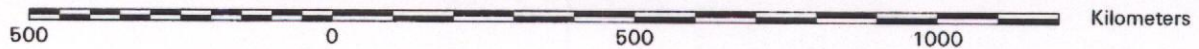


NDVI

Values



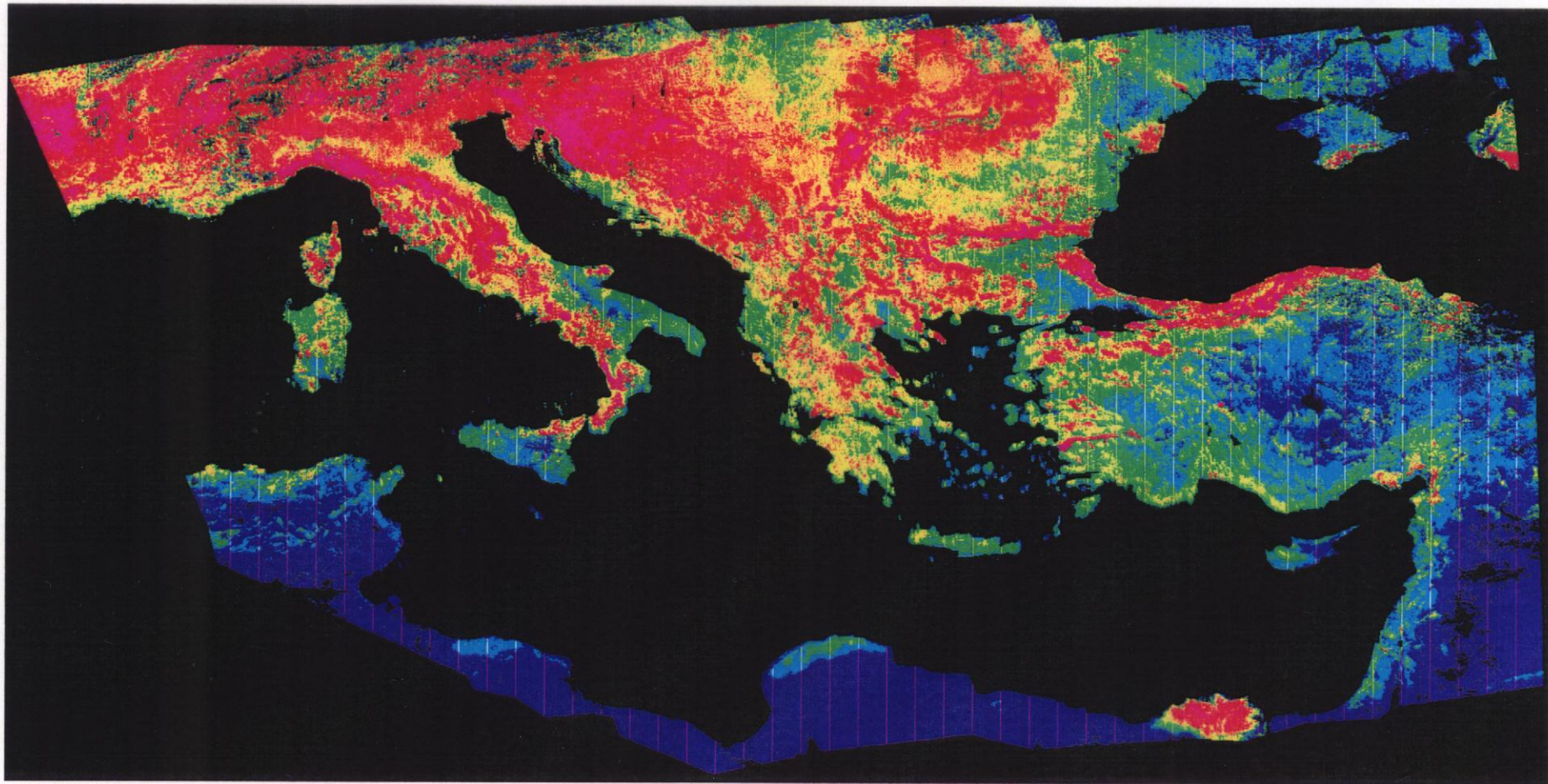
Scale



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY:Kostis Soultatis



# NDVI AUGUST 1996

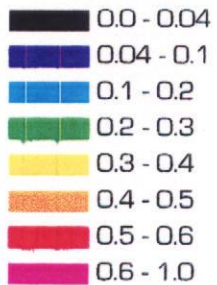


Scale



NDVI

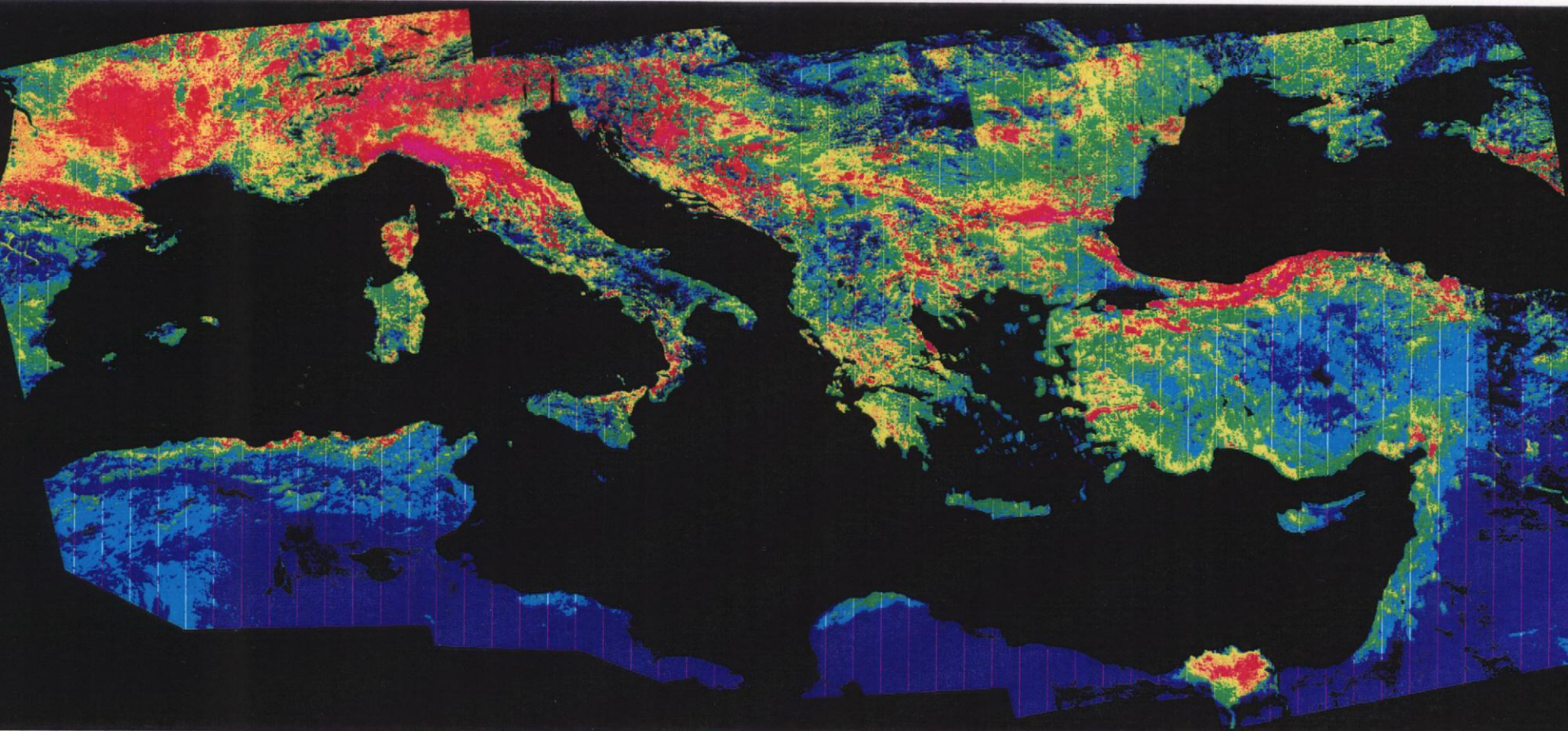
Values



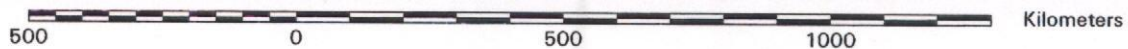
UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Soultatis



# NDVI SEPTEMBER 1996

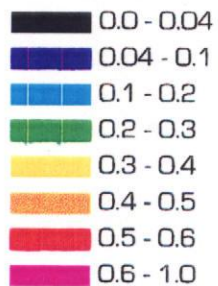


Scale



NDVI

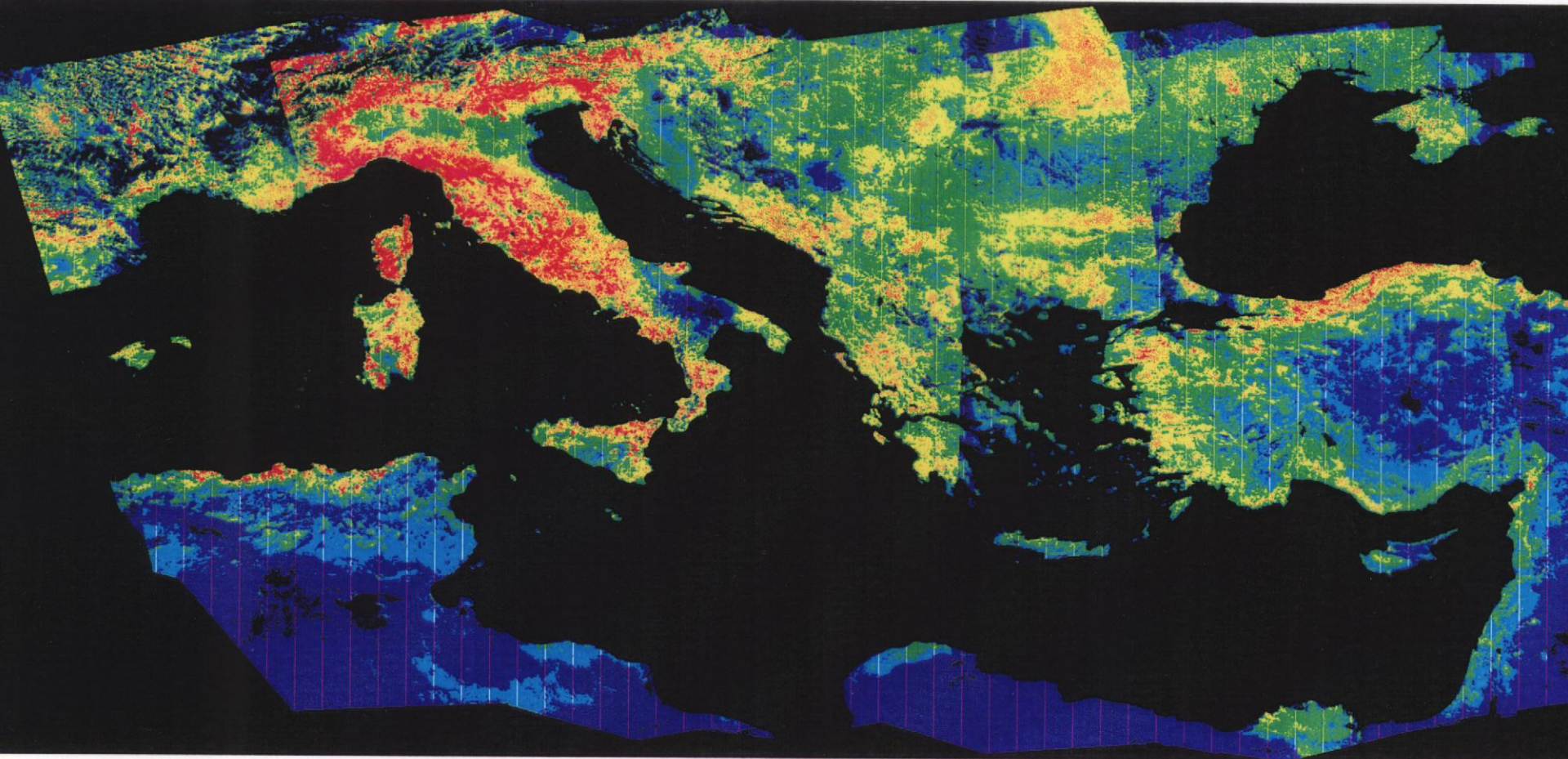
Values



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Soultatis

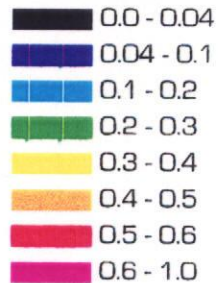


# NDVI OCTOBER 1996



NDVI

Values



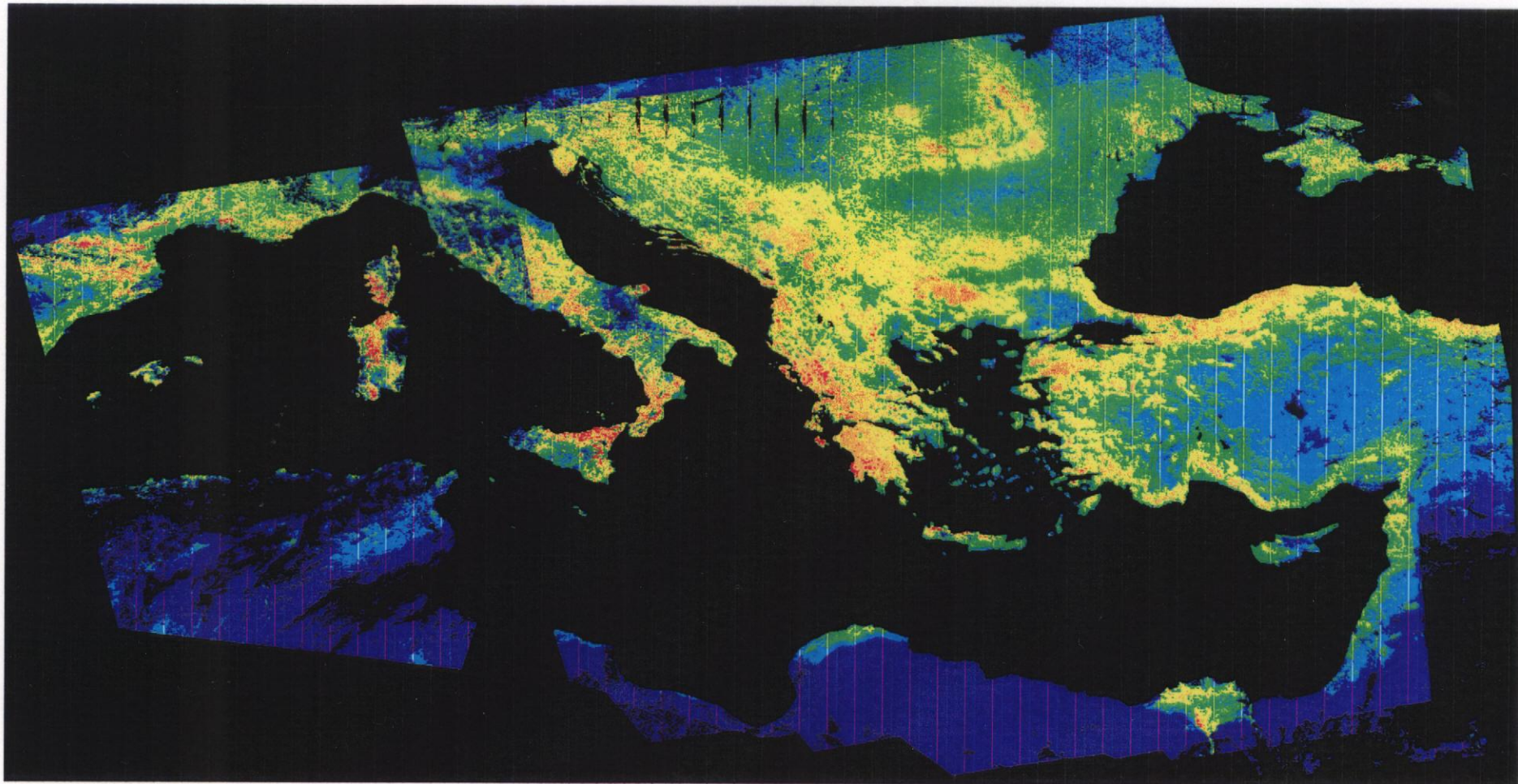
Scale



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY: Kostis Sultatis

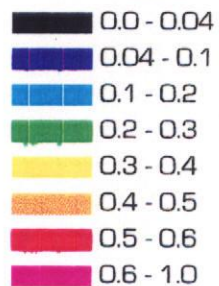


# NDVI NOVEMBER 1996



NDVI

Values



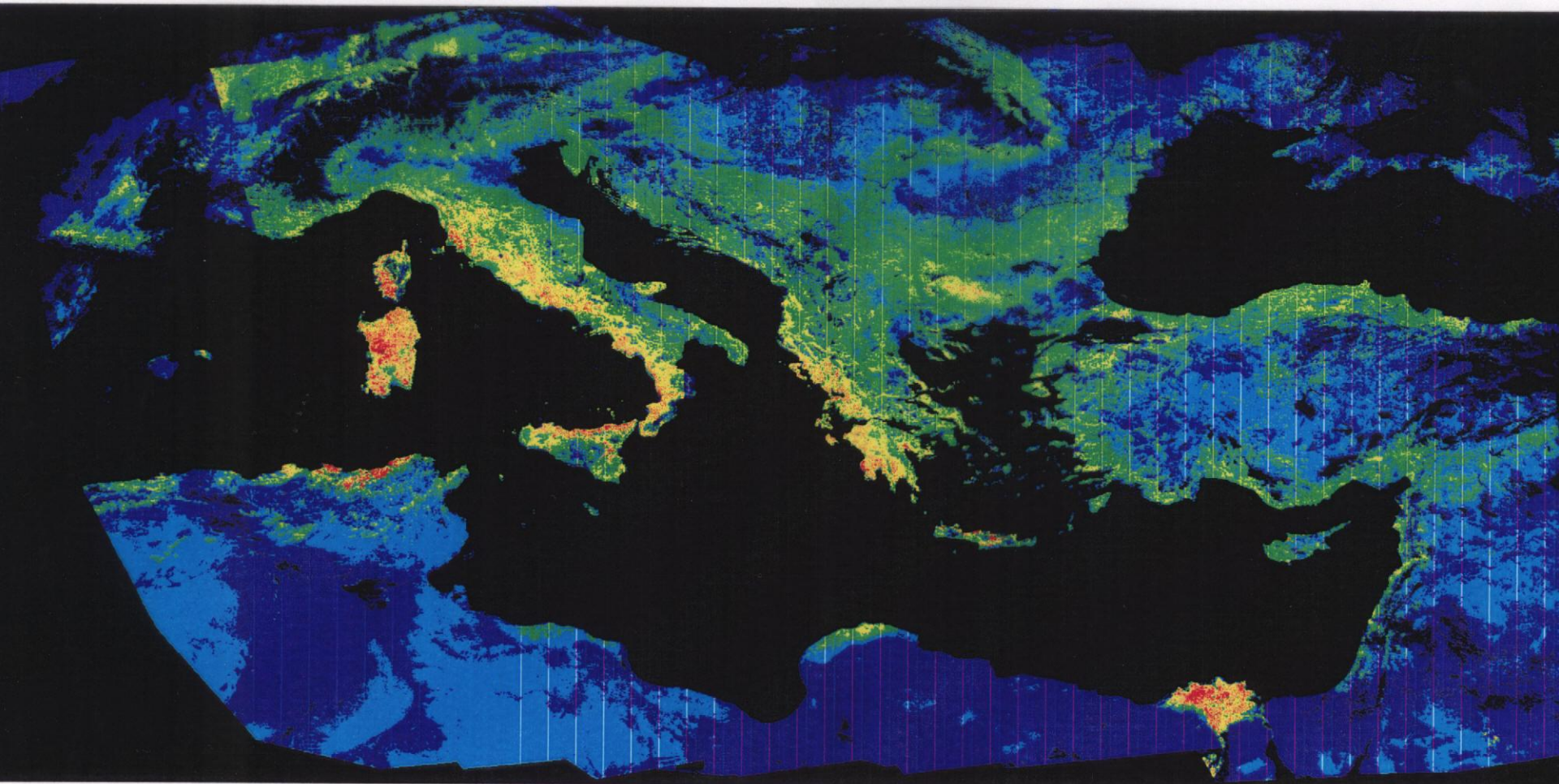
Scale



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY:Kostis Soultatis

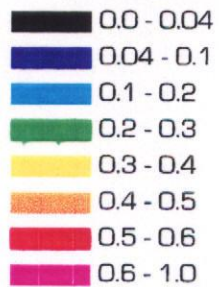


# NDVI DECEMBER 1996

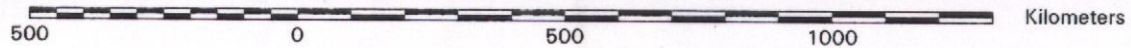


NDVI

Values

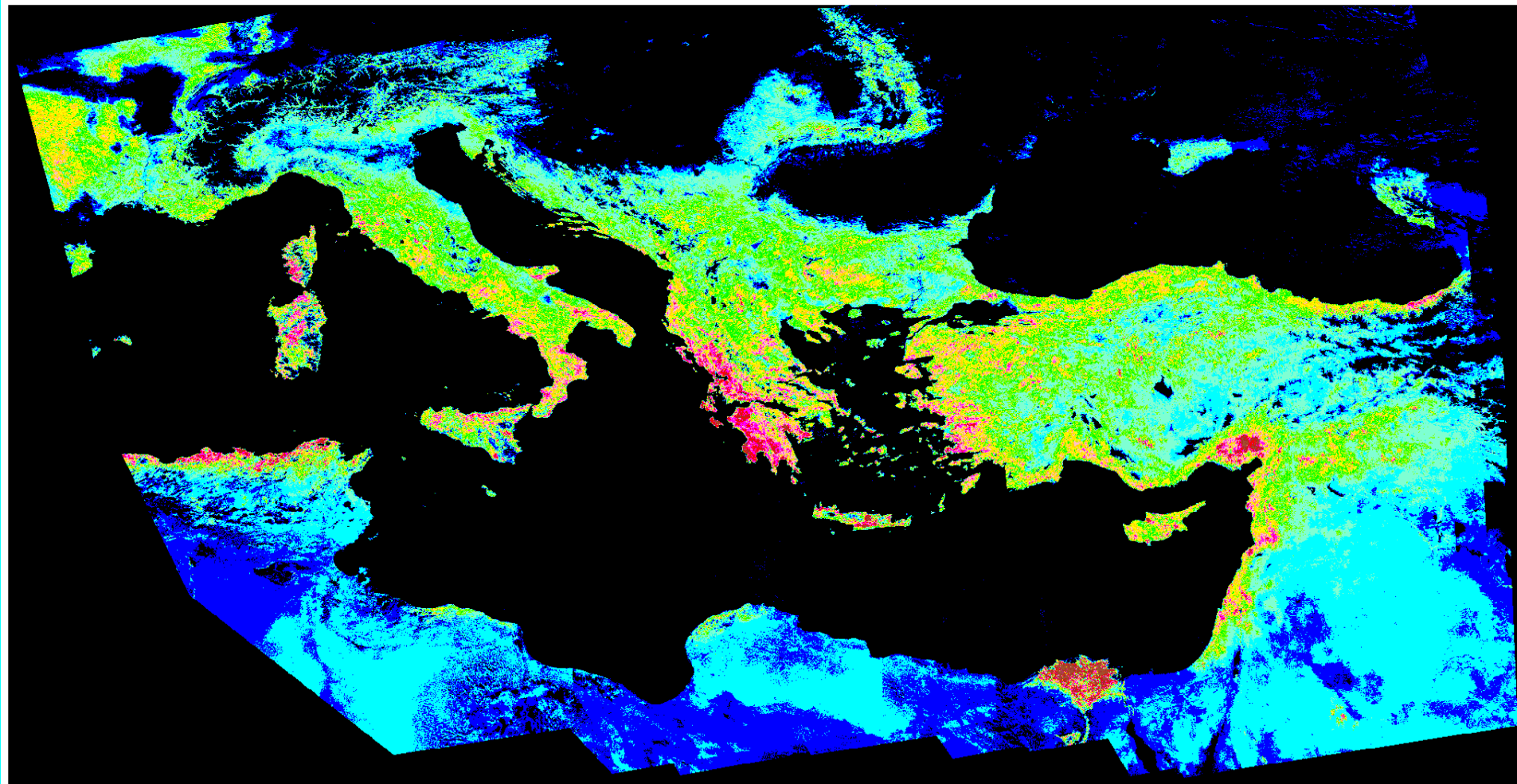


Scale



UNIVERSITY OF THE AEGEAN  
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL STUDIES  
REMOTE SENSING LABORATORY  
DIRECTOR: professor John N. Hatzopoulos  
PREPARED BY:Kostis Soutlati

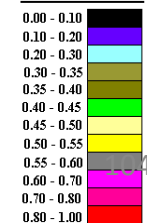
# ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1997



Κλίμακα

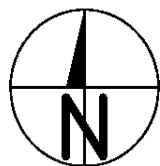
Χιλιόμετρα

ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ



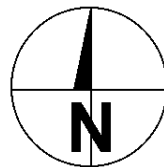
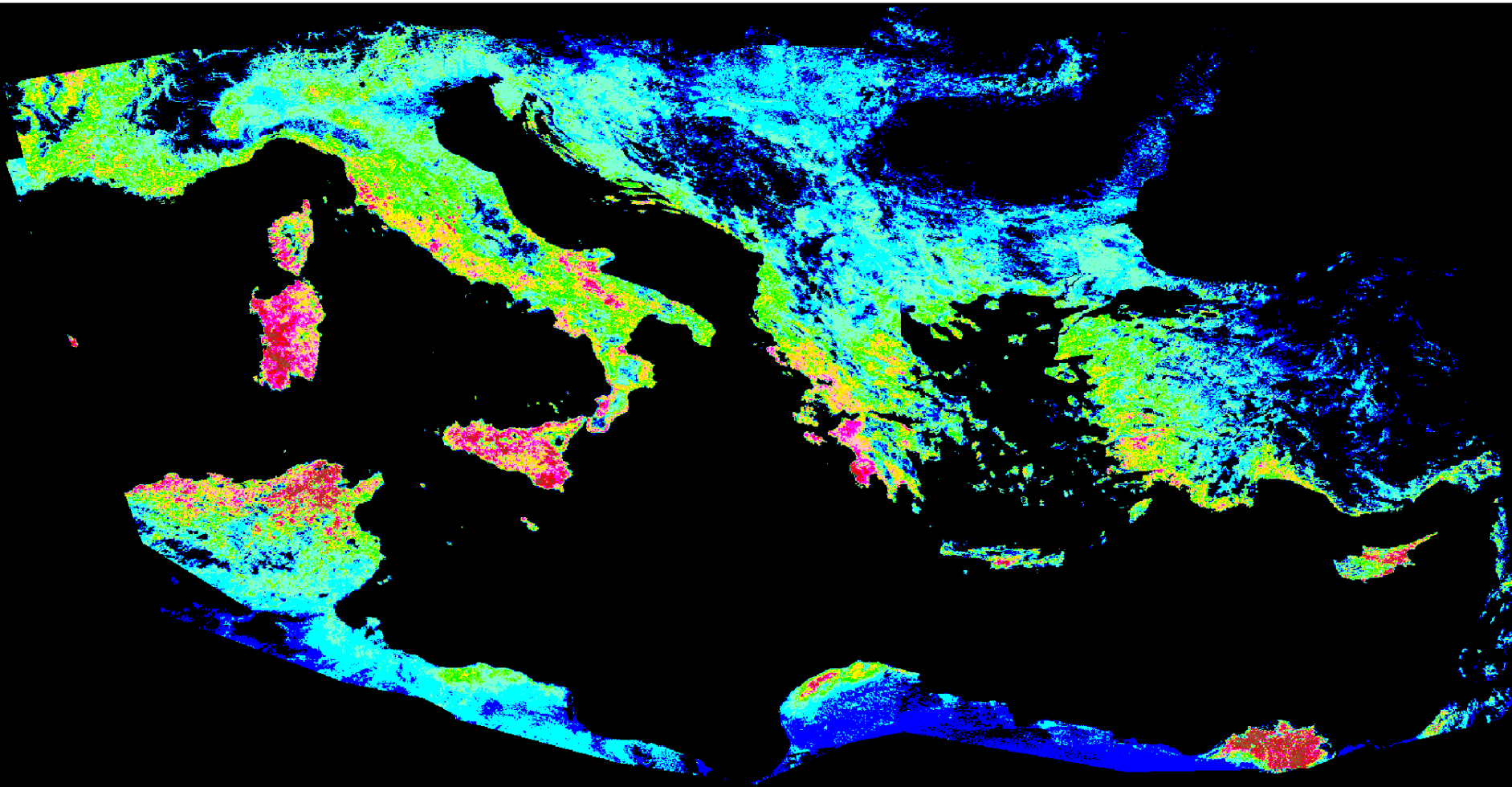
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ  
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΕΚΟΠΗΣΗΣ  
Προετοιμασία: Κωστής Σουλτάτης  
Επιβλεψη: καθηγητής Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος

Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος





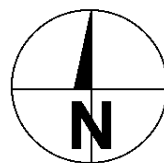
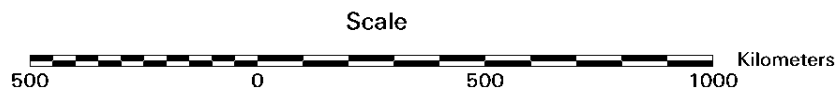
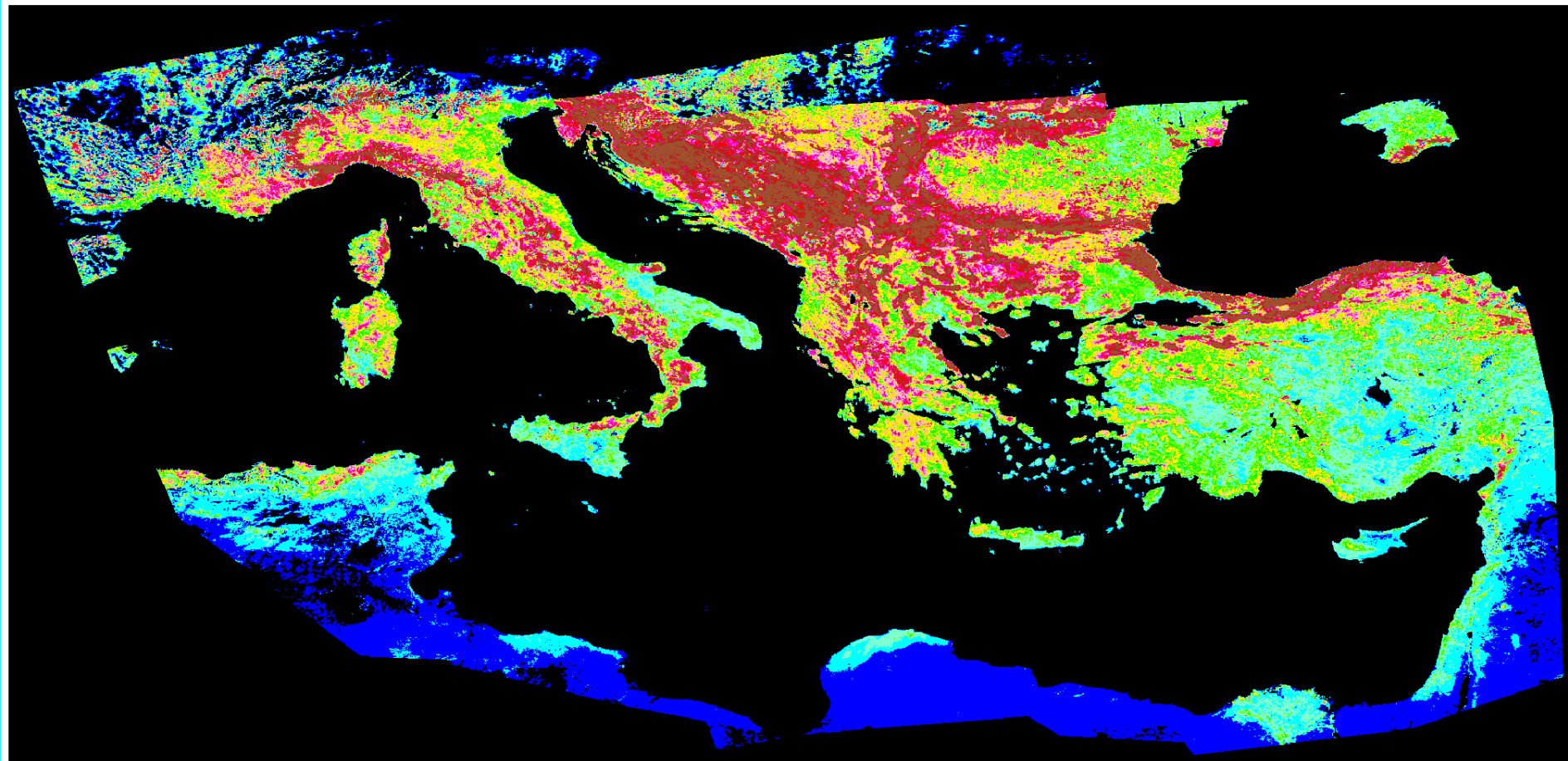
# ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ ΜΑΡΤΙΟΣ 1996



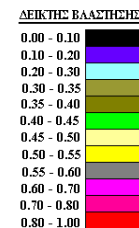
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΔΙΓΑΙΟΥ  
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΕΚΟΠΗΣΗΣ  
Προετοιμασία: Κωστής Σουλτάτης  
Επίβλεψη: καθηγητής Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος

ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ	
0.00 - 0.10	Black
0.10 - 0.20	Dark Blue
0.20 - 0.30	Blue
0.30 - 0.35	Light Blue
0.35 - 0.40	Green
0.40 - 0.45	Yellow-Green
0.45 - 0.50	Yellow
0.50 - 0.55	Light Green
0.55 - 0.60	Green
0.60 - 0.70	Light Green
0.70 - 0.80	Yellow
0.80 - 1.00	Red

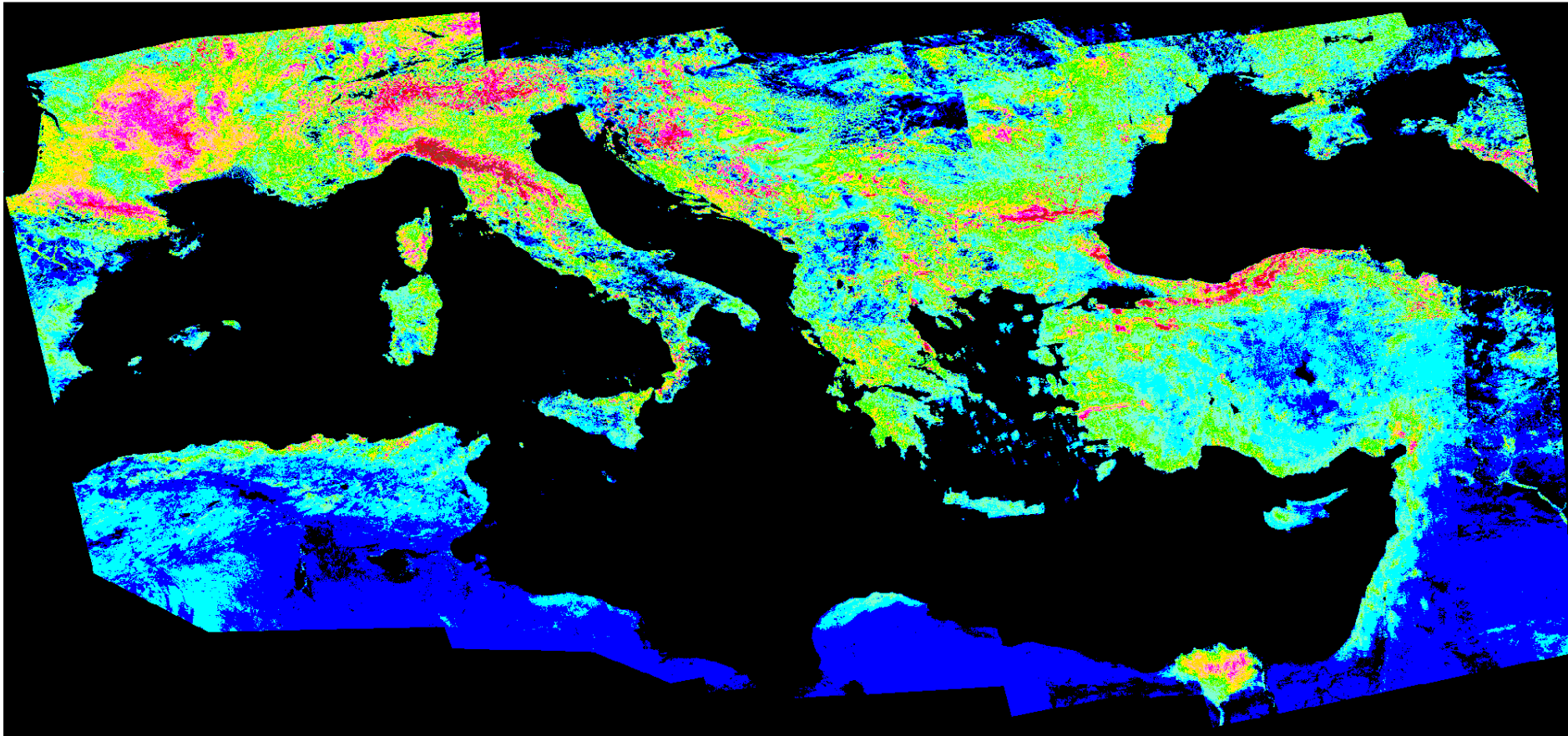
# ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ ΙΟΥΝΙΟΣ 1996



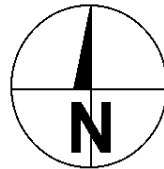
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ  
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ  
Προετοιμασία: Κωστής Σουλιάτης  
Επιβλέψη: καθηγητής Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος



# ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1996

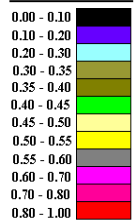


Scale

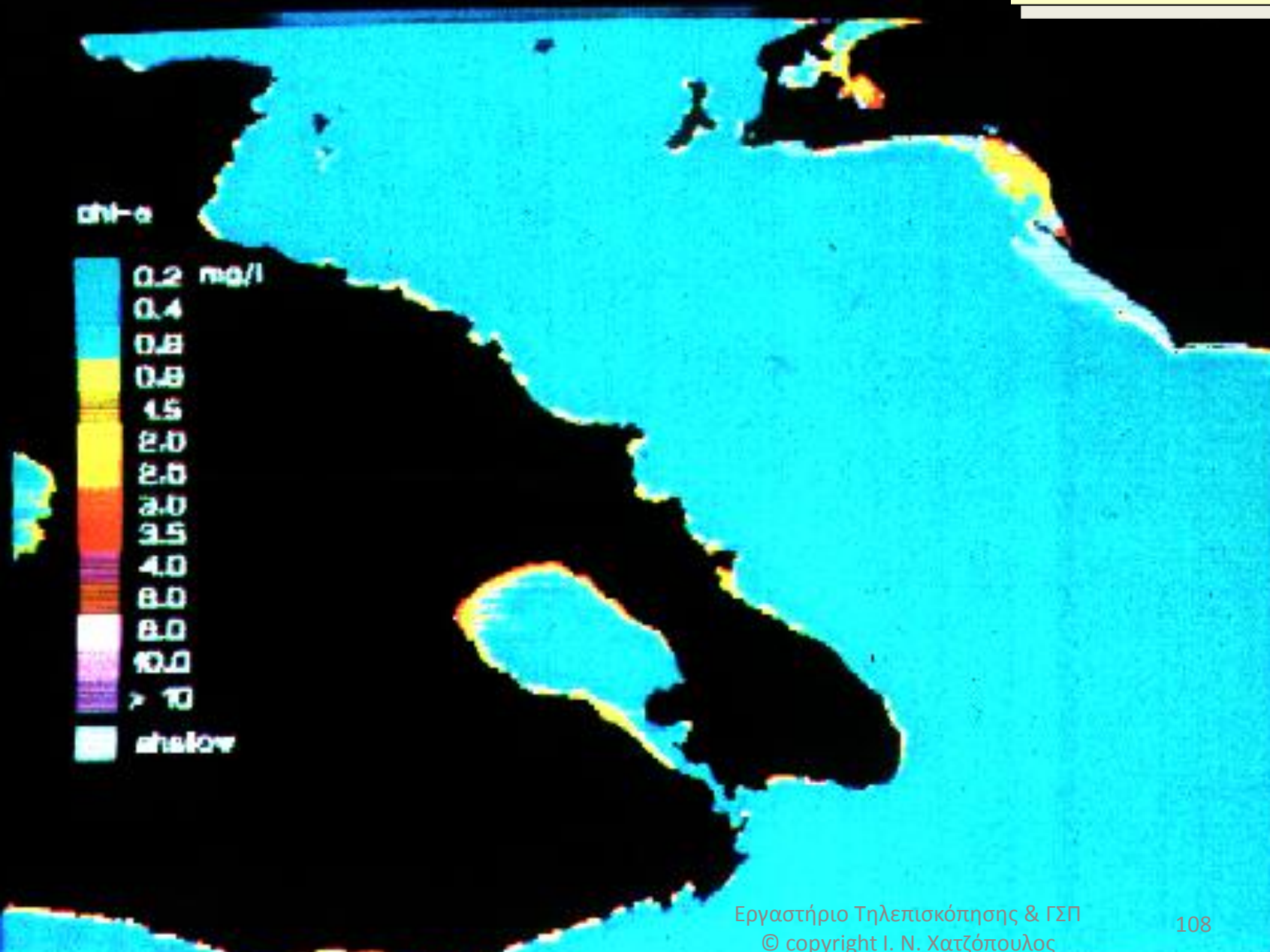


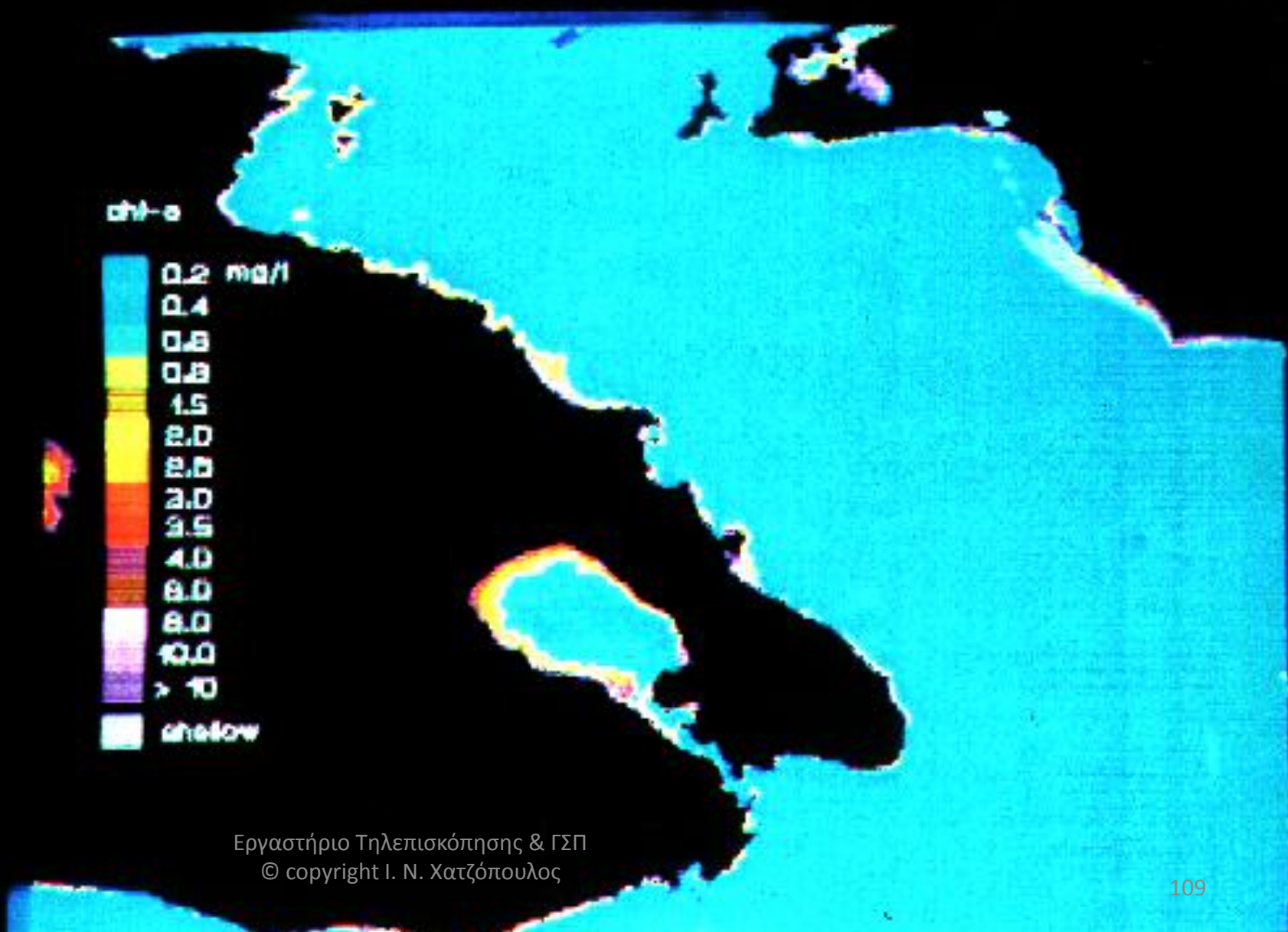
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ  
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΣΚΟΠΗΣΗΣ  
Προετοιμασία: Κωστής Σουλιάτης  
Επίβλεψη: καθηγητής Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος

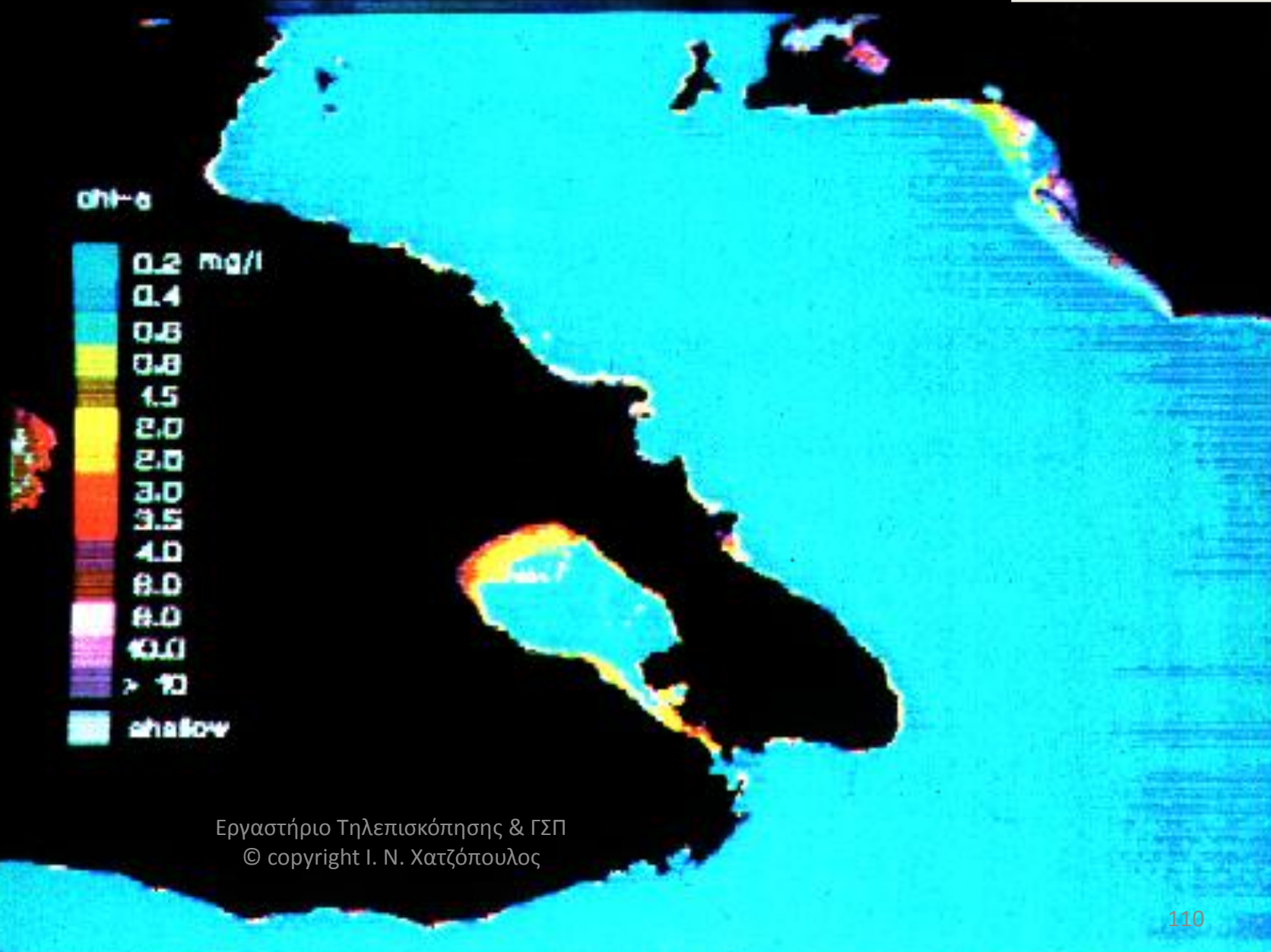
ΔΕΙΚΤΗΣ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ





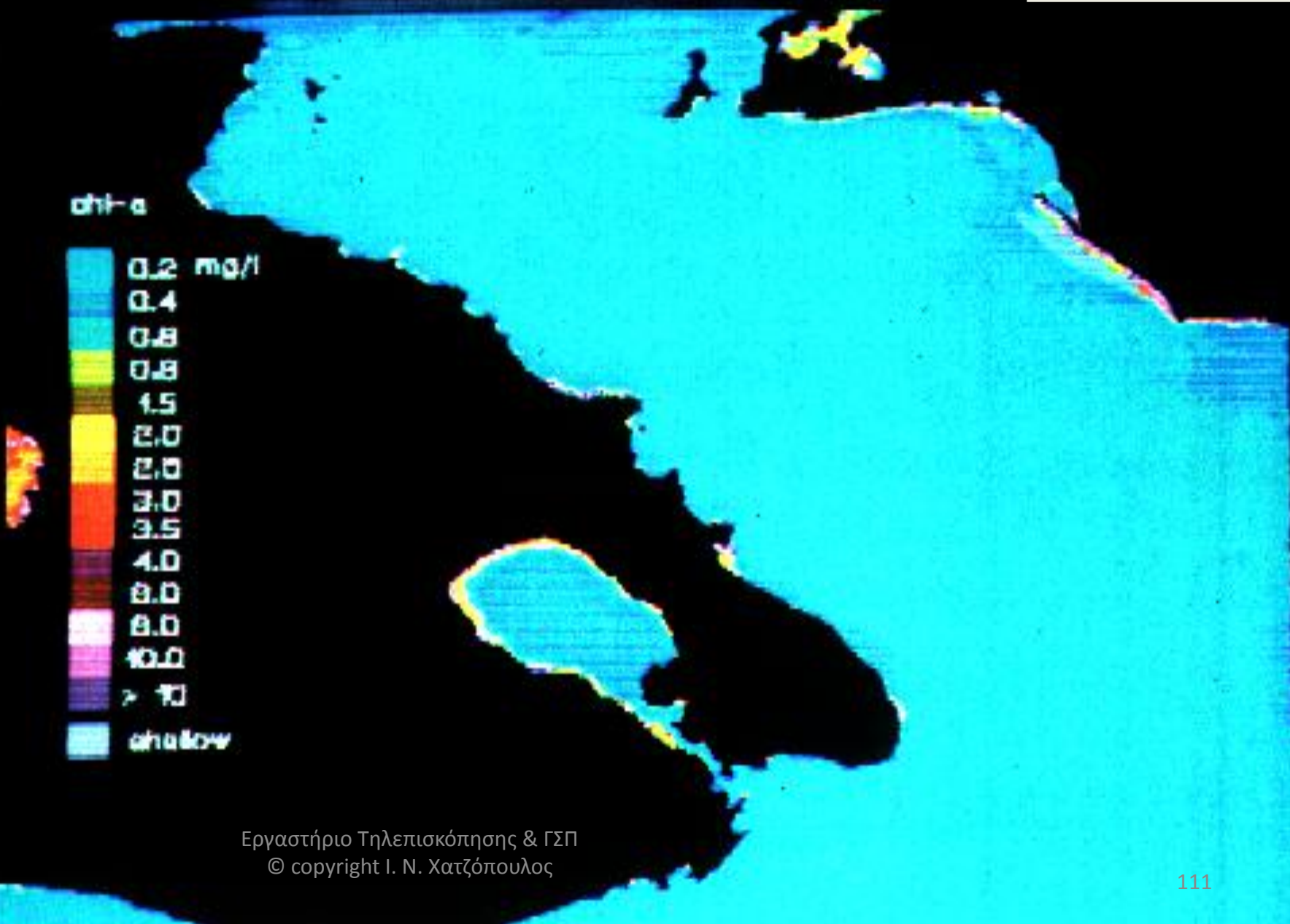


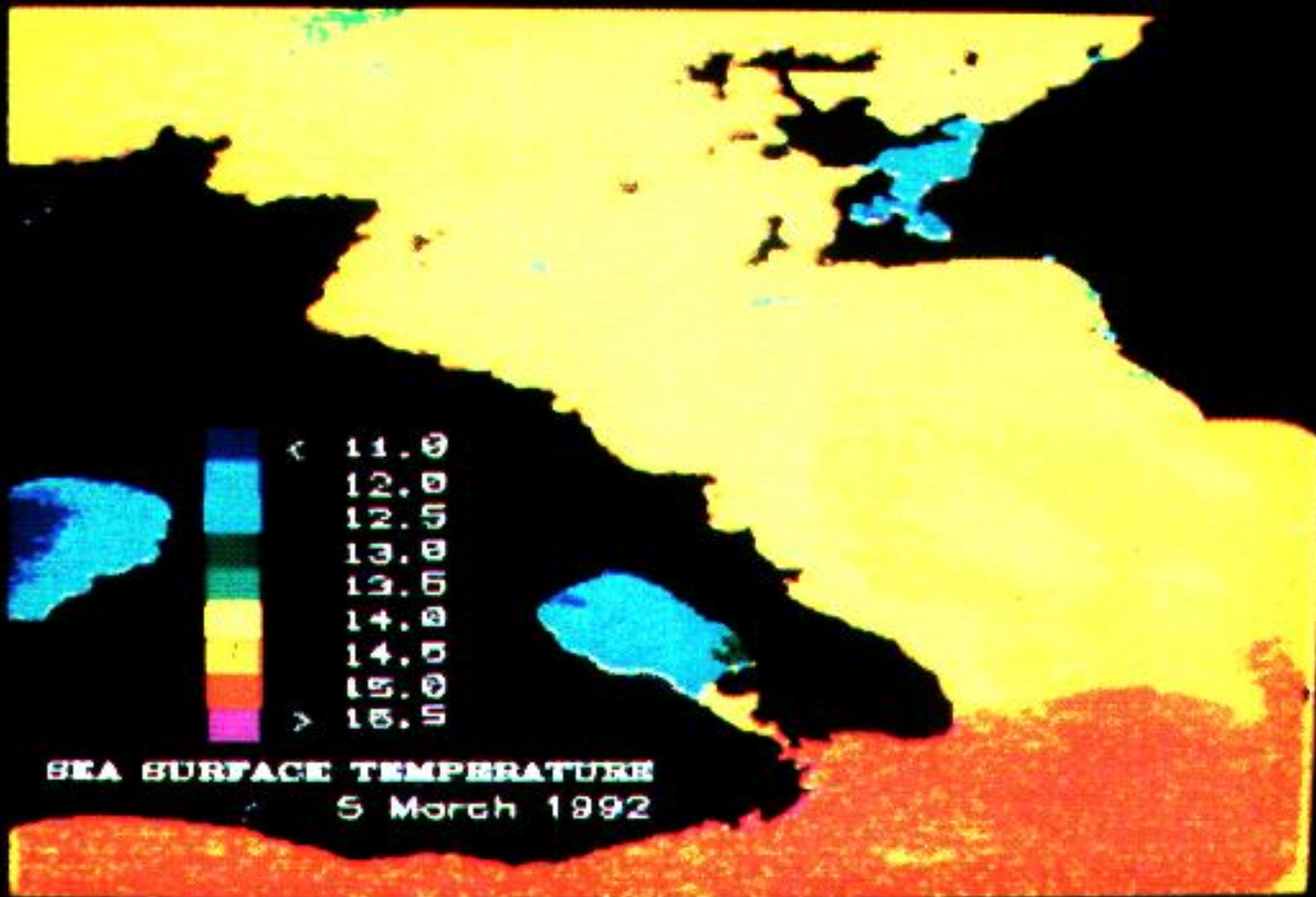




Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος

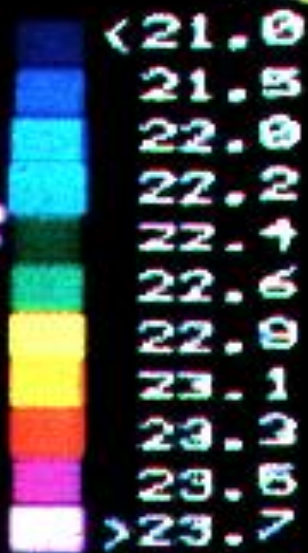




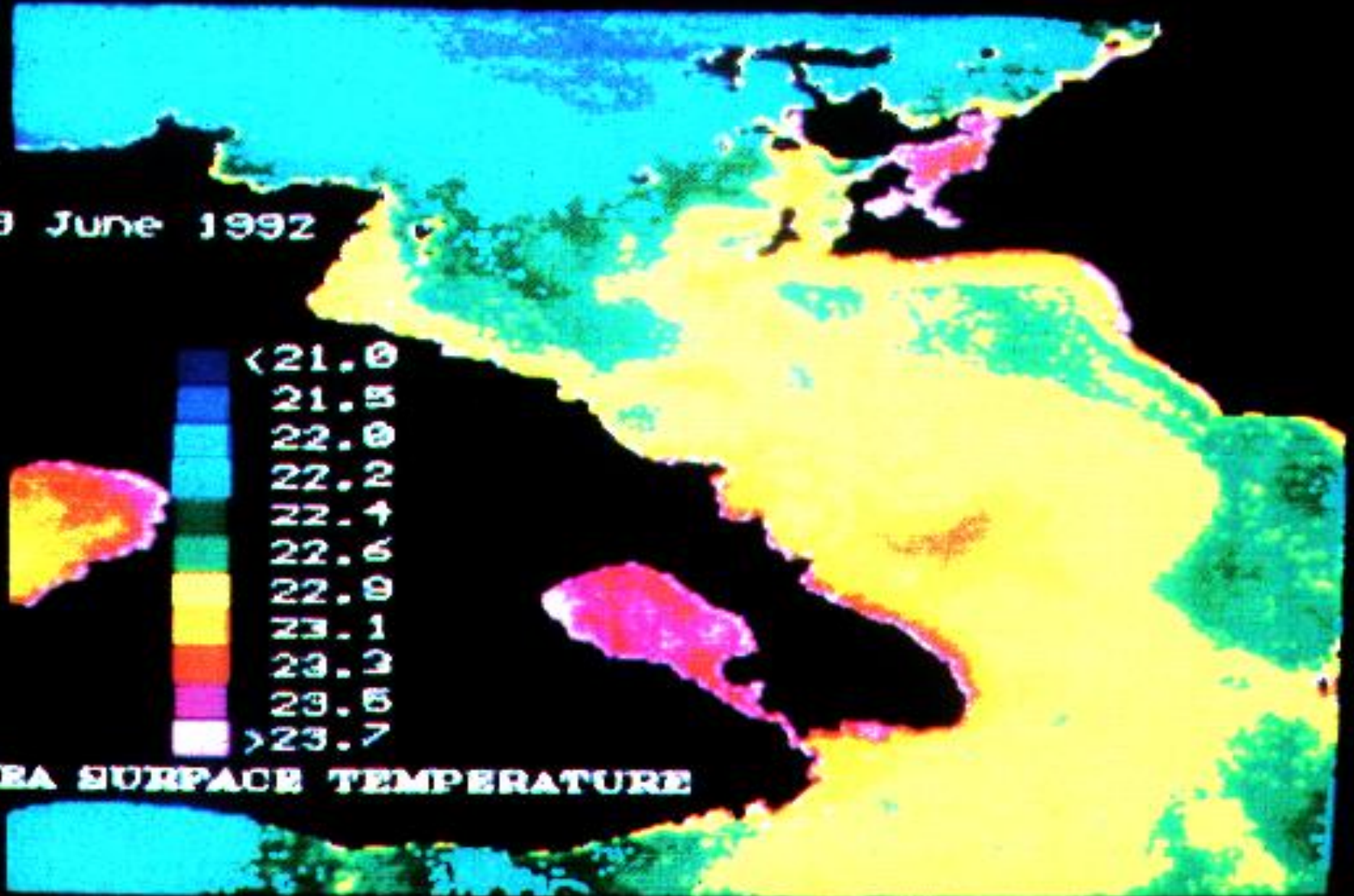




9 June 1992



SEA SURFACE TEMPERATURE



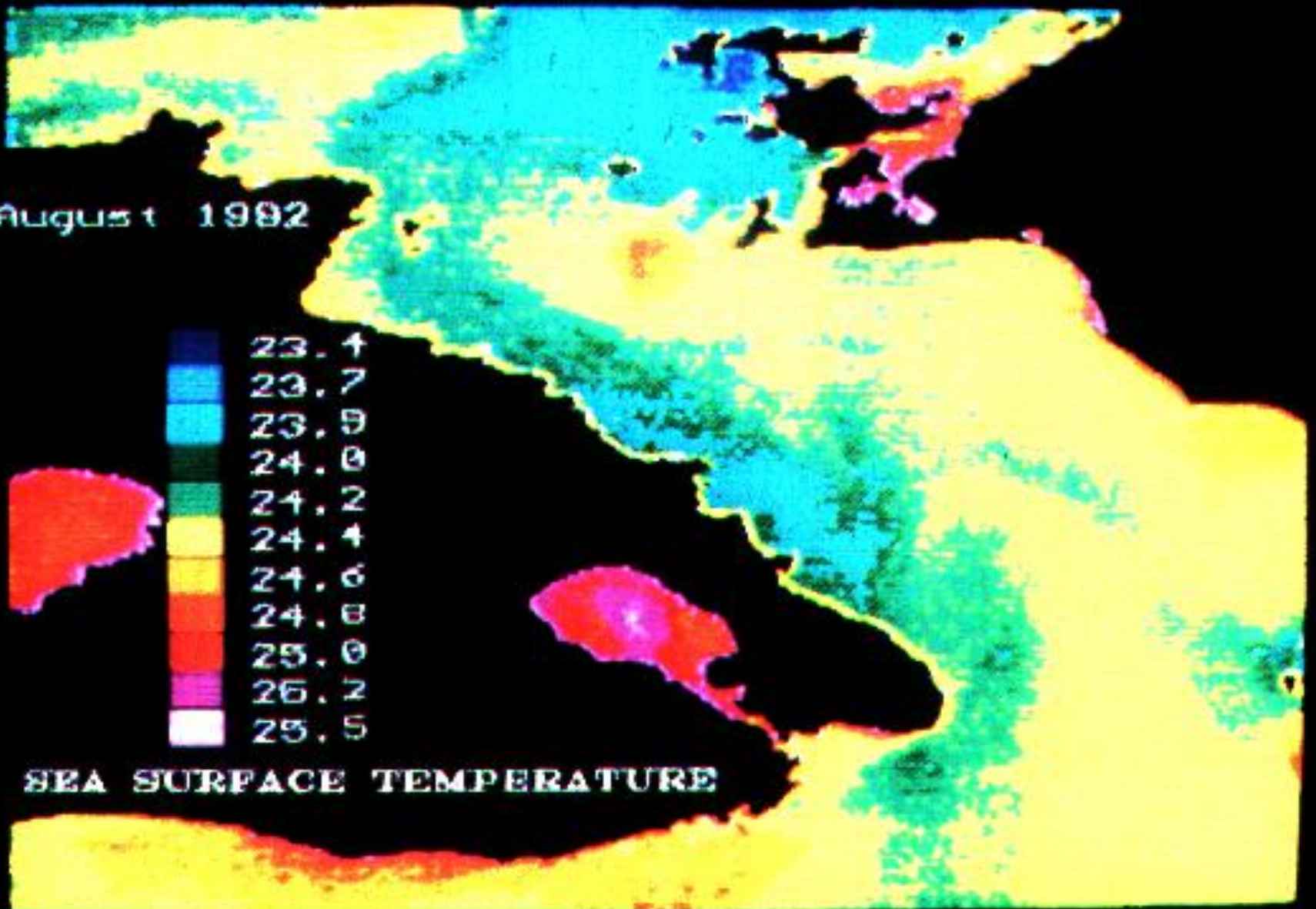
11 July 1992



SEA SURFACE TEMPERATURE



28 August 1992



SEA SURFACE TEMPERATURE

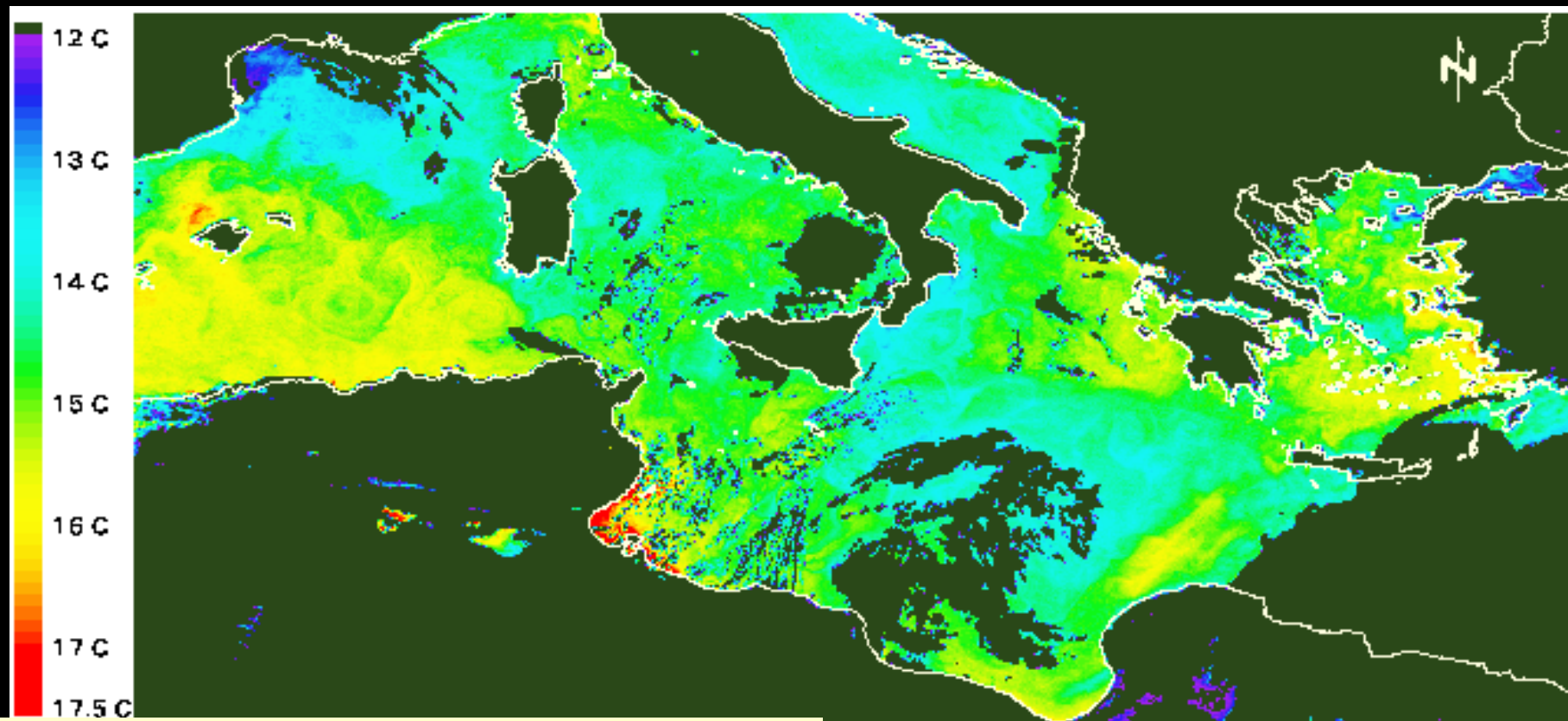


# ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΕΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

8/5/1998

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ

ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΙΑ



Υπόμνημα

Επιβλέπων Καθηγητής : Ιωάννης Ν. Χατζόπουλος

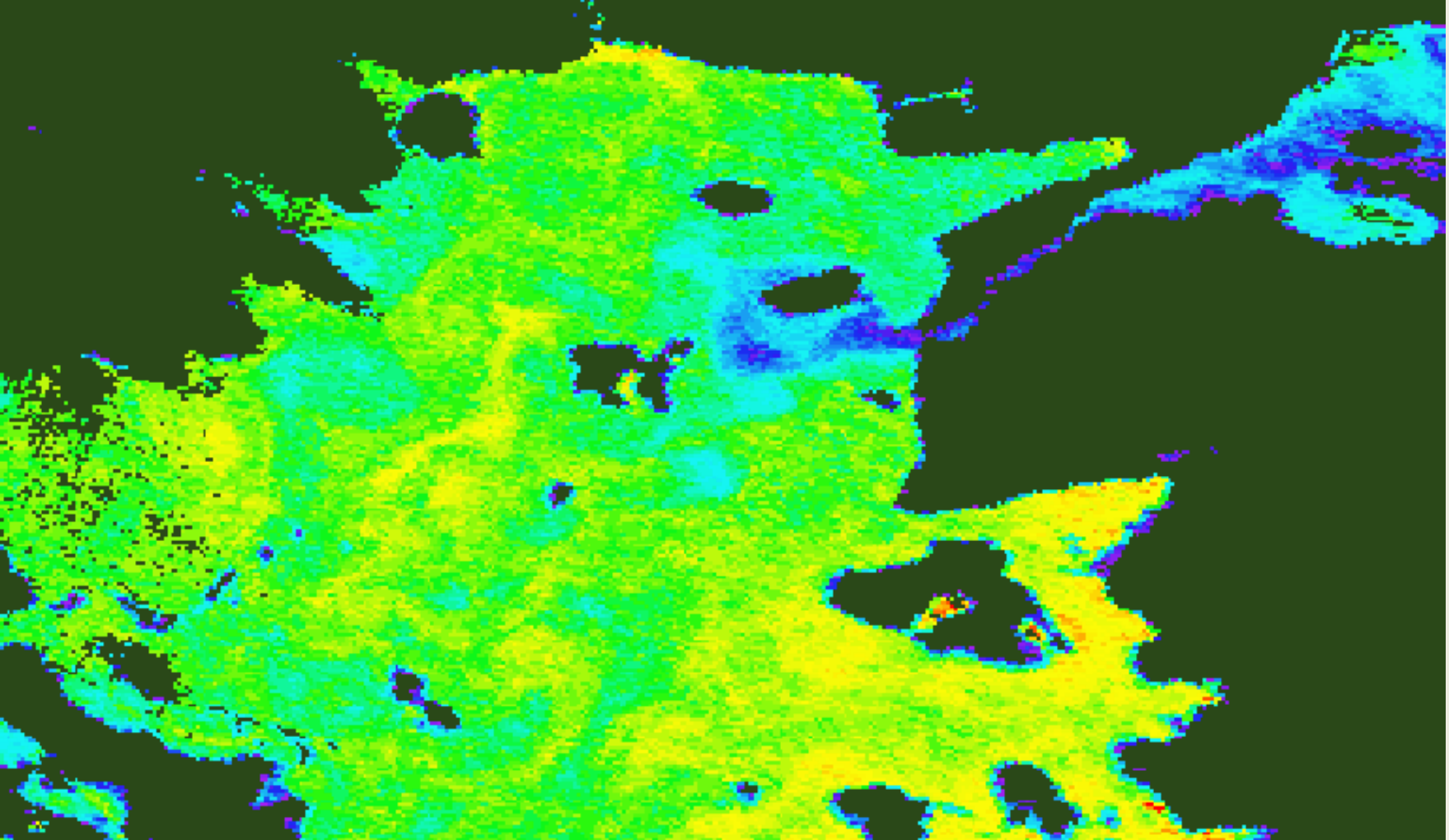
Χαρτογραφική Επιμέλεια : Ζούρου Μερσίνη

Φτάκα Αλεξάνδρα

Scale  
500 0 Kilometers

Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος

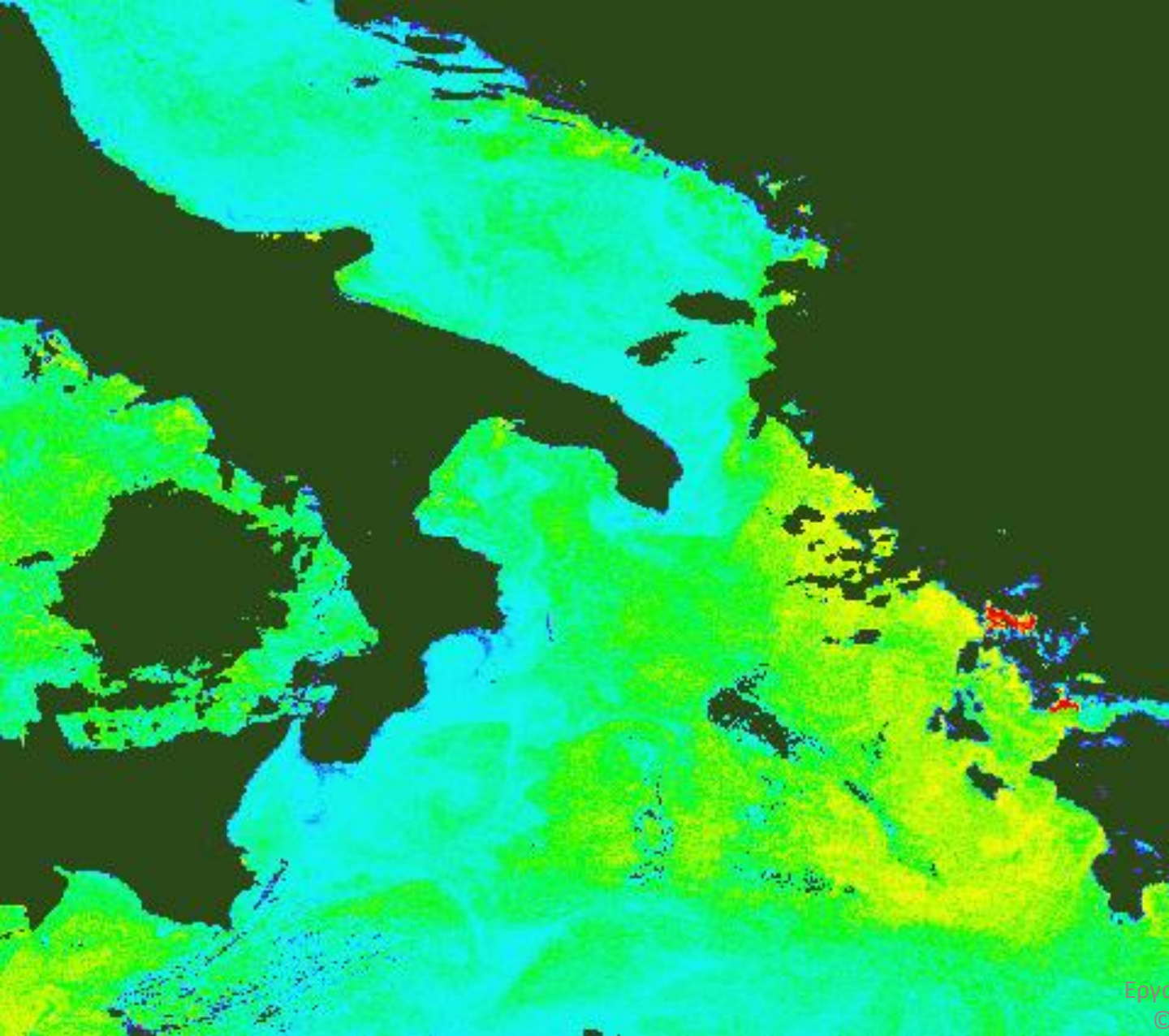
8 Μαΐου 1998



Τα ύδατα που εισέρχονται στο Αιγαίο είναι  $12^{\circ}\text{C} - 14^{\circ}\text{C}$

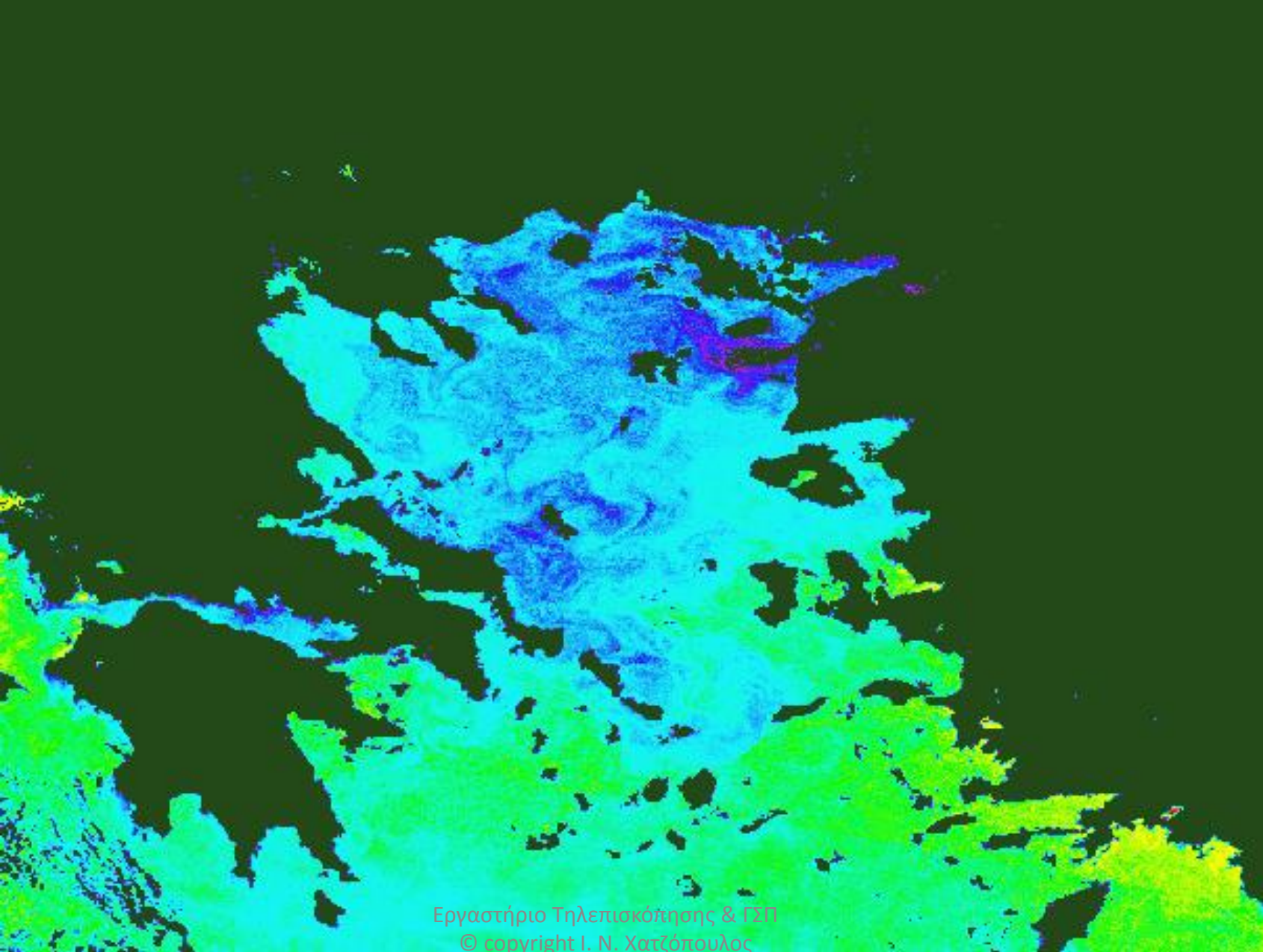


8 Μαΐου 1998



Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος

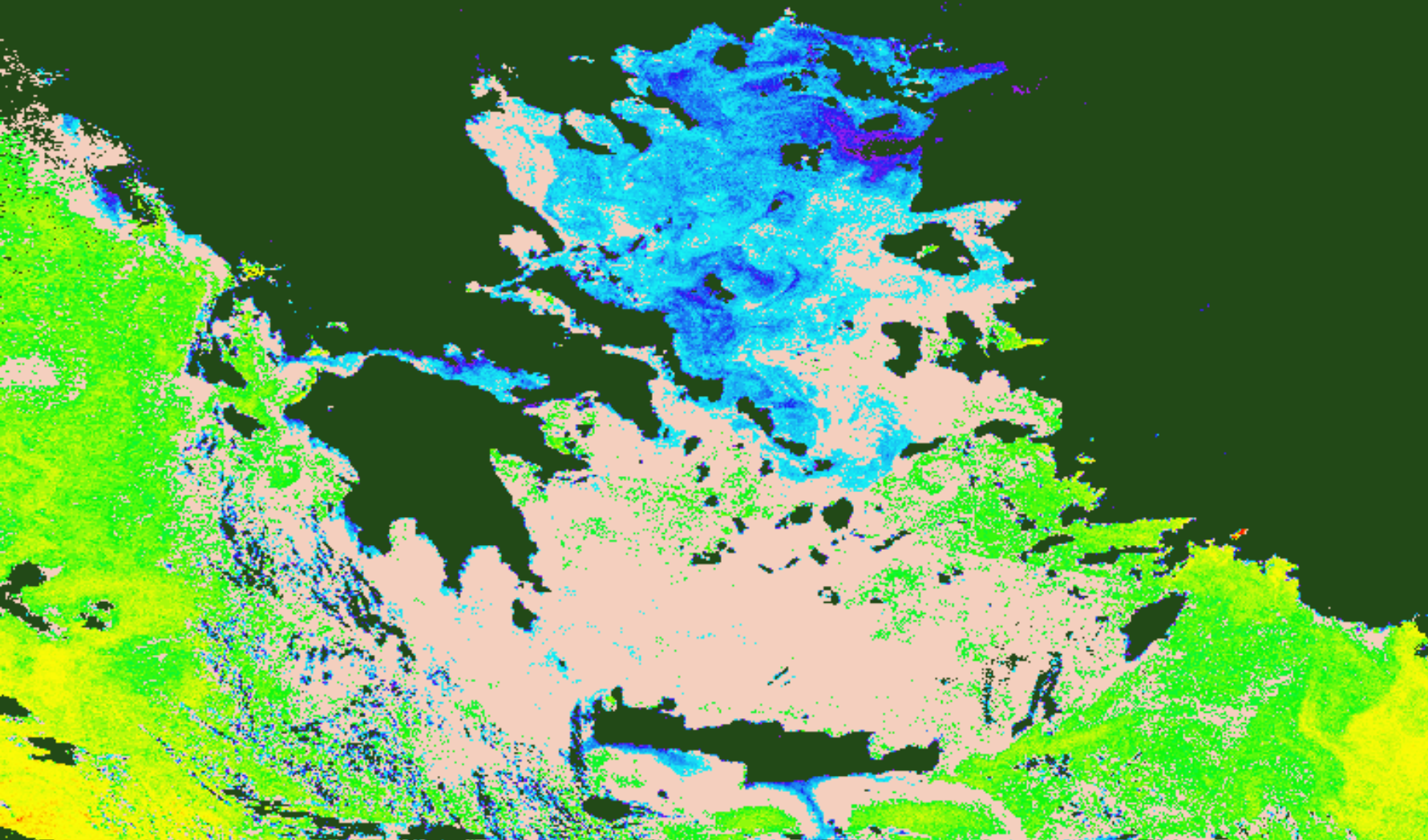
- Οι θερμοκρασίες στο Ιόνιο κυμαίνονται από  $13,5^{\circ}$ –  $15,5^{\circ}$  °C
- ιδιαίτερα στον Αμβρακικό κόλπο τα νερά είναι  $16,5^{\circ}$ C –  $17,5^{\circ}$ C



Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος

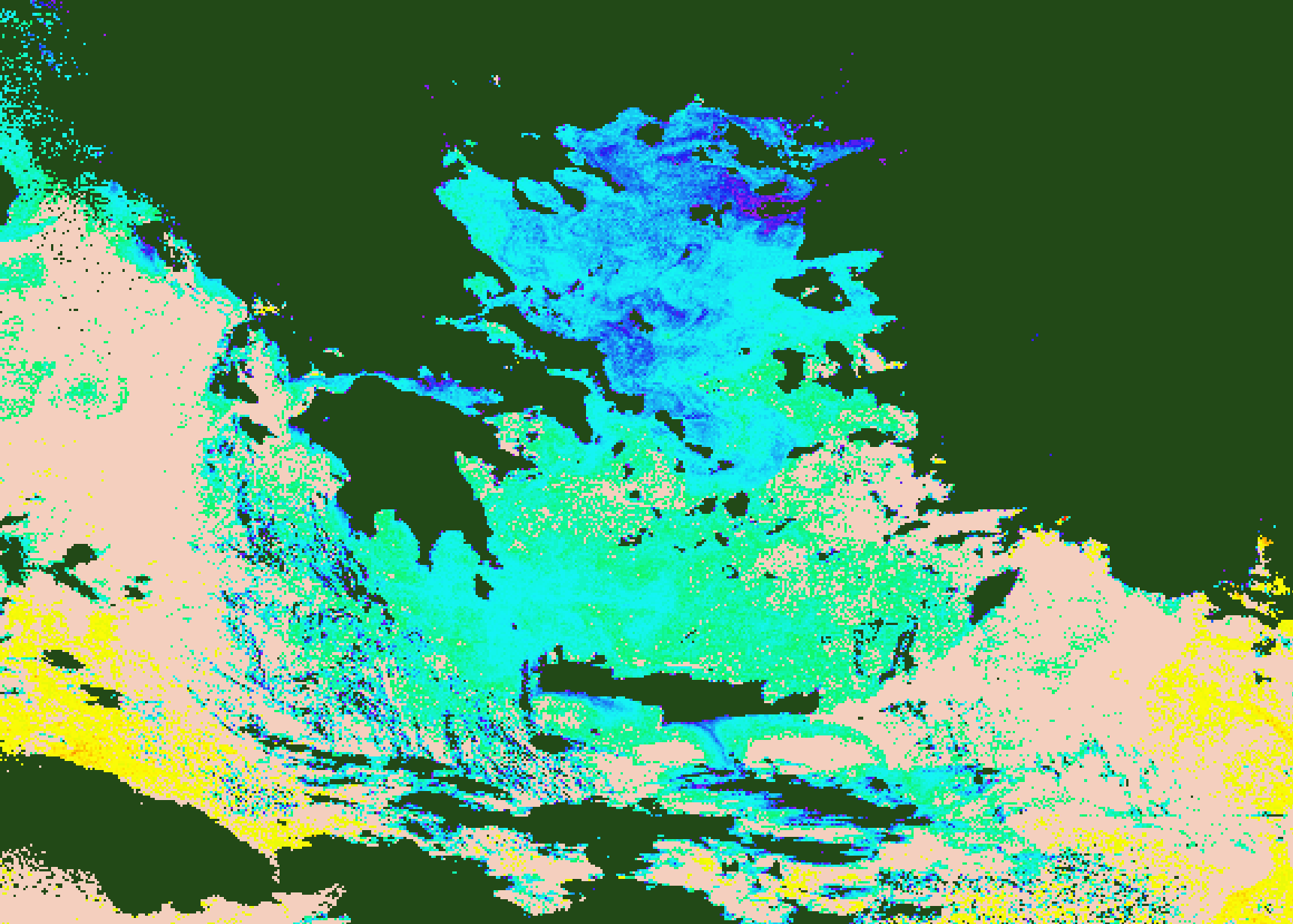
Στο βόρειο Αιγαίο, στις ανατολικές ακτές της Εύβοιας έως το τόξο Άνδρο – Τήνο – Μύκονο οι θερμοκρασίες κυμαίνονται  $14,5^{\circ}\text{C}$  -  $15,5^{\circ}\text{C}$





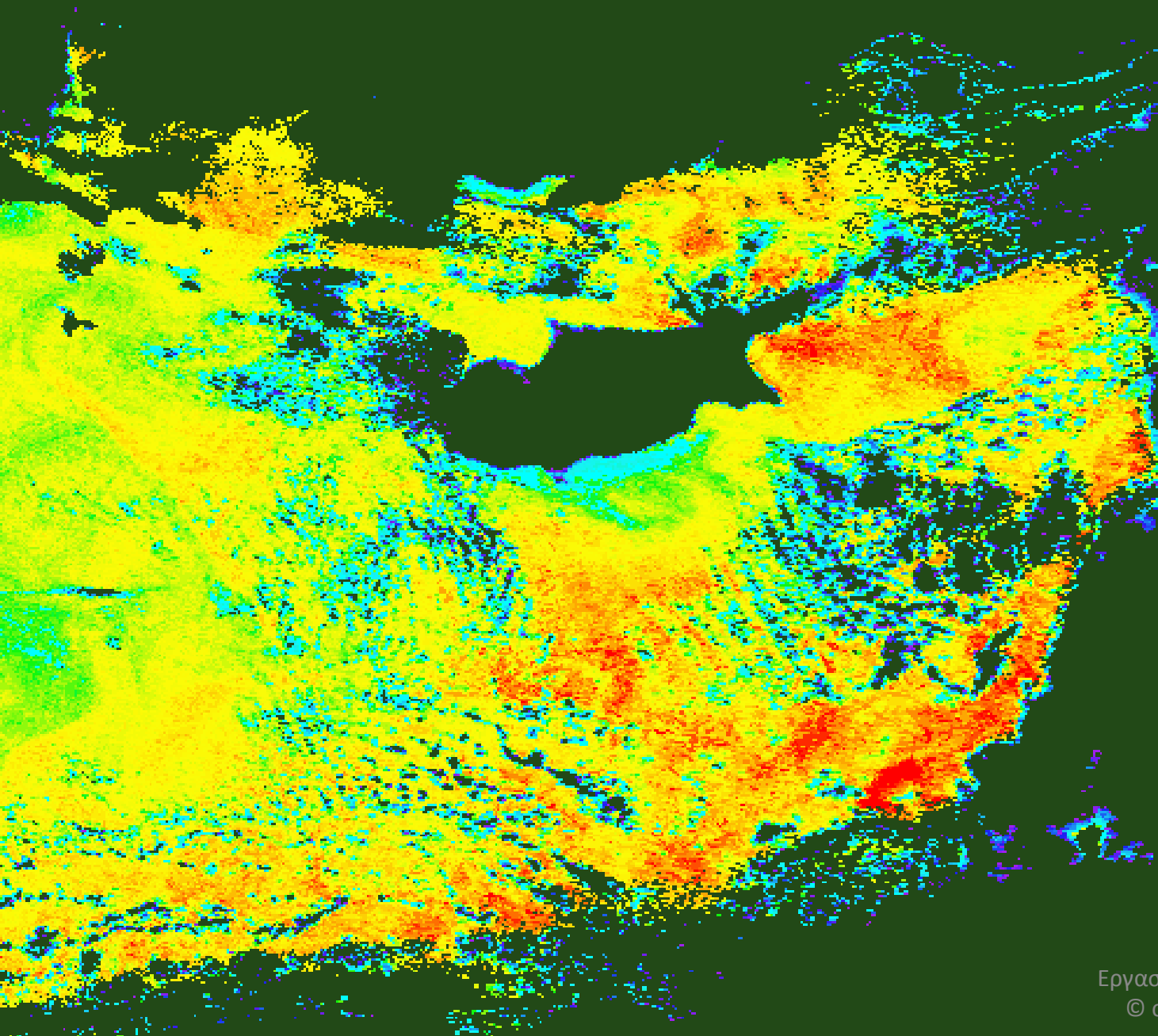
Οι θερμοκρασίες  $15,5-16,5^{\circ}\text{C}$  εντοπίζονται στα παράλια της ηπειρωτικής ανατολικής Ελλάδας, στις Κυκλάδες, Νότια της Πελοποννήσου, στο Κρητικό πέλαγος έως Δυτικά της Ρόδου.





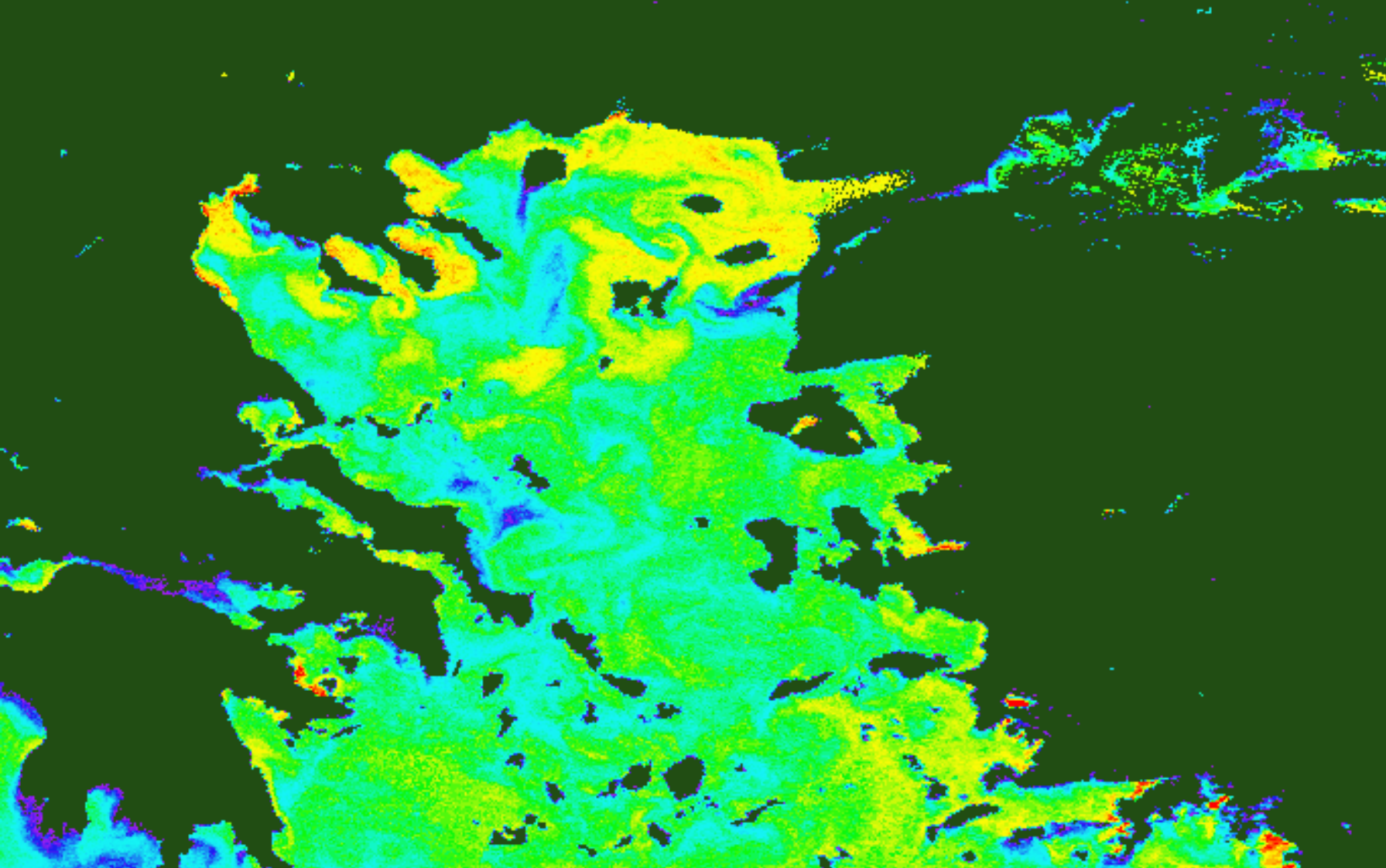
Ένα νοητό τόξο θερμοκρασίας  $16,5-17,5^{\circ}\text{C}$  ενώνει τη Σάμο, την περιοχή Ανατολικά της Ρόδου, το Λιβυκό πέλαγος και ανεβαίνει στο Ιόνιο έως ανοιχτά της Κέρκυρας

21 Μαΐου 1998

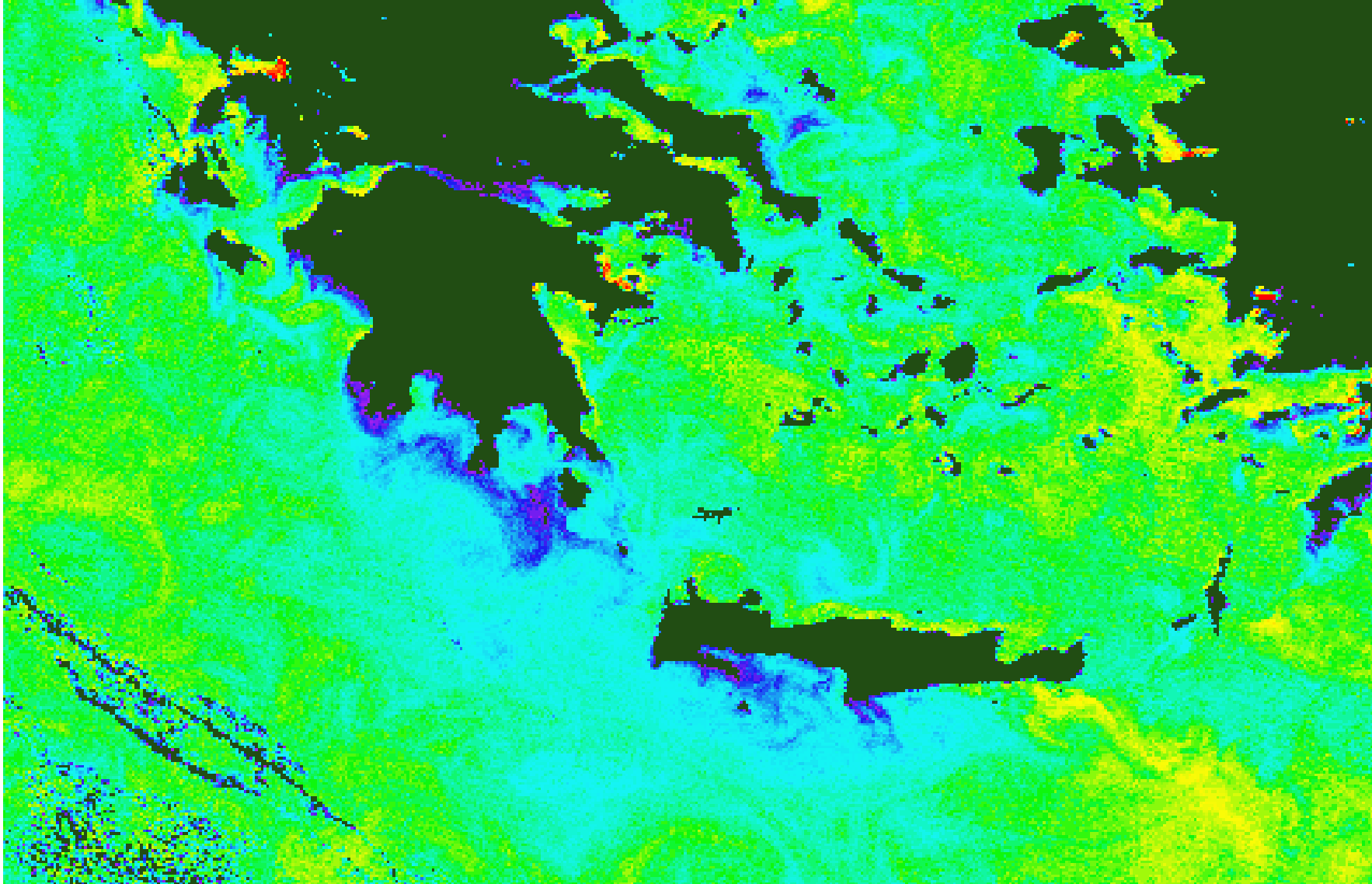


Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος

Στη θάλασσα της Λεβαντίνης οι τιμές που επικρατούν είναι από  $17,5^{\circ}\text{C}$  -  $19^{\circ}\text{C}$  εκτός από νότια της Κύπρου που είναι χαμηλότερες  $16,5^{\circ}\text{C}$  -  $17,5^{\circ}\text{C}$



Οι υψηλές θερμοκρασίες  $21^{\circ}\text{C}$  -  $22,5^{\circ}\text{C}$  εντοπίζονται στο Βόρειο Αιγαίο,  $21,5^{\circ}\text{C}$  εντοπίζονται και στην περιοχή Σάμου και Ικαρίας μέχρι την Κω



Ψυχρά ρεύματα  $17,5^{\circ}\text{C}$  -  $19^{\circ}\text{C}$  απεικονίζονται νότια της Πελοποννήσου κατευθυνόμενα προς τη νότια Κρήτη. Ενώ ένα εξίσου ψυχρό ρεύμα φαίνεται από τον όρμο των Αγίων Αποστόλων (Εύβοια) έως τη Σκύρο

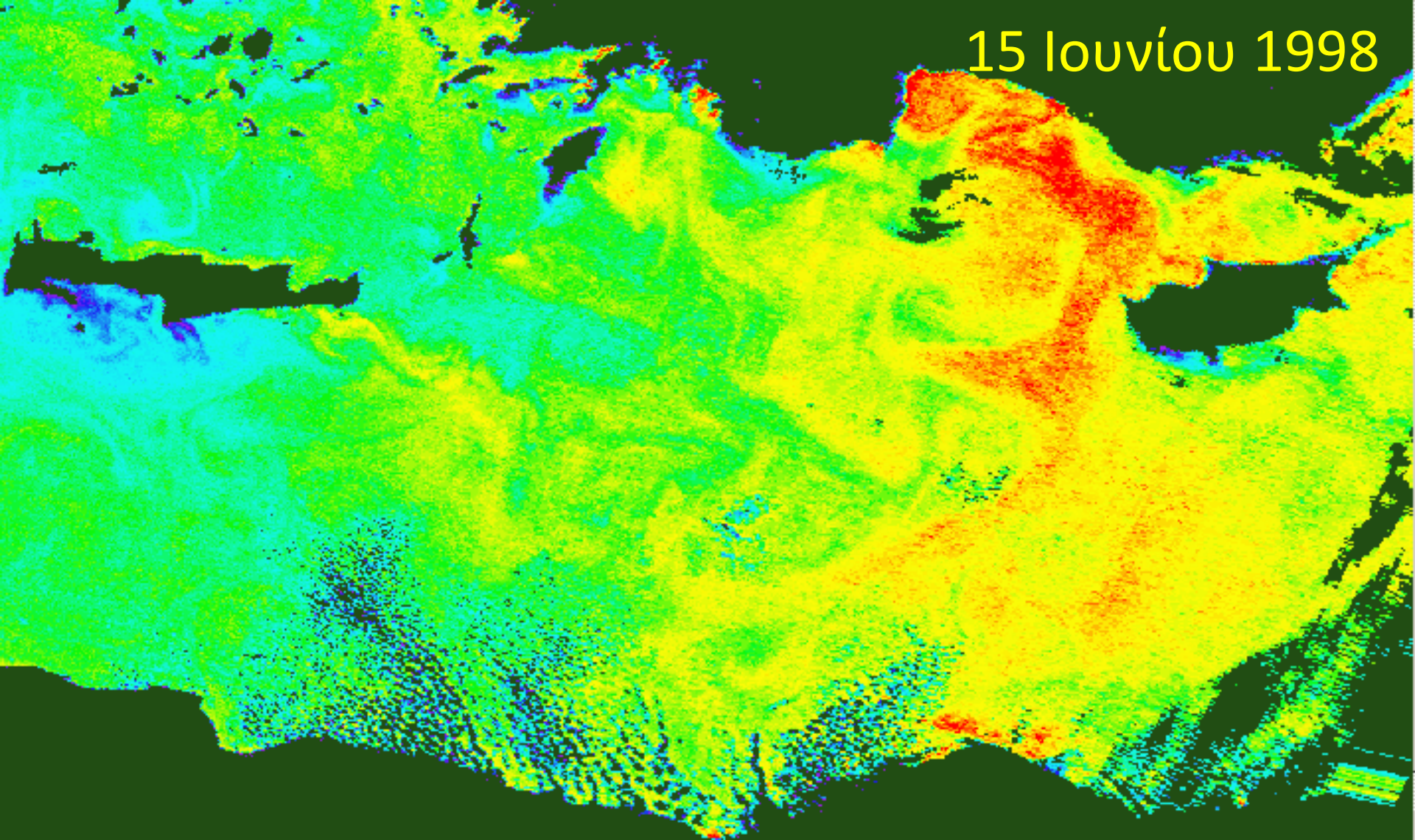


15 Ιουνίου 1998

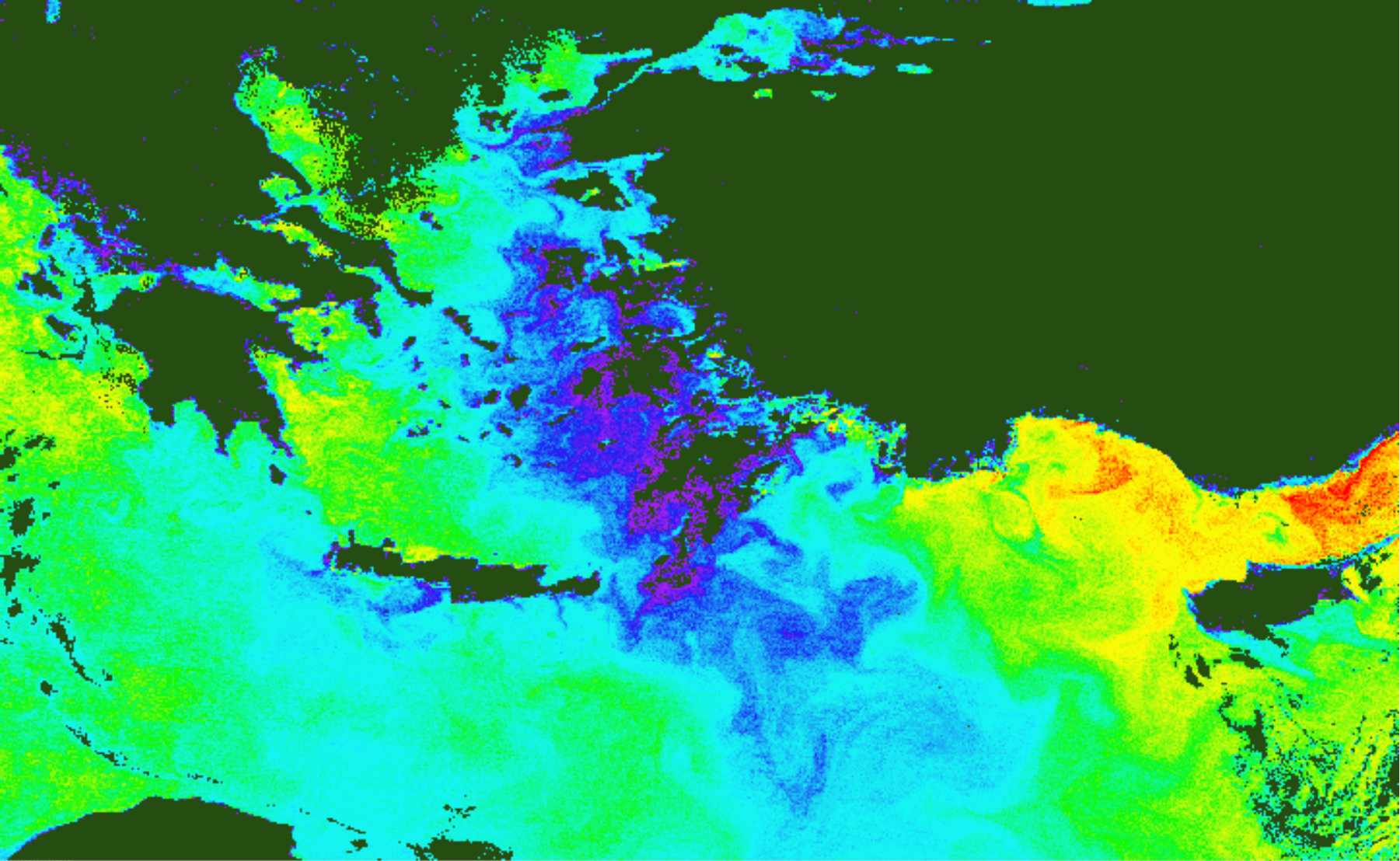
Στο Ιόνιο οι  
υψηλές  
θερμοκρασίες  
21-21,5°C  
βρίσκονται στα  
παράλια της  
Ηπείρου από  
την Κέρκυρα  
έως το ύψος  
της Λευκάδας  
καθώς επίσης  
και στα Βόρεια  
παράλια  
Κεφαλονιάς και  
Ζακύνθου.  
Ενώ  
επικρατούν  
στην περιοχή  
19- 20 °C



15 Ιουνίου 1998

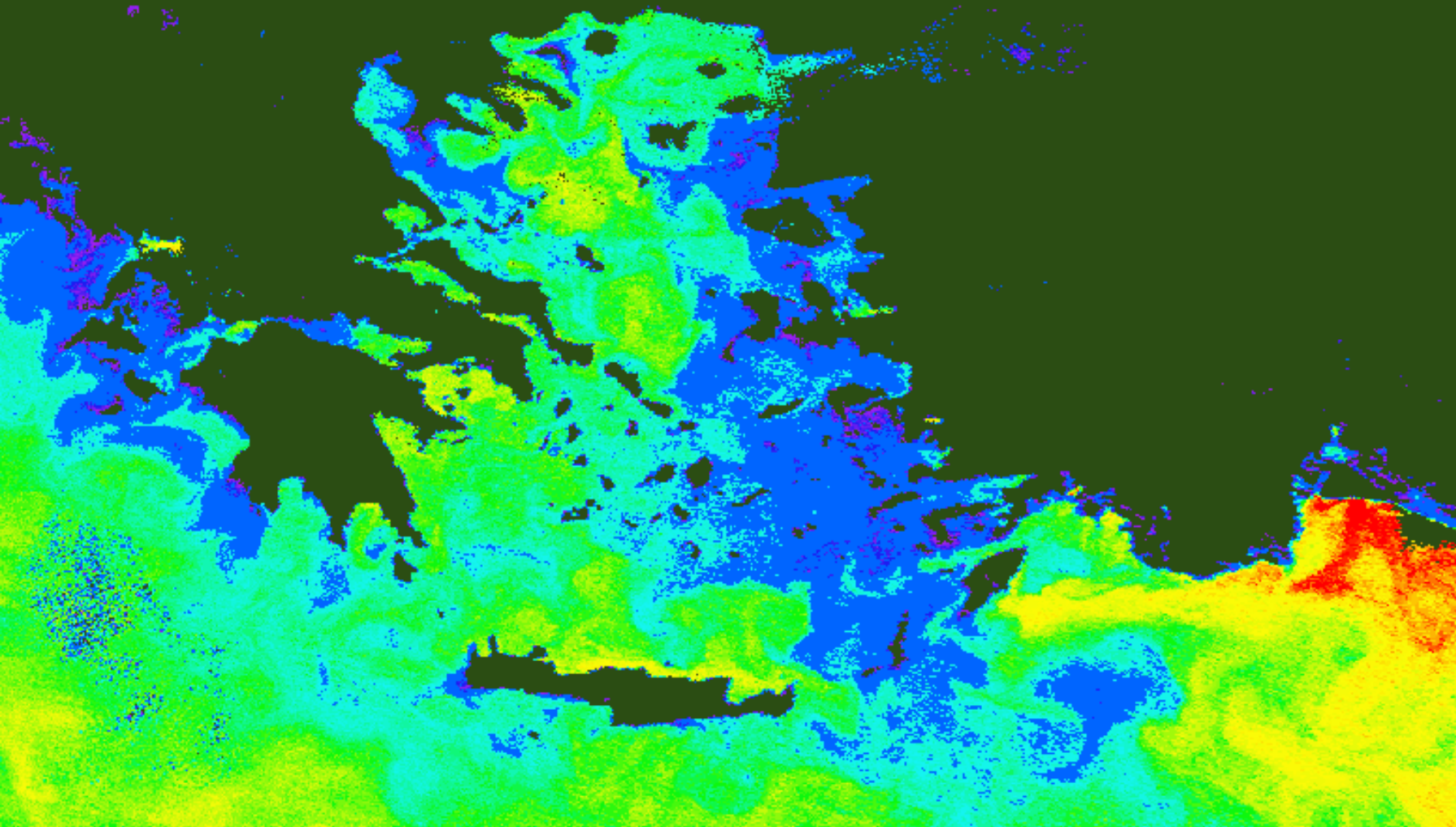


Στη θάλασσα της Λεβαντίνης και μέχρι τα ανατολικά παράλια της Ρόδου και Ανατολικά της Κρήτης η θερμοκρασία είναι  $21^{\circ}\text{C}$  -  $22^{\circ}\text{C}$  Το πιο θερμό ρεύμα  $22,5$ - $23,5^{\circ}\text{C}$  παρουσιάζεται βορειοδυτικά της Κύπρου.



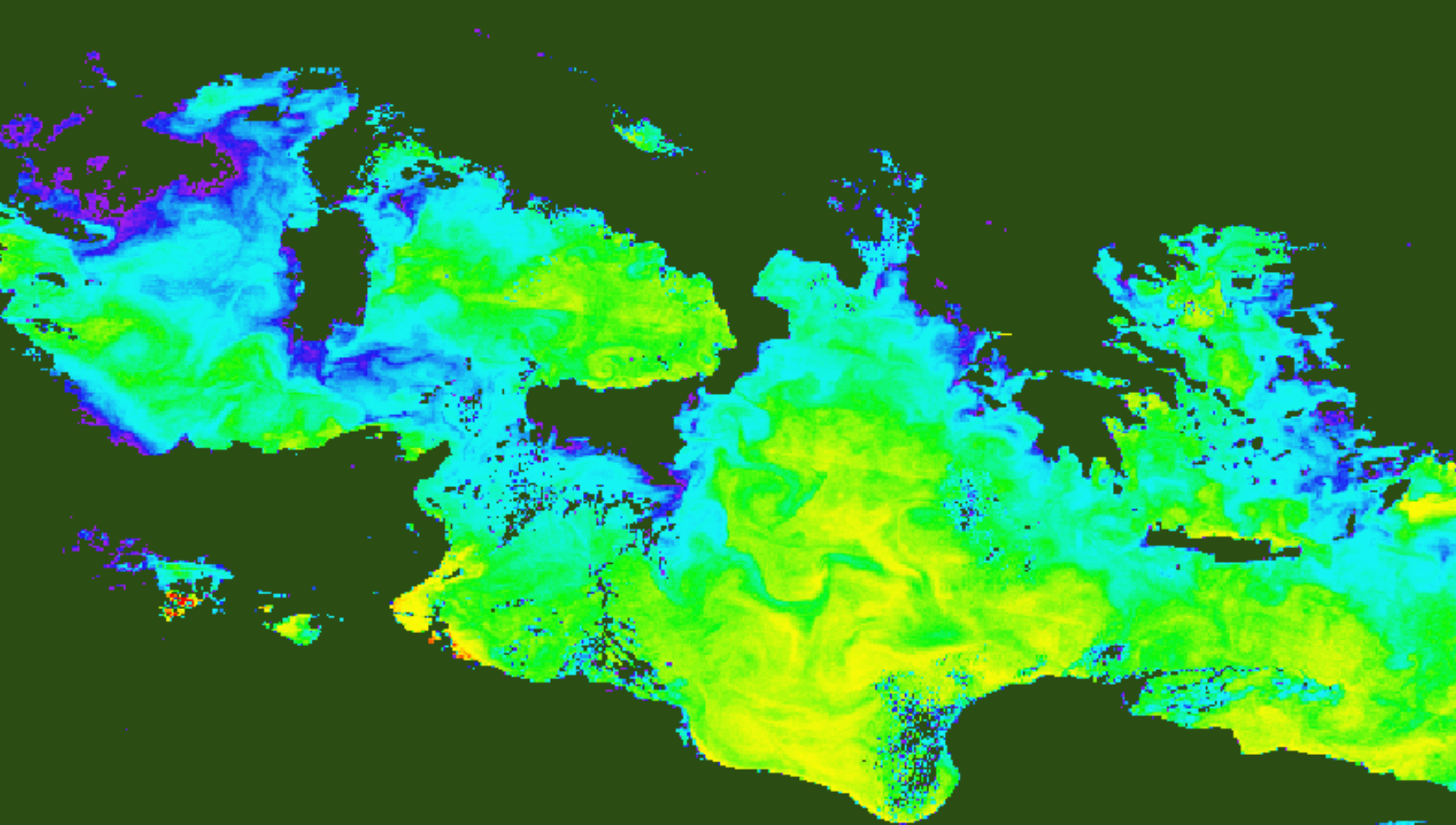
Το ψυχρό ρεύμα θερμοκρασίας  $19^{\circ}\text{C}$  - $21^{\circ}\text{C}$  κινείται στο Ανατολικό Αιγαίο, στις Κυκλάδες και καταλήγει στα νερά του Λιβυκού και της Λεβαντίνης αφού περάσει από το Στενό Κρήτη –Ρόδο.



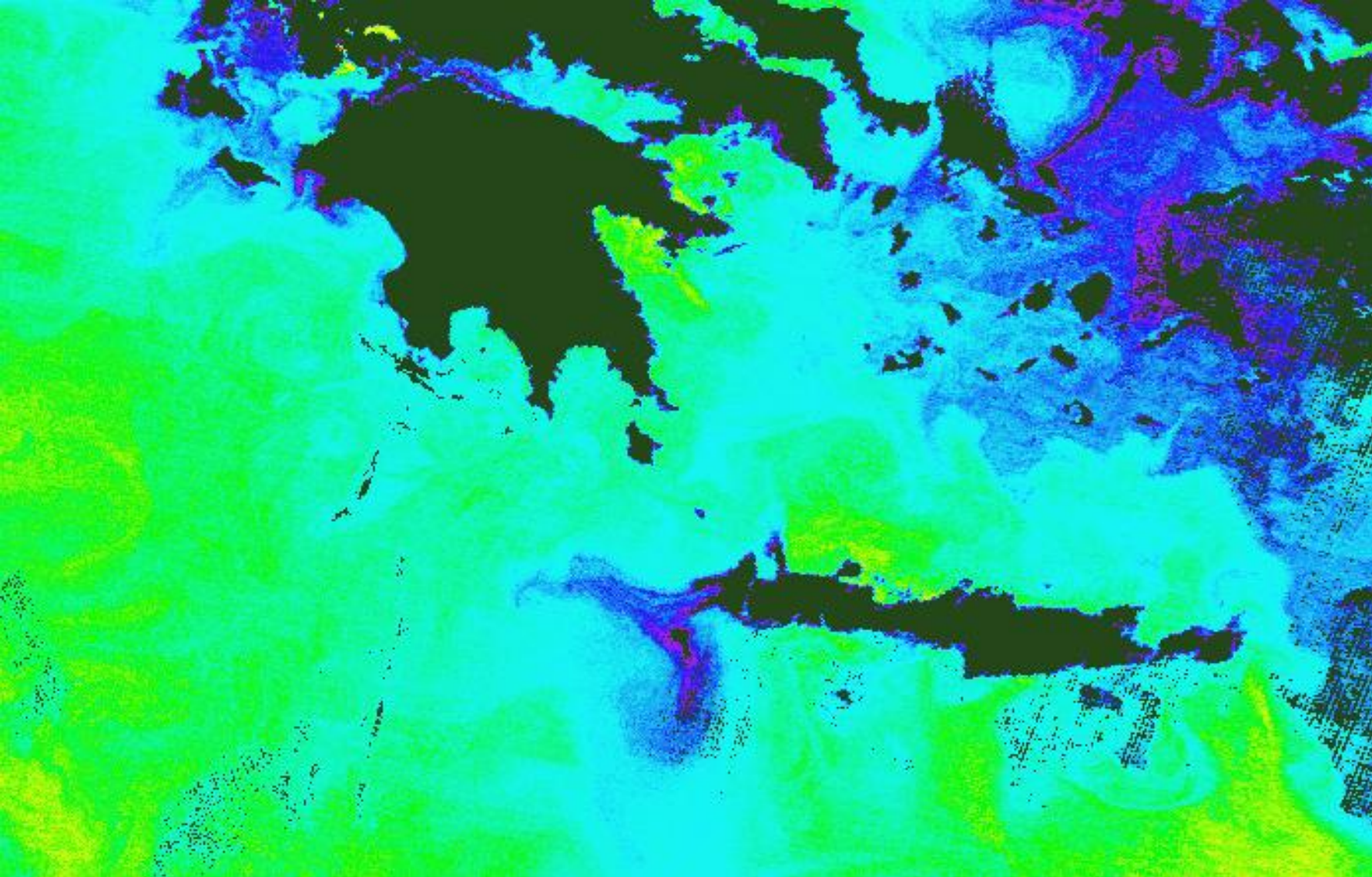


Τα ύδατα προερχόμενα από τον Εύξεινο πόντο κινούνται στο Ανατολικό Αιγαίο, εντοπίζονται στα στενά Ικαρίας-Μυκόνου. Οι παραπάνω ψυχρές μάζες  $19,5^{\circ}\text{C}$  -  $21^{\circ}\text{C}$  καταλήγουν στην Κάρπαθο και στα Νοτιοανατολικά της Ρόδου.



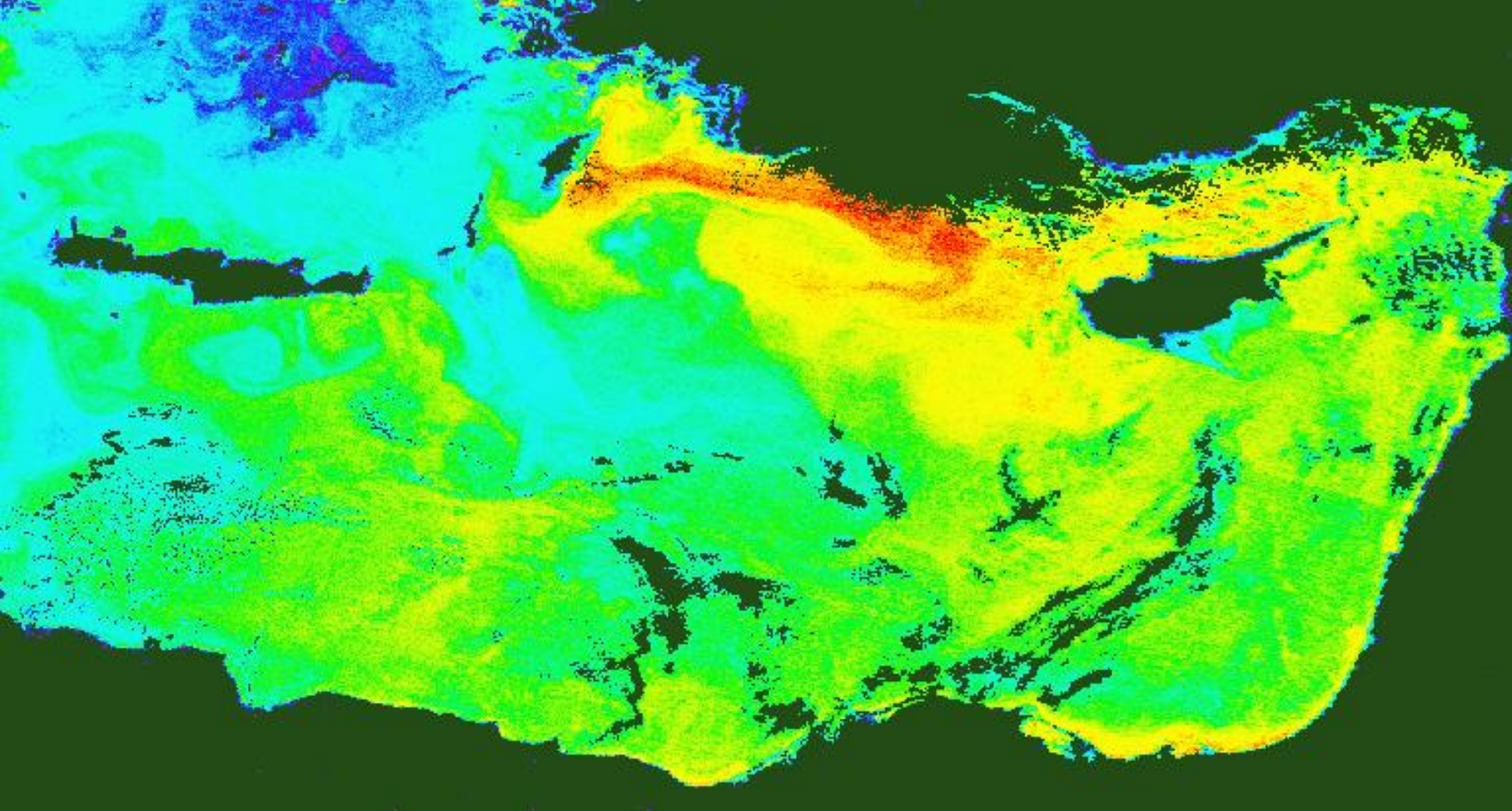


Οι υδάτινες μάζες της Βόρειας Μεσογείου παρουσιάζονται ψυχρότερες από αυτές που υπάρχουν στα Νοτιότερα παράλια.



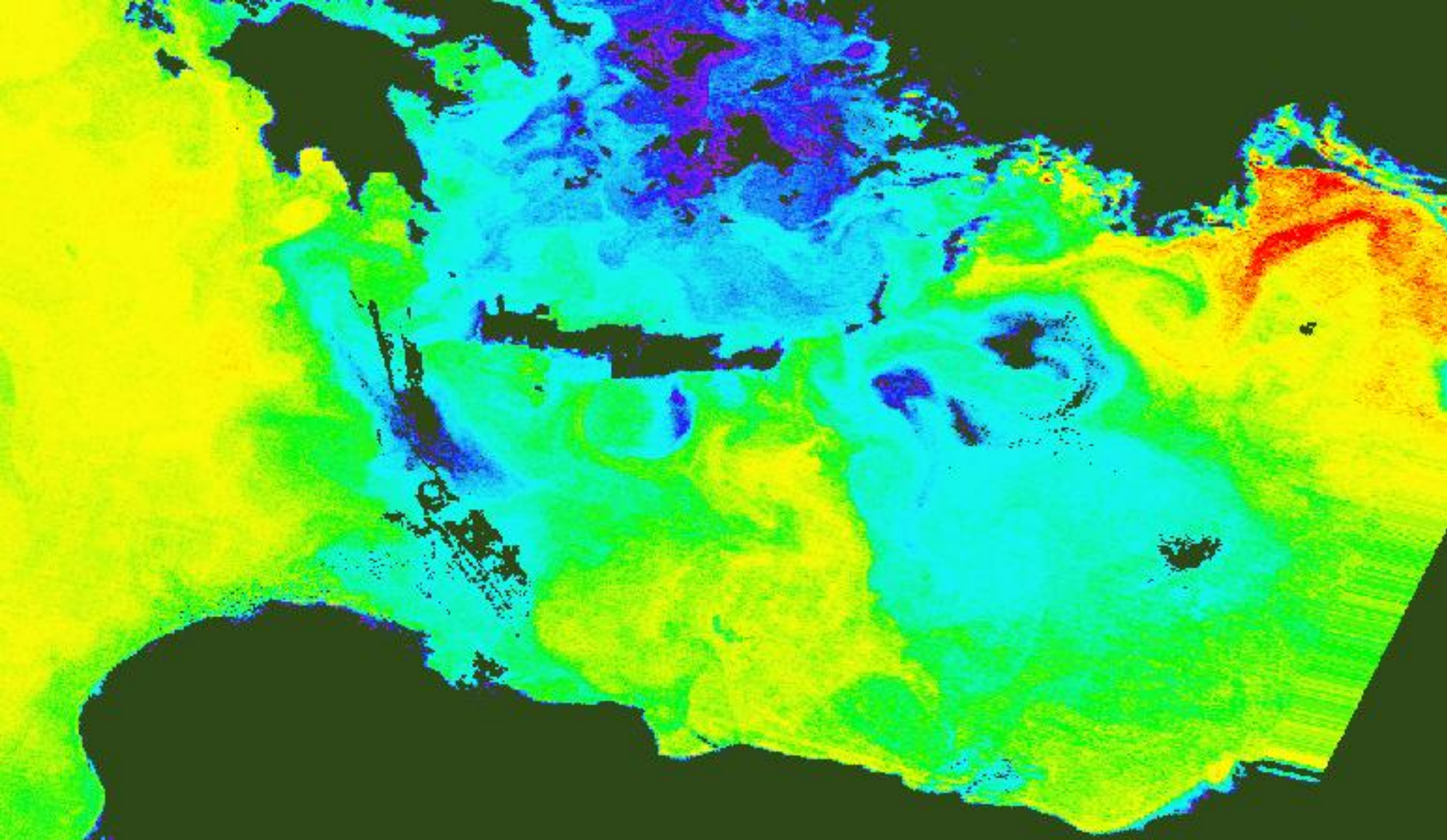
Μία ιδιαίτερα ψυχρή μάζα  $19,5^{\circ}\text{C}$  -  $20^{\circ}\text{C}$  εντοπίζεται Δυτικά της Κρήτης στο νομό Χανίων ενώ περιτριγυρίζεται από θαλάσσια ύδατα θερμοκρασίας  $21,5^{\circ}\text{C}$  -  $23^{\circ}\text{C}$ .





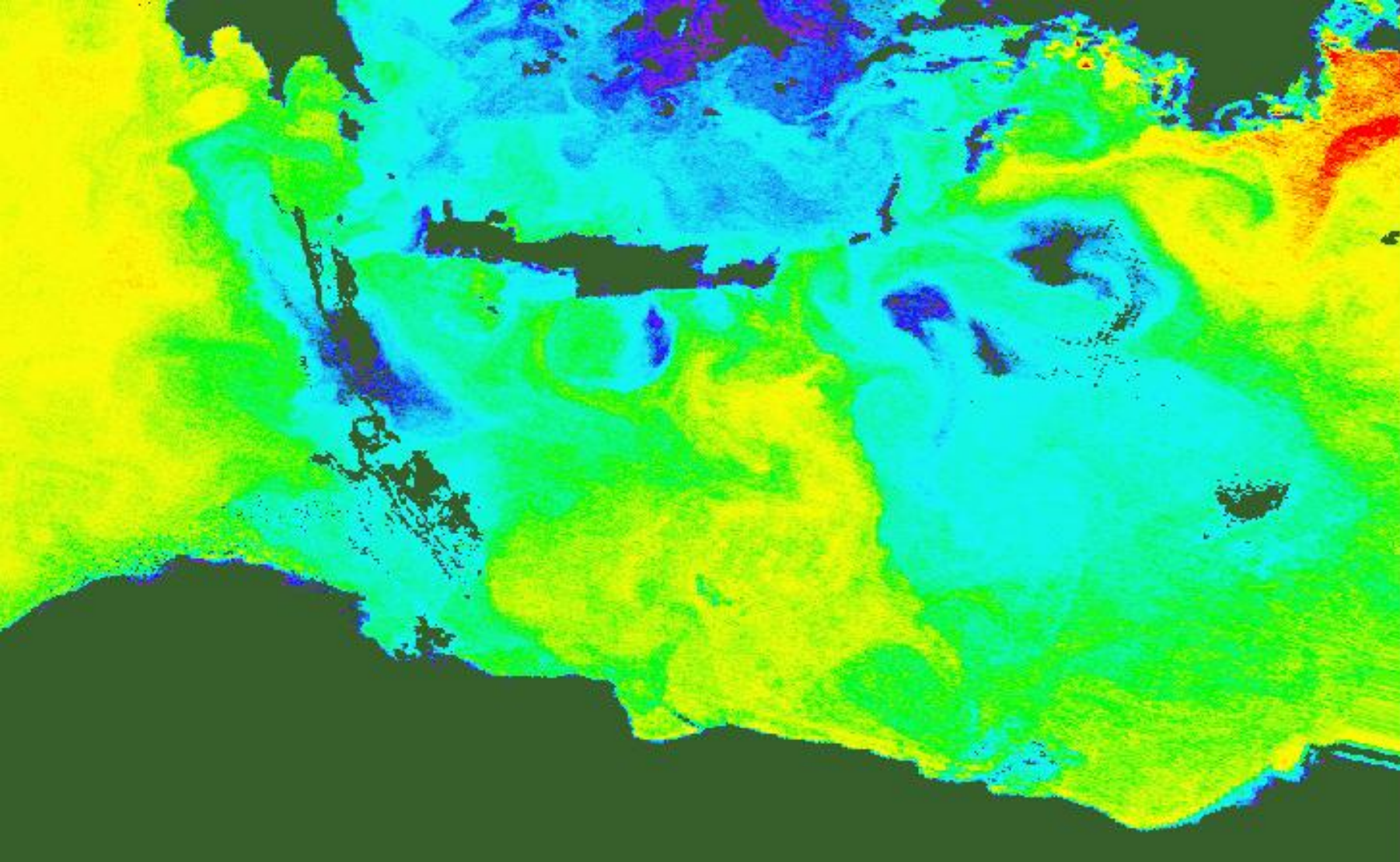
Στη θάλασσα της Λεβαντίνης το θερμό ρεύμα  $26^{\circ}\text{C}$  -  $27,5^{\circ}\text{C}$  υπάρχει Βόρεια της Κύπρου και φτάνει στα Ανατολικά της Ρόδου στα παράλια της Τουρκίας





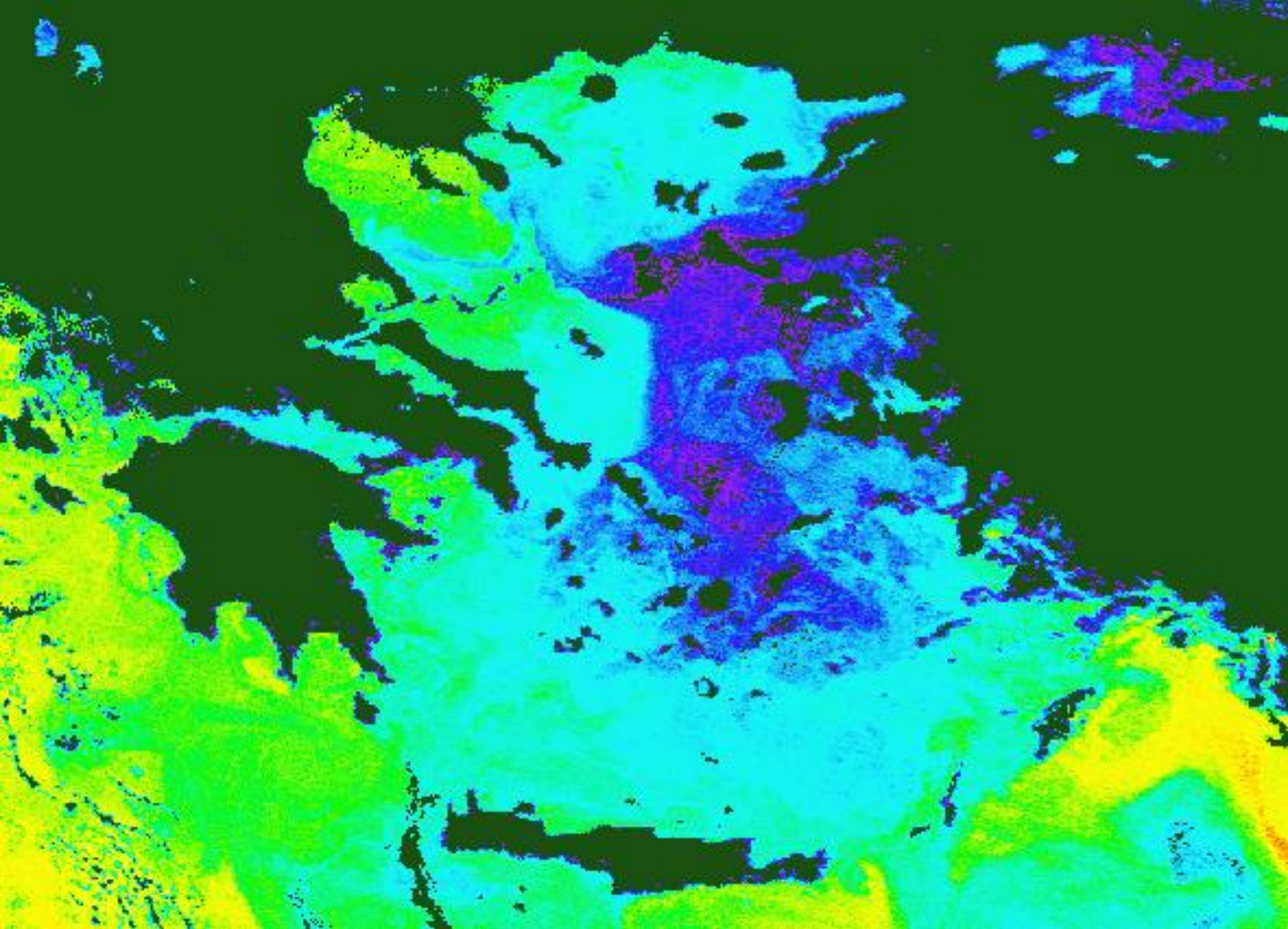
Μεταξύ Καρπάθου και Κρήτης τα ψυχρά ύδατα  $23.5-24^{\circ}\text{C}$  φαίνονται ότι κατευθύνονται προς την Λεβαντίνη. Ενώ τα ύδατα που περνάνε από το στενό Κύθηρα-Κρήτη φτάνουν έως τα παράλια της Αφρικής.



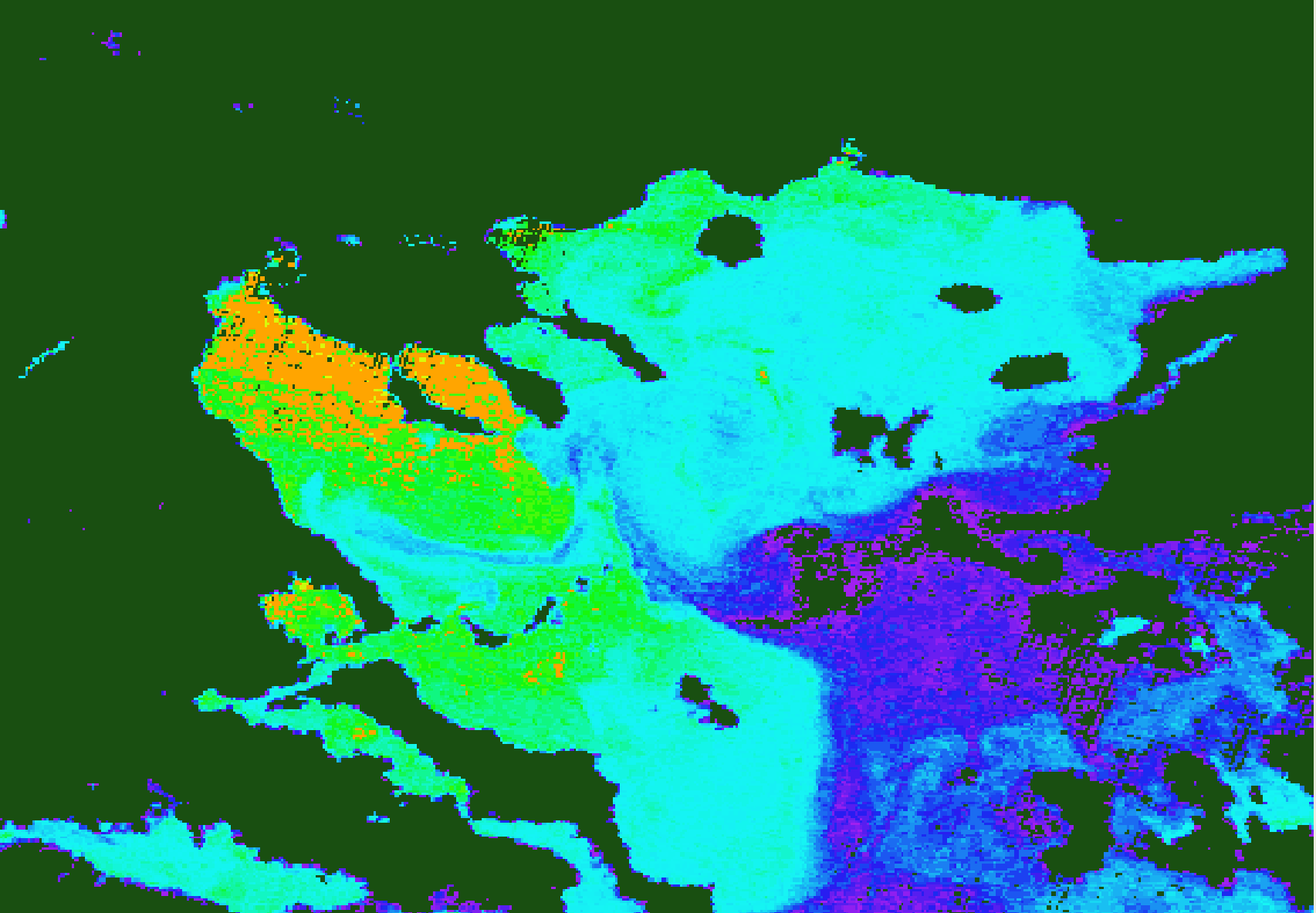


Θερμές υδάτινες μάζες  $25.5 - 26^{\circ}\text{C}$  προερχόμενες από ανατολικά εισχωρούν στο Λιβυκό πέλαγος φτάνοντας έως τα Νοτιοανατολικά της Κρήτης, ιδιαίτερα στα Νότια παράλια του νομού Λασιθίου.



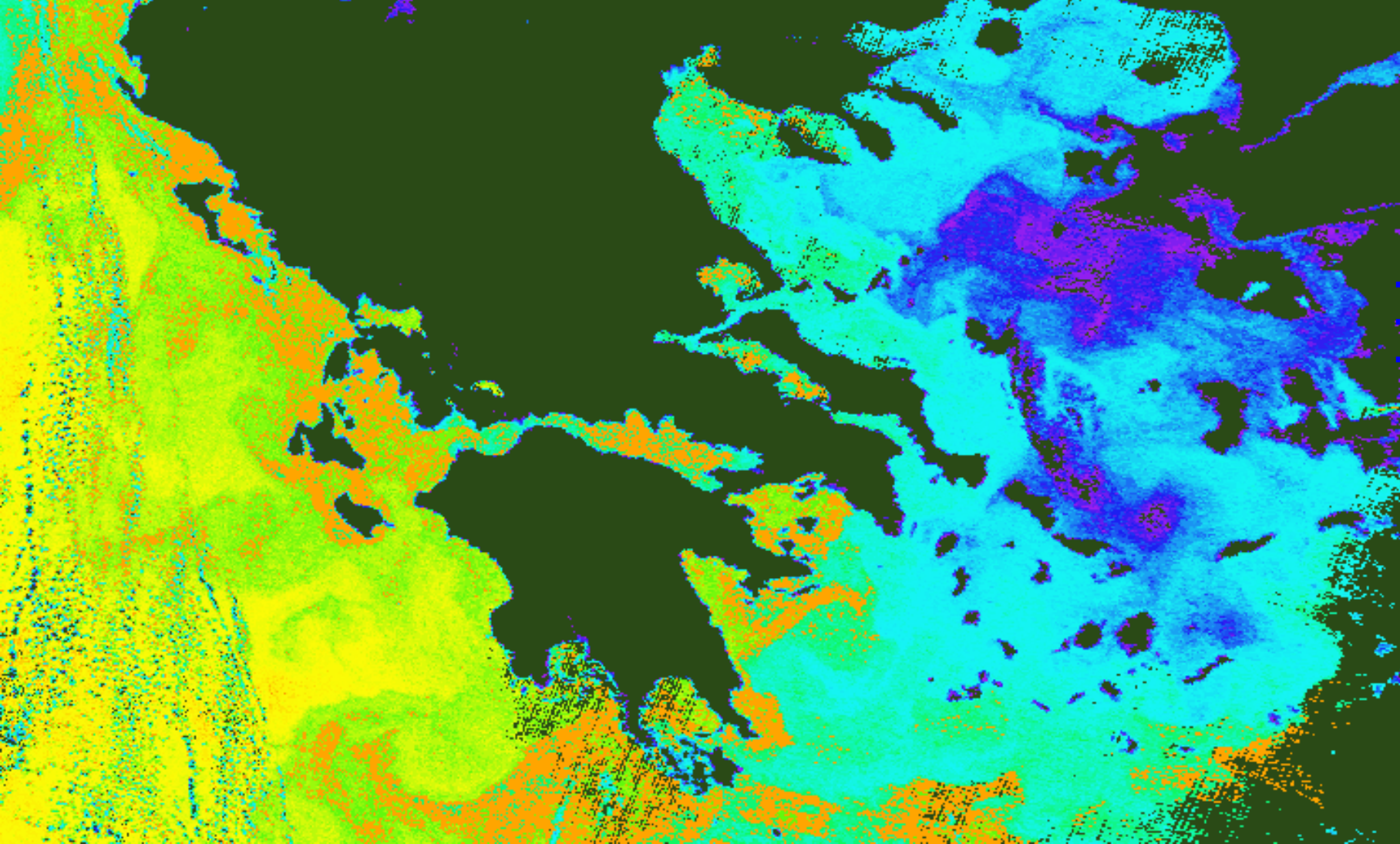


Το βόρειο ψυχρό ρεύμα  $20,5-21,5^{\circ}\text{C}$  κινείται  
δυτικότερα από ότι στις 11 Ιουλίου.



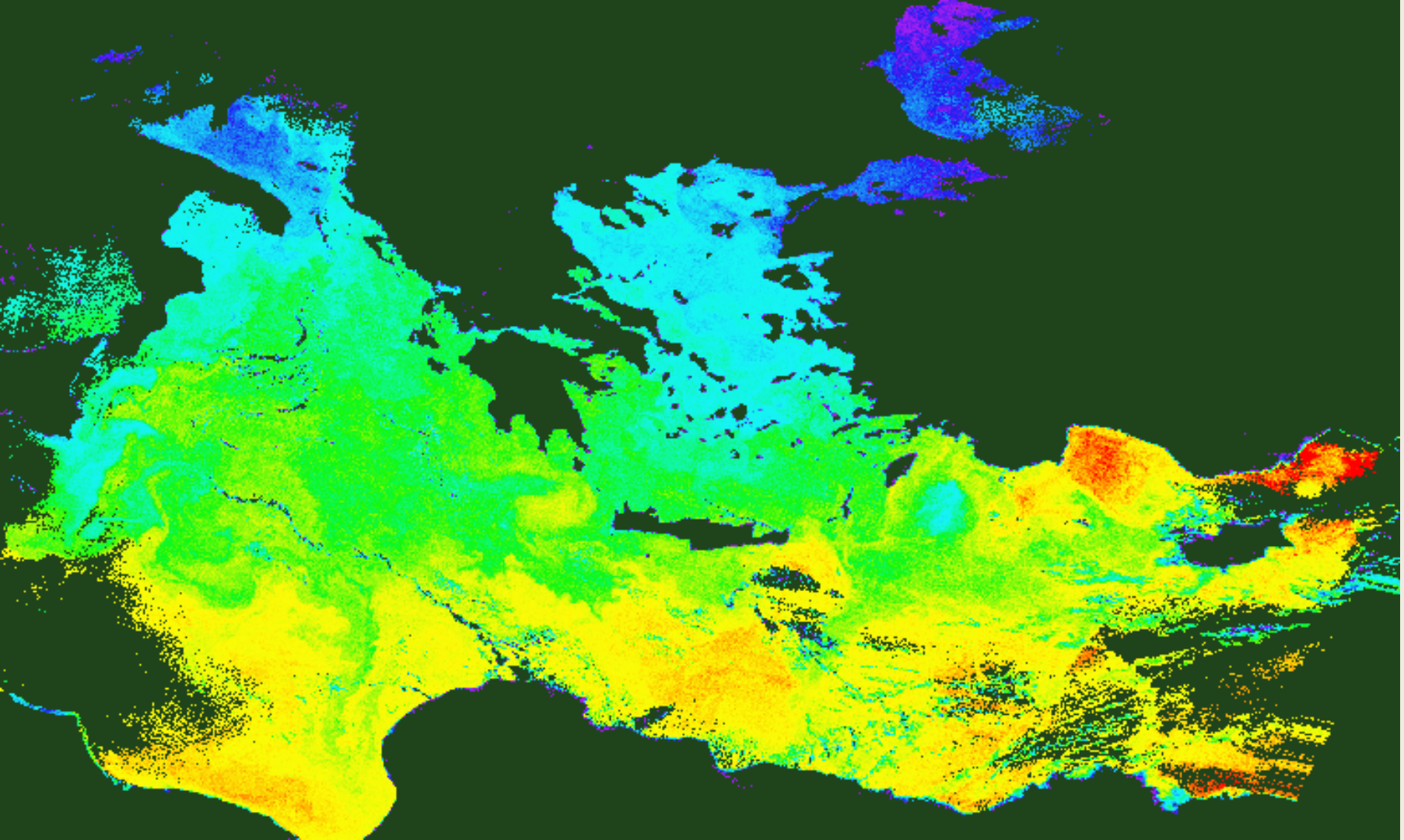
- Στα παράλια της Θράκης η θερμοκρασία είναι  $23,5^{\circ}\text{C}$  -  $24^{\circ}\text{C}$ . Στον κόλπο της Κασσάνδρας και στο Θερμαϊκό αγγίζει τους  $25^{\circ}\text{C}$ , στα ανοιχτά όμως του Θερμαϊκού και προς τις Βόρειες Σποράδες η θερμοκρασία μειώνεται κατά ένα βαθμό





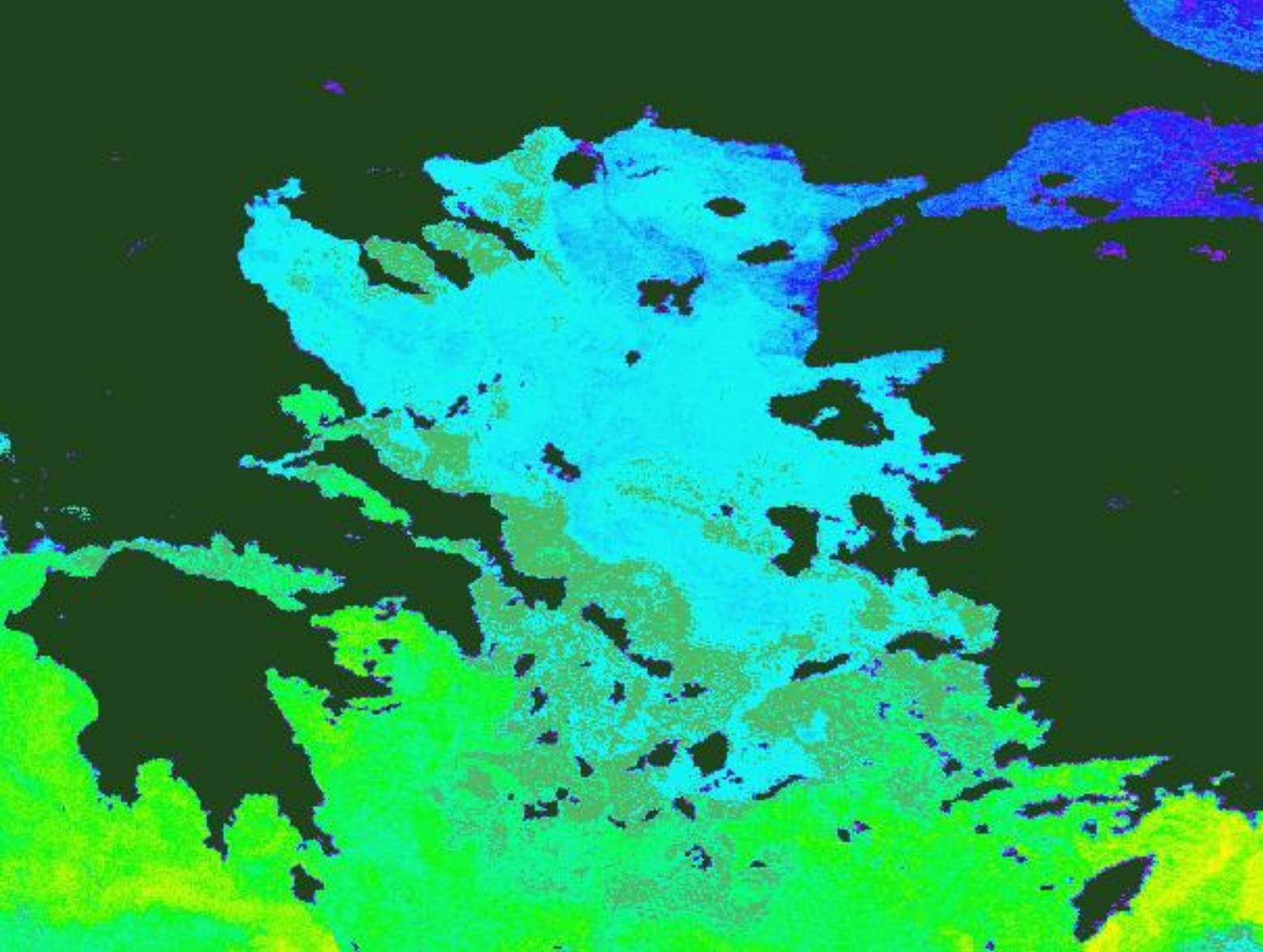
Οι υψηλότερες θερμοκρασίες  $23,5^{\circ}\text{C}$  στο Αιγαίο βρίσκονται στον Σαρωνικό και στον Αργολικό κόλπο. Στο Ιόνιο στα παράλια της Ηπείρου η θερμοκρασία είναι  $22,5^{\circ}\text{C}$  -  $23^{\circ}\text{C}$ , ενώ δυτικότερα και στα παράλια της Πελοποννήσου η θερμοκρασία ανεβαίνει κατά μισό με ένα βαθμό.





Αρχές Οκτωβρίου παρατηρείται ότι οι ισόθερμες καμπύλες έχουν την διεύθυνση Βορρά – Νότο.

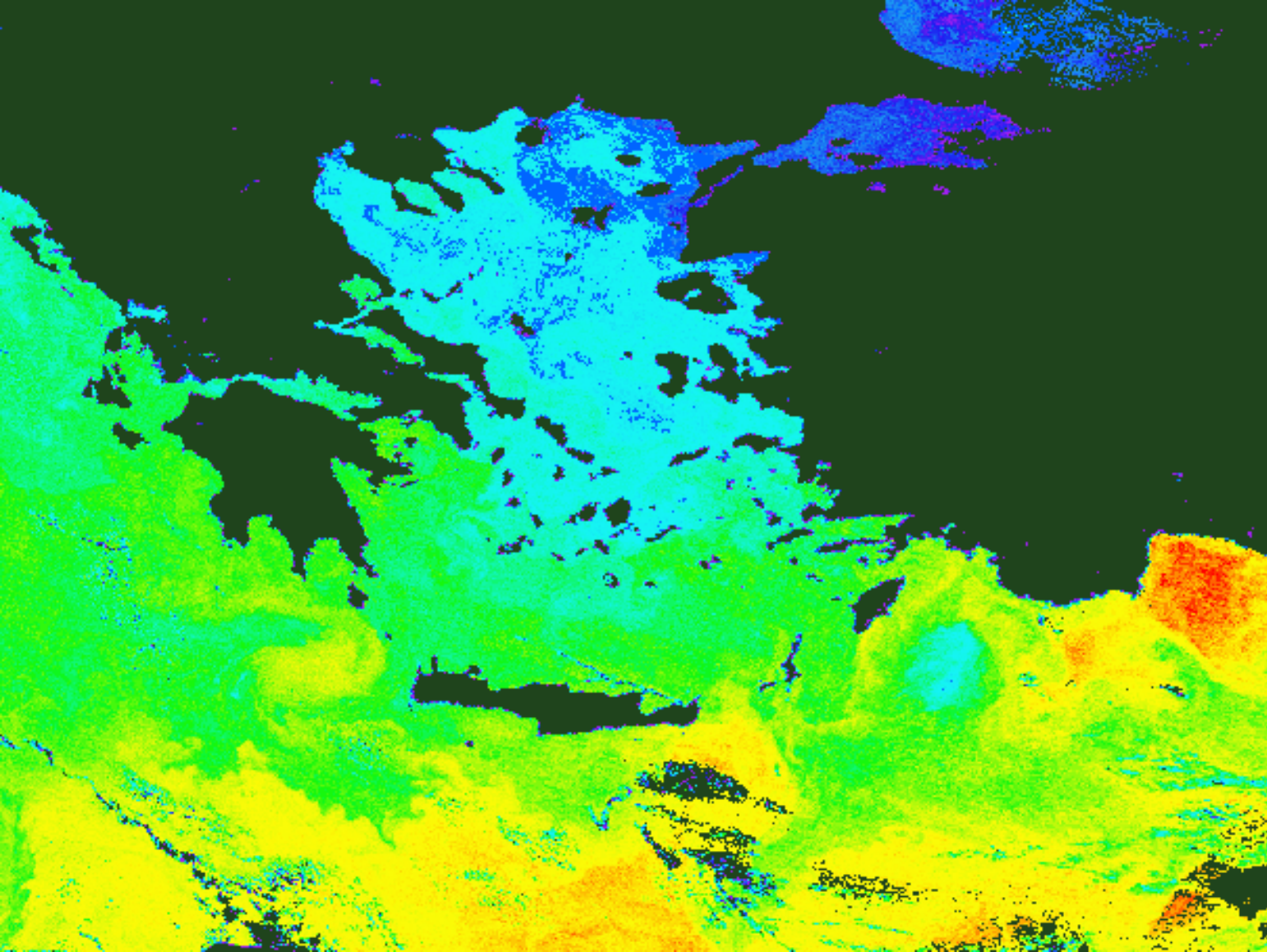
1 Οκτωβρίου 1998



Στον κόλπο της Κασσάνδρας και στον κόλπο του Άθου η θερμοκρασία είναι  $21^{\circ}\text{C}$  –  $21,5^{\circ}\text{C}$ . Οι ίδιες θερμοκρασίες εντοπίζονται στα Νότια παράλια της Εύβοιας - κόλπος Πεταλίων, τις Κυκλάδες έως Βόρεια της Κω

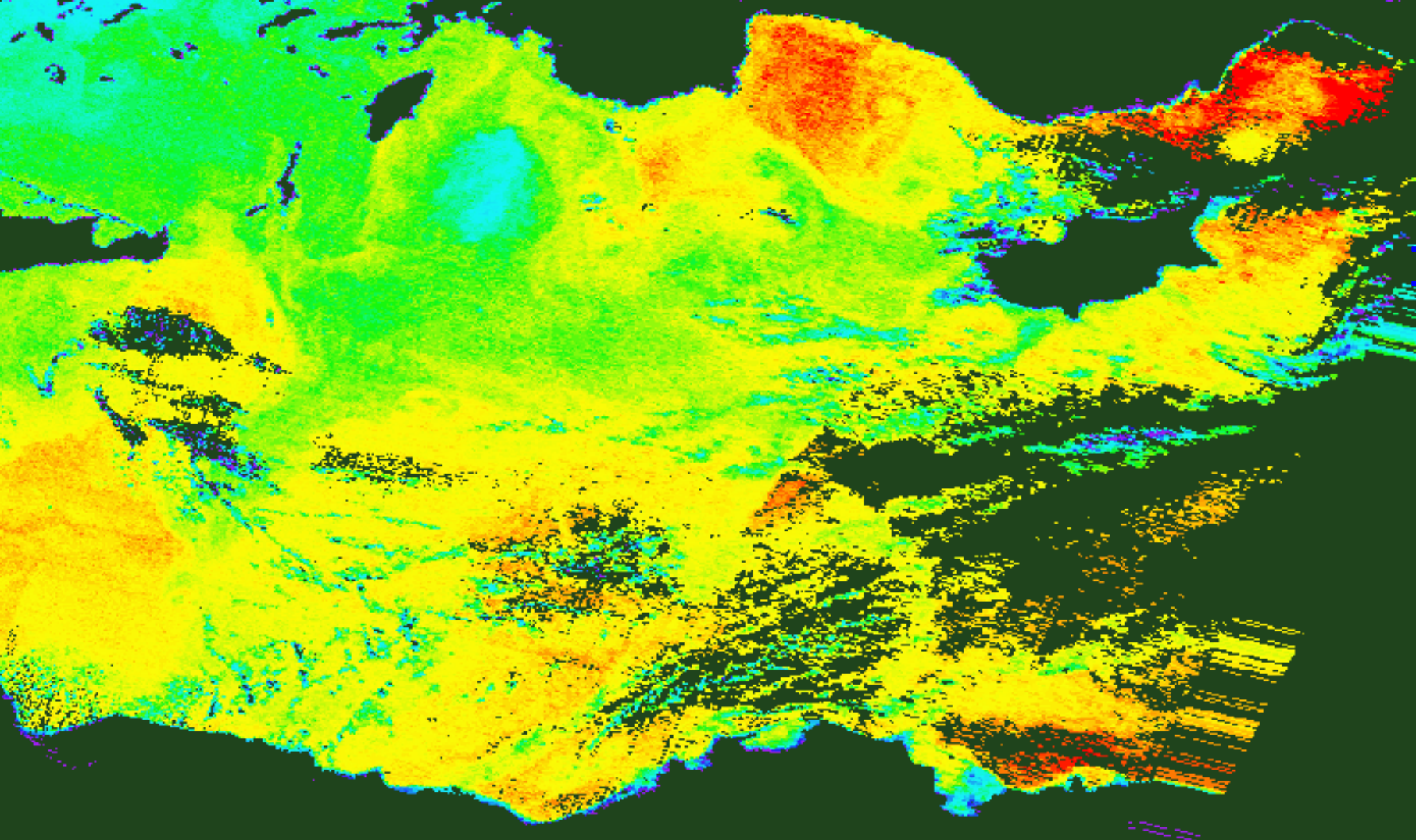


1 Οκτωβρίου 1998



Στο Θρακικό πέλαγος έως την Λήμνο η θερμοκρασία φτάνει τους 20°C, φαίνεται ένα ρεύμα να εμφανίζεται με κυκλωνική πορεία που περνάει από την Ίμβρο, βόρεια της Λήμνου – Θάσου και στα παράλια του Νομού Έβρου

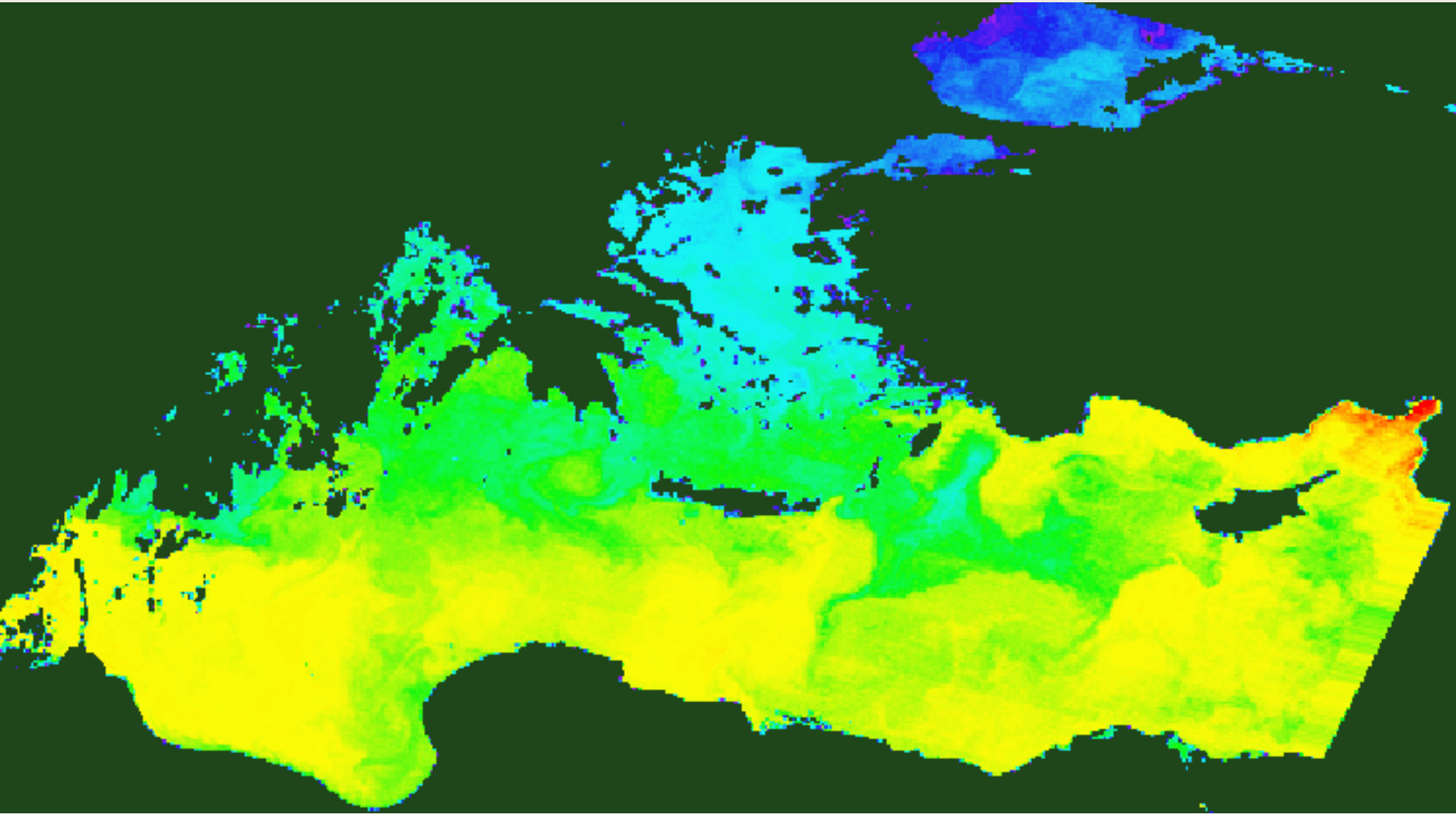
1 Οκτωβρίου 1998



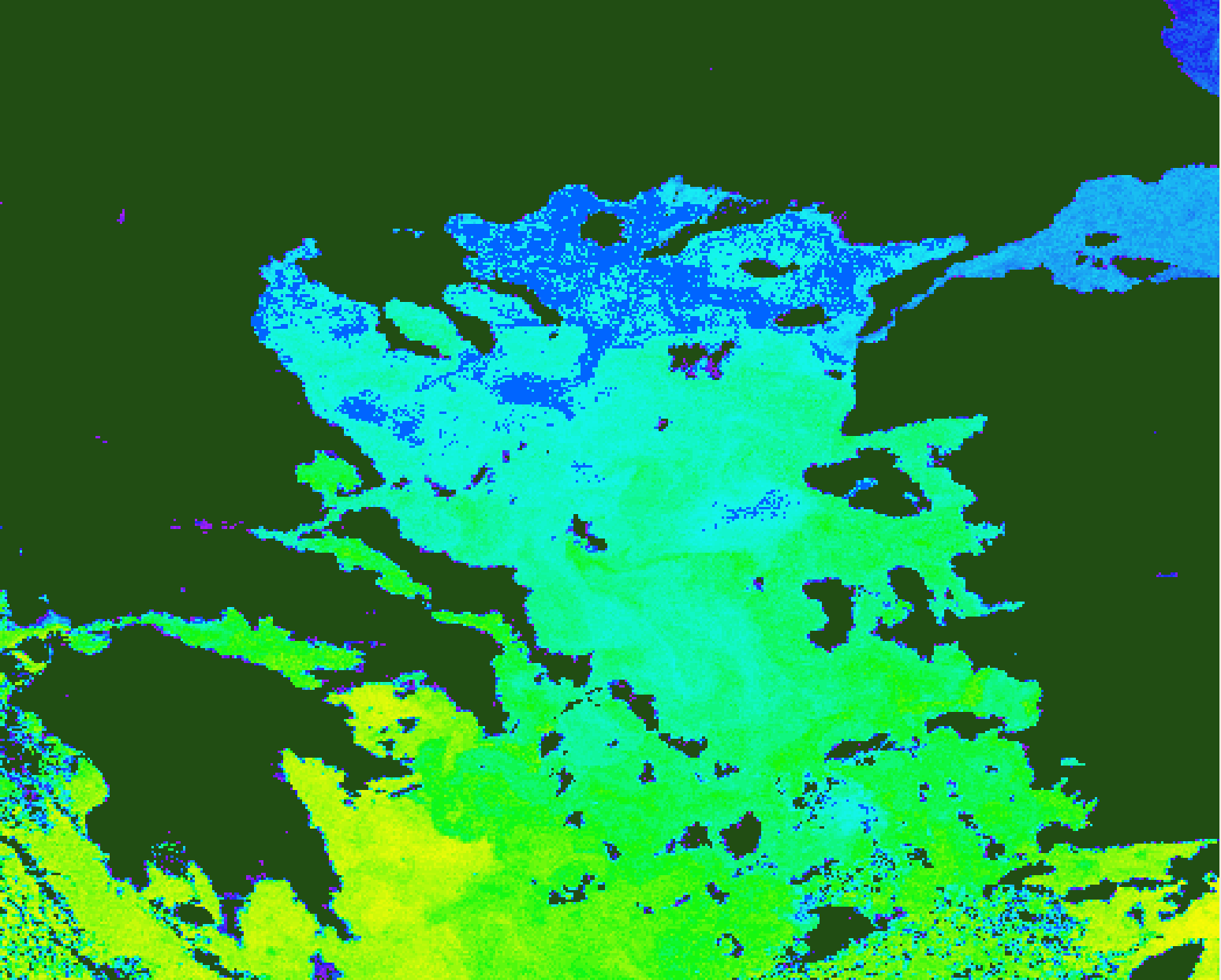
Το θερμό ρεύμα  $25 - 26^{\circ}\text{C}$  που βρίσκεται Βόρεια της Κύπρου στα παράλια της Τουρκίας στη συγκεκριμένη εικόνα δεν φτάνει έως Ανατολικά της Ρόδου. Σε όλη την Λεβαντίνη η θερμοκρασία είναι  $24^{\circ}\text{C} - 25^{\circ}\text{C}$  εκτός από Ανατολικά της Κρήτης και Δυτικά της Κύπρου που έχει  $22,5^{\circ}\text{C} - 23,5^{\circ}\text{C}$



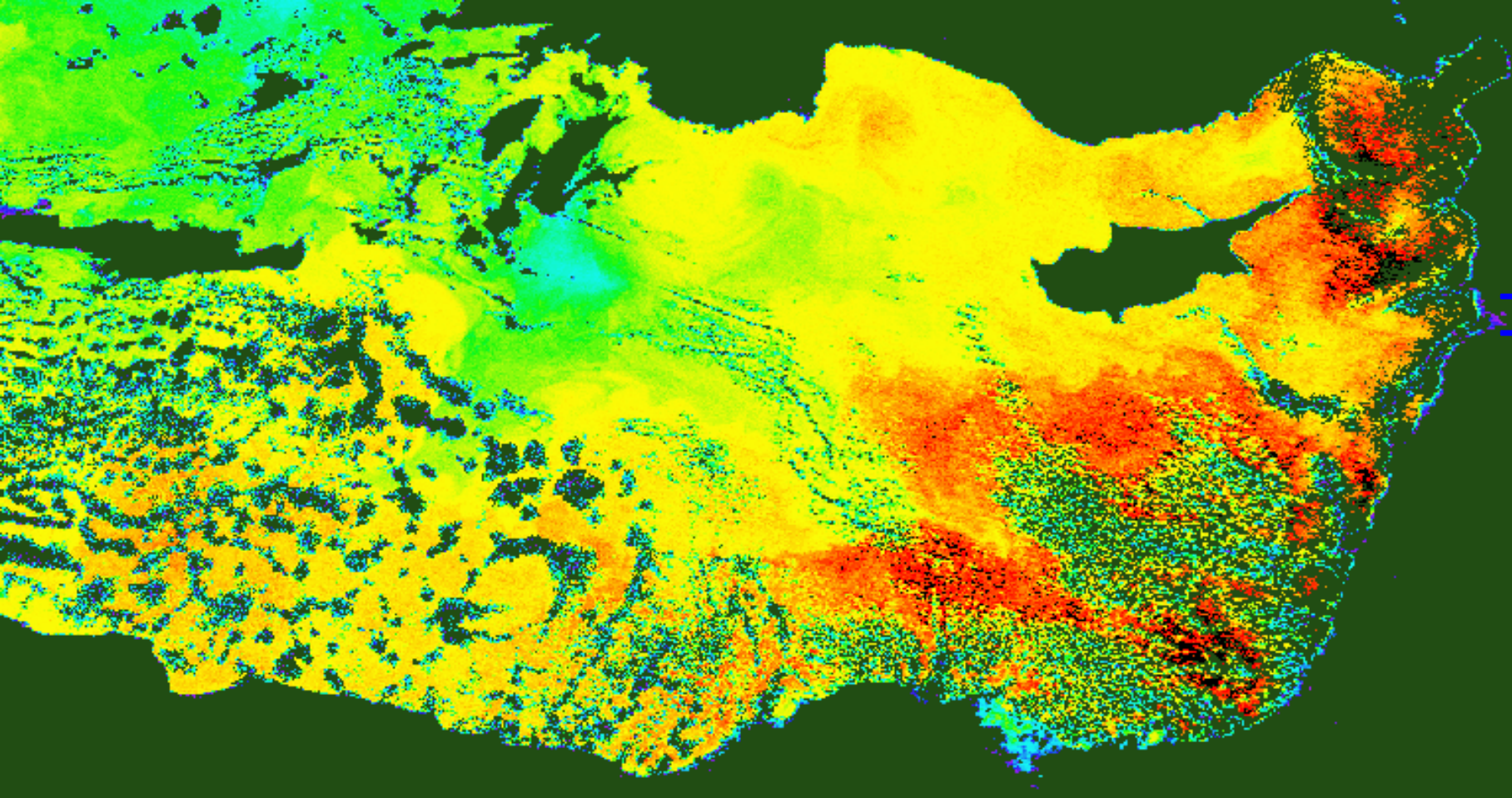
10 Οκτωβρίου 1998



30 Οκτωβρίου 1998

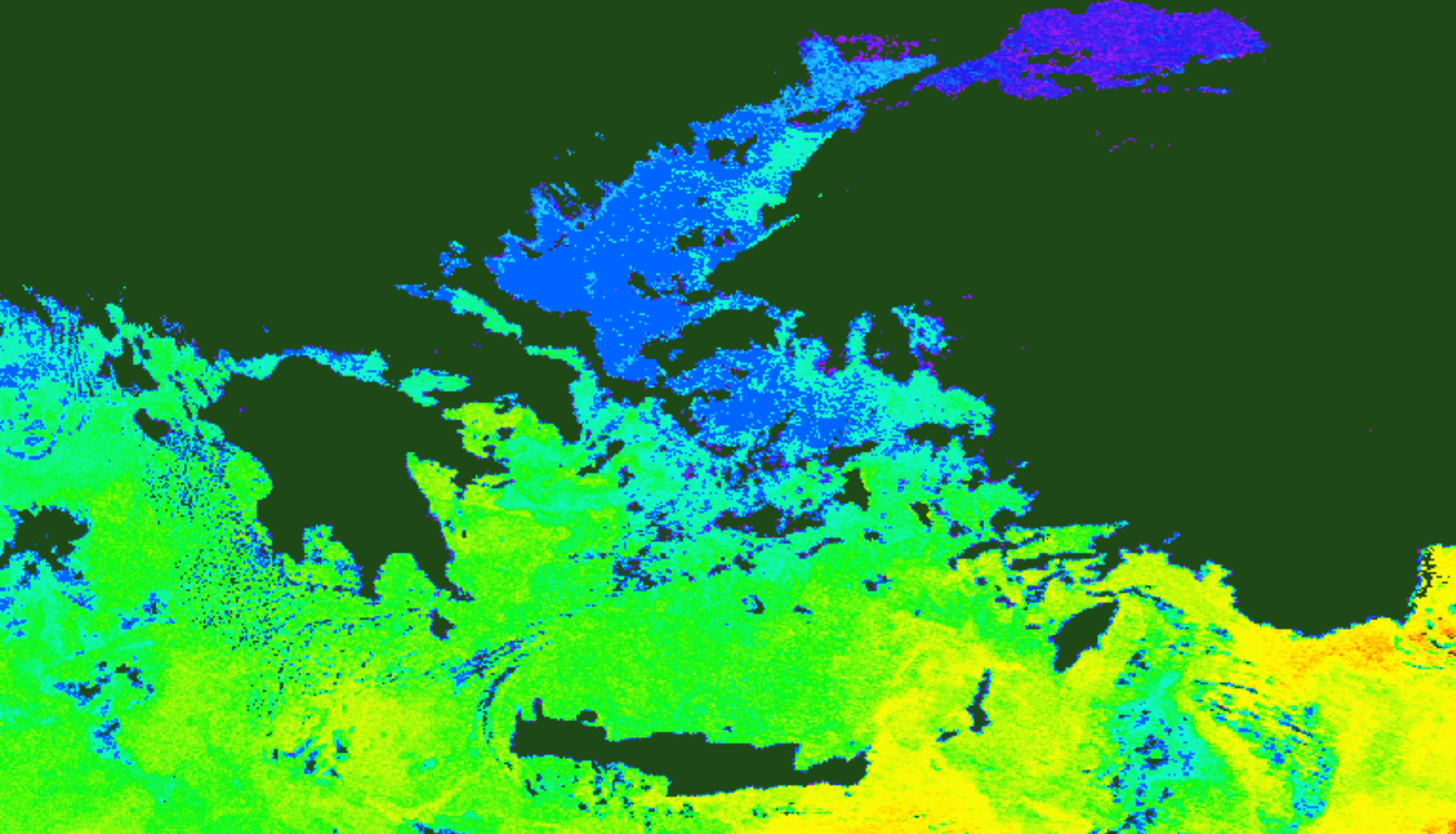


16,5°C -17°C έχει το Θρακικό πέλαγος και ένα θαλάσσιο τόξο που ενώνει το τρίτο με το δεύτερο πόδι της Χαλκιδικής. Γύρω από τη Σαμοθράκη κυριαρχούν οι θερμοκρασίες 17°C -17,5°C



Στη Λεβαντίνη οι υψηλότερες θερμοκρασίες  $22,5^{\circ}\text{C}$  -  $23,5^{\circ}\text{C}$  εντοπίζονται Νοτιοανατολικά της. Οι θερμοκρασίες  $21^{\circ}\text{C}$  -  $22,5^{\circ}\text{C}$  απεικονίζονται Βόρεια της Κύπρου, Δυτικά έως τα παράλια της Αιγύπτου συνεχίζοντας όμως να προσεγγίζει τα Νότια παράλια της Κρήτης

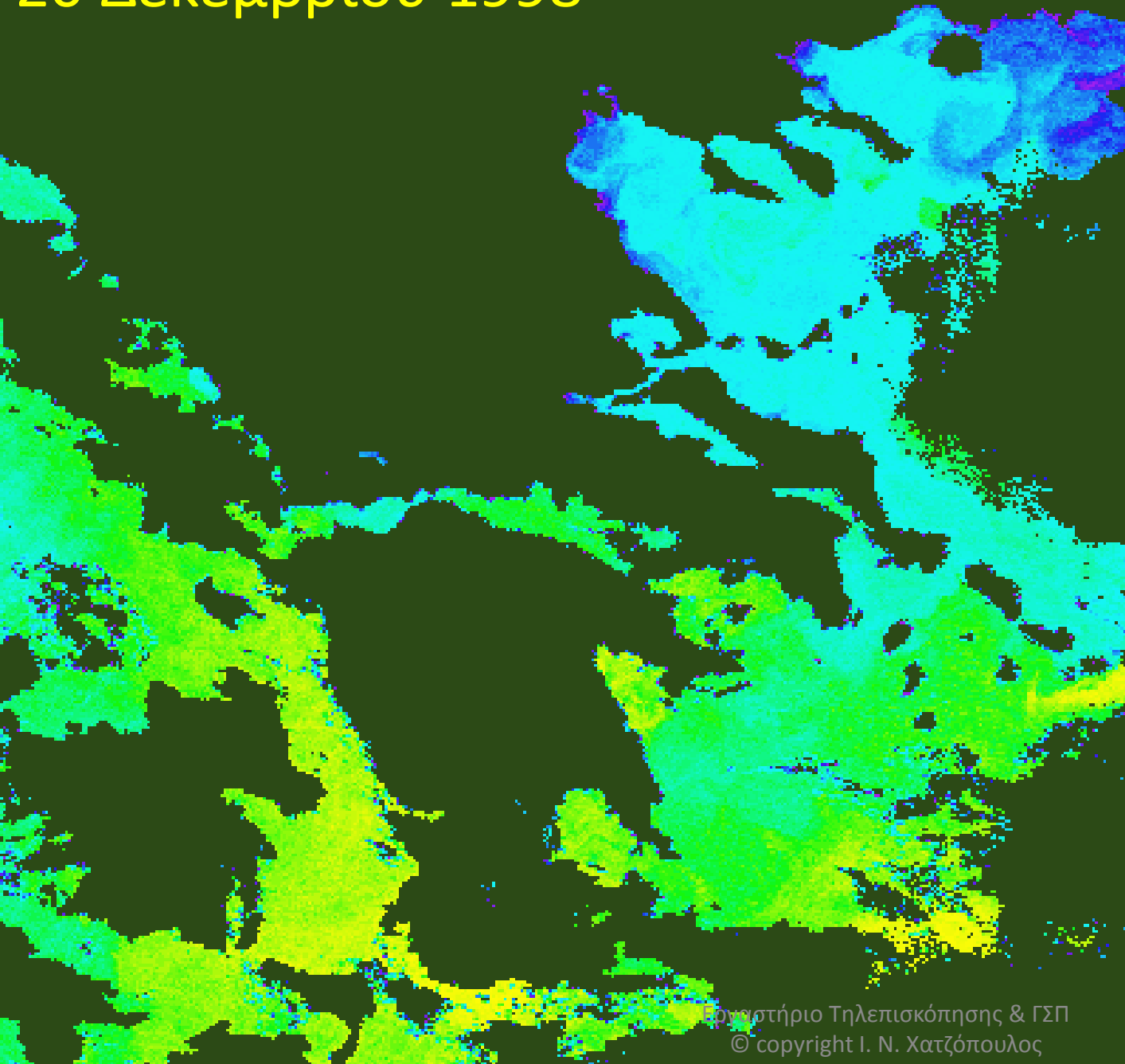




Φαίνεται καθαρά ότι τα ψυχρότερα νερά θερμοκρασίας  $17,5^{\circ}\text{C}$  -  $18,5^{\circ}\text{C}$  μετατοπίζονται από το Ανατολικό Αιγαίο προς την Ηπειρωτική Ελλάδα

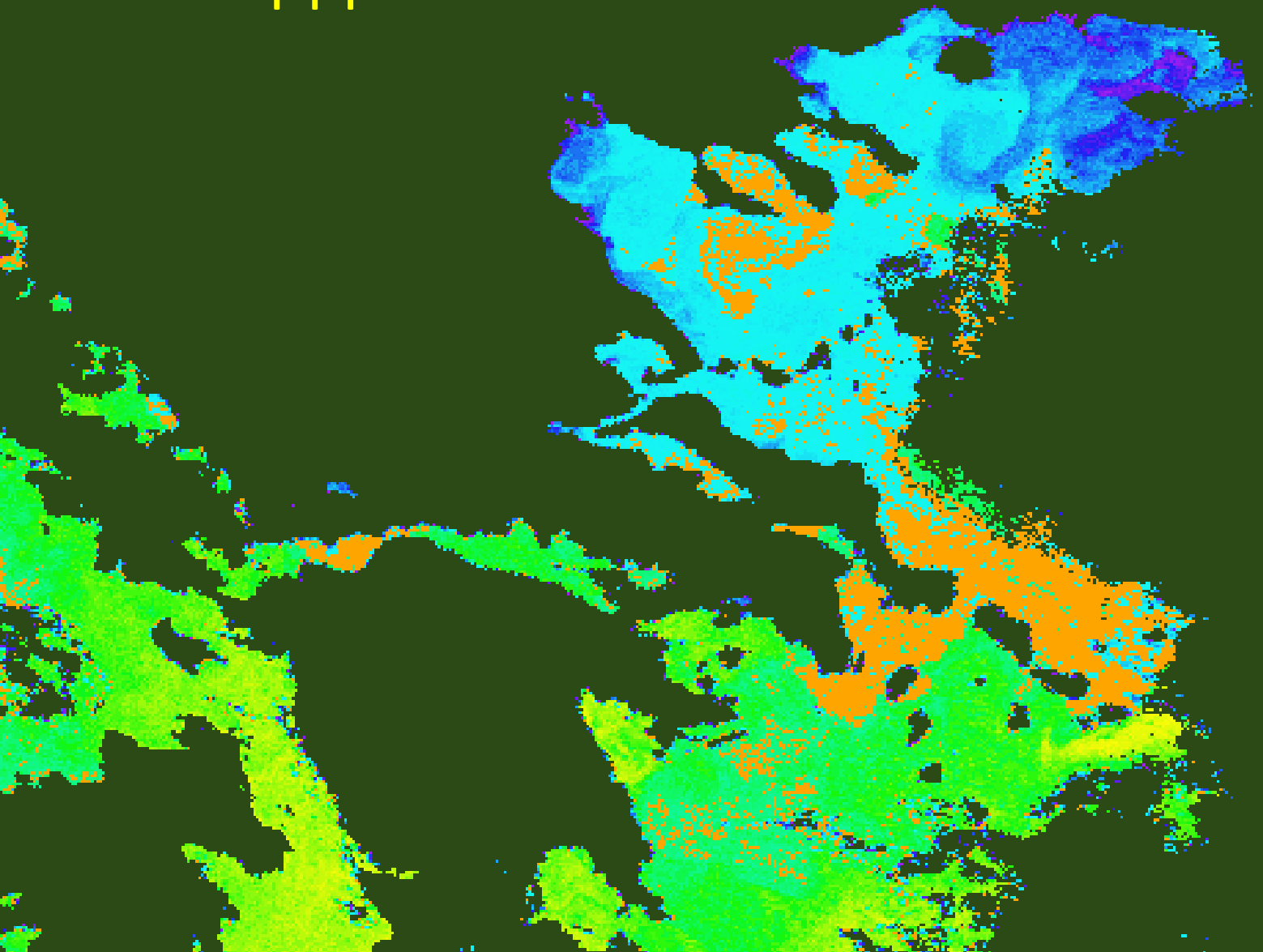


20 Δεκεμβρίου 1998

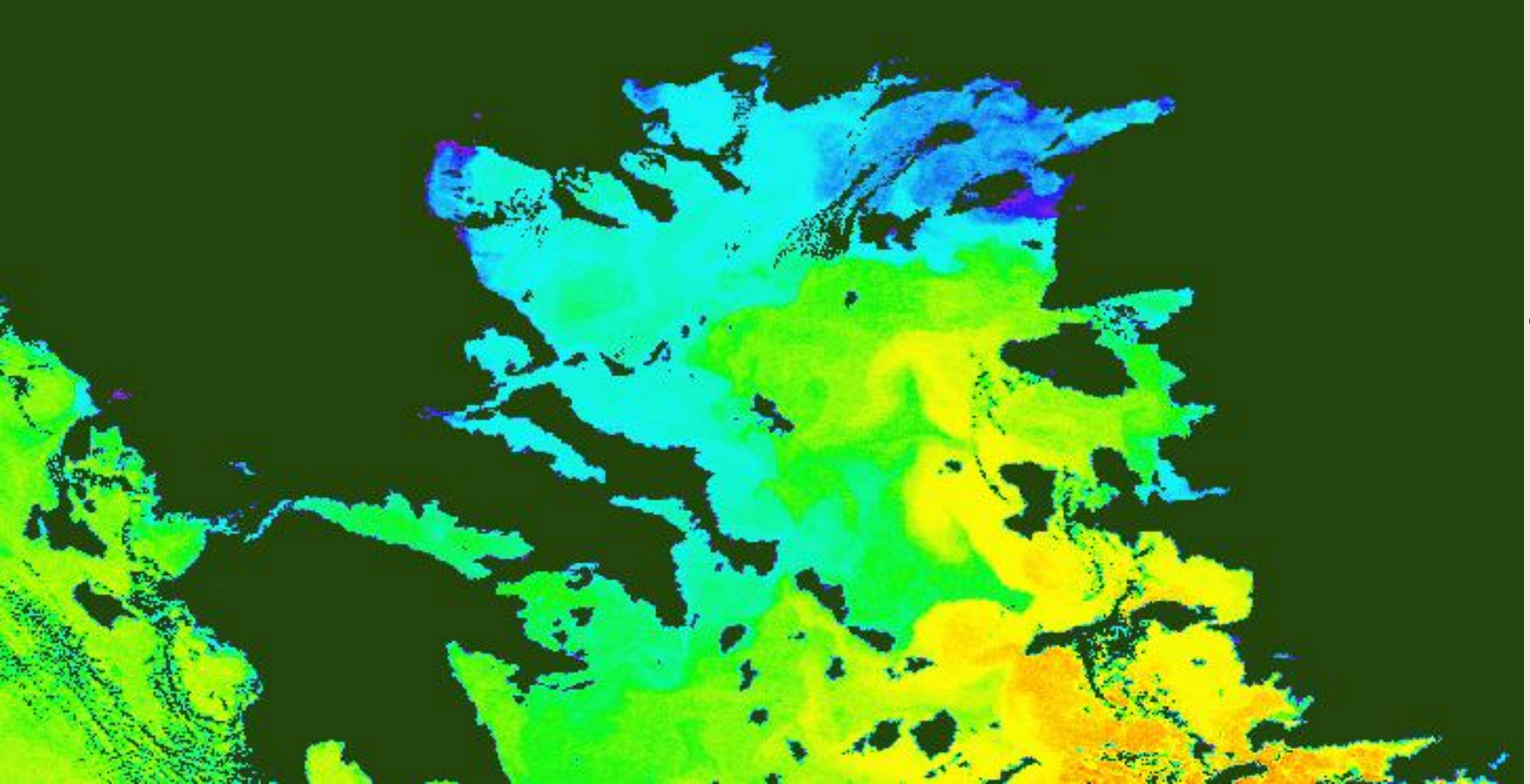


Στο Θρακικό πέλαγος, Ανατολικά της Θάσου και Βόρεια της Λήμνου υπάρχουν οι χαμηλότερες θερμοκρασίες 11,5-12°C. Οι ίδιες χαμηλές θερμοκρασίες εντοπίζονται σε μικρή έκταση στο Θερμαϊκό κόλπο. Στην υπόλοιπη περιοχή η θερμοκρασία φτάνει ως τους 13,5 °C.

20 Δεκεμβρίου 1998

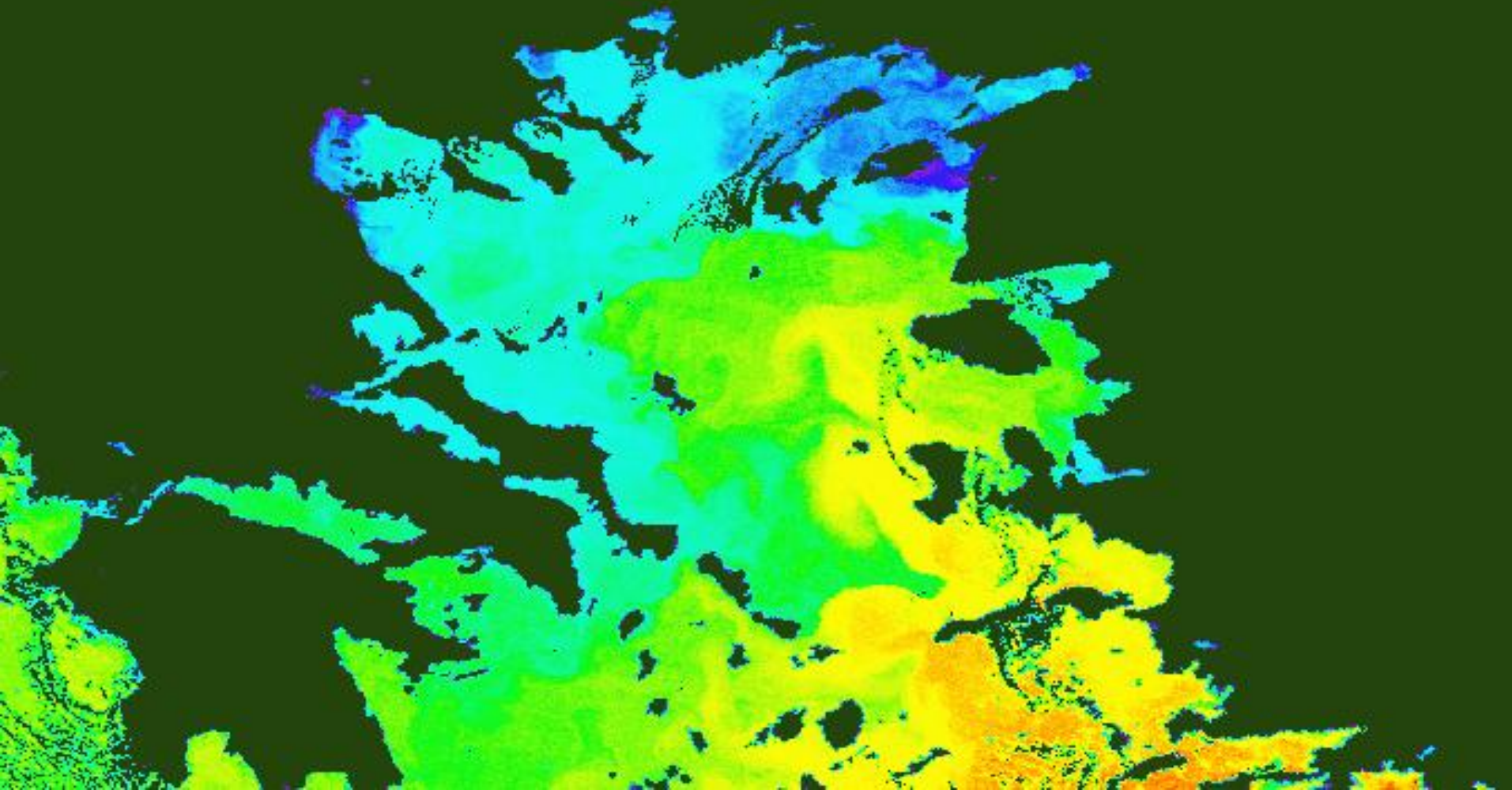


Στους κόλπους της Χαλκιδικής οι τιμές ανεβαίνουν στους 13,5 -14°C



Από τα Δαρδανέλια εισέρχονται θερμοκρασίες 10 έως 11°C και βρίσκονται κυρίως στην περιοχή του Θρακικού Πελάγους έως Βόρεια της Λήμνου, παρατηρούνται οι ίδιες θερμοκρασίες και κοντά στις ακτές της Πιερίας.

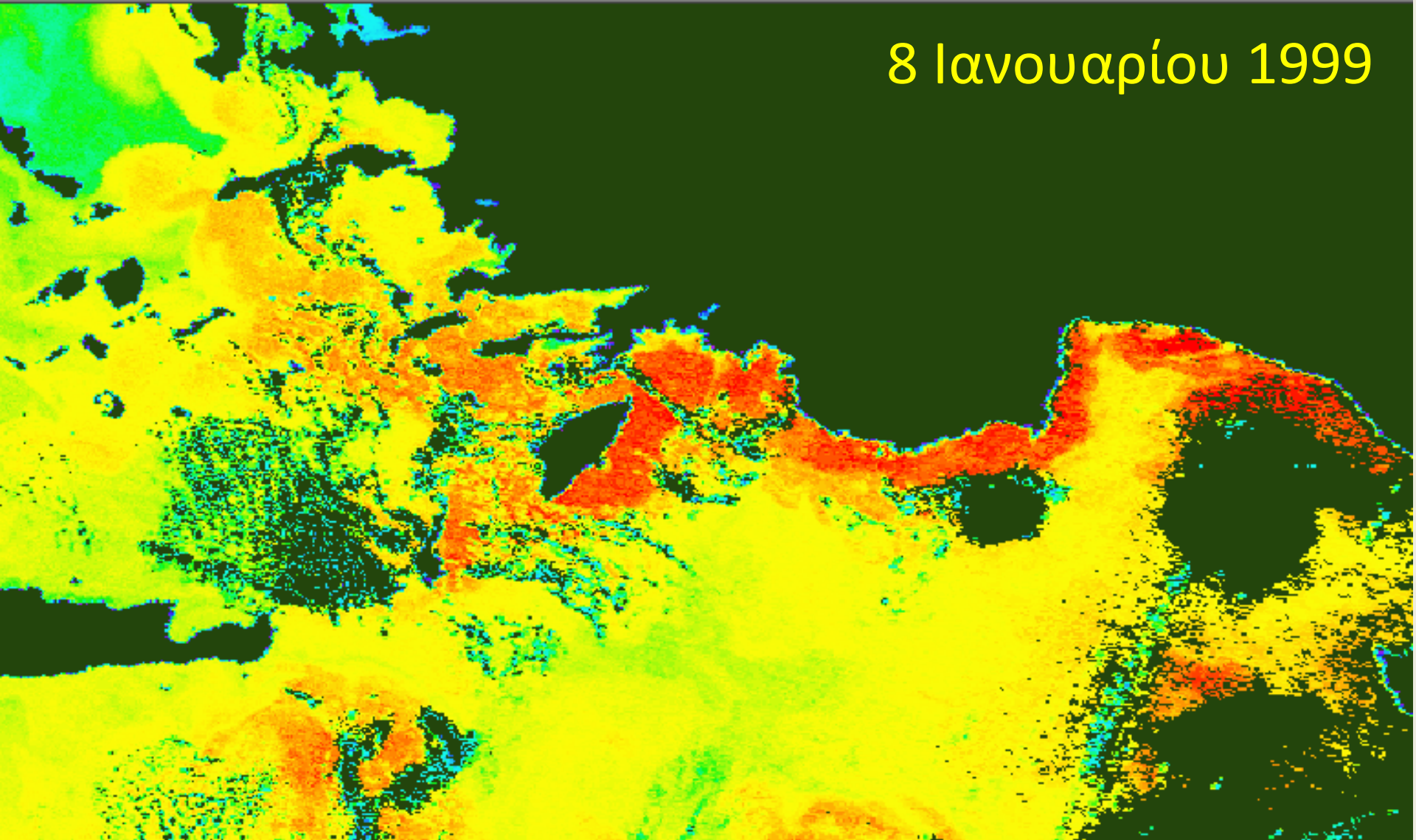
8 Ιανουαρίου 1999



Θερμό ρεύμα  $15,5 - 16^{\circ}\text{C}$  εμφανίζεται Δυτικά της Λέσβου και της Χίου

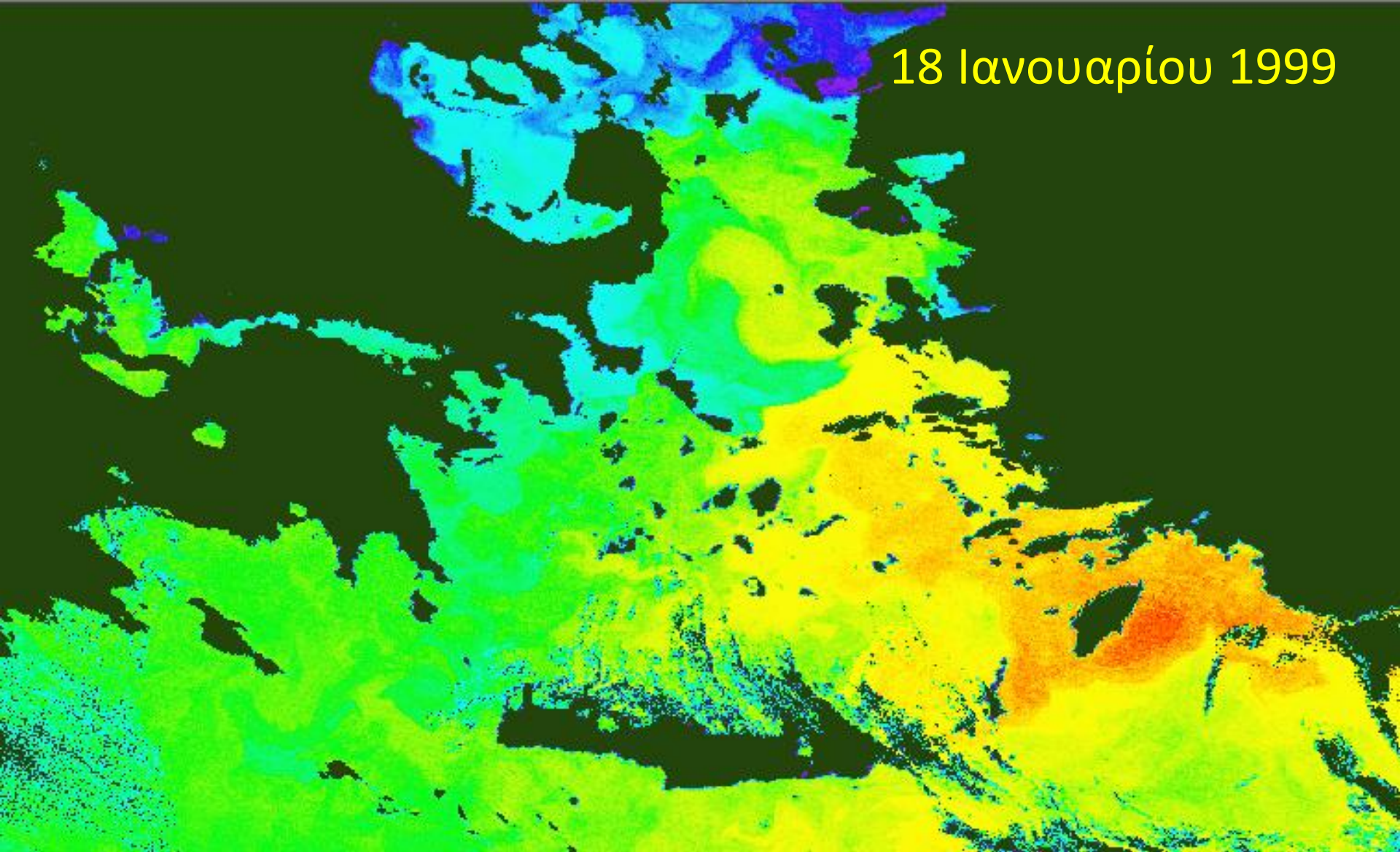


8 Ιανουαρίου 1999



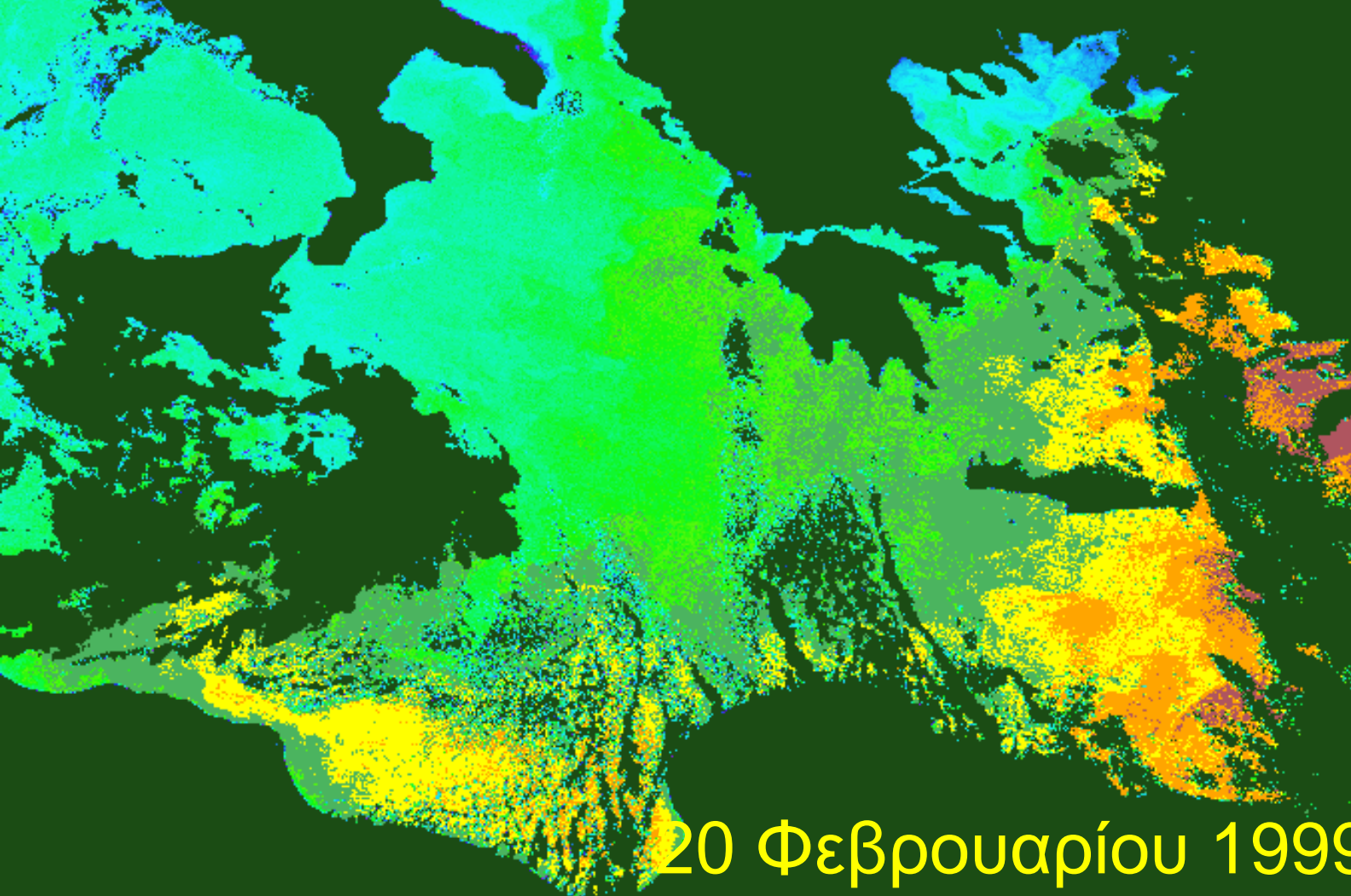
Οι θερμοκρασίες στα Δωδεκάνησα κυμαίνονται από  $16,5 - 17,5^{\circ}\text{C}$  ανάμεσα στα στενά Κω και Ρόδο φτάνουν  $18^{\circ}\text{C}$ . Ανατολικά της Ρόδου και στα παράλια της Τουρκίας παρατηρείται και το θερμότερο ρεύμα.  $18-18.5$

18 Ιανουαρίου 1999



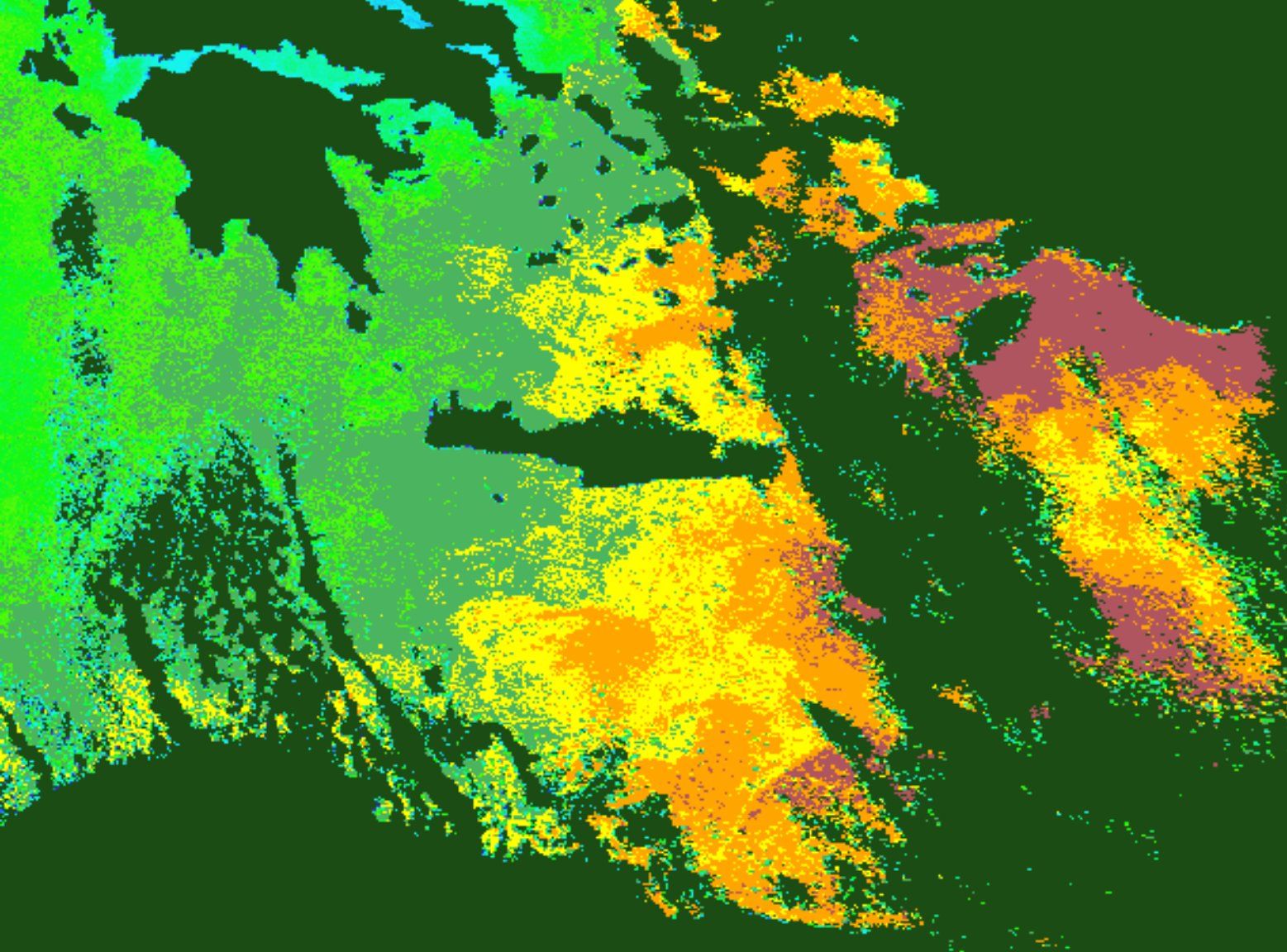
Το θερμό ρεύμα που βρισκόταν Δυτικά της Λέσβου και της Χίου τώρα εντοπίζεται μόνο Δυτικά της Χίου. Το θερμότερο ρεύμα  $17,5 - 18^{\circ}\text{C}$  που είχε εντοπιστεί στις 8 Ιανουαρίου φαίνεται να κυκλώνει την Ρόδο





20 Φεβρουαρίου 1999

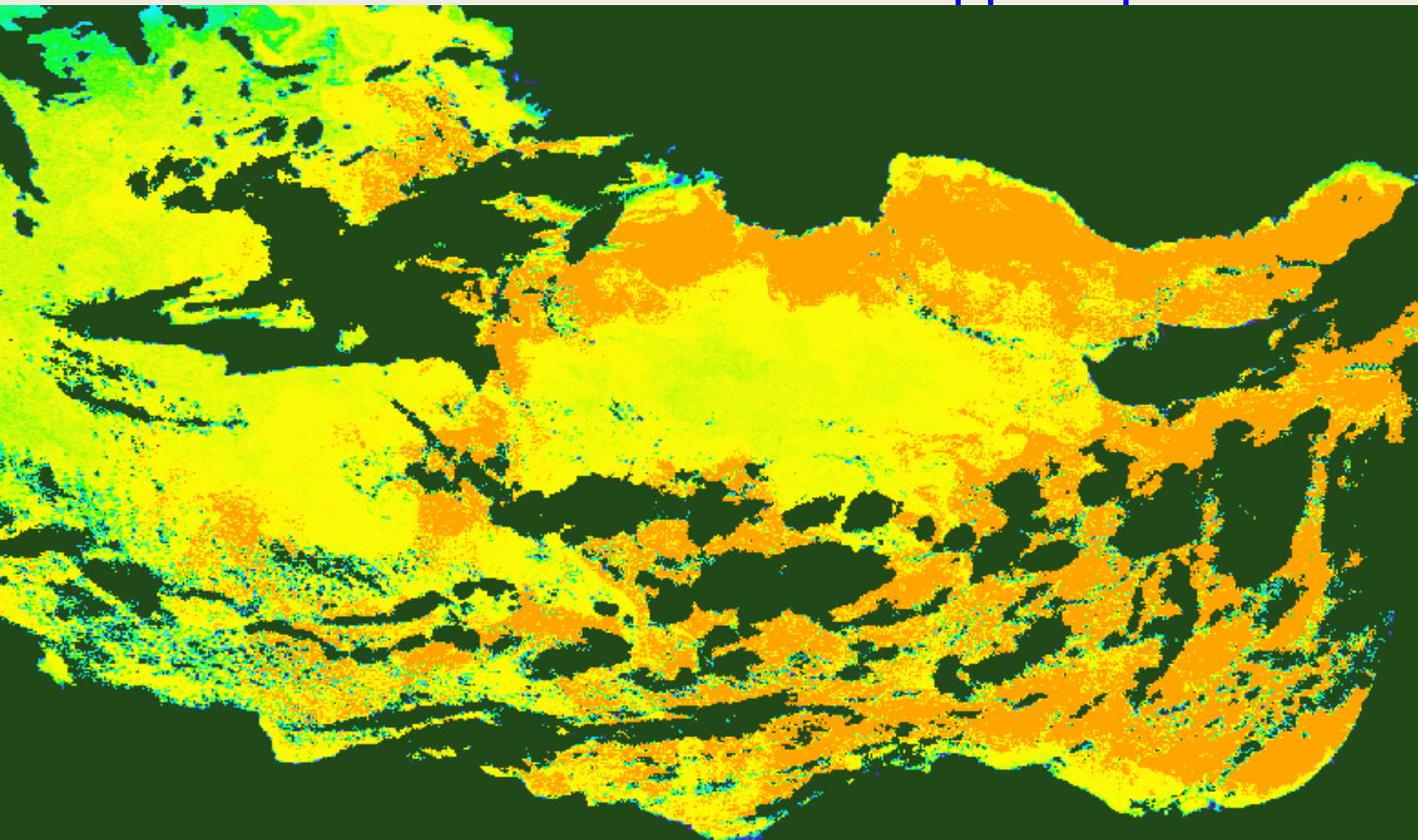
Από το Βόρειο Αιγαίο, τις Κυκλάδες, το Στενό Κυθήρων – Κρήτης μέχρι τις ακτές της Αφρικής, οι θερμοκρασίες των νερών είναι  $14 - 15^{\circ}\text{C}$ . Κατά μισό βαθμό θερμότερα ύδατα φαίνονται στη Σάμο, στις Ανατολικές Κυκλάδες και στο Στενό Κρήτη – Κάρπαθος, και συνεχίζει έως τα παράλια της Λιβύης.



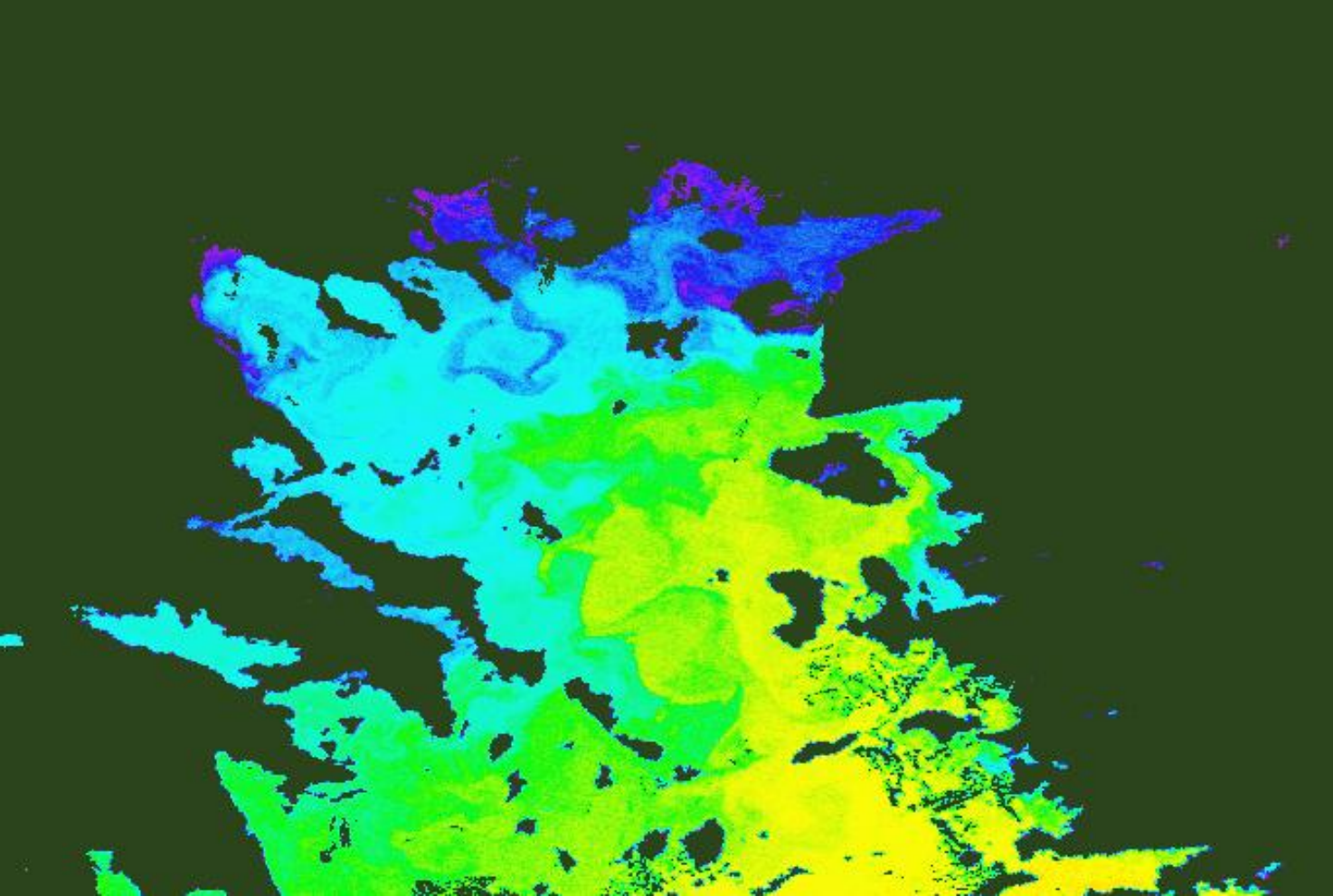
Η Ρόδος συνεχίζει να περικλείεται από θερμά ύδατα αλλά έχουν μειωθεί κατά ένα βαθμό δηλαδή  $16,5^{\circ}\text{C}$  -  $17,5^{\circ}\text{C}$



25 Φεβρουαρίου 1999



Ανατολικά της Κρήτης και Δυτικά της Κύπρου εντοπίζονται ψυχρά επιφανειακά νερά  $14 - 15 \text{ }^{\circ}\text{C}$  ενώ στη θάλασσα της Λεβαντίνης επικρατεί  $15,5 - 16,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$

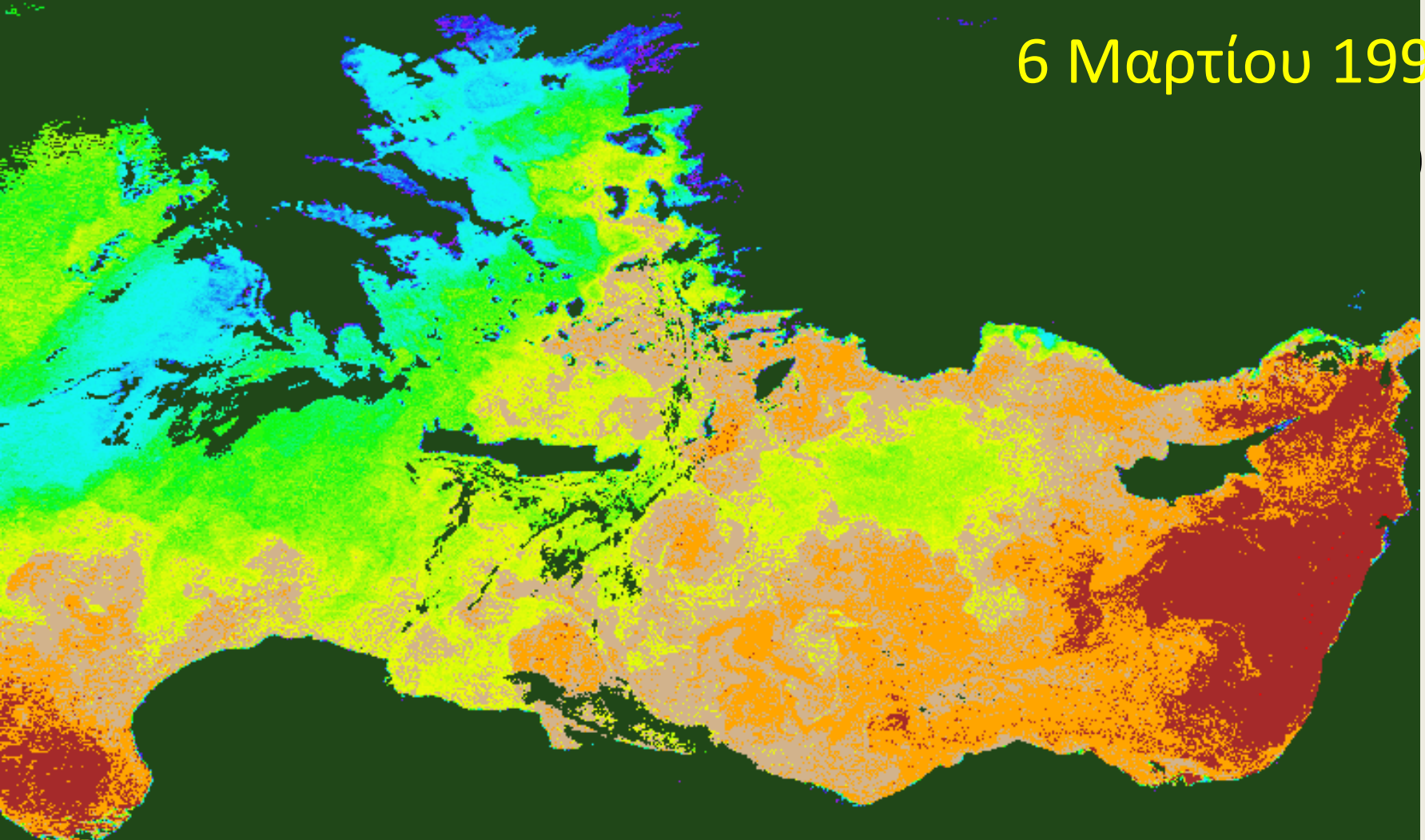


Οι θερμοκρασίες στο Θρακικό πέλαγος κυμαίνονται από  $9,5^{\circ}\text{C}$  -  $10,5^{\circ}\text{C}$  και φτάνουν στον κόλπο του Αγίου Όρους, επίσης εντοπίζεται ένα ιδιαίτερο ρεύμα των παραπάνω θερμοκρασιών ανοιχτά του κόλπου αυτού. Οι ίδιες χαμηλές θερμοκρασίες παρατηρούνται στα παράλια της Πιερίας, στο Θερμαϊκό, στο Βόρειο και Νότιο Ευβοϊκό κόλπο

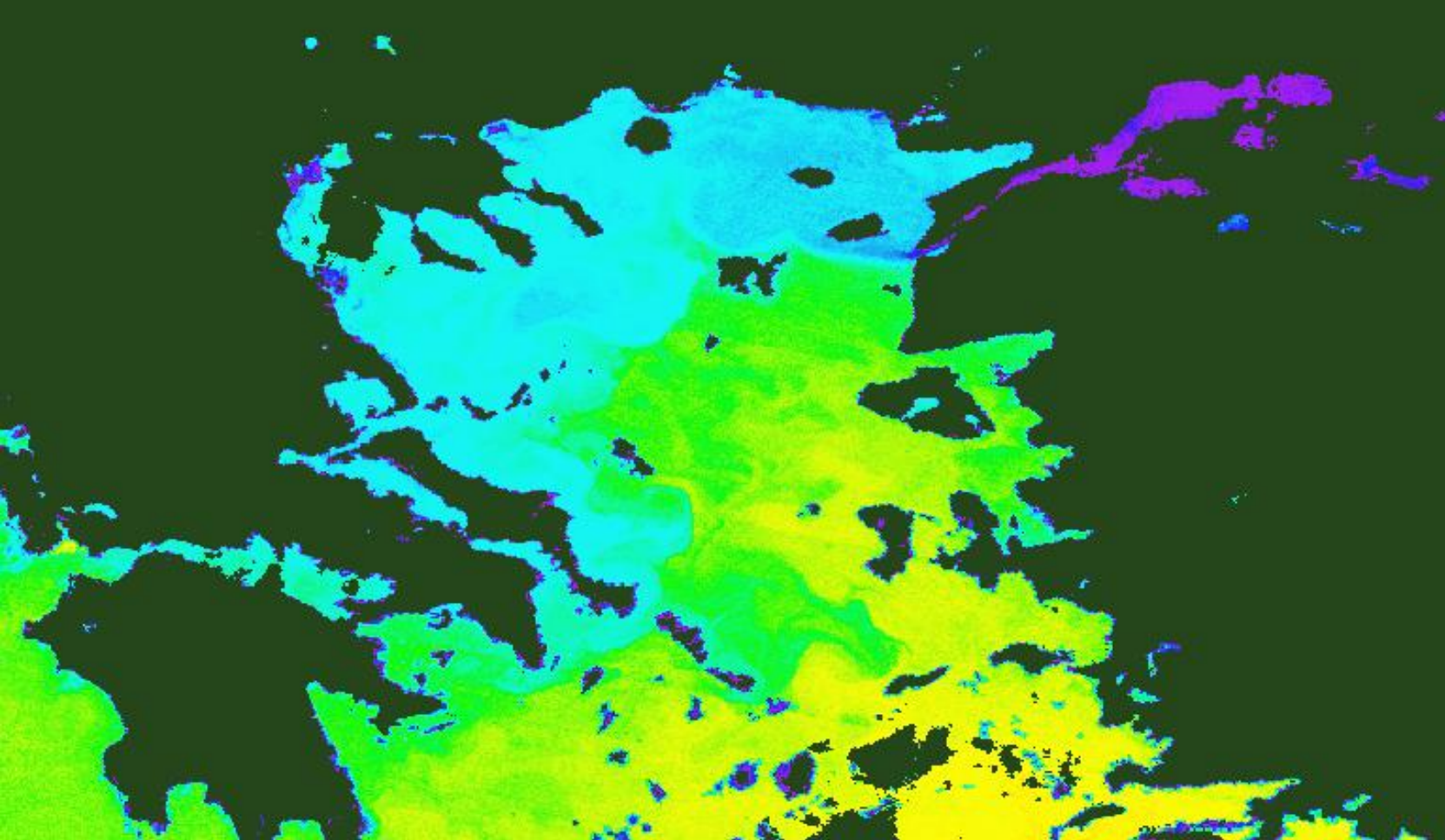


6 Μαρτίου 1999

99

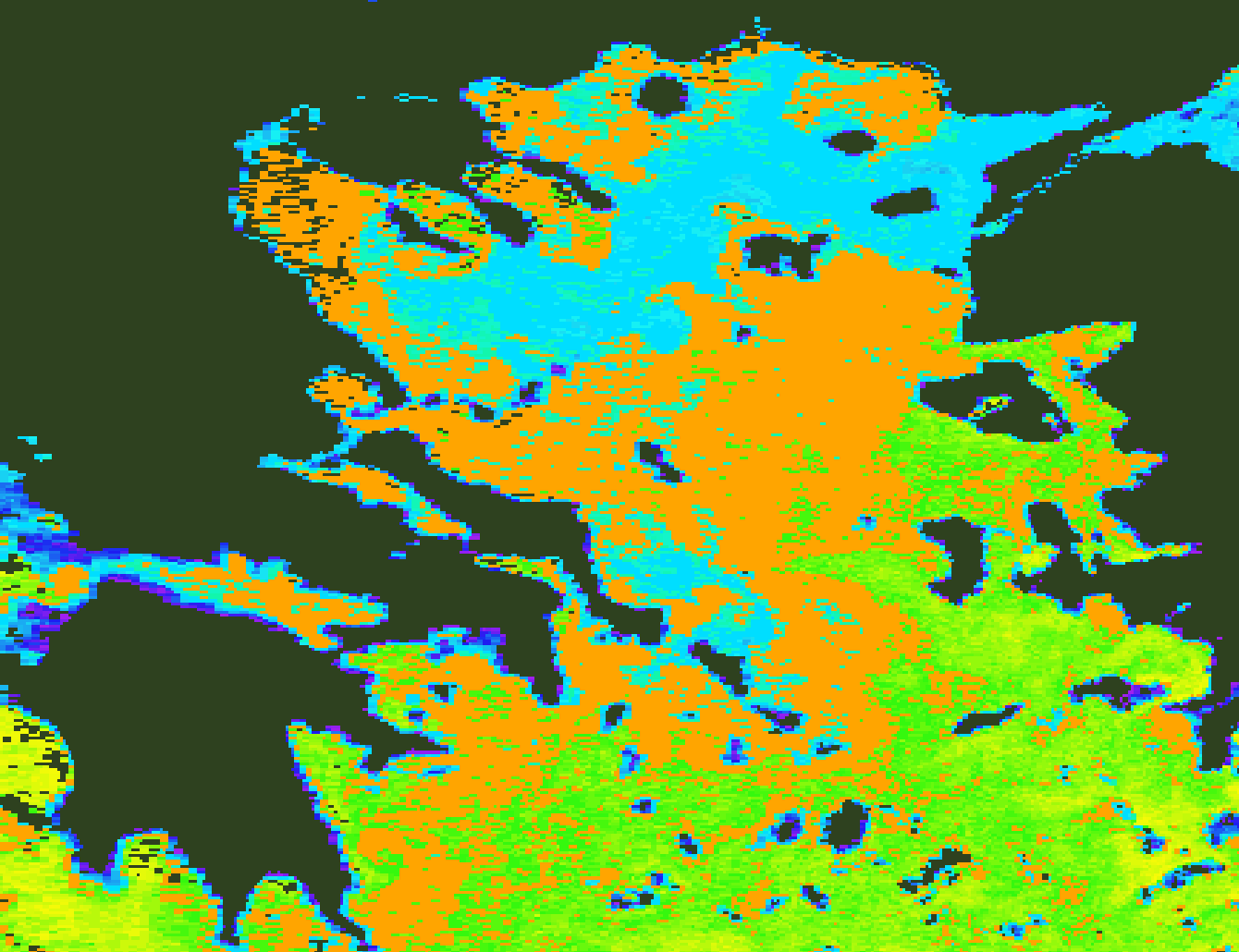


Θερμά ύδατα προερχόμενα από την Ερυθρά θάλασσα φαίνονται στα παράλια του Ισραήλ και Νοτιοανατολικά της Κύπρου θερμοκρασίες  $16^{\circ}\text{C}$  - $17^{\circ}\text{C}$ . Τα παράλια της Λεβαντίνης έχουν θερμοκρασία  $15,5^{\circ}\text{C}$  εκτός από την περιοχή Ανατολικά της Κρήτης και Δυτικά της Κύπρου.



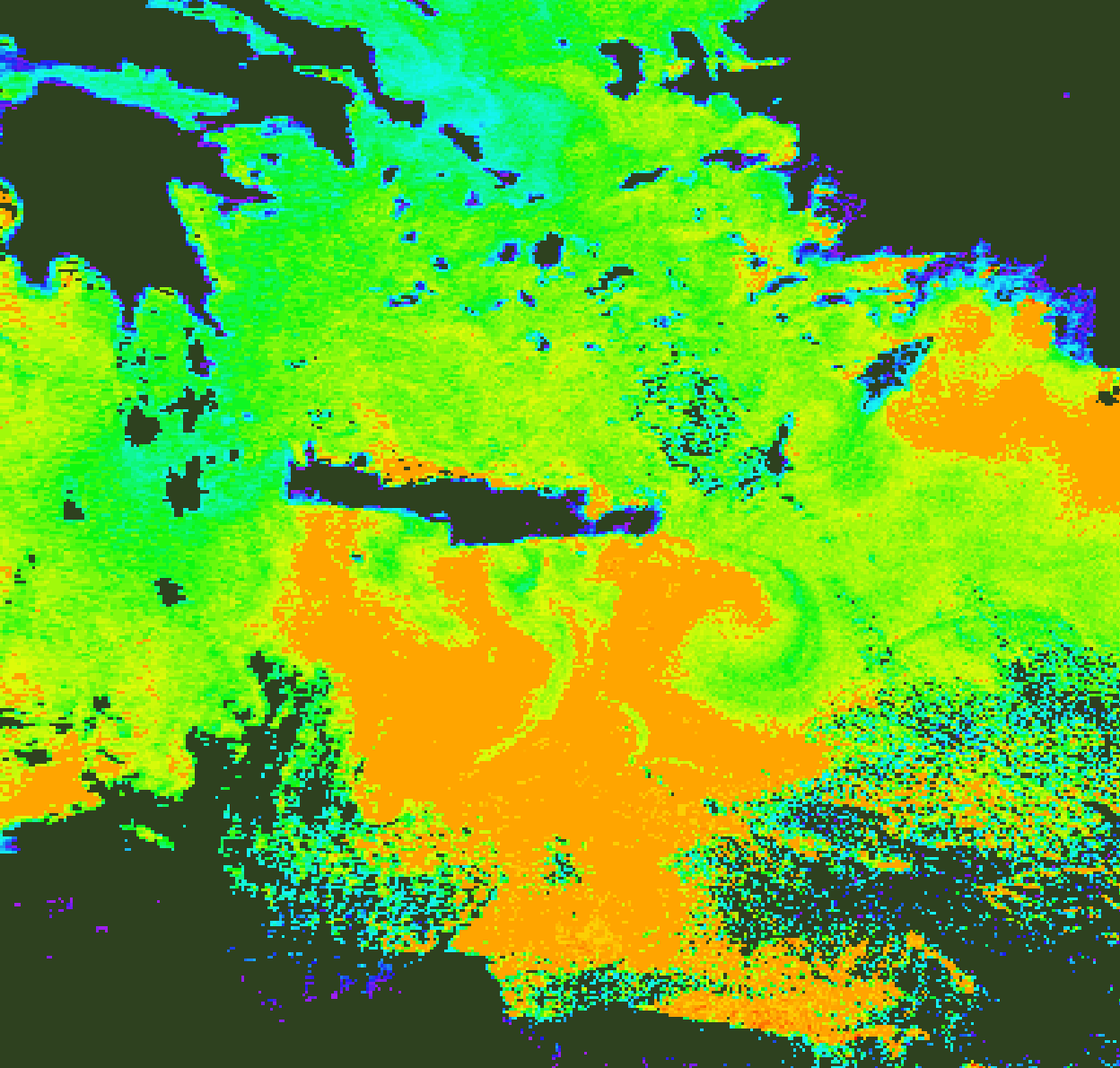
Το ψυχρότερο ρεύμα καταλαμβάνει το χειμώνα το βόρειο και το δυτικό τμήμα του Βορείου Αιγαίου και αποτελείται από θερμοκρασίες 11 –14°C κινούμενο δυτικά εντοπίζεται και στον κόλπο Πεταλίων, ενώ στην υπόλοιπη περιοχή φτάνουν στους 15,5 °C





Από τα Δαρδανέλια οι θερμοκρασίες που εισέρχονται  $13-14^{\circ}\text{C}$  ακολουθούν μία νοητή γραμμή που ενώνει την Ίμβρο, την Βόρεια Λήμνο και τις Βόρειες Σποράδες. Για πρώτη φορά από τον Οκτώβριο στα παράλια της Θράκης, στον κόλπο Ορφανού και στον Θερμαϊκό τα νερά είναι θερμότερα από αυτά που εισχωρούν από τα Στενά  $15^{\circ}\text{C} - 15,5^{\circ}\text{C}$  .

9 Μαΐου 1999



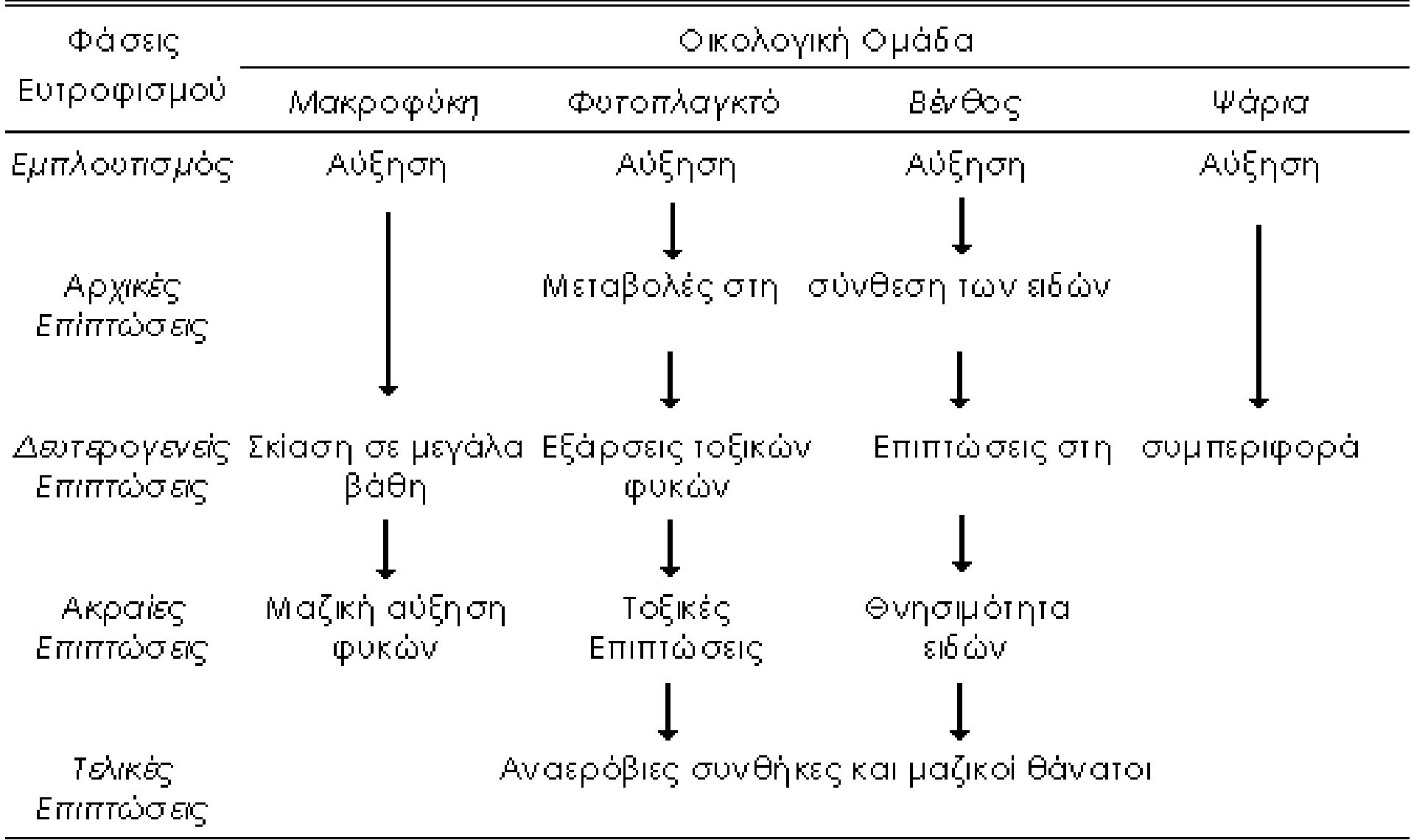
Από τα παράλια της Αιγύπτου ανεβαίνουν θερμά νερά  $17,5^{\circ}\text{C}$  –  $18,5^{\circ}\text{C}$  στο ύψος της Κρήτης τα οποία και την περιτριγυρίζουν

Δρ. Χατζηχριστόφας Φραντζής†

**Χωρική Μελέτη Φυτοπλαγκτού και  
Ποιότητας Νερών στο Αιγαίο Πέλαγος με  
Χρήση Μεθόδων Τηλεπισκόπησης και  
Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών**

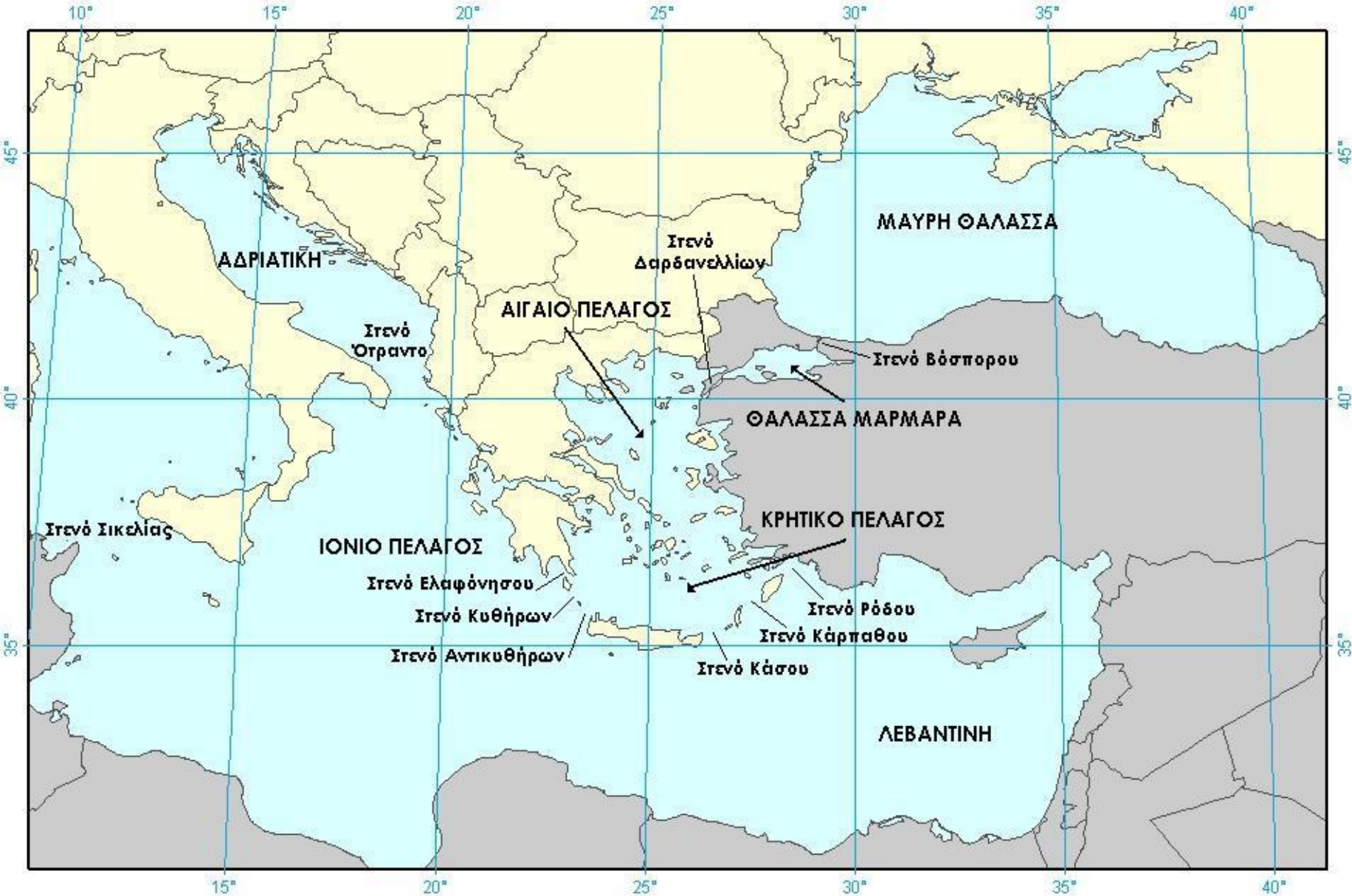
Επίβλεψη: Μ. Καρύδης Δρ. ΔΕΠ, καθ.

Ι. Ν. Χατζόπουλος Δρ. ΔΕΠ, καθ.



**ΣΧΗΜΑ Α1.2.1** Γενικό Διάγραμμα Επιπτώσεων Θαλάσσιου Ευτροφισμού στους Οργανισμούς και το Οικοσύστημα (ΠΗΓΗ: Gray, 1992)



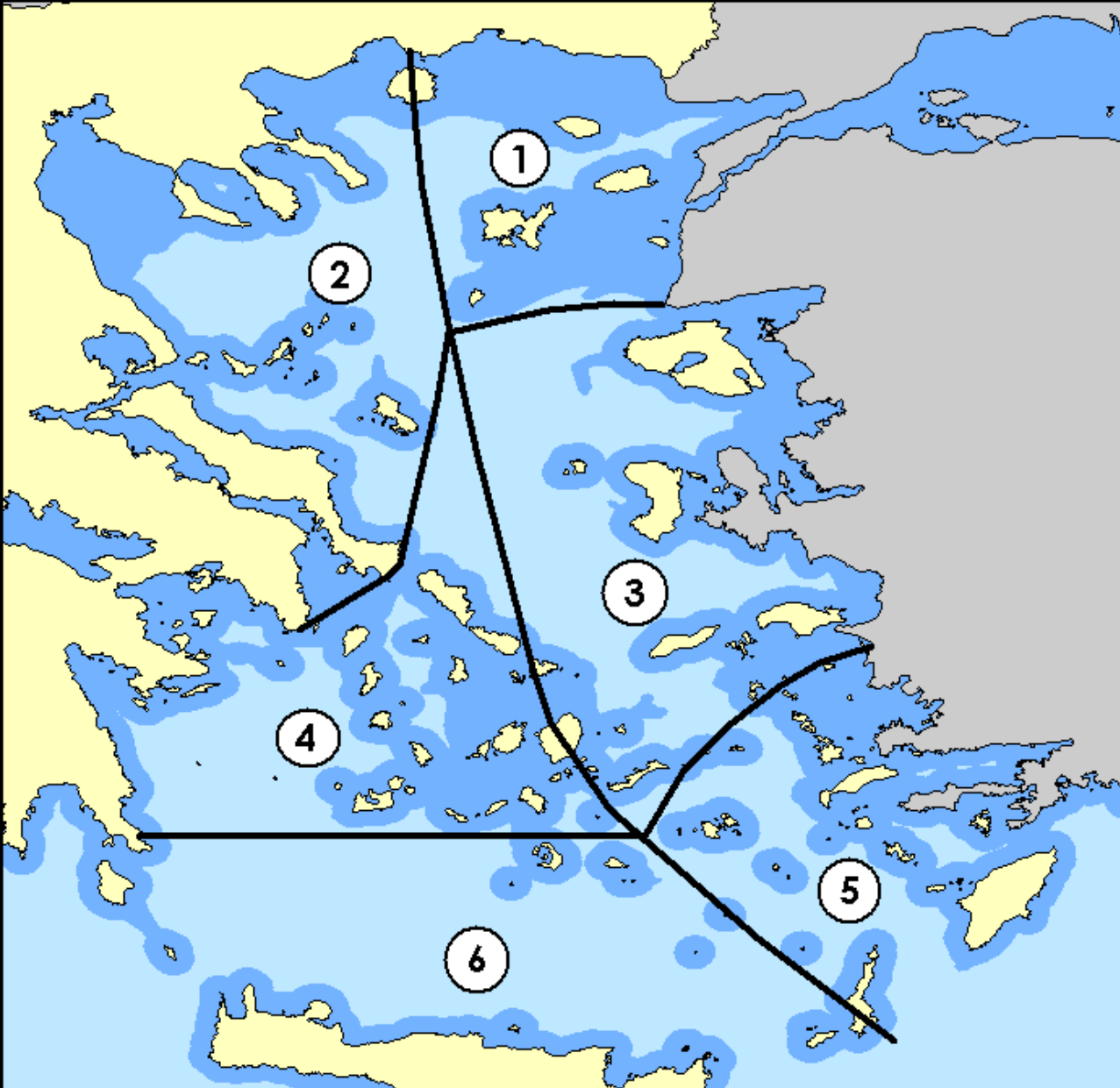


## Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου



## Βαθυμετρία του Αιγαίου Πελάγους

# Θαλάσσιες Περιφέρειες του Αιγαίου Πελάγους



ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΝΕΡΑ

ΑΝΟΙΧΤΑ ΝΕΡΑ

# Στόχος του Πρώτου Δειγματοληπτικού Σχήματος

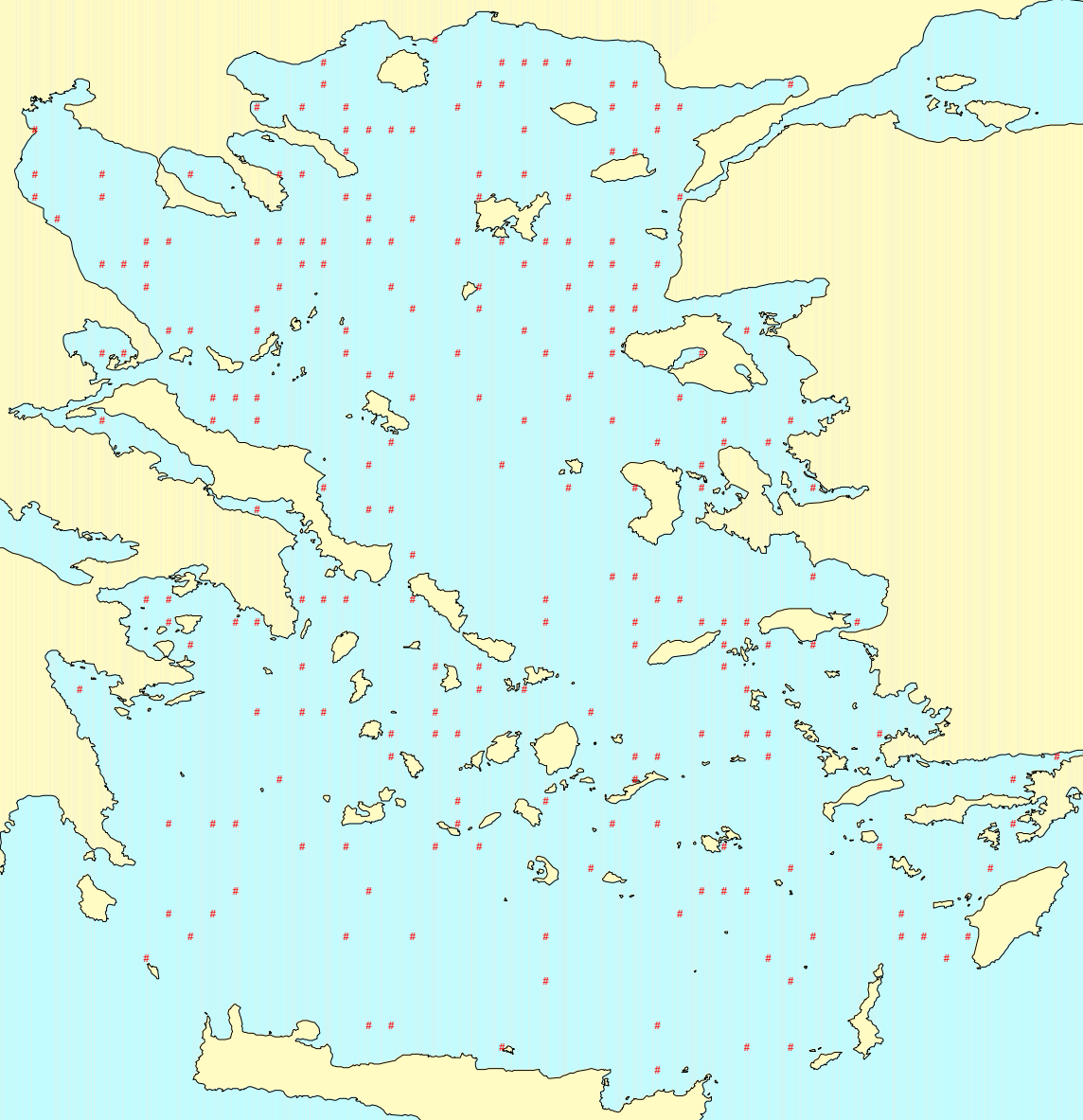
## Επιλογή δικτύου δειγματοληπτικών σημείων

- δυνατότητα δημιουργίας αντιπροσωπευτικών βαριογραμμάτων,
  - εξέταση της χωρικής δομής των συγκεντρώσεων χρωστικών τύπου-χλωροφύλλης.
  - κατάλληλο για την εφαρμογή της μεθόδου παρεμβολής Kriging,
    - τη πιο ευρέως χρησιμοποιούμενη γεωστατιστική μέθοδο παρεμβολής (*van Groenigen, 2000*),
    - να δώσει εκτιμήσεις σε μη δειγματοληπτούμενα σημεία με την ελάχιστη διασπορά σφάλματος (error variance) (*Lark, 2000*).

## Χρήσεις δειγματοληπτικού σχήματος

- δημιουργία χαρτών συγκεντρώσεων χρωστικών χρησιμοποιώντας δεδομένα πεδίου,
- η εκτίμηση συγκεντρώσεων σε σημεία μιας δορυφορικής εικόνας όπου δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα εξαιτίας της νεφοκάλυψης ή αστοχίας του τηλεπισκοπικού δέκτη κ.α.
- Στη συγκεκριμένη εργασία, το δειγματοληπτικό σχήμα θα χρησιμοποιηθεί μόνο για την εξέταση της χωρικής δομής των συγκεντρώσεων χρωστικών, χρησιμοποιώντας δείγμα από τις εικόνες χρωστικών που παρουσιάζονται σε επόμενη ενότητα.

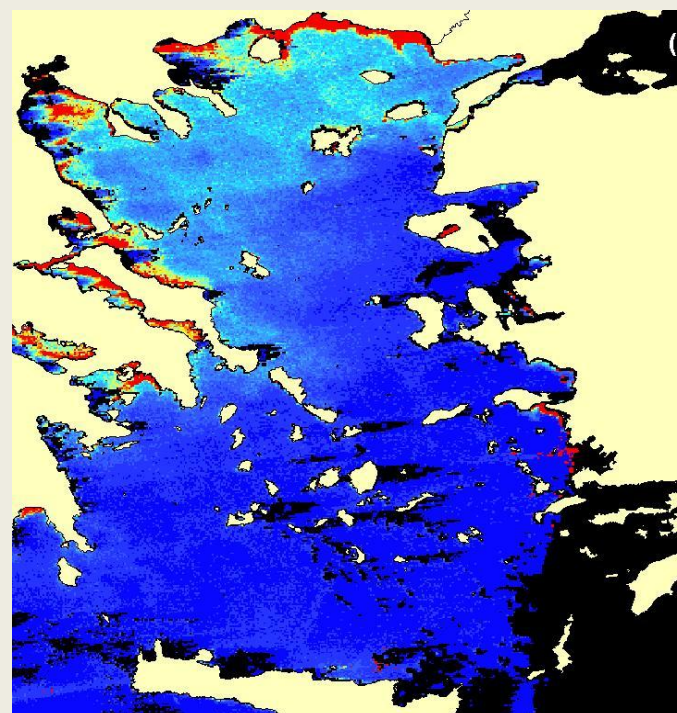
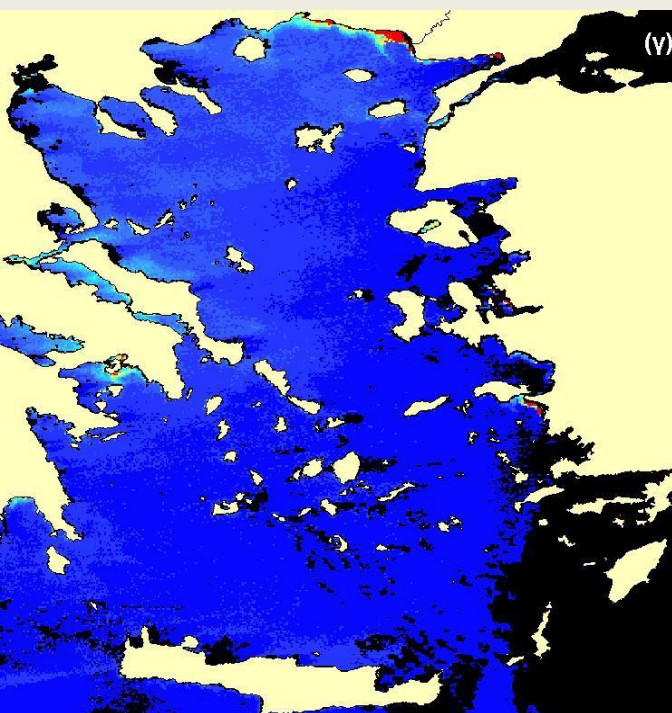
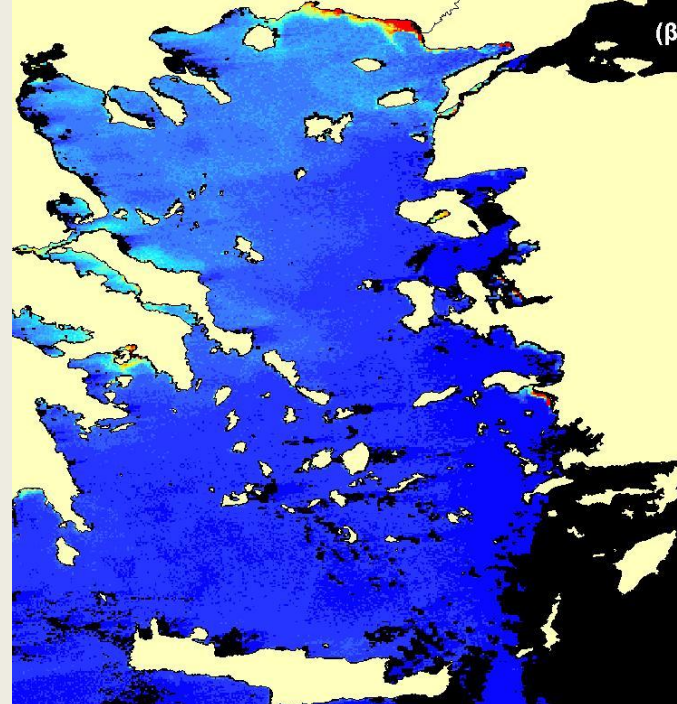
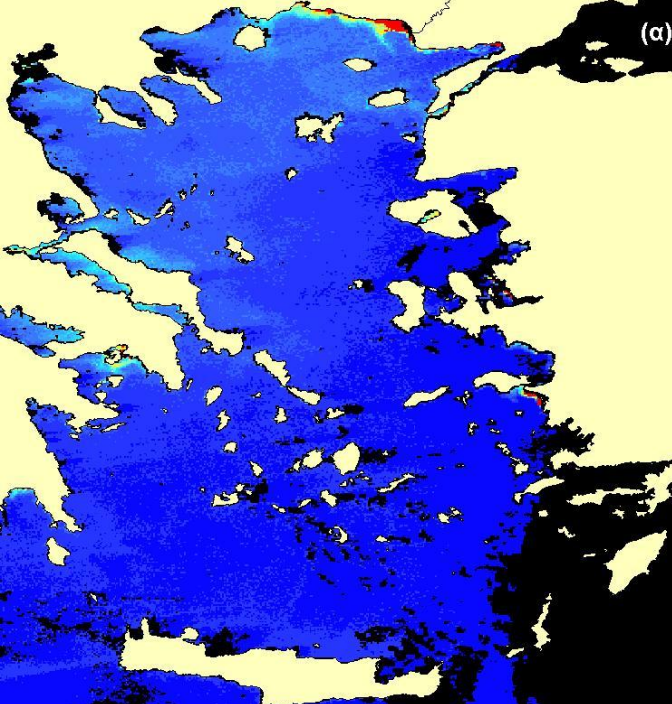




## Μέγεθος Τελικού Δείγματος Ανά Περιφέρεια

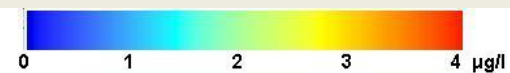
Περιφέρεια	Μέγεθος Δείγματος
Βορειοανατολική	37
Βορειοδυτική	64
Ανατολική	51
Δυτική	34
Νοτιοανατολική	23
Νοτιοδυτική	19
<b>Σύνολο</b>	<b>228</b>

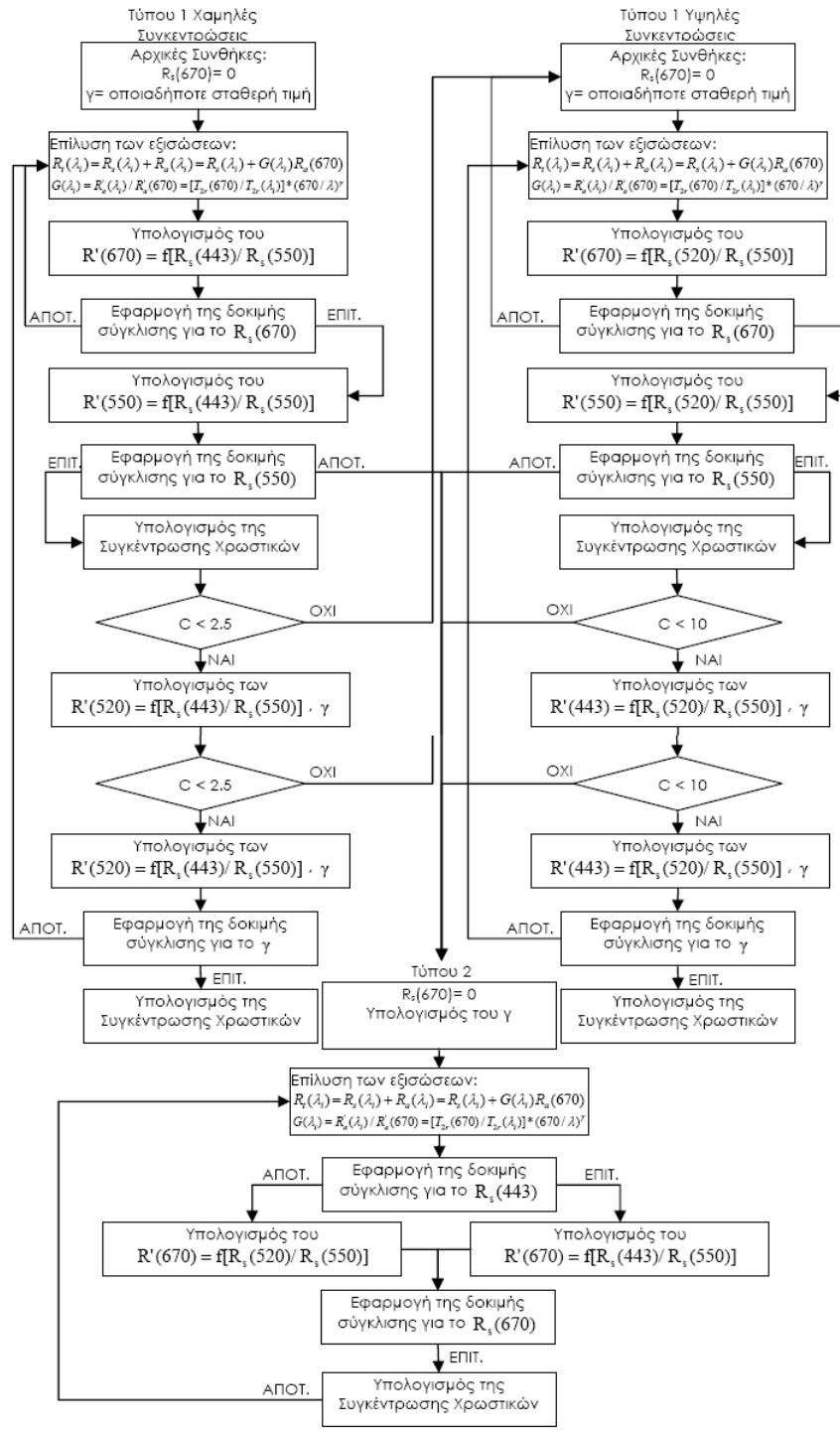
Τελικό Δειγματοληπτικό Σχήμα – Σταθμοί  
Δειγματοληψίας



Στατιστικά Χαρακτηριστικά  
των Τεσσάρων Χαρτών  
Συγκεντρώσεων Χρωστικών  
Τύπου-Χλωροφύλλης

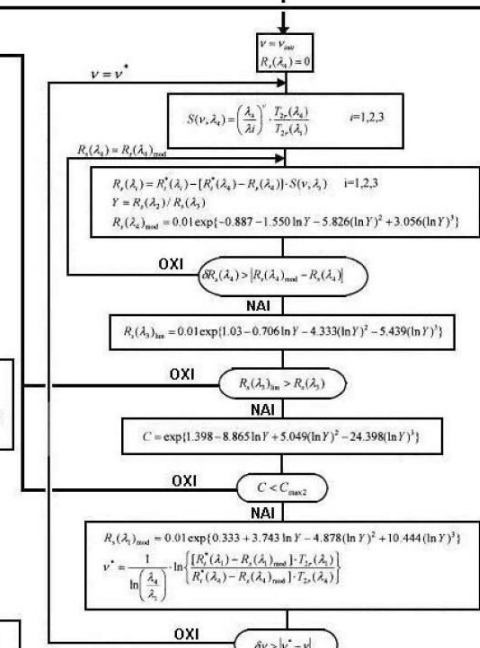
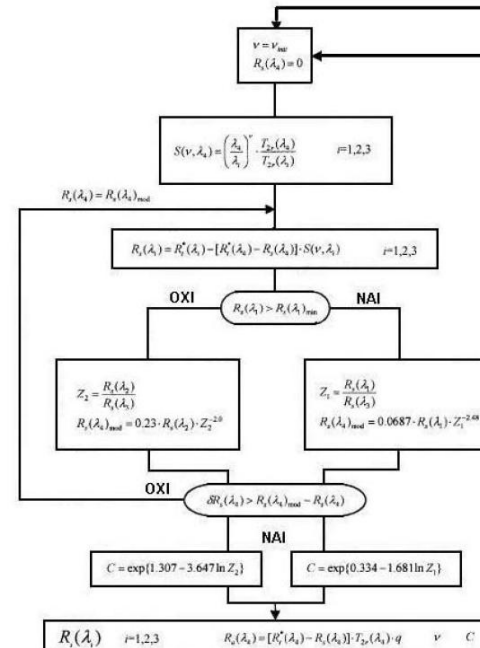
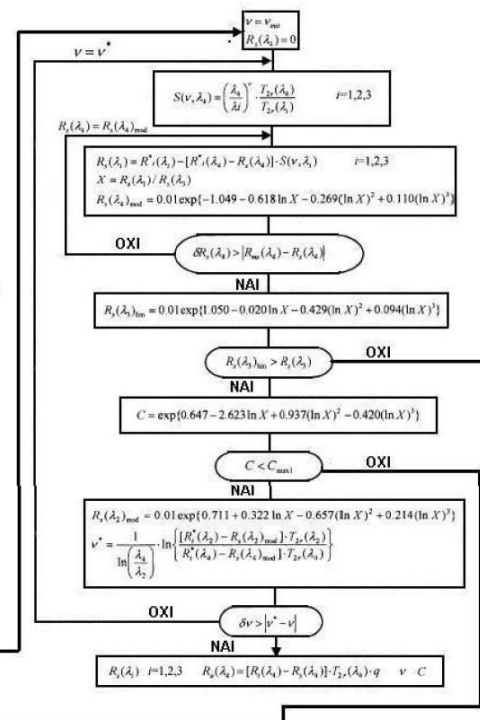
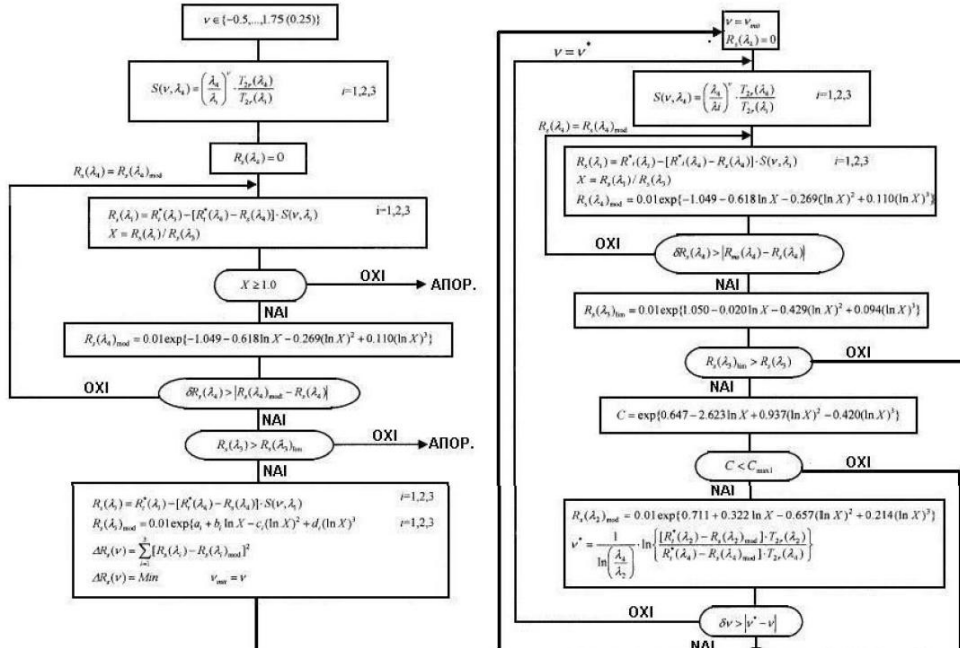
Αλγόριθμος	Μέση Τιμή (μg/l)	Τυπική ή Απόκλιση
(α) Gordon et al., 1983	0,175	0,444
(β) Smith & Wilson, 1981,	0,180	0,376
(γ) Muller-Karger et al., 1990	0,150	0,423
(δ) Sturm et al., 1999	0,307	0,737





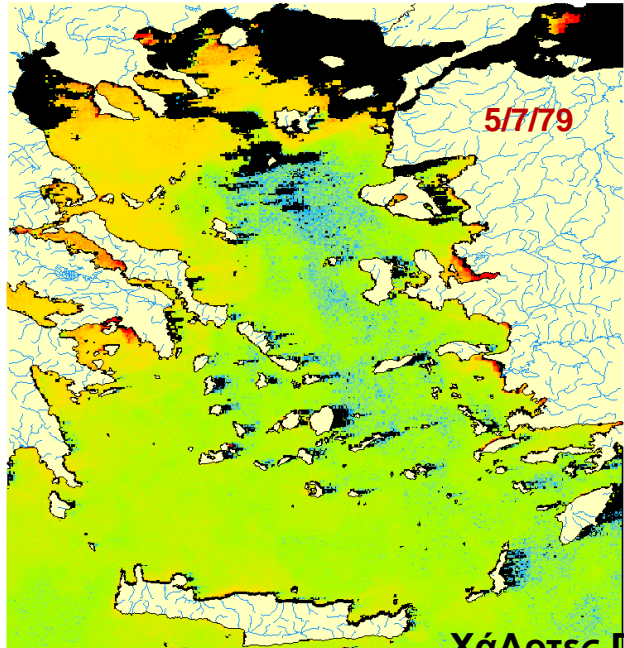
# Διάγραμμα Ροής του Αλγορίθμου των Sturm et. al., 1999



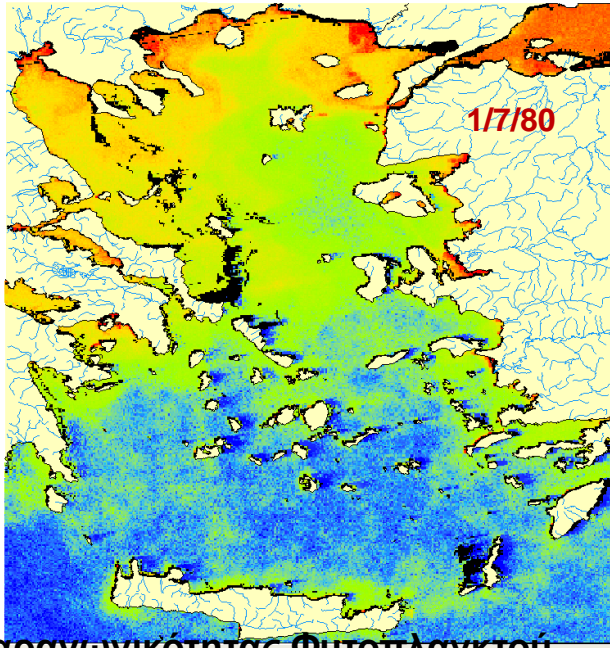


**Διάγραμμα Ροής του Αλγορίθμου ατμοσφαιρικής διόρθωσης & Εκτίμησης Συγκεντρώσεων Χρωστικών Τύπου-Χλωροφύλλης (ΠΗΓΗ: Sturm et al., 1999)**

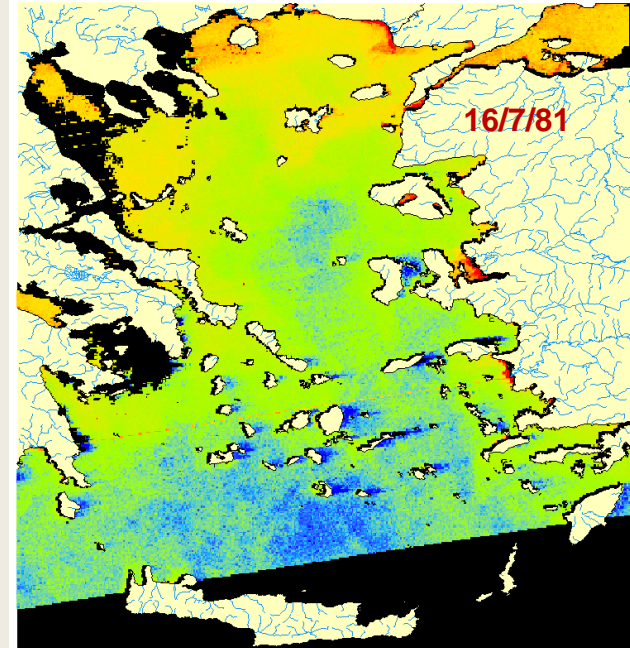




5/7/79

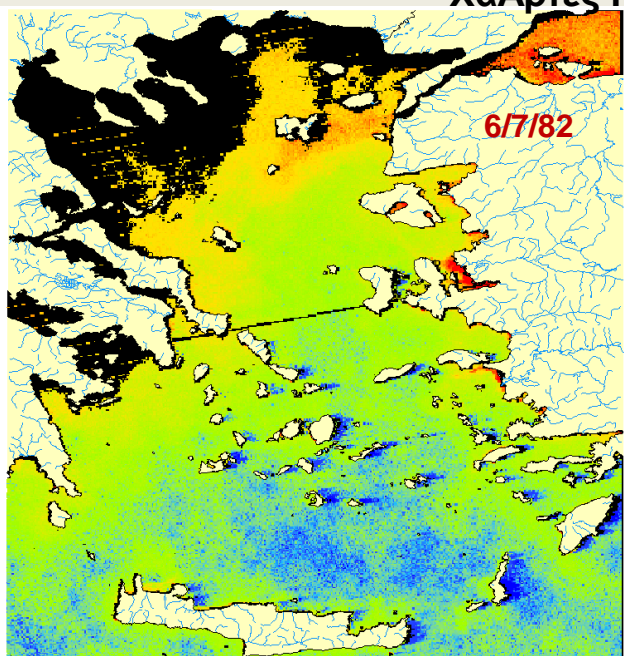


1/7/80

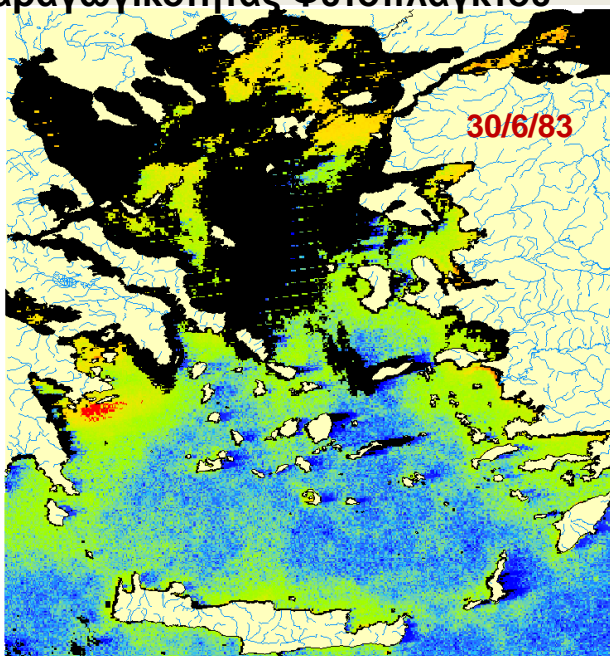


16/7/81

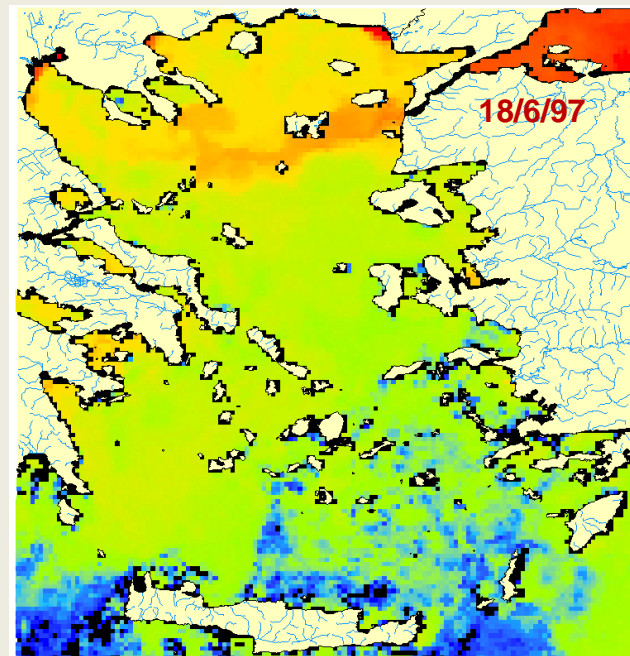
### Χάρτες Παραγωγικότητας Φυτοπλαγκτού



6/7/82



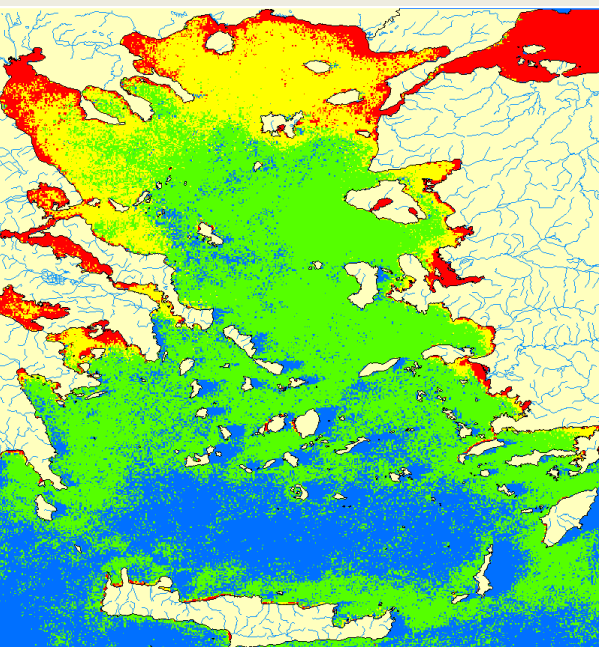
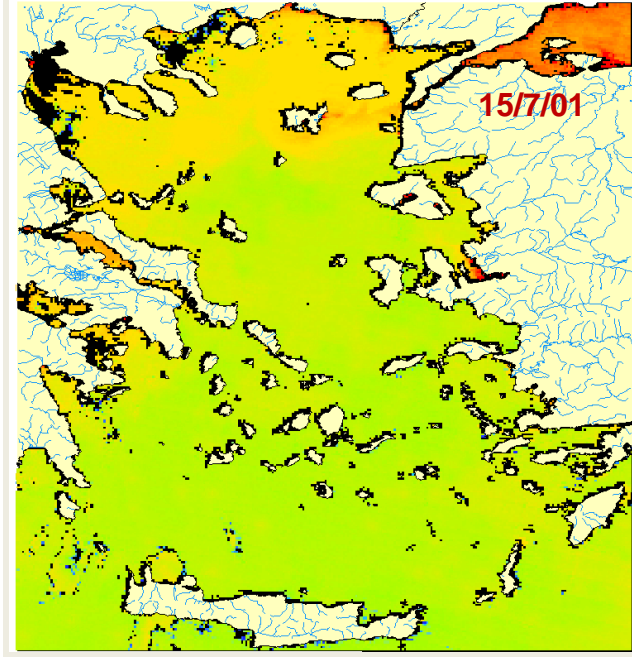
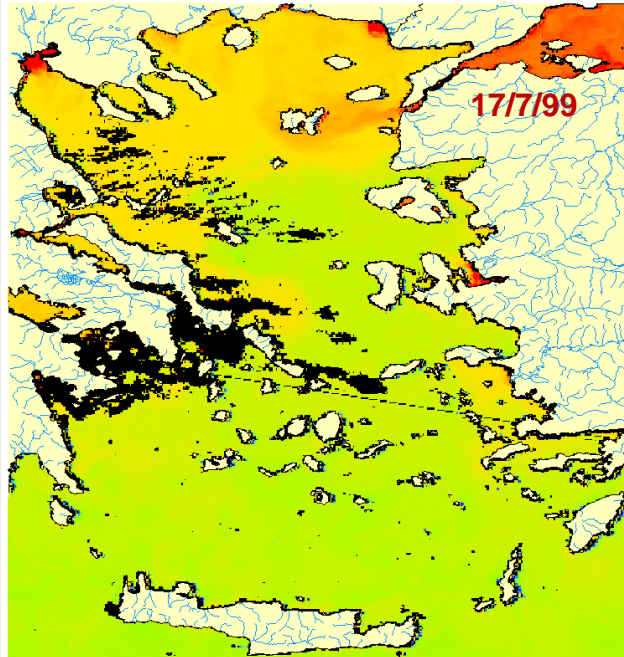
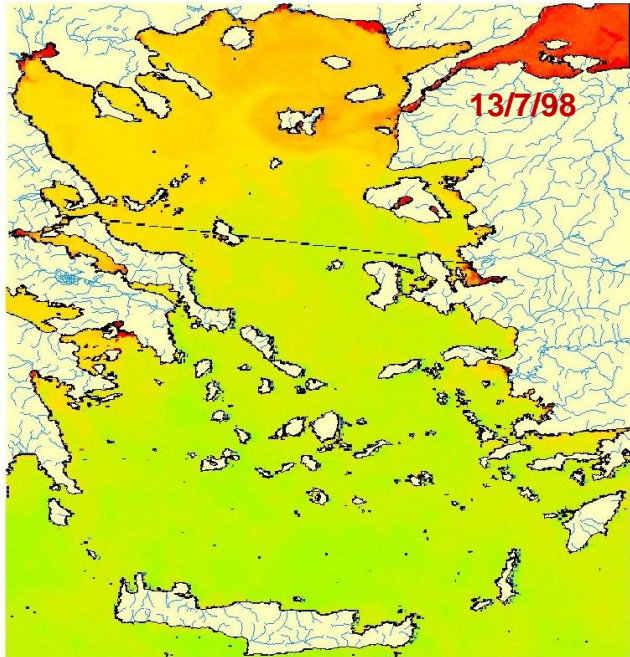
30/6/83



18/6/97







## Χάρτες Παραγωγικότητας Φυτοπλαγκτού (συνέχεια)

Επικρατές  
Τροφικό  
Επίπεδο

140 διαφορετικές  
ημερομηνίες

Δέκτες:  
CZCS  
OCTS  
SeaWiFS  
MODIS

Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης & ΓΣΠ  
© copyright I. N. Χατζόπουλος



# Μηνιαία Διακύμανση της Παραγωγικότητας του Φυτοπλαγκτού στο Αιγαίο Πέλαγος

