

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ  
Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΥΠΟΒΛΗΘΕΙΣΑ ΣΤΟ ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ



## Μικρομετεωρολογία και Διαθεσιμότητα Νερού Φυλλοβόλου Δάσους

Νικόλαος Δ. Προύτσος

Αθήνα, Δεκέμβριος 2010



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

# Μικρομετεωρολογία και Διαθεσιμότητα Νερού Φυλλοβόλου Δάσους

ΝΙΚΟΛΑΟΣ Δ. ΠΡΟΥΤΣΟΣ

Εξεταστική επιτροπή:

**Δρ. Αριστοτέλης Λιακατάς**  
Καθηγητής ΓΠΑ-ΑΦΠ&ΓΜ, Επιστημονικά Υπεύθυνος

**Δρ. Πέτρος Κερκίδης**  
Καθηγητής ΓΠΑ-ΑΦΠ&ΓΜ, Μέλος συμβουλευτικής επιτροπής

**Δρ. Κωνσταντίνα Τσαγκάρη**  
Αν. Ερευνήτρια ΕΘΙΑΓΕ-ΙΜΔΟ&ΤΔΠ, Μέλος συμβουλευτικής επιτροπής

**Δρ. Ιωάννης Τσίρος**  
Αν. Καθηγητής ΓΠΑ-Γενικό Τμήμα

**Δρ. Ιωάννης Αργυροκαστριτής**  
Επ. Καθηγητής ΓΠΑ-ΑΦΠ&ΓΜ

**Δρ. Σταύρος Αλεξανδρής**  
Λέκτορας ΓΠΑ-ΑΦΠ&ΓΜ

**Δρ. Γεώργιος Καρέτσος**  
Αν. Ερευνητής ΕΘΙΑΓΕ-ΙΜΔΟ&ΤΔΠ

ΑΘΗΝΑ, ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2010

© 2010 Νικόλαος Δ. Προύτσος  
Ταχ. Διεύθυνση: Δούνια 34, Τ.Κ. 22100, Τρίπολη  
Τηλ. 6945140794  
e-mail addresses: np@fria.gr, proutsos@yahoo.com





στην οικογένεια μου





## Περίληψη

Σκοπός της ερευνητικής αυτής προσπάθειας είναι η συμβολή στην κατανόηση των τρόπων και των μηχανισμών με τους οποίους η δενδρώδης βλάστηση αλληλεπιδρά με το περιβάλλον, διαμορφώνοντας το μικρομετεωρολογικό καθεστώς στο σύστημα έδαφος-φυτό-ατμόσφαιρα και η απόκτηση γνώσης σχετικά με τις ανταλλαγές μάζας και ενέργειας μεταξύ φυλλοβόλων οικοσυστημάτων και ατμόσφαιρας, κάτω από τις ιδιαίτερες μεσογειακές συνθήκες. Επιχειρείται η διερεύνηση των μικρομετεωρολογικών συνθηκών, όπως αυτές διαμορφώνονται μέσα σε ένα φυσικό, δενδρώδες, φυλλοβόλο οικοσύστημα και στο υποκείμενο έδαφος, η συγκριτική μελέτη του δασικού μικροπεριβάλλοντος με τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν πάνω από αυτό, ο εντοπισμός αλληλεπιδράσεων μεταξύ των μικρομετεωρολογικών παραμέτρων και η μελέτη των χρονικών μεταβολών τους σε κλίμακα ημέρας, εποχής και έτους (σε συνδυασμό με τις φαινολογικές μεταβολές), αλλά και ο εντοπισμός των διαφοροποιήσεων μετά από ανθρωπογενείς παρεμβάσεις (όπως ελεγχόμενη υλοτομία και έρπουσα πυρκαγιά). Μελετάται επίσης, η επίδραση των καιρικών συνθηκών στην υδατοκατανάλωση και στην παραγωγή, αξιολογείται η παραγωγικότητα του οικοσυστήματος σε σχέση με τη διαθεσιμότητα νερού και η συσχέτιση υδατοκατανάλωσης και παραγωγής, εντοπίζονται οι μηχανισμοί άμυνας και προσαρμογής των μεσογειακών οικοσυστημάτων στις δυσμενείς μετεωρολογικές συνθήκες, ποσοτικοποιείται η συμβολή του δάσους στην απορρόφηση CO<sub>2</sub> και διερευνάται η ποιότητα, η ποσότητα και η κατανομή της διαθέσιμης ηλιακής ενέργειας μέσα στη φυτοκόμη. Τέλος, μελετάται η αξιοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα φυτά αλλά και οι ανταλλαγές ενέργειας μεταξύ οικοσυστήματος και περιβάλλοντος.

Η έρευνα πραγματοποιήθηκε σε δρυοδάσος στην περιοχή της Κορινθίας, με λήψη μικρομετεωρολογικών και βιομετρικών στοιχείων για την περίοδο 1999-2006. Από τα αποτελέσματα της ανάλυσης, προκύπτει ότι το μεγαλύτερο μέρος, τόσο της ολικής μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας (Rs) όσο και ειδικότερα της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας (PAR), απορροφάται από τα στοιχεία της κόμης ανεξαρτήτως φαινολογικού σταδίου, αν και τα ποσοστά τους γίνονται μεγαλύτερα κατά το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης. Λόγω της επιλεκτικής απορρόφησης της PAR, το φως που καταφέρνει να φτάσει στο έδαφος είναι ιδιαίτερα περιορισμένο. Η υλοτομία αυξάνει τη διαπέραση και μειώνει την ανακλαστικότητα

αλλά και την απορρόφηση της φυτοκόμης, όμως η ακτινοβολία κατανέμεται πιο ομοιόμορφα μέσα στο φύλλωμα. Η επίδραση της έρπουσας πυρκαγιάς (Ιούλιος 2000) στις οπτικές ιδιότητες του οικοσυστήματος είναι παροδική και οφείλεται κυρίως στις μεταβολές των οπτικών ιδιοτήτων του εδάφους. Η διαφοροποίηση των οπτικών ιδιοτήτων της κόμης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον ακριβή προσδιορισμό των βλαστικών σταδίων του οικοσυστήματος. Η εφαρμογή του εκθετικού μοντέλου απόσβεσης της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στη δενδρώδη βλάστηση δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα παρά την ετερογένεια της κόμης.

Οι κατατομές θερμοκρασίας,  $T$ , και σχετικής υγρασίας,  $RH$ , είναι περίπου κατοπτρικές. Την ημέρα στην κορυφή των δένδρων παρατηρείται η μέγιστη  $T$  και η ελάχιστη  $RH$ . Το έλλειμμα κορεσμού,  $VPD$ , ακολουθεί την κατανομή της  $T$ , ενώ η τάση υδρατμών,  $e_a$ , όντας μέγιστη στην περιοχή του φυλλώματος μειώνεται γρήγορα με το ύψος, ιδιαίτερα το καλοκαίρι. Τη νύχτα οι κατακόρυφες βαθμίδες των  $T$  και  $VPD$  είναι θετικές, ενώ των  $RH$  και  $e_a$  αρνητικές, με εξαίρεση το χειμώνα, όπου η  $e_a$  αυξάνεται με το ύψος μέσα στην κόμη και περίπου σταθεροποιείται πάνω από αυτή. Το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος πάνω από το δάσος είναι σχετικά μικρό και μεγεθύνεται προς το έδαφος. Η μεγέθυνσή του αμβλύνεται παρουσία φυλλώματος. Η νεκρή φυλλική στρώση που καλύπτει το έδαφος δημιουργεί προστατευτικό περιβάλλον για τη ρίζα, τόσο το χειμώνα (από τις χαμηλές θερμοκρασίες και τις απότομες αυξομειώσεις τους), όσο και το καλοκαίρι (από τις υψηλές θερμοκρασίες και την έντονη εξάτμιση νερού). Το οικοσύστημα κάθε χρόνο διανύει μια σχετικά μακρά περίοδο κατά την οποία ευνοείται η βλαστική ανάπτυξη, όμως κατά σημαντικό μέρος της οι θερμοκρασιακές συνθήκες προκαλούν καταπόνηση.

Η υλοτομία αμβλύνει τις έντονες ξηρικές συνθήκες στο φύλλωμα, λόγω καλύτερης κατακόρυφης ανάμιξης του αέρα, ενώ ταυτόχρονα μικραίνει το ημερήσιο εύρος της  $RH$ . Σε ιδιαίτερα χαμηλές εδαφικές υγρασίες, που παρατηρούνται τον Αύγουστο, τα δένδρα αναστέλλουν την ανάπτυξή τους. Οι δρύες έχουν προσαρμοστεί στις ελλειμματικές συνθήκες διαθεσιμότητας νερού του καλοκαιριού, έχοντας αναπτύξει βαθύ ριζικό σύστημα για άντληση νερού από σχετικά μεγάλα βάθη. Η ανάπτυξή τους πάνω από αργλικό οριζόντιο αυξάνει επίσης την ανεκτικότητά τους στις έντονα ξηροθερμικές μεσογειακές συνθήκες, όπως άλλωστε και η περιορισμένη ανάπτυξη φύλλικης επιφάνειας. Η κάλυψη του εδάφους με το αρκετά μεγάλο πάχος νεκρό φυλλόστρωμα, το οποίο μάλιστα αποδομείται με

αργούς ρυθμούς, ευνοεί τη μείωση των απωλειών νερού μέσω εξάτμισης, ενισχύοντας την ανοχή των δένδρων σε περιόδους ξηρασίας.

Η κατατομή ανεμοταχυτήτων πάνω από την κορυφή του οικοσυστήματος ακολουθεί το τυπικό λογαριθμικό προφίλ ανέμου τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα. Οι ανεμοταχύτητες μέσα στο δάσος είναι χαμηλές όπως και οι ανεμοβαθμίδες. Το ύψος μετατόπισης της στάθμης μηδενισμού του ανέμου,  $d$ , και η παράμετρος τραχύτητας,  $z_0$ , έχουν τιμές  $9,6 \pm 1,3$  m και  $1,2 \pm 0,9$  m, αντίστοιχα, όταν το δάσος διαθέτει φύλλα και 11,2 m και 1,2 m όταν δεν διαθέτει. Τα μεγέθη των  $d$  και  $z_0$  δείχνουν ότι το δάσος αποτελεί μια αρκετά τραχεία επιφάνεια, αποτελεσματική στην απορρόφηση ορμής. Η ελεγχόμενη υλοτομία ελάχιστα επηρεάζει την κατατομή ανέμου, ενώ τα κενά βλάστησης ευνοούν την κατακόρυφη παρά την οριζόντια ροή αέρα.

Το ισοζύγιο ακτινοβολίας,  $R_n$ , αποτελεί το 75% της προσπίπτουσας  $R_s$ . Η ακτινοβολία αξιοποιείται καλύτερα το καλοκαίρι παρά το χειμώνα και το μεσημέρι παρά το πρωί ή το απόγευμα. Η θερμική καταπόνηση προκαλεί μείωση του λόγου  $R_n/R_s$  και η ελεγχόμενη υλοτομία αύξηση (0,68 για το θερμό έτος 2000, 0,85 για το έτος υλοτομίας 2004 και 0,84 για το 2005). Σε 24ωρη βάση, 53-56% της  $R_n$ , κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, «καταναλώνεται» για εξατμισοδιαπνοή και το 27-30% ως αισθητή θερμότητα. Τον Αύγουστο τα αντίστοιχα ποσοστά γίνονται 16% και 31% υπό έντονες ξηροθερμικές συνθήκες και μειωμένη υδατοδιαθεσιμότητα στο έδαφος. Η προσλαμβανόμενη ενέργεια από την κόμη ( $R_n-G$ ) καταναλώνεται κατά 81% για  $H$  και  $L$ , ενώ το υπόλοιπο ποσοστό της αποθηκεύεται στη φυτομάζα υπό μορφή θερμότητας,  $\Delta H$ . Η  $\Delta H$  μεγιστοποιείται τον Αύγουστο λόγω έλλειψης νερού, που δεν επιτρέπει την παραγωγική αξιοποίηση της προσλαμβανόμενης ηλιακής ενέργειας.

Σε ανεμοταχύτητες μεγαλύτερες από 0,6 m/s ευνοείται η ανάμιξη του αέρα και μειώνονται οι ροές  $LE$  και  $H$ . Η αύξηση των ταχυτήτων ανέμου (μεταξύ 0 και 0,6 m/s), όμως, προκαλεί γραμμική αύξηση τόσο στην  $LE$  όσο και στην  $H$ . Ο λόγος Bowen,  $\beta$ , την ημέρα, κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, κυμαίνεται από 0,70 έως 1,67, ενώ τις περισσότερες ώρες είναι μεγαλύτερος της μονάδας. Το 37-67% των αθροισμάτων των ροών θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας), αντιστοιχεί στην  $LE$  (με τις μικρότερες τιμές να αφορούν τις μεσημβρινές ώρες). Η ροή θερμότητας στο έδαφος,  $G$ , είναι ιδιαίτερα περιορισμένη και εμφανίζει θετικές τιμές μόνο για λίγες ώρες το μεσημέρι. Η αποτελεσματικότητα στην αξιοποίηση της απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας για εξατμισοδιαπνοή ( $\epsilon = LE/PAR_{\text{απορ.}}$ ) κατά το στάδιο της

πλήρους βλαστικής ανάπτυξης είναι 0,69, αρκετά μικρότερη σε σχέση με οικοσυστήματα βορειότερων χωρών, εξαιτίας της μειωμένης υδατοδιαθεσιμότητας.

Οι ετήσιες υδατικές ανάγκες του δρυοδάσους ανέρχονται σε 440 mm που υπερκαλύπτονται από τις αντίστοιχες βροχοπτώσεις, όμως η ανισοκατανομή τους υποβάλλει το οικοσύστημα, από νωρίς, σε υδατική καταπόνηση, η οποία εντείνεται τον Αύγουστο. Οι ημερήσιοι ρυθμοί εξατμισοδιαπνοής είναι μέγιστοι τον Ιούνιο και τον Ιούλιο με μέση υδατοκατανάλωση  $3,5 \text{ mm d}^{-1}$  και μέγιστο μέσο ρυθμό περί το μεσημέρι στα  $0,43 \text{ mm h}^{-1}$ . Σε συνθήκες υδατικής έλλειψης (όπως συμβαίνει τον Αύγουστο), ο περιορισμός του ανοίγματος των στοματιών αποτελεί σημαντικό μηχανισμό άμυνας της βλάστησης στην έντονη ξηραντική δύναμη της ατμόσφαιρας. Τότε ακόμα και το μεσημέρι οι ρυθμοί υδατοκατανάλωσης περιορίζονται κάτω από  $0,16 \text{ mm h}^{-1}$ .

Η απορρόφηση  $\text{CO}_2$  είναι μέγιστη όταν το δάσος διαθέτει φύλλωμα, ενώ τις υπόλοιπες εποχές το οικοσύστημα φαίνεται να λειτουργεί περισσότερο ως πηγή εκπομπής παρά ως καταβόθρα  $\text{CO}_2$ . Οι ρυθμοί απορρόφησης  $\text{CO}_2$  από τα φυτά και αποθήκευσης C στο οικοσύστημα αυξάνουν με την απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ πυκνότητες ροής  $\text{PAR}_{\text{απορ.}}$  μικρότερες από  $220 \text{ W m}^{-2}$ , αντιστοιχούν σε μηδενικές απορροφήσεις. Η συνολική παραγωγή C για το οικοσύστημα είναι  $6,37 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ , ποσότητα αρκετά αυξημένη σε σχέση με τα βορειότερα οικοσυστήματα. Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί απορρόφησης  $\text{CO}_2$  επιτυγχάνονται τον Ιούνιο και τον Ιούλιο και είναι  $752 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ , ενώ κατά τη διάρκεια του έτους, απορροφούνται συνολικά  $13.500 \text{ t CO}_2$  από το σύνολο της έκτασης του δάσους του Μογγουτού ( $580 \text{ ha}$ ). Η μέση ετήσια απορροφητικότητα κάθε δένδρου είναι  $7,3 \text{ kg CO}_2$ . Μέγιστοι ρυθμοί απορρόφησης  $\text{CO}_2$  εντοπίζονται περί τα μέσα καλοκαιριού με μέσο ρυθμό αποθήκευσης C,  $0,82 \text{ g C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ , όταν βέβαια η εδαφική υγρασία δεν αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα. Τον Αύγουστο η απορρόφηση  $\text{CO}_2$  μειώνεται έντονα λόγω μειωμένης φωτοσυνθετικής δραστηριότητας (απόρροια υδατοκαταπόνησης) και φτάνει περίπου το ήμισυ της μέγιστης απορρόφησης τουλάχιστον κατά τη διάρκεια της ημέρας. Η αποτελεσματικότητα στη χρήση νερού είναι περίπου  $0,20 \text{ mmol H}_2\text{O}/\mu\text{mol CO}_2$ , που σημαίνει ότι για να αποθηκευτούν  $3,3 \text{ g C}$  στο οικοσύστημα απαιτείται εξατμισοδιαπνοή  $1 \text{ kg}$  νερού. Οι βέλτιστοι ρυθμοί παραγωγικότητας στο δάσος επιτυγχάνονται σε κατ' όγκο εδαφική υγρασία περίπου  $0,35$ . Μικρότερες τιμές της περιορίζουν την εξατμισοδιαπνοή καθώς και την απορρόφηση  $\text{CO}_2$ . Σε μέσες

ημερήσιες τιμές VPD (σε ύψος 18,55 m) μεγαλύτερες από 2 kPa η παραγωγικότητα του οικοσυστήματος μειώνεται κατά 50%, αν και τέτοιες περιπτώσεις είναι ιδιαίτερα σπάνιες για την περιοχή

Το οικοσύστημα αναπτύσσεται σε οριακές κλιματικές συνθήκες, όμως παρόλα αυτά ανταποκρίνεται ικανοποιητικά όσον αφορά την παραγωγικότητα του. Έχει σχετικά μικρές υδατικές ανάγκες και σε περιόδους έντονης θερμικής καταπόνησης, που συνοδεύονται από περιορισμένη διαθεσιμότητα νερού, έχει αναπτύξει προσαρμοστικούς μηχανισμούς επιβίωσης, όπως η αξιοποίηση της δρόσου τα πρωινά του καλοκαιριού, η ανάπτυξη ριζικού συστήματος για την αξιοποίηση νερού των βαθύτερων εδαφικών στρωμάτων, η ανάπτυξη πάνω από αργλικό εδαφικό στρώμα υψηλής υδατοσυγκράτησης, ο περιορισμός της εξατμισοδιαπνοής και η αναστολή της ανάπτυξης σε έντονες ξηροθερμικές συνθήκες μέσω περιορισμού του ανοίγματος των στοματίων, η μικρή φυλλική επιφάνεια, η σχετικά μικρή αξιοποίησή της έντονα απορροφούμενης από το φύλλωμα ηλιακής ακτινοβολίας και η ύπαρξη στρώσης μεγάλου πάχους βραδέως αποδομούμενης νεκρής φυλλάδας, που προστατεύει το ριζόστρωμα από θερμική και υδατική καταπόνηση.



## Abstract

This study is a contribution to understanding the ways and mechanisms with which tree-stands interact with the environment, forming the micrometeorological regime of the soil-plant-atmosphere system, along with expanding knowledge on the mass and energy exchanges between vegetation and the atmosphere, under the Mediterranean climate conditions. The thesis is focused on the investigation of the micrometeorology of a natural deciduous ecosystem, compared to the weather conditions above, the specification of the interactions between the micrometeorological parameters on a diurnal, seasonal and annual basis (combined with the phenological phases of the vegetation), the differentiation of the micrometeorological regime following a forest fire or logging, the study of the weather effects on the vegetation water requirements and the relationship between water consumption and production, the evaluation of defense and adaptation mechanisms of Mediterranean ecosystems against extreme weather and climate conditions, the evaluation of the forest contribution on CO<sub>2</sub> absorption, the study of radiation quantity, quality and distribution in and use by the canopy and finally the study of the ecosystem-environment energy exchanges.

Research was accomplished in a selected natural deciduous oak forest within the region of Corinth, S. Greece, where a well equipped micrometeorological station was placed. The data covers the period 1999-2006 with some missing gaps.

The results of the study show that the main portion of the global solar radiation,  $R_s$  and specifically the photosynthetically active radiation, PAR, is captured by the tree-tissues even when there is no foliage. Due to selective absorption of PAR, the light that finally reaches the forest floor is extremely reduced. Logging increases the radiation transmission and reduces reflection and absorption by the canopy, although radiation distributes more uniformly in the foliage. Crawling-fire effect on the optical properties of the ecosystem is rather periodic, because of changes in the properties of the ground only. The seasonal optical properties variation can be used for the accurate identification of the phenological stages of the trees. The exponential radiation model for the radiant energy distribution in the canopy gives satisfactory results, although the deciduous canopy architecture is non uniform.

The temperature and relative humidity profiles inside and over the canopy show an almost mirror effect to each other. During the day, maximum temperature and minimum relative humidity are observed at the top of the forest. Vapor pressure deficit profile is almost identical to that of temperature and vapor pressure, being maximum at the canopy top, reduces with height especially in summer. At night, the temperature and vapor pressure deficit profiles are positive, whereas those of relative humidity and vapor pressure are negative (in all seasons except in winter). Vapor pressure values increase with height in the forest and stabilize above canopy top. The daily temperature range over the ecosystem is relatively small, becoming maximum near the ground, especially at full foliage. The layer of dead leaves covering the forest floor protects roots from frost damage in winter and high temperature and evaporation loss in summer. The period favoring vegetation growth is quite long, but a significant part of it, is characterized by thermal stress.

Logging reduces drought conditions in foliage - by allowing better air mixture - and daily relative humidity range. In extremely low soil moisture conditions (mainly in August) oak trees inhibit their growth. Trees have been adapted to reduced water availability during summer, by developing an extended root system, which allows the exploitation of water in deeper layers. Development over a clay soil layer and formation of a relatively small leaf area increase their ability to survive under the intensive drought Mediterranean conditions. The soil-covering quite thick layer of slowly decomposing dead leaves reduces water losses through evaporation and strengthens vegetation to cope with dry periods.

The wind velocity profile over the canopy follows the typical logarithmic form, day and night. The wind speed values inside the forest (at and below the top) are very small. The canopy roughness parameters,  $d$  and  $z_0$ , take the values  $9.6 \pm 1.3$  m and  $1.2 \pm 0.9$  m, respectively, at full leaf development and 11.2 m and 1.2 m at senescence. Forest surface seems to be very rough, absorbing momentum effectively. Limited tree logging has a negligible effect on wind profile, as vegetation gaps created seem to encourage vertical rather than horizontal air flow.

Net radiation fluxes,  $R_n$ , are almost 75% of  $R_s$ . Solar radiation is used more effectively during summer than in winter and at midday than at noon or morning. The thermal stress reduces the effective use of radiation but logging seems to increase effectiveness. On a 24 h basis, during the fully leafed period,  $R_n$  is composed by 53-56% latent heat,  $LE$ , and by 27-30% sensible heat,  $H$ . In August, the percentages



become 16% and 31%, respectively, under rather extreme dry atmospheric conditions and reduced soil water availability.

The energy absorbed by the canopy ( $R_n-G$ ) is “consumed” by 81% for H and LE (in June and July), whereas the rest is stored in plant tissues as heat,  $\Delta H$ .  $\Delta H$  becomes even greater in August, due to water shortage not allowing the productive use of the absorbed solar radiation.

Windspeeds greater than 0.6 m/s favor faster air mixing, reducing LE and H fluxes. However, a speed increase up to 0.6 m/s linearly increases heat fluxes. When trees are fully leafed and during daytime, the Bowen ratio,  $b$ , takes values between 0.70-1.67 and most of the time is greater than unit (with smaller values at midday). About 37-67% of the sum (LE+H) is devoted to LE (with lower percentages at midday). Soil heat flux,  $G$ , is quite small and gets positive values only a few hours during midday. The evapotranspiration efficiency of PAR absorbed by the ecosystem ( $\epsilon=LE/PAR_{abs}$ ) during the fully leafed period is about 0.69, a relatively small value (compared to similar ecosystems in northern Europe), due to reduced water availability in summer.

The annual water requirements of the ecosystem are about 440 mm, when the annual precipitation in the region is much greater. However, because of its imbalanced time distribution, the trees face water stress in summer, which becomes more intensive in August. The daily mean evapotranspiration rate is maximum in June and July (3.5 mm d<sup>-1</sup>), with an even greater value at midday (0.43 mm h<sup>-1</sup>). Under reduced soil water availability (as in August), stomatal resistance increases and water loss reduces rapidly. Stomatal closure is, thus, a defense mechanism that the vegetation calls up under strong drying atmospheric forces. Then, even at midday, the mean evapotranspiration rate is smaller than 0.16 mm h<sup>-1</sup>.

CO<sub>2</sub> absorbance is maximum when the canopy has leaves. In other seasons, the ecosystem is functioning as a source rather than as a sink of carbon. The rates of CO<sub>2</sub> absorption are increasing with absorbed radiation fluxes, becoming almost zero when  $PAR_{abs}$  is lower than 220 W m<sup>-2</sup>. The annual net carbon uptake by the ecosystem is 6.37 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, when the greater monthly CO<sub>2</sub> absorbance is achieved during June and July (mean value 752 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>) and especially at midday (0.82 g C m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>). On an annual basis, about 13,500 t CO<sub>2</sub> are absorbed by the whole ecosystem (580 ha). Every tree absorbs about 7.3 kg CO<sub>2</sub> per year. In August, CO<sub>2</sub> absorbance reduces rapidly because of low photosynthetic rates and becomes about

half of the maximum (July) values. Water use efficiency (WUE) is about 0.20 mmol H<sub>2</sub>O/μmol CO<sub>2</sub> (water loss of 1 kg produces 3.3 g C). Maximum productive rates are achieved when soil moisture is about 0.35. At lower values CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O fluxes reduce almost linearly. Mean daily values of VPD greater than 2 kPa lead to about 50% reduction in productivity.

Although the deciduous ecosystem develops under rather adverse (xerothermic) climatic conditions seems to be quite productive. It has relatively short water needs and developed adaptation (survival) mechanisms, such as the use of morning dew as an additional water source in summer, the root system development for deeper soil water use, the biomass development over a water holding clay soil layer, the evapotranspiration and photosynthesis reduction under extremely dry conditions via stomatal closure, the development of a relatively small leaf area, the relatively inefficient use of the absorbed by leaves radiation and finally the existence of a thick layer of dead leaves covering the forest floor and protecting the root system against thermal and water stresses.

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα Διδακτορική Διατριβή εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του Τμήματος Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. Το θέμα της, «Μικρομετεωρολογία και Διαθεσιμότητα Νερού Φυλλοβόλου Δάσους» ορίστηκε κατά τη Συνεδρίαση της Γενικής Συνέλευσης Ειδικής Σύνοψης του Τμήματος στις 31-10-2002, οπότε και ορίστηκε η τριμελής συμβουλευτική επιτροπή για την υποστήριξη του υποψήφιου διδάκτορα, με επιστημονικά υπεύθυνο τον Καθηγητή Αριστοτέλη Λιακατά και μέλη τον Καθηγητή Πέτρο Κερκίδη και την Αναπλ. Ερευνήτρια Κωνσταντίνα Τσαγκάρη. Η διατριβή παρουσιάστηκε δημόσια, εξετάστηκε από επταμελή επιτροπή και έτυχε του βαθμού «άριστα» (δέκα) στις 28-12-2010.

Σκοπός της εργασίας είναι η διερεύνηση των μηχανισμών ανταλλαγής μάζας και ενέργειας αλλά και η μελέτη του μικρομετεωρολογικού περιβάλλοντος όπως αυτό διαμορφώνεται μέσα και πάνω από φυσική δενδρώδη βλάστηση που αναπτύσσεται κάτω από το μεσογειακό κλίμα. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται αφενός στη διαθεσιμότητα νερού για τη βλάστηση, η οποία, στην περίπτωση των Μεσογειακών οικοσυστημάτων, αποτελεί τον κύριο παράγοντα επιβράδυνσης της ανάπτυξής τους και αφετέρου στη διερεύνηση των μηχανισμών προσαρμογής των δένδρων σε υδατικά δυσμενείς συνθήκες.

Η εργασία διαρθρώνεται σε πέντε βασικά μέρη. Στο πρώτο γίνεται συνοπτική παρουσίαση του απαραίτητου θεωρητικού-επιστημονικού υποβάθρου που απαιτείται να γνωρίζει ο αναγνώστης καθώς και ανασκόπηση της έρευνας που έχει πραγματοποιηθεί σε διεθνές επίπεδο. Στο δεύτερο μέρος ακολουθεί η περιγραφή της θέσης μελέτης και στο τρίτο παρουσιάζεται ο εξοπλισμός και οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για την υλοποίηση της έρευνας. Στο τέταρτο μέρος γίνεται εκτενής παρουσίαση των μικρομετεωρολογικών παραμέτρων που επηρεάζουν το δασικό μικροπεριβάλλον (ακτινοβολία, θερμοκρασία, υγρασία, άνεμος και ατμοσφαιρική πίεση), των ροών μάζας (υδρατμών και CO<sub>2</sub>) και ενέργειας, με ανάλυση όλων των παραμέτρων του ενεργειακού ισοζυγίου. Παρουσιάζονται επίσης στοιχεία υδατοαπαιτήσεων και παραγωγικότητας του δασικού οικοσυστήματος σε ετήσια κλίμακα. Στο τελευταίο μέρος, γίνεται σύνοψη των σημαντικότερων αποτελεσμάτων και παρουσιάζονται τα βασικά συμπεράσματα της διατριβής, ενώ ταυτόχρονα προτείνονται ενδεικτικά διαχειριστικά μέτρα για την ενίσχυση της παραγωγικότητας και τη διασφάλιση της επιβίωσης του οικοσυστήματος στις δυσμενείς για την ανάπτυξη ατμοσφαιρικές και εδαφικές συνθήκες της Μεσογείου.

Στο σύντομο αυτό πρόλογο θεωρώ υποχρέωσή μου να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλλαν στην εκπόνηση της παρούσας έρευνας.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον Πανεπιστημιακό μου δάσκαλο, καθηγητή Αριστοτέλη Λιακατά, όχι μόνο για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μου, ως επιστημονικά υπεύθυνος της διατριβής, αλλά για την συνεχή ηθική και επιστημονική στήριξη που μου παρείχε καθόλη τη διάρκεια εκπόνησής της, καθώς χωρίς τη σημαντική του βοήθεια η παρούσα εργασία δεν θα είχε πραγματοποιηθεί.

Ευχαριστώ επίσης τον καθηγητή του ΓΠΑ κ. Πέτρο Κερκίδη, μέλος της συμβουλευτικής επιτροπής, για τη μακρόχρονη άριστη συνεργασία, ήδη από τα πρώτα χρόνια των σπουδών μου, αλλά και για τις χρήσιμες διορθώσεις και υποδείξεις στα τελικά κείμενα.

Ευχαριστίες εκφράζονται και στην αναπληρώτρια ερευνήτρια του ΕΘΙΑΓΕ κα. Κωνσταντίνα Τσαγκάρη, μέλος της συμβουλευτικής επιτροπής, για τη συνεχή επιστημονική στήριξη σε θέματα δασικής μετεωρολογίας και για την παροχή ελεύθερης πρόσβασης σε μέσα, στοιχεία και δεδομένα.

Ευχαριστώ τον αναπληρωτή καθηγητή του ΓΠΑ κ. Ιωάννη Τσίρο που αποδέχθηκε να αποτελέσει μέλος της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής. Θεωρώ ότι η συμμετοχή του με τιμή ιδιαίτερα.

Ευχαριστίες εκφράζονται στον Επίκουρο Καθηγητή του ΓΠΑ κ. Ιωάννη Αργυροκαστρίτη για τη μακρόχρονη συνεργασία, την ηθική στήριξη, αλλά και για τις χρήσιμες υποδείξεις και διορθώσεις στα τελικά κείμενα.

Απολύτως αναγκαία νοιώθω την υποχρέωσή να ευχαριστήσω θερμά τον Λέκτορα του ΓΠΑ κ. Σταύρο Αλεξανδρή για την πολύτιμη και πολυετή συνεργασία από την εγκατάσταση του μικρομετεωρολογικού σταθμού μέχρι σήμερα, παρέχοντας μου συνεχή επιστημονική και τεχνική γνώση και υποστήριξη, χωρίς να φείδεται χρόνου και κόπου και συχνά βάζοντας σε δεύτερη μοίρα προσωπικές και επαγγελματικές του υποχρεώσεις.

Ευχαριστώ επίσης, τον αναπληρωτή ερευνητή του ΕΘΙΑΓΕ κ. Γεώργιο Καρέτσο, για την παροχή επιστημονικής γνώσης σε θέματα δασικής οικολογίας και βοτανικής που βοήθησαν καθοριστικά στην κατανόηση των φυσιολογικών μηχανισμών και αναγκών της φυσικής βλάστησης, αλλά και για τη σημαντική συμβολή του στην περιγραφή της βλάστησης στην παρούσα εργασία.

Ευχαριστίες εκφράζονται και στον Ομότιμο Καθηγητή και τ. Πρότανη του ΓΠΑ κ. Αλέξανδρο Πουλοβασίλη για τις ιδιαίτερα χρήσιμες υποδείξεις, παρατηρήσεις και διορθώσεις στο σχετικό με την εδαφική υγρασία κεφάλαιο. Θεωρώ τη συνεργασία μαζί του, ιδιαίτερα τιμητική για μένα.

*Τέλος ευχαριστώ θερμά του γονείς και την οικογένεια μου για τη συνεχή ηθική και οικονομική υποστήριξη που μου παρείχαν καθόλη τη διάρκεια των σπουδών μου και κορίως κατά την εκπόνηση της διδακτορικής διατριβής. Είναι βέβαιο ότι χωρίς τη βοήθεια τους δεν θα μπορούσε να έχει ολοκληρωθεί.*

*Νίκος Δ. Πρότσος*



# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	<b>27</b>
1.1. Γενικά	27
1.2. Περί Δασών	30
1.3. Φυσικό Περιβάλλον Δάσους	35
1.3.1. Ακτινοβολία	35
1.3.1.1. Ποιοτικά χαρακτηριστικά και επιδράσεις	35
1.3.1.2. Ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας, Ra-Ηλιακές γωνίες	38
1.3.1.3. Ηλιοφάνεια	41
1.3.1.4. Οπτικές ιδιότητες φυτοκόμης	42
1.3.1.4.1. Απορρόφηση	43
1.3.1.4.2. Ανάκλαση	44
1.3.1.4.3. Διαπέραση	45
1.3.1.5. Κατανομή ακτινοβολίας	46
1.3.1.6. Συντελεστής απόσβεσης ακτινοβολίας, K	50
1.3.1.7. Ισοζύγιο ακτινοβολίας	51
1.3.2. Θερμοκρασία	53
1.3.3. Άνεμος	57
1.3.3.1. Επιδράσεις στη δενδρώδη βλάστηση	57
1.3.3.2. Ροή πάνω από φυσικές επιφάνειες	58
1.3.4. Επιμερισμός διαθέσιμης ενέργειας	63
1.3.5. Διαθεσιμότητα και αξιοποίηση νερού	65
1.3.6. Απορρόφηση CO <sub>2</sub> και παραγωγικότητα	71
<b>2. Η ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΘΕΣΗ</b>	<b>77</b>
2.1. Γενικά	77
2.2. Κλίμα και βιοκλίμα	81
2.3. Έδαφος και τοπογραφικό ανάγλυφο	83
2.4. Βλάστηση και χρήσεις γης	85
2.5. Ανθρωπογενείς παρεμβάσεις	89

<b>3. Ο ΜΙΚΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΣΤΑΘΜΟΣ</b>	<b>93</b>
3.1. Εγκατάσταση και λειτουργία	93
3.2. Μικρομετεωρολογικά δεδομένα	96
3.3. Επιστημονικά όργανα και εξοπλισμός	99
3.3.1. Όργανα και εξοπλισμός υπαίθρου	99
3.3.1.1. Μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας (τύπου Q-7 Net-Radiometer)	99
3.3.1.2. Μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας (τύπου NR-Lite Net-Radiometer)	101
3.3.1.3. Μετρητής ανακλαστικότητας (τύπου CM 7 Albedometer)	102
3.3.1.4. Μετρητής φωτοσυνθετικά ενεργούς ακτινοβολίας (Li 190SB Quantum Sensor)	103
3.3.1.5. Θερμοϋγρόμετρο (τύπου MP 100H / 400H)	104
3.3.1.6. Ανεμοδείκτης (τύπου W200P)	104
3.3.1.7. Ανεμόμετρο κυπέλων (τύπου A100L2)	105
3.3.1.8. Τρισδιάστατο ακουστικό ανεμόμετρο (3D Sonic Anemometer)	105
3.3.1.9. Βροχόμετρο (τύπου Thies Clima)	106
3.3.1.10. Αναλυτής αερίων (τύπου Li-Cor 6262)	107
3.3.1.11. Θερμόμετρο εδάφους (soil thermistor)	107
3.3.1.12. Υγρασιόμετρο εδάφους (τύπου CS 615)	108
3.3.1.13. Ροόμετρο εδάφους (τύπου HFT-3)	109
3.3.1.14. Καταγραφικό δεδομένων-Datalogger (Campbell CR10x, πολυπλεξία AM416)	109
3.3.1.15. Φωτοβολταϊκό Σύστημα (τύπου NP100G12)	110
3.3.2. Όργανα Εργαστηρίου	111
3.3.2.1. Μετρητής Επιφάνειας (τύπου Li-Cor 3100 C)	111
3.3.2.2. Ζυγός ακριβείας (τύπου Sartorius handy)	111
3.3.2.3. Φούρνος αποξήρανσης (τύπου Memmert)	112
3.3.2.4. Ψηφιοποιητής (τύπου KD 4600)	112
3.4. Μέθοδος Στροβιλώδους ροής	112
3.4.1. Γενικά	112
3.4.2. Γενικές αρχές και φυσική σημασία της μεθόδου	113
3.5. Βιομετρικά δεδομένα	121
<b>4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ</b>	<b>125</b>
4.1. Ακτινοβολία	125
4.1.1. Μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία, Rs	125
4.1.1.1. Ημερήσιες και εποχιακές μεταβολές	126
4.1.1.2. Επίδραση της διαύγειας της ατμόσφαιρας	129
4.1.1.3. Αποτελεσματικότητα για Φωτοσύνθεση	132
4.1.1.4. Κατανομή της ακτινοβολίας στο οικοσύστημα	140
4.1.1.5. Οπτικές ιδιότητες	143
4.1.1.5.1. Ανάκλαση	144
4.1.1.5.2. Απορρόφηση	155
4.1.1.5.3. Διαπέραση	161
4.1.1.6. Βλαστητικά στάδια & οπτικές ιδιότητες φυτοκόμης	166
4.1.1.7. Απόσβεση της ακτινοβολίας μέσα στη φυτοκόμη	171



4.1.2. Μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, L	176
4.1.3. Ισοζύγιο ακτινοβολίας, Rn	180
4.2. Θερμοκρασία	189
4.2.1. Θερμοκρασία αέρα	189
4.2.1.1. Χρονικές μεταβολές θερμοκρασίας	189
4.2.1.2. Κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας	191
4.2.1.3. Κατακόρυφες θερμοβαθμίδες ( $\theta_T/\theta_z$ )	203
4.2.1.4. Ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος ( $\Delta T$ )	209
4.2.2. Θερμοκρασία εδάφους	215
4.2.2.1. Ετήσιες, εποχιακές και ημερήσιες κυμάνσεις	215
4.2.2.2. Θερμοκρασιακή κατατομή στο έδαφος	223
4.2.2.3. Θερμοβαθμίδες εδάφους	226
4.2.2.4. Ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος εδάφους	231
4.2.2.5. Θερμικός χρόνος (βαθμοημέρες)	232
4.3. Υγρασία	237
4.3.1. Υγρασία του αέρα	237
4.3.1.1. Ετήσια, εποχιακή και ημερήσια κύμανση	237
4.3.1.2. Κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας του αέρα	242
4.3.1.3. Κατακόρυφες βαθμίδες υγρασίας	259
4.3.1.4. Ημερήσιο εύρος υγρασίας αέρα	274
4.3.1.5. Διαχρονικές μεταβολές	276
4.3.2. Υγρασία εδάφους	281
4.3.2.1. Ετήσιες, εποχιακές και ημερήσιες κυμάνσεις	282
4.3.2.2. Υγρασιακή κατατομή στο έδαφος	287
4.3.2.3. Κατακόρυφες βαθμίδες υγρασίας εδάφους	289
4.4. Άνεμος	293
4.4.1. Διεύθυνση ανέμου	293
4.4.1.1. Χρονικές μεταβολές	294
4.4.1.1.1. Ετήσιες και εποχιακές μεταβολές	294
4.4.1.1.2. Διαχρονικές μεταβολές	295
4.4.1.1.3. Μηγναιίες και ωριαίες μεταβολές	298
4.4.1.2. Διαφοροποιήσεις με την ένταση του ανέμου	300
4.4.1.3. Θερμοκρασιακά και υγρασιακά χαρακτηριστικά	304
4.4.2. Ταχύτητα ανέμου	309
4.4.2.1. Ετήσια και ημερήσια κύμανση	310
4.4.2.2. Μεταβολές με το ύψος	313
4.4.2.3. Κατατομές ανεμοταχύτητας	318
4.4.2.4. Κατακόρυφες ανεμοβαθμίδες, $\theta_u/\theta_z$	326
4.4.2.5. Ημερήσιο εύρος ανεμοταχυτήτων, $\Delta u$	331
4.4.2.6. Παράμετροι τραχύτητας $d$ και $z_0$	333
4.4.2.7. Ανεμοταχύτητες στις τρεις διαστάσεις	335

4.5. Ατμοσφαιρική πίεση	337
4.6. Ροές ενέργειας και μάζας	339
4.6.1. Ροές ενέργειας	339
4.6.2. Ροές Μάζας	350
4.6.2.1. Γενικά	350
4.6.2.2. Ροή H <sub>2</sub> O	352
4.6.2.3. Ροή CO <sub>2</sub>	361
4.6.2.4. Συγκριτικές μεταβολές-περιβαλλοντικές επιδράσεις	369

## **5. ΣΥΝΟΨΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ 375**

<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b>	<b>385</b>
---------------------	------------

<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ</b>	<b>401</b>
------------------	------------

<b>ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΠΙΝΑΚΩΝ</b>	<b>419</b>
--------------------------	------------

<b>ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΕΙΚΟΝΩΝ</b>	<b>421</b>
--------------------------	------------

<b>ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΣΧΗΜΑΤΩΝ</b>	<b>422</b>
---------------------------	------------

# 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## Περιεχόμενα

1.1. Γενικά	27
1.2. Περί Δασών	30
1.3. Φυσικό Περιβάλλον Δάσους	35
1.3.1. Ακτινοβολία	35
1.3.1.1. Ποιοτικά χαρακτηριστικά και επιδράσεις	35
1.3.1.2. Ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας, $R_a$ - Ηλιακές γωνίες	38
1.3.1.3. Ηλιοφάνεια	41
1.3.1.4. Οπτικές ιδιότητες φυτοκόμης	42
1.3.1.4.1. Απορρόφηση	43
1.3.1.4.2. Ανάκλαση	44
1.3.1.4.3. Διαπέραση	45
1.3.1.5. Κατανομή ακτινοβολίας	46
1.3.1.6. Συντελεστής απόσβεσης ακτινοβολίας, $K$	50
1.3.1.7. Ισοζύγιο ακτινοβολίας	51
1.3.2. Θερμοκρασία	53
1.3.3. Άνεμος	57
1.3.3.1. Επιδράσεις στη δενδρώδη βλάστηση	57
1.3.3.2. Ροή πάνω από φυσικές επιφάνειες	58
1.3.4. Επιμερισμός διαθέσιμης ενέργειας	63
1.3.5. Διαθεσιμότητα και αξιοποίηση νερού	65
1.3.6. Απορρόφηση $CO_2$ και παραγωγικότητα	71

## 1.1. Γενικά

Εξ ορισμού ο όρος οικοσύστημα εμπεριέχει ένα ευρύ σύνολο παραγόντων, βιοτικών και αβιοτικών, που συνυπάρχουν, συμβαίνουν και αλληλεπιδρούν στην ίδια χωροχρονική μονάδα. Η έρευνα στα οικοσυστήματα, φυσικά ή τεχνητά, μέχρι σήμερα γίνεται κυρίως αποσπασματικά, με τη μελέτη ορισμένων κάθε φορά παραγόντων, σε συγκεκριμένες θέσεις και για συγκεκριμένη χρονική περίοδο, προκειμένου να διερευνηθεί η συμπεριφορά και ο τρόπος λειτουργίας τους. Κάτι τέτοιο, βέβαια, είναι αναμενόμενο, καθώς το κόστος εγκατάστασης πειραματικών επιφανειών στις οποίες θα παρακολουθούνται όλες οι μετεωρολογικές, οικολογικές, βιολογικές κ.ά. παράμετροι, είναι όχι μόνο απαγορευτικό αλλά απαιτεί συνεχή

έλεγχο για να εξασφαλιστεί η αξιοπιστία των παραγόμενων δεδομένων. Έτσι, σε παγκόσμιο επίπεδο, η έρευνα περιορίζεται είτε μέσω της μελέτης ολιγάριθμων παραμέτρων σε ευρύ χρονικό βάθος, είτε σε πιο πολυπαραμετρικά πειράματα μικρής όμως διάρκειας, ενώ η ταυτόχρονη μελέτη πολλών βιοτικών και αβιοτικών παραγόντων για μεγάλα χρονικά διαστήματα, π.χ. ενός ετήσιου κύκλου, είναι σπάνια.

Ιδιαίτερα για τις περιπτώσεις των φυσικών οικοσυστημάτων, ακόμα και η βασική έρευνα είναι περιορισμένη, αν και τα τελευταία χρόνια έχει γίνει αντιληπτή τόσο η περιβαλλοντική-οικολογική όσο και η κοινωνική-οικονομική τους αξία και η έρευνα, σε παγκόσμιο τουλάχιστον επίπεδο, έχει ενταθεί. Βέβαια, συνηθέστερες είναι οι μελέτες σε κωνοφόρα, παρά σε φυλλοβόλα δάση, καθώς οι διαρκείς φαινολογικές διαφοροποιήσεις των δευτέρων απαιτούν μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα λήψης μετρήσεων. Στην Ελλάδα, η έρευνα για τα δάση δεν είναι ιδιαίτερα αναπτυγμένη, ενώ σε ότι αφορά την επίδραση των μετεωρολογικών ή κλιματικών παραμέτρων, αυτή έχει αρχίσει μόλις τα τελευταία χρόνια να διερευνάται, εξαιτίας κυρίως, της παγκόσμιας ανησυχίας περί κλιματικών μεταβολών, οι οποίες καθιστούν τα ελληνικά και γενικά τα μεσογειακά δάση ιδιαίτερα ευάλωτα. Εντούτοις, η πολυπαραμετρική διερεύνηση ακόμα και σήμερα στη χώρα μας δεν έχει γίνει εφικτή, λόγω του υψηλού κόστους της.

Υπό μια τέτοια θεώρηση, όπου το δασικό οικοσύστημα, θα πρέπει να μελετάται ενιαία, λαμβάνοντας υπόψη τις αλληλεπιδράσεις πολλών παραγόντων, εκπονήθηκε η παρούσα διατριβή, με βασικούς στόχους:

- τη διερεύνηση των μικρομετεωρολογικών συνθηκών, όπως αυτές διαμορφώνονται μέσα σε ένα δενδρώδες οικοσύστημα και στο υποκείμενο έδαφος.
- τη συγκριτική μελέτη του μικροπεριβάλλοντος του δάσους με τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν πάνω από αυτό.
- τον εντοπισμό αλληλεπιδράσεων μεταξύ των μικρομετεωρολογικών παραμέτρων.
- τη μελέτη των χρονικών μεταβολών των παραμέτρων σε κλίμακα ημέρας, εποχής και έτους, σε συνδυασμό με τις φαινολογικές μεταβολές στο φυλλοβόλο οικοσύστημα.
- τον εντοπισμό των διαφοροποιήσεων μετά από ανθρωπογενείς παρεμβάσεις, όπως ελεγχόμενη υλοτομία και έρπουσα πυρκαγιά.

- τη μελέτη της επίδρασης των καιρικών συνθηκών στην υδατοκατανάλωση και στην παραγωγή.
- την αξιολόγηση της παραγωγικότητας του δάσους σε σχέση με τη διαθεσιμότητα νερού
- τη συσχέτιση υδατοκατανάλωσης και παραγωγής.
- τον εντοπισμό των μηχανισμών άμυνας και προσαρμογής των μεσογειακών φυλλοβόλων οικοσυστημάτων στις δυσμενείς μετεωρολογικές συνθήκες.
- την ποσοτικοποίηση της συμβολής του δάσους στην απορρόφηση ρύπων και κυρίως CO<sub>2</sub>.
- τη μελέτη της ποιότητας και της ποσότητας της διαθέσιμης ηλιακής ενέργειας για το δάσος, της κατανομής και αξιοποίησής της από τα φυτά.
- τη μελέτη των ανταλλαγών ενέργειας μεταξύ του οικοσυστήματος και του περιβάλλοντος.

Μέσω της επίτευξης των παραπάνω στόχων προσεγγίζονται οι βασικοί σκοποί της παρούσας έρευνας που είναι:

- 1) η κατανόηση των τρόπων και των μηχανισμών με τους οποίους το δάσος αλληλεπιδρά με το περιβάλλον, διαμορφώνοντας το μικρομετεωρολογικό καθεστώς στο σύστημα έδαφος-φυτό-ατμόσφαιρα και
- 2) η απόκτηση γνώσης σχετικά με το καθεστώς ανταλλαγών μάζας και ενέργειας μεταξύ οικοσυστήματος και ατμόσφαιρας, κάτω από τις ιδιαίτερες μεσογειακές συνθήκες.

Με αυτόν τον τρόπο αποκτάται το αναγκαίο γνωστικό υπόβαθρο, το οποίο αξιοποιούμενο κατάλληλα, μπορεί να έχει σημαντικά οφέλη για τον άνθρωπο, το περιβάλλον και την τοπική κοινωνία. Η εφαρμογή της γνώσης που θα αποκτηθεί μπορεί να οδηγήσει σε προτάσεις διαχείρισης των φυσικών οικοσυστημάτων για αύξηση της παραγωγικότητάς τους, διασφάλιση της αειφορίας, άμβλυνση των επιπτώσεων των κλιματικών μεταβολών, αύξηση στην απορρόφηση των αέριων ρύπων, αλλά και άλλα οφέλη το οποία μπορούν να επιτευχθούν μέσα από την ορθολογική δασική διαχείριση, που θα λαμβάνει υπόψη τον τρόπο λειτουργίας και απόκρισης του οικοσυστήματος και όχι μόνο τις ανθρώπινες ανάγκες.

## 1.2. Περί Δασών

Το δάσος είναι ένα σύνθετο και πλούσιο σύστημα, αλλά και πολύτιμος ανανεώσιμος φυσικός πόρος. Παρέχει δασική βιομάζα, ως καύσιμο και ενεργειακή πηγή, ξυλεία και άλλα δασικά προϊόντα, που εξακολουθούν να είναι αναντικατάστατες πρώτες ύλες. Αποτελεί παρακαταθήκη γενετικού υλικού και το βασικότερο, μαζί με τους ωκεανούς, καταφύγιο της άγριας ζωής του πλανήτη, ενώ στα οφέλη του περιλαμβάνεται η χρήση του ως χώρος αναψυχής και απόλαυσης της φύσης, που είναι πλέον ζωτική ανάγκη των κατοίκων των πόλεων. Σημαντική είναι η συνεισφορά του δάσους στη δημιουργία και διατήρηση του εδάφους. Παρέχει αντιδιαβρωτική, αντιανεμική και αντιπλημμυρική προστασία, έχει ρυθμιστικό ρόλο στους βιογεωχημικούς κύκλους (νερού και θρεπτικών στοιχείων), αλλά και στο ενεργειακό ισοζύγιο, επηρεάζοντας ευνοϊκά το παγκόσμιο αλλά και το τοπικό κλίμα, κυρίως μέσω της δέσμευσης CO<sub>2</sub> και της αυξημένης εξατμισοδιαπνοής.

Καθοριστικός είναι και ο ρόλος του δάσους στην ποιότητα του αέρα (Χατζημπίρος 2001). Υπολογίζεται ότι ένα μέσης παραγωγικότητας δάσος αποδίδει, στην ατμόσφαιρα 2.500 kg οξυγόνου ανά εκτάριο κατ' έτος, ποσότητα που αντιστοιχεί στις ανάγκες 10 ανθρώπων. Ιδιαίτερη είναι η συμβολή των περιαστικών δασών, τόσο στη μείωση της συγκέντρωσης των δηλητηριωδών αερίων των γειτονικών οικισμών, όσο και στη μείωση του θορύβου, ενώ σημαντική είναι και η επίδρασή τους στην περιεκτικότητα του αέρα σε αιωρούμενα στερεά σωματίδια, καθώς μπορεί να συγκρατήσει σκόνη σε μεγάλες ποσότητες (48 t σκόνης ανά εκτάριο κατ' έτος, σύμφωνα με στοιχεία του ΥΠΑΑΤ).

Τα δάση στην Ελλάδα καταλαμβάνουν περίπου το 25% της συνολικής της έκτασης, ενώ συνυπολογίζοντας τους θαμνώνες (24%) και τις εκτάσεις με φρύγανα και χορτολίβαδα (11%), το ποσοστό κάλυψης φτάνει το 60% (Χατζημπίρος 2001). Ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους διακρίνονται σε τεχνητά ή οικονομικώς διαχειρίσιμα, φυσικά ή παρθένα και μικτά (κατά 64%, 14% και 22%, αντίστοιχα), ενώ με κριτήριο τη μορφή ιδιοκτησίας τους επιμερίζονται σε δημόσια, δημοτικά, μοναστηριακά, ιδιωτικά και διακατεχόμενα (σε ποσοστά 68,80%, 15,43%, 0,23% και 12%, αντίστοιχα, κατά το ΥΠΑΑΤ 2002). Το δάσος επίσης ονομάζεται ομήλικο ή ανομήλικο με βάση την κατανομή ηλικιών των δένδρων του, αμιγές ή μικτό ως προς τους πληθυσμούς των ειδών του, κωνοφόρο ή φυλλοβόλο ως προς τη σύνθεσή του σε είδη κ.λπ.

Παρά τη σπουδαιότητά τους, η έρευνα για τα δάση είναι περιορισμένη αν και τα τελευταία χρόνια έχει ενταθεί. Οι επιστημονικές μελέτες αφορούν κυρίως κωνοφόρα δασικά οικοσυστήματα (Reifsnnyder et al. 1971, Gay et al. 1971, Tajchman 1972, Norman and Jarvis 1974, Jarvis et al. 1976) και είναι αρκετά σπάνιες σε φυλλοβόλα (Horn 1971, Rauner 1976, Thompson and Hinckley 1977, Floyd et al. 1978, Liakatas et al. 2002). Αυτό, βέβαια, είναι μάλλον αναμενόμενο και οφείλεται κυρίως στην πολύπλοκη δομή της φυτοκόμης των δασών σε σχέση με τις καλλιέργειες, η οποία συνίσταται από δένδρα και θάμνους διαφορετικών ειδών και ηλικιών, με φυλλική επιφάνεια ανομοιογενώς κατανεμημένη και συνεχώς μεταβαλλόμενη (κυρίως στις περιπτώσεις των φυλλοβόλων ειδών), αλλά και στην ταυτόχρονη παρουσία ξύλινων και φυλλικών στοιχείων στην ίδια χωροχρονική μονάδα.

Ιδιαίτερα σπάνιες είναι οι μελέτες σε δρυοδάση, τα οποία όμως αποτελούν μια ιδιαίτερη κατηγορία για τη χώρα μας, καθώς αφορούν το 40% των ελληνικών δασών (Debazac και Μαυρομμάτης 1971). Η σπουδαιότητα αυτών των δασών για τους Έλληνες έχει εδραιωθεί μέσα από πολλούς μύθους και δοξασίες, που εμφανίστηκαν ανά τους αιώνες και ακούγονται ακόμα και σήμερα. Η ύπαρξη ιερών δασών, που αποτελούσαν άβατους χώρους διαμονής θεών, βελανιδιών που θεωρούνταν μεταμορφωμένες θεότητες, δεν είναι παρά λίγοι μόνο από τους αναφερόμενους στη λαογραφία μύθους. Κατά την ελληνική μυθολογία η βελανιδιά αποτελούσε το ιερό δένδρο του Δία, ενώ από το θρόισμα των φύλλων της, οι άνθρωποι έπαιρναν χρησμούς και μάθαιναν τη θέληση των θεών ή προέβλεπαν το μέλλον τους. Μέσα σε ένα τέτοιο πλαίσιο λαϊκών δοξασιών, οι αρχαίοι Έλληνες φαίνεται ότι είχαν συνειδητοποιήσει τη σπουδαιότητα των δρυοδασών και ήταν ευαίσθητοι σε θέματα περιβαλλοντικής προστασίας, καθώς οι μύθοι τους αποτελούσαν απλά μέσα δασοπροστασίας από κακόβουλες ανθρώπινες παρεμβάσεις, καθώς οποιαδήποτε βλαβερή επέμβαση του ανθρώπου στο δάσος θα τον οδηγούσε αντιμέτωπο με τον ίδιο το θεό.

Η Ελλάδα στα πανάρχαια χρόνια, σκεπαζόταν ολόκληρη, όπως και όλη η Ευρωπαϊκή ήπειρος, από πυκνότατα δάση που σιγά-σιγά τα αραιώσαν ή τα αφάνισαν, κυρίως, οι γεωργικές καλλιέργειες, η υλοτομία και οι πυρκαγιές, με αποτέλεσμα η πυκνότητά τους να έχει μειωθεί δραματικά. Σήμερα καλύπτεται με δάση μόνο το 10% της συνολικής επιφάνειας της γης, με τάση συνεχούς μείωσης (Olson et al. 1978). Εκτιμάται ότι κάθε χρόνο 110-200 εκατομμύρια στρ. τροπικών

δασών καταστρέφονται. Μάλιστα, σύμφωνα με στοιχεία της Διεθνούς Ένωσης Προστασίας της Φύσης (IUCN) του 1982, η δασοκάλυψη στην Αϊτή ήταν 80% το 1958 και μειώθηκε στο 9% το 1978.

Η καταστροφή των δασικών οικοσυστημάτων, με αιχμή τα τροπικά δάση, αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα σύγχρονα περιβαλλοντικά προβλήματα. Το φαινόμενο είναι σήμερα εντονότερο αλλά όχι νέο, δεδομένου ότι η αποδάσωση ξεκίνησε από την παλαιολιθική εποχή και συνεχίστηκε σε όλη τη διάρκεια της ανθρώπινης ιστορίας. Οι εκχερσώσεις για δημιουργία γεωργικής γης έπαιξαν το σοβαρότερο ρόλο. Υπολογίζεται ότι οι ανθρώπινες επεμβάσεις έχουν μειώσει τα δάση του πλανήτη στα 4,2 δισεκατομμύρια εκτάρια, δηλαδή περίπου στα 2/3 της έκτασης που είχαν πριν 10.000 χρόνια. Οι συνέπειες, κυρίως διάβρωση και πλημμύρες, ήταν γνωστές ήδη από την αρχαιότητα στους πολιτισμούς της Κίνας, της Μεσοποταμίας και της Μεσογείου. Στην Ευρώπη, μεγάλες δασικές εκτάσεις καταστράφηκαν κατά τον Μεσαίωνα και την Αναγέννηση, κάτω από την πίεση των αναγκών των αναπτυσσόμενων πληθυσμών για ναυπηγική ύλη, καύσιμα, χώρους βοσκής ή καλλιέργειας κ.λπ.

Σήμερα, στις περισσότερες ανεπτυγμένες χώρες (Ευρωπαϊκές ή μη) η αποδάσωση τείνει να σταματήσει. Το παγκόσμιο δασικό πρόβλημα εντοπίζεται κυρίως στα τροπικά δάση, τα οποία εξακολουθούν να κόβονται ή να καίγονται πολύ ταχύτερα από όσο αντικαθίστανται μέσω φυσικής αναγέννησης ή τεχνητής αναδάσωσης. Κάθε χρόνο αποψιλώνονται από υλοτομίες και πυρκαγιές στις τροπικές περιοχές περίπου 11 εκατομμύρια εκτάρια, ενώ μόλις στο 10% αυτής της επιφάνειας αντικαθίσταται το δάσος. Ο σπουδαιότερος παράγοντας της αποδάσωσης εξακολουθεί να είναι η προσπάθεια για δημιουργία γεωργικής γης, ενώ άλλες σημαντικές αιτίες είναι η ζήτηση καυσόξυλων για μαγείρεμα και θέρμανση, η δημιουργία βοσκοτόπων για την κτηνοτροφία και η εκμετάλλευση της εμπορεύσιμης ξυλείας. Η αλλαγή χρήσεων γης και οι πυρκαγιές αποτελούν απειλές και για ορισμένα δάση εύκρατων χωρών (π.χ. Ελλάδα), ενώ τα δάση της Βόρειας και Κεντρικής Ευρώπης και της Βόρειας Αμερικής αντιμετωπίζουν τα τελευταία χρόνια την απειλή της όξινης βροχής.

Η αντιμετώπιση μεγάλων παγκόσμιων προβλημάτων, όπως είναι η απειλή του φαινομένου του θερμοκηπίου, η διάβρωση και η ερημοποίηση, η ανεπάρκεια νερού και η έλλειψη ενέργειας, απαιτεί σήμερα μια γιγαντιαία προσπάθεια διατήρησης των δασών και εκτεταμένης αναδάσωσης σε παγκόσμιο επίπεδο.



Εκτιμάται ότι είναι αναγκαία η άμεση αποκατάσταση δασών, κυρίως στις τροπικές περιοχές, σε έκταση τουλάχιστον 150 εκατ. ha. Βασικός και αναγκαίος πόρος σε αυτή την προσπάθεια δεν είναι μόνο το κεφάλαιο, αλλά και η εργασία, που μόνον οι ντόπιοι αγρότες θα μπορούσαν να προσφέρουν σε τέτοια κλίμακα (Χατζημπίρος 2001).

Πολύ βασικός λόγος της μείωσης των εκτάσεων με δάση σε παγκόσμιο επίπεδο αλλά και στη χώρα μας είναι οι δασικές πυρκαγιές. Οι αρνητικές επιπτώσεις είναι γνωστές: αλλαγή μικροκλίματος, εκτοπισμός ή περιορισμός εμφάνισης ειδών χλωρίδας και πανίδας, περιορισμός της τράπεζας σπόρων, διάβρωση εδάφους, ισχυρή απορροή με ακολουθία πλημμυρικών γεγονότων, καθώς και υποβάθμιση της αισθητικής του τοπίου με παράλληλες τάσεις στην αλλαγή χρήσης της γης (Naveh 1967, 1975, 1991, Ispikoudis et al. 1999, Arianoutsou 2001, Arianoutsou and Papanastasis 2004, Papanastasis et al 2004, Ντούρος 2007).

Οι κλιματικές συνθήκες αποτελούν καθοριστικό παράγοντα τόσο για την έναρξη και την εξέλιξη μιας πυρκαγιάς όσο και για την αποκατάσταση της βλάστησης στις καμένες εκτάσεις (Sharma and Rikhari 1997). Τα τελευταία χρόνια η διαφοροποίηση στο κλιματικό καθεστώς σε συνδυασμό με την αύξηση της βιομάζας, λόγω υποχώρησης των αγροτικών δραστηριοτήτων στην ύπαιθρο και την εγκατάλειψη της δασικής διαχείρισης, έχουν επιδεινώσει το πρόβλημα, με συνέπεια την εμφάνιση μεγάλων και ανεξέλεγκτων καταστροφικών πυρκαγιών.

Οι περιβαλλοντικές επιπτώσεις στο τοποκλίμα μιας περιοχής λόγω των πυρκαγιών και η μεταβολή στις βιολογικές διεργασίες των οικοσυστημάτων, με επακόλουθο την αλλαγή της σύνθεσης της βλάστησης, έχουν εκτενώς διερευνηθεί τις τελευταίες δεκαετίες (Timoney and Wein 1991, Valeo et al. 2003).

Οι υψηλές θερμοκρασίες εδάφους καθώς και η αυξημένη διαθεσιμότητα θρεπτικών συστατικών μετά από μια δασική πυρκαγιά δημιουργούν ευνοϊκές συνθήκες αύξησης των πληθυσμών συγκεκριμένων φυτικών ειδών (Hanes 1971, Espirito-Santo et al. 1993, Kazanis and Arianoutsou 1996, Arianoutsou and Thanos 1996, Skourou and Arianoutsou 2004). Έχει επίσης επισημανθεί ακόμη και ο εκτοπισμός άλλων με μικρότερους ρυθμούς ανάπτυξης (Van Cleve and Viereck 1981, Chapin et al. 1988). Έτσι, σε πολλές περιπτώσεις η διαδοχή φυτικών ειδών σε ένα οικοσύστημα οφείλεται στον εκτοπισμό του επικρατούντος είδους και στην ύπαρξη ευνοϊκών συνθηκών για την ανάπτυξη άλλων πιο ταχυσυζών (Van Lear 1991). Εκτός από τη θερμοκρασία, τη διαθεσιμότητα νερού και θρεπτικών συστατικών, η

φωτοπερίοδος αποτελεί επίσης σημαντικό κλιματικό παράγοντα για την ανάπτυξη ενός δασικού είδους. Σε μια πολύ καταστροφική πυρκαγιά, που έχουμε πλήρη καταστροφή της βλάστησης, πολλά δασικά είδη δεν είναι δυνατό να εγκατασταθούν αμέσως μετά την πυρκαγιά εξαιτίας των υψηλών απαιτήσεων σκίασής τους στα πρώτα στάδια ανάπτυξής τους (Trup 1921, Upreti et al 1985, Πολίτη και Αριανούτσου 2006).

Η φυσική αναγέννηση ενός δάσους εξαρτάται από το είδος της υφιστάμενης βλάστησης, την ωριμότητα, το μέγεθος, τη φυσιολογική κατάσταση των δένδρων και την εποχή που εκδηλώνεται η πυρκαγιά (Trabaud and Lepart 1980, Kalabokidis and Wakimoto 1992, Faraco et al. 1993, Thanos et al 1996, Trabaud 2000, Σκούρου και Αριανούτσου 2000, Κωνσταντινίδης και Γκατζογιάννης 2001), ενώ σημαντικό ρόλο για την φυσική αποκατάσταση της βλάστησης παίζει η ζωτικότητα των σπόρων που βρίσκονται στο υπέδαφος (Axelrod 1975) αλλά και η ικανότητα του φυτικού είδους να αναβλαστάνει εφόσον αφαιρεθεί το υπέργειο τμήμα ή όταν δεν έχει καταστραφεί ο επικόρυφος βλαστός (van Lear 1991). Επιπλέον, εξαρτάται από τις διαχειριστικές πρακτικές και τη δυνατότητα αποτελεσματικής προστασίας της καμένης περιοχής, κυρίως απέναντι στη βοσκή και την αποτροπή πρόσθετων πυρκαγιών σε μικρά χρονικά διαστήματα.

Αντικειμενικό πρόβλημα για την αποκατάσταση της δασικής βλάστησης μετά από μια πυρκαγιά είναι η ακριβής γνώση των μηχανισμών αποκατάστασης και προσαρμογής ορισμένων φυτών στο μεταπυρικό περιβάλλον αλλά και η ευαισθησία άλλων φυτικών και ζωικών ειδών, τα οποία δεν έχουν πολλές φορές την ικανότητα προσαρμογής ακόμα και μετά από μικρή διαφοροποίηση των κλιματικών συνθηκών στις θέσεις ανάπτυξής τους (Pereira and Chaves 1995, Cramer and Steffen 1997, Πολίτη και Αριανούτσου 2006).

## 1.3. Φυσικό Περιβάλλον Δάσους

### 1.3.1. Ακτινοβολία

#### 1.3.1.1. Ποιοτικά χαρακτηριστικά και επιδράσεις

Η ηλιακή ακτινοβολία εκτός από σημαντική πηγή ενέργειας για πολλές ανθρώπινες δραστηριότητες αποτελεί και την σημαντικότερη πηγή ζωής γενικά για τα έμβια όντα. Η απορρόφησή της παίζει βασικό ρόλο σε ένα σύνολο απαραίτητων βιολογικών και μη διεργασιών, όπως η φωτοσύνθεση των αυτότροφων οργανισμών, ο κύκλος του νερού και η διατήρηση του υδρολογικού ισοζυγίου. Η ακτινοβολία ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια της γης έχει διάφορα μήκη κύματος και διαφέρει σημαντικά από την αντίστοιχη στο όριο της ατμόσφαιρας. Αυτό οφείλεται στην απορρόφηση ή σκέδαση στις διάφορες περιοχές του φάσματος από συστατικά της ατμόσφαιρας.

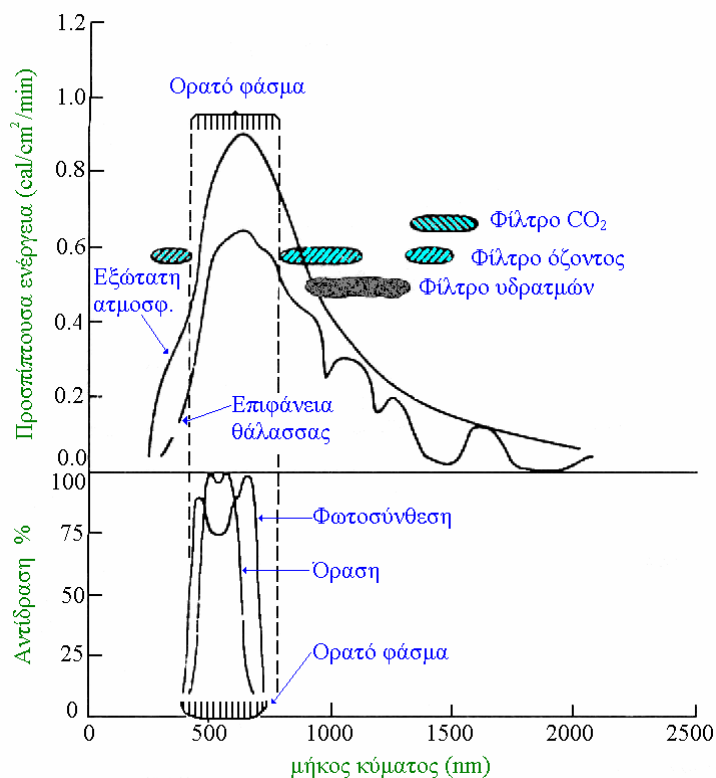
Ο ήλιος συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα με θερμοκρασία επιφάνειας περίπου 6000 °K. Η ακτινοβολία που εκπέμπει διανύει απόσταση περίπου  $1,5 \cdot 10^8$  Km μέχρι να φτάσει στη γη. Η ενέργεια που μεταφέρει η δέσμη των ηλιακών ακτίνων, μετρούμενη στο όριο της ατμόσφαιρας σε επιφάνεια κάθετη στην διεύθυνσή τους, είναι ίση με  $1,39 \text{ kW m}^{-2}$  ή  $2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ . Από την ενέργεια αυτή, που είναι γνωστή ως Ηλιακή Σταθερά, περίπου η μισή φτάνει στην επιφάνεια της γης εξαιτίας απωλειών από ανάκλαση, απορρόφηση και σκέδαση από τα νέφη και τα συστατικά της ατμόσφαιρας ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ , κ.λπ.). Το ποσοστό αυτό μπορεί να φτάσει το 67%, δηλαδή  $1,34 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ , το μεσημέρι καλοκαιρινής ανέφελης μέρας.

Η εκπεμπόμενη ακτινοβολία από τον ήλιο περιλαμβάνει μήκη κύματος από 0,3 έως 3,0  $\mu\text{m}$  και επιμερίζεται στην περιοχή του υπεριώδους (0,3-0,4  $\mu\text{m}$ ), του ορατού (0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ) και του υπέρυθρου (0,7-3,0  $\mu\text{m}$ ), ενώ σε κάθε φασματική περιοχή η μεταφερόμενη ενέργεια διαφέρει (Πίν. 1.1).

Πίνακας 1.1: Ενέργεια και ποσοστιαία κατανομή των διαφόρων μορφών ακτινοβολίας στο απότερο στρώμα της γήινης ατμόσφαιρας (Καρανδεινός 1995).

Μορφή ακτινοβολίας	Ενέργεια ( $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ )	Ποσοστό ολικής ενέργειας
Υπεριώδης ακτινοβολία	0,15	4 %
Ορατή ακτινοβολία	0,82	44 %
Υπέρυθρη ακτινοβολία	1,03	52 %

Η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, εμπεριέχει περίπου το 40-50 % της ολικής ενέργειας σε μήκη κύματος μεταξύ 0,4 και 0,7  $\mu\text{m}$  (Σχ. 1.1). Η σύστασή της μεταβάλλεται καθώς διέρχεται μέσα από την ατμόσφαιρα και κατά τη διάρκεια μιας ηλιόλουστης μέρας φτάνει στην γήινη επιφάνεια με σύσταση κατά 10% υπεριώδη, 45% ορατή και 45% υπέρυθη (Καρανδεινός 1995).



Σχήμα 1.1: Η φασματική κατανομή της ηλιακής ενέργειας στην απότερη ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της θάλασσας. Η ατμόσφαιρα με την βοήθεια του όζοντος, του CO<sub>2</sub> και των υδατμών «φιλτράρει» την ακτινοβολία και επιτρέπει μέγιστη διόδο στα μήκη κύματος που επηρεάζουν άμεσα βιολογικές διεργασίες (φωτοσύνθεση, όραση, κ.ά.).

Η ακτινοβολία με μήκη κύματος από 3,0 έως 100  $\mu\text{m}$ , καλείται μεγάλου ή μακρού μήκους κύματος, είναι θερμική εκπομπή (E) και εξαρτάται από τη θερμοκρασία T, του σώματος που εκπέμπει. Τα περισσότερα φυσικά σώματα στην γη θεωρείται ότι συμπεριφέρονται ως μελανά σώματα με θερμοκρασία επιφάνειας γύρω στους 300°K (Idso et al. 1969). Μάλιστα, η πυκνότητα ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, E, μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$E = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (1.1)$$

όπου:

$\varepsilon$ : η εκπεμπτικότητα του σώματος με τιμές  $0 < \varepsilon < 1$  ( $\varepsilon = 1$  για μελανό σώμα)

$\sigma$ : η σταθερά των Stefan-Boltzman με τιμή  $5,57 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-4}$

T: η θερμοκρασία του σώματος σε βαθμούς Kelvin,  $^\circ\text{K}$

E: η θερμική εκπομπή ( $\text{W m}^{-2}$ )

Εξαιρετικής βιολογικής σημασίας για την κατανομή της ακτινοβολίας είναι ο ρόλος του όζοντος, του διοξειδίου του άνθρακα και των υδρατμών. Το στρώμα του ατμοσφαιρικού όζοντος απορροφά δραστικά την υπεριώδη ακτινοβολία εξουδετερώνοντας με τον τρόπο αυτό τις καταστρεπτικές επιδράσεις της στους ζωντανούς ιστούς. Παράλληλα, το στρώμα του όζοντος και κυρίως οι υδρατμοί και το διοξείδιο του άνθρακα της ατμόσφαιρας απορροφούν σημαντικά ποσά υπέρυθρης ακτινοβολίας, η οποία σε μεγάλες δόσεις μπορεί επίσης να δημιουργήσει προβλήματα στο βιολογικό υλικό.

Γενικά, οι επιδράσεις της ακτινοβολίας στα φυτά μπορούν να είναι:

- 1) θερμικές, καθώς πάνω από το 70 % της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από τα φυτά χρησιμοποιείται για εξάτμιση και για ανταλλαγή θερμότητας με τον περιβάλλοντα αέρα για ρύθμιση της θερμοκρασίας τους (Ross 1975)
- 2) φωτοσυνθετικές, αφού το 28% της ενέργειας της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας χρησιμοποιείται για φωτοσύνθεση και αποθήκευση ενέργειας στους φυτικούς ιστούς (Rabinowitch 1951) και
- 3) φωτομορφογενετικές, επειδή η ηλιακή ενέργεια επηρεάζει τις διεργασίες ανάπτυξης των φυτών (Ross 1975).

Μάλιστα, στην τελευταία κατηγορία επιδράσεων, η επιστημονική έρευνα έχει δείξει ότι πολλά φυτικά χαρακτηριστικά, όπως ο αριθμός των φύλλων ανά βλαστό (Harper 1989), η ανάπτυξη των βλαστών και των μεσογονατίων διαστημάτων, η πυκνότητα των στοματίων των φύλλων, ο ρυθμός σχηματισμού διακλαδώσεων στα

δένδρα (McMahon and Kronauer 1976), τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των φύλλων (Kull and Niinemets 1993) κ.ά. εξαρτώνται εκτός από το είδος και από ποσοτικά και ποιοτικά χαρακτηριστικά της ακτινοβολίας (Picket and Kempf 1980, Boojh and Ramakrishnan 1982, Fisher 1986, Kwesiga and Grace 1986, Caldwell 1987, Child and Smith 1987, Kasperbauer 1987, Bain and Attridge 1998, Warrington et al. 1989, Ballarê et al. 1991, Sprugel et al. 1991, Baraldi et al. 1994). Μια γενική αξιολόγηση των επιδράσεων των διάφορων τύπων ακτινοβολίας στα φυτά, παρουσιάζεται στον Πίν. 1.2.

Πίνακας 1.2: Αξιολόγηση επιδράσεων διάφορων μορφών ακτινοβολίας στα φυτά (Ross 1975).

Τύπος ακτινοβολίας	Φασματική περιοχή (μm)	Ποσοστό Ηλ. Ενέργειας (%)	Επίδραση ακτινοβολίας στο φυτό		
			Θερμική	Φώτο-συνθετική	Φωτομορφο-γενετική
Υπεριώδης	0,29-0,38	0-4	Ασήμαντη	Ασήμαντη	Μέτρια
Φωτοσυνθετικά ενεργή (PAR)	0,38-0,71	21-46	Σημαντική	Σημαντική	Σημαντική
Υπέρυθρη (NIR)	0,71-3,00	50-79	Σημαντική	Ασήμαντη	Σημαντική
Μεγάλου μήκους κύματος	3,00-100	-	Σημαντική	Ασήμαντη	Ασήμαντη

Ιδιαίτερα σημαντική για του οργανισμούς είναι η φωτοσυνθετικά ενεργή ακτινοβολία (PAR), η οποία εκπέμπεται σε μήκη κύματος 0,4-0,7 μm, δηλαδή στην περιοχή του φάσματος όπου εντατικοποιείται η φωτοσυνθετική δραστηριότητα των φυτών. Η πυκνότητα ροής της PAR που φτάνει στην επιφάνεια της γης κυμαίνεται από 21 έως 50% της ροής της ολικής μικρού μήκους κύματος (Szeicz 1974, Ross 1975, Stanhill and Fuchs 1977, Baldocchi et al. 1984, Ross 1975). Πιο κάτω αναλύεται η μεθοδολογία προσδιορισμού του δυναμικού ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας.

### 1.3.1.2. Ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας, Ra - Ηλιακές γωνίες

Η ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει κατά τη διάρκεια της ημέρας σε μια επιφάνεια, η οποία βρίσκεται ακριβώς έξω από τη γήινη ατμόσφαιρα, εξαρτάται αποκλειστικά από την ακτίνα της ελλειψοειδούς τροχιάς της γης γύρω από

τον Ήλιο, η οποία είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους και της ημέρας του έτους, που καθορίζουν τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων. Μάλιστα η πυκνότητα ροής της προσπίπτουσας ακτινοβολίας στην επιφάνεια είναι μεγαλύτερη όταν οι ηλιακές ακτίνες προσπίπτουν από δεξιά (ανατολικά) στην επιφάνεια.

Από το απώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας η ηλιακή ακτινοβολία διεισδύει στα βαθύτερα στρώματα χάνοντας μέρος της ενέργειάς της. Ο συντελεστής περατότητας, είναι ένα μέγεθος που προσδιορίζει την καθαρότητα της ατμόσφαιρας (σε τελείως «διαφανή» ατμόσφαιρα ο συντελεστής θα είχε την τιμή 1). Σε πραγματικές συνθήκες ο συντελεστής περατότητας της γήινης ατμόσφαιρας είναι περίπου 0,7, ενώ η τιμή αυτή μεταβάλλεται ανάλογα με τη θέση του ήλιου ως προς τον ορίζοντα.

Χρησιμοποιώντας τις γεωγραφικές συντεταγμένες μιας περιοχής, ανάλογα με την εποχή του έτους είναι δυνατός ο προσδιορισμός της ακτινοβολίας η οποία εκπέμπεται από τον ήλιο και διανύει μια μεγάλη απόσταση μέχρι να φτάσει στα όρια της ατμόσφαιρας. Οι αναλυτικές σχέσεις που παρέχουν την ημερήσια ροή της δίνονται παρακάτω (Duffie and Beckman 1991):

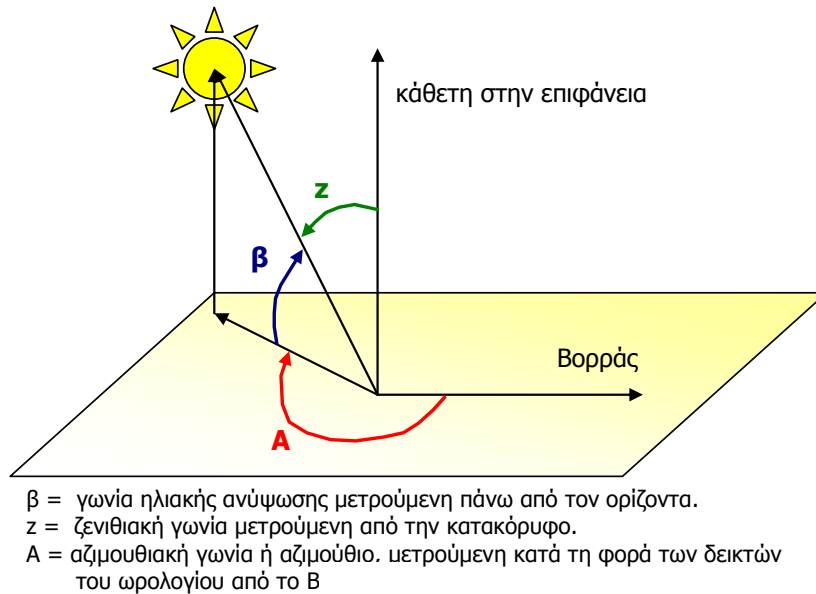
$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot (\omega_s \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \omega_s) \quad (1.2)$$

όπου:

- $R_a$ : η ημερήσια τιμή της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που φτάνει στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ]
- $G_{sc}$ : η ηλιακή σταθερά [ $\text{MJ m}^{-2} \text{min}^{-1}$ ] = 0.0820
- $d_r$ : η σχετική απόσταση γης-ήλιου [ ]:  $d_r = 1 + 0.033 \cdot \cos[(2\pi/365) \cdot J]$
- $\omega_s$ : η ηλιακή γωνία την ώρα δύσης του ήλιου [rad]:  $\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \cdot \tan \delta)$ ,
- $\delta$ : η ηλιακή απόκλιση [rad]:  $\delta = 0.409 \cdot \sin[(2\pi/365) \cdot J - 1.39]$
- $J$ : η Ιουλιανή ημέρα (βλ. παράρτημα)

Οι παραπάνω σχέσεις δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα μόνο για γεωγραφικά πλάτη από  $+55^\circ$  έως  $-55^\circ$ . Σε μεγαλύτερα πλάτη συνίσταται η χρήση ειδικών πινάκων (Smithsonian tables) (List 1984).

Οι πυκνότητες ροής ακτινοβολίας καθορίζονται από τη σχετική θέση γης-ήλιου. Για τον ακριβή προσδιορισμό της θέσης του ήλιου ως προς τον ορίζοντα χρησιμοποιούνται τρεις βασικές γωνίες, γνωστές ως ηλιακές (Σχ. 1.2).



Σχήμα 1.2: Βασικές γωνίες για τον πλήρη προσδιορισμό της θέσης του ήλιου σε σχέση με μια επιφάνεια, στο βόρειο ημισφαίριο.

Σημαντικότερη από τις ηλιακές γωνίες, είναι η γωνία ηλιακής ανύψωσης  $\beta$ , που αναφέρεται στη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων σε μια επιφάνεια και μεταβάλλεται με την ημέρα του έτους, την ώρα και τις γεωγραφικές συντεταγμένες της κάθε περιοχής. Οι σχέσεις που χρησιμοποιούμε για τον υπολογισμό της, είναι οι ακόλουθες (Duffie and Beckman 1991):

$$\sin\beta = \sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega$$

$$\omega = \frac{\pi}{12} \cdot [(t + 0.06667 \cdot (L_z - L_m) + S_c) - 12]$$

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b), \quad b = 2\pi (J - 81)/364$$

όπου:

$\omega$ : η ηλιακή γωνία της ώρας [rad]

$t$ : η πραγματική τοπική ώρα [h]

$L_z$ : το γεωγραφικό μήκος του κέντρου της ζώνης που έχει την ίδια τοπική ώρα [μοίρες ( $^\circ$ ) δυτικά του Greenwich]

$L_m$ : το γεωγραφικό μήκος του σημείου μέτρησης [μοίρες ( $^\circ$ ) δυτικά του Greenwich]

$S_c$ : εποχιακή διόρθωση της ηλιακής ώρας [h], το  $b$  υπολογίζεται σε [rad]

$\varphi$ : το γεωγραφικό πλάτος [rad] (αρνητικές τιμές στο νότιο ημισφαίριο)

$\delta$ : η ηλιακή απόκλιση [ $^\circ$ ]

$J$ : η Ιουλιανή ημέρα [ ]

$\beta$ : η γωνία ηλιακής ανύψωσης [ $^\circ$ ]



Η αντιστοιχισή των βαθμών [°] των γεωγραφικών συντεταγμένων σε πραγματικούς αριθμούς γίνεται εύκολα, γνωρίζοντας ότι η μονάδα αντιστοιχεί σε 60°. Ο υπολογισμός του β με τις παραπάνω σχέσεις γίνεται με ακρίβεια ενός εξηκοστού του βαθμού. Το σφάλμα που είναι μικρότερο από 0,5°, αντιστοιχεί σε χρόνο περίπου 2 min. Εποχιακά παρατηρείται επίσης σφάλμα που είναι μικρότερο τον χειμώνα, όπου οι μεταβολές του β είναι επίσης μικρότερες (Miller and McPherson 1995).

Μετά από τον προσδιορισμό της γωνίας β είναι εύκολος ο προσδιορισμός της αζιμουθιακής γωνίας Α αλλά και της γωνίας z από τις σχέσεις:  $z (^{\circ}) = 90 - \beta (^{\circ})$  ή  $z(\text{rad}) = (\pi/2) - \beta(\text{rad})$  και  $\sin A = \cos \varphi \cdot \sin \omega \cdot \sec \beta$ .

### 1.3.1.3. Ηλιοφάνεια

Σημαντική παράμετρος στην μελέτη του περιβάλλοντος ακτινοβολίας αποτελεί ο προσδιορισμός της διάρκειας της πραγματικής (n) και της θεωρητικής (N) ηλιοφάνειας. Ο ελλιπής φωτισμός των φυτών μπορεί να οδηγήσει σε μείωση μάζας κατά 20-50% και έντονη φυλλόπτωση, επηρεάζοντας και την κατανομή της φυλλικής επιφάνειας, καθώς τα κατώτερα φύλλα ή και κλάδοι αποβάλλονται.

Η διάρκεια της θεωρητικής ηλιοφάνειας αναφέρεται σε ανέφελες ημέρες του έτους, όπου η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία διέρχεται από τη γήινη ατμόσφαιρα και φτάνει στην υπό μελέτη επιφάνεια ανεμπόδιστα. Η τιμή της δίνεται από την παρακάτω εμπειρική σχέση (Allen et al. 1994) σε h:

$$N = (24/\pi) \omega_s \quad \omega_s \text{ σε [rad]} \quad (1.3)$$

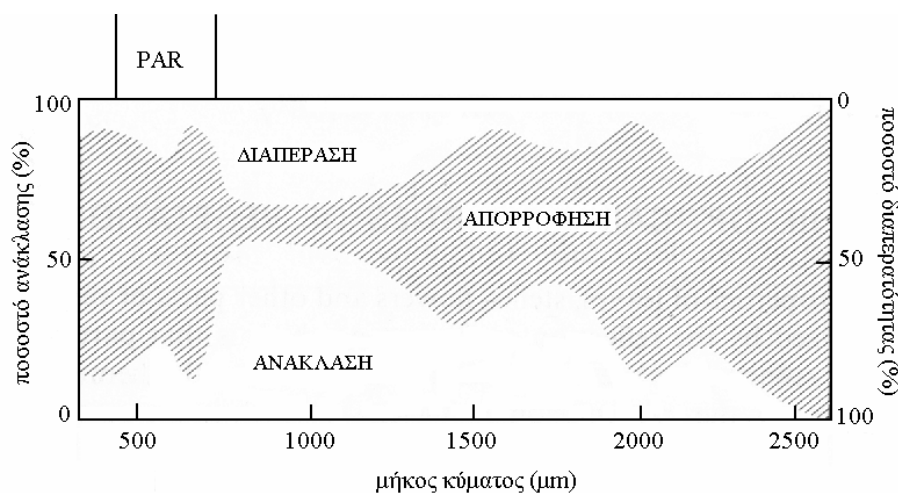
Η πραγματική ηλιοφάνεια (n), προσδιορίζεται με ειδικά όργανα που ονομάζονται ηλιογράφοι (heliographs ή daylight duration sensors) και ενεργοποιούνται όταν η τιμή της άμεσα προσπίπτουσας ακτινοβολίας υπερβεί τα 120 W/m<sup>2</sup>, σύμφωνα με τις οδηγίες του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού.

Για τον υπολογισμό τόσο της θεωρητικής ηλιοφάνειας όσο και της ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας, στην παρούσα μελέτη, συντάχθηκε πρόγραμμα σε γλώσσα FORTRAN (βλ. παράρτημα), που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για υπολογισμούς των μεγεθών σε ημερήσια βάση για κάθε γεωγραφικό πλάτος.

### 1.3.1.4. Οπτικές ιδιότητες φυτοκόμης

Όταν η ακτινοβολία προσπίπτει σε οποιαδήποτε φυσική επιφάνεια απορροφάται, ανακλάται ή τη διαπερνά. Οι σχετικές αναλογίες ανάκλασης, απορρόφησης, και διαπέρασης της ακτινοβολίας καθορίζουν τις οπτικές ιδιότητες της φυτοκόμης, οι οποίες διαφέρουν στις διάφορες περιοχές του φάσματος αλλά και ανάλογα με την γωνία πρόσπτωσης των ακτίνων, τη δομή του φυτικού ιστού και άλλους παράγοντες που αφορούν το φυτό και την προσπίπτουσα ακτινοβολία.

Τα φύλλα αντανακλούν έντονα στην περιοχή του υπέρυθρου (περίπου το 70% της ακτινοβολίας) και δευτερευόντως στο ορατό φάσμα (6-12%), ενώ παρουσιάζουν έντονη απορρόφηση στην υπεριώδη και ορατή περιοχή (Σχ. 1.3).



Σχήμα 1.3: Διαπεράση, ανάκλαση και απορρόφηση ακτινοβολίας διαφόρων μηκών κύματος, σε πράσινο φύλλο (Monteith 1973).

Στα μεγάλα μήκη κύματος το φύλλο συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα, ενώ στα μικρά παρατηρείται μια αιχμή ανάκλασης γύρω στα 550 nm, δηλαδή στην περιοχή του πρασίνου. Σε αυτήν την έντονη ανάκλαση οφείλουν τα φυτά το πράσινο χρώμα τους. Η ανάκλαση, επίσης, παρουσιάζει έντονη αύξηση σε μήκη κύματος μεγαλύτερα από 700 nm με αποτέλεσμα μεγάλη μείωση της απορρόφησης.

Η υπεριώδης ακτινοβολία απορροφάται από τους φυτικούς ιστούς σε μεγάλα ποσά. Η επίδραση της στους φυτικούς ιστούς είναι σημαντικά καταστρεπτική. Οι καταστρεπτικές όμως συνέπειες της απορρόφησης υπεριώδους ακτινοβολίας δεν επηρεάζουν πολύ τα φυτά εξαιτίας της κατασκευής τους, αφού μεγάλα ποσά της συγκρατούνται κυρίως στην εφυμενίδα και στα εξωτερικά στρώματα της επιδερμίδας

και απορροφούνται από τις φαινολικές ενώσεις των επιφανειακών ιστών. Τελικά μόλις το 1% της υπεριώδους ακτινοβολίας εισέρχεται στους λειτουργικούς ιστούς, με αποτέλεσμα να μην παρεμποδίζονται οι φυσιολογικές δραστηριότητες.

Στην περιοχή του ορατού, η μεγάλη απορρόφηση συνδέεται με την παρουσία χρωστικών στους χλωροπλάστες. Υπολογίζεται ότι το 70% της PAR που φτάνει στο μεσόφυλλο απορροφάται από τους χλωροπλάστες.

Γενικά μπορούμε να πούμε ότι οι οπτικές ιδιότητες των φυτών εξαρτώνται:

- από το πάχος του ιστού: αύξηση της απορρόφησης με το πάχος του ιστού.
- από το χρώμα του ιστού: τα κίτρινα φύλλα ανακλούν περισσότερο και απορροφούν λιγότερο.
- από την ηλικία του ιστού: τα νεαρά φύλλα παρουσιάζουν εντονότερη ανάκλαση και μικρότερη απορρόφηση σε σχέση με τα μεγαλύτερης ηλικίας ( Ross 1975).
- από την ύπαρξη τριχών: το τριχώμα μπορεί να διπλασιάσει ή και να τριπλασιάσει την ανακλαστικότητα ιδίως στην περιοχή του υπέρυθρου (Καραμάνος 1989).

#### **1.3.1.4.1. Απορρόφηση**

Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας καθορίζει το ισοζύγιο ενέργειας μιας φυτοκόμης επηρεάζοντας τη φυλλική και εδαφική θερμοκρασία, την εξάτμιση και γενικότερα το μικροκλίμα της περιοχής. Μέτρο για την ικανότητα απορρόφησης της ακτινοβολίας από μια επιφάνεια αποτελεί ο συντελεστής απορρόφησης, που εκφράζει το ποσοστό της απορροφούμενης ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια, συμβολίζεται με  $a$  και είναι αδιάστατο μέγεθος.

Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από μια φυσική επιφάνεια, μεταξύ άλλων παραγόντων επηρεάζεται σημαντικά από τη φασματική σύσταση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Για την περίπτωση των φυτικών ιστών, η ακτινοβολία απορροφάται μέσω των χλωροπλάστων που βρίσκονται στα πράσινα μέρη του φυτού, έτσι ώστε η απορροφούμενη ενέργεια να χρησιμοποιηθεί για φωτοσύνθεση.

#### 1.3.1.4.2. Ανάκλαση

Μια από τις σημαντικότερες ιδιότητες ακτινοβολίας των φυσικών επιφανειών είναι η ανακλαστικότητα,  $\rho(\lambda)$ , που ορίζεται ως το ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που ανακλάται σε συγκεκριμένο μήκος κύματος  $\lambda$ . Μέτρο έκφρασης της ανακλαστικότητας αποτελεί ο συντελεστής ανάκλασης, ο οποίος για μια επιφάνεια που εκτίθεται στην ηλιακή ακτινοβολία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{\int_0^{\infty} \rho(\lambda) S(\lambda) d\lambda}{\int_0^{\infty} S(\lambda) d\lambda} \quad (1.4)$$

όπου:

- S: η ακτινοβολία ενέργεια
- $\lambda$ : το μήκος κύματος
- $\rho$ : ο συντελεστής ανάκλασης

Στην πράξη οι ολοκληρώσεις της σχέσης 1.4 μπορούν να γίνουν από 0,3 μέχρι 3,0  $\mu\text{m}$  και τότε ο συντελεστής ανάκλασης καλείται albedo (λευκότητα).

Η ποσότητα της ανακλώμενης ακτινοβολίας από φυτοκαλυμμένη έκταση εξαρτάται από την απορρόφηση και την σκέδαση της ακτινοβολίας από τα φύλλα, τον προσανατολισμό τους, την κατανομή τους, την δομή και το πάχος της φυτοκόμης, τον συντελεστή ανάκλασης του εδάφους, και την γεωμετρία και φασματική κατανομή της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Σε πολλές περιπτώσεις ο συντελεστής ανάκλασης μιας φυτοκόμης είναι μικρότερος από τον αντίστοιχο των φύλλων που την συνιστούν. Η διαφορά οφείλεται στην αλληλοσκίαση των φύλλων και στην πολλαπλή σκέδαση της ακτινοβολίας μέσα στην φυτοκόμη, που οδηγεί σε επιπρόσθετη απορρόφηση της.

Γενικά, ο συντελεστής ανάκλασης μιας φυτομάζας μεταβάλλεται μεταξύ 0.02 και 0,05 για την PAR και από 0,20 μέχρι 0,35 γενικά για την μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (Ross 1975). Οι τιμές του μειώνονται με την αύξηση της ηλιακής ανύψωσης  $\beta$ , παρουσιάζοντας ένα μέγιστο σε  $\beta=10^\circ$  (δηλαδή νωρίς το πρωί και αργά το απόγευμα) και ένα ελάχιστο το μεσημέρι (Stanhill et al. 1968, Jarvis et al. 1976).

Η ανακλαστικότητα των εδαφών εξαρτάται από το χρώμα τους και συνεπώς από την περιεκτικότητά τους σε οργανική ουσία, την κοκκομετρική τους σύσταση, την υγρασία τους και φυσικά από την γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων. Γενικά, σε όλο το ηλιακό φάσμα οι συντελεστές ανάκλασης μεταβάλλονται από 0,10 για εδάφη πλούσια σε οργανική ουσία έως 0,37 για την έρημο. Μικρή προσθήκη

οργανικής ουσίας οδηγεί σε αύξηση της απορροφητικότητας του εδάφους και ταυτόχρονα σε μείωση της ανακλαστικότητας του. Στο ίδιο αποτέλεσμα οδηγούμαστε αν αυξηθεί η υγρασία του εδάφους. Όσον αφορά το μέγεθος των κόκκων, τα χονδρόκοκκα εδάφη παρουσιάζουν μειωμένη ανακλαστικότητα γιατί έχουν ανομοιόμορφους, μεγάλους κόκκους και μπορούν να δεσμεύουν εύκολα την ακτινοβολία, μετά από πολλαπλή ανάκλαση της μεταξύ γειτονικών κόκκων. Το αντίθετο συμβαίνει με τα λεπτόκοκκα, τα οποία παρουσιάζουν ομοιόμορφη επιφάνεια που μπορεί να ανακλά ευκολότερα την ακτινοβολία (Λιακατάς 1998). Ενδεικτικές τιμές albedo για διάφορες φυσικές επιφάνειες δίνονται στον Πίν. 1.3.

Πίνακας 1.3: Τιμές albedo φυσικών επιφανειών (Collier et al. 1973, Λιακατάς 1976)

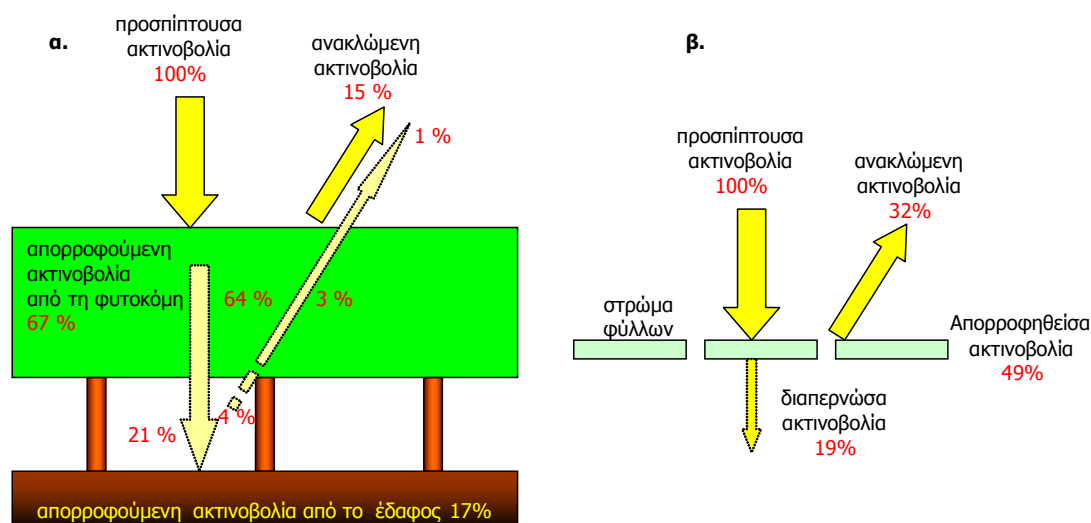
Τύπος επιφάνειας	Συντελεστής ανακλάσεως
Πεύκη	0,12
Βαλανιδιά	0,18
Εσπεριδοειδή	0,17
Βαμβάκι	0,16 – 0,19
Αραβόσιτος	0,16 – 0,17
Σιτάρι	0,14 – 0,17
Σακχαρότευτλα	0,14 – 0,24
Πατάτα	0,17 – 0,27
Μηδική	0,16 – 0,22
Γρασίδι	0,24 – 0,26
Λειμώνες	0,25
Νερό	0,11
Καλλιεργημένο έδαφος	0,07 – 0,10
Άμμος	0,15 – 0,40
Χιόνι (φρέσκο)	0,75 – 0,90
Άμμος (ξηρά)	0,37
Άμμος (υγρή)	0,24
Χόρτο	0,15 – 0,25
Ωκεανός	0,02 – 0,07

#### 1.3.1.4.3. Διαπέραση

Μέτρο της διαπερατότητας μιας φυσικής επιφάνειας είναι ο συντελεστής διαπέρασης ή περατότητας, που ορίζεται ως το ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που διαπερνά τη φυσική επιφάνεια, συμβολίζεται με  $\tau$  και είναι αδιάστατο μέγεθος. Σημαντική είναι η χρήση του συντελεστή διαπέρασης σε μαθηματικά μοντέλα για τον προσδιορισμό του δείκτη φυλλικής επιφάνειας μιας φυτοκόμης όταν δεν υπάρχουν άμεσες μετρήσεις (Monsi and Saeki 1953, Rauner 1976, Kull et al. 1999).

### 1.3.1.5. Κατανομή ακτινοβολίας

Η μεταβολή της πυκνότητας ροής της ακτινοβολίας, σε μια φυτοκόμη με το βάθος, εξαρτάται κυρίως από την πυκνότητα του φυλλώματος και τον τρόπο διάταξής του (Nichiporovich 1961). Η κατανομή της ακτινοβόλου ενέργειας μέσα σε φυτοκόμη διαφέρει σημαντικά από αυτή σε μεμονωμένο φύλλο, ακόμα και του ίδιου είδους, καθώς τα φύλλα μέσα στη φυτομάζα αλληλεπιδρούν στις, ανακλώμενες, απορροφούμενες ή διαπερνώσες ποσότητες του ηλιακού φωτός (Σχ. 1.4).



Σχήμα 1.4: Κατανομή ακτινοβολίας σε (α) πορτοκαλεώνα και (β) ένα μόνο στρώμα πορτοκαλοφύλλων (Kalma 1970).

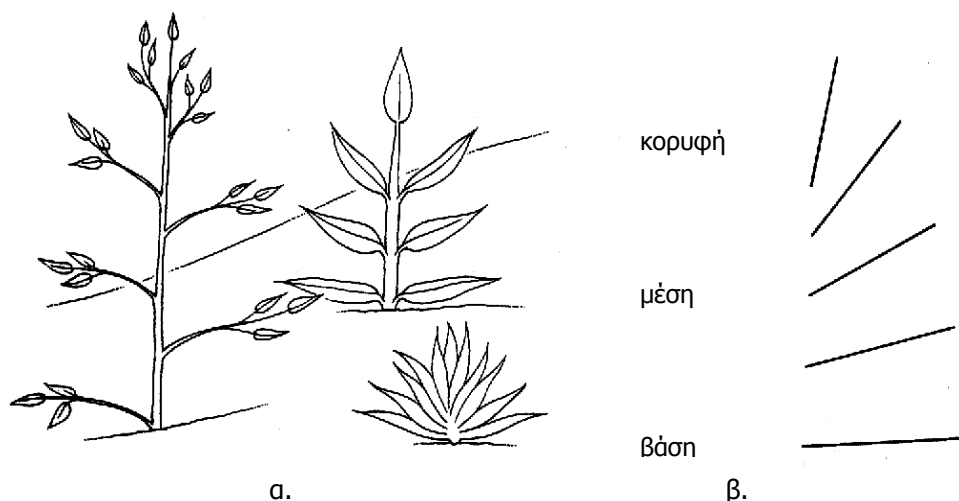
Η πυκνότητα του φυλλώματος μιας φυτοκόμης εκφράζεται με τον δείκτη φυλλικής επιφάνειας (Leaf Area Index, LAI), ο οποίος πρωτοχρησιμοποιήθηκε από τον Watson (1947) και υιοθετήθηκε σε σχεδόν όλες τις μεταγενέστερες μελέτες. Ο LAI εκφράζει την επιφάνεια του φυλλώματος μιας φυτομάζας που αντιστοιχεί σε μοναδιαία επιφάνεια εδάφους, είναι αδιάστατο μέγεθος και στα δασικά οικοσυστήματα παίρνει τιμές από 3 μέχρι 11 (Jarvis and Leverenz 1983). Για τον προσδιορισμό της φυλλικής επιφάνειας λαμβάνεται υπόψη μόνο η μια πλευρά των φύλλων (Monteith and Unsworth 1990), με εξαίρεση τα φύλλα του γένους *Pinus* sp., που είναι βελονοειδή και λαμβάνεται υπόψη η συνολική τους επιφάνεια.

Κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα για τον προσδιορισμό του LAI, τα περισσότερα από τα οποία βασίζονται σε μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας. Για την εφαρμογή των περισσότερων μοντέλων θεωρείται ότι η φυτοκόμη έχει οριζόντια ομοιογένεια, κάτι που όμως δεν ισχύει σε όλες τις

περιπτώσεις και ιδιαίτερα στα φυλλοβόλα δάση (Jarvis and Leverenz 1983, Fassnacht et al. 1994). Αυτός άλλωστε είναι και ένας σημαντικός παράγοντας σφάλματος στα εξαγόμενα αποτελέσματα. Παρόλα αυτά, η παραδοχή αυτή οδηγεί σε πολλές απλουστεύσεις και σε εύκολους υπολογισμούς, ενώ τα αποτελέσματα είναι σε μεγάλο βαθμό αντιπροσωπευτικά και για το λόγο αυτό η προσέγγιση αυτή χρησιμοποιείται πολλές δεκαετίες μετά την υιοθέτηση του πρώτου μοντέλου των Monsi and Saeki το 1953.

Για τις περιπτώσεις μελέτης δασικών ή άλλων δενδρωδών οικοσυστημάτων με μεγάλη ετερογένεια δημιουργήθηκε η ανάγκη χρήσης και άλλων δεικτών εκτός του LAI. Τέτοιοι είναι ο δείκτης ξύλινης επιφάνειας (Wood Area Index, WAI), όταν αναφερόμαστε στην επιφάνεια του ξύλου ή ο δείκτης φυτικής επιφάνειας (Plant Area Index, PAI), όταν μελετούνται μαζί οι επιφάνειες των φύλλων και του ξύλου (Rauner 1976). Συνήθως, για τις περιπτώσεις των δασών ο WAI είναι πολύ μικρότερος από τον LAI και για τα φυλλοβόλα δάση φτάνει περίπου το 10% (Hutchison et al. 1986).

Ο τρόπος διάταξης του φυλλώματος, ή αλλιώς η αρχιτεκτονική μιας φυτοκόμης, εξαρτάται από το φυτικό είδος και πιο συγκεκριμένα από την γωνία πρόσφυσης των φύλλων πάνω στον βλαστό, τη χωρική κατανομή τους στο φυτό, το σχήμα τους, την κατανομή των κλάδων κ.ά. παράγοντες. Τα φυτά, με βάση τη γωνία που σχηματίζει το στέλεχος με το φύλλο, διακρίνονται σε ορθόφυλλα και οριζοντιόφυλλα. Τα ορθόφυλλα παρουσιάζουν μικρές γωνίες μεταξύ φύλλου και βλαστού, με αποτέλεσμα να διευκολύνεται η διέλευση της ακτινοβολίας στα βαθύτερα στρώματα της φυτομάζας. Η διέλευση αυτή γίνεται ακόμα πιο εύκολη όταν τα φύλλα είναι λογχοειδή. Αντίθετα, τα οριζοντιόφυλλα φυτά δεν διευκολύνουν την διόδο της ηλιακής ακτινοβολίας σε βαθύτερα στρώματα της φυτικής μάζας, ενώ ταυτόχρονα προκαλούν μεγαλύτερες σκιάσεις στα κατώτερα φύλλα. Το φαινόμενο είναι πολύ πιο έντονο όταν η φυτοκόμη συνίσταται από πλατύφυλλα φυτά. Παρά το ότι από παλιά ήταν γνωστή η επίδραση της γωνίας πρόσφυσης των φύλλων στην απορρόφηση ακτινοβολίας, δεδομένα που να το αποδεικνύουν παρουσιάστηκαν σχετικά αργά από τον Miller (1967). Η καλύτερη αξιοποίηση του ηλιακού φωτός από τα φυτά επιτυγχάνεται όταν τα φύλλα της κορυφής των φυτών συμφύονται με το βλαστό με μικρές γωνίες και τα φύλλα βάσης με μεγάλες (Σχ. 1.5). Έτσι, η ακτινοβολία μπορεί να διέρχεται σε βαθύτερες στρώσεις μέσα στη φυτοκόμη και να απορροφάται και από τα κατώτερα φύλλα σε σχετικά μεγάλες ποσότητες.



Σχήμα 1.5: Διαφορετικές διατάξεις φύλλων σε φυτά (α) και η βέλτιστη διάταξή τους (β) για την καλύτερη αξιοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας (Nobel 1999).

Για τη μελέτη και την κατανόηση του περιβάλλοντος ακτινοβολίας όπως αυτό διαμορφώνεται μέσα σε μια φυτοκόμη, είναι εξαιρετικά σημαντικό να γνωρίζουμε την φυσιολογία του εκάστοτε φυτικού είδους. Το καθεστώς ακτινοβολίας είναι αυτό που καθορίζει την ανάπτυξη της βλάστησης, ενώ ταυτόχρονα η κατανομή του φωτός μέσα στη φυτομάζα επηρεάζεται από την αρχιτεκτονική της φυτοκόμης. Συνεπώς, η ανάπτυξη της φυτοκόμης καθορίζει την κατανομή της ακτινοβολίας μέσα σε αυτή, ενώ η συγκεκριμένη σχέση είναι αμφίδρομη.

Γνωρίζοντας τους φυσιολογικούς μηχανισμούς ανάπτυξης των φυτικών ειδών, μπορούμε να προβλέψουμε σε ποιες περιοχές και σε ποιες ποσότητες γίνεται η απορρόφηση της ακτινοβολίας, πόσο αποτελεσματικά χρησιμοποιείται, ποιες είναι οι περίοδοι που το φυτό έχει έντονες ανάγκες σε ενέργεια κ.α. σημαντικές παραμέτρους. Σε πολλά φυλλοβόλα είδη η έκπτυξη των οφθαλμών και η ανάπτυξη της βλάστησης πραγματοποιείται ταυτόχρονα σε ολόκληρη τη φυτοκόμη και κατά συνέπεια όλα τα φύλλα έχουν την ίδια ηλικία.

Στη βελανιδιά τα κατώτερα στρώματα χαρακτηρίζονται από μειωμένη βλαστική ανάπτυξη, καθυστερημένη διακοπή του ληθάργου και έκπτυξη των οφθαλμών και περιορισμένο σχηματισμό βλαστών και κλάδων (Kull et al. 1999). Επίσης παρατηρείται το φαινόμενο της αναρρίχησης της κόμης, με αποτέλεσμα κάθε χρόνο η κύρια μάζα των φύλλων να μετατοπίζεται ψηλότερα. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι ο κάθε οφθαλμός υποστηρίζεται από το κοντινότερο φύλλο. Έτσι τα προϊόντα της φωτοσύνθεσης ενός φύλλου, όπως οι υδρογονάνθρακες, μετά



την παρασκευή τους στο φύλλο διατίθενται για κάλυψη των αναγκών των κοντινότερων οφθαλμών, με αποτέλεσμα οι βλαστοί να εμφανίζονται κατά κάποιον τρόπο απομονωμένοι από τους γειτονικούς τους.

Για τον ποσοτικό προσδιορισμό των ροών της ακτινοβολίας μέσα σε φυτοκόμες συχνά απαιτείται η χρήση μοντέλων, με πιο γνωστό αυτό της εκθετικής μείωσης της ακτινοβολίας με το βάθος της φυτομάζας. Θεωρώντας, λοιπόν, ότι ένα λεπτό οριζόντιο στρώμα σε φυτοκόμη εκτεθειμένη σε άμεση ηλιακή ακτινοβολία περιέχει μικρό δείκτη φυλλικής επιφάνειας  $dLAI$ , η ποσότητα ενέργειας που προσλαμβάνεται από το  $dLAI$  είναι το εμβαδό της σκιάς που δημιουργείται από τα φύλλα, πάνω σε οριζόντιο επίπεδο, πολλαπλασιασμένο με την πυκνότητα ροής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε οριζόντια επιφάνεια ( $R_s$ ). Το σκιαζόμενο εμβαδόν είναι ανάλογο του  $dLAI$  και της σκιάς  $A_h$ , που δημιουργεί μοναδιαία φυλλική επιφάνεια  $A$ . Το γινόμενο  $(A_h/A) dLAI$  είναι το εμβαδό οριζόντιας σκιάς ανά μονάδα επιφάνειας εδάφους (δείκτης σκιαζόμενης επιφάνειας) και η ανακοιπόμενη ή συλλαμβανόμενη (από τα φυτά) ακτινοβολία μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$dR_s = - (A_h/A) R_s dLAI = K_s R_s dLAI \quad (1.5)$$

$$\text{όπου } K_s = A_h/A \quad (1.6)$$

Το αρνητικό πρόσημο απαιτείται όταν ο LAI μετράται προς τα κάτω από την κορυφή της κόμης, ενώ από την ολοκλήρωση της σχέσης για όλο το βάθος της φυτομάζας έχουμε:

$$R_s(LAI) = R_s(0) e^{-K_s LAI} \quad (1.7)$$

όπου:

- $R_s(LAI)$  : η πυκνότητα ροής ακτινοβολίας κάτω από τη φυτοκόμη.
- $R_s(0)$  : η πυκνότητα ροής ακτινοβολίας πάνω από τη φυτοκόμη.
- $K_s$  : ο συντελεστής απόσβεσης της ακτινοβολίας.
- $LAI$  : ο δείκτης φυλλικής επιφάνειας

Η παραπάνω σχέση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για όλους τους τύπους ακτινοβολίας (Rauner 1976, Hipps et al. 1983, Baldocchi et al. 1984, Asrar et al. 1984)

και είναι ανάλογη του νόμου των Beer-Lambert για την διόδο του φωτός μέσα από ομοιογενή ρευστά. Προτάθηκε από τους Monsi and Saeki (1953) για εφαρμογές σε ομοιογενείς-καθαρές φυτείες, όπως σιτάρι, καλαμπόκι, σόργο κ.λπ., δίνοντας ικανοποιητικά αποτελέσματα, τα οποία όμως εμφάνισαν αποκλίσεις από την πραγματικότητα καθώς αύξανε η ετερογένεια της φυτοκόμης. Σε τέτοιες περιπτώσεις, κυρίως δενδρωδών καλλιεργειών και δασών, πολλοί ερευνητές για να βελτιώσουν το εκθετικό μοντέλο χρησιμοποίησαν διορθωτικούς συντελεστές (Rauner 1976:  $R_s(LAI) = R_s(0) \exp(-K_s LAI)^m$ , Nerozzi et al. 1994:  $R_s(LAI) = R_s(0) \exp(-a LAI + b LAI^2/4)$ ), με εξειδίκευση κατά περίπτωση (Field 1983, Givnish 1988, Hilbert et al. 1991, Chen et al. 1993, Wu 1993). Παρόλα αυτά, πολλές φορές ακόμα και στα δέντρα και πολύ περισσότερο στα δάση, το εκθετικό μοντέλο χρησιμοποιείται χωρίς βελτιώσεις με την παραδοχή ότι οι φυτοκόμες συμπεριφέρονται σαν ομοιογενείς μάζες (Ross 1981) και ότι το καθεστώς ακτινοβολίας παραμένει σταθερό στα διάφορα σημεία του ίδιου επιπέδου της φυτοκόμης (οριζόντια ομοιογένεια) (Ross 1981, Nerozzi et al. 1994). Οι παραδοχές αυτές, αν και αποκλίνουν αρκετά από την αλήθεια, (Rossi et al. 1995) βοηθούν στην απλούστευση της μελέτης των δενδρωδών καλλιεργειών, δίνοντας αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα.

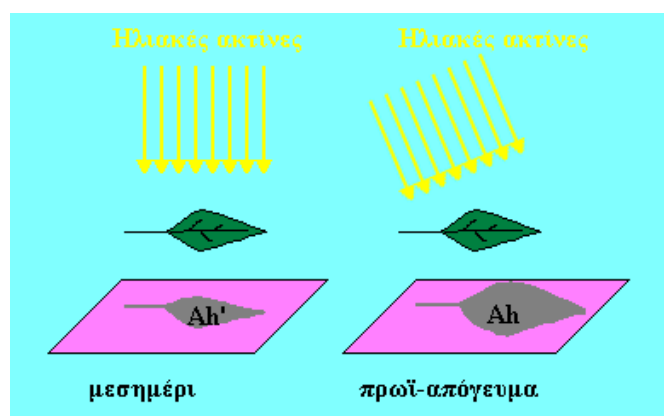
### 1.3.1.6. Συντελεστής απόσβεσης ακτινοβολίας, $K$

Από το εκθετικό μοντέλο απόσβεσης της ακτινοβολίας (σχέση 1.7) προκύπτει ο μαθηματικός ορισμός του συντελεστή  $K_s$  ως ακολούθως:

$$K_s = -\{ \ln[R_s(LAI)/R_s(0)] \} / LAI \quad (1.8)$$

Ο συντελεστής απόσβεσης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $K_s$ , εκφράζει το κλάσμα της ακτινοβολίας που εισχωρεί σε δεδομένο βάθος της φυτοκόμης, είναι αδιάστατο μέγεθος και, όπως φαίνεται από την σχέση (1.8), σχετίζεται αντιστρόφως ανάλογα με τον δείκτη φυλλικής επιφάνειας (LAI). Για τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία κυμαίνεται από 0,20 έως 1,10 (Monteith 1973), αλλά οι τιμές του διαφοροποιούνται όχι μόνο με τη μορφή ακτινοβολίας αλλά και με το φυτικό είδος, την ηλικία των φύλλων, τη δομή και σύσταση της κόμης (αναλογία ξυλωδών και φυλλωδών στοιχείων) και τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων.

Οι τιμές του  $K_s$  αυξάνουν με τη πυκνωση του φυλλώματος (αύξηση του LAI) καθώς λιγότερη ακτινοβολία φτάνει στα βαθύτερα στρώματα της φυτικής μάζας. Αντίθετα, οι ορθόφυλλες φυτείες, που επιτρέπουν την ευκολότερη διόδο της ακτινοβολίας, παρουσιάζουν μικρότερες τιμές  $K_s$ , από ότι οι οριζοντιόφυλλες. Ο συντελεστής παρουσιάζει μικρές τιμές σε μεγάλες ηλιακές ανυψώσεις (Σχ. 1.6) και το αντίστροφο (Nerozzi et al. 1997). Έτσι, οι τιμές είναι μικρότερες το μεσημέρι και μεγαλύτερες το πρωί και το απόγευμα (Rauner 1976, Nerozzi et al. 1994), καθώς το πρωί και το απόγευμα η γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων είναι μικρή και η σκιά των φύλλων μεγαλύτερη από ότι το μεσημέρι, προκαλώντας αντίστοιχες μεταβολές στις τιμές του  $K_s$ , όπως άλλωστε προκύπτει και από τον φυσικό ορισμό του (σχέση 1.6).



Σχήμα 1.6: Μεταβολή του εμβαδού της σκιάς φύλλου, σε σχέση με το ύψος του ήλιου.  
 $Ah > Ah' \Rightarrow K_s(\text{πρωϊ-απόγευμα}) > K_s(\text{μεσημέρι})$

### 1.3.1.7. Ισοζύγιο ακτινοβολίας

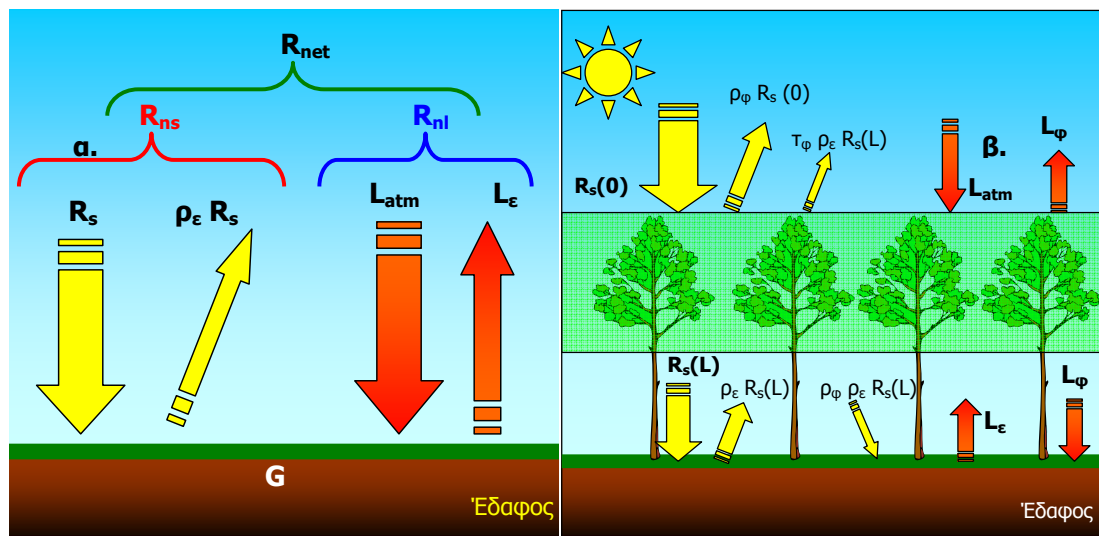
Το ισοζύγιο μεταξύ κερδών και απωλειών σε ακτινοβολία ενέργεια ονομάζεται καθαρή ακτινοβολία, συμβολίζεται με  $R_n$  και μετράται σε μονάδες πυκνότητας ροής. Προσδιορίζεται από το αλγεβρικό άθροισμα δύο επιμέρους ισοζυγίων ακτινοβολίας: της μικρού μήκους κύματος  $R_{nS}$  και της μακρού ή μεγάλου μήκους κύματος  $R_{nL}$ :

$$R_n = R_{nS} + R_{nL} \quad (1.9)$$

Οι τιμές της  $R_n$  μεταβάλλονται χρονικά. Σε κλίμακα 24ώρου, έχει θετικές τιμές κατά τη διάρκεια της μέρας, εξαιτίας της αυξημένης ροής μικρού μήκους

κύματος ακτινοβολίας, και αρνητικές τη νύχτα, καθώς τότε το ισοζύγιο ενέργειας καθορίζεται βασικά από την ίδια την επιφάνεια που, έχοντας μεγαλύτερη θερμοκρασία από το ατμοσφαιρικό περιβάλλον, εκπέμπει περισσότερη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία προς την ατμόσφαιρα από όση δέχεται.

Ο υπολογισμός των  $R_{ns}$  και  $R_{nl}$  που απαιτούνται για τον προσδιορισμό της  $R_n$  είναι γενικά ευκολότερος στις αδιαφανείς επιφάνειες, όπως το έδαφος (Σχ. 1.7.α) και γίνεται δυσκολότερος στα φυτικά οικοσυστήματα, ιδιαίτερα όταν αντιμετωπίζονται ως συστήματα εδάφους και φυτών, καθώς τότε οι ροές ακτινοβολίας γίνονται αρκετά πολύπλοκες (Σχ.1.7.β).



Σχήμα 1.7: Κατανομές της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $L$ , στο έδαφος (α) και σε δενδρώδη βλάστηση (β).

Γενικά, οι μαθηματικές σχέσεις που δίνουν τα ισοζύγια  $R_{ns}$  και  $R_{nl}$  μιας απλής φυσικής επιφάνειας είναι:

$$R_{ns} = (1 - \rho) \cdot R_s \quad \text{και} \quad R_{nl} = L_a + L_e + L_s$$

όπου:

$\rho$ : ο συντελεστής ανάκλασης της επιφάνειας [ ]

$R_s$ : η πυκνότητα ροής της προσπίπτουσας μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας [ $W m^{-2}$ ]

$L_a, L_e$ : οι πυκνότητες ροής της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, που εκπέμπονται από την ατμόσφαιρα και το περιβάλλον προς την επιφάνεια [ $W m^{-2}$ ]

$L_s$ : η πυκνότητα ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, που εκπέμπει η ίδια η επιφάνεια [ $W m^{-2}$ ]

### 1.3.2. Θερμοκρασία

Ένα από τα αποτελέσματα της απορρόφησης ακτινοβολίας από τις φυσικές επιφάνειες είναι η αύξηση της θερμοκρασίας τους. Αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους αβιοτικούς παράγοντες για την ανάπτυξη και την επιβίωση των οργανισμών, καθώς επηρεάζει τη λειτουργία των ενζύμων και συνεπώς τους ρυθμούς των βιολογικών διεργασιών στα φυτικά κύτταρα, συμπεριλαμβανομένης της κυτταρικής αναπνοής στα μιτοχόνδρια, της φωτοσύνθεσης και φωτοαναπνοής στους χλωροπλάστες, αλλά και τους ρυθμούς των κυτταρικών διαιρέσεων (Salisbury and Ross 1992). Αυτές οι διεργασίες συνδέονται άμεσα με τη λειτουργία των στοματιών των φύλλων αλλά και τη δραστηριότητα της ρίζας και ως εκ τούτου καθορίζουν τις ροές νερού, ενέργειας και φωτοσυνθετικών προϊόντων διαμέσου του φυτού, αλλά και μέσα σε αυτό (Gates 1980, Jones 1983).

Η ύπαρξη ευνοϊκών συνθηκών θερμοκρασίας θα καθορίσει τη γρήγορη και ομαλή διακοπή του ληθάργου των σπόρων των φυτών ή των οφθαλμών τους, με αποτέλεσμα την έναρξη της βλάστησης, ενώ στα μετέπειτα στάδια θα ευνοήσει τους ρυθμούς αύξησης των φυτικών ιστών και μεριστωμάτων, την ικανοποιητική γονιμοποίηση των ανθέων, το σχηματισμό καρπών και την παραγωγή και ωρίμανση των σπόρων.

Αν και η θερμοκρασία καθορίζει την πορεία εξέλιξης και τη σύσταση ενός οικοσυστήματος, επιδρά περισσότερο στην καταπόνησή του ως μεταβολή, παρά ως μέγεθος. Για παράδειγμα, ένα οικοσύστημα ή ένας πληθυσμός μπορεί να αντέξει σε οριακές θερμοκρασίες για σχετικά μεγάλα χρονικά διαστήματα, αν η μετάβαση γίνει με αργούς ρυθμούς. Αντίθετα, μια έντονη θερμοκρασιακή μεταβολή μπορεί να αποβεί καταστροφική για πολλά είδη.

Οι ακραίες θερμοκρασίες μπορούν να οδηγήσουν σε αδρανοποίηση των ενζύμων, προκαλώντας καταστροφές κυττάρων και ιστών και, υπό προϋποθέσεις, καταστροφή ολόκληρου του φυτού. Σε συνδυασμό μάλιστα με ελλειψείς βροχοπτώσεις, ιδιαίτερα στα φυσικά μη αρδευόμενα οικοσυστήματα, εντείνεται ο κίνδυνος πυρκαγιάς και αυξάνει η υδατική και θρεπτική καταπόνηση των φυτών λόγω περιορισμένης υδατοδιαθεσιμότητας. Ο καθορισμός της τιμής της ακραίας θερμοκρασίας είναι δύσκολος, καθώς τα διάφορα φυτικά είδη ή ακόμα και οι πληθυσμοί του ίδιου είδους είναι ικανά να ανέχονται διαφορετικά θερμοκρασιακά

εύρη και να εξαπλώνονται σε περιοχές με διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη και υπόμετρα. Γενικά πάντως, οι χαμηλότερες ανεκτές θερμοκρασίες καθορίζουν την εξάπλωση των φυτικών ειδών προς βορειότερες και υψηλότερες θέσεις, ενώ οι μεγαλύτερες, προς νοτιότερες και χαμηλότερες.

Τα περισσότερα φυτά περιορίζουν τους ρυθμούς ανάπτυξής τους (μέσω μείωσης της φωτοσύνθεσης και της αναπνοής) σε θερμοκρασίες εδάφους μεταξύ 30 και 50 °C, οι οποίες έχουν μεγάλη χρονική διάρκεια (Seidel 1986). Σε ακόμα θερμότερες συνθήκες (50-60 °C), ανεξαρτήτως διάρκειας, η καταπόνηση των ιστών γίνεται εντονότερη και προκαλούνται εγκαύματα, μαύρες κηλίδες και στίγματα αλλά και καταστροφές στο κάμβιο (Seidel 1986) κυρίως στο λαιμό, όπου οι θερμοκρασίες την ημέρα είναι ιδιαίτερα υψηλές. Η καταστροφή του καμβίου οδηγεί σε μείωση της ροής χυμών από τη ρίζα στον κορμό. Τέτοιες θερμοκρασίες μπορούν να προκαλέσουν επίσης λύση της κυτταρικής μεμβράνης, των πρωτεϊνών και των ενζύμων και αποδέσμευση τοξικών ουσιών στα φυτικά κύτταρα προκαλώντας νεκρώσεις. Βέβαια, τα σπέρματα πολλών δένδρων μπορούν να αντέξουν σε ιδιαίτερα υψηλές θερμοκρασίες, μικρής όμως διάρκειας, ως μηχανισμός προσαρμογής τους σε περιβάλλοντα πυρκαγιάς.

Από την άλλη πλευρά, ιδιαίτερα χαμηλές θερμοκρασίες μπορεί να προκαλέσουν πάγωμα των κυττάρων και καταστροφές ιστών, οργάνων ή ακόμα και του ίδιου του φυτικού οργανισμού. Αυτό συμβαίνει συχνά κατά τους εποχιακούς παγετούς στα εύκρατα κλίματα, ενώ σε πιο κρύες συνθήκες πολλά είδη δεν παγώνουν ακόμα και σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των -40 °C, προκαλώντας συμπύκνωση του κυτταρικού χυμού τους. Σε ιδιαίτερα κρύα κλίματα, υπάρχουν φυτά με ακόμα μεγαλύτερες ανοχές στις χαμηλές θερμοκρασίες, εξαιτίας μηχανισμών που λειτουργούν προστατευτικά στο εξωτερικό των κυττάρων (Snyder and De Melo-Abreu 2005). Γενικά, οι παγετοί μεταφοράς, που οφείλονται σε κίνηση ψυχρών αέριων μαζών προκαλούν σημαντικές καταστροφές κυρίως στα νεαρά φυτά και δένδρα (Day and Peace 1946). Πιο κοινοί είναι οι παγετοί ακτινοβολίας, που συνήθως συμβαίνουν τη νύχτα σε συνθήκες σχετικής άπνοιας και καθαρού, από νέφη, ουρανού. Τότε, η απώλεια θερμότητας από το έδαφος και τη βλάστηση γίνεται με γρήγορους ρυθμούς, καθώς η ακτινοβολία διαφεύγει προς την ατμόσφαιρα, προκαλώντας ψύξη της φυσικής επιφάνειας. Οι παγετοί ακτινοβολίας, είναι επίσης καταστροφικοί για τις νεαρές φυτείες, κυρίως την άνοιξη και το φθινόπωρο (Ní Dhubháin and Gardiner 2004).

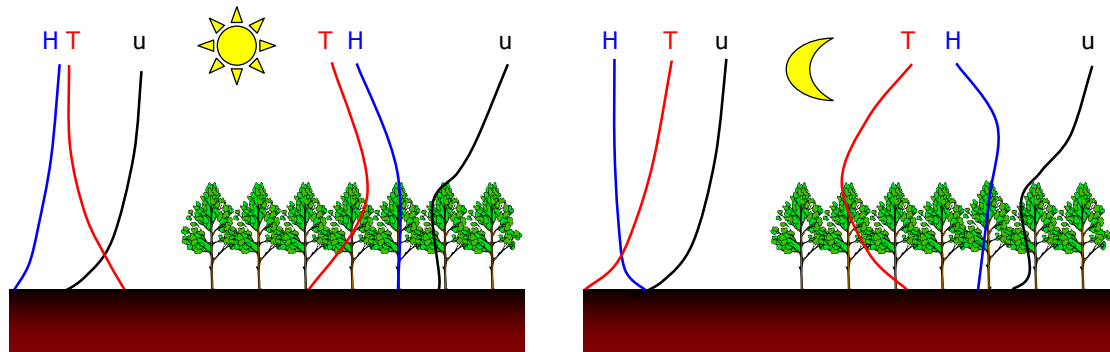
Εντονότερες μεταβολές του θερμοκρασιακού καθεστώτος παρατηρούνται στον αέρα, παρά στο έδαφος. Οι χαμηλές εδαφικές θερμοκρασίες μπορεί να προκαλέσουν υδατική καταπόνηση στα φυτά, εμποδίζοντας την απορρόφηση νερού από τη ρίζα, ακόμα και σε συνθήκες επαρκούς εδαφικής υγρασίας, καθώς αυξάνουν την αντίσταση που συναντούν οι ρίζες κατά τη μύζηση του νερού (Örlander et al. 1990). Το αποτέλεσμα είναι τα φυτά να εμφανίζουν συμπτώματα μάρανσης και σε μακροχρόνια κλίμακα να περιορίζουν το ριζικό τους σύστημα, μειώνοντας ακόμα περισσότερο την ικανότητα απορρόφησης νερού.

Γενικά, πάντως, τα περισσότερα φυτά αναστέλλουν τους ρυθμούς ανάπτυξης τους σε θερμοκρασίες μικρότερες των  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , ενώ φαίνεται να λειτουργούν χωρίς προβλήματα σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Zimmerman 1964, Larcher and Bauer 1981). Οι μέγιστοι ρυθμοί ανάπτυξης βλαστών και ρίζας επιτυγχάνονται σε βέλτιστες θερμοκρασίες, που γενικά κυμαίνονται από  $15$  έως  $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , αν και διαφοροποιούνται με το είδος (Lavender and Overton 1972, Heninger and White 1974).

Τα δένδρα είναι περισσότερο ανεκτικά στις χαμηλές παρά στις υψηλές θερμοκρασίες. Χειμερινές θερμοκρασίες αέρα από  $-40$  έως  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές ζημιές σε ενήλικα κωνοφόρα στο λήθαργο. Παρόλα αυτά, θερμοκρασίες περίπου  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  μετά τη διακοπή του ληθάργου, δηλαδή στο στάδιο της βλαστικής ανάπτυξης, μπορεί να προκαλέσουν καταστροφές παγετού στο φύλλωμα ή ακόμα και στο ξύλο. Οι ρίζες, μάλιστα, είναι ακόμα πιο ευαίσθητες στον παγετό από ότι οι βλαστοί (Sakai and Larcher 1987).

Η θερμοκρασία κατά τη διάρκεια της ημέρας μέσα σε ένα δάσος ή μια καλλιέργεια, παρουσιάζει αύξηση με το ύψος και μεγιστοποιείται κοντά στην κορυφή (Σχ. 1.8), ενώ σε ακόμα μεγαλύτερα ύψη αρχίζει πάλι να μειώνεται (Hales 1949, Read 1968, Aoki et al. 1975, Thompson and Pinker 1975, Monteith and Unsworth 1990, Gardiner 2003, Loeschner et al. 2005). Αντίθετα, τη νύχτα, η κατατομή της θερμοκρασίας διαφοροποιείται και στις περισσότερες περιπτώσεις μειώνεται από το έδαφος μέχρι σχεδόν την κορυφή της φυτοκόμης, ενώ πάνω από αυτή αρχίζει πάλι να αυξάνει. Βέβαια, η απουσία βλάστησης διαφοροποιεί την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας, με τις τιμές της να μειώνονται με το ύψος κατά την ημέρα (μέγιστη τιμή κοντά στο έδαφος) και να αυξάνονται τη νύχτα (ελάχιστη τιμή κοντά στο έδαφος). Επίσης, η διαταραχή της φυτοκόμης, όπως π.χ. μετά από υλοτομία, προκαλεί επίσης μεταβολές στις κατατομές της θερμοκρασίας, οι οποίες γίνονται πιο

ομαλές και προσομοιάζουν πιο πολύ με την περίπτωση της απουσίας βλάστησης (Thompson and Pinker 1975), ανάλογα βέβαια με το βαθμό αραιώσης.



Σχήμα 1.8: Κατατομές θερμοκρασίας (T), υγρασίας (H) και ανέμου (u) μέσα και πάνω από δασικό οικοσύστημα αλλά και πάνω από γυμνό έδαφος, κατά τη διάρκεια της ημέρας (αριστερά) και της νύχτας (δεξιά) (κατά Gardiner 2003).

Σε σύγκριση με γειτονικές άδενδρες περιοχές, τα δάση μειώνουν το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος αλλά και το μέγεθος της θερμοκρασίας, εξαιτίας της κόμης τους, η οποία εμποδίζει τη βαθειά διείσδυση της ηλιακής ακτινοβολίας μέχρι το έδαφος (Ní Dhubháin and Gardiner 2004) και έτσι τα δένδρα αναπτύσσονται σε σχετικά προστατευμένες, από ακραίες θερμοκρασίες, συνθήκες. Ο ρυθμιστικός αυτός μηχανισμός περιορίζεται στις ανοιχτές φυτοκόμες (φυτείες μικρής ηλικίας, υλοτομημένες, αραιωμένες ή φυλλοβόλες μετά τη φυλλόπτωση), εξαιτίας της μειωμένης παρουσίας ή της απουσίας φυλλώματος. Οι ισχυροί άνεμοι, η γεωγραφική θέση, το τοπογραφικό ανάγλυφο αλλά και οι εποχιακές κυμάνσεις της θερμοκρασίας είναι πρόσθετοι παράγοντες που μειώνουν την ικανότητα των φυτών να ρυθμίζουν τη θερμοκρασία τους, με αποτέλεσμα συχνά να εκτίθενται σε ακραίες θερμοκρασίες. Οι παράγοντες αυτοί θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη από τους διαχειριστές τόσο των δασικών όσο και των αγροτικών οικοσυστημάτων, ώστε να αποφεύγονται ζημιές. Επίσης, για τη διαμόρφωση του θερμοκρασιακού περιβάλλοντος, επιδρούν σημαντικά και οι διάφοροι τύποι ανέμων (Föhn, Chinook ή Bora), οι οποίοι κινούμενοι αναβατικά ή καταβατικά ψύχονται ή θερμαίνονται, αντίστοιχα, και μεταβάλουν το θερμοκρασιακό καθεστώς των περιοχών από όπου διέρχονται.

Με βάση τις θερμοκρασίες εδάφους σε βάθος 50 cm μπορεί να γίνει ο προσδιορισμός αλλά και η ποιοτική αξιολόγηση των φαινολογικών σταδίων των φυτών (Baier and Mack 1973, Vold and Marsh 1981). Η βλαστική περίοδος θεωρείται ότι ξεκινά, για τα περισσότερα φυτικά είδη, σε ημερήσιες θερμοκρασίες μεγαλύτερες



των 5 °C και χαρακτηρίζεται ως ήπια ή θερμή σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 5 και 15 °C, αντίστοιχα. Η περίοδος του ληθάργου αντιστοιχεί σε θερμοκρασίες μικρότερες των 5 °C και θεωρείται ψυχρή ή παγετός σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες ή μικρότερες των 0 °C, αντίστοιχα. Βέβαια, για την ολοκλήρωση κάθε βλαστητικού σταδίου απαιτείται συγκεκριμένος αριθμός βαθμομερών, δηλαδή αθροιστικών °C πάνω από 5 °C μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας, που καλείται θερμικός χρόνος και διαφοροποιείται με το φυτικό είδος.

### **1.3.3. Άνεμος**

#### **1.3.3.1. Επιδράσεις στη δενδρώδη βλάστηση**

Η έρευνα σχετικά με τις επιδράσεις του ανέμου στη δενδρώδη βλάστηση των δασών και των γεωργικών καλλιεργειών έχει ενταθεί τα τελευταία χρόνια (Hutchison and Hicks 1985, Ruck et al. 2003, Coutts and Grace 2005). Όμως, παρά τα σημαντικά βήματα που έχουν γίνει, κυρίως μέσω προσεγγίσεων της δυναμικής των ρευστών (Wang and Tackle 1997, Wilson and Flesch 1999), εντοπίζεται ακόμα έλλειμμα γνώσης σχετικά με τις αεροδυναμικές των οικοσυστημάτων (Stigter et al. 2005, Wisse and Stigter 2007), ιδιαίτερα σε περιοχές θερμών κλιμάτων, όπου γενικά τα δεδομένα ανέμου είναι σπάνια (Wisse and Stigter 2007). Η επίδραση του ανέμου στις φυτοκόμες μπορεί να θεωρηθεί οικοφυσιολογική αλλά και φυσική, αφού επηρεάζει τις ροές CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>O, τη φωτοσύνθεση και την αναπνοή, αλλά και τις ανταλλαγές θερμότητας και κινητικής ενέργειας μεταξύ φυτών και ατμόσφαιρας. Υπό αυτή τη θεώρηση, ο άνεμος «συνδέει» τη βλάστηση με την ατμόσφαιρα, αναμιγνύοντας τον αέρα που βρίσκεται πάνω από το στροβιλώδες οριακό στρώμα με τον αέρα κοντά στα φύλλα και στους κλάδους, μεταφέροντας ορμή μέσα στη φυτοκόμη και εξομαλύνοντας τις διαφορές θερμότητας αλλά και συγκεντρώσεων αερίων, όπως CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>O, μεταξύ αυτής και της ατμόσφαιρας. Η συγκεκριμένη διεργασία είναι ιδιαίτερα σημαντική για τη διατήρηση των ρυθμών φυτικής ανάπτυξης και για την επιβίωση των οργανισμών, καθώς χωρίς την ανάμιξη και τη στροβιλώδη ροή, οι οργανισμοί θα πνίγονταν στο CO<sub>2</sub> που παράγουν και δεν θα υπήρχε ζωή. Στις ευνοϊκές επιδράσεις του ανέμου συγκαταλέγεται και η διευκόλυνση της μεταφοράς των σπόρων των φυτικών ειδών (Greene and Johnson 1989), αλλά και

η έμμεση συνεισφορά του στην αύξηση της πανίδας, μέσω της δημιουργίας φωλεών, κάτι που θεωρείται πολύ σημαντικό ιδιαίτερα για τα περιαστικά δάση (Harper et al. 2005).

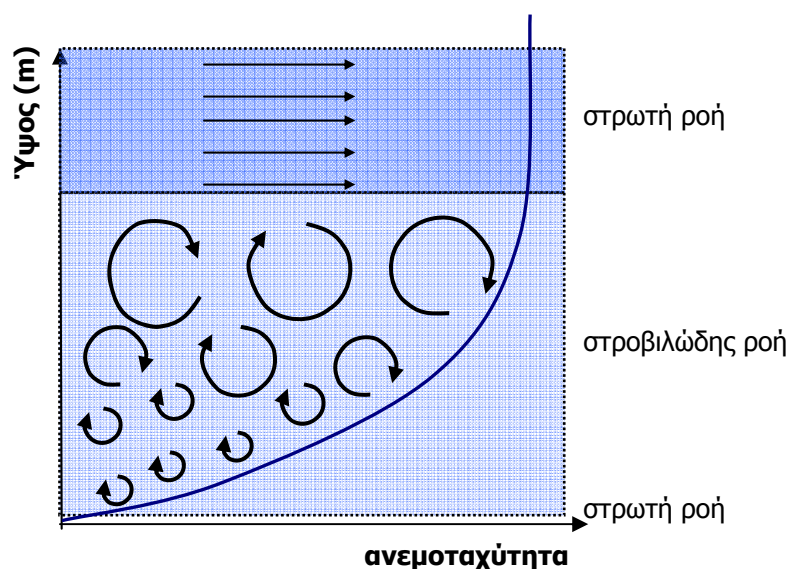
Από την άλλη πλευρά, η ένταση αλλά και η διεύθυνση του ανέμου αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για την εκδήλωση και την εξάπλωση των δασικών πυρκαγιών (Taylor et al. 2004, Wisse and Stigter 2007), ενώ στις καμένες εκτάσεις οι άνεμοι μπορούν να προκαλέσουν διαβρωτικά φαινόμενα, υποβαθμίζοντας παραιτέρω τα φυσικά οικοσυστήματα. Οι ισχυρές εντάσεις τους είναι δυνατό να προκαλέσουν σοβαρές μηχανικές καταπονήσεις στα φυτά καταστρέφοντας τους ιστούς τους, ιδιαίτερα σε περιόδους που στη φυτοκόμη έχει συσσωρευτεί χιόνι ή πάγος. Βέβαια, το σπάσιμο κλάδων ή το ξερίζωμα δένδρων από δυνατούς ανέμους είναι αποτέλεσμα αλληλεπίδρασης αρκετών παραγόντων, που σχετίζονται τόσο με το τοπογραφικό ανάγλυφο, το έδαφος, το είδος και την ηλικία των φυτών, όσο και με τη μέση ένταση των ανέμων, τη διεύθυνσή τους, τη διάρκεια και τη συχνότητα ανέμων υψηλών εντάσεων και τα μεγέθη των ριπών τους (Mayer 1989).

Σε ανεμόπληκτες περιοχές, κυρίως λοφώδεις ή παραθαλάσσιες ή στα δασοόρια, οι μηχανικές καταπονήσεις του ανέμου επηρεάζουν τη μορφή των δένδρων (Chang 1974, Pereira et al. 2002) και αποτελούν έναν φυσικό παράγοντα αλλαγής της δομής των δασών (Dyer and Baird 1997, Grove et al. 2000, Peterson 2000, Proctor et al. 2001, Scheller and Mladenoff 2005, Nagel and Diaci 2006). Υπό τέτοιες συνθήκες τα φυτά αναπτύσσουν προσαρμοστικούς μορφολογικούς και φυσιολογικούς μηχανισμούς προκειμένου να επιβιώσουν, διαφοροποιώντας την αναλογία μάζας ρίζας-βλαστών, περιορίζοντας τη φυλλική τους επιφάνεια και το ύψος τους και αξιοποιώντας λιγότερο αποτελεσματικά το άζωτο (Cordero 1999). Έτσι, τα δένδρα γίνονται κοντότερα και παχύτερα και, πολλές φορές, κακοσχηματισμένα, σε σχέση με εκείνα που αναπτύσσονται στο προστατευμένο περιβάλλον των συστάδων.

### **1.3.3.2. Ροή πάνω από φυσικές επιφάνειες**

Ο αέρας κινούμενος πάνω από μια επιφάνεια διαφοροποιεί την ταχύτητά του με το ύψος (Σχ. 1.9). Τα μόριά του που βρίσκονται σε επαφή με την επιφάνεια παραμένουν σχεδόν ακίνητα και έχουν μηδενική ταχύτητα. Στην υπερκείμενη της επιφάνειας λεπτή στρώση, η ταχύτητα κίνησης του αέρα αυξάνει και μέχρι ένα

ορισμένο ύψος, που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη ανεμοταχύτητα η ροή είναι στρωτή. Σε αυτή τη στρώση η μεταφορά μάζας και ενέργειας μεταξύ των μορίων γίνεται μόνο με τη μοριακή διάχυση σύμφωνα με το Νόμο του Fick. Για μεγαλύτερες ταχύτητες ανέμου, σε μεγαλύτερα ύψη, η ροή σταδιακά γίνεται ασταθής και μετατρέπεται σε στροβιλώδη. Η μετάβαση από τη στρωτή στη στροβιλώδη ροή γίνεται βαθμιαία και οφείλεται στις δυνάμεις αδράνειας και τριβής που συνδέονται με την οριζόντια μεταφορά του αέρα και τη μοριακή έλξη, αντίστοιχα.



Σχήμα 1.9: Απλοστευμένη απεικόνιση των μεταβολών της ανεμοταχύτητας και των μορφών ροής πάνω από λεία επιφάνεια.

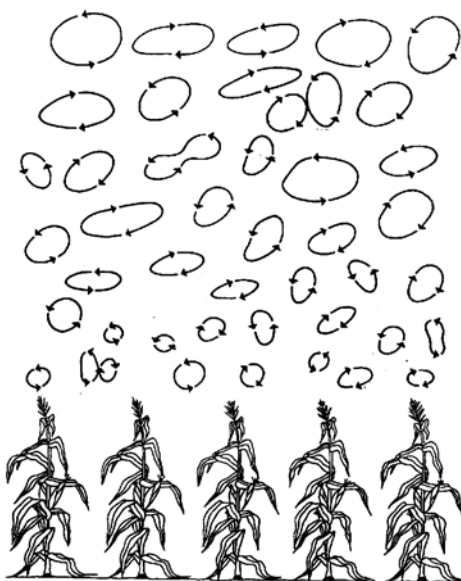
Η μελέτη της ροής μέσα στη στροβιλώδη περιοχή βασίζεται στην υπόθεση ότι οι στροβιλώδεις ροές είναι ανάλογες των μοριακών της στρωτής ροής, διαφοροποιούμενες μόνο ως προς την τάξη μεγέθους τους. Έτσι, κατά τη στροβιλώδη ροή οι μάζες αέρα με μεγάλη ταχύτητα θα κινούνται καθοδικά και οι μάζες με μικρή ταχύτητα θα ανέρχονται, προκαλώντας μια καθαρή μεταφορά ορμής προς τα κατώτερα στρώματα, η οποία γίνεται με εντονότερους ρυθμούς από ότι κατά τη μοριακή διάχυση.

Η στρώση μέσα στην οποία η ταχύτητα του αέρα αυξάνει με το ύψος και βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια συνιστά το οριακό στρώμα. Το πάχος του αυξάνει με τη μείωση της ανεμοταχύτητας και την αύξηση της τραχύτητας της επιφάνειας. Έτσι, υπό τις ίδιες συνθήκες ανέμου, είναι λεπτότερο πάνω από γυμνό έδαφος και αυξάνει στις ομοιογενείς φυτοκαλλιέργειες, τις δενδρώδεις φυτοκόμες ή

τα αστικά κέντρα (Davenport 1965). Ειδικά στις περιπτώσεις μεμονωμένων φύλλων, το οριακό στρώμα παρουσιάζει αυξημένες αντιστάσεις στις ανταλλαγές μάζας και ενέργειας με την ατμόσφαιρα, κυρίως στο μεσόφυλλο και στα στομάτια των φύλλων. Το πάχος του συναρτάται κυρίως με το μέγεθος των φύλλων (Campbell and Norman 1998), ελαχιστοποιώντας την επίδραση του ανέμου στα μικρά φύλλα, η οποία όμως είναι σημαντική στα μεγάλα φύλλα (Grace 1977).

Πάνω από το οριακό στρώμα, η ροή του αέρα γίνεται στρωτή και οι ανεμοταχύτητες παραμένουν σχεδόν σταθερές με το ύψος, καθώς η επίδραση των δυνάμεων τριβής μηδενίζεται. Αναλυτικότερη περιγραφή των ιδιοτήτων και χαρακτηριστικών του οριακού στρώματος αλλά και των ροών του ανέμου πάνω από επιφάνειες παρουσιάζεται από τους Monteith and Unsworth (1990), Oke (1987) και Stull (1993).

Φαίνεται, λοιπόν, ότι ο άνεμος πάνω από τις φυσικές επιφάνειες κινείται με τη μορφή ενός πολύπλοκου συστήματος στροβιλών. Μέσα σε κάθε στρόβιλο ο αέρας κινείται μεταφέροντας ορμή, ενέργεια και αέρια και λειτουργεί ως μονάδα χωρίς να αναμιγνύει το περιεχόμενό του με εκείνο γειτονικών στροβιλών. Οι στρόβιλοι κινούνται συνεχώς με ταχύτητες που αυξάνουν καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια, ενώνονται μεταξύ τους σχηματίζοντας μεγαλύτερους στροβίλους ή διαιρούνται σε μικρότερους, μεταβάλλοντας συνεχώς το ενεργειακό τους περιεχόμενο και την περιεκτικότητά τους σε αέρια. Μια οπτικοποιημένη κατανομή της στροβιλώδους ροής του αέρα πάνω από μια ομοιογενή φυτική επιφάνεια παρουσιάζεται στο Σχ. 1.10).



Σχήμα 1.10: Η στροβιλώδης περιοχή του αέρα πάνω από φυτοκαλλιέργεια (Nobel 1999).

Η ανεμοταχύτητα,  $u$ , πάνω από μια φυτοκόμη, εξαρτάται από τις συνοπτικές καταστάσεις καιρού, που επηρεάζονται από το τοπογραφικό ανάγλυφο και την απόσταση από τις ακτές. Σε συνθήκες θερμικά ουδέτερης ισορροπίας της ατμόσφαιρας, η μέση ανεμοταχύτητα αυξάνει λογαριθμικά με το ύψος για αρκετά μέτρα πάνω από την επιφάνεια (γυμνό έδαφος ή βλάστηση), ακολουθώντας την εξίσωση (Monteith and Unsworth 1990):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (1.10)$$

όπου:

- $u_*$  η ταχύτητα τριβής ( $m s^{-1}$ )
- $z$  το ύψος μέτρησης της ανεμοταχύτητας (m)
- $d$  η μετατόπιση του επιπέδου μηδενικής ταχύτητας (m)
- $k$  η σταθερά von Karman ίση με 0,41 ( )
- $z_0$  το ύψος αεροδυναμικής τραχύτητας (για την ορμή) (m)

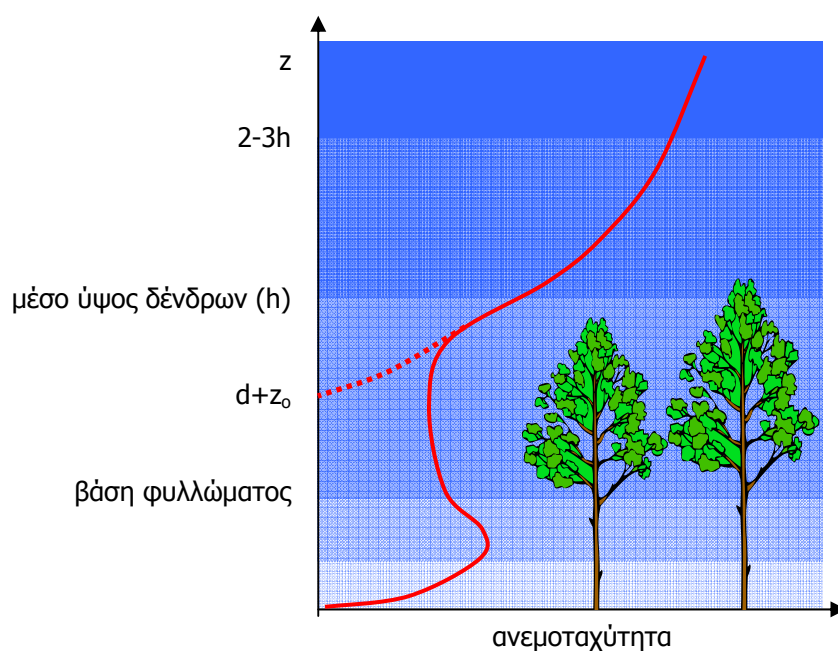
Η ταχύτητα τριβής  $u_*$  σχετίζεται με την τυρβώδη ροή του αέρα πάνω από την κόμη και επηρεάζεται από την τραχύτητα της φυσικής επιφάνειας και την σταθερότητα της ατμόσφαιρας. Γενικά, κατά τη διάρκεια της ημέρας η θέρμανση προκαλεί ασταθείς συνθήκες και συνεπώς ανοδική κίνηση του θερμού αέρα, ενώ τη νύχτα η ψύξη δημιουργεί ένα στρώμα ψυχρού σταθερού αέρα σε επαφή με την επιφάνεια, επηρεάζοντας τις τιμές της ταχύτητας τριβής.

Η μετατόπιση του επιπέδου μηδενικής ταχύτητας,  $d$ , και του ύψους αεροδυναμικής τραχύτητας,  $z_0$ , εξαρτώνται από την τραχύτητα της επιφάνειας. Το  $d$  εκφράζει το ύψος του επιπέδου μέσα στη φυτοκόμη, όπου η ορμή απορροφάται πλήρως από τα μεμονωμένα στοιχεία της φυτομάζας. Ο λόγος  $d/h$  (όπου  $h$  το μέσο ύψος των φυτών) μειώνεται με την πυκνότητα της κόμης. Οι τιμές του για τα είδη *Pinus* sp. κυμαίνονται από 0,67 έως 0,92 και ελάχιστα διαφοροποιούνται σε σχέση με τις φυλλοβόλες φυτοκόμες κατά την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης [0,63 κατά Monteith (1973), 0,78 κατά Jarvis et al. (1976)].

Η παράμετρος  $z_0$  αποτελεί μια πολύπλοκη συνάρτηση της πυκνότητας της κόμης, του δείκτη φυλλικής επιφάνειας και της ομοιομορφίας των υψών των δένδρων, στις δενδρώδεις φυτοκόμες (Monteith and Unsworth 1990). Ο λόγος  $z_0/h$

κυμαίνεται από 0,02 έως 0,92, με τη μεγαλύτερη τιμή να αφορά τελείως λείες επιφάνειες. Ενδεικτικές τιμές του για κλειστές φυτοκόμης δίνονται από τον Monteith (1973) και τους Jarvis et al. (1976) για φυλλοβόλα είδη (0,123 και 0,075, αντίστοιχα).

Ιδιαίτερα σημαντικό για τη μελέτη του ανέμου στις φυσικές επιφάνειες είναι το άθροισμα  $d+z_0$ , που αποτελεί το (θεωρητικό) ύψος μηδενισμού της ανεμοταχύτητας, το οποίο στις δενδρώδεις φυτείες βρίσκεται λίγο πιο κάτω από την κορυφή των δένδρων (Σχ. 1.11). Στην πράξη, πάνω από αυτό το επίπεδο, ο άνεμος αυξάνει στην έντασή του, ενώ κάτω από αυτό οι ταχύτητες μειώνονται σημαντικά καθώς τα δένδρα, αναπτυσσόμενα σε συστάδες, δημιουργούν ένα προστατευμένο, από ανέμους, μικροπεριβάλλον (Flesch and Wilson 1999a και b, Wilson and Flesch 1999), που οφείλεται στην αεροδυναμική τραχύτητα των στοιχείων της φυτοκόμης. Μικρή αύξηση των ταχυτήτων πολλές φορές καταγράφεται κάτω από τη φυλλική μάζα των δένδρων, στην περιοχή των κορμών, όπου τα εμπόδια στη ροή του αέρα είναι λιγότερα.



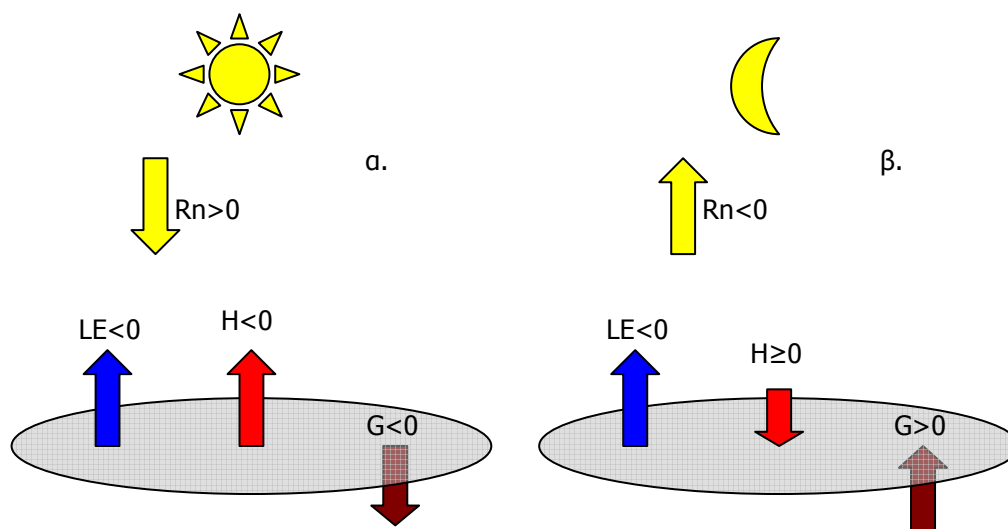
Σχήμα 1.11: Κατακόρυφη κατανομή ανεμοταχυτήτων μέσα και πάνω από δενδρώδη φυτεία.

Σε μεγάλες κλίμακες, η αυξημένη αεροδυναμική τραχύτητα των δενδρωδών φυτειών μπορεί να έχει επιδράσεις στο τοπικό κλίμα μιας περιοχής. Οι Branford et al. (2004) απέδειξαν ότι η νέφωση και η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε αέρια επηρεάζεται από την τραχύτητα των δασών κυρίως στα δασοορία τους

(Chase et al. 1996, Pielke 2001), ενώ οι έντονες υλοτομίες αυξάνουν την τραχύτητα και είναι δυνατό να επηρεάσουν την τοπική κατανομή των βροχοπτώσεων.

### 1.3.4. Επιμερισμός διαθέσιμης ενέργειας

Η ακτινοβολός ενέργεια που προσλαμβάνει μια επιφάνεια εκφράζεται μέσω του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , και χρησιμοποιείται για βιολογικές και φυσικές διεργασίες. Θεωρώντας ότι το επίπεδο ανταλλαγής ενέργειας βρίσκεται ακριβώς πάνω από το έδαφος, είναι δυνατό να έχουμε μια απλουστευμένη (συνήθη) μορφή των ενεργειακών ροών στις οποίες επιμερίζεται η  $R_n$  (Σχ. 1.12).



Σχήμα 1.12: Το ενεργειακό ισοζύγιο κατά τη διάρκεια (α) της ημέρας και (β) της νύχτας.

Την ημέρα, η απορροφούμενη από την επιφάνεια ηλιακή ενέργεια αποθηκεύεται στο έδαφος με τη μορφή θερμότητας ( $G$ ), χρησιμοποιείται για την εξάτμιση νερού με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας ( $LE$ ) ή θερμαίνει τον υπερκείμενο αέρα με τη μορφή αισθητής θερμότητας ( $H$ ). Θεωρώντας τις ροές ενέργειας θετικές όταν πραγματοποιούνται προς της επιφάνεια, την ημέρα η  $R_n$  θα είναι η μόνη θετική, ενώ οι ροές  $H$ ,  $LE$  και  $G$  θα είναι αρνητικές. Αντίθετα, τη νύχτα, που το ισοζύγιο ακτινοβολίας  $R_n$  είναι αρνητικό και συνεπώς η ροή ενέργειας έχει φορά από την επιφάνεια προς την ατμόσφαιρα, η αισθητή θερμότητα,  $H$ , γίνεται συνήθως θετική, όπως και η ροή θερμότητας στο έδαφος,  $G$ . Η  $LE$  διατηρεί αρνητικές τιμές τη νύχτα καθώς η εξάτμιση νερού συνεχίζεται. Βέβαια, είναι πιθανό η  $LE$  να αποκτήσει αρνητικές τιμές, όπως συμβαίνει συχνά τη νύχτα, κατά το σχηματισμό

δρόσου, στις περιπτώσεις που η θερμοκρασία της επιφάνειας είναι αρκετά μικρότερη από εκείνη του περιβάλλοντος.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, το ενεργειακό ισοζύγιο για την επιφάνεια θα περιγράφεται από τη σχέση:

$$R_n = H + LE + G \quad (1.11)$$

Η εξίσωση του ισοζυγίου ενέργειας ισχύει για κάθε επιφάνεια με την παραδοχή ότι δεν έχει μάζα άλλα ούτε και θερμοχωρητικότητα. Έτσι, οι ροές ενέργειας πραγματοποιούνται μέσα από αυτή χωρίς να αυξάνουν ή να μειώνονται, ώστε να ισχύει η αρχή διατήρησης της ενέργειας.

Εκτεταμένη αναφορά σχετικά με τη διαφοροποίηση του ισοζυγίου ενέργειας σε επιφάνειες διαφόρων τύπων δίνει ο Arya (2001). Τα μεγέθη των LE, H και G εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες, όπως το είδος της επιφάνειας και τα χαρακτηριστικά της. Στα εδάφη, οι τιμές τους ποικίλουν ανάλογα με την υγρασία, την κοκκομετρική σύσταση, την κάλυψή τους κ.α., ενώ στις φυτικές επιφάνειες επηρεάζονται από το φυτικό είδος, το στάδιο ανάπτυξης, την ηλικία, τη δομή της κόμης, η υγεία των φυτικών ιστών κ.ά. Διαφοροποιήσεις επίσης παρουσιάζονται ανάλογα με την περιοχή, την εποχή, την ώρα της ημέρας, τις επικρατούσες καιρικές συνθήκες και άλλους παράγοντες.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει ο λόγος  $\beta = H/LE$  που είναι γνωστός ως λόγος του Bowen και εκφράζει την αναλογία μεταξύ αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας και τον τρόπο που επιμερίζεται η διαθέσιμη ενέργεια. Απόλυτες τιμές του λόγου μεγαλύτερες της μονάδας υποδεικνύουν ότι το κυρίως μέρος της ενέργειας «καταναλώνεται» για θέρμανση του αέρα που υπέρκειται της επιφάνειας κατά την ημέρα, ενώ μικρότερες δείχνουν έντονη χρήση ενέργειας για μετατροπή της φάσης νερού (δημιουργία υδρατμών) από την υγρή επιφάνεια. Ο λόγος  $\beta$ , κατά κανόνα, διατηρεί θετικές τιμές την ημέρα και αρνητικές τη νύχτα. Αρνητικές τιμές μικρότερες από -1 υποδεικνύουν ότι η, προς την επιφάνεια, ροή αισθητής θερμότητας υπερσχύει της ψύξης της επιφάνειας λόγω εξάτμισης.

Το ενεργειακό ισοζύγιο, όπως περιγράφηκε παραπάνω, ισχύει και για τις φυτικές επιφάνειες και μπορεί να εφαρμοστεί και στις φυτοκόμους. Σε σχέση με το έδαφος, όμως, οι ροές ενέργειας μέσα στη φυτομάζα είναι πολύ δύσκολο να μελετηθούν καθώς εμφανίζουν μεγάλη χωρική παραλλακτικότητα. Έτσι, συνηθίζεται



η φυτοκόμη να αντιμετωπίζεται ως ενιαίο στρώμα και οι ροές ενέργειας μετρώνται πάνω από αυτό και μάλιστα αρκετά ψηλότερα από την κορυφή των φυτών, ώστε οι οριζόντιες διαφοροποιήσεις των ροών να μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες.

Στις φυτοκόμες, η λανθάνουσα θερμότητα LE δεν χρησιμοποιείται μόνο για εξάτμιση αλλά πολύ περισσότερο για διαπνοή των φυτικών ιστών. Οι ροές αυτές είναι ιδιαίτερα δύσκολο να μελετηθούν χωριστά, γι' αυτό αντιμετωπίζονται ενιαία με τον όρο εξατμισοδιαπνοή (Κερκίδης 2005). Στη βλάστηση επίσης συμβαίνει αποθήκευση ενέργειας, ως αποτέλεσμα της φωτοσύνθεσης και της απορρόφησης-εκπομπής CO<sub>2</sub>. Αυτές οι ποσότητες ενέργειας, αφενός δεν είναι ιδιαίτερα σημαντικές σε ωριαίες ή έστω ημερήσιες χρονικές κλίμακες και αφετέρου είναι δύσκολο να μετρηθούν ή να υπολογιστούν. Μάλιστα, στις ομοιογενείς καλλιέργειες συχνά παραλείπονται, θεωρούμενες αμελητέες. Βέβαια, δε συμβαίνει το ίδιο στις δενδρώδεις ή δασικές φυτοκόμες, εξαιτίας των σημαντικών διαφορών στο μέγεθος αλλά και στην αρχιτεκτονική τους. Τα μεγαλύτερα ύψη των δένδρων και η αυξημένη βιομάζα τους οδηγούν σε αποκλίσεις από την παραδοχή της μηδενικής αποθήκευσης ενέργειας στο δάσος ακόμα και σε χρονικό βήμα ημέρας, αυξάνοντας το έλλειμμα στο ενεργειακό ισοζύγιο που περιγράφεται από την εξίσωση 1.11 (Kim and Verma 1990, Rosset et al. 1997, Wilson et al. 2002, Wu et al. 2007).

### **1.3.5. Διαθεσιμότητα και αξιοποίηση νερού**

Η βροχόπτωση είναι η πιο κοινή μορφή υετού, όμως άλλες μορφές του, όπως το χιόνι, η ομίχλη ή το χαλάζι μπορεί να είναι επίσης σημαντικοί παράγοντες αύξησης της υδατοδιαθεσιμότητας ιδιαίτερα στα φυσικά, μη αρδευόμενα, οικοσυστήματα (Bruijnzeel 2001). Μέσω του υετού, επίσης, αυξάνεται η παροχή θρεπτικών στοιχείων στα δάση, καθώς το νερό διαλύει και μεταφέρει στο έδαφος θρεπτικά συστατικά, που έχουν συγκρατηθεί στο φύλλωμα. Η ποσότητα φωσφόρου που φτάνει στο δασικό έδαφος με αυτόν τον τρόπο είναι μικρή, όμως το άζωτο, το κάλιο και το ασβέστιο δεν θεωρούνται αμελητέα, σε σύγκριση βέβαια με τους κύκλους θρεπτικών στοιχείων των δασών (Miller 1983). Βέβαια, η παροχή στο δάσος στοιχείων του αέρα σε διάλυμα δεν ωφελεί πάντα. Έχει διαπιστωθεί ότι ο υετός μπορεί να μεταφέρει ρύπους υπό μορφή διαλύματος στα φυσικά οικοσυστήματα προκαλώντας καταστροφές στους φυτικούς ιστούς (π.χ. όξινη βροχή).

Οι χιονοπτώσεις είναι αρκετά ωφέλιμες για τα δασικά οικοσυστήματα καθώς το νερό, στη στερεά μορφή του, παραμένει περισσότερο χρόνο πάνω στο έδαφος, ευνοώντας τη μεγαλύτερη απορρόφησή του στο ριζόστρωμα. Από την άλλη πλευρά, η συγκέντρωση χιονιού στους κλάδους των δένδρων, αυξάνει τους κινδύνους μηχανικών καταστροφών (Brewer and Linnartz 1973), ιδιαίτερα σε συνθήκες αυξημένων εντάσεων ανέμου. Οι καταπονήσεις αυτές, όταν δεν προκαλούν ολικές καταστροφές των δένδρων, τα κάνουν ευάλωτα σε ασθένειες ή εντομολογικές προσβολές. Στις έμμεσες αρνητικές επιδράσεις του χιονιού ανήκει και η οξίνιση του εδάφους, που προκαλείται κατά το λιώσιμό του, κυρίως την άνοιξη. Ιδιαίτερα ευαίσθητα είναι τα οικοσυστήματα που αναπτύσσονται σε όξινα εδαφικά υλικά. Η πρόσθετη απελευθέρωση κατιόντων αργιλίου και μαγνησίου σε τοξικές συγκεντρώσεις στο εδαφοδιάλυμα δημιουργεί δυσμενές χημικό περιβάλλον για τη ρίζα (Johannessen and Henriksen 1978), αυξάνοντας τον κίνδυνο νέκρωσης.

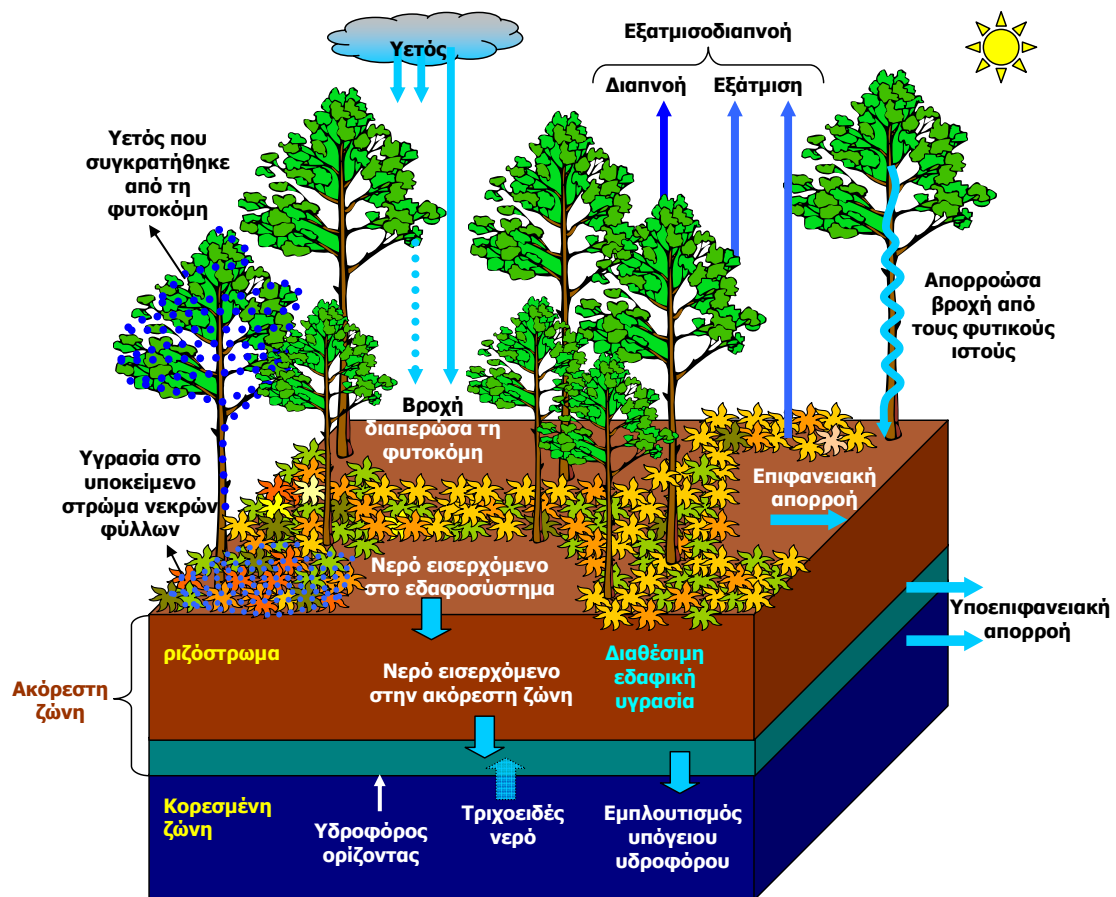
Η ατμοσφαιρική υγρασία εκφράζει την περιεκτικότητα υδρατμών του αέρα, σε συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, και μετριέται σε σχετικές ή απόλυτες τιμές (σχετική ή απόλυτη υγρασία). Έχει επίσης σημαντική επίδραση στην ανάπτυξη των δένδρων και την υδρολογία των δασών, καθορίζοντας τους ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής αλλά και την αντίσταση των στοματίων των φύλλων στη διάχυση υδρατμών. Πέραν της υδατοκατανάλωσης, ρυθμίζει και άλλους αβιοτικούς παράγοντες των φυτών, όπως οι ακραίες θερμοκρασίες (μέσω της αυξημένης απορρόφησης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας την ημέρα και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα). Η σχέση της με τη θερμοκρασία του αέρα είναι ανάλογη, καθώς σε θερμές συνθήκες αυξάνει η ικανότητα συγκράτησης υδρατμών στην ατμόσφαιρα, ενώ σε ψυχρές ευνοείται η υγροποίηση και η πιθανότητα βροχοπτώσεων ή σχηματισμού δρόσου.

Η περιεκτικότητα του αέρα σε υδρατμούς ποικίλει χωροχρονικά και σχετίζεται με τις καιρικές συνθήκες, την εποχή του έτους, την τοπογραφία, τη φυτοκάλυψη αλλά και τη δομή του δάσους. Μέσα στις δενδρώδεις φυτείες η υγρασία του αέρα, διατηρεί υψηλές τιμές σε σχέση με τον υπερκείμενο αέρα, ή με περιοχές χωρίς φυτοκάλυψη (Σχ. 1.8). Στα δάση η επίδρασή της είναι πρόσθετα σημαντική, καθώς επηρεάζει το υγρασιακό περιεχόμενο της φυλλάδας νεκρών φύλλων που καλύπτει το έδαφος. Σε ξηρές συνθήκες ατμόσφαιρας, η υγρασία της φυλλάδας μειώνεται, αυξάνοντας τον κίνδυνο εκδήλωσης και επέκτασης των δασικών

πυρκαγιών (Byram 1957), αλλά και περιορίζοντας τους ρυθμούς αποδόμησής της από τους μικροοργανισμούς.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι, το εισερχόμενο νερό στα δασικά οικοσυστήματα προκαλεί διαφοροποίηση των υφιστάμενων υδρολογικών και χημικών ισορροπιών τους, επηρεάζοντας τις βιολογικές και οικολογικές τους διεργασίες (Likens and Bormann 1995, Neal 1997, Robinson et al. 1998).

Οι διαδρομές του νερού, όταν φτάνει στο δάσος είναι αρκετά πολύπλοκες και μια απλουστευμένη παρουσίασή τους επιχειρείται στο Σχ. 1.13. Ο μεγαλύτερος όγκος νερού στα δάση χρησιμοποιείται για την κάλυψη των αναγκών των φυτών σε εξατμισοδιαπνοή, η οποία συνδέεται στενά με την παραγωγικότητα και κυρίως με την αύξηση της ξυλώδους και φυλλώδους μάζας τους (Molchanov 1973). Λόγω της σπουδαιότητάς της, κατά καιρούς έχουν προταθεί και χρησιμοποιούνται πολλές εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής από μετεωρολογικά δεδομένα [Penman (1963), Kimberly-Penman (1972), FAO-24 Penman (1977), FAO-56 Penman-Monteith, Blaney-Criddle (1950), FAO-24 Blaney-Criddle (1977), Hargreaves (1974), Turc (1961), FAO-24 Radiation (1977), Jensen-Haise (1963) (1966), Thornthwaite (1948), Linacre (1977) (1992), Copais (Alexandris and Kerkides 2003) κ.α.).



Σχήμα 1.13: Ροές νερού σε δασικό οικοσύστημα.

Οι Law (1956) και Calder et al. (1982) αναφέρουν για τα δάση της Βρετανίας ότι το 72% του νερού των βροχοπτώσεων καταναλώνεται για εξατμισοδιαπνοή, όταν το αντίστοιχο ποσοστό για την ποώδη βλάστηση είναι μόλις 28%. Αυτές οι ποσότητες νερού δεν αξιοποιούνται στο σύνολό τους για παραγωγή φωτοσυνθετικών προϊόντων, καθώς σημαντικό μέρος τους είναι απώλειες εξαιτίας της εξάτμισης από την επιφάνεια του δασικού εδάφους και από το στρώμα νεκρών φύλλων που την καλύπτει αλλά και από την επιφάνεια των φυλλωδών και ξυλωδών στοιχείων της φυτοκόμης, ενώ πρόσθετες ποσότητες απαιτούνται για την ψύξη του εσωτερικού των φύλλων.

Σε ότι αφορά τις υδατικές ανάγκες των δασικών φυτών, αυτές διαφοροποιούνται με το είδος, την ηλικία αλλά και το βλαστικό στάδιο ανάπτυξης. Γενικά, οι ρυθμοί της εξατμισοδιαπνοής είναι αυξημένοι στα πλατύφυλλα έναντι των κωνοφόρων, με εποχιακές μεταβολές καθώς οι υδατικές ανάγκες μεγιστοποιούνται το καλοκαίρι και ελαχιστοποιούνται το χειμώνα. Η ανισοκατανομή αυτή, γίνεται εντονότερη μεταξύ φυλλοβόλων και αειθαλών ειδών, αφού οι υδατικές απαιτήσεις των πρώτων είναι αυξημένες στο στάδιο του πλήρως αναπτυγμένου φυλλώματος και περιορισμένες στο λήθαργο, ενώ των δεύτερων κατανέμονται αρκετά ομοιόμορφα όλο το έτος, με μικρές εξάρσεις στο φαινολογικό στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης. Επίσης, επειδή η εξατμισοδιαπνοή συνδέεται άμεσα με την απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας για φωτοσύνθεση, οι υδατικές ανάγκες διαφοροποιούνται ακόμα και σε ωριαία βάση. Έτσι, για παράδειγμα, οι Pitacco et al. (1992) αναφέρουν για τις δρύες (*Quercus ilex*) ημερήσια κατανάλωση 3,5 mm το καλοκαίρι με μέγιστο ρυθμό 0,6 mm h<sup>-1</sup> το μεσημέρι.

Οι διαφορές στις υδατοαπαιτήσεις των φυτών εξαρτώνται επίσης και από τη γεωγραφική θέση των βιοθέσεων ανάπτυξής τους, εξαιτίας της επίδρασης αβιοτικών παραγόντων όπως το κλίμα. Τα βόρεια οικοσυστήματα αναπτύσσονται σε υγρότερα και ψυχρότερα περιβάλλοντα σε σχέση με τα νότια, ενώ ανάλογη είναι η διαφοροποίηση μεταξύ μεγάλων και μικρών υψομέτρων. Στα Μεσογειακά δάση η διαθεσιμότητα νερού για βλαστική ανάπτυξη διαφοροποιείται κατά τη διάρκεια του έτους σε δύο περιόδους: μια υγρή και μια ξηρή. Κατά την υγρή περίοδο υπάρχει πλεόνασμα νερού για βλαστική ανάπτυξη, αλλά συμπίπτει με την χειμερινή περίοδο, που άλλες μετεωρολογικές παράμετροι (θερμοκρασία, φωτοπερίοδος, ένταση ηλιακής ακτινοβολίας, κ.α.) δεν ευνοούν την ανάπτυξη των φυτών (Jolly et al. 2005).

Αντίθετα, την ξηρή περίοδο, που επικρατούν ευνοϊκές καιρικές συνθήκες, υπάρχει υδατικό έλλειμμα. Το εύρος των περιόδων, αλλά και η υδατοδιαθεσιμότητα, διαφέρουν με τη γεωγραφική θέση, το υψόμετρο και σε μικρότερο βαθμό από τις εδαφικές εκθέσεις, την ικανότητα υδατοσυγκράτησης, το βάθος εδάφους και άλλους παράγοντες του εδάφους. Τα τελευταία χρόνια, μάλιστα, έχουν εντοπιστεί σημαντικές διαφοροποιήσεις στη διαθεσιμότητα νερού ιδιαίτερα την ξηρή περίοδο σε σχέση με παλαιότερα, εξαιτίας κλιματικών μεταβολών που προκάλεσαν μείωση των καλοκαιρινών βροχοπτώσεων (IPCC 2001, Todisco and Vergni 2008), σε συνδυασμό με αυξημένους ή μηδενικούς ρυθμούς μεταβολής εξατμισοδιαπνοής (Milly and Dunne 2001, Xu et al. 2005, Todisco and Vergni 2008). Οι δυσμενείς υδατικές συνθήκες οξύνονται πρόσθετα με τη μείωση των δασικών εκτάσεων από δασικές πυρκαγιές και αποψιλώσεις, με επιζήμιες συνέπειες αφενός στο μικροκλίμα των περιοχών και αφετέρου στη διάβρωση και στην ενίσχυση των υπόγειων υδατικών αποθεμάτων, εντείνοντας το φαινόμενο της ερημοποίησης.

Στην Ελλάδα, τα βορειότερα οικοσυστήματα δέχονται περισσότερες βροχοπτώσεις και είναι γενικά παραγωγικότερα από τα νότια. Αντίστοιχη διαφοροποίηση εντοπίζεται και ανάμεσα στα δυτικά και στα ανατολικά διαμερίσματα της χώρας, ενώ δάση με διαφοροποιημένες βιοθέσεις σε μεγάλα υψόμετρα καταπονούνται υδατικά λιγότερο από αυτά που βρίσκονται κατάντη. Σε σχέση με τις προηγούμενες δεκαετίες, διαπιστώνεται μείωση της υδατοδιαθεσιμότητας για ανάπτυξη φυσικής βλάστησης, που διαφέρει με τη γεωγραφική θέση και το υψόμετρο. Στα πολύ μεγάλα υψόμετρα παρατηρείται αύξηση της έντασης της υδατοκαταπόνησης το καλοκαίρι σε σχέση με παλαιότερα, ενώ ακόμα δυσμενέστερες υδατικές συνθήκες επικρατούν χαμηλότερα όλες τις εποχές του έτους (Προύτσος κ.ά. 2008). Οι κλιματικές μεταβολές οδηγούν σε δυνητική αύξηση της βλαστικής περιόδου, που όμως στην πράξη αναστέλλεται λόγω μικρότερης διαθεσιμότητας νερού, ενώ ταυτόχρονα αυξάνεται η ένταση της υδατικής καταπόνησης κυρίως στο μέσο της βλαστικής περιόδου (Προύτσος κ.ά. 2006). Αποτέλεσμα αυτών των μεταβολών είναι η αύξηση της περιβαλλοντικής πίεσης στα δάση, για περιορισμό των ξηροθερμοοριών τους και η σταδιακή αναρρίχσή τους σε μεγαλύτερα υψόμετρα, όπου επικρατούν ευνοϊκότερες συνθήκες. Το υδατικό έλλειμμα κατά την ξηρά περίοδο εμποδίζει επίσης την ικανότητα αξιοποίησης της ηλιακής ενέργειας, με αποτέλεσμα τα Ελληνικά και γενικότερα τα Μεσογειακά δάση να αξιοποιούν λιγότερο αποτελεσματικά την ηλιακή ενέργεια σε σχέση με

βορειότερα οικοσυστήματα (Liakatas et al. 2002, Προύτσος κ.ά. 2002), με ανάλογες επιπτώσεις στην παραγωγικότητα. Βέβαια, η περιορισμένη παραγωγή βιομάζας που συνδέεται με τη μειωμένη ανάπτυξη φυλλώματος, είναι ένας μηχανισμός προσαρμογής των δασών στις επικρατούσες ξηροθερμικές συνθήκες.

Υπό τέτοιες κλιματικές συνθήκες, ιδιαίτερα σημαντικός για την επιβίωση και ανάπτυξη των δασικών ειδών είναι ο ρόλος του εδάφους. Η αποθηκευμένη εδαφική υγρασία, κυρίως στο ριζόστρωμα, στην αρχή της βλαστικής περιόδου θα πρέπει να είναι ικανοποιητική προκειμένου τα φυτά να ολοκληρώσουν ομαλά το βιολογικό τους κύκλο. Σε διαφορετική περίπτωση και εφόσον δεν πραγματοποιηθούν επαρκείς καλοκαιρινές βροχοπτώσεις, παρατηρείται υδατικό έλλειμμα και τότε μόνο φυτά με βαθύ ριζικό σύστημα και ανθεκτικότητα στην ξηρασία είναι δυνατό να επιβιώσουν. Άτομα ή πληθυσμοί σε αβαθή εδάφη ή στα ξηροθερμοόρια των δασών, που συνήθως παρουσιάζουν αυξημένη εξατμισοδιαπνοή, βρίσκονται σε δυσμενέστερη θέση. Αρχικά, περιορίζουν τους ρυθμούς ανάπτυξής τους και, στη συνέχεια, αν το υδατικό έλλειμμα είναι έντονο, είναι τα πρώτα που ξηραίνονται. Η ποσότητα του αποθηκευμένου νερού είναι άμεσα συνδεδεμένη με το βάθος και τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους. Τα εδάφη των Ελληνικών δασών είναι συνήθως αβαθή, με μικρή ικανότητα υδατοσυγκράτησης, καθιστώντας τα λιγότερο ικανά να παρέχουν νερό στα φυτά σε μακρές περιόδους ανομβρίας.

Σημαντικό ρόλο στη αύξηση της ανοχής στην ξηρασία παίζει και το πάχος του στρώματος των νεκρών φύλλων, το στάδιο αποσύνθεσης αλλά και η ύπαρξη βρύων και λειχήνων που αντλούν νερό από βαθύτερα εδαφικά στρώματα (Lafleur 1992, Kelliher et al. 1998). Ειδικότερα, το στρώμα νεκρών φύλλων, ιδιαίτερα όταν είναι ξηρό, δεν επιτρέπει την αύξηση της θερμοκρασίας στο υποκείμενο έδαφος, με αποτέλεσμα τον περιορισμό της απώλειας νερού μέσω εξάτμισης (Black et al. 1987, Childs and Flint 1987, Flint and Childs 1987, Shaap and Bouten 1997, Baldocchi et al. 2000). Η ιδιότητα αυτή μάλιστα μπορεί να αποδειχτεί σωτήρια για την επιβίωση των ελληνικών και μεσογειακών δασών.

Ένας άλλος ενισχυτικός μηχανισμός εξοικονόμησης νερού για τα δάση είναι η θερμοκρασιακή αναστροφή, που είναι σύνηθες φαινόμενο στα Μεσογειακά κλίματα, ιδιαίτερα κατά τη νύχτα. Αποτέλεσμα του φαινομένου είναι ο σχηματισμός δρόσου στα φύλλα, η οποία απορροφά ενέργεια τις πρώτες ώρες της ημέρας, επηρεάζοντας το ενεργειακό ισοζύγιο, ενώ ταυτόχρονα αποτελεί μια εξαιρετικά χρήσιμη πηγή νερού. Μέσω της εναλλαγής διεργασιών συμπύκνωσης και εξάτμισης,

που συμβαίνουν κατά την εξέλιξη του φαινομένου, δημιουργούνται ευνοϊκότερες μικροπεριβαλλοντικές συνθήκες, τόσο μέσα στο δάσος όσο και γύρω από αυτό.

### 1.3.6. Απορρόφηση CO<sub>2</sub> και παραγωγικότητα

Η παγκόσμια εκπομπή CO<sub>2</sub> είναι 7 Gt C y<sup>-1</sup>, εκ των οποίων οι 6,2 Gt C y<sup>-1</sup>, δηλαδή το 88%, οφείλονται στη χρήση καυσίμων (OECD/IEA 2000, IPCC 2001), ενώ η αποθήκευση άνθρακα εκτιμάται περίπου σε 2 ± 1 Gt C y<sup>-1</sup> (IGBT 1998).

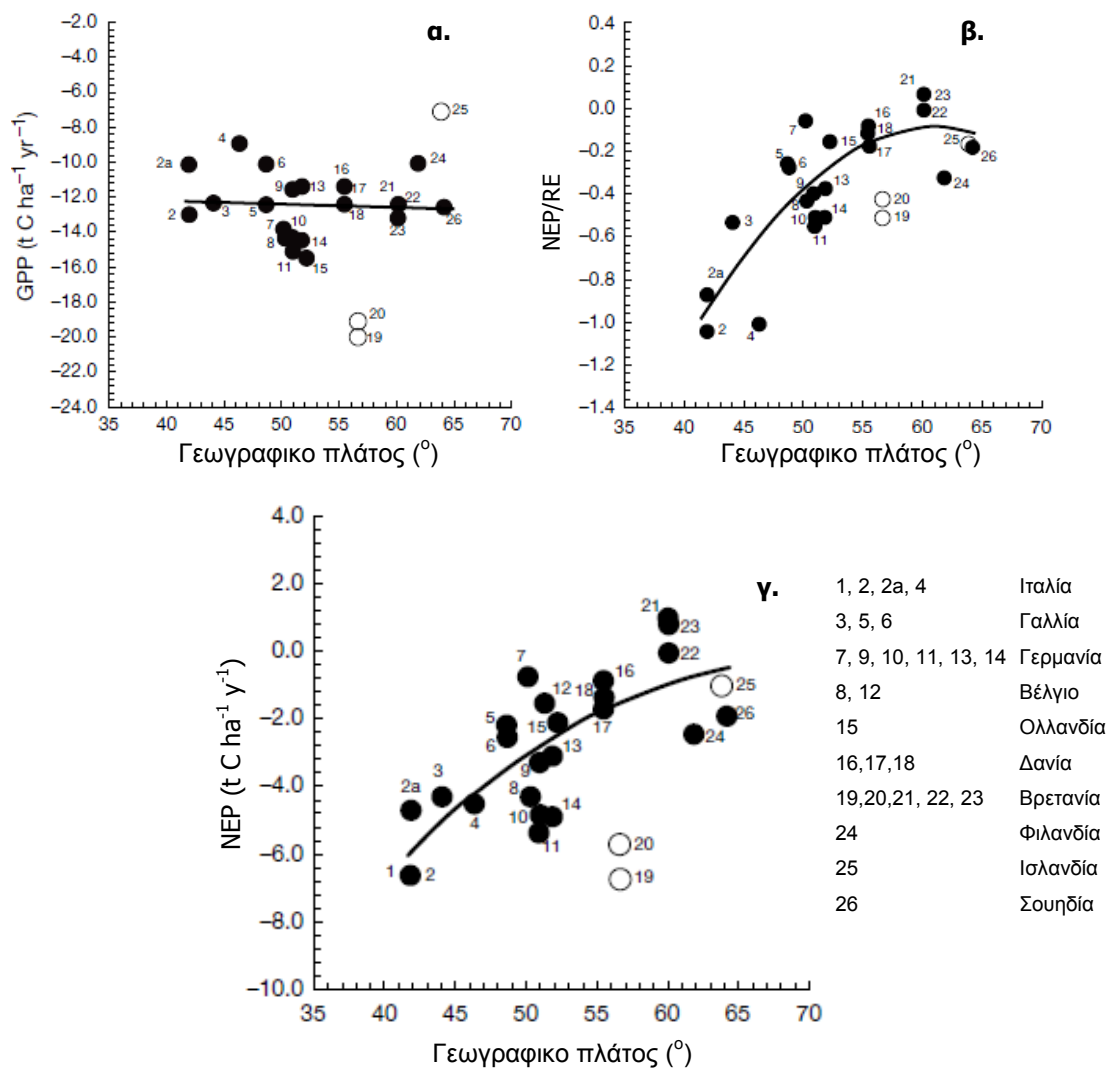
Η συγκέντρωση CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα είναι αυξημένη, σε σχέση με την προβιομηχανική εποχή, κατά περίπου 35% και φτάνει στις μέρες μας περίπου τα 380 ppm, με τάση αύξησης περίπου 1-2 ppm ανά έτος. Παρά την εκτεταμένη έρευνα που έχει αναπτυχθεί για τις επιπτώσεις των αυξημένων συγκεντρώσεων CO<sub>2</sub> στα δασικά οικοσυστήματα και στους μηχανισμούς απόκρισης των φυτών, αρκετά ερωτήματα παραμένουν ακόμα αδιευκρίνιστα (Körner et al. 2005), με σημαντικότερο το αν και κατά πόσο θα μεταβληθεί η παραγωγικότητα των δασών.

Η αύξηση CO<sub>2</sub> μπορεί να προκαλέσει αύξηση των φωτοσυνθετικών ρυθμών, λόγω αύξησης της φυλλικής επιφάνειας (Karnosky et al. 2003, 2005, Liberloo et al. 2006) στις νεότερες, όχι όμως και στις μεγαλύτερης ηλικίας φυτείες (Asshoff et al. 2006). Επίσης, μπορεί να προκαλέσει μεταβολές στο εύρος, την έναρξη και τη λήξη της βλαστικής περιόδου, αν και τέτοιες παρατηρούμενες μεταβολές διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή (Karnosky et al. 2005, Asshoff et al. 2006, Moore et al. 2006), όπως άλλωστε έχει εκτιμηθεί και για τη χώρα μας (Προύτσος κ.ά. 2006).

Οι μεταβολές στην παραγωγικότητα διαφέρουν με το φυτικό είδος και την περιοχή. Οι Norby et al. (2005) από μελέτες σε δύο ηπείρους διαπίστωσαν αύξηση της καθαρής πρωτογενούς παραγωγής κατά 23,2% σε ένα ευρύ δίκτυο σταθμών μέτρησης, που οφειλόταν σε αυξημένη απορρόφηση ακτινοβολίας, ως αποτέλεσμα αυξημένου LAI στα οικοσυστήματα μειωμένης παραγωγικότητας, και στην καλύτερη αξιοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας στους σταθμούς υψηλής παραγωγικότητας που είχαν μεγάλες τιμές LAI.

Για τα περισσότερα ευρωπαϊκά οικοσυστήματα η καθαρή παραγωγικότητα διαφοροποιείται με το γεωγραφικό πλάτος με τα μικρότερα (νοτιότερα) πλάτη να είναι παραγωγικότερα σε σύγκριση με τα μεγαλύτερα (Σχ. 1.14γ). Η σχέση της καθαρής παραγωγικότητας (NEP) και της αναπνοής (RE), εκφραζόμενη μέσω του

λόγου NEP/RE, δίνει αυξημένες τιμές του λόγου στα νότια δάση που γίνονται αρκετά μεγαλύτερες στα Μεσογειακά, καθώς η περιορισμένη υδατοδιαθεσιμότητα κατά τη διάρκεια της βλαστικής περιόδου αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα ανάπτυξης, παρά τις ευνοϊκότερες θερμοκρασίες (Σχ. 1.14β). Γενικά πάντως, η ακαθάριστη παραγωγή των δασών (GPP) τόσο βόρεια όσο και νότια, εμφανίζει αρκετά παραπλήσια μεγέθη με παραγωγή περίπου  $12 \text{ t C ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ , πλην βέβαια των περιπτώσεων των εντατικά διαχειριζόμενων φυτειών (Σχ. 1.14α).



Σχήμα 1.14: (α) Ακαθάριστη πρωτογενής, GPP, και (γ) καθαρή, NEP, παραγωγικότητα, σε διάφορα ευρωπαϊκά δασικά οικοσυστήματα καθώς και (β) ο λόγος NEP/RE (όπου RE η συνολική αναπνοή του οικοσυστήματος) σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής ανάπτυξης, από δεδομένα του δικτύου EUROFLUX. Το αρνητικό πρόσημο υποδεικνύει ότι ο άνθρακας απορροφάται από το οικοσύστημα και συνεπώς αυτό λειτουργεί ως «καταβόθρα», ενώ οι θετικές τιμές υποδεικνύουν απελευθέρωση άνθρακα από το οικοσύστημα προς την ατμόσφαιρα. Οι κλειστοί κύκλοι αφορούν φυσικά ή τεχνητά οικοσυστήματα που δέχονται συνθήκη διαχείριση, ενώ οι ανοικτοί, εντατικά εκμεταλλεζόμενα δάση (Valentini et al. 2000).



Σχεδόν σε όλα τα δασικά οικοσυστήματα για τα οποία έχει πραγματοποιηθεί έρευνα, διαπιστώνεται απορρόφηση CO<sub>2</sub> από την ατμόσφαιρα και αποθήκευσή του στα δένδρα και το έδαφος (Valentini et al. 2000, Griffiths and Jarvis 2005, Hyvönen et al. 2007, Jarvis and Linder 2007). Κάτι τέτοιο βέβαια είναι αναμενόμενο για τα βόρεια οικοσυστήματα καθώς έχουν μεγάλες αποθηκευμένες ποσότητες άνθρακα (Anderson 1992, Vogt 1995, Kirschbaum 1995, Schlesinger 1997). Αναμένεται επίσης στα δάση του 19<sup>ου</sup> και του 20<sup>ου</sup> αιώνα τα οποία δέχτηκαν εντατικοποιημένη διαχείριση (υλοτομίες, αραιώσεις, αντικαταστάσεις). Όμως, δεν είναι αναμενόμενο για τα τροπικά δάση, τα οποία βρίσκονται στις ίδιες θέσεις και σε παρόμοιες κλιματικές συνθήκες για πολύ μεγάλες χρονικές περιόδους και, ως εκ τούτου, θα έπρεπε να βρίσκονται σε κατάσταση ισορροπίας, εκπέμποντας και απορροφώντας ίσες ποσότητες άνθρακα σε ετήσια βάση, ώστε να ισχύει και η θεωρία του Clements περί οικολογικής κλίμακας των δασών.

Μια καθαρή δέσμευση άνθρακα από ένα δάσος δημιουργεί ένα ελλειμματικό ισοζύγιο μεταξύ απορρόφησης και εκπομπής CO<sub>2</sub>. Για να επιτευχθεί η ισορροπία στις ροές άνθρακα σε ένα οικοσύστημα, θα πρέπει η καθαρή πρωτογενής παραγωγικότητα (NPP) να ισούται με τις απώλειες λόγω αναπνοής των αυτότροφων οργανισμών και συνεπώς η καθαρή παραγωγικότητα του οικοσυστήματος (NEP) να είναι μηδενική. Όταν η NEP είναι θετική τότε η καθαρή πρωτογενής παραγωγή του δάσους υπερβαίνει τις απώλειες αναπνοής, όπως συμβαίνει στα περισσότερα οικοσυστήματα. Έτσι, γενικά, τα δάση φαίνεται να λειτουργούν ως «καταβόθρες» άνθρακα, απορροφώντας περίπου το 40% του παραγόμενου CO<sub>2</sub> από τη χρήση καυσίμων (Read et al. 2001).

Το ισοζύγιο άνθρακα μεταξύ φωτοσύνθεσης και αναπνοής είναι ευαίσθητο, ιδιαίτερα στα ευρωπαϊκά οικοσυστήματα μεγάλων γεωγραφικών πλατών, τα οποία καθίστανται ευαίσθητα στις κλιματικές μεταβολές. Εκεί, οι συχνότερα παρατηρούμενοι θερμοί χειμώνες τείνουν να αλλάζουν τα ηλικιωμένα δάση από καταβόθρες σε πηγές εκπομπής άνθρακα μέσω της αύξησης της ετήσιας αναπνοής (Lindroth et al. 1998). Βέβαια, τα βόρεια δάση, τα τελευταία χρόνια, έχουν θερμανθεί περισσότερο από 4 °C, ενώ τα νότια λιγότερο (Charman and Walsh 1993).

Η ιστορία και η αλλαγή χρήσεων γης είναι επίσης σημαντική (Valentini et al. 2000) για κάθε περιοχή, όπως, για παράδειγμα, στη Σουηδία, όπου οι αποξηράνσεις που έγιναν στο παρελθόν οδήγησαν σε μεγάλες απώλειες άνθρακα προς την

ατμόσφαιρα. Η εγκατάσταση νέων φυτειών και η προετοιμασία του εδάφους (π.χ άροση) αυξάνουν επίσης τις απώλειες άνθρακα. Το ίδιο συμβαίνει και κατά τις διαδικασίες αποδάσωσης και αναδάσωσης, όπου ο άνθρακας χάνεται ως αποτέλεσμα της διαταραχής της οργανικής ουσίας κατά την προετοιμασία του εδάφους να δεχτεί τη νέα φυτεία, καθώς ευνοείται η γρηγορότερη αποδόμηση της οργανικής ουσίας (Cannel et al. 1993), με αποτέλεσμα το CO<sub>2</sub> να επιστρέφει στην ατμόσφαιρα και η NEP να γίνεται αρνητική για αρκετά χρόνια μετά (Zerva and Mencuccini 2005, Zerva et al. 2005, Jarvis and Linder 2007). Φυσικές διαταραχές, όπως από πυρκαγιές, έχουν παρόμοιες συνέπειες (Jarvis and Linder 2007).

Η αραίωση δένδρων προκαλεί επίσης μείωση στη NEP. Οι Jarvis and Linder (2007) αναφέρουν μείωση κατά 20% της NEP τον πρώτο χρόνο για αραίωση δένδρων κατά 30%, οφειλόμενη στη μεγαλύτερη μείωση της συνολικής απορρόφησης άνθρακα σε σχέση με τη μείωση της συνολικής αναπνοής του οικοσυστήματος. Βέβαια, η NEP επανήλθε στα πριν της κοπής επίπεδα, τον επόμενο χρόνο. Έτσι, σε μόλις δύο χρόνια από την αραίωση η NEP ήταν και πάλι 6,5 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, ενώ παρόμοια αποτελέσματα αναφέρουν για τη Φιλανδία οι Vesala et al. (2005).

Ιδιαίτερα σπουδαία για τις ροές άνθρακα είναι η θρεπτική κατάσταση των φυτών. Πολλά δάση εμφανίζουν έλλειμμα στο άμεσα διαθέσιμο N και P, κυρίως στις ψυχρές αλλά και στις τροπικές περιοχές. Η εφαρμογή προγραμμάτων λίπανσης, σε τέτοιες περιπτώσεις, οδήγησε σε μεγάλη αύξηση των ρυθμών ανάπτυξης, με σχετικά μικρές εισροές θρεπτικών στοιχείων και κυρίως N (Linder 1995, Linder et al. 1996, Abraugh et al. 2004). Η προσθήκη N μάλιστα, σε συνδυασμό με άρδευση, αυξάνει την ανάπτυξη και την παραγωγή των οικοσυστημάτων, όπως συμβαίνει και με τις αυξημένες συγκεντρώσεις CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα (Linder 1995, Bergh et al. 1999), εφόσον όλα τα υπόλοιπα θρεπτικά στοιχεία δεν αποτελούν περιοριστικούς παράγοντες. Η συνεχής προσθήκη ενός ελλειμματικού παράγοντα, π.χ. N, στα δάση, θα αναμενόταν να οδηγήσει, πέραν της αύξησης στην πρόσληψη άνθρακα, στη μεγέθυνση των απωλειών λόγω αναπνοής (αυξημένη φυλλόπτωση, ριζική αύξηση), οδηγώντας τελικά σε ισορροπία εισροών και εκροών. Βέβαια, η υπερβολική παροχή θρεπτικών στοιχείων, σε τοξικές συγκεντρώσεις, μπορεί να έχει τα αντίθετα αποτελέσματα. Για παράδειγμα, η όξινη βροχή τις δεκαετίες 1950-1970 προκάλεσε οξίνιση των εδαφών και των υδατικών πόρων, κορεσμό με N, αποφύλλωση, μείωση της ανάπτυξης και νεκρώσεις δένδρων.

Για τη διατήρηση μιας βιώσιμης ανισορροπίας μεταξύ απορρόφησης και εκπομπής CO<sub>2</sub>, ώστε τα δάση να συνεχίσουν να αναπτύσσονται, είναι απαραίτητο να υπάρχει ένας περιοριστικός παράγοντας που να αυξάνει από μόνος του. Η συγκέντρωση CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα και η θερμοκρασία αποτελούν τέτοιους παράγοντες, η αύξηση των οποίων οδηγεί στη διατήρηση θετικών NEP. Βέβαια, σε μεγάλες αυξήσεις, η λειτουργία αυτών των παραγόντων αρχίζει να γίνεται ανασταλτική. Έχει προβλεφθεί ότι η φωτοσύνθεση θα μεγιστοποιηθεί όταν το CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα αποκτήσει πολύ μεγάλες συγκεντρώσεις και η καθαρή NEP θα μηδενιστεί. Εντούτοις, αυτή η υπόθεση δεν παίρνει υπόψη τις εισροές N στο δάσος κατά το παρελθόν ή το μέλλον, οι οποίες παρέχουν μια πρόσθετη αύξηση τόσο της φυλλικής επιφάνειας όσο και της δραστηριότητας των υδρογονανθράκων, αυξάνοντας τις ανάγκες των φυτών σε CO<sub>2</sub>. Μάλιστα, οι Cannell et al. (1998a) αναφέρουν ότι η αλληλεπίδραση N, CO<sub>2</sub> και θερμοκρασίας, όταν τα μεγέθη αυξάνουν ταυτόχρονα, δίνουν εντονότερους ρυθμούς ανάπτυξης από ότι εκτιμάται όταν μελετώνται κατά μονάδες.

Από την άλλη πλευρά, βέβαια, αναμένεται αύξηση της αναπνοής από την αύξηση της θερμοκρασίας, προκαλώντας αύξηση των εκπομπών CO<sub>2</sub> από τα οικοσυστήματα προς την ατμόσφαιρα, με τάση μηδενισμού της NEP (Scholes 1999). Αυτή η θεωρία, πάλι, δεν λαμβάνει υπόψη τα θρεπτικά στοιχεία και το N που θα απελευθερώνονται στο έδαφος κατά την αποικοδόμηση, οδηγώντας σε πρόσθετη φυλλική αύξηση και εντατικοποίηση της δραστηριότητας των υδρογονανθράκων, που συνεισφέρουν στην αύξηση της NPP.

Τα περισσότερα μοντέλα προβλέπουν για τα επόμενα χρόνια, είτε μεγαλύτερη αύξηση της NPP από την αναπνοή, ώστε η NEP τελικά να αυξηθεί, είτε ίση αύξηση NPP και αναπνοής, ώστε η NEP να διατηρηθεί θετική (Cannell et al. 1998b, Medlyn et al. 2000, Pepper et al. 2005). Έτσι, αναμένεται ότι η NEP θα συνεχίσει να παραμένει θετική, ως αποτέλεσμα της αύξησης του CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα σε συνδυασμό με τη αύξηση της διαθεσιμότητας N, είτε υπάρξει κλιματική μεταβολή είτε όχι.



## 2. Η ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΘΕΣΗ

### Περιεχόμενα

2.1. Γενικά	77
2.2. Κλίμα και βιοκλίμα	81
2.3. Έδαφος και τοπογραφικό ανάγλυφο	83
2.4. Βλάστηση και χρήσεις γης	85
2.5. Ανθρωπογενείς παρεμβάσεις	89

### 2.1. Γενικά

Για τη συλλογή αξιόπιστων δεδομένων που να αποτυπώνουν τις επικρατούσες μικρομετεωρολογικές συνθήκες σε μια περιοχή, σημαντικό παράγοντα αποτελεί η επιλογή αντιπροσωπευτικής θέσης για την εγκατάσταση του σταθμού, ιδιαίτερα όταν οι μετρήσεις πραγματοποιούνται μέσα σε φυσικά οικοσυστήματα. Η ύπαρξη ανομοιογένειας στην κατανομή της βλάστησης, τόσο κατακόρυφα, εξαιτίας της ανομοιομόρφης διάταξης των φύλλων και των κλάδων στα διάφορα επίπεδα της φυτοκόμης, όσο και οριζόντια, εξαιτίας της διαφορετικής πυκνότητας και ηλικίας των δένδρων, καθιστούν δύσκολη την επιλογή αντιπροσωπευτικής θέσης. Επιπλέον, η ετερογένεια στην κατανομή των φυτικών ειδών, το τοπογραφικό ανάγλυφο και οι διαφορετικοί εδαφικοί τύποι αποτελούν πρόσθετους παράγοντες ανομοιομορφίας, που επηρεάζουν την παραγωγικότητα των οικοσυστημάτων, τις ροές ενέργειας και μάζας και κατά συνέπεια την αντιπροσωπευτικότητα των σημειακών μετρήσεων.

Η εγκατάσταση, λειτουργία και συντήρηση ενός πλήρως εξοπλισμένου μικρομετεωρολογικού σταθμού έχει υψηλό κόστος, περιορίζοντας την εφαρμογή σε οικοσυστήματα αυξημένου ερευνητικού, οικονομικού, κοινωνικού και οικολογικού ενδιαφέροντος και με δυνατότητα εύκολης πρόσβασης, για τη συνεχή συντήρηση και έλεγχο του εξοπλισμού, ώστε να εξασφαλιστεί η αξιοπιστία των στοιχείων.

Λαμβάνοντας υπόψη τους παραπάνω περιορισμούς, για την υλοποίηση μικρομετεωρολογικής έρευνας επιλέχθηκε πειραματική επιφάνεια στο αισθητικό δάσος δρυός του Μογγοστού στο Νομό Κορινθίας της Περιφέρειας Πελοποννήσου (Εικ. 2.1).



*Εικόνα 2.1: Πανοραμική άποψη (πάνω) του δάσους δρυός του Μογγοστό κατά την πλήρη βλαστική του ανάπτυξη και εποχιακές φαινολογικές διαφοροποιήσεις (κάτω).*

Ως αισθητικά ορίζονται τα δάση ή τα φυσικά τοπία με «ιδιαιτερη παλαιοντολογική, υγιεινή και τουριστική σημασία, που επιβάλλει την προστασία της πανίδας - χλωρίδας και του ιδιαίτερου φυσικού τους κάλλους». Στον ελληνικό χώρο προστατεύονται από την ισχύουσα νομοθεσία 19 αισθητικά δάση, ενώ ο Μογγοστός ορίστηκε αισθητικό δάσος το 1977 με το Π.Δ. 55/1977 (ΦΕΚ 175 τ.Δ' 2/6/1977).

Το δρυοδάσος βρίσκεται 120 km δυτικά της Αθήνας (Σχ. 2.1) στους πρόποδες του όρους Κυλλήνη (Ζήρεια) και έχει συνολική έκταση 580 ha, αν και η συνολική δασική έκταση φτάνει περίπου τα 719 ha. Διοικητικά υπάγεται στους Δήμους Σικωνίων, Ξυλοκάστρου και Στυμφαλίας.

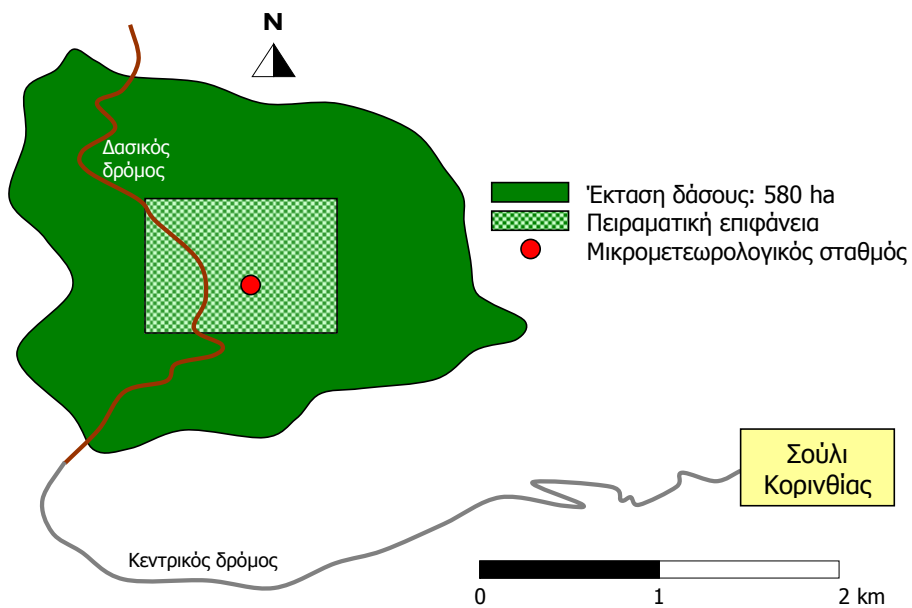
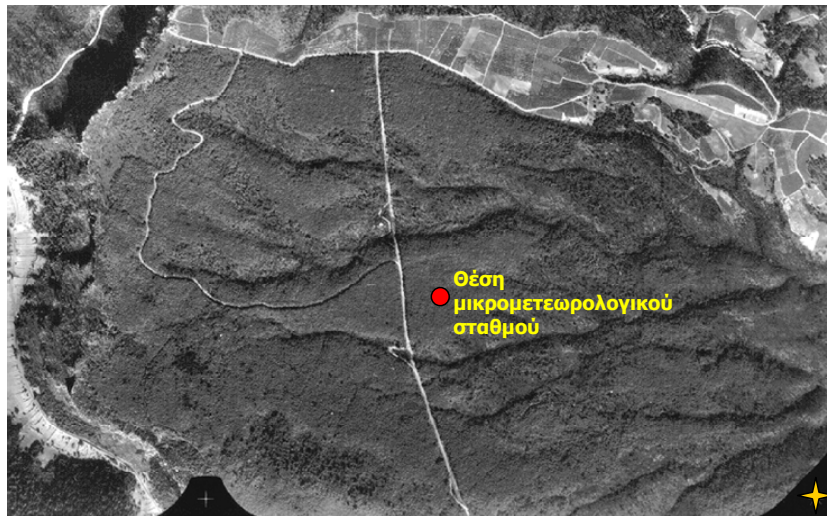


Σχήμα 2.1: Οδικός χάρτης της Πελοποννήσου με τη θέση του δρυοδάσους του Μογγοστόύ.

Η πειραματική επιφάνεια (0,97 km<sup>2</sup>) ορίστηκε σχεδόν στο κέντρο του δάσους και περί το μέσο της τοποθετήθηκε ο μικρομετεωρολογικός σταθμός (38° 00' N, 23° 37'E) σε υψόμετρο 840 m (Σχ. 2.2). Η θέση θεωρείται αντιπροσωπευτική των συνθηκών κάτω από τις οποίες ζει και αναπτύσσεται ένα μέσο δένδρο.

Το οικοσύστημα παρουσιάζει μεγάλο οικολογικό ενδιαφέρον, αφού ως δρυοδάσος θεωρείται ότι βρίσκεται στην κορυφή της οικολογικής κλίμακας (Emberlin 1996), ενώ το γεγονός ότι περιλαμβάνει φυλλοβόλα είδη, δηλαδή διαφοροποιεί τους ρυθμούς παραγωγικότητάς του, αλλά και τη φαινολογική

συμπεριφορά του, κατά τη διάρκεια του έτους, δημιουργεί αυξημένο ερευνητικό ενδιαφέρον.

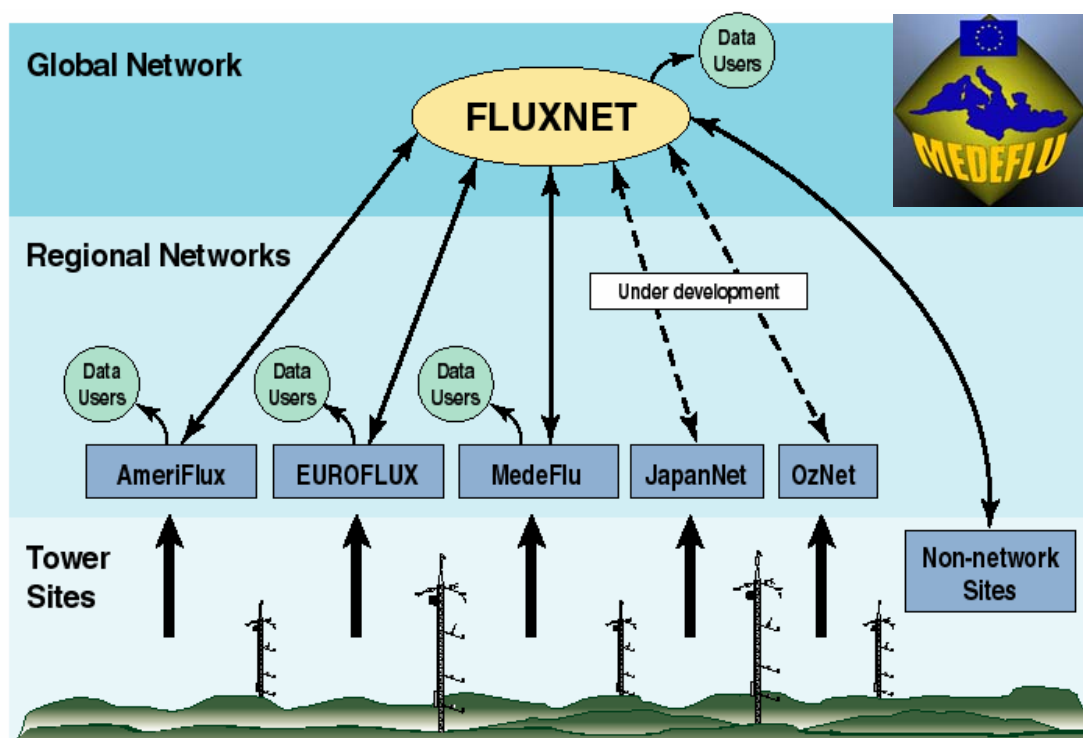


Σχήμα 2.2: Αεροφωτογραφία και σκαρίφημα υπό κλίμακα με εντοπισμένες τις θέσεις της πειραματικής επιφάνειας και του μικρομετεωρολογικού σταθμού.

Τέλος, η μεγάλη έκταση που καταλαμβάνει, η γεωγραφική του θέση και η σχετικά μικρή απόσταση από το αστικό κέντρο της Αθήνας, προσδίδει στο συγκεκριμένο οικοσύστημα σημαντική οικονομική, κοινωνική και περιβαλλοντική



αξία, εντεινώντας την αναγκαιότητα επιστημονικής διερεύνησής του. Για τους λόγους αυτούς, άλλωστε, αποτέλεσε και την ελληνική θέση λήψης μετρήσεων κατά την υλοποίηση του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος μελέτης των ροών μάζας και ενέργειας στα Μεσογειακά δάση (MEDEFU-Mediterranean Fluxes, Σχ. 2.3), που υλοποιήθηκε τα έτη 1998 και 1999 (Liakatas and Alexandris 2000).

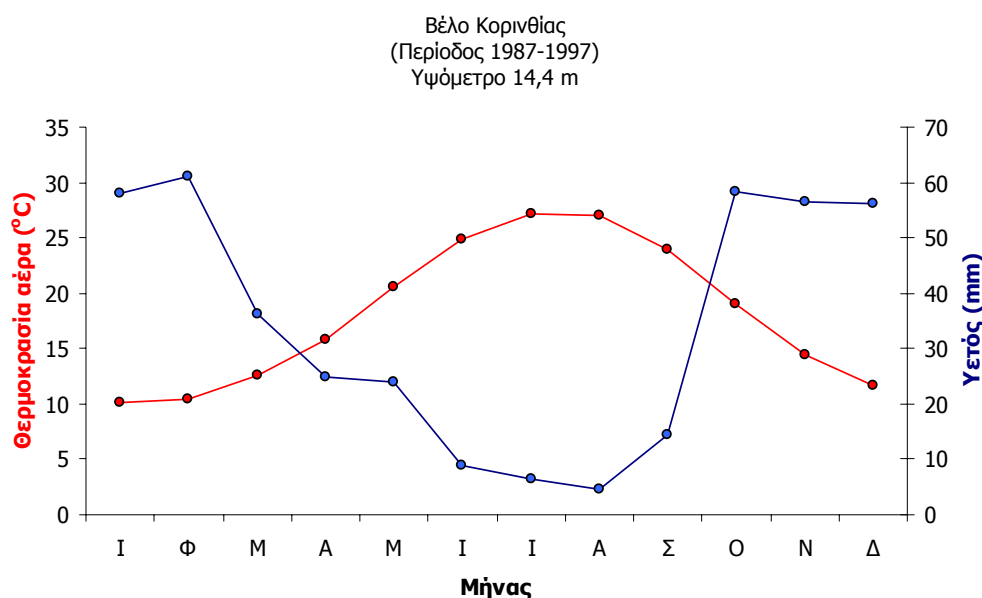


Σχήμα 2.3: Λογότυπο του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος MEDEFU (πάνω) για τη μελέτη των ροών μάζας και ενέργειας στα μεσογειακά δάση, που αποτελεί μέρος του παγκόσμιου δικτύου μέτρησης FLUXNET (κάτω).

## 2.2. Κλίμα και βιοκλίμα

Ο κοντινότερος μετεωρολογικός σταθμός στην πειραματική θέση με μεγάλο χρονικό εύρος λειτουργίας είναι ο σταθμός της ΕΜΥ στο Βέλο Κορινθίας. Από το αντίστοιχο ομβροθερμικό διάγραμμα (Σχ. 2.4), το οποίο προέκυψε από στοιχεία θερμοκρασίας και υετού της περιόδου 1987-1997, εντοπίζεται μια αρκετά εκτεταμένη ξηρή περίοδος έξι περίπου μηνών, που ξεκινά από τις αρχές Απριλίου και τελειώνει στις αρχές Οκτωβρίου. Η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι 18,2 °C, με μέση θερμοκρασία ψυχρότερου μήνα (Ιανουαρίου) 10,2 °C και θερμότερου (Ιουλίου)

27,2 °C. Οι ετήσιες βροχοπτώσεις είναι περιορισμένες (409 mm) και μόνο 5% από αυτές παρατηρούνται το καλοκαίρι, ενώ η σχετική υγρασία έχει ετήσια τιμή 64,4%, κυμαινόμενη (κατά μέση τιμή) από 56,7% το καλοκαίρι έως 70,2% το χειμώνα. Βέβαια, ο συγκεκριμένος σταθμός είναι πολύ χαμηλότερος υψομετρικά από την πειραματική θέση, η οποία (όπως αναφέρθηκε) βρίσκεται στα 840 m και έχει διαφοροποιημένο μικροπεριβάλλον.



Σχήμα 2.4: Ομβροθερμικό διάγραμμα για το Βέλο Κορινθίας, από στοιχεία θερμοκρασίας και νετού της χρονικής περιόδου 1987 - 1997.

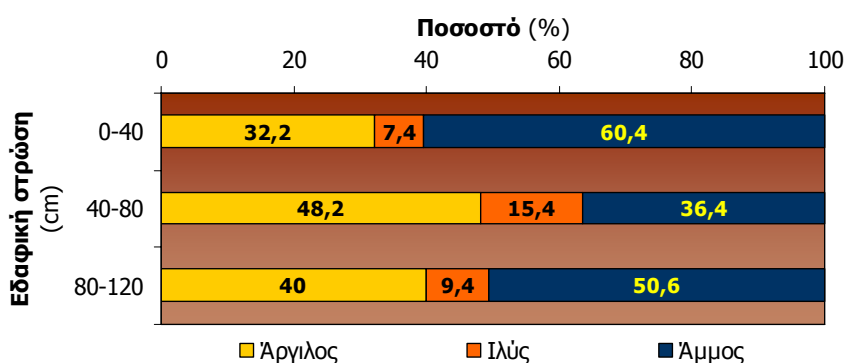
Η ευρύτερη περιοχή δεν είναι ιδιαίτερα παγετόπληκτη. Η συνολική κατ' έτος περίοδος χωρίς παγετούς ανέρχεται σε 306 ημέρες (Κοτίνη-Ζάμπακα 1983), ενώ δεν επικρατούν ευνοϊκές συνθήκες χιονοκάλυψης για μεγάλες χρονικές περιόδους.

Βιοκλιματικά η περιοχή έχει μεσογειακό κλίμα, που ανήκει στον ημίξηρο βιοκλιματικό όροφο με ήπιους προς θερμούς χειμώνες και στις περιοχές εξάπλωσης της *Pistacia lentiscus* και της *Ceratonia siliqua* και οριακά της *Quercus ilex* (Μαυρομάτης 1980). Το ομβροθερμικό πηλίκο κατά Emberger είναι  $Q_2 = 60.94$  (Daget 1977, Emberger 1930) και η μέση ελάχιστη θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα, 7 °C. Από κλιματικά δεδομένα σταθμού της ΕΜΥ στην Κόρινθο, η ευρύτερη περιοχή δεν παρουσιάζει σημαντικές βιοκλιματικές μεταβολές σε σύγκριση με τα προηγούμενα περίπου 50 χρόνια, καθώς το  $Q_2$  εμφανίζει μικρή μείωση της τιμής του κατά 4% (από 61,45 σε 58,96) κατά τις κλιματικές περιόδους [1937-1940, 1949-1974 και

1970-1984] (στοιχεία I.M.Δ.Ο. και Τ.Δ.Π.). Βέβαια, στην Πελοπόννησο καταγράφονται στατιστικά σημαντικές αυξητικές τάσεις κυρίως της μέσης μηνιαίας μέγιστης θερμοκρασίας (Proutsos et al. 2009) και εντατικοποίηση των ξηρικών συνθηκών της καλοκαιρινής περιόδου (Προύτσος κ.ά. 2008).

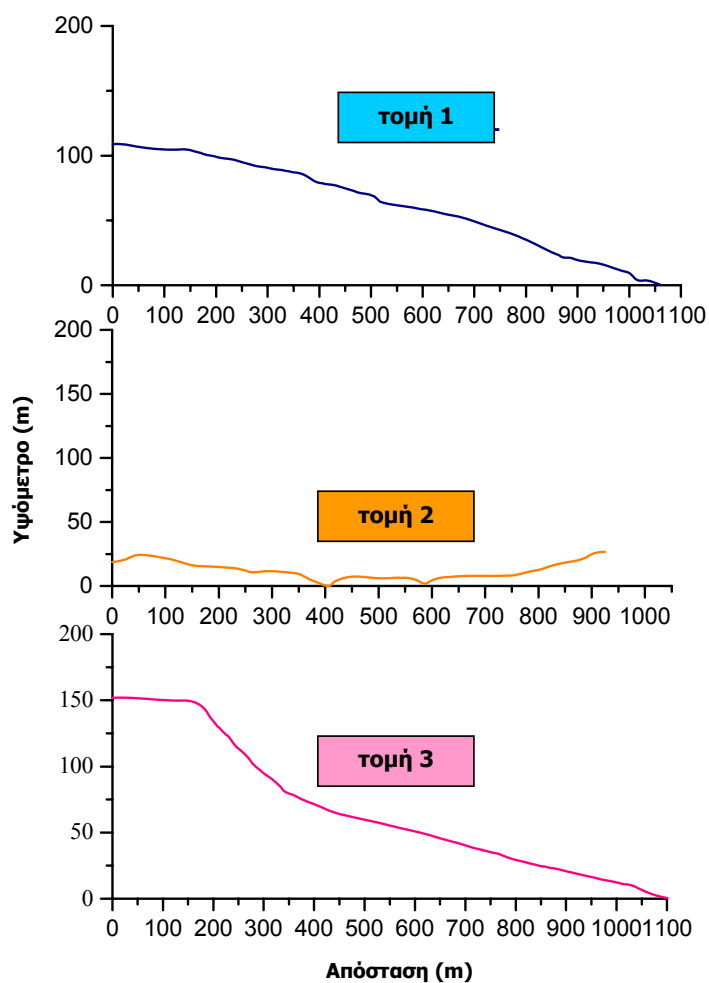
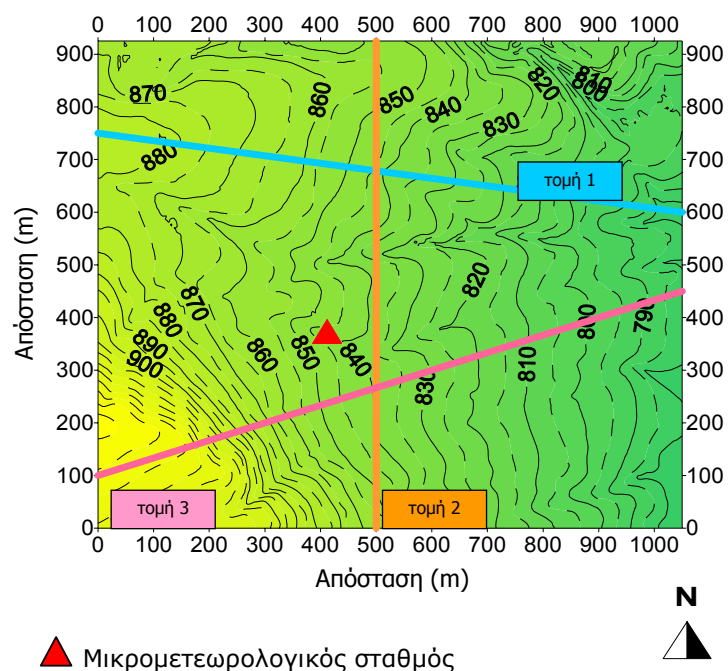
### 2.3. Έδαφος και τοπογραφικό ανάγλυφο

Το έδαφος στην πειραματική θέση είναι πηλώδες, ελαφρά όξινο, με υδατοχωρητικότητα F.C.= 42% και σημείο μόνιμης μάρανσης P.W.P. = 5% (προσδιοριζόμενα από τη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας). Η διαφοροποίηση της κοκκομετρικής του σύστασης με το βάθος παρουσιάζεται στο Σχ. 2.5. Η σύσταση χαρακτηρίζεται από αρκετά μεγάλη ετερογένεια με υψηλά ποσοστά άμμου στο επιφανειακό και στο βαθύ εδαφικό στρώμα, ενώ η ενδιάμεση στρώση εμφανίζει αυξημένη περιεκτικότητα σε άργιλο.



Σχήμα 2.5: Κοκκομετρική σύσταση εδάφους (Μογγοστός Κορινθίας).

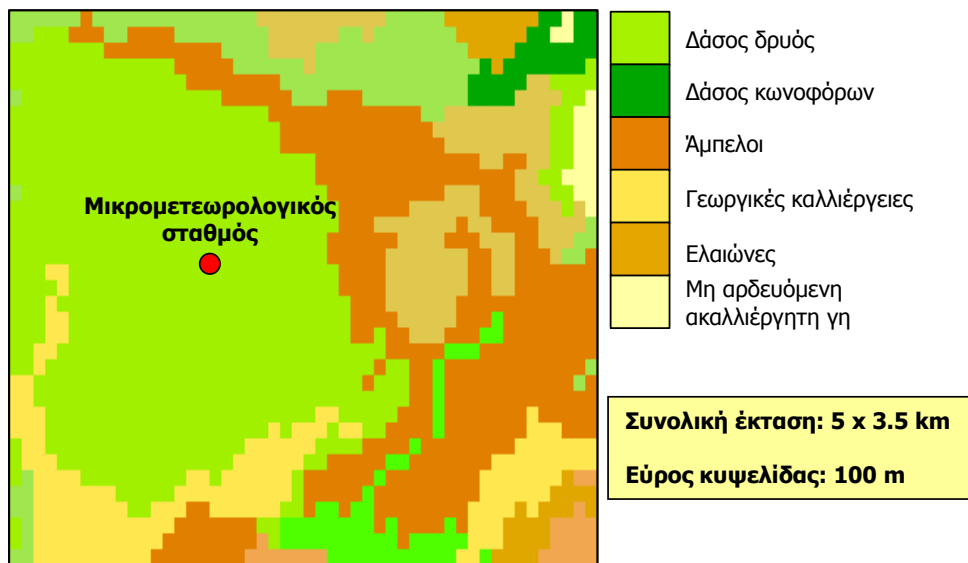
Το τοπογραφικό ανάγλυφο, γύρω από την πειραματική θέση, εμφανίζει ήπιες κλίσεις που δεν υπερβαίνουν το 3% στη διεύθυνση Βορράς-Νότος, αλλά είναι μεγαλύτερες από ανατολικά προς τα δυτικά και μεγιστοποιούνται από δυτικά προς νοτιοανατολικά, χωρίς όμως να υπερβαίνουν το 14% (Σχ. 2.6). Στο σύνολο της έκτασης οι κλίσεις είναι γενικά ήπιες και δεν υπερβαίνουν το 20%, ενώ οι εκθέσεις είναι κυρίως ανατολικές.



Σχήμα 2.6: Τοπογραφικό ανάγλυφο στην περιοχή μελέτης με εντοπισμένη τη θέση του σταθμού και οι τομές για την αποτύπωση των εδαφικών κλίσεων γύρω από το σταθμό.

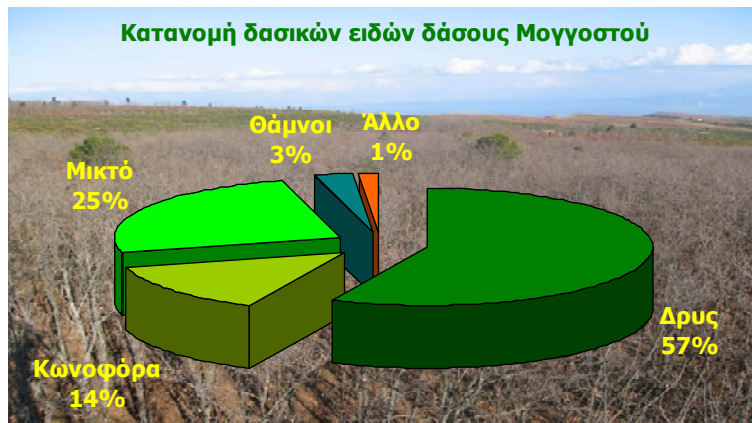
## 2.4. Βλάστηση και χρήσεις γης

Η περιοχή μελέτης είναι αμιγώς δασική, ενώ στην ευρύτερη περιοχή υπάρχουν γεωργικές καλλιέργειες με κυριότερη τους αμπελώνες. Ο κοντινότερος οικισμός στο δρυοδάσος είναι το Σούλι, που απέχει περίπου 2 km από τα δασοόρια. Αναλυτικότερη κατανομή των χρήσεων γης δίνεται στο Σχ. 2.7.



Σχήμα 2.7: Χρήσεις γης στην ευρύτερη περιοχή μελέτης (Corine).

Το δάσος στην πειραματική επιφάνεια αποτελείται από ψηλά δένδρα με ελάχιστη αυτοφυή χαμηλή βλάστηση. Είναι φυσικό, πρεμνοφυές δρυοδάσος και θεωρείται αμιγές. Ανήκει στην παραμεσογειακή ζώνη βλάστησης και στο μεσο-μεσογειακό όροφο. Αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα δρυοδάση της Πελοποννήσου (Quezel and Barbero 1982, Τσαγκάρη κ.ά. 2010) και αφορά το 5% των δασών της. Το κύριο αυτοφυομένο είδος του είναι το *Quercus frainetto* Ten. (ή *Quercus conferta* Kit.), ενώ υπάρχουν και δευτερεύοντα είδη μη φυλλοβόλα, όπως τα *Pinus halepensis*, *Pinus nigra* και *Abies cefalonica*, σε πολύ χαμηλότερους πληθυσμούς. Η σύσταση σε είδη δένδρων παρουσιάζεται στο Σχ. 2.8, αν και στη θέση του μικρομετεωρολογικού σταθμού η *Quercus frainetto* βρίσκεται σε αμιγείς πληθυσμούς σε ποσοστό που φτάνει το 100% των δενδρωδών ειδών.



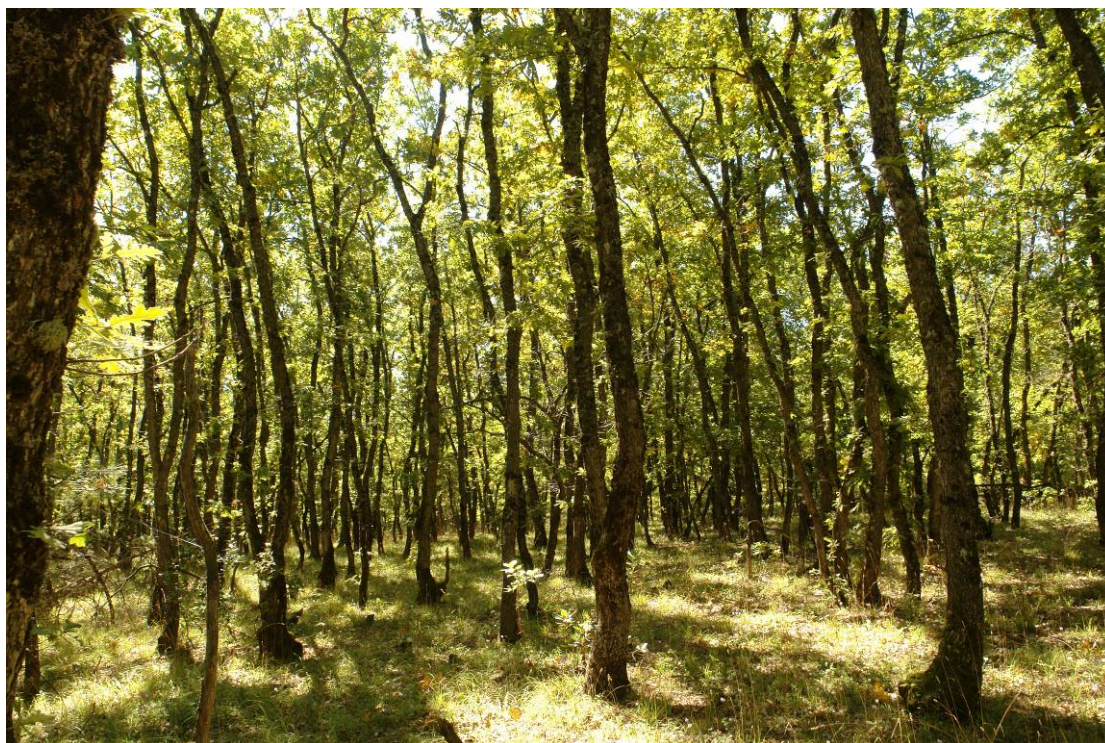
Σχήμα 2.8: Αναλογίες ειδών δασικών δένδρων στο δάσος του Μογγοστού.

Η *Quercus frainetto* αποτελεί κοινό είδος της ελληνικής χλωρίδας και φύεται στις σχετικά θερμές περιοχές της χώρας. Βοτανικά ανήκει στην οικογένεια Fagaceae και το κοινό του όνομα είναι Δρύς ή πλατύφυλλος. Είναι δένδρο, φτάνει σε ύψος τα 20-30 m έως και 40 m, μονόικο με άνθη μονογενή, φυλλοβόλο, ευρύκομο, πυκνόκορμο και παχύκλαδο όταν αναπτύσσεται ελεύθερα. Τα αρσενικά άνθη φέρονται σε πρασινωπούς ίσουλους, ενώ τα θηλυκά, πολλά μαζί σε κοντό ποδίσκο στις μασχάλες των φύλλων. Η άνθηση πραγματοποιείται τέλος Απριλίου. Ο καρπός είναι κυπελλοφόρο κάρυο και το κύπελλο περιβάλλει κατά το 1/3 περίπου τη βάλανο, ενώ φέρει ωσειδώς λογχοειδή, χνοώδη και χαλαρώς επάλληλα λέπια. Τα φύλλα φέρουν εγκολπώσεις (Εικ. 2.2). Στο εξωτερικό είναι γνωστό ως Hungarian oak, Italian oak και Chêne farnetto, ενώ στην χώρα μας έχει πλήθος κοινών ονομάτων όπως Βελανιδιά, Δέντρο, Ημεράδι, Πλατοκλάρι, Πλατυκλάδι, Πλατίτσα, Γρανίτσα, Μπαλντούχι (Βέροια), Μεσιές (Θράκη), κ.ά. (Βολιώτης και Αθανασιάδης 1993).



Εικόνα 2.2: Κλαδί με φύλλα και καρπούς και φύλλο του *Quercus frainetto*.

Το δάσος του Μογγοστού εμφανίζεται ως συμπαγές δρυοδάσος πλατυφύλλου δρυός (*Quercus frainetto*) πρεμνοφυούς μορφής και ηλικίας περίπου 60 ετών. Φαίνεται ότι προέρχεται από παλαιότερο έντονα υλοτομούμενο δάσος και παρουσιάζει εικόνα ομήλικης συστάδας με ένα δενδρώδη όροφο και ένα δεύτερο, πυκνό ποώδη όροφο, με κάλυψη περίπου στο 80%, που όμως δεν επεκτείνεται σε μεγάλο ύψος πάνω από την εδαφική επιφάνεια (Εικ. 2.3). Γυμνό έδαφος δεν εμφανίζεται και τα διάκενα της ποώδους χλωρίδας καλύπτονται πλήρως από παχύ στρώμα φυλλώδους στρώσης με μέτριο βαθμό αποσύνθεσης. Ο δενδρώδης όροφος δεν ξεπερνά τα 13 m και οι κόμης των δένδρων αρχίζουν να διακλαδίζονται στα 6 m περίπου, χωρίς να απουσιάζουν μικρότεροι κλάδοι σε χαμηλότερο ύψος. Τα παλαιότερα πρέμνα, από όπου προέκυψαν τα δένδρα της συστάδας, είναι ακόμη εμφανή στο έδαφος και οι κορμοί εμφανίζουν διαμέτρους από 6 έως 40 cm περίπου. Η μεγάλη διαφορά στις κλάσεις των διαμέτρων των κορμών οφείλεται στην τυχαία επικράτηση των μεγαλύτερων δένδρων με αντίστοιχη καταπίεση των μικρότερων. Στη σύνθεση του δενδρώδους ορόφου συμμετέχει σπανιότερα και η ελάτη (*Abies cephalonica*).



Εικόνα 2.3: Το εσωτερικό του δρυοδάσους του Μογγοστού.

Συνταξινομικά το κατατάσσουμε στη συνένωση *Melitto-Quercion* (Barbero and Quezel 1976), στην τάξη *Quercetalia pubescenti-petraeae* (Klika 1933) και στην Κλάση *Quercetea pubescentis* (Oberdorfer 1948), σύμφωνα με τα φυτοκοινωνιολογικά δεδομένα που προέκυψαν από πέντε δειγματοληψίες με τη μέθοδο του Braun Blanquet (1964), γύρω από την πειραματική επιφάνεια, τα συνοπτικά στοιχεία των οποίων παρατίθενται στον Πιν. 2.1.

Πίνακας 2.1. Συνοπτικός κατάλογος και πληθοκάλυψη των φυτικών ειδών στην περιοχή της πειραματικής θέσης. Επτάβαθμη κλίμακα πληθοκάλυψης του Braun Blanquet: 5=75-100%, 4=50-75%, 3=25-50%, 2=5-25%, 1= έως 5%, += πολυάριθμα άτομα χωρίς κάλυψη, r= σπάνια παρουσία.

Είδος	Πληθοκάλυψη
<i>Quercus frainetto</i>	5
<i>Lathyrus laxiflorus</i>	3
<i>Dactylis glomerata</i>	2
<i>Galium laconicum</i>	2
<i>Carex flacca</i>	1
<i>Melittis melissophyllum</i>	1
<i>Clinopodium vulgare</i>	1
<i>Lotus conimbricensis</i>	1
<i>Cyclamen repandum</i>	1
<i>Trifolium ochroleucum</i>	1
<i>Dorycnium hirsutum</i>	1
<i>Poa nemoralis</i>	+
<i>Veronica chamaedrys</i>	+
<i>Silene italica</i>	+
<i>Abies cephalonica</i>	+
<i>Trifolium pratense</i>	+
<i>Limodorum abortivum</i>	+
<i>Arbutus unedo</i>	r
<i>Arbutus andrachne</i>	r
<i>Cedum album</i>	r

Από τα στοιχεία του Πιν. 2.1. η παρουσία των ειδών *Dactylis glomerata* και *Poa nemoralis* αποτελεί ένδειξη για έντονη βόσκηση της περιοχής κατά το παρελθόν, ενώ η παρουσία του είδους *Carex flacca* εκφράζει συνθήκες παγετόπληκτης περιοχής κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Ellenberg 1979).

Το δρυοδάσος βρίσκεται σε μια μεταβατική ζώνη μεταξύ των αειφύλλων πλατυφύλλων και των φυλλοβόλλων ξηρόφυλλων δρυοδασών, που εκφράζεται με τη φτωχή παρουσία των ειδών *Arbutus unedo* και *Arbutus andrachne*. Οι υποβαθμίσεις των δρυοδασών προς τα θερμότερα του, οδηγούν σε μεταπτώσεις μακκίων (Debazac

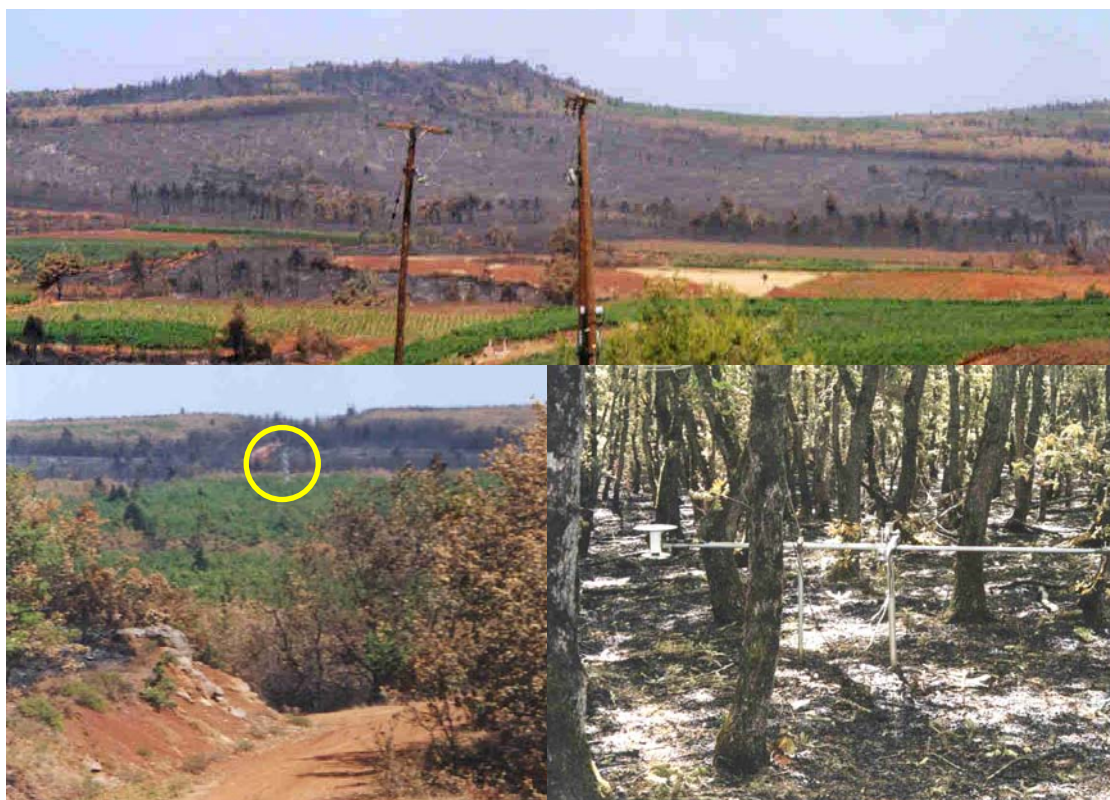


και Μαυρομμάτης 1971), όπως φαίνεται άλλωστε και από την επικράτηση των εν λόγω ειδών σε γειτονικούς σταθμούς στα όρια της συστάδας. Η περιορισμένη παρουσία της *Abies cephalonica* υποδεικνύει τις εξωζωνικές τάσεις του είδους σε χαμηλότερα υψόμετρα, φαινόμενο γνωστό του είδους και από τον υπόλοιπο ελλαδικό χώρο, όπου το επιτρέπουν οι ψυχρότερες και δροσερότερες εδαφικές συνθήκες.

Τα δάση της *Quercus frainetto* ή Βαλκανικής δρυός, όπως χαρακτηριστικά την ονομάζει ο Raus (1980), είναι διασπαρμένα μέσα σε ένα ευρύτατο γεωγραφικό χώρο μεταξύ των χωρών της πρώην Γιουγκοσλαβίας, της Ελλάδας, της νότιας Ιταλίας και της Βουλγαρίας (Petermann 1999). Εάν λάβουμε υπόψη ότι τα δρυοδάση αυτά έχουν διαδραματίσει εξέχοντα ρόλο τόσο στην παροχή καύσιμης ύλης, όσο και τεχνικής ξυλείας αλλά και τροφής για τα ποιμνία, θα πρέπει να θεωρηθεί ότι έχουν υποστεί κατά το παρελθόν ισχυρές επεμβάσεις, με αποτέλεσμα να διαταραχθούν οι αρχικές φυσικές συστάδες (Καρέτσος 2002). Η εξάπλωσή τους βέβαια σε ολόκληρο τον χώρο της Βαλκανικής αποδεικνύει τη μεγάλη τους σπουδαιότητα. Αποτελούν το 40% των Ελληνικών δασών (Debazac και Μαυρομμάτης 1971). Κατά τους ίδιους συγγραφείς τα δρυοδάση της *Quercus frainetto* «δύνανται να προσαρτηθούν σε έναν τύπο οξύφιλων δασών επί σιδηρο-πυριτιο-αργλικών ορφνωθέντων και ελαφρώς διαπηλωθέντων εδαφών» όπως και στην περιοχή έρευνας, αν και συστάδες του είδους αναπτύσσονται και επί ασβεστούχων εδαφών στα νοτιοδυτικά Πιέρια και στις δυτικές κλιτύες του Πηλίου (Raus 1980).

## 2.5. Ανθρωπογενείς παρεμβάσεις

Το δασικό οικοσύστημα από το 1999 έχει δεχτεί δύο σημαντικές ανθρωπογενείς παρεμβάσεις μεγάλης κλίμακας. Η πρώτη αφορά το έτος 2000, οπότε κάηκαν μεγάλες δασικές και γεωργικές εκτάσεις στο Νομό. Την επίδραση της δασικής πυρκαγιάς δέχτηκε και το δάσος του Μογγοστό, καθώς σημαντικό μέρος της έκτασής του κάηκε. Εντούτοις, οι καταστροφές πέριξ του μικρομετεωρολογικού σταθμού ήταν λιγότερο εκτεταμένες (Εικ. 2.4 και 2.5), καθώς η πυρκαγιά είχε έρπουσα μορφή και έκαψε μόνο τη νεκρή βλάστηση, που κάλυπτε το δασικό έδαφος, χωρίς να προκαλέσει σημαντική ζημιά στους ζωντανούς ιστούς (κάμβιο) των κορμών των δένδρων.



*Εικόνα 2.4: Η επίδραση της πυρκαγιάς στο Μογγοστό τον Ιούλιο του 2000. Γενική άποψη (πάνω) με εντοπισμένη τη θέση του μικρομετεωρολογικού σταθμού (κάτω αριστερά) και μέσα στο οικοσύστημα στη θέση λήψης μετρήσεων (κάτω δεξιά).*

Σύμφωνα με στοιχεία της Δασικής Υπηρεσίας του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης και Τροφίμων το περιστατικό εκδηλώθηκε στις 9/7/2000 (ώρα 22:48) και προκάλεσε 259.217 στρ. καμένων εκτάσεων, εκ των οποίων τα 148.436 στρ. καταλαμβάνονταν από δασική βλάστηση και τα 79.927 στρ. από γεωργικές καλλιέργειες. Το αίτιο εκδήλωσης ήταν άγνωστο, ενώ η πυρκαγιά είχε μικτή μορφή (εναλλαγή έρπουσας και επικόρυφης). Τη μέρα της εκδήλωσής της, έπνεαν ισχυροί βόρειοι άνεμοι (4,1-7,0 Bf), η θερμοκρασία ήταν μέτρια (24 °C) και η σχετική υγρασία μάλλον υψηλή (73%). Το περιστατικό ξεκίνησε από δασική έκταση με πλήρως χορτοκαλυμμένο έδαφος και με πυκνή βλάστηση (βαθμού συγκόμωσης μεγαλύτερου από 0,4) σε θέση με υψόμετρο 700 m και μεγάλες εδαφικές κλίσεις (>80%).

Η συγκεκριμένη δασική πυρκαγιά θεωρείται η καταστροφικότερη για το Νομό, καθώς ευθύνεται για το 48% των καμένων εκτάσεων της Κορινθίας ή το 10% της Πελοποννήσου για την 23χρονη περίοδο από 1983 έως το 2005. Θεωρείται μάλιστα, η καταστροφικότερη για το σύνολο της χώρας κατά την ίδια περίοδο (Τσαγκάρη κ.ά. 2010).



*Εικόνα 2.5: Αποτόλωση της επίδρασης της πυρκαγιάς στο Μογγαστό τον Ιούλιο του 2000. Φωτογραφίες σε διαφορετικές κατευθύνσεις από την κορυφή του πύργου του μικρομετεωρολογικού σταθμού.*

Η δεύτερη παρέμβαση έγινε το 2004 και αφορούσε επιλεκτική υλοτομία σε όλη την έκταση του δάσους, στα πλαίσια διαχείρισής του. Πραγματοποιήθηκε υπό

την εποπτεία του Δασαρχείου Κορίνθου και αφαιρέθηκε σημαντικός ξυλώδης όγκος κυρίως καμένου ξύλου, ενώ μικρότερης έκτασης ήταν η αραίωση μέσα στο δάσος και κοντά στη θέση μέτρησης (Εικ. 2.6).



*Εικόνα 2.6 Απομάκρυνση ξυλώδους όγκου (φώτο αριστερά) μετά από υλοτομία το 2004 και συγκέντρωσή του εκατέρωθεν του δασικού δρόμου (φώτο δεξιά).*

## 3. Ο ΜΙΚΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΣΤΑΘΜΟΣ

### Περιεχόμενα

3.1. Εγκατάσταση και λειτουργία	93
3.2. Μικρομετεωρολογικά δεδομένα	96
3.3. Επιστημονικά όργανα και εξοπλισμός	99
3.3.1. Όργανα και εξοπλισμός υπαίθρου	99
3.3.1.1. Μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας (ΤΥΠΟΥ Q-7 NET-RADIOMETER)	99
3.3.1.2. Μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας (ΤΥΠΟΥ NR-LITE NET-RADIOMETER)	101
3.3.1.3. Μετρητής ανακλαστικότητας (ΤΥΠΟΥ CM 7 ALBEDOMETER)	102
3.3.1.4. Μετρητής φωτοσυνθετικά ενεργούς ακτινοβολίας (ΤΥΠΟΥ LI 190SB QUANTUM SENSOR)	103
3.3.1.5. Θερμοϋγρόμετρο (τύπου MP 100H / 400H)	104
3.3.1.6. Ανεμοδείκτης (τύπου W200P)	104
3.3.1.7. Ανεμόμετρο κοπέλων (τύπου A100L2)	105
3.3.1.8. Τριδιάστατο ακουστικό ανεμόμετρο (3D SONIC ANEMOMETER)	105
3.3.1.9. Βροχόμετρο (τύπου Thies Clima)	106
3.3.1.10. Αναλυτής αερίων (τύπου Li-Cor 6262)	107
3.3.1.11. Θερμόμετρο εδάφους (soil thermistor)	107
3.3.1.12. Υγρασιόμετρο εδάφους (τύπου CS 615)	108
3.3.1.13. Ροόμετρο εδάφους (τύπου HFT-3)	109
3.3.1.14. Καταγραφικό δεδομένων - Datalogger (ΤΥΠΟΥ CAMPBELL CR10X ΜΕ ΠΟΛΥΠΛΕΞΙΑ AM416)	109
3.3.1.15. Φωτοβολταϊκό Σύστημα (τύπου NP100G12)	110
3.3.2. Όργανα Εργαστηρίου	111
3.3.2.1. Μετρητής Επιφάνειας (τύπου Li-Cor 3100 C)	111
3.3.2.2. Ζυγός ακριβείας (τύπου Sartorius handy)	111
3.3.2.3. Φούρνος αποξήρανσης (τύπου Memmert)	112
3.3.2.4. Ψηφιοποιητής (τύπου KD 4600)	112
3.4. Μέθοδος Στροβιλώδους ροής	112
3.4.1. Γενικά	112
3.4.2. Γενικές αρχές και φυσική σημασία της μεθόδου	113
3.5. Βιομετρικά δεδομένα	121

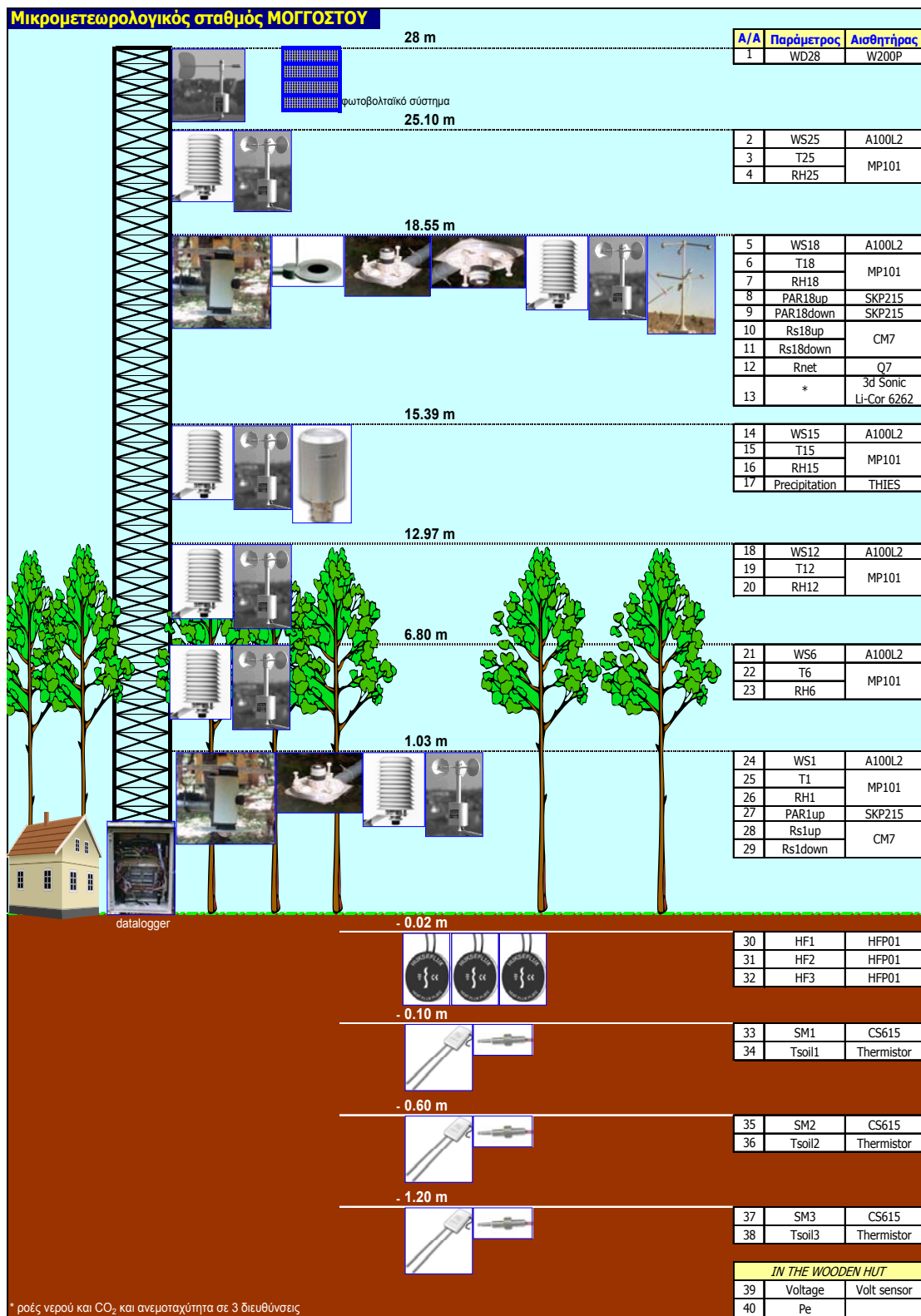
### 3.1. Εγκατάσταση και λειτουργία

Η εγκατάσταση του σταθμού πραγματοποιήθηκε το 1998, ενώ το 1999 βρισκόταν σε λειτουργία μέχρι και το 2006. Οι ληφθείσες χρονοσειρές μετεωρολογικών δεδομένων παρουσιάζουν κενές περιόδους εξαιτίας εξωγενών παραγόντων, όπως δασική πυρκαγιά, κακόβουλες καταστροφές, επιθέσεις ζώων, συντήρηση εξοπλισμού και βαθμονόμηση οργάνων, που παρεμπόδισαν περιστασιακά τη λειτουργία του σταθμού.

Ο σταθμός είναι εξοπλισμένος με αισθητήρες για την καταγραφή ατμοσφαιρικών παραμέτρων σε 6 στάθμες με τη βοήθεια συμπαγούς μεταλλικού ιστού ύψους 27 m (Εικ. 3.1) για την εγκατάσταση των αισθητήρων, καθώς και εδαφικών παραμέτρων σε 4 βάθη (Σχ. 3.1).



*Εικόνα 3.1: Ιστός και αισθητήρες του μικρομετεωρολογικού σταθμού Μογγοστόύ.*



Σχήμα 3.1: Σκαρίφημα του μικρομετεωρολογικού σταθμού με τους τύπους των αισθητήρων που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε υψομετρική βαθμίδα, στο ατμοσφαιρικό και εδαφικό περιβάλλον του δάσους Μογγοστόου.

Το σύνολο των αισθητήρων συνδέονται με αυτόματο καταγραφικό σύστημα (CR10X, Cambell Scientific Ltd), μέσω του οποίου υπήρχε δυνατότητα καθορισμού της συχνότητας λήψης και καταγραφής μετρήσεων (βλ. παράρτημα). Βοηθητικός εξοπλισμός, όπως μεταφερόμενος Η/Υ, μπαταρίες, συσκευές εξισορρόπησης ηλεκτρικής τάσης κ.ά. στεγάζονταν σε ξύλινη καλύβα μέσα στο δάσος και σε μικρή απόσταση από το σταθμό. Το σύστημα απαιτεί τάσεις ηλεκτρικού ρεύματος 12 και 24 V και τροφοδοτείται από φωτοβολταϊκά panels και συστοιχία 6 μπαταριών 24 V, που εξασφαλίζουν την ενεργειακή αυτονομία του σταθμού και τη συνεχή λειτουργία του και κατά τη νύχτα ή κατά τη διάρκεια νεφοσκεπών περιόδων.

Οι τύποι, τα τεχνικά χαρακτηριστικά και η ακρίβεια μέτρησης των αισθητήρων που χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται με λεπτομέρεια πιο κάτω.

## **3.2. Μικρομετεωρολογικά δεδομένα**

Το σύνολο των μετρούμενων μικρομετεωρολογικών παραμέτρων, οι μονάδες μέτρησης, οι θέσεις των αισθητήρων, η συχνότητα και το πλήθος των μετρήσεων, καθώς και η κατ' έτος πληρότητα ελεγμένης μετεωρολογικής και υδρολογικής πληροφορίας παρουσιάζονται στους Πίν. 3.1. και 3.2.

Στο Μογγοστό χρησιμοποιήθηκαν σύγχρονα μετεωρολογικά όργανα υψηλής ακρίβειας και η σύνδεση, η τοποθέτηση και η βαθμονόμησή τους, έγιναν σύμφωνα με τις προδιαγραφές των κατασκευαστών, ώστε να εξασφαλιστεί η ποιότητα των δεδομένων. Για τον ίδιο λόγο, πραγματοποιείτο έλεγχος του εξοπλισμού ανά δεκαπενθήμερο με επιτόπιες επισκέψεις. Τα κατεστραμμένα όργανα είτε αντικαθίσταντο από καινούργια ή επιδιορθώνονταν, ενώ οι μέχρι τότε μετρήσεις ελέγχονταν και, αν δεν αξιολογούνταν ως αξιόπιστες, εξαιρούνταν από τη βάση δεδομένων.

Τα δεδομένα κάθε δεκαπενθήμερου μεταφέρονταν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του ΓΠΑ, καταρχήν προς έλεγχο της αξιοπιστίας τους. Αρχικά, εξαιρούνταν οι εκτός φυσιολογικών ορίων καταγραφές, ενώ, όπου εντοπιζόνταν μη αναμενόμενες τιμές, ελεγχόταν ο αντίστοιχος αισθητήρας για τη σωστή λειτουργία του. Αν εντοπιζόταν πρόβλημα, όπως καταστροφή τμημάτων του αισθητήρα, κακή



σύνδεση ή εκτροπή από την οριζόντια θέση του, γίνονταν οι απαραίτητες παρεμβάσεις εξαιρέσεων δεδομένων ή αντικατάστασης αισθητήρων.

Πίνακας 3.1: Συμβολισμός, θέσεις και μονάδες μέτρησης παραμέτρων, καθώς και ο συνολικός αριθμός πρωτογενών μετρήσεων (μετά την εξαίρεση των σφαλμάτων,) για όλη την περίοδο λειτουργίας του σταθμού από το 1999 έως το 2006.

α/α	Σύμβολο	Περιγραφή	Ύψος μέτρησης (από την εδαφική επιφάνεια)	Μονάδες μέτρησης	Συνολικός αριθμός μετρήσεων
1	T25	Θερμοκρασία αέρα	25.10 m	°C	80450
2	T18		18.55 m		82371
3	T15		15.39 m		82329
4	T12		12.97 m		82370
5	T6		6.80 m		82370
6	T1		1.03 m		64032
7	RH25	Σχετική υγρασία	25.10 m	%	80449
8	RH18		18.55 m		82369
9	RH15		15.39 m		82372
10	RH12		12.97 m		82369
11	RH6		6.80 m		82368
12	RH1		1.03 m		64526
13	Rain	Υετός	18.55 m	mm	55579
14	WD	Διεύθυνση ανέμου	28.00 m	°	80445
15	WS25	Ανεμοταχύτητα	25.10 m	m s <sup>-1</sup>	56691
16	WS18		18.55 m		82146
17	WS15		15.39 m		53875
18	WS12		12.97 m		75256
19	WS6		6.80 m		81006
20	WS1		1.03 m		47123
21	PARup18	Ροή φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας [προσπίπτουσας (up) και ανακλώμενης (do)]	18.55 m	μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	72514
22	PARdo18		1.03 m		63608
23	PARup1		1.03 m		81444
24	Rn	Ισοζύγιο ακτινοβολίας	18.55 m	W m <sup>-2</sup>	67013
25	Rsup18	Ροή μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας [προσπίπτουσας (up) και ανακλώμενης (do)]	18.55 m	W m <sup>-2</sup>	82361
23	Rsd018		18.55 m		82363
27	Rsup1		1.03 m		77294
28	Rsd01		1.03 m		77296
29	SM5	Εδαφική υγρασία	- 0.10 m	%	82222
30	SM25		- 0.60 m		67994
31	SM75		- 1.20 m		82221
32	SHF2(1)	Ροή θερμότητας στο έδαφος	- 0.02 m	W m <sup>-2</sup>	82224
33	SHF2(2)				81886
34	SHF2(3)				82224
35	Tsoil25	Θερμοκρασία εδάφους	- 0.10 m	°C	79117
36	Tsoil50		- 0.60 m		78237
37	Tsoil75		- 1.20 m		48268
38	P	Ατμοσφαιρική πίεση	18.55 m	mbar	43568
39	x	Ανεμοταχύτητες στους άξονες x, y και z	18.55 m	m s <sup>-1</sup>	14959
40	y				14959
41	z				14959
42	C	Συγκέντρωση CO <sub>2</sub>	18.55 m	μmol mol <sup>-1</sup>	14959
43	H	Συγκέντρωση υδρατμών	18.55 m	mmol mol <sup>-1</sup>	14959

Πίνακας 3.2: Παράμετροι, συχνότητα λήψης μετρήσεων και ποσοστά πληρότητας ανά έτος, για όλη την περίοδο λειτουργίας του μικρομετεωρολογικού σταθμού.

ΕΤΟΣ	1999	2000	2001	2002	2004	2005	2006	
Συχνότητα λήψης μετρήσεων	15 min	15 min 30 min	30 min	30 min	30 min	30 min	30 min 1 h	
Ποσοστά (%) ετήσιας χρονικής πληρότητας μετεωρολογικών δεδομένων								
α/α	Παράμετρος	ΕΤΟΣ						
		1999	2000	2001	2002	2004	2005	2006
1	T25	84	50	13	7	71	55	83
2	T18	84	50	13	7	71	66	83
3	T15	84	50	13	7	71	66	82
4	T12	84	50	13	7	71	66	83
5	T6	84	50	13	7	71	66	83
6	T1	84	50	13	7	63	25	-
7	RH25	84	50	13	7	71	55	83
8	RH18	84	50	13	7	71	66	83
9	RH15	84	50	13	7	71	66	83
10	RH12	84	50	13	7	71	66	83
11	RH6	84	50	13	7	71	66	83
12	RH1	84	50	13	7	63	25	4
13	Rain	84	47	13	7	46	-	-
14	WD	84	50	13	7	71	55	83
15	WS25	83	-	-	-	46	55	83
16	WS18	83	50	13	7	71	66	83
17	WS15	84	50	13	7	31	-	-
18	WS12	76	43	13	-	71	61	83
19	WS6	83	50	13	-	71	66	83
20	WS1	83	50	13	-	-	-	-
21	PARup18	84	50	13	7	71	66	-
22	PARdo18	84	37	13	-	50	66	-
23	PARup1	84	50	13	7	63	68	83
24	Rn	84	50	13	-	46	66	-
25	Rsup18	84	50	13	7	71	66	83
26	Rsd18	84	50	13	7	71	66	83
27	Rsup1	84	50	13	7	71	59	51
28	Rsd1	84	50	13	7	71	59	51
29	SM5	84	50	13	7	63	73	83
30	SM25	84	50	13	7	63	48	-
31	SM75	84	50	13	7	63	73	83
32	SHF2(1)	84	50	13	7	64	73	83
33	SHF2(2)	84	50	13	7	64	73	80
34	SHF2(3)	84	50	13	7	64	73	83
35	Tsoil25	79	50	13	7	56	72	83
36	Tsoil50	84	50	13	7	41	73	83
37	Tsoil75	46	47	13	3	40	43	-
38	P	76	45	8	7	-	-	-
39	x	35	9	-	-	-	-	-
40	y	35	9	-	-	-	-	-
41	z	35	9	-	-	-	-	-
42	C	35	9	-	-	-	-	-
43	H	35	9	-	-	-	-	-

Με τον τρόπο αυτό, συλλέχθηκαν συνολικά 2.887.145 τιμές δεκαπεντάλεπτων, ημίων, ή ωριαίων μετρήσεων. Κατά την εξαγωγή των ωριαίων και ημερήσιων τιμών, εφόσον δεν υπήρχε 100% πληρότητα πρωτογενών μετρήσεων δεν εξαγονταν αποτελέσματα, ενώ οι μηνιαίες τιμές προέκυπταν μόνο εφόσον υπήρχε πληρότητα τουλάχιστον 25 ημερών ανά μήνα.

Με βάση την παραπάνω μεθοδολογία εξαιρέθηκε σημαντικός αριθμός μετρήσεων, όμως θωρακίστηκε, κατά το δυνατό, η εξαγωγή ασφαλών αποτελεσμάτων και συμπερασμάτων. Η εξαίρεση δεδομένων δεν δημιούργησε σημαντικό ποσοτικό πρόβλημα στην παρούσα έρευνα, εξαιτίας της σχετικά μεγάλης περιόδου λήψης μετρήσεων (1999-2006).

### **3.3. Επιστημονικά όργανα και εξοπλισμός**

#### **3.3.1. Όργανα και εξοπλισμός υπαίθρου**

##### **3.3.1.1. Μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας**

###### **(τύπου Q-7 Net-Radiometer)**



Ο μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας (Q-7) είναι ένας εξαιρετικά ευαίσθητος αισθητήρας για τη μέτρηση του ισοζυγίου («καθαρής») ακτινοβολίας,  $R_n$ . Συγκεκριμένα, μετρά το αλγεβρικό άθροισμα της εισερχόμενης προς και εξερχόμενης από την φυσική επιφάνεια ακτινοβολίας (μικρού και μεγάλου μήκους κύματος). Η προσπίπτουσα ακτινοβολία στην άνω επιφάνεια του οργάνου αποτελείται από την άμεσα προσπίπτουσα και

διαχεόμενη ηλιακή ακτινοβολία καθώς και από την μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία που εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα. Η προσπίπτουσα ακτινοβολία στην κάτω επιφάνεια του οργάνου, αποτελείται από την ανακλώμενη (από τη φυσική επιφάνεια) ηλιακή ακτινοβολία καθώς και από την μεγάλου μήκους κύματος γήινη ακτινοβολία. Η αρχή λειτουργίας του οργάνου βασίζεται στο θερμοηλεκτρικό φαινόμενο. Η προσπίπτουσα ακτινοβολία, απορροφάται από την ενεργή επιφάνεια κάθε θερμοζεύγους του αισθητήρα προκαλώντας αύξηση της θερμοκρασίας του, ενώ η μη ενεργή παραμένει "ψυχρή". Αποτέλεσμα αυτής της θερμοκρασιακής διαφοράς είναι η δημιουργία διαφοράς ηλεκτρικής τάσης η οποία, τελικά, οδηγεί σε παραγωγή ηλεκτρικού σήματος ανάλογου της έντασης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας.

Το όργανο διαθέτει ηλεκτρική αντίσταση  $4\Omega$ , ενώ οι μετρήσεις γίνονται στην φασματική περιοχή 0,25-60  $\mu\text{m}$ .

Ο αισθητήρας βρίσκεται μέσα σε ένα πλαστικό ενισχυμένο με γυαλί φακό, ενώ για την διευκόλυνση της προσαρμογής του στην κατάλληλη θέση, το όργανο διαθέτει ειδικό βραχίονα. Τόσο η επιφάνεια του αισθητήρα όσο και οι επιφάνειες που τον περιβάλλουν είναι χρωματισμένες μαύρες ώστε να μειωθούν στο ελάχιστο οι ανακλάσεις. Το όλο σύστημα προστατεύεται από τις υπερβολικά χαμηλές θερμοκρασίες με ημισφαιρικά καλύμματα ανέμου από πολυαιθυλένιο πάχους 0.25 mm, τα οποία επιτρέπουν τη διόδο τόσο της μικρού όσο και της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας. Η υγρασία των υδρατμών στο εσωτερικό των θόλων ιδιαίτερα κατά τη νύχτα, αποφεύγεται με τη χρήση silica gel που απορροφά και δεσμεύει την υγρασία του αέρα. Εξαιτίας του υλικού κατασκευής τους, οι θόλοι θα πρέπει να αντικαθίστανται συχνά (περίπου κάθε 3 - 6 μήνες) καθώς και να διατηρούνται καθαροί.

Για την βαθμονόμηση του οργάνου και την αποκωδικοποίηση των μιλιβολταϊκών σημάτων χρησιμοποιήθηκαν οι συντελεστές που προτείνονται από τον κατασκευαστή:  $9.6 \text{ W m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$  για θετικές ροές και  $11.9 \text{ W m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$  για αρνητικές τιμές. Διορθώσεις των τιμών απαιτούνται επίσης εξαιτίας της επίδρασης του ανέμου. Γενικά σε ανεμοταχύτητες ( $u$ ) μεγαλύτερες από  $7 \text{ m s}^{-1}$  το σφάλμα στις μετρήσεις κυμαίνεται μέχρι 6% μείωση για τις θετικές ροές και μέχρι 1% μείωση για τις αρνητικές τιμές. Για το λόγο αυτό ο κατασκευαστής προτείνει τη χρήση διορθωτικών συντελεστών:

$1 + \frac{0.066 \cdot 0.2 \cdot u}{0.066 + (0.2 \cdot u)}$  για θετικές ροές και  $0.00174 \cdot u + 0.99755$  για αρνητικές ροές.

Για τη σωστή λειτουργία του οργάνου απαιτείται οριζοντίωση (5° απόκλιση από την οριζόντια θέση οδηγεί σε σφάλμα 6%, που είναι δυνατό να αυξάνει σε μικρές ηλιακές ανυψώσεις, π.χ. κατά την ανατολή και τη δύση του ήλιου, ή κατά τις νεφοσκεπείς μέρες) γι' αυτό φέρει ενσωματωμένη φουσαλίδα (στάθμη) για τη σωστή ρύθμιση της θέσης του.

Το μέγεθος του οργάνου είναι 57 x 72 x 177 mm, ενώ ο βραχίονας υποστήριξης έχει 20 mm διάμετρο και 750 mm μήκος. Για καλύτερη ποιότητα δεδομένων συνιστάται η σύνδεση του οργάνου σε διαφορετικό κανάλι του αυτόματου καταγραφικού (datalogger).

### 3.3.1.2. Μετρητής ισοζυγίου ακτινοβολίας (τύπου NR-Lite Net-Radiometer)

Όργανο μέτρησης της καθαρής ακτινοβολίας της Kipp & Zonen, κατασκευασμένο σύμφωνα με τα πρότυπα ποιότητας της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Αποτελείται από δύο μαύρες κωνικές επιφάνειες, μια σε κάθε πλευρά του οργάνου, που απορροφούν την προσπίπτουσα ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ( $\lambda$ ), από 0.2 έως 100  $\mu\text{m}$ . Οι μαύρες επιφάνειες καλύπτονται από Teflon και έτσι δεν είναι απαραίτητη η προσθήκη προστατευτικών πλαστικών θόλων. Με αυτόν τον τρόπο αυξάνεται η ανθεκτικότητα του οργάνου στις καιρικές συνθήκες ενώ δεν απαιτείται συχνή συντήρησή του με αλλαγή θόλων.

Έχει βάρος 635 g με διαστάσεις: 8 cm διάμετρος αισθητήρα και 1.6 cm διάμετρος και 80 cm μήκος βραχίονα.

Η αρχή λειτουργίας του αισθητήρα βασίζεται στο θερμοηλεκτρικό φαινόμενο. Το παραγόμενο μιλιβολταϊκό σήμα έχει μέγιστο εύρος  $\pm 25 \text{ mV}$  και το όργανο μπορεί να καταγράφει ροές ακτινοβολίας έως  $2000 \text{ W m}^{-2}$ . Κατά την αποκωδικοποίηση του ηλεκτρικού σήματος εφαρμόζεται ο συντελεστής βαθμονόμησης που παρέχεται από τον κατασκευαστή και είναι χαρακτηριστικός του οργάνου. Εναλλακτικά εφαρμόζεται ο συντελεστής  $63.23 \text{ W m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$ .

Το θερμοκρασιακό εύρος καλής λειτουργίας του οργάνου είναι - 30 έως + 70 °C, με θερμοκρασιακή εξάρτηση στην ακρίβεια 0.12% για κάθε 1 °C. Το σφάλμα δεν υπερβαίνει το  $\pm 5\%$ , όμως απαιτείται καλή οριζοντίωση του οργάνου που επιτυγχάνεται με τη βοήθεια ενσωματωμένης φουσαλίδας. Η μη σωστή τοποθέτηση μπορεί να οδηγήσει σε αποκλίσεις μέχρι και  $30 \text{ W m}^{-2}$ . Επίδραση στην ακρίβεια του οργάνου έχουν και ανεμοταχύτητες μεγαλύτερες από  $u = 5 \text{ m s}^{-1}$ . Σε αυτή την περίπτωση εφαρμόζεται διορθωτικός συντελεστής:  $1 + 0.021286 \cdot (u - 5)$ . Για ακόμη καλύτερη ακρίβεια συνιστάται η σύνδεση του οργάνου σε διαφορικό κανάλι του datalogger, αν και είναι δυνατή η σύνδεση του και σε αναλογικό.

### 3.3.1.3. Μετρητής ανακλαστικότητας (τύπου CM 7 Albedometer)



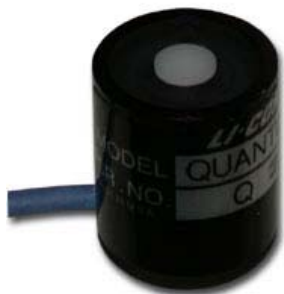
Το CM 7 albedometer είναι ένα όργανο υψηλής ακρίβειας (ISO secondary standard) για τη μέτρηση της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , σε  $\lambda = 305\text{-}2800 \text{ nm}$ . Ανάλογα με την σύνδεση των αισθητήρων είναι δυνατή η μέτρηση της ανακλαστικότητας (albedo) της επιφάνειας, ή των επιμέρους ροών ακτινοβολίας (προσπίπτουσας στην επιφάνεια και ανακλώμενης από αυτή). Οι θόλοι που βρίσκονται στην κάτω και την πάνω επιφάνεια του οργάνου είναι συμμετρικοί και είναι κατασκευασμένοι από ειδικό γυαλί (K5), ενώ στο εσωτερικό του οργάνου υπάρχει κατάλληλο υλικό για την συγκράτηση της υγρασίας. Το λευκό χρώμα του οργάνου χρησιμοποιείται για να προστατεύσει το όργανο από υπερθέρμανση και φέρει ενσωματωμένη φουσαλίδα για την καλή οριζόντια τοποθέτησή του.

Η αρχή λειτουργίας του αισθητήρα βασίζεται στο θερμοηλεκτρικό φαινόμενο, που οδηγεί στην εκπομπή μιλιβολταϊκού σήματος με ένταση ανάλογη της ποσότητας της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Η ευαισθησία του οργάνου είναι  $4\text{-}6 \mu\text{V} / (\text{W m}^{-2})$  και μπορεί να καταγράψει ροές ενέργειας μέχρι  $4000 \text{ W m}^{-2}$ . Ανεκτό εύρος θερμοκρασιών είναι από - 40 έως + 80°C (για θερμοκρασίες - 10 °C έως + 40 °C το σφάλμα δεν υπερβαίνει το  $\pm 1\%$ ).

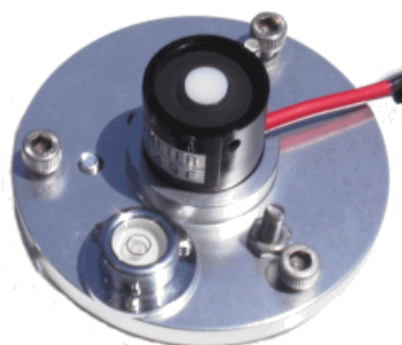
Το σφάλμα στις μετρήσεις εξαρτάται από την γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων και είναι μικρότερο από  $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$  για κάθε  $1000 \text{ W m}^{-2}$  πυκνότητα ροής προσπίπτουσας ακτινοβολίας στην περίπτωση καλής οριζοντίωσης.

### 3.3.1.4. Μετρητής φωτοσυνθετικά ενεργούς ακτινοβολίας (τύπου Li 190SB Quantum Sensor)

Το όργανο της LI-COR μετρά τον αριθμό των φωτονίων (quanta φωτός) που



προσπίπτουν στον αισθητήρα σε μήκη κύματος μεταξύ 400 και 700 nm. Στη συγκεκριμένη περιοχή του φάσματος, τα φωτόνια μεταφέρουν ενέργεια που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για φωτοσύνθεση. Φωτόνια με  $\lambda < 400\text{nm}$  γενικά δεν χρησιμοποιούνται για φωτοσύνθεση, ενώ τα αντίστοιχα με  $\lambda > 700\text{ nm}$  μεταφέρουν λίγη ενέργεια για τη συγκεκριμένη διεργασία.



Το όργανο μετρά τιμές πυκνότητας ροής ακτινοβολίας στα προαναφερθέντα μήκη κύματος από οποιαδήποτε πηγή και αν προέρχονται (ήλιος, λάμπες αλογόνου, κ.λπ.) και οι μετρήσεις καταγράφονται σε  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ή  $\mu\text{Einstein m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

Η αρχή λειτουργίας του βασίζεται στο θερμοηλεκτρικό φαινόμενο, το οποίο οδηγεί στην παραγωγή μιλιβολταϊκού σήματος, εύρους από 0 έως 24 mV, αντίστοιχης έντασης με την προσπίπτουσα πυκνότητα ροής ακτινοβολίας (1 mV αντιστοιχεί σε  $100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ή 5  $\mu\text{A}$  για κάθε  $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Ο χρόνος απόκρισης του αισθητήρα είναι 10  $\mu\text{s}$ .

Η κεφαλή είναι πλήρως σφραγισμένη και γι' αυτό το όργανο μπορεί να εκτίθεται σε οποιοδήποτε καιρικές συνθήκες. Παρόλα αυτά, για την λήψη αξιόπιστων μετρήσεων το θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας πρέπει να είναι μεταξύ  $- 40\text{ }^\circ\text{C}$  και  $+ 65\text{ }^\circ\text{C}$ , ανεξάρτητα από την τιμή της σχετικής υγρασίας (0-100%). Η θερμοκρασιακή εξάρτηση του σφάλματος είναι περίπου 0,15% για κάθε  $1\text{ }^\circ\text{C}$ . Κατά τη διάρκεια της νύχτας είναι δυνατό να καταγράφονται αρνητικές τιμές ροών που θα πρέπει να αντικαθίστανται με μηδενικές.

Η βαθμονόμηση του οργάνου γίνεται με ειδικές λάμπες αλογόνου με αποτέλεσμα το απόλυτο σφάλμα να είναι πάντα μικρότερο από 5%, ενώ συνήθως δίνει προσέγγιση καλύτερη από 3%. Ο αισθητήρας έχει υψηλή σταθερότητα, δίνοντας μεταβολές μικρότερες από  $\pm 2\%$  για κάθε χρόνο λειτουργίας. Έτσι, απαιτείται επαναβαθμονόμηση κάθε 2 χρόνια, ενώ καθαρισμός του αισθητήρα

πρέπει να γίνεται κάθε 1-3 μήνες, ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες. Για μείωση του σφάλματος συνιστάται η σύνδεση του οργάνου σε διαφορετικό κανάλι του datalogger.

Ο αισθητήρας έχει μικρό μέγεθος (2.38 x 2.54 cm) και βάρος (28 g) και διατίθεται σε βάση αλουμινίου.

### 3.3.1.5. Θερμοϋγρόμετρο (τύπου MP 100H / 400H)



Για τη μέτρηση της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας χρησιμοποιήθηκε ο μετρητής MP 100H/400H με διπλό αισθητήρα τύπου 50Y. Ο αισθητήρας αυτός μπορεί να μετρά ταυτόχρονα τη θερμοκρασία και τη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας και βρίσκεται μέσα σε φυσικά αεριζόμενο περίβλημα, που τον προστατεύει από τις βροχοπτώσεις και την ακτινοβολία. Ο μετρητής αποτελεί ένα όργανο υψηλής ακρίβειας και αντοχής (ενδείκνυται η υπαίθρια χρήση του). Μπορεί να καταγράψει θερμοκρασίες από - 40 έως + 60 °C και τιμές σχετικής υγρασίας από 0 έως 100%.

Η μέτρηση της σχετικής υγρασίας στηρίζεται στην εκπομπή μιλιβολταϊκού σήματος από έναν πυκνωτή πολυμερούς λεπτού φιλμ. Ένα πολύ λεπτό διηλεκτρικό πολυμερές στρώμα απορροφά τα μόρια του νερού μέσω μεταλλικού ηλεκτροδίου, μεταβάλλοντας τη χωρητικότητα του πυκνωτή ανάλογα με την τιμή της σχετικής υγρασίας. Η ακρίβεια του οργάνου είναι  $\pm 1.5\%$  για την σχετική υγρασία και  $\pm 0.2\%$  για την θερμοκρασία στους 23 °C, ενώ το σφάλμα που εισέρχεται από την επίδραση της θερμοκρασίας είναι + 0.15% για τις αρνητικές τιμές και + 1% για τις θετικές τιμές.

### 3.3.1.6. Ανεμοδείκτης (τύπου W200P)



Όργανο της Vector Instruments για τη μέτρηση της διεύθυνσης του ανέμου από 0° έως 360°. Εξαιρετικά ανθεκτικός αισθητήρας με μεγάλη διάρκεια ζωής (10 χρόνια ή  $5 \cdot 10^7$  πλήρεις στροφές). Τα μέρη του είναι κατασκευασμένα από ανθεκτικό πλαστικό, αλουμίνιο και ατσάλι.

Δίνει μετρήσεις σε ανεμοταχύτητες μεγαλύτερες από  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  και απαιτεί συντήρηση κάθε 4-5 χρόνια. Η ακρίβειά του είναι  $\pm 3\%$  σε σταθερούς ανέμους πάνω από



5 m s<sup>-1</sup>, αλλά μπορεί να φτάσει το ± 2% με κατάλληλη βαθμονόμηση. Η μέγιστη ανεκτή ανεμοταχύτητα είναι πάνω από 75 m s<sup>-1</sup> και το θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας είναι μεταξύ - 30 και + 70 °C.

Κατά την τοποθέτησή του πρέπει να γίνεται σωστή οριζοντίωση και προσανατολισμός ώστε 0° να αντιστοιχούν στον Βορρά.

### 3.3.1.7. Ανεμόμετρο κυπέλων (τύπου A100L2)



Ο τύπος του χρησιμοποιούμενου αισθητήρα για τη μέτρηση της ανεμοταχύτητας είναι A100L2 της Vector Instruments. Είναι ανεμόμετρο κυπέλων υψηλής ακρίβειας και ανθεκτικότητας κατασκευασμένος από ανθεκτικό πλαστικό, ατσάλι και αλουμίνιο. Κατατάσσεται στα όργανα Α' τάξεως (IEC61400-12-1).

Συνδέεται σε αναλογικό κανάλι του datalogger και καταναλώνει μικρή ποσότητα ενέργειας. Λειτουργεί σε ανεμοταχύτητες μεγαλύτερες από 0.15 m s<sup>-1</sup>, ενώ μπορεί να καταγράφει και τιμές μεγαλύτερες από 75 m s<sup>-1</sup>.

Το θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας του οργάνου κυμαίνεται μεταξύ - 30 και + 70 °C. Η ακρίβειά του είναι 1% για ταχύτητες μεταξύ 20 και 110 kts και 2% για ταχύτητες μικρότερες από 20 ή μεγαλύτερες από 110 kts.

### 3.3.1.8. Τρισδιάστατο ακουστικό ανεμόμετρο (3D Sonic Anemometer)



Δίνει μετρήσεις ανεμοταχύτητας σε τρεις διαστάσεις μετρώντας τις τρεις συνιστώσες του ανέμου σε ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων. Το παραγόμενο σήμα αντιστοιχεί στον χρόνο κίνησης ηχητικών σημάτων μεταξύ ενός πομπού και ενός δέκτη, που απέχουν μεταξύ τους από 10 έως 20 cm. Μπορεί να παίρνει μετρήσεις ακριβείας με μικρό χρονικό βήμα, γεγονός που το καθιστά ιδιαίτερα χρήσιμο για τη μελέτη στροβιλωδών ροών.

Η αρχή λειτουργίας του οργάνου βασίζεται στην αύξηση ή μείωση της ταχύτητας κίνησης ενός ηχητικού σήματος ανάλογα με την

επίδραση του ανέμου. Παλμοί υπερήχων αποστέλλονται στις τρεις διαστάσεις μέσω τριών ζευγών ηχητικών αισθητήρων εκπομπής και ανίχνευσης και μετρούνται οι ταχύτητες μετάδοσης των ηχητικών κυμάτων.

Η ταχύτητα κίνησης του κύματος εξαρτάται επίσης από την θερμοκρασία και την υγρασία του αέρα και για τον λόγο αυτό το όργανο καταγράφει και την εικονική θερμοκρασία στο σημείο μέτρησης, η οποία εξαρτάται από τις τιμές θερμοκρασίας και υγρασίας, και ισοδυναμεί με την ηχητική θερμοκρασία ( $T_v = c^2/403$ , όπου  $c$  η ταχύτητα του ήχου). Σε σχέση με τα ανεμόμετρα κυπέλλων, το τρισδιάστατο ανεμόμετρο έχει άμεση απόκριση, ακόμα και σε χαμηλές μεταβολές της ανεμοταχύτητας, θεωρούμενο έτσι ακριβέστερο.

Το όργανο (που πρωτοκατασκευάστηκε τη δεκαετία του 1970) δε διαθέτει κινούμενα εξαρτήματα, όπως τα ανεμόμετρα κυπέλλων, και έτσι δεν επηρεάζεται από την αλατότητα του αέρα ή τη σκόνη της ατμόσφαιρας. Βασικό κατασκευαστικό του μειονέκτημα είναι η επίδραση του στις ροές του ανέμου καθώς και η χαμηλή ακρίβεια των μετρήσεων όταν επικρατούν βροχοπτώσεις, καθώς οι σταγόνες αλλοιώνουν την ταχύτητα του ηχητικού σήματος.

Οι μετρούμενες οριζόντιες συνιστώσες ανέμου  $u$  και  $v$  αφορούν αντίστοιχα τις διευθύνσεις βορρά-νότου, ανατολής δύσης. Οι θετικές τιμές τους είναι προς βορρά για την  $u$ , προς δύση για τη  $v$  και προς τα πάνω για την  $w$ . Από τα παραπάνω, λοιπόν, γίνεται αντιληπτό ότι, για τη σωστή λειτουργία του οργάνου απαιτείται σωστός προσανατολισμός και οριζοντίωσή του.

### 3.3.1.9. Βροχόμετρο (τύπου Thies Clima)



Όργανο για τη μέτρηση του νετού κατασκευασμένο από την Thies Clima, σύμφωνα με τα πρότυπα του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO). Αποτελείται από κύλινδρο διατομής 200 cm<sup>2</sup>, που αποτελεί και την επιφάνεια συλλογής των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων.

Το νερό αφού εισέλθει στον κύλινδρο οδηγείται σε καδίσκο που αδειάζει αυτόματα όταν συγκεντρωθούν 2 cm<sup>3</sup> νερού, δηλαδή ποσότητα που αναλογεί σε 0,1 mm νετού. Σε κάθε άδειασμα του καδίσκου αποστέλλεται παλμικό σήμα, που καταγράφεται στο αυτόματο καταγραφικό σύστημα. Ο μέγιστος ρυθμός καταγραφής είναι 7 mm min<sup>-1</sup> και ο αισθητήρας λειτουργεί κανονικά σε θερμοκρασίες από - 35 έως + 60 °C.

Ο κεντρικός κύλινδρος προστατεύεται από κάλυμμα για αύξηση της ανθεκτικότητας του οργάνου, ενώ το σύστημα φέρει ενσωματωμένη ηλεκτρική αντίσταση, που ενεργοποιείται σε χαμηλές θερμοκρασίες προκειμένου να προκληθεί τήξη του χιονιού ή του χαλαζιού για έγκαιρη καταγραφή. Το βάρος του οργάνου είναι 3.3 kg.

### 3.3.1.10. Αναλυτής αερίων (τύπου Li-Cor 6262)

Είναι αναλυτής αερίων υπέρυθρης ακτινοβολίας της LI-COR και χρησιμοποιήθηκε για τη μέτρηση των συγκεντρώσεων  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$  (υδρατμών).



Βασίζεται στην αρχή της επιλεκτικής απορρόφησης υπέρυθρης ακτινοβολίας σε συγκεκριμένα μήκη

κύματος από τα μόρια  $\text{CO}_2$  και υδρατμών. Έτσι, με την μέτρηση της αρχικά εκπεμπόμενης υπέρυθρης ακτινοβολίας και, στη συνέχεια, επαναμέτρησή της μετά τη διέλευσή της από δείγμα αέρα, είναι δυνατός ο προσδιορισμός των πυκνοτήτων και των συγκεντρώσεων  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$  στο δείγμα.

Δείγματα αέρα απορροφούνται σε τακτά χρονικά διαστήματα και οδηγούνται στον αναλυτή, όπου και αναλύονται παράλληλα με δείγμα γνωστής συγκέντρωσης σε  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$ . Ικανοποιητική θεωρείται ροή αέρα  $10 \text{ lt min}^{-1}$ .

Για τη σωστή λειτουργία του οργάνου, απαιτείται συχνή βαθμονόμηση, με τη χρήση αερίων συγκεκριμένων συγκεντρώσεων, καθώς και συχνή αλλαγή φίλτρων. Το αέριο αναφοράς που χρησιμοποιείται κατά τη βαθμονόμηση είναι ξηρό αέριο  $\text{N}_2$ , που δίνει μηδενικές συγκεντρώσεις  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$ .

### 3.3.1.11. Θερμόμετρο εδάφους (soil thermistor)

Αισθητήρας τύπου Thermistor που κατασκευάστηκε στο Εργαστήριο



Γεωργικής Υδραυλικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. Χρησιμοποιήθηκε κατόπιν βαθμονόμησης για την μέτρηση της εδαφικής θερμοκρασίας. Οι αισθητήρες

Thermistor είναι εξαιρετικά ευαίσθητοι στην μεταβολή της θερμοκρασίας. Κατασκευάζονται από οξειδία μετάλλων (μαγνησίου, κοβαλτίου, χαλκού και νικελίου) και έχουν εύρος λειτουργίας μεταξύ  $-200$  και  $+1000$  °C.

Εκτός από την υψηλή τους ακρίβεια χαρακτηρίζονται από υψηλή θερμική, μηχανική και ηλεκτρική σταθερότητα. Ιδιαίτερη σημασία θα πρέπει να δίνεται κατά την τοποθέτησή τους, ώστε να βρίσκονται σε πλήρη και συνεχή επαφή με το έδαφος.

### 3.3.1.12 Υγρασιόμετρο εδάφους (τύπου CS 615)



Αισθητήρας της Campbell Scientific Ltd για τη μέτρηση της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας. Αποτελείται από δύο ανοξειδωτες ατσάλινες ράβδους μήκους 30 cm η κάθε μία και διαμέτρου 3,2 mm, που συνδέονται με ηλεκτρικό κύκλωμα. Ο αισθητήρας τοποθετείται εντός του εδάφους και είναι ιδιαίτερα ανθεκτικός.

Ανάλογα με τον τρόπο τοποθέτησής του, το όργανο μπορεί να λαμβάνει από σημειακές μετρήσεις με οριζόντια τοποθέτηση, έως μετρήσεις στρώσης πάχους έως και 30 cm (όσο δηλαδή το μήκος των ράβδων) με κατακόρυφη τοποθέτηση). Στην τελευταία περίπτωση η καταγραφή εκφράζει τη μέση κατ' όγκο εδαφική υγρασία της εδαφικής στρώσης.

Η αρχή λειτουργίας βασίζεται στις μεταβολές της διηλεκτρικής σταθεράς του μέσου όπου βρίσκονται τοποθετημένοι οι ράβδοι, οι οποίες εξαρτώνται από την περιεκτικότητα του μέσου σε νερό. Με αυτόν τον τρόπο η αύξηση της περιεχόμενης υγρασίας οδηγεί σε καθυστέρηση επιστροφής του ηλεκτρομαγνητικού σήματος που αποστέλλεται κατά μήκος των ράβδων. Η μέτρηση αυτής της χρονοκαθυστέρησης, παράλληλα με την εφαρμογή πολυωνυμικών σχέσεων δευτέρου βαθμού, οδηγεί σε υπολογισμό της κατ' όγκο υγρασίας.

Επειδή η λειτουργία του οργάνου επηρεάζεται από τη θερμοκρασία, οι μετρήσεις μπορεί να αποκλίνουν από τις πραγματικές τιμές μέχρι και κατά 1.6%. Γι' αυτό, αν και δεν θεωρείται απαραίτητο, μπορεί να εφαρμοστεί διορθωτικός συντελεστής θερμοκρασίας που προτείνεται από τον κατασκευαστή. Η λειτουργία του αισθητήρα επηρεάζεται επίσης από την εδαφική ηλεκτρική αγωγιμότητα. Έτσι, σε εδάφη με υψηλή ηλεκτρική αγωγιμότητα ( $> 1$  dS  $m^{-1}$ ) τα ελεύθερα ιόντα ευνοούν την διέλευση του παραγόμενου ηλεκτρομαγνητικού κύματος και, γι' αυτό, σε τέτοια

εδάφη απαιτείται ειδική βαθμονόμηση του οργάνου. Για εδάφη με πολύ υψηλές αγωγιμότητες ( $> 5 \text{ dS m}^{-1}$ ) το παραγόμενο από το όργανο σήμα είναι ασταθές και δεν συνιστάται η χρήση του.

Η μεγάλη πολικότητα των μορίων της οργανικής ουσίας επηρεάζει επίσης τη λειτουργία του οργάνου και για τον λόγο αυτό σε εδάφη με υψηλή οργανική ουσία απαιτείται ειδική βαθμονόμηση.

Γενικά η ακρίβεια του οργάνου είναι  $\pm 3\%$ , αλλά μπορεί να γίνει  $\pm 2\%$  αν προηγηθεί βαθμονόμηση σε συγκεκριμένο έδαφος. Συνδέεται σε αναλογικό κανάλι του datalogger και το εκπεμπόμενο σήμα μετράται σε ms. Ζυγίζει 280 g.

### 3.3.1.13. Ροόμετρο εδάφους (τύπου HFT-3)

Για τη μέτρηση της ροής θερμότητας στο έδαφος χρησιμοποιήθηκε ο αισθητήρας HFT-3 της Campbell Scientific Ltd. Το σχήμα του είναι κυλινδρικό με διάμετρο 38.2 mm και πάχος 3.91 mm. Η αρχή λειτουργίας του οργάνου βασίζεται στο θερμοηλεκτρικό φαινόμενο, κατά το οποίο εκπέμπεται ηλεκτρικό σήμα με ένταση ανάλογη της πυκνότητας ροής της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε κάθε μια από τις δύο επιφάνειες του οργάνου (πάνω και κάτω).

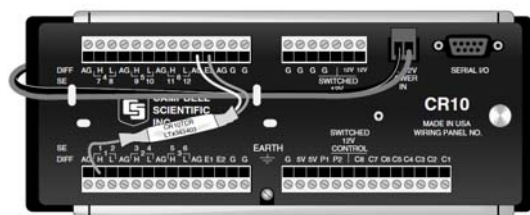


Το θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας του είναι μεταξύ  $-40$  και  $+55$  °C, ενώ το εύρος των μετρήσεων είναι  $\pm 100 \text{ W m}^{-2}$ . Έχει ακρίβεια καλύτερη από  $\pm 5\%$ .

Ιδιαίτερη προσοχή απαιτείται κατά την τοποθέτηση του οργάνου, ώστε να βρίσκεται σε πλήρη και συνεχή επαφή με μη διαταραγμένο έδαφος. Το προτεινόμενο βάθος τοποθέτησης είναι 8 cm.

### 3.3.1.14. Καταγραφικό δεδομένων - Datalogger

(τύπου Campbell CR10x με πολυπλεξία AM416)

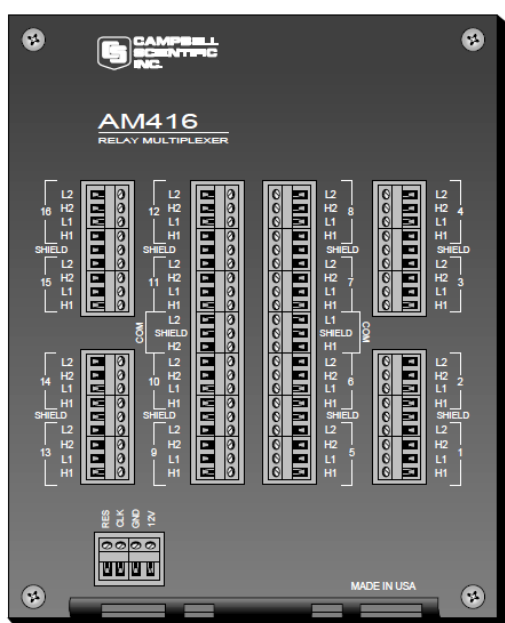


Χρησιμοποιείται για την αποθήκευση δεδομένων αλλά και το συγχρονισμό των οργάνων. Απαιτείται προγραμματισμός, που καθορίζεται από τον αριθμό και το είδος των αισθητήρων.

Διαθέτει 6 διαφορεικά ή δώδεκα αναλογικά κανάλια. Μέσω του datalogger καθορίζεται ο ρυθμός λήψης μετρήσεων καθώς και η συχνότητα αποθήκευσης τους. Συνδέεται με σειριακή θήρα του Η/Υ για την αποθήκευση των δεδομένων και έχει δυνατότητα τηλεματικής σύνδεσης του σταθμού. Λειτουργεί με επαναφορτιζόμενη μπαταρία, η οποία μπορεί να συνδεθεί με ηλεκτρικό ρεύμα ή κατάλληλο φωτοβολταϊκό σύστημα, ώστε να εξασφαλιστεί η συνεχής λειτουργία. Λειτουργεί ικανοποιητικά σε θερμοκρασίες από  $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$  έως  $+65\text{ }^{\circ}\text{C}$ , με ακρίβεια  $\pm 0,1\%$  σε θερμοκρασίες από  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  έως  $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$  και  $\pm 0,05\%$  από  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  έως  $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ο χρόνος απόκρισης των αισθητήρων κυμαίνεται από 2,6 έως 25,9 ms, ανάλογα με τη

συνδεσμολογία των οργάνων. Για το Μογγοστό, το πρόγραμμα του datalogger που χρησιμοποιήθηκε παρατίθεται στο Παράρτημα.

Η πολυπλεξία AM416 της Campbell Scientific Inc. χρησιμοποιείται για την επέκταση του αριθμού των καναλιών αλλά και του αριθμού των αισθητήρων, που μπορούν να συνδεθούν με το αυτόματο καταγραφικό. Είναι πλήρως συμβατή με το CR10x. Λειτουργεί άρτια σε θερμοκρασίες από  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  έως  $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$  και σε σχετικές υγρασίες από 0 έως



95%. Οι διαστάσεις της είναι 16,5 x 20,8 x 3.8 cm.

### 3.3.1.15. Φωτοβολταϊκό Σύστημα (τύπου NP100G12)



Η απαιτούμενη ενέργεια για τη λειτουργία των αισθητήρων των μικρομετεωρολογικών οργάνων στο σταθμό του Μογγοστού παρέχεται από φωτοβολταϊκό σύστημα το οποίο δεσμεύει την ηλιακή ενέργεια και την αποθηκεύει σε ειδικές μπαταρίες. Με αυτόν τον τρόπο εξασφαλίζεται η συνεχής παροχή ενέργειας, ακόμα και κατά τη διάρκεια της νύχτας ή σε σχετικά μακρές περιόδους με περιορισμένη ηλιοφάνεια.

Για της ανάγκες της παρούσας έρευνας τοποθετήθηκαν 8 panels τύπου NP100G12 της NESTE συνολικής ισχύος 800 W.

Για κάθε panel η μέγιστη ισχύς είναι 100 W ( $\pm 10\%$ ), ενώ τα αντίστοιχα μεγέθη τάσης και έντασης του παραγόμενου ηλεκτρικού ρεύματος είναι 16,7 V και 6 A, αντίστοιχα, για πυκνότητα ροής προσπίπτουσας ακτινοβολίας 1000 W m<sup>-2</sup> και θερμοκρασία κελιών του φωτοβολταϊκού 25 °C. Οι διαστάσεις κάθε panel είναι 1.293 mm × 650 mm × 34 mm και περιέχει 72 πολυκρυσταλλικά κελιά από σιλικόνη σε δύο παράλληλες γραμμές των 36 κελιών κάθε μία.

### 3.3.2. Όργανα Εργαστηρίου

#### 3.3.2.1. Μετρητής Επιφάνειας (τύπου Li-Cor 3100 C)

Για τη μέτρηση της επιφάνειας των πράσινων μερών του φυτού



χρησιμοποιήθηκε ο μετρητής επιφάνειας Li-Cor 3100 C του Εργαστηρίου Λαχανοκομίας του ΓΠΑ.

Η αρχή λειτουργίας του οργάνου βασίζεται στις οπτικές ιδιότητες του φωτός και μπορεί να επιτευχθεί ακρίβεια μέτρησης μέχρι και 0,1 mm<sup>2</sup>, με κατάλληλη προσαρμογή των φακών του. Μπορεί να γίνει μέτρηση μεγάλων αντικειμένων πλάτους έως 25 cm και πάχους έως 2,5 cm με ακρίβεια 1 mm<sup>2</sup> ή μικρών αντικειμένων (επιφάνεια μικρότερη από 1 cm<sup>2</sup>) με ακρίβεια 0,1mm<sup>2</sup>.

#### 3.3.2.2. Ζυγός ακριβείας (τύπου Sartorius handy)



Χρησιμοποιήθηκε για μετρήσεις της φυλλικής μάζας. Είναι όργανο υψηλής ακριβείας. Διαθέτει ειδικό θαλαμίσκο ύψους 200 mm προκειμένου οι μετρήσεις να μην επηρεάζονται από τη ροή του αέρα. Η ακρίβεια του οργάνου είναι 0,0001 g και έχει εύρος μετρήσεων από 0,01 έως 121 g. Το θερμοκρασιακό εύρος καλής λειτουργίας του οργάνου είναι από 15 έως 25 °C και έχει χρόνο απόκρισης 3 s. Οι διαστάσεις του είναι 200 x 270 x 233 mm και το συνολικό του βάρος 3 kg.

### **3.3.2.3. Φούρνος αποξήρανσης (τύπου Memmert)**

Όλα τα μέρη των φυτικών ιστών αποξηράθηκαν σε φούρνο τύπου Memmert, με εύρη θερμοκρασιακής λειτουργίας 30-100 °C και 100-300 °C.

### **3.3.2.4. Ψηφιοποιητής (τύπου KD 4600)**

Χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό της φυλλικής επιφάνειας για την εξαγωγή σχέσεων ακριβείας συναρτήσει της μάζας τους. Είναι υψηλής ακριβείας όργανο της Graphtec Corporation.

## **3.4. Μέθοδος Στροβιλώδους ροής**

### **3.4.1. Γενικά**

Η τεχνική της στροβιλώδους ροής (Eddy flux, Eddy correlation ή Eddy covariance) είναι μια μέθοδος μέτρησης και εκτίμησης κατακόρυφης στροβιλώδους μεταφοράς στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα. Αφορά μια στατιστική μέθοδο με μετεωρολογικές εφαρμογές, κατά την οποία αναλύονται μεγάλης συχνότητας χρονοσειρές δεδομένων ανέμου ή άλλων καθ' ύψος μεταβαλλόμενων ατμοσφαιρικών παραμέτρων, προσδιορίζοντας τις αντίστοιχες ροές. Τέτοιες μετρήσεις χρησιμοποιούνται ευρέως για την εκτίμηση στιγμιαίων τιμών ροών θερμότητας και μάζας, όπως CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> και άλλων αερίων (Rosenberg et al. 1983, Baldocchi et al. 1988, Wesely et al. 1989, Verma 1990).

Η τεχνική είναι αρκετά πολύπλοκη και απαιτεί προσοχή τόσο κατά τη λήψη πρωτογενών δεδομένων, όσο και στην μετέπειτα επεξεργασία τους. Παρόλα αυτά, έχει ιδιαίτερα ευρεία εφαρμογή σε παγκόσμιο επίπεδο (Moncrieff et al. 1997, Aubinet et al. 1999, Baldocchi et al. 2000), ενώ σήμερα λειτουργεί ένα εκτεταμένο δίκτυο παρακολούθησης των φυσικών οικοσυστημάτων (Fluxnet, Ameriflux, CarboEurope, Fluxnet Canada, iLEAPS), που βασίζεται στη συγκεκριμένη μεθοδολογία. Εξαιτίας των διαφορετικών προσεγγίσεων εφαρμογής της τεχνικής αυτής γίνεται προσπάθεια να ομογενοποιηθεί μέσω των διεθνών δικτύων μέτρησης ροών, ώστε να υπάρξει κοινή βάση μελέτης και σύγκρισης των αποτελεσμάτων.



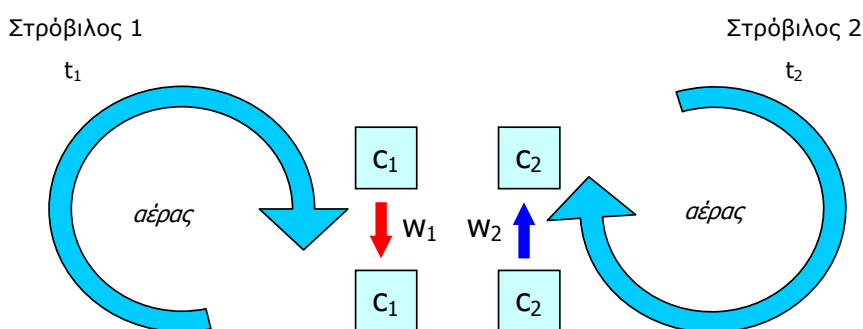
### 3.4.2. Γενικές αρχές και φυσική σημασία της μεθόδου

Η κίνηση του αέρα μπορεί να αποδοθεί σχηματικά μέσω της οριζόντιας ροής πολυάριθμων περιστρεφόμενων στρόβιλων, που στην ουσία αποτελούν κινούμενους στις τρεις διαστάσεις όγκους αέρα διαφόρων μεγεθών (Σχ. 3.2). Ο κάθε στρόβιλος έχει συγκεκριμένα και τρισδιάστατα μεταβαλλόμενα χαρακτηριστικά (θερμότητα, συγκεντρώσεις αερίων, κ.ά.).



Σχήμα 3.2: Στροβιλώδης κίνηση του αέρα πάνω από φυτοκόμη (Burba and Anderson 2006).

Αν και η στροβιλώδης περιοχή αρχικά φαίνεται χαοτική, εντούτοις, η κατακόρυφη κίνηση των στρόβιλων μπορεί να γίνει μετρήσιμη με την τοποθέτηση αισθητήρων σε ικανό ύψος (π.χ. πάνω σε πύργο). Σε συγκεκριμένο υπερυψωμένο σημείο, η κίνηση των στρόβιλων μπορεί να περιγραφεί ως εξής: τη χρονική στιγμή  $t_1$  ένας στρόβιλος  $c_1$  κινείται προς τα κάτω με ταχύτητα  $w_1$ , ενώ τη χρονική στιγμή  $t_2$  στο ίδιο σημείο ένας στρόβιλος  $c_2$  κινείται προς τα πάνω με ταχύτητα  $w_2$  (Σχ. 3.3).



Σχήμα 3.3: Οι στρόβιλοι αέρα σε ένα σημείο. Τη χρονική στιγμή  $t_1$ , ο στρόβιλος 1 μετακινεί ένα πακέτο αέρα  $c_1$  προς τα κάτω με ταχύτητα  $w_1$ . Στη συνέχεια, τη χρονική στιγμή  $t_2$ , ο στρόβιλος 2 μετακινεί ένα πακέτο αέρα  $c_2$  προς τα πάνω, με ταχύτητα  $w_2$ . Τα πακέτα αέρα έχουν διαφορετικές συγκεντρώσεις, θερμοκρασίες, υγρασία κ.λπ., που όταν γνωρίζουμε τις τιμές τους και τις ταχύτητες κίνησης, είναι δυνατό να υπολογίσουμε της ροές με τη μεθοδολογία Eddy covariance (Burba and Anderson, 2006).

Ο κάθε στρόβιλος χαρακτηρίζεται από διαφορετικές τιμές συγκέντρωσης αερίων, θερμοκρασίας και υγρασίας που, αν είναι γνωστές, σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου καθορίζουν τις αντίστοιχες ροές. Έτσι, για παράδειγμα, αν γνωρίζουμε τον αριθμό των μορίων υδρατμών που κινήθηκαν προς τα κάτω τη χρονική στιγμή 1 και αντίστοιχα, πόσα μόρια νερού κινήθηκαν προς τα πάνω μέσω των στροβίλων τη χρονική στιγμή 2, στο ίδιο σημείο μέτρησης, τότε μπορούμε να υπολογίσουμε την κατακόρυφη ροή νερού στο συγκεκριμένο σημείο την δεδομένη χρονική στιγμή. Έτσι, η ροή μπορεί να παρουσιαστεί ως η συνδιακύμανση της κατακόρυφης ανεμοταχύτητας και της συγκέντρωσης της μελετώμενης παραμέτρου στη μονάδα του αέρα.

Σε μαθηματικούς όρους, η στροβιλώδης ροή ( $F$ ) μέσω της Eddy covariance υπολογίζεται ως η συνδιακύμανση μεταξύ στιγμιαίων αποκλίσεων της κατακόρυφης ανεμοταχύτητας,  $w'$ , από τη μέση τιμή της,  $\bar{w}$ , και των στιγμιαίων αποκλίσεων της αναλογίας μίγματος  $s'$ , από τη μέση τιμή  $\bar{s}$ , μετά από πολλαπλασιασμό με τη μέση πυκνότητα του αέρα  $\rho_a$ . Με βάση τα παραπάνω, υπό συνθήκες στροβιλώδους ροής, η κατακόρυφη συνιστώσα της μπορεί να περιγραφεί από τη σχέση:

$$F = \overline{\rho_a w s} \quad (3.1)$$

όπου  $s = \rho_c / \rho_a$  είναι η αναλογία μίγματος της ιδιότητας ή του στοιχείου  $c$  του αέρα.

Χρησιμοποιώντας την ανάπτυξη του Reynolds, η σχέση (3.1) γίνεται:

$$F = \overline{(\rho_a + \rho'_a) \cdot (\bar{w} + w') \cdot (\bar{s} + s')} \quad (3.2)$$

Έτσι, η στιγμιαία πυκνότητα του αέρα είναι ίση με το άθροισμα της μέσης τιμής της πυκνότητάς του, κατά τη διάρκεια ενός χρονικού διαστήματος π.χ. 0,5 της ώρας,  $\bar{\rho}_a$ , και της στιγμιαίας απόκλισης από τη μέση τιμή  $\rho'_a$ . Το ίδιο συμβαίνει και για την κατακόρυφη συνιστώσα της ανεμοταχύτητας  $w$ , αλλά και για την αναλογία μίγματος  $s$ . Αναπτύσσοντας παραιτέρω τη σχέση (1.6.2) έχουμε:

$$F = \overline{\rho_a w s} + \overline{\rho_a w s'} + \overline{\rho_a w' s} + \overline{\rho_a w' s'} + \overline{\rho'_a w s} + \overline{\rho'_a w s'} + \overline{\rho'_a w' s} + \overline{\rho'_a w' s'} \quad (3.3)$$

Για την εξαγωγή κατά το δυνατό απλούστερων πρακτικών σχέσεων υπολογισμού των ρών, είναι απαραίτητο να υιοθετηθούν κάποιες παραδοχές, που οδηγούν σε απλουστεύσεις:

- Δεδομένου ότι ο μέσος όρος των αποκλίσεων από τη μέση τιμή ενός μεγέθους είναι μηδέν, η σχέση (3.3) απλοποιείται ως εξής:

$$F = \overline{\rho_\alpha ws} + \overline{\rho_\alpha ws'} + \overline{\rho_\alpha w's} + \overline{\rho_\alpha w's'} + \overline{\rho_\alpha ws} + \overline{\rho_\alpha ws'} + \overline{\rho_\alpha w's} + \overline{\rho_\alpha w's'} \Rightarrow$$

$$F = \overline{\rho_\alpha ws} + \overline{\rho_\alpha w's'} + \overline{w\rho_\alpha s'} + \overline{\rho_\alpha w's} + \overline{\rho_\alpha w's'}$$

- Επίσης οι κατακόρυφες μεταβολές της πυκνότητας του αέρα μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες, δηλαδή  $\rho'_\alpha s' = \rho'_\alpha w' = 0$ , αν και σε θέσεις απότομων κλίσεων οι μεταβολές αυτές μπορεί να είναι σημαντικές. Παρόλα αυτά, γενικά σε επίπεδες ομοιογενείς επιφάνειες μεγάλης έκτασης, η παραδοχή αυτή δε δίνει σημαντικές αποκλίσεις από τις πραγματικές τιμές. Εκτός αυτού, ειδικά για τη μελέτη των ρών θερμότητας, οι μεταβολές της θερμοκρασίας αντικαθιστούν τις μεταβολές της πυκνότητας (Stull 1993). Έτσι, η τελευταία σχέση γίνεται:

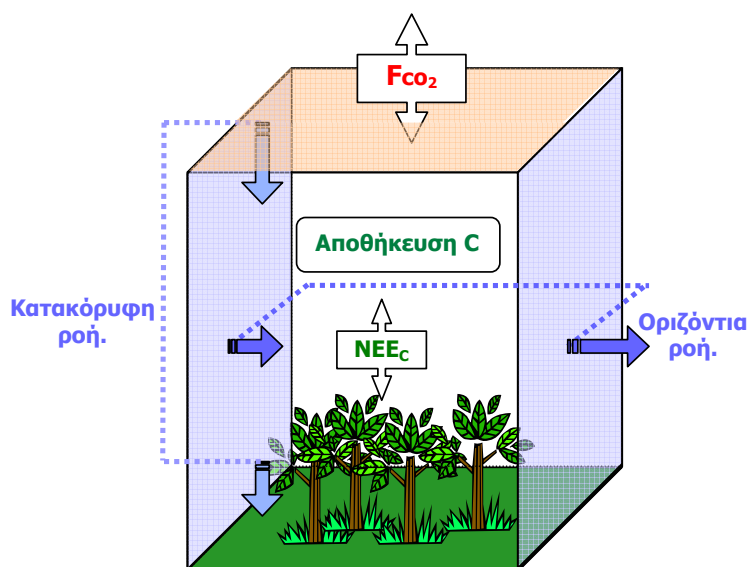
$$F = \overline{\rho_\alpha ws} + \overline{\rho_\alpha w's'} + \overline{w\rho_\alpha s'} + \overline{\rho_\alpha w's} + \overline{\rho_\alpha w's'} \Rightarrow F = \overline{\rho_\alpha ws} + \overline{\rho_\alpha w's'}$$

- Τέλος με την παραδοχή ότι στη περιοχή μελέτης επικρατεί οριζόντια ομοιογένεια μπορούμε να θεωρήσουμε αμελητέα τη μέση ροή:

$$F = \overline{\rho_\alpha ws} + \overline{\rho_\alpha w's'} \Rightarrow F = \overline{\rho_\alpha w's'} \quad (3.4)$$

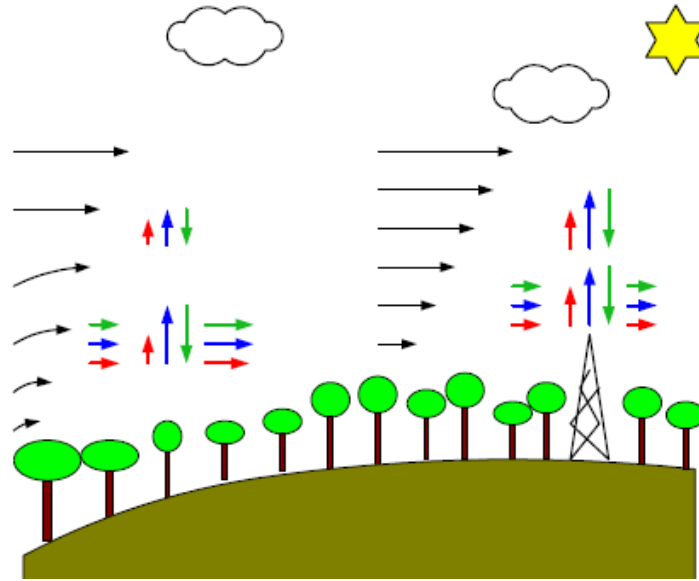
Από την εξίσωση (3.4), συνάγεται ότι η ροή ισούται με το γινόμενο της μέσης πυκνότητας του αέρα  $\overline{\rho_\alpha}$  και της μέσης συνδιακύμανσης των αποκλίσεων της στιγμιαίας ανεμοταχύτητας και της αναλογίας μίγματος,  $\overline{w's'}$ . Επειδή συνήθως δεν υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις της αναλογίας μίγματος  $s = \rho_s / \rho_a$ , γίνεται η παραδοχή ότι  $\overline{\rho_\alpha w's'} = \overline{w'\rho'_c}$ , όπου  $\rho_c$  η πυκνότητα της ιδιότητας ή του στοιχείου  $c$  (Rosenberg et al. 1983).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, για τον προσδιορισμό των ροών πάνω από ένα οικοσύστημα είναι απαραίτητο να θεωρείται ότι υπάρχει οριζόντια αλλά και κατακόρυφη ομοιογένεια. Κατά την οριζόντια ροή του, ο αέρας εισερχόμενος σε μοναδιαίο όγκο έχει τα ίδια ενεργειακά χαρακτηριστικά και περιεχόμενο, όπως και κατά την έξοδό του από τον όγκο (Σχ. 3.4). Το ίδιο πρέπει να ισχύει και κατά την κατακόρυφη ροή πάνω από το σύστημα, είτε συμβαίνει προς τα κάτω είτε αντίστροφα. Έτσι, π.χ. για την περίπτωση του CO<sub>2</sub> η αποθήκευση άνθρακα στο αέρα πάνω από το οικοσύστημα θα πρέπει να είναι μηδενική, ενώ το ίδιο ισχύει και για όλες τις μετρούμενες παραμέτρους, είτε εκφράζουν ροές μάζας είτε ενέργειας.



Σχήμα 3.4: Οριζόντιες και κατακόρυφες ροές CO<sub>2</sub> σε μοναδιαίο όγκο αέρα, μέσα και πάνω από φυσικό οικοσύστημα και καθαρή ροή πάνω από αυτό. Η αποθηκευμένη ποσότητα άνθρακα εκφράζεται μέσω της καθαρής παραγωγικότητας του οικοσυστήματος NEE<sub>c</sub>.

Στην πραγματικότητα, οι ιδανικές ροές, που περιγράφηκαν παραπάνω και αποτελούν παραδοχές για την εφαρμογή της μεθόδου, σπάνια ισχύουν. Οι σημαντικότερες αποκλίσεις συμβαίνουν σε ανισόπεδες περιοχές καθώς αρκούν μικρές κλίσεις της εδαφικής επιφάνειας ώστε να διαταραχτεί τόσο η οριζόντια όσο και η κατακόρυφη ομοιογένεια. Ενδεικτικά, ο Baldocchi (2005) αναφέρει υποεκτιμήσεις των κατακόρυφων ροών σε επικλινείς θέσεις σε σχέση με οριζόντιες, που οφείλονται κυρίως στην μη ομοιόμορφη οριζόντια ροή του αέρα και εξαρτώνται και από το ύψος μέτρησης. Σε τέτοιες περιπτώσεις, πρέπει να επιλέγονται κατά το δυνατό ήπιες κλίσεις και να γίνεται σωστή τοποθέτηση των οργάνων σε κατάλληλα ύψη, ώστε να εξασφαλιστεί η αξιοπιστία των πρωτογενών δεδομένων αλλά και των υπολογιζόμενων ροών.



Σχήμα 3.5: Οριζόντιες και κατακόρυφες μεταβολές ροών σε επικλινείς και οριζόντιες θέσεις την ημέρα, σύμφωνα με τον Baldocchi (2005). Τα βέλη αποτυπώνουν τις ροές του ανέμου (μαύρα), της θερμότητας (κόκκινα), των υδρατμών (μπλε) και του CO<sub>2</sub> (πράσινα), ενώ το μήκος τους αντιστοιχεί στο μέγεθος των ροών.

Η εξειδίκευση της γενικής εξίσωσης (3.5) σε συγκεκριμένες ροές μάζας ή ενέργειας μπορεί να οδηγήσει στον προσδιορισμό των αντίστοιχων ροών. Έτσι, μπορούν να υπολογιστούν:

- Πυκνότητα ροής CO<sub>2</sub>:

$$F_{CO_2} = \frac{\rho_a}{m_a} \cdot \overline{w'c'} \quad (\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1})$$

όπου,  $m_a = 0.02896 \text{ kg mol}^{-1}$  (μοριακό βάρος ξηρού αέρα) και  $c$  η συγκέντρωση CO<sub>2</sub>

- Πυκνότητα ροής υδρατμών:

$$F_{H_2O} = \frac{\rho_a}{m_a} \cdot \overline{w'h'} \quad (\text{mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1})$$

όπου  $h$  η απόλυτη υγρασία

- Πυκνότητα ροής λανθάνουσας θερμότητας:

$$LE = \lambda \cdot F_{H_2O} = F_{H_2O} \cdot 18.016 \cdot (2.5008 - 0.002372 \cdot T) \quad (\text{W m}^{-2})$$

όπου,  $\lambda = 2.45 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ , η ειδική θερμότητα εξατμίσου στους 25°C και

$T$ : η θερμοκρασία αέρα σε °C.

- Ποκνότητα ροής αισθητής θερμότητας:

$$H = \rho_a \cdot C_p \cdot \overline{w'T'} \quad (\text{W m}^{-2})$$

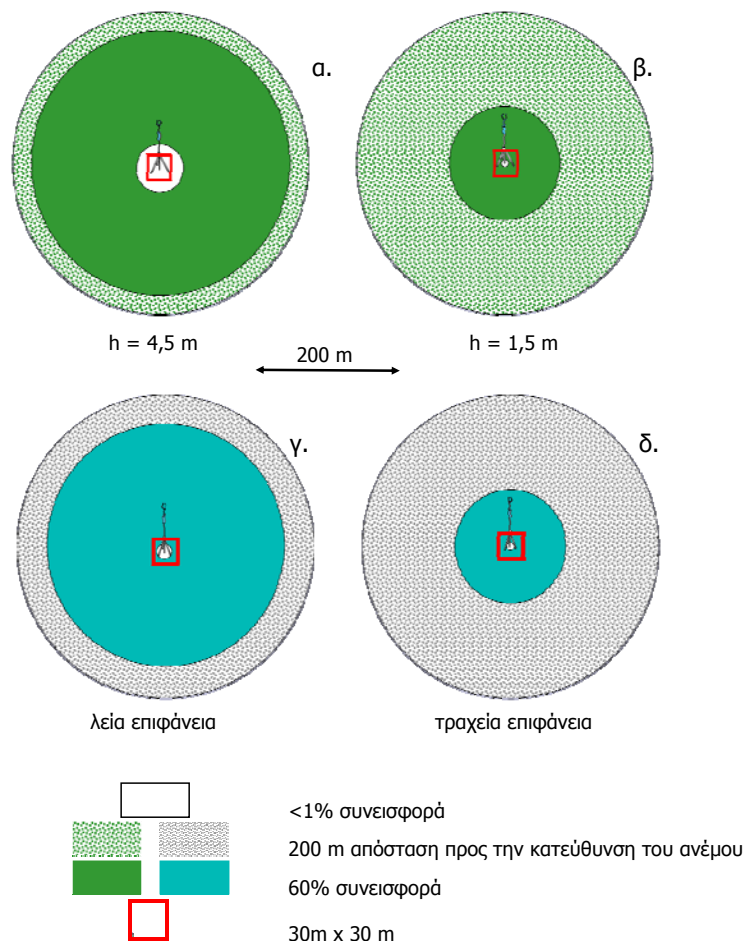
όπου,  $C_p$ , η ειδική θερμότητα του αέρα σε σταθερή πίεση και  $T$ , η θερμοκρασία του αέρα.

Η εφαρμογή των παραπάνω εξισώσεων μπορεί να γίνει με τις επιπλέον παραδοχές που αφορούν είτε την επιλογή θέσης μέτρησης, είτε τις επικρατούσες μετεωρολογικές και ατμοσφαιρικές συνθήκες (Baldocchi 2005, Law 2006):

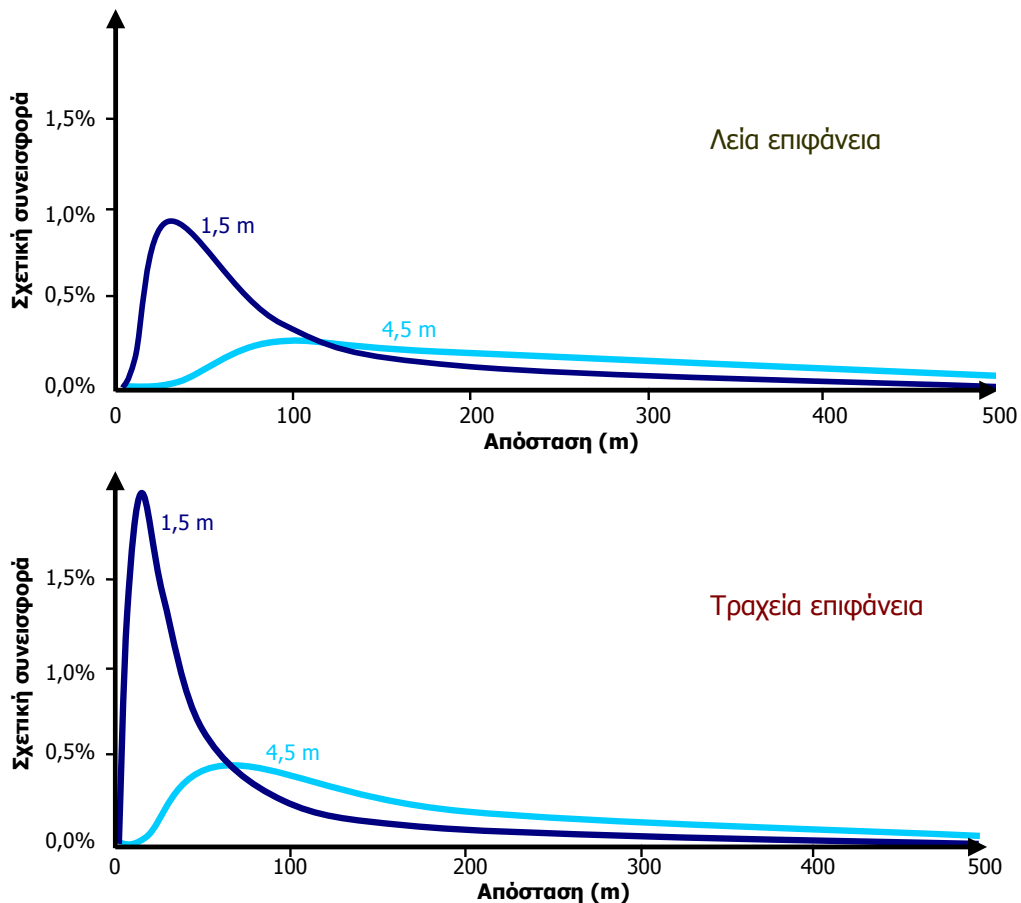
- η σημειακή μέτρηση θεωρείται αντιπροσωπευτική της ευρύτερης περιοχής.
- οι μετρήσεις θεωρούνται ότι γίνονται εντός του οριακού στρώματος που μελετάται κάθε φορά και μέσα σε στρώμα συνεχούς ροής.
- οι μετρούμενες ροές αντιπροσωπεύουν το σύνολο της περιοχής στην οποία αντιστοιχούν και η οποία έχει ικανοποιητική έκταση.
- η ροή είναι στροβιλώδης και η μεγαλύτερη καθαρή κατακόρυφη μεταφορά γίνεται μέσω στροβίλων.
- Η επιφάνεια είναι οριζόντια και ομοιόμορφη (η μέση τιμή των αποκλίσεων είναι μηδέν, οι κατακόρυφες και οριζόντιες μεταβολές της ποκνότητας είναι αμελητέες).
- οι χρησιμοποιούμενοι αισθητήρες ανιχνεύουν ακόμα και μικρές μεταβολές σε πολύ υψηλές συχνότητες.

Έτσι, σύμφωνα με την μεθοδολογία με ταυτόχρονες μετρήσεις από το τρισδιάστατο ανεμόμετρο και τον αναλυτή αερίων είναι δυνατός ο προσδιορισμός αντιπροσωπευτικών ροών πάνω από μια επιφάνεια. Κατά την τοποθέτηση των οργάνων ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δίνεται στη σωστή εγκατάσταση, οριζοντίωση και συντήρησή τους, ενώ πρέπει να σημειωθεί ότι η ακρίβεια των μετρήσεων περιορίζεται από υψηλή ένταση βροχής. Επίσης, η δρόσος, το χιόνι ή ο πάγος είναι δυνατό να επηρεάσουν την ακρίβεια των μετρήσεων (Campbell Scientific Inc., 2004-2006). Η λαμβανόμενη κάθε φορά μέτρηση από το όργανο αντιπροσωπεύει την υπερκείμενη περιοχή του εδάφους σε έκταση μικρότερη ή μεγαλύτερη, ανάλογα με το ύψος μέτρησης, την τραχύτητα της επιφάνειας, αλλά και τη θερμική σταθερότητα του αέρα (Burba 2001, Gash 1986, Schuepp et al. 1990).

Το μέγεθος της έκτασης που αντιπροσωπεύει η ληφθείσα μέτρηση είναι γνωστό ως «αποτύπωμα» ή «πατημασιά» (footprint) και επηρεάζεται από το ύψος μέτρησης και την τραχύτητα της επιφάνειας. Ενδεικτικά, ο Burba (2001), μελετώντας την επίδραση του ύψους της θέσης μέτρησης και της τραχύτητας της φυσικής επιφάνειας, στις ροές, πραγματοποίησε μετρήσεις σε μια λεία και μια τραχεία επιφάνεια σε ύψη 1,5 m και 4,5 m. Τα αποτελέσματά του, που παρουσιάζονται στα Σχ. 3.6 και 3.7, επιβεβαιώνουν ότι η ανύψωση της θέσης μέτρησης οδηγεί σε αύξηση του μεγέθους του αποτυπώματος, ενώ όσο τραχύτερη είναι η φυσική επιφάνεια, τόσο μικρότερο είναι το μέγεθός του και κατά συνέπεια η μέτρηση γίνεται περισσότερο σημειακή.

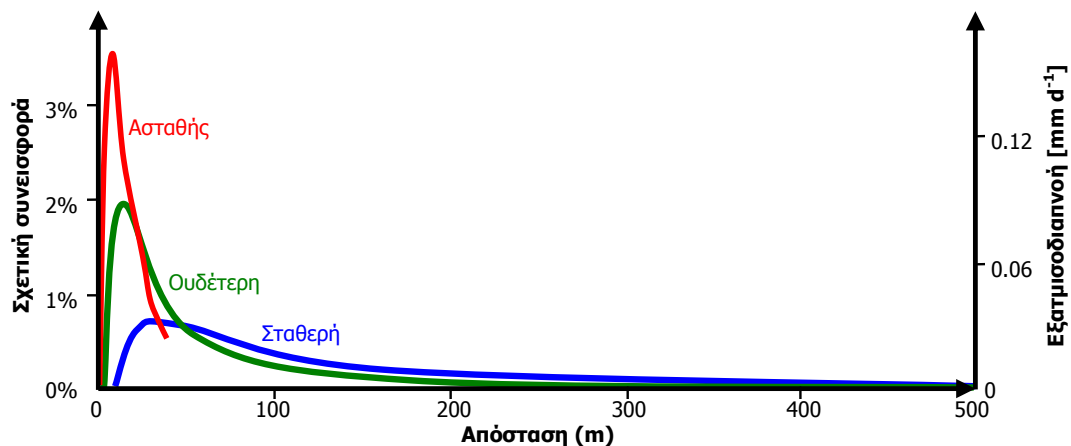


Σχήμα 3.6: Σχηματική απόδοση της επίδρασης του ύψους μέτρησης (α και β) και της τραχύτητας της επιφάνειας (γ και δ) καθώς και οι ποσοστιαίες συνεισφορές για κάθε περίπτωση, στον υπολογισμό των ροών με τη μέθοδο *Eddy covariance* (κατά Burba 2001)



Σχήμα 3.7: Ποσοτικοποιημένη επίδραση της απόστασης από τη θέση μέτρησης προς την κατεύθυνση του πνέοντος ανέμου, στον υπολογισμό των ροών με τη μέθοδο *Eddy covariance*, για δύο ύψη λήψης μετρήσεων (1,5 m και 4,5 m) πάνω από δύο επιφάνειες διαφορετικής τραχύτητας (κατά *Burba* 2001).

Η κατάσταση της ατμόσφαιρας επηρεάζει επίσης το μέγεθος του αποτυπώματος (Σχ. 3.8), το οποίο αυξάνει κατά την αλλαγή της ισορροπίας από ασταθή σε σταθερή (*Gash* 1986, *Swuerrp et al.* 1990, *Leclerc and Thurtell* 1990, *Schmid* 1994, *Stannard* 1997, *Rebmann et al.* 2005).



Σχήμα 3.8: Ποσοτικοποιημένη επίδραση της απόστασης από τη θέση μέτρησης προς την κατεύθυνση του πνέοντος ανέμου, στον υπολογισμό των ροών με τη μέθοδο *Eddy covariance*, για διαφορετικές συνθήκες ισορροπίας της ατμόσφαιρας. Ενδεικτικά στον δεξιό άξονα παρουσιάζονται και οι αντίστοιχες ροές νερού (κατά *Leclerc and Thurtell* 1990).



Παρά την ιδιαίτερα ευρεία εφαρμογή της μεθόδου στις μέρες μας, σε παγκόσμιο επίπεδο και σε έρευνες σχετικά με την λειτουργία και την αλληλεπίδραση οικοσυστημάτων και ατμόσφαιρας, υπάρχουν πολλά θέματα ποιότητας και αξιοπιστίας των υπολογιζόμενων ροών με τη συγκεκριμένη μέθοδο (Mauder et al. 2008). Τα προβλήματα αφορούν, κυρίως, το χρονικό βήμα λήψης μετρήσεων (Finnigan et al. 2003), τα πρωτόκολλα ελέγχου ποιότητας των πρωτογενών δεδομένων (Foken and Wichura 1996, Foken et al. 2004), τις παραδοχές περί ομοιογενούς οριζόντιας και κατακόρυφης ροής του αέρα (Lee 1998, Aubinet et al. 2003a, Staebler and Fitzjarrald 2004), το ελλειμματικό ενεργειακό ισοζύγιο (Wilson et al. 2002, Foken 2008), το αποτύπωμα (Göckede et al. 2004), τη συμπλήρωση των κενών στις μετρήσεις (Falge et al. 2001, Ruppert et al. 2006), την κλίμακα εφαρμογής (Pearson Jr. et al. 1998, Ruppert et al. 2006) κ.ά. Βέβαια η ευρεία εφαρμογή της μεθόδου και ο υπολογισμός αλλά και οι διορθώσεις των δεδομένων γίνονται από όλους τους χρήστες με κοινές μεθόδους (Aubinet et al. 2003b), με αποτέλεσμα αφενός η σύγκριση αποτελεσμάτων από διαφορετικούς χρήστες να είναι λιγότερο υποκειμενική και αφετέρου να έχουν εντοπιστεί οι αστοχίες των παρεμβάσεων για βελτίωση της ποιότητας των πρωτογενών στοιχείων σε κάθε στάδιο εξαγωγής αποτελεσμάτων (Mauder and Foken 2006). Παρόλα αυτά, η μέθοδος είναι αρκετά αξιόπιστη και μπορεί να οδηγήσει σε εξαιρετικά χρήσιμα συμπεράσματα για τη μελέτη των ροών μάζας και ενέργειας, ενώ συνεχώς γίνονται προσπάθειες βελτίωσης.

### 3.5. Βιομετρικά δεδομένα

Η πυκνότητα της φυλλικής επιφάνειας μπορεί να εκφραστεί μέσω του δείκτη φυλλικής επιφάνειας (LAI) και παίζει σημαντικό ρόλο στο μικρομετεωρολογικό καθεστώς, που διαμορφώνεται μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη. Ο LAI πρωτοχρησιμοποιήθηκε από τον Watson (1947) και εκφράζει τη συνολική επιφάνεια φύλλων που αντιστοιχεί σε μοναδιαία επιφάνεια εδάφους. Για τον προσδιορισμό της φυλλικής επιφάνειας λαμβάνεται υπόψη μόνο η μια πλευρά των φύλλων (Λιακατάς 1998), με εξαίρεση τα βελονοειδή φύλλα των ειδών των γενών *Pinus* sp. και *Cupressus* sp., για τα οποία προσδιορίζεται η συνολική επιφάνεια. Έμμεσος προσδιορισμός του δείκτη μπορεί να γίνει μέσω της μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω και κάτω από τη φυτοκόμη, θεωρώντας ότι η ακτινοβολία

μειώνεται εκθετικά κατά τη διεύθυνσή της στη φυτομάζα. Για την εφαρμογή της μεθόδου γίνονται παραδοχές, όπως η ύπαρξη οριζόντιας ομοιογένειας, που δεν ισχύουν πάντα, αλλά οδηγούν σε απλουστεύσεις και εύκολους υπολογισμούς (Jarvis and Leverenz 1983, Fassnacht et al. 1994), με αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα. Η πλέον αξιόπιστη μέθοδος, όμως, παραμένει η απευθείας μέτρηση της επιφάνειας των φύλλων.

Στις περιπτώσεις δένδρων, εκτός του LAI έχουν εξαχθεί και άλλοι δείκτες, όπως ο δείκτης ξύλινης επιφάνειας WAI (Wood Area Index) ή ο δείκτης φυτικής επιφάνειας PAI (Plant Area Index), (Rauner 1976, Baldocchi et al. 1984).

Ο δείκτης φυλλικής επιφάνειας στο Μογγαστό για το έτος 1998, μετρήθηκε μετά από συλλογή των νεκρών φύλλων στο τέλος της βλαστικής περιόδου, από οριοθετημένη έκταση 43,89 m<sup>2</sup> και βρέθηκε ίσος με 3,205, ενώ η αντίστοιχη τιμή για το 2003 ήταν 3,37. Για τα υπόλοιπα έτη ο δείκτης προσδιορίστηκε από μαθηματικό μοντέλο απόσβεσης της ηλιακής ακτινοβολίας, με ικανοποιητική ακρίβεια.

Για τον προσδιορισμό του LAI το 1998 οριοθετήθηκε περιοχή έκτασης E=43,89 m<sup>2</sup> πλησίον του μικρομετεωρολογικού σταθμού και σε τακτά χρονικά διαστήματα γίνονταν συλλογή των νεκρών φύλλων και μεταφορά τους στο εργαστήριο, όπου στέγνωσαν για 24 h και ζυγίζονταν. Σε τυχαία επιλεγμένα φύλλα του δείγματος προσδιορίστηκε η επιφάνειά τους μέσω ψηφιοποίησης (ψηφιοποιητής KD 4600 - σφάλμα μεθόδου ± 1,12%). Στη συνέχεια τα φύλλα ξαναζυγίζονταν με και χωρίς μίσχο, αποξηραίνονταν στους 104 °C και ξαναζυγίζονταν σε ζυγό υψηλής ακρίβειας (Sartorius Handy, ακρίβεια 4 δεκαδικών ψηφίων ανά γραμμάριο).

Τελικά μετρήθηκε η συνολική μάζα των φύλλων με μίσχο και η συνολική τους επιφάνεια, που ήταν 13280,42 g και 140.668.054 cm<sup>2</sup> αντίστοιχα, αφού πρώτα προσδιορίστηκαν οι γραμμικές συσχετίσεις νωπής μάζας φύλλων με μίσχο (LSW) - μάζας φύλλων χωρίς μίσχο (LW), ξηρής μάζας φύλλων με μίσχο (LDW) - νωπής μάζας φύλλων με μίσχο και μάζας αποξηραμένων φύλλων με μίσχο-φυλλικής επιφάνειας (LA), οι οποίες χαρακτηρίζονταν από υψηλούς συντελεστές συσχέτισης (R<sup>2</sup> > 99%). Συγκεκριμένα οι αναλυτικές σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν ήταν οι παρακάτω:

$$LW = 0.9654 LSW - 0.0005$$

$$LDW = 0.9064 LW - 0.0006$$

$$LA = 121.03 LDW - 1.1383$$

και τελικά προσδιορίστηκε ο LAI από τη σχέση:  $LAI = LA / E$ , που βρέθηκε ίσος με 3,205. Οι ίδιες αναλυτικές σχέσεις χρησιμοποιήθηκαν και για τη μέτρηση της φυλλικής επιφάνειας για το έτος 2003. Οι προσδιορισμοί των σχέσεων και η μεθοδολογία προσδιορισμού του LAI προτάθηκε και εφαρμόστηκε από τον Σ. Αλεξανδρή (Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής, ΓΠΑ).

Γύρω από τη θέση του μικρομετεωρολογικού σταθμού, μετρήθηκαν, το 1998, οι περιμέτροι και οι διαμέτροι των κορμών των δένδρων που κυμαίνονταν από 20,2 έως 40,2 cm και μεταξύ 6,4 και 12,8 cm, αντίστοιχα (Εικ. 3.2). Εκτός των μετρήσεων του LAI, η παρακολούθηση της ανάπτυξης των δένδρων γινόταν και με μετρήσεις της ετήσιας αύξησής τους, μέσω ειδικών ταινιών που τοποθετήθηκαν σε πάνω από 20 δένδρα. Από τα συγκεκριμένα δεδομένα προκύπτει ότι, γύρω από τη θέση του σταθμού τα δένδρα αυξάνουν την περίμετρο τους κατά 0,65 cm κατά μέσο όρο κάθε χρόνο, ενώ εντοπίζονται αρκετά μεγάλες διαφοροποιήσεις στην ανάπτυξη μεταξύ των δένδρων (τυπική απόκλιση  $\pm 1,72$  cm).



Εικόνα 3.2: Τοποθέτηση ταινίας σε κορμό δένδρου δρυός για τη μέτρηση της αύξησης της περιμέτρου στο Μογγαστό.

Η πυκνότητα των δρυών είναι περίπου 2.300 δένδρα/ha, με λιγότερα αλλά μεγαλύτερα δένδρα στα νότια του σταθμού και περισσότερα αλλά μικρότερα στα βόρεια. Από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν, η πυκνότητα των δένδρων κυμαίνεται από 1.825 έως και 4.500 δένδρα/ha.



## 4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

### 4.1. Ακτινοβολία

#### Περιεχόμενα

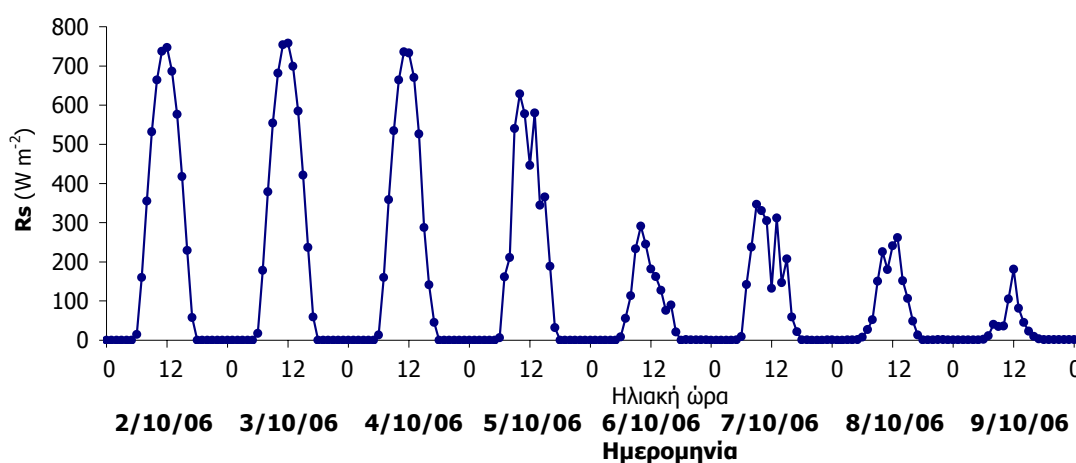
4.1.1. Μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία, $R_s$	125
4.1.1.1. Ημερήσιες και εποχιακές μεταβολές	126
4.1.1.2. Επίδραση της διαύγειας της ατμόσφαιρας	129
4.1.1.3. Αποτελεσματικότητα για Φωτοσύνθεση	132
4.1.1.4. Κατανομή της ακτινοβολίας στο οικοσύστημα	140
4.1.1.5. Οπτικές ιδιότητες	143
4.1.1.5.1. Ανάκλαση	144
4.1.1.5.2. Απορρόφηση	155
4.1.1.5.3. Διαπέραση	161
4.1.1.6. Βλαστητικά στάδια & οπτικές ιδιότητες φυτοκόμης	166
4.1.1.7. Απόσβεση της ακτινοβολίας μέσα στη φυτοκόμη	171
4.1.2. Μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, $L$	176
4.1.3. Ισοζύγιο ακτινοβολίας, $R_n$	180

#### 4.1.1. Μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία, $R_s$

Η ηλιακή ενέργεια, αν και εκπέμπεται από τον ήλιο με μεγάλες πυκνότητες ροής, μόνο ένα μέρος της καταφέρνει να φτάσει στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας. Η ποσότητα αυτή, ονομάζεται εξω-γήινη ακτινοβολία (extraterrestrial radiation), συμβολίζεται με  $R_a$ , υπολογίζεται από το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής για κάθε ημέρα του έτους (Allen et al. 1994), ενώ οι τιμές της μεταβάλλονται κατά  $\pm 3,5\%$  κατά τη διάρκεια του έτους (Griffiths 1994). Εισερχόμενη στην ατμόσφαιρα η ηλιακή ακτινοβολία μέσω πολλαπλών ανακλάσεων και σκέδασης απορροφάται ή ανακλάται σε μεγάλες ποσότητες από τα συστατικά του αέρα, με αποτέλεσμα η πυκνότητα ροής που τελικά φτάνει στην επιφάνεια της γης να είναι σημαντικά μικρότερη. Η ακτινοβολία αυτή, που συμβολίζεται με  $R_s$ , θα αξιοποιηθεί τελικά από τα γήινα συστήματα προκειμένου να πραγματοποιήσουν τις φυσικές και φυσιολογικές τους λειτουργίες.

#### 4.1.1.1. Ημερήσιες και εποχιακές μεταβολές

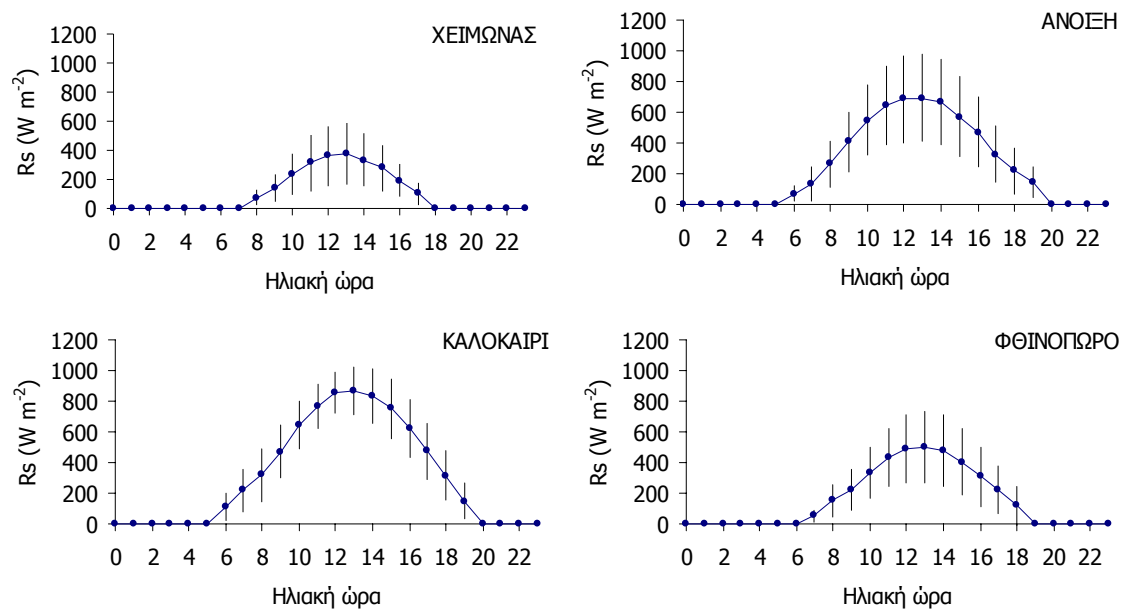
Η ροή της ακτινοβόλου ενέργειας στη γήινη επιφάνεια καθορίζεται από τη θέση του ήλιου σε σχέση με τον ορίζοντα και την εποχιακή γωνιακή απόκλιση της γης και, ως εκ τούτου, διαφοροποιείται σε ημερήσια και ετήσια βάση. Η καθαρότητα της ατμόσφαιρας επηρεάζει σημαντικά την ποσότητα αλλά και την ποιότητα του ηλιακού φωτός που φτάνει στη γήινη επιφάνεια, ενώ η παρεμβολή νεφών στην κατεύθυνση των ηλιακών ακτίνων είναι ίσως ο καθοριστικότερος παράγοντας των τελικών τιμών της  $R_s$ . Στο Μογγαστό, η ημερήσια κύμανση της  $R_s$  που εισέρχεται στο δασικό οικοσύστημα για οχτώ διαδοχικές φθινοπωρινές ημέρες (ηλιόλουστες και νεφελώδεις) του 2006 παρουσιάζεται στο Σχ. 4.1.1.



Σχήμα 4.1.1: Ωριαίες μεταβολές της πυκνότητας ροής εισερχόμενης ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας ( $R_s$ ) πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγαστού για οχτώ, ηλιόλουστες και νεφελώδεις, φθινοπωρινές ημέρες του 2006.

Η περιορισμένη διαθέσιμη ενέργεια κατά τις νεφελώδεις ημέρες επιβραδύνει τη φωτοσυνθετική δραστηριότητα και ως εκ τούτου και τη βλαστική ανάπτυξη, ενώ πολύ χαμηλές ροές μπορούν να οδηγήσουν και σε πλήρη αναστολή των διεργασιών αυτών, ακόμα και όταν κανένας άλλος από τους αβιοτικούς παράγοντες δεν είναι περιοριστικός, καθώς η ηλιακή ακτινοβολία είναι η κύρια πηγή ενέργειας για τα φυσικά οικοσυστήματα. Ξεκινώντας από μηδενικές, οι πυκνότητες ροής ηλιακής ακτινοβολίας τη νύχτα, μεγιστοποιούνται τις μεσημβρινές ώρες, παραμένοντας θετικές κατά τη διάρκεια της μέρας για περίοδο εξαρτώμενη από την εποχή (ελάχιστη το χειμώνα και μέγιστη το καλοκαίρι) (Σχ. 4.1.2). Παρόλα αυτά το χειμώνα, νωρίς την άνοιξη ή αργά το φθινόπωρο οι διαθέσιμες ποσότητες ηλιακού φωτός, σε

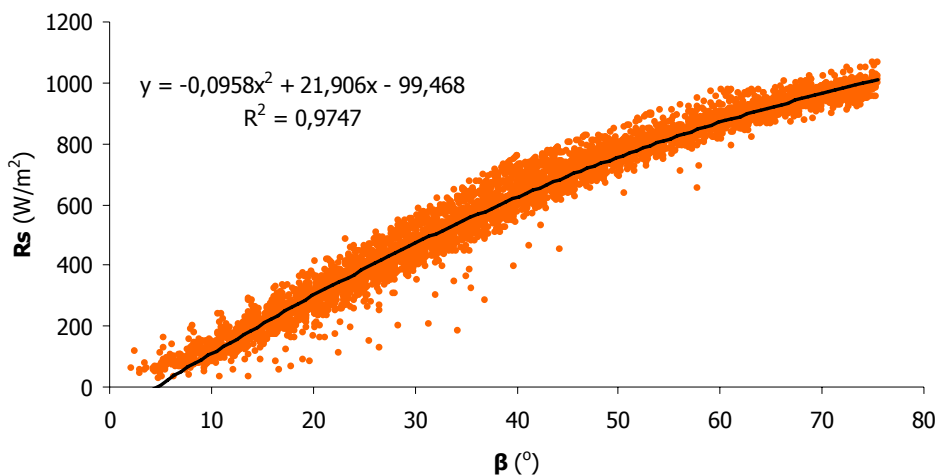
ημερήσια βάση, είναι εξαιρετικά περιορισμένες και μπορεί να μην επαρκούν για την ικανοποίηση των αναγκών πολλών φυτικών ειδών. Σε συνδυασμό μάλιστα με τις χαμηλές θερμοκρασίες, που επίσης επικρατούν κατά τις εποχές αυτές, δημιουργούνται αντίξοες συνθήκες για την ανάπτυξη βλάστησης. Κατά τις μεταβατικές εποχές (άνοιξη και φθινόπωρο) και σε συνάρτηση με το ευμετάβλητο του καιρού, οι ροές ακτινοβολίας (αν και μικρότερες) παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα, η οποία εκφράζεται με μεγαλύτερες τυπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών (Σχ. 4.1.2), που ελαχιστοποιούνται το καλοκαίρι υποδεικνύοντας σταθερότερες ροές.



Σχήμα 4.1.2: Ημερήσια, ανά εποχή, μεταβολή των μέσων ωριαίων τιμών της πυκνότητας ροής της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας μαζί με τις τοπικές αποκλίσεις (δεδομένα ωριαίων μετρήσεων των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006).

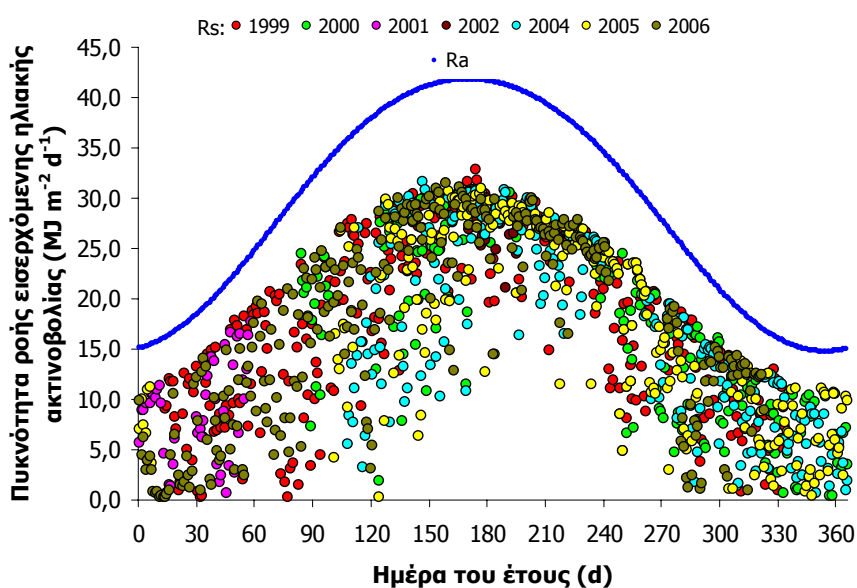
Η επίδραση της γωνίας πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων στις φυσικές επιφάνειες γίνεται καλύτερα αντιληπτή, από την εξέταση των στιγμιαίων ροών της ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια ηλιόλουστων ημερών, οπότε η ατμόσφαιρα είναι καθαρή από νέφη. Η πυκνότητα ροής της ακτινοβολίας, τότε, εμφανίζει υψηλές τιμές σε μεγάλες γωνίες ηλιακής ανόψωσης  $\beta$  (Rauner 1976), δηλαδή κατά τις μεσημβρινές ώρες, καθόλη τη διάρκεια του έτους, που μεγιστοποιείται τα μεσημέρια του καλοκαιριού (Σχ. 4.1.3). Η συσχέτιση της ροής ακτινοβολού ενέργειας με τη γωνία  $\beta$ , κατά της ανέφελος ημέρες, είναι εξαιρετικά καλή ακόμα και για στιγμιαίες μετρήσεις και περιγράφεται ικανοποιητικά από απλή δευτεροβάθμια εξίσωση. Σε εποχιακή κλίμακα οι αντίστοιχες κατανομές είναι σχεδόν γραμμικές για τις ανέφελος ημέρες

του χειμώνα και του φθινοπώρου, οπότε παρατηρούνται χαμηλές τιμές των πυκνοτήτων ροής της ακτινοβολίας, ενώ περιγράφονται ικανοποιητικά από εξισώσεις δευτέρου βαθμού κατά το καλοκαίρι και την άνοιξη, οπότε και οι τιμές της ακτινοβολίας είναι υψηλότερες (Miller and McPherson 1995, Möttus et al. 2001).



Σχήμα 4.1.3: Μεταβολή των πυκνοτήτων ροής της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , σε σχέση με τη γωνία ηλιακής ανύψωσης,  $\beta$ , από 5.083 ζεύγη δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων σε ανέφελες ημέρες των ετών 1999, 2000 και 2001.

Σε ετήσια βάση, η μεταβολή της  $R_s$ , ακολουθεί την κύμανση της  $R_a$  και οι κατανομές τους προσομοιάζουν σημαντικά την κωδωνοειδή κατανομή Gauss, με μεγάλες τιμές αλλά μικρή μεταβλητότητα τις καλοκαιρινές ημέρες και χαμηλές τιμές με μεγάλη μεταβλητότητα (λόγω του κατά κανόνα άστατου καιρού) τις υπόλοιπες (ιδιαίτερα τις ανοιξιάτικες) μέρες (Σχ. 4.1.4).

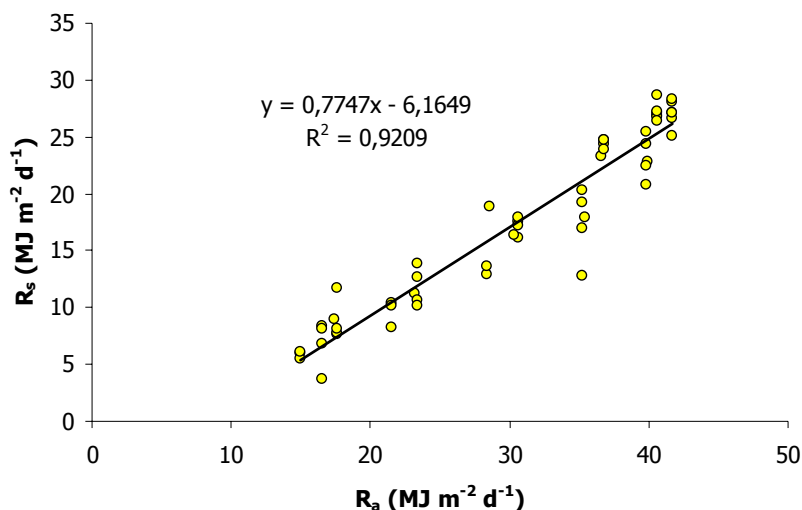


Σχήμα 4.1.4: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας ( $R_s$ ) πάνω από το δασικό οικοσύστημα και η αντίστοιχη ροή ενέργειας που φτάνει στα όρια της ατμόσφαιρας από τον ήλιο ( $R_a$ ).



#### 4.1.1.2. Επίδραση της διαύγειας της ατμόσφαιρας

Σε σχέση με την  $R_a$ , οι πυκνότητες ροής της  $R_s$  είναι πάντοτε μικρότερες είτε σε ημερήσια (Σχ. 4.1.4), είτε, φυσικά, σε μηνιαία βάση. Βέβαια η συσχέτιση των ημερήσιων ροών παρουσιάζει μεγάλη διασπορά και μικρό συντελεστή συσχέτισης ( $R^2 = 0,69$ ), ενώ οι μηνιαίες μέσες τιμές σχετίζονται σαφώς πιο ικανοποιητικά ( $R^2 = 0,92$ , Σχ. 4.1.5).

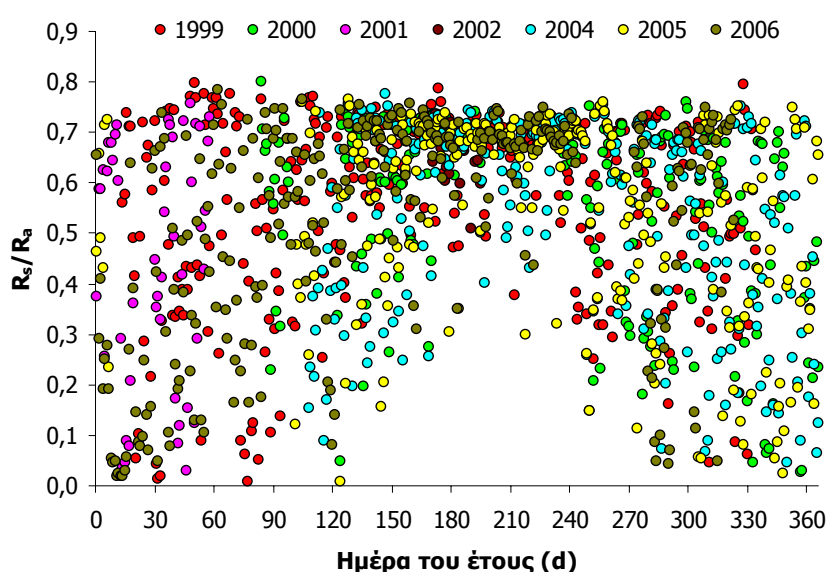


Σχήμα 4.1.5: Συσχέτιση των μηνιαίων ροών εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη,  $R_s$ , με τις αντίστοιχες στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας,  $R_a$ , (τα σημεία αφορούν τις χρονικές περιόδους 1999 – 2002 και 2004 – 2006).

Ο λόγος  $R_s/R_a$  εκφράζει το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που καταφέρνει να διαπεράσει τη στοιβάδα της ατμόσφαιρας και μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης για την εκτίμηση της θολότητας ή (αντίθετα) της διαύγειάς της. Σε περιοχές που βρίσκονται μακριά από αστικά κέντρα ή ρυπογόνες βιομηχανικές μονάδες, οι τιμές του λόγου θα εξαρτώνται σχεδόν αποκλειστικά από τη νέφωση και την υγρασία της ατμόσφαιρας αλλά και τη θέση του ήλιου στον ορίζοντα. Μάλιστα όσο πιο αυξημένη είναι η τιμή του ηλικίου, τόσο ευκολότερα η ηλιακή ακτινοβολία θα διεισδύει στην ατμόσφαιρα και θα φτάνει στη επιφάνεια της γης.

Σε εποχιακή βάση, η μειωμένη σχετική υγρασία των καλοκαιρινών ημερών (153<sup>η</sup>-244<sup>η</sup> Ιουλιανή ημέρα) περιορίζει τα εμπόδια που συναντά το ηλιακό φως στην ατμόσφαιρα, ενώ το ίδιο συμβαίνει, αλλά λιγότερο συχνά, και τις ξηρές μέρες του χειμώνα (Σχ. 4.1.6). Η υψηλότερη μέση μηνιαία τιμή του λόγου  $R_s/R_a$ , που έχει

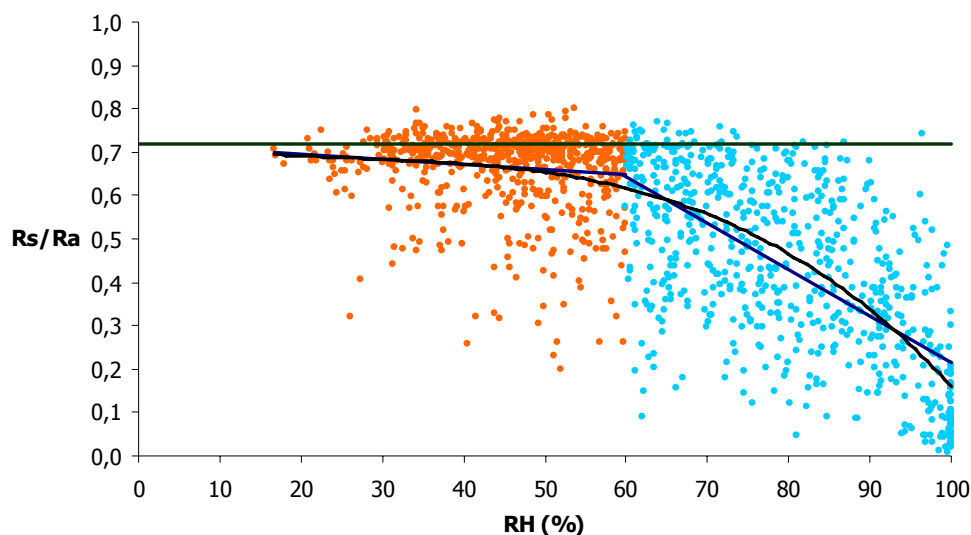
προκύπτει από το μέσο όρο των αντίστοιχων μηνιαίων τιμών όλων των ετών μέτρησης, είναι  $0,67 \pm 0,01$  και εμφανίζεται τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο. Η μέγιστη μηνιαία τιμή (0,69) καταγράφηκε τον Ιούλιο του 2000 και η ελάχιστη (0,22) τον Ιανουάριο του 2006, ενώ σε ημερήσια βάση ο λόγος μεγιστοποιήθηκε στα 0,801 στις 23/3/2000. Γενικά, οι τιμές των χειμερινών μηνών (από Δεκέμβριο έως Φεβρουάριο) είναι αρκετά μικρότερες σε σχέση με εκείνες των καλοκαιρινών (από Ιούνιο έως Αύγουστο) και διαφοροποιούνται έντονα από έτος σε έτος, με μέγιστη διασπορά τον Ιανουάριο.



Σχήμα 4.1.6: Ημερήσιες τιμές του λόγου της πυκνότητας ροής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη,  $R_s$ , προς την αντίστοιχη που υπολογίστηκε στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας,  $R_a$ , για τις χρονικές περιόδους 1999 – 2002 και 2004 – 2006.

Οι μηνιαίες τιμές του πηλίκου μεταβάλλονται αντιστρόφως ανάλογα με την μηνιαία σχετική υγρασία και η συσχέτισή τους είναι ισχυρή ( $R_s/R_a = -0,0069 RH + 0,9794$ ,  $R^2 = 0,80$ ). Η σχέση τους θεωρείται αναμενόμενη καθώς η αυξημένη υγρασία εμποδίζει την απρόσκοπτη διείσδυση των ηλιακών ακτίνων στην ατμόσφαιρα. Επίσης, η συσχέτιση των ημερήσιων τιμών του λόγου  $R_s/R_a$  με τη σχετική υγρασία πάνω από τη φυτοκόμη και σε ύψος 18 m από το έδαφος (Σχ. 4.1.7) είναι παρόμοια με εκείνη των μηνιαίων τιμών. Οι τιμές  $R_s/R_a$  είναι σταθερά αυξημένες σε χαμηλή σχετική υγρασία, ενώ η οπτική συμπεριφορά της ατμόσφαιρας φαίνεται να αλλάζει σημαντικά όταν η σχετική υγρασία υπερβαίνει το 60%, καθώς τότε παρατηρείται τάση εντονότερης μείωσης του  $R_s/R_a$  με την αύξηση

της υγρασίας με μέσο ρυθμό περίπου - 0,1 για κάθε 10% υγρασιακή αύξηση. Βέβαια, η διασπορά των ημερήσιων τιμών είναι αυξημένη και η γραμμική σχέση, αν και στατιστικά σημαντική ( $p < 0,001$ ), έχει μικρό συντελεστή συσχέτισης ( $R^2 = 0,56$ ). Ο μέγιστος ρυθμός μείωσης (0,18) του λόγου  $R_s/R_a$  εντοπίζεται όταν η σχετική υγρασία αυξάνει από 80-90% σε 90-100%, ενώ οι τυπικές αποκλίσεις των τιμών  $R_s/R_a$  στις συγκεκριμένες κλάσεις είναι πολύ αυξημένες (0,17 και 0,16, αντίστοιχα).



Σχήμα 4.1.7: Κατανομή των ημερήσιων τιμών του λόγου της πυκνότητας ροής της εισερχόμενης ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη,  $R_s$ , προς την αντίστοιχη που υπολογίστηκε στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας,  $R_a$ , σε σχέση με την ημερήσια σχετική υγρασία μετρούμενη πάνω από τη δασική φυτοκόμη (18 m ύψος). Οι ημερήσιες τιμές ανέρχονται σε 1.366 και αφορούν τις χρονικές περιόδους 1999 – 2002 και 2004 – 2006, ενώ η σκούρα πράσινη (ευθεία) γραμμή αντιστοιχεί στην μέση τιμή του λόγου  $R_s/R_a$  σε ανέφελους ημέρες.

Από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων επιλέχθηκαν 107 τελείως ανέφελους ημέρες κατανεμημένες σε όλες τις εποχές του έτους, για την περίοδο 1999-2002, προκειμένου να υπολογιστεί η μέγιστη τιμή του λόγου  $R_s/R_a$ . Σε αυτές τις περιπτώσεις οι πυκνότητες ροής της  $R_s$  που φτάνουν στο οικοσύστημα επηρεάζονται από τη μέση σύσταση της ατμόσφαιρας, κυρίως σε αέρια (δευτερευόντως σε στερεά σωματίδια) και είναι οι μέγιστες δυνατές για την περιοχή. Τότε, η τιμή του λόγου  $R_s/R_a$ , ουσιαστικά εκφράζει το άθροισμα των συντελεστών Angstrom ( $a + b$ ) για τη θολότητα της ατμόσφαιρας (Allen et al. 1994). Στο Μογγαστό, ο λόγος  $R_s/R_a$  κατά τις ηλιόλουστες ημέρες είναι σταθερά υψηλός,  $0,7207 \pm 0,0259$ , παρουσιάζει μικρό συντελεστή παραλλακτικότητας ( $CV = 0,036 < 0,10$ ) και θεωρείται αναμενόμενος (Ibrahim 1985, Kamel et al. 1993, Allen et al. 1994, Griffith 1994, Tadros 2000). Έτσι,

σε ανέφελες ημέρες περίπου το 72% της ακτινοβολίας, που φτάνει στη γη από τον ήλιο, καταφέρνει να διαπεράσει την ατμόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο 28%, είτε απορροφάται από αέρια και σωματίδια, είτε ανακλάται στο διάστημα. Σημαντικές βέβαια είναι και οι εποχιακές διαφοροποιήσεις, με τις υψηλότερες τιμές να παρουσιάζονται το χειμώνα ( $0,7512 \pm 0,0273$ ,  $n = 9$  ημέρες) και δευτερευόντως την άνοιξη ( $0,7348 \pm 0,0234$ ,  $n = 27$ ) λόγω αυξημένης καθαρότητας της ατμόσφαιρας κατά τη βροχερή εποχή (απαλλαγή από στερεά σωματίδια) και τις μικρότερες το καλοκαίρι ( $0,7125 \pm 0,0205$ ,  $n = 55$ ) και το φθινόπωρο ( $0,7079 \pm 0,0242$ ,  $n = 16$ ).

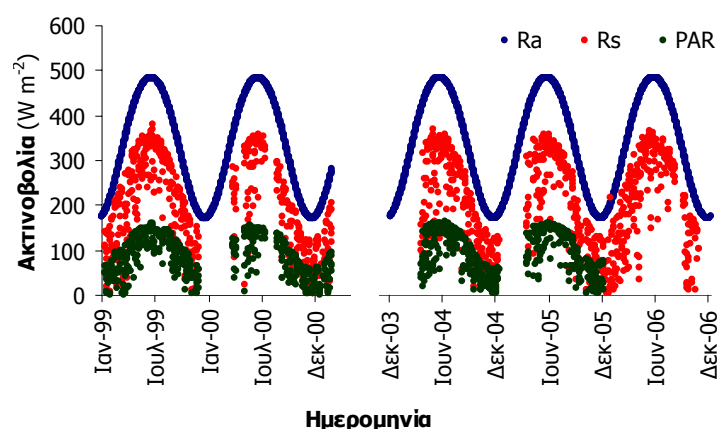
Το άθροισμα  $a + b = 0,7207$  για το Μογγοστό είναι σημαντικά μεγαλύτερο από το 0,66 που δίνεται για την περιοχή της Αθήνας από τον Λιακατά (1976) και προέκυψε από στοιχεία του Αστεροσκοπείου Αθηνών της περιόδου 1963-1967. Η διαφορά αυτή (πέρα από το ότι τα δεδομένα αφορούν διαφορετικές χρονικές περιόδους) πρέπει να οφείλεται στη διαφοροποιημένη σύσταση της ατμόσφαιρας (αυξημένη περιεκτικότητα αέριων ρύπων και στερεών σωματιδίων), στο τοπογραφικό ανάγλυφο, είτε ακόμα και στον διαφορετικό τρόπο υπολογισμού των συντελεστών (Tadros 2000). Ο Αλεξανδρής (2000, 2003) δίνει για την Κωπαίδα μέση ετήσια τιμή  $a+b = 0,76$ , που βρίσκεται αρκετά κοντά στην υπολογισθείσα για το Μογγοστό.

#### **4.1.1.3. Αποτελεσματικότητα για Φωτοσύνθεση**

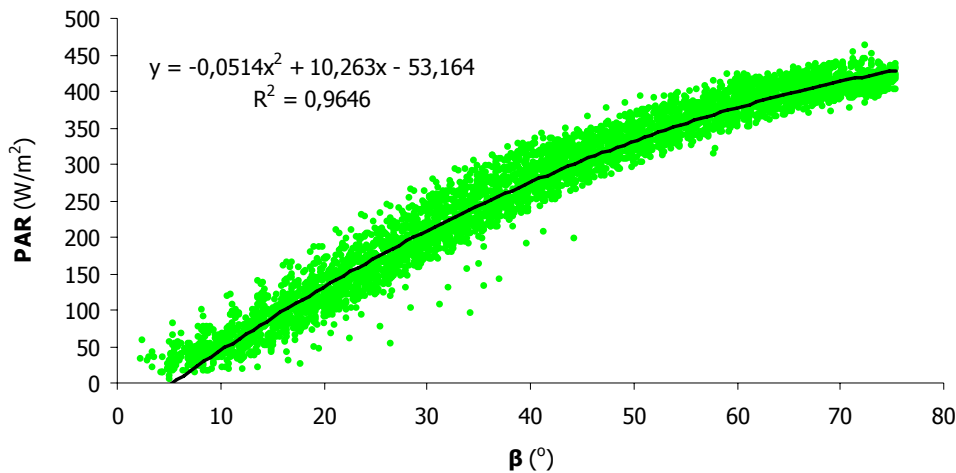
Σημαντική παράμετρο στις οικολογικές και βιολογικές μελέτες αποτελεί η σύσταση της ακτινοβολίας σε μήκη κύματος που μπορούν να ευνοήσουν ή, αντίθετα, να εμποδίσουν τις φυσιολογικές διεργασίες των οργανισμών. Η ακτινοβολία ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια της γης είναι πολυφασματική και διαφέρει αρκετά από την αντίστοιχη στα όρια της ατμόσφαιρας. Αυτό οφείλεται στη διαφορετική απορρόφηση ή σκέδαση των διαφόρων περιοχών του φάσματος από τα αέρια της ατμόσφαιρας και κυρίως από το όζον, το διοξείδιο του άνθρακα και τους υδρατμούς, τα οποία κατά κάποιον τρόπο «φιλτράρουν» την ακτινοβολία και επιτρέπουν τη ροή ενέργειας με φασματική σύνθεση που επηρεάζει τις βιολογικές διεργασίες. Το στρώμα του ατμοσφαιρικού όζοντος απορροφά δραστικά την υπεριώδη ακτινοβολία εξουδετερώνοντας με τον τρόπο αυτό τις καταστρεπτικές επιδράσεις στους ζωντανούς ιστούς. Παράλληλα, το στρώμα του όζοντος αλλά κυρίως οι υδρατμοί και το διοξείδιο του άνθρακα της ατμόσφαιρας απορροφούν

σημαντικά ποσά υπερϊώδους ακτινοβολίας, η οποία σε μεγάλες δόσεις μπορεί επίσης να δημιουργήσει προβλήματα στο βιολογικό υλικό. Στο Μογγαστό οι συγκεντρώσεις του όζοντος δεν θεωρούνται αμελητέες (Saitanis 2003), αντίθετα διατηρούν πολύ υψηλές τιμές σε εικοσιτετράωρη βάση, επηρεάζοντας με αυτόν τον τρόπο τη σύσταση της ηλιακής ακτινοβολίας αλλά και τη διαύγεια της ατμόσφαιρας το ίδιο όλες τις ώρες της μέρας. Παρόλα αυτά οι υψηλές συγκεντρώσεις όζοντος δεν συνοδεύονται από φαινολογικές μεταβολές στο φύλλωμα των δένδρων δρυός (π.χ. χλωρώσεις), τουλάχιστον μακροσκοπικά, υποδεικνύοντας αυξημένη ανθεκτικότητα του συγκεκριμένου φυτικού είδους.

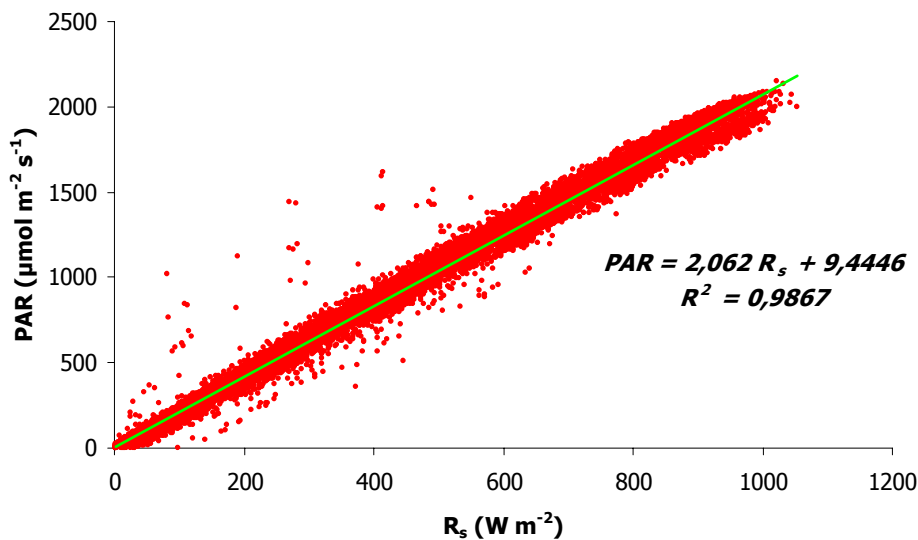
Ιδιαίτερα σημαντική είναι η περιεκτικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας σε μήκη κύματος 0,4-0,7  $\mu\text{m}$ , καθώς κυρίως σε αυτή τη φασματική περιοχή η παρεχόμενη ενέργεια στα φυσικά οικοσυστήματα μπορεί να αξιοποιηθεί αποτελεσματικά προκειμένου οι αυτότροφοι οργανισμοί να πραγματοποιήσουν τη φυσιολογική λειτουργία της φωτοσύνθεσης. Από την άλλη πλευρά, η απορρόφηση των αερίων της ατμόσφαιρας και ιδιαίτερα των υδρατμών και του διοξειδίου του άνθρακα σε αυτή την περιοχή είναι περιορισμένη, επιτρέποντας την ευκολότερη διέλευση μέσα από την ατμόσφαιρα. Η πυκνότητα ροής αυτής της ακτινοβολίας, εξαιτίας της σπουδαιότητάς της, μελετάται ξεχωριστά, ονομάζεται φωτοσυνθετικά ενεργή ακτινοβολία και συμβολίζεται ως PAR (Photosynthetically Active Radiation). Μεταβάλλει τις τιμές της σε ημερήσια και εποχιακή κλίμακα και ακολουθεί γενικά την κατανομή της  $R_s$  (Σχ. 4.1.8). Επίσης, εξαρτά τις τιμές της από τη γωνία ηλιακής ανύψωσης  $\beta$  και σε ανέφελες ημέρες η συσχέτισή τους περιγράφεται ικανοποιητικά από πρωτοβάθμιες ή δευτεροβάθμιες πολυωνμικές εξισώσεις (Σχ. 4.1.9).



Σχήμα 4.1.8: Κατανομή των ημερήσιων πυκνοτήτων ροής των ακτινοβολιών  $R_s$  (ολική μικρού μήκους κύματος),  $R_a$  (μικρού μήκους κύματος στα όρια της ατμόσφαιρας) και PAR (φωτοσυνθετικά ενεργή στην κορυφή της φυτοστοιβάδας) για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων στην περιοχή του Μογγαστού.



Σχήμα 4.1.9: Μεταβολή των πυκνοτήτων ροής της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, σε σχέση με τη γωνία ηλιακής ανύψωσης,  $\beta$ , από 5.083 ζεύγη δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων σε ανέφελες ημέρες των ετών 1999, 2000 και 2001.



Σχήμα 4.1.10: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, και της ολικής μικρού μήκους κύματος,  $R_s$ , στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης. Τα ζεύγη των ωριαίων τιμών ανέρχονται σε 10.874 και περιλαμβάνουν μετρήσεις των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2005.

Όπως φαίνεται στο Σχ. 4.1.10, η σχέση των ωριαίων τιμών της PAR ως προς την  $R_s$  πάνω από τη δασική φυτοκόμη, στο Μογγοστό, είναι σχεδόν σταθερή και σχεδόν ανεξάρτητη από το χρόνο, για όλη την περίοδο μελέτης. Κάθε  $1 \text{ W m}^{-2}$  της  $R_s$  που φτάνει στην κορυφή του δάσους, παρέχει κατά μέσο όρο  $2,062 \text{ μmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  ενέργεια για φωτοσύνθεση (PAR), τιμή που αντιστοιχεί στο 44,7% της  $R_s$  και δεν αποκλίνει σημαντικά από εκείνες άλλων ερευνητών (Szeicz 1974, Ross 1975, Britton

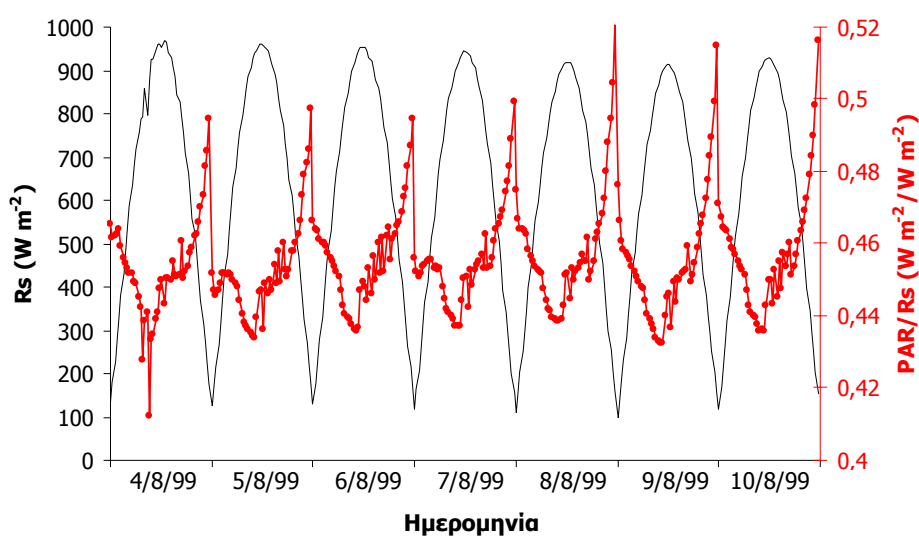
and Dodd 1976, Stanhill and Fuchs 1977, Baldocchi et al. 1984, Zhang et al. 2000, Tsubo and Walker 2005). Χρησιμοποιώντας τις μέσες ημερήσιες τιμές, η αντίστοιχη τιμή είναι  $2,033 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ , ποσότητα που αντιστοιχεί στο 0,441 της  $R_s$ , ενώ οι Papaioannou et al. (1996) και οι Jacovides et al. (2003) δίνουν για την Αθήνα και την Κύπρο μέσες ετήσιες τιμές από ημερήσια στοιχεία 0,436 (με εύρος 0,411 - 0,446) και 0,454, αντίστοιχα.

Παρόλο που η περιεκτικότητα της  $R_s$  σε PAR είναι γενικά σταθερή, εντούτοις παρουσιάζει μικρές μεταβολές ανάλογα με τη θέση του ήλιου ως προς τον ορίζοντα, ενώ διαφοροποιείται και με το γεωγραφικό πλάτος. Όσο αυξάνει η διαδρομή που έχουν να διανύσουν οι ηλιακές ακτίνες στη ατμόσφαιρα για να φτάσουν στις διάφορες φυσικές επιφάνειες, τόσο θα αυξάνει η ποσοστιαία περιεκτικότητά τους σε μήκη κύματος 0,4-0,7  $\mu\text{m}$ . Έτσι, η  $R_s$  σε συγκεκριμένη περιοχή είναι γενικά περισσότερο εμπλουτισμένη σε PAR το πρωί ή το απόγευμα και λιγότερο το μεσημέρι. Μάλιστα, η γραμμική παλινδρόμηση της PAR με την  $R_s$  δίνει αυξημένες κλίσεις σε μικρές γωνίες ηλιακής ανύψωσης που μειώνονται με την αύξηση της  $\beta$  (Πίν. 4.1.1). Η μέγιστη κλίση είναι  $2,192 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  (περίπου το 47,6% της  $R_s$ ) και παρατηρείται σε  $\beta < 10^\circ$ , ενώ η ελάχιστη  $1,962 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  (περίπου το 42,6% της  $R_s$ ) σε  $\beta > 70^\circ$ . Αντίστοιχη είναι και η μεταβολή των μέσων ωριαίων τιμών του λόγου  $\text{PAR}/R_s$ ,  $[\Sigma(\text{PAR}/R_s)]_n$  με τη  $\beta$ , αν και είναι κατά πολύ μειωμένες και με μεγάλες τυπικές αποκλίσεις σε  $\beta < 20^\circ$ . Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται αποκλειστικά στις πολύ μικρές ροές  $R_s$  και στην περιορισμένη ικανότητα του αισθητήρα να δίνει υψηλής ακρίβειας μετρήσεις σε μικρές ηλιακές ανυψώσεις ή μεγάλες ζενιθιακές γωνίες (Jacovides et al. 2003).

Πίνακας 4.1.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης ( $\text{PAR} = A_1 \cdot R_s + A_0$ ) για ωριαίες τιμές φωτοσυνθετικά ενεργής, PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας,  $R_s$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) και μέσες τιμές του λόγου  $\text{PAR}/R_s$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ ) σε διαφορετικές ηλιακές ανυψώσεις  $\beta$  καθώς και τα απαραίτητα στατιστικά μεγέθη για την αξιολόγηση των μεγεθών. Οι μονάδες μέτρησης των  $A_1$  και  $A_0$  είναι  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  και  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , αντίστοιχα.

$\beta$ ( $^\circ$ )	n	PAR	$A_1$	$A_0$	$R^2$	RMSE	d	$\Sigma(\text{PAR}/R_s)_n$	SD
<10	690	347,65	2,192	-19,62	0,9735	41,40	0,9932	1,962	0,460
10-20	1520	464,44	2,146	-14,29	0,9580	46,73	0,9943	2,014	0,316
20-30	1891	647,85	2,157	-9,98	0,9618	57,16	0,9942	2,080	0,268
30-40	1932	880,55	2,110	-3,71	0,9771	59,69	0,9951	2,083	0,205
40-50	1603	1139,45	2,075	7,58	0,9810	61,33	0,9952	2,085	0,164
50-60	1396	1388,20	2,055	15,67	0,9826	59,92	0,9956	2,074	0,133
60-70	1171	1611,53	2,022	31,38	0,9702	72,78	0,9924	2,064	0,111
>70	588	1733,27	1,962	62,88	0,9612	75,15	0,9900	2,040	0,097

Πιο εμφανής είναι η ημερήσια κόμανση του λόγου PAR/Rs κατά τη διάρκεια ανέφελων ημερών, η οποία εξαρτάται αποκλειστικά από τη θέση του ήλιου σε σχέση με τη θέση μέτρησης. Ενδεικτικά, μια τέτοια μεταβολή παρουσιάζεται στο Σχ. 4.1.11, στο οποίο δίνονται οι δεκαπεντάλεπτες μεταβολές του PAR/Rs (σε  $W\ m^{-2} / W\ m^{-2}$ ) καθώς και οι αντίστοιχες πυκνότητες ροής της Rs κατά τη διάρκεια 7 διαδοχικών ηλιόλουστων ημερών του καλοκαιριού του 1999. Στο διάγραμμα φαίνεται ότι οι υψηλές τιμές του λόγου καταγράφονται τις πρώτες πρωινές ώρες αλλά και αργά το απόγευμα και οι χαμηλές τις μεσημβρινές ώρες, ενώ γενικά οι δεκαπεντάλεπτες μεταβολές πριν το μεσημέρι είναι πιο ομαλές σε σύγκριση με το απόγευμα.



Σχήμα 4.1.11: Δεκαπεντάλεπτες μεταβολές της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας, Rs, στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης και του λόγου PAR/Rs, κατά τη διάρκεια της μέρας, για 7 διαδοχικές ανέφελες ημέρες του έτους 1999.

Η υψηλή ατμοσφαιρική υγρασία ευνοεί την αυξημένη σύσταση της Rs σε PAR (Gonzá and Calbó 2002) κυρίως επειδή η απορρόφηση των υδρατμών σε αυτή τη φασματική περιοχή είναι περιορισμένη. Έτσι, κατά τις νεφοσκεπείς ημέρες οι ηλιακές ακτίνες μεταφέρουν φως με μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε μήκη κύματος 0,4-0,7  $\mu m$  από ότι κατά τις ηλιόλουστες (Papaioannou et al. 1996, Jacovides et al. 2003). Από τη γραμμική συσχέτιση των τιμών των PAR και Rs για κάθε κλάση σχετικής υγρασίας, οι παραγόμενες κλίσεις εκφράζουν την περιεκτικότητα της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη σε PAR (Πίν. 4.1.2). Οι μεγαλύτερες περιεκτικότητες καταγράφονται όταν η σχετική υγρασία είναι μεγαλύτερη από 70% και μεγιστοποιούνται στα  $2,124\ \mu mol\ m^{-2}\ s^{-1} / W\ m^{-2}$  (περίπου



46% της  $R_s$ ) στην υγρασιακή κλάση 80-90%. Μικρότερη είναι η κλίση σε σχετική υγρασία κάτω από 20% και φτάνει τα  $2,030 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  (περίπου 44% της  $R_s$ ).

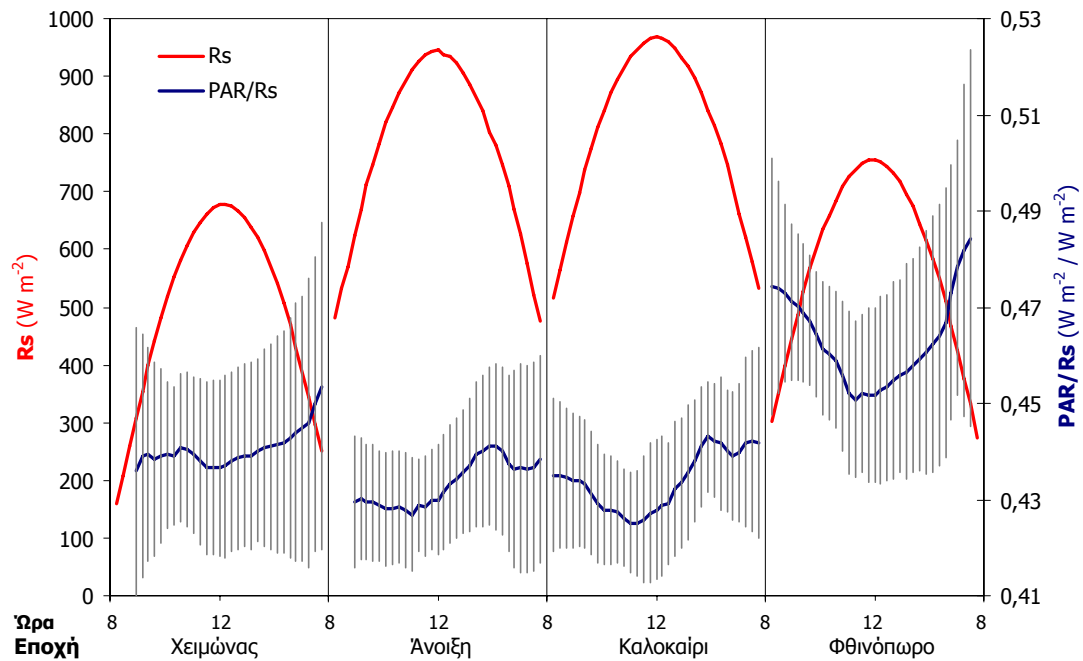
Πίνακας 4.1.2: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης ( $PAR = A_1 \cdot R_s + A_0$ ) για ωριαίες τιμές φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας,  $PAR$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας,  $R_s$  ( $\text{W m}^{-2}$ ), και μέσες τιμές του λόγου  $PAR/R_s$  ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ ) σε διαφορετικές κλάσεις σχετικής υγρασίας,  $RH$ , καθώς και τα απαραίτητα στατιστικά μεγέθη για την αξιολόγηση των μεγεθών. Οι μονάδες μέτρησης των  $A_1$  και  $A_0$  είναι  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  και  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , αντίστοιχα.

RH	n	PAR	$A_1$	$A_0$	$R^2$	RMSE	d	$\Sigma(PAR/R_s)/n$	SD
0-20	90	1114,88	2,030	16,58	0,9858	67,22	0,9964	2,059	0,198
20-30	573	1183,88	2,057	23,04	0,9874	59,36	0,9968	2,102	0,142
30-40	1670	1268,76	2,059	19,37	0,9867	61,29	0,9967	2,089	0,142
40-50	2205	1202,80	2,046	19,18	0,9851	67,60	0,9962	2,080	0,165
50-60	1949	1120,40	2,038	14,96	0,9861	66,18	0,9965	2,063	0,187
60-70	1411	898,39	2,049	11,48	0,9857	60,34	0,9964	2,072	0,207
70-80	1066	730,96	2,114	-4,37	0,9822	57,60	0,9955	2,085	0,252
80-90	814	583,14	2,124	-10,39	0,9788	54,98	0,9946	2,054	0,313
90-100	1016	300,05	2,096	-14,32	0,9799	41,44	0,9949	1,904	0,454
<b>0-100</b>	<b>10796</b>	<b>974,11</b>	<b>2,062</b>	<b>9,44</b>	<b>0,9867</b>	<b>67,69</b>	<b>0,9966</b>	<b>2,082</b>	<b>0,411</b>

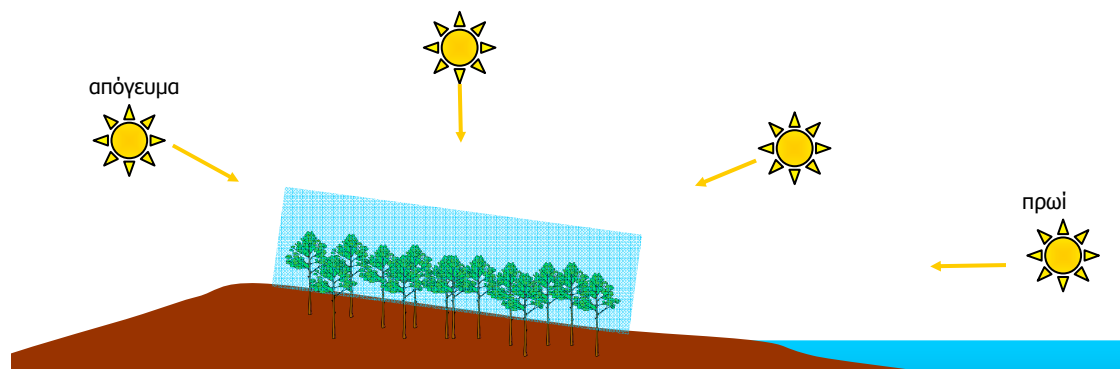
Η μελέτη των μέσων τιμών του λόγου  $PAR/R_s$  δίνει αρκετά διαφοροποιημένα αποτελέσματα από αυτά των κλίσεων, τουλάχιστον για τις ωριαίες μετρήσεις και ιδιαίτερα σε χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας, πιθανώς επειδή τέτοιες συνθήκες επικρατούν κατά κύριο λόγο τις πρωινές και απογευματινές ώρες, κατά τις οποίες οι πυκνότητες ροής της  $R_s$  είναι πολύ μικρές και αγγίζουν το όριο της ακρίβειας της μέτρησης. Γι' αυτό το λόγο άλλωστε, οι τιμές αυτές θα πρέπει να εξετάζονται με προσοχή και πάντα σε σχέση με την τυπική τους απόκλιση. Από την άλλη πλευρά, η μελέτη των κλίσεων αμβλύνει την επίδραση των ακραίων τιμών και θεωρείται πιο αξιόπιστη.

Η επίδραση της σχετικής υγρασίας φαίνεται και στις εποχιακές διαφοροποιήσεις του ημερήσιου  $PAR/R_s$  ιδιαίτερα κατά τις ανέφελές ημέρες (Σχ. 4.1.12). Έτσι, γενικά, την άνοιξη, το καλοκαίρι και το χειμώνα ο λόγος είναι της τάξης του 0,44 ( $0,437 \pm 0,016$ ,  $0,438 \pm 0,015$ ,  $0,438 \pm 0,025$ , αντίστοιχα) και αυξάνει κάπως το φθινόπωρο ( $0,464 \pm 0,025$ ). Βέβαια, ιδιαίτερα χαμηλές τιμές παρατηρούνται τις μεσημβρινές ώρες των ανέφελων καλοκαιρινών ημερών ( $0,429 \pm 0,014$  στις 12:15), όπως αναμενόταν και πολύ υψηλές τα απογεύματα του φθινοπώρου ( $0,485 \pm 0,056$  στις 16:00). Στις μέσες ημερήσιες μεταβολές του ημερήσιου  $PAR/R_s$  αξιοσημείωτες είναι οι αυξημένες απογευματινές τιμές σε σύγκριση με τις αντίστοιχες πρωινές με την ίδια

γωνία ηλιακής ανύψωσης, ανεξάρτητα από την εποχή (Σχ. 4.1.12). Πιθανή αιτία είναι η μικρή κλίση της φυσικής επιφάνειας σε σχέση με τις επίσης μικρές γωνίες  $\beta$  κατά τις απογευματινές ώρες (Σχ. 4.1.13). Αν και οι τιμές  $\beta$  το απόγευμα είναι ίσες με τις αντίστοιχες πρωινές, οι ηλιακές ακτίνες το απόγευμα διανύουν μεγαλύτερες αποστάσεις κοντά στη φυτοκόμη, όπου γενικά επικρατούν συνθήκες σχετικά υψηλής σχετικής υγρασίας, οδηγώντας σε αύξηση της περιεκτικότητας της προσπίπτουσας  $R_s$  σε PAR.



Σχήμα 4.1.12: Μεταβολές της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης και του λόγου  $PAR/R_s$  κατά τη διάρκεια 4 μέσων ημερών (μία για κάθε εποχή) από τις 8:00 έως τις 16:00 (τοπική ώρα). Οι γραμμές έχουν προκύψει από 2.870 ζεύγη δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια 30 ηλιόλουστων ημερών των ετών 1999 και 2000. Η εποχιακά μέγιστες τιμές της  $R_s$  αντιστοιχούν στις 12:00.



Σχήμα 4.1.13: Θέση του δασικού οικοσυστήματος σε σχέση με την ηλιακή ανύψωση κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Η εποχιακή διαφοροποίηση του λόγου PAR/R<sub>s</sub> διαπιστώνεται επίσης και από τις μέσες μηνιαίες τιμές που παρουσιάζονται στον Πίν. 4.1.3. Για την ποσοτικοποίηση των μηνιαίων και εποχιακών μεταβολών του λόγου PAR/R<sub>s</sub> ιδιαίτερη προσοχή θα πρέπει να δίνεται στα πρωτογενή δεδομένα από τα οποία προκύπτουν οι μέσες τιμές. Οι χρήση ημερήσιων δεδομένων σε σύγκριση με τα ωριαία δίνει κάπως μεγαλύτερες τιμές στο ηηλικό (Papaioannou et al. 1996, Jacovides et al. 2003).

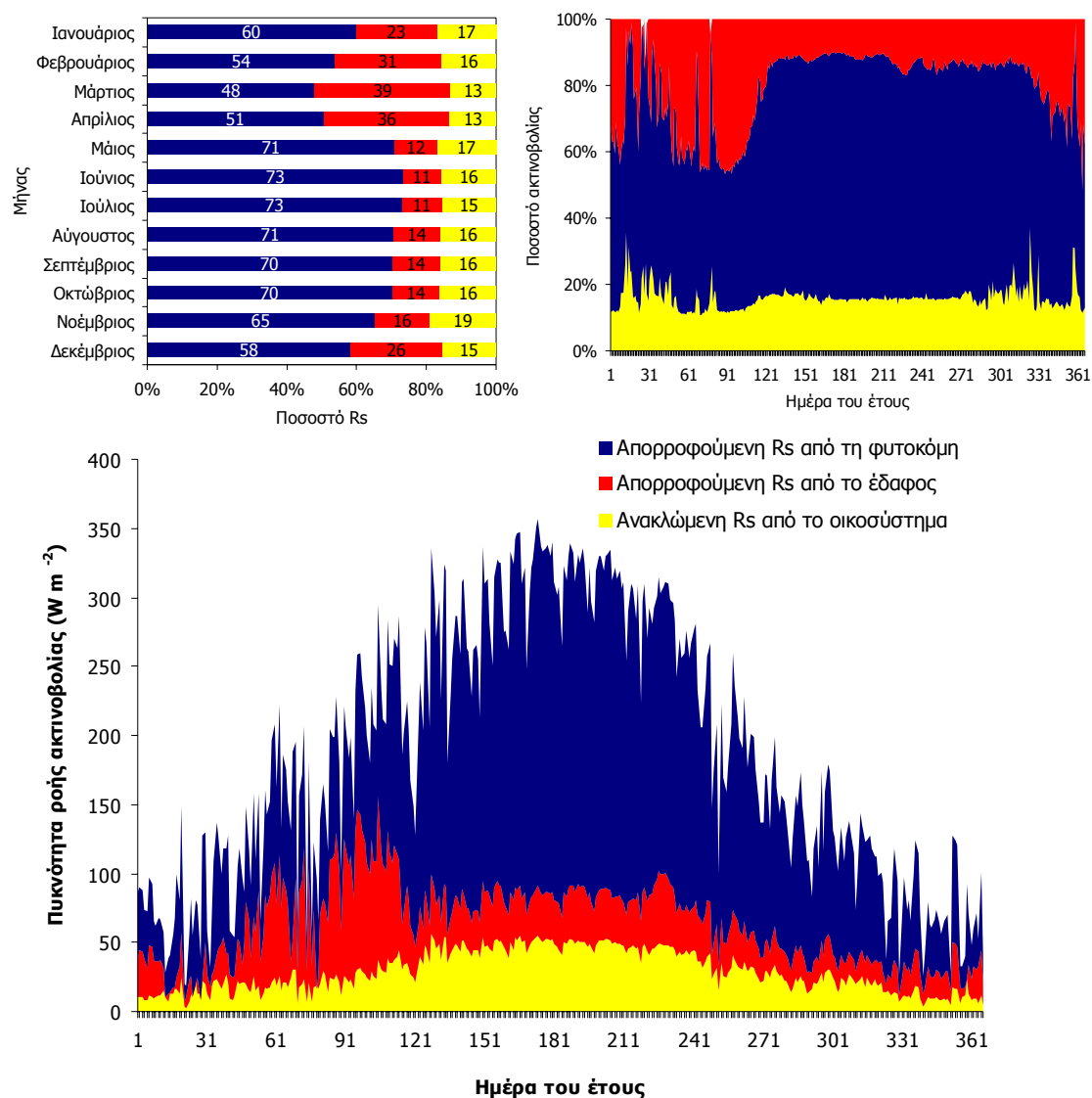
Πίνακας 4.1.3: Μηνιαίες μέσες τιμές του ημερήσιου λόγου PAR / R<sub>s</sub> πάνω από τη δασική φυτοκόμη (σε  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ ) από ωριαίες και ημερήσιες τιμές των περιόδων 1999-2002 και 2004-2005.

ΜΗΝΑΣ	PAR / R <sub>s</sub> [ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / (\text{W m}^{-2})$ ]					
	Ωριαίες τιμές			Ημερήσιες τιμές		
	n	M.O.	SD	n	M.O.	SD
Ιανουάριος	222	2,022	0,179	35	2,061	0,129
Φεβρουάριος	361	2,015	0,180	52	2,014	0,185
Μάρτιος	276	1,931	0,146	31	1,919	0,119
Απρίλιος	664	1,986	0,134	64	1,995	0,094
Μάιος	1409	2,039	0,113	119	2,043	0,091
Ιούνιος	1580	2,026	0,111	131	2,024	0,077
Ιούλιος	1481	2,048	0,138	122	2,047	0,102
Αύγουστος	1120	2,154	0,108	101	2,158	0,057
Σεπτέμβριος	1057	2,172	0,122	109	2,188	0,097
Οκτώβριος	905	2,160	0,152	103	2,181	0,136
Νοέμβριος	774	2,162	0,151	105	2,166	0,155
Δεκέμβριος	527	2,120	0,188	76	2,127	0,186

Τη μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε PAR εμφανίζει η R<sub>s</sub> τους φθινοπωρινούς μήνες και γίνεται μέγιστη το Σεπτέμβριο, ενώ γενικά ο λόγος PAR/R<sub>s</sub> διατηρεί υψηλότερες τιμές από τον Αύγουστο έως το Δεκέμβριο (Πίν. 4.1.3). Κάπως χαμηλότερες τιμές του λόγου καταγράφονται τους υπόλοιπους μήνες (από Ιανουάριο έως Ιούλιο). Η μικρότερη τιμή εμφανίζεται το Μάρτιο πιθανώς εξαιτίας των ιδιαίτερα αυξημένων βροχοπτώσεων (έφτασαν τα 198 mm το 1999) και του άστατου καιρού που κατά κανόνα επικρατεί την περίοδο αυτή στην περιοχή, επηρεάζοντας τις ροές ακτινοβολίας και συνεπώς τις τιμές του λόγου. Άλλωστε, οι χαμηλές τιμές PAR/R<sub>s</sub> του Μαρτίου, παρόλο που δεν είναι αναμενόμενες, έχουν αναφερθεί και από άλλους ερευνητές για τη Μεσόγειο, όπως οι Jacovides et al. (2003) για την Κύπρο, ενώ χαρακτηρίζονται από μάλλον μεγάλες τυπικές αποκλίσεις επιβεβαιώνοντας τις ευμετάβλητες καιρικές συνθήκες (Πίν. 4.1.3).

#### 4.1.1.4. Κατανομή της ακτινοβολίας στο οικοσύστημα

Το δασικό οικοσύστημα ως προς την κατανομή της ηλιακής ενέργειας λειτουργεί ως αδιαφανής επιφάνεια. Το ηλιακό φως που φτάνει στην κορυφή της κόμης, είτε απορροφάται από το σύστημα έδαφος-βλάστηση είτε ανακλάται προς την ατμόσφαιρα. Τα ποσοστά απορρόφησης και ανάκλασης διαφοροποιούνται από εποχή σε εποχή λόγω μεταβολών στις οπτικές ιδιότητες της κόμης και του εδάφους.



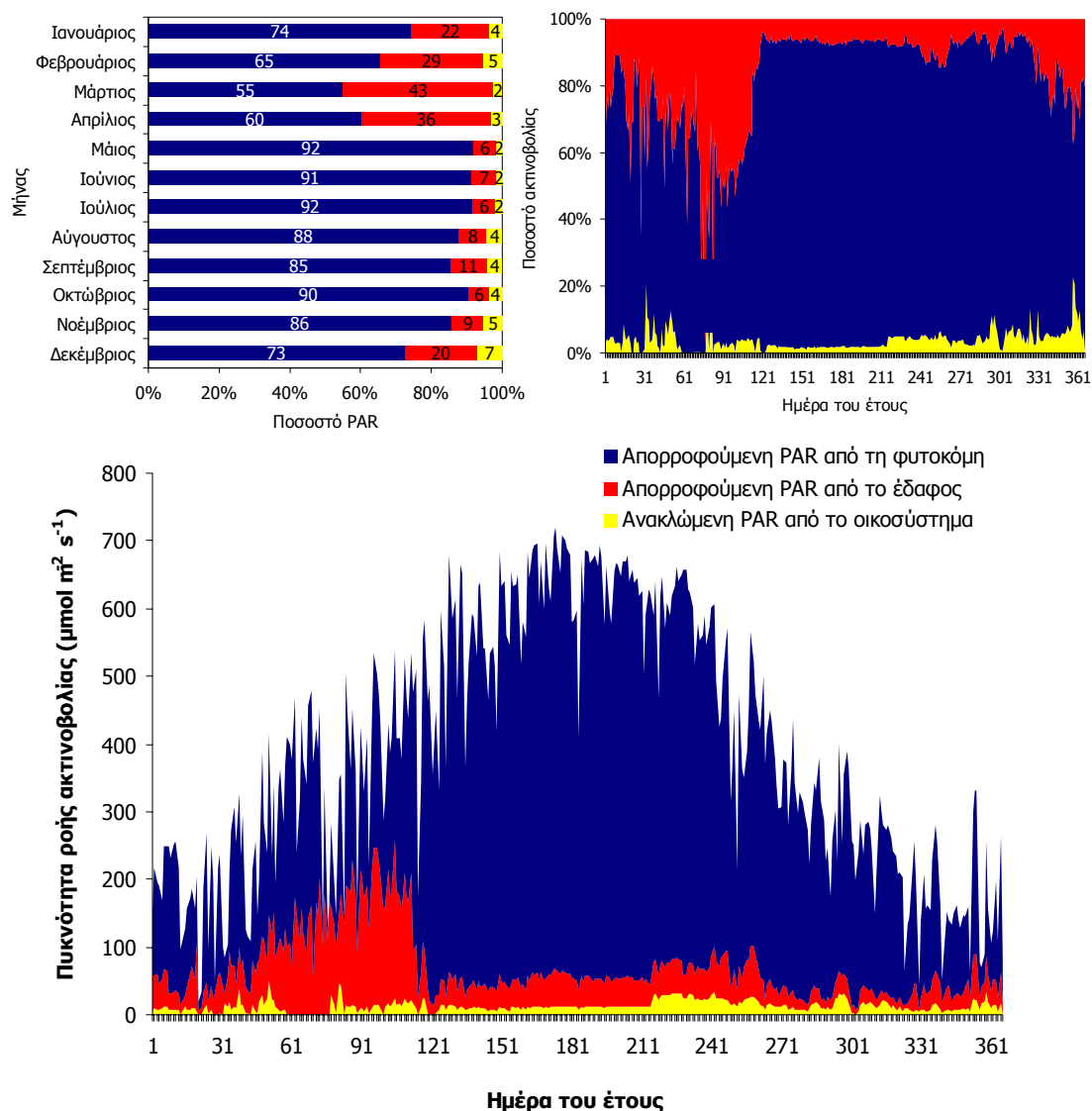
Σχήμα 4.1.14: Ποσοτική κατανομή της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , που εισέρχεται στο δασικό οικοσύστημα του Μογγαστού για απορρόφηση από τη φυτοκόμη και το έδαφος καθώς και για ανάκλαση από το οικοσύστημα. Τα μηνιαία (πάνω αριστερά) και ημερήσια (πάνω δεξιά) ποσοστά αφορούν την ολική εισερχόμενη ακτινοβολία πάνω από τη φυτοκόμη, ενώ οι 24ωρες ροές της και η ποσοτική κατανομή για απορρόφηση και ανάκλαση παρουσιάζονται κάτω. Οι μέσες τιμές που εμφανίζονται στο διάγραμμα έχουν προκύψει από δεδομένα 1.113 ημερών των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2005 – 2006.

Η ολική μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία  $R_s$  απορροφάται σε μεγάλες ποσότητες κατά την περίοδο που τα δένδρα δρυός έχουν πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα (Σχ. 4.1.14). Η μέγιστη απορρόφηση από τη φυτοκόμη φτάνει το 73% της  $R_s$  και καταγράφεται τον Ιούνιο και τον Ιούλιο, μήνες κατά τους οποίους ελαχιστοποιείται η απορρόφηση από το έδαφος στο 11%, καθώς λίγο φως καταφέρνει να διαπεράσει τη φυτομάζα. Βέβαια, το δασικό έδαφος απορροφά μεγαλύτερες ποσότητες ακτινοβολίας κατά την χειμερινή και νωρίς κατά την εαρινή περίοδο, οπότε το δάσος δεν έχει φύλλωμα. Η αυξημένη διαθεσιμότητα φωτός σε συνδυασμό με την αυξημένη εδαφική υγρασία την άνοιξη, ευνοούν την απορρόφηση, ιδιαίτερα το Μάρτιο που κατά μέσο όρο φτάνει το 39% της ολικής ακτινοβολού ενέργειας στην κορυφή της κόμης.

Το ποσοστό της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που ανακλάται από το σύστημα έδαφος-δένδρα είναι αρκετά σημαντικό και κυμαίνεται σε μηνιαία βάση μεταξύ 13 και 19% της  $R_s$ , με το μεγαλύτερο ποσοστό να καταγράφεται τον Νοέμβριο και το μικρότερο τον Μάρτιο και τον Απρίλιο. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και νωρίς το φθινόπωρο (Ιούνιο έως Σεπτέμβριο), που το δάσος έχει ενεργό και ενήλικο φύλλωμα, η ανάκλαση παραμένει σχεδόν σταθερή με μέση τιμή 15,7%.

Ανάλογη είναι και η κατανομή, στο φυσικό σύστημα, της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας (Σχ. 4.1.15). Οι φυτικοί ιστοί παρουσιάζουν επιλεκτική απορρόφηση στη φασματική περιοχή της PAR ακόμα και κατά την περίοδο του ληθάργου (δάσος χωρίς φύλλωμα), με αποτέλεσμα οι ποσότητες που ανακλώνται ή απορροφούνται από το έδαφος να είναι εξαιρετικά περιορισμένες. Η μικρότερη μηνιαία απορρόφηση PAR από τη φυτοκόμη καταγράφεται το Μάρτιο, καθώς τότε το δάσος δεν έχει φύλλωμα και δεν εμφανίζονται τα καιρικά φαινόμενα του χειμώνα (συχνές νεφώσεις) που περιορίζουν τις ροές ακτινοβολίας. Παρόλα αυτά, η απορρόφηση PAR το Μάρτιο είναι σημαντική, καθώς αφορά το 55% της μετρούμενης στην κορυφή της φυτομάζας. Μετά τον Απρίλιο, που τα δένδρα έχουν ολοκληρώσει την βλαστική τους ανάπτυξη και διαθέτουν ενεργό και νεαρό φύλλωμα, το ποσοστό απορρόφησης μεγιστοποιείται και φτάνει το 92%, ενώ διατηρεί υψηλές τιμές (91 και 92%) τον Ιούνιο και τον Ιούλιο. Τους επόμενους μήνες μέχρι και το Νοέμβριο, η απορρόφηση είναι επίσης έντονη με μικρότερα όμως ποσοστά, που κυμαίνονται μεταξύ 85 και 90% της εισερχόμενης PAR.

Η απορρόφηση από το έδαφος παίζει σημαντικό ρόλο στην κατανομή της PAR μόνο κατά τους χειμερινούς και πρώτους εαρινούς μήνες. Το ποσοστό απορρόφησης μεγιστοποιείται το Μάρτιο (43%) και ελαχιστοποιείται (μεταξύ 6% και 11%) μετά την ολοκλήρωση της βλαστικής ανάπτυξης μέχρι και την έναρξη αποβολής του φυλλώματος (Μάιος-Νοέμβριος).



Σχήμα 4.1.15: Ποσοτική κατανομή της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, που εισέρχεται στο δασικό οικοσύστημα του Μογγαστού για απορρόφηση από τη φυτοκόμη και το έδαφος καθώς και για ανάκλαση από το οικοσύστημα. Τα μηνιαία (πάνω αριστερά) και ημερήσια (πάνω δεξιά) ποσοστά αφορούν την ολική PAR πάνω από τη φυτοκόμη, ενώ οι 24ωρες ροές της και η ποσοτική κατανομή τους για απορρόφηση και ανάκλαση παρουσιάζονται κάτω. Οι μέσες τιμές που εμφανίζονται στο διάγραμμα έχουν προκύψει από δεδομένα 1.121 ημερών των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2005-2006.

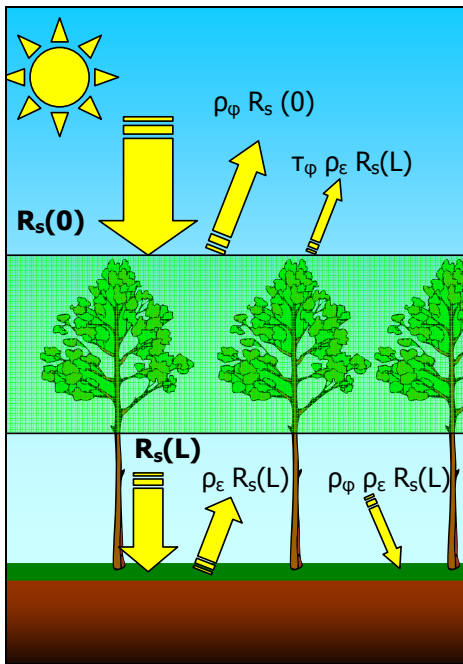
Αμελητέες είναι οι ποσότητες της PAR που ανακλώνται από το οικοσύστημα και σε μηνιαία βάση κυμαίνονται από 1,7 έως 7,2% της προσπίπτουσας, με τη μεγαλύτερη τιμή να καταγράφεται όταν το δάσος έχει ανοιχτόχρωμο και μη ενεργό (γηρασμένο) φύλλωμα (Δεκέμβριο) και τις μικρότερες αμέσως μετά την ολοκλήρωση της βλαστικής ανάπτυξης και για όσο διάστημα το νεαρό φύλλωμα παραμένει ιδιαίτερα ενεργό (από Μάιο έως Ιούλιο). Σχετικά μεγάλα είναι τα ποσοστά ανάκλασης τον Ιανουάριο και το Φεβρουάριο, όπου οι φυτικοί ιστοί έχουν αποβάλλει το γηρασμένο φύλλωμα. Αυτούς τους μήνες σημαντική θετική επίδραση στην ανάκλαση έχει το καλυμμένο με ανοιχτόχρωμα φύλλα δασικό έδαφος αλλά και η περιστασιακή χιονοκάλυψη. Αυτός άλλωστε είναι και ο λόγος της μεγάλης διασποράς των ροών της Rs και της PAR κατά τη χειμερινή περίοδο. Εξίσου αυξημένα ποσοστά ανάκλασης της PAR καταγράφονται και το Νοέμβριο (5%), οπότε τα φύλλα, αν και διατηρούνται στους κλάδους των δένδρων, βρίσκονται στο στάδιο της γήρανσης και μεταβάλλουν το χρώμα και το υγρασιακό τους περιεχόμενο.

#### **4.1.1.5. Οπτικές ιδιότητες**

Το διαμορφούμενο μικροπεριβάλλον μέσα στη φυτομάζα είναι ιδιαίτερα σημαντικό και παρέχει πολύτιμη βιολογική και οικολογική πληροφορία σχετικά με την αξιοποίηση της ακτινοβολίας από τους φυτικούς ιστούς για παραγωγικούς σκοπούς. Η θεώρηση του δασικού οικοσυστήματος ως ενιαίας επιφάνειας (δένδρα-έδαφος) αποτελεί παραδοχή που διευκολύνει τη μελέτη της κατανομής του ηλιακού φωτός μέσα σε αυτό, όμως, η «αδιαφανής» επιφάνεια δάσος-έδαφος δεν είναι ενιαία και ομοιογενής αλλά αποτελείται από την ημιδιαφανή φυτοκόμη και το αδιαφανές έδαφος. Οι δύο αυτές επιφάνειες συνυπάρχουν στην ίδια χωροχρονική μονάδα και μεταβάλλουν συνεχώς τις οπτικές τους ιδιότητες αλληλεπιδρώντας η μία με την άλλη στη διαμόρφωση του περιβάλλοντος ακτινοβολίας και του ισοζυγίου ενέργειας μέσα στο οικοσύστημα.

Οι ηλιακές ακτίνες που φτάνουν στην κορυφή της φυτομάζας, απορροφούνται και ανακλώνται από τους φυτικούς ιστούς αλλά και τους διαπερνούν και φτάνουν στο έδαφος. Το έδαφος, από την άλλη πλευρά, ως αδιαφανής επιφάνεια, απορροφά εν μέρει την προσπίπτουσα σε αυτό ακτινοβολία και ανακλά το υπόλοιπο μέρος πάλι προς τη φυτοκόμη. Η τελευταία αυτή ποσότητα ακτινοβολίας θα απορροφηθεί από τη φυτομάζα και ένα μικρό ποσοστό της θα τη

διαπεράσει και με αντιστροφή ροή (από κάτω προς τα πάνω) θα επιστρέψει στην



Σχήμα 4.1.16: Ροές της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω ( $R_s(0)$ ) και κάτω ( $R_s(L)$ ) από τη δασική φυτοκώμη ( $\rho_e$  και  $\rho_\phi$ : συντελεστές ανάκλασης εδάφους και φύλλων αντίστοιχα και  $\tau_\phi$ : συντελεστής διαπέρασης μέσα από τη φυτοκώμη).

ατμόσφαιρα, ενώ μια ακόμα μικρότερη ποσότητα θα ανακλαστεί πάλι προς το έδαφος κ.ο.κ.

Σύμφωνα με την παραπάνω περιγραφή των ροών, που μια απλουστευμένη σχηματική απόδοσή τους παρουσιάζεται στο Σχ. 4.1.16, γίνεται αντιληπτό ότι το περιβάλλον ακτινοβολίας μέσα στη φυτοκώμη είναι εξαιρετικά πολύπλοκο, ενώ η διερεύνησή του γίνεται ακόμα δυσκολότερη αν ληφθεί υπόψη η ανομοιογένεια που χαρακτηρίζει τις δενδρώδεις φυτοκόμες (Jarvis and Leverenz 1983, Kruijt 1989, Chason et al. 1991, Fassnacht et al. 1994) και η επίδραση του τοπογραφικού αναγλύφου.

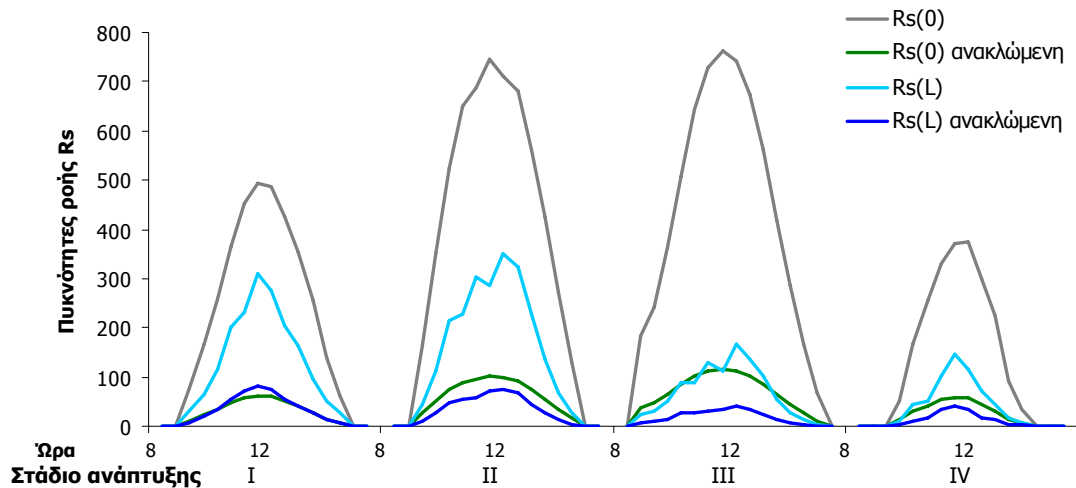
#### 4.1.1.5.1. Ανάκλαση

Οι ανακλώμενες ροές της  $R_s$  πάνω από τη φυτοκώμη,  $R_s(0)_{\text{ανακλώμενη}}$ , δεν υπερβαίνουν τα  $100 \text{ W m}^{-2}$  ανεξάρτητα από το βλαστικό στάδιο (I-IV) των δένδρων (Σχ. 4.1.17). Εξίσου χαμηλές είναι και οι αντίστοιχες ροές ανακλώμενης ακτινοβολίας από το έδαφος,  $R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}}$ , οι οποίες όμως ελαχιστοποιούνται κατά το στάδιο που το δάσος διαθέτει πλήρως αναπτυγμένο πράσινο φύλλωμα (III) αλλά και κατά τη γήρανση (IV), αφού και στις δύο περιόδους τα φύλλα παραμένουν στα δένδρα και εμποδίζουν τη διείσδυση του ηλιακού φωτός.

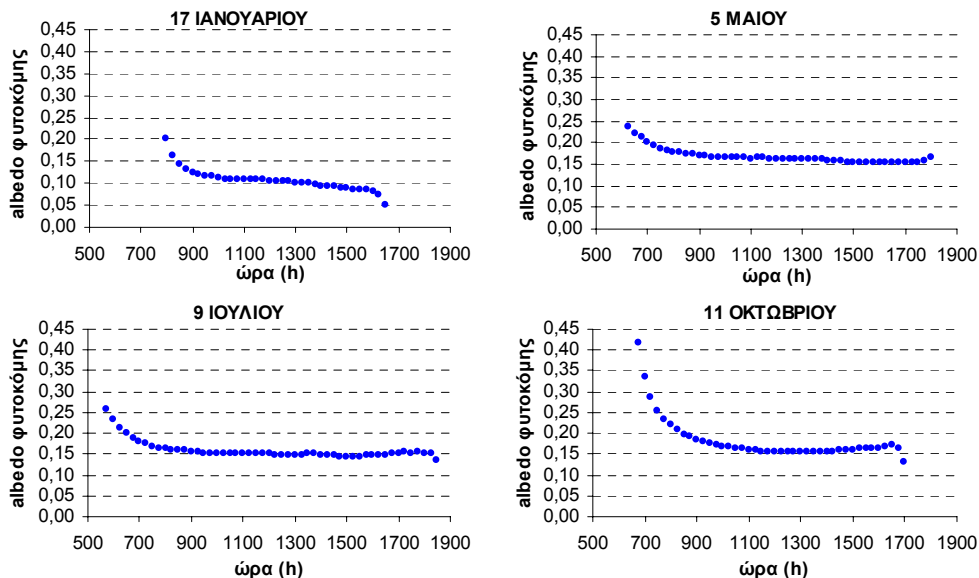
Οι τιμές του συντελεστή ανάκλασης της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας ( $\rho_{R_s}$ , albedo) πάνω από τη δασική φυτοκώμη μεταβάλλονται τόσο κατά τη διάρκεια της μέρας όσο και εποχιακά (Σχ. 4.1.18 και 4.1.19). Γενικά, την ημέρα παρουσιάζει σχεδόν σταθερές τιμές για κάθε εποχή, με εξαίρεση τις πρώτες πρωινές ώρες που η ηλιακή ανύψωση είναι μικρή και επηρεάζει την ανακλαστικότητα της επιφάνειας (Ross 1975, Jarvis et al. 1976). Η επίδραση της γωνίας ηλιακής ανύψωσης,  $\beta$ , στην



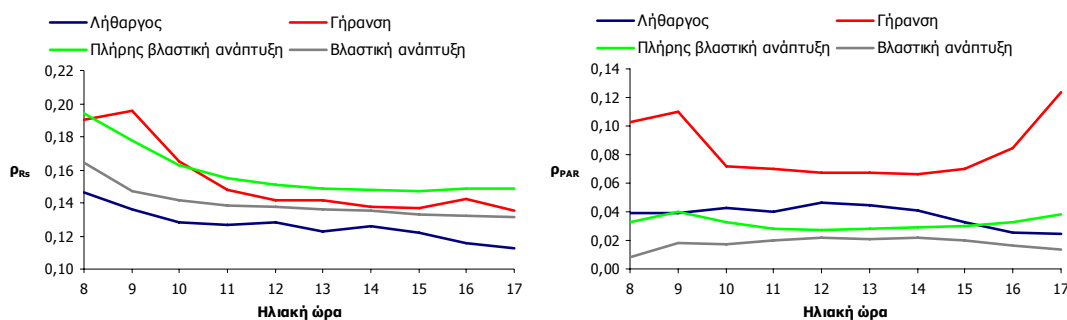
ανακλαστικότητα της φυτοκόμης γίνεται αντιληπτή μόνο σε πολύ μικρές γωνίες. Ο συντελεστής ανάκλασης διατηρείται περίπου σταθερός περί το μεσημέρι. Αυτό οφείλεται στην αυξημένη πυκνότητα της φυτοκόμης που ευνοεί τις πολλαπλές ανακλάσεις και συνεπώς την απορρόφηση, επιτρέποντας μικρό μέρος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας να επιστρέψει στην ατμόσφαιρα σχεδόν ανεξάρτητα από τη γωνία των ηλιακών ακτίνων.



Σχήμα 4.1.17: Ωριαίες πυκνότητες ροής της προσπίπτουσας και της ανακλώμενης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω,  $R_s(0)$ , και κάτω,  $R_s(L)$ , από τη δασική φυτοκόμη για 4 μέρες ημέρες κάθε στάδιο ανάπτυξης του δάσους (I: ληθάργον, II: βλαστικής ανάπτυξης, III: πλήρους βλαστικής ανάπτυξης και IV: γήρανσης του φυλλώματος). Οι μέγιστες ροές της  $R_s(0)$  αντιστοιχούν στις 12:00 ηλιακή ώρα, ενώ οι ωριαίες τιμές αποτελούν μέσους όρους των πυκνοτήτων ροής των μετρούμενων ακτινοβολιών για τις περιόδους 1999 – 2002 και 2005 – 2006.



Σχήμα 4.1.18: Δεκαπεντάλεπτες μεταβολές του albedo της φυτοκόμης κατά τη διάρκεια 4 ανέφελων ημερών του έτους 1999, αντιπροσωπευτικών για κάθε εποχή.



Σχήμα 4.1.19: Μέσες ωριαίες μεταβολές του συντελεστή ανάκλασης της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $\rho_{RS}$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\rho_{PAR}$ ) ακτινοβολίας από τις 8:00 έως τις 17:00, για τα 4 φαινολογικά στάδια ανάπτυξης της δασικής φυτοκόμης. Για την εξαγωγή των μέσων ωριαίων τιμών χρησιμοποιήθηκαν ωριαία δεδομένα ροών ακτινοβολίας για 10.850 ώρες των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006).

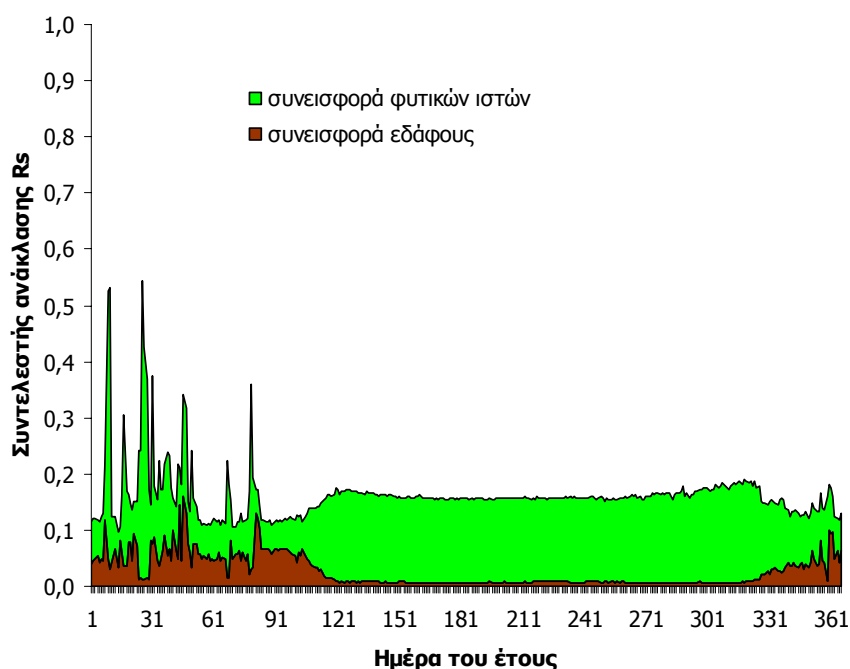
Οι μέσες ημερήσιες κυμάνσεις του  $\rho_{RS}$  είναι παρόμοιες αλλά με ποσοτικές διαφοροποιήσεις όλες τις εποχές του έτους. Εντονότερες μεταβολές, ιδιαίτερα τις πρώτες πρωινές ώρες, παρατηρούνται το φθινόπωρο κατά το στάδιο της γήρανσης, οπότε η φυτοκόμη καλύπτεται από ένα ανοιχτόχρωμο στρώμα μη ενεργών φύλλων, (Σχ. 4.1.18 και 4.1.19). Τότε οι φυτικοί ιστοί δεν απορροφούν έντονα ηλιακή ακτινοβολία καθώς η φωτοσυνθετική τους λειτουργία έχει ανασταλεί, με αποτέλεσμα η ανακλαστικότητα τους να επηρεάζεται αποκλειστικά από το χρώμα και την τραχύτητα της φυτικής επιφάνειας και όχι από τις φυσιολογικές της ανάγκες. Σε αυτό το στάδιο η γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων είναι ιδιαίτερα σημαντικός παράγοντας για την ανακλαστικότητα, η οποία μεγιστοποιείται νωρίς το πρωί. Αργά το απόγευμα (λίγο πριν τη δύση του ήλιου) ο συντελεστής ανάκλασης παρουσιάζει μικρή μείωση (αντί αύξηση) των τιμών του, εξαιτίας της επίδρασης του τοπογραφικού αναγλύφου. Έτσι, νωρίς το πρωί οι ηλιακές ακτίνες προσπίπτουν στη δασική επιφάνεια με μικρότερη γωνία (Σχ. 4.1.13) από ότι αργά το απόγευμα, παρόλο που οι ηλιακές γωνίες είναι ίσες, με αποτέλεσμα η ανάκλαση να είναι μεγαλύτερη τις πρωινές ώρες. Σε συνδυασμό μάλιστα με την τραχύτητα της φυτομάζας, η επίδραση του τοπογραφικού αναγλύφου γίνεται αντιληπτή λίγο πριν τη δύση του ήλιου. Αντίστοιχες είναι και οι μεταβολές των συντελεστών ανάκλασης της PAR ( $\rho_{PAR}$ ), όμως με μικρότερες τιμές και μεταβολές από εκείνες του  $\rho_{RS}$ .

Η διαφοροποίηση της τραχύτητας, του χρώματος αλλά και της περιεχόμενης υγρασίας του φυλλοβόλου δάσους αποτυπώνονται και στην ετήσια μεταβολή του albedo (Σχ. 4.1.14), με μέσες τιμές που μεταβάλλονται από 0,128 τον χειμώνα, όταν τα δένδρα βρίσκονται σε λήθαργο και δεν διαθέτουν ενεργό φύλλωμα, έως 0,160 την

περίοδο που η φυτοκόμη είναι πλήρως αναπτυγμένη. Η μειωμένη ανακλαστικότητα της χειμερινής περιόδου οφείλεται αφενός στην αυξημένη απορροφητικότητα του εδάφους και αφετέρου στην μειωμένη ανακλαστικότητα της κόμης (Federer and Tanner 1966) λόγω τραχύτητας. Αντίθετα το καλοκαίρι (πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα), στην κορυφή των δένδρων δημιουργείται μια πυκνή πράσινη φυλλική στρώση, που ευνοεί περισσότερο την ανάκλαση των ηλιακών ακτίνων (Stanhill 1970, Oke 1993), ελαχιστοποιεί το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που τη διαπερνά προς το έδαφος και ταυτόχρονα περιορίζει την ηλιακή ενέργεια η οποία, ακολουθώντας αντίστροφη πορεία, διαπερνά τη στρώση και επιστρέφει στην ατμόσφαιρα.

Η επίδραση του δασικού εδάφους στα ανακλώμενα ποσοστά ακτινοβολίας από το οικοσύστημα καθορίζεται κυρίως από την ικανότητα κατεισδυσης των ηλιακών ακτίνων και δευτερευόντως από το χρώμα και την υγρασία της εδαφικής επιφάνειας. Γενικά, η σχετική συνεισφορά του εδάφους στις ροές ενέργειας ποικίλει με το είδος και την πυκνότητα του φυλλώματος και είναι μικρή στα πυκνά κωνοφόρα (Schapp and Bouten 1997) και κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη των φυλλοβόλων δασών (Moore et al. 1996) και μεγάλη στις ανοιχτές φυτοκόμες (Lafleur 1992, Kelliher et al. 1997, 1998, Baldocchi et al. 2000). Η συνεισφορά του εδάφους στην ανακλαστικότητα του οικοσυστήματος, στο Μογγαστό, είναι σημαντικότερη όταν το δάσος δεν διαθέτει φύλλα και μικρότερη μετά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη. Βέβαια, ο ποσοτικός προσδιορισμός αυτής της συνεισφοράς απαιτεί την υιοθέτηση παραδοχών σχετικά με την ομοιογένεια της φυτοκόμης. Θεωρώντας, λοιπόν, ότι η φυτομάζα έχει την ίδια οπτική συμπεριφορά είτε η προσπίπτουσα ακτινοβολία έχει ροή από πάνω προς τα κάτω είτε αντίστροφα, είναι δυνατός ο υπολογισμός των ποσοτήτων του ηλιακού φωτός που καταφέρνει να διαπεράσει την φυτοκόμη προς την ατμόσφαιρα. Η παραδοχή αυτή αν και μπορεί να αποκλίνει από την πραγματικότητα όταν το δάσος έχει πλήρες φύλλωμα, κυρίως εξαιτίας της διαφοροποίησης της πάνω επιφάνειας των φύλλων σε σχέση με την κάτω (η κάτω πλευρά διαθέτει τρίχες και είναι πιο ανοιχτόχρωμη), εντούτοις δεν φαίνεται να είναι ιδιαίτερα εσφαλμένη όταν το φύλλωμα απουσιάζει, καθώς οι ξύλινοι ιστοί έχουν τα ίδια οπτικά χαρακτηριστικά τόσο στην πάνω όσο και στην κάτω επιφάνεια τους. Μια δεύτερη παραδοχή, που δεν αποκλίνει σημαντικά από την πραγματικότητα, είναι ότι η πυκνότητα ροής της ανακλώμενης από το έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας που επανακλάται από τη φυτοκόμη προς το έδαφος θεωρείται αμελητέα.

Σύμφωνα με την παραπάνω θεώρηση, η ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία από το έδαφος ( $R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}}$  ή  $\rho_e R_s(L)$ , Σχ. 4.1.16) κατά ένα μέρος της ( $\tau_{\phi} R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}}$  ή  $\tau_{\phi} \rho_e R_s(L)$ ) θα ξαναγυρίσει στην ατμόσφαιρα, προσασζάνοντας ανάλογα την ποσότητα της ανακλώμενης ακτινοβολίας από το οικοσύστημα και συνεπώς το συντελεστή ανάκλασης της φυτοκόμης ως αυτόνομης φυσικής επιφάνειας. Από τους αντίστοιχους υπολογισμούς προκύπτει η κατανομή του Σχ. 4.1.20, όπου παρουσιάζεται η ετήσια εξέλιξη του albedo του οικοσυστήματος και οι συνεισφορές της φυτοκόμης και του εδάφους στις τελικές τιμές του. Οι υψηλές χειμερινές τιμές προέρχονται από νεφοσκεπείς ή και χιονοσκεπείς ημέρες, αλλά και εδώ το δασικό έδαφος φαίνεται να έχει πολύ σημαντική συνεισφορά, αφού αποτελεί, έστω και πρόσκαιρα, μια επιφάνεια καλυμμένη με χιόνι.

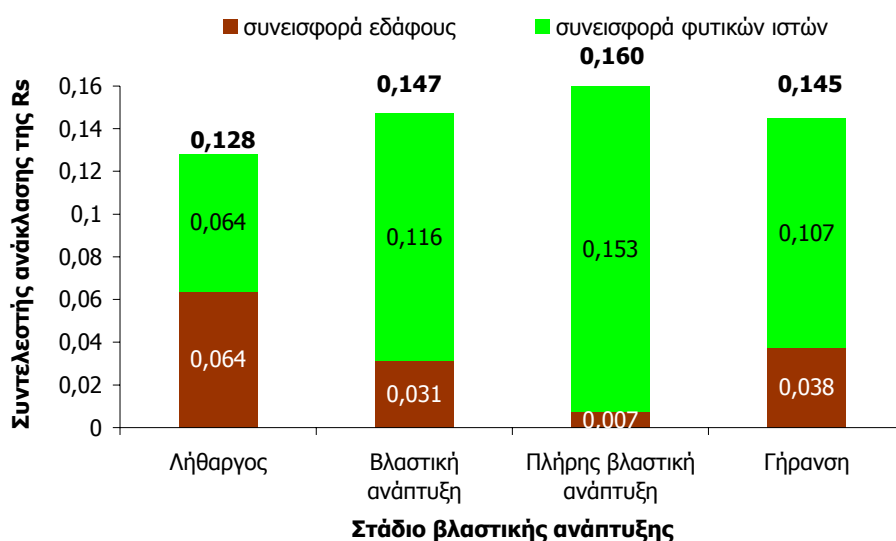


Σχήμα 4.1.20: Ετήσια μεταβολή του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$  πάνω από τη δασική φυτοκόμη με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά του δασικού εδάφους. Οι ημερήσιες τιμές αποτελούν μέσους όρους από 1.056 μέρες των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2005-2006.

Η επίδραση της φυτοκόμης στην ανακλαστικότητα του οικοσυστήματος είναι σημαντικότερη από αυτή του εδάφους ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.1.20 και 4.1.21) και μεγιστοποιείται κατά την περίοδο της πλήρους ανάπτυξης με τιμή  $0,153 \pm 0,009$ , που αντιστοιχεί περίπου στο 95% του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$  του οικοσυστήματος σε ανέφελους ημέρες. Την ίδια περίοδο η επίδραση του εδάφους ελαχιστοποιείται καθώς μόνο το  $0,7 \pm 0,2\%$  της εισερχόμενης  $R_s$  καταφέρνει

να διαπεράσει τη φυτομάζα και αφού ανακλαστεί από το έδαφος και επαναδιέλθει από τη φυτοκόμη, να επιστρέψει στην ατμόσφαιρα. Οι φυτικοί ιστοί συνεισφέρουν λιγότερο στην ανακλαστικότητα την περίοδο του ληθάργου των δένδρων και αφορούν το 50% της εποχιακής τιμής του συντελεστή ανάκλασης του οικοσυστήματος.

Εδώ θα πρέπει να τονιστεί ότι, εξαιτίας της σύστασης του ανακλώμενου από το έδαφος ηλιακού φωτός (μικρότερη περιεκτικότητα σε PAR), η απορρόφησή του από τη φυτομάζα κατά την αντίστροφη ροή από το έδαφος προς την ατμόσφαιρα θα είναι μειωμένη, μεγεθύνοντας τη συμβολή του εδάφους στην διαμόρφωση των τιμών του συντελεστή ανάκλασης του οικοσυστήματος που εκτιμήθηκε στα Σχ. 4.1.20 και 4.1.21. Μάλιστα, όσο πιο μειωμένη είναι η περιεκτικότητα της  $R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}}$  σε PAR, τόσο μεγαλύτερο θα είναι το ποσοστό της που καταφέρνει αντίστροφα να διαπεράσει τη φυτοκόμη. Ως εκ τούτου οι τιμές της συνεισφοράς του εδάφους, που παρουσιάστηκαν παραπάνω, θα είναι ακόμα μεγαλύτερες.

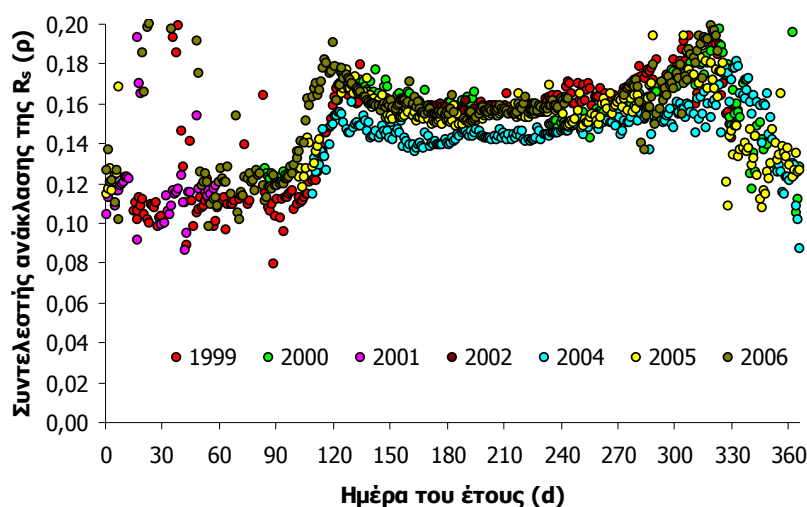


Σχήμα 4.1.21: Μέσες τιμές του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$  πάνω από τη φυτοκόμη και η συνεισφορά των φυτικών ιστών και του εδάφους σε κάθε στάδιο ανάπτυξης του δάσους. Οι τιμές προέρχονται από ημερήσια δεδομένα 685 ημερών των χρονικών περιόδων 1999, 2001, 2002 και 2005, κατανεμημένων σε όλες τις εποχές, έχοντας εξαιρεθεί οι νεφοσκεπείς μέρες που δίνουν εκτός κλίμακας τιμές του συντελεστή ανάκλασης.

Αν και ο συντελεστής ανάκλασης  $\rho_{R_s}$ , γενικά παρουσιάζει σταθερές τιμές ανά εποχή, παρατηρούνται αποκλίσεις από τις αναμενόμενες τιμές κατά τα έτη 2000, 2004, και 2006 (Σχ. 4.1.22). Αναλυτικότερα, το 2006 καταγράφεται μια πρόωμη αύξηση των τιμών του συντελεστή ανάκλασης,  $\rho$ , κατά την εαρινή περίοδο σε σχέση

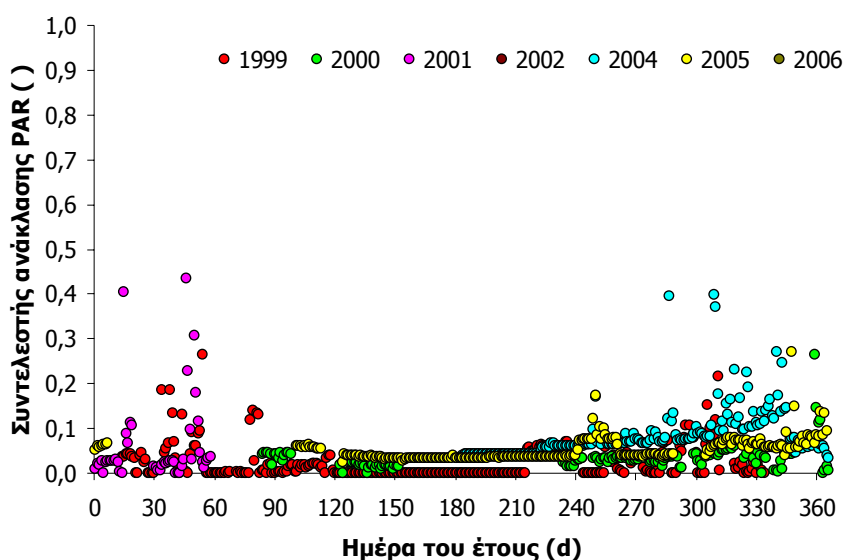
με τα υπόλοιπα έτη. Βέβαια, οι μέσες και ελάχιστες ημερήσιες θερμοκρασίες του Απριλίου 2006 ήταν αυξημένες (13,4°C και 10,7°C, αντίστοιχα), γεγονός που φαίνεται να ευνόησε την πρωίμηση της βλαστικής ανάπτυξης των δένδρων περίπου κατά 10 ημέρες, προκαλώντας αντίστοιχες μεταβολές στο χρώμα και την τραχύτητα της φυτοκόμης, οι οποίες αποτυπώνονται στις τιμές του  $\rho$ . Οι μειωμένες τιμές ανακλαστικότητας κατά το μέσο του καλοκαιριού του 2000 οφείλονται στην επίδραση δασικής πυρκαγιάς που εκδηλώθηκε, προκαλώντας μεταβολές στο ενεργειακό ισοζύγιο του οικοσυστήματος και επιδρώντας κυρίως στην οπτική συμπεριφορά του εδάφους και ιδιαίτερα στην απορροφητικότητα του. Ανάλογα μειωμένες τιμές εμφανίζονται και το 2004 εξαιτίας της αραίωσης δένδρων που προηγήθηκε και προκάλεσε παροδική μείωση της φυλλικής επιφάνειας και διαφοροποιήσεις στις οπτικές ιδιότητες, στην τραχύτητα και στην πυκνότητα της κόμης, που όμως αποκαταστάθηκαν τα επόμενα έτη. Η μείωση της ανακλαστικότητας δεν οδήγησε σε πρόσθετη απορρόφηση ακτινοβολίας αλλά κυρίως σε μεγαλύτερες ποσότητες που έφτασαν στο δασικό έδαφος, όπως θα φανεί σε επόμενο κεφάλαιο.

Στο Σχ. 4.1.22 ο συντελεστής ανάκλασης,  $\rho$ , εμφανίζει ελαφρώς αυξημένες τιμές κατά την έναρξη και τη λήξη του φαινολογικού σταδίου της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης. Οι μικρές αλλά μετρήσιμες διαφοροποιήσεις του οφείλονται στο χρώμα των νεαρών φύλλων που είναι ανοιχτότερο από αυτό των ενήλικων στην αρχή της βλαστικής περιόδου και ξαναγίνεται ανοιχτό στη λήξη της, όταν αρχίζουν να κιτρινίζουν αν και παραμένουν ακόμα ενεργά.



Σχήμα 4.1.22: Ημερήσιες τιμές του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$ ,  $\rho$ , πάνω από τη φυτοκόμη για κάθε ένα από τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Το ανακλώμενο ηλιακό φως στην κορυφή της φυτοκόμης έχει διαφορετική φασματική σύσταση σε σχέση με αυτό που προσπίπτει. Συγκεκριμένα, η περιεκτικότητά του σε μήκη κύματος PAR είναι κατά πολύ μικρότερη συγκρινόμενη με αυτή της Rs πριν την ανάκλαση. Η μέση ετήσια τιμή του λόγου PAR/Rs, μετά την ανάκλαση στη κορυφή της φυτομάζας, είναι  $0,589 \pm 0,427 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  (περίπου το  $12,8 \pm 9,3\%$  της ανακλώμενης Rs, για  $n = 494$  ημέρες) και είναι κατά πολύ μικρότερη από εκείνη του λόγου πριν την ανάκλαση. Βέβαια, η φωτοσυνθετική ικανότητα της ανακλώμενης ακτινοβολίας παρουσιάζει εποχιακές διαφοροποιήσεις και είναι πιο εμπλουτισμένη σε PAR, ενόσω το φύλλωμα των δένδρων βρίσκεται στο στάδιο της γήρανσης αλλά και κατά τον λήθαργο ( $0,854 \pm 0,419$  και  $0,642 \pm 0,560 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  ή  $0,185 \pm 0,091$  και  $0,139 \pm 0,122 \text{ W m}^{-2} / \text{W m}^{-2}$ , για  $n = 49$  και  $121$ , αντίστοιχα). Μικρότερη φωτοσυνθετική ικανότητα έχει η ανακλώμενη ακτινοβολία την άνοιξη ( $0,482 \pm 0,343 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  ή  $0,105 \pm 0,075 \text{ W m}^{-2} / \text{W m}^{-2}$  για  $n = 38$ ) και το καλοκαίρι ( $0,535 \pm 0,348 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  ή  $0,116 \pm 0,076 \text{ W m}^{-2} / \text{W m}^{-2}$  για  $n = 286$ ) και ενόσω τα δένδρα σχηματίζουν ή έχουν πλήρως αναπτυγμένο και ενεργό φύλλωμα. Τότε οι φωτοσυνθετικές ανάγκες μεγιστοποιούνται και οι φυτικοί ιστοί εμφανίζουν μειωμένη ανακλαστικότητα στην PAR.



Σχήμα 4.1.23: Ημερήσιες τιμές του συντελεστή ανάκλασης της PAR πάνω από τη φυτοκόμη για κάθε ένα από τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Η ανακλαστικότητα του οικοσυστήματος στην PAR (Σχ. 4.1.23) δεν είναι σημαντική εξαιτίας της επλεκτικής απορρόφησης της από τους φυτικούς ιστούς (Baldocchi et al. 1984). Η εποχιακή διακύμανση των ανακλώμενων ποσοτήτων της PAR είναι 9 έως 16  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  και είναι σχεδόν αμελητέα. Η συνεισφορά του εδάφους στην τελική τιμή του συντελεστή ανάκλασης της PAR θεωρείται μηδενική καθώς όλη, σχεδόν, η ποσότητα της διαθέσιμης PAR απορροφάται από τη φυτομάζα και η μικρή ποσότητα που καταφέρνει να διαπεράσει τη φυτοκόμη, απορροφάται εξολοκλήρου από το έδαφος. Έτσι, ο  $\rho_{\text{PAR}}$  εμφανίζει χαμηλές τιμές όλο το έτος (Σχ. 4.1.15 και 4.1.23), με μέση ετήσια τιμή  $0,035 \pm 0,033$  ( $n = 587$  ημέρες). Οι μέσες εποχιακές τιμές του κυμαίνονται από  $0,052 \pm 0,030$  ( $n = 54$ ) κατά τη γήρανση έως  $0,029 \pm 0,023$  ( $n = 42$ ) κατά την βλαστική ανάπτυξη. Όταν το δάσος έχει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα (καλοκαίρι) η τιμή είναι επίσης χαμηλή ( $0,033 \pm 0,029$ ,  $n = 357$ ) και αυξάνεται ελάχιστα ( $0,037 \pm 0,044$ ,  $n = 134$ ) στο λήθαργο. Γενικά οι τιμές του συντελεστή θεωρούνται αναμενόμενες για τη δασική φυτοκόμη (Collier et al. 1973, Rauner 1975, Ross 1975, Baldocchi et al. 1984). Μάλιστα οι χαμηλές τιμές του υποδεικνύουν ικανοποιητική βλαστητική δραστηριότητα, ενώ η αύξησή τους, σε κανονικές συνθήκες, θα υποδήλωνε μείωση της ικανότητας αξιοποίησης του ηλιακού φωτός για φωτοσύνθεση (Burba and Verma 2001).

Το δασικό έδαφος, ως αδιαφανής επιφάνεια, απορροφά ή ανακλά την προσπίπτουσα σε αυτό ηλιακή ακτινοβολία. Οι οπτικές ιδιότητές του και συνεπώς και η ανακλαστικότητα στην Rs εξαρτώνται από το βαθμό κάλυψης και το χρώμα του φυλλοστρώματος, από την περιεχόμενη υγρασία και από την σύσταση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας.

Οι τιμές του λόγου PAR/Rs κάτω από τη φυτοκόμη είναι σημαντικά μειωμένες σε σύγκριση με εκείνες στην κορυφή και καθορίζονται από την αναλογία φυλλικών και ξύλινων στοιχείων και από τη χωρική κατανομή τους στη φυτοκόμη. Οι μηνιαίες τιμές του ηλικίου PAR/Rs πάνω και κάτω από τη φυτομάζα, με εξαίρεση των χιονοσκεπών ημερών (ώστε τα αποτελέσματα να είναι αντιπροσωπευτικά), δίνονται στον Πίν. 4.1.4.

Κάτω από την κόμη, η ακτινοβολία είναι πλουσιότερη σε PAR όλους τους χειμερινούς μήνες και ιδιαίτερα το Μάρτιο, ενώ φτωχότερη εμφανίζεται το Μάιο, μήνα κατά τον οποίο τα νεαρά φύλλα βρίσκονται σε μέγιστη φωτοσυνθετική δραστηριότητα. Η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος είναι εξαιρετικά



υποβαθμισμένη για φωτοσύνθεση, καθώς περιέχει PAR μόνο κατά  $6,7 \pm 5,9\%$  σε ετήσια βάση, ενώ κατά την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης η τιμή αυτή ελαχιστοποιείται στα  $3,2 \pm 1,9\%$  ( $0,149 \pm 0,088 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ ,  $n = 518$ ). Έτσι, σε αυτό το στάδιο, ούτε η ποιότητα αλλά ούτε η ποσότητα της διαθέσιμης ακτινοβολίας κάτω από τη φυτοκόμη επιτρέπουν την ανάπτυξη ποώδους βλάστησης.

Πίνακας 4.1.4: Μηνιαίες μέσες τιμές του ημερήσιου λόγου PAR /  $R_s$  πάνω και κάτω από τη δασική φυτοκόμη, σε  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$  και  $\text{W m}^{-2} / \text{W m}^{-2}$  [τιμές σε αγκύλες], από ημερήσιες τιμές των περιόδων 1999-2002 και 2004-2005. Για τις κάτω από τη φυτοκόμη τιμές έχουν εξαιρεθεί τα έτη 2000 και 2004.

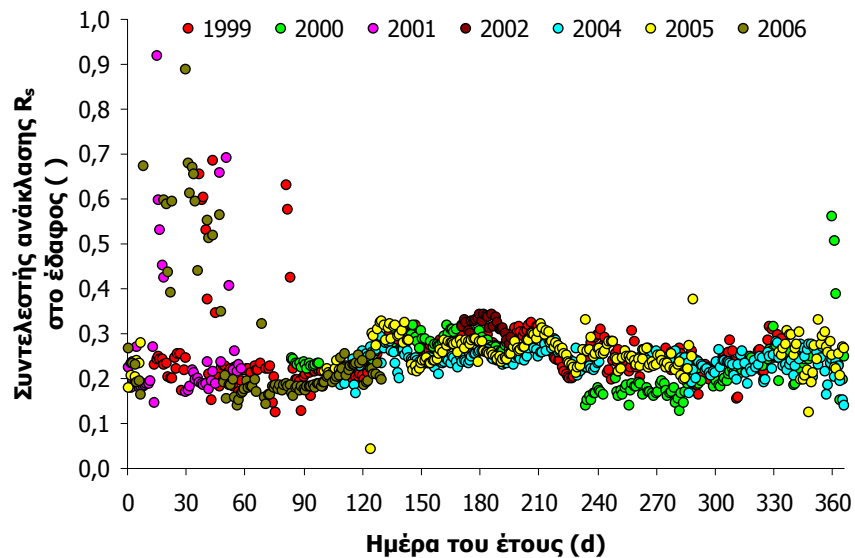
ΜΗΝΑΣ	Ημερήσιες τιμές PAR / $R_s$ σε $(\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}) / (\text{W m}^{-2})$ και $(\text{W m}^{-2}) / (\text{W m}^{-2})$									
	πάνω από τη φυτοκόμη					κάτω από τη φυτοκόμη				
	n	M.O.		SD		n	M.O.		SD	
Ιανουάριος	35	2,061	[0,447]	0,129	[0,028]	66	0,487	[0,106]	0,211	[0,046]
Φεβρουάριος	52	2,014	[0,437]	0,185	[0,040]	79	0,583	[0,126]	0,209	[0,045]
Μάρτιος	31	1,919	[0,416]	0,119	[0,026]	57	0,727	[0,158]	0,251	[0,055]
Απρίλιος	64	1,995	[0,433]	0,094	[0,020]	69	0,636	[0,138]	0,305	[0,066]
Μάιος	119	2,043	[0,443]	0,091	[0,020]	87	0,112	[0,024]	0,049	[0,011]
Ιούνιος	131	2,024	[0,439]	0,077	[0,017]	101	0,144	[0,031]	0,027	[0,006]
Ιούλιος	122	2,047	[0,444]	0,102	[0,022]	100	0,135	[0,029]	0,040	[0,009]
Αύγουστος	101	2,158	[0,468]	0,057	[0,012]	91	0,164	[0,036]	0,082	[0,018]
Σεπτέμβριος	109	2,188	[0,475]	0,097	[0,021]	57	0,231	[0,050]	0,151	[0,033]
Οκτώβριος	103	2,181	[0,473]	0,136	[0,030]	73	0,120	[0,026]	0,094	[0,020]
Νοέμβριος	105	2,166	[0,470]	0,155	[0,034]	43	0,191	[0,041]	0,148	[0,032]
Δεκέμβριος	76	2,127	[0,462]	0,186	[0,040]	30	0,556	[0,121]	0,135	[0,029]
<b>Έτος</b>	<b>1048</b>	<b>2,092</b>	<b>[0,454]</b>	<b>0,140</b>	<b>[0,030]</b>	<b>853</b>	<b>0,308</b>	<b>[0,067]</b>	<b>0,271</b>	<b>[0,059]</b>

Ευνοϊκότερες συνθήκες επικρατούν κατά το στάδιο του ληθάργου, οπότε ο λόγος PAR/ $R_s$  κάτω από τη φυτοκόμη μεγιστοποιείται στα  $13,3 \pm 5,2\%$  ( $0,614 \pm 0,240 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / \text{W m}^{-2}$ ,  $n = 227$ ), αλλά η θερμοκρασία και η ηλιοφάνεια είναι απαγορευτικές για βλαστική ανάπτυξη. Ανεκτές συνθήκες όμως επικρατούν την άνοιξη, κατά το στάδιο που ακολουθεί το λήθαργο. Τότε, οι ευνοϊκές θερμοκρασιακές συνθήκες και η επαρκής διάρκεια ηλιοφάνειας, σε συνδυασμό με τη σχετικά ικανοποιητική ποσότητα και ποιότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος, επιτρέπουν πρόσκαιρα την ανάπτυξη ποώδους βλάστησης. Σε αυτό το στάδιο, το οποίο όμως έχει μικρή διάρκεια, η ηλιακή ακτινοβολία αποτελείται κατά  $9,9 \pm 7,4\%$  από PAR. Έτσι, τα φυτικά είδη που θα αναπτυχθούν στον υπώροφο του δάσους θα πρέπει, αφενός, να έχουν περιορισμένες ανάγκες σε φως, που να καλύπτονται από τη διαθέσιμη μικρής φωτοσυνθετικής αξίας ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος, και αφετέρου να ολοκληρώνουν γρήγορα το βιολογικό τους

κύκλο, αφού σε σύντομο χρονικό διάστημα οι συνθήκες ακτινοβολίας θα γίνουν δυσμενέστερες με την ανάπτυξη της φυτοκόμης. Συνεπώς, τα φυτικά είδη στον υπόροφο θα πρέπει να έχουν την ικανότητα να διακόπτουν το λήθαργό τους νωρίτερα από τα δένδρα δρυός, ώστε να ολοκληρώνουν την ανάπτυξή τους πριν την πλήρη βλαστική ανάπτυξη των δένδρων, οπότε, εκτός του φωτός, να περιορίσουν τον ανταγωνισμό σε θρεπτικά συστατικά και εδαφική υγρασία.

Η φτωχότερη σε PAR μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία κάτω από τη φυτοκόμη ( $R_s(L)$ ), προσπίπτοντας στο έδαφος ανακλάται σε ποσοστό  $\rho_e$ , που εποχιακά κυμαίνεται από  $0,201 \pm 0,030$  ( $n = 173$  ημέρες) της προσπίπτουσας την περίοδο του ληθάργου, έως  $0,264 \pm 0,035$  ( $n = 372$ ) κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, ενώ παρουσιάζει ενδιάμεσες τιμές,  $0,219 \pm 0,021$  ( $n = 66$ ) και  $0,258 \pm 0,042$  ( $n = 42$ ) στα στάδια βλαστικής αύξησης και γήρανσης, αντίστοιχα. Η μέση ετήσια τιμή του  $\rho_e$ , που εκφράζει την ανακλαστικότητα του εδάφους στην  $R_s$ , είναι  $0,243 \pm 0,041$  ( $n = 653$ ). Οι παραπάνω τιμές θεωρούνται αντιπροσωπευτικές για το οικοσύστημα καθώς αφορούν τα έτη 1999, 2001, 2002 και 2005 με εξαίρεση τις ακραίες τιμές του χειμώνα, οπότε ο συντελεστής εμφανίζει έντονες μεταβολές εξαιτίας της έντονης νεφοκάλυψης αλλά και της επίδρασης του χιονιού. Τέλος σημειώνεται ότι, για τις εποχιακές τιμές καθώς και για τη μέση ετήσια, εξαιρέθηκαν τα έτη 2000 και 2004.

Οι ημερήσιες τιμές του  $\rho_e$  για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων παρουσιάζονται στο Σχ. 4.1.24. Γενικά, παρατηρείται μια σταθερή οπτική συμπεριφορά του εδαφικού συστήματος ανάλογα με την εποχή του έτους, με χαμηλές τιμές (με εξαίρεση τις χιονοσκεπείς ημέρες) το χειμώνα που αυξάνονται την άνοιξη για να μεγιστοποιηθούν το καλοκαίρι και στη συνέχεια να μειωθούν το φθινόπωρο. Εντούτοις, οι καλοκαιρινές τιμές του  $\rho_e$  κατά το 2000 εμφανίζονται μειωμένες σε σχέση με τα υπόλοιπα έτη, ως αποτέλεσμα της έρπουσας πυρκαγιάς (Ιούλιος 2000) που εκδηλώθηκε στην περιοχή και απομάκρυνε το στρώμα των νεκρών φύλλων που κάλυπταν το έδαφος, σκουραίνοντας, παροδικά τουλάχιστον, την επιφάνεια και, τελικά, μειώνοντας την ανακλαστικότητα του εδάφους για την μετέπειτα περίοδο του έτους, μέχρι την έναρξη της φυλλόπτωσης το φθινόπωρο. Το 2004 η μείωση της φυλλικής επιφάνειας μέσω αραίωσης δένδρων, αν και αύξησε την ποσότητα του ηλιακού φωτός που έφτανε στο έδαφος, δεν φαίνεται να προκάλεσε σημαντική διαφοροποίηση στην ανακλαστικότητα του εδάφους.



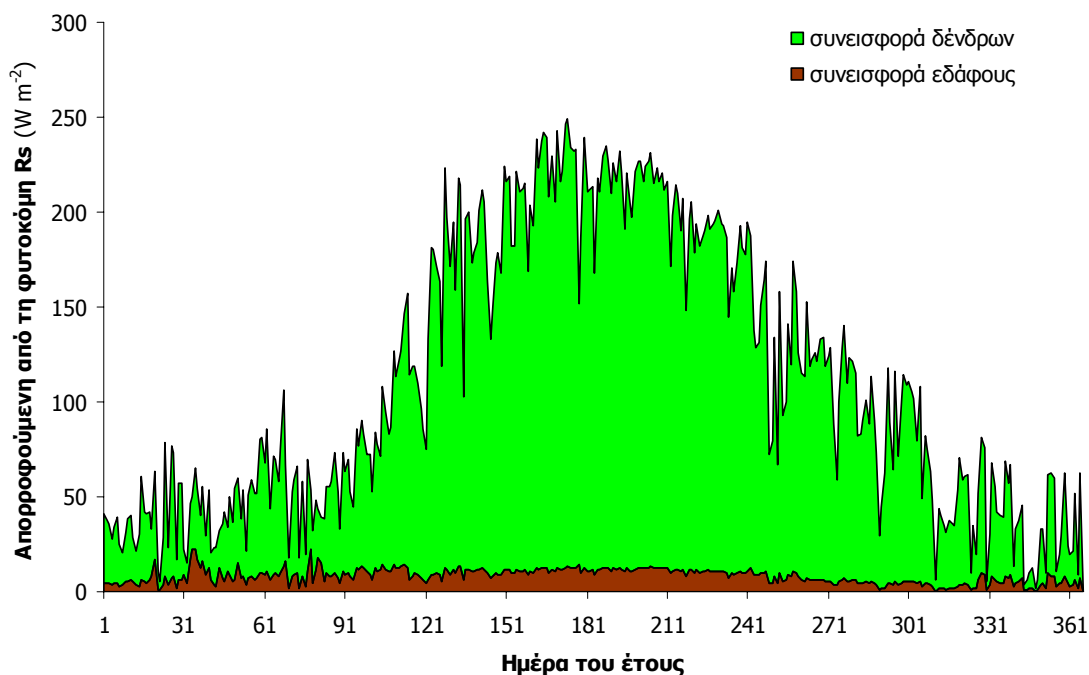
Σχήμα 4.1.24: Ημερήσιες τιμές του συντελεστή ανάκλασης εδάφους στην  $R_s$ , ( $\rho_\epsilon$ ), για κάθε ένα από τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.

#### 4.1.1.5.2. Απορρόφηση

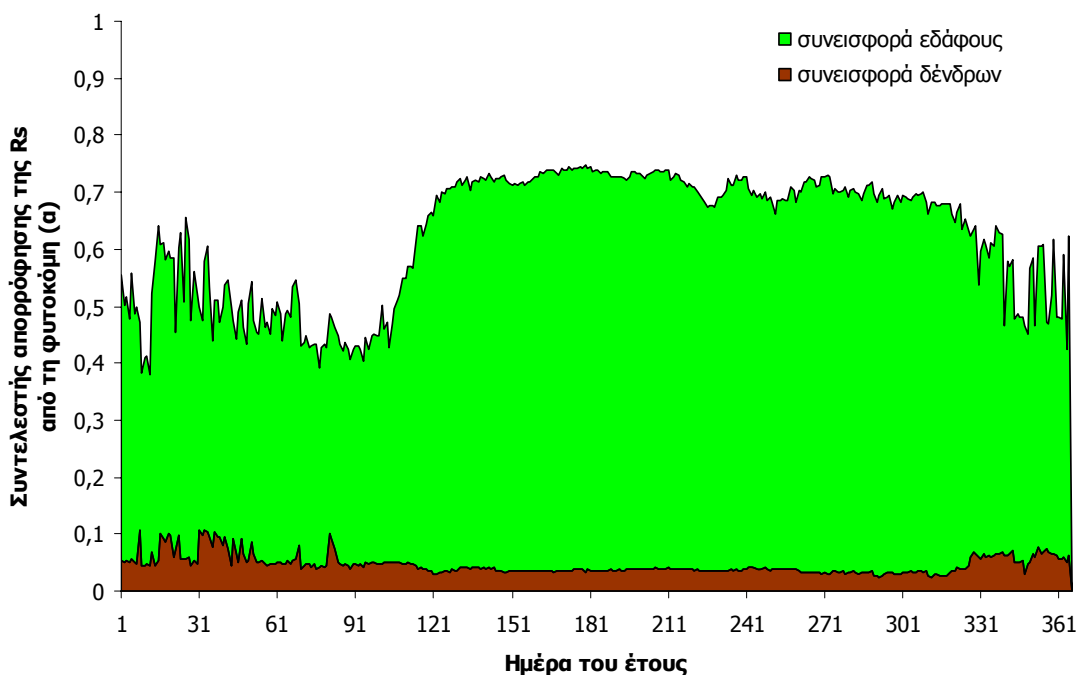
Η απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας καθορίζει το ισοζύγιο ενέργειας της φυτοκόμης, επηρεάζει τη φυλλική και εδαφική θερμοκρασία και εξάτμιση, αλλά και το μικροκλίμα της ευρύτερης περιοχής του δάσους. Από τις μετρούμενες ροές της  $R_s$  πάνω και κάτω από την κόμη μπορούν να υπολογιστούν οι απορροφούμενες από τη φυτομάζα ποσότητες της  $R_s$ , που ποσοτικά και ποσοστιαία παρουσιάστηκαν στο Σχ. 4.1.14. Η απορροφούμενη  $R_s$  από τη φυτοκόμη είναι  $R_{s_{\text{απορ}}} = R_s(0) - R_s(0)_{\text{ανακλώμενη}} - R_s(L) + R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}}$ , ενώ ο λόγος  $\alpha = R_{s_{\text{απορ}}}/R_s(0)$  αποτελεί το συντελεστή απορρόφησης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας από τη φυτοκόμη και εκφράζει το ποσοστό της  $R_s(0)$  που απορροφάται από τους φυτικούς ιστούς.

Η επίδραση του δασικού εδάφους είναι θετική για την αύξηση της απορρόφησης από τη φυτοκόμη, καθώς η ακτινοβολία που ανακλάται από το έδαφος επανέρχεται στη φυτομάζα και αξιοποιείται από τα δένδρα. Η ποσοτικοποίηση αυτής της επίδρασης μπορεί να γίνει με την υιοθέτηση των ίδιων παραδοχών όπως και για το συντελεστή ανάκλασης. Έτσι, από την συνολική  $R_{s_{\text{απορ}}}$ , η ποσότητα  $(1 - \tau_\phi) R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}}$ , αποτελεί τη συνεισφορά του εδάφους και το ποσοστό  $(1 - \tau_\phi) \tau_\phi \rho_\epsilon$  ή  $(1 - \tau_\phi) R_s(L)_{\text{ανακλώμενη}} / R_s(0)$ , θα εκφράζει την ποσοστιαία συνεισφορά του εδάφους στην τιμή του  $\alpha$  ( $\tau_\phi$ , ο συντελεστής διαπέρασης της φυτοκόμης για την  $R_s$ ). Οι μέσες

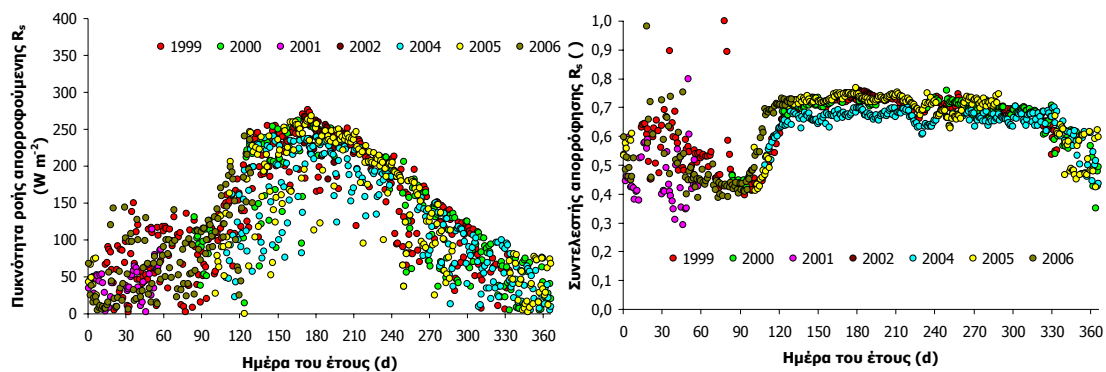
ημερήσιες τιμές της  $R_{s_{\text{απορ}}}$  και του  $\alpha_{R_s}$ , με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά των φυτικών ιστών και του εδάφους στις τελικές τιμές, παρουσιάζονται στα Σχ. 4.1.25 και 4.1.26, ενώ οι διαφοροποιήσεις τους, από έτος σε έτος, δίνονται στο Σχ. 4.1.27.



Σχήμα 4.1.25: Μέσες ημερήσιες τιμές της πυκνότητας ροής της απορροφούμενης ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος,  $R_{s_{\text{απορ}}}$ , με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά των δένδρων και του εδάφους στις συνολικές τιμές απορρόφησης ακτινοβολίας από τη φυτοκόμη. Οι ημερήσιες τιμές έχουν προκύψει από επεξεργασία 695 ημερήσιων τιμών των ετών 1999, 2001, 2002, 2005 και 2006.



Σχήμα 4.1.26: Μέσες ημερήσιες τιμές του συντελεστή απορρόφησης της  $R_s$ , από τη φυτοκόμη,  $\alpha$ , με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά του εδάφους και των δένδρων στην τελική τιμή του  $\alpha$  της φυτομάζας. Οι μέσες ημερήσιες τιμές προέκυψαν από 691 ημερήσια δεδομένα των ετών 1999, 2001, 2002, 2005 και 2006, αφού εξαιρέθηκαν ακραίες χειμερινές τιμές του  $\alpha$ , εξαιτίας νεφροσκελών και χιονοσκελών ημερών.



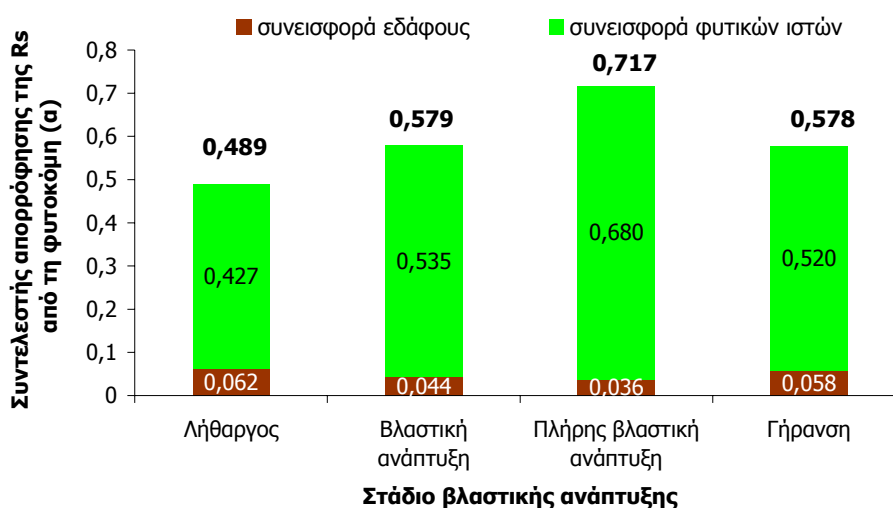
Σχήμα 4.1.27: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που απορροφάται από τη φυτοκόμη,  $R_{S_{\text{απορ.}}}$  και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή απορρόφησης  $a$  για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον στις ετήσιες κατανομές του Σχ. 4.1.27 παρουσιάζουν οι μειωμένες τιμές του  $a_{R_s}$  κατά τον Αύγουστο. Το φαινόμενο οφείλεται στις μεγάλες εντάσεις προσπίπτουσας  $R_s$  στο οικοσύστημα, που όμως δεν συνοδεύονται από μειωμένη απορρόφηση ενέργειας, όπως άλλωστε προκύπτει και από τις ροές της απορροφούμενης  $R_s$ . Έτσι, η μη απορροφούμενη ακτινοβολία, διαπερνά την κόμη (μεγαλύτερες ποσότητες διαπερνώσας  $R_s$  και μεγαλύτερος συντελεστής διαπέρασης) και απορροφάται τελικά από το έδαφος. Γι' αυτό, άλλωστε, η μη αξιοποιούμενη από την κόμη ακτινοβολία δεν ανακλάται στην ατμόσφαιρα και, ως εκ τούτου, δεν προκαλεί μεταβολές στο συντελεστή  $\rho_{R_s}$ .

Γενικά, η απορροφητικότητα της φυτοκόμης είναι μέγιστη την καλοκαιρινή περίοδο (όσο το δάσος έχει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα), φτάνει δε στο 71,7% της  $R_s(0)$ . Ελάχιστη σε αυτό το στάδιο είναι η συνεισφορά του δασικού εδάφους, που ανέρχεται στο 3,6% της  $R_s(0)$ , ενώ το υπόλοιπο 68% οφείλεται στα δένδρα (Σχ. 4.1.28). Μεγαλύτερη είναι η συνεισφορά του εδάφους στην απορρόφηση ακτινοβολίας, όταν το δάσος δεν έχει φύλλωμα. Τότε, οι ανακλώμενες ποσότητες ακτινοβολίας από το έδαφος συνεισφέρουν το 6,2% στο συντελεστή απορρόφησης του συστήματος  $a_{R_s}$ , ο οποίος σε αυτό το στάδιο έχει μέση τιμή 0,489.

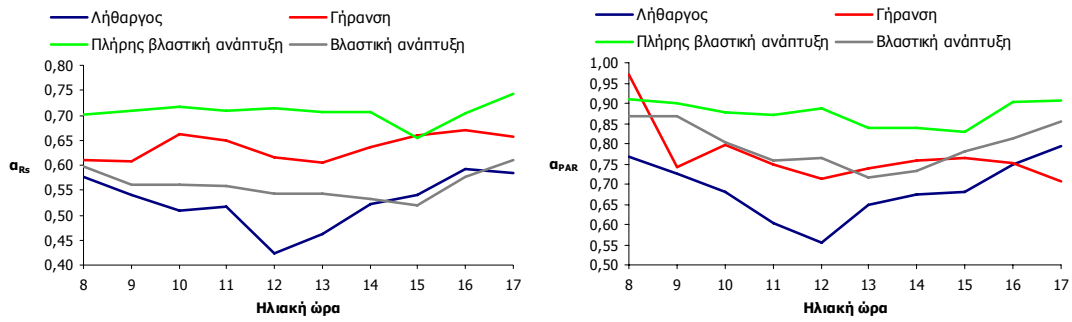
Γενικά, όλες τις εποχές του έτους και ανεξάρτητα από το φαινολογικό στάδιο, η συνεισφορά του εδάφους στην απορρόφηση είναι μικρή συγκρινόμενη με εκείνη των φυτικών ιστών. Επιπλέον, οι εποχιακές τιμές που προαναφέρθηκαν θεωρούνται υπερεκτιμημένες καθώς η ποιότητα της ανακλώμενης ακτινοβολίας από το έδαφος είναι σημαντικά υποβαθμισμένη σε μήκη κύματος PAR, που ευνοούν την

απορρόφηση. Έτσι, η ακτινοβολία θα διαπερνά ευκολότερα τη φυτομάζα από το έδαφος προς την ατμόσφαιρα, αυξάνοντας το συντελεστή διαπέρασης της φυτοκόμης κατά την αντίστροφη ροή και μειώνοντας την αντίστοιχη απορρόφηση. Εντούτοις, οι εποχιακές τιμές που δόθηκαν θεωρούνται ενδεικτικές για την ποσοτική συνεισφορά του δασικού εδάφους στην απορρόφηση ακτινοβολίας από τη φυτοκόμη. Εδώ, βέβαια, πρέπει να αναφερθεί ότι οι μετρήσεις των ροών ακτινοβολίας στο έδαφος, παρουσιάζουν μεγάλη χωρική παραλλακτικότητα εξαιτίας των κενών της βλάστησης στην κόμη, η οποία θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη σε τέτοιου είδους εκτιμήσεις (Baldocchi et al. 2000), αν και στο δάσος του Μογγουστού δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή κατά την εγκατάσταση των αισθητήρων ώστε τα δεδομένα να είναι αντιπροσωπευτικά των μέσων συνθηκών που επικρατούν στο οικοσύστημα.



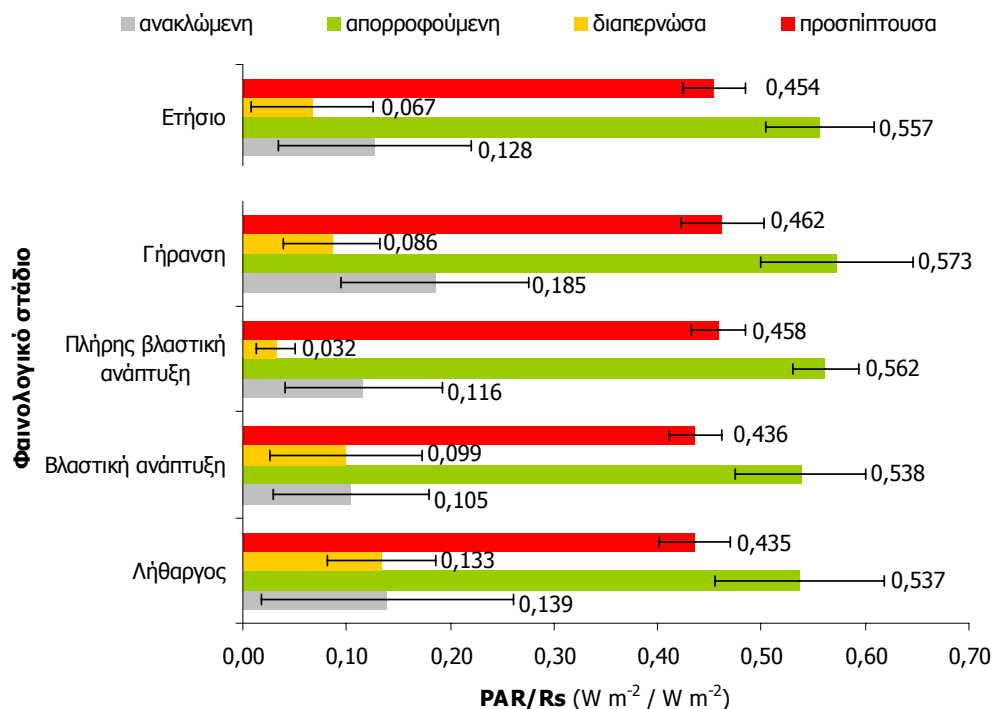
Σχήμα 4.1.28: Εποχιακές τιμές του συντελεστή απορρόφησης της  $R_s$ ,  $a$ , από τη φυτοκόμη, με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά του εδάφους και των δένδρων στις τελικές τιμές του. Οι μέσες τιμές προέκυψαν από 686 ημέρες μετρήσεων των ετών 1999, 2001, 2002, 2005 και 2006, αφού εξαιρέθηκαν ακραίες χειμερινές τιμές του  $a$ , εξαιτίας νεφοσκεπών και χιονοσκεπών ημερών.

Σε ημερήσια βάση, οι συντελεστές απορρόφησης τόσο της  $R_s$  όσο και της PAR εμφανίζουν μικρότερες τιμές τις μεσημβρινές ώρες και μεγαλύτερες το πρωί και το απόγευμα (Σχ. 4.1.29). Οι κατακόρυφες γωνίες πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων περί το μεσημέρι διευκολύνουν τη διείσδυση της ακτινοβολίας σε μεγαλύτερα βάθη και περιορίζουν την απορρόφηση και την ανάκλαση. Η επίδραση των ηλιακών γωνιών είναι μεγαλύτερη τους χειμερινούς μήνες, όταν το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα, ενώ αμβλύνεται τις υπόλοιπες εποχές και ιδιαίτερα το καλοκαίρι, που το δάσος έχει μέγιστη και ενεργή φυλλική επιφάνεια.



Σχήμα 4.1.29: Μέσες ωριαίες μεταβολές του συντελεστή απορρόφησης της μικρού μήκους κύματος ( $a_{Rs}$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $a_{PAR}$ ) ακτινοβολίας από τις 8:00 έως τις 17:00, για τα 4 φαινολογικά στάδια ανάπτυξης του δάσους. Για την εξαγωγή των μέσων ωριαίων τιμών χρησιμοποιήθηκαν ωριαία δεδομένα ρών ακτινοβολίας για 10.857 ώρες των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2004 – 2006).

Σε αντίθεση με την ανακλώμενη συνιστώσα της  $R_s(0)$ , η  $R_{s\text{απορ}}$  είναι περισσότερο εμπλουτισμένη σε PAR (Σχ. 4.1.30), συγκρινόμενη ακόμα και με την εισερχόμενη  $R_s(0)$ . Υψηλότερες τιμές του λόγου PAR/ $R_s$  εμφανίζονται και σε σχέση με τη διαπερνώσα τη φυτοκόμη προς τα κάτω ακτινοβολία, επιβεβαιώνοντας την επιλεκτική απορρόφηση της PAR από τους φυτικούς ιστούς.



Σχήμα 4.1.30: Εποχιακές τιμές της περιεκτικότητας σε PAR της ολικής ( $R_s(0)$ ), της ανακλώμενης ( $R_s(0)$  ανακλώμενη), της απορροφούμενης από τη φυτοκόμη ( $R_{s\text{απορ}}$ ) και της διαπερνώσας τη φυτοκόμη ( $R_s(L)$ ) μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας, σε κάθε φαινολογικό στάδιο του δάσους. Οι εποχιακές τιμές αποτελούν μέσους όρους ημερησίων ρών για τις περιόδους 1999-2002 και 2004-2006, ενώ για τις απορροφούμενες, διαπερνώσες και ανακλώμενες ποσότητες εξαιρέθηκαν τα έτη 2000 και 2004.

Η μέση ετήσια τιμή του ηηλικίου PAR/R<sub>s</sub> για την R<sub>s</sub><sub>απορ.</sub>, είναι 0,557, ενώ ο λόγος παρουσιάζει και μικρές εποχιακές διαφοροποιήσεις με μικρότερες μέσες τιμές (0,537 και 0,538) στα στάδια του ληθάργου και της βλαστικής αύξησης, οπότε το δάσος δεν έχει ή έχει πολύ λίγο φύλλωμα, και μεγαλύτερες (0,562 και 0,573) όταν η ενεργή φυλλική επιφάνεια είναι μέγιστη καθώς και στο στάδιο της γήρανσης.

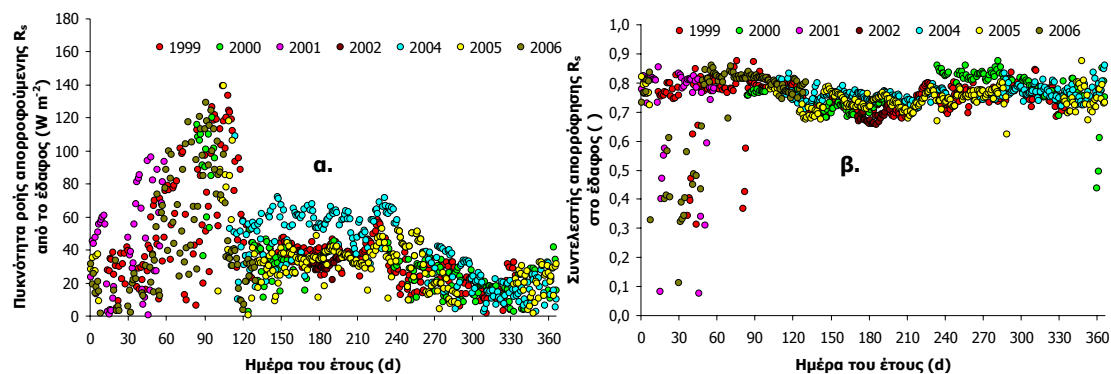
Οι απορροφούμενες ποσότητες PAR υπολογίζονται από αντίστοιχη σχέση με εκείνη της R<sub>s</sub><sub>απορ.</sub>:  $PAR_{απορ.} = PAR(0) - PAR(0)_{ανακλώμενη} - PAR(L)$ , θεωρώντας όμως ότι η πυκνότητα ροής  $PAR(L)_{ανακλώμενη}$ , είναι αμελητέα. Η συμμετοχή του εδάφους στην απορρόφηση της PAR από τη φυτοκόμη (μέσω ανάκλασης) είναι επίσης αμελητέα και συνεπώς ο συντελεστής απορρόφησης  $\alpha_{PAR}$  της φυτοκόμης θα επηρεάζεται αποκλειστικά από τις οπτικές ιδιότητες της φυτομάζας, θεωρώντας ότι η ελάχιστη πυκνότητα ροής PAR που φτάνει στο έδαφος απορροφάται στο σύνολό της από αυτό. Οι ημερήσιες μεταβολές της  $PAR_{απορ.}$  και του συντελεστή  $\alpha_{PAR}$  παρουσιάστηκαν στο Σχ. 4.1.15.

Όπως και στην κατανομή της R<sub>s</sub><sub>απορ.</sub>, έτσι και στην  $PAR_{απορ.}$ , οι υψηλές τιμές εμφανίζονται την περίοδο της πλήρους ανάπτυξης του φυλλώματος ( $470 \pm 154 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), ενώ μικρότερες καταγράφονται κατά τη γήρανση του φυλλώματος ( $127 \pm 75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Η απορρόφηση ακτινοβολίας από το δασικό έδαφος υπολογίζεται από τη σχέση  $R_{s\text{απορ. εδάφους}} = R_s(L) - R_s(L)_{ανακλώμενη} = (1 - \rho_\epsilon) R_s(L)$ , ενώ ο αντίστοιχος συντελεστής απορρόφησης είναι  $\alpha_\epsilon = R_{s\text{απορ. εδάφους}} / R_s(L) = 1 - \rho_\epsilon$ . Η μικρή συνεισφορά του εδάφους στην απορροφητικότητα της φυτοκόμης οφείλεται στο γεγονός ότι η εδαφική επιφάνεια η ίδια παρουσιάζει μεγάλη απορροφητικότητα. Εντούτοις, επειδή η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος είναι λίγη, οι ποσότητες της R<sub>s</sub><sub>απορ. εδάφους</sub> είναι μικρές, παρουσιάζοντας μικρή μόνο αύξηση το χειμώνα εξαιτίας της ευκολότερης πρόσβασης της ακτινοβολίας στο έδαφος (Σχ. 4.1.31α).

Η μεγάλη ικανότητα απορρόφησης ακτινοβολίας της εδαφικής επιφάνειας αποτυπώνεται και στις ημερήσιες μεταβολές του  $\alpha_\epsilon$ , που για όλα τα έτη μέτρησης δίνονται στο Σχ. 4.1.31β. Ο  $\alpha_\epsilon$ , χωρίς να παρουσιάζει μεγάλη ετήσια μεταβλητότητα, μεγιστοποιείται το χειμώνα ( $0,797 \pm 0,034$ ), όταν τα δένδρα δεν έχουν φύλλωμα, και ελαχιστοποιείται το καλοκαίρι ( $0,736 \pm 0,035$ ), ενώ η μέση ετήσια τιμή του, ενόσω δεν υπάρχουν ανθρωπογενούς αιτίας διαφοροποιήσεις των οπτικών ιδιοτήτων του οικοσυστήματος, είναι  $0,757 \pm 0,044$  ( $n = 655$ ). Από τις παραπάνω μέσες τιμές έχει



εξαιρεθεί η επίδραση των έντονα νεφосκεπών ημερών με χιονοκάλυψη, που αυξάνουν τη διασπορά και έχουν παροδική επίδραση στην απορροφητικότητα του εδάφους.



Σχήμα 4.1.31: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που απορροφάται από το έδαφος,  $Rs_{\text{απορ. εδάφους}}$ , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή απορρόφησης  $\alpha_e$  για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.

Στο Σχ. 4.1.31β εντοπίζονται αυξημένες τιμές του  $\alpha_e$  μετά την πυρκαγιά του καλοκαιριού του 2000, λόγω της σκούρας-καμένης εδαφικής επιφάνειας, ενώ σε όλα τα έτη εντοπίζεται η αυξημένη ροή απορροφούμενης ακτινοβολίας τον Αύγουστο. Οι ροές είναι ιδιαίτερα αυξημένες το 2004, που η αραίωση των δένδρων απέτρεψε την αυξημένη διαθεσιμότητα και ως εκ τούτου την απορρόφηση ακτινοβολίας από το έδαφος.

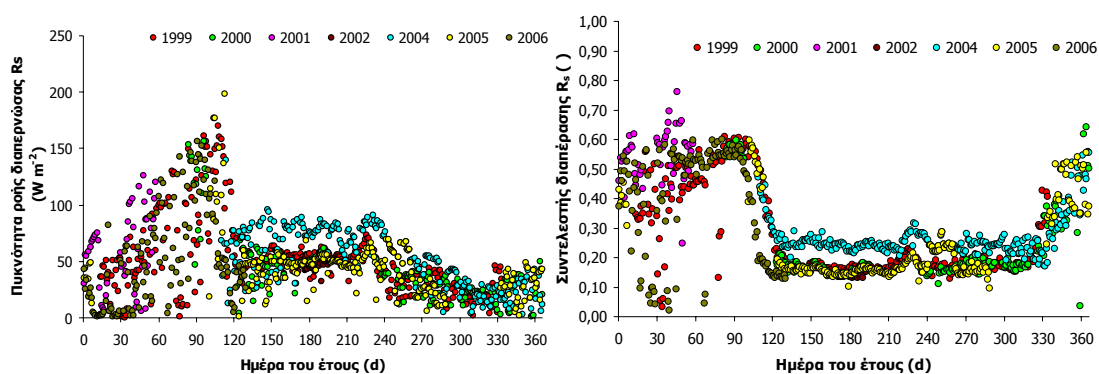
Αντίστοιχη με της  $Rs_{\text{απορ. εδάφους}}$  είναι και η κατανομή των πυκνοτήτων ροής της απορροφούμενης PAR από το έδαφος ( $PAR_{\text{απορ. εδάφους}}$ ), που είναι ίση με τη διαπερνώσα τη φυτοκόμη, λόγω της μεγάλης απορροφητικότητας που παρουσιάζουν οι φυσικές επιφάνειες στα συγκεκριμένα μήκη κύματος. Η μέση ετήσια ροή της  $PAR_{\text{απορ. εδάφους}}$  είναι  $355 \pm 198 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ( $n = 568$ ), μεταβαλλόμενη από  $127 \pm 74 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  το φθινόπωρο, έως  $470 \pm 154 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  το καλοκαίρι (μέσες εποχιακές ροές).

#### 4.1.1.5.3. Διαπέραση

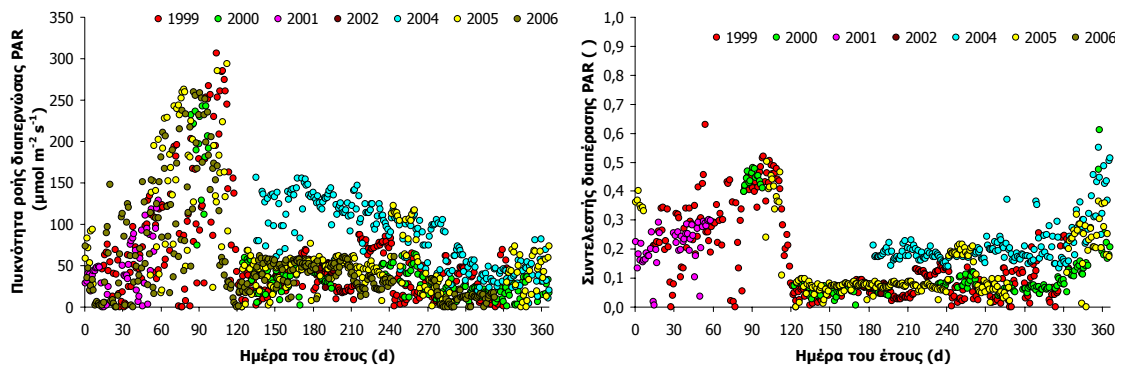
Η ικανότητα διείσδυσης των ηλιακών ακτίνων μέσα στη φυτομάζα εκφράζεται από το συντελεστή διαπέρασης, που συμβολίζεται με  $\tau$  και ισούται με το λόγο της πυκνότητας ροής της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος,  $Rs(L)$ , προς την

αντίστοιχη ροή στην κορυφή της φυτοκόμης,  $R_s(0)$ , δηλαδή  $\tau = R_s(L) / R_s(0)$ . Με τον όρο διαπερατότητα ακτινοβολίας στην περίπτωση του δάσους εννοείται το ποσοστό της ακτινοβολίας που δεν απορροφήθηκε ή ανακλάστηκε από τη φυτοκόμη. Ο συντελεστής  $\tau$ , εξαρτάται τόσο από τη σύνθεση της φυτοκόμης (με ή χωρίς φύλλα) όσο και από τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων. Επηρεάζεται επίσης και από την περιεκτικότητα της ακτινοβολίας στα διάφορα μήκη κύματος και κυρίως αφορά το φυλλόστρωμα, όπου παρατηρείται η εντονότερη καθ' ύψος μεταβολή στη διαπέραση, γι' αυτό καλείται και «ενεργός» ζώνη, και δευτερευόντως στην περιοχή των κορμών.

Οι ετήσιες μεταβολές των πυκνοτήτων ροής της διαπερνώντας τη φυτοκόμη ακτινοβολίας καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές  $\tau$  για την  $R_s$  και PAR παρουσιάζονται στα Σχ. 4.1.32 και 4.1.33, αντίστοιχα. Η ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος παρουσιάζει γενικά χαμηλές τιμές κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη και υψηλές όταν το δάσος δε διαθέτει φύλλα. Οι ποσότητες της γίνονται μέγιστες λίγο πριν την έναρξη σχηματισμού φυλλώματος καθώς επικρατούν, λόγω εποχής, αυξημένες ροές πάνω από την κόμη. Η διαπερνώντας  $R_s$  [ $R_s(L)$ ] εμφανίζει σχετικά μεγάλη μεταβλητότητα, από μέρα σε μέρα, κυρίως εξαιτίας της αρχιτεκτονικής της φυτοκόμης και της ύπαρξης κενών βλάστησης που, σε συγκεκριμένες ηλιακές γωνίες, επιτρέπουν τη διέλευση του ηλιακού φωτός σε όλο το βάθος της φυτομάζας (Nilson 1971, Gay et al. 1971). Έτσι, επιβεβαιώνονται οι ισχυρισμοί πολλών ερευνητών (Jarvis and Leverenz 1983, Kruijt 1989, Chason et al. 1991, Fassnacht et al. 1994) για την ανομοιογένεια στις δενδρώδεις φυτοκόμες, η οποία δημιουργεί προβλήματα στην εφαρμογή μοντέλων που βασίζονται στην παραδοχή της οριζόντιας ομοιογένειας.



Σχήμα 4.1.32: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που διαπερνά τη φυτοκόμη,  $R_s(L)$ , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή διαπέρασης για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.



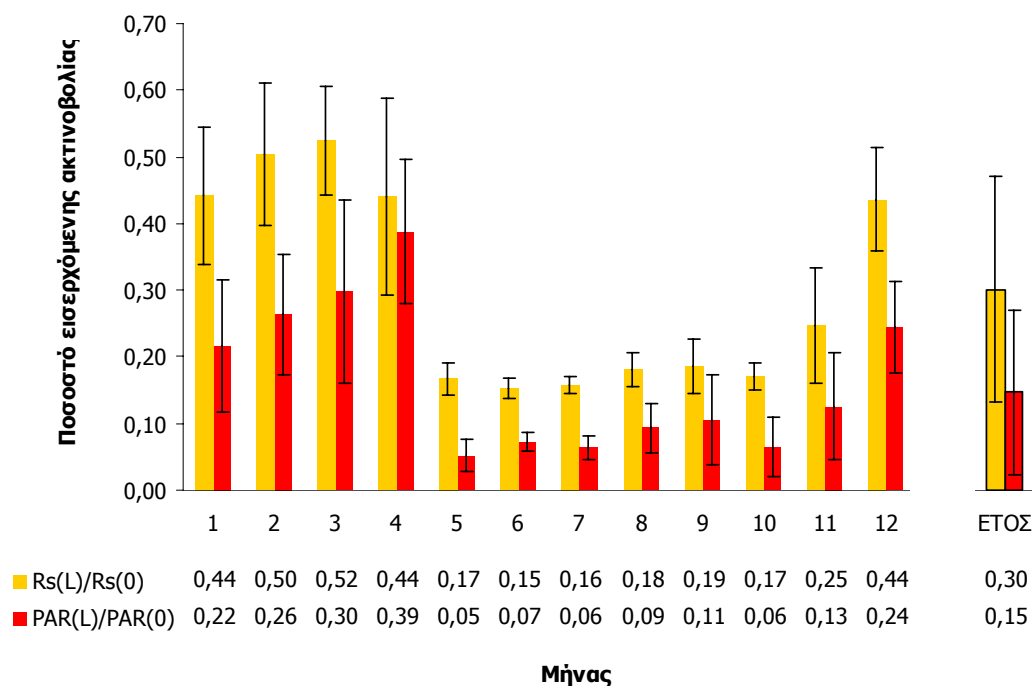
Σχήμα 4.1.33: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας που διαπερνά τη φυτοκόμη,  $PAR(L)$ , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή διαπέρασης για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.

Από τις κατανομές των Σχ. 4.1.32 και 4.1.33, διαπιστώνεται μια αύξηση της διαθεσιμότητας ακτινοβόλου ενέργειας, που φτάνει στο έδαφος, τόσο με βάση τις ροές της  $R_s(L)$  και  $PAR(L)$  όσο και με τους αντίστοιχους συντελεστές διαπέρασης για το έτος 2004, λόγω της αραιώσης των δένδρων. Η αυξημένη διαθεσιμότητα ακτινοβολίας  $R_s$  και κυρίως  $PAR$ , αν και αυξημένη το 2004 σε σύγκριση με τα υπόλοιπα έτη, δεν υπερβαίνει τα  $100 \text{ W m}^{-2}$  και  $150 \text{ μmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  και συνεπώς δεν ήταν επαρκής για την ανάπτυξη της βλάστησης στον υπόροφο, όπως άλλωστε επιβεβαιώνεται και από τις φαινολογικές παρατηρήσεις. Στις ετήσιες κατανομές της  $R_s(L)$  και της  $PAR(L)$  (Σχ. 4.1.32 και 4.1.33) διαπιστώνεται επίσης η προώθηση της έναρξης της βλαστικής περιόδου του 2006 λόγω αυξημένων θερμοκρασιών, που συνοδεύεται από χαμηλότερους συντελεστές διαπέρασης αλλά και μικρότερες πυκνότητες ροής διαπερνώσας ακτινοβολίας. Μεγαλύτερη διαπερατότητα εμφανίζει η φυτοκόμη στο λήθαργο και μικρότερη με πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα.

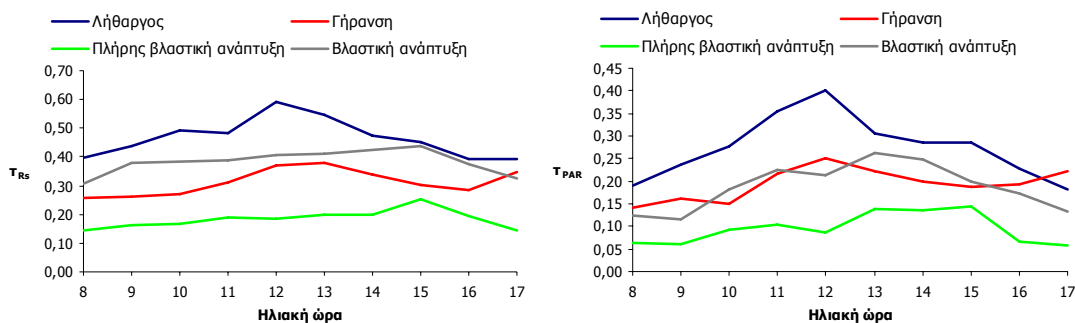
Οι μεταβολές των  $\tau_{R_s}$  και  $\tau_{PAR}$  θεωρούνται αναμενόμενες και συμβαίνουν εξαιτίας αφενός των μικρότερων γωνιών πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων το χειμώνα, οι οποίες ευνοούν την απορρόφηση και εμποδίζουν τη διαπέραση, και αφετέρου από την ύπαρξη της βλάστησης το καλοκαίρι (Wilson et al. 2000). Η σπουδαιότητα της συμβολής του ενεργού φυλλώματος στη διαπέραση εντοπίζεται συγκρίνοντας τους συντελεστές την άνοιξη και το φθινόπωρο, όπου διαπιστώνεται μια δραστική μείωση του  $\tau$  την άνοιξη σε σχέση με τους μικρότερους ρυθμούς αύξησής του το φθινόπωρο. Βέβαια, κατά το χειμώνα διαπιστώνεται επίσης μια μικρή τάση αύξησης του  $\tau$  καθώς πλησιάζει η άνοιξη. Η μεταβολή αυτή οφείλεται στη

σταδιακή αύξηση της ροής ηλιακής ακτινοβολίας (Wilson et al. 2000), αλλά και στη μειούμενη υγρασία του αέρα μέσα στο δάσος, που επιτρέπουν την ευκολότερη διείσδυση της ακτινοβολίας. Γενικά, τόσο οι πυκνότητες ροής διαπερνώσας ακτινοβολίας όσο και οι συντελεστές  $\tau$  εμφανίζουν μειωμένες τιμές κατά την καλοκαιρινή περίοδο και μεγαλύτερες αλλά με αυξημένη διασπορά τις άλλες εποχές του έτους.

Ο συντελεστής διαπέρασης  $\tau$  διαφοροποιείται επίσης με το είδος της ακτινοβολίας. Έτσι, για την PAR η διαπερατότητα, αν και ακολουθεί τις μεταβολές της  $R_s$ , εμφανίζει σημαντικά χαμηλότερες τιμές, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.1.34). Βέβαια, η διαφορά τους γίνεται μέγιστη όταν το δάσος έχει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα, οπότε μεγιστοποιούνται οι απαιτήσεις σε PAR και ελαχιστοποιούνται οι ποσότητες που διαφεύγουν κάτω από τη φυτομάζα, επιβεβαιώνοντας την επιλεκτική απορρόφηση PAR (Loomis 1965, Gates et al. 1965). Στις παραπάνω κατανομές των  $\tau$ , εντοπίζονται τον Αύγουστο υψηλότερες τιμές από τις αναμενόμενες, σε όλα τα έτη για τα οποία υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις. Αυτό οφείλεται, μάλλον, στην αυξημένη ροή ακτινοβολίας αυτήν την περίοδο, που δεν είναι δυνατό να αξιοποιηθεί από τη φυτοκόμη κυρίως λόγω περιορισμένης εδαφικής υγρασίας και ως εκ τούτου, διαπερνά το φύλλωμα και απορροφάται από το έδαφος.



Σχήμα 4.1.34: Μηνιαίες και ετήσιες τιμές των συντελεστών διαπέρασης της μικρού μήκους κύματος ( $\tau_{R_s} = R_s(L)/R_s(0)$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\tau_{PAR} = PAR(L)/PAR(0)$ ), από ημερήσια δεδομένα των ετών 1999, 2001, 2002 και 2005.



Σχήμα 4.1.35: Μέσες ωριαίες μεταβολές του συντελεστή περατότητας της μικρού μήκους κύματος ( $\tau_{Rs}$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\tau_{PAR}$ ) ακτινοβολίας από τις 8:00 έως τις 17:00, για τα 4 φαινολογικά στάδια ανάπτυξης του δάσους. Για την εξαγωγή των μέσων ωριαίων τιμών χρησιμοποιήθηκαν ωριαία δεδομένα ρών ακτινοβολίας για 10.648 ώρες των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2004 – 2006).

Κατά την διάρκεια της ημέρας οι μεταβολές του  $\tau$  συνδέονται με την πυκνότητα της δασικής φυτοκόμης. Στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης οι φυτικοί ιστοί εμφανίζουν έντονη απορρόφηση και επιτρέπουν μικρή ποσότητα φως να τους διαπεράσει, ενώ η πυκνή φυτοκόμη αμβλύνει την επίδραση της γωνίας πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων με αποτέλεσμα σε αυτό το στάδιο η διαπέραση όλες τις ώρες της ημέρας να εμφανίζει σχεδόν σταθερές τιμές (Σχ. 4.1.35). Αντίθετα, κατά την περίοδο του ληθάργου, που το δάσος έχει γυμνούς από φύλλωμα κλάδους, η διαπέραση μεγιστοποιείται στις 12:00 οπότε οι ηλιακές ακτίνες προσπίπτουν πιο κατακόρυφα και εισχωρούν έτσι ευκολότερα μέχρι το δασικό έδαφος. Ενδιάμεσες και με μικρότερη ωριαία κύμανση είναι οι μεταβολές του συντελεστή  $\tau$  κατά την άνοιξη ή το φθινόπωρο, ενώ δεν διαφοροποιούνται σε σχέση με το είδος της ακτινοβολίας ( $R_s$  ή  $PAR$ ) παρά μόνο ποσοτικά.

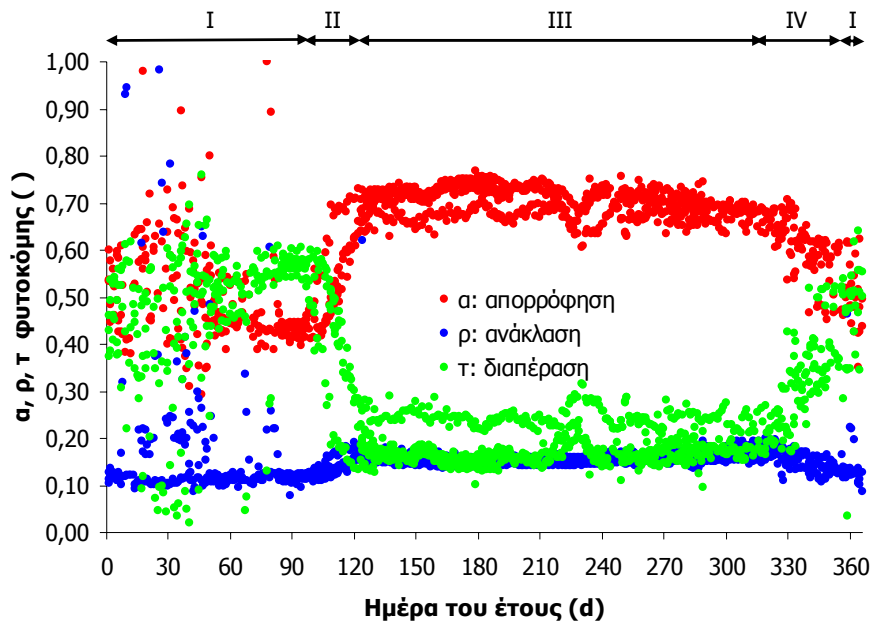
Η σύσταση της διαπερνώσας  $R_s$  [ $R_s(L)$ ] σε μήκη κύματος της  $PAR$ , που παρουσιάστηκε ήδη στο Σχ. 4.1.30, θεωρείται ιδιαίτερα σημαντική για μια φυτοκοινωνία (Floyd et al. 1978, Baldocchi et al. 1984, Balardi et al. 1994, Wilson et al. 2000). Στο Μογγοστό, ο λόγος  $PAR/R_s$  της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος, κυμαίνεται από 0,032 όταν το δάσος έχει πλήρες φύλλωμα έως 0,133 στο ληθάργο, με ενδιάμεσες τιμές στα υπόλοιπα στάδια. Η μέση ετήσια τιμή του είναι 0,067. Οι τιμές αυτές είναι εξαιρετικά χαμηλές σε σχέση με τις αγροτικές καλλιέργειες. Ενδεικτικά αναφέρονται τιμές 0,7 για το καλαμπόκι (LAI=5, Hatfield and Carlson 1979, Ross 1981), 0,20 για το σίτο και 0,24 για τα φασόλια (Szeicz 1974). Οι Baldocchi et al. (1984) αναφέρουν για δρυοδάσος (*Quercus* sp., *Carya* sp.) με LAI=5 στην Καλιφόρνια (ΗΠΑ) τιμή λόγου  $PAR/R_s$  κάτω από τη φυτοκόμη ίση με 0,24. Η τιμή αυτή είναι

σημαντικά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη στο Μογγοστό, παρόλο που εδώ η πυκνότητα του φυλλώματος είναι μικρότερη ( $LAI=3.2$ ). Η απόκλιση των τιμών είναι πιθανό να οφείλεται στη διαφορετική χρονική περίοδο των μετρήσεων (στην Καλιφόρνια ήταν μόνο μερικές μέρες του Σεπτεμβρίου, από 267 έως 274 JD, που ως μήνας σηματοδοτεί την έναρξη αλλοίωσης του φυλλώματος, ενώ οι ροές ακτινοβολίας παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα), στο διαφορετικό αυτοφουόμενο είδος, σε ατμοσφαιρικούς παράγοντες και ίσως στη διαθεσιμότητα εδαφικής υγρασίας, η οποία αν και δεν είναι σημαντική για την ανάπτυξη στα βόρεια οικοσυστήματα (Rauner 1976), εντούτοις φαίνεται να παίζει καθοριστικό ρόλο στα Μεσογειακά.

#### **4.1.1.6. Βλαστητικά στάδια & οπτικές ιδιότητες φυτοκόμης**

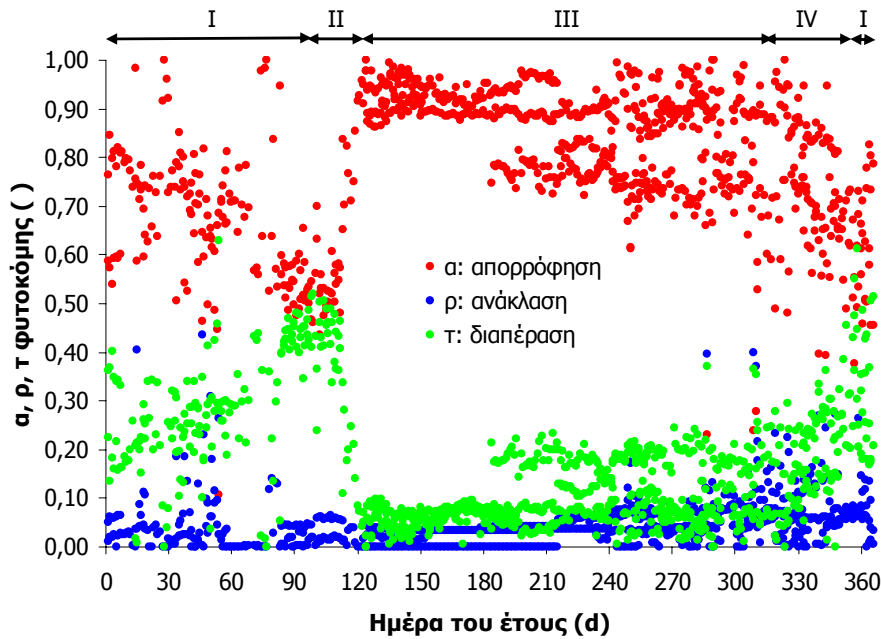
Οι οπτικές ιδιότητες των οικοσυστημάτων, γεωργικών ή δασικών, μπορούν να αποτελέσουν χρήσιμους δείκτες για την εκτίμηση της βλαστητικής-φωτοσυνθετικής δραστηριότητας των φυτών (Burba and Verma 2001), η οποία μεταβάλλεται με τις επικρατούσες περιβαλλοντικές συνθήκες και δεν εξαρτάται κατ' ανάγκη μόνο από τη φυλλική επιφάνεια (Waller and Lewis 1979, Risser et al. 1981, Sakai et al. 1997, Lingakumar and Kulandavelu 1998). Χρησιμοποιώντας τις ετήσιες μεταβολές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho$ , διαπέρασης,  $\tau$  και απορρόφησης,  $\alpha$ , τόσο για την ολική μικρού μήκους ( $R_s$ ) (Σχ. 4.1.36), όσο και για τη φωτοσυνθετικά ενεργή (PAR) (Σχ. 4.1.37) ακτινοβολία, για ένα ή για όλα τα έτη μέτρησης, είναι δυνατός ο ορισμός των περιόδων βλαστητικής ανάπτυξης του δάσους, καθώς η ανάπτυξη φυλλώματος προκαλεί μείωση της διαπέρασης και αύξηση της απορρόφησης και της ανάκλασης, ενώ η αποβολή φύλλων έχει αντίστροφη επίδραση. Λιγότερο ακριβής μπορεί να είναι και ο προσδιορισμός τους με την παρατήρηση των σταδίων από τις μεταβολές των οπτικών ιδιοτήτων (ανάκλαση και απορρόφηση) του εδάφους (Σχ. 4.1.38). Παρόλα αυτά η συσχέτιση των χαρακτηριστικών της ακτινοβολίας με την ανάπτυξη του φυλλώματος έχει ευρεία εφαρμογή στις μελέτες φυσιολογίας των φυτών, στα κλιματικά μοντέλα αλλά και στην παρακολούθηση (μέσω remote sensing) της εξέλιξης των δασικών και γεωργικών οικοσυστημάτων (Ungar and Bradley 1981, Asrar et al. 1984, Chason et al. 1991, Barradas and Adem 1992, Fassnacht et al. 1994, Le Roux et al. 1997, Sakai et al. 1997, Vermass 1998, Hanson 1999, Song 1999, Weiss et al. 2001, Burba and Verma 2001) και μπορεί να αποτελέσει

ένα ιδιαίτερα χρήσιμο εργαλείο για τη διαχείριση των δασών και την παρακολούθηση των επιπτώσεων των κλιματικών μεταβολών στη βλάστηση.



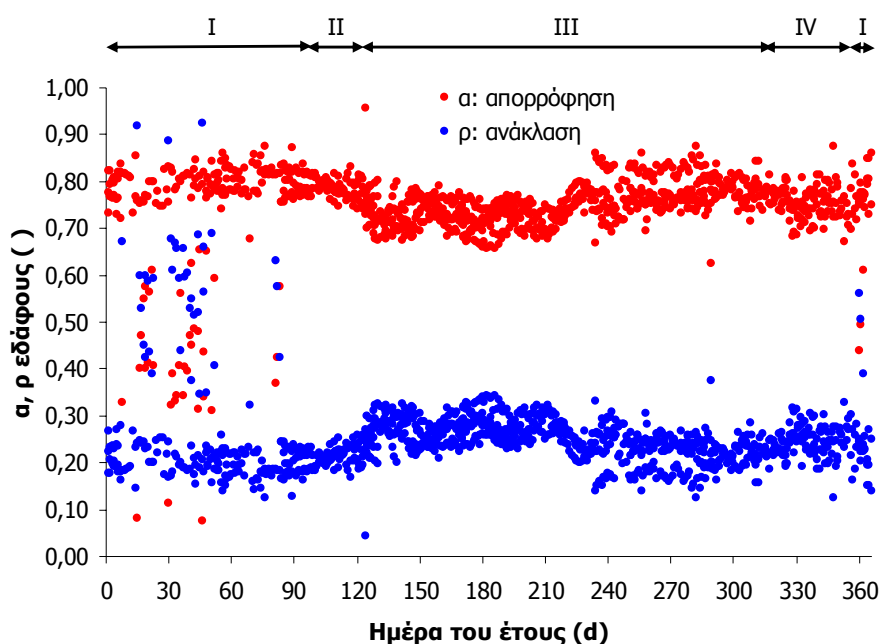
Σχήμα 4.1.36: Ημερήσιες τιμές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho$ , απορρόφησης,  $\alpha$ , και διαπέρασης,  $\tau$ , της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , για τις χρονικές περιόδους 1999-2002 και 2004-2006.

Στην πάνω πλευρά του σχήματος ορίζονται τα φαινολογικά στάδια του δασικού οικοσυστήματος (I: Λήθαργος, II: Βλαστική ανάπτυξη, III: Πλήρης βλαστική ανάπτυξη και IV: Γήρανση).



Σχήμα 4.1.37: Ημερήσιες τιμές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho$ , απορρόφησης,  $\alpha$ , και διαπέρασης,  $\tau$ , της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας,  $PAR$ , για τις χρονικές περιόδους 1999-2002 και 2004-2006.

Στην πάνω πλευρά του σχήματος ορίζονται τα φαινολογικά στάδια του δασικού οικοσυστήματος (I: Λήθαργος, II: Βλαστική ανάπτυξη, III: Πλήρης βλαστική ανάπτυξη και IV: Γήρανση).



Σχήμα 4.1.38: Ημερήσιες τιμές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho_{\epsilon}$ , απορρόφησης,  $\alpha_{\epsilon}$ , της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , από το δασικό έδαφος, για τις χρονικές περιόδους 1999-2002 και 2004-2006. Στην πάνω πλευρά του σχήματος ορίζονται τα φαινολογικά στάδια του δασικού οικοσυστήματος (I: Λήθαργος, II: Βλαστική ανάπτυξη, III: Πλήρης βλαστική ανάπτυξη και IV: Γήρανση).

Ο ορισμός των φαινολογικών σταδίων μπορεί να γίνει με αρκετά μεγάλη ακρίβεια από την παρακολούθηση των μεταβολών ακόμα και μόνο μιας εκ των οπτικών ιδιοτήτων και έστω για μία μορφή ακτινοβολίας (Burba and Verma 2001). Έτσι, τα φαινολογικά στάδια ανάπτυξης για το δάσος του Μογγοστόου ορίζονται ως ακολούθως:

- I. **Περίοδος ληθάργου:** Σε αυτό το φαινολογικό στάδιο τα δένδρα δρυός παρουσιάζουν γενικά μικρές τιμές  $\rho_{R_s}$ ,  $\alpha_{R_s}$ ,  $\rho_{PAR}$  και  $\alpha_{PAR}$  και υψηλές τιμές  $\tau_s$  και  $\tau_{PAR}$ . Μειωμένη σε αυτό το στάδιο είναι και η ανακλαστικότητα του εδάφους,  $\rho_{\epsilon}$ , ενώ αυξημένη είναι η απορροφητικότητα του,  $\alpha_{\epsilon}$ . Η μικρή ανακλαστικότητα και απορροφητικότητα από το οικοσύστημα σε αυτό το στάδιο οφείλεται στο χρώμα (σε συνδυασμό και με την υγρασία) της φυτομάζας και στην απουσία φυλλώματος καθώς και στην αυξημένη υγρασία του δασικού εδάφους. Η έλλειψη βλάστησης επιτρέπει την ευκολότερη διέλευση της ακτινοβολίας στα βαθύτερα στρώματα της φυτοκόμης και



συνεπώς αυξημένη περατότητα τόσο στην  $R_s$  όσο και στην  $PAR$ . Η μεγάλη διασπορά σημείων που παρατηρείται κατά την περίοδο του ληθάργου οφείλεται σε χιονοπτώσεις (ή χιονοκαλύψεις) και στον άστατο καιρό του χειμώνα (Σχ. 2.1), που επηρεάζουν τις μικρές ροές ακτινοβολίας. Η περίοδος του ληθάργου αρχίζει την 360 Ιουλιανή ημέρα (JD) και τελειώνει περίπου την 100 JD.

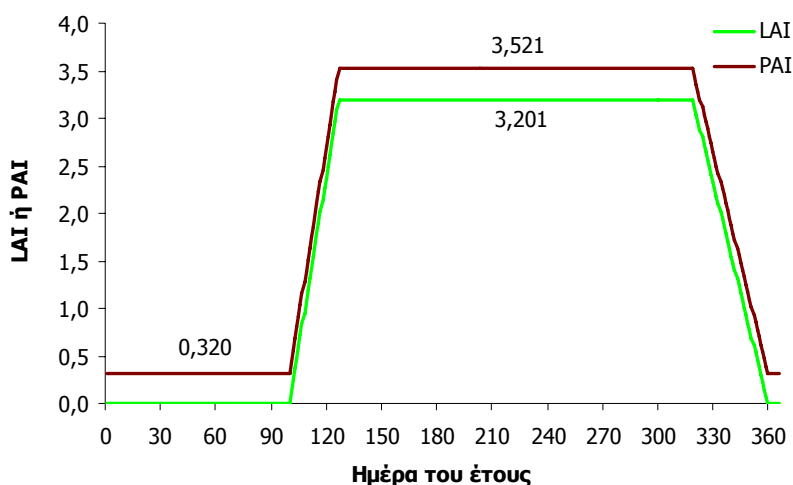
- II. **Περίοδος βλαστικής ανάπτυξης:** Η διακοπή του ληθάργου των οφθαλμών πραγματοποιείται κατά την 101 JD περίπου, ενώ η έκπτυξη του φυλλώματος ολοκληρώνεται την 126 JD περίπου. Σε αυτό το στάδιο υπάρχει έντονη μεταβολή όλων των οπτικών ιδιοτήτων της φυτοκόμης αλλά και του εδάφους. Συγκεκριμένα, καταγράφεται αύξηση των συντελεστών ανάκλασης και απορρόφησης με ταυτόχρονη μείωση των συντελεστών περατότητας τόσο της  $R_s$  όσο και της  $PAR$  μέσω της φυτοκόμης. Αντίθετα στο έδαφος, η ανακλαστικότητα αυξάνεται και η απορροφητικότητα μειώνεται λόγω της σταδιακής μείωσης της υγρασίας.
- III. **Περίοδος πλήρους βλαστικής ανάπτυξης:** Σε αυτό το στάδιο το δάσος βρίσκεται σε πλήρη φωτοσυνθετική δραστηριότητα, ενώ ο δείκτης φυλλικής επιφάνειας (LAI) έχει αποκτήσει τη μέγιστη και σταθερή τιμή του (Kull et al. 1999). Οι συντελεστές  $\rho$ ,  $\tau$  και  $\alpha$  έχουν σταθερές τιμές και συγκεκριμένα οι  $\rho_{R_s}$ ,  $\alpha_{R_s}$ ,  $\rho_{PAR}$ ,  $\alpha_{PAR}$  αποκτούν τη μέγιστη, ενώ οι  $\tau_{R_s}$  και  $\tau_{PAR}$  την ελάχιστη τιμή τους, εξαιτίας τόσο της μεγιστοποίησης της φυλλικής επιφάνειας όσο και της ενηλικίωσης του φυλλώματος που επιτρέπουν την εντατικοποίηση όλων των φυσιολογικών διεργασιών των δένδρων (φωτοσύνθεση, διαπνοή, κ.λπ.). Ανάλογη είναι και η εικόνα στο δασικό έδαφος με την ανακλαστικότητα και την απορροφητικότητα να σταθεροποιούνται στη μέγιστη και ελάχιστη τιμή τους, αντίστοιχα. Το στάδιο διαρκεί από την 127 JD έως την 319 JD.
- IV. **Περίοδος γήρανσης και αποβολής του φυλλώματος:** Το τελευταίο αυτό στάδιο της ετήσιας βλαστικής ανάπτυξης του φυλλοβόλου δάσους

χαρακτηρίζεται επίσης από έντονες μεταβολές των συντελεστών  $\rho$ ,  $\tau$  και  $\alpha$ , εξαιτίας της γήρανσης των φύλλων και της αποκοπής τους από τους φυτικούς ιστούς. Συγκεκριμένα, οι συντελεστές  $\rho$  και  $\alpha$  μειώνονται έντονα, ενώ, αντίθετα, λόγω της φυλλόπτωσης, η διέλευση του ηλιακού φωτός από τη φυτοκόμη είναι ευκολότερη με αποτέλεσμα της αυξημένες τιμές του συντελεστή  $\tau$ . Η έναρξη του σταδίου πραγματοποιείται την 320 JD και σηματοδοτείται με την μείωση της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας των φύλλων. Το στάδιο ολοκληρώνεται την 359 JD περίπου, οπότε και έχει ολοκληρωθεί η φυλλόπτωση. Οι έντονες μεταβολές των οπτικών ιδιοτήτων που παρατηρούνται σε αυτό το βλαστικό στάδιο είναι βραδύτερες από αυτές της 2<sup>ης</sup> βλαστικής περιόδου και διαρκούν 40 περίπου ημέρες έναντι 25 ημερών της περιόδου βλαστικής ανάπτυξης. Εδώ, οι μεταβολές των οπτικών ιδιοτήτων του εδάφους δεν επιτρέπουν τον ακριβή καθορισμό της έναρξης και της λήξης του σταδίου, καθώς τα φύλλα από την έναρξη του σταδίου μέχρι ακόμα και μετά την ξήρασή τους παραμένουν στους κλάδους των δένδρων και έτσι δεν εντοπίζονται άμεσες μεταβολές των οπτικών ιδιοτήτων του εδάφους. Με την έναρξη της φυλλόπτωσης, η οποία οφείλεται κυρίως στους ανέμους που μεταφέρουν το φύλλωμα στο έδαφος, αρχίζει ετεροχρονισμένα και με αργούς ρυθμούς η μεταβολή των οπτικών ιδιοτήτων του δάσους.

Από τον προσδιορισμό των βλαστικών σταδίων και με βάση τη μέτρηση του μέγιστου δείκτη φυλλικής επιφάνειας (LAI) που πραγματοποιήθηκε για το έτος 1998 και ήταν 3,2, είναι δυνατός ο προσδιορισμός των ημερήσιων τιμών του για το 1999 καθώς τα δένδρα δρυός δεν παρουσιάζουν ουσιαστικές διαφοροποιήσεις στην φυλλική τους επιφάνεια από έτος σε έτος, ιδιαίτερα μετά την ενηλικίωσή τους (Rauner 1976, Kull et al. 1999).

Θεωρώντας ότι η ξυλώδης επιφάνεια του δασικού οικοσυστήματος, που εκφράζεται μέσω του αντίστοιχου δείκτη (WAI), στις περιπτώσεις των φυλλοβόλων δασών αντιστοιχεί περίπου στο 10% της τιμής του LAI (Hutchison et al. 1986), είναι δυνατός ο προσδιορισμός και των μεταβολών του δείκτη φυτικής επιφάνειας ( $PAI = LAI + WAI$ , Rauner 1976, Baldocchi et al. 1984). Έτσι, εφαρμόζοντας γραμμική παρεμβολή για  $LAI = 0$  και  $PAI = 0,3201$  κατά το λήθαργο και  $LAI = 3,2$

και PAI = 3,5 στην πλήρη βλαστική ανάπτυξη, υπολογίζονται οι τιμές των LAI και PAI για τα στάδια της βλαστικής ανάπτυξης και της γήρανσης (Σχ. 4.1.39).



Σχήμα 4.1.39: Ετήσια μεταβολή των δεικτών φυτικής (PAI) και φυλλικής (LAI) επιφάνειας στο δρυοδάσος του Μογγαστού για το 1999 (εκτιμώμενες τιμές).

#### 4.1.1.7. Απόσβεση της ακτινοβολίας μέσα στη φυτοκόμη

Η κατανομή της απορροφούμενης ακτινοβολίας μέσα στη φυτοκόμη έχει μεγάλη οικολογική σημασία αφού καθορίζει αν τα φύλλα και τα φυτά που βρίσκονται βαθύτερα στη φυτομάζα θα έχουν επαρκές φως για την ικανοποίηση των φυσιολογικών τους λειτουργιών, επηρεάζοντας ταυτόχρονα την πυκνότητα και την κατανομή του φυλλώματος καθώς και την γενικότερη αρχιτεκτονική της φυτοκόμης. Ιδιαίτερα για το δρυοδάσος, το φως απορροφάται σε μεγάλες ποσότητες από τα άμεσα ηλιοφωτιζόμενα φύλλα αφήνοντας πολύ μικρότερες για τα κατώτερα. Έτσι, τα δένδρα εμφανίζουν το φαινόμενο της αποβολής των κατώτερων, των μη άμεσα ηλιοφωτιζόμενων φύλλων και κλάδων και την ανάπτυξη της φυλλικής μάζας ψηλότερα (Μουλόπουλος 1937-38, Ντάφης 1986, Kull et al. 1999).

Βασίζόμενοι στην υπόθεση της οριζόντιας ομοιογένειας πολλοί ερευνητές πρότειναν διάφορα μοντέλα για τον υπολογισμό της απορροφούμενης ακτινοβολίας (π.χ. SAIL model, Verhoef 1984, Luquet et al. 1998). Τα πιο απλά και εύχρηστα μοντέλα που χρησιμοποιούνται είναι αυτά που βασίζονται στην εξίσωση των Beer-Lambert για ομοιογενή ρευστά. Η εφαρμογή των μοντέλων δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε πολλά είδη καλλιεργειών δημητριακών (Monteith 1969, Hipps et al.

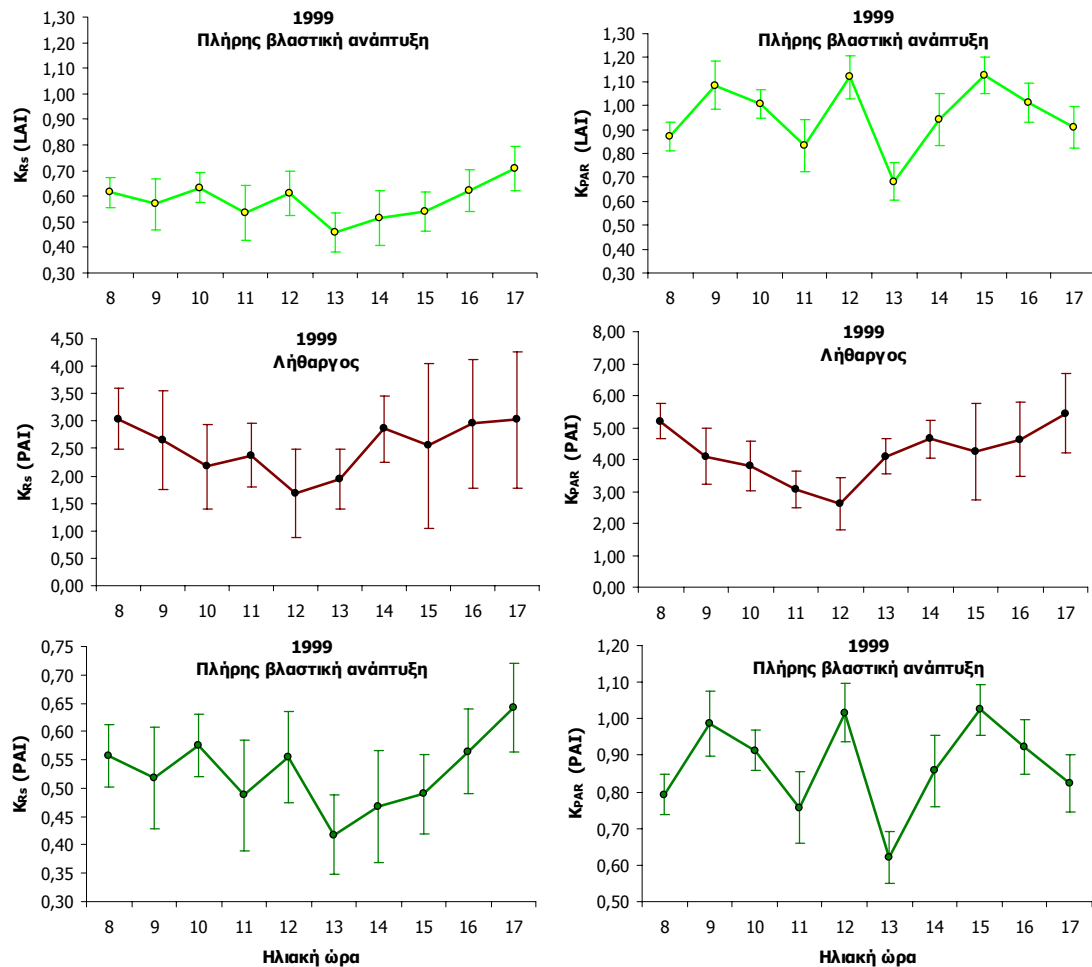
1983, Gallo et al. 1985, Maas 1988, Begue 1991) καθώς και δασικών ειδών (Sheehy and Peacock 1975, Woledge and Parsons 1986).

Για την εφαρμογή του εκθετικού μοντέλου απόσβεσης της ηλιακής ακτινοβολίας ( $R_s(L) = R_s(0) \cdot e^{-K \cdot LAI}$ , Monsi and Saeki 1953) είναι απαραίτητη η γνώση του συντελεστή απόσβεσης της ακτινοβολίας,  $K$ , που εξαρτάται από τη φασματική σύσταση της ακτινοβολίας (Baldocchi et al. 1984), την κατανομή των γωνιών των φύλλων (Saeki 1963, Warren Wilson 1965, Miller 1967, Cowan 1968), την πυκνότητα των φύλλων (Kull et al. 1999), το φυτικό είδος, τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων (Nerozzi et al. 1994, Nerozzi et al. 1997), κ.ά. παράγοντες.

Χρησιμοποιώντας τους εκτιμημένους LAI και PAI (Σχ. 4.1.39) αλλά και τις μετρήσεις της  $R_s$  και PAR είναι δυνατός ο υπολογισμός διαφορετικών συντελεστών απόσβεσης  $K$  για κάθε περίπτωση ( $K_{R_s}(LAI)$ ,  $K_{R_s}(PAI)$ ,  $K_{PAR}(LAI)$  και  $K_{PAR}(PAI)$ ). Εξαιτίας της εξάρτησής του από τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων, ο συντελεστής απόσβεσης ακτινοβολίας,  $K$ , εμφανίζει διαφοροποιήσεις κατά τη διάρκεια τόσο της ημέρας όσο και του έτους. Η ημερήσια κατανομή των τιμών του δείχνει γενικά υψηλές τιμές σε μεγάλες ηλιακές ανυψώσεις, δηλαδή το πρωί και το απόγευμα (Rauner 1976, Nerozzi et al. 1994, Nerozzi et al. 1997) και μικρότερες το μεσημέρι. Η μεταβολή αυτή θεωρείται αναμενόμενη, αφού ο συντελεστής απόσβεσης ουσιαστικά εκφράζει την δυσκολία με την οποία μπορεί να κινηθεί το φως μέσα στη φυτομάζα και να διαπεράσει τα φυλλικά στρώματα. Έτσι, τις μεσημβρινές ώρες, οι κατακόρυφες ακτίνες φωτός διανύουν μικρότερη απόσταση μέχρι να φτάσουν στο δασικό έδαφος και συνεπώς διεισδύουν ευκολότερα στην κόμη, με αποτέλεσμα ο συντελεστής απόσβεσης να παρουσιάζει μειωμένες τιμές (Σχ. 4.1.40). Αντίθετα, το πρωί και το απόγευμα, η γωνία πρόσπτωσης του ηλιακού φωτός αυξάνει την απόσταση που αυτό έχει να διανύσει για να διαπεράσει τη φυτομάζα. Στην περίπτωση αυτή, η ακτινοβολία απορροφάται περισσότερο και μικρό μόνο μέρος της φτάνει στο δασικό έδαφος. Το φαινόμενο αμβλύνεται όταν το δάσος έχει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα, ενώ είναι πιο έντονο στο στάδιο του ληθάργου (Σχ. 4.1.40).

Βέβαια στις ημερήσιες κυμάνσεις του συντελεστή απόσβεσης σημαντικό ρόλο παίζει και το είδος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας αλλά και οι τιμές των LAI και PAI. Ο  $K_{R_s}$  εμφανίζει μικρότερες τιμές από τον  $K_{PAR}$  όλες τις ώρες τις ημέρας (Baldocchi et al. 1984) και όλες τις εποχές του έτους, όπως άλλωστε και ο  $K(LAI)$  σε σύγκριση με τον  $K(PAI)$ , εξαιτίας αφενός της έντονης απορροφητικότητας και μικρής διαπέρασης της PAR έναντι της  $R_s$  και αφετέρου γιατί ο PAI είναι μεγαλύτερος από

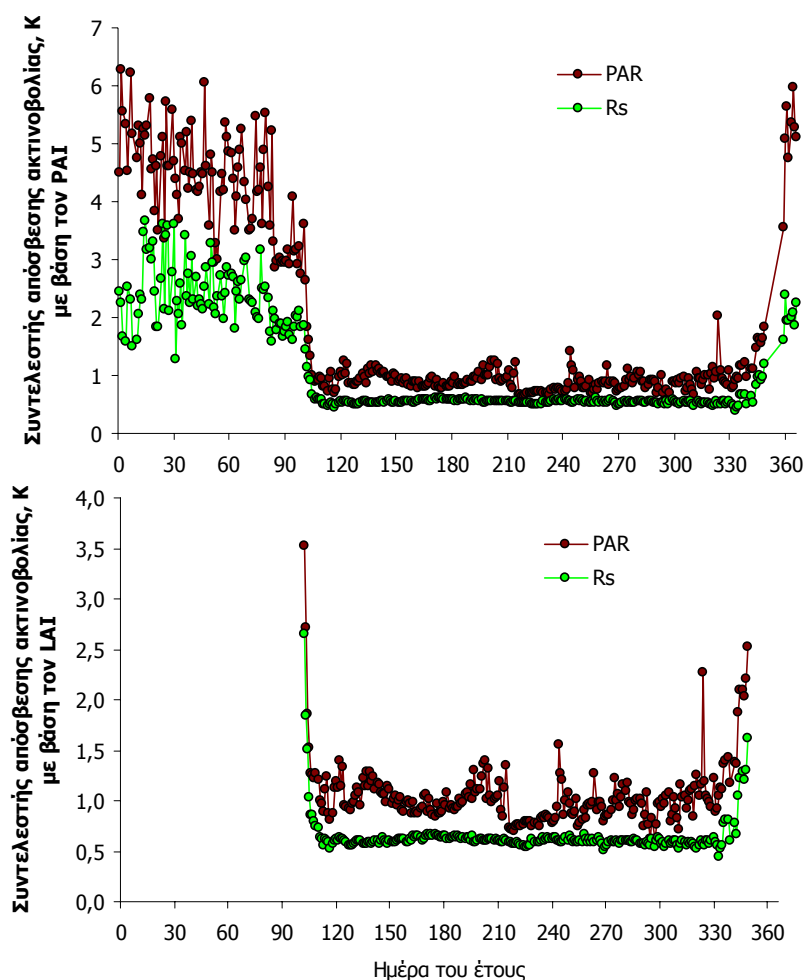
τον LAI. Έτσι, και στις δύο περιπτώσεις η ροή της ακτινοβολίας μέσω της φυτοκόμης γίνεται δυσκολότερα, επηρεάζοντας τις αντίστοιχες τιμές των συντελεστών απόσβεσης.



Σχήμα 4.1.40: Μέσες ωριαίες μεταβολές των συντελεστών απόσβεσης ( $K$ ) της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $R_s$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $PAR$ ) ακτινοβολίας με βάση τους δείκτες φυλλικής ( $LAI$ ) και φυτικής ( $PAI$ ) επιφάνειας, σε διάφορα φαινολογικά στάδια του δρυοδάσους για το έτος 1999.

Η επίδραση των μεταβολών της φυλλικής επιφάνειας και η αντίστροφη σχέση της με τον συντελεστή απόσβεσης  $\{K_{Rs} = -(1/LAI) \ln[R_s(L)/R_s(0)]\}$  φαίνεται χαρακτηριστικά στην ετήσια μεταβολή των τιμών του (Σχ. 4.1.41). Ο  $K$  στο στάδιο του ληθάργου παρουσιάζει αυξημένες τιμές με μεγάλη όμως διασπορά εξαιτίας του άστατου, κατά κανόνα, καιρού που επηρεάζει τις ροές ακτινοβολίας. Η έναρξη σχηματισμού των φύλλων σηματοδοτεί τη μείωση των τιμών του  $K$  με αυξανόμενο ρυθμό μείωσης όσο αυξάνει η φυλλική επιφάνεια. Μετά την ολοκλήρωση του σταδίου, το δάσος έχει μεγιστοποιήσει τη φυλλική επιφάνειά του και ο συντελεστής  $K$  ελαχιστοποιείται, παραμένοντας όμως σταθερός για όλο το στάδιο πλήρους

βλαστικής ανάπτυξης. Οι τιμές του συντελεστή ξαναρχίζουν να αυξάνουν κατά τη γήρανση του φυλλώματος με επίσης έντονους ρυθμούς, όπως και στο στάδιο της βλαστικής ανάπτυξης. Οι ετήσιες μεταβολές του  $K$  είναι ίδιες αν και ποσοτικά διαφοροποιημένες και για τις δύο μορφές ακτινοβολίας ( $R_s$  και  $PAR$ ) είτε ο συντελεστής υπολογίζεται με βάση τον  $PAI$  ή με βάση τον  $LAI$  (Σχ. 4.1.41).



Σχήμα 4.1.41: Ετήσια κόμανση των συντελεστών απόσβεσης ( $K$ ) της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $R_s$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $PAR$ ) ακτινοβολίας, με βάση τους δείκτες φυλλικής ( $LAI$ ) και φυτικής ( $PAI$ ) επιφάνειας. Οι μέσες ημερήσιες τιμές έχουν προκύψει από δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας τις περιόδου 1999 – 2002.

Ο συντελεστής  $K_{R_s}$  ( $PAI$ ) μεταβάλλεται από  $2,48 \pm 1,04$  όταν το δάσος δεν έχει φύλλωμα έως  $0,543 \pm 0,104$  στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, ενώ οι αντίστοιχες τιμές για τον  $K_{PAR}$  ( $PAI$ ) είναι  $4,14 \pm 1,91$  και  $0,849 \pm 0,364$  (Πίν. 4.1.5). Μικρότερες είναι οι τιμές των  $K_{R_s}$  ( $LAI$ ) και  $K_{PAR}$  ( $LAI$ ) που για το φυλλικά πλήρως αναπτυγμένο δάσος είναι  $0,597 \pm 0,114$  και  $0,934 \pm 0,400$ , αντίστοιχα. Οι παραπάνω μέσες εποχιακές τιμές αν και δεν αποκλίνουν σημαντικά από τις αναφερόμενες στη βιβλιογραφία για δρυοδάση  $\{K_{R_s}(LAI): 0,579$  (Baldocchi et al. 1984) και  $0,30$

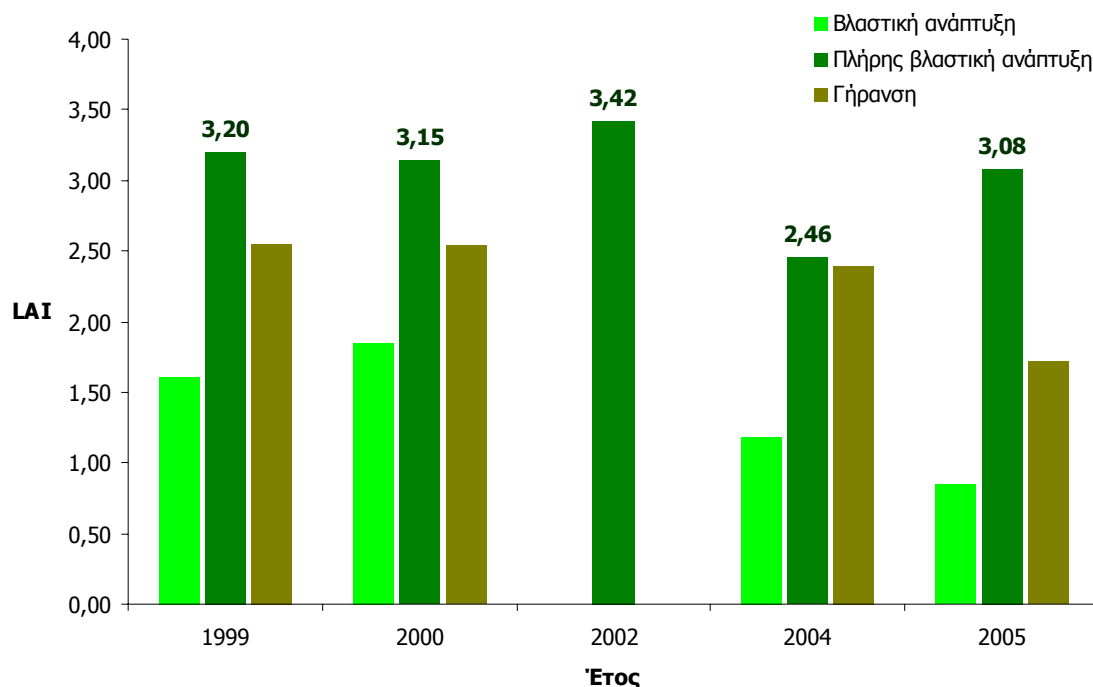
(Thompson and Hinckley 1977),  $K_{PAR}(LAI)$ : 0,82 (Kull et al. 1999) και 0,732 (Baldocchi et al. 1984),  $K_{Rs}(PAI)$  για δάσος με φύλλωμα: 0,506 (Baldocchi et al. 1984) και 0,42 (Rauner 1976),  $K_{PAR}(PAI)$  για δάσος με φύλλωμα: 0,655 (Baldocchi et al. 1984) και 0,6-1,0 (Rauner 1976) και  $K_{Rs}(PAI)$  για δάσος χωρίς φύλλωμα: 1,0 (Rauner 1976)}, είναι μεγαλύτερες υποδεικνύοντας ευκολότερη πρόσβαση και του δασικού υπορώφου στο ηλιακό φως. Σε σύγκριση με τις γεωργικές καλλιέργειες, οι τιμές  $K$  των δασικών οικοσυστημάτων είναι γενικά μικρότερες, ενώ στα είδη δρυών, που εμφανίζουν το φαινόμενο αναρρίχησης της φυλλικής τους επιφάνειας, οι  $K$  εμφανίζουν ακόμα μικρότερες τιμές (Nilson 1971, Lemeur and Blad 1974, Baldocchi and Colineau 1994.

Πίνακας 4.1.5: Μέσες εποχιακές τιμές και τυπικές αποκλίσεις των συντελεστών απόσβεσης ( $K$ ) της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $R_s$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $PAR$ ) ακτινοβολίας, με βάση τους δείκτες φυλλικής ( $LAI$ ) και φυτικής ( $PAI$ ) επιφάνειας, σε διάφορα φαινολογικά στάδια του δρυοδάσους για το έτος 1999. Σε παρένθεση δίνεται ο αριθμός των ωριαίων τιμών από τις οποίες προέκυψαν οι μέσες εποχιακές τιμές των συντελεστών, ενώ σε κάθε στάδιο δίνονται οι μέσοι εκτιμώμενοι  $LAI$  και  $PAI$ .

Φαινολογικό στάδιο	Λήθαργος	Βλαστική αύξηση	Πλήρης βλαστική ανάπτυξη	Γήρανση
<b>LAI</b>	0,0	1,6	3,2	2,6
<b>PAI</b>	0,3	1,9	3,5	2,9
<b><math>K_{Rs}</math> (PAI)</b>	2,48±1,04 (n=764)	0,63±0,31 (n=312)	0,54±0,10 (n=2095)	0,45±0,11 (n=70)
<b><math>K_{PAR}</math> (PAI)</b>	4,14±1,91 (n=664)	1,08±0,72 (n=281)	0,85±0,36 (n=1365)	0,85±0,38 (n=62)
<b><math>K_{Rs}</math> (LAI)</b>	-	0,93±0,85 (n=309)	0,60±0,11 (n=2095)	0,51±0,12 (n=70)
<b><math>K_{PAR}</math> (LAI)</b>	-	1,35±0,98 (n=267)	0,93±0,40 (n=1365)	0,96±0,43 (n=62)

Ο συντελεστής απόσβεσης έχει ευρύ πεδίο εφαρμογών και μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την εκτίμηση των  $LAI$  και  $PAI$ , οι οποίοι έχουν ιδιαίτερα ευρεία εφαρμογή και αποτελούν απαραίτητες παραμέτρους σε πολλά οικολογικά και κλιματικά μοντέλα (Sellers 1986, Running and Coughlan 1988, Bonan 1993). Ενδεικτικά, στο Σχ. 4.1.42 παρουσιάζονται οι εκτιμήσεις των μέσων τιμών  $LAI$  για το δάσος του Μογγουστόυ τα έτη 2000, 2002, 2004 και 2005, με τη χρήση των εποχιακών συντελεστών  $K_{Rs}$  του Πίν. 4.1.5 και των συντελεστών διαπέρασης της ακτινοβολίας. Εδώ, παρατηρείται ότι η έρπουσα πυρκαγιά του 2000 δεν επηρέασε ουσιαστικά τη φυλλική επιφάνεια των δρυών, ενώ μακροχρόνια μάλλον ευνόησε το οικοσύστημα καθώς το 2002 εμφανίζει αύξηση του  $LAI$  κατά 0,22 σε σχέση με την μέγιστη (σε σύγκριση με τα υπόλοιπα έτη) τιμή του 1999. Ο εκτιμώμενος μέγιστος  $LAI$  του 2002 αποκλίνει ελάχιστα από τη μετρούμενη τιμή 3,37 για το 2003, επιβεβαιώνοντας την εκτιμώμενη τιμή, καθώς το δρυοδάσος δεν παρουσιάζει ουσιαστικές μεταβολές της φυλλικής του επιφάνειας από έτος σε έτος μετά την ενηλικίωση των δένδρων.

Άλλωστε, είναι πολύ πιθανό το 2003, ο LAI να ήταν μικρότερος από τον αναμενόμενο καθώς το συγκεκριμένο έτος ήταν ένα από τα ξηρότερα των τελευταίων χρόνων στην Ευρώπη (Granier et al. 2007) επηρεάζοντας την ανάπτυξη των δασών. Η μικρή διαφορά των εκτιμώμενων με τις μετρούμενες τιμές καθιστά αξιόπιστη τη μέθοδο με τη χρήση του συντελεστή απόσβεσης και αντιπροσωπευτικές τιμές LAI για τα έτη 2004 και 2005. Έτσι, η αραίωση δένδρων το 2004 οδήγησε σε μείωση του LAI στο 2,46, όμως η αρνητική αυτή επίδραση δεν είχε μεγάλη χρονική διάρκεια καθώς η φυλλική επιφάνεια αποκαταστάθηκε το αμέσως επόμενο έτος (2005), αν και κατά το στάδιο της γήρανσης του 2004 το φύλλωμα μάλλον άργησε να αποβληθεί από τα δένδρα, ενώ το δάσος καθυστέρησε επίσης να ολοκληρώσει τη βλαστική του αύξηση την επόμενη άνοιξη.



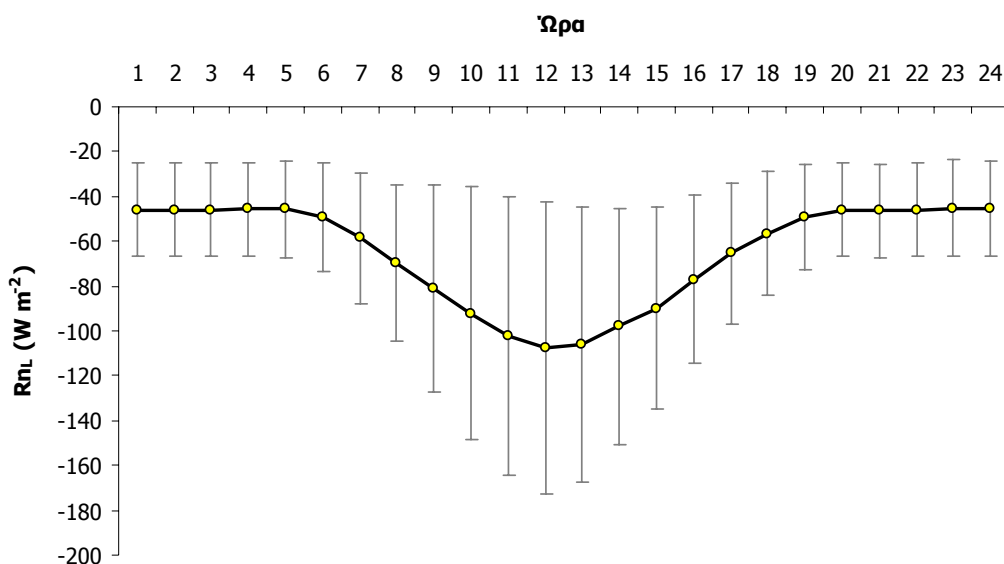
Σχήμα 4.1.42: Εκτιμώμενες μέσες εποχιακές τιμές του δείκτη φυλλικής επιφάνειας (LAI) για κάθε φαινολογικό στάδιο στο δρυοδάσος του Μογγαστού.

#### 4.1.2. Μεγάλο μήκος κύματος ακτινοβολία, L

Υιοθετώντας την παραδοχή ότι όλες οι γήινες επιφάνειες, ως προς τη θερμική τους εκπομπή, λειτουργούν ως μέλανα σώματα (Idso et al. 1969), η μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία L, που εκπέμπουν, θα συναρτάται μόνο από τη θερμοκρασία τους T, σύμφωνα με τη σχέση Stefan-Boltzmann:  $L = \epsilon \sigma T^4$ , θεωρώντας ότι η

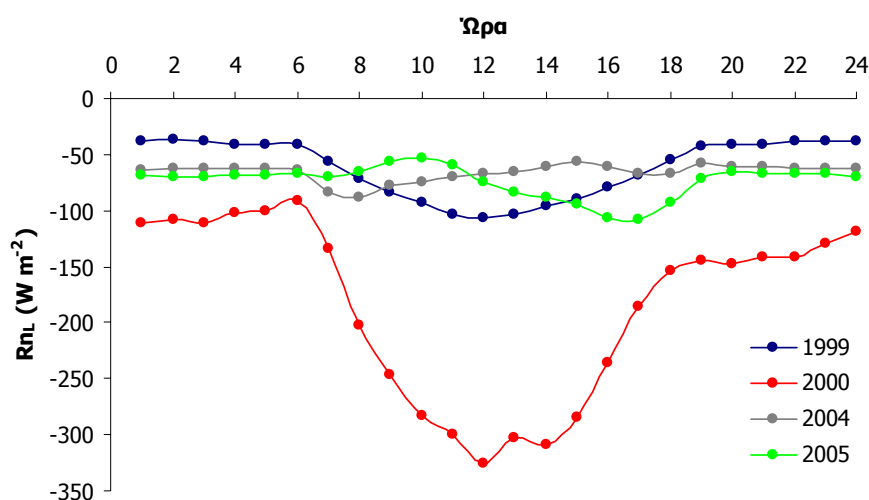


εκπεμπτικότητα  $\varepsilon = 1,0$  και η σταθερά Stefan-Boltzmann  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ . Η απορροφούμενη, τελικά, ποσότητα από μια φυσική επιφάνεια θα εξαρτάται από τον αριθμό των διαφορετικών επιφανειών που βρίσκονται στην ίδια χωρική μονάδα και από τη θερμοκρασία κάθε επιφάνειας. Έτσι, για το δασικό οικοσύστημα (σύστημα φυτοκόμης-έδαφος), το αποτέλεσμα ανταλλαγής ενέργειας μεταξύ συστήματος ( $\varepsilon \sigma T_{\delta}^4$ ,  $T_{\delta}$ : θερμοκρασία οικοσυστήματος) και ατμόσφαιρας ( $\varepsilon \sigma T_{\alpha}^4$ ,  $T_{\alpha}$ : θερμοκρασία ατμόσφαιρας) θα καθορίσει τη διαθεσιμότητα (ή απώλεια) ακτινοβόλου ενέργειας μεγάλου μήκους κύματος. Η ακτινοβολία αυτή, αποτελεί την «καθαρή»  $L$  για το οικοσύστημα, ονομάζεται ισοζύγιο της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_{nL}$  και ισούται με το αλγεβρικό άθροισμα των ροών μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα και το δάσος ( $L_{\text{ατμόσφαιρας}} - L_{\text{δάσους}}$ ). Γενικά, παίρνει αρνητικές τιμές καθόλη τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου (Σχ. 4.1.43), υποδεικνύοντας ότι το δάσος συνεχώς τροφοδοτεί την ατμόσφαιρα με θερμική ακτινοβολία όλες τις ώρες τις ημέρας και ανεξάρτητα από την εποχή του έτους, με πυκνότητες ροής μεγαλύτερες από αυτές που δέχεται. Βέβαια, η ροή θερμικής ακτινοβολίας από το οικοσύστημα προς την ατμόσφαιρα είναι μεγαλύτερες όταν υπάρχει ηλιοφάνεια εξαιτίας των αυξημένων θερμοκρασιών της φυτοκόμης και μεγιστοποιείται το μεσημέρι (μέση τιμή  $-107 \pm 65 \text{ W m}^{-2}$  για το έτος 1999), οπότε και η διαφορά θερμοκρασίας ατμόσφαιρας-οικοσυστήματος είναι μέγιστη.



Σχήμα 4.1.43: Μέσες ωριαίες τιμές του ισοζυγίου μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_{nL}$ , πάνω από το δασικό οικοσύστημα, καθώς και η τυπική απόκλισή τους σε ετήσια βάση για το 1999.

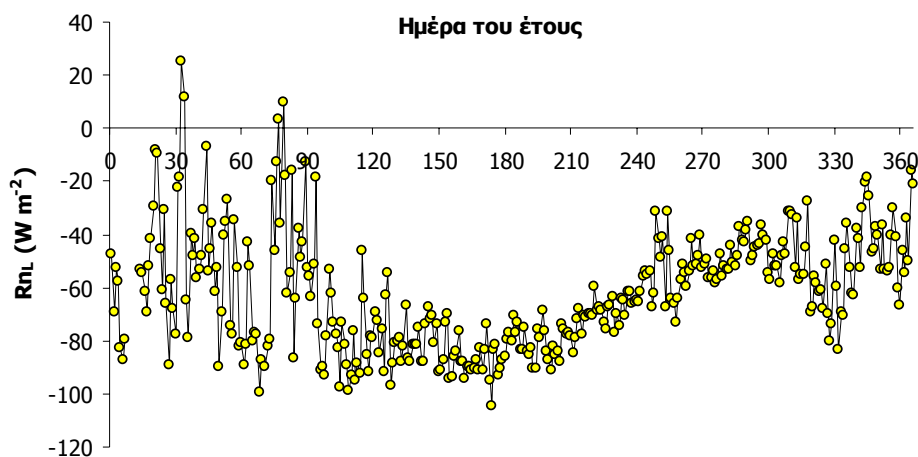
Από την ετήσια μεταβολή των ημερήσιων κυμάνσεων της  $R_{NL}$  προκύπτουν μεγαλύτερες αρνητικές τιμές το 2000 (ενδεικτικά παρατίθενται οι ωριαίες ροές του Αυγούστου για όλα τα έτη, Σχ. 4.1.44), οφειλόμενες στις μεγαλύτερες θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ εδάφους-φυτοκόμης και ατμόσφαιρας, σε σχέση με τα υπόλοιπα έτη. Τον συγκεκριμένο χρόνο, η θερμοκρασία αέρα ήταν ιδιαίτερα αυξημένη όπως άλλωστε και η ροή της  $R_s$ . Η διαθέσιμη ακτινοβολος ενέργεια, ήταν πλεονασματική και δεν ήταν δυνατό να απορροφηθεί και να αξιοποιηθεί παραγωγικά από τη φυτοκόμη, (υποθέτονται μάλιστα ότι η διαθέσιμη εδαφική υγρασία και κατά συνέπεια η χρήση ενέργειας για εξατμισοδιαπνοή ήταν περιορισμένη) με αποτέλεσμα να προκαλέσει αύξηση της θερμοκρασίας του συστήματος κατά την ημέρα. Τη νύχτα το ήδη θερμό σύστημα και κυρίως το έδαφος ψυχόταν αργά διατηρώντας την αυξημένη θερμοκρασιακή διαφορά με τον αέρα ο οποίος παραμένει ιδιαίτερα θερμός. Έτσι, όλο το 24ωρο, οι ροές  $R_{NL}$  ήταν έντονα αρνητικές και πολύ πιο μεγεθυμένες σε σύγκριση με τα υπόλοιπα έτη.



Σχήμα 4.1.44: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις του ισοζυγίου της μακρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_{NL}$ , πάνω από το δάσος για το μήνα Αύγουστο.

Η αραίωση δένδρων το 2004 προκάλεσε διαταραχή της κατανομής  $R_{NL}$  σε σχέση με το 1999. Το οικοσύστημα φαίνεται να θερμαίνεται ευκολότερα καθόλη τη διάρκεια της ημέρας, μέχρι και αργά το απόγευμα, ενώ τη νύχτα η αποβολή θερμότητας προς την ατμόσφαιρα είναι εντονότερη. Το 2005 η ανάπτυξη της φυλλικής επιφάνειας δε φαίνεται να αποκατάστησε πλήρως και τις ροές της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, καθώς μάλλον δεν καλύφθηκαν όλα τα κενά βλάστησης που προκλήθηκαν κατά την κοπή το 2004. Οι ηλιακές ακτίνες προκαλούν

θέρμανση του οικοσυστήματος κυρίως τις πρωινές ώρες και το θερμικό αυτό πλεόνασμα, αποθηκεύεται και αποδίδεται στην ατμόσφαιρα τη νύχτα, όμως με ροές μεγαλύτερες του 1999. Η κατανομή της  $R_{nL}$  το 2005, σε σχέση με εκείνη του 2004, δίνει την εντύπωση πως υπάρχει τάση αποκατάστασής της (όπως εκείνη του 1999), όμως φαίνεται να πραγματοποιείται με αργούς ρυθμούς.



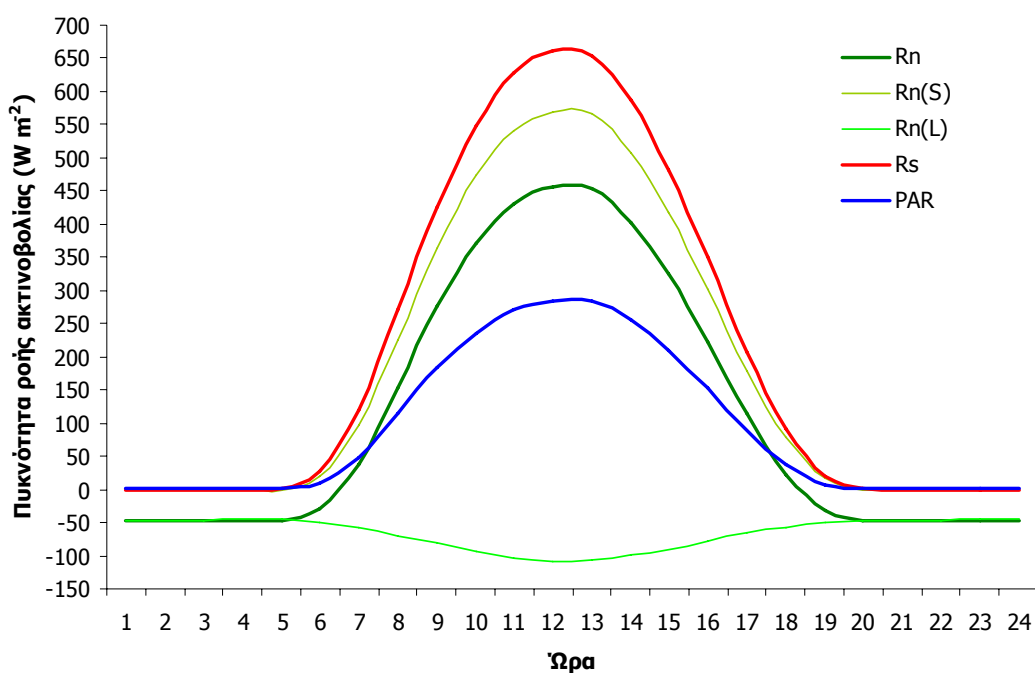
Σχήμα 4.1.45: Ημερήσιες ροές του ισοζυγίου μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας  $R_{nL}$  πάνω από το δασικό οικοσύστημα σε 24ωρη βάση. Τα δεδομένα αποτελούν μέσες ημερήσιες τιμές των ετών 1999, 2004 και 2005.

Η ετήσια κύμανση της  $R_{nL}$  δείχνει μέσες ημερήσιες ροές, με μεγαλύτερη μεταβλητότητα το χειμώνα (Σχ. 4.1.45). Οι μεγαλύτερες απόλυτες τιμές καταγράφονται την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης των δένδρων και οφείλονται στις αυξημένες θερμοκρασίες που παρατηρούνται μέσα στην κόμη σε σύγκριση με τον αέρα πάνω από το δάσος. Τις υπόλοιπες εποχές, οι ροές είναι, γενικά, και κατά απόλυτη τιμή, μικρότερες, όμως με μεγάλη μεταβλητότητα, όπως άλλωστε συμβαίνει και το φθινόπωρο, οφειλόμενες κυρίως στον άστατο καιρό, που επηρεάζει έντονα τις μικρές ροές ακτινοβόλου ενέργειας μεγάλου μήκους κύματος και κατά συνέπεια και το ισοζύγιο. Σπάνια είναι δυνατό το  $R_{nL}$  να παίρνει και οριακά θετικές τιμές (Σχ. 4.1.45), όταν η κύρια ροή ενέργειας πραγματοποιείται από την ατμόσφαιρα προς το δάσος. Αυτό συμβαίνει κυρίως νωρίς την άνοιξη και ενόσω η φυτοκόμη δεν έχει αναπτυγμένο φύλλωμα. Τότε μπορεί η θερμοκρασία του αέρα να είναι μεγαλύτερη από αυτή του οικοσυστήματος και συνεπώς η ροή αρνητική. Τέτοια φαινόμενα κυρίως παρατηρούνται μετά από περιόδους παγετού, όποτε και η φυτοκόμη αλλά και το έδαφος λειτουργούν ως ψυχρές επιφάνειες ενώ η ατμόσφαιρα αποτελεί πηγή θερμότητας. Τέλος πρέπει να σημειωθεί ότι από τις ημερήσιες ροές, η

$R_{nL}$  το 2000 είναι αυξημένη ενώ το 2004 και 2005, έχει παρόμοια μέση ημερήσια τιμή με το 1999, υποδεικνύοντας ότι η συνολική απώλεια θερμικής ενέργειας είναι ίδια με εκείνη πριν την αραίωση των δένδρων και μεταβολές της εντοπίζονται μόνο στην ημερήσια κύμανση των ωριαίων τιμών με διαφοροποιήσεις μεταξύ ημέρας και νύχτας.

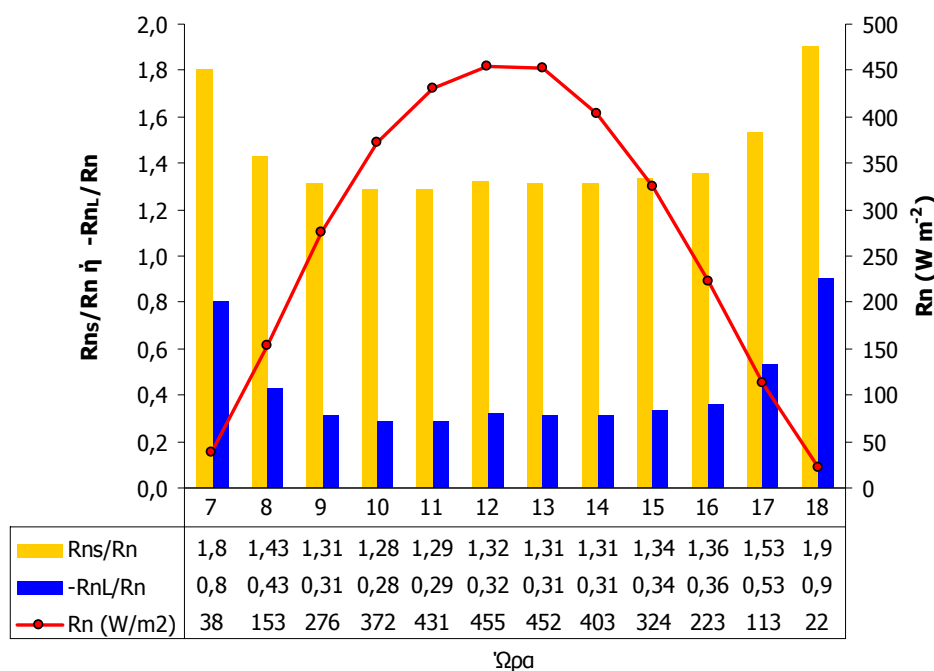
### 4.1.3. Ισοζύγιο ακτινοβολίας, $R_n$

Το αλγεβρικό άθροισμα των ισοζυγίων της μικρού,  $R_{nS} = (1 - \rho_{RS}) R_s$ , και της μακρού,  $R_{nL}$ , μήκους κύματος ακτινοβολίας εκφράζει την καθαρή ποσότητα ενέργειας,  $R_n$ , που απορροφά το σύστημα δάσος-έδαφος για να ικανοποιήσει τις φυσιολογικές και φυσικές του λειτουργίες (εξατμισοδιαπνοή, φωτοσύνθεση, θέρμανση, ψύξη κ.ά). Παίρνει θετικές τιμές κατά τη διάρκεια της ημέρας, (από λίγο μετά την ανατολή μέχρι λίγο πριν την δύση του ηλίου) που μεγιστοποιούνται το μεσημέρι (Σχ. 4.1.46), και αρνητικές τη νύχτα εξαιτίας της αντίστροφης ροής ενέργειας από το δάσος στην ατμόσφαιρα (Tanner 1968), ενώ σε ημερήσια βάση η διακύμανσή της καθορίζεται κυρίως από την ύπαρξη νεφών (Wilson et al. 2000).



Σχήμα 4.1.46: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις ροών ακτινοβόλου ενέργειας πάνω από το δασικό οικοσύστημα για την περίοδο 1999-2002.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας το  $R_{ns}$  είναι ο κύριος παράγοντας που καθορίζει την πυκνότητα ροής  $R_n$ , ενώ πολύ μικρότερη είναι η επίδραση του  $R_{nL}$ . Η ποσοτική συνεισφορά των δύο επιμέρους ισοζυγίων ακτινοβόλου ενέργειας  $R_{ns}$  και  $R_{nL}$  στις τιμές της  $R_n$ , κατά τη διάρκεια της ημέρας, παρουσιάζονται στο Σχ. 4.1.47. Αντίθετα τη νύχτα, όταν η  $R_s$  μηδενίζεται, η  $R_n$  διαμορφώνεται αποκλειστικά από τις θερμικές εκπομπές του συστήματος και της ατμόσφαιρας και ισούται με  $R_{nL}$ .

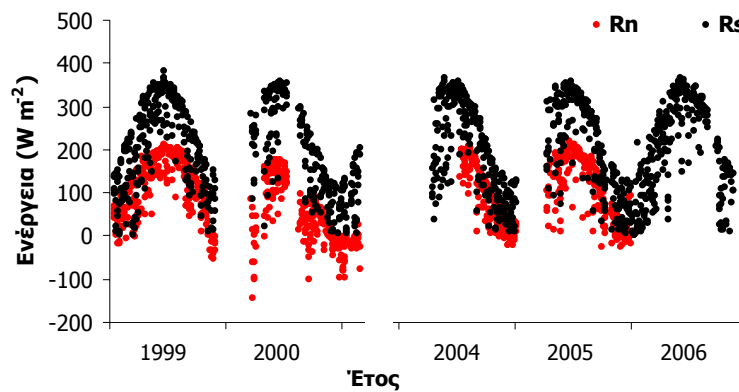


Σχήμα 4.1.47: Μέση ποσοστιαία, ανά ώρα, συμβολή των ισοζυγίων μικρού ( $R_{ns}$ ) και μακρού ( $R_{nL}$ ) μήκους κύματος ακτινοβολίας στις τιμές της  $R_n$  (μεγαλύτερες από  $40 W m^{-2}$ ) πάνω από το δασικό οικοσύστημα για το έτος 1999.

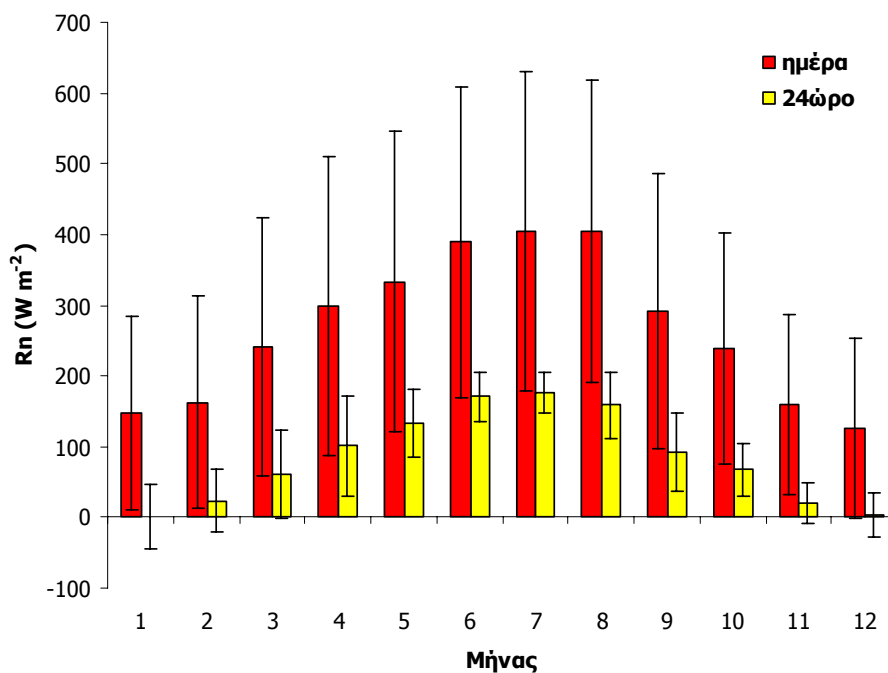
Η ετήσια κύμανση της  $R_n$  ακολουθεί επίσης εκείνη της  $R_s$ , με μεγάλες τιμές το καλοκαίρι και μικρότερες τις υπόλοιπες εποχές του έτους (Σχ. 4.1.48). Όπως φαίνεται στο Σχ.4.1.49, η μέγιστη μηνιαία τιμή της  $R_n$  καταγράφεται τον Ιούλιο, τόσο σε ημερήσια (στιγμιαίες μετρήσεις με  $R_n > 0$ ), όσο και σε 24ωρη βάση, με τιμές  $405 \pm 226 W m^{-2}$  και  $176 \pm 29 W m^{-2}$ , αντίστοιχα. Ελάχιστες (σχεδόν μηδενικές) είναι οι ροές 24ώρου το Δεκέμβριο και τον Ιανουάριο (Σχ. 4.1.49), υποδεικνύοντας ότι η ηλιακή ενέργεια που απορροφάται από το οικοσύστημα κατά τη διάρκεια ημερών του χειμώνα, είναι σχεδόν ίση με την ποσότητα μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας που εκλύεται από το οικοσύστημα προς την ατμόσφαιρα. Η μέση ετήσια τιμή της πάνω από το σύστημα (για όλα τα έτη μέτρησης) είναι  $296 \pm 215 W m^{-2}$  σε ημερήσια και  $91 \pm 76 W m^{-2}$  σε 24ωρη βάση, για αντίστοιχες πυκνότητες ροής  $R_s$ ,

$468 \pm 283 \text{ W m}^{-2}$  και  $203 \pm 105 \text{ W m}^{-2}$ , μάλλον υποδεικνύονται θέρμανση του συστήματος με τον χρόνο κατά την περίοδο των μετρήσεων.

Οι ποσότητες της  $R_n$ , πάνω από την κομοστέγη, εκφράζουν το ισοζύγιο ακτινοβόλου ενέργειας ολόκληρου του συστήματος (δάσος-έδαφος). Βέβαια, η  $R_n$  κάτω από την κόμη, η οποία δεν εξετάζεται στην παρούσα μελέτη, εκφράζει το ισοζύγιο ακτινοβολίας στο έδαφος και είναι σημαντικά μικρότερη της αντίστοιχης ροής πάνω από τα δένδρα. Μάλιστα οι Wilson et al. 2000, αναφέρουν τιμή του λόγου  $R_{n\text{κάτω}}$  από την κόμη :  $R_{n\text{πάνω}}$  από την κόμη = 0,138 κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη σε φυλλοβόλο δάσος, αν και οι τιμές του μεταβάλλονται εξαιτίας, της εξέλιξης του φυλλώματος και των εποχιακών μεταβολών της γωνίας ανύψωσης του ήλιου.

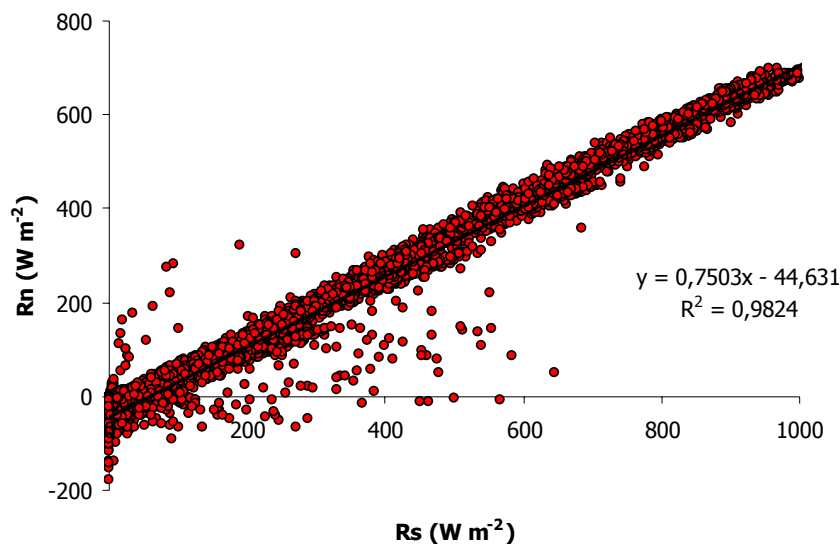


Σχήμα 4.1.48: Ετήσιες κομάνσεις των ροών 24ώρου της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , και του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , πάνω από το δασικό οικοσύστημα.



Σχήμα 4.1.49: Μέσες μηνιαίες ροές (24ώρο και ημέρας) του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , πάνω από το δασικό οικοσύστημα, και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις.

Οι  $R_n$  και  $R_s$  συσχετίζονται ικανοποιητικά με πρωτοβάθμιες γραμμικές εξισώσεις (Idso et al. 1969, Impens and Lemeur 1969, Szeicz 1974, Baldocchi et al. 1984) ακόμα και σε επίπεδο ωριαίων τιμών (Σχ. 4.1.50).

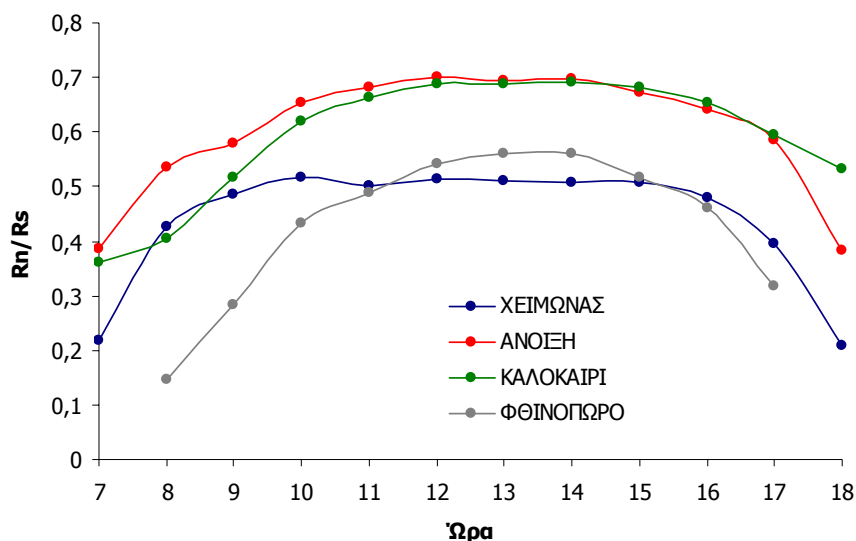


Σχήμα 4.1.50: Συσχέτιση ωριαίων ροών ισοζυγίου  $R_n$  και ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , πάνω από τη φυτόκομή για το έτος 1999.

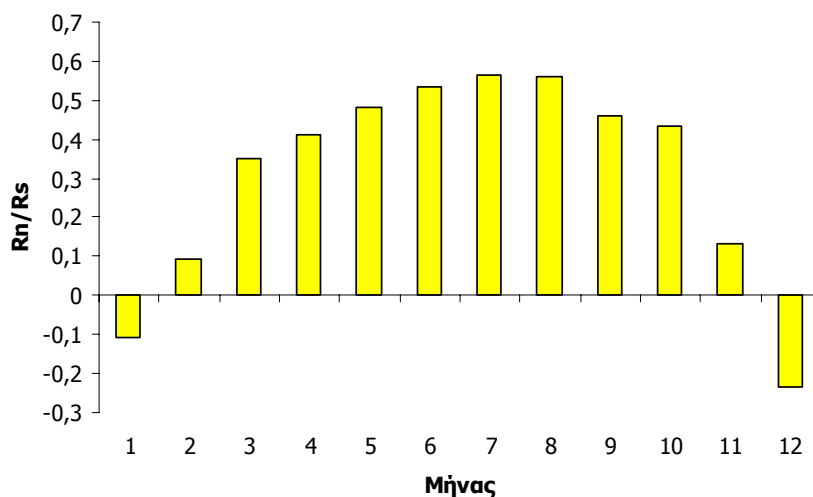
Όπως φαίνεται από το παραπάνω γράφημα, η  $R_n$  αποτελεί περίπου το 75 % της  $R_s$ , ενώ η κλίση της γραμμής τάσης παραμένει σταθερή ανεξάρτητα από τις συνθήκες του περιβάλλοντος. Οι σχετικά υψηλές τιμές της  $R_n$  σε σχέση με τις αντίστοιχες μικρές τιμές της  $R_s$ , αφορούν κυρίως τις πρωινές ώρες ή νεφοσκεπείς ημέρες, οπότε το ισοζύγιο ακτινοβολίας επηρεάζεται περισσότερο από το  $R_{nl}$  και λιγότερο από την  $R_s$ . Από την άλλη πλευρά, οι σχετικά μειωμένες τιμές της  $R_n$ , σε σχέση με την  $R_s$ , καταγράφονται κατά τις περιόδους χιονοκάλυψης του δάσους και επηρεάζονται κυρίως από την υψηλή ανακλαστικότητα του χιονιού.

Ιδιαίτερη σπουδαιότητα έχει η διερεύνηση των μεταβολών της κλίσης της  $R_n$  με την  $R_s$ , η οποία εκφράζεται μέσω του λόγου  $R_n/R_s$ , σε εποχιακή ή ακόμα και σε ημερήσια βάση, αφού ουσιαστικά αποτελεί έναν απλό δείκτη εκτίμησης της ικανότητας απορρόφησης και αξιοποίησης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας από το δάσος. Όσο πιο αυξημένη είναι η τιμή του πηλίκου, τόσο μεγαλύτερο είναι το ποσοστό ακτινοβολίας που δεσμεύει το οικοσύστημα και συνεπώς τόσο αυξημένη είναι η διαθέσιμη στο δάσος ενέργεια. Ο λόγος  $R_n/R_s$  διαμορφώνεται ανάλογα με το

στάδιο ανάπτυξης και τη θέση του ήλιου σε σχέση με τον ορίζοντα, παρουσιάζοντας ημερήσιες (Σχ. 4.1.51) και εποχιακές (Σχ. 4.1.52) διαφοροποιήσεις.



Σχήμα 4.1.51: Ωριαίες μεταβολές του λόγου του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , προς τη μικρού μήκους κύματος,  $R_s$ , κατά τις 4 εποχές του έτους, από δεδομένα όλων των ετών μέτρησης.



Σχήμα 4.1.52: Μέσες μηνιαίες τιμές 24ώρου του λόγου του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , προς την προσπίπτουσα μικρού μήκους κύματος,  $R_s$ , από δεδομένα όλης της περιόδου λήψης μετρήσεων.

Οι τιμές του λόγου  $R_n/R_s$  είναι μικρές τις πρωινές και απογευματινές ώρες. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται κυρίως στις χαμηλές τιμές της  $R_s$ , που έχει σαν αποτέλεσμα το ισοζύγιο ακτινοβολίας να επηρεάζεται από τις επίσης χαμηλές (ίσως και αρνητικές) τιμές της διαφοράς εισερχόμενης και εξερχόμενης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας. Αντίθετα, κατά το διάστημα της μέρας που η  $R_s$  παίρνει μεγάλες τιμές, το ισοζύγιο ελάχιστα επηρεάζεται από τις ροές ακτινοβολίας μεγάλου

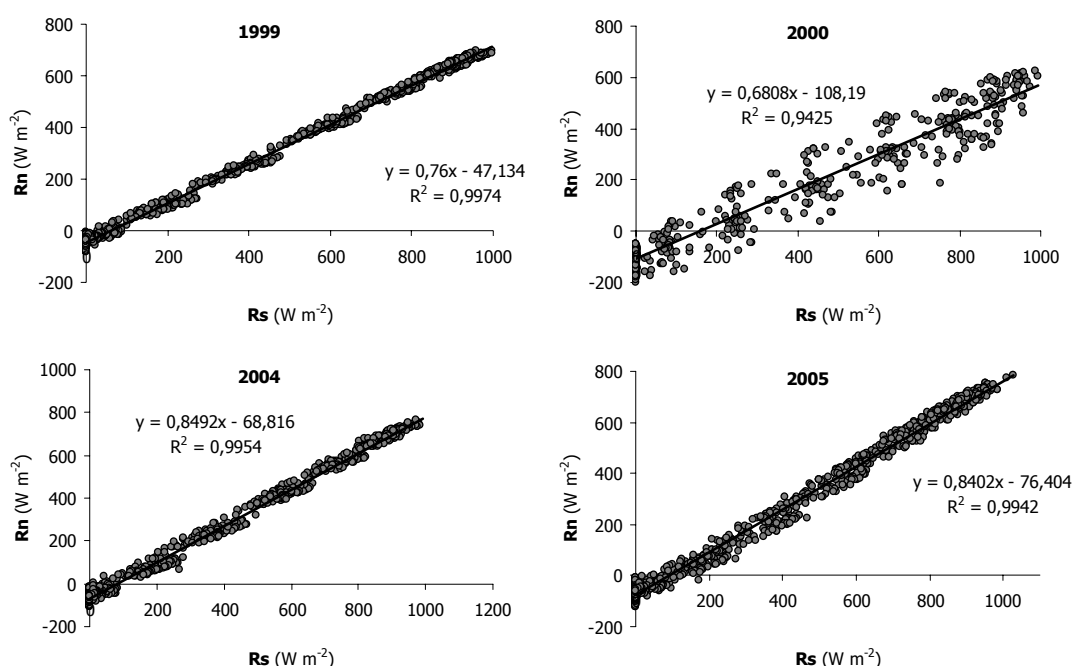


μήκους κύματος, με αποτέλεσμα η  $R_n$  και κατ' επέκταση ο λόγος  $R_n/R_s$  να παίρνουν μεγάλες και ελάχιστες μεταβαλλόμενες τιμές.

Η εποχιακά μεταβλητότητα του λόγου  $R_n/R_s$  παρακολουθεί την μεταβλητότητα της  $R_s$ , με μέγιστες τιμές το καλοκαίρι και ελάχιστες ( και συνήθως αρνητικές) το χειμώνα. Η μεταβολή αυτή συμβαδίζει με τις ενεργειακές απαιτήσεις του δάσους, το οποίο κατά την καλοκαιρινή περίοδο χαρακτηρίζεται από πλήρη βλαστική ανάπτυξη και χρησιμοποιεί μεγάλα ποσά ενέργειας για την ικανοποίηση των απαραίτητων φυσιολογικών αναγκών του. Αντίθετα, το χειμώνα η απουσία φυλλώματος και ο λήθαργος των οφθαλμών αναστέλλουν ή επιβραδύνουν τις φυσιολογικές λειτουργίες, με αποτέλεσμα τη μειωμένη αξιοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας. Την εποχή αυτή, η μικρή ζήτηση του οικοσυστήματος σε ενέργεια, η περιορισμένη ροή  $R_s$ , και οι χαμηλές θερμοκρασίες αέρα, οδηγούν σε ψύξη του δάσους και διαρκή αποβολή θερμότητας προς την ατμόσφαιρα, όχι μόνο κατά τη νύχτα αλλά ακόμα και κατά τη διάρκεια της ημέρας. Από την ημερήσια κύμανση του  $R_n/R_s$  το φθινόπωρο, διαπιστώνονται εντονότερες μεταβολές σε σχέση με τις υπόλοιπες εποχές, που εξαρτώνται κυρίως από την ποιότητα του φυλλώματος, το οποίο έχει μειωμένη ικανότητα για φωτοσύνθεση και είναι ανοιχτόχρωμο, με αποτέλεσμα να εμφανίζει μικρή απορροφητικότητα στην ηλιακή ακτινοβολία και εντονότερη ανακλαστικότητα, ιδίως το πρωί και το απόγευμα.

Η από έτος σε έτος διαφοροποίηση των τιμών του λόγου  $R_n/R_s$  παρουσιάζεται μέσω των κλίσεων από τις συσχετίσεις της  $R_n$  με την  $R_s$  για το μήνα Ιούλιο (πλήρες φύλλωμα) στο Σχ. 4.1.53. Εντοπίσιμη, εδώ, είναι η μείωση των τιμών του λόγου  $R_n/R_s$  το 2000, λίγο πριν την εκδήλωση δασικής πυρκαγιάς. Οι δυσμενείς (θερμές και ξηρές) περιβαλλοντικές συνθήκες που επικράτησαν, μεγέθυναν τη ροή θερμότητας από το δάσος προς την ατμόσφαιρα και εμπόδισαν την πλήρη αξιοποίηση της απορροφούμενης ακτινοβολίας. Έτσι, το συγκεκριμένο έτος, παρόλο που η διαθέσιμη  $R_s$  ήταν μεγαλύτερη από τα άλλα έτη, η  $R_n$  ήταν μικρότερη και συνεπώς ο λόγος  $R_n/R_s$  ήταν μειωμένος. Η επίδραση της δασικής πυρκαγιάς φαίνεται ότι ενέτεινε την καταπόνηση του οικοσυστήματος από τις επικρατούσες, προ της πυρκαγιάς συνθήκες, καθώς η αύξηση της απορρόφησης ακτινοβολίας από το σκούρο (καμένο) έδαφος, οδήγησε σε πρόσθετη αύξηση της θερμοκρασίας του και κατ' επέκταση στη μεγέθυνση, έστω και πρόσκαιρη, των θερμικών εκπομπών. Η θερμική καταπόνηση το 2000 προκάλεσε έντονη διακύμανση των ροών της  $R_n$  σε

ημερήσια βάση, όπως φαίνεται και από τη συσχέτιση των ωριαίων τιμών της με την  $R_s$  και εκφράζεται με τον χαμηλότερο συντελεστή  $R^2$  (0,94).



Σχήμα 4.1.53: Συσχετίσεις ωριαίων ροών του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , και της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία  $R_s$ , για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2004 και 2005.

Το 2004, η αραίωση των δένδρων, φαίνεται να έχει ευεργετική επίδραση στην αξιοποίηση της ακτινοβόλου ενέργειας, παρόλο που οδήγησε σε αυξημένη διείσδυση μέσα στη φυτομάζα και μικρότερη απορρόφηση αλλά και ανάκλαση λόγω περιορισμού της φυλλικής επιφάνειας. Η θετική επίδραση εντοπίζεται κυρίως στην σμίκρυνση της απώλειας θερμικής ενέργειας (μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας) κατά τη διάρκεια της ημέρας (Σχ. 4.1.44) και πιθανώς στην καλύτερη κατανομή του ηλιακού φωτός μέσα στην κόμη. Μάλιστα, η επίδραση αυτή φαίνεται να έχει διάρκεια ακόμα και μετά την αποκατάσταση της φυλλικής επιφάνειας το 2005, η οποία μάλλον δε συγκεντρώνεται μόνο την κομοστέγη αλλά αφορά και την ανάπτυξη φύλλων κατώτερα μέσα στη φυτομάζα, διαφοροποιώντας την κατανομή τους με το ύψος και επηρεάζοντας τις ροές της  $R_{nL}$  και κατ' επέκταση της  $R_n$  και του λόγου  $R_n/R_s$  (0,84).

Τέλος, αξίζει να αναφερθεί ότι, από τα διαθέσιμα δεδομένα των ανέφελων ημερών των ετών 1999 έως 2000 έχει εντοπιστεί ικανοποιητική συσχέτιση των ροών της  $R_n$  με τη θεωρητική ηλιοφάνεια  $N$  ( $R_n = - 3,41 N^2 + 107,13 N - 654,58$ ,  $R^2 = 0,6276$

για 24ωρες ροές και  $R_n = - 6,74 N^2 + 191,75 N - 959,37$ ,  $R^2 = 0,6276$  για ροές ημέρας), ενώ αντίστοιχες σχέσεις μπορούν να προσδιοριστούν και για τις ροές των απορροφούμενων μορφών ακτινοβόλου ενέργειας  $R_{s_{\text{απορ}}}$  και  $PAR_{\text{απορ}}$  από το οικοσύστημα ( $R_{s_{\text{απορ}}} = 5,42 N^2 - 90,89 N + 648,49$ ,  $R^2 = 0.7991$  και  $PAR_{\text{απορ}} = 1,08 N^2 - 2,44 N + 65,75$ ,  $R^2 = 0.7063$ ), που μπορούν να δώσουν ικανοποιητικές εκτιμήσεις της απορροφούμενης ενέργειας από το δάσος, ενόσω δεν υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις.



## 4.2. Θερμοκρασία

### Περιεχόμενα

4.2.1. Θερμοκρασία αέρα	189
4.2.1.1. Χρονικές μεταβολές θερμοκρασίας	189
4.2.1.2. Κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας	191
4.2.1.3. Κατακόρυφες θερμοβαθμίδες (θΤ/θz)	203
4.2.1.4. Ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος (ΔΤ)	209
4.2.2. Θερμοκρασία εδάφους	215
4.2.2.1. Ετήσιες, εποχιακές και ημερήσιες κυμάνσεις	215
4.2.2.2. Θερμοκρασιακή κατατομή στο έδαφος	223
4.2.2.3. Θερμοβαθμίδες εδάφους	226
4.2.2.4. Ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος εδάφους	231
4.2.2.5. Θερμικός χρόνος (βαθμοημέρες)	232

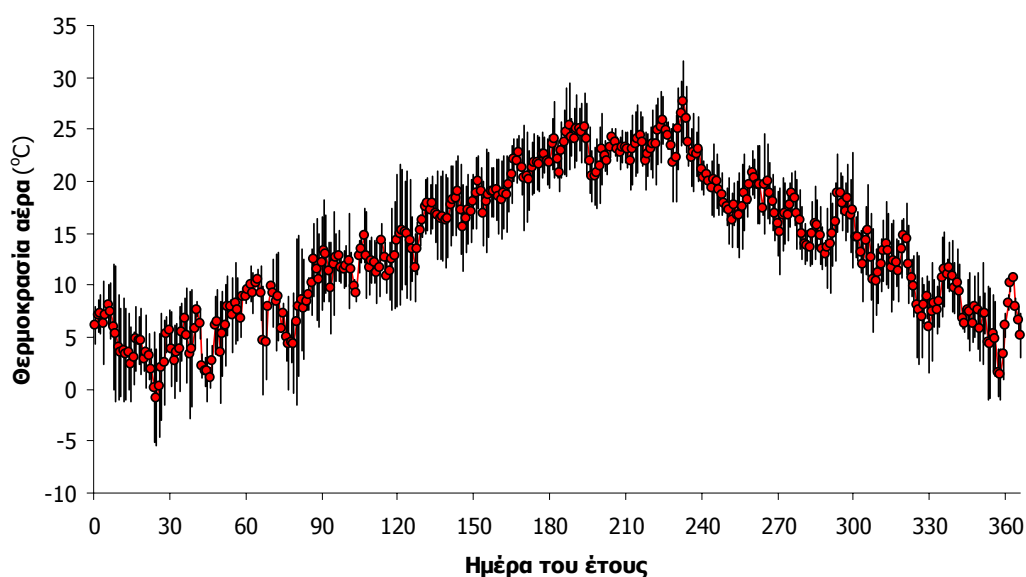
### 4.2.1. Θερμοκρασία αέρα

#### 4.2.1.1. Χρονικές μεταβολές θερμοκρασίας

Οι θερμοκρασιακές μεταβολές στο Μογγοστό είναι τυπικές του μεσογειακού κλίματος με υψηλές τιμές τους καλοκαιρινούς μήνες, χαμηλές το χειμώνα και ενδιάμεσες την άνοιξη και το φθινόπωρο (Σχ. 4.2.1). Η μέση ετήσια θερμοκρασία σε ύψος 18,55 m από την εδαφική επιφάνεια, όπως προκύπτει από τα δεδομένα της περιόδου 1999–2006, είναι  $13,84 \pm 6,79$  °C με μέση μέγιστη  $17,97 \pm 7,43$  °C και μέση ελάχιστη  $12,65 \pm 6,60$  °C. Ο Αύγουστος, που είναι ο θερμότερος μήνας χαρακτηρίζεται από μέση θερμοκρασία  $23,45 \pm 3,01$  °C και μέση μέγιστη  $26,60 \pm 3,11$  °C. Οι ψυχρότερες συνθήκες εκδηλώνονται τον Ιανουάριο με τη μέση θερμοκρασία να κατέρχεται τους  $4,42 \pm 3,42$  °C.

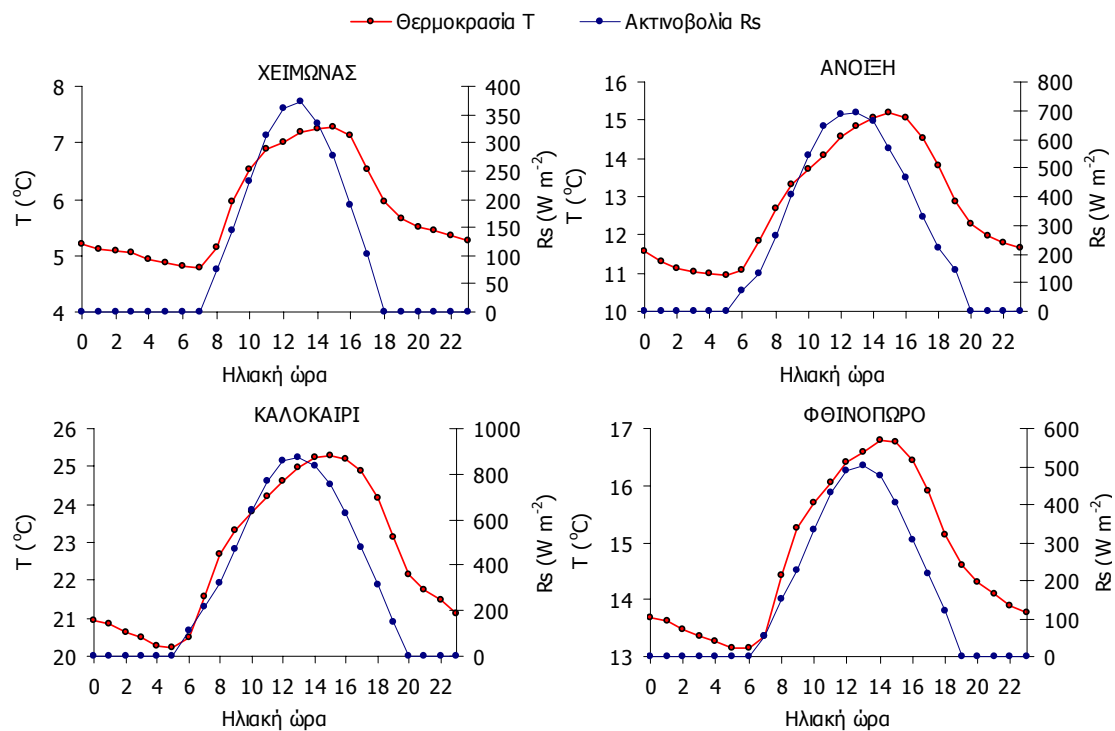
Η θερμότερη ημέρα όλης της περιόδου λήψης μετρήσεων ήταν η 5/7/2000 (λίγες μέρες πριν την εκδήλωση πυρκαγιάς), με μέση θερμοκρασία 33,35 °C (σε ύψος 25,1 m) και η ψυχρότερη η 24/1/2006 (-5,57 °C σε ύψος 15 m). Οι απόλυτα ακραίες

τιμές αναφέρονται πάλι στο 2000 και ήταν  $-7,73\text{ }^{\circ}\text{C}$  η ελάχιστη στις 23/12 (ώρα 7:00 και ύψος 1,03 m) και  $35,57\text{ }^{\circ}\text{C}$  η μέγιστη στις 5/7 (ώρα 14:00 και ύψος 6 m).



Σχήμα 4.2.1: Μέσες ημερήσιες τιμές και τυπικές αποκλίσεις θερμοκρασία αέρα σε ύψος 18,55 m από την επιφάνεια του εδάφους (περίπου 6 m από την κορυφή της φυτοκόμης), που έχουν προκύψει από 1.372 μέσες ημερήσιες τιμές των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006.

Η ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας αέρα ανά εποχή παρουσιάζεται μαζί με την αντίστοιχη κύμανση της ακτινοβολίας στο Σχ. 4.2.2. Οι ωριαίες μεταβολές της θερμοκρασίας, σε σχέση με την πυκνότητα ροής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, δείχνουν μια χρονοϋστέρηση δύο περίπου ωρών, η οποία δε φαίνεται να διαφοροποιείται εποχιακά. Γενικά, τις πρώτες πρωινές ώρες και λίγο πριν την ανατολή του ήλιου η θερμοκρασία παίρνει την ελάχιστη ημερήσια τιμή της. Με την απορρόφηση ενέργειας από τον ήλιο, η θερμοκρασία αρχίζει να αυξάνεται με υψηλούς ρυθμούς οι οποίοι, αν και αυξητικοί, μειώνονται στη συνέχεια όταν η ροή ηλιακής ακτινοβολίας μεγιστοποιείται, δηλαδή στις 12:00. Η θερμοκρασία συνεχίζει να αυξάνεται καθώς η ροή ακτινοβολίας μειώνεται μέχρι περίπου τις 14:00, οπότε και αρχίζει να φθίνει με εντονότερους ρυθμούς από εκείνους με τους οποίους αυξάνονταν πριν το μεσημέρι. Ο αέρας συνεχίζει να ψύχεται και μετά τη δύση του ήλιου, όμως με μικρότερους ρυθμούς, ενώ η μείωση συνεχίζει όλη τη νύχτα (λόγω αρνητικού ισοζυγίου κατά την ανταλλαγή ακτινοβολίας μεταξύ φυσικής επιφάνειας και ατμόσφαιρας) μέχρι λίγο πριν την επόμενη ανατολή του ήλιου.



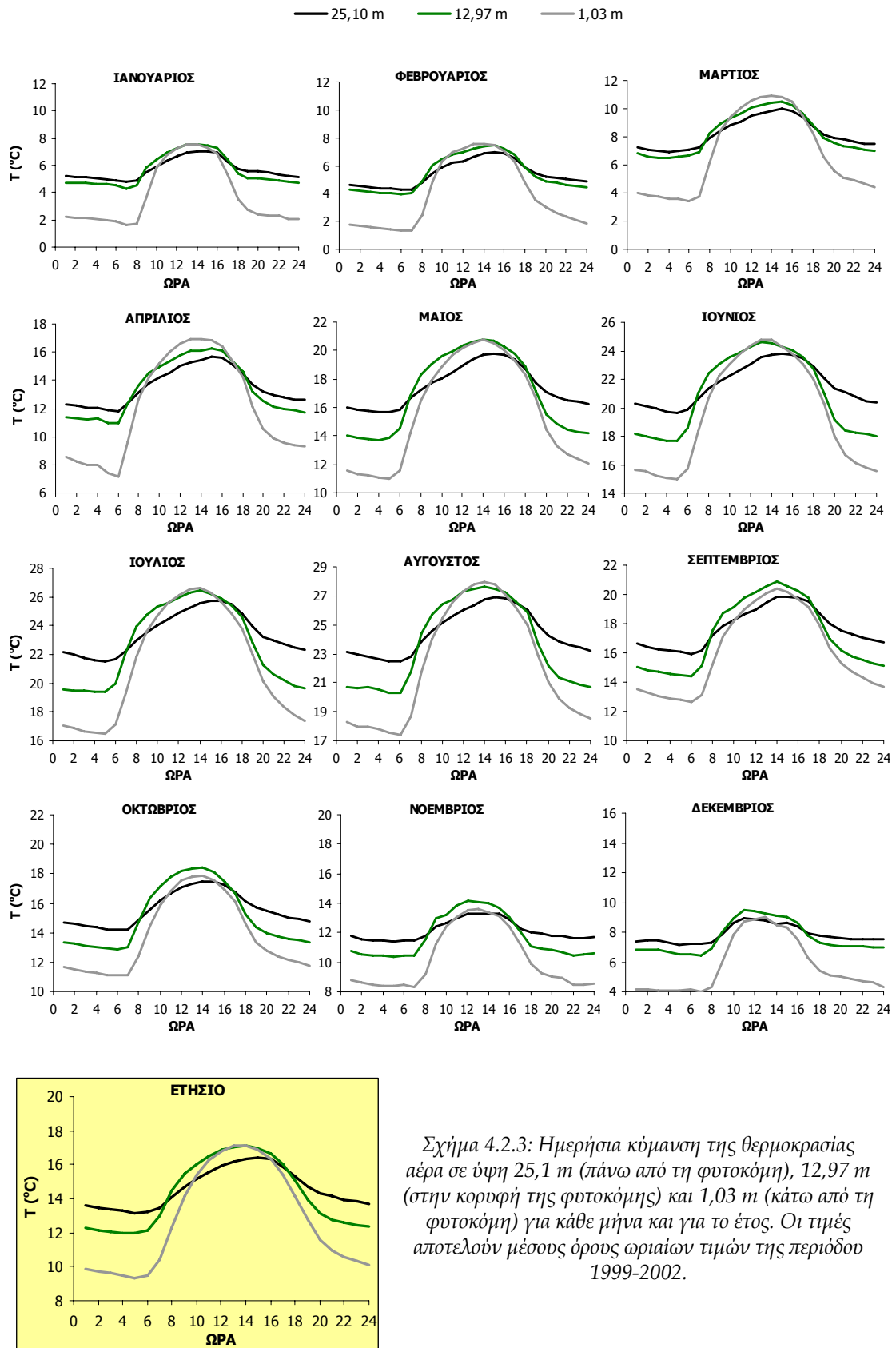
Σχήμα 4.2.2: Ημερήσια κόμανση της θερμοκρασίας του αέρα,  $T$ , σε ύψος 18,55 m (περίπου 6 m πάνω από τη φυτοκόμη), σε σύγκριση με τις αντίστοιχες πυκνότητες ροής της εισερχόμενης ολικής μικρό μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , για τις 4 εποχές του έτους. Οι τιμές των παραμέτρων αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών για όλη τη χρονική περίοδο λήψης μετρήσεων (1999-2002 και 2004-2006).

#### 4.2.1.2. Κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας

Ενδιαφέρουσα είναι η συγκριτική διερεύνηση της θερμοκρασιακής κόμανσης σε διάφορες στάθμες. Οι ημερήσιες θερμοκρασιακές μεταβολές στον υπερκείμενο της φυτοκόμης αέρα, γενικά μπορούν να θεωρηθούν ήπιες συγκρινόμενες με τις αντίστοιχες μέσα και κάτω από τη φυλλική μάζα, ενώ διαφοροποιήσεις παρουσιάζονται τόσο εποχιακά όσο και κατά τη διάρκεια της ημέρας. Ενδεικτικά, στο Σχ. 4.2.3 δίνονται οι ημερήσιες κόμανσεις της θερμοκρασίας αέρα πάνω από (ύψος 18,55 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω από (ύψος 1,03 m) τη δασική φυτοκόμη για όλους τους μήνες του έτους.

Γενικά, σε ετήσια βάση οι θερμοκρασίες μέσα στο οικοσύστημα είναι μεγαλύτερες από εκείνες του υπερκείμενου αέρα κατά τη διάρκεια της ημέρας και μικρότερες τη νύχτα, με εξαίρεση τις πρώτες πρωινές και βραδινές ώρες. Η κατανομή τους μάλιστα θεωρείται τοπική για τα δασικά οικοσυστήματα με τις διαφορές να

εξαρτώνται από την πυκνότητα του φυλλώματος και να είναι μεγαλύτερες στις ανοιχτές φυτοκόμεις (Saigusa et al. 2002, Misson et al. 2007).



Σχήμα 4.2.3: Ημερήσια κόμανση της θερμοκρασίας αέρα σε ύψη 25,1 m (πάνω από τη φυτοκόμει), 12,97 m (στην κορυφή της φυτοκόμει) και 1,03 m (κάτω από τη φυτοκόμει) για κάθε μήνα και για το έτος. Οι τιμές αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών της περιόδου 1999-2002.



Οι καθ' ύψος θερμοκρασιακές διαφορές παραμένουν σχεδόν σταθερές καθόλη τη διάρκεια της νύχτας, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους, αρχίζουν να μειώνονται με την ανατολή του ήλιου και ελαχιστοποιούνται λίγο μετά το μεσημέρι, οπότε η θερμοκρασία μεγιστοποιείται, μάλλον λόγω αποτελεσματικότερης μίξης του αέρα. Τις απογευματινές ώρες, οι ρυθμοί μείωσης της θερμοκρασίας διαφοροποιούνται στα διάφορα ύψη και είναι μέγιστοι κάτω από τη φυτοκόμη και κοντά στο έδαφος. Τελικά, οι διαφορές σταθεροποιούνται αργά το βράδυ (μετά τις 22:00).

Θερμότερες συνθήκες, τη νύχτα, επικρατούν πάνω από το δάσος (ύψος 25,1 m), ενώ μικρή είναι η θερμοκρασιακή διαφορά με την κορυφή της κόμης, τουλάχιστον τους μήνες που το δάσος δε διαθέτει φύλλωμα. Η παρουσία φυλλώματος οδηγεί σε μεγέθυνση της διαφοράς θερμοκρασίας στην κορυφή της φυτοκόμης και πάνω από αυτή, η οποία διατηρείται για όσο τα φύλλα παραμένουν στους κλάδους, ακόμα και αν δεν είναι φωτοσυνθετικά ενεργά. Ο αέρας κοντά στο δασικό έδαφος, επηρεαζόμενος από την έντονη νυχτερινή ψύξη της εδαφικής επιφάνειας, όλο το έτος και ιδιαίτερα κατά την περίοδο έλλειψης φυλλώματος, παραμένει σημαντικά ψυχρότερος από ότι στα υπερκείμενα στρώματα.

Την ημέρα λόγω διάχυσης αισθητής θερμότητας από την έντονα θερμαινόμενη επιφάνεια (εξαιτίας της πρόσληψης ηλιακής ακτινοβολίας), το θερμοκρασιακό καθεστώς ανατρέπεται, προς τον αμέσως υπερκείμενο αέρα και οι μεγαλύτερες τιμές θερμοκρασίας καταγράφονται κάτω από τη φυτοκόμη (ύψος 1,03 m), με μικρή διαφορά όμως από τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή (ύψος 12,97 m). Η κατανομή αυτή αφορά κυρίως τις μεσημβρινές ώρες της περιόδου από το Φεβρουάριο μέχρι τον Απρίλιο, οπότε το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα και περισσότερη ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να διεισδύει βαθύτερα στην κόμη. Η ολοκλήρωση της βλαστητικής ανάπτυξης (τέλη Απριλίου) συνοδεύεται με σχεδόν μηδενικές θερμοκρασιακές διαφορές ανάμεσα στα δύο στρώματα, τουλάχιστον τις μεσημβρινές ώρες, από το Μάιο μέχρι και τον Αύγουστο, όσο δηλαδή το φύλλωμα παραμένει πυκνό και πλήρως ενεργό, ενώ από το Σεπτέμβριο και μέχρι την πλήρη αποβολή των φύλλων από τους κλάδους των δένδρων, οι θερμοκρασίες στην κορυφή της φυτοκόμης είναι μέγιστες. Την ημέρα, γενικά, οι μικρότερες θερμοκρασίες καταγράφονται στην πιο απομακρυσμένη από το έδαφος στάθμη (ύψος 25,1 m), ανεξάρτητα από την εποχή.

Πίνακας 4.2.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης,  $y=a x + \beta$ , ωριαίων δεδομένων θερμοκρασίας  $T$ , της περιόδου 1999-2002, σε διάφορα ύψη (25,10, 18,55, 15,39, 12,97, 6,80 και 1,03 m) καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης ( $R^2$ ), για κάθε βλαστική περίοδο του φυλλοβόλου δάσους.

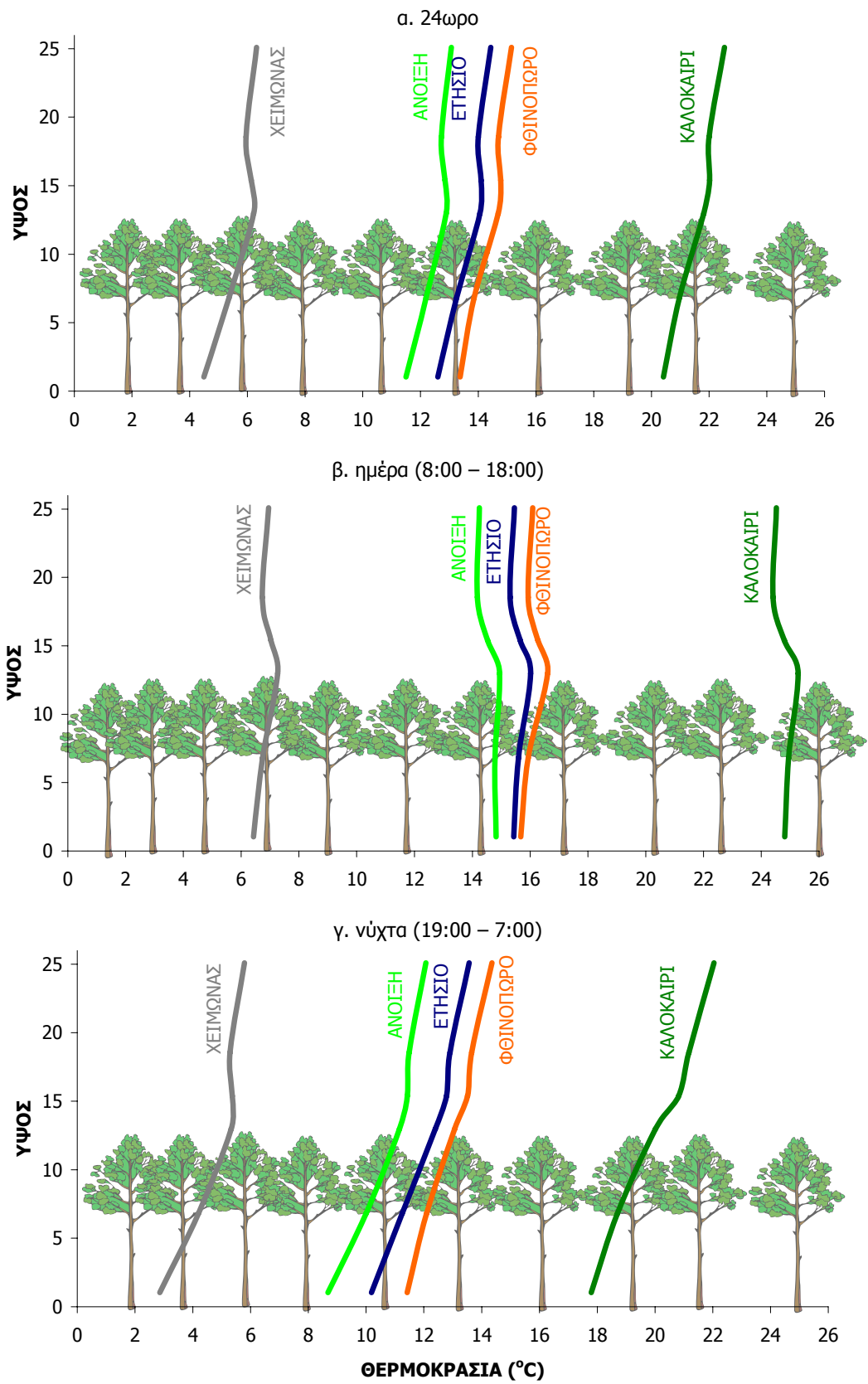
T y/x	α						β						R <sup>2</sup>					
	T25	T18	T15	T12	T6	T1	T25	T18	T15	T12	T6	T1	T25	T18	T15	T12	T6	T1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΛΗΘΑΡΓΟΥ [360- 365 (366) και 1-100 JD] n = 3.659 ωριαίες τιμές</b>																		
T25	1	0,989	0,985	0,980	0,904	0,748	0	0,392	0,239	0,168	1,370	2,937	1	0,997	0,992	0,979	0,913	0,750
T18	1,008	1	0,997	0,995	0,923	0,773	-0,378	0	-0,166	-0,255	0,927	2,484	0,997	1	0,998	0,990	0,936	0,786
T15	1,008	1,001	1	1,000	0,934	0,788	-0,187	0,179	0	-0,105	1,049	2,587	0,992	0,998	1	0,996	0,953	0,814
T12	0,999	0,995	0,996	1	0,942	0,804	-0,024	0,323	0,129	0	1,105	2,608	0,979	0,990	0,996	1	0,973	0,850
T6	1,011	1,013	1,021	1,033	1	0,886	-0,850	-0,543	-0,783	-0,975	0	1,425	0,913	0,936	0,953	0,973	1	0,940
T1	1,003	1,017	1,033	1,058	1,062	1	-1,608	-1,377	-1,678	-1,954	-1,193	0	0,750	0,786	0,814	0,850	0,940	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΒΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (101-126 JD) n = 714 ωριαίες τιμές</b>																		
T25	1	0,992	0,983	0,957	0,889	0,784	0	0,429	0,423	0,816	2,412	4,286	1	0,996	0,984	0,948	0,873	0,781
T18	1,004	1	0,995	0,974	0,912	0,811	-0,366	0	-0,062	0,250	1,769	3,611	0,996	1	0,996	0,972	0,910	0,826
T15	1,001	1,001	1	0,985	0,930	0,832	-0,186	0,124	0	0,219	1,650	3,459	0,984	0,996	1	0,989	0,941	0,865
T12	0,992	0,998	1,004	1	0,956	0,862	-0,058	0,161	-0,058	0	1,281	3,034	0,948	0,972	0,989	1	0,977	0,914
T6	0,985	0,999	1,013	1,022	1	0,920	-0,604	-0,507	-0,845	-0,979	0	1,590	0,873	0,910	0,941	0,977	1	0,974
T1	0,999	1,021	1,041	1,060	1,058	1	-1,315	-1,327	-1,765	-2,043	-1,320	0	0,781	0,826	0,865	0,914	0,974	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΠΛΗΡΟΥΣ ΒΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (127-319 JD) n = 8.282 ωριαίες τιμές</b>																		
T25	1	0,973	0,935	0,847	0,757	0,699	0	1,104	1,911	3,956	6,499	8,101	1	0,987	0,954	0,870	0,790	0,733
T18	1,015	1	0,971	0,892	0,807	0,751	-0,842	0	0,617	2,457	4,959	6,543	0,987	1	0,988	0,929	0,863	0,814
T15	1,022	1,018	1	0,934	0,853	0,797	-0,998	-0,373	0	1,575	4,030	5,643	0,954	0,988	1	0,972	0,921	0,876
T12	1,031	1,042	1,041	1	0,927	0,872	-1,373	-1,078	-1,058	0	2,352	3,993	0,870	0,929	0,972	1	0,977	0,941
T6	1,048	1,072	1,081	1,054	1	0,950	-2,624	-2,579	-2,782	-2,014	0	1,585	0,790	0,863	0,921	0,977	1	0,983
T1	1,054	1,086	1,100	1,080	1,035	1	-3,346	-3,498	-3,798	-3,168	-1,314	0	0,733	0,814	0,876	0,941	0,983	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΓΗΡΑΝΣΗΣ ΦΥΛΛΩΜΑΤΟΣ (320-359 JD) n = 1.010 ωριαίες τιμές</b>																		
T25	1	0,987	0,977	0,960	0,895	0,779	0	0,522	0,453	0,568	1,883	3,253	1	0,995	0,984	0,954	0,877	0,751
T18	1,009	1	0,994	0,981	0,921	0,810	-0,489	0	-0,100	-0,025	1,265	2,620	0,995	1	0,996	0,975	0,911	0,796
T15	1,008	1,002	1	0,993	0,939	0,833	-0,327	0,132	0	0,029	1,281	2,618	0,984	0,996	1	0,990	0,939	0,834
T12	0,994	0,994	0,997	1	0,957	0,857	-0,181	0,230	0,052	0	1,179	2,475	0,954	0,975	0,990	1	0,971	0,882
T6	0,983	0,991	1,001	1,016	1	0,921	-0,937	-0,594	-0,833	-0,983	0	1,184	0,877	0,911	0,939	0,971	1	0,961
T1	0,971	0,988	1,007	1,032	1,044	1	-1,466	-1,207	-1,512	-1,758	-0,971	0	0,751	0,796	0,834	0,882	0,961	1

Εποχιακά, οι θερμοκρασίες στα διάφορα επίπεδα μέτρησης συσχετίζονται ικανοποιητικά μεταξύ τους, ακόμα και σε επίπεδο ωριαίων τιμών (Πίν. 4.2.1). Οι υψηλότεροι συντελεστές γραμμικής συσχέτισης αφορούν θερμοκρασίες μετρούμενες πάνω από τη φυτοκόμη, ενώ το μικρότερο  $R^2$  είναι 0,733 και αφορά τη συσχέτιση 8.282 ζευγών ωριαίων τιμών θερμοκρασίας στα 25,1 m και στα 1,03 m από το έδαφος, κατά τη διάρκεια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης. Γενικά, η συσχέτιση των θερμοκρασιών είναι καλύτερη όταν οι συνιστώσες της α) βρίσκονται πάνω από τη φυτομάζα, β) απουσιάζει το φύλλωμα και γ) είναι ημερήσιες παρά ωριαίες.

Η καθ' ύψος διερεύνηση της κατανομής θερμοκρασίας σε κάθε εποχή του έτους έχει μεγάλο ερευνητικό ενδιαφέρον, αφού καθορίζει τους μηχανισμούς ανταλλαγής ενέργειας και μάζας στο οικοσύστημα. Οι θερμικές εκπομπές των διαφόρων στρωμάτων αέρα πάνω από, μέσα και κάτω από τη φυτοκόμη θα διαμορφώσουν τις ανταλλαγές ενέργειας μεταξύ τους και συνεπώς το τελικό ενεργειακό ισοζύγιο. Η κατατομή (προφίλ) θερμοκρασίας στα δασικά οικοσυστήματα δεν χαρακτηρίζεται από μεγάλες διαφορές στις διάφορες στάθμες αν και σημαντική είναι η επίδραση της πυκνότητας και της τραχύτητας της φυτοκόμης (Shaw et al. 1988, Loescher et al. 2005).

Στο Μογγοστό σε 24ωρη βάση, η θερμοκρασία αυξάνει με το ύψος μέσα στην φυτοκόμη και μέχρι την κορυφή της, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.2.1.4.α). Στο υπερκείμενο στρώμα αέρα οι θερμοκρασιακές μεταβολές είναι σχεδόν μηδενικές έως ελαφρά αρνητικές, ενώ ακόμα ψηλότερα η θερμοκρασία αρχίζει πάλι να αυξάνει με το ύψος.

Διαφοροποιημένες είναι οι μεταβολές της θερμοκρασιακής κατατομής την ημέρα σε σύγκριση με τη νύχτα, ενώ το φύλλωμα φαίνεται να έχει μεγαλύτερη συμβολή στην ημερήσια παρά στη νυχτερινή κατατομή (Σχ. 4.2.4.β και γ). Κατά τη διάρκεια της νύχτας, η θερμοκρασία εμφανίζεται αυξανόμενη με το ύψος σε όλη τη φυτοκόμη με σχεδόν σταθερούς ρυθμούς, οι οποίοι μειώνονται κάπως πάνω από το οικοσύστημα. Η εντοπιζόμενη θερμοκρασιακή αναστροφή ευνοείται καθώς, τη νύχτα, επικρατεί σχετική άπνοια στην περιοχή, η οποία δε διευκολύνει τη γρήγορη ανάμιξη των αερίων μαζών. Σε συνδυασμό μάλιστα με την έντονη επιφανειακή ψύξη της φυσικής επιφάνειας (ιδιαίτερα το καλοκαίρι), διαμορφώνονται ιδανικές προϋποθέσεις θερμοκρασιακής αναστροφής. Η νυχτερινή κατατομή επηρεάζει καθοριστικά τη μορφή της 24ωρης, σε αντίθεση με της ημέρας (Σχ. 4.2.4.α και β).

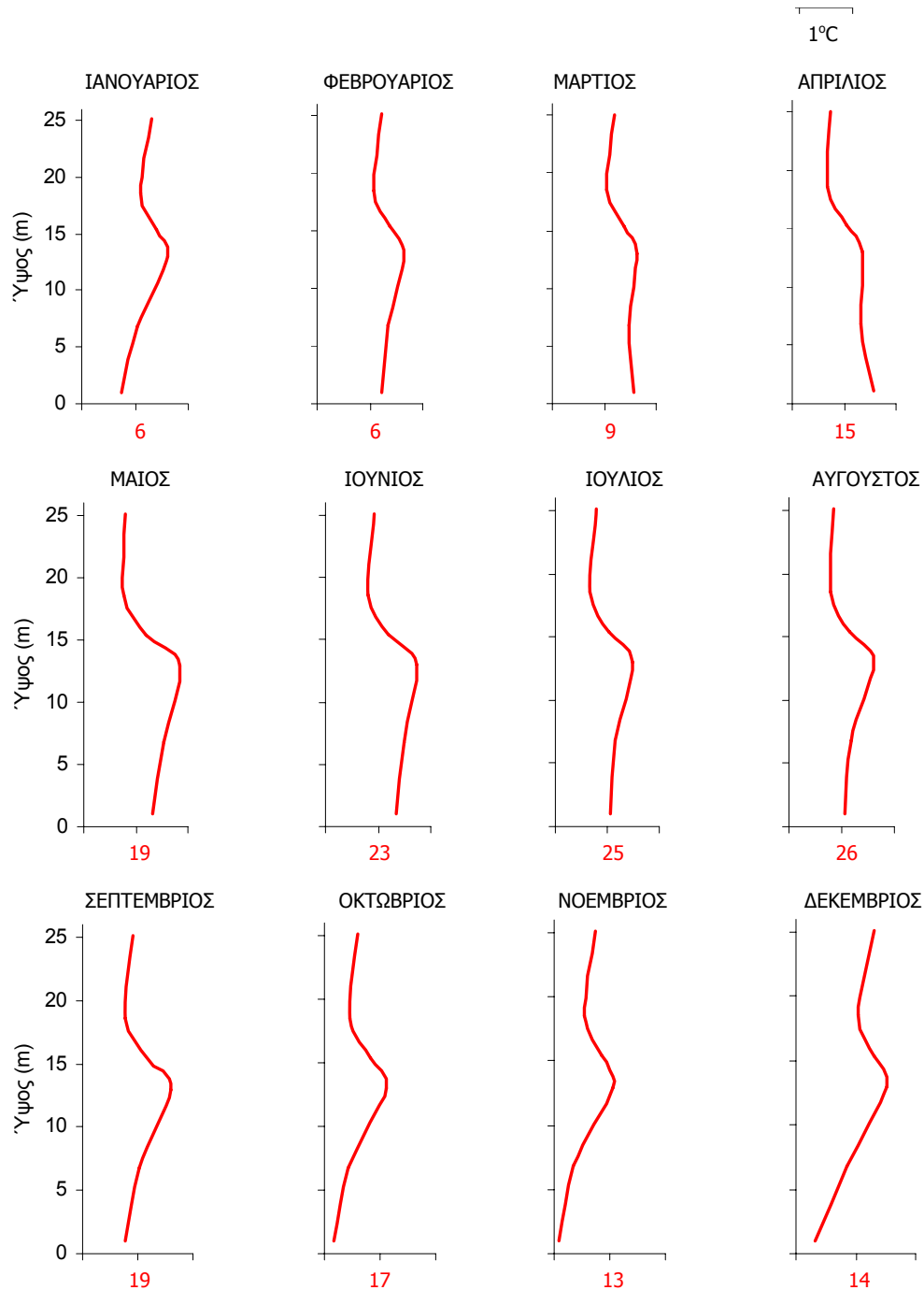


Σχήμα 4.2.4: Ετήσια και εποχιακές θερμοκρασιακές κατατομές πάνω και μέσα στη φυτοκόμη κατά τη διάρκεια του 24ωρου (α), την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ). Δεδομένα χρονικής περιόδου 1999-2002.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας οι θερμοκρασίες μέσα στο δάσος εμφανίζουν μικρές διαφοροποιήσεις με το ύψος, ενώ μεγιστοποιούνται στην κορυφή της κόμης, όπως άλλωστε αναμενόταν (Hales 1949, Read 1968, Aoki et al. 1975, Shaw et al. 1988, Loeschner et al. 2005). Πάνω από το οικοσύστημα, οι θερμοκρασίες αρχικά μειώνονται όσο αυξάνει η απόσταση από την κορυφή και σε μεγαλύτερα ύψη σταθεροποιούνται, εξαιτίας των υψηλότερων ανεμοταχυτήτων που ευνοούν την ανάμιξη του αέρα.

Η ημερήσια κατατομή διατηρεί σταθερή μορφή ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.2.5). Σε μηνιαία κλίμακα, οι θερμοκρασιακές κατατομές ημέρας δε διαφοροποιούνται σημαντικά από τις αντίστοιχες εποχιακές (Σχ. 4.2.5). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εδώ παρουσιάζουν οι σχεδόν ομοιόμορφες θερμοκρασίες αέρα από το Φεβρουάριο έως τον Απρίλιο. Τη συγκεκριμένη περίοδο, που αποτελεί τη μεταβατική εποχή μεταξύ ληθάργου και πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, αλλά και ο καιρός είναι λιγότερο άστατος, τα δένδρα δε διαθέτουν φύλλωμα και ως εκ τούτου η ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να διεισδύει ευκολότερα μέσα στο δάσος, προκαλώντας σχεδόν ομοιόμορφη θέρμανση σε όλο το βάθος του (από την κορυφή της κόμης μέχρι το έδαφος). Η αθροιστική επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας από το Φεβρουάριο, οδηγεί σε σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους, το οποίο κατά τον Απρίλιο φαίνεται να θερμαίνει τον υπερκείμενο αέρα, με αποτέλεσμα η θερμοκρασία στη στάθμη 1,03 m να είναι μεγαλύτερη από ότι ψηλότερα. Βέβαια, τον επόμενο μήνα (Μάιο) η ολοκλήρωση της ανάπτυξης των φύλλων, οδηγεί σε μείωση των θερμοκρασιών κάτω από την κόμη και τελικά στη διαμόρφωση της τυπικής μορφής της θερμοκρασιακής κατατομής που θα διατηρηθεί μέχρι τον Ιανουάριο του επόμενου έτους.

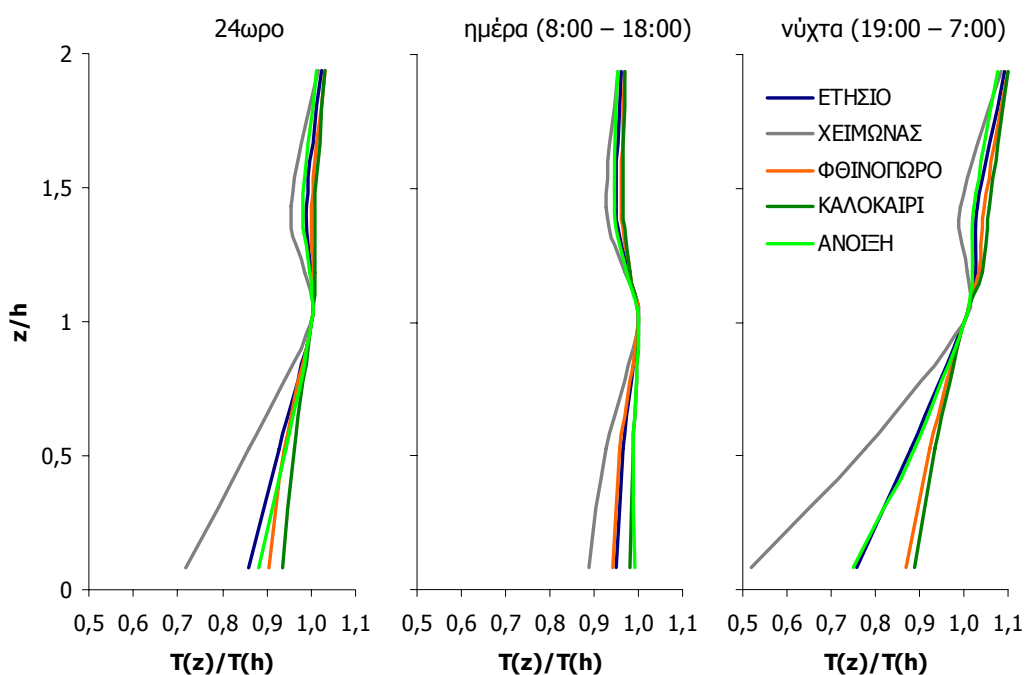
Οι υψηλές θερμοκρασίες του αέρα κοντά στο έδαφος, ιδιαίτερα το Μάρτιο και τον Απρίλιο, μπορεί, πέρα από όσα προαναφέρθηκαν, να οφείλονται στη σταδιακή μείωση της υγρασίας του επιφανειακού εδαφικού στρώματος, που αυξάνει την αντίσταση στη ροή θερμότητας. Το ξηρότερο, σε σχέση με το χειμώνα, στρώμα νεκρών φύλλων και οι χαμηλές ανεμοταχύτητες στην περιοχή των κορμών (ακόμα και τότε) δημιουργούν ιδανικές συνθήκες για διαρκή θέρμανση του αέρα στη συγκεκριμένη ζώνη. Τέλος, σημαντικός αυτή την εποχή είναι και ο ρόλος της πτώδους βλάστησης, που λόγω ευνοϊκών συνθηκών ακτινοβολίας, έχει αναπτυχθεί στον υπόροφο, ευνοώντας πρόσθετα τη θερμοκρασιακή αύξηση.



Σχήμα 4.2.5: Μηνιαίες θερμοκρασιακές κατατομές ημέρας (07:00-18:00) στο δρυοδάσος του Μογγοστόυ (ύψος δένδρων 13 m), από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

Οι κανονικοποιημένες τιμές της θερμοκρασίας αέρα ( $T$ ), σε διάφορες στάθμες ( $z$ ), σε σχέση με τη θερμοκρασία  $T(h)$  στην κορυφή των δένδρων παρουσιάζονται στο Σχ. 4.2.6 σε ετήσια και εποχιακή βάση για την ημέρα, τη νύχτα και για όλο το 24ωρο. Οι αποκλίσεις των θερμοκρασιών από το επίπεδο αναφοράς είναι γενικά μικρές σε όλες τις στάθμες, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους. Οι μικρότερες αποκλίσεις

παρατηρούνται πάνω από το οικοσύστημα, σε σύγκριση με το ενδοδασικό περιβάλλον. Την ημέρα στις στάθμες πάνω από το δάσος ( $z/h > 1$ ), οι θερμοκρασίες είναι μικρότερες από εκείνες της κορυφής της κόμης ( $z/h = 1$ ), όλες τις εποχές, αν και οι ποσοστιαίες αποκλίσεις τους είναι ιδιαίτερα μικρές (μικρότερες από 7%). Μειωμένες είναι και οι θερμοκρασίες μέσα στο οικοσύστημα ( $z/h < 1$ ) συγκρινόμενες με εκείνες της κορυφής του, όμως με αποκλίσεις που αυξάνουν καθώς πλησιάζουμε στο δασικό έδαφος, όπου το χειμώνα φτάνουν το 11%.



Σχήμα 4.2.6: Ετήσια και εποχιακές ποσοστιαίες αποκλίσεις σε σχέση με την τιμή της θερμοκρασίας στην υψηλότερη θέση μέτρησης (25,1 m) των θερμοκρασιών σε διάφορες στάθμες πάνω από και μέσα στη δασική φυτοκόμη, κατά τη διάρκεια του 24ώρου, την ημέρα και τη νύχτα (δεδομένα χρονικής περιόδου 1999-2002).

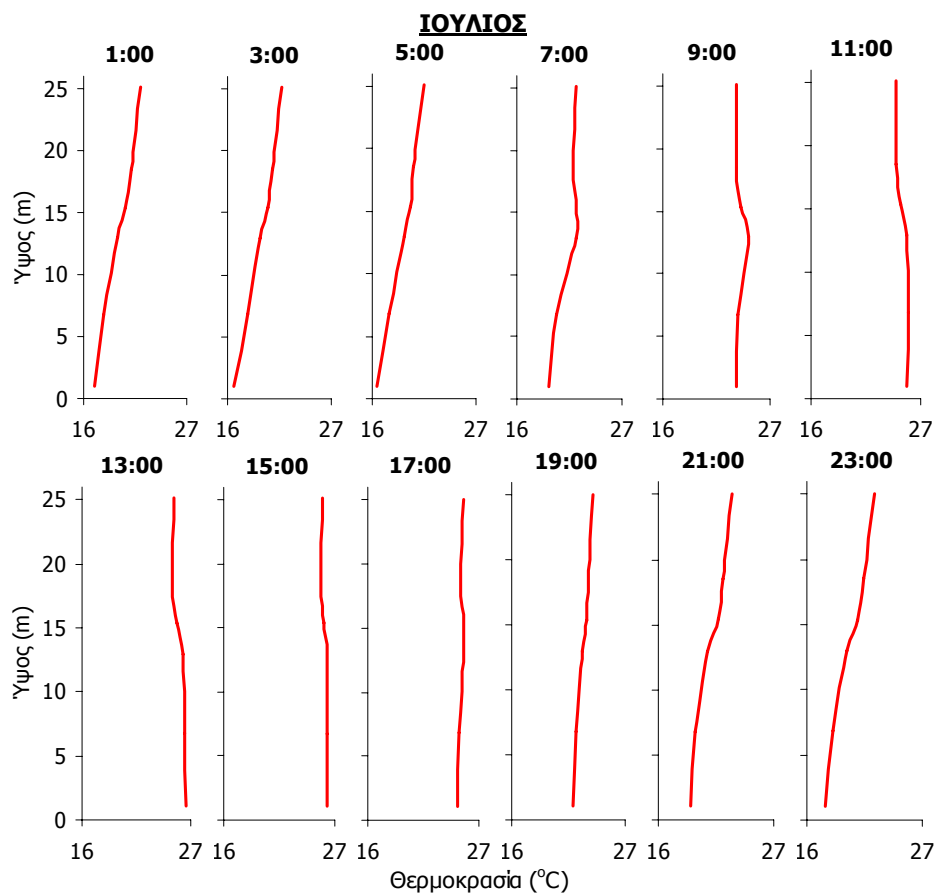
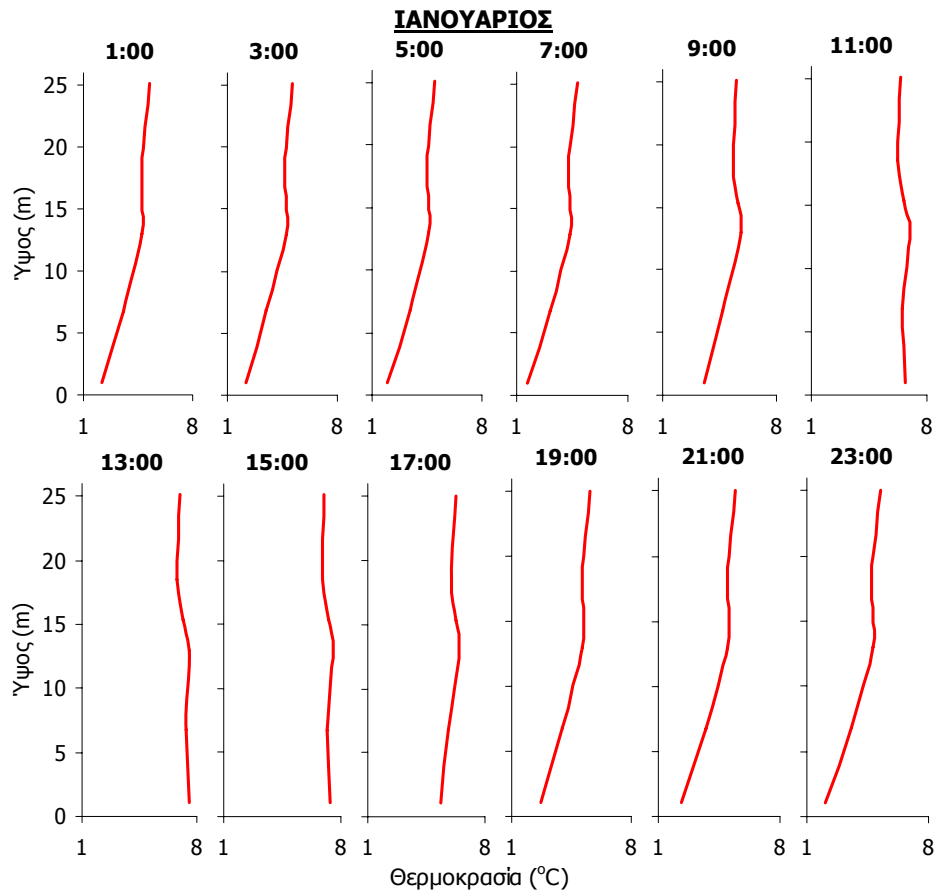
Πιο έντονες είναι οι κατακόρυφες μεταβολές της νύχτας. Οι θερμοκρασίες πάνω από την κόμη είναι μεγαλύτερες από ότι στην κορυφή της έως και κατά 10%, στην πιο απομακρυσμένη από το δάσος στάθμη ( $z/h \approx 2$ ). Κάτω από την κορυφή των δένδρων οι αποκλίσεις μεγεθύνονται πολύ περισσότερο σε σύγκριση με την ημέρα. Οι θερμοκρασίες μέσα στο δάσος είναι μεγαλύτερες από εκείνες στην κορυφή του και αυξάνουν καθώς πλησιάζουμε προς το έδαφος. Οι μεγαλύτερες αποκλίσεις, τη νύχτα, καταγράφονται κάτω από το φυλλόστρωμα ( $z/h < 0.5$ ) και κυμαίνονται από 11% έως 48%, το καλοκαίρι και το χειμώνα, αντίστοιχα, με ενδιάμεσες τιμές τις υπόλοιπες εποχές και μέση ετήσια 24%.

Σε κλίμακα 24ωρου, οι αποκλίσεις των θερμοκρασιών στις διάφορες στάθμες από τη θερμοκρασία αναφοράς, επηρεάζονται εντονότερα από τη νυχτερινή παρά από την ημερήσια κατανομή. Εμφανίζουν μεγαλύτερες διαφοροποιήσεις μέσα στο δάσος παρά πάνω από αυτό και εποχιακά μεταβάλλονται εντονότερα το χειμώνα.

Οι ωριαίες μεταβολές της θερμοκρασιακής κατατομής παρουσιάζουν επίσης μεγάλο ενδιαφέρον. Ενδεικτικά παραθέτονται οι μέσες κατατομές της θερμοκρασίας του αέρα πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για διαδοχικές ώρες τον Ιανουάριο, που το δάσος δε διαθέτει φύλλωμα, και τον Ιούνιο, που βρίσκεται σε αυξημένη φωτοσυνθετική δραστηριότητα (Σχ. 4.2.7). Τον Ιανουάριο οι κατακόρυφες μεταβολές της νύχτας έχουν την γνωστή μορφή, όμως με την ανατολή του ήλιου το θερμοκρασιακό προφίλ, ιδιαίτερα κοντά στο έδαφος, σταδιακά αντιστρέφεται και οι θερμοκρασίες μέσα στο δάσος αυξάνονται και μειώνουν τις διαφορές τους σε όλα τα ύψη, ενώ ο αέρας γίνεται θερμότερος από ότι πάνω από την κόμη. Μετά τις 17:00 το θερμοκρασιακό προφίλ αναστρέφεται πάλι, με τη θερμοκρασία μέσα στη φυτοκόμη να είναι μικρότερη από ότι πάνω από αυτή και η κατατομή ξαναπαίρνει τη νυχτερινή μορφή της, την οποία διατηρεί μέχρι το πρωί της επόμενης μέρας.

Τον Ιούλιο, οι θερμοκρασίες γενικά μειώνονται με το ύψος στις 1:00 με σχεδόν ίδιες βαθμίδες σε όλο το ύψος της κατατομής. Η κατατομή παραμένει σταθερή ως προς τη μορφή της, μέχρι το πρωί, οπότε η ανατολή του ήλιου σηματοδοτεί την αλλαγή της. Τότε (περί τις 07:00), οι αέριες μάζες πάνω από την κορυφή της κόμης και κυρίως κοντά σε αυτή, αρχίζουν να θερμαίνονται γρήγορα, ενώ σταδιακά αρχίζουν να αυξάνουν και οι θερμοκρασίες μέσα στο δάσος, με μικρότερους ρυθμούς. Έτσι, στις 7:00 στην κορυφή του φυλλώματος οι θερμοκρασίες είναι υψηλές, ενώ ο αέρας κοντά στο δασικό έδαφος είναι ψυχρότερος. Σταδιακά, και καθώς ο ήλιος απομακρύνεται από τον ορίζοντα, οι θερμοκρασίες μέσα στο δάσος αυξάνουν και το μεσημέρι, περίπου, γίνονται μεγαλύτερες από ότι πάνω από αυτό. Μετά το μεσημέρι, οι θερμοκρασίες πάνω και κάτω από τη φυτομάζα εξισορροπούνται και το φαινόμενο συνεχίζει μέχρι αργά το απόγευμα, οπότε στις 17:00 πάνω και μέσα στο δάσος ο αέρας είναι σχεδόν το ίδιο θερμός. Καθώς ο ήλιος δύει, το προφίλ μετασχηματίζεται παίρνοντας τη νυχτερινή μορφή του, με χαμηλότερες θερμοκρασίες μέσα στο δάσος. Βέβαια, σε σχέση με το χειμώνα, οι θερμοκρασιακές διαφορές με το ύψος μέσα στη φυτομάζα τη νύχτα είναι μικρότερες, καθώς το φύλλωμα δυσχεραίνει τη γρήγορη ανάμιξη των αερίων μαζών πάνω και κάτω από αυτό.

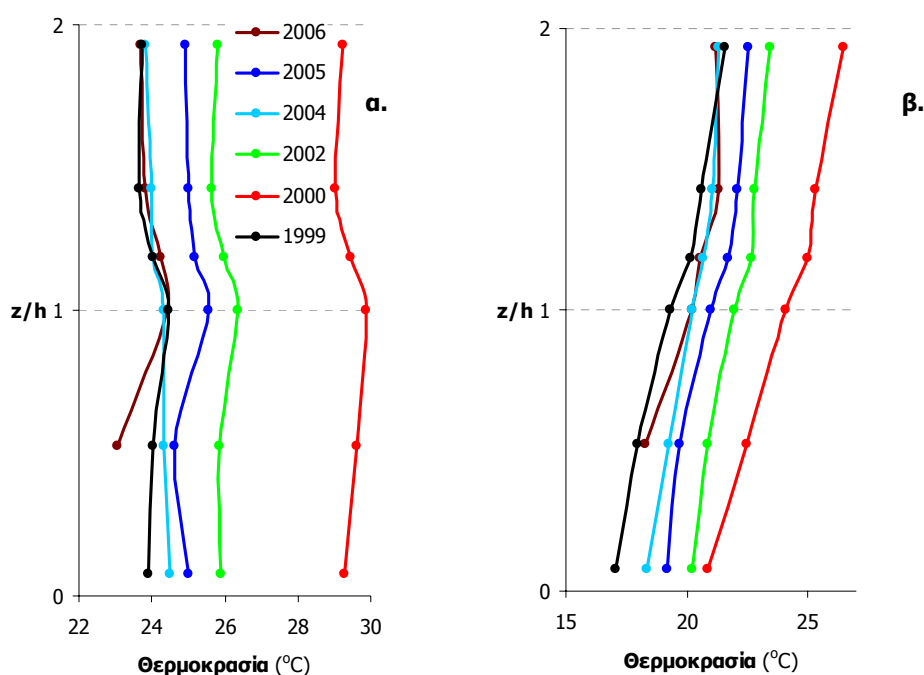




Σχήμα 4.2.7: Ωριαία εξέλιξη θερμοκρασιακών κατατομών τον Ιανουάριο και τον Ιούλιο.

Γενικά, πάντως, και ανεξάρτητα από την εποχή, το δάσος φαίνεται ότι τη νύχτα ψύχεται έντονα, ενώ επικρατεί θερμοκρασιακή αναστροφή, ευνοούμενη από σχετική άπνοια. Με το πρώτο φως της μέρας, η απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας οδηγεί σε αύξηση της θερμοκρασίας των κορυφαίων φύλλων, ενώ η αυξανόμενη ροή ηλιακού φωτός, τις επόμενες ώρες, ευνοεί τη θερμοκρασιακή αύξηση σε όλο το βάθος του οικοσυστήματος. Γύρω στο μεσημέρι, οπότε η ροή ακτινοβολίας μεγιστοποιείται, οι θερμοκρασίες κοντά στο έδαφος γίνονται μεγαλύτερες από εκείνες στο φύλλωμα, καθώς η αντίσταση του εδάφους στην αγωγή θερμότητας αλλά και οι μειωμένες ανεμοταχύτητες ευνοούν τη θέρμανση του αέρα στην περιοχή των κορμών, ενώ το φαινόμενο είναι εντονότερο το καλοκαίρι παρά το χειμώνα.

Από τη διαχρονική εξέλιξη της κατατομής θερμοκρασίας όταν το δάσος διαθέτει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα (Σχ. 4.2.8) προκύπτει ομοιομορφία του θερμοκρασιακού προφίλ σε όλα τα έτη λήψης μετρήσεων. Εμφανείς είναι οι εξαιρετικά αυξημένες θερμοκρασίες του 2000 λίγο πριν την εκδήλωση πυρκαγιάς. Η πυρκαγιά επηρέασε τις θερμοκρασίες σε όλο το βάθος της φυτοκόμης, τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα. Η αραίωση δένδρων το 2004 ήταν περιορισμένη και δεν έδωσε σημαντικές διαφοροποιήσεις της μορφής της κατατομής, αν και από το συγκεκριμένο έτος εμφανίζονται πιο ομαλές μεταβολές με το ύψος, κάτι άλλωστε που θεωρείται αναμενόμενο (Thompson and Pinker 1975) και οφείλεται κυρίως στην ευκολότερη κατακόρυφη κίνηση των αέριων μαζών εξαιτίας των κενών στην κόμη.

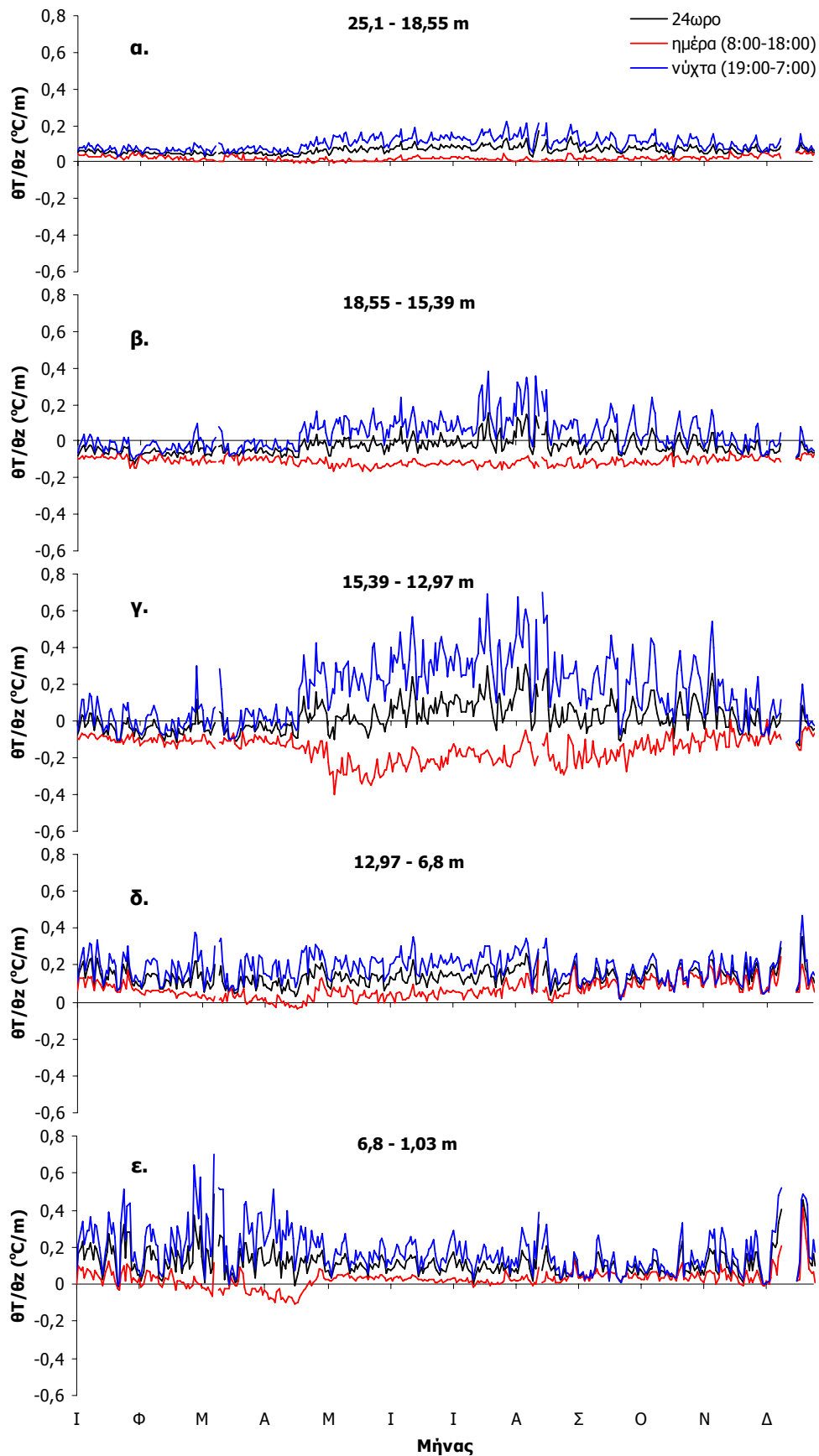


Σχήμα 4.2.8: Διαχρονική μεταβολή της θερμοκρασιακής κατατομής ημέρας (α) και νύχτας (β) για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.

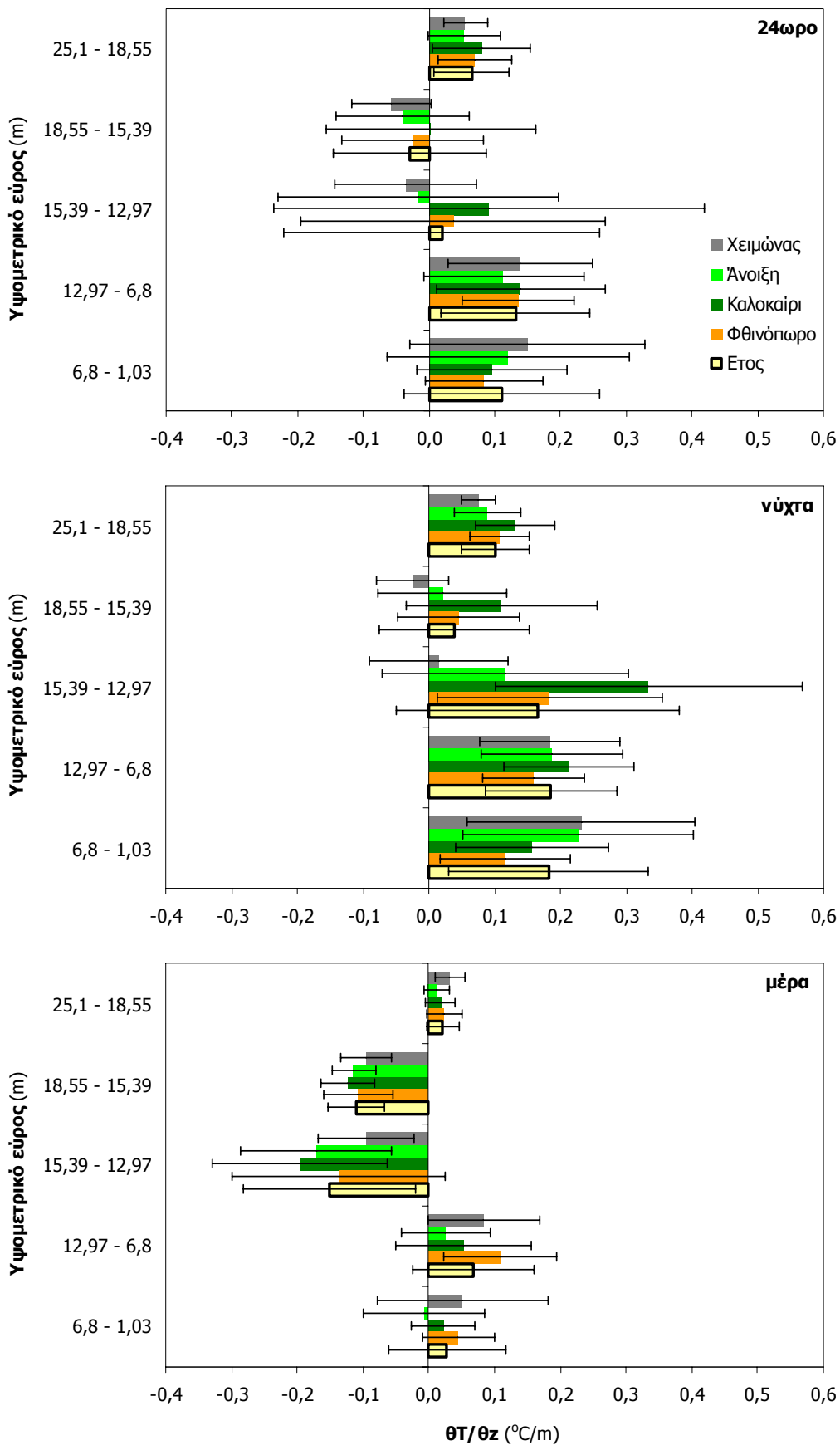
### 4.2.1.3. Κατακόρυφες θερμοβαθμίδες ( $\theta T/\theta z$ )

Ο ρυθμός της κατακόρυφης μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος, συνιστά την έννοια της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας  $\theta T/\theta z$  ( $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) που έχει μεγάλη βιολογική σπουδαιότητα, καθώς διαμορφώνει τις κινήσεις των αερίων μαζών και συνεπώς την ανάμιξη των μορίων τους. Έτσι, η διαφορετική θερμοβαθμίδα που μπορεί να έχουν δύο εφαιπόμενα στρώματα αέρα θα επηρεάσει την ταχύτητα ανάμιξής τους και θα καθορίσει τη φορά των κατακόρυφων κινήσεων. Η ύπαρξη θετικής κατακόρυφης θερμοβαθμίδας υποδεικνύει αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος και έτσι το υποκείμενο στρώμα αέρα είναι ψυχρότερο από το υπερκείμενο (κατάσταση ευσταθούς ισορροπίας). Υπό τέτοιες συνθήκες, δυσχεραίνεται η γρήγορη ανάμιξη των αερίων μαζών καθώς ο ψυχρότερος και πυκνότερος αέρας παραμένει στο κατώτερο στρώμα, ενώ η θερμοκρασιακή εξισορρόπηση επιτυγχάνεται μέσω της διάχυσης θερμότητας από το θερμό προς το ψυχρό στρώμα, με ρυθμούς που καθορίζονται από το μέγεθος της θερμοβαθμίδας. Σε αρνητικές τιμές θερμοβαθμίδας, ο θερμός αέρας υπόκειται του ψυχρού (κατάσταση ασταθούς ισορροπίας) και ευνοείται η ανάμιξή τους. Η ταχύτητα της μίξης και σε αυτήν την περίπτωση θα αυξάνεται με την αύξηση της απόλυτης τιμής της θερμοβαθμίδας. Τέλος, όταν οι τιμές της  $\theta T/\theta z$  μηδενίζονται ή τείνουν προς το μηδέν, οι θερμοκρασιακές συνθήκες είναι ομοιόμορφες καθ' ύψος.

Η ετήσια κύμανση των θερμοβαθμίδων πάνω και μέσα στο δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού κατά τη διάρκεια του 24ώρου, την ημέρα και τη νύχτα για όλες τις στάθμες μέτρησης, παρουσιάζονται στο Σχ. 4.2.9, ενώ οι μέσες εποχιακές τιμές και οι τυπικές αποκλίσεις τους δίνονται στο Σχ. 4.2.10. Γενικά, σε όλες τις στρώσεις, οι τιμές  $\theta T/\theta z$  είναι μικρότερες την ημέρα από ότι την νύχτα, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους. Μεταξύ 25,1 m και 18,55 m (Σχ. 4.2.9α), δηλαδή στο πλέον απομακρυσμένο από τη φυτοκόμη στρώμα του αέρα, η  $\theta T/\theta z$  παρουσιάζει μικρές θετικές τιμές τη νύχτα και σχεδόν μηδενικές την ημέρα, ανεξάρτητα από την εποχή. Η ετήσια τιμή 24ώρου, είναι  $+0,065 \pm 0,02$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$  και μεταβάλλεται από  $+0,02 \pm 0,01$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$  την ημέρα έως  $+0,10 \pm 0,04$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$  τη νύχτα. Οι μεγαλύτερες θερμοβαθμίδες παρουσιάζονται τις νύχτες του καλοκαιριού ( $+0,132 \pm 0,060$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) και οι μικρότερες τις ημέρες της άνοιξης ( $+0,012 \pm 0,020$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ). Οι νύχτες με τις μικρότερες θερμοβαθμίδες είναι αυτές του χειμώνα ( $+0,075 \pm 0,027$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ), ενώ την ίδια εποχή εμφανίζονται οι μεγαλύτερες τιμές ημέρας ( $+0,032 \pm 0,023$   $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ).



Σχήμα 4.2.9: Ημερήσιες κατακόρυφες θερμοβαθμίδες,  $\theta_T/\theta_z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999 – 2002.



Σχήμα 4.2.10: Ετήσια και εποχιακές θερμοβαθμίδες,  $\theta T/\theta z$ , και οι τοπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη σε 24ωρη βάση, τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999-2002.

Η στρώση 18,55-15,39 m εμφανίζει γενικά μικρότερες μέσες τιμές 24ώρου της  $\theta T/\theta z$  και με μεγαλύτερη διακύμανση από εκείνες της υπερκείμενης στρώσης, με μέση ετήσια τιμή  $-0,03 \pm 0,04$  °C/m (Σχ. 4.2.9β). Οι 24ωρες τιμές είναι μικρές αλλά αρνητικές όταν το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα και γίνονται μεγαλύτερες και περιστασιακά θετικές κυρίως στα στάδια της βλαστικής ανάπτυξης και του πλήρους φυλλώματος. Οι τιμές ημέρας είναι αρνητικές όλο το έτος και με μικρή διακύμανση ( $-0,11 \pm 0,02$  °C/m). Σχετικά, αυξημένες θετικές τιμές με μεγάλη όμως διασπορά εμφανίζουν οι νυχτερινές βαθμίδες κυρίως μετά τη βλαστική ανάπτυξη των δένδρων και για όσο το φύλλωμα διατηρείται στους κλάδους, ενώ το υπόλοιπο διάστημα του έτους και κυρίως το χειμώνα είναι αρνητικές με μικρό εύρος κύμανσης. Η μέση ετήσια τιμή για τη νύχτα είναι  $+0,04 \pm 0,08$  °C/m. Από την εποχιακή διαβάθμιση των ωριαίων τιμών, η μεγαλύτερη απόλυτη αρνητική θερμοβαθμίδα 24ώρου καταγράφεται το χειμώνα ( $-0,057 \pm 0,060$  °C/m), ενώ η μικρότερη και σχεδόν μηδενική ( $+0,003 \pm 0,101$  °C/m) αφορά το καλοκαίρι (Σχ. 4.2.10). Μεγαλύτεροι ρυθμοί κατακόρυφων θερμοκρασιακών μεταβολών στη στρώση εντοπίζονται τις ημέρες του καλοκαιριού, οπότε η θερμοβαθμίδα γίνεται αρνητική ( $-0,123 \pm 0,040$  °C/m), ενώ την ίδια εποχή γίνεται μέγιστη η αντίστοιχη νυχτερινή τιμή της ( $+0,110 \pm 0,145$  °C/m).

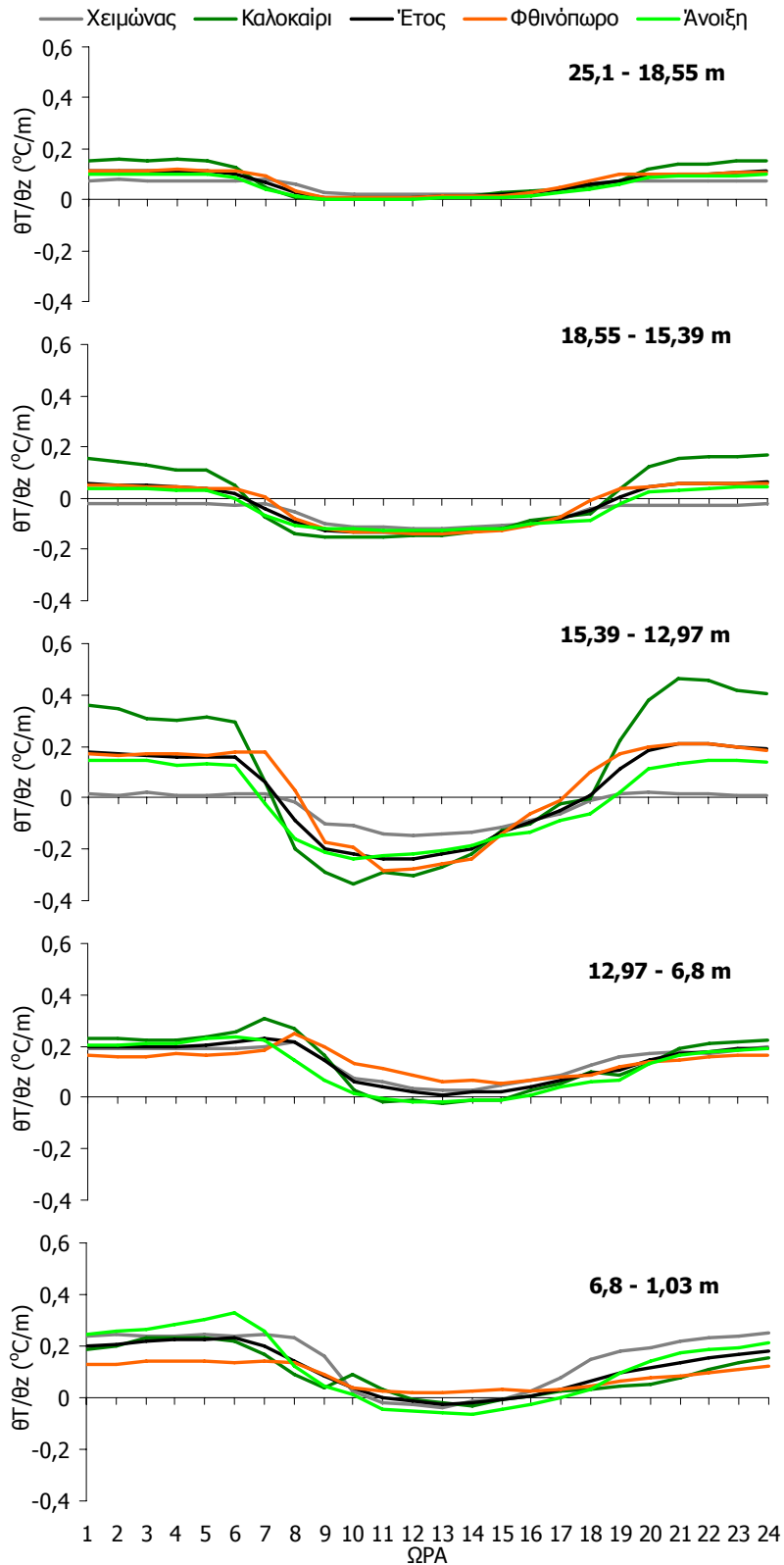
Οι θερμοβαθμίδες μεγθύνονται κατά απόλυτη τιμή στη στρώση μεταξύ 15,39 m και 12,97 m, που βρίσκεται ακριβώς πάνω από τη φυτοκόμη. Σε αυτή τη θέση γίνεται άμεσα αντιληπτή η επίδραση του φυλλώματος στις τιμές  $\theta T/\theta z$ , καθώς κατά απόλυτη τιμή μεγιστοποιούνται (γίνονται μέγιστες θετικές τη νύχτα και ελάχιστες αρνητικές την ημέρα) όταν το δάσος έχει φύλλωμα, ενώ την ίδια περίοδο αυξάνεται και η διασπορά των τιμών 24ώρου, ημέρας αλλά και νύχτας (Σχ. 4.2.9γ). Οι ετήσιες τιμές είναι  $-0,15 \pm 0,07$  °C/m την ημέρα,  $+0,16 \pm 0,17$  °C/m τη νύχτα και  $+0,02 \pm 0,08$  °C/m για το 24ωρο, εμφανίζοντας εποχιακές διαφοροποιήσεις, με σταθερότερες όμως συνθήκες πριν τη διακοπή του ληθάργου. Σε κλίμακα 24ώρου, η μεγαλύτερη θετική θερμοβαθμίδα καταγράφεται το καλοκαίρι ( $+0,091 \pm 0,328$  °C/m) και η μεγαλύτερη αρνητική ( $-0,036 \pm 0,107$  °C/m) το χειμώνα. Τη νύχτα, η  $\theta T/\theta z$  είναι θετική ανεξαρτήτως εποχής, με μέγιστη τιμή ( $+0,334 \pm 0,233$  °C/m) το καλοκαίρι και ελάχιστη ( $+0,015 \pm 0,105$  °C/m) το χειμώνα. Σε αυτή τη στρώση (15,39-12,97 m) οι διακυμάνσεις των ωριαίων τιμών (ημέρας και νύχτας) είναι ιδιαίτερα έντονες και κατά πολύ μεγαλύτερες από όλες τις υπόλοιπες βαθμίδες, όλες τις εποχές. Την ημέρα, γενικά, επικρατούν αρνητικές βαθμίδες, που κατά απόλυτη

τιμή μεγιστοποιούνται τις καλοκαιρινές μέρες ( $-0,196 \pm 0,133 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ) και ελαχιστοποιούνται τις χειμερινές ( $-0,096 \pm 0,073 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ).

Στη στρώση μεταξύ των 12,97 m και 6,8 m βρίσκεται ο κυρίως φυλλώδης όγκος των δένδρων και εκεί η ετήσια κύμανση της  $\theta T/\theta z$  είναι πιο ομαλή από το υπερκείμενο στρώμα, με σχετικά μικρές διακυμάνσεις (Σχ. 4.2.9δ). Οι βαθμίδες είναι θετικές όλες τις εποχές τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα, με μεγαλύτερες όμως τιμές (Σχ. 4.2.10). Η μέγιστη εποχιακή τιμή ( $+0,213 \pm 0,233 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ) αφορά τις νύχτες του καλοκαιριού και η ελάχιστη ( $+0,026 \pm 0,068 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ ) τις ημέρες της άνοιξης. Οι τιμές  $\theta T/\theta z$  μέσα στη φυτομάζα είναι σχεδόν μηδενικές και περιστασιακά ελαφρά αρνητικές λίγο πριν την έναρξη της βλαστικής ανάπτυξης και μόνο κατά τη διάρκεια της μέρας, δηλαδή κατά το πρώτο δεκαπενθήμερο του Απριλίου (Σχ. 4.2.9δ), ενώ το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και στην υποκείμενη στρώση αέρα (6,80-1,03 m, Σχ. 4.2.9ε), με μεγαλύτερη όμως διάρκεια καθώς ξεκινάει νωρίτερα (τέλη Μαρτίου). Οι τιμές της  $\theta T/\theta z$  φτάνουν έως  $-0,028 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$  στη στρώση 12,97-6,80 m και έως  $-0,074 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$  στη στρώση 6,80-1,03 m, υποδεικνύοντας θερμότερες συνθήκες με την αύξηση του ύψους μέσα στο δάσος και συνεπώς σταθερές συνθήκες ισορροπίας. Σε ετήσια βάση, στη στρώση 12,97-6,80 m ο μέσος όρος των ημερήσιων τιμών 24ώρου είναι  $+0,132 \pm 0,049 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ , ο οποίος κυμαίνεται από  $+0,067 \pm 0,049 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$  την ημέρα έως  $+0,186 \pm 0,071 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$  τη νύχτα.

Στη χαμηλότερη υψομετρική βαθμίδα, 6,80-1,03 m, η ετήσια κύμανση της  $\theta T/\theta z$  παρουσιάζει έντονη μεταβλητότητα την περίοδο που το φύλλωμα απουσιάζει και σταθερότερες τιμές μετά την ολοκλήρωση τη βλαστικής ανάπτυξης και για όσο το φύλλωμα παραμένει στους κλάδους των δένδρων, ακόμα και αν δεν είναι ενεργό (Σχ. 4.2.9ε). Τη νύχτα έχει πάντα θετικές τιμές ανεξαρτήτως εποχής, ενώ την ημέρα είναι σχεδόν μηδενική για τη μεγαλύτερη διάρκεια του έτους. Ελαφρώς αρνητικές τιμές εμφανίζονται κατά τη διάρκεια των ημερών της άνοιξης λίγο πριν την έναρξη του σταδίου βλαστικής ανάπτυξης. Η μέση ετήσια θερμοβαθμίδα 24ώρου είναι  $+0,112 \pm 0,074 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ , ενώ οι αντίστοιχες τιμές για τη νύχτα και την ημέρα είναι  $+0,182 \pm 0,119 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$  και  $+0,028 \pm 0,050 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ . Εποχιακά, οι μέσες τιμές των  $\theta T/\theta z$  είναι θετικές τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα, με εξαίρεση ίσως τις ημέρες της άνοιξης, όπου η  $\theta T/\theta z$  έχει ελαφρά αρνητική μέση τιμή και σχετικά μεγάλη τυπική απόκλιση ( $-0,007 \pm 0,092 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ , Σχ. 4.2.10). Η ανοιξιάτικη τιμή ημέρας αποτελεί επίσης και τη μικρότερη θερμοβαθμίδα, ακόμα και κατά απόλυτη τιμή, συγκρινόμενη με τις υπόλοιπες εποχιακές τιμές ημέρας ή νύχτας. Οι μεγαλύτερες

τιμές  $\theta T/\theta z$  ημέρας και νύχτας,  $+0,051 \pm 0,130$  °C/m και  $+0,232 \pm 0,173$  °C/m, αντίστοιχα, αφορούν την ίδια εποχή, το χειμώνα.



Σχήμα 4.2.11: Ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων θερμοβαθμίδων,  $\theta T/\theta z$ , σε διάφορες στρώσεις πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.



Ανεξάρτητα από το επίπεδο της μέτρησης, οι βαθμίδες θερμοκρασίας έχουν σχεδόν σταθερές τιμές κατά τη διάρκεια της νύχτας, όπως φαίνεται από την ημερήσια κύμανσή τους (Σχ. 4.2.11). Οι σταθερά υψηλές αυτές τιμές είναι γενικά θετικές (με εξαίρεση το χειμώνα στη στρώση 18,55-15,39 m) και αρχίζουν να μειώνονται με την ανατολή του ήλιου. Οι θερμοβαθμίδες ελαχιστοποιούνται σχετικά σύντομα (περί το μεσημέρι) και διατηρούν μειωμένες τιμές μέχρι νωρίς το απόγευμα, οπότε και αρχίζουν να αυξάνονται με μικρότερους όμως ρυθμούς σε σχέση με τους πρωινούς ρυθμούς αύξησής τους. Η μείωση συνεχίζεται μέχρι τη δύση του ήλιου, οπότε και σταθεροποιούνται σε υψηλές τιμές.

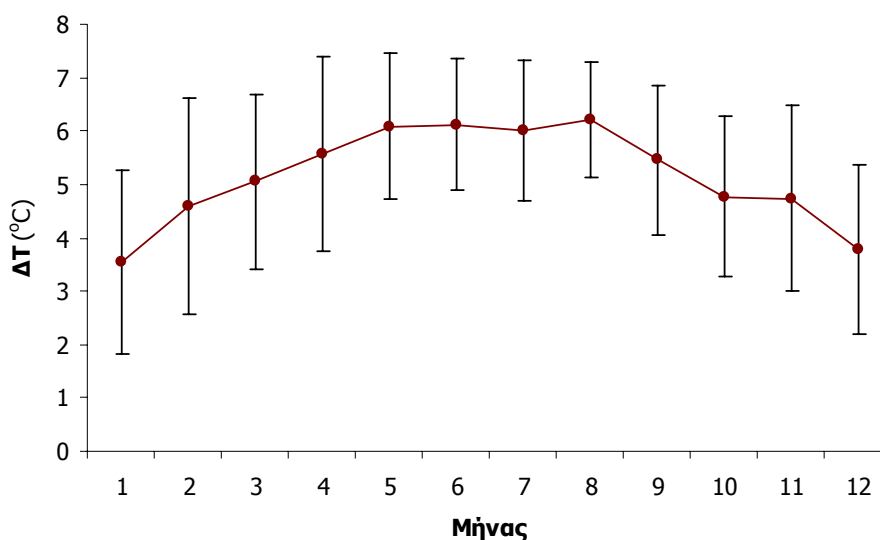
Οι ελάχιστες τιμές των βαθμίδων το μεσημέρι είναι σχεδόν μηδενικές έως και ελαφρά θετικές για τη στρώση 25,10-18,55 m και πολύ αρνητικές στις στρώσεις 18,55-15,39 m και 15,39-12,97 m, με τιμές μικρότερες από  $-0,1$  °C/m και  $-0,3$  °C/m, αντίστοιχα. Στη στρώση 12,97-6,80 m οι αντίστοιχες τιμές είναι σχεδόν μηδενικές τις μεσημβρινές ώρες, αν και λίγο πιο αυξημένες το φθινόπωρο, ενώ στην κατώτερη στρώση (6,80-1,03 m) παίρνουν ελαφρά αρνητικές τιμές με εξαίρεση τα μεσημέρια του φθινοπώρου, που είναι ελαφρά θετικές.

#### **4.2.1.4. Ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος ( $\Delta T$ )**

Το εύρος της ημερήσιας κύμανσης της θερμοκρασίας τους αέρα (δηλαδή η διαφορά της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας της ημέρας), γνωστό ως ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος  $\Delta T$ , είναι σημαντική βιολογική και οικολογική παράμετρος για τους ζωντανούς οργανισμούς, καθώς καθορίζει τους ρυθμούς αύξησης και ανάπτυξης και διαφοροποιεί τις βιοθέσεις τους. Οι μεταβολές του  $\Delta T$  στο Μογγαστό εξαρτώνται από την εποχή του έτους εμφανίζοντας υψηλές τιμές το καλοκαίρι και μικρότερες το χειμώνα (Σχ. 4.2.12).

Πάνω από τη φυτοκόμη και σε ύψος 18,55 m από το έδαφος, η μέση ετήσια τιμή του  $\Delta T$  φτάνει τους  $5,16 \pm 1,72$  °C. Το εύρος ελαχιστοποιείται τον Ιανουάριο ( $3,53 \pm 1,72$  °C) και μεγιστοποιείται τον Αύγουστο ( $6,20 \pm 1,07$  °C). Οι τιμές αυτές, αν και δεν θεωρούνται ιδιαίτερα μεγάλες, δεν αφορούν τη θερμοκρασιακή συμπεριφορά του οικοσυστήματος αλλά το μικροπεριβάλλον πάνω από τη

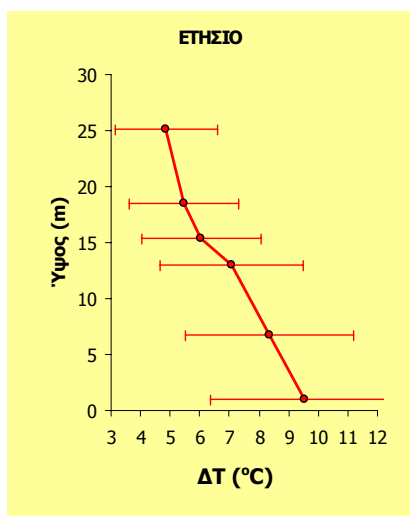
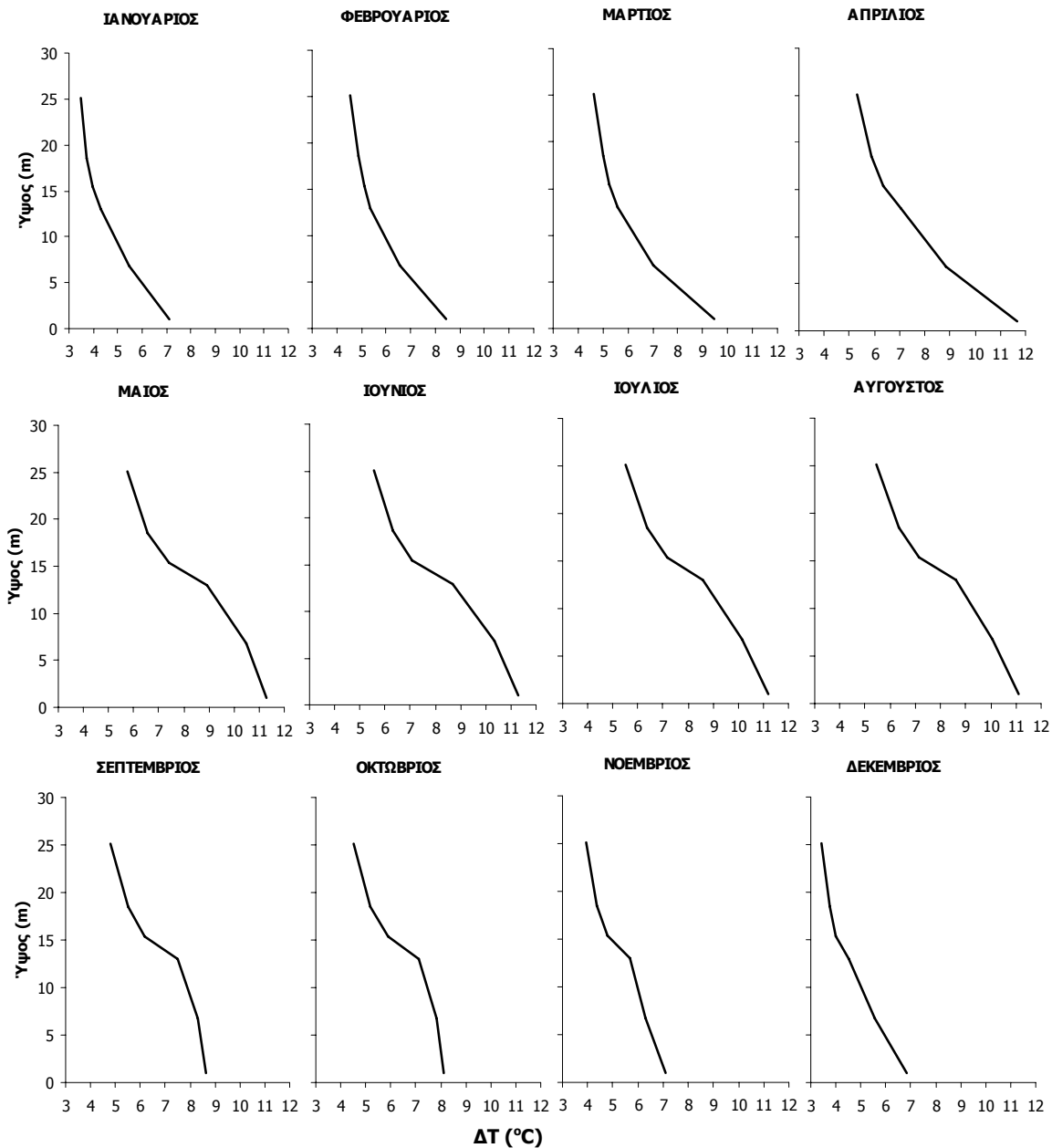
φυτοκόμη. Εντούτοις, είναι ενδεικτικές των εποχιακών διαφοροποιήσεων του θερμοκρασιακού εύρους.



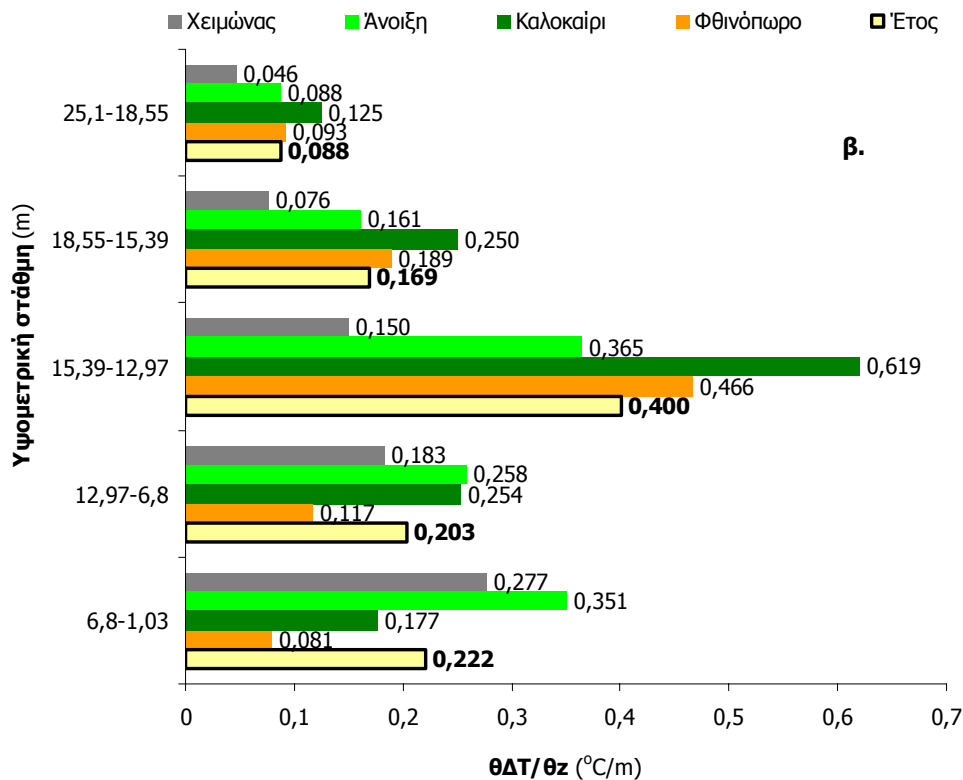
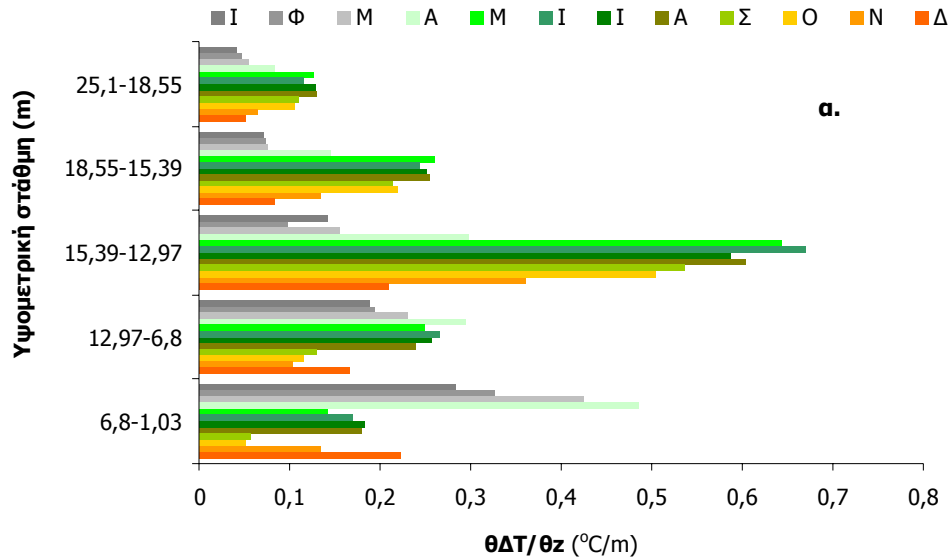
Σχήμα 4.2.12: Μέσες μηνιαίες τιμές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους,  $\Delta T$ , σε ύψος 18,55 m και οι τυπικές αποκλίσεις του, από δεδομένα των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006.

Το θερμοκρασιακό εύρος εμφανίζει και υψομετρικές διαφοροποιήσεις, μεγεθύνοντας τις τιμές του καθώς μικραίνει η απόσταση από το δασικό έδαφος (Σχ. 4.2.13). Η κατανομή του  $\Delta T$  με το ύψος δε φαίνεται να είναι τυχαιοποιημένη, αλλά να εξαρτάται από τις αλλαγές πυκνότητας και αρχιτεκτονικής της φυτοκόμης καθώς και από την ηλικία των φύλλων.

Οι τιμές του θερμοκρασιακού εύρους αυξάνονται σχεδόν λογαριθμικά με τη μείωση του ύψους κατά την περίοδο που το δάσος δε διαθέτει αναπτυγμένο φύλλωμα (με  $R^2 > 0,97$  για τις μηνιαίες τιμές από Ιανουάριο έως Απρίλιο), ενώ αρχίζει να παίρνει τη μορφή ανεστραμμένης σιγμοειδούς καμπύλης μετά την ολοκλήρωση της ανάπτυξης των φύλλων και για όσο αυτά παραμένουν πάνω στους κλάδους ακόμα και όταν δεν είναι φωτοσυνθετικά ενεργά (από Μάιο έως Νοέμβριο). Φαίνεται, μάλιστα, ότι η γήρανση του φυλλώματος οδηγεί σε μικρότερες διαφοροποιήσεις του  $\Delta T$  μέσα στη φυτομάζα, ενώ τη λήξη του φαινομένου σηματοδοτεί η ολική απόρριψη των φύλλων, που ολοκληρώνεται περί τα τέλη του Δεκεμβρίου. Ως προς τις μέσες ετήσιες τιμές του, το  $\Delta T$  εμφανίζει μια σχεδόν γραμμική μείωση με το ύψος μέσα στη φυτοκόμη, ενώ πάνω από αυτή συνεχίζει να μειώνεται με εντονότερους και σχεδόν εκθετικούς, με το ύψος, ρυθμούς.



Σχήμα 4.2.13: Ετήσια και μηνιαίες μεταβολές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους σε διάφορα ύψη πάνω, μέσα και κάτω από τη δασική φυτοκόμη, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.

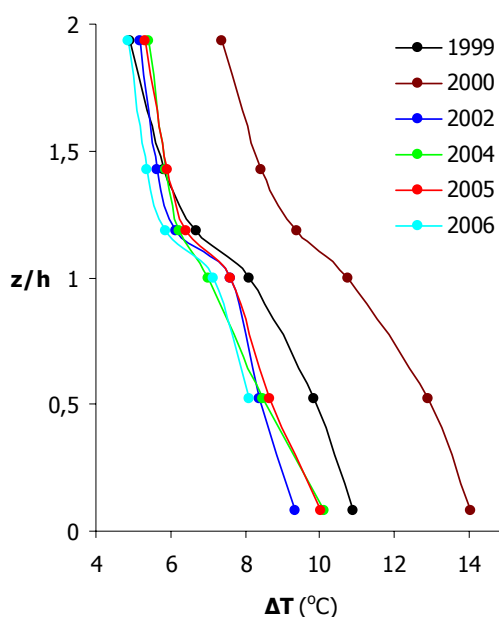


Σχήμα 4.2.14: Μηνιαίοι (α), εποχιακοί και ετήσιοι (β) ρυθμοί μεταβολής του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους  $\Delta T$  με το ύψος  $z$  μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη, από δεδομένα της περιόδου 1999 – 2002.

Οι μέσοι ρυθμοί μείωσης του  $\Delta T$  με το ύψος ( $\theta\Delta T/\theta z$ ) σε μηνιαία, εποχιακή και ετήσια βάση παρουσιάζονται στο Σχ. 4.2.14. Είναι υψηλοί τους καλοκαιρινούς μήνες που το δάσος διαθέτει φύλλωμα και μεγιστοποιούνται στο επίπεδο ακριβώς πάνω από την κορυφή της φυτοκόμης (στρώση 15,39-12,97 m). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον

παρουσιάζει η μηνιαία μεταβολή στη στρώση 6,80-1,03 m, δηλαδή κάτω από το φύλλωμα, όπου η αυξητική τάση του  $\theta\Delta T/\theta z$ , που είναι έντονη από τον Ιανουάριο έως τον Απρίλιο, φαίνεται να ανακόπτεται απότομα τον Μάιο, που η φυλλική επιφάνεια είναι μέγιστη. Από τότε και για όσο το φύλλωμα είναι ενεργό η  $\theta\Delta T/\theta z$  διατηρεί χαμηλές τιμές, οι οποίες ελαχιστοποιούνται τον Οκτώβριο και το Νοέμβριο (δηλαδή στο στάδιο της γήρανσης). Οι τιμές αποκαθίστανται σταδιακά το Δεκέμβριο καθώς πραγματοποιείται η απόρριψη των νεκρών φύλλων από τους κλάδους.

Η διαχρονική μεταβολή της κατατομής του  $\Delta T$  (Σχ. 4.2.15) εμφανίζει αυξημένες τιμές σε όλες τις στάθμες τον Ιούλιο του 2000, σε σύγκριση με τα υπόλοιπα έτη, δηλαδή λίγο πριν την έναρξη δασικής πυρκαγιάς. Έτσι, φαίνεται ότι το συγκεκριμένο έτος (2000) στην περιοχή δεν επικρατούσαν μόνο ιδιαίτερα αυξημένες θερμοκρασίες αλλά και έντονα μεταβαλλόμενες κατά τη διάρκεια του 24ώρου.



Σχήμα 4.2.15: Μέσες μηνιαίες κατατομές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους,  $\Delta T$ , μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Δύο περίπου έτη μετά την πυρκαγιά, οι κατατομές του  $\Delta T$  παρουσίασαν μετατόπιση προς τις χαμηλές τιμές, με μεγαλύτερες (σε σύγκριση με το 1999), διαφοροποιήσεις μέσα στο δάσος. Είναι πιθανό, η απομάκρυνση του νεκρού φυλλοστρώματος από την πυρκαγιά να ευνόησε την αγωγή θερμότητας στο έδαφος κατά την ημέρα, με αποτέλεσμα η θερμότητα του αέρα στην περιοχή των κορμών να μεταφέρθηκε ευκολότερα στο έδαφος και, ως εκ τούτου, η αύξηση της θερμοκρασίας του να μην είναι το ίδιο έντονη με εκείνη πριν την πυρκαγιά. Δεδομένου μάλιστα

ότι το δάσος δεν είχε καεί ξανά στο παρελθόν, στο έδαφος η βιομάζα δεν θα ήταν δυνατό να επαναδημιουργηθεί αποκατασταθεί σε μόλις δύο έτη. Αντίστοιχες μεταβολές καταγράφονται και τον Αύγουστο του 2000, δηλαδή ένα μόνο μήνα μετά την πυρκαγιά.

Γενικά, η τυπική μορφή της κατανομής του  $\Delta T$  με το ύψος διατηρείται σε όλα τα έτη μέτρησης. Το 2004 η αραιώση των δένδρων προκάλεσε (σε σχέση με το 1999) σμίκρυνση του  $\Delta T$  κυρίως μέσα στο δάσος, προκαλώντας μια πιο γραμμική κατατομή. Δεδομένου ότι τότε δεν παρατηρούνται ουσιαστικές διαφοροποιήσεις στο ανεμικό προφίλ (κεφ. 4.4) συνάγεται ότι τα κενά βλάστησης που δημιουργήθηκαν ευνόησαν την κατακόρυφη παρά την οριζόντια ροή του ανέμου, προκαλώντας αποτελεσματικότερη ανάμιξη του αέρα και ως εκ τούτου μικρότερα  $\Delta T$  μέσα στη φυτομάζα, καθώς ο αέρας κάτω από την κορυφή των δένδρων δεν παρέμενε πλέον εγκλωβισμένος ώστε να αυξάνει έντονα τη θερμοκρασία του κατά την ημέρα. Η μετατόπιση αυτή διατηρείται και τα επόμενα έτη (2005 και 2006) καθώς φαίνεται ότι, παρά την περίπου πλήρη αποκατάσταση, της φυλλικής επιφάνειας, παρέμειναν κενά στη φυτοκόμη.

## 4.2.2. Θερμοκρασία εδάφους

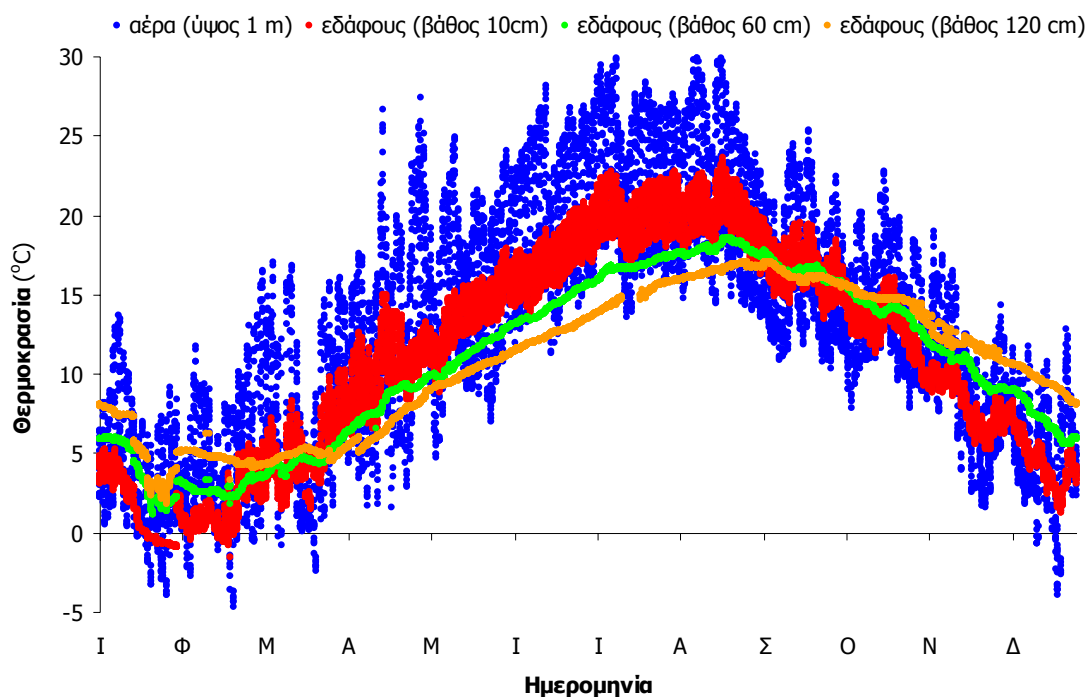
### 4.2.2.1. Ετήσιες, εποχιακές και ημερήσιες κυμάνσεις

Η θερμοκρασία του εδάφους έχει ισχυρή επίδραση στην επιβίωση και ανάπτυξη των δασικών ειδών καθώς επηρεάζει άμεσα φυσιολογικές διεργασίες, όπως η ανάπτυξη του ριζικού συστήματος και η απορρόφηση νερού (Örlander et al. 1990) και έμμεσα άλλες φυσικές και χημικές διεργασίες, όπως η διαθεσιμότητα θρεπτικών στοιχείων, η ανοργανοποίηση του αζώτου, η αποδόμηση της οργανικής ύλης και η μικροβιακή δραστηριότητα (Stathers and Spittlehouse 1990). Η ηλιακή και η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, αλλά και η θερμότητα του αέρα είναι οι πηγές ενέργειας για τη θέρμανση του δασικού εδάφους. Βέβαια, η θέρμανση ή η ψύξη του, εξαρτώνται από την κάλυψη που παρέχει η βλάστηση, τον επιμερισμό την ενέργειας, που φτάνει στην εδαφική επιφάνεια, καθώς και την μεταφορά και φυσικά την αποθήκευση θερμότητας μέσα στην εδαφική κατατομή.

Γενικά, η εδαφική θερμοκρασία σε μια περιοχή επηρεάζεται από τη γεωγραφική θέση και την τοπογραφία της (γεωγραφικό πλάτος, υψόμετρο, κλίση και έκθεση), τις μετεωρολογικές συνθήκες (ηλιακή ακτινοβολία, θερμοκρασία αέρα, υετό και ανεμοταχύτητα), την κάλυψη (βλάστηση, χιόνι, στρώμα νεκρών φύλλων) και τις φυσικές ιδιότητες (υγρασία, κοκκομετρική σύσταση, χρώμα επιφάνειας, περιεκτικότητα σε οργανική ουσία, ομοιομορφία) του εδάφους (Pritchett 1979, Spittlehouse and Stathers 1990). Σε συγκεκριμένη θέση, με φυλλοβόλο δασική κάλυψη, όπως το δάσος του Μογγοστού, μεταβάλλεται εποχιακά και με το βάθος, εξαιτίας διαφοροποιήσεων στις καιρικές συνθήκες, στη σύνθεση της βλάστησης και στην εδαφική υγρασία. Οι μέσες ωριαίες τιμές της θερμοκρασίας σε τρία βάρη εδάφους, για όλη την περίοδο λήψης μετρήσεων (1999-2006), παρουσιάζονται στο Σχ. 4.2.16, ενώ στο ίδιο διάγραμμα παραθέτονται και οι ωριαίες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα σε ύψος 1,03 m από την εδαφική επιφάνεια.

Εποχιακά, οι θερμοκρασίες εδάφους ακολουθούν την κατανομή εκείνων του αέρα αλλά με χρονική υστέρηση που αυξάνει με το βάθος. Οι μέγιστες τιμές του καλοκαιριού σε μικρό βάθος (10 cm) έπονται εκείνων του αέρα κατά μερικές ώρες,

που γίνονται μέρες σε μεγαλύτερα βάθη (60 και 120 cm). Κατά τον ετήσιο κύκλο, οι χειμερινοί μήνες εμφανίζουν υψηλότερες θερμοκρασίες εδάφους από εκείνες του αέρα, αυξανόμενες με το βάθος, ενώ το καλοκαίρι τα βαθύτερα εδαφικά στρώματα είναι ψυχρότερα από τα πιο επιφανειακά. Νωρίς την άνοιξη και το φθινόπωρο οι θερμοκρασίες στα διάφορα βάθη σχεδόν εξισώνονται, αν και το φαινόμενο διαρκεί μόλις λίγες μέρες.



Σχήμα 4.2.16: Ετήσια κατανομή των μέσων ωριαίων τιμών της θερμοκρασίας αέρα (ύψος 1,03 m) και εδάφους (σε τρία βάθη, 10, 60 και 120 cm), από δεδομένα όλης της περιόδου λήψης μετρήσεων (1999-2006).

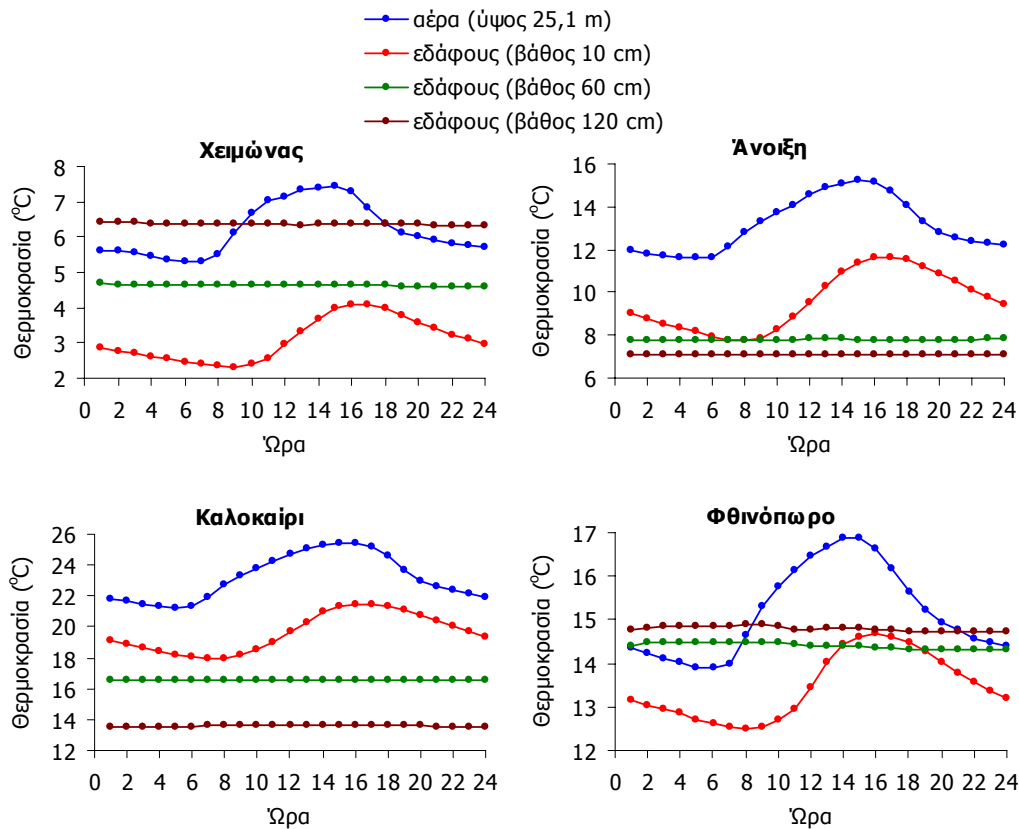
Σε μεγαλύτερα βάθη η ετήσια τιμή μειώνεται, αν και εποχιακά αυξάνει στα στάδια του ληθάργου και της γήρανσης και μειώνεται κατά τη βλαστική ανάπτυξη και για όσο το δάσος διαθέτει πλήρες και ενεργό φύλλωμα. Στα τέλη του φθινοπώρου και για όλη τη χειμερινή περίοδο η ημερήσια διασπορά, ακόμα και σε βάθος 10 cm, είναι σημαντικά μειωμένη σε σχέση με το υπόλοιπο έτος, ως αποτέλεσμα των αρκετά σταθερών χαμηλών θερμοκρασιών αέρα, αλλά και επειδή η ροή θερμότητας στο έδαφος αντιστρέφεται τότε (από κάτω προς το πάνω) και συνεπώς το αρκετά σταθερής και υψηλής θερμοκρασίας βαθύ έδαφος θερμαίνει το επιφανειακό. Γενικά, οι εποχιακές διαφορές μικραίνουν με την αύξηση του βάθους. Έτσι, στα 60 cm η μέση



ετήσια τιμή είναι  $11,51 \pm 5,12$  °C, κυμαινόμενη από  $4,13 \pm 1,84$  °C στο λήθαργο έως  $15,02 \pm 2,40$  °C στην πλήρη ανάπτυξη, ενώ σε μεγαλύτερο βάθος (120 cm) οι ετήσιες θερμοκρασίες είναι  $10,89 \pm 4,25$  °C σε ετήσια βάση ( $5,32 \pm 1,60$  °C στο λήθαργο έως  $13,91 \pm 2,33$  °C υπό πλήρες φύλλωμα). Ο θερμότερος μήνας του έτους για όλα τα βάθη εδάφους παραμένει, όπως και στις θερμοκρασίες αέρα, ο Αύγουστος (με μέση μηνιαία θερμοκρασία  $20,23 \pm 1,28$  °C,  $17,95 \pm 0,61$  °C και  $16,49 \pm 0,41$  °C στα βάθη 10, 60 και 120 cm, αντίστοιχα) και ψυχρότερος είναι ο Φεβρουάριος ( $1,52 \pm 2,41$  °C,  $2,74 \pm 1,56$  °C και  $4,68 \pm 1,15$  °C για τα βάθη 10, 60 και 120 cm, αντίστοιχα). Κατά την κλιματική ταξινόμηση των FAO/UNESCO με βάση τις θερμοκρασίες εδάφους, το εδαφικό περιβάλλον θεωρείται μέσο (mesic), με ήπιες θερμοκρασίες, που παγώνει σπάνια, ακόμα και τις ψυχρές περιόδους (Luttmerding et al. 1990).

Στις εδαφικές στρώσεις 60 και 120 cm, οι θερμοκρασίες, ακόμα και σε ωριαία βάση, δεν υπερβαίνουν τους 20 °C, σε καμία εποχή του έτους, ενώ στα 10 cm τέτοιες συνθήκες επικρατούν μόνο κατά τη διάρκεια της ημέρας και μόνο για δύο μήνες του έτους (Ιούλιο και Αύγουστο). Το θερμοκρασιακό εύρος 20-30 °C έχει μεγάλη βιολογική σπουδαιότητα, καθώς μεγιστοποιείται η φυσιολογική δραστηριότητα των εδαφικών μικροοργανισμών. Η δραστηριότητά τους περιορίζεται σημαντικά σε θερμοκρασίες μικρότερες από 10 °C και μεγαλύτερες από 40 °C. Έτσι, στο Μογγαστό, η μικροβιακή δραστηριότητα, χωρίς ποτέ να μεγιστοποιείται, περιορίζεται στους 7 και 8 περίπου μήνες το έτος, σε βάθη 60 και 120 cm, αντίστοιχα. Κοντά στην επιφάνεια (βάθος 10 cm), όπου βρίσκεται και ο κύριος όγκος νεκρής οργανικής ύλης προς αποδόμηση, οι συνθήκες είναι καλύτερες καθώς για 2 μήνες το καλοκαίρι, οι θερμοκρασίες βελτιστοποιούνται, παρόλο που το χρονικό εύρος περιορισμένης βιολογικής δραστηριότητας φτάνει τους 7,5 μήνες περίπου. Οι ευνοϊκές συνθήκες για τους μικροοργανισμούς ξεκινούν νωρίτερα την άνοιξη για τα εδαφικά στρώματα κοντά στην επιφάνεια, σε σχέση με τα βαθύτερα, και παύουν επίσης νωρίτερα το φθινόπωρο. Η επίδραση υψηλών θερμοκρασιών δεν φαίνεται να είναι απαγορευτική, καθώς δεν καταγράφονται τιμές εδάφους μεγαλύτερες από 30 °C.

Η ημερήσια κύμανση των θερμοκρασιών εδάφους στο Μογγαστό (Σχ. 4.2.17) δείχνει ότι, ανεξάρτητα από την εποχή, διαφοροποιούνται ελάχιστα με την ώρα της ημέρας σε βάθη 60 και 120 cm, ενώ η επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας γίνεται περισσότερο αντιληπτή στο επιφανειακό στρώμα (10 cm). Κοντά στην επιφάνεια, η θερμοκρασία αρχίζει να αυξάνει με χρονική καθυστέρηση μίας έως δύο ωρών σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα και μεγιστοποιείται μεταξύ 16:00 και 17:00.



Σχήμα 4.2.17: Ημερήσιες κυμάνσεις της θερμοκρασίας εδάφους σε τρία βάθη (10, 60 και 120 cm) καθώς και αέρα σε ύψος 25,10 m, για κάθε εποχή του έτους. Οι μέσες ωριαίες τιμές αφορούν μέσους όρους 8.493 στιγμιαίων μετρήσεων της περιόδου 1999-2002.

Οι μεταβολές, ακόμα και στο επιφανειακό εδαφικό στρώμα είναι ήπιες και σχετικά μικρές συγκρινόμενες με εκείνες του υπερκείμενου αέρα. Έτσι, οι ακραίες (ελάχιστες και μέγιστες) θερμοκρασίες αέρα, δεν συνοδεύονται από ανάλογα αυξημένες τιμές μέσα στο έδαφος (Monteith and Unsworth 1990). Βέβαια, πέραν του βάθους, η θερμική συμπεριφορά του δασικού εδάφους επηρεάζεται σημαντικά από την ύπαρξη των φυλλικών και ξύλινων στοιχείων της φυτοκόμης, αλλά και από το στρώμα νεκρών φύλλων που τα καλύπτει.

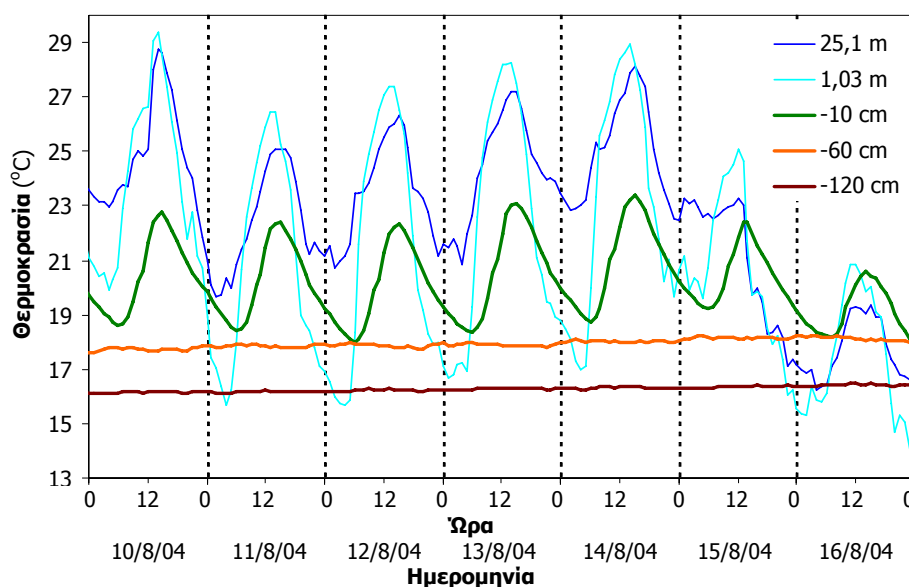
Οι υψηλές θερμοκρασίες αέρα μπορεί να οδηγήσουν σε εξαιρετικά υψηλές θερμοκρασίες εδάφους, ιδιαίτερα στην επιφάνεια ακάλυπτων εδαφών. Ο Stathers (1983) αναφέρει επιφανειακή εδαφική θερμοκρασία περίπου 67 °C το μεσημέρι ηλιόλουστης καλοκαιρινής ημέρας σε ξηρό, γυμνό, ασκίαστο έδαφος, ενώ, όταν το ίδιο έδαφος ήταν αρδευόμενο και σκιασμένο, η θερμοκρασία την ίδια ώρα ήταν περίπου 20 °C. Στα δασικά εδάφη, όμως, η φυτοκόμη μειώνει την εκπομπή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας από το έδαφος προς την ψυχρότερη ατμόσφαιρα της

νύχτας, καθώς η περισσότερη μεγάλη μήκους ακτινοβολία απορροφάται από τη φυτοκόμη και μέρος της επανεκπέμπεται πίσω στο έδαφος (Stathers 1989, Spittlehouse and Stathers 1990). Την ημέρα, η ίδια η φυτοκόμη απορροφά ακτινοβολία, με τελικό αποτέλεσμα τη χαμηλότερη θερμοκρασία στο έδαφος (Childs and Flint 1987). Μια αρκετά αραιή φυτοκόμη (π.χ. με βαθμό συγκόμωσης 0,5), που επιτρέπει μικρή διείσδυση ηλιακού φωτός την ημέρα, θερμαίνει το έδαφος περισσότερο, ενώ τη νύχτα μειώνει την εκπομπή θερμικής ακτινοβολίας από το έδαφος. Η μείωση της νυχτερινής απώλειας θερμικής ενέργειας, περιορίζει τον κίνδυνο παγετού ακτινοβολίας κατά τη βλαστική περίοδο. Οι Hungerford and Babbitt (1987) και ο Stathers (1989) αναφέρουν τέσσερις φορές αύξηση του αριθμού ημερών χωρίς παγετό σε έδαφος δάσους που έχει υποστεί επιλεκτική υλοτομία, από ότι σε ολοκληρωτική αποψίλωση της βλάστησης.

Ανάλογη είναι και η συμπεριφορά του στρώματος νεκρών φύλλων που καλύπτει το δασικό έδαφος, καθώς περιορίζει τη μεταφορά θερμότητας και την αποθήκευσή της στο έδαφος. Το οργανικό αυτό υλικό έχει μικρότερη θερμική αγωγιμότητα από το ανόργανο έδαφος, ιδιαίτερα όταν είναι ξηρό, και είναι ακόμα λιγότερο αποτελεσματικό στη μεταφορά θερμότητας (Stathers and Spittlehouse 1990). Το μεγαλύτερο ποσοστό ενέργειας ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφά, το επαναφέρει στην ατμόσφαιρα με τη μορφή αισθητής θερμότητας. Έτσι, ένα παχύ οργανικό στρώμα πάνω στο έδαφος, σημαίνει χαμηλές θερμοκρασίες βαθύτερα, με αργές αλλαγές του θερμοκρασιακού προφίλ κατά τη διάρκεια της βλαστικής περιόδου. Το νεκρό οργανικό υλικό, επίσης, εμποδίζει τη γρήγορη θέρμανση του εδάφους, καθώς χαρακτηρίζεται από μεγάλη θερμοχωρητικότητα. Το στρώμα, όταν είναι ξηρό, εκτός από μείωση της επίδρασης των υψηλών θερμοκρασιών, περιορίζει τις απώλειες νερού μέσω της μείωσης της εξάτμισης του υποκείμενου ανόργανου εδάφους (Black et al. 1987, Childs and Flint 1987, Flint and Childs 1987). Αυτή η ιδιότητα σε ξηρά περιβάλλοντα είναι εξαιρετικά ωφέλιμη για την επιβίωση των φυσικών μη αρδευόμενων οικοσυστημάτων.

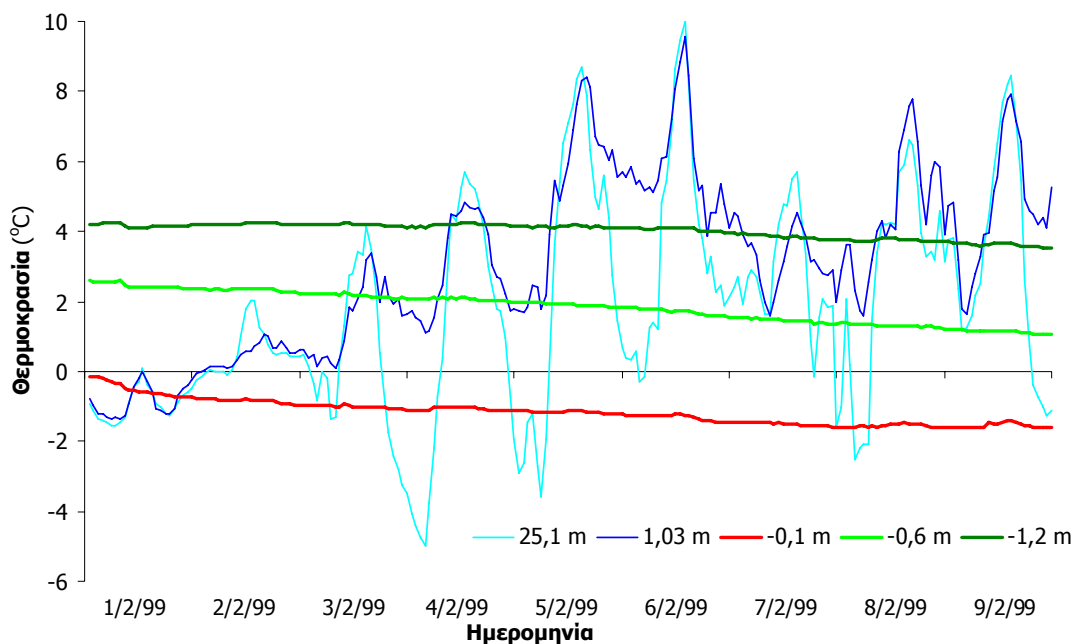
Στο Μογγοστό, μάλιστα, η επίδραση χαμηλών εδαφικών θερμοκρασιών, αλλά και η περιορισμένη εδαφική υγρασία του καλοκαιριού αποτρέπουν τη γρήγορη αποδόμηση και ευνοούν τη διατήρηση του φυλλικού στρώματος σε ικανό πάχος, ώστε να προστατευτεί το δασικό έδαφος και κυρίως η επιφάνειά του από ακραίες θερμοκρασιακές μεταβολές. Η συνδυασμένη δράση της κάλυψης από τα δένδρα και του στρώματος των νεκρών φύλλων παρέχει γενικά σταθερές θερμοκρασίες στη ζώνη

του ριζοστρώματος και εμποδίζει τη θερμική καταπόνηση των ριζών από πολύ υψηλές θερμοκρασίες ή από απότομες μεταβολές τους. Ενδεικτικά, στο Σχ. 4.2.18 παρουσιάζονται οι μεταβολές της θερμοκρασίας αέρα πάνω και κάτω από τη φυτοκόμη και οι αντίστοιχες μεταβολές σε διάφορα βάθη μέσα στο δασικό έδαφος.



Σχήμα 4.2.18: Ημερήσια κόμανση της θερμοκρασίας σε τρία βάθη εδάφους (10, 60 και 120 cm) και δύο ύψη (25,1 και 1,03 m από την εδαφική επιφάνεια) για 7 ημέρες του Αυγούστου 2004, περίοδο κατά την οποία καταγράφεται απότομη μείωση της θερμοκρασίας του αέρα προς το τέλος της.

Σπουδαία είναι η συνεισφορά της φυτοκόμης και του στρώματος νεκρών φύλλων στην προστασία του εδάφους, ακόμα και το χειμώνα, παρόλο που τα δένδρα δε διαθέτουν φύλλωμα. Τότε οι ρυθμοί ψύξης του εδάφους είναι αρκετά αργοί, ώστε να αποφεύγεται ο παγετός στη ζώνη των ριζών. Στην περίπτωση μάλιστα χιονοκάλυψης, το σχηματιζόμενο στρώμα χιονιού ενισχύει τον προστατευτικό ρόλο της φυτοκάλυψης και του στρώματος νεκρών φύλλων, καθώς εμποδίζει την ανταλλαγή θερμικής ενέργειας μεταξύ εδάφους και ατμόσφαιρας. Σε αυτή την περίπτωση, ακόμα και το επιφανειακό έδαφος διατηρεί σχεδόν σταθερές θερμοκρασίες κατά τις μικρής διάρκειας περιόδους χιονοκάλυψης και δεν ακολουθεί τις αυξομειώσεις της θερμοκρασίας του αέρα (Σχ. 4.2.19). Η σχεδόν ομοιόμορφης θερμοκρασίας εδαφική κατατομή, η οποία στην πραγματικότητα ψύχεται με πολύ αργούς ρυθμούς, αποτρέπει την καταστροφή των ριζών από παγετό αυξάνοντας την ανθεκτικότητα του οικοσυστήματος. Πολύ χαμηλές θερμοκρασίες καταγράφονται στο οικοσύστημα μόνο στο λήθαργο, που τα δένδρα έχουν αυξημένη ανθεκτικότητα.

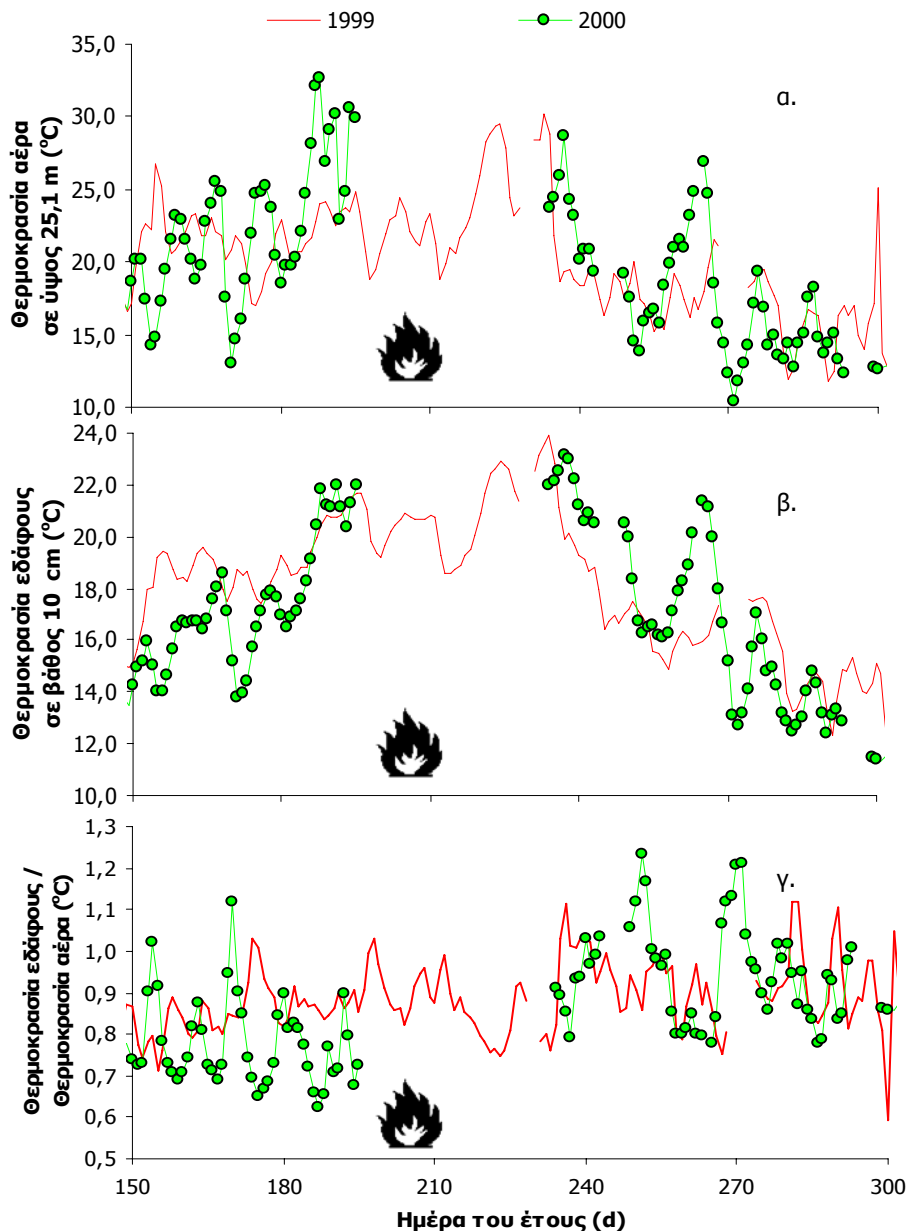


Σχήμα 4.2.19: Ωριαίες θερμοκρασιακές μεταβολές σε 2 ύψη (25,1 και 1,03 m, δηλαδή πάνω και κάτω από τη φωτοκόμμη) και τρία βάθη (-0,1, -0,6 και -1,2 m) από την εδαφική επιφάνεια, για 9 χειμερινές ημέρες του 1999, οπότε το έδαφος ήταν καλυμμένο από χιόνι.

Επεμβάσεις όπως η αφαίρεση βλάστησης ή η αφαίρεση του στρώματος νεκρών φύλλων (όπως συμβαίνει με την περίπτωση πυρκαγιάς ή, σε μικρότερο βαθμό, μετά την ολοκλήρωση του βιολογικού κύκλου της ποώδους βλάστησης) μπορεί να προκαλέσουν αντίστροφες μεταβολές, αυξάνοντας τις εδαφικές θερμοκρασίες το καλοκαίρι και μειώνοντάς τις τον χειμώνα. Στο Μογγαστό, η βλάστηση στον υπόροφο είναι περιορισμένη και δεν προκαλεί μετρήσιμες διαφοροποιήσεις στις θερμοκρασίες εδάφους.

Η αύξηση της σκουρότητας της εδαφικής επιφάνειας, μετά από δασική πυρκαγιά, μειώνει την ανακλαστικότητα, εντείνει την απορρόφηση ακτινοβολίας και μπορεί να προκαλέσει αύξηση της θερμοκρασίας ακόμα και μεγαλύτερη από 10 °C στην επιφάνεια του εδάφους (Ballard et al. 1977) ή κατά 5 °C σε βάθος 10 cm, κατά τη διάρκεια μιας ηλιόλουστης μέρας (Hungerford and Babbitt 1987). Παρόλα αυτά, αν το μεγαλύτερο μέρος της στρώσης των νεκρών φύλλων δεν καταστραφεί, μπορεί να συνεχίσει να λειτουργεί κανονικά, προκαλώντας μόνο μικρές αλλαγές. Στα οφέλη, βέβαια, της καύσης είναι η βελτίωση των θρεπτικών συνθηκών των δένδρων και, έμμεσα, η εξοικονόμηση νερού από μείωση του ανταγωνισμού εξαιτίας της απομάκρυνσης της χαμηλής βλάστησης (Macadam 1989).

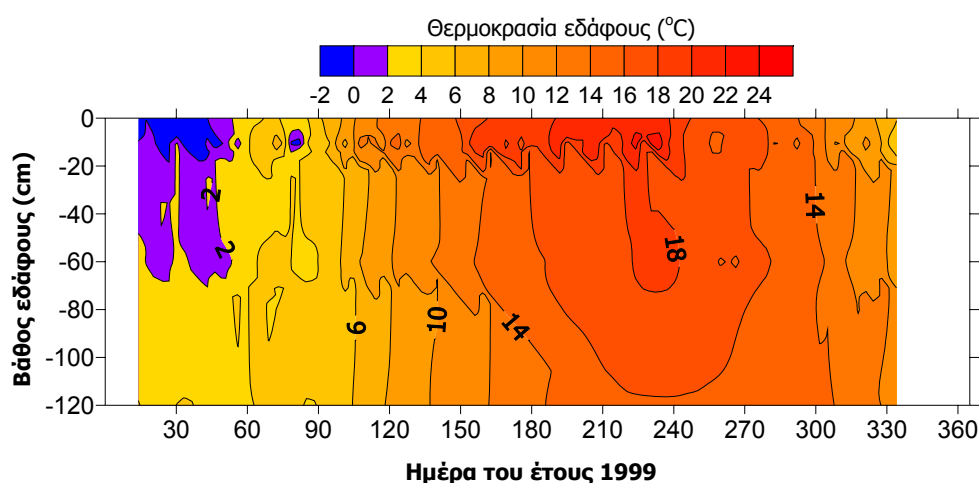
Μετά την πυρκαγιά του 2000, η απορροφητικότητα ακτινοβολίας από το έδαφος αυξήθηκε σημαντικά και διήρκησε όλη την περίοδο που το δασικό έδαφος παρέμενε ακάλυπτο. Οι θερμοκρασίες εδάφους μετά την πυρκαγιά βρέθηκαν έως και 22% μεγαλύτερες από εκείνες του αέρα πάνω από τη φυτοκόμη (Σχ. 4.2.20), ενώ οι θερμοκρασιακές μεταβολές ήταν εντονότερες από ότι όταν το δάσος καλυπτόταν. Εντούτοις, η πρώτη φυλλόπτωση ήταν αρκετή για να ξαναδημιουργήσει το προστατευτικό στρώμα φύλλων και να επαναφέρει το σύστημα στην προ πυρκαγιάς θερμοκρασιακή συμπεριφορά του.



Σχήμα 4.2.20: Μέσες ημερήσιες α) θερμοκρασίας αέρα πάνω από τη φυτοκόμη (ύψος 25,10 m), β) θερμοκρασίας σε βάθος 10 cm από την εδαφική επιφάνεια και γ) του αντίστοιχου λόγου θερμοκρασίας εδάφους : θερμοκρασίας αέρα, για την περίοδο Ιουνίου-Οκτωβρίου του έτους 2000, πριν και μετά την εκδήλωση έρπουσας πυρκαγιάς τον Ιούλιο. Για τη σύγκριση των τιμών παραθέτονται οι μέσες ημερήσιες θερμοκρασίες της ίδιας περιόδου για το 1999.

#### 4.2.2.2. Θερμοκρασιακή κατατομή στο έδαφος

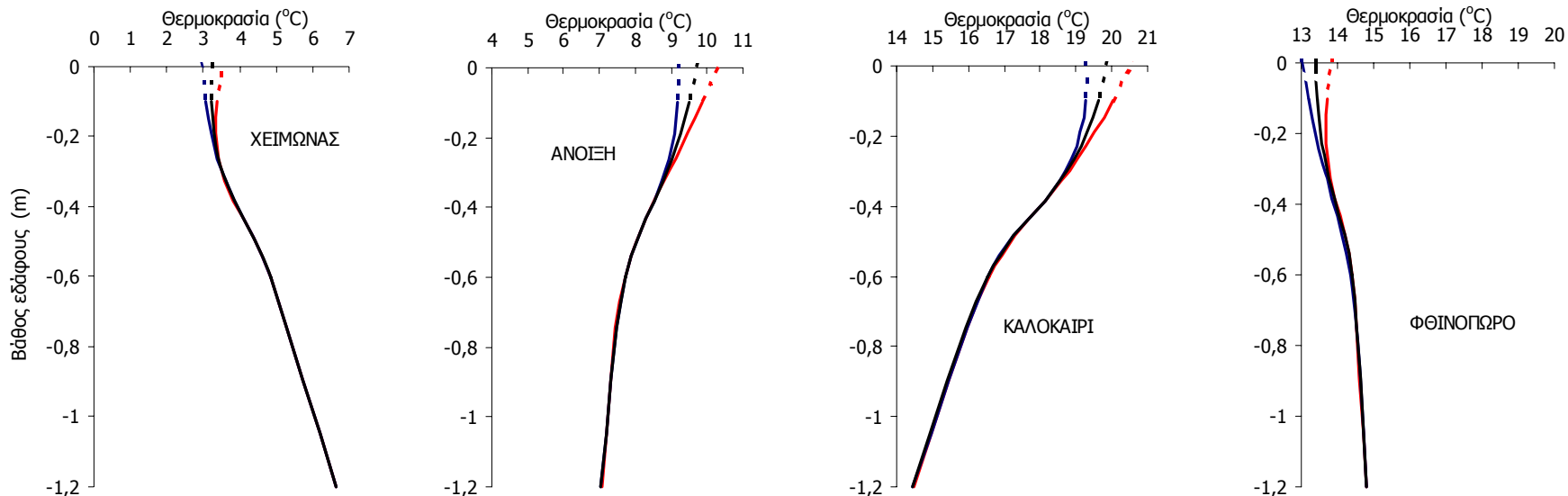
Η διαμόρφωση του θερμοκρασιακού προφίλ στο δασικό έδαφος επηρεάζεται από την εποχή του έτους και την ώρα της ημέρας, με κύριο όμως χαρακτηριστικό τους αργούς ρυθμούς μεταβολής, ακόμα και κοντά στην επιφάνεια. Μια τρισδιάστατη κατανομή της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας του εδάφους μέχρι βάθους 120 cm για το έτος 1999 παρουσιάζεται στο Σχ. 4.2.21, όπου διακρίνεται η απόσβεση των ακραίων επιφανειακών θερμοκρασιών, κυρίως το χειμώνα και το καλοκαίρι, καθώς το βάθος αυξάνει.



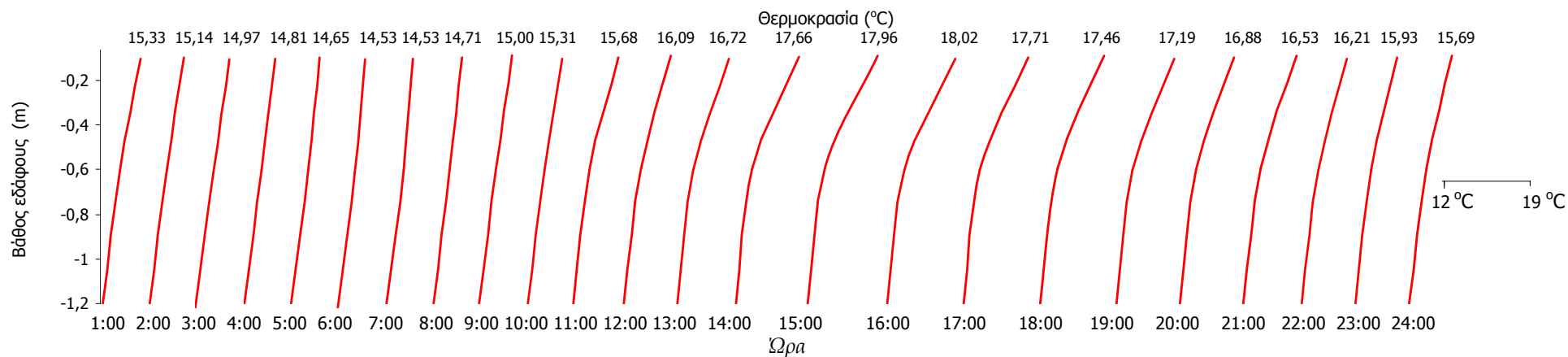
Σχήμα 4.2.21: Ετήσια τρισδιάστατη απεικόνιση των θερμοκρασιακών μεταβολών σε διάφορα βάθη στο δασικό έδαφος για το έτος 1999.

Το θερμοκρασιακό προφίλ (Σχ. 4.2.22) διαφοροποιείται κυρίως εποχιακά, με υψηλότερες τιμές στα μεγαλύτερα παρά στα επιφανειακά βάθη το φθινόπωρο και το χειμώνα και χαμηλότερες την άνοιξη και το καλοκαίρι. Σε 24ωρη βάση, το έδαφος κοντά στην επιφάνεια (βάθος 10 cm) σε σύγκριση με το βαθύτερο στρώμα (βάθος 120 cm) είναι κατά 2,14 °C ψυχρότερο το χειμώνα και κατά 4,45 °C θερμότερο το καλοκαίρι. Οι αντίστοιχες θερμοκρασιακές διαφορές των δύο στρωμάτων την άνοιξη και το καλοκαίρι είναι σαφώς μικρότερες, ενώ οι αντίστοιχες κατανομές της θερμοκρασίας με το βάθος, μοιάζουν με εκείνες του καλοκαιριού και του χειμώνα, όμως με ηπιότερες μεταβολές.

Κατά τον 24ωρο κύκλο τους, οι θερμοκρασίες στο έδαφος προκαλούν μικρές και αργές διαφοροποιήσεις στο προφίλ από τη νύχτα προς το φως της ημέρας, ακόμα και κατά τη διάρκεια μιας καλοκαιρινής μέρας (Σχ. 4.2.23), που το έδαφος είναι ξηρότερο, ιδιαίτερα στο πιο κοντινό προς την επιφάνεια στρώμα.



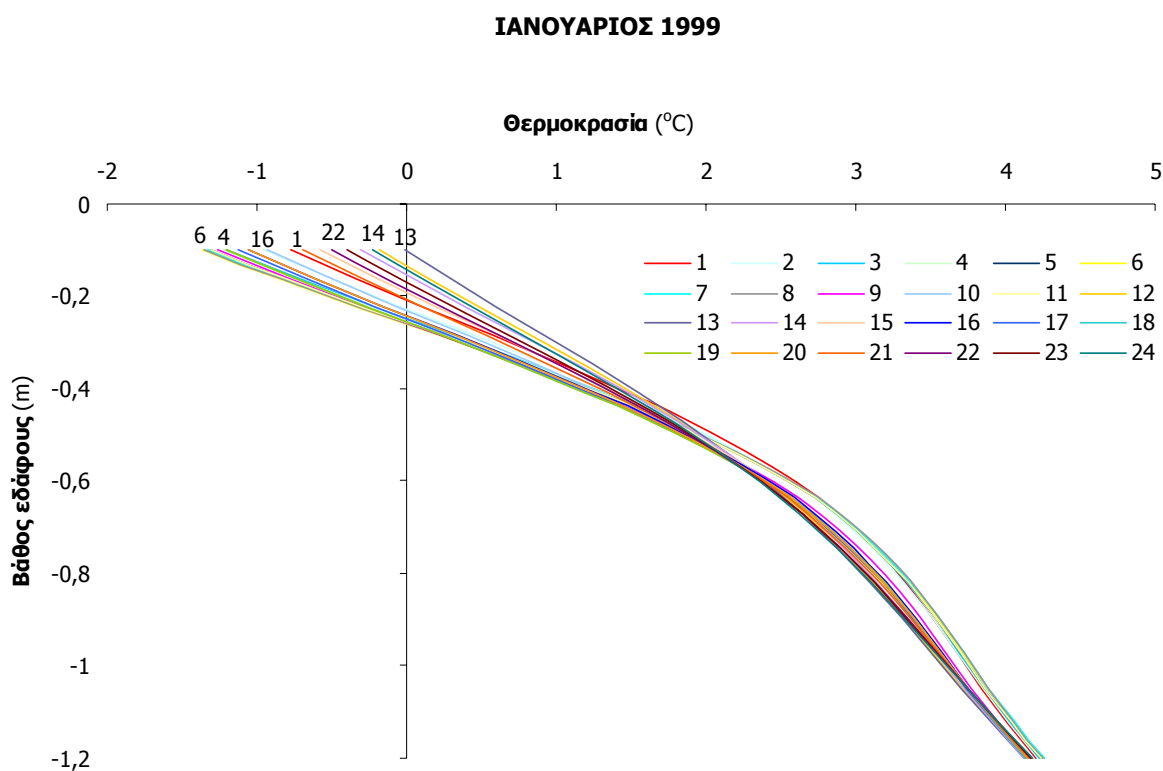
Σχήμα 4.2.22: Εποχιακές μεταβολές του προφίλ θερμοκρασίας εδάφους κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου (μαύρη γραμμή), κατά την ημέρα (7:00-18:00, κόκκινη γραμμή) και κατά τη νύχτα (18:00-7:00, μπλε γραμμή), για τις τέσσερες εποχές του έτους (δεδομένα περιόδου 1999-2002). Για τον προσδιορισμό των μεταβολών από τα 10 cm βάθους εδάφους έως την επιφάνεια, εφαρμόστηκε γραμμική παρεμβολή μεταξύ των θερμοκρασιών σε βάθος 10 cm και σε ύψος 1,03 m πάνω από την εδαφική επιφάνεια και δίνονται με διακεκομμένες γραμμές.



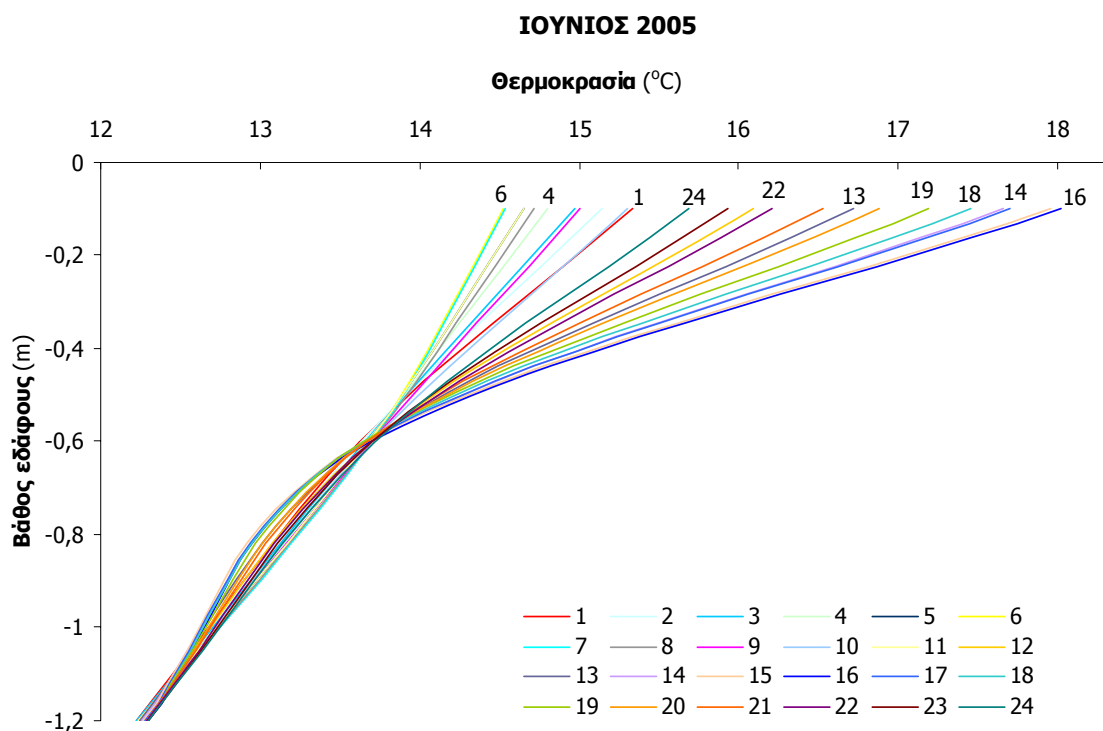
Σχήμα 4.2.23: Ωριαία μεταβολή του θερμοκρασιακού προφίλ στο δασικό έδαφος κατά τη διάρκεια μιας μέσης μέρας του Ιουνίου του 2005. Στην κορυφή κάθε κατανομής δίνεται η μέση ωριαία θερμοκρασία όλων των ημερών του μήνα σε βάθος μέτρησης 10 cm από την εδαφική επιφάνεια.



Γενικά, οι μεταβολές της εδαφικής θερμοκρασιακής κατατομής την ημέρα είναι εντονότερες τις καλοκαιρινές παρά τις χειμερινές μέρες, κυρίως σε βάρη κοντά στην επιφάνεια. Το προφίλ είναι σχεδόν γραμμικό τα πρωινά και απογεύματα του καλοκαιριού και τα μεσημέρια του χειμώνα, ενώ παίρνει ελαφρά σιγμοειδή ή ανάστροφη σιγμοειδή μορφή τα μεσημέρια του καλοκαιριού και τα πρωινά ή απογεύματα του χειμώνα, αντίστοιχα (Σχ. 4.2.24 και 4.2.25). Ανάλογα με την εποχή, η θερμοκρασία σε βάρη μεγαλύτερα από 60 cm (μέχρι τα 120 cm) έχει σχεδόν σταθερούς ρυθμούς μεταβολής ανεξάρτητα από την ώρα της ημέρας και μειώνεται με το βάθος το καλοκαίρι ενώ αυξάνεται το χειμώνα. Βέβαια, οι τάσεις αυτές διατηρούνται και στα πιο επιφανειακά στρώματα (πάνω από 60 cm) όλες τις ώρες της ημέρας, με μικρές διαφοροποιήσεις των κλίσεων από ώρα σε ώρα, οι οποίες γίνονται ελάχιστες το χειμώνα.



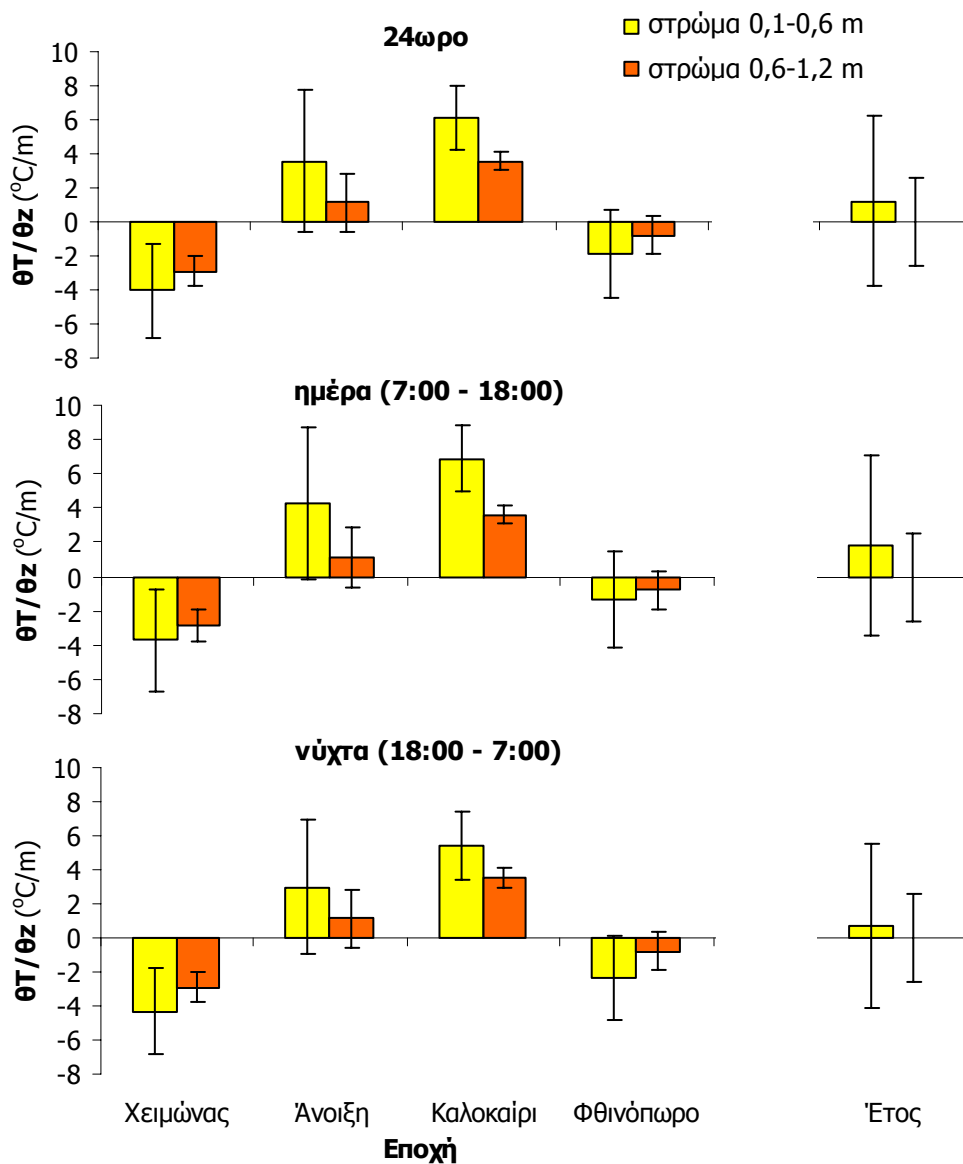
Σχήμα 4.2.24: Εξέλιξη του θερμοκρασιακού προφίλ στο έδαφος για κάθε ώρα μιας μέσης ημέρας του Ιανουαρίου 1999. Στην κορυφή κάθε καμπύλης αλλά και στο υπόμνημα δίνονται οι ώρες της ημέρας (1-24).



Σχήμα 4.2.25: Εξέλιξη του θερμοκρασιακού προφίλ στο έδαφος για κάθε ώρα μιας μέσης ημέρας του Ιουνίου 2005. Στην κορυφή κάθε καμπύλης αλλά και στο υπόμνημα δίνονται οι ώρες της ημέρας (1-24).

### 4.2.2.3. Θερμοβαθμίδες εδάφους

Οι ρυθμοί μεταβολής της θερμοκρασίας με το βάθος καθορίζουν την κατεύθυνση της ροής θερμότητας και περιγράφονται από τις κατακόρυφες θερμοβαθμίδες  $\theta T_{\text{εδαφους}}/\theta z$ . Οι τιμές τους διαφοροποιούνται με το βάθος κυρίως εποχιακά (Σχ. 4.2.26). Την άνοιξη και το καλοκαίρι, που η κύρια πηγή θερμότητας είναι η ατμόσφαιρα και η φυτοκόμη, τα ανώτερα εδαφικά στρώματα θερμαίνονται τα κατώτερα και οι θερμοβαθμίδες είναι θετικές, ενώ το χειμώνα και το φθινόπωρο οι θερμοβαθμίδες θα είναι αρνητικές και το θερμότερο βαθύ έδαφος προσδίδει ενέργεια στα ανώτερα στρώματα. Εξαιτίας της μικρής θερμικής αγωγιμότητας του εδάφους, που καθορίζει τους ρυθμούς θέρμανσης ή ψύξης του, οι μέσες μεταβολές των θερμοβαθμίδων ελάχιστα διαφοροποιούνται κατά τη διάρκεια της ημέρας ή της νύχτας από εκείνες του 24ώρου, τουλάχιστον σε βάθη μεγαλύτερα των 10 cm.



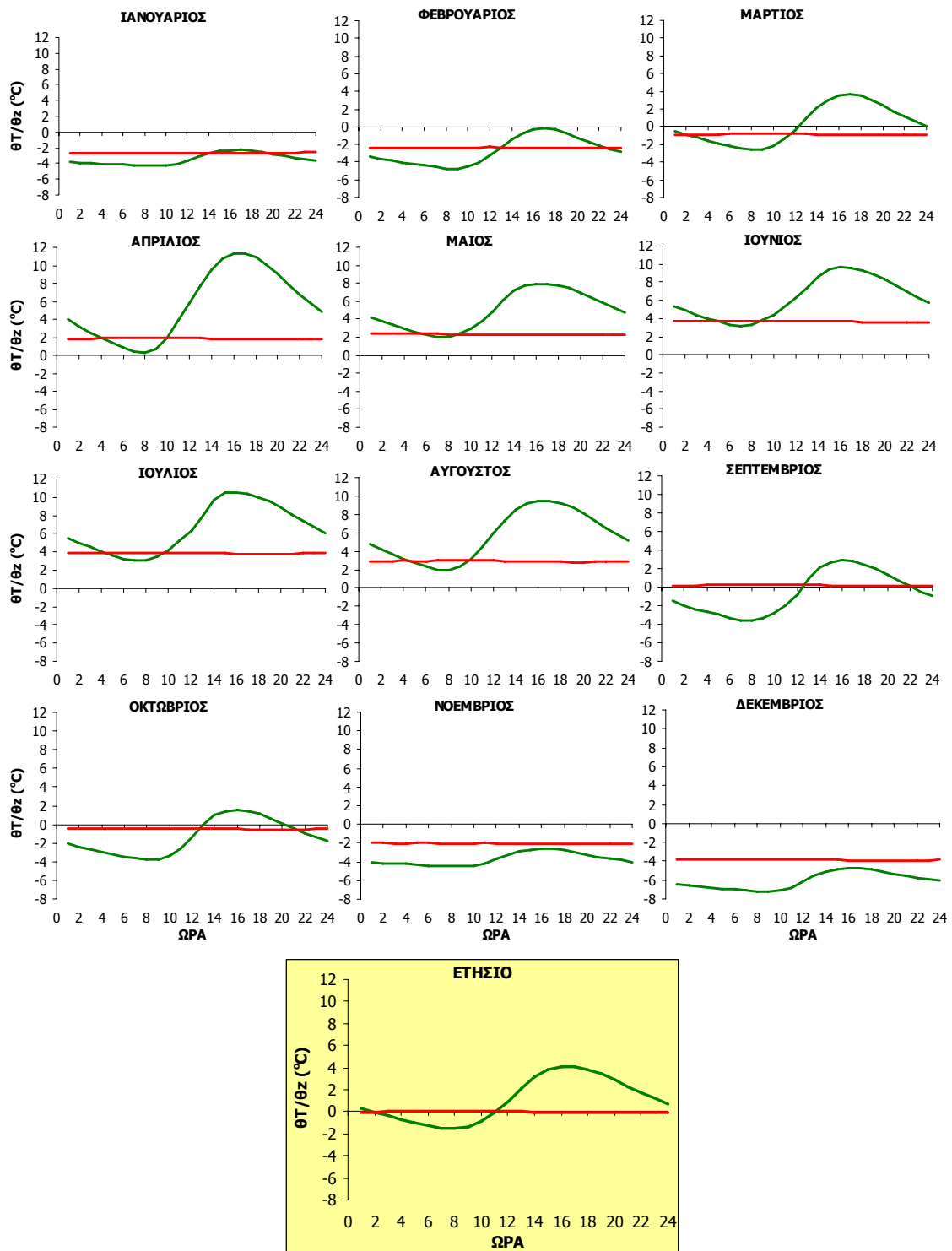
Σχήμα 4.2.26: Εποχιακές και ετήσιες τιμές των θερμοβαθμίδων εδάφους κατά τη διάρκεια του εικοσιτετράωρου, της ημέρας (7:00-18:00) και της νύχτας (18:00-7:00), καθώς και οι αποκλίσεις των ωρικών τιμών τους, για την περίοδο 1999-2002.

Σημαντικό ρόλο, βέβαια, στη διαμόρφωση του θερμοκρασιακού προφίλ παίζει και η περιεχόμενη υγρασία στο έδαφος, καθώς αυξάνει τη χρονική υστέρηση με το βάθος. Έτσι, το χειμώνα η αυξημένη υγρασία αυξάνει τη θερμική αγωγιμότητα (και διαχυτότητα) του εδάφους με αποτέλεσμα οι απόλυτες τιμές των θερμοβαθμίδων να είναι μικρότερες από εκείνες του καλοκαιριού (οπότε επικρατούν ξηρότερες συνθήκες).

Σε μεγαλύτερα βάθη, μάλλον λόγω μεγαλύτερης υγρασίας, οι θερμοβαθμίδες είναι μικρότερες. Εδώ θα πρέπει να τονιστεί ότι η κοκκομετρική σύσταση του εδάφους επηρεάζει έμμεσα το θερμοκρασιακό προφίλ. Έτσι, σε βάθος μεγαλύτερο από 40 cm το δασικό έδαφος έχει υψηλές περιεκτικότητες σε άργιλο (πάνω από 40%), που στη ζώνη 40-80 cm φτάνει κατά μέσο όρο το 48%. Η υψηλή αυτή περιεκτικότητα σε άργιλο, που συμβάλει στη συγκράτηση υγρασίας,, επιτρέπει στη ζώνη αυτή να λειτουργεί σχεδόν θερμομονωτικά, εμποδίζοντας την άμεση θερμοκρασιακή απόκριση σε σύγκριση με το επιφανειακό στρώμα. Οι μεταβολές θερμοκρασίας στο βαθύτερο στρώμα (60-120 cm) γίνονται αντιληπτές μόνο εποχιακά. Κατά απόλυτη τιμή, μεγιστοποιούνται το καλοκαίρι, οπότε οι βαθμίδες γίνονται θετικές και φτάνουν, σε 24ωρη βάση, τους  $+3,55 \pm 0,54$  °C ανά m εδάφους, ενώ η αντίστοιχη ετήσια τιμή είναι σχεδόν μηδενική ( $-0,008 \pm 2,56$  °C/m).

Στο λιγότερο βαθύ στρώμα (10-60 cm), που εκτείνεται ο κύριος όγκος του ριζικού συστήματος, οι θερμοβαθμίδες μεγιστοποιούν τις απόλυτες τιμές τους. Η μέση ετήσια τιμή  $\theta T/\theta z$  είναι  $+1,19 \pm 2,56$  °C/m και κυμαίνεται από  $-4,04 \pm 2,73$  °C/m το χειμώνα, έως  $+6,13 \pm 1,91$  °C/m το καλοκαίρι. Η θερμική αυτή συμπεριφορά του στρώματος μπορεί να θεωρηθεί σωτήρια για το δασικό οικοσύστημα, καθώς το καλοκαίρι οι υψηλές θερμοκρασίες της επιφάνειας μειώνονται κατά μέσο όρο κατά 6,13 °C για κάθε m βάθους εδάφους, αυξάνοντας την ανοχή του συστήματος σε περιόδους καύσωνα. Αντίθετα το χειμώνα η θερμοκρασία αυξάνει κατά μέσο όρο κατά 4,04 °C για κάθε m βάθους εδάφους, αυξάνοντας την ικανότητα επιβίωσης της ρίζας σε παγετούς.

Όσον αφορά την ημερήσια κύμανση των θερμοβαθμίδων, αυτή εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το βάθος. Στο εδαφικό στρώμα 60-120 cm οι μεταβολές των  $\theta T/\theta z$  είναι ανεπαίσθητες κατά τη διάρκεια του 24ώρου, ανεξάρτητα από το μήνα του έτους (Σχ. 4.2.27). Οι τιμές τους είναι αρνητικές όλες τις ώρες από τον Οκτώβριο έως το Μάρτιο και γίνονται θετικές τους υπόλοιπους μήνες. Εντονότερη είναι η ημερήσια κύμανση στο εδαφικό στρώμα κοντά στην επιφάνεια (10-60 cm), όπου οι θερμοβαθμίδες παραμένουν αρνητικές όλες τις ώρες του εικοσιτετραώρου από το Νοέμβριο ως το Φεβρουάριο και γίνονται θετικές από τον Απρίλιο έως τον Αύγουστο.



Σχήμα 4.2.27: Ωριαίες τιμές των θερμοβαθμίδων σε δύο εδαφικά στρώματα (βάθη 0,1- 0,6 m- πράσινη γραμμή και 0,6-1,2 m-κόκκινη γραμμή), για τη μέση ημέρα κάθε μήνα αλλά και του έτους (δεδομένα περιόδου 1999-2002).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εμφανίζουν οι κατακόρυφες θερμοβαθμίδες το Μάρτιο και το Σεπτέμβριο με αρνητικές τιμές τη νύχτα, που γίνονται σχεδόν μηδενικές το

μεσημέρι και στη συνέχεια θετικές μέχρι αργά το βράδυ. Τους μήνες αυτούς ο αέρας τη νύχτα είναι ψυχρότερος από το έδαφος με αποτέλεσμα η θέρμανση του εδαφικού στρώματος που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια να γίνεται με ροή θερμότητας από το βαθύτερο και θερμότερο στρώμα. Την ημέρα, όμως, η επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας αυξάνει τη θερμοκρασία στην επιφάνεια και η ροή θερμότητας αντιστρέφεται με αποτέλεσμα το επιφανειακό στρώμα να θερμαίνει τα βαθύτερα. Αυτό, βέβαια, δεν συμβαίνει όσο επικρατούν σταθερά χαμηλές θερμοκρασίες, δηλαδή το χειμώνα, αλλά ούτε και κατά τις υψηλές θερμοκρασίες του καλοκαιριού, αλλά στις μεταβατικές περιόδους από το χειμώνα στην άνοιξη και από το καλοκαίρι στο φθινόπωρο. Το καλοκαίρι σημαντική είναι και η προστατευτική δράση της φυτοκόμης αλλά και του στρώματος νεκρών φύλλων, που δεν επιτρέπουν την εύκολη ανταλλαγή ενέργειας μεταξύ εδάφους και ατμόσφαιρας, που θα οδηγούσε σε μεγαλύτερες κυμάνσεις των θερμοβαθμίδων. Το εδαφικό στρώμα κοντά στην επιφάνεια είναι ψυχρότερο από τα βαθύτερα κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και η διαφορά αυτή μεγιστοποιείται μετά το μεσημέρι, υποδεικνύοντας αυξημένη αντίσταση στη μεταφορά θερμότητας από την επιφάνεια. Αντίθετα τη νύχτα, αν και η φορά της ροής θερμότητας διατηρείται όπως και την ημέρα, εξαιτίας κυρίως της φυτοκόμης που απορροφά την εκπεμπόμενη θερμική ενέργεια από το έδαφος και την επανεκπέμπει στο έδαφος, οι θερμοκρασιακές διαφορές ελαττώνονται και το σύστημα δένδρα - έδαφος τείνει να εξισώσει τις θερμοκρασίες του τις πρώτες πρωινές ώρες (πριν την ανατολή του ήλιου).

Το χειμώνα η ροή θερμότητας γίνεται από τα βαθύτερα εδαφικά στρώματα στα πιο επιφανειακά, όλες τις ώρες της μέρας, αν και οι κατακόρυφες θερμοκρασιακές διαφορές είναι μεγαλύτερες τη νύχτα από ότι την ημέρα. Έτσι, η επιφάνεια του εδάφους τη νύχτα δέχεται τη θερμική επίδραση μόνο από το έδαφος, ενώ την ημέρα για τη θέρμανσή του συνεισφέρει και η ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασιακής διαφοράς σε διάφορα βάθη και συνεπώς τη μείωση των τιμών της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας.

Όπως προκύπτει επίσης από το Σχ. 4.2.27, σε ωριαία βάση η μέγιστη θετική θερμοβαθμίδα παρατηρείται κατά τις 18:00 τον Απρίλιο, ενώ η μέγιστη αρνητική κατά τις 09:00 το Δεκέμβριο. Σε ημερήσια βάση, όμως, και για όλη την εδαφική κατατομή, η μεγιστοποίηση της θετικής ροής (και του θετικού εμβαδού της καμπύλης της αντίστοιχης εδαφικής στρώσης) φαίνεται να πραγματοποιείται περί τον Ιούλιο (χωρίς σημαντικές διαφορές με τον Ιούνιο ή το Αύγουστο) και της αρνητικής ροής

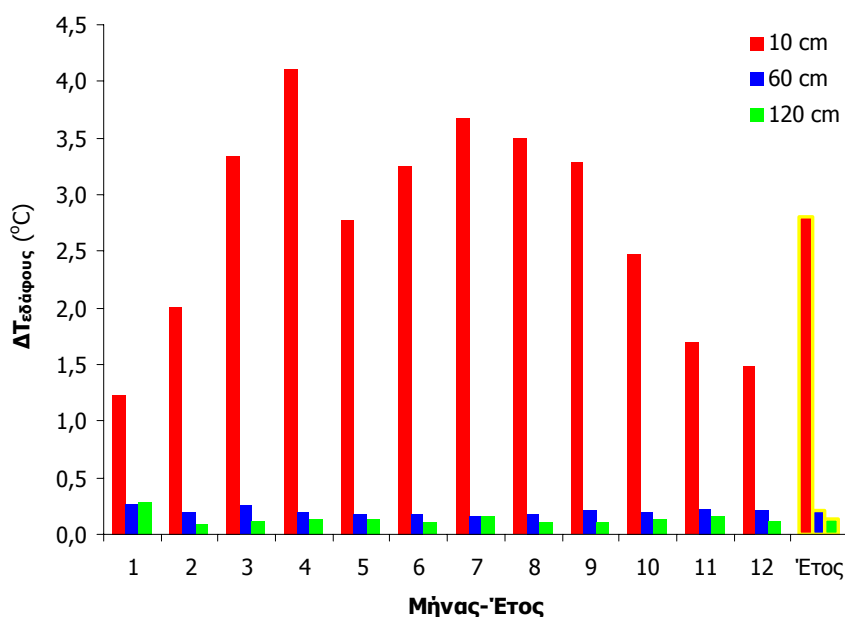
(και του αρνητικού εμβαδού της καμπύλης της αντίστοιχης εδαφικής στρώσης) το Δεκέμβριο. Τέλος, σε ετήσια βάση, ενώ η θερμοβαθμίδα στη χαμηλότερη εδαφική στρώση (0,6-1,2 m) είναι σταθερά μηδενική (ένδειξη ότι διατηρεί τη θερμική της ισορροπία), η βαθμίδα στην ανώτερη στρώση (0,1-0,6 m) υποδεικνύει μεγαλύτερη θετική παρά αρνητική ροή (σύγκριση θετικού και αρνητικού εμβαδού της αντίστοιχης καμπύλης) κατά τη διάρκεια του 24ωρου. Αυτή η θερμοβαθμιδική συμπεριφορά δείχνει τελικά θέρμανση του ανώτερου εδάφους κατά την περίοδο 1999-2002.

#### 4.2.2.4. Ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος εδάφους

Η διαφορά μέγιστης και ελάχιστης ημερήσιας εδαφικής θερμοκρασίας συνιστά το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος  $\Delta T_{\text{εδάφους}}$ . Οι τιμές του είναι σημαντικά μειωμένες σε σύγκριση με του αέρα και μειώνονται με το βάθος. Σε μηνιαία βάση, οι μέσες τιμές δεν υπερβαίνουν τους 4,11 °C ακόμα και σε βάθος 10 cm (Σχ. 4.2.28). Βέβαια, το  $\Delta T$  είναι μεγαλύτερο κοντά στην επιφάνεια σε σύγκριση με μεγαλύτερα βάθη. Έτσι, σε βάθος 60 cm οι μηνιαίες τιμές του κυμαίνονται από 0,17 °C τον Ιούλιο έως 0,27 °C τον Ιανουάριο, ενώ η ετήσια τιμή φτάνει τους 0,20 °C. Ακόμα πιο μειωμένο είναι το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος σε βάθος 120 cm, κυμαινόμενο από 0,09 °C το Φεβρουάριο έως 0,28 °C τον Ιανουάριο, ενώ η ετήσια τιμή είναι 0,14 °C. Η υψηλή τιμή του Ιανουαρίου οφείλεται σε σχετικά μεγάλες διαφοροποιήσεις της ημερήσιας θερμοκρασίας του εδάφους αμέσως μετά από παγετό και καθώς το έδαφος αρχίζει να θερμαίνεται.

Οι μεγαλύτερες διαφοροποιήσεις θερμοκρασίας ημέρας και νύχτας αφορούν το μικρότερο βάθος μέτρησης (10 cm). Εδώ, η ετήσια μέση τιμή  $\Delta T$  είναι 2,81 °C με τις υψηλότερες τιμές να καταγράφονται τον Απρίλιο (4,11 °C) και τις χαμηλότερες τον Ιανουάριο (1,24 °C). Οι μεταβολές του  $\Delta T$  σε αυτό το στρώμα είναι ανάλογες με εκείνες του αέρα πάνω από τη φυτοκόμη, αλλά μόνο για την περίοδο που το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα. Η ολοκλήρωση της ανάπτυξης των φύλλων, το Μάρτιο, φαίνεται να οδηγεί σε μείωση του αυξανόμενου μέχρι και τον προηγούμενο μήνα, ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους. Βέβαια, η κύμανση των τιμών, όσο το δάσος διαθέτει φύλλωμα ακόμα και μη ενεργό, εξελίσσεται κανονικά με υψηλότερες τιμές τους καλοκαιρινούς μήνες και χαμηλότερες τους χειμερινούς, αλλά το μέγεθός τους

για όλη αυτή την περίοδο είναι σημαντικά μειωμένο εξαιτίας της προστατευτικής δράσης του φυλλώματος στις ακραίες ημερήσιες θερμοκρασιακές μεταβολές.



Σχήμα 4.2.28: Μηνιαίες και ετήσιες τιμές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους  $\Delta T$  στο έδαφος σε διάφορα βάθη (10, 60 και 120 cm). Δεδομένα περιόδου (1999 – 2006).

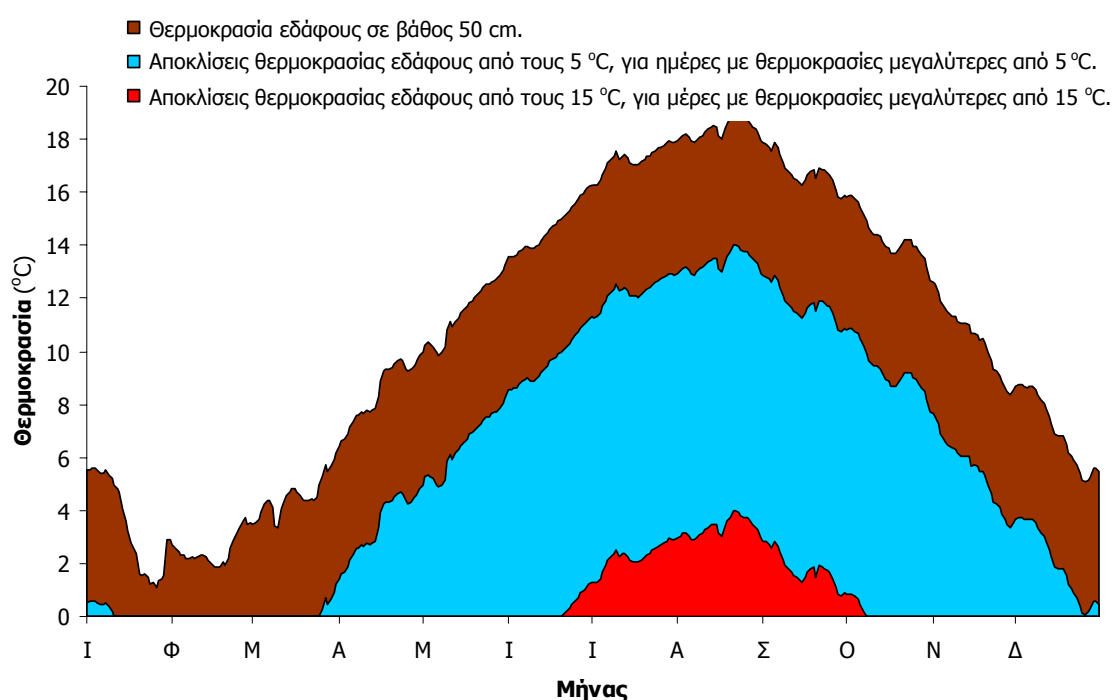
#### 4.2.2.5. Θερμικός χρόνος (βαθμοημέρες)

Ως κριτική τιμή θερμοκρασίας εδάφους για βλαστική ανάπτυξη μπορεί να θεωρηθεί αυτή των 5 °C (μέση ημερήσια τιμή) για βάθος 50 cm (FAO/UNESCO, Baier and Mack 1973, Vold and Marsh 1981). Σε χαμηλότερες θερμοκρασίες, η βλαστική ανάπτυξη αναστέλλεται για τα περισσότερα είδη, ενώ σε υψηλότερες κάθε θερμικός βαθμός (°C) λειτουργεί αθροιστικά και εντείνει τις φυσιολογικές διεργασίες των φυτικών ιστών και συνεπώς την βλαστική τους ανάπτυξη. Βέβαια, πολύ υψηλές θερμοκρασίες στο βάθος αυτό (πάνω από 15 °C) προκαλούν θερμική καταπόνηση, ενώ η αθροιστική τους δράση για μεγάλες χρονικές περιόδους μπορεί να προκαλέσει μείωση των φυσιολογικών ρυθμών ανάπτυξης.

Στο δρυοδάσος του Μογγοστού η μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους, ανοιγμένη σε βάθος 50 cm, είναι 10,8 °C (μέση τιμή ημερήσιων δεδομένων όλης της περιόδου 1999-2006), ενώ η αντίστοιχη τιμή για το καλοκαίρι είναι 16,8 °C. Το εύρος της ετήσιας χρονικής περιόδου με θερμοκρασίες που ευνοούν τη βλαστική ανάπτυξη (μεγαλύτερες από 5 °C) ανέρχεται σε 291 μέρες, από τις οποίες οι 182 έχουν ήπιες θερμοκρασίες (μεγαλύτερες από 5 °C και μικρότερες από 15 °C) και οι 109 υψηλές (μεγαλύτερες από 15 °C), σύμφωνα με την ταξινόμηση των Baier and Mack (1973). Η



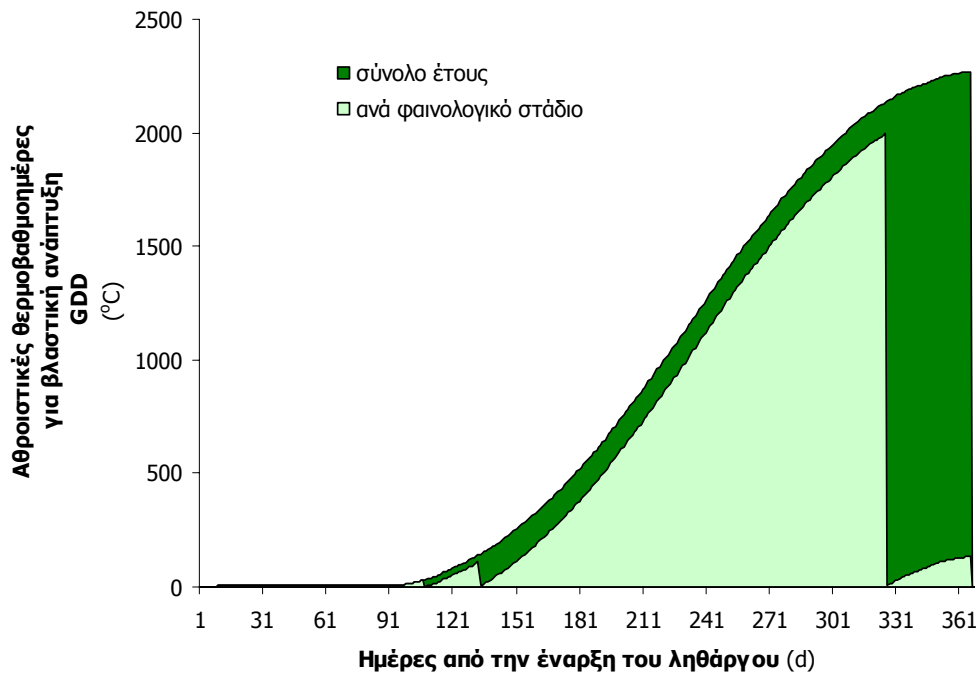
περίοδος με θερμοκρασίες εδάφους μικρότερες από 5 °C έχει μήκος 75 μέρες, που στο σύνολο τους είναι ψυχρές (μεταξύ 0 και 5 °C), χωρίς περιόδους παγετού (μικρότερες από 0 °C). Ο θερμικό χρόνος (βαθμομέρες, d °C) για βλαστική ανάπτυξη (GDD), δηλαδή οι θετικές αποκλίσεις της θερμοκρασίας εδάφους από τους 5 °C, αλλά και οι βαθμομέρες θερμικής καταπόνησης (GTD), δηλαδή οι θετικές αποκλίσεις από τους 15 °C, έχουν μηδενικές τιμές το χειμώνα και μέγιστες το καλοκαίρι, με εξαίρεση τις τιμές GDD για λίγες μέρες από την έναρξη του ληθάργου, που είναι όμως μικρές (Σχ. 4.2.29). Οι GTD έχουν μηδενικές τιμές μέχρι τα τέλη Ιουνίου και μηδενίζονται πάλι στις αρχές του Οκτωβρίου.



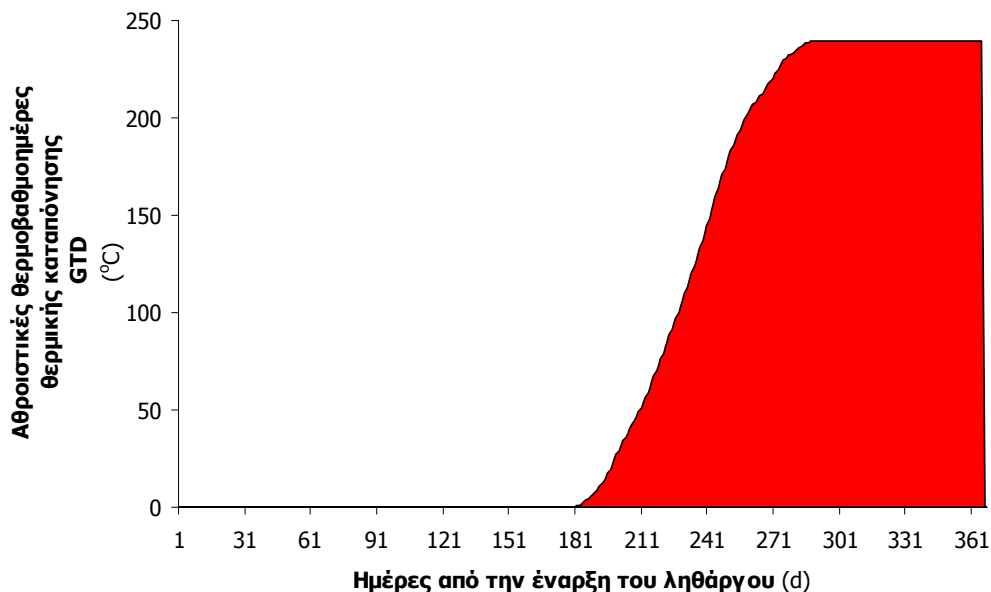
Σχήμα 4.2.29: Υπολογισμένες ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας εδάφους σε βάθος 50 cm και οι θετικές αποκλίσεις τους από τους 5 και 15 °C. Οι τιμές υπολογίστηκαν με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των θερμοκρασιών σε βάθη 10 και 60 cm για κάθε ημέρα. Τα πρωτογενή δεδομένα αφορούν την περίοδο 1999-2006.

Οι ημερήσιοι GDD και GTD του Σχ. 4.2.29 λειτουργούν αθροιστικά από μέρα σε μέρα. Ξεκινώντας από την έναρξη του ληθάργου (359 JD), οι αθροιστικές τιμές τους παρουσιάζονται στα Σχ. 4.2.30 και 4.2.31. Για την ολοκλήρωση του ετήσιου βιολογικού κύκλου απαιτούνται 2.267 GDD (Σχ. 4.2.2.30), ενώ η αθροιστική τους καμπύλη ανά ημέρα από το λήθαργο, δείχνει αυξημένες κλίσεις, δηλαδή βελτιστοποίηση των εδαφικών θερμοκρασιακών συνθηκών για βλαστική ανάπτυξη, στο στάδιο του πλήρως αναπτυγμένου φυλλώματος και για όσο αυτό είναι φωτοσυνθετικά ενεργό.

Με βάση τα φαινολογικά στάδια, όπως προσδιορίστηκαν προηγουμένως, προκύπτει ότι το στάδιο του ληθάργου ολοκληρώνεται με σύνολο 30 GDD, ενώ από την έναρξή έως τον πλήρη σχηματισμό του φυλλώματος απαιτούνται 110 GDD. Στο στάδιο που το δάσος έχει πλήρες και ενεργό φύλλωμα οι βιολογικοί ρυθμοί εντατικοποιούνται και το στάδιο ολοκληρώνεται με 1.994 GDD, ενώ, τέλος, κατά τη γήρανση συγκεντρώνονται 133 GDD.



Σχήμα 4.2.30: Αθροιστική μεταβολή των βαθμοημερών για βλαστική ανάπτυξη (ημερήσιες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 5 °C σε βάθος εδάφους 50 cm) για το σύνολο του έτους, ξεκινώντας από την έναρξη του ληθάργου έως την γήρανση και για κάθε φαινολογικό στάδιο (δεδομένα περιόδου 1999-2006).



Σχήμα 4.2.31: Αθροιστική μεταβολή των βαθμοημερών θερμικής καταπόνησης (ημερήσιες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 15 °C σε βάθος εδάφους 50 cm) για το σύνολο του έτους, ξεκινώντας από την έναρξη του ληθάργου έως την γήρανση (δεδομένα περιόδου 1999-2006).

Η θερμή περίοδος, με ημερήσιες θερμοκρασίες εδάφους μεγαλύτερες από 15 °C, διαρκεί 109 ημέρες με σύνολο GTD 239 για τον ετήσιο βιολογικό κύκλο (Σχ. 4.2.31). Η θερμική καταπόνηση συμβαίνει κατά την περίοδο από 21/6 έως 6/10 καθώς οι GTD όλες τις υπόλοιπες μέρες είναι μηδενικοί (Σχ. 4.2.29) με ανάλογες μεταβολές στην κλίση της αθροιστικής καμπύλης.

Τέλος, τα θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά του εδάφους του Μογγοστού που απαιτούνται για την ταξινόμηση του σύμφωνα με το σύστημα των FAO/UNESCO καθώς και τα αντίστοιχα εύρη τιμών για τα μέσα (mesic) εδάφη στα οποία κατατάσσεται παρουσιάζονται στον Πίν. 4.2.2.

*Πίνακας 4.2.2: Εύρη τιμών παραμέτρων για μέσα (mesic) θερμοκρασιακά περιβάλλοντα εδαφών (εδάφη με ήπιες θερμοκρασίες που παγώνουν σπάνια) κατά FAO/UNESCO και τα αντίστοιχα μεγέθη για το Μογγοστό (βάθος εδάφους 50 cm).*

Παράμετρος	Εύρος τιμών	
	κατά FAO/UNESCO	Μογγοστός
Μέση ετήσια εδαφική θερμοκρασία	8-15 °C	<b>10,8 °C</b>
Μέση εδαφική θερμοκρασία το καλοκαίρι	15-22 °C	<b>16,8 °C</b>
Μήκος ευνοϊκής περιόδου για βλαστική ανάπτυξη (> 5 °C)	200-365 d	<b>291 d</b>
Αθροιστικές θερμοβαθμομέρες βλαστικής ανάπτυξης (GDD)	1700-2800 d °C	<b>2.267 d °C</b>
Μήκος περιόδου με θερμοκρασίες θερμικής καταπόνησης (> 15 °C)	90-180 d	<b>109 d</b>
Αθροιστικές θερμοβαθμομέρες θερμικής καταπόνησης (GTD)	170-670 d °C	<b>239 d °C</b>



## 4.3. Υγρασία

### Περιεχόμενα

4.3.1. Υγρασία του αέρα	237
4.3.1.1. Ετήσια, εποχιακή και ημερήσια κύμανση	237
4.3.1.2. Κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας του αέρα	242
4.3.1.3. Κατακόρυφες βαθμίδες υγρασίας	259
4.3.1.4. Ημερήσιο εύρος υγρασίας αέρα	274
4.3.1.5. Διαχρονικές μεταβολές	276
4.3.2. Υγρασία εδάφους	281
4.3.2.1. Ετήσιες, εποχιακές και ημερήσιες κυμάνσεις	282
4.3.2.2. Υγρασιακή κατατομή στο έδαφος	287
4.3.2.3. Κατακόρυφες βαθμίδες υγρασίας εδάφους	289

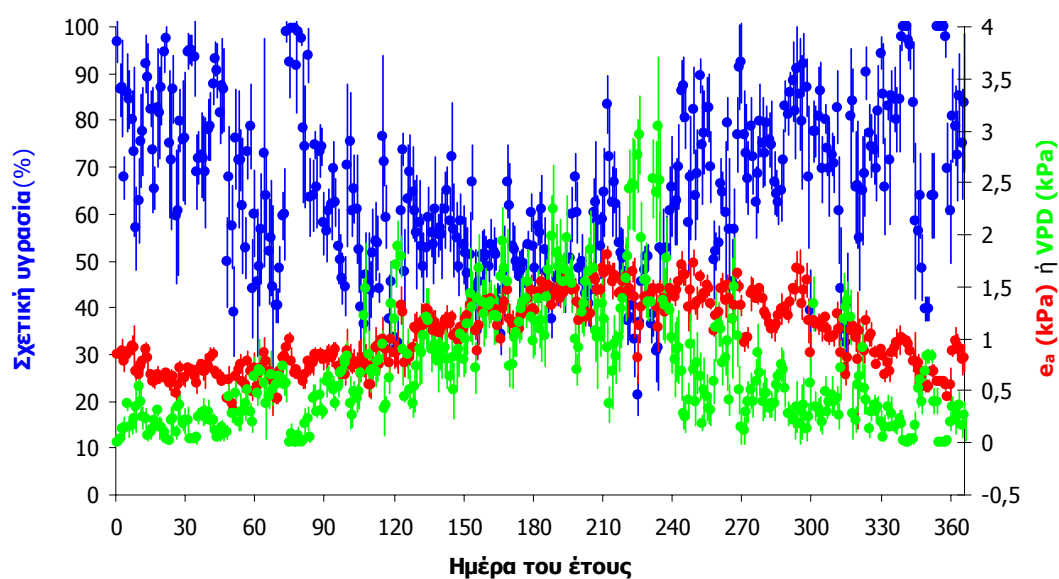
### 4.3.1. Υγρασία του αέρα

#### 4.3.1.1. Ετήσια, εποχιακή και ημερήσια κύμανση

Η σχετική υγρασία, RH, είναι μια παράμετρος που εκφράζει το βαθμό κορεσμού της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς σε συνάρτηση με το επίπεδο θερμοκρασίας του αέρα  $T_a$ . Σε υψηλότερες τιμές  $T_a$ , η ίδια ποσότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα, αντιστοιχεί σε χαμηλότερες τιμές RH. Πάνω από υγρές και υδάτινες επιφάνειες η σχετική υγρασία τείνει να εξισωθεί με τη μονάδα, ενώ στο έδαφος και στα φυτικά κύτταρα η αντίστοιχη τιμή είναι μικρότερη από τη μονάδα, εξαιτίας της διαλυμένων αλάτων αλλά και των δυνάμεων συνοχής που εμποδίζουν το μετασχηματισμό του νερού σε υδρατμούς (Monteith and Unsworth, 1990). Η φυσική αυτή τάση αύξησης της RH οδηγεί σε έναν διαρκή εμπλουτισμό της ατμόσφαιρας με υδρατμούς, που εντατικοποιείται όσο αυξάνει η ένταση των ξηροθερμικών συνθηκών. Από την άλλη πλευρά, ένας συγκεκριμένος όγκος αέρα, με δεδομένη περιεκτικότητα σε υδρατμούς, όταν βρεθεί σε θερμότερες συνθήκες εκτονώνεται, αυξάνοντας την κινητική ενέργεια των μορίων του νερού και την πίεση των υδρατμών  $e_a$ , μέχρι το κορεσμό, οπότε η πίεση γίνεται ίση με  $e_s$ . Όσο πιο μεγάλη είναι η διαφορά των δύο αυτών πιέσεων, που

είναι γνωστή ως κοροπλήρωμα ή έλλειμμα κορεσμού (VPD), τόσο μικρότερη είναι η σχετική υγρασία και τόσο εντείνεται η εξάτμιση του νερού για την κάλυψη της διαφοράς μέχρι τον κορεσμό.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι, διαφοροποιήσεις στη σχετική υγρασία RH, στην τάση υδρατμών  $e_a$  και στο κοροπλήρωμα VPD, μπορεί να υπάρχουν ακόμα και όταν δεν αλλάξει η περιεχόμενη ποσότητα υδρατμών στον αέρα, μόνο με τη μεταβολή της θερμοκρασίας σε συνθήκες σταθερής πίεσης. Έτσι, ακόμα και αν ο αέρας περιείχε σταθερή ποσότητα υδρατμών όλες τις εποχές του έτους, το καλοκαίρι οι τιμές της RH θα ήταν χαμηλότερες σε σχέση με το χειμώνα, ενώ των  $e_a$  και VPD θα ήταν πιο αυξημένες. Σε πεδινές περιοχές, μάλιστα, με αυξημένη συχνότητα βροχοπτώσεων το χειμώνα και μειωμένη το καλοκαίρι, οι διαφορές αυτές μεγεθύνονται. Για το δάσος του Μογγοστού, οι μέσες ημερήσιες τιμές RH,  $e_a$  και VPD για την περίοδο 1999-2002, παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.1.

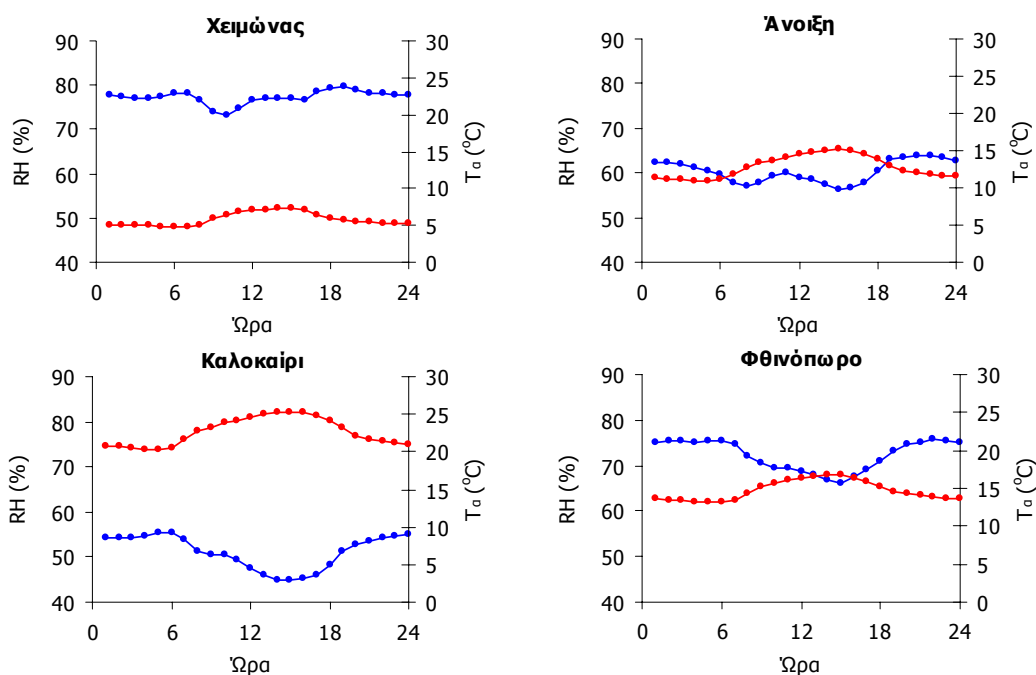


Σχήμα 4.3.1: Μέσες ημερήσιες τιμές και τοπικές αποκλίσεις της σχετικής υγρασίας, της τάσης υδρατμών ( $e_a$ ) και του ελλείμματος κορεσμού (VPD) σε ύψος 18,55 m από την επιφάνεια του εδάφους (περίπου 5,5 m από την κορυφή της φυτοκόμης), από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

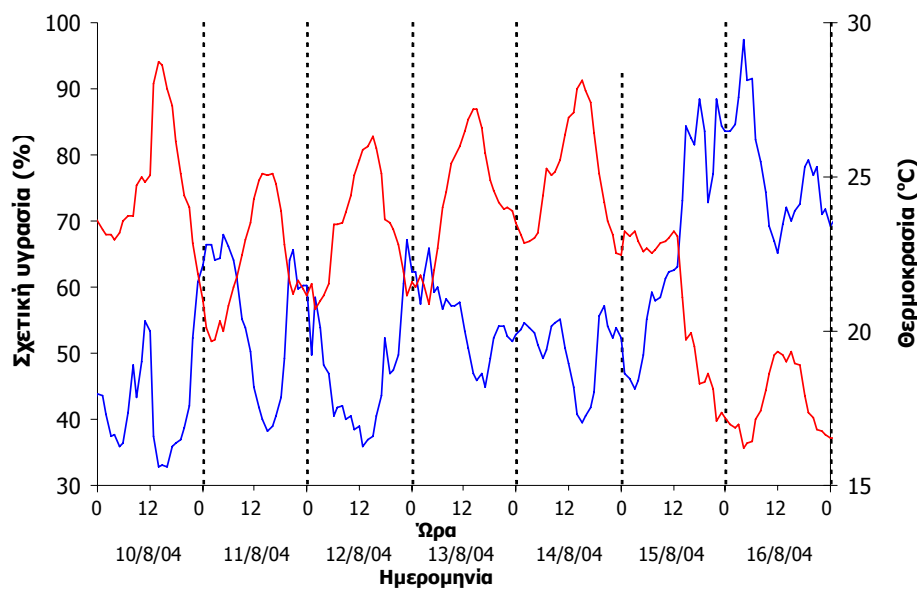
Η μέση ετήσια RH σε ύψος 18,55 m είναι  $65,0 \pm 18,7\%$  και κορμάνεται από  $51,1 \pm 12,5\%$  το καλοκαίρι, έως  $77,2 \pm 16,8\%$  το χειμώνα, με ενδιάμεσες τιμές την άνοιξη και το φθινόπωρο ( $60,3 \pm 17,6\%$  και  $72,3 \pm 15,7\%$ , αντίστοιχα). Μεγιστοποίηση της ημερήσιας RH, παρατηρείται τον Ιανουάριο και το Δεκέμβριο με μέσες μηνιαίες τιμές  $79,4 \pm 14,5\%$  και  $79,4 \pm 18,2\%$ , αντίστοιχα, λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών, της μεγάλης συχνότητας του υετού. Η χαμηλότερη μηνιαία τιμή εμφανίζεται τον

Αύγουστο ( $49,8 \pm 15,6\%$ ) και μάλιστα με χρονική υστέρηση περίπου 1,5 μήνες από το μέγιστο της ηλιακής ακτινοβολίας. Η χαμηλότερη ημερήσια RH ήταν  $16,72\%$  και καταγράφηκε στις 6/7/2000, λίγο πριν την εκδήλωση πυρκαγιάς. Πιο ήπιες και αντίστροφες είναι οι μεταβολές της τάσης των υδρατμών  $e_a$ , αλλά και του VPD. Η μέση ετήσια τιμή της  $e_a$ , περίπου 5,5 m πάνω από τη φυτοκόμη (ύψος 18,55 m) είναι  $1,05 \pm 0,35$  kPa, κυμαινόμενη εποχιακά από  $0,72 \pm 0,18$  kPa το χειμώνα έως  $1,37 \pm 0,21$  kPa το καλοκαίρι, ενώ Φεβρουάριο και Ιούλιο εμφανίζονται οι ακραίες μηνιαίες τιμές ( $0,64 \pm 0,15$  kPa και  $1,46 \pm 0,18$  kPa, αντίστοιχα). Το VPD μεγιστοποιείται επίσης το καλοκαίρι και ελαχιστοποιείται το χειμώνα. Η αυξημένη ένταση το ελλείμματος υδρατμών το καλοκαίρι υποδεικνύει ξηρότερες συνθήκες στην ατμόσφαιρα και φτάνει τα  $1,43 \pm 0,62$  kPa σε ύψος 18,55 m κατά την περίοδο 1999-2002, όταν το χειμώνα η αντίστοιχη τιμή είναι  $0,23 \pm 0,19$  kPa. Σε ετήσια βάση, το μέσο VPD είναι  $0,72 \pm 0,62$  kPa. Αν και ο Αύγουστος είναι ο ξηρότερος μήνας, η μεγαλύτερη τιμή ημέρας καταγράφηκε στις 6/7/2000 και ήταν 4,07 kPa.

Κατά την ημερήσια κύμανσή της η RH, σε αντίθεση προς την  $T_a$ , μεγιστοποιείται τις πρώτες απογευματινές ώρες (γύρω στις 15:00), εμφανίζοντας γενικά χαμηλότερες και με μικρή χρονική υστέρηση τιμές κατά την ημέρα από ότι τη νύχτα, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.3.2). Οι τιμές της είναι αρκετά ευμετάβλητες κατά τη διάρκεια του 24ωρου και έντονα επηρεαζόμενες από τη θερμοκρασία (Σχ. 4.3.3).



Σχήμα 4.3.2: Ημερήσια κύμανση της σχετικής υγρασίας RH (μπλε γραμμή) και της θερμοκρασίας αέρα  $T_a$  (κόκκινη γραμμή) σε ύψος 18,55 m, για τις 4 εποχές του έτους. Οι τιμές των παραμέτρων αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών για τη χρονική περίοδο 1999-2002.



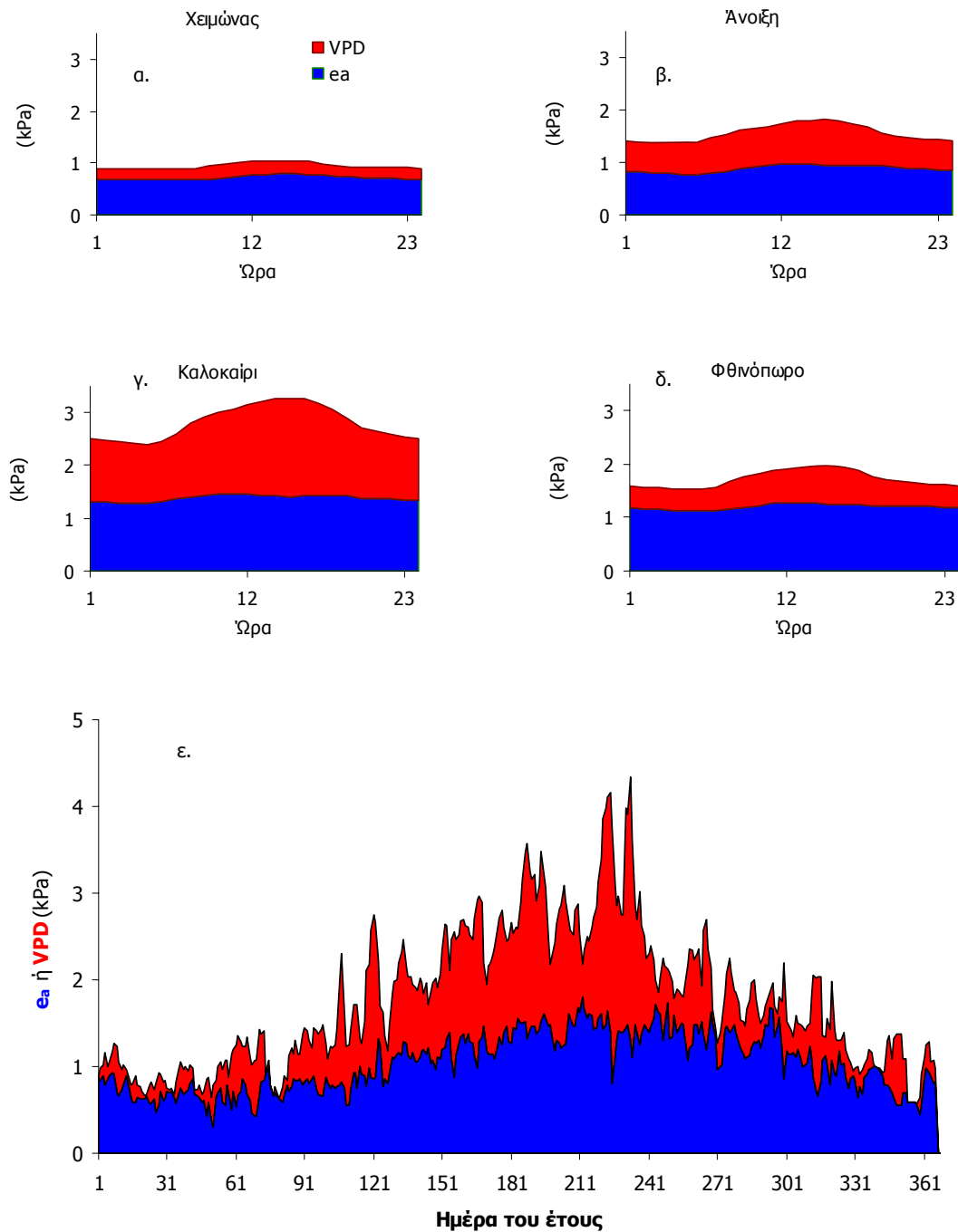
Σχήμα 4.3.3: Ωριαίες μεταβολές της θερμοκρασίας αέρα (κόκκινη γραμμή) και της σχετικής υγρασίας (μπλε γραμμή) σε ύψος 18,55 m, για 7 ημέρες του καλοκαιριού του 2004.

Επίσης αντίστροφες με της RH είναι οι μεταβολές των  $e_a$  και VPD, αλλά με σαφώς πιο ομαλές ημερήσιες κυμάνσεις. Το μέγιστο VPD δείχνει την μεγιστοποίηση του ελλείμματος υδρατμών στην ατμόσφαιρα και συνεπώς τις ξηρότερες συνθήκες που επικρατούν το καλοκαίρι, παρά τις αυξημένες τιμές  $e_a$  που δείχνουν αυξημένες ποσότητες νερού στον αέρα (Σχ. 4.3.4). Εντούτοις, οι τιμές του VPD δεν θεωρούνται εξαιρετικά ακραίες ώστε να προκαλούν αναστολή της ανάπτυξης των φυτών, τουλάχιστον για μεγάλα χρονικά διαστήματα, καθώς δεν έχουν καταγραφεί τιμές μεγαλύτερες από 4,1 kPa, τιμή που θεωρείται οριακή για τη φυσική βλάστηση (Osonubi and Davies 1980, Tenhunen et al. 1982, Jolly et al. 2005).

Η RH, η  $e_a$  και το VPD παρουσιάζουν αναμενόμενες τιμές για το μεσογειακού τύπου κλίμα της περιοχής και δεν θεωρούνται ιδιαίτερα ακραίες. Η άμβλυση των ακραίων τιμών οφείλονται στη δασοκάλυψη, αλλά και στο αρκετά μεγάλο υψόμετρο της θέσης μέτρησης. Γενικά, δε φαίνεται το σύστημα να δέχεται ιδιαίτερα έντονες ξηροθερμικές καταπονήσεις από το ατμοσφαιρικό περιβάλλον, που θα μπορούσαν να οδηγήσουν σε παύση των φυσιολογικών λειτουργιών και της ανάπτυξης του δάσους. Από την άλλη πλευρά, η μειωμένη διαθεσιμότητα νερού στο έδαφος κατά την ξηρή περίοδο (με αυξημένο VPD), εμποδίζει την εντατικοποίηση των ρυθμών



ανάπτυξης, (όπως θα φανεί στο σχετικό με τις ροές μάζας κεφάλαιο), μέσω περιορισμού του ανοίγματος των στοματιών των φύλλων.



Σχήμα 4.3.4: Μέσες ωριαίες ανά εποχή (α, β, γ και δ) και ημερήσιες για το έτος (ε) τιμές της πραγματικής τάσης υδρατμών,  $e_a$  και του ελλείμματος κορεσμού, VPD, σε ύψος 18,55 m, από δεδομένα της περιόδου 1999-2002. Η άθροιση των τιμών τους δίνει την τάση κορεσμού  $e_s(T)$ .

#### 4.3.1.2. Κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας του αέρα

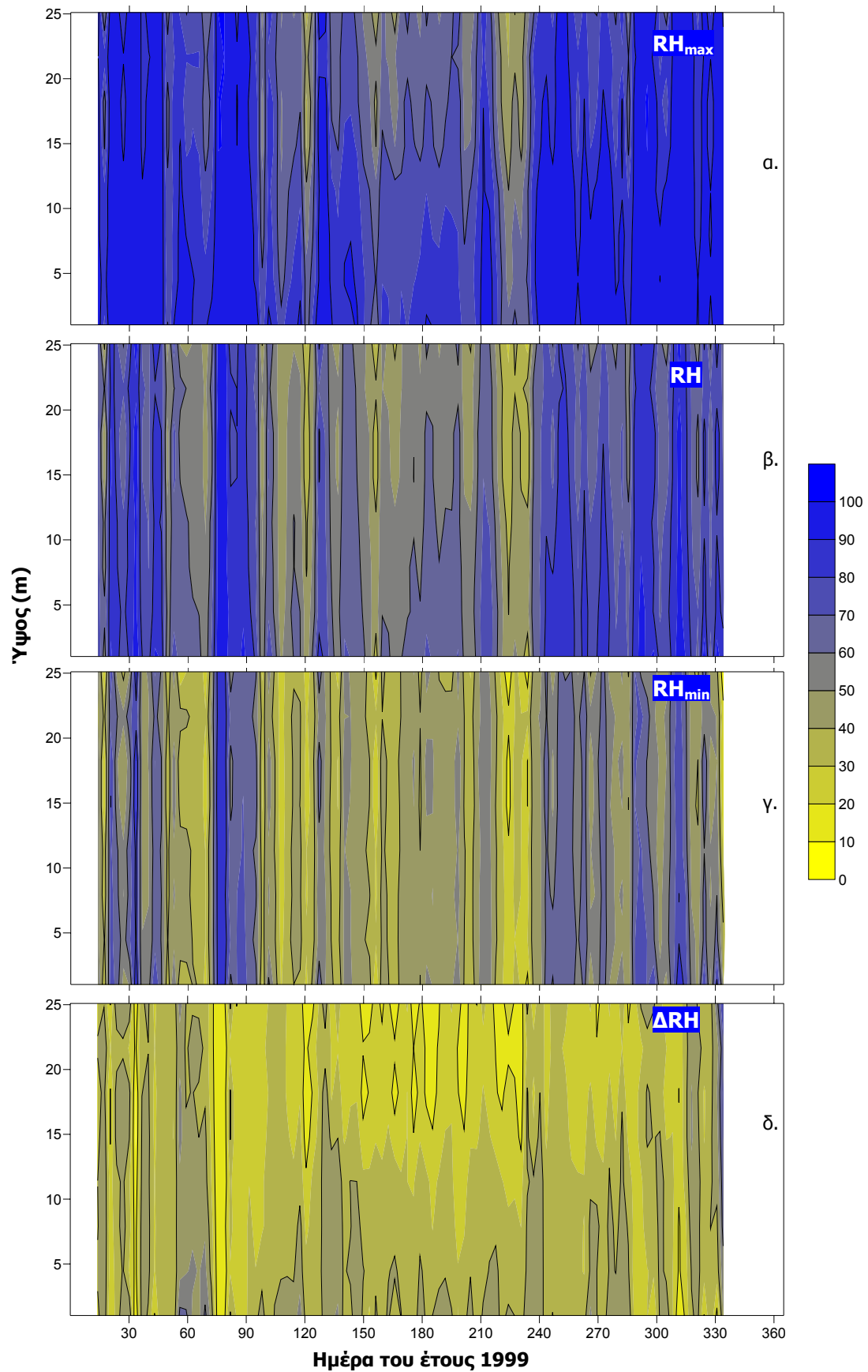
Η υγρασία και ο τρόπος κάλυψης (με πεσμένο φύλλωμα ή χιόνι) του δασικού εδάφους, η θερμοκρασία του αέρα, ο άνεμος και ιδιαίτερα η κατανομή και η πυκνότητα της φυτοκόμης, είναι παράγοντες που καθορίζουν τη σχετική υγρασία στα διάφορα στρώματα του αέρα, κάτω, μέσα και πάνω από τη δασική βλάστηση. Ως εκ τούτου, οι τιμές της RH δεν θα διαφοροποιούνται μόνο εποχιακά και κατά τη διάρκεια του 24ώρου, αλλά και με το ύψος. Οι τιμές RH στα διάφορα ύψη μέτρησης σχετίζονται μεταξύ τους με ικανοποιητικούς συντελεστές γραμμικής συσχέτισης ( $R^2 > 0,62$ ), ιδιαίτερα σε γειτονικές στάθμες (Πίν. 4.3.1). Η επίδραση της βλάστησης, αλλοιώνει τη συσχέτιση των μεγεθών και μειώνει τους συντελεστές. Η μεγαλύτερη τιμή  $R^2$  (0,996) εμφανίστηκε στο στάδιο του ληθάργου μεταξύ των τιμών σχετικής υγρασίας στα 12,97 και 15,39 m, και η μικρότερη (0,626), μεταξύ των υψών 25,1 m και 1,03 m, κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη. Οι στατιστικά καλύτερες συσχετίσεις ( $R^2 > 0,952$ ) αφορούν τα ύψη πάνω από την κόμη, ενώ, γενικά, η απουσία φυλλώματος φαίνεται να οδηγεί σε μεγαλύτερες τιμές  $R^2$ , προφανώς εξαιτίας της ευκολότερης ανάμιξης του αέρα.

Από τις τιμές της σχετικής υγρασίας στα διάφορα ύψη, διαπιστώνεται, όπως και στην περίπτωση της θερμοκρασίας, ο προστατευτικός ρόλος της φυτοκόμης. Σε 24ωρη βάση, εντός του οικοσυστήματος και σε σύγκριση με τον υπερκείμενο αέρα, επικρατεί αυξημένη μέση σχετική υγρασία, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.3.5.β). Οι μεγάλες αυτές τιμές οφείλονται στις αυξημένες μέγιστες ημερήσιες τιμές της RH ( $RH_{max}$ ), που διατηρεί η περιοχή κάτω από τη φυτοκόμη (Σχ. 4.3.5.α), παρά στον περιορισμό των ελάχιστων τιμών ( $RH_{min}$ ) (Σχ. 4.3.5.γ). Φαίνεται λοιπόν, ότι μέσα στο δάσος, οι συνθήκες είναι υγρότερες όταν ο υπερκείμενος αέρας είναι υγρός, ενώ δεν διαφοροποιούνται σημαντικά όταν γίνεται ξηρός. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, κάτω από τη φυτοκόμη το ημερήσιο εύρος της υγρασίας να μειώνεται με το ύψος και πάλι ανεξάρτητα από την εποχή του έτους (Σχ. 4.3.5.δ).

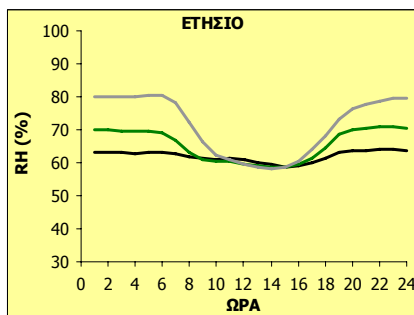
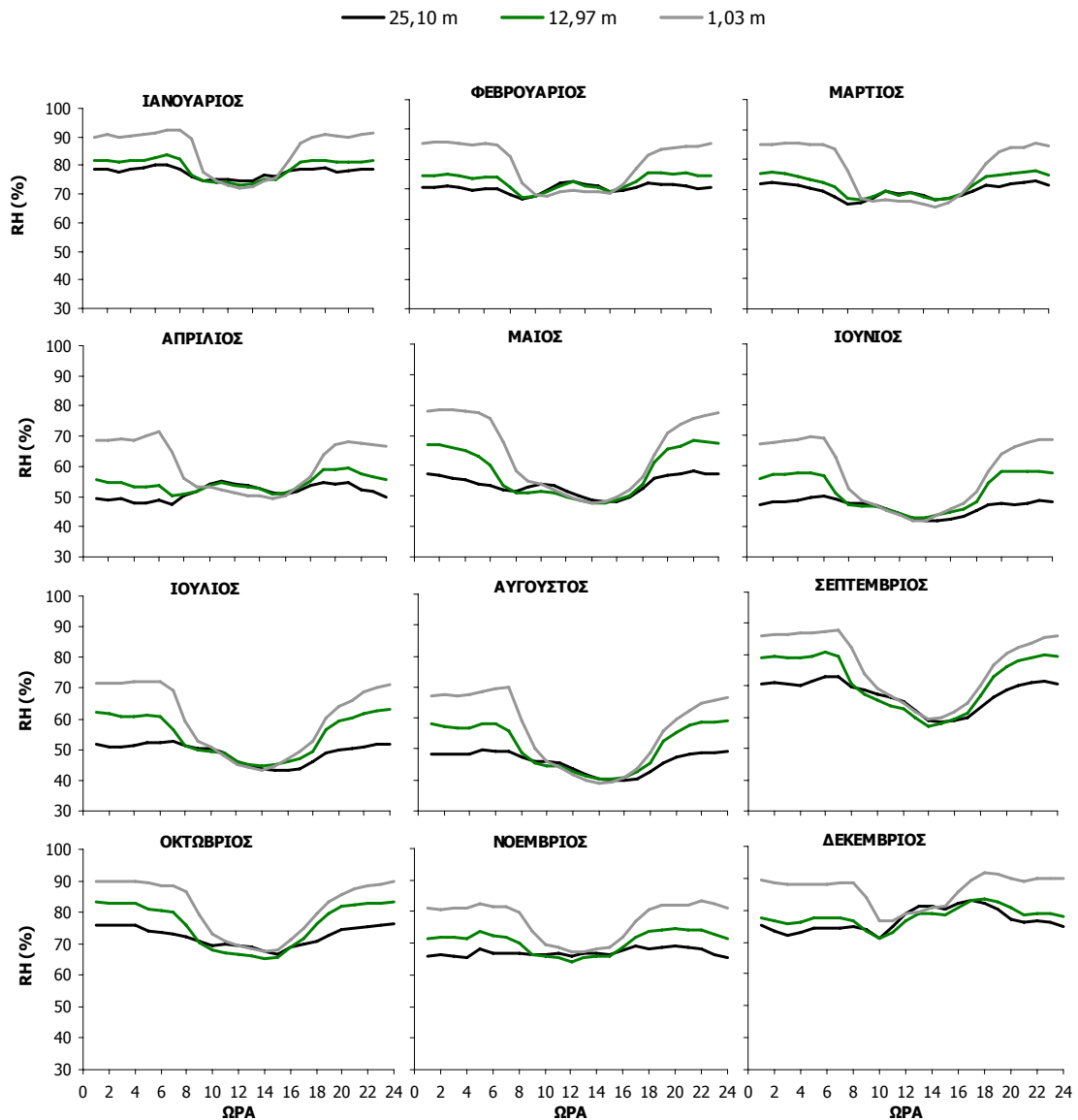
Οι μεγαλύτερες διαφοροποιήσεις στις τιμές της RH με το ύψος παρατηρούνται τις νυχτερινές ώρες, όλους τους μήνες του έτους, αν και μεγιστοποιούνται με την παρουσία του φυλλώματος ακόμα και όταν δεν είναι ενεργό (Σχ. 4.3.6). Σε γενικές γραμμές, πάντως, η σχετική υγρασία του αέρα κατά τη νύχτα είναι μεγαλύτερη μέσα στο δάσος σε σύγκριση με τον υπερκείμενο αέρα, με μεγεθυμένες τιμές κάτω από την κόμη.

Πίνακας 4.3.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης,  $y = a x + \beta$ , ωριαίων δεδομένων σχετικής υγρασίας RH, της περιόδου 1999-2002, σε διάφορα ύψη (25,10, 18,55, 15,39, 12,97, 6,80 και 1,03 m) καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης ( $R^2$ ), για κάθε βλαστική περίοδο του φυλλοβόλου δάσους.

RH y/x	A						B						R <sup>2</sup>					
	RH25	RH18	RH15	RH12	RH6	RH1	RH25	RH18	RH15	RH12	RH6	RH1	RH25	RH18	RH15	RH12	RH6	RH1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΛΗΘΑΡΓΟΥ [360- 365 (366) και 1-100 JD] N = 3.659</b>																		
RH25	1	1,028	1,023	1,017	0,980	0,922	0	-4,234	-2,971	-3,238	-2,727	-1,769	1	0,989	0,989	0,978	0,912	0,722
RH18	0,962	1	0,989	0,987	0,959	0,912	4,876	0	1,640	1,162	0,970	1,188	0,989	1	0,989	0,984	0,935	0,755
RH15	0,967	0,999	1	0,998	0,970	0,930	3,649	-0,832	0	-0,527	-0,672	-1,113	0,989	0,989	1	0,996	0,946	0,778
RH12	0,961	0,996	0,998	1	0,980	0,950	4,712	0,036	0,822	0	-0,774	-2,007	0,978	0,984	0,996	1	0,966	0,812
RH6	0,931	0,975	0,975	0,986	1	1,008	9,119	3,910	4,726	3,309	0	-4,330	0,912	0,935	0,946	0,966	1	0,909
RH1	0,783	0,828	0,836	0,855	0,902	1	23,235	18,245	18,394	16,524	11,038	0	0,722	0,755	0,778	0,812	0,909	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΒΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (101-126 JD) N = 714</b>																		
RH25	1	1,020	0,995	0,968	0,898	0,761	0	-3,162	-1,810	-1,224	0,472	4,904	1	0,994	0,983	0,944	0,842	0,653
RH18	0,975	1	0,979	0,959	0,898	0,772	3,380	0	1,153	1,401	2,538	6,323	0,994	1	0,995	0,968	0,882	0,704
RH15	0,987	1,016	1	0,986	0,933	0,813	2,698	-0,902	0	-0,125	0,506	3,827	0,983	0,995	1	0,987	0,918	0,751
RH12	0,976	1,010	1,001	1	0,963	0,855	4,206	0,309	0,828	0	-0,326	2,096	0,944	0,968	0,987	1	0,964	0,820
RH6	0,939	0,983	0,984	1,001	1	0,927	8,436	4,131	4,102	2,330	0	0,179	0,842	0,882	0,918	0,964	1	0,925
RH1	0,857	0,909	0,922	0,955	0,997	1	16,709	12,136	11,507	8,861	4,330	0	0,653	0,704	0,751	0,820	0,925	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΠΛΗΡΟΥΣ ΒΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (127-319 JD) N = 8.282</b>																		
RH25	1	0,984	0,926	0,831	0,716	0,617	0	-3,016	0,672	4,112	7,980	11,880	1	0,981	0,952	0,859	0,745	0,626
RH18	0,997	1	0,945	0,862	0,752	0,656	4,017	0	3,535	6,301	9,791	13,465	0,981	1	0,980	0,914	0,813	0,699
RH15	1,030	1,038	1	0,928	0,823	0,725	1,733	-2,661	0	2,082	5,093	8,687	0,952	0,980	1	0,966	0,888	0,779
RH12	1,036	1,062	1,041	1	0,907	0,808	3,165	-2,170	-0,363	0	2,125	5,524	0,859	0,914	0,966	1	0,961	0,864
RH6	1,044	1,083	1,079	1,060	1	0,916	5,911	-0,182	0,765	-0,101	0	2,293	0,745	0,813	0,888	0,961	1	0,950
RH1	1,019	1,069	1,076	1,070	1,037	1	9,753	3,171	3,548	2,008	0,528	0	0,626	0,699	0,779	0,864	0,950	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΓΗΡΑΝΣΗΣ ΦΥΛΛΩΜΑΤΟΣ (320-359 JD) N = 1.010</b>																		
RH25	1	1,068	1,043	1,026	1,018	1,003	0	-7,799	-4,436	-4,207	-6,883	-9,606	1	0,992	0,975	0,944	0,861	0,623
RH18	0,929	1	0,981	0,970	0,971	0,974	7,895	0	2,874	2,662	-0,583	-4,594	0,992	1	0,991	0,970	0,900	0,675
RH15	0,935	1,010	1	0,993	0,996	1,016	6,040	-2,194	0	-0,536	-4,009	-9,646	0,975	0,991	1	0,987	0,920	0,715
RH12	0,920	0,999	0,994	1	1,017	1,058	8,235	-0,309	1,546	0	-4,633	-12,150	0,944	0,970	0,987	1	0,958	0,774
RH6	0,845	0,927	0,923	0,942	1	1,085	17,144	8,638	10,226	7,779	0	-11,206	0,861	0,900	0,920	0,958	1	0,880
RH1	0,622	0,694	0,703	0,732	0,811	1	38,004	30,816	31,053	28,071	19,306	0	0,623	0,675	0,715	0,774	0,880	1



Σχήμα 4.3.5: Κατακόρυφες κατανομές των ημερήσιων τιμών μέγιστης  $RH_{max}$  (α), μέσης  $RH$  (β), ελάχιστης  $RH_{min}$  (γ) και ημερήσιου εύρους  $\Delta RH$  (δ), σχετικής υγρασίας, μέσα και πάνω από τη δασική φυτόκομμη (ύψος φυτών περίπου 12 m), για το 1999.



Σχήμα 4.3.6: Ημερήσια κόμανση της σχετικής υγρασίας RH σε ύψη 25,1 m (πάνω από τη φυτοκόμη), 12,97 m (στην κορυφή της φυτοκόμης) και 1,03 m (κάτω από τη φυτοκόμη), για κάθε μήνα του έτους. Οι τιμές αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών της περιόδου 1999-2002.

Ιδιαίτερα τις καλοκαιρινές νύχτες, η πυκνή φυτοκόμη εμποδίζει τη γρήγορη ανάμιξη του αέρα, με αποτέλεσμα η σχετική υγρασία μέσα στο δάσος να είναι αρκετά υψηλότερη από ότι πάνω από αυτό. Η παρατηρούμενη θερμοκρασιακή αναστροφή πάνω από το δάσος, ιδιαίτερα κατά τις νύχτες του καλοκαιριού, είναι εξαιρετικά

σημαντική για το οικοσύστημα, καθώς δημιουργεί ευνοϊκές συνθήκες για συμπύκνωση του αέρα στην επιφάνεια του φυλλώματος ή του εδάφους και, κατά περίπτωση, σε σχηματισμό δρόσου, κυρίως της πρώτες πρωινές ώρες.

Την ημέρα, η ευκολότερη ανάμιξη και θέρμανση του αέρα στις διάφορες στάθμες, κυρίως λόγω των σχετικά αυξημένων ανεμοταχυτήτων, οδηγούν σε μείωση των διαφορών της σχετικής υγρασίας στις διάφορες στάθμες, όλους τους μήνες του έτους. Οι τιμές RH εμφανίζονται σχεδόν ίσες μέσα, πάνω, αλλά και κάτω από τη φυτοκόμη, κυρίως το μεσημέρι, ενώ το πρωί και το απόγευμα είναι μεγαλύτερες μέσα στο δάσος από ότι πάνω από αυτό.

Σε 24ωρη βάση, οι διαφορές της RH μεταξύ των αερίων στρώσεων δεν είναι ιδιαίτερα έντονες το χειμώνα. Τότε, η απουσία φύλλων και ο συνεχής εφοδιασμός της ατμόσφαιρας με υδρατμούς, εξαιτίας των βροχοπτώσεων και των χιονοπτώσεων, που διατηρούν υγρή τη φυσική επιφάνεια, σε συνδυασμό με τις χαμηλές θερμοκρασίες, οδηγούν σε σταθερά υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας και καλύτερη ανάμιξη των αερίων στρωμάτων, με αποτέλεσμα την πιο ομαλή 24ωρη κύμανση, σε σχέση με τις άλλες εποχές.

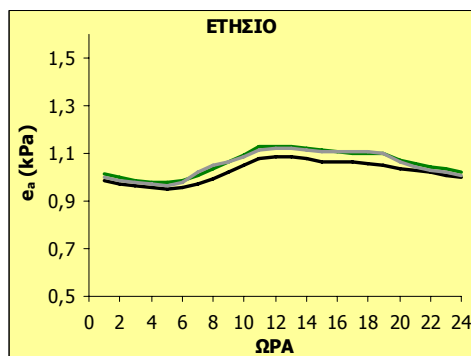
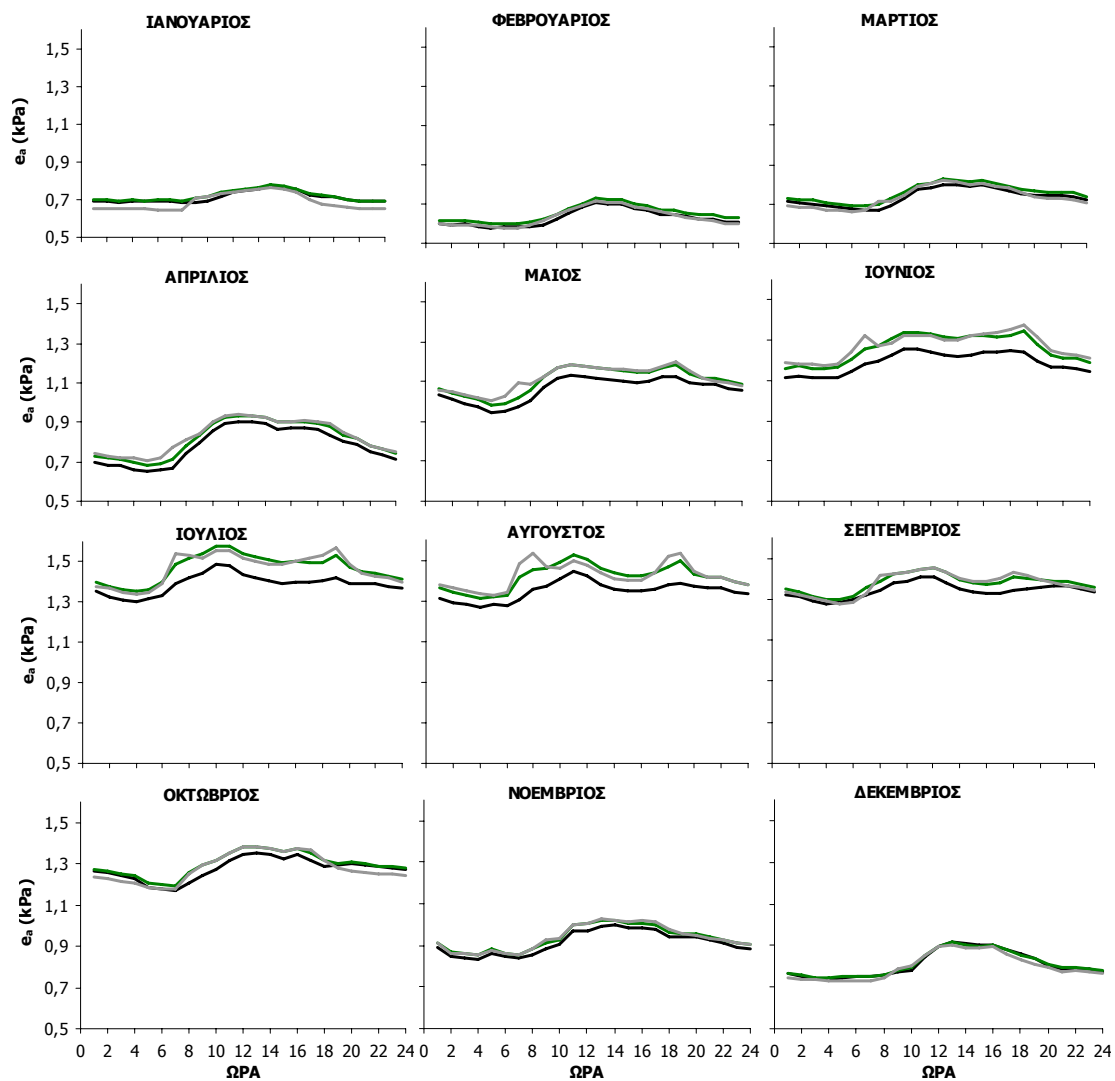
Οι μέσες ημερήσιες κυμάνσεις της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , σε τρία ύψη μέσα, στην κορυφή και πάνω από το δασικό οικοσύστημα στο Μογγοστό, για κάθε μήνα αλλά και για το σύνολο του έτους, παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.7. Οι μεταβολές κατά τη διάρκεια του 24ώρου, είναι αναμενόμενες με υψηλότερες τιμές την ημέρα από ότι τη νύχτα και τους καλοκαιρινούς μήνες από ότι τους υπόλοιπους. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι σχεδόν εξισωμένες τιμές στις τρεις στάθμες για όσο διάστημα το δάσος δε διαθέτει φύλλωμα, δηλαδή από το Δεκέμβριο μέχρι το Μάρτιο, ανεξαρτήτως ώρας. Η ανάπτυξη νεαρών φύλλων περί τον Απρίλιο οδηγεί σε ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές  $e_a$  στην κορυφή αλλά και μέσα στο δάσος (ύψη 12,97 m και 1,03 m), σε σύγκριση με την υψηλότερη στάθμη μέτρησης (ύψος 25,10 m). Η διαφορά μεταξύ των τιμών  $e_a$  στην κορυφή του δάσους και κάτω από το φύλλωμα (στα ύψη 12,97 m και 1,03 m, αντίστοιχα) είναι ελάχιστη και διατηρείται όλο το έτος, υποδεικνύοντας σταθερό υγρασιακό περιεχόμενο του αέρα με το ύψος μέσα στο οικοσύστημα. Εντούτοις, οι διαφορές των  $e_a$  εντός και πάνω από το σύστημα αυξάνουν καθώς το φύλλωμα ενηλικιώνεται και γίνεται φωτοσυνθετικά αποτελεσματικότερο (από Μάιο έως Αύγουστο), ενώ, αντίθετα, μικραίνουν κατά την γήρανση των φύλλων και σχεδόν μηδενίζονται με την αποβολή τους από τους κλάδους.

Η ολοκληρωμένη ανάπτυξη φυλλώματος διαφοροποιεί τη γνωστή ημερήσια κύμανση του  $e_a$  της χειμερινής περιόδου, η οποία χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές το μεσημέρι, χαμηλές τη νύχτα και ενδιάμεσες το πρωί και το απόγευμα. Έτσι, από το Μάιο έως και τον Αύγουστο η  $e_a$  διατηρεί υψηλές τιμές κατά τη διάρκεια της ημέρας, όμως οι μέγιστες καταγράφονται νωρίς το πρωί και αργά το απόγευμα, δηλαδή λίγο πριν την ανατολή και μετά τη δύση του ήλιου. Οι μεταβολές αυτές παρατηρούνται και στις τρεις στάθμες μέτρησης, αν και είναι εντονότερες μέσα στο δάσος (ύψη 12,97 και 1,03 m). Τις συγκεκριμένες ώρες επικρατεί σχετική νηνεμία, οι ροές ενέργειας σταδιακά αντιστρέφονται και η θερμοκρασία μεταβάλλεται έντονα. Έτσι, δημιουργούνται ευνοϊκές συνθήκες για υγραποίηση υδρατμών και σχηματισμό δρόσου στο φύλλωμα και το έδαφος.

Οι μέσες ημερήσιες κυμάνσεις της ξηρότητας του αέρα όπως εκφράζονται μέσω του VPD ανά μήνα και κατά τη διάρκεια του έτους, σε τρεις στάθμες μέτρησης, πάνω από, στην κορυφή και κάτω από τη δασική φυτοκόμη, παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.8. Γενικά, οι υψηλότερες τιμές VPD εντοπίζονται τις μεσημβρινές ώρες και οι χαμηλότερες τις νυχτερινές, ανεξαρτήτως εποχής. Η αυξημένη υγρασία του χειμώνα, οδηγεί σε σχεδόν μηδενικές διαφορές τιμών στις τρεις στάθμες, όλο το 24ωρο, οι οποίες διατηρούνται όλη την περίοδο που το δάσος δε διαθέτει φύλλωμα. Οι μεγαλύτερες διαφορές των τιμών VPD στις τρεις στάθμες εντοπίζονται από Μάιο έως και Αύγουστο, δηλαδή για όσο το φύλλωμα είναι πράσινο και έντονα ενεργό. Από τον Σεπτέμβριο η γήρανση του φυλλώματος, που συνδυάζεται με μείωση της φωτοσυνθετικής ικανότητας και η χρωματική αλλοίωση, οδηγεί σε μείωση των διαφορών των τιμών του VPD στα διάφορα ύψη.

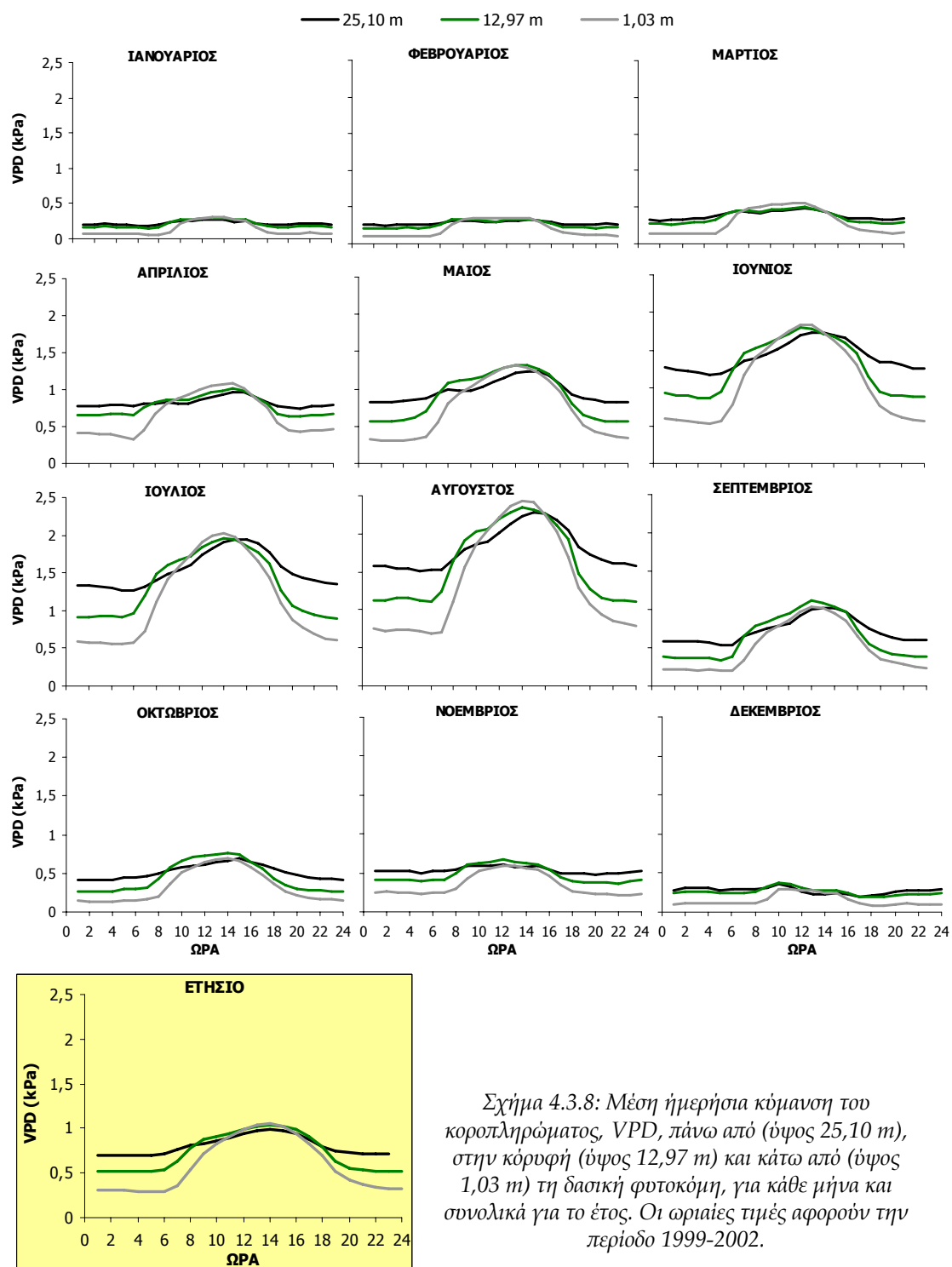
Ανεξαρτήτως εποχής, πάντως, οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται τη νύχτα παρά την ημέρα. Συγκεκριμένα τη νύχτα, οι ξηρότερες συνθήκες εκτείνονται ψηλότερα, ενώ μέσα στο δάσος και ιδιαίτερα κοντά στο έδαφος ο αέρας είναι λιγότερο ξηρός. Οι διαφορές του VPD στις διάφορες στάθμες αρχίζουν να μικραίνουν μετά την ανατολή του ήλιου και οι τιμές του κάτω, πάνω και στην κορυφή της κόμης σχεδόν εξισώνονται το μεσημέρι. Αργότερα, οι διαφορές του VPD μεγεθύνονται και πάλι για να σταθεροποιηθούν οι τιμές του αργά το απόγευμα και να διατηρηθούν για όλη τη νύχτα.

— 25,10 m    — 12,97 m    — 1,03 m



Σχήμα 4.3.7: Ημερήσια κύμανση της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , πάνω (ύψος 25,10 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω (ύψος 1,03 m) από τη δασική φυτοκόμη, για κάθε μήνα και συνολικά για το έτος. Οι ωριαίες τιμές αφορούν την περίοδο 1999-2002.





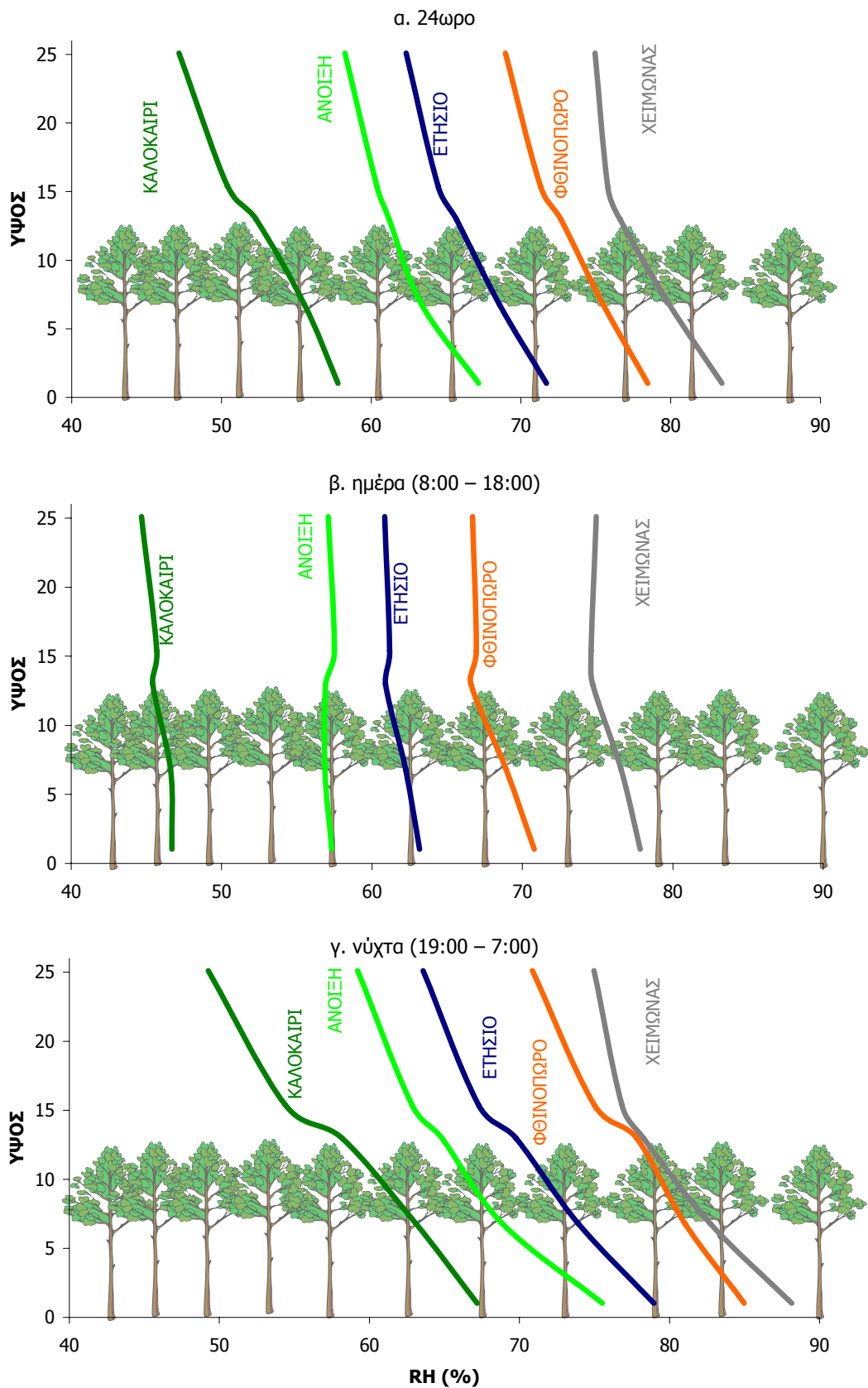
Οι εποχιακές διαφοροποιήσεις της κατακόρυφης κατανομής της σχετικής υγρασίας κατά τη διάρκεια του 24ώρου, την ημέρα και τη νύχτα, παρουσιάζονται στα Σχ. 4.3.9 α, β και γ. Γενικά, στις φυσικές επιφάνειες, κατά τη διάρκεια της ημέρας,

ιδιαίτερα σε καθαρό ουρανό, η θερμοκρασία και η απόλυτη υγρασία μειώνονται με το ύψος. Αυτές οι δύο μεταβλητές, όμως, έχουν αντίθετες επιπτώσεις στη σχετική υγρασία, η οποία αυξάνει με το ύψος (Gardiner 2003), καθώς η επίδραση της μείωσης της θερμοκρασίας είναι σημαντικότερη από εκείνη της μείωσης της απόλυτης υγρασίας. Βέβαια, όταν η επιφάνεια είναι υγρή, η καθ' ύψος μείωση της απόλυτης υγρασίας επηρεάζει περισσότερο τις τιμές της RH, από ότι η θερμοκρασία, και έτσι η RH θα μειώνεται με το ύψος. Τη νύχτα, οι μεταβολές της θερμοκρασίας καθορίζουν την RH, η οποία εμφανίζεται μειούμενη με το ύψος. Στο Μογγαστό, οι κατατομές της σχετικής υγρασίας είναι σχεδόν κατοπιτρικές εκείνων της θερμοκρασίας, που παρουσιάστηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο. Οι μεταβολές της με το ύψος, είναι ηπιότερες την ημέρα (Σχ. 4.3.9.β), παρά τη νύχτα (Σχ. 4.3.9.γ), ανεξάρτητα από την εποχή, ενώ οι κατατομές της νύχτας φαίνεται να επηρεάζουν περισσότερο τις αντίστοιχες 24ωρες (Σχ. 4.3.9.α).

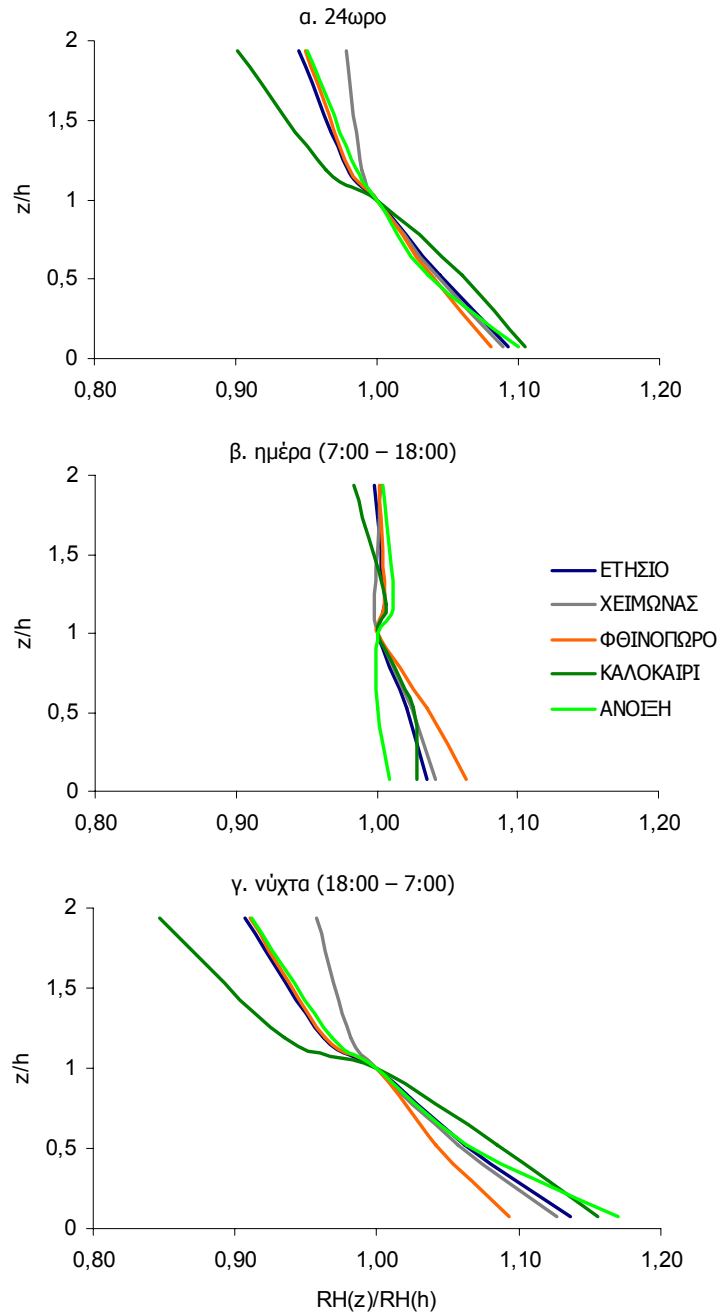
Τη νύχτα, η σχετική υγρασία εμφανίζεται να μειώνεται με το ύψος σε όλο το βάθος του δάσους, αλλά και πάνω από αυτό. Βέβαια, εντοπίζεται μια πιο έντονη μείωση της RH με το ύψος ακριβώς στην κορυφή της κόμης, οφειλόμενη στην εντονότερη μείωση της θερμοκρασίας στη συγκεκριμένη αέρια στρώση, όλες τις εποχές, πλην του χειμώνα, οπότε η απουσία φυλλώματος ευνοεί την ανάμιξη του αέρα.

Την ημέρα οι κατατομές είναι σαφώς ηπιότερες και γενικά μπορεί να ειπωθεί ότι σε όλες τις στάθμες επικρατούν ομοιόμορφες συνθήκες σχετικής υγρασίας για κάθε εποχή, αν και εντοπίζονται μεταβολές, έστω μικρές, της RH, με το ύψος, οι οποίες μεγεθύνονται κάπως το φθινόπωρο και το χειμώνα. Το καλοκαίρι παρατηρούνται ομοιόμορφες τιμές RH σε όλη την κατατομή, αν και μέσα στο φύλλωμα η RH εμφανίζεται μειούμενη με το ύψος μέχρι και την κορυφή των δένδρων. Η καλοκαιρινή κατατομή προσομοιάζει με τις άλλες εποχιακές.

Συγκρινόμενη με την κορυφή της κόμης (επίπεδο αναφοράς  $z = h = 13 \text{ m}$ ), η σχετική υγρασία μεγεθύνεται στα χαμηλότερα ύψη, ιδιαίτερα τη νύχτα, και κοντά στο δασικό έδαφος έχει τιμές από 10% (φθινόπωρο) έως 20% (άνοιξη και καλοκαίρι) μεγαλύτερες σε σχέση με την κορυφή (Σχ. 4.3.10). Αυξημένες σε σχέση με το επίπεδο αναφοράς παραμένουν οι RH σε  $z/h < 1$  και κατά την ημέρα, όμως με λιγότερο αυξημένες τιμές (περίπου κατά 8%) από ότι τη νύχτα. Οι μεγαλύτερες RH εντοπίζονται κοντά στο δασικό έδαφος το φθινόπωρο και γίνονται ίσες σε όλο το βάθος της κόμης, την άνοιξη.



Σχήμα 4.3.9: Ετήσια και εποχιακές κατατομές σχετικής υγρασίας, RH, πάνω και μέσα στο δάσος κατά τη διάρκεια του 24ωρου (α) και χωριστά την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.



Σχήμα 4.3.10: Ετήσια και εποχιακές κανονικοποιημένες τιμές της σχετικής υγρασία,  $RH$ , στα διάφορα ύψη ( $z$ ), ως προς τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της φωτοκόμης,  $RH(h)$ , κατά τη διάρκεια του 24ώρου (α), και χωριστά την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.

Πάνω από την κόμη ( $z/h > 1$ ) οι τιμές  $RH$  κατά τη νύχτα είναι μειωμένες σε σχέση με το επίπεδο αναφοράς και οι αποκλίσεις μειώνονται καθώς απομακρυνόμαστε από την κορυφή και ελαχιστοποιούνται στο μεγαλύτερο ύψος ( $z/h \approx 2$ ). Εποχιακά, σε ύψος  $z/h \approx 2$  οι σχετικές αποκλίσεις της  $RH$  είναι έως και

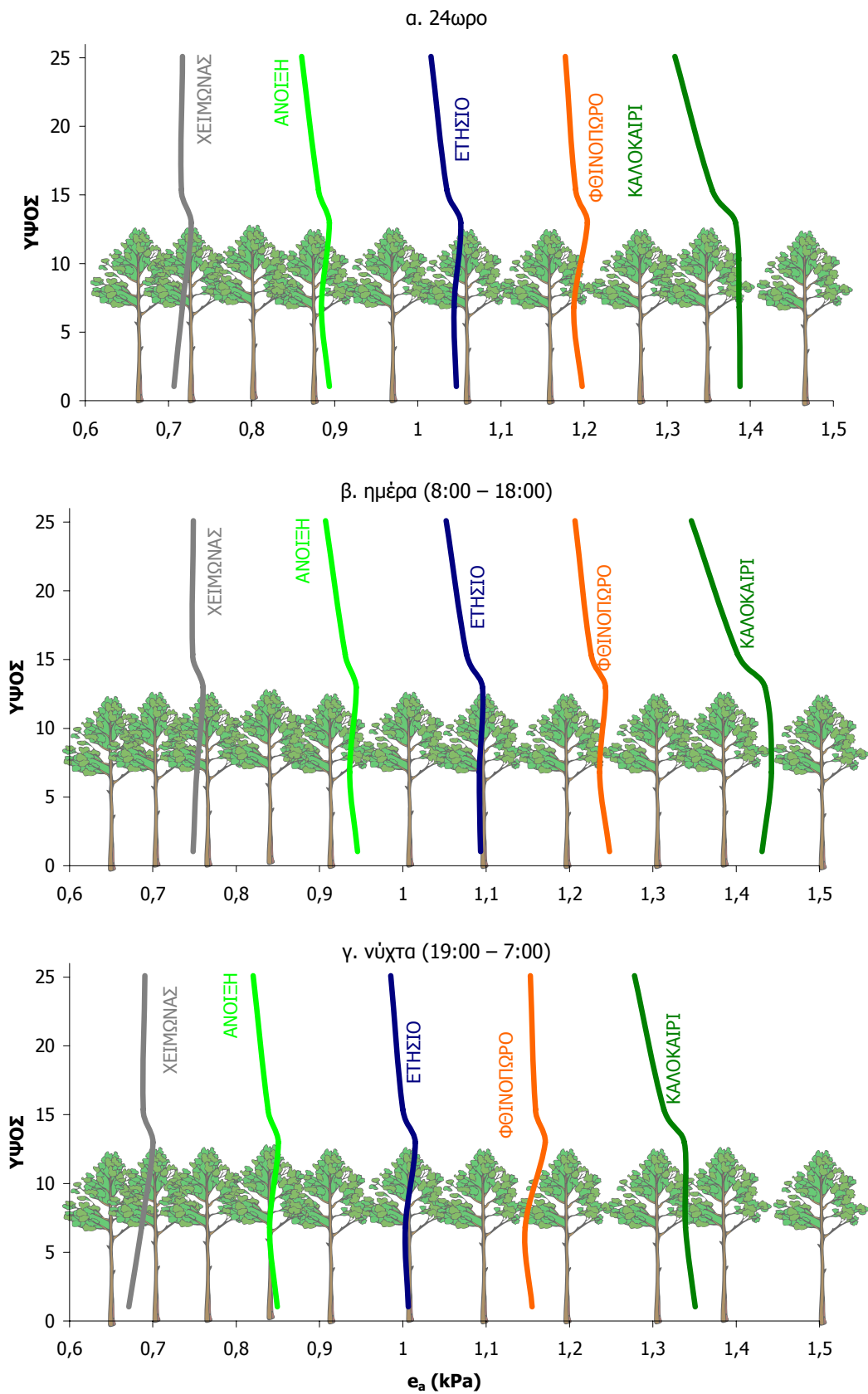
15% μικρότερες από τη στάθμη αναφοράς το καλοκαίρι, ενώ μικρότερες είναι οι αντίστοιχες τιμές τις άλλες εποχές.

Την ημέρα, η εικόνα είναι τελείως διαφορετική από της νύχτας, καθώς επικρατούν σχεδόν σταθερές συνθήκες RH σε ύψη  $z/h > 1$ , με σχεδόν μηδενικές αποκλίσεις από την RH της κορυφής του δάσους, ανεξαρτήτως εποχής.

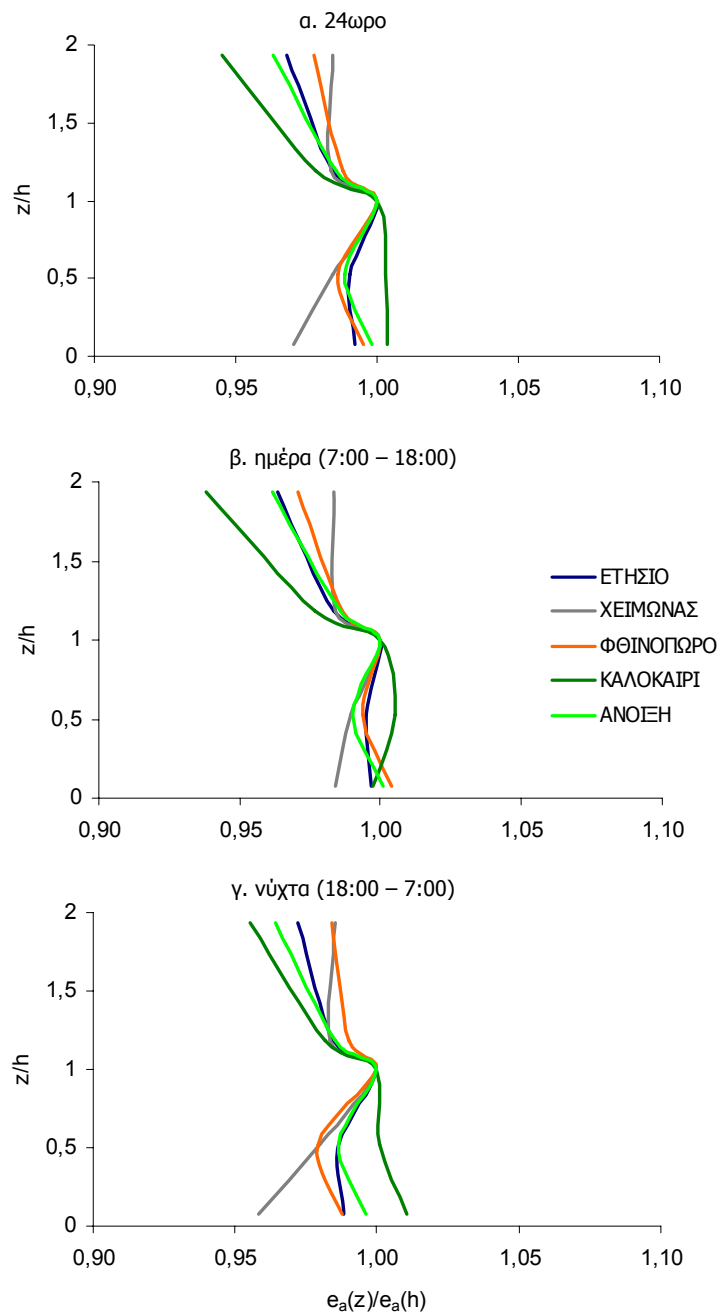
Οι καθ' ύψος μεταβολές της πίεσης υδρατμών,  $e_a$ , είναι ηπιότερες συγκρινόμενες με τις αντίστοιχες της σχετικής υγρασίας. Οι κατατομές διαφοροποιούνται ελάχιστα μεταξύ ημέρας και νύχτας, ενώ οι εποχιακές διαφοροποιήσεις εντοπίζονται κυρίως στα απόλυτα μεγέθη των πιέσεων  $e_a$  και όχι στη γενική μορφή της κατατομής, η οποία παραμένει σχεδόν σταθερή (Σχ. 4.3.11). Οι τιμές  $e_a$  εμφανίζονται γενικά αυξημένες μέσα στο δάσος, όπου οι επίσης αυξημένες θερμοκρασίες αέρα ευνοούν τη συγκράτηση υδρατμών. Η αυξημένη τάση υδρατμών μέσα στο δάσος μειώνεται σχετικά απότομα ακριβώς πάνω από την κόμη, όπως άλλωστε συμβαίνει και ψηλότερα όμως με πιο ήπιους ρυθμούς. Εδώ, θα πρέπει να τονιστεί, ότι οι εποχιακές διαφοροποιήσεις στη μορφή της κατανομής της  $e_a$  με το ύψος είναι μικρές.

Από τη διερεύνηση των κανονικοποιημένων τιμών της τάσης υδρατμών  $e_a$  στα διάφορα ύψη  $z$ , σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της κόμης ( $z=h$ ), επιβεβαιώνονται οι μικρές διαφοροποιήσεις του προφίλ (Σχ. 4.3.12), υποδεικνύοντας σταθερό υγρασιακό περιεχόμενο στη στήλη αέρα μέσα και πάνω από το δάσος και συνεπώς ομοιογενείς υγρασιακές συνθήκες κατά την κατακόρυφη διεύθυνση. Η μεγαλύτερη εποχιακή απόκλιση δεν υπερβαίνει το 6% και εντοπίζεται το καλοκαίρι στο μεγαλύτερο ύψος μέτρησης ( $z \approx 2h$ ).

Γενικά πάντως, κατά τη διάρκεια της ημέρας οι αποκλίσεις της τάσης υδρατμών από το επίπεδο αναφοράς αυξάνουν, όσο απομακρυνόμαστε από την κορυφή της κόμης προς τα πάνω. Μικρότερες είναι οι αποκλίσεις κάτω από την κόμη ( $z/h < 1$ ) όπου γενικά εμφανίζονται ομοιόμορφες συνθήκες υγρασίας με το ύψος, δηλαδή κατακόρυφη ομοιογένεια. Η ύπαρξη φυλλώματος, φαίνεται να οδηγεί σε αύξηση της υγρασίας μέσα στο δάσος και ιδιαίτερα μέσα στο φυλλόστρωμα ( $0,5 < z/h < 1$ ). Κατά τις μεταβατικές εποχές (άνοιξη και φθινόπωρο) οι αποκλίσεις της  $e_a$  από την αναφοράς  $e_a(h)$  είναι σχεδόν μηδενικές, δείχνοντας σχεδόν ομοιόμορφες συνθήκες σε όλο το βάθος της φυτοκόμης, ενώ το χειμώνα το χιονόστρωμα και οι συχνές βροχοπτώσεις οδηγούν σε μεγιστοποίηση της υγρασίας στην περιοχή των κλάδων, παρά κοντά στο έδαφος ή πάνω από το δάσος.



Σχήμα 4.3.11: Ετήσια και εποχιακές κατατομές της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , πάνω και μέσα στο δάσος κατά τη διάρκεια του 24ωρου (α) και χωριστά την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.



Σχήμα 4.3.12: Ετήσια και εποχιακές κανονικοποιημένες τιμές της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , στα διάφορα ύψη ( $z$ ), ως προς τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της φυτοκόμης,  $e_a(h)$ , κατά τη διάρκεια του 24ώρου (α), και χωριστά την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.

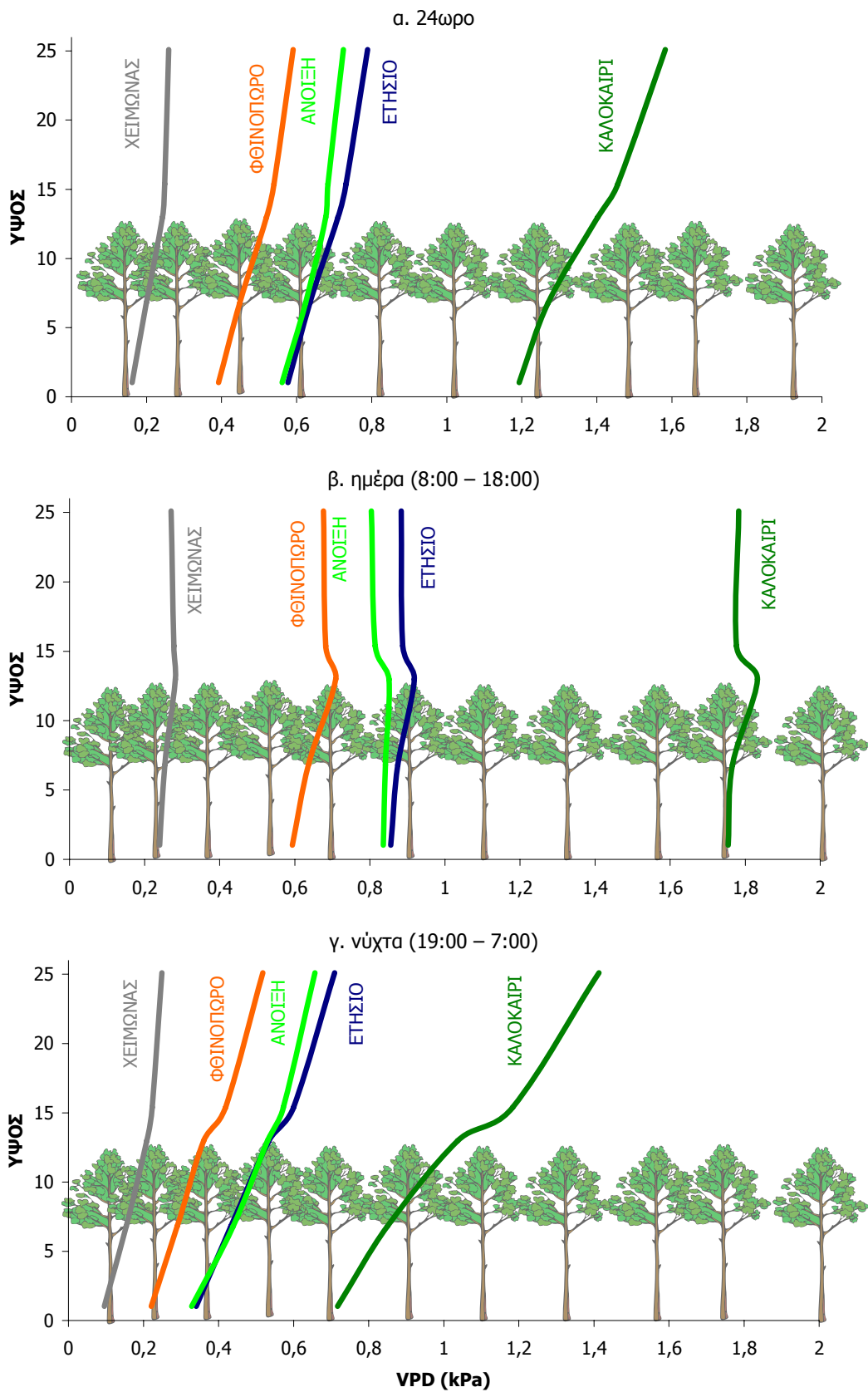
Τη νύχτα η κατατομή των κανονικοποιημένων τιμών  $e_a(z)/e_a(h)$  δείχνει μέγιστες θετικές αποκλίσεις της  $e_a(z)$  από την  $e_a(h)$  το καλοκαίρι, οπότε η υγρασία στο έδαφος είναι ελαφρώς αυξημένη από ότι μέσα στο φυλλόστρωμα, ενώ στον υπερκείμενο του δάσους αέρα, οι συνθήκες είναι ακόμα ξηρότερες. Το χειμώνα κοντά στο έδαφος, οι αποκλίσεις της  $e_a$  είναι έως και κατά 4% μικρότερες σε σχέση με την κορυφή.

Από την κατατομή του VPD προκύπτουν ξηρότερες συνθήκες το καλοκαίρι και υγρότερες το χειμώνα. Οι διαφοροποιήσεις του κοροπληρώματος με το ύψος είναι πιο έντονες τη νύχτα (Σχ. 4.3.13.γ) παρά την ημέρα (Σχ. 4.3.13.β). Σε 24ωρη βάση (Σχ. 4.3.13.α) οι εποχιακές κατατομές του VPD παρουσιάζουν μειωμένες τιμές στα μεγαλύτερα ύψη και μάλιστα με σχεδόν σταθερές ανά εποχή κλίσεις. Αλλαγή κλίσης εντοπίζεται ακριβώς πάνω από την κορυφή της κόμης. Το προφίλ 24ωρου φαίνεται να επηρεάζεται περισσότερο από τη νυχτερινή παρά από την ημερήσια κατατομή. Τη νύχτα, το έλλειμμα κορεσμού αυξάνει με το ύψος, με ρυθμούς που διαφοροποιούνται εποχιακά και γίνονται μέγιστοι το καλοκαίρι και ελάχιστοι το χειμώνα. Η παρουσία φυλλώματος φαίνεται να δημιουργεί προστατευμένες συνθήκες μέσα στην κόμη, καθώς πάνω από αυτή οι ρυθμοί αύξησης του VPD είναι ιδιαίτερα έντονοι, αν και αποκαθίστανται σε μεγαλύτερα ύψη. Το φαινόμενο ισχύει όλες τις εποχές κατά τις οποίες το δάσος διαθέτει φύλλωμα, έστω και μη ενεργό (φθινόπωρο) ή ελλιπώς αναπτυγμένο (άνοιξη), ενώ είναι εντονότερο το καλοκαίρι.

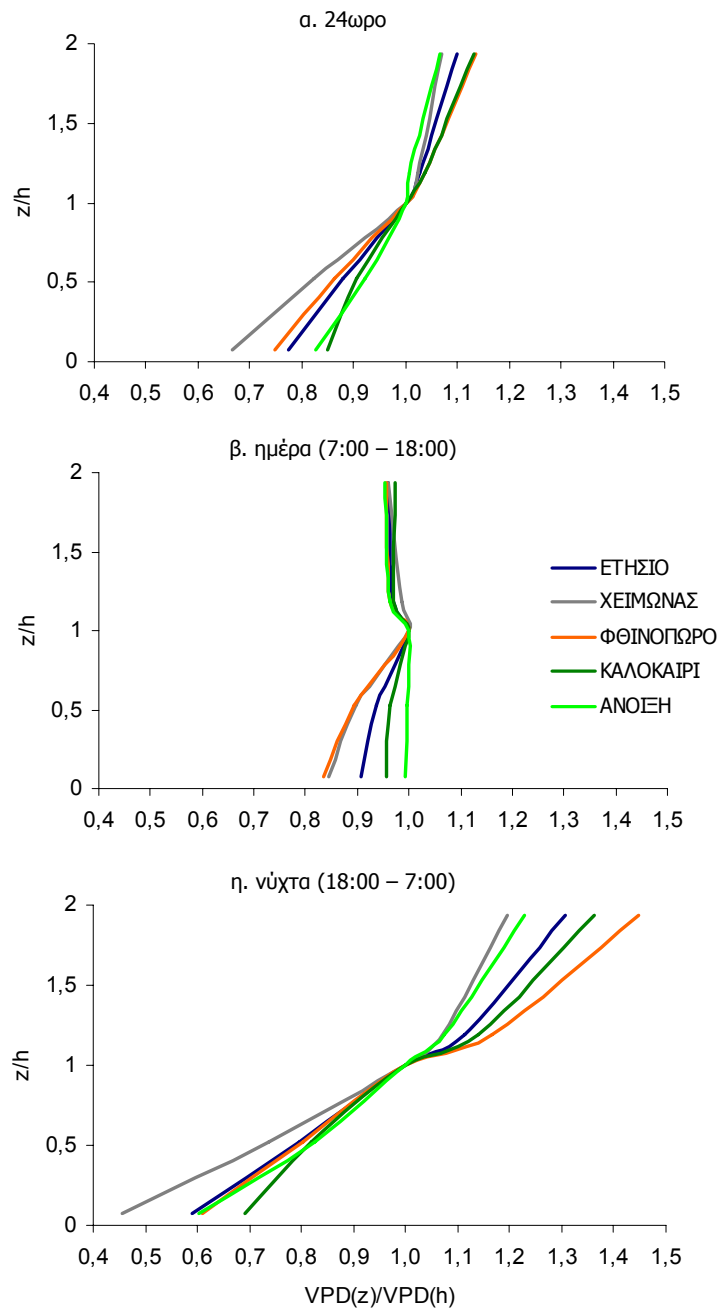
Την ημέρα οι συνθήκες στην κόμη αντιστρέφονται και το VPD γίνεται μεγαλύτερο στην κορυφή της παρά στις υπόλοιπες στάθμες. Ο ξηρότερος αέρα στη συγκεκριμένη θέση οφείλεται στις ιδιαίτερα υψηλές θερμοκρασίες των φύλλων, εξαιτίας της έντονης απορρόφησης ακτινοβολίας κατά την ημέρα. Βέβαια, οι καθ' ύψος διαφοροποιήσεις του VPD είναι πολύ μικρές και γενικά μπορεί να θεωρηθεί ότι επικρατούν παρόμοιες συνθήκες υγρασίας σε όλη την κατατομή. Παρόλα αυτά, οι ελαφρώς αυξημένες τιμές VPD στην κορυφή της κόμης εμφανίζονται ανεξαρτήτως εποχής και οφείλονται στις υψηλότερες θερμοκρασίες που επικρατούν στη συγκεκριμένη θέση σε συνδυασμό με τις χαμηλές ανεμοταχύτητες λόγω αυξημένης τραχύτητας.

Από τη συγκριτική διερεύνηση των τιμών του VPD σε διάφορες στάθμες, σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της κόμης, διαπιστώνονται γενικά πολύ ξηρότερες συνθήκες τη νύχτα σε ύψη  $z/h > 1$ , που εποχιακά διαφοροποιούνται και είναι εντονότερες το φθινόπωρο και λιγότερο έντονες το χειμώνα (Σχ. 4.3.14.γ). Ιδιαίτερα τις νύχτες του φθινοπώρου, οι τιμές του VPD σε ύψος  $z/h \approx 2$  είναι έως και 45% μεγαλύτερες από αυτές στην κορυφή των δένδρων. Το ποσοστό ελαχιστοποιείται (18%) το χειμώνα και έχει ενδιάμεσες τιμές την άνοιξη και το φθινόπωρο, ως αποτέλεσμα της επίδρασης του ενεργού φυλλώματος.





Σχήμα 4.3.13: Ετήσια και εποχιακές κατατομές του ελλείμματος κορεσμού, VPD, πάνω και μέσα στο δάσος κατά τη διάρκεια του 24ωρου (α) και χωριστά την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.



Σχήμα 4.3.14: Ετήσια και εποχιακές κανονικοποιημένες τιμές του ελλείμματος κορεσμού,  $VPD$ , στα διάφορα ύψη ( $z$ ), ως προς τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της φυτοκόμης,  $VPD(h)$ , κατά τη διάρκεια του 24ώρου (α), και χωριστά την ημέρα (β) και τη νύχτα (γ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.

Μέσα στο δάσος ( $z/h < 1$ ) οι αποκλίσεις των τιμών του  $VPD$  από τις τιμές αναφοράς  $VPD(h)$  είναι αρνητικές ανεξαρτήτως εποχής, υποδεικνύοντας υγρότερες συνθήκες τη νύχτα κάτω από το φύλλωμα από ότι μέσα ή πάνω από αυτό. Οι τιμές του  $VPD$  κοντά στο δασικό έδαφος είναι έως και κατά 55% μικρότερες από εκείνες

της κορυφής του δάσους το χειμώνα και κατά 30% το καλοκαίρι. Την ημέρα (Σχ. 4.3.14.β), οι υγρασιακές συνθήκες στο οικοσύστημα είναι πιο ομοιόμορφες και σε όλες τις στάθμες οι τιμές VPD δεν αποκλίνουν από τις τιμές αναφοράς περισσότερο από -20%, κυρίως χάρη στις σχετικά αυξημένες ανεμοταχύτητες την ημέρα που ευνοούν την καλύτερη ανάμιξη του αέρα. Οι μεγαλύτερες αποκλίσεις καταγράφονται το φθινόπωρο και το χειμώνα (-18%) κοντά στο έδαφος, ενώ την άνοιξη γίνονται σχεδόν μηδενικές. Σε ύψη  $z/h > 1$ , οι αποκλίσεις είναι ακόμα μικρότερες και συνεπώς οι υγρασιακές συνθήκες πιο ομοιογενείς.

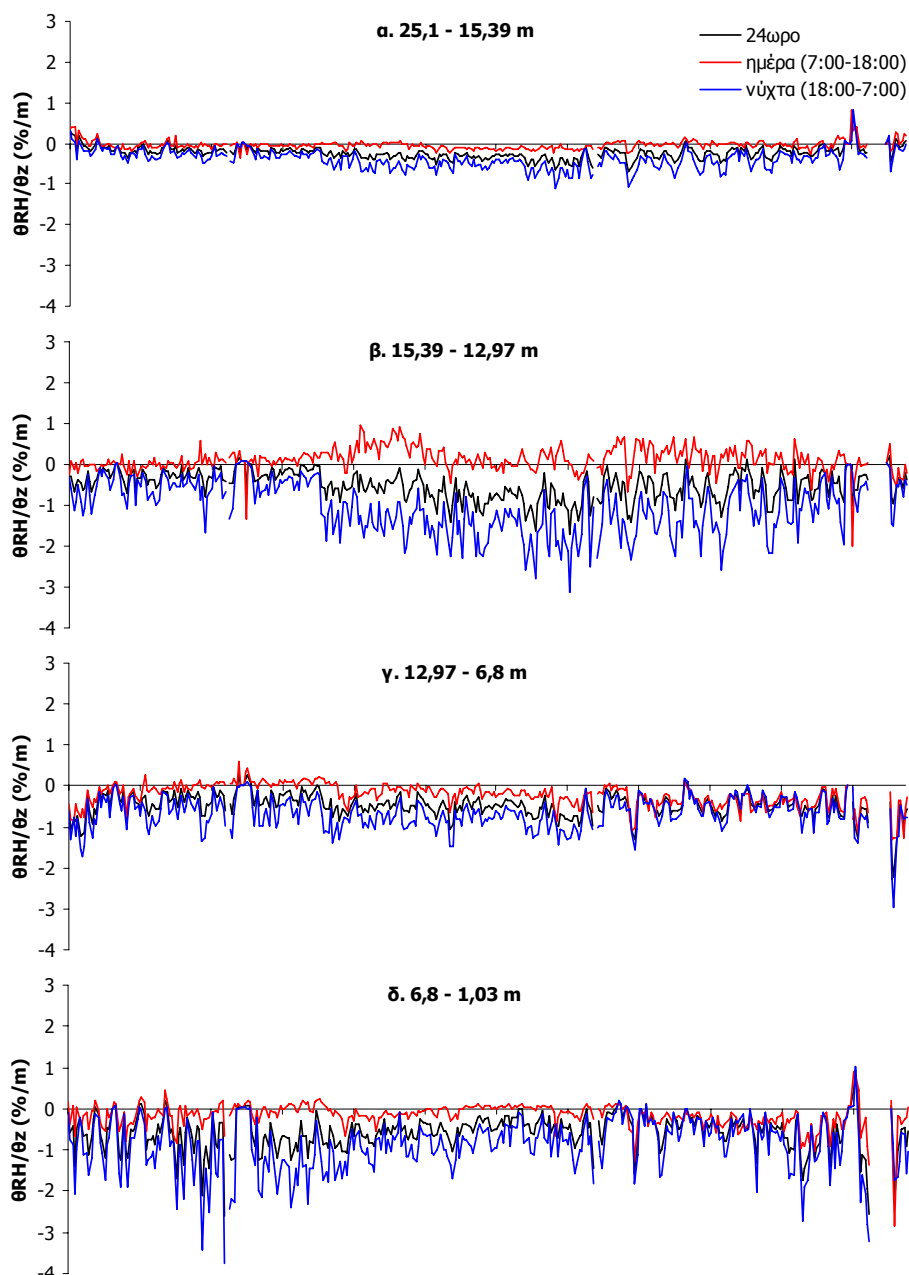
### 4.3.1.3. Κατακόρυφες βαθμίδες υγρασίας

Η φύση της παραμέτρου της σχετικής υγρασίας, λόγω της εξάρτησής της από τη θερμοκρασία, δεν μπορεί να δώσει ιδιαίτερα ασφαλή συμπεράσματα σχετικά με την ποσότητα υδρατμών στις διάφορες στρώσεις του αέρα, όπως συμβαίνει στην περίπτωση της απόλυτης υγρασίας. Οι γραμμικοί ρυθμοί μεταβολής των τιμών της RH με το ύψος, που εκφράζονται μέσω των κατακόρυφων βαθμίδων  $\theta RH/\theta z$ , δεν θα είχαν ιδιαίτερη φυσική σημασία αν οι στάθμες μέτρησης μέσα και πάνω από το δάσος ήταν λίγες. Η δυνατότητα για ταυτόχρονη μελέτη των βαθμίδων σε 4 αέριες στρώσεις (δύο πάνω από, μια μέσα και μία κάτω από τη δασική φυτοκόμη) μπορεί να δώσει σαφέστερη εικόνα των ευμετάβλητων συνθηκών της σχετικής υγρασίας στο οικοσύστημα.

Από τα διαθέσιμα στοιχεία, προκύπτουν, όπως άλλωστε αναμενόταν, διαφοροποιήσεις των τιμών  $\theta RH/\theta z$ , τόσο χρονικά (εποχιακά και ωριαία), όσο και με το ύψος (Σχ. 4.3.15). Ξεκινώντας από το δασικό έδαφος (Σχ. 4.3.15.δ), οι βαθμίδες της σχετικής υγρασίας, τη νύχτα, παρουσιάζουν έντονα μεταβαλλόμενες αρνητικές τιμές, ενώ την ημέρα σχεδόν μηδενίζονται. Η διασπορά τιμών είναι αυξημένη τις νύχτες του χειμώνα εξαιτίας του άστατου καιρού, ενώ τα αρνητικά μεγέθη τους δείχνουν αυξημένες σχετικές υγρασίες κοντά στο έδαφος σε σύγκριση με το κατώτερο φυλλόστρωμα.

Μέσα στη φυτοκόμη (Σχ. 4.3.15.γ), οι βαθμίδες της σχετικής υγρασίας παρουσιάζουν σχεδόν σταθερές τιμές, με μικρή μεταβλητότητα από μέρα σε μέρα όλες τις εποχές και είναι αρνητικές τη νύχτα, ενώ γίνονται σχεδόν μηδενικές ή παραμένουν ελαφρά αρνητικές την ημέρα. Έτσι, στην περιοχή της κόμης (12,97-6,80

m) η σχετική υγρασία είναι πιο αυξημένη στη βάση παρά στην κορυφή της κατά τη νύχτα και γίνεται ομοιόμορφη κατά την ημέρα.



Σχήμα 4.3.15: Ημερήσιες κατακόρυφες βαθμίδες της σχετικής υγρασίας  $\theta RH/\theta z$  (%/m), σε διάφορες στάθμες πάνω από (α και β) και μέσα (γ και δ) στο δρυοδάσος, κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999-2002.

Έντονα μεταβαλλόμενες συνθήκες σχετικής υγρασίας, τόσο με το ύψος όσο και από μέρα σε μέρα, εντοπίζονται ακριβώς πάνω από το δάσος, δηλαδή στην αέρια στρώση πάχους 2m περίπου, που κυμαίνεται μεταξύ των υψών 12,97 m και 15,39 m (Σχ. 4.3.15.β). Οι βαθμίδες  $\theta RH/\theta z$  παίρνουν έντονα αρνητικές τιμές τη νύχτα, ιδιαίτερα από την ολοκλήρωση της ανάπτυξης του φυλλώματος και μέχρι την

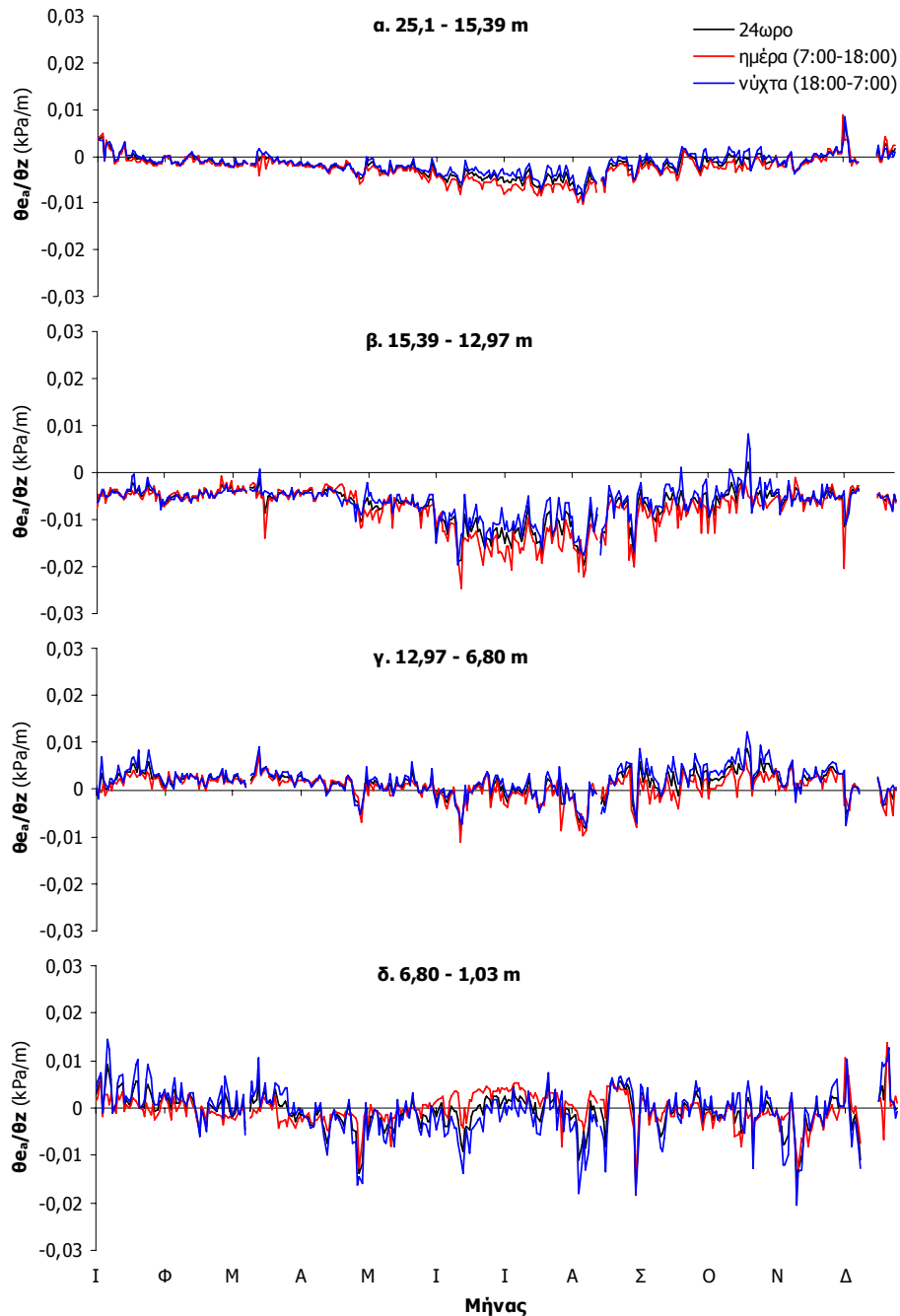
αποβολή του από τους κλάδους των δένδρων, οπότε και γίνονται λιγότερο αρνητικές και χρονικά λιγότερο ευμετάβλητες. Την ημέρα οι βαθμίδες διατηρούν θετικές ή μηδενικές τιμές, υποδεικνύοντας αύξηση της RH με το ύψος και συνεπώς λιγότερο κορεσμένο με υδρατμούς αέρα στην κορυφή των δένδρων σε σχέση με υψηλότερα.

Στη υψηλότερη αέρια στρώση, που βρίσκεται μεταξύ 15,39 και 25,10 m (Σχ. 4.3.15.α), οι βαθμίδες χαρακτηρίζονται από σχεδόν μηδενικές τιμές την ημέρα και ελαφρά αρνητικές τη νύχτα όλες της εποχές, με σχετικά μεγαλύτερες τιμές κατά την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης.

Οι βαθμίδες της τάσης των υδρατμών  $\theta_{e_a}/\theta_z$  επίσης διαφοροποιούνται σημαντικά στις διάφορες αέριες στρώσεις, ενώ δεν διαπιστώνονται ουσιαστικές διαφορές μεταξύ ημέρας και νύχτας (Σχ. 4.3.16), επιβεβαιώνοντας τη σχεδόν σταθερή καθ' ύψος μεταβολή του υγρασιακού περιεχομένου του αέρα κατά τη διάρκεια του 24ωρου. Μέσα στο δάσος και μάλιστα κάτω από την κόμη, δηλαδή στην περιοχή που εκτείνεται μεταξύ των υψών 6,80 και 1,03 m (Σχ. 4.3.16.β), οι τιμές  $\theta_{e_a}/\theta_z$  εμφανίζουν σχεδόν μηδενικές τιμές με αρκετά έντονη μεταβλητότητα από μέρα σε μέρα, η οποία διατηρείται όλες τις εποχές του έτους. Μέσα στο φύλλωμα, δηλαδή μεταξύ των σταθμών στα 12,97 και 6,80 m (Σχ. 4.3.16.γ), οι βαθμίδες  $\theta_{e_a}/\theta_z$  διατηρούν σχεδόν μηδενικές τιμές, όπως και στην υποκείμενη αέρια στρώση, όμως με μικρότερη διακύμανση. Στην εφαιπόμενη της κορυφής του δάσους στρώση αέρα, που εκτείνεται από τα 12,97 έως τα 15,39 m (Σχ. 4.3.16.β), οι απόλυτες τιμές των βαθμίδων μεγιστοποιούνται σε σχέση με όλες τις υπόλοιπες στρώσεις αέρα, ανεξαρτήτως εποχής, και διατηρούν αρνητικές τιμές όλο το έτος. Οι μεγαλύτερες αρνητικές τιμές  $\theta_{e_a}/\theta_z$  παρουσιάζονται κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη του δάσους και εμφανίζουν αρκετά μεγάλη μεταβλητότητα. Αντίθετα, το χειμώνα η διασπορά μειώνεται και οι βαθμίδες έχουν σταθερότερες και ελαφρά αρνητικές τιμές, για όσο το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα, ως αποτέλεσμα της αποτελεσματικής ανάμιξης του αέρα.

Στην υψηλότερη αέρια στρώση, μεταξύ 25,10 και 15,39 m (Σχ. 4.3.16.α), οι μεταβολές των  $\theta_{e_a}/\theta_z$  ακολουθούν εκείνες της υποκείμενης στρώσης (15,39-12,97 m), όμως με μικρότερες και πιο σταθερές από μέρα σε μέρα απόλυτες βαθμίδες. Οι τιμές τους την καλοκαιρινή περίοδο είναι αρνητικές, όμως κατά απόλυτη τιμή μικρότερες από εκείνες της υποκείμενης στρώσης. Η απουσία των φύλλων το χειμώνα φαίνεται να επηρεάζει και την πιο απομακρυσμένη από το δάσος στρώση αέρα, με αποτέλεσμα οι βαθμίδες  $\theta_{e_a}/\theta_z$  να μικραίνουν, κατά απόλυτη τιμή, και σχεδόν να

μηδενίζονται, υποδεικνύοντας σχεδόν σταθερό υγρασιακό περιεχόμενο στον αέρα της συγκεκριμένης στρώσης και συνεπώς καλύτερη ανάμιξη.



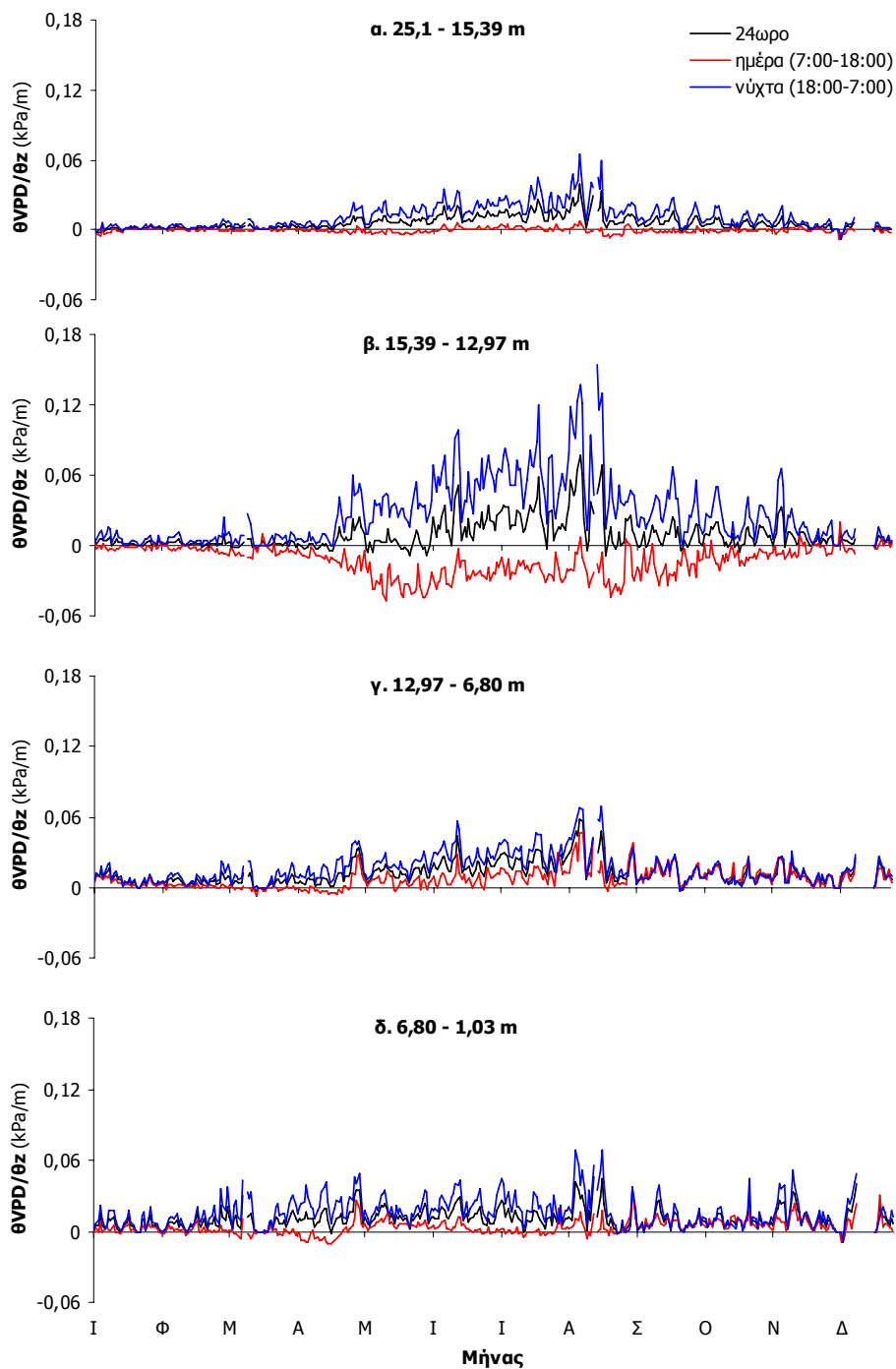
Σχήμα 4.3.16: Μέσες ημερήσιες κατακόρυφες βαθμίδες της τάσης υδρατμών,  $\theta_{e_a}/\theta_z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω (α και β) και μέσα (γ και δ) στη δασική φυτοκόμη κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999-2002.

Οι βαθμίδες κοροπληρώματος ( $\theta_{VPD}/\theta_z$ ) είναι καλύτερος δείκτης από τις βαθμίδες σχετικής υγρασία ( $\theta_{RH}/\theta_z$ ) για την εκτίμηση της κατακόρυφης διαφοροποίησης των ξηροθερμικών συνθηκών, αλλά και τον εντοπισμό των θέσεων

στο οικοσύστημα, όπου επικρατούν ξηρές ή υγρές συνθήκες, καθώς το VPD λαμβάνει υπόψη τόσο την RH όσο και την T (Read 1968). Οι μεγαλύτερες θετικές τιμές θVPD/θz καταγράφονται τις νύχτες του καλοκαιριού στη στρώση αέρα ακριβώς πάνω από το δάσος, δηλαδή μεταξύ 15,39 και 12,97 m, όπως άλλωστε συμβαίνει και με τις μεγαλύτερες αρνητικές τιμές που καταγράφονται κατά την ημέρα, την ίδια περίοδο του έτους και στην ίδια αέρια στρώση (Σχ. 4.3.17.β). Όταν πάνω από τη φυτοκόμη φυσούν ισχυροί άνεμοι, ο υγρός αέρας μέσα στο δάσος αντικαθίσταται με τον ξηρότερο πάνω από αυτό, αυξάνοντας το VPD και συνεπώς την εξάτμιση, ενώ ταυτόχρονα η κατακόρυφη ανακύκλωση του αέρα εντείνεται (Read, 1968). Έτσι, πάνω από την κόμη (Σχ. 4.3.17.β) κατά την ημέρα που οι ανεμοταχύτητες είναι αυξημένες, ο ξηρός αέρας θα αντικαθιστά τον υγρό κοντά στο φύλλωμα αυξάνοντας το VPD και εντείνοντας την εξάτμιση. Οι βαθμίδες θVPD/θz εμφανίζουν αρνητικές τιμές (μείωση του VPD με το ύψος), δηλαδή ξηρότερες συνθήκες κοντά στην κορυφή της φυλλάδας, οι οποίες, όμως, δεν είναι ιδιαίτερα μεγεθυμένες εξαιτίας της συνεχούς παροχής υδρατμών από το φύλλωμα προς την ατμόσφαιρα μέσω διαπνοής, αλλά και επειδή ο αέρας πάνω από το οικοσύστημα, προερχόμενος από τη θάλασσα, έχει αρκετά αυξημένη περιεκτικότητα σε υδρατμούς.

Τη νύχτα οι τιμές θVPD/θz μεγιστοποιούνται και οι υγρότερες συνθήκες εντοπίζονται στην κορυφή των δένδρων. Υπό την επίδραση των υψηλών καλοκαιρινών θερμοκρασιών, αλλά και εξαιτίας της αναπνοής των φύλλων, ποσότητες νερού σε μορφή υδρατμών συγκεντρώνονται μέσα και ακριβώς πάνω από το φύλλωμα, οι οποίες λόγω των χαμηλών νυχτερινών ανεμοταχυτήτων απομακρύνονται με αργότερους ρυθμούς. Έτσι, η ανάμιξη του αέρα πάνω από το δάσος περιορίζεται, με αποτέλεσμα τη μεγιστοποίηση των βαθμίδων.

Σε μεγαλύτερα ύψη και πιο απομακρυσμένες από το δάσος θέσεις, οι θVPD/θz μειώνουν τις τιμές τους, ενώ ταυτόχρονα μικραίνει και η ετήσια κύμανσή τους. Στο στρώμα 25,10-15,39 m (Σχ. 4.3.17.β) οι τιμές των βαθμίδων μηδενίζονται το χειμώνα, ανεξαρτήτως ώρας, για όσο το δάσος δεν διαθέτει ενεργό φύλλωμα. Την ίδια περίοδο, άλλωστε, οι θVPD/θz είναι σχεδόν μηδενικές σε όλα τα ύψη μέτρησης, εξαιτίας της ευκολότερης ανάμιξης του αέρα. Οι τιμές στο συγκεκριμένο στρώμα, το καλοκαίρι, γίνονται θετικές με μεγαλύτερη διασπορά τη νύχτα, ενώ παραμένουν σχεδόν μηδενικές την ημέρα, υποδεικνύοντας μείωση του VPD με το ύψος και υγρότερες συνθήκες ψηλότερα τη νύχτα και πιο ομοιόμορφες την ημέρα.



Σχήμα 4.3.17: Μέσες ημερήσιες κατακόρυφες βαθμίδες του ελλείμματος κορεσμού,  $\theta VPD/\theta z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω (α και β) και μέσα (γ και δ) στη δασική φωτοκόμη κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999-2002.

Κοντά στο δασικό έδαφος (στρώση μεταξύ 6,80 και 1,03 m) οι βαθμίδες είναι θετικές τη νύχτα, με ίσως μεγαλύτερες τιμές το καλοκαίρι (Σχ. 4.3.17.δ). Αντίθετα, την ημέρα οι βαθμίδες είναι σταθερές και σχεδόν μηδενικές. Μέσα στο φύλλωμα (Σχ.

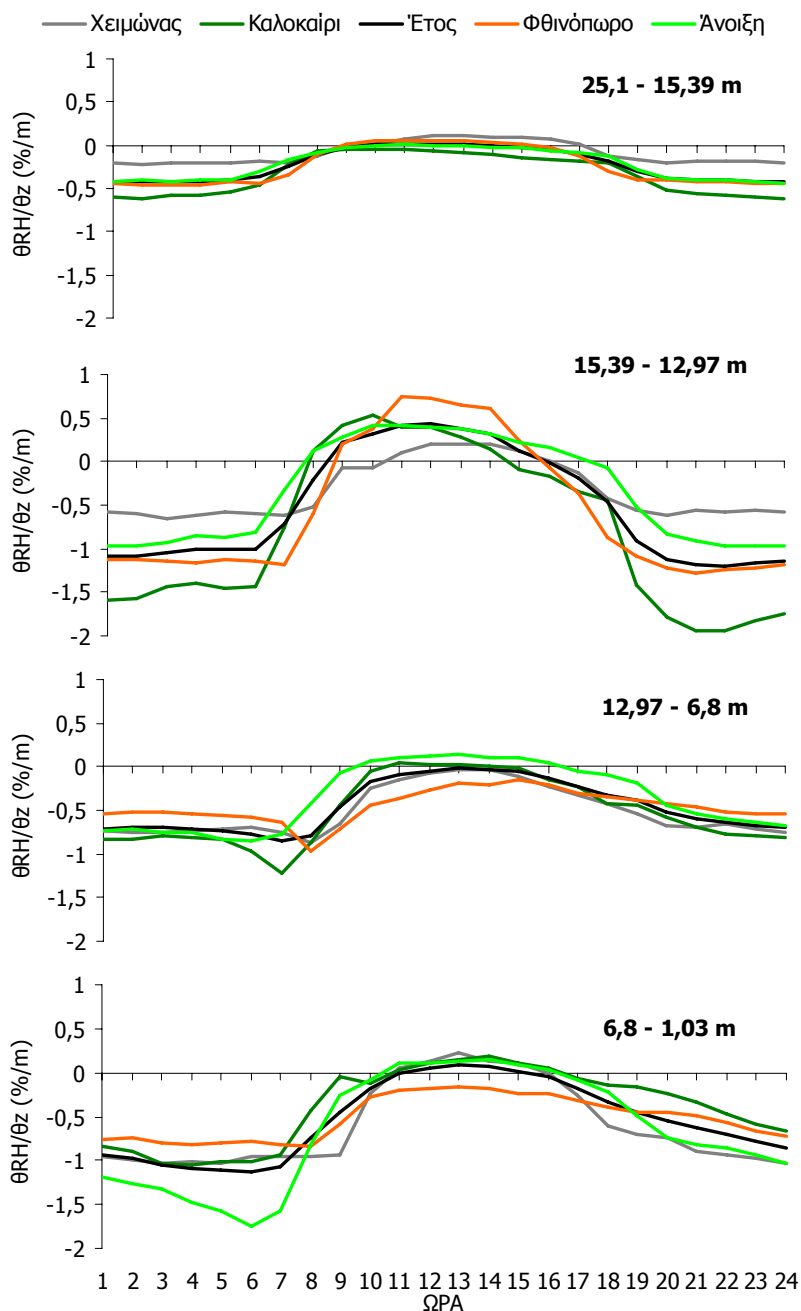


4.3.17.γ), οι τιμές  $\theta VPD/\theta z$  είναι θετικές τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα, όμως είναι μεγαλύτερες τις νυχτερινές ώρες. Το φαινόμενο είναι έντονο το καλοκαίρι σε δάσος με πλήρες φύλλωμα, ενώ το χειμώνα και μέχρι το σχηματισμό φύλλων, οι βαθμίδες είναι σταθερά μηδενικές, υποδεικνύοντας ομοιόμορφες συνθήκες ξηρότητας μέσα στην κόμη. Στην υψηλότερη αέρια στρώση, που βρίσκεται μεταξύ 25,10 και 15,9 m (Σχ. 4.3.17.α), επικρατούν ομοιόμορφες με το ύψος συνθήκες ξηρότητας κατά την ημέρα, που εκφράζονται με μηδενικές βαθμίδες όλες τις εποχές του έτους. Το ίδιο ισχύει και για τις νύχτες των εποχών που το δάσος δε διαθέτει φύλλωμα, καθώς η ανάπτυξη φύλλων οδηγεί σε σχετικά αυξημένες θετικές βαθμίδες  $\theta VPD/\theta z$  το καλοκαίρι.

Η ημερήσια κύμανση των βαθμίδων  $\theta RH/\theta z$  εμφανίζει γενικά μικρότερες τιμές τη νύχτα σε σύγκριση με την ημέρα, οι οποίες μάλιστα είναι αρνητικές ανεξαρτήτως εποχής (Σχ. 4.3.18). Οι μεγαλύτερες αρνητικές βαθμίδες της σχετικής υγρασίας (-1,7%/m) εντοπίζονται τις πρώτες πρωινές ώρες την άνοιξη στη στρώση αέρα κάτω από το φύλλωμα (6,80-1,03 m). Τότε, οι αυξημένες βροχοπτώσεις φαίνεται ότι δημιουργούν υγρές συνθήκες στην εδαφική επιφάνεια, η οποία συνεχίζει να τροφοδοτεί με υγρασία το υπερκείμενο στρώμα αέρα, το οποίο, μάλιστα, εξαιτίας της έστω και περιορισμένης ανάπτυξης φυλλώματος, δύσκολα αναμιγνύεται με τα ανώτερα και ξηρότερα αέρια στρώματα.

Οι τιμές των βαθμίδων είναι ελάχιστες στην πιο απομακρυσμένη, από το δάσος στρώση αέρα (25,10-15,39 m) με τιμές μικρότερες από 0,7%/m, υποδεικνύοντας ομοιόμορφες συνθήκες RH πάνω από το δάσος. Βέβαια, στο αέριο στρώμα ακριβώς πάνω από την κορυφή των δένδρων (15,39-12,97 m), σε σύγκριση με όλες τις υπόλοιπες στάθμες οι βαθμίδες παρουσιάζουν έντονη ημερήσια κύμανση και είναι πολύ αρνητικές τη νύχτα και αρκετά θετικές τη μέρα, προδικάζοντας ξηρότερες συνθήκες στην κορυφή της φυτομάζας από ότι ψηλότερα. Μέσα στο φύλλωμα (12,97-6,80 m), οι βαθμίδες είναι σχεδόν μηδενικές, την ημέρα, ενώ τη νύχτα γίνονται αρνητικές. Έτσι, στη συγκεκριμένη στρώση, ενώ την ημέρα το φύλλωμα έχει την ίδια σχετική υγρασία, ανεξαρτήτως ύψους μέτρησης, τη νύχτα ο αέρας είναι υγρότερος στη βάση παρά στην κορυφή του φυλλοστρώματος.

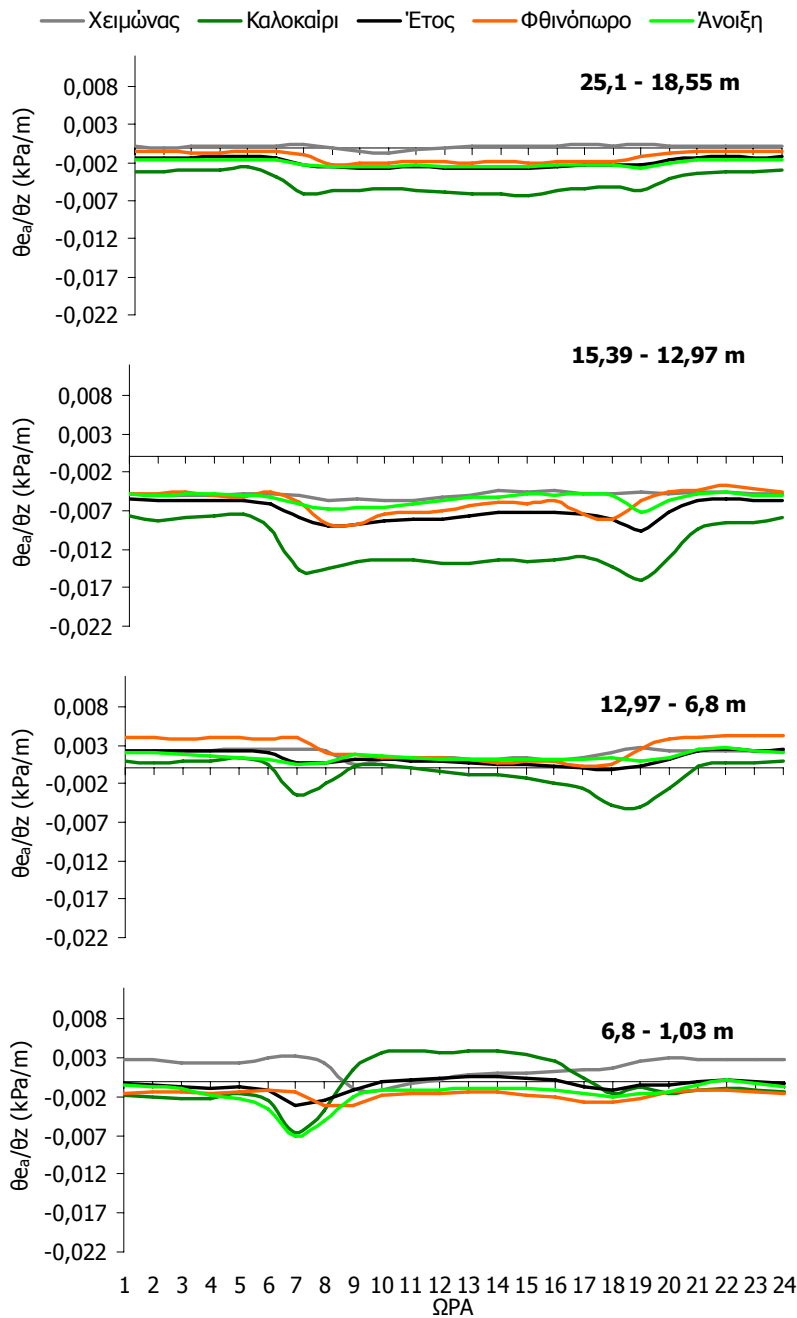
Αντίστοιχες είναι οι μεταβολές στην περιοχή των κορμών (6,80-1,03 m) με μηδενικές βαθμίδες την ημέρα και αρνητικές τη νύχτα, όπως ακριβώς και στην υπερκείμενη στρώση, όμως με μεγαλύτερες βαθμίδες τη νύχτα, ιδιαίτερα την άνοιξη.



Σχήμα 4.3.18: Μέση ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων βαθμίδων σχετικής υγρασίας,  $\theta_{RH}/\theta_z$ , σε διάφορα ύψη πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι ωριαίες μεταβολές των βαθμίδων  $\theta_{e_a}/\theta_z$  στην ετήσια και στις εποχιακές κατανομές τους (Σχ. 4.3.19). Γενικά, έχουν μικρές τιμές ανεξαρτήτως ώρας του ή ύψους μέτρησης. Οι εντονότερες μεταβολές εντοπίζονται στην αέρια στρώση ακριβώς πάνω από την κόμη, δηλαδή μεταξύ των σταθμών 15,39 και 12,97 m, όπου διαπιστώνονται σταθερά αρνητικές τιμές όλες τις

ώρες και τις εποχές του έτους, οι οποίες είναι ελαφρώς μεγαλύτερες την ημέρα και μεγεθύνονται σημαντικά το καλοκαίρι. Έτσι, την ημέρα, ο αέρας στην κορυφή της κόμης περιέχει μεγαλύτερες ποσότητες νερού από ότι ο αέρας πάνω από αυτή. Το καλοκαίρι, οι μεγαλύτερες αρνητικές βαθμίδες στην ίδια στρώση δείχνουν ακόμα μεγαλύτερες ποσότητες υδρατμών στην κορυφή του φυλλοστρώματος σε σύγκριση με ψηλότερα.



Σχήμα 4.3.19: Μέση ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων βαθμίδων της τάσης υδρατμών,  $\theta_{e_a}/\theta_z$ , σε διάφορα ύψη πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

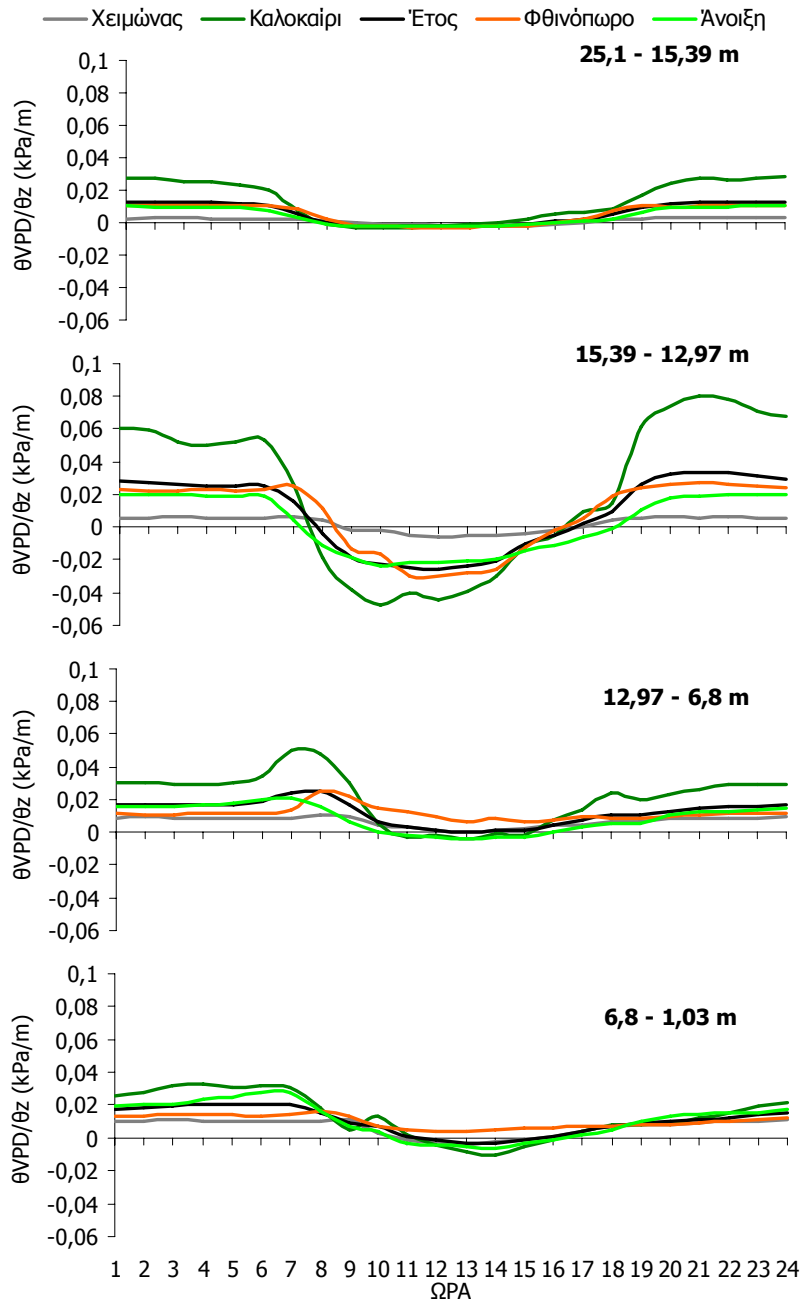
Νωρίς το πρωί και αργά το απόγευμα (με την ανατολή και τη δύση του ήλιου, αντίστοιχα), εντοπίζονται αυξημένες αρνητικές βαθμίδες σε όλες τις στρώσεις κυρίως το καλοκαίρι και λιγότερο την άνοιξη. Τότε, η υγρασία του αέρα μειώνεται με το ύψος και ο κατώτερος αέρας κάθε στρώσης περιέχει περισσότερους υδρατμούς από ότι ο ανώτερος. Το φαινόμενο είναι εντονότερο στη στρώση ακριβώς πάνω από την κορυφή των φύλλων (15,39-12,97 m). Η διαφορά αυτή των βαθμίδων, σε συνδυασμό με τις υψηλές τιμές  $e_a$  που εντοπίζονται τις συγκεκριμένες ώρες, αυξάνει την πιθανότητα σχηματισμού δρόσου στο φύλλωμα αλλά και μέσα στο δάσος, προσαρμοστικός μηχανισμός ιδιαίτερα ωφέλιμος, καθόσον οδηγεί στην αύξηση της υδατοδιαθεσιμότητας για βλαστική ανάπτυξη κατά την ξηρή περίοδο και εξασφάλιση της επιβιώσης των μεσογειακών δασών.

Οι μεταβολές των βαθμίδων  $\theta VPD/\theta z$  με το ύψος παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.20 και έχουν γενικά μικρές αρνητικές ή θετικές τιμές σε όλες τις στρώσεις αέρα μέσα ή πάνω από το οικοσύστημα. Εξαιρέση αποτελεί η στρώση ακριβώς πάνω από την κορυφή των δένδρων, δηλαδή μεταξύ των υψών 15,39 και 12,97 m, όπου οι βαθμίδες αποκτούν μέγιστες απόλυτες τιμές όλες τις ώρες και είναι αρνητικές της ημέρα και θετικές τη νύχτα, υποδεικνύοντας ξηρότερο αέρα στην κορυφή της φυλλάδας την ημέρα και ξηρότερες συνθήκες πάνω από την κόμη τη νύχτα.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον, παρουσιάζουν οι κατανομές των  $\theta VPD/\theta z$  την άνοιξη και το καλοκαίρι μέσα στο φυλλόστρωμα, δηλαδή στη στρώση που βρίσκεται μεταξύ των υψών 12,97 και 6,80 m. Εκεί, οι βαθμίδες  $\theta VPD/\theta z$  είναι θετικές και εμφανίζουν έντονη αύξηση νωρίς το πρωί και μικρότερη αργά το απόγευμα. Έτσι, μέσα στη φυλλάδα, διαπιστώνεται μια έντονη αύξηση του VPD με το ύψος, με τις ξηρότερες συνθήκες να επικρατούν στην κορυφή, φαινόμενο που οφείλεται αφενός στην έντονη αύξηση της θερμοκρασίας, εξαιτίας της έντονης απορρόφησης ακτινοβολίας σε σύγκριση με τα βαθύτερα στρώματα της φυλλάδας και αφετέρου στον πιθανό σχηματισμό δρόσου, που οδηγεί σε αποβολή υγρασίας από τον αέρα. Αργά το απόγευμα, η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της κορυφής και της βάσης του φυλλοστρώματος πιθανώς οδηγεί σε υγροποίηση των υδρατμών και συνεπώς ξηρότερες συνθήκες αέρα στην κορυφή παρά στη βάση της φυλλάδας.

Οι εποχιακές τιμές των κατακόρυφων βαθμίδων της σχετικής υγρασίας, την ημέρα, είναι ελάχιστες και σχεδόν μηδενικές σε όλες τις στάθμες μέτρησης, τόσο μέσα όσο και πάνω από το οικοσύστημα (Σχ. 4.3.21). Οι μέσες ετήσιες τιμές τους

κυμαίνονται από  $+0,1218 \pm 0,5809 \text{ \%/m}$  στην αέρια στρώση που βρίσκεται σε επαφή με την κορυφή των δένδρων (μεταξύ των υψών 15,39 και 12,97 m), έως  $-0,2118 \pm 0,4477 \text{ \%/m}$  μέσα στο φύλλωμα (μεταξύ των υψών 12,97 και 6,80 m). Ελαφρά μεγεθυμένες γίνονται οι βαθμίδες το φθινόπωρο μέσα στο δάσος με μέσες τιμές  $-0,3791 \pm 0,4133 \text{ \%/m}$  και  $-0,3254 \pm 0,4172 \text{ \%/m}$  μέσα και κάτω από τη φυλλάδα, αντίστοιχα.

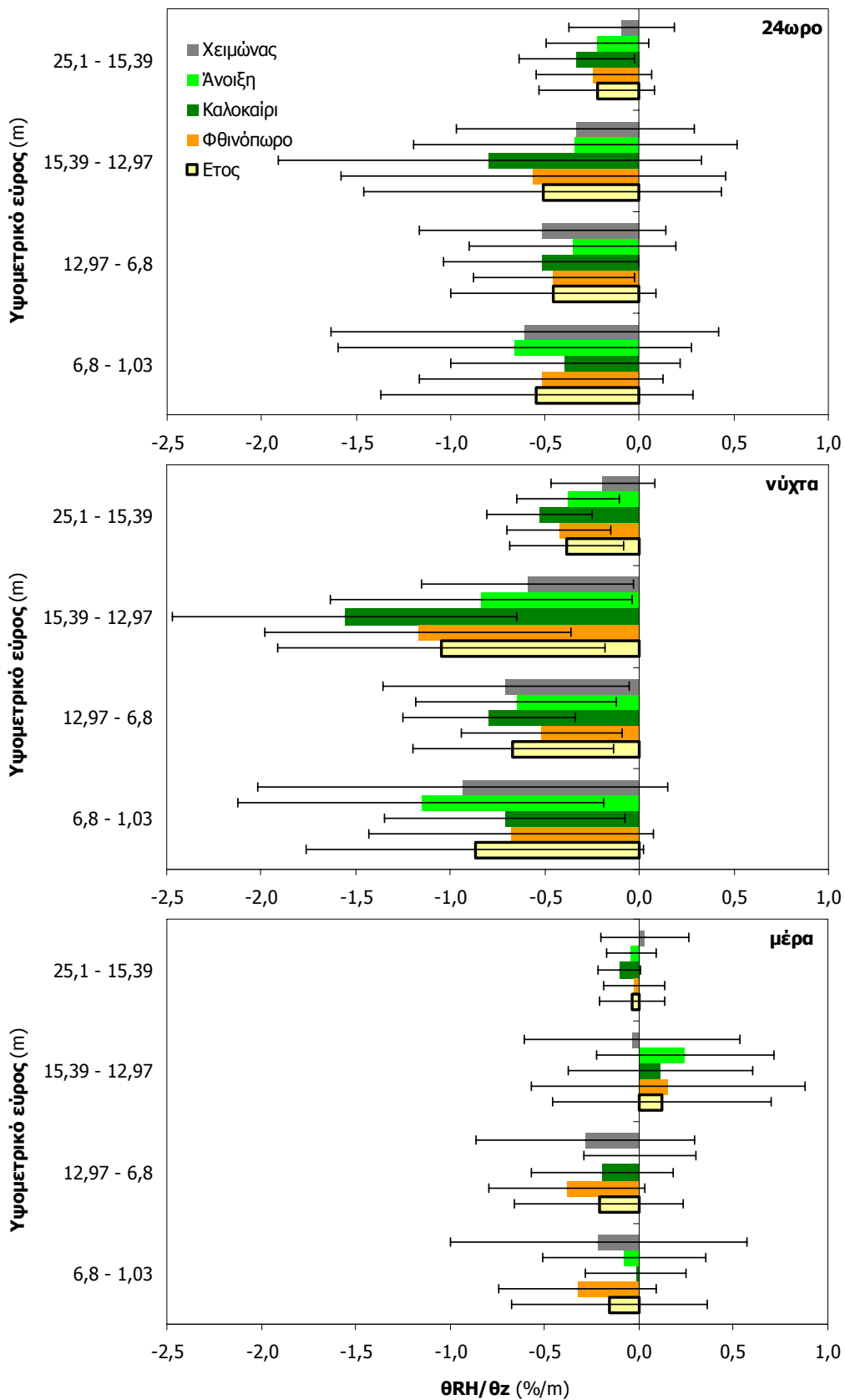


Σχήμα 4.3.20: Μέση ημερήσια κόμανση των κατακόρυφων βαθμίδων του κοροπληρώματος,  $\theta VPD/\theta z$ , σε διάφορα ύψη πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

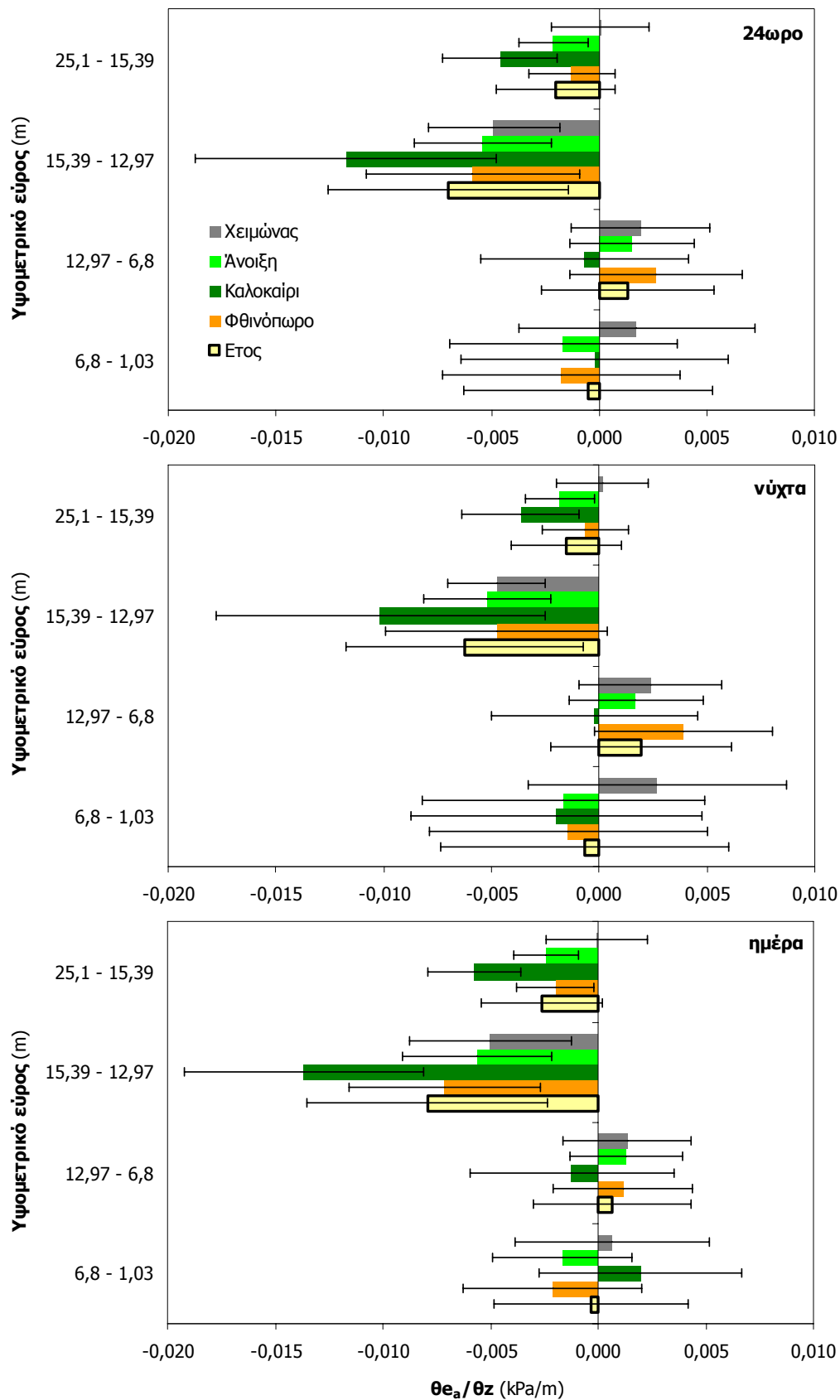
Οι βαθμίδες  $\theta RH/\theta z$  γίνονται μηδενικές τις νύχτες και οι μέσες ετήσιες τιμές τους στις διάφορες αέριες στρώσεις κυμαίνονται από  $-0,3846 \pm 0,2997 \text{ \%/m}$  στην πιο υψηλή στρώση (25,10-15,39 m) έως  $-1,049 \pm 0,8642 \text{ \%/m}$  στη στρώση ακριβώς πάνω από το φύλλωμα. Σε όλες τις στάθμες, οι βαθμίδες είναι μεγεθυμένες το καλοκαίρι, ενώ οι μέγιστες αρνητικές τιμές τους εντοπίζονται ακριβώς πάνω από το φύλλωμα ( $-1,5610 \pm 0,9089 \text{ \%/m}$ ). Εξαιρέση, βέβαια, αποτελεί ο αέρας κάτω από τα φύλλα, με τη μεγαλύτερη αρνητική εποχιακή τιμή  $\theta RH/\theta z$  να παρουσιάζεται την άνοιξη ( $-1,1558 \pm 0,9653 \text{ \%/m}$ ). Σε εποχιακή βάση, οι μικρότερες αρνητικές βαθμίδες, πάνω από την κόμη, καταγράφονται το χειμώνα ( $-0,1950 \pm 0,2756 \text{ \%/m}$  και  $-0,5911 \pm 0,5635 \text{ \%/m}$ , στις στρώσεις 25,10-15,39 m και 15,39-12,97 m, αντίστοιχα) και μέσα στο δάσος το φθινόπωρο ( $-0,5185 \pm 0,4262 \text{ \%/m}$  και  $-0,6816 \pm 0,7522 \text{ \%/m}$  στις στρώσεις 12,97-6,80 m και 6,80-1,03 m, αντίστοιχα). Αντίστοιχες με της νύχτας είναι και οι τιμές των βαθμίδων σε κλίμακα 24ώρου, όμως με μικρότερες τιμές.

Οι εποχιακές τιμές των βαθμίδων  $\theta e_a/\theta z$  παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.22. Κατά την ημέρα, οι βαθμίδες της τάσης υδρατμών είναι σχεδόν μηδενικές μέσα στο οικοσύστημα, ενώ παίρνουν αρνητικές τιμές πάνω από αυτό, οι οποίες όμως μικραίνουν, κατά απόλυτη τιμή, όσο απομακρυνόμαστε από την κορυφή. Σε ετήσια βάση, οι τιμές των βαθμίδων κυμαίνονται από  $-0,0003 \pm 0,0045 \text{ kPa/m}$  κάτω από το φύλλωμα έως  $-0,0079 \pm 0,0056 \text{ kPa/m}$  ακριβώς πάνω από αυτό. Ως προς την εποχιακή μεταβλητότητα, οι μεγαλύτερες τιμές παρουσιάζονται το καλοκαίρι στη στρώση 15,39-12,97 m ( $-0,0137 \pm 0,0056 \text{ kPa/m}$ ).

Τη νύχτα οι τιμές των βαθμίδων διαφοροποιούνται ελάχιστα σε σύγκριση με την ημέρα. Μέσα στο δάσος, οι σχεδόν μηδενικές τιμές διατηρούνται όλες τις εποχές, με απόλυτες βαθμίδες μικρότερες από  $0,0027 \pm 0,0060 \text{ kPa/m}$ . Οι μέσες ετήσιες τιμές των βαθμίδων είναι  $+0,0019 \pm 0,0042 \text{ kPa/m}$  μέσα στο φύλλωμα και  $-0,0007 \pm 0,0067 \text{ kPa/m}$  κάτω από αυτό. Πάνω από το δάσος, οι βαθμίδες είναι αρνητικές και γενικά αυξημένες το καλοκαίρι. Αυτή την εποχή, ακριβώς πάνω από το φύλλωμα παρουσιάζεται η μέγιστη μέση τιμή  $\theta e_a/\theta z$  ( $-0,0101 \pm 0,0076 \text{ kPa/m}$ ), ενώ σε ετήσια βάση η αντίστοιχη μέση τιμή ( $-0,0063 \pm 0,0055 \text{ kPa/m}$ ) είναι η υψηλότερη σε σχέση με τις υπόλοιπες στρώσεις. Σε 24ωρη βάση οι βαθμίδες είναι σχεδόν ίσες με εκείνες της ημέρας ή της νύχτας.

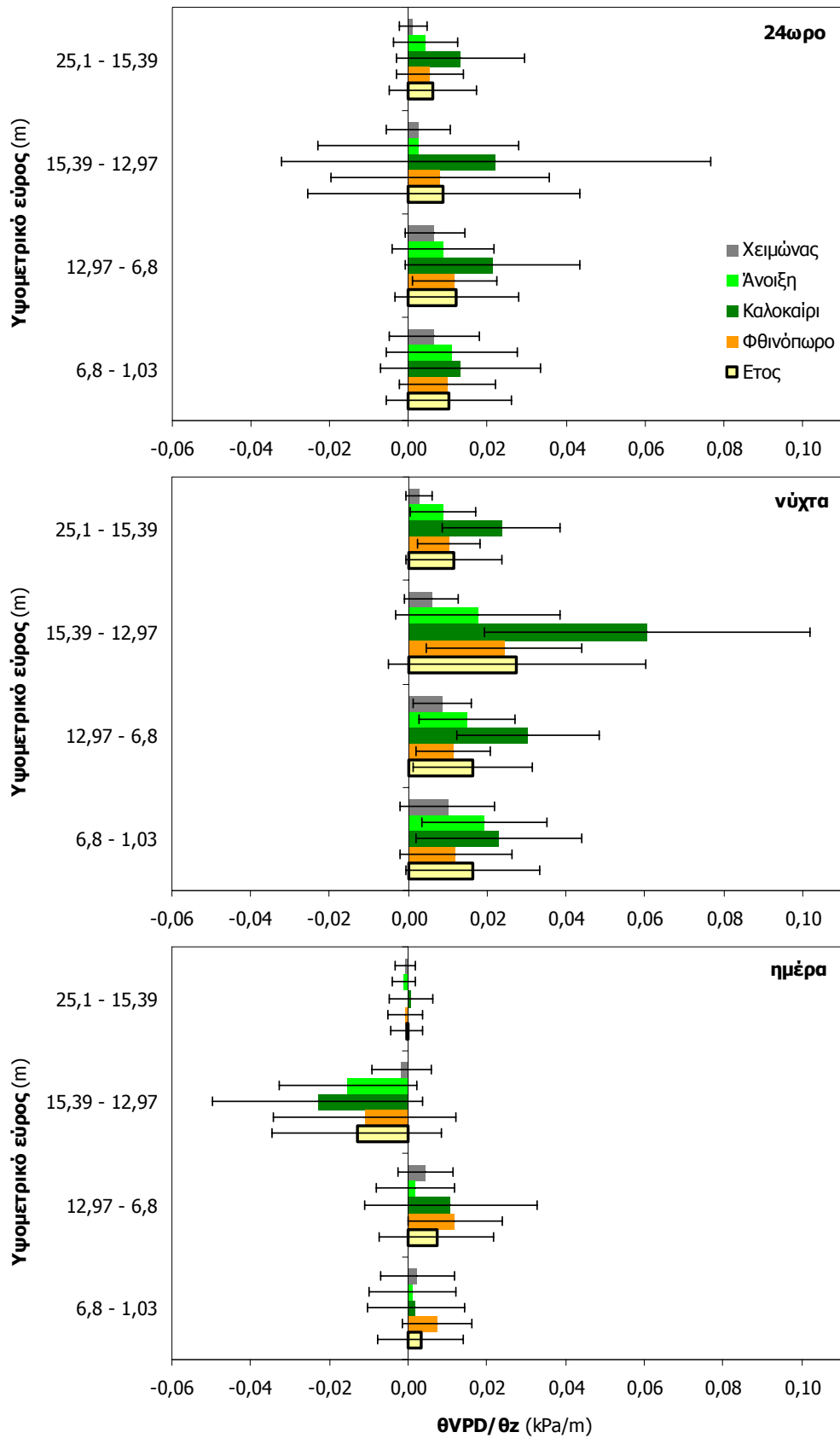


Σχήμα 4.3.21: Ετήσια και εποχιακές μέσες κατατομές βαθμίδων σχετικής υγρασίας,  $\theta RH/\theta z$ , και οι τυπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη, σε 24ωρη βάση και χωριστά τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999-2002.



Σχήμα 4.3.22: Ετήσια και εποχιακές μέσες κατατομές των βαθμίδων της τάσης υδρατμών,  $\theta_{e,a}/\theta_z$  και οι τυπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτόκομή, σε 24ωρη βάση και χωριστά τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999-2002.





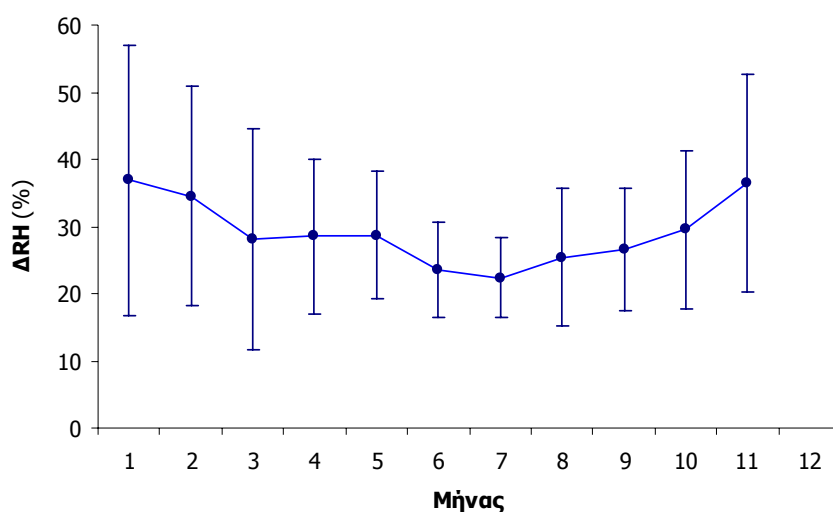
Σχήμα 4.3.23: Ετήσια και εποχιακές μέσες κατατομές των βαθμίδων του κοροπληρώματος,  $\theta VPD/\theta z$  και οι τοπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φωτοκόμη, σε 24ωρη βάση και χωριστά τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999 – 2002.

Η ετήσια και οι εποχιακές βαθμίδες  $\theta\text{VPD}/\theta z$  έχουν γενικά χαμηλές απόλυτες τιμές την ημέρα και μεγαλύτερες τη νύχτα (Σχ. 4.3.23). Μάλιστα, την ημέρα οι τιμές τους είναι σχεδόν μηδενικές σε όλες τις αέριες στρώσεις, όλες τις εποχές, με εξαίρεση ίσως τη στρώση ακριβώς πάνω από το δάσος, που παρουσιάζει αρνητικές τιμές με μέση ετήσια  $-0,0130 \pm 0,0216$  kPa/m. Η μεγαλύτερη απόλυτη εποχιακή βαθμίδα καταγράφεται το καλοκαίρι ( $-0,0230 \pm 0,0266$  kPa/m) στην προαναφερθείσα στρώση, υποδεικνύοντας υγρότερες συνθήκες κοντά στο φύλλωμα.

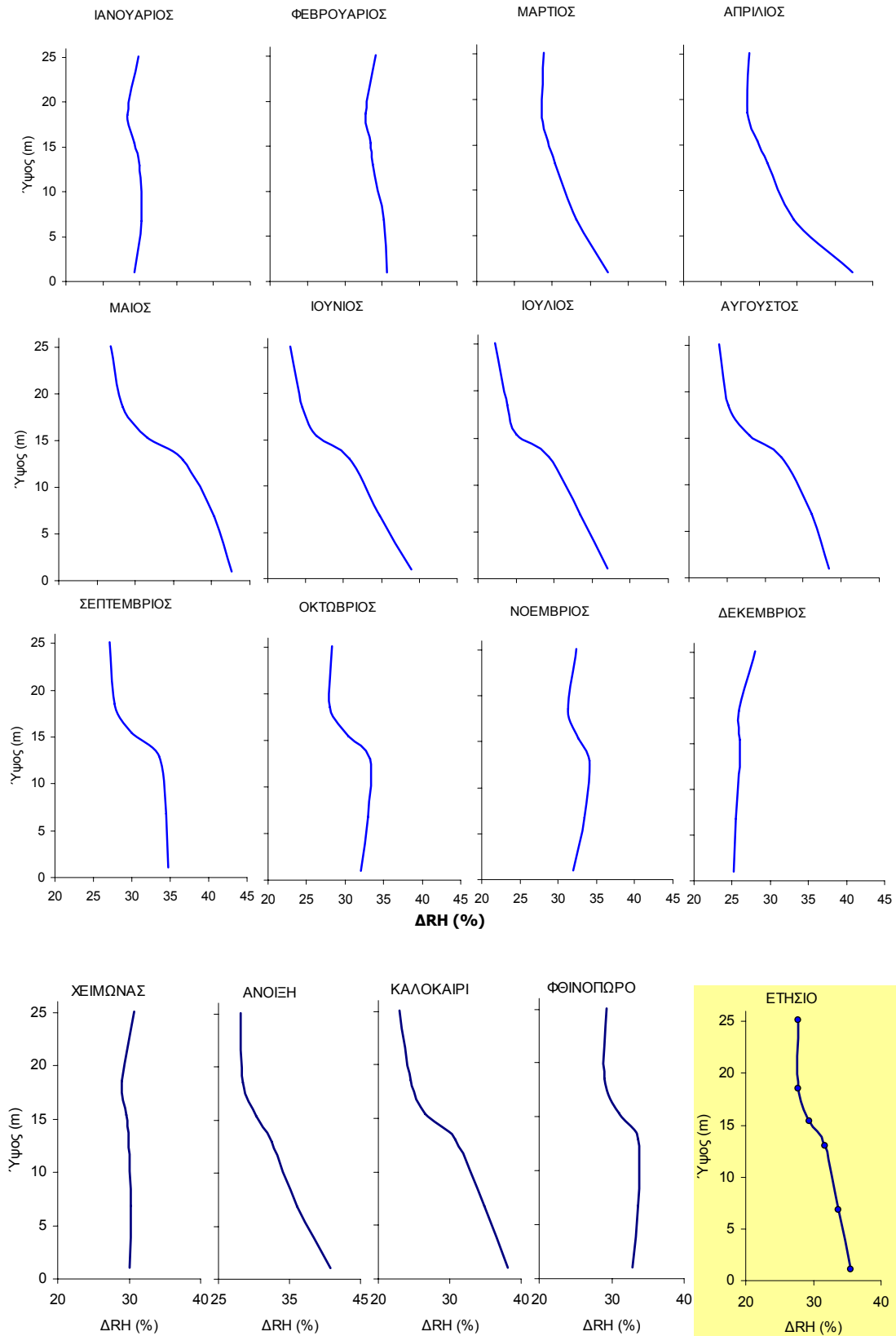
Τη νύχτα, οι βαθμίδες  $\theta\text{VPD}/\theta z$  έχουν αρνητικές τιμές σε ολόκληρη την κατατομή τους. Οι ετήσιες τιμές τους κυμαίνονται από  $+0,0115 \pm 0,0123$  kPa/m στη στρώση 25,10-15,39 m έως  $+0,0275 \pm 0,0327$  kPa/m ακριβώς πάνω από την κορυφή των δένδρων, με ενδιάμεσες τιμές μέσα στο δάσος ( $+0,0165 \pm 0,0151$  kPa/m και  $+0,0162 \pm 0,0169$  kPa/m μέσα στο φύλλωμα και κάτω από αυτό, αντίστοιχα).

#### 4.3.1.4. Ημερήσιο εύρος υγρασίας αέρα

Το ημερήσιο εύρος της σχετικής υγρασίας  $\Delta\text{RH}$  εμφανίζει μεταβλητότητα τόσο με την εποχή όσο και με το ύψος μέτρησης, όπως παρουσιάστηκε ήδη στο Σχ. 4.3.5. Οι μηνιαίες τιμές του  $\Delta\text{RH}$  σε ύψος 18 m (Σχ. 4.3.24) είναι αυξημένες και με μεγάλη μεταβλητότητα τη χειμερινή περίοδο και μειωμένες αλλά σταθερότερες το καλοκαίρι, ενώ η ελάχιστη μηνιαία τιμή (23%) αντιστοιχεί στον Ιούλιο. Το  $\Delta\text{RH}$  συνδέεται με τη διαφορά σχετικής υγρασίας μεταξύ ημέρας και νύχτας, ενώ ακολουθεί γενικά τις αντίστοιχες χρονικές ή υψομετρικές μεταβολές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους, που παρουσιάστηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο.



Σχήμα 4.3.24: Μέσες μηνιαίες τιμές και τυπικές αποκλίσεις του ημερήσιου υγρασιακού εύρους,  $\Delta\text{RH}$ , σε ύψος 18,55 m, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.

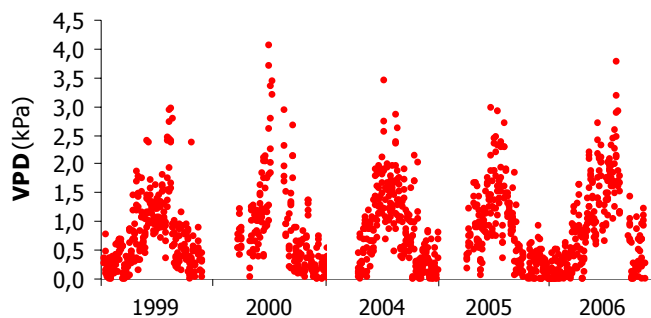


Σχήμα 4.3.25: Ετήσια και μηνιαίες μεταβολές του ημερήσιου υγρασιακού εύρους αέρα,  $\Delta RH$ , σε διάφορα ύψη πάνω από, μέσα και κάτω από τη δασική φυτοκόμμη, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.

Το  $\Delta RH$  μειώνει τις τιμές του με την υψομετρική αύξηση (Σχ. 4.3.25). Γενικά, οι κατατομές του έχουν ανάστροφη σιγμοειδή μορφή και είναι ηπιότερες το χειμώνα, υποδεικνύοντας ευνοϊκότερες συνθήκες ανάμιξης του αέρα και πιο ομαλές μεταβολές της σχετικής υγρασίας κατά τη διάρκεια του 24ώρου, εξαιτίας της απουσίας φυλλώματος. Αντίθετα, το καλοκαίρι οι μεταβολές των τιμών του  $\Delta RH$  με το ύψος είναι εντονότερες, κυρίως μέσα στο δάσος, καθώς το φύλλωμα εμποδίζει τη γρήγορη ανάμιξη του αέρα, με αποτέλεσμα ο εγκλωβισμένος και σχεδόν ακίνητος αέρας στο φύλλωμα και κάτω από αυτό να αυξάνει την απόλυτη υγρασία του την ημέρα. Όμως η αυξημένη θερμοκρασία οδηγεί τελικά σε μικρότερες τιμές RH ημέρας, μεγεθύνοντας έτσι το  $\Delta RH$ .

#### 4.3.1.5. Διαχρονικές μεταβολές

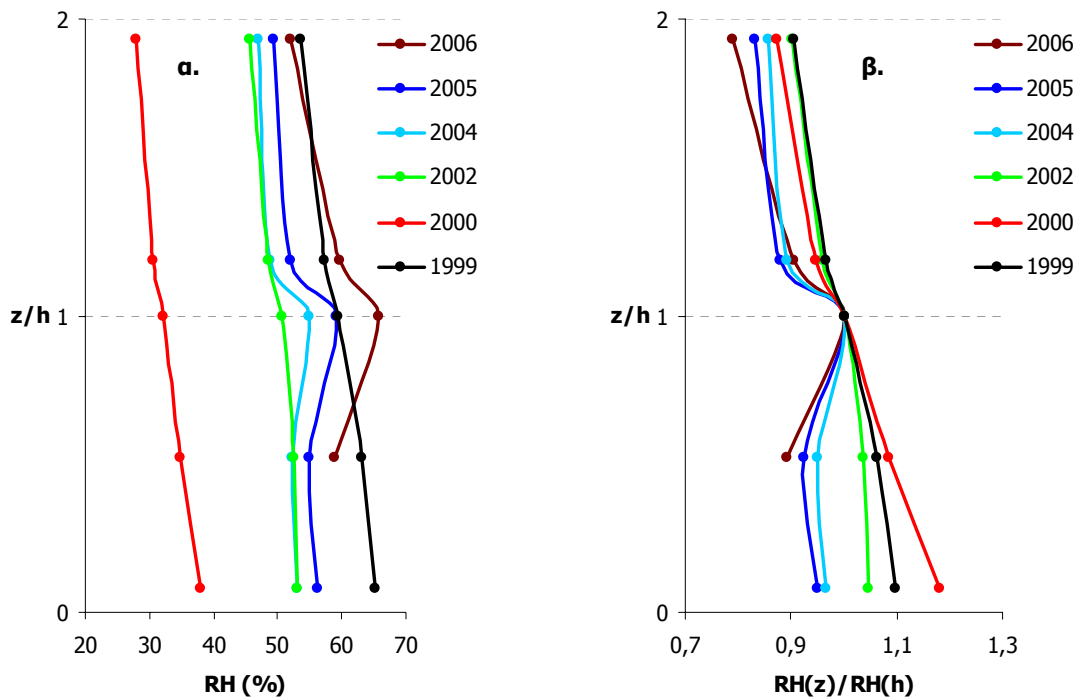
Από όλη την περίοδο λήψης μετρήσεων στο δάσος του Μογγοστόύ, οι ξηρότερες συνθήκες διαπιστώθηκαν το καλοκαίρι του 2000, όπως άλλωστε προκύπτει και από τη διαχρονική μεταβολή των μέσων ημερήσιων τιμών του VPD του Σχ. 4.3.26. Αρκετά ξηρές, όμως παροδικές, συνθήκες διαπιστώνονται και για ορισμένες μέρες του Αυγούστου του 2006, ενώ ο Ιούλιος έχει ηπιότερες τιμές.



Σχήμα 4.3.26: Μέσες ημερήσιες τιμές του ελλείμματος κορεσμού, VPD, πάνω από το δάσος του Μογγοστόύ (ύψος 18,55 m), για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων (1999-2006)

Ιδιαίτερα ενδιαφέρουσα είναι η διερεύνηση των μεταβολών των κατατομών της υγρασίας κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, από έτος σε έτος. Ενδεικτικά, στο Σχ. 4.3.27 παρουσιάζονται οι κατατομές της σχετικής υγρασίας (RH) για τον μήνα Ιούλιο όλων των ετών μέτρησης. Γενικά, παρατηρούνται μειωμένες τιμές RH το 2000 σε ολόκληρη την κατακόρυφη κατατομή. Τα προφίλ της σχετικής υγρασίας

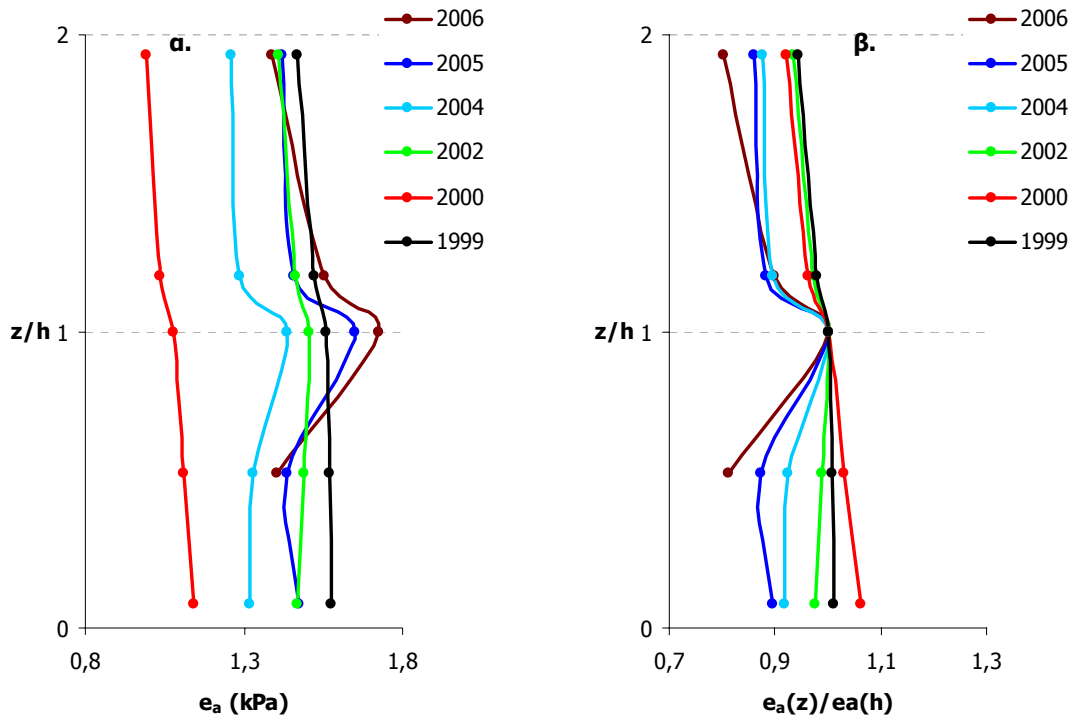
παρουσιάζουν μικρές μεταβολές με το ύψος και έχουν τη μορφή που παρουσιάστηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο. Από το 2004 και έπειτα, η μορφή της κατατομής διαφοροποιείται έντονα, με τις μεγαλύτερες τιμές RH να καταγράφονται στην κορυφή της κόμης. Φαίνεται, λοιπόν, ότι η αραιώση των δένδρων το 2004 οδήγησε σε αύξηση της υγρασίας στο φυλλόστρωμα καθώς η ηλιακή ακτινοβολία μπορούσε να διεισδύσει βαθύτερα στο δάσος, εντεινώντας τη διαπνοή και κάτω από την κορυφή των δένδρων. Σε συνδυασμό, μάλιστα, με τις χαμηλές ανεμοταχύτητες, οι υδρατμοί παρέμειναν εγκλωβισμένοι μέσα στο φύλλωμα, αυξάνοντας τη σχετική υγρασία. Τα κενά βλάστησης φαίνεται ότι παραμένουν τα επόμενα έτη, παρά την σχεδόν πλήρη αποκατάσταση της φυλλικής επιφάνειας, η οποία μάλλον συμβαίνει με ανάπτυξη νέων φύλλων, όχι μόνο στην κορυφή αλλά κυρίως κάτω από αυτή, με αποτέλεσμα καλύτερη αξιοποίηση του φωτός και από τα κατώτερα φύλλα. Έτσι, οι υψηλοί ρυθμοί διαπνοής διατηρούνται και τα έτη 2005 και 2006 και η κατατομή της σχετικής υγρασίας, μεγιστοποιεί τις τιμές της μέσα στη φυλλάδα.



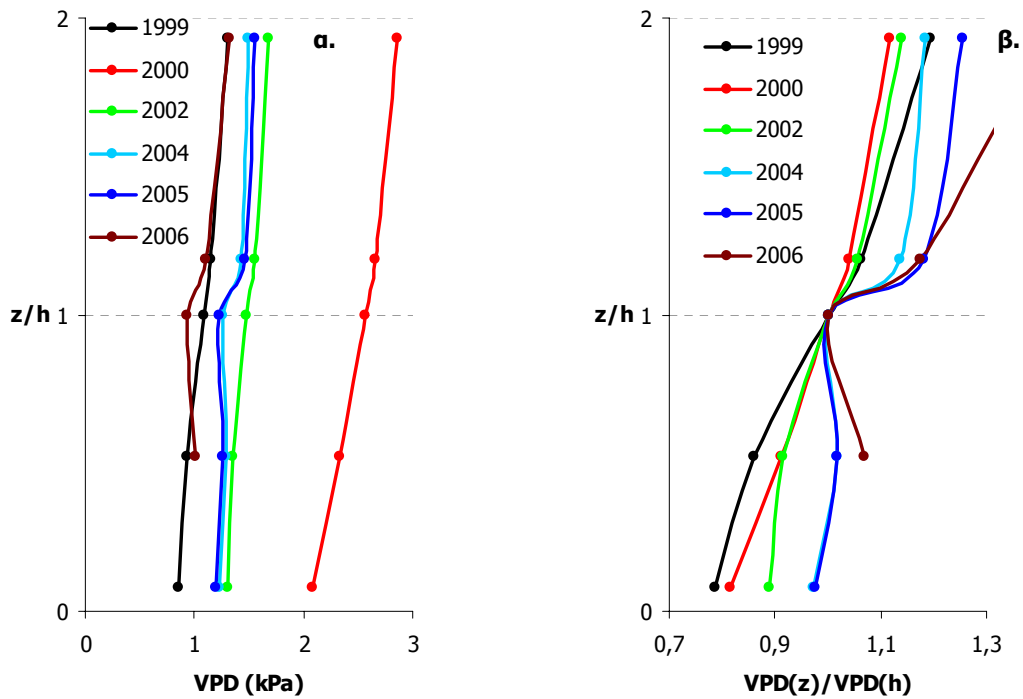
Σχήμα 4.3.27: Κατατομές (α) σχετικής υγρασίας, RH, και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Οι υψηλές τιμές RH μετά την αραιώση των δένδρων (2004) οφείλεται στην αυξημένη παραγωγή υδρατμών και όχι σε πιθανή μείωση της θερμοκρασίας μέσα στο φύλλωμα, όπως άλλωστε επιβεβαιώνεται και από τις κατατομές της τάσης

υδρατμών  $e_a$  του Σχ. 4.3.28, αλλά και από τις αντίστοιχες του κοροπληρώματος VPD του Σχ. 4.3.29.



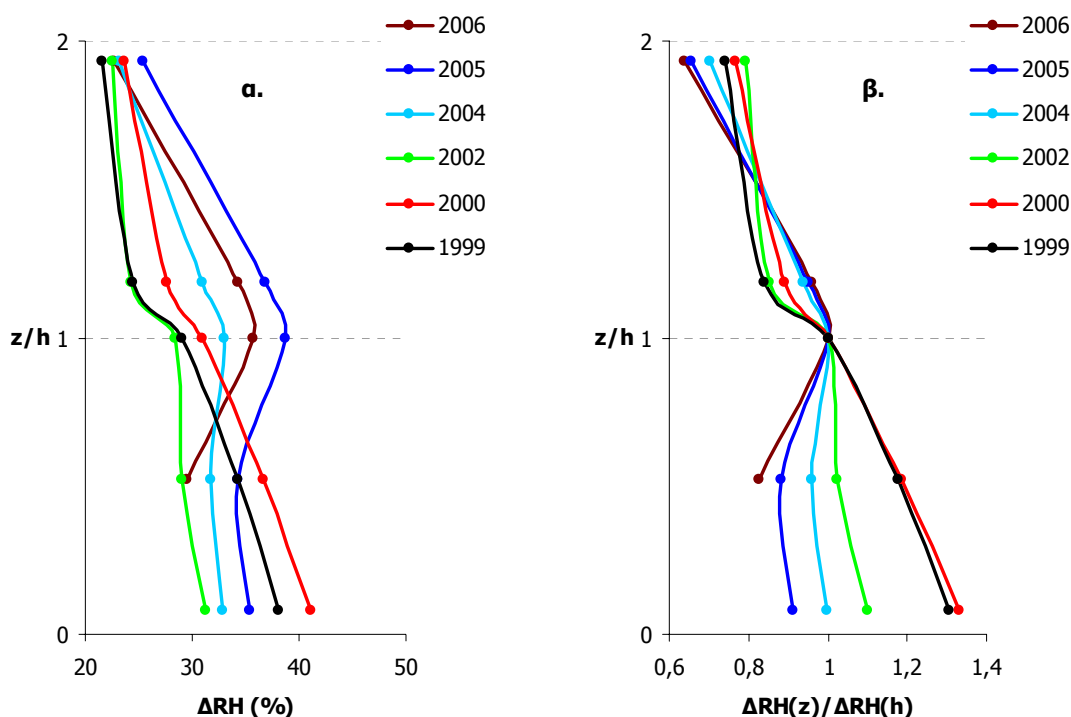
Σχήμα 4.3.28: Κατατομές (α) της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.



Σχήμα 4.3.29: Κατατομές (α) του ελλείμματος κορεσμού, VPD, και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Συγκεκριμένα, μετά την αραίωση, η τάση υδρατμών  $e_a$  εντός της φυλλάδας, μεγιστοποιείται σε σχέση με τις υπόλοιπες υψομετρικές στάθμες, ενώ αντίστροφα οι τιμές VPD ελαχιστοποιούνται και μάλιστα, όπως και στην περίπτωση της RH, οι σχετικές διαφορές τους είναι πολύ πιο έντονες από ότι πριν την υλοτομία.

Διαφοροποιήσεις στη μορφή τους παρουσιάζουν και οι κατατομές του ημερήσιου εύρους της σχετικής υγρασίας  $\Delta RH$ , στις διάφορες στάθμες μετά την κοπή των δένδρων (Σχ. 4.3.30). Τα ημερήσια  $\Delta RH$  έχουν αυξημένες τιμές ακόμα και πάνω από το οικοσύστημα. Βέβαια, οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στην κορυφή της κόμης. Συγκεκριμένα, τον Ιούλιο του 2005 στην κορυφή των δένδρων το  $\Delta RH$  ήταν κατά 10% περίπου μεγαλύτερο από ότι το 1999, όταν σε ύψος  $z \approx 2h$ , ήταν περίπου 4%. Οι αυξημένες τιμές  $\Delta RH$  μετά την αραίωση, κυρίως μέσα και ακριβώς πάνω από το φύλλωμα, οφείλονται στις αυξημένες ποσότητες υδρατμών κατά την ημέρα παρά σε διαφοροποιήσεις τη νύχτα.



Σχήμα 4.3.30: Κατατομές (α) του ημερήσιου εύρους σχετικής υγρασίας,  $\Delta RH$ , και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Οι σχετικές (κανονικοποιημένες) τιμές του  $\Delta RH$  πάνω από το δάσος ως προς το επίπεδο αναφοράς ( $z/h=1$ ), μετά την αραίωση των δένδρων, το 2004, είναι μειωμένες σε σύγκριση με το 1999. Αντίθετα κάτω από τη φυλλάδα, οι τιμές  $\Delta RH$

είναι μειωμένες και αποκλίνουν λιγότερο. Αυτό οφείλεται πιθανώς στην καλύτερη αγωγή θερμότητας και υδρατμών μέσα στο οικοσύστημα, που ευνοείται από σχετική νηνεμία αλλά και από την ύπαρξη κενών στη βλάστηση, με αποτέλεσμα πιο ομοιόμορφες μεταβολές της RH μεταξύ ημέρας και νύχτας.



### 4.3.2. Υγρασία εδάφους

Η εδαφική υγρασία αλλά και η περιεκτικότητα του εδάφους σε θρεπτικά στοιχεία αποτελούν τους σημαντικότερους παράγοντες για τη διαφοροποίηση της φυσικής βλάστησης (Day and Monk 1974, Whittaker 1975, Adams and Anderson 1980). Παρά τη σημασία, όμως, της διαθεσιμότητας νερού στο έδαφος, τόσο για τη βλαστική ανάπτυξη, όσο και για τους τύπους βλάστησης που επικρατούν σε μια περιοχή, είναι αρκετά συχνές οι περιπτώσεις περιβαλλοντικών ερευνών χωρίς δεδομένα εδαφικής υγρασίας. Έτσι, συχνά, η υγρασία στο έδαφος εκτιμάται μέσω μόνο μιας βαθμίδας, που δίνει γραμμική μεταβολή του μεγέθους με το βάθος, ή γίνονται παραδοχές όπως σταθερή τιμή της με το βάθος, ενώ σπανιότερες είναι οι επιτόπιες μετρήσεις της (Day and Monk 1974, Adams and Anderson 1980, Abrams 1986, Fralish 1988, Franklin et al. 1993). Αν και υπάρχουν εκτιμήσεις του υδατικού περιβάλλοντος στο έδαφος με λήψη μετρήσεων σε ένα ή περισσότερα βάθη, στις περισσότερες περιπτώσεις αφορούν ένα μόνο στάδιο ανάπτυξης που αντιστοιχεί σε μια μόνο εποχή (Helvey et al. 1972, Knapp et al. 1993, Anderson et al. 1995). Για τη σωστή εξαγωγή συμπερασμάτων, είναι σημαντική η παρακολούθηση της εξέλιξης της εδαφικής υγρασίας για σειρά ετών κατά τη διάρκεια ολόκληρης της βλαστικής περιόδου, καθώς το υδατικό περιεχόμενο του εδάφους αυξάνεται ανάλογα με την ένταση και συχνότητα των βροχοπτώσεων και μειώνεται κατά τη διάρκεια της βλαστικής περιόδου (Sala et al. 1992, Veenendaal et al. 1996), έτσι ώστε η εδαφική υγρασία να διαφοροποιεί τις κατακόρυφες βαθμίδες της ως προς το έτος, την εποχή αλλά και ως προς το βάθος (Yanasisawa and Fujita 1999).

Η διαθεσιμότητα του νερού για βλαστική ανάπτυξη διαφοροποιείται με τον τύπο του εδάφους και καθορίζεται από τη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας (Χ.Κ.Υ.) και την υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους, δηλαδή από τις σχέσεις  $\Theta=\Theta(H)$  και  $K=K(\Theta)$  (Πουλοβασίλης 2010). Έτσι, τα λεπτόκοκκα αργιλώδη εδάφη μπορούν να συγκρατούν μεγαλύτερες ποσότητες νερού από τα χονδρόκοκκα αμμώδη, με ισχυρότερες δυνάμεις (Salter and Williams 1965). Τα αργιλώδη μπορούν να έχουν μεγαλύτερη διαθέσιμη υγρασία από τα αμμώδη, όμως από αυτή την ποσότητα νερού μόνο ένα ποσοστό είναι προσλήψιμο από τα φυτά (ωφέλιμη υγρασία). Η ποσότητα του εδαφικού νερού, που μπορεί να αξιοποιηθεί από τη βλάστηση, καθορίζεται επίσης από τα χαρακτηριστικά (πυκνότητα, βάθος διείσδυσης κ.ά.) του ριζικού συστήματος και συνεπώς εξαρτάται από το φυτικό είδος. Το

χαρακτηριστικό αυτό είναι εξαιρετικά σημαντικό όταν η δομή του εδάφους, άρα και η εδαφική υγρασία, διαφοροποιείται με το βάθος. Υπάρχει πλήθος αναφορών στη διεθνή βιβλιογραφία σχετικά με την κατανομή του ριζικού συστήματος των φυτών με το βάθος (Harris et al. 1977, Yin et al. 1989, Hendrick and Pregitzer 1992, Puri et al. 1994, Canadel et al. 1996, Yanagisawa and Fujita 1999), τις διαφοροποιήσεις μεταξύ των ειδών (Karizumi 1979, Ares and Peinemann 1992), τη σχέση του βάθους των ριζών και της διαθεσιμότητας εδαφικού νερού κυρίως σε ξηρικές περιοχές (Davis and Mooney 1986, Donovan and Ehleringer 1994, Dawson and Pate 1966) και λιβάδια (Sala et al. 1981, Schulze et al. 1996, Weltzin and McPherson 1997), αλλά και με διαφορετικές κλίσεις εδάφους (Yanagisawa and Fujita 1999).

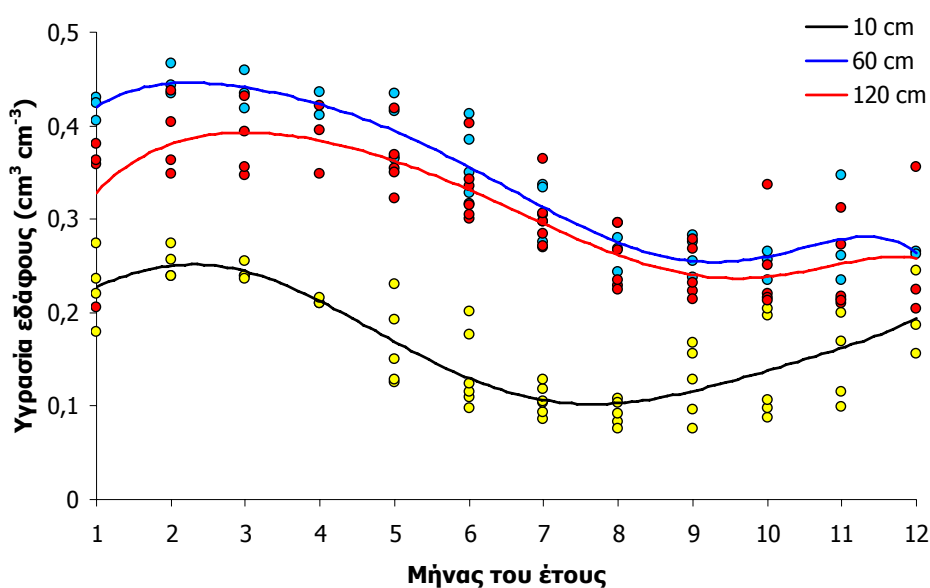
Σχετικά με τις δρύνες (*Quercus serrata* και *Quercus glauca*) οι Yanagisawa and Fujita (1999) αναφέρουν βαθύτερη διείσδυση των ριζών τους σε σχέση με άλλα δασικά είδη μέχρι 2,5 m από την εδαφική επιφάνεια, αν και το 90% του ριζικού όγκου περιέχεται στα πρώτα 80 cm. Η μέγιστη ριζική πυκνότητα βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια, ενώ το μέσο μέγιστο βάθος διείσδυσης φτάνει τα 165 cm. Για τις περιπτώσεις οικοσυστημάτων σε ξηροθερμικές περιοχές γίνεται αντιληπτό ότι, η μικρή πυκνότητα ριζών στα μεγάλα βάθη είναι καθοριστικής σημασίας για την επιβίωση των δένδρων υπό συνθήκες μειωμένης υδατοδιαθεσιμότητας κατά την καλοκαιρινή περίοδο. Ιδιαίτερα όμως για την Ελλάδα, εξαιτίας του μικρού βάθους των εδαφών, περιορίζεται η διείσδυση των ριζών.

#### **4.3.2.1. Ετήσιες, εποχιακές και ημερήσιες κυμάνσεις**

Στο Μογγοστό, το έδαφος διαφοροποιεί την κοκκομετρική του σύσταση με το βάθος, παρουσιάζοντας ένα στρώμα αρκετά πλούσιο σε άργιλο περί τα 60 cm, ανάμεσα σε δύο αμμώδη (βλ. κεφ. 2.2). Η μέση υδατοχωρητικότητα στη ζώνη από 0 έως 120 cm καθορίζεται από υδατοϊκανότητα  $FC=42\%$  και σημείο μάρανσης  $PWP=5\%$ . Έτσι, προκύπτει ότι, η εδαφική στρώση 0-120 cm ενώ μπορεί να συγκρατήσει  $0,42 \times 1200 = 504$  mm νερού, μόνο τα 444 mm από αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν από τους φυτικούς ιστούς και συνιστούν την προσλήψιμη (διαθέσιμη) υγρασία. Θεωρώντας ότι ισχύουν τα ίδια υδραυλικά χαρακτηριστικά και βαθύτερα (μέχρι 165 cm), τα αντίστοιχα μεγέθη γίνονται 680 mm και 611 mm.

Η μέση ετήσια κατανομή των μηνιαίων τιμών της εδαφικής υγρασίας σε διάφορα βάθη στο δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού παρουσιάζεται στο

Σχ. 4.3.31. Ανεξάρτητα από την εποχή, οι μικρότερες εδαφικές υγρασίες καταγράφονται στο μικρότερο βάθος (10 cm), ενώ οι μεγαλύτερες στην πλούσια σε άργιλο περιοχή των 60 cm, η οποία είναι γενικά υγρότερη ακόμα και από την υποκείμενη των 120 cm, με μικρές όμως διαφορές, οι οποίες μάλιστα ελαχιστοποιούνται την καλοκαιρινή περίοδο. Οι ξηρότερες συνθήκες στο έδαφος καταγράφονται κοντά στην επιφάνεια (βάθος 10 cm) μεταξύ Ιουλίου και Αυγούστου, ενώ βαθύτερα (60 και 120 cm) εντοπίζονται το Σεπτέμβριο ή αργότερα, υποδεικνύοντας μια χρονο-υστέρηση περίπου 2 μηνών.

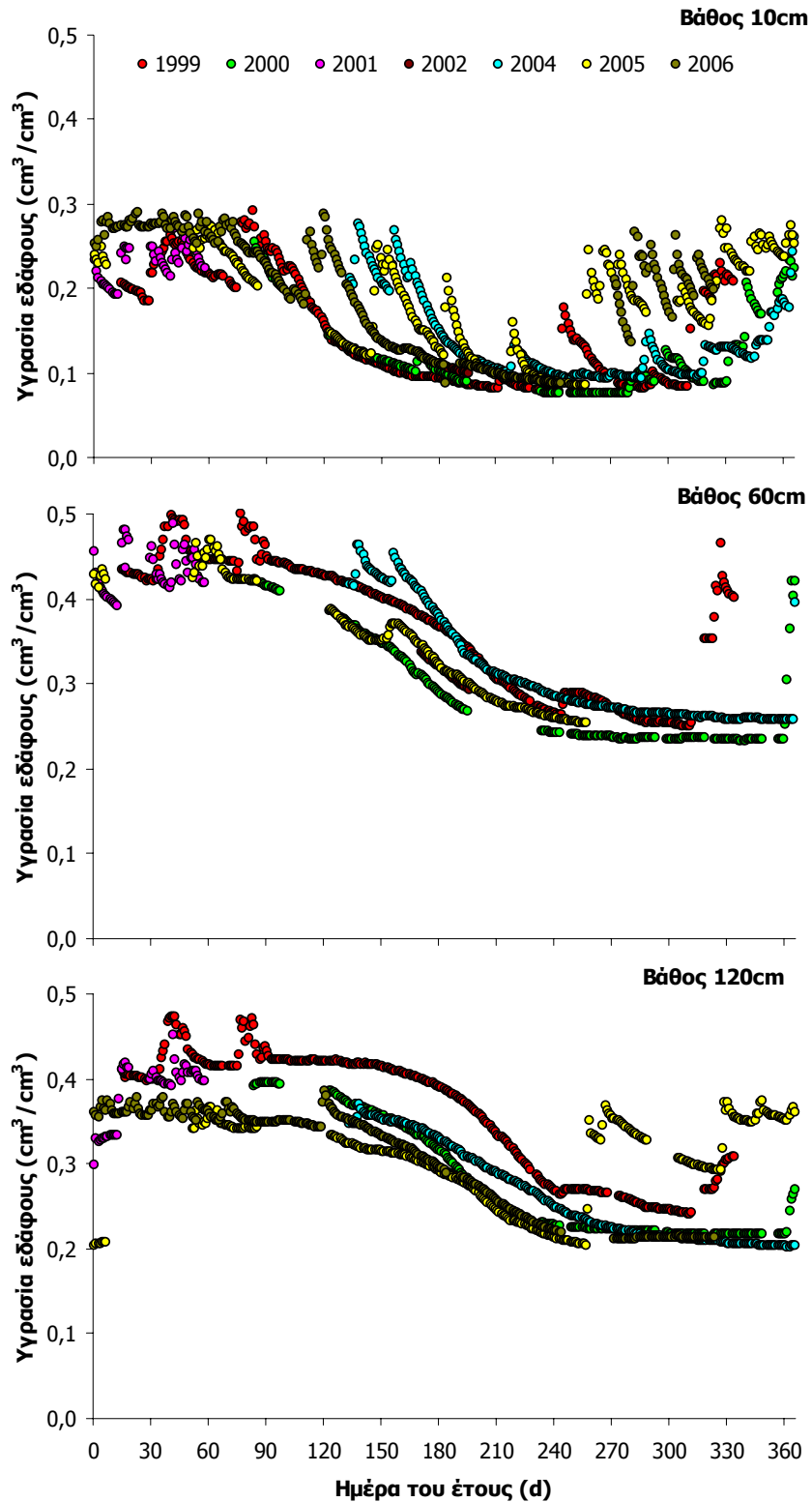


Σχήμα 4.3.31: Ετήσια κατανομή των μηνιαίων τιμών της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας σε τρία βάθη εδάφους (10, 60 και 120 cm) από δεδομένα της περιόδου 1999-2006.

Η ετήσια κατανομή των ημερήσιων τιμών της υγρασίας του εδάφους στα τρία βάθη μέτρησης (10, 60 και 120 cm) για όλη τη διάρκεια λήψης δεδομένων από το 1999 έως το 2006, παρουσιάζεται στο Σχ. 4.3.32, όπου εντοπίζεται ακόμη εντονότερη κύμανση στο επιφανειακότερο στρώμα και σχετικά ηπιότερες μεταβολές βαθύτερα, καθώς η εδαφική επιφάνεια υγραίνεται πιο εύκολα ακόμα και με μικρής έντασης και διάρκειας βροχοπτώσεις, ενώ ξηραίνεται επίσης εύκολα κατά την άνυδρη περίοδο.

Σε όλα τα βάθη, η υγρασία μεγιστοποιείται το χειμώνα εξαιτίας των αυξημένων ποσοτήτων νετού και σταδιακά μειώνεται κατά την άνοιξη, το καλοκαίρι και τους πρώτους φθινοπωρινούς μήνες, οπότε και ξεκινούν οι βροχοπτώσεις, αυξάνοντας τις τιμές της. Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί μείωσης καταγράφονται την άνοιξη εξαιτίας της έντονης αύξησης της θερμοκρασίας σε συνδυασμό με την εντατικοποίηση της πρόσληψης κατά την ανάπτυξη του φυλλώματος. Αργότερα, το καλοκαίρι, αν και η ζήτηση νερού παραμένει αυξημένη, η διαθεσιμότητά του στο

έδαφος είναι ήδη περιορισμένη και σχεδόν σταθεροποιείται σε διαφορετικές όμως τιμές σε κάθε βάθος, εξαιτίας της διαφορετικής κοκκομετρικής σύστασης και της διαφοροποίησης της πρόσληψης λόγω της κατανομής του ριζικού συστήματος με το βάθος.

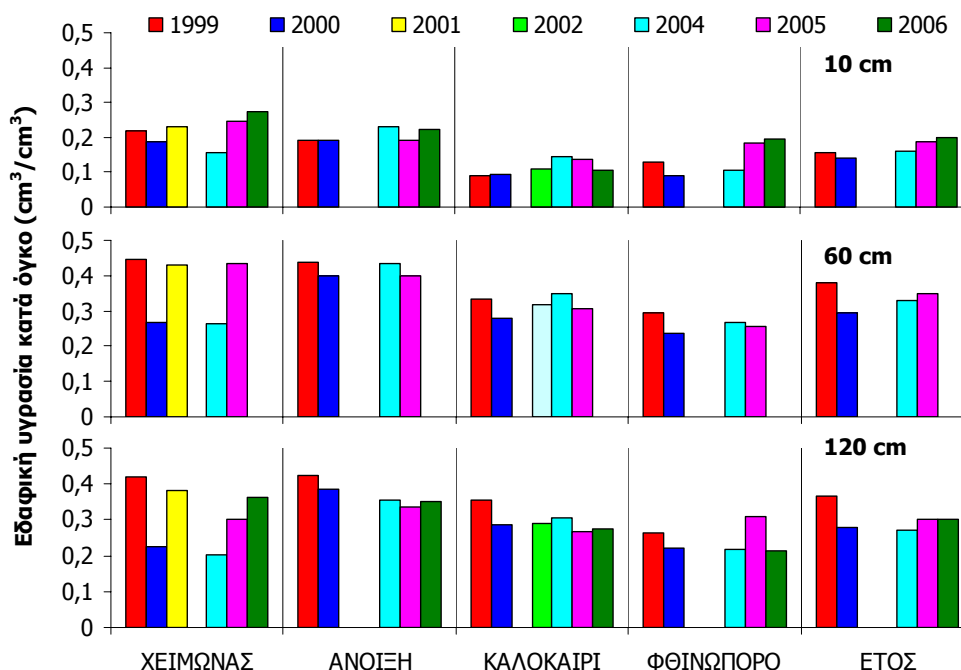


Σχήμα 4.3.32: Ετήσια κατανομή των ημερήσιων τιμών της εδαφικής υγρασίας σε τρία βάθη (10, 60 και 120 cm), για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων (1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006).

Ευνοϊκότερο έτος για τη βλαστική ανάπτυξη ήταν το 2005 καθώς αρκετές ήταν οι βροχοπτώσεις της καλοκαιρινής περιόδου. Το νερό αυτό, δε φαίνεται να διηθήθηκε ιδιαίτερα βαθειά, καθώς περί τα 120 cm το έδαφος παρέμεινε σχετικά ξηρό, ενώ η υγρασία αυξήθηκε στην αργλική περιοχή των 60 cm αλλά και κοντύτερα προς την επιφανειακή, όπου βρίσκεται ο κύριος όγκος του ριζικού συστήματος.

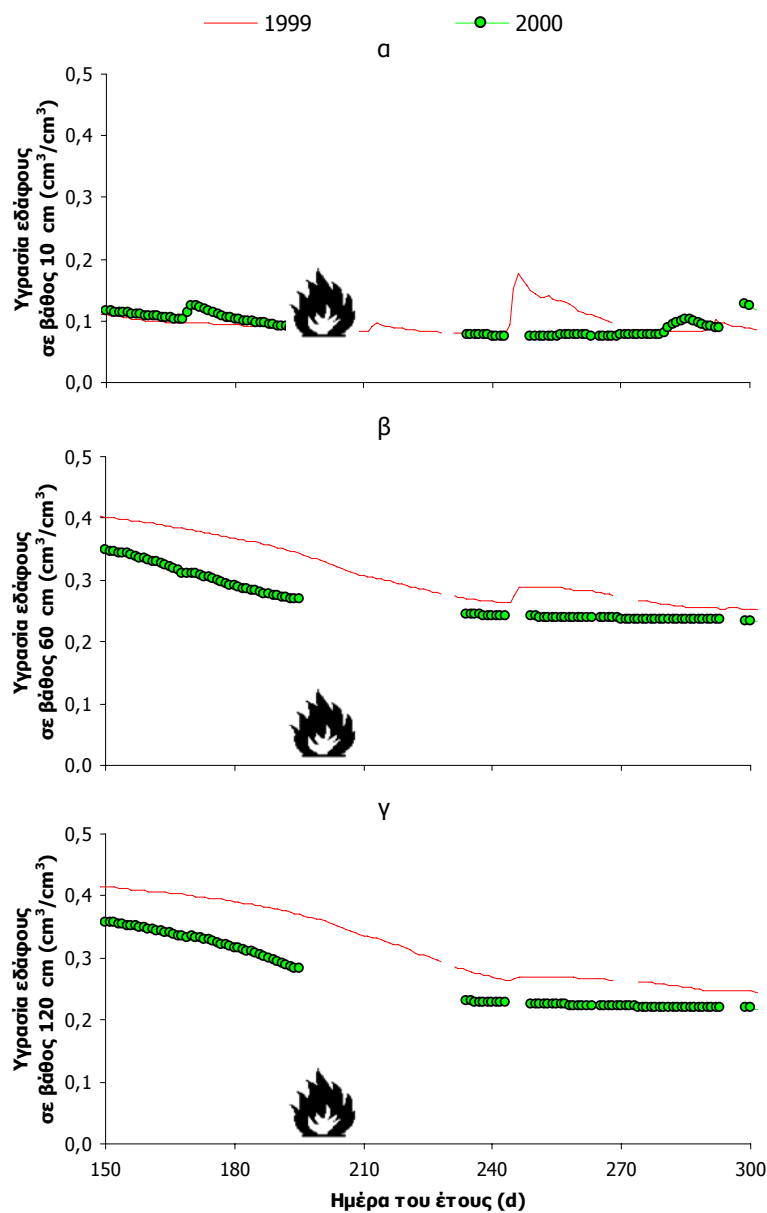
Πιο ξηρά ήταν τα έτη 1999 και 2000, κατά τα οποία, ιδιαίτερα κοντά στην επιφάνεια, καταγράφηκε έντονη ξήρανση του εδάφους στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης των δένδρων, με ξηρότερο ίσως το 1999, κατά την καλοκαιρινή περίοδο του οποίου δεν παρουσιάστηκαν βροχοπτώσεις ικανές να προκαλέσουν έστω και μικρές διαφοροποιήσεις της υγρασίας του επιφανειακού στρώματος, ενώ βαθύτερα (το 1999) επικράτησαν μεγαλύτερες υγρασίες από ότι το 2000.

Έτσι, οι μέσες εποχιακές τιμές υγρασίας (Σχ. 4.3.33) ελαχιστοποιούνται τα καλοκαίρια του 1999 και του 2000 στο  $0,09 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  κοντά στην εδαφική επιφάνεια (10 cm), αν και δεν φτάνουν στο σημείο μόνιμης μάρανσης ( $0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ). Οι υγρότερες συνθήκες, από την άλλη μεριά, εντοπίζονται το χειμώνα επίσης του 1999 σε βάθος 60 cm, όπου η υγρασία φτάνει τα  $0,45 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , τιμή υψηλότερη από εκείνη στην υδατοϊκανότητα ( $0,43 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ), πιθανώς εξαιτίας της χιονοκάλυψης του εδάφους.



Σχήμα 4.3.33: Μέσες εποχιακές και ετήσιες τιμές της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας σε βάθη 10, 60 και 120 cm, για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.

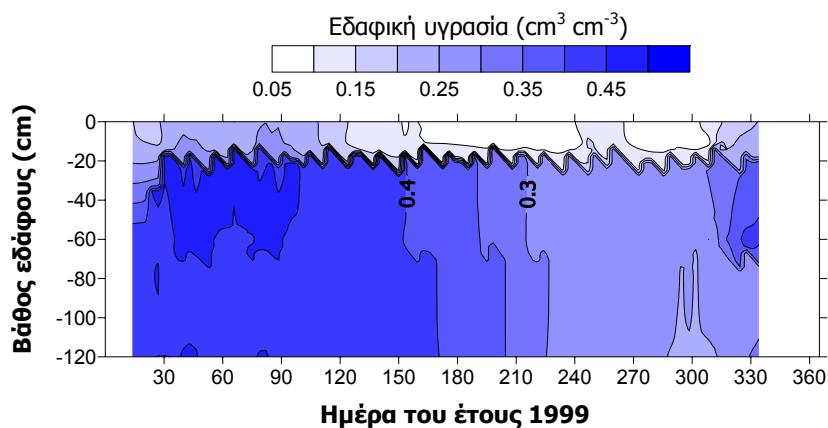
Υπό τέτοιες συνθήκες χαμηλής υγρασίας στο έδαφος (αλλά και στην ατμόσφαιρα), δημιουργήθηκε ευνοϊκό περιβάλλον για την ανάπτυξη πυρκαγιάς τον Ιούλιο του 2000. Συγκρίνοντας τις περιόδους προ και μετά Ιουλίου, ως προς τις υγρασιακές συνθήκες του εδάφους (Σχ. 4.3.34), προκύπτει σχεδόν το ίδιο ξηρό περιβάλλον κοντά στην εδαφική επιφάνεια πριν την εκδήλωση του επεισοδίου, όμως σε μεγαλύτερα βάθη η υγρασία του εδάφους είναι σημαντικά χαμηλότερη το 2000 σε σύγκριση με το 1999. Αυτό, μαζί με τις επικρατούσες ξηροθερμικές εναέριες συνθήκες, φαίνεται να ευνόησε την εκδήλωση του περιστατικού.



Σχήμα 4.3.34: Μέσες ημερήσιες τιμές της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας σε βάθη 10, 60 και 120 cm από την εδαφική επιφάνεια για την περίοδο Ιουνίου - Οκτωβρίου του έτους 2000, πριν και μετά την εκδήλωση έρπουσας πυρκαγιάς τον Ιούλιο. Για τη σύγκριση των τιμών παραθέτονται οι μέσες ημερήσιες υγρασίες της ίδιας περιόδου για το 1999.

### 4.3.2.2. Υγρασιακή κατατομή στο έδαφος

Οι υγρασιακές συνθήκες στο έδαφος διαφοροποιούνται πάνω από τα 60 cm και εντονότερα στο κοντινό προς την επιφάνεια στρώμα. Όπως φαίνεται και στη χωροχρονική απεικόνιση μεταβολής της εδαφικής υγρασίας για το έτος 1999 (Σχ. 4.3.35), το επιφανειακό έδαφος ήταν ιδιαίτερα ξηρό, σχεδόν όλη την καλοκαιρινή περίοδο, ενώ οι ελαφρές βροχοπτώσεις του Σεπτεμβρίου πρόσθεσαν ελάχιστη υγρασία στο επιφανειακό στρώμα, η οποία εξαντλήθηκε γρήγορα, με αποτέλεσμα οι ξηρές συνθήκες να διατηρηθούν μέχρι και τις αρχές του Νοεμβρίου.



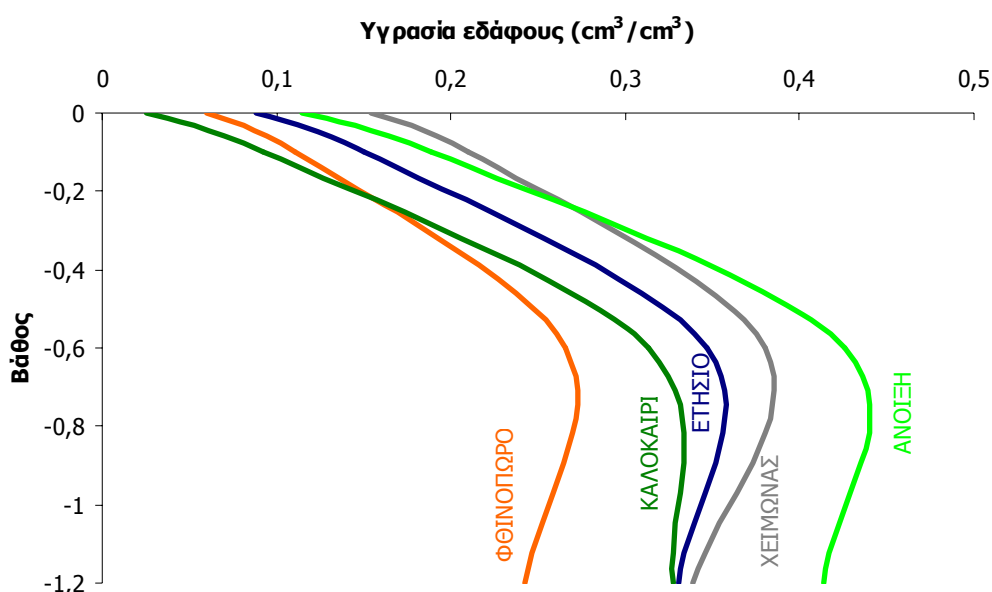
Σχήμα 4.3.35: Ετήσια απεικόνιση των μεταβολών της υγρασίας σε διάφορα βάθη στο δασικό έδαφος για το 1999.

Οι υδατικές συνθήκες είναι σαφέστατα βελτιωμένες βαθύτερα και διατηρούνται όλες τις εποχές του έτους. Χαρακτηριστική είναι η επίδραση του χιονοστρώματος το χειμώνα, που αυξάνει τις ποσότητες νερού που διηθούνται βαθύτερα στο έδαφος, με αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό του ριζοστρώματος με νερό και μάλιστα με ποσότητες που οδηγούν στον κορεσμό. Βέβαια, η μεγαλύτερη υγρασία συγκεντρώνεται στο αργιλικό στρώμα των 60 cm, ενώ η αμμώδης υφή του επιφανειακού (10 cm) αλλά και του βαθύτερου (120 cm) στρώματος, δεν επιτρέπει τη συγκράτηση μεγαλύτερων ποσοτήτων νερού. Παρόλα αυτά, βαθύτερα η υγρασία είναι αρκετά αυξημένη και το καλοκαίρι, δίνοντας την εντύπωση ότι το επιφανειακό στρώμα, όσο είναι ξηρό, λειτουργεί μονωτικά περιορίζοντας την απώλεια νερού με εξάτμιση.

Καθοριστικής σημασίας για την επιβίωση του οικοσυστήματος το καλοκαίρι φαίνεται να είναι η απουσία ποώδους βλάστησης στον υπόροφο, καθώς δεν

υπάρχουν φυτά που να αντλούν νερό από το έδαφος. Αυτή η έλλειψη ανταγωνισμού είναι ιδιαίτερα σημαντική, καθώς το κύριο ριζικό σύστημα των δρυών είναι συγκεντρωμένο στο επιφανειακό εδαφικό στρώμα.

Οι κατακόρυφες κατανομές της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας, σε διάφορες εποχές αλλά και η ετήσια μορφή της, παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.36, όπου είναι πλέον ευδιάκριτη η επίδραση του αργλικού στρώματος των 60 cm, καθώς και η μεγιστοποίηση της υδατοδιαθεσιμότητας την άνοιξη αλλά και η ελαχιστοποίησή της το φθινόπωρο στο στρώμα αυτό και βαθύτερα.



Σχήμα 4.3.36: Ετήσια και εποχιακές κατατομές της κατ' όγκο υγρασίας στο δασικό έδαφος μέχρι βάθους 120 cm. Δεδομένα χρονικής περιόδου 1999-2002.

Η ετήσια και οι εποχιακές καμπύλες της κατ' όγκο υγρασίας στο δασικό έδαφος που παρουσιάζονται στο Σχ. 4.3.36 προσεγγίζονται από δευτεροβάθμιες πολυωνομικές εξισώσεις της μορφής  $y = ax^2 + bx + c$ , όπου  $y$ , η κατ' όγκο υγρασία σε βάθος εδάφους  $x$ . Οι συντελεστές  $a$ ,  $b$  και  $c$  έχουν αρκετά σταθερές τιμές όταν το υγρασιακό περιεχόμενο του εδάφους δεν μεταβάλλεται έντονα από μέρα σε μέρα. Έτσι, όλους τους μήνες, πλην του Νοεμβρίου και του Δεκεμβρίου, οι τυπικές αποκλίσεις στις μέσες τιμές των συντελεστών είναι μικρές (Πιν. 4.3.3). Οι τιμές των συντελεστών μεταβάλλονται αρκετά από μήνα σε μήνα και συνιστάται η χρήση των μηνιαίων παρά των εποχιακών τιμών για μεγαλύτερη ακρίβεια στις εκτιμήσεις.

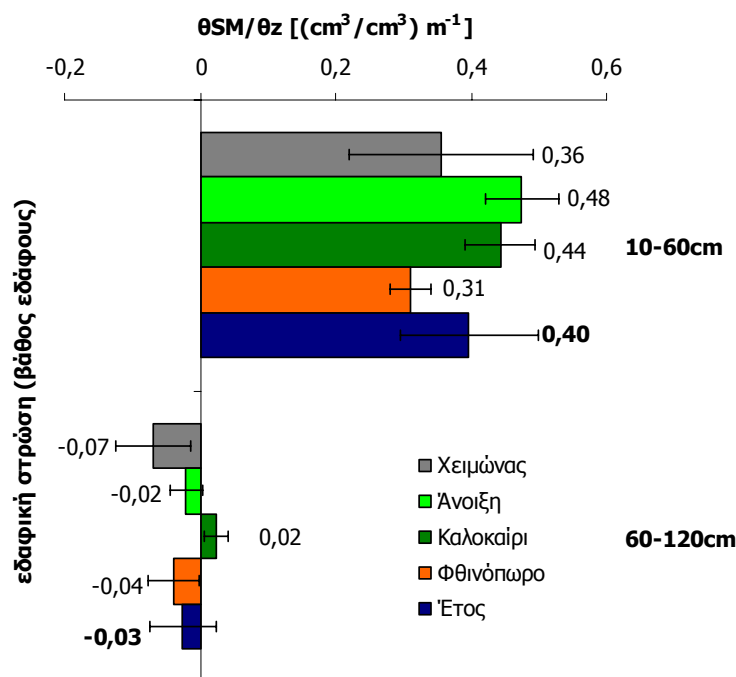


Πίνακας 4.3.2: Μέσες μηνιαίες τιμές των συντελεστών πολυωνομικής εξίσωσης της μορφής  $y=ax^2+bx+c$  (όπου  $x$  το βάθος εδάφους σε  $m$ ) για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας ( $y$ ). Δεδομένα περιόδου 1999-2002.

Μήνας	Πλήθος	a		b		c	
		Μέσος Όρος	Τυπική απόκλιση	Μέσος Όρος	Τυπική απόκλιση	Μέσος Όρος	Τυπική απόκλιση
1	38	-0,474	0,038	0,768	0,041	0,138	0,021
2	55	-0,429	0,039	0,722	0,066	0,172	0,014
3	37	-0,425	0,043	0,720	0,073	0,171	0,031
4	37	-0,427	0,035	0,743	0,070	0,139	0,031
5	61	-0,475	0,049	0,861	0,087	0,045	0,015
6	71	-0,421	0,074	0,778	0,132	0,032	0,019
7	59	-0,383	0,052	0,713	0,098	0,025	0,014
8	39	-0,333	0,005	0,612	0,033	0,023	0,004
9	50	-0,312	0,024	0,537	0,044	0,051	0,034
10	57	-0,298	0,031	0,520	0,062	0,043	0,018
11	50	-0,351	0,116	0,557	0,137	0,081	0,045
12	24	-0,207	0,164	0,303	0,219	0,158	0,035
<b>Έτος</b>	<b>578</b>	<b>-0,385</b>	<b>0,093</b>	<b>0,672</b>	<b>0,163</b>	<b>0,080</b>	<b>0,062</b>

#### 4.3.2.3. Κατακόρυφες βαθμίδες υγρασίας εδάφους

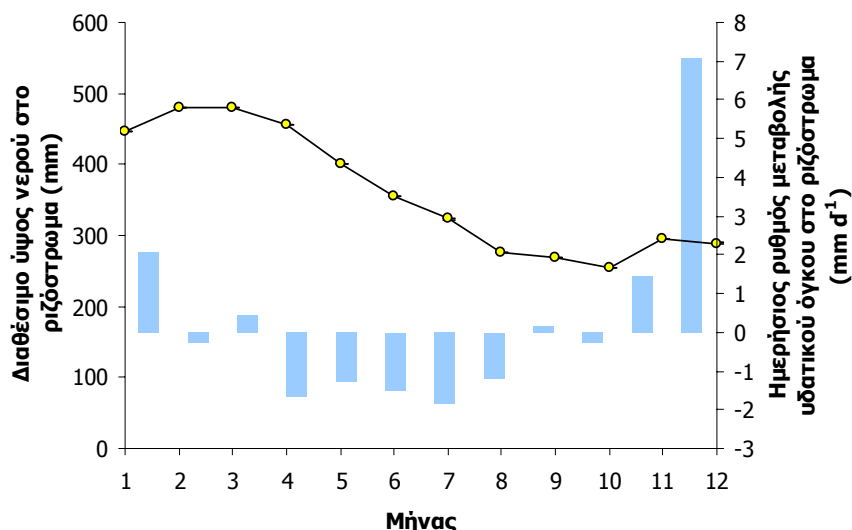
Η κατακόρυφη μεταβολή της υγρασίας με το βάθος είναι εντονότερη κοντά στην επιφάνεια από ότι βαθύτερα. Μάλιστα σε βάθη κάτω από 60 και μέχρι 120 cm ο αργλικός οριζοντας οδηγεί σε μικρές μεταβολές της υγρασίας με το βάθος, που εποχιακά κυμαίνονται από  $-0,02 \pm 0,02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ m}^{-1}$  το καλοκαίρι έως  $+0,07 \pm 0,06 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ m}^{-1}$  το χειμώνα, με μέση ετήσια τιμή  $+0,03 \pm 0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ m}^{-1}$  (Σχ. 4.3.37).



Σχήμα 4.3.37: Ετήσια και εποχιακές τιμές των κατακόρυφων βαθμίδων της κατ' όγκο υγρασίας σε δύο εδαφικές στρώσεις (60-10 cm και 120-60 cm). Δεδομένα περιόδου 1999-2002.

Στο πλησιέστερο προς την επιφάνεια εδαφικό στρώμα 10-60 cm οι εποχιακές μεταβολές με το βάθος είναι σταθερά θετικές, όλες τις εποχές του έτους, υποδεικνύοντας αύξηση του υδατικού περιεχομένου του εδάφους. Ο λόγος  $\theta_{SM}/\theta_z$  ( $d\theta/dz$ ) κυμαίνεται από  $+0,31 \pm 0,03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ m}^{-1}$  το φθινόπωρο έως  $+0,48 \pm 0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ m}^{-1}$  την άνοιξη, με μέση ετήσια τιμή  $+0,40 \pm 0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ m}^{-1}$ .

Με τη χρήση των υγρασιακών μεταβολών κατά την κατακόρυφο ή της πολυωνομικής σχέσης με τους μηνιαίους συντελεστές του Πίν. 4.3.3, είναι δυνατό μετά από ολοκλήρωση, να εκτιμηθεί το συγκρατούμενο ύψος νερού στο ριζόστρωμα μέχρι βάθος 165 cm από την εδαφική επιφάνεια (Yanagisawa and Fujita 1999), αλλά και οι μέσοι ημερήσιοι ρυθμοί μεταβολής της υγρασίας για όλους τους μήνες του έτους (Σχ. 4.3.38).



Σχήμα 4.3.38: Εκτιμώμενες μηνιαίες τιμές του ύψους νερού (0-165 cm) και ημερήσιοι ρυθμοί μεταβολής του υδατικού όγκου στο ριζόστρωμα, από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

Οι ημερήσιοι ρυθμοί του Σχ. 4.3.38 είναι θετικοί τη χειμερινή περίοδο από Νοέμβριο έως Ιανουάριο, σχεδόν μηδενικοί το Φεβρουάριο, Μάρτιο, Σεπτέμβριο και Οκτώβριο και αρνητικοί από τον Απρίλιο έως και τον Αύγουστο. Οι αρνητικοί ρυθμοί της όψιμης εαρινής και της καλοκαιρινής περιόδου σημαίνουν ξήρανση του εδάφους και μάλιστα με ρυθμούς που είναι εντονότεροι τον Ιούλιο. Το νερό αυτό χρησιμοποιείται βασικά από τη βλάστηση για να καλύψει τις υδατικές της ανάγκες.

Αρκετά αυξημένη θεωρείται και η πρόσληψη εδαφικού νερού τον Απρίλιο, αν και οι ανάγκες σε εξατμισοδιαπνοή είναι αρκετά μικρότερες (όπως θα φανεί σε

επόμενο κεφάλαιο), δεδομένου ότι το φύλλωμα είναι ακόμα περιορισμένο, εβρισκόμενο υπό ανάπτυξη. Αντίθετα κατά την καλοκαιρινή περίοδο και ιδιαίτερα τον Ιούνιο και Ιούλιο, οι μέσοι ημερήσιοι ρυθμοί εξατμισοδιαπνοής είναι αντίστοιχα 3,6 και 3,5 mm, ενώ από τα 165 cm εδάφους εξασφαλίζονται μόνο τα 1,2 και 1,9 mm αντίστοιχα, καθώς η υγρασία στο έδαφος είναι αρκετά μειωμένη αυτή την περίοδο. Το υδατικό αυτό έλλειμμα καλύπτεται είτε με άντληση νερού από μεγαλύτερα βάθη μέσω τριχοειδών φαινομένων (ή εξαιτίας των διαφορών των υδραυλικών ιδιοτήτων των εδαφικών στρώσεων,  $\Theta=\Theta(H)$ ,  $K=K(\Theta)$ , Πουλοβασιλης 2010), είτε λόγω βαθύτερης ριζικής ανάπτυξης. Πρόσθετα, το υδατικό έλλειμμα είναι δυνατό να καλύπτεται εν μέρει από την δρόσο, που πρέπει να σχηματίζεται (Κεφ. 3.5) κυρίως νωρίς το πρωί. Ο σχηματισμός δρόσου είναι απόρροια ψύξης της επιφάνειας και του υπερκείμενου αέρα, λόγω της έντονης εκπομπής θερμικής ακτινοβολίας κατά τη νύχτα. Αυτός άλλωστε ο μηχανισμός είναι ιδιαίτερα κοινός στα μεσογειακά δάση και μπορεί να είναι σημαντικός προκειμένου να αντεπεξέλθουν στις δυσμενείς καιρικές συνθήκες της ξηρής περιόδου.



## 4.4. Άνεμος

### Περιεχόμενα

4.4.1. Διεύθυνση ανέμου	293
4.4.1.1. Χρονικές μεταβολές	294
4.4.1.1.1. Ετήσιες και εποχιακές μεταβολές	294
4.4.1.1.2. Διαχρονικές μεταβολές	295
4.4.1.1.3. Μηνιαίες και ωριαίες μεταβολές	298
4.4.1.2. Διαφοροποιήσεις με την ένταση του ανέμου	300
4.4.1.3. Θερμοκρασιακά και υγρασιακά χαρακτηριστικά	304
4.4.2. Ταχύτητα ανέμου	309
4.4.2.1. Ετήσια και ημερήσια κύμανση	310
4.4.2.2. Μεταβολές με το ύψος	313
4.4.2.3. Κατατομές ανεμοταχύτητας	318
4.4.2.4. Κατακόρυφες ανεμοβαθμίδες, $\theta u/\theta z$	326
4.4.2.5. Ημερήσιο εύρος ανεμοταχυτήτων, $\Delta u$	331
4.4.2.6. Παράμετροι τραχύτητας $d$ και $z_0$	333
4.4.2.7. Ανεμοταχύτητες στις τρεις διαστάσεις	335

### 4.4.1. Διεύθυνση ανέμου

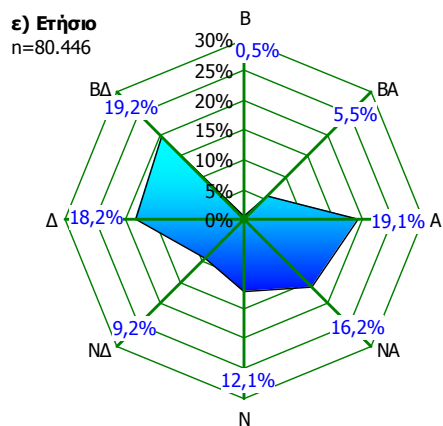
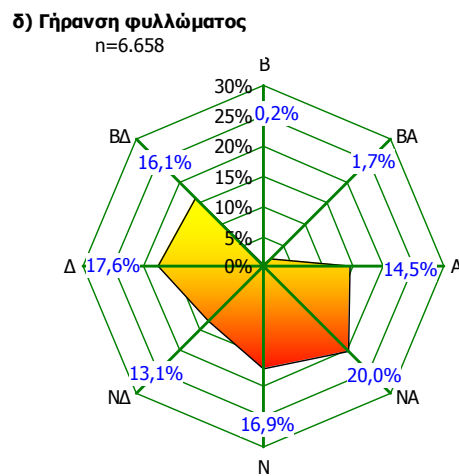
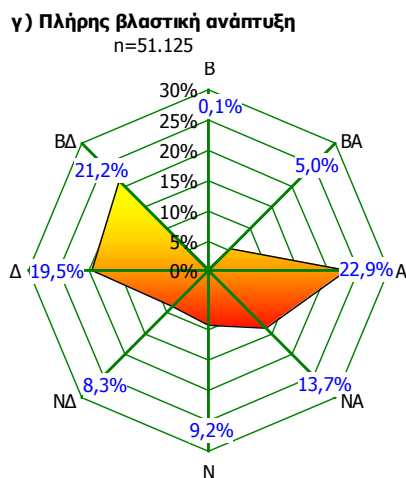
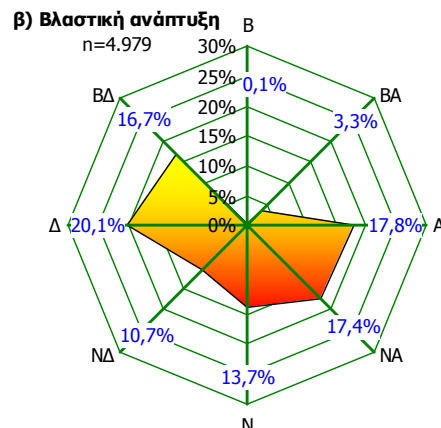
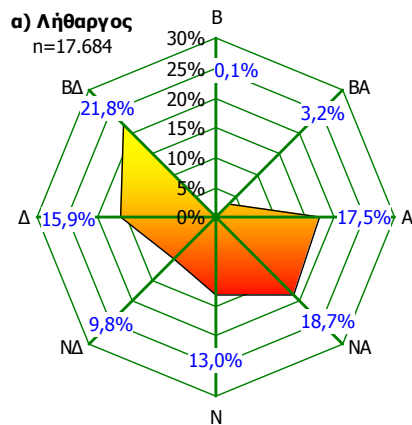
Η ανεμοδιεύθυνση αποτελεί σημαντική παράμετρο για τις βιολογικές και οικολογικές μελέτες καθώς μπορεί να δώσει χρήσιμες πληροφορίες σχετικά με την προέλευση των αερίων μαζών που φτάνουν στα οικοσυστήματα. Από μια τέτοια διερεύνηση μπορεί να προκύψουν χρήσιμα στοιχεία για την περιεκτικότητα του αέρα σε ρύπους και υδρατμούς καθώς και για το θερμικό του φορτίο, που είναι δυνατό να επηρεάσουν το βιοτικό και αβιοτικό μικροπεριβάλλον μέσα στο οικοσύστημα.

Η διεύθυνση του ανέμου είναι μια ιδιαίτερα ευμετάβλητη παράμετρος και επηρεάζεται από την τοπογραφία, την κάλυψη και την έκθεση των φυσικών επιφανειών, αλλά και από τις χρήσεις γης σε μεγάλες αποστάσεις από τη θέση μέτρησης. Η ύπαρξη ενός μεγάλου αστικού κέντρου είναι δυνατό να επηρεάσει την κίνηση του αέρα αρκετά χιλιόμετρα μακριά από αυτό, ενώ κάτι αντίστοιχο συμβαίνει και με την απόσταση από τη θάλασσα. Έτσι, η ανεμοδιεύθυνση εμφανίζει μια έντονη χρονική παραλλακτικότητα, όχι μόνο διαχρονικά ή εποχιακά αλλά ακόμα και κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου.

## 4.4.1.1. Χρονικές μεταβολές

### 4.4.1.1.1. Ετήσιες και εποχιακές μεταβολές

Σε ετήσια βάση (Σχ. 4.4.1.ε) οι επικρατούντες άνεμοι πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγοστόυ (σε ύψος 27 m), έχουν ΒΔ διευθύνσεις, καθώς το 19,2% του συνόλου των στιγμιαίων μετρήσεων (80.446) της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006, κυμαίνονται από 292,5° έως 337,5°. Βέβαια, αρκετά συχνοί είναι και οι Α άνεμοι (19,1%), όμως ιδιαίτερα σπάνιοι είναι οι Β (0,5%).

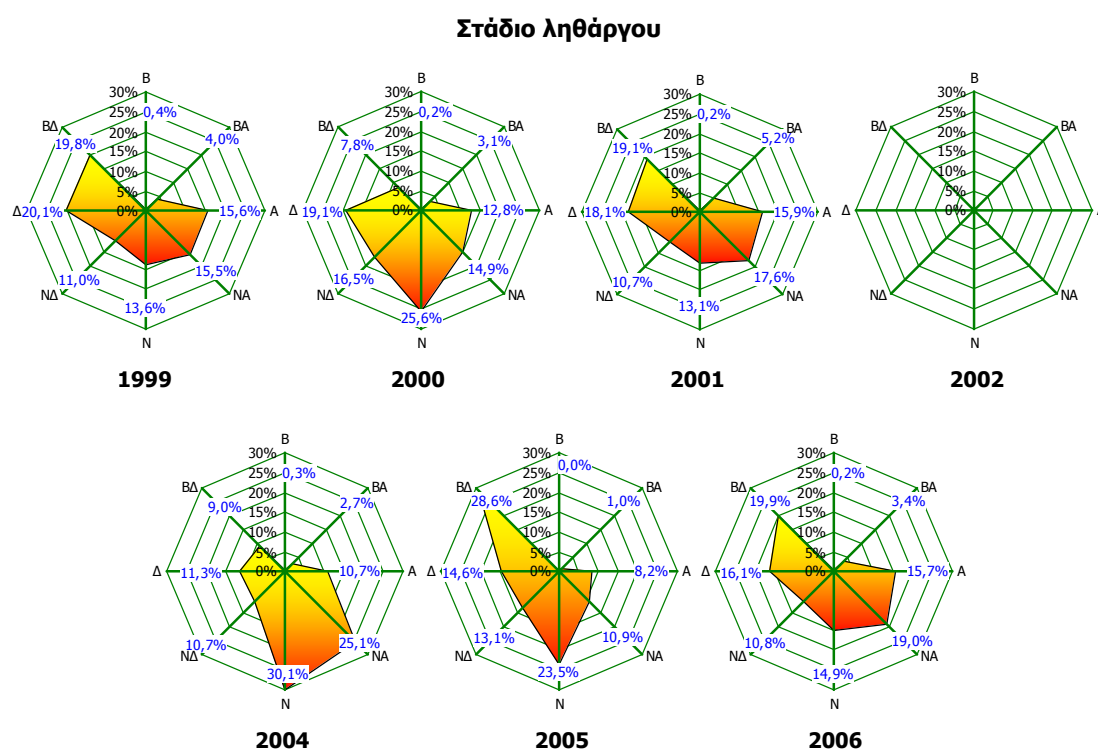


Σχήμα 4.4.1: Ετήσιο (ε) και εποχιακά για κάθε στάδιο ανάπτυξης (α, β, γ, και δ) ροδογράμματα ανέμων από 80.446 στιγμιαίες μετρήσεις ανέμων (ανά 15λεπτο, ημίωρο ή ώρα) της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.

Οι εποχιακές διαφοροποιήσεις των ανεμοδιευθύνσεων (Σχ. 4.4.1.α, β, γ και δ) ακολουθούν γενικά τη μορφή της ετήσιας κατανομής. Οι Β παραμένουν σπάνιοι, ανεξάρτητα από την εποχή του έτους, όμως οι επικρατούντες άνεμοι διαφοροποιούνται σημαντικά σε εποχιακή βάση και διαφέρουν σε κάθε φαινολογικό στάδιο του οικοσυστήματος. Έτσι, ενώ είναι ΒΔ, σε ποσοστό 21,8% στο στάδιο του ληθάργου, μετατρέπονται σε Δ (20,1%) στην βλαστική ανάπτυξη, γίνονται Α (22,9%) κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη και ΝΑ (20%) στο στάδιο της γήρανσης του φυλλώματος.

#### 4.4.1.1.2. Διαχρονικές μεταβολές

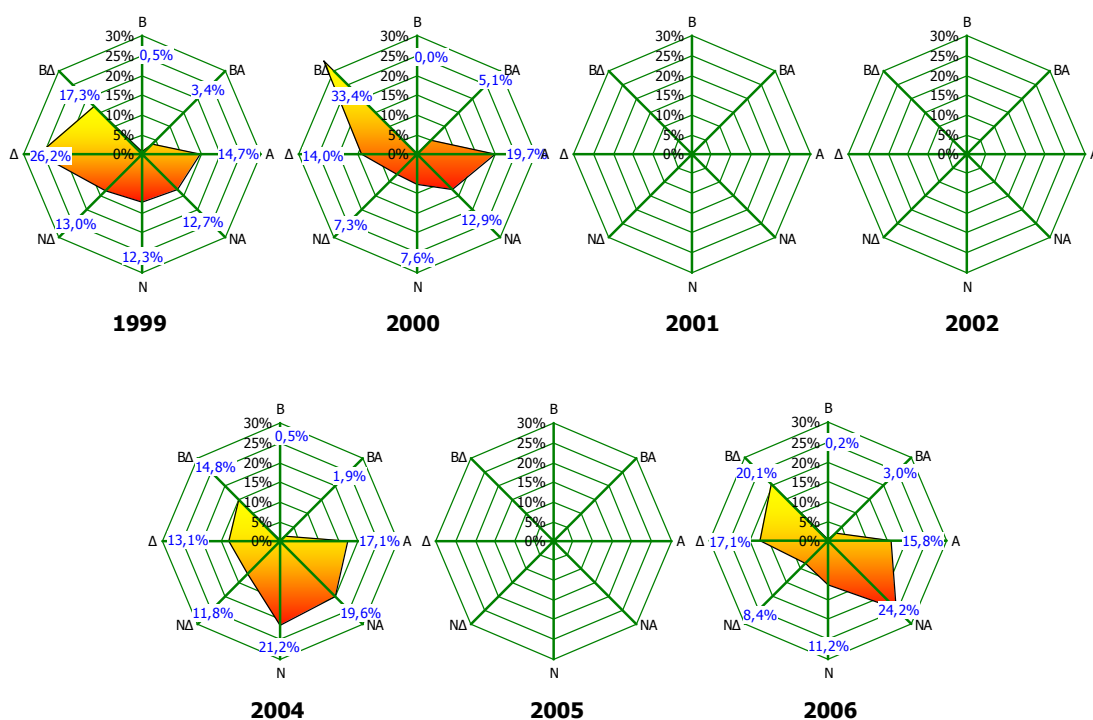
Οι εποχιακές διαφοροποιήσεις της διεύθυνσης του ανέμου από έτος σε έτος, είναι σημαντικές και παρουσιάζονται αναλυτικά στα Σχ. 4.4.2, 4.4.3, 4.4.4 και 4.4.5. Στο στάδιο του ληθάργου (Σχ. 4.4.2), αν και τα έτη 1999, 2001, 2005 και 2006 οι επικρατούντες άνεμοι ήταν ΒΔ, τα έτη 2000 και 2004 ήταν Ν.



Σχήμα 4.4.2: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμου στο στάδιο του ληθάργου του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.

Μεγαλύτερη διαχρονική παραλλακτικότητα των ανεμοδιευθύνσεων εντοπίζεται στο στάδιο της βλαστικής ανάπτυξης (Σχ. 4.4.3), όποτε οι άνεμοι μεταβάλλουν τις κύριες διευθύνσεις τους από Δ το 1999 σε ΒΔ το 2000, ενώ γίνονται Ν το 2004 και ΝΑ το 2006. Στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, οι Α άνεμοι των ετών 1999, 2000 και 2005 γίνονται ΒΔ κατά τα 2002, 2004 και 2006 (Σχ. 4.4.4). Εδώ βέβαια πρέπει να τονιστεί ότι τα αντίστοιχα ροδογράμματα ανέμου (Σχ. 4.4.4) στο συγκεκριμένο στάδιο, που το δάσος διαθέτει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα, μπορούν να θεωρηθούν αρκετά σταθερά στη διαχρονική εξέλιξή τους, σε σχέση με εκείνα των υπόλοιπων σταδίων, στα οποία η κατανομή των συχνοτήτων ανέμων συγκεκριμένων διευθύνσεων είναι εντονότερα μεταβαλλόμενη. Κατά τη γήρανση των φύλλων (Σχ. 4.4.5), οι επικρατούντες ΝΑ άνεμοι του 1999 και του 2004, είναι ΒΔ το 2000 και το 2006 και Δ το 2005.

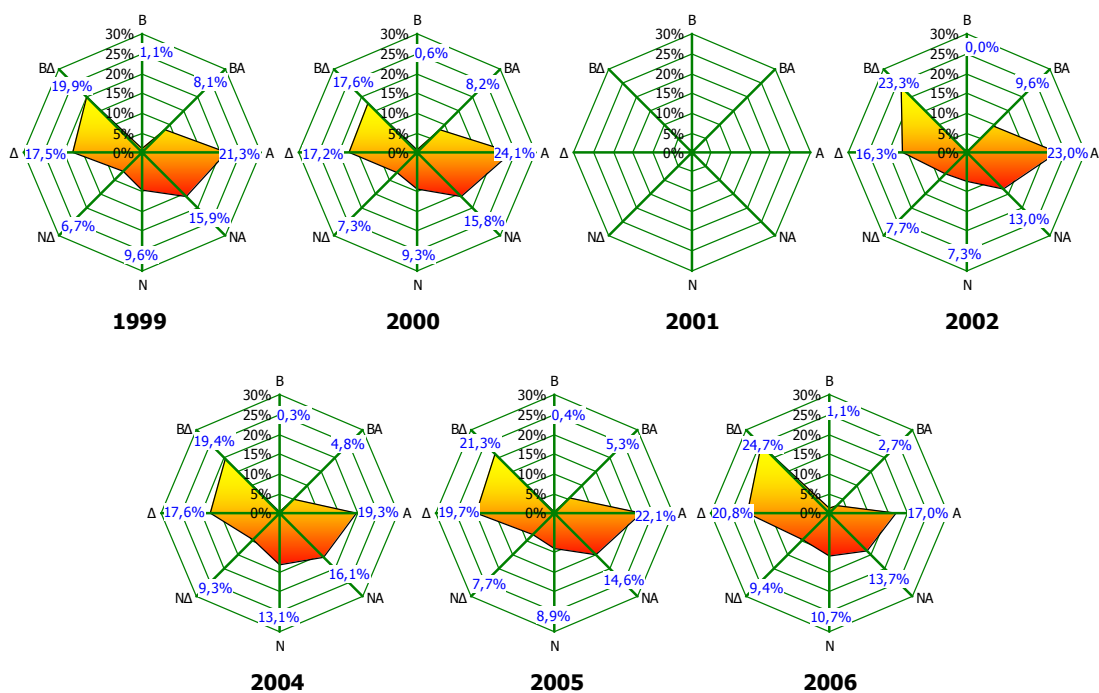
#### Στάδιο βλαστικής ανάπτυξης



Σχήμα 4.4.3: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμου στο στάδιο της βλαστικής ανάπτυξης του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.

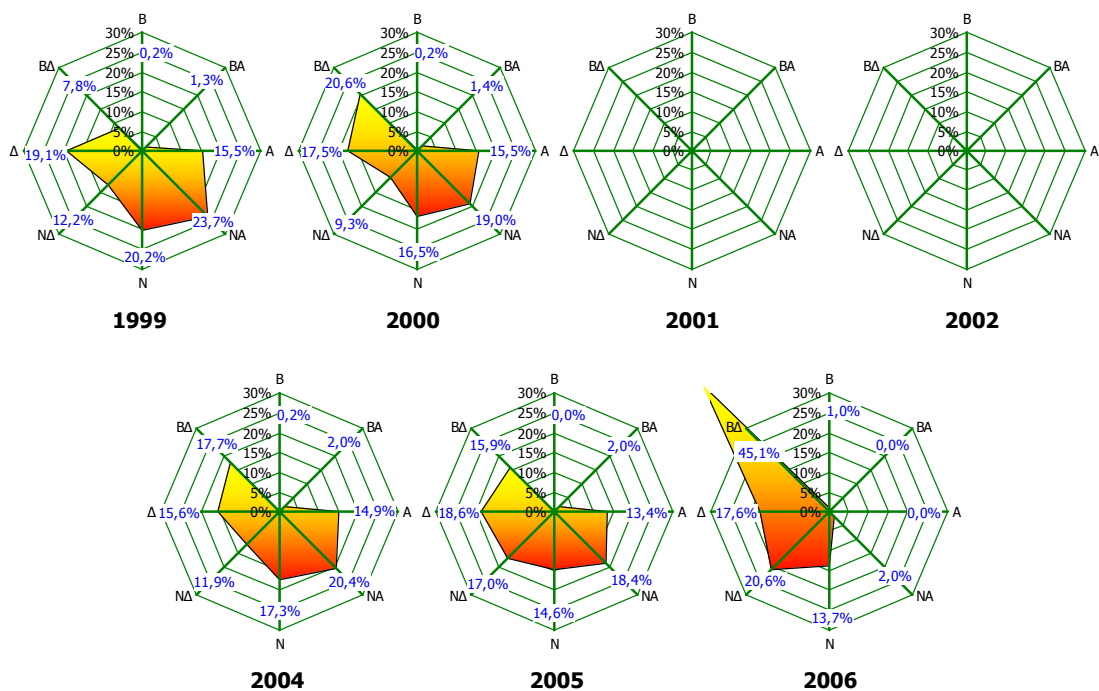


### Στάδιο πλήρους βλαστικής ανάπτυξης



Σχήμα 4.4.4: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμων στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.

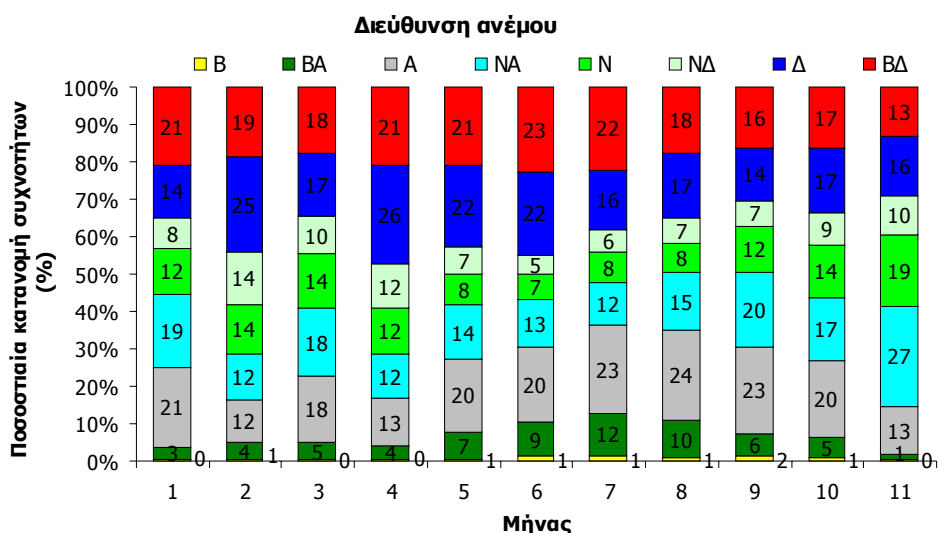
### Στάδιο γήρανσης φυλλώματος



Σχήμα 4.4.5: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμων στο στάδιο της γήρανσης του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.

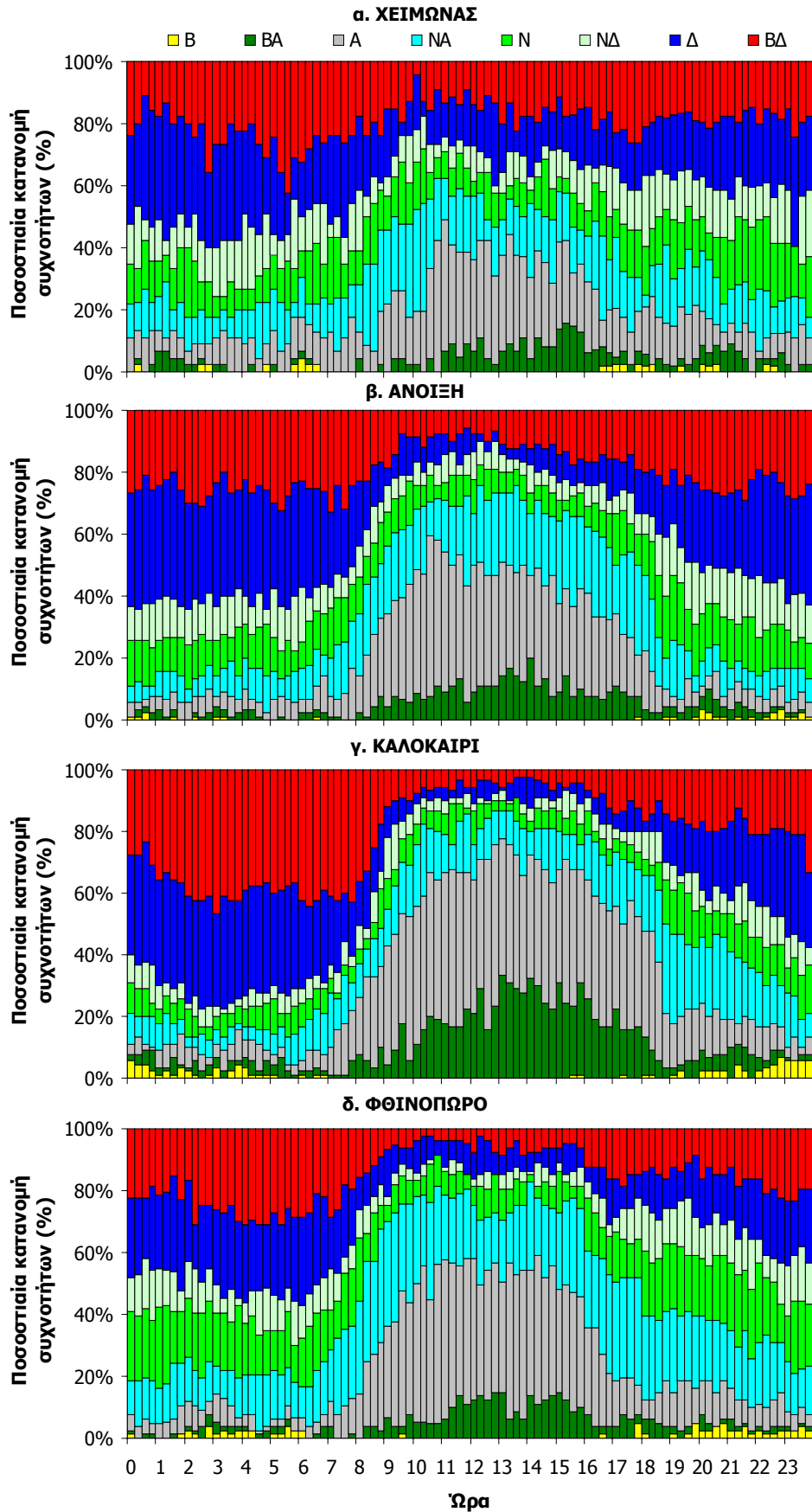
#### 4.4.1.1.3. Μηνιαίες και ωριαίες μεταβολές

Σε μηνιαία βάση, η ποσοστιαία κατανομή συχνότητων εμφάνισης ανέμων συγκεκριμένων διευθύνσεων για το έτος 1999 (Σχ. 4.4.6) δείχνει ότι οι ΒΔ άνεμοι απαντώνται συχνότερα τον Ιούνιο, οι Δ τον Απρίλιο, οι ΝΔ το Φεβρουάριο, οι Ν και ΝΑ τον Νοέμβριο, οι Α τον Αύγουστο, οι ΒΑ τον Ιούλιο και οι Β το Σεπτέμβριο. Παρόλα αυτά, τον Ιούνιο επικρατούν οι ΒΔ άνεμοι, ενώ το Φεβρουάριο, Απρίλιο και Μάιο, οι Δ. Το Φεβρουάριο, οι κυρίαρχοι άνεμοι είναι σχεδόν ισόποσα κατανεμημένοι μεταξύ ΒΔ, ΝΑ και Α διευθύνσεων, ενώ τον Ιανουάριο μεταξύ ΒΔ και Α. Από τον Ιούλιο έως τον Αύγουστο, η κυρίαρχη ανεμοδιεύθυνση είναι η Α, ενώ το Νοέμβριο η ΝΑ.

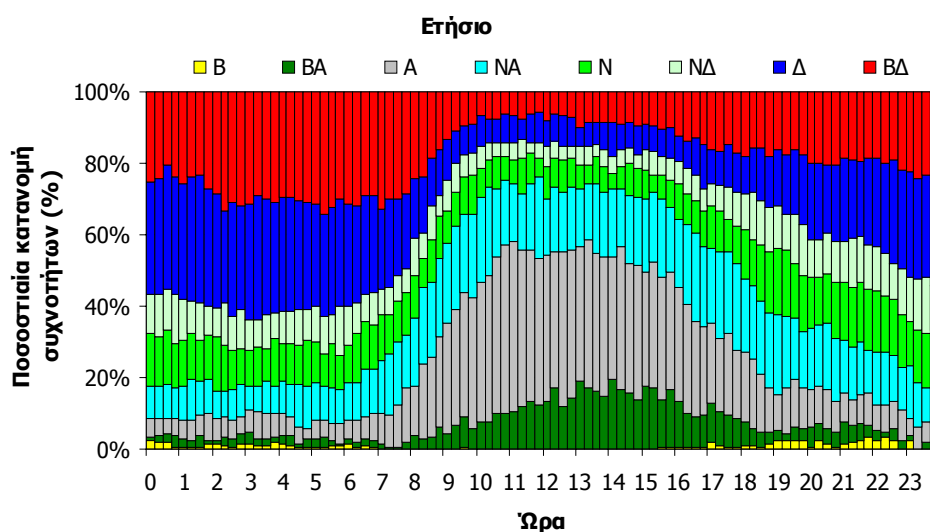


Σχήμα 4.4.6: Μηνιαία ποσοστιαία κατανομή συχνότητων ανέμων με βάση την διεύθυνσή για το έτος 1999.

Οι ΒΔ και Δ άνεμοι, τόσο σε εποχιακή (Σχ.4.4.7), όσο και ετήσια (Σχ. 4.4.8) βάση, επικρατούν τις νυχτερινές ώρες της ημέρας και το φαινόμενο εντείνεται την άνοιξη και το καλοκαίρι. Οι Α άνεμοι πνέουν κυρίως την ημέρα, μεγιστοποιώντας τη συχνότητά τους το μεσημέρι, σε όλες τις εποχές του έτους αλλά περισσότερο το καλοκαίρι (Σχ. 4.4.7 γ). Τόσο οι ΒΔ και Δ άνεμοι της νύχτας, όσο και οι Α της ημέρας, μειώνουν τις συχνότητές τους τις πρωινές και απογευματινές ώρες, ενώ τις ελαχιστοποιούν την ημέρα και τη νύχτα, αντίστοιχα. Οι Β άνεμοι, ιδιαίτερα σπάνιοι, εμφανίζονται κυρίως τη νύχτα. Οι ΒΑ είναι συχνότεροι την ημέρα, με μέγιστες συχνότητες τις μεσημβρινές ώρες, ελάχιστες τη νύχτα και ενδιάμεσες το πρωί και το απόγευμα, ενώ συνηθέστερα εμφανίζονται το καλοκαίρι.



Σχήμα 4.4.7: Ημερήσια ποσοστιαία κατανομή συχνότητων ανέμου με βάση την διεύθυνσή του ανά δεκαπεντάλεπτο, για τις 4 εποχές του έτους 1999.

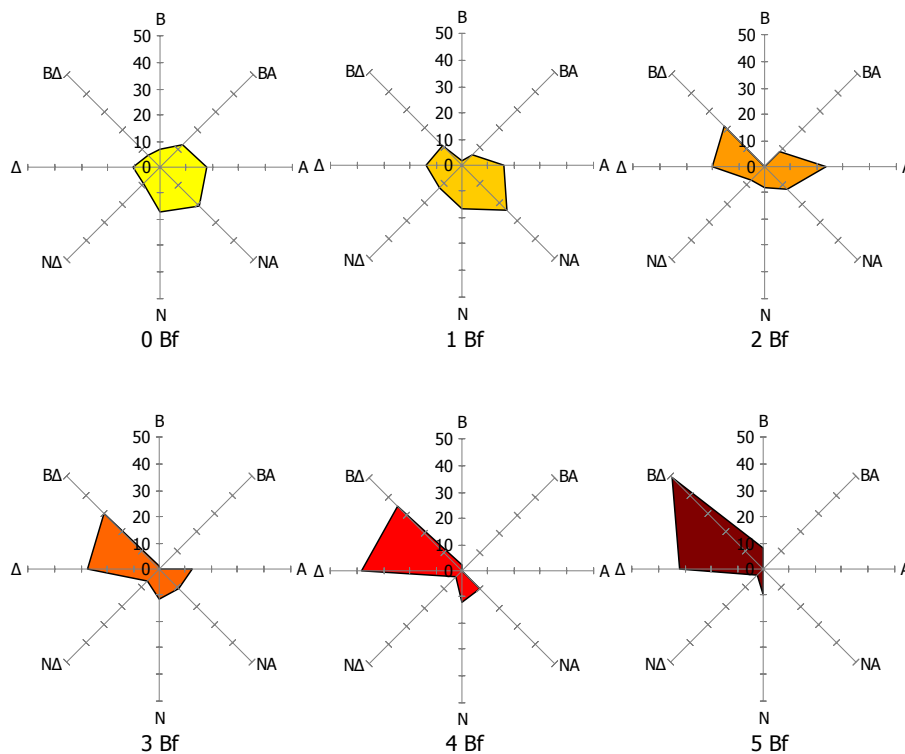


Σχήμα 4.4.8: Ημερήσια ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων ανέμου με βάση την διεύθυνσή του, ανά δεκαπεντάλεπτο, για το έτος 1999.

Ανεξάρτητη από την ώρα της ημέρας φαίνεται να είναι η συχνότητα εμφάνισης ΝΑ, Ν και ΝΔ ανέμων, καθώς παρουσιάζουν σχεδόν ίδιες συχνότητες ημέρας και νύχτας, όλες τις εποχές, με εξαίρεση ίσως την άνοιξη (Σχ. 4.4.7. β), οπότε οι ΝΑ άνεμοι έχουν ελαφρώς αυξημένες και οι Ν και ΝΔ ελαφρώς μειωμένες νυχτερινές συχνότητες. Το χειμώνα (Σχ. 4.4.7.α) η ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων των ανεμοδιευθύνσεων ακολουθεί γενικά την ετήσια, με μικρότερες όμως διαφορές μεταξύ ημέρας και νύχτας.

#### 4.4.1.2. Διαφοροποιήσεις με την ένταση του ανέμου

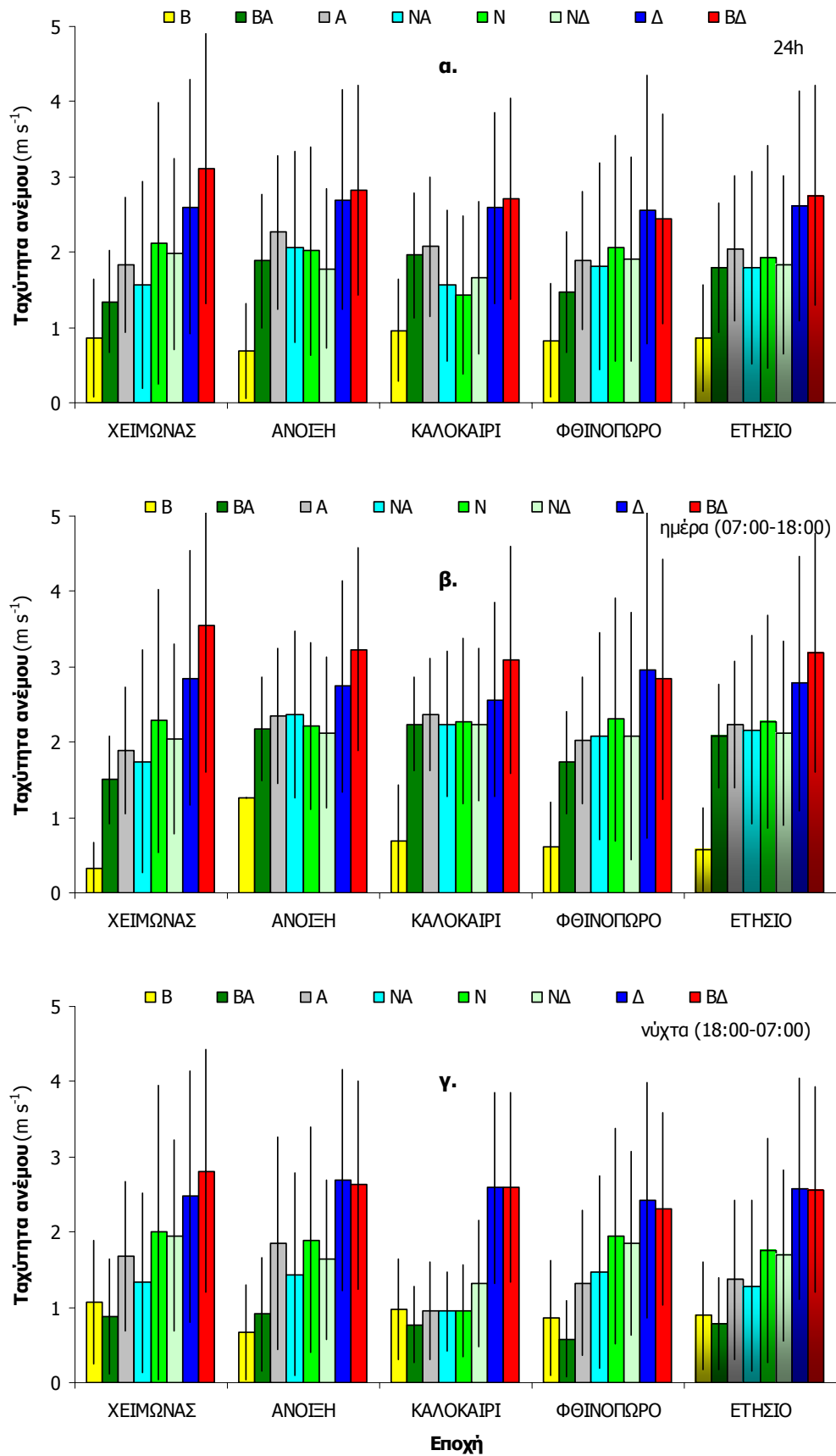
Οι άνεμοι στην περιοχή πάνω από το δρυοδάσος έχουν γενικά μικρές εντάσεις. Από 29.103 δεκαπεντάλεπτες μετρήσεις της ανεμοταχύτητας σε ύψος 25,1 m για το 1999, μόνο 5 ήταν μεγαλύτερες από  $10 \text{ m s}^{-1}$  και μόνο 1 αντιστοιχούσε στα 6 Bf. Αναλύοντας τη σύνθεση των διευθύνσεων των ανέμων ανά κατηγορία της κλίμακας Beaufort, προκύπτει ότι οι άνεμοι εντάσεων 5 Bf ήταν κυρίως ΒΔ, ενώ κατά την περίπου νηγεμία ( $\approx 0 \text{ Bf}$ ) επικρατούν οι ΝΑ (Σχ. 4.4.9). Οι ΒΔ και Δ φαίνεται να μειώνουν τη συχνότητα εμφάνισής τους, καθώς μειώνεται η ένταση των ανέμων, ενώ οι Ν, ΝΑ και Α παρουσιάζουν φθίνουσες συχνότητες με την αύξηση της έντασης. Μάλιστα, σε εντάσεις 4 και 5 Bf, για το 1999, δεν εντοπίζεται καμία καταγραφή Α και ΝΑ ανέμων.



Σχήμα 4.4.9: Ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων των διευθύνσεων ανέμου ως προς την έντασή τους, από δεδομένα του 1999.

Οι μέσες ετήσιες εντάσεις των ΒΔ και Δ ανέμων σε εικοσιτετράωρη βάση είναι μεγαλύτερες έναντι των υπολοίπων ανεμοδιευθύνσεων, με τιμές  $2,75 \pm 1,46 \text{ m s}^{-1}$  και  $2,62 \pm 1,53 \text{ m s}^{-1}$ , αντίστοιχα, ενώ ηπιότεροι είναι οι Β, με  $0,87 \pm 0,71 \text{ m s}^{-1}$  (Σχ. 4.4.10 α). Οι ΒΔ και Δ άνεμοι διατηρούν τις μεγαλύτερες ταχύτητες σε σχέση με τις υπόλοιπες διευθύνσεις, ανεξάρτητα από την ώρα της μέρας (Σχ. 4.4.10 β και γ) και την εποχή του έτους, αν και έχουν γενικά μειωμένες τιμές τη νύχτα, οπότε και μεγιστοποιούν τις συχνότητες εμφάνισής τους.

Οι επικρατούντες Α άνεμοι τις ημέρες του χειμώνα, έχουν μέτριες ανεμοταχύτητες σε σχέση με τους ανέμους των υπόλοιπων διευθύνσεων, με μέση τιμή  $1,89 \pm 0,84 \text{ m s}^{-1}$ , όπως άλλωστε συμβαίνει με τους Α και ΝΑ, που επικρατούν τις ημέρες της άνοιξης ( $2,35 \pm 0,90 \text{ m s}^{-1}$  και  $2,37 \pm 1,11 \text{ m s}^{-1}$ ), τους ΒΑ και Α του καλοκαιριού ( $2,24 \pm 0,62 \text{ m s}^{-1}$  και  $2,36 \pm 0,74 \text{ m s}^{-1}$ ) και τους Α και ΝΑ του φθινοπώρου ( $2,03 \pm 0,84 \text{ m s}^{-1}$  και  $2,07 \pm 1,37 \text{ m s}^{-1}$ ) (Σχ. 4.4.10 β).



Σχήμα 4.4.10: Μέσες τιμές της ταχύτητας των ανέμων με βάση τη διεθθονσή τους, για κάθε εποχή και για το έτος, σε 24ωρη (α), ημερήσια (β) και νυχτερινή (γ) κλίμακα, από δεδομένα του 1999.

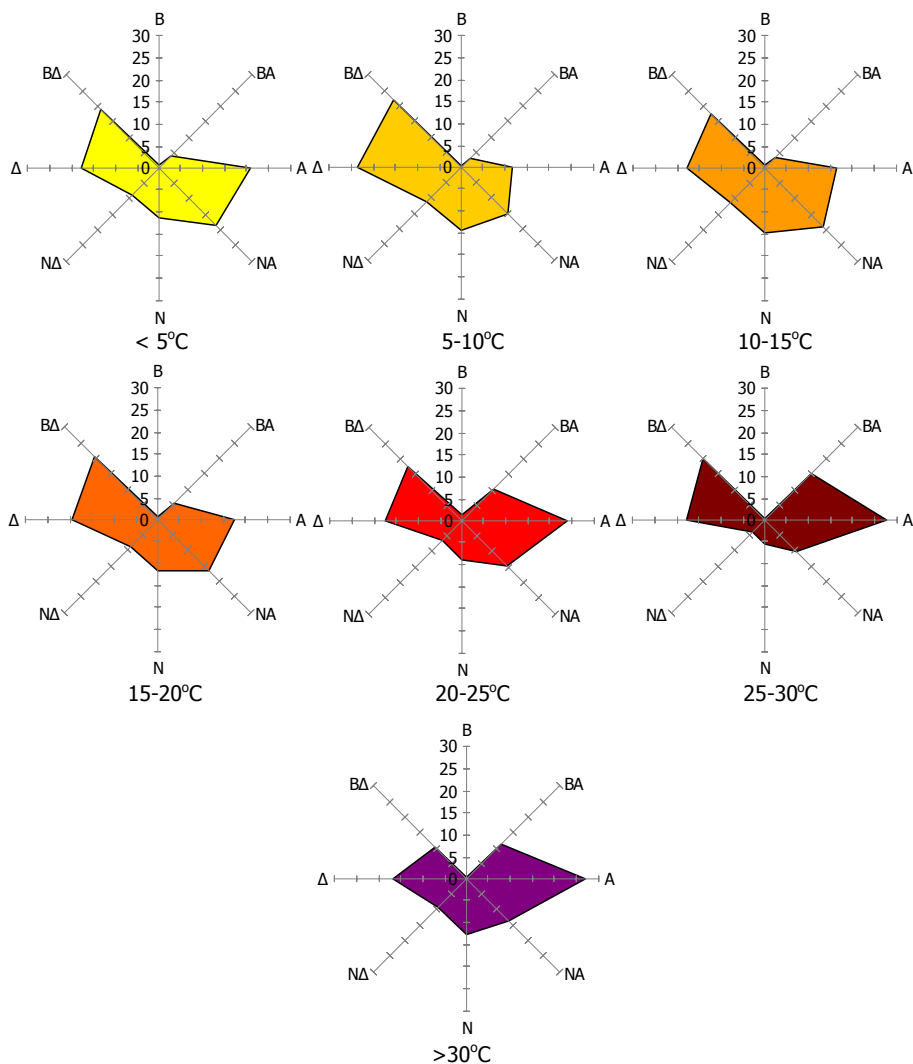
Σύμφωνα με τα παραπάνω οι Δ και ΒΔ άνεμοι που επικρατούν τη νύχτα και έχουν σχετικά μεγάλες ταχύτητες, ανεξάρτητα της εποχής του έτους, θα έπρεπε να οδηγούν σε πιο αυξημένες ταχύτητες ανέμου τη νύχτα από ότι την ημέρα. Αυτό όμως στην πραγματικότητα δεν συμβαίνει. Αντίθετα οι μέσες ημερήσιες ταχύτητες ανέμου, όπως θα φανεί σε επόμενο κεφάλαιο, είναι μεγαλύτερες από τις νυχτερινές και αυτό οφείλεται κυρίως στις αρκετά χαμηλότερες ταχύτητες ανέμων των υπόλοιπων διευθύνσεων, οι οποίοι αν και σπανιότεροι των Δ και ΒΔ, έχουν μειωμένες τιμές τη νύχτα, ανεξάρτητα της εποχής.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την περιοχή, παρουσιάζουν οι Α άνεμοι του καλοκαιριού, οι οποίοι μάλιστα επικρατούν αυτή την εποχή και έχουν μεγιστοποιημένες συχνότητες το μεσημέρι. Οι άνεμοι αυτοί πιθανόν να μεταφέρουν αέριες μάζες από το αστικό κέντρο των Αθηνών με ιδιαίτερα θερμικά και υγρασιακά χαρακτηριστικά αλλά και με υψηλές περιεκτικότητες ρύπων. Αυτός άλλωστε φαίνεται να είναι και ο λόγος της υψηλής συγκέντρωσης όζοντος στο Μογγοστό, η οποία διαπιστώθηκε από τον Saitanis (2003). Οι Α άνεμοι είναι αρχικά θερμοί και ξηροί. Κατά την κίνησή τους, διέρχονται πάνω από θάλασσα, οπότε ψύχονται ελαφρώς και εμπλουτίζονται με υδρατμούς, και στη συνέχεια ανέρχονται προς το Μογγοστό, με μέτριες προς μικρές ταχύτητες, αρκετά υγροί και μέτρια ψυχροί. Η ροή του ανέμου, πάνω από τη θάλασσα, εμποδίζει τη διάσπαση του όζοντος (Lorenzini and Saitanis 2003), με αποτέλεσμα τις υψηλές συγκεντρώσεις στο Μογγοστό, τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα, οπότε και επικρατούν ΒΔ και Δ άνεμοι. Σε αυτή την περίπτωση, οι υψηλές συγκεντρώσεις θα μπορούσαν ως ένα βαθμό να οφείλονται στο αστικό κέντρο της Πάτρας αλλά ιδιαίτερα στις χαμηλές ανεμοταχύτητες της νύχτας που δεν επιτρέπουν την γρήγορη ανάμιξη των αέριων μαζών και συνεπώς δεν ευνοούν την αραίωση ρύπου.

Οι ΝΑ άνεμοι φαίνεται να έχουν συνεισφορά στην μείωση της συγκέντρωσης  $O_3$  αργά το απόγευμα, η οποία διαπιστώθηκε επίσης από τον Saitanis (2003). Οι άνεμοι αυτοί αργά τα απογεύματα του καλοκαιριού παρουσιάζουν αυξημένες συχνότητες, ενώ και κατά την κίνησή τους δεν διέρχονται από αστικά περιβάλλοντα. Έτσι, είναι πιθανό να ευθύνονται για την μικρή και πρόσκαιρη αραίωση του ρύπου. Η επίδρασή τους βέβαια είναι πολύ παροδική καθώς τις επόμενες ώρες επικρατούν πάλι Δ και ΒΔ επαναφέροντας το  $O_3$  σε υψηλότερα επίπεδα.

### 4.4.1.3. Θερμοκρασιακά και υγρασιακά χαρακτηριστικά

Σε ψυχρές ατμοσφαιρικές συνθήκες (<5°C) μεγαλύτερη συχνότητα εμφανίζουν οι Α άνεμοι (21%), αν και αυτοί γενικά είναι συνηθέστεροι σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 20°C (Σχ. 4.4.11). Στις κλάσεις 5-10°C και 15-20°C, συχνότεροι είναι οι Δ, με ποσοστά 23% και 19%, αντίστοιχα, ενώ στην κλάση 10-15°C επικρατούν κυρίως οι ΝΑ (19%).



Σχήμα 4.4.11: Ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων των διεθύνσεων ανέμου σε σχέση με την θερμοκρασία αέρα, από δεδομένα του 1999.

Σε σχέση με την ανεμοδιεύθυνση, οι θερμότερες συνθήκες σε ύψος 25,1 m στο οικοσύστημα του Μογγοστού, το χειμώνα, σε εικοσιτετράωρη βάση (Σχ. 4.4.12 α), εντοπίζονται ενόσω πνέουν Ν άνεμοι, ενώ την άνοιξη Β, με αντίστοιχες μέσες



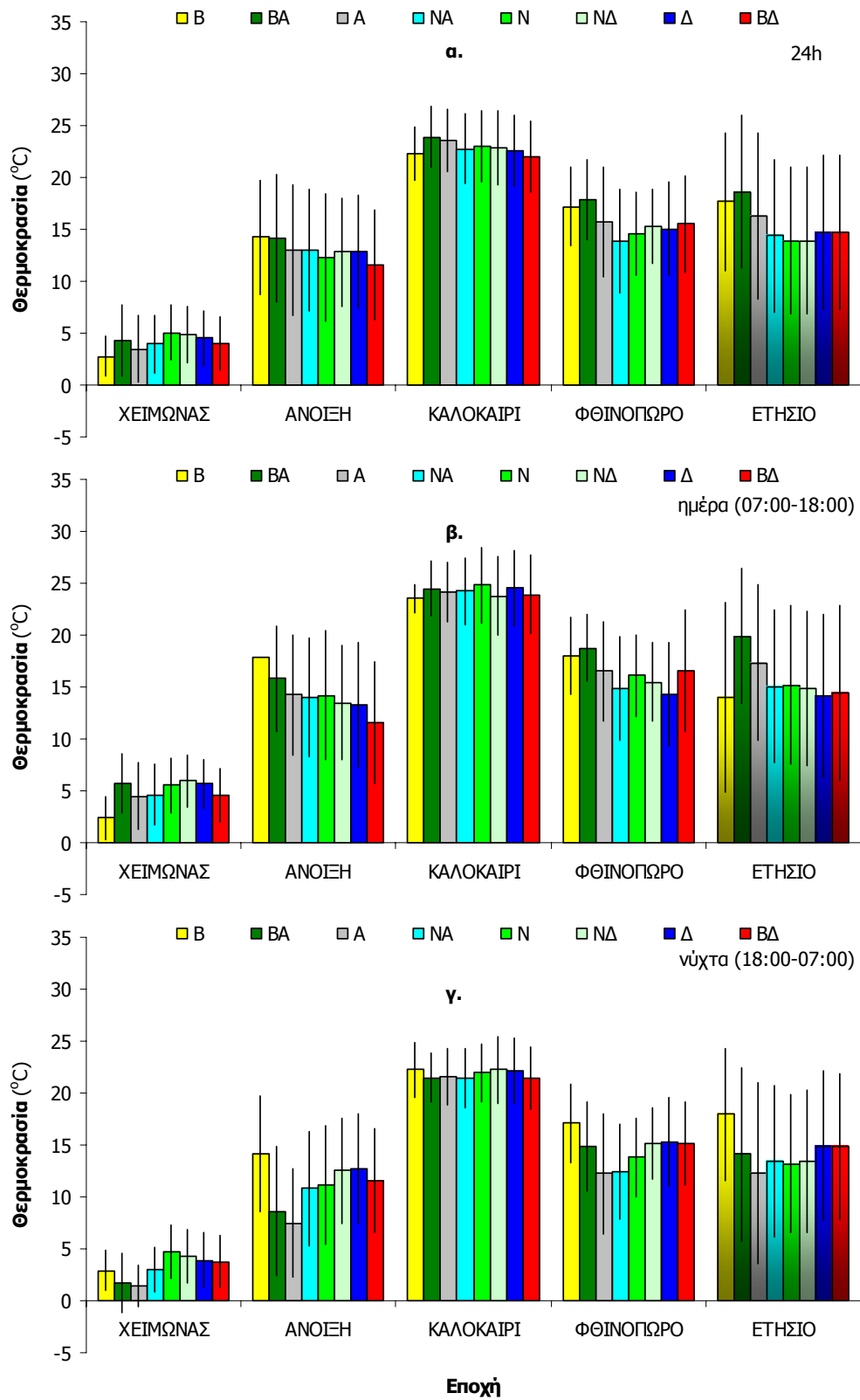
θερμοκρασίες  $5,04 \pm 2,63$  °C και  $14,25 \pm 5,49$  °C. Το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, οι μέσες θερμοκρασίες αέρα μεγιστοποιούνται όταν πνέουν ΒΑ άνεμοι, με τιμές  $23,91 \pm 2,89$  °C και  $17,87 \pm 3,83$  °C, αντίστοιχα. Σε ετήσια βάση, πάντως, οι θερμότερες συνθήκες παρατηρούνται επίσης με ΒΑ ανέμους και τη μέση θερμοκρασία να φτάνει τους  $18,64 \pm 7,38$  °C. Αντίστοιχα, οι ψυχρότεροι άνεμοι, σε 24ωρη βάση, φαίνεται να είναι οι ΝΔ, με μέση ετήσια θερμοκρασία  $13,87 \pm 7,07$  °C, αν και εποχιακά οι ΝΑ και Β είναι ψυχρότεροι το φθινόπωρο και το χειμώνα, αντίστοιχα, ενώ οι ΒΔ την άνοιξη και το καλοκαίρι.

Οι θερμοί Β άνεμοι της άνοιξης, σε σχέση με τις υπόλοιπες διευθύνσεις δεν είναι αναμενόμενοι και πιθανώς να οφείλονται στις ιδιαίτερα χαμηλές ταχύτητες ανέμου (Σχ. 4.4.10.α) αλλά και στο τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής, που είναι γενικά προστατευμένο από τέτοιας διεύθυνσης ανέμους. Οι αργοί αυτοί άνεμοι, πιθανόν να παραμένουν περισσότερη ώρα σε επαφή με τη φυσική επιφάνεια και συνεπώς θερμαίνονται και γίνονται ξηρότεροι (μειώνοντας τη σχετική υγρασία τους) σε σχέση με τις υπόλοιπες ανεμοδιευθύνσεις. Βέβαια, πρέπει να τονιστεί ότι οι Β άνεμοι είναι ιδιαίτερα σπάνιοι για την περιοχή και ειδικά την άνοιξη ακόμα σπανιότεροι (μόνο 1 δεκαπεντάλεπτη μέτρηση για την ημέρα και 32 για τη νύχτα). Το μικρό δείγμα τέτοιων μετρήσεων για την άνοιξη είναι πιθανό να οδηγεί σε εσφαλμένα συμπεράσματα, γι' αυτό και πρέπει να αντιμετωπίζεται με επιφύλαξη.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας οι επικρατούντες Α, ΝΑ και ΒΑ άνεμοι, σε κλίμακα έτους, είναι γενικά θερμοί και μπορεί να θεωρηθεί ότι προκαλούν θέρμανση της υποκείμενης φυσικής επιφάνειας (Σχ. 4.4.12 β). Μάλιστα οι ΒΑ έχουν τη μεγαλύτερη μέση ετήσια θερμοκρασία ημέρας έναντι των υπολοίπων διευθύνσεων, με τιμή  $19,92 \pm 6,54$  °C, για το 1999. Αντίθετα, η χαμηλότερη αντίστοιχη τιμή ( $14,01 \pm 9,12$  °C) αφορά τους Β ανέμους. Σε εποχιακό επίπεδο, κατά τη διάρκεια της ημέρας, ψυχρότεροι είναι οι Β άνεμοι του χειμώνα και του καλοκαιριού, οι ΒΔ της άνοιξης και οι Δ του φθινοπώρου, ενώ θερμότεροι είναι οι ΝΔ το χειμώνα, οι Β την άνοιξη, οι Ν το καλοκαίρι και οι ΒΑ το φθινόπωρο.

Τη νύχτα το θερμικό φορτίο των ανέμων διαφοροποιείται σημαντικά σε σύγκριση με εκείνο της ημέρας (Σχ. 4.4.12 γ). Οι Β άνεμοι είναι σε ετήσια βάση θερμότεροι και οι Α ψυχρότεροι από τους υπόλοιπους, με μέσες τιμές θερμοκρασίες  $17,95 \pm 6,36$  °C και  $12,29 \pm 8,66$  °C, αντίστοιχα, αν και ειδικά οι Β είναι ιδιαίτερα σπάνιοι. Εποχιακά, θερμότεροι θεωρούνται οι Β και Δ άνεμοι την άνοιξη και οι Β και ΝΔ το φθινόπωρο, οι ΝΔ το καλοκαίρι και οι Ν το χειμώνα. Οι Α είναι γενικά

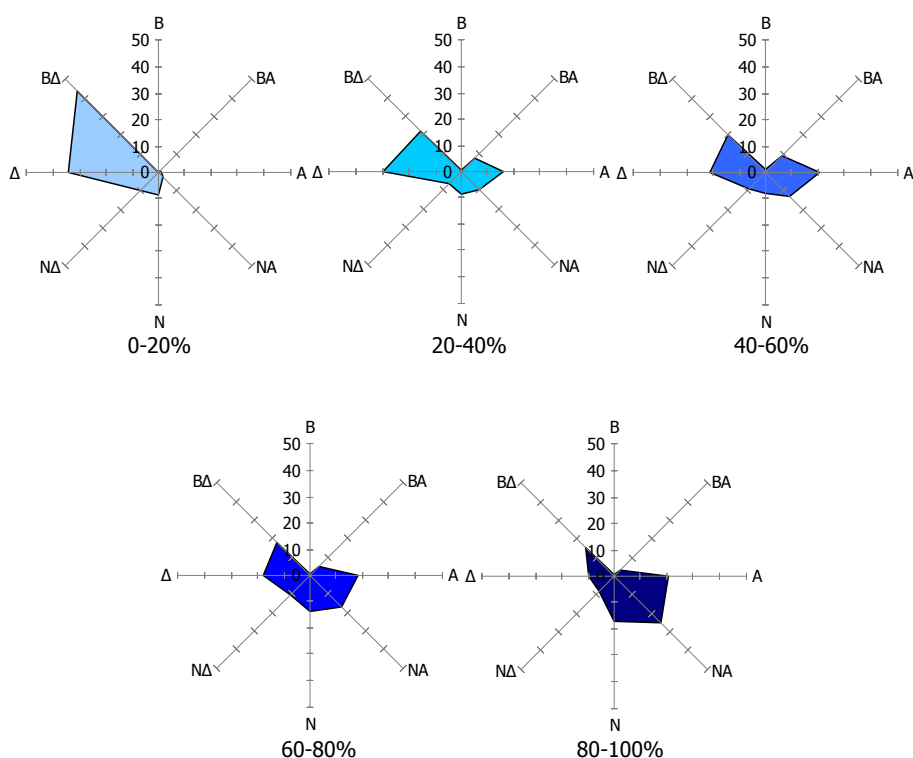
ψυχρότεροι από όλους τους υπόλοιπους, όλες τις εποχές του έτους, με εξαίρεση το καλοκαίρι, που οι ΝΑ συνδέονται με χαμηλότερες θερμοκρασίες.



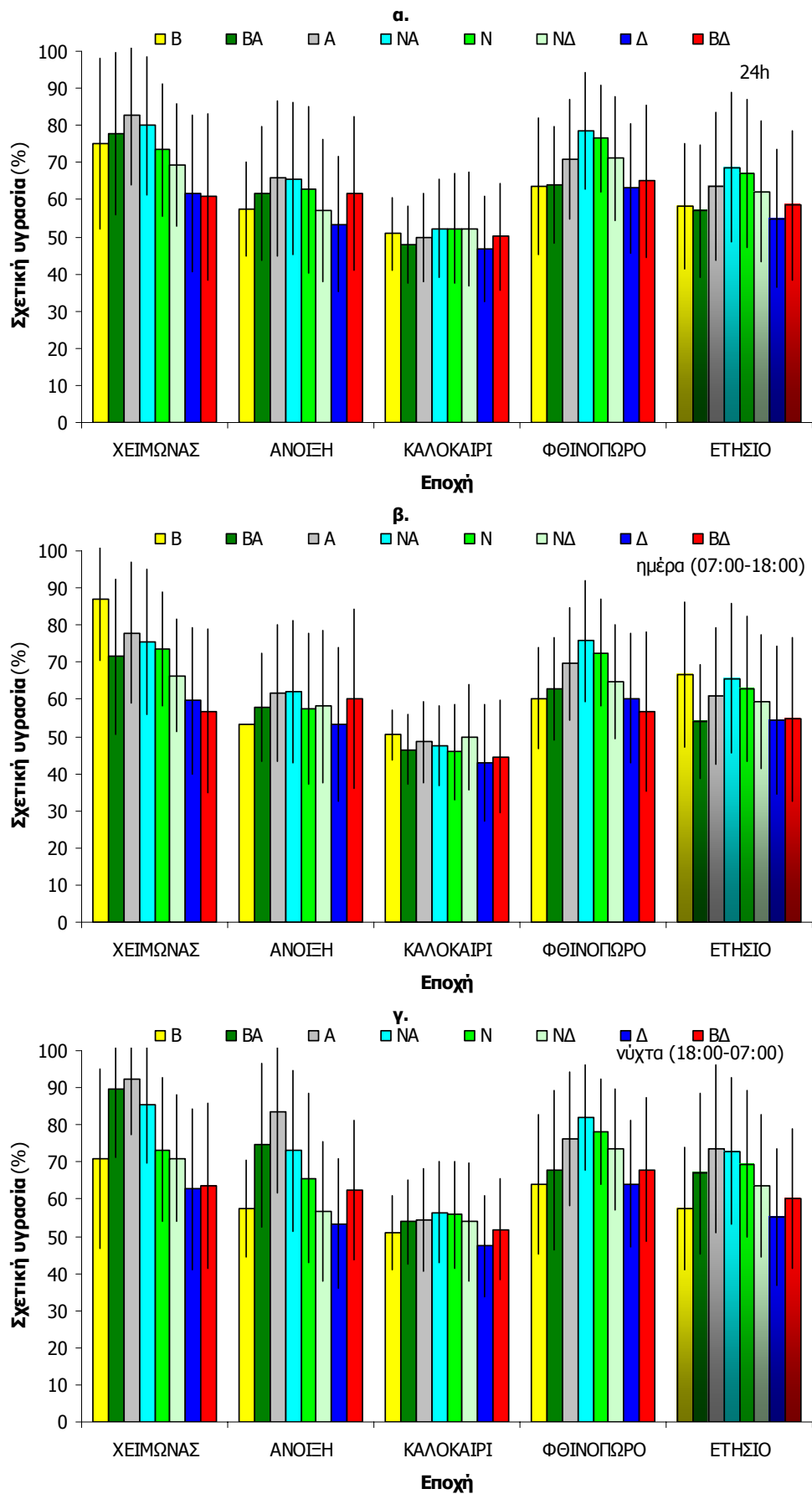
Σχήμα 4.4.12: Μέσες τιμές της θερμοκρασίας των ανέμων με βάση τη διεύθυνσή τους, για κάθε εποχή και για το έτος, σε 24ωρη (α), ημερήσια (β) και νυχτερινή (γ) κλίμακα, από δεδομένα του 1999.

Από την ποσοστιαία κατανομή εμφάνισης ανέμων συγκεκριμένων διευθύνσεων με κριτήριο τις επικρατούσες συνθήκες σχετικής υγρασίας (Σχ. 4.4.13), προκύπτει ότι σε ξηρή ατμόσφαιρα, με σχετική υγρασία έως 40%, οι επικρατούντες άνεμοι είναι ΒΔ και δευτερευόντως Δ. Αντίθετα, σε υγρές συνθήκες (σχετική υγρασία μεγαλύτερη από 80%) οι άνεμοι έχουν ΝΑ, Α και Ν διευθύνσεις.

Γενικά, οι ΒΔ και Δ άνεμοι, που συνήθως πνέουν τη νύχτα, παρουσιάζουν τάση μείωσης της συχνότητάς τους όταν η σχετική υγρασία του αέρα αυξάνει. Έτσι, φαίνεται ότι η σχετική υγρασία μειώνεται όταν φυσούν ΒΔ ή Δ άνεμοι. Αυτό πιθανώς να οφείλεται στη θέση του δάσους, καθώς οι άνεμοι αυτοί διανύουν σχετικά μεγάλες αποστάσεις στην ξηρά και κατά τη διαδρομή τους, καθώς ανέρχονται σε μεγαλύτερα υψόμετρα, είτε ψύχονται (την ημέρα) και αποβάλουν το υγρασιακό τους περιεχόμενο, είτε θερμαίνονται (τη νύχτα) με αποτέλεσμα να μειώνουν τη σχετική υγρασία των αέριων όγκων που μεταφέρουν (Σχ. 4.4.12 και 4.4.14) και φτάνουν τελικά στο Μογγοστό αρκετά ξηροί και θερμοί τη νύχτα ή ξηροί και σχετικά ψυχροί την ημέρα.



Σχήμα 4.4.13: Ποσοστιαία κατανομή συχνότητων των διευθύνσεων ανέμου σε σχέση με την σχετική υγρασίαις τους, από δεδομένα του 1999.



Σχήμα 4.4.14: Μέσες τιμές της σχετικής υγρασίας με βάση τη διεύθυνση των ανέμων, για κάθε εποχή και για το έτος, σε 24ωρη (α), ημερήσια (β) και νυχτερινή (γ) κλίμακα, από δεδομένα του 1999.

Οι ΝΑ πνέουν συνήθως την ημέρα και εμφανίζονται κυρίως σε υγρές ατμοσφαιρικές συνθήκες με τάση μείωσης της συχνότητάς τους καθώς μειώνεται η σχετική υγρασία (Σχ. 4.4.13). Έτσι, φαίνεται ότι μεταφέρουν κυρίως υγρές και μέτρια θερμές έως αρκετά ψυχρές αέριες μάζες καθώς προέρχονται από τη θάλασσα, ενώ κατά την κίνησή τους στην ηπειρωτική χώρα, ανέρχονται σχεδόν σταθερά, σε μεγαλύτερα υψόμετρα και ψύχονται χωρίς να μεσολαβούν υψηλοί ορεινοί όγκοι που να προκαλέσουν διαταραχή της κίνησής τους και πιθανή εκτόνωση του υγρασιακού τους περιεχομένου κατά την άνοδο ή θέρμανση κατά την κάθοδο (άνεμοι Föhn).

#### **4.4.2. Ταχύτητα ανέμου**

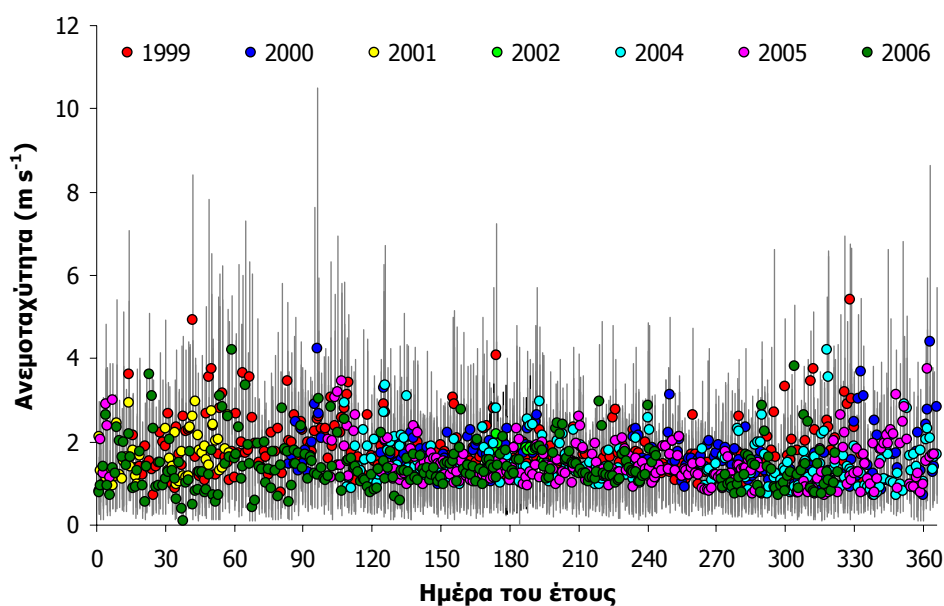
Ο άνεμος, ιδιαίτερα ως προς την έντασή του, αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τις ανταλλαγές ενέργειας και μάζας μεταξύ εδάφους, δάσους και ατμόσφαιρας (Cowan 1968, Thom 1971), ενώ επηρεάζει και την εξάπλωση των δασικών ειδών (Pingtong and Hidenori 2000, Pinard and Wilson 2001) και κυρίως των ποωδών (Schippers and Jongejans 2005). Βέβαια, οι άνεμοι μεγάλων ταχυτήτων είναι ο συχνότερος λόγος καταστροφών στα φυσικά οικοσυστήματα, εξαιτίας των μηχανικών καταπονήσεων που προκαλούν στα δένδρα (Beinhauer and Kruse 1994, Gardiner et al. 2000, Blennow and Sallnäs 2004) αλλά και επειδή παρεμποδίζουν τους ρυθμούς φυσικής αποκατάστασης μετά από καταστροφές (Schumacher et al. 2004).

Από νωρίς και ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια, η επιστημονική έρευνα έχει ενταθεί σε πεδία που αφορούν τη συμπεριφορά του ανέμου σε σχέση με την εξάπλωση των δασικών πυρκαγιών, κυρίως εξαιτίας του σημαντικού οικολογικού και οικονομικού κόστους τους (Curry and Fons 1938). Ως εκ τούτου, η αεροδυναμική συμπεριφορά ενός δάσους, ιδίως στο κατώτερο οριακό στρώμα, αποτελεί αναγκαία προϋπόθεση για τη μελέτη του. Πρέπει, μάλιστα, να λαμβάνεται υπόψη στα δυναμικά περιβαλλοντικά μοντέλα (ατμοσφαιρικά, υδρολογικά ή οικολογικά), ανεξάρτητα από την κλίμακα εφαρμογής τους, καθώς το δάσος, ως φυσική επιφάνεια, επηρεάζει έντονα τις ατμοσφαιρικές παραμέτρους μέχρι και μερικές εκατοντάδες μέτρα από το έδαφος (ανάλογα με το ύψος των δένδρων). Σε αυτό το στρώμα, μεταξύ δάσους και ελεύθερης ατμόσφαιρας, το τυπικό λογαριθμικό προφίλ του ανέμου διαφοροποιείται σε σχέση με τις χαμηλές καλλιέργειες. Σημαντικός

παράγοντας γι' αυτό θεωρείται η αρχιτεκτονική της φυτοκόμης, που εξαιτίας της δενδρώδους βλάστησης δεν επιτρέπει τη θεώρηση του δάσους ως ομοιογενούς πορώδους υλικού, καθώς η μεταφορά των αερίων μαζών γίνεται μεταξύ του εδάφους, της περιοχής των κορμών, της κόμης και της ατμόσφαιρας.

#### 4.4.2.1. Ετήσια και ημερήσια κύμανση

Στο δάσος του Μογγοστού, οι εντάσεις του ανέμου είναι γενικά μικρές, ενώ από το σύνολο των στιγμιαίων (δεκαπεντάλεπτων) μετρήσεων, σε 6 ύψη από το έδαφος κατά τις περιόδους 1999-2002 και 2004-2006, καμία δεν υπερβαίνει τα 11 m/s. Η ετήσια κατανομή των μέσων ημερήσιων εντάσεων 6 m περίπου πάνω από τη φυτοκόμη (18,55 m από το έδαφος) του Σχ. 4.4.15, δείχνει σταθερά χαμηλές τιμές όλες τις εποχές, με σποραδικές μικρές εξάρσεις που εντοπίζονται κυρίως τη χειμερινή περίοδο. Η μέση ετήσια ένταση ανέμου είναι  $1,7 \pm 0,8$  m/s στο ύψος αυτό, όπως προκύπτει από το σύνολο των διαθέσιμων στοιχείων για όλα τα έτη μέτρησης.

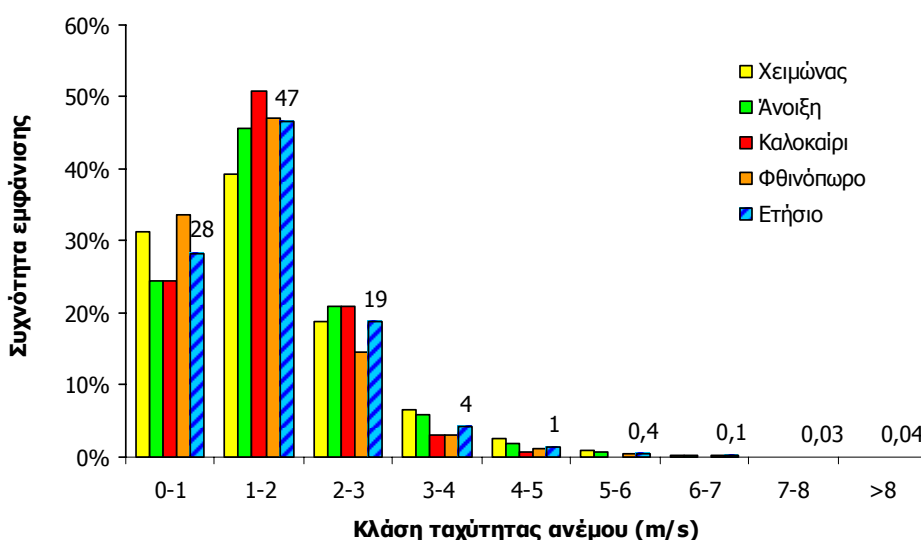


Σχήμα 4.4.15: Ετήσια μεταβολή μέσων ημερήσιων τιμών και εύρους ανεμοταχύτητας σε ύψος περίπου 18 m με βάση μετρήσεις κατά τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Οι χαμηλές εντάσεις ανέμου οφείλονται αποκλειστικά στην τραχύτητα της επιφάνεια, αποτέλεσμα κυρίως του ύψους των δένδρων, που οδηγεί σε μετατόπιση προς τα πάνω της κατατομής (προφίλ) των ανεμοταχυτήτων. Έτσι, ενώ σε μια γομνή επιφάνεια η ταχύτητα εμφανίζεται αυξανόμενη λογαριθμικά σχεδόν από το έδαφος

προς τα πάνω, στο δάσος οι ρυθμοί έντονης αύξησης ξεκινούν κοντά στη φυσική επιφάνεια που σχηματίζουν οι κορυφές των δένδρων. Το εύρος των εντάσεων κατά τη διάρκεια της ημέρας είναι γενικά μικρό, περίπου 2 m/s σε ετήσια βάση, με ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές μέγιστης και ελάχιστης ημερήσιας ταχύτητας την άνοιξη και το χειμώνα και μικρότερες το καλοκαίρι.

Με βάση τη συχνότητά τους, οι άνεμοι σε ύψος 18,55 m στο Μογγοστό έχουν εντάσεις από 1 έως 2 m/s στο 47% του συνόλου των ωριαίων δεδομένων για όλα τα έτη μέτρησης, ποσοστό που διαφοροποιείται ελάχιστα από εποχή σε εποχή. Από την ετήσια και τις εποχιακές κατανομές συχνοτήτων (Σχ. 4.4.16) προκύπτει περιορισμένος αριθμός ωριαίων εντάσεων πάνω από 4 m/s, που δεν υπερβαίνει το 2% του συνόλου.

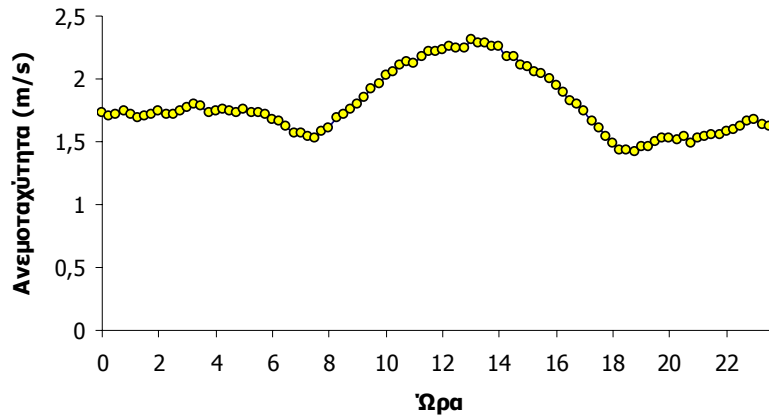


Σχήμα 4.4.16: Ποσοστιαία ανά εποχή και ετήσια κατανομή συχνοτήτων ωριαίων τιμών ανεμοταχύτητας των ετών 1999-2002 και 2004-2006.

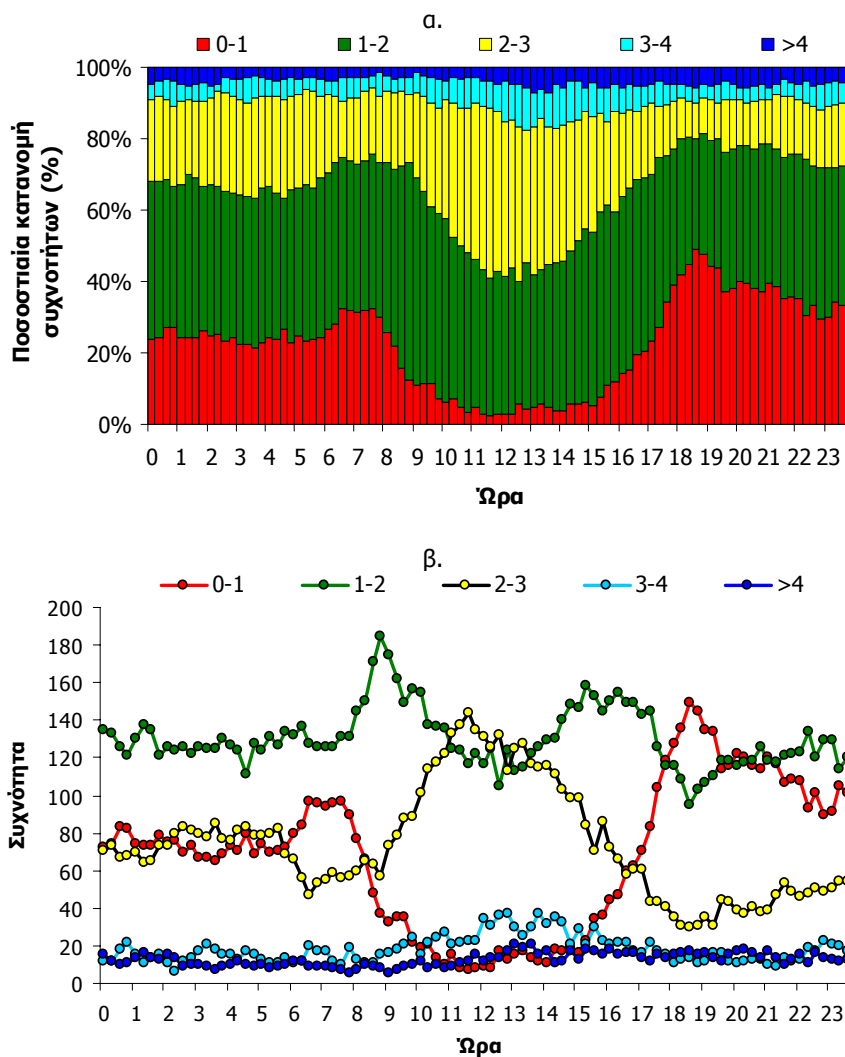
Η ωριαία κατανομή ταχυτήτων ανέμου πάνω από τη φυτοκόμη δίνει υψηλές τιμές τις μεσημβρινές ώρες της ημέρας και χαμηλότερες τις νυχτερινές (Σχ. 4.4.17). Οι πιο χαμηλές μέσες τιμές δεκαπενταλέπτου είναι 1,5 και 1,4 m/s και παρατηρούνται, αντίστοιχα τις πρώτες πρωινές και πρώτες βραδινές ώρες, ενώ η μέγιστη (2,3 m/s) εντοπίζεται γύρω στις 13:00.

Η ημερήσια κατανομή συχνοτήτων του ανέμου με βάση την έντασή του σε ύψος 18,55 m, που παρουσιάζεται στο Σχ. 4.4.18, δείχνει σπάνιες αναφορές ασθενών ανέμων με εντάσεις μικρότερες από 1 m/s το μεσημέρι, ενώ τότε συχνότεροι είναι οι άνεμοι εντάσεων 2-3 m/s. Γενικά, οι άνεμοι πάνω από 3 m/s είναι σπάνιοι όλες τις ώρες της ημέρας, ενώ μεταξύ 1 και 2 m/s έχουν τις μεγαλύτερες συχνότητες

εμφάνισης, οι οποίες παραμένουν υψηλές όλες τις ώρες της ημέρας. Με βάση την έντασή τους, οι άνεμοι δεν παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις ως προς τη θερμοκρασία ή την σχετική υγρασία τους.



Σχήμα 4.4.17: Ημερήσια κατανομή ανεμοταχύτητας σε ύψος 18,55 m για το έτος 1999.

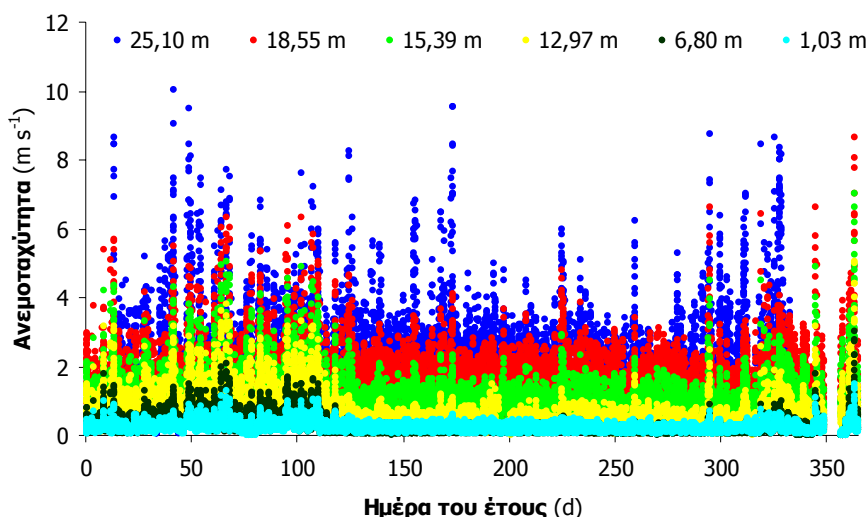


Σχήμα 4.4.18: Ποσοστιαία κατανομή (α) και συχνότητες (β) εμφάνισης ανέμων με βάση την έντασή τους ( $m s^{-1}$ ) κατά το έτος 1999.



#### 4.4.2.2. Μεταβολές με το ύψος

Ο άνεμος γενικά παρουσιάζει αυξανόμενη ένταση με το ύψος από το έδαφος, γεγονός που παρατηρήθηκε και στο Μογγοστό. Διατηρεί χαμηλές τιμές όλες τις εποχές του έτους, οι οποίες όμως, είναι μεγαλύτερες και πιο ευμετάβλητες την περίοδο του ληθάργου από ότι στην πλήρη βλαστική ανάπτυξη του δάσους, ανεξαρτήτως του ύψους μέτρησης. Από τις 6 στάθμες μέτρησης στο Μογγοστό οι μεγαλύτερες εντάσεις καταγράφηκαν στο μεγαλύτερο ύψος (25,10 m) και οι μικρότερες κοντά στο έδαφος (1,03 m). Η κατανομή των μέσων ωριαίων εντάσεων για τα έτη 1999-2002 παρουσιάζεται στο Σχ. 4.4.19, όπου γίνεται αντιληπτή η αεροδυναμική επίδραση των φυλλικών στοιχείων της φυτοκόμης στη ροή του αέρα, τόσο κάτω από την κορυφή των δένδρων, όσο και πάνω από αυτή.

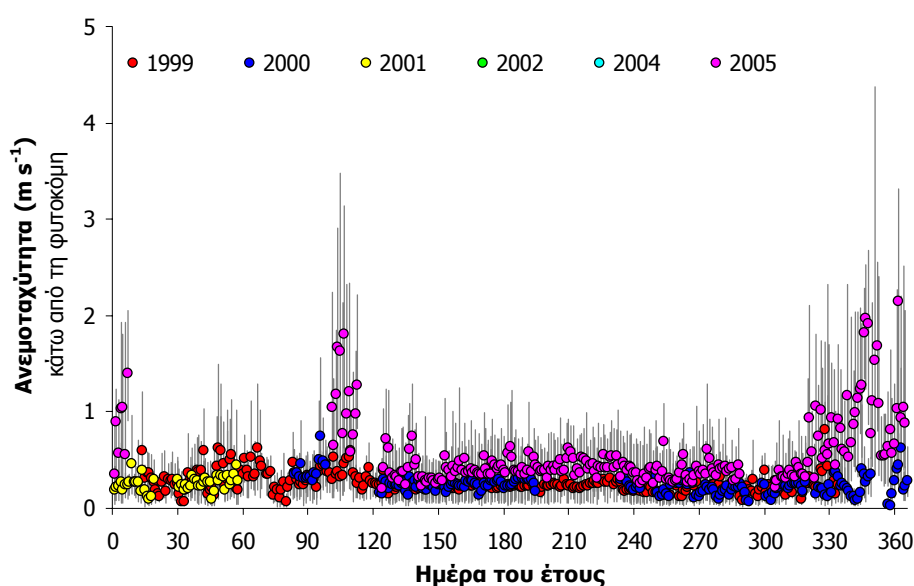


Σχήμα 4.4.19: Μέσες ωριαίες ανεμοταχύτητες σε ύψη 25,10, 18,55, 15,39, 12,97, 6,80 και 1,03 m από την επιφάνεια του εδάφους, για τα έτη 1999-2002.

Μετά την ανάπτυξη των φύλλων, οι μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου παρουσιάζουν μικρότερη διασπορά στα ύψη κάτω από 18,55 m, ενώ γενικά οι τιμές είναι πιο μειωμένες σε σχέση με τις περιόδους που το δάσος δεν έχει φύλλωμα. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον προκαλεί η επίδραση του φυλλώματος στα μεγάλα ύψη (μέχρι και 18,55 m), καθώς το ύψος των δένδρων είναι περίπου 13 m. Έτσι, αν και κάτω από ή μέσα στο δάσος η ροή εμποδίζεται εξαιτίας της ύπαρξης των στοιχείων της βλάστησης, πάνω από αυτό η ροή φαίνεται να επηρεάζεται σε ύψος σχεδόν ίσο με το ύψος των δένδρων.

Κάτω από την κόμη (ύψος 1,03 m) η συμπεριφορά του ανέμου διαφοροποιείται σημαντικά σε σύγκριση με τις υπόλοιπες στάθμες. Οι ταχύτητες

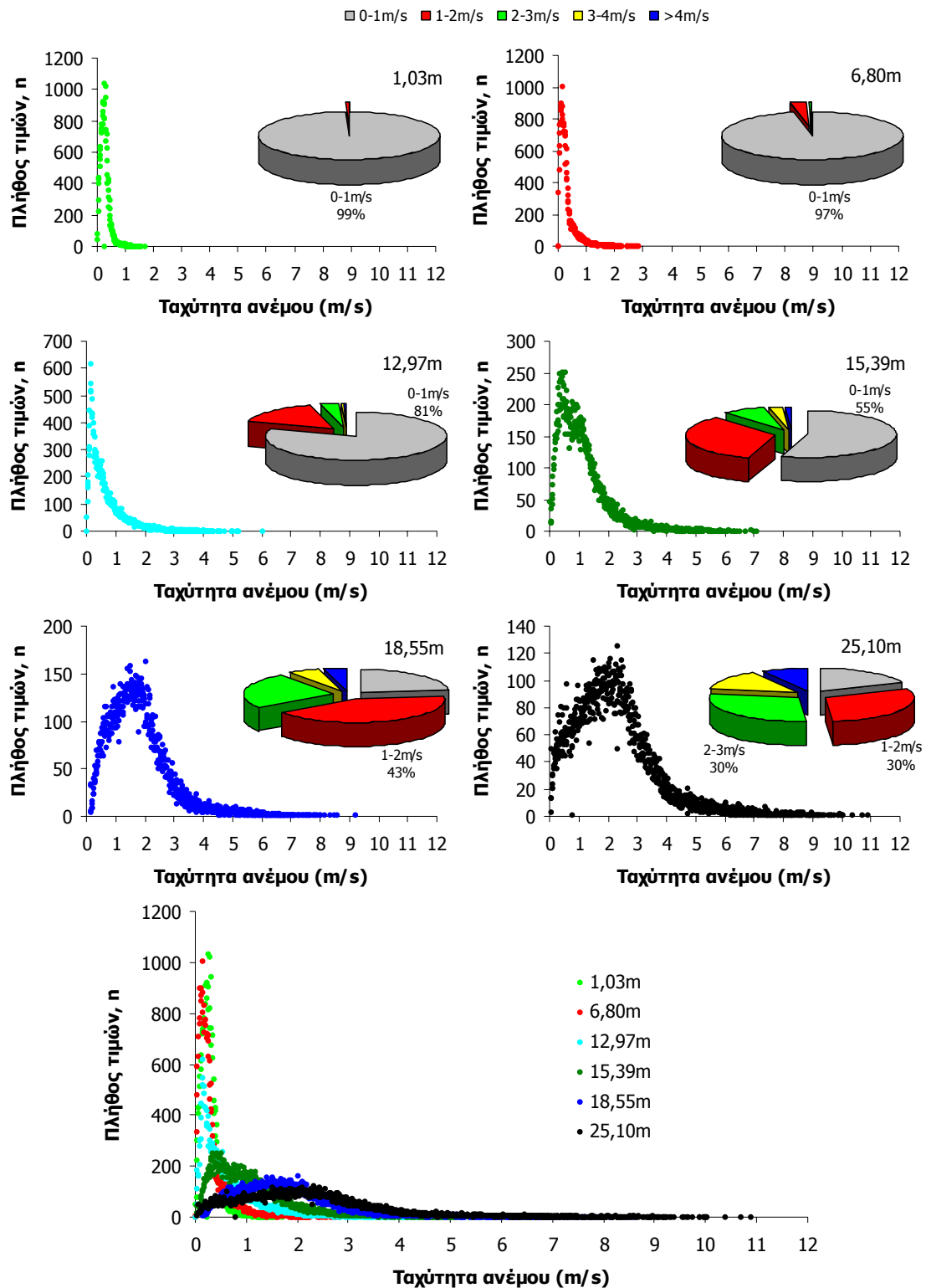
ελαχιστοποιούνται (Σχ. 4.4.20) και διατηρούν χαμηλές τιμές όλες τις ώρες της ημέρας, συρρικνώνοντας το ημερήσιο εύρος τους. Σε ετήσια βάση η μέση ένταση είναι  $0,26 \pm 0,13$  m/s και το ημερήσιο εύρος συνήθως μικρότερο από 1 m/s, καθώς τα ξυλώδη στοιχεία της βλάστησης αλλά και τα υπόλοιπα στοιχεία της φυτοκόμης ανακόπτουν την ελεύθερη ροή. Μάλιστα, σε σχέση με τα 18,55 m, κοντά στο έδαφος (1,03 m) οι ταχύτητες εμφανίζονται μειωμένες κατά 90% περίπου, υποδεικνύοντας αντίστοιχη απορρόφηση ορμής από την κόμη, κάτι που θεωρείται αναμενόμενο (Lalić and Mihailonić 2002). Ο λόγος των ταχυτήτων κάτω από την κόμη και πάνω από αυτή, είναι περίπου 0,15, τιμή που συμφωνεί με τα αποτελέσματα των Wilson et al. (2000), έστω και αν αναφέρονται σε διαφορετικό δασικό είδος.



Σχήμα 4.4.20: Ετήσια μεταβολή των ημερήσιων ανεμοταχυτήτων κάτω από τη φυτοκόμη (ύψος 1,03 m) για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004 και 2005. Οι κατακόρυφες γραμμές δίνουν το ημερήσιο εύρος ανεμοταχύτητας.

Το 2004 και το 2005, γενικά καταγράφηκαν άνεμοι μεγαλύτερης έντασης κοντά στο έδαφος σε σχέση με τα υπόλοιπα έτη, πιθανώς εξαιτίας της αραιώσης δένδρων το 2004. Βέβαια, το 2005 η φυλλική επιφάνεια είχε σχεδόν πλήρως ανακτηθεί, όμως η απομάκρυνση του ξύλου και η μη πλήρωση των κενών βλάστησης φαίνεται να οδήγησε σε ευκολότερη κίνηση του αέρα στην περιοχή των κορμών. Η αλλοίωση της αναλογίας ξυλωδών και φυλλικών στοιχείων επιδρά στην αύξηση της έντασης του ανέμου κοντά στο δασικό έδαφος όλες τις εποχές, όμως περισσότερο όταν το φύλλωμα απουσιάζει, αποβάλλεται ή σχηματίζεται, οπότε οι ανεμοταχύτητες μεγεθύνονται.

Με βάση τη συχνότητά τους, οι ισχυρότεροι άνεμοι, όπως αναμενόταν, εμφανίζονται στα μεγαλύτερα ύψη, αν και σπάνια υπερβαίνουν τα 4 m/s πάνω από τη φυτοκόμη και το 1 m/s κάτω από αυτή. Ενδεικτικά παρουσιάζεται η κατανομή συχνοτήτων ανέμου με βάση την ένταση για το έτος 1999 (Σχ. 4.4.21).



Σχήμα 4.4.21: Κατανομή συχνοτήτων εμφάνισης ανέμων με βάση την έντασή τους, από δεκαπεντάλεπτες μετρήσεις του έτους 1999.

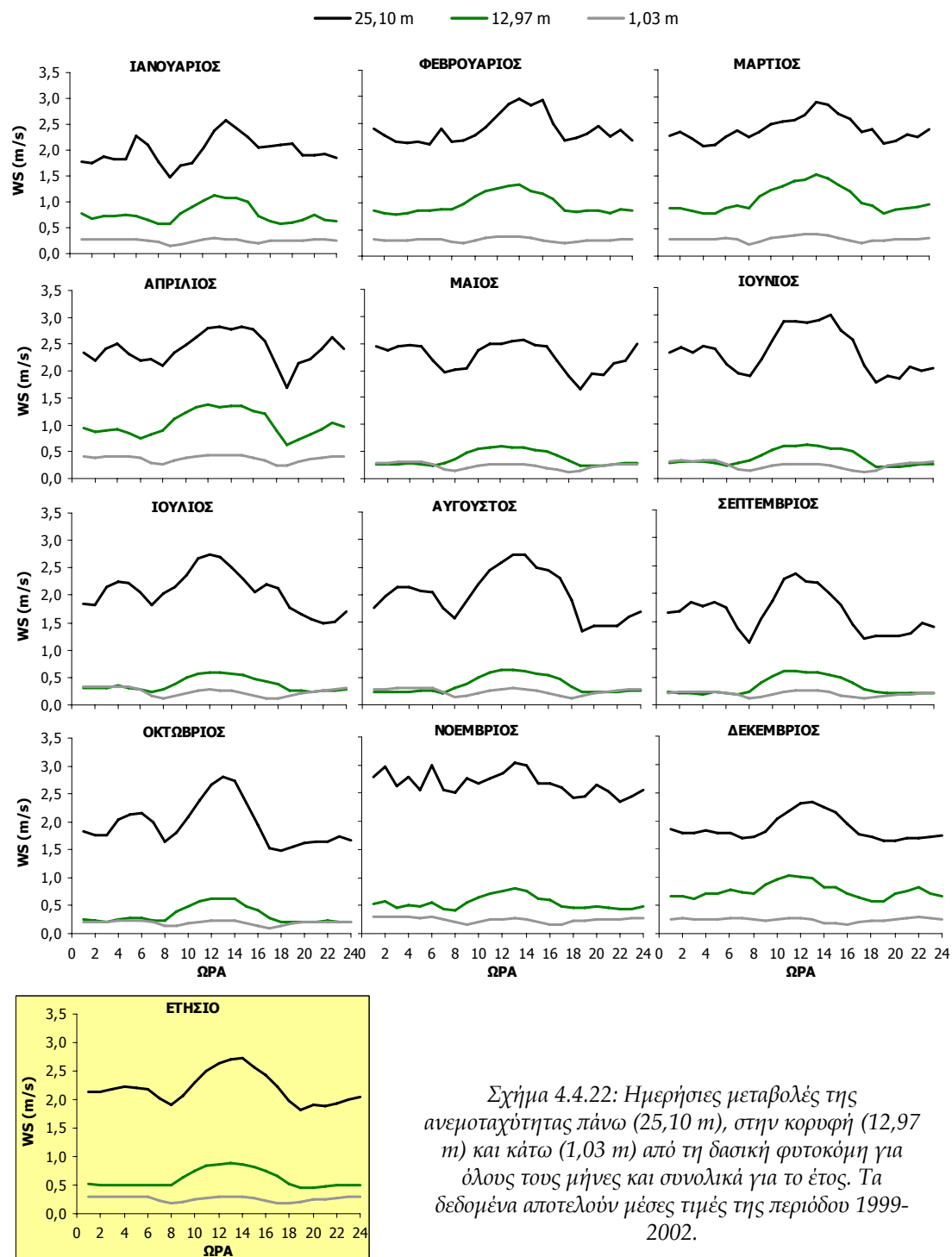
Κοντά στο έδαφος (ύψος 1,03 m), το 99% των δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων ανεμοταχύτητας ήταν μικρότερες από 1 m/s, ενώ στα 6,8 m, δηλαδή κάτω από το φυλλόστρωμα, το αντίστοιχο ποσοστό ήταν 97%. Στην κορυφή των δένδρων (12,97 m), οι άνεμοι εντάσεων έως 1 m/s ήταν επίσης οι συχνότεροι σε ποσοστό 81%, όπως συμβαίνει και 3,5 m περίπου από την κορυφή (ύψος 15,39 m), με μικρότερο όμως ποσοστό (55%). Ψηλότερα, η κατανομή των ανεμοταχυτήτων διαφοροποιείται και οι εντάσεις αυξάνουν. Έτσι, στα 18,55 m οι άνεμοι 1-2 m/s είναι οι συχνότεροι και αφορούν το 43% των μετρήσεων, ενώ στα 25,10 m καταγράφονται άνεμοι με εντάσεις 1-2 και 2-3 m/s με σχεδόν ισάριθμα ποσοστά (30%) για κάθε ένταση.

Οι ταχύτητες σε όλες τις στάθμες παρουσιάζουν ισχυρές γραμμικές συσχετίσεις ανά ζεύγη και μάλιστα στα ύψη πάνω από τη φυτοκόμη έχουν συντελεστές συσχέτισης  $R^2 > 90\%$  (Πίν. 4.4.1). Βέβαια, οι μικρότερες τιμές τους παρουσιάζονται όταν το δάσος διαθέτει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα, ενώ σε όλα τα υπόλοιπα φαινολογικά στάδια είναι υψηλές και αυξάνουν μεταξύ διαδοχικών υψών. Η επίδραση της βλάστησης γίνεται έντονα αντιληπτή με χαμηλές συσχετίσεις από την κορυφή της κόμης και κάτω. Στην πλήρη βλαστική ανάπτυξη εμφανίζονται οι μικρότερες τιμές  $R^2$ , που φτάνουν μέχρι και 6,6% από τη γραμμική παλινδρόμηση εντάσεων μεταξύ κορυφής (12,97 m) και πλησίον του εδάφους (1,03 m). Η απουσία φυλλώματος ευνοεί την συσχέτιση των μεγεθών και οι υψηλότερες τιμές  $R^2$  εμφανίζονται όταν το δάσος έχει πλήρως αποβάλλει το νεκρό του φύλλωμα. Βέβαια, και στα στάδια της έκπτυξης των φύλλων ή της σταδιακής αποβολής τους από τους κλάδους λόγω γήρανσης, οι συντελεστές παραμένουν αρκετά υψηλοί (> 50%).

Από την ωριαία εξέλιξη των ανεμοταχυτήτων πάνω (ύψος 25,1 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω από (ύψος 1,03 m) τη φυτοκόμη, προκύπτουν αυξημένες τιμές τους τις μεσημβρινές ώρες και χαμηλότερες τις νυχτερινές, πρώτες πρωινές και πρώτες βραδινές ώρες, όλους τους μήνες του έτους, με εξαίρεση ίσως τους χειμερινούς (Σχ. 4.4.22). Η παρουσία φυλλώματος επηρεάζει τη συμπεριφορά του ανέμου μέσα στο δάσος με πιο ομαλές ωριαίες μεταβολές και χαμηλότερες εντάσεις, που σχεδόν μηδενίζονται κοντά στο έδαφος (1,03 m). Στην ίδια αυτή στάθμη, το φαινόμενο των ισχυρότερων ανέμων του μεσημεριού όλων των μηνών αμβλύνεται και δεν γίνεται αντιληπτό, καθώς η πολύπλοκη αρχιτεκτονική των δένδρων εμποδίζει την ελεύθερη ροή του αέρα.

Πίνακας 4.4.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης,  $y=a x + \beta$ , της ανεμοταχύτητας σε ύψη 25.10, 18.55, 15.39, 12.97, 6.80 και 1.03 m μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα, για την περίοδο 1999 – 2002, καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης ( $R^2$ ), για κάθε φαινολογικό στάδιο του δάσους.

WS y/x	α						β						R <sup>2</sup>					
	WS25	WS18	WS15	WS12	WS6	WS1	WS25	WS18	WS15	WS12	WS6	WS1	WS25	WS18	WS15	WS12	WS6	WS1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΛΗΘΑΡΓΟΥ [360- 365 (366) και 1-100 JD]</b>																		
WS25	1	1,231	1,500	1,955	3,752	5,988	0	-0,087	0,200	0,316	0,490	0,402	1	0,983	0,964	0,919	0,787	0,614
WS18	0,798	1	1,221	1,600	3,065	4,937	0,103	0	0,228	0,315	0,429	0,364	0,983	1	0,981	0,945	0,834	0,600
WS15	0,643	0,804	1	1,315	2,540	4,028	-0,077	-0,157	0	0,067	0,153	0,121	0,964	0,981	1	0,970	0,869	0,609
WS12	0,470	0,590	0,738	1	1,929	2,973	-0,065	-0,131	-0,020	0	0,066	0,069	0,919	0,945	0,970	1	0,894	0,592
WS6	0,210	0,272	0,342	0,464	1	1,670	0,002	-0,037	0,010	0,020	0	-0,039	0,787	0,834	0,869	0,894	1	0,777
WS1	0,103	0,122	0,151	0,199	0,465	1	0,083	0,080	0,103	0,113	0,087	0	0,614	0,600	0,609	0,592	0,777	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΒΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (101-126 JD)</b>																		
WS25	1	1,279	1,578	1,887	3,461	5,992	0	-0,165	0,259	0,774	0,938	0,335	1	0,979	0,908	0,698	0,553	0,503
WS18	0,765	1	1,276	1,496	2,709	4,711	0,170	0	0,319	0,811	0,965	0,470	0,979	1	0,942	0,691	0,551	0,516
WS15	0,575	0,738	1	1,283	2,386	3,865	-0,021	-0,157	0	0,296	0,403	0,062	0,908	0,942	1	0,877	0,737	0,600
WS12	0,368	0,460	0,683	1	1,940	2,879	-0,021	-0,120	-0,102	0	0,052	-0,138	0,698	0,691	0,877	1	0,913	0,627
WS6	0,159	0,202	0,308	0,471	1	1,566	0,042	-0,018	-0,021	0,009	0	-0,125	0,553	0,551	0,737	0,913	1	0,764
WS1	0,084	0,109	0,154	0,216	0,485	1	0,144	0,108	0,122	0,154	0,140	0	0,503	0,516	0,600	0,627	0,764	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΠΛΗΡΟΥΣ ΒΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (127-319 JD)</b>																		
WS25	1	1,374	1,957	3,521	9,140	5,279	0	-0,219	0,392	0,848	0,434	0,882	1	0,963	0,844	0,622	0,586	0,204
WS18	0,701	1	1,458	2,689	6,355	3,855	0,218	0	0,415	0,739	0,574	0,769	0,963	1	0,904	0,674	0,617	0,252
WS15	0,431	0,620	1	2,010	4,208	1,856	-0,028	-0,172	0	0,164	0,138	0,437	0,844	0,904	1	0,888	0,637	0,138
WS12	0,177	0,251	0,442	1	1,821	0,593	-0,007	-0,066	-0,032	0	0,039	0,218	0,622	0,674	0,888	1	0,557	0,066
WS6	0,064	0,097	0,151	0,305	1	0,609	0,050	0,013	0,044	0,067	0	0,030	0,586	0,617	0,637	0,557	1	0,409
WS1	0,038	0,065	0,073	0,109	0,672	1	0,158	0,132	0,178	0,206	0,124	0	0,204	0,252	0,138	0,066	0,409	1
<b>ΠΕΡΙΟΔΟΣ ΓΗΡΑΝΣΗΣ ΦΥΛΛΩΜΑΤΟΣ (320-359 JD)</b>																		
WS25	1	1,254	1,607	2,340	4,428	6,828	0	-0,002	0,395	0,729	1,158	0,657	1	0,987	0,967	0,916	0,806	0,680
WS18	0,787	1	1,331	2,011	3,698	5,133	0,030	0	0,303	0,544	0,910	0,633	0,987	1	0,980	0,907	0,727	0,570
WS15	0,602	0,736	1	1,542	2,799	3,781	-0,190	-0,198	0	0,160	0,450	0,267	0,967	0,980	1	0,964	0,754	0,560
WS12	0,391	0,451	0,625	1	1,798	2,360	-0,213	-0,183	-0,076	0	0,193	0,091	0,916	0,907	0,964	1	0,767	0,537
WS6	0,182	0,197	0,269	0,426	1	1,435	-0,141	-0,106	-0,056	-0,020	0	-0,086	0,806	0,727	0,754	0,767	1	0,838
WS1	0,099	0,111	0,148	0,228	0,584	1	0,033	0,035	0,069	0,093	0,090	0	0,680	0,570	0,560	0,537	0,838	1

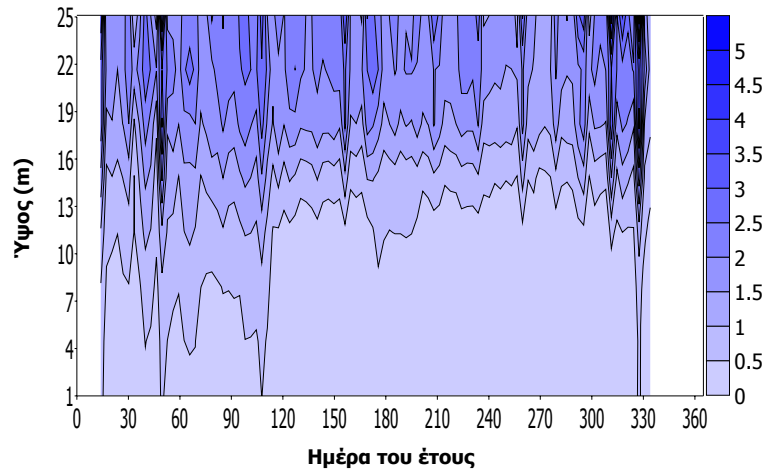


Σχήμα 4.4.22: Ημερήσιες μεταβολές της ανεμοταχύτητας πάνω (25,10 m), στην κορυφή (12,97 m) και κάτω (1,03 m) από τη δασική φυτοκώμη για όλους τους μήνες και συνολικά για το έτος. Τα δεδομένα αποτελούν μέσες τιμές της περιόδου 1999-2002.

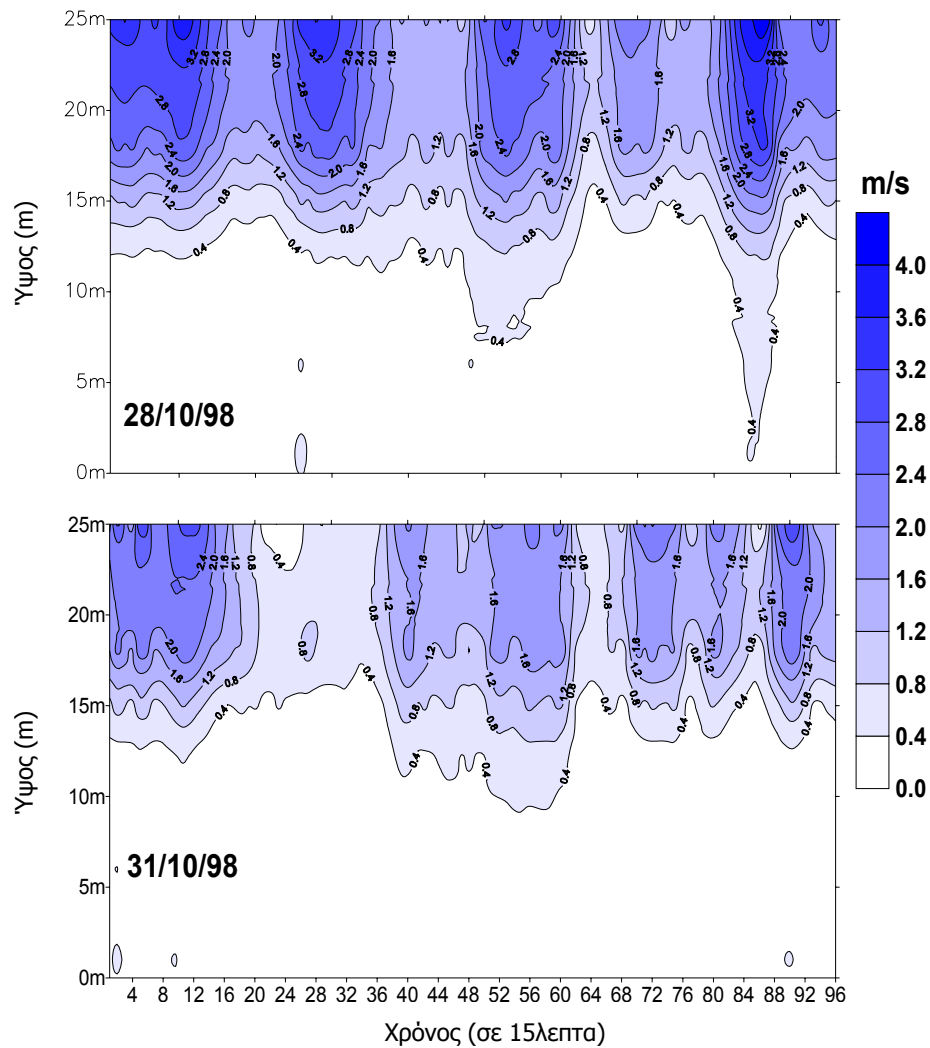
### 4.4.2.3. Κατατομές ανεμοταχύτητας

Μια τρισδιάστατη αποτύπωση των ανεμικών ταχυτήτων μέσα και πάνω από το δάσος του Μογγοστού παρουσιάζεται στο Σχ. 4.4.23, όπου είναι ορατή τόσο η επίδραση των ξυλωδών στοιχείων το χειμώνα, όσο και των φυλλικών κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη (ημέρες 110-320 περίπου). Ενδεικτικά επίσης παρουσιάζεται η

τριδιάστατη μεταβολή της κατανομής του ανέμου για δύο ημέρες του έτους 1998 (Σχ. 4.4.24) όπου διαπιστώνεται η σημαντική διαφοροποίηση της ταχύτητας με το ύψος.



Σχήμα 4.4.23: Κατακόρυφη κατανομή μέσων ημερήσιων τιμών ανεμοταχύτητας ( $m s^{-1}$ ) για το 1999.



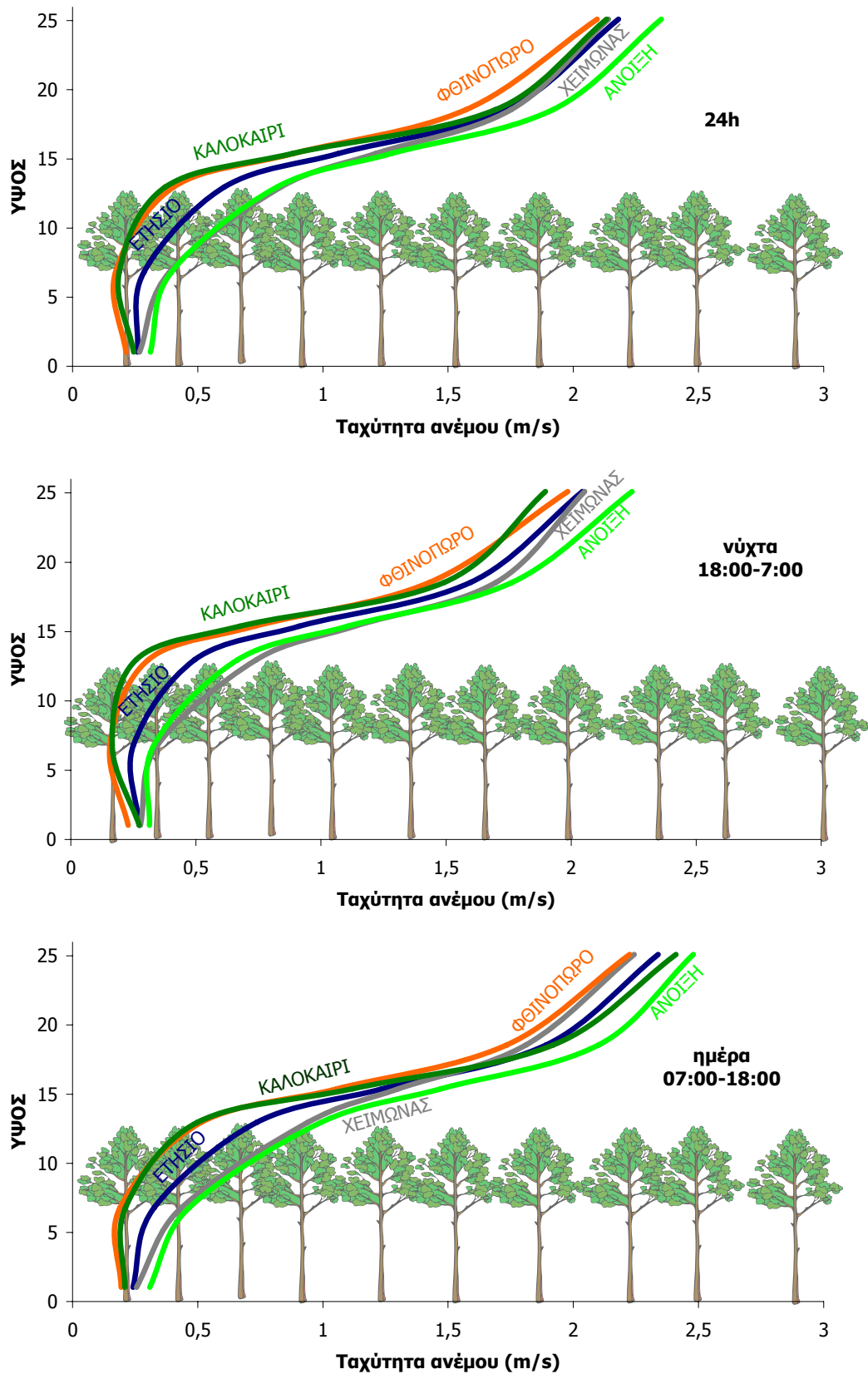
Σχήμα 4.4.24: Τριδιάστατη κατανομή ταχυτήτων ανέμου μέσα και πάνω από το δάσος του Μογγοστόυ για 2 ημέρες τον Οκτωβρίου του 1998.

Η κατακόρυφη κατανομή ανεμοταχυτήτων στο δρυοδάσος είναι αναμενόμενη, αποκλίνοντας από την τυπική λογαριθμική πάνω από γυμνές επιφάνειες. Η μορφή του προφίλ είναι ανάστροφη σιγμοειδής (Σχ. 4.4.25), με οριακές μεταβολές των χαμηλών ταχυτήτων μέσα στη φυτοκόμη. Οι εντάσεις αρχίζουν να αυξάνουν σχεδόν λογαριθμικά με το ύψος περίπου από την κορυφή των δένδρων και προς τα πάνω. Οι ταχύτητες κάτω από την κορυφή, κατά τη διάρκεια της ημέρας, παραμένουν σχεδόν αμετάβλητες με το ύψος, μέσα στην περιοχή του φύλλωματος το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, ενώ στην περιοχή των κορμών παρατηρείται μείωσή τους, καθώς πλησιάζουμε από το έδαφος προς το φύλλωμα. Η μεταβολή αυτή είναι γενικά μικρή και γίνεται εντονότερη τη νύχτα από ότι την ημέρα, αν και με πολύ μικρές διαφορές, πιθανώς εξαιτίας της απόγειας αύρας που επικρατεί τότε. Το χειμώνα και την άνοιξη, στην περιοχή της κόμης υπάρχουν μόνο κλάδοι ή μικρά φύλλα. Τότε η υψομετρική αύξηση κάτω από την κορυφή των δένδρων, οδηγεί σε μεγέθυνση των ανεμοταχυτήτων με ρυθμούς εντονότερους από ότι τις άλλες εποχές. Πάνω από την κόμη, το προφίλ του ανέμου αρχίζει να αυξάνει σχεδόν λογαριθμικά, ανεξάρτητα από την ώρα της ημέρας. Η μορφή των κατατομών αλλά και οι μεγαλύτερες κλίσεις κατά την περίοδο που το δάσος έχει πλήρες φύλλωμα που διαπιστώνονται στο Μογγοστό επιβεβαιώνονται και από τη διεθνή βιβλιογραφία (Dolman 1986, Amiro 1990).

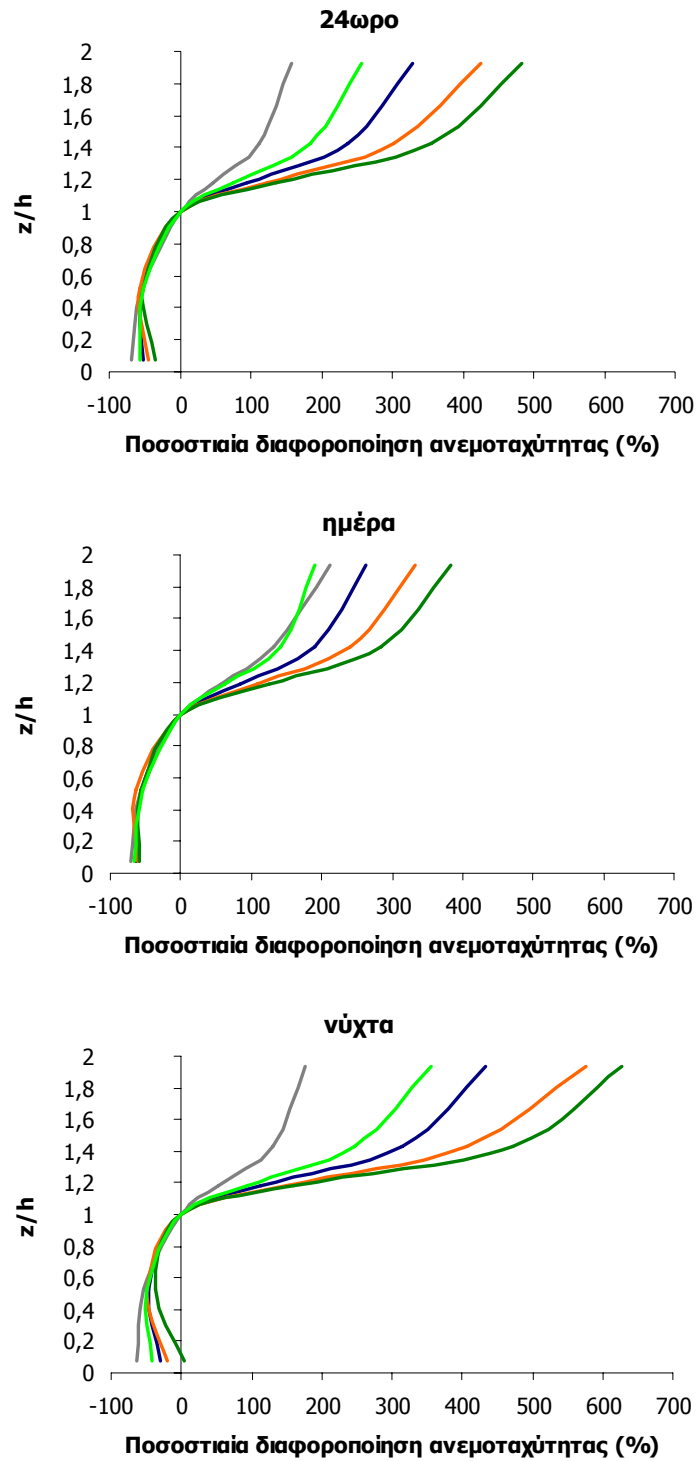
Σε σχέση με το ύψος της φυτοκόμης ( $h \approx 13\text{m}$ ) οι σχετικές ποσοστιαίες μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου σε σχέση με την έντασή του στην κορυφή των δένδρων παρουσιάζεται στο Σχ. 4.4.26. Σε 24ωρη βάση, η σχέση ανέμου στην κορυφή των φυτών και σε οποιαδήποτε στάθμη,  $z$ , πάνω, μέσα ή κάτω από τη φυτοκόμη επηρεάζεται περισσότερο από τι συμβαίνει κατά τη διάρκεια της νύχτας. Τότε, η ταχύτητα του ανέμου γίνεται μικρότερη (σε σύγκριση με την κορυφή των φυτών) μέσα στη φυτοκόμη με τάση επαναφοράς της ταχύτητας κοντύτερα προς το έδαφος ( $z/h < 0.5$ ), καθόσον παύει ή περιορίζεται η επίδραση της αντίστασης των στοιχείων της φυτοκόμης στην κίνηση του αέρα. Αντίθετα, την ημέρα, η μείωση της ανεμοταχύτητας σε σύγκριση με την κορυφή συνεχίζεται μέχρι περίπου  $z/h = 0.5$  και στη συνέχεια ( $z/h < 0.5$ ) η απόκλιση των ανεμοταχυτήτων παραμένει σταθερή. Πάνω από τη φυτοκόμη, παρατηρείται σχεδόν λογαριθμικά μεταβαλλόμενη θετική απόκλιση με την αύξηση του ύψους από την κορυφή των φυτών και εξασθένιση της επίδρασης της τραχύτητας της φυτοκόμης στην πνοή του ανέμου, εντονότερη το



καλοκαίρι σε αντιδιαστολή με το χειμώνα. Οι διαφορές μεταξύ εποχών είναι μεγαλύτερες τη μέρα παρά τη νύχτα.



Σχήμα 4.4.25: Κατατομές ανεμοταχύτητας κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας και της νύχτας, σε ετήσια και εποχιακή βάση (περίοδος 1999-2002).



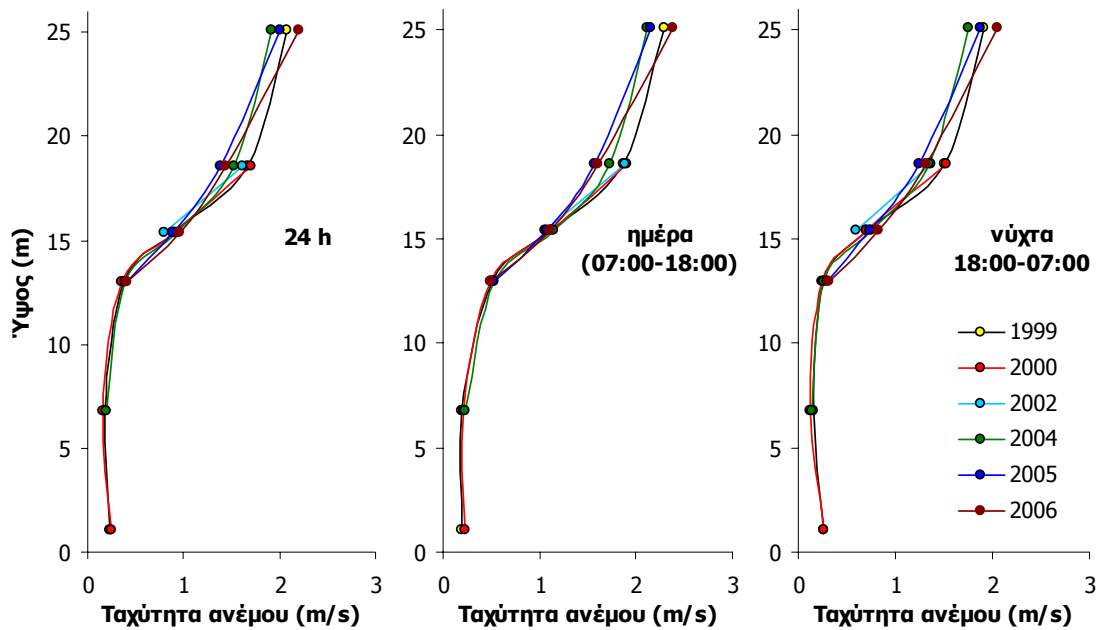
Σχήμα 4.4.26: Ποσοστιαίες διαφοροποιήσεις των ταχυτήτων ανέμων σε διάφορα ύψη  $z$  σε σχέση με την ταχύτητα στην κορυφή της φυτοκόμης (ύψος  $h$ ).

Γενικά, η συνάρτηση της ανεμοταχύτητας με το λόγο  $z/h$  όπως καταγράφηκε στο Μογγαστό για δρυοδάσος, συμφωνεί με τις αντίστοιχες συναρτήσεις για φυτοκαλλιέργειες (Monteith and Unsworth 1990) αλλά περισσότερο για άλλα δασικά οικοσυστήματα (Oliver 1971, Thom et al. 1975, Thompson and Pinker 1975, Raupach

1979, Gardiner 1994, Zoumakis 1995, Raupach et al. 1996, Mölder et al. 1999, Lalic et al. 2003, Aubrun and Leitzl 2004, Stangroom 2004, Krzikalla 2005, Wang and Cionco 2007).

Στο τυπικό προφίλ του ανέμου σε ένα δάσος, συχνά οι ανθρωπογενείς παρεμβάσεις είναι δυνατό να προκαλέσουν αλλοιώσεις της μορφής του. Οι διαφοροποιήσεις αυτές, όμως, μπορεί να είναι ελάχιστες όταν οι ανθρωπογενείς παρεμβάσεις είναι μικρής κλίμακας, έκτασης ή έντασης. Χαρακτηριστικές είναι οι κατατομές ανέμου του Σχ. 4.4.27 που αποτυπώνουν την κατάσταση που επικρατούσε σε κάθε ένα από τα έτη λήψης μετρήσεων, ενώ το δάσος είχε πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα. Εδώ φαίνεται ότι η πυρκαγιά το 2000, αν και προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στην ευρύτερη περιοχή, δεν οδήγησε σε αλλοιώσεις του ανεμικού προφίλ, καθώς κινήθηκε σε μεγάλη έκταση γύρω αλλά και στη θέση λήψης μετρήσεων, όμως με έρπουσα μορφή χωρίς να καταστρέψει τα δένδρα. Οι γυμνές εκτάσεις που σχηματίστηκαν γύρω από τη θέση του σταθμού, βρίσκονταν αρκετά μακριά, ώστε να επηρεάσουν τη ροή του ανέμου στη θέση λήψης μετρήσεων. Άλλωστε, σύμφωνα με τον Krzikalla (2005) η επίδραση του δασικού ορίου στο ανεμικό προφίλ εντοπίζεται σε αποστάσεις μέχρι 7-10 ύψη δένδρων από την άκρη του δάσους. Στο Μογγοστό η απόσταση αυτή υπερέβαινε το δεκαπλάσιο του μέσου ύψους των δένδρων.

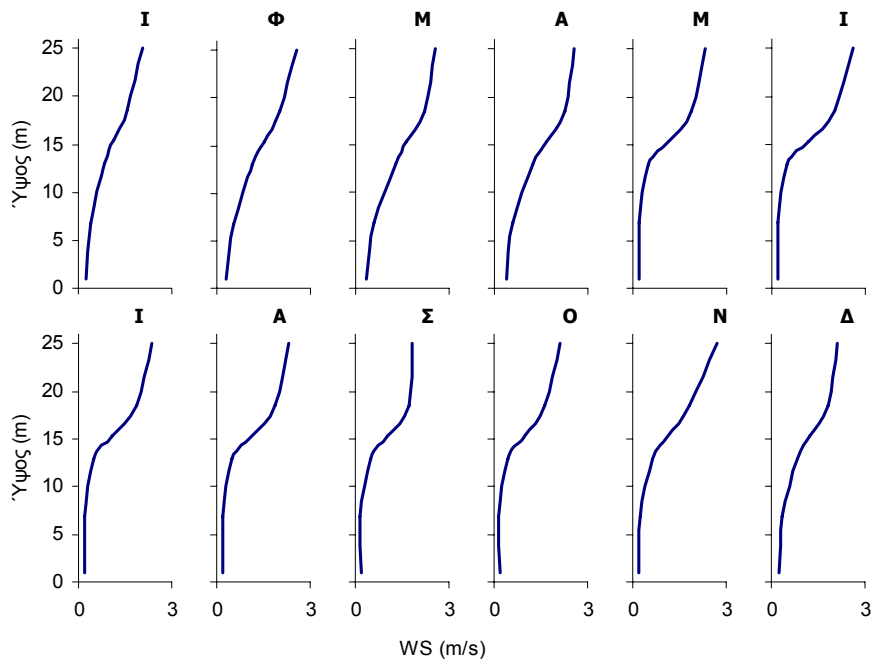
Η αραιώση δένδρων το 2004 δεν φαίνεται να επέδρασε σημαντικά στη διαφοροποίηση της κατατομής του ανέμου, τουλάχιστον κατά τις οριζόντιες ροές. Συγκεκριμένα δεν διαπιστώνεται σοβαρή μεταβολή της λογαριθμικής μορφής της κατατομής πάνω από την κορυφή των δένδρων, ενώ τα κενά βλάστησης από τη μικρή μείωση της φυλλικής επιφάνειας δεν επηρέασαν τις οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας. Βέβαια, είναι πιθανό η αφαίρεση δένδρων να οδήγησε σε μικρή αύξηση της τραχύτητας της φυτοκόμης ιδιαίτερα στην κορυφή, όμως εκεί οι ταχύτητες ήταν ήδη πολύ χαμηλές και δεν φαίνεται να επηρεάστηκαν μετά την κοπή. Αντίθετα, η αραιώση οδήγησε σε μικρή μείωση των ταχυτήτων αρκετά πάνω από την κορυφή, ενώ μάλλον επηρέασε περισσότερο τις κατακόρυφες ταχύτητες παρά τις οριζόντιες. Η μεταβολή αυτή, που εντοπίζεται στο Σχ. 4.4.27 φαίνεται να προκάλεσε μικρή αύξηση του αθροίσματος  $d+z_0$ , που εκφράζει το σημείο κοντά στην κορυφή της φυτοκόμης, όπου η ανεμοταχύτητα θεωρητικά μηδενίζεται αν προεκταθεί το λογαριθμικό προφίλ που ισχύει πάνω από αυτή. Οι μεταβολές της κατατομής του 2004, διατηρούνται και μάλλον εντείνονται τα επόμενα έτη (2005 και 2006) τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα.



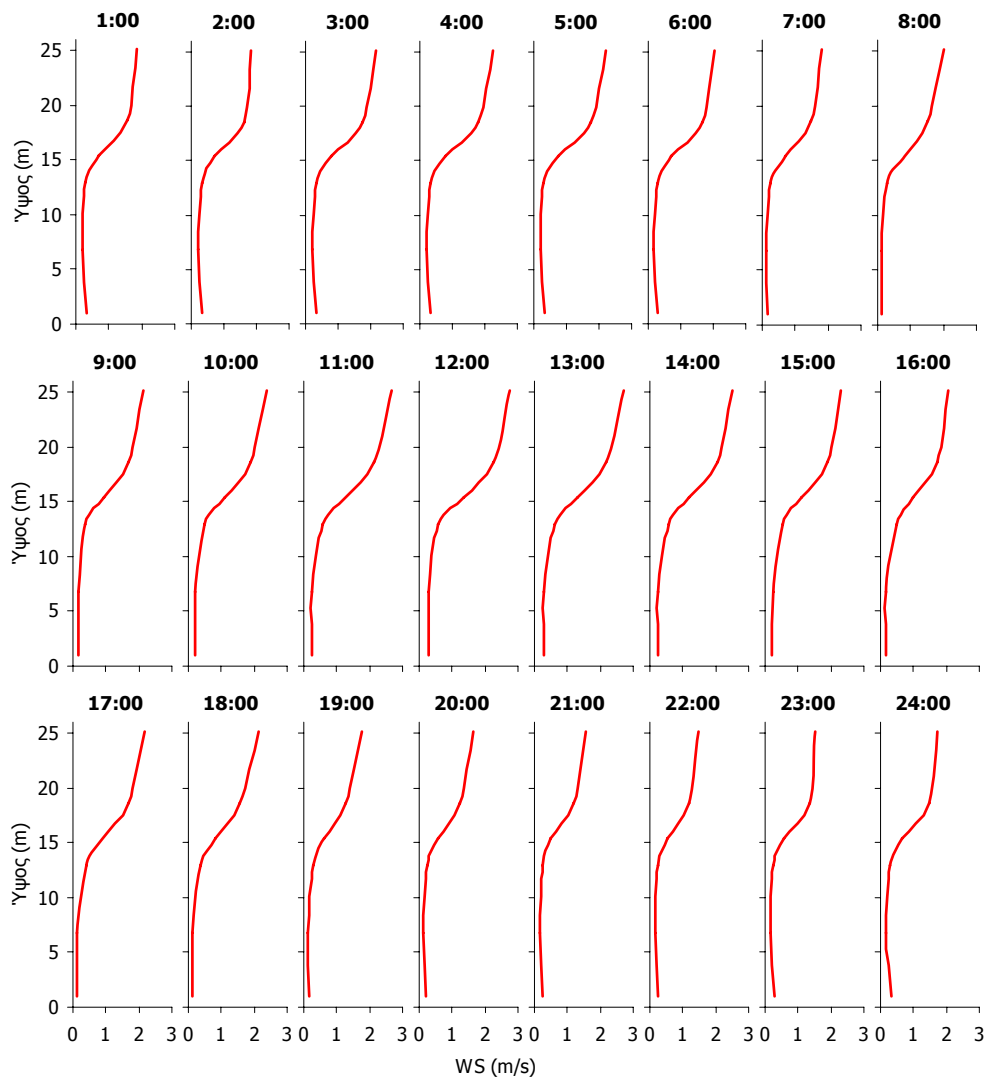
Σχήμα 4.4.27: Κατατομές ανεμοταχύτητας κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας και της νύχτας κατά το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, για τα έτη 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.

Κάτω από την κόμη, στην περιοχή των κορμών (ύψος 1,03 m) δυστυχώς δεν υπάρχουν μετρήσεις για τα έτη 2004, 2005 και 2006, όμως ακριβώς κάτω από τη φυλλάδα (ύψος 6,80 m) δεν διαπιστώνονται διαφοροποιήσεις της ανεμικής κατατομής μετά την αραίωση των δένδρων (στοιχεία 2004). Πιθανή αιτία για αυτό είναι η μεγάλη πυκνότητα των δένδρων στη θέση μέτρησης και γύρω από αυτή που, σε συνδυασμό με τη μικρής έκτασης υλοτομία, δεν διευκόλυνε, τουλάχιστον αισθητά, την κίνηση του αέρα.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι μηνιαίες αλλά και οι ωριαίες κατανομές της ταχύτητας, που αποτυπώνονται στα Σχ. 4.4.28 και 4.4.29. Εδώ, αν και δεν διαπιστώνονται ουσιαστικές διαφορές από μήνα σε μήνα ή από ώρα σε ώρα, παρατηρείται μια μικρή μετατόπιση, προς τα πάνω, της στάθμης μηδενισμού της ταχύτητας του ανέμου ( $d+z_0$ ) από το Μάιο έως τον Οκτώβριο σε σχέση με τους υπόλοιπους μήνες, προφανώς εξαιτίας της παρουσίας του φυλλώματος (Σχ. 4.4.2.28). Συγκεκριμένα η απουσία φύλλων το χειμώνα οδηγεί σε υποβιβασμό της θέσης του επιπέδου όπου απορροφάται η ορμή, ενώ σε πλήρες φύλλωμα το επίπεδο αυτό ανυψώνεται.



Σχήμα 4.4.28: Μέσες μηνιαίες κατατομές ανεμοταχύτητας για την περίοδο 1999-2002.



Σχήμα 4.4.29: Μέσες ωριαίες κατατομές ανεμοταχύτητας για τον μήνα Ιούλιο (περίοδος 1999-2002).

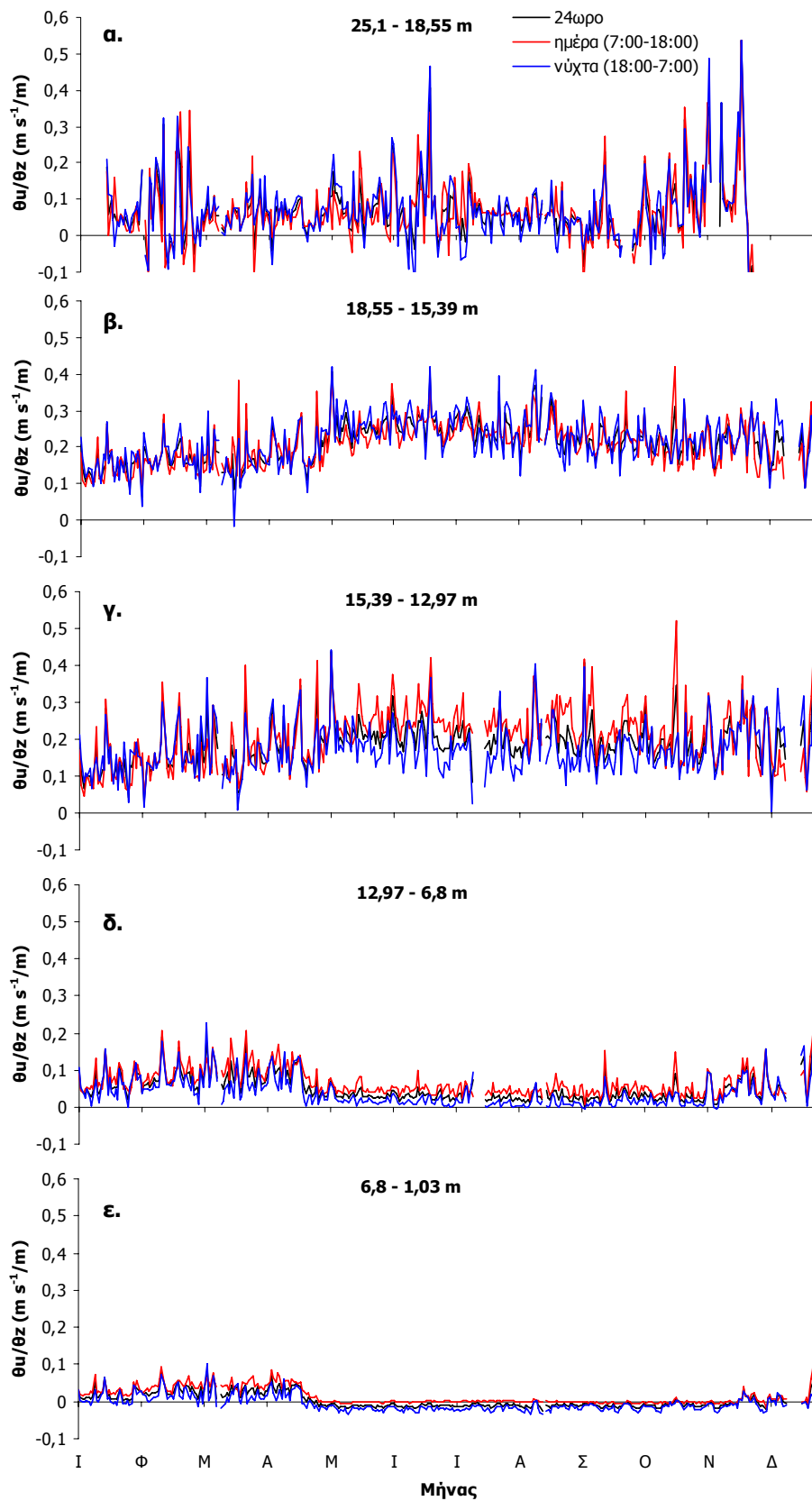
Σε ωριαία βάση η ανύψωση της στάθμης μηδενισμού παρατηρείται τη νύχτα μάλλον παρά την ημέρα (Σχ. 4.4.29), όπως παρατηρήθηκε και σε φυτοκαλλιέργεια (Monteith and Unsworth 1990), και σχετίζεται με τους ασθενέστερους νυχτερινούς ανέμους. Εδώ, βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι, ο ακριβής προσδιορισμός του  $d+z_0$ , σε κάθε περίπτωση προϋποθέτει λογαριθμικά προφίλ ανέμου σε συνθήκες σταθερής ατμόσφαιρας και μόνο σε ύψη αρκετά πάνω από την κορυφή των δένδρων.

#### 4.4.2.4. Κατακόρυφες ανεμοβαθμίδες, $\theta u/\theta z$

Ο ρυθμός αύξησης της ανεμοταχύτητας με το ύψος εκφράζεται με θετικές κατακόρυφες ανεμοβαθμίδες και παρουσιάζεται ανά ημέρα του έτους στο Σχ. 4.4.30, για τις 5 στρώσεις αέρα που οριοθετούνται από τις 6 θέσεις μέτρησης. Ξεκινώντας από τη χαμηλότερη, που εκτείνεται 1,03 m από την εδαφική επιφάνεια μέχρι το ύψος 6,80 m, οπότε και ξεκινά το φύλλωμα (στρώση 6,80-1,03 m), προκύπτουν σχεδόν μηδενικές ανεμοβαθμίδες όλες τις ημέρες του έτους και ανεξαρτήτως ημέρας ή νύχτας (Σχ. 4.4.30ε). Βέβαια, οι βαθμίδες είναι ελαφρά θετικές κατά τη χειμερινή περίοδο που το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα. Η ολοκλήρωση της φυλλικής ανάπτυξης μετά τα μέσα Απριλίου προκαλεί άμεση μείωση και σχεδόν μηδενισμό των ανεμοβαθμίδων. Έτσι, όλη την καλοκαιρινή περίοδο στο στρώμα κάτω από το φύλλωμα (μέχρι 1,03 m από το έδαφος), επικρατούν άνεμοι ίδιων ταχυτήτων.

Μέσα στο φύλλωμα (στρώση 12,97-6,80 m), από τη βάση ως την κορυφή του, οι ανεμοβαθμίδες είναι οριακά θετικές, σχεδόν μηδενικές υποδεικνύοντας ταχύτητες ανέμου ανεξάρτητες του ύψους μέτρησης, όμως μόνο για την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης (Σχ. 4.4.30δ). Κατά την απουσία φύλλων (χειμερινή περίοδος), οι ανεμοβαθμίδες έχουν θετικές τιμές τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα και συνεπώς η ένταση του ανέμου αυξάνει πλησιάζοντας στην κορυφή των δένδρων με αργούς όμως ρυθμούς.

Ακριβώς πάνω από την κόμη (στρώση 15,39-12,97 m) οι βαθμίδες  $\theta u/\theta z$  έχουν σταθερά θετικές τιμές και ο άνεμος αυξάνει με το ύψος όλες τις εποχές του έτους, ενώ η ημερήσια και η νυχτερινή κατανομή αποκλίνουν ελάχιστα μεταξύ τους (Σχ. 4.4.30γ).



Σχήμα 4.4.30: Ημερήσιες τιμές κατακόρυφων ανεμοβαθμίδων ( $\theta_u/\theta_z$ ) κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας και της νύχτας, για 5 στρώσεις αέρα μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκώμη. Δεδομένα περιόδου 1999-2002.

Στην αμέσως υπερκείμενη αέρια στρώση (18,55-15,39 m), οι βαθμίδες ανέμου μεγαλώνονται και αποκτούν τις μεγαλύτερες τιμές σε σχέση με τις υπόλοιπες στρώσεις (Σχ. 4.4.30β). Σε αυτή τη στρώση, η αύξηση της έντασης με το ύψος είναι η μεγαλύτερη, ενώ οι υψηλές τιμές θu/θz διατηρούνται όλες τις ημέρες του έτους. Αξιοπρόσεκτο είναι το γεγονός της μικρής αλλά ανιχνεύσιμης αύξησης των βαθμίδων αμέσως μετά την ολοκλήρωση της ανάπτυξης των φύλλων, η οποία δεν γίνεται ιδιαίτερα αντιληπτή ούτε στην υπερκείμενη (25,1-18,55 m) ούτε στην υποκείμενη (15,39-12,97 m) στρώση, που βρίσκεται σε επαφή με τη φυλλική μάζα. Στην υψηλότερη στρώση (25,1-18,55 m) οι βαθμίδες χαρακτηρίζονται από αυξημένη μεταβλητότητα από μέρα σε μέρα, αν και γενικά διατηρούν θετικές τιμές, όμως με μεγέθη αρκετά μικρότερα της υποκείμενης στρώσης, καθώς με την αύξηση του ύψους σταδιακά αποκαθίσταται το λογαριθμικό προφίλ (Σχ. 4.4.30α).

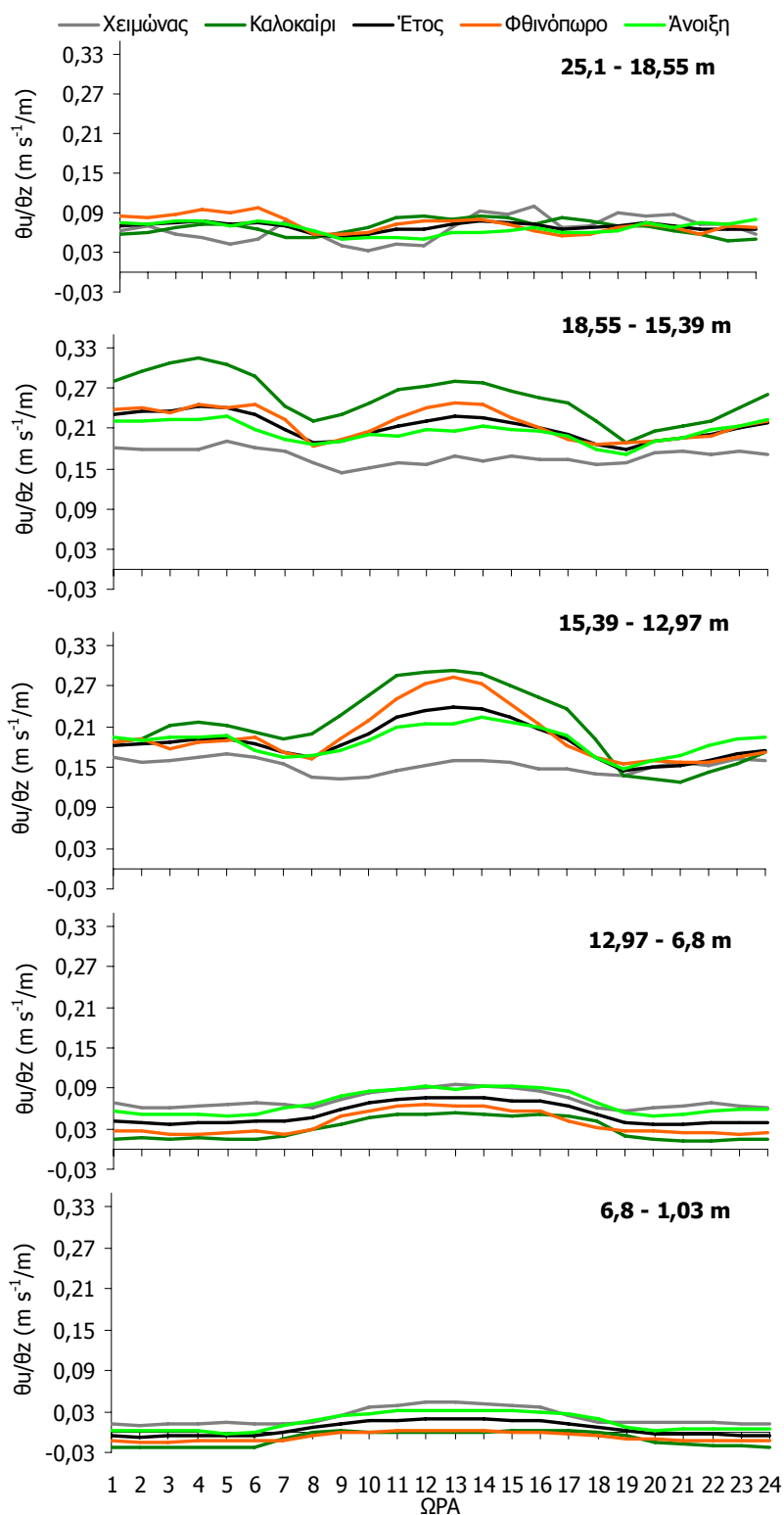
Παρόλο που δεν εντοπίζονται σημαντικές μεταβολές των θu/θz μεταξύ ημέρας και νύχτας, οι ωριαίες κατανομές τους (Σχ. 4.4.31) δείχνουν σχετικά υψηλότερες τιμές τις μεσημβρινές από ότι τις νυχτερινές ώρες, με εξαίρεση ίσως την υψηλότερη αέρια στρώση, που χαρακτηρίζεται από σχεδόν ίσες τιμές. Εξαίρεση επίσης αποτελεί και ο χειμώνας, τουλάχιστον πάνω από την κόμη, ακόμα και στη στρώση ακριβώς πάνω από την κορυφή των δένδρων.

Φαίνεται, λοιπόν, ότι η απουσία φυλλώματος ευνοεί την καλύτερη μίξη των αερίων μαζών, τουλάχιστον πάνω από την κόμη, ενώ μέσα στο δάσος οι ισχυρότεροι ημερήσιοι άνεμοι ανακόπτονται από τα ξυλώδη στοιχεία. Το ίδιο βέβαια δεν ισχύει τις υπόλοιπες εποχές, καθώς η παρουσία των φύλλων, ακόμα και όταν αυτά δεν είναι φωτοσυνθετικά ενεργά, ευνοεί την επικράτηση συνθηκών οριακού στρώματος στην κορυφή και εμποδίζει την ελεύθερη κίνηση του αέρα αυξάνοντας την τριβή.

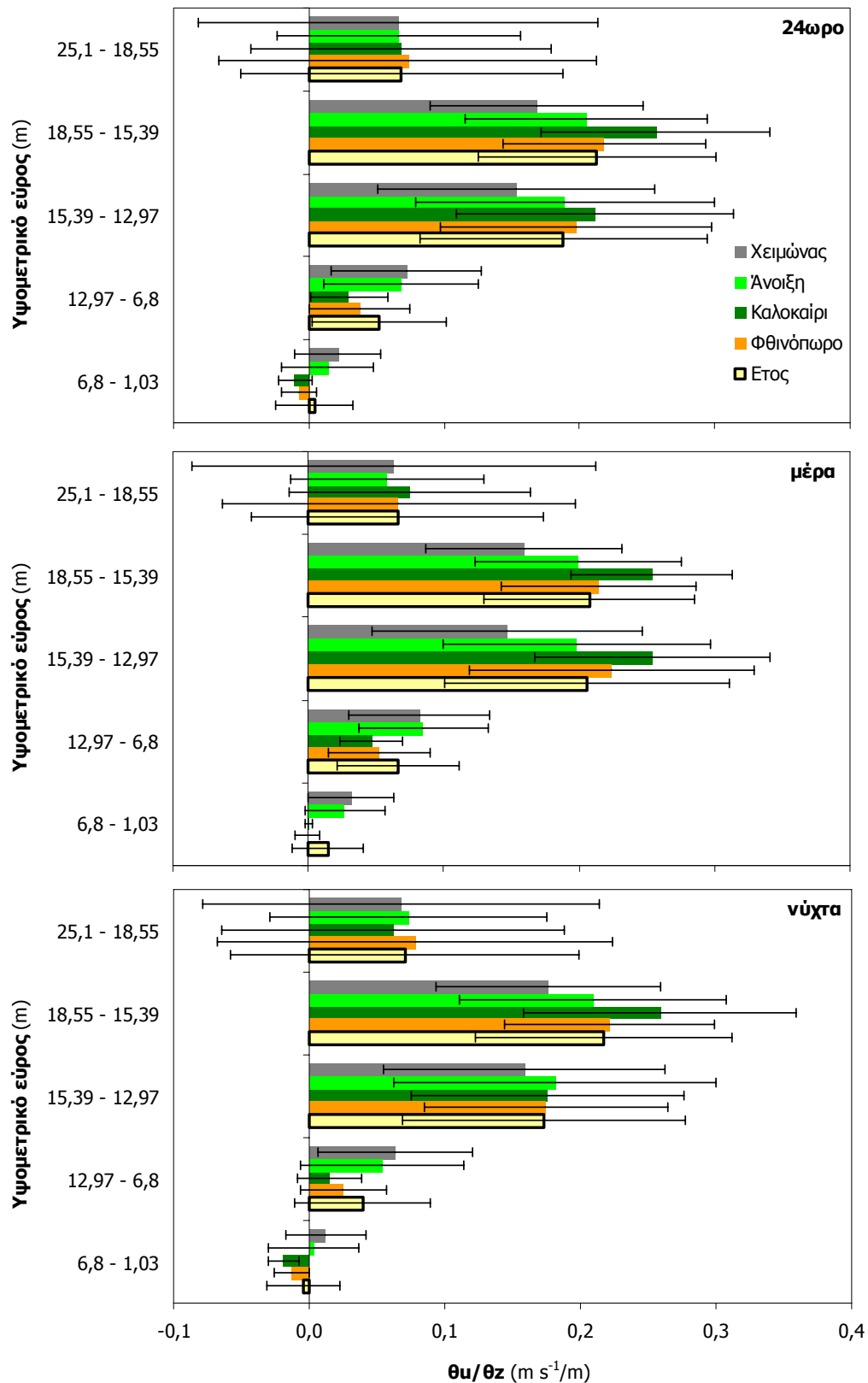
Οι μέσες ετήσιες τιμές των θu/θz σε εικοσιτετράωρη βάση (Σχ. 4.4.32), κυμαίνονται από  $0,004 \pm 0,028 \text{ s}^{-1}$  κοντά στο έδαφος, έως  $0,21 \pm 0,09 \text{ s}^{-1}$  στη στρώση 18,55-15,93 m, όπου καταγράφεται και η υψηλότερη εποχιακή τιμή το καλοκαίρι ( $0,26 \pm 0,08 \text{ s}^{-1}$ ). Αντίστοιχες είναι και οι μεταβολές των βαθμίδων μεταξύ ημέρας και νύχτας, όμως το καλοκαίρι και την άνοιξη οι ημερήσιες τιμές θu/θz στις στρώσεις 15,39-12,97 m και 18,55-15,39 m, σχεδόν εξισώνονται ( $0,25 \pm 0,09 \text{ s}^{-1}$  και  $0,25 \pm 0,06 \text{ s}^{-1}$ , αντίστοιχα για το καλοκαίρι και  $0,20 \pm 0,10 \text{ s}^{-1}$  και  $0,20 \pm 0,08 \text{ s}^{-1}$  για την άνοιξη). Έτσι, φαίνεται ότι τις συγκεκριμένες εποχές, ένα αρκετά παχύ στρώμα αέρα (5,5 m περίπου), που εφάπτεται της κορυφής του δάσους, λειτουργεί ομοιόμορφα και



παρουσιάζει αρκετά υψηλές ανεμοβαθμίδες που την άνοιξη φτάνουν τα  $0,20 \text{ s}^{-1}$  και το καλοκαίρι τα  $0,25 \text{ s}^{-1}$ .



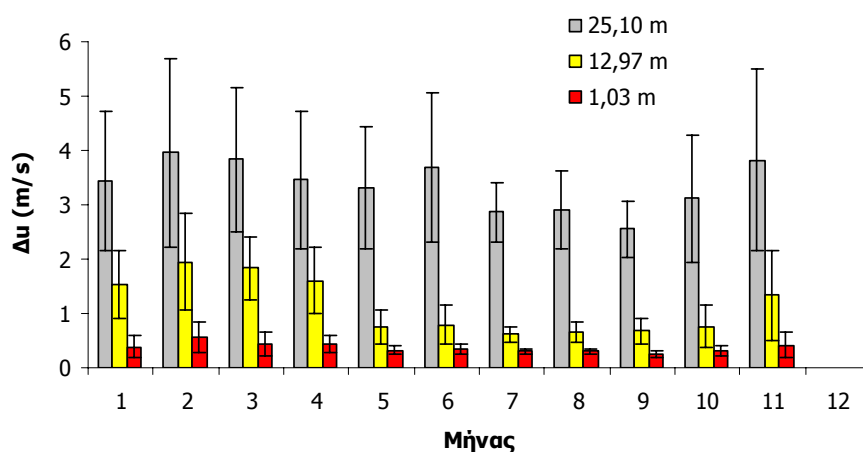
Σχήμα 4.4.31: Μέσες ημερήσιες μεταβολές των κατακόρυφων ανεμοβαθμίδων σε πέντε διαδοχικές αέριες στρώσεις μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα, σε ετήσια και εποχιακή βάση, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.



Σχήμα 4.4.32: Μέσες ετήσιες και εποχιακές τιμές των κατακόρυφων ανεμοβαθμίδων ( $\theta_u/\theta_z$ ) σε πέντε αέριες στρώσεις μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα καθώς και οι τυλικές αποκλίσεις τους από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.

#### 4.4.2.5. Ημερήσιο εύρος ανεμοταχυτήτων, $\Delta u$

Το ημερήσιο εύρος  $\Delta u$ , δηλαδή η διαφορά μεγίστης και ελάχιστης ημερήσιας ανεμοταχύτητας μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μέτρο για τη μεταβλητότητα των μετεωρολογικών συνθηκών, κυρίως του ανέμου και κατ' επέκταση της θερμοκρασίας και της υγρασίας, κατά τη διάρκεια του 24ωρου. Οι τιμές του  $\Delta u$  πάνω από, στην κορυφή και κάτω από την κόμη σε μηνιαία βάση αποτυπώνονται στο Σχ. 4.4.33, όπου εντοπίζονται σαφώς μικρότερες διαφοροποιήσεις των εντάσεων του ανέμου μετά την ανάπτυξη του φυλλώματος και για όσο παραμένει στους κλάδους των δένδρων.

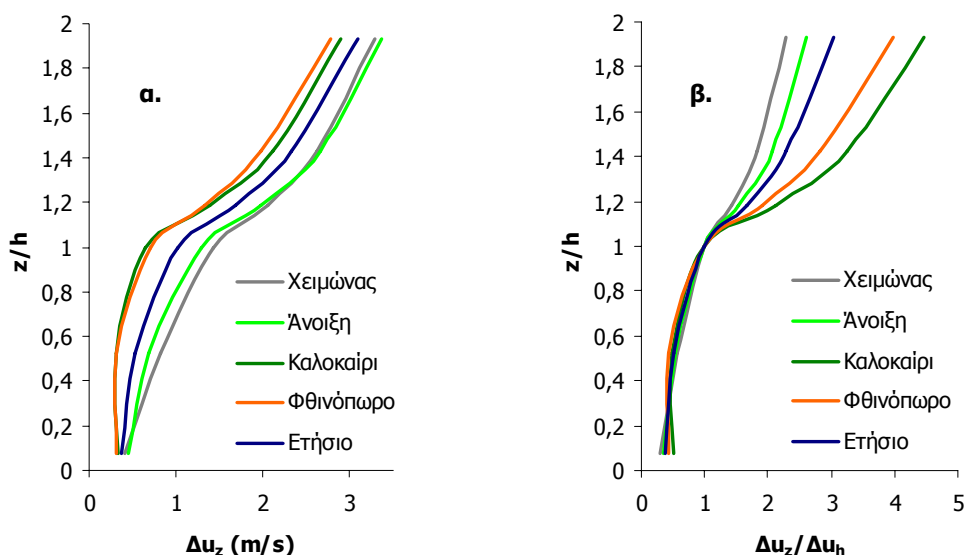


Σχήμα 4.4.33: Μέσες μηνιαίες τιμές του ημερήσιου εύρους ανεμοταχυτήτων  $\Delta u$  (m/s) πάνω από (ύψος 25,10 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω από (ύψος 1,03 m) τη δασική φυτόκόμη, καθώς και οι τυπικές αποκλίσεις τους για το έτος 1999.

Οι  $\Delta u$  είναι μικρότερες και λιγότερο ευμετάβλητες μέσα στο δάσος, υποδεικνύοντας πολύ μικρότερες διαφοροποιήσεις των εντάσεων του ανέμου μεταξύ ημέρας και νύχτας. Αντίθετα, απομακρυνόμενοι από την κορυφή των δένδρων, προς τα πάνω, ο άνεμος μεταβάλλεται πολύ πιο έντονα κατά τη διάρκεια του 24ωρου αλλά και από μέρα σε μέρα, όπως προκύπτει από τις υψηλότερες τιμές  $\Delta u$  και τις μεγαλύτερες τυπικές αποκλίσεις των τιμών του.

Οι εποχιακές κατανομές του  $\Delta u$  με το ύψος (Σχ. 4.4.34α) δείχνουν μεγαλύτερα ημερήσια εύρη το χειμώνα και την άνοιξη, καθώς η απουσία ή η ελλιπής ανάπτυξη φυλλώματος εντείνει την επίδραση των ασταθών συνθηκών ανέμου, που επικρατούν πάνω από την κορυφή, στις μεταβολές της ταχύτητας μέσα στο δάσος. Βέβαια, ακόμα και τότε, από την κορυφή των δένδρων και προς τα κάτω ( $z/h < 1$ ) παρατηρείται

σαφής μείωση των  $\Delta u$  εξαιτίας της προστατευτικής δράσης των ξυλωδών στοιχείων της κόμης. Η ολοκλήρωση της ανάπτυξης των φύλλων το καλοκαίρι και η διατήρησή τους στους κλάδους το φθινόπωρο δημιουργεί ένα πολύ πιο προστατευμένο περιβάλλον μέσα στο οικοσύστημα και τότε οι έντονες διαφοροποιήσεις της ταχύτητας πάνω από την κόμη, γίνονται ελάχιστα αντιληπτές κάτω από αυτή.



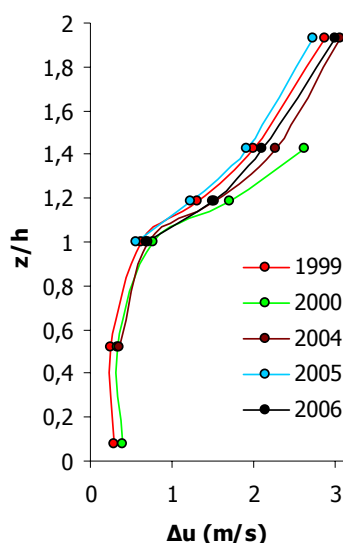
Σχήμα 4.4.34: (α) Μέσες τιμές του ημερήσιου εύρους ανεμοταχυτήτων  $\Delta u$  (m/s) και (β) οι αντίστοιχες σχετικές τιμές του ( $\Delta u_z/\Delta u_h$ ) σε διάφορα ύψη  $z$  κάτω και πάνω από την κορυφή της φωτοκόμης (ύψος  $h = 13m$ ).

Από τη σχετική μεταβολή του ημερήσιου εύρους  $\Delta u_z$  στα διάφορα ύψη, ως προς το  $\Delta u_h$  (στην κορυφή των δένδρων) του Σχ. 4.4.34β), διαπιστώνονται σημαντικές διαφοροποιήσεις από εποχή σε εποχή, τουλάχιστον πάνω από το δάσος. Σε ύψος σχεδόν διπλάσιο του ύψους των δένδρων ( $z/h \approx 2$ ) το  $\Delta u_z$  είναι πάνω από 4 φορές μεγαλύτερο του  $\Delta u_h$  κατά το καλοκαίρι, καθώς η αυξημένη τραχύτητα της κόμης προκαλεί μεγαλύτερη μείωση των ανεμοταχυτήτων στην κορυφή των δένδρων, σε σχέση με τις άλλες εποχές, οπότε παρατηρούνται πιο ήπιες μεταβολές. Οι διαφορές αυτές ελαχιστοποιούνται το χειμώνα όπου το  $\Delta u_z$  (για  $z = 2 h$ ) γίνεται σχεδόν διπλάσιο του  $\Delta u_h$ .

Μέσα στο δάσος, σε σύγκριση με την κορυφή του, οι σχετικές διαφορές των  $\Delta u_z$  και  $\Delta u_h$  είναι πολύ μικρότερες και γίνονται ελάχιστες σε ύψη  $z/h < 0,5$ , δηλαδή στην περιοχή των κορμών, ενώ το φαινόμενο συμβαίνει ανεξάρτητα από την εποχή.

Οι, από έτος σε έτος, μεταβολές της κατατομής του  $\Delta u$  για το μήνα Ιούλιο (δάσος με πλήρες φύλλωμα) δε δείχνουν διαφοροποιήσεις στη μορφή της

(Σχ. 4.4.35). Παρόλα αυτά, το 2000, εντοπίζεται μεγέθυνση του ημερήσιου εύρους πάνω από το δάσος, υποδεικνύοντας εντονότερα μεταβαλλόμενες ανεμικές συνθήκες σε σχέση με τα υπόλοιπα έτη. Η έντονη αστάθεια της ανεμοταχύτητας τον Ιούλιο του 2000 είναι πολύ πιθανό να ευθύνεται για την εξάπλωση της πυρκαγιάς, που εκδηλώθηκε στην περιοχή και προκάλεσε ιδιαίτερα εκτεταμένες καταστροφές. Από την άλλη πλευρά, το ίδιο έτος, μέσα στο δάσος το προστατευμένο από τους ανέμους και τις ημερήσιες διαφοροποιήσεις τους, περιβάλλον, δεν διαταράσσεται και το προφίλ των  $\Delta u$  παραμένει το ίδιο, σε μορφή και μεγέθη, με τα υπόλοιπα έτη.

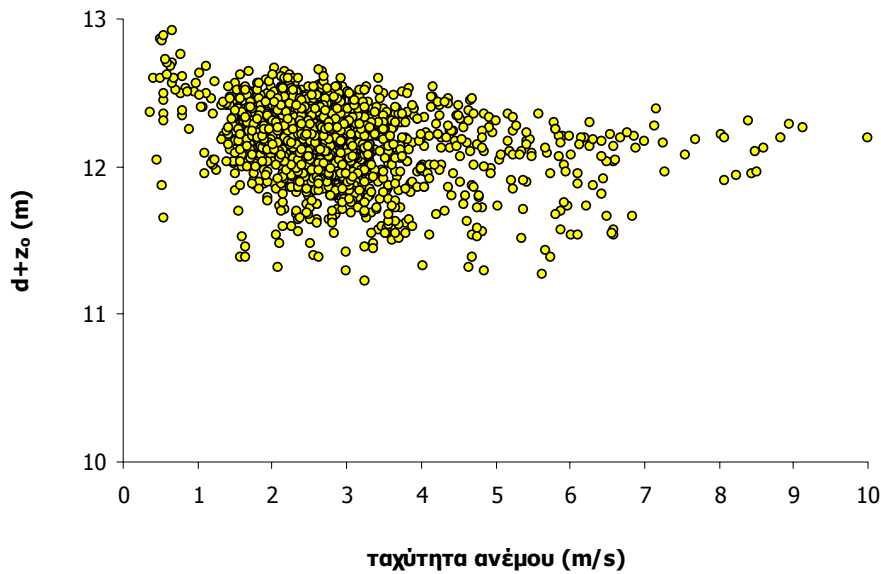


Σχήμα 4.4.35: Μέσες τιμές του ημερήσιου εύρους ανεμοταχυτήτων  $\Delta u$  (m/s) σε διάφορα ύψη  $z$  κάτω από, μέσα και πάνω από τη φυτοκώμη του φρυδάτους (ύψος δένδρων  $h = 13m$ ) για τον Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2004, 2005 και 2006.

#### 4.4.2.6. Παράμετροι τραχύτητας $d$ και $z_0$

Από δεδομένα του έτους 1999 προσδιορίστηκε το ύψος της στάθμης μηδενισμού της ταχύτητας του ανέμου ( $d+z_0$ ) για το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης από 888 επιλεγμένα λογαριθμικά προφίλ ανέμου (Liakatas and Alexandris 2000, Morgenstern 2000, Σποράκη 2001) και είχε μέση τιμή 10,8 m. Αυτό το ύψος ελάχιστα διαφοροποιείται με την ταχύτητα του ανέμου (Σχ. 4.4.36), λόγω των χαμηλών τιμών της, και επιμερίζεται στις παραμέτρους τραχύτητας ως εξής:  $d = 9,6 \pm 1,3$  και  $z_0 = 1,2 \pm 0,9$ .

Οι τιμές του ύψους μετατόπισης του επιπέδου μηδενικής ταχύτητας,  $d$ , καθώς και του ύψους αεροδυναμικής τραχύτητας της φυσικής επιφάνεια,  $z_0$ , για τις περιόδους με φύλλωμα και χωρίς παρουσιάζονται στον Πίν. 4.4.2.



Σχήμα 4.4.36: Εκτιμημένες τιμές του ύψους της στάθμης μηδενισμού της ταχύτητας του ανέμου ( $d+z_0$ ) για το δρυοδάσος του Μογγοστό, κατά την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, από 888 αοσηρά επιλεγμένα λογαριθμικά προφίλ ανέμου του έτους 1999.

Πίνακας 4.4.2: Εκτιμημένες τιμές των παραμέτρων τραχύτητας  $d$  και  $z_0$  για το δρυοδάσος του Μογγοστό, κατά τα στάδια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης και του ληθάργου από επιλεγμένα λογαριθμικά προφίλ ανέμου του έτους 1999.

Φαινολογικό στάδιο	$d$ (m)	$z_0$ (m)
Πλήρους βλαστικής ανάπτυξης	11,2	1,2
Ληθάργου	9,6	1,1

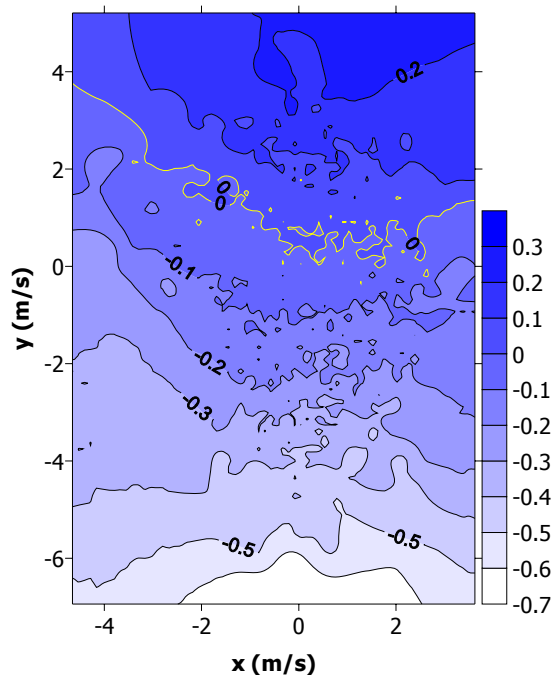
Οι λόγοι  $d/h$  και  $z_0/h$  στο δρυοδάσος κυμαίνονται από 0,74 έως 0,86 και από 0,08 έως 0,10, αντίστοιχα, με τις μεγαλύτερες τιμές να αφορούν το φαινολογικό στάδιο που το δάσος έχει πλήρες φύλλωμα και τις μικρότερες μετά τη φυλλόπτωση. Οι τιμές αυτές έρχονται σε συμφωνία με εκείνες που δίνουν άλλοι ερευνητές (Shaw and Pereira 1982, Dolman 1986, Kaimal and Finnigan 1994) για δασικές φυτοκόμες. Άλλωστε σύμφωνα με τον Lopez (1989), οι λόγοι  $d/h$  και  $z_0/h$  στις περισσότερες κλειστές φυτοκόμες αλλά και στα είδη του γένους *Pinus* κυμαίνονται από 0,67 έως 0,92 και από 0,02 έως 0,92 αντίστοιχα (με την τελευταία τιμή να αφορά τελείως λείες επιφάνειες).

Αξιοσημείωτες είναι οι παρόμοιες τιμές του  $z_0$  κατά την παρουσία και απουσία φύλλων. Η σταθερότητα του  $z_0$  δε θεωρείται αναμενόμενη, καθώς η φυσική επιφάνεια φαίνεται να λειτουργεί αεροδυναμικά το ίδιο, είτε το δάσος έχει φύλλωμα είτε όχι, και η φυτοκόμη είναι το ίδιο αποτελεσματική στην απορρόφηση ορμής. Αν και υπάρχουν αναφορές που σχετίζουν τις τιμές των  $d$  και  $z_0$  με τη φυλλική επιφάνεια (Goudriaan 1977, Sellers 1981), η επίδραση του ανέμου παραμένει σημαντικότερη και το μέγεθος των ανεμοταχυτήτων καθορίζει τις τελικές τιμές  $d$  και  $z_0$ . Έτσι, σε χαμηλές ταχύτητες ανέμου τα  $d$  και  $z_0$  δεν διαφοροποιούνται σημαντικά, όμως σε υψηλές παρατηρείται μείωση τιμών που συχνά οφείλεται στην ευλυγισία των δένδρων. Σε υψηλές εντάσεις ανέμου μάλιστα, τα στοιχεία της κόμης λειτουργούν καλύτερα αεροδυναμικά (μικρότερο  $z_0$ ), ενώ ταυτόχρονα τα δένδρα χαμηλώνουν σε ύψος καθώς λυγίζουν (μικρότερα  $d$ ). Βέβαια, τέτοιες καταστάσεις σπάνια καταγράφονται στο Μογγοστό που γενικά βρίσκεται σε αρκετά προφυλαγμένη από ανέμους θέση.

Οι τιμές των  $d$  και  $z_0$  επηρεάζονται επίσης από το τοπογραφικό ανάγλυφο και τις επικρατούσες εδαφικές κλίσεις, οι οποίες μπορούν να στέψουν τους οριζόντιους ανέμους και να τους μετατρέψουν εν μέρει σε ανοδικούς, ευνοώντας της κατακόρυφη στροβιλώδη ροή, προκαλώντας παλμικές κινήσεις των υψηλών δένδρων και τελικά το λύγισμά τους (Taylor and Lee 1984).

#### 4.4.2.7. Ανεμοταχύτητες στις τρεις διαστάσεις

Από την αποτύπωση των συνιστωσών  $u$ ,  $v$  και  $w$  της ανεμοταχύτητας, που αντιστοιχούν στο ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων  $x$ ,  $y$  και  $z$ , προκύπτει ότι οι οριζόντιες ταχύτητες του αέρα κυρίως κατά τη διεύθυνση  $y$  καθορίζουν τις κατακόρυφες ταχύτητες  $w$ , (Σχ. 4.4.37). Έτσι, όταν οι ταχύτητες  $v$  χαρακτηρίζονται από αρνητικές τιμές διανυσμάτων, οι άνεμοι είναι  $A$ ,  $BA$  ή  $NA$  (με τα αντίστοιχα διανύσματα της συνιστώσας  $u$  να είναι μηδενικά, θετικά ή αρνητικά, αντίστοιχα) και οι ταχύτητες  $w$  γίνονται “αρνητικές”, προκαλώντας καθοδικές ροές. Οι άνεμοι αυτοί (συνήθως αναβάτες ως προερχόμενοι από την θάλασσα), πνέουν κατά τη διάρκεια της ημέρας στο οικοσύστημα και ανανεώνουν συνεχώς τον αέρα, μειώνοντας την περιεκτικότητά του σε υδρατμούς και αυξάνοντας εκείνη σε  $CO_2$  (που, λόγω της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας, η συγκέντρωση των υδρατμών είναι υψηλή και του  $CO_2$  χαμηλή).



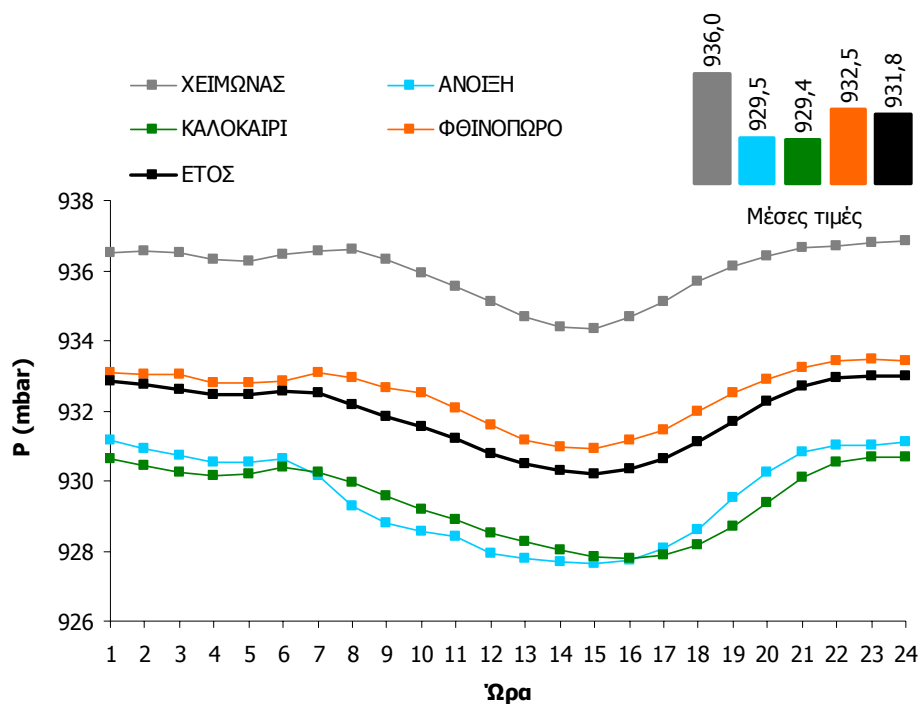
Σχήμα 4.4.37: Τρισδιάστατη μεταβολή των συνιστωσών της ανεμοταχύτητας  $u$ ,  $v$  και  $w$  (στους άξονες  $x$ ,  $y$  και  $z$ , αντίστοιχα), κατά το φαινολογικό στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης στο δρυοδάσος του Μογγοστό, από δεδομένα των ετών 1999 και 2000.

Αντίθετα, οι θετικές τιμές  $v$  αντιστοιχούν σε Δ, ΒΔ ή ΝΔ ανέμους (ανάλογα με τις τιμές της  $u$ ), οι οποίοι πνέουν κυρίως τη νύχτα. Οι άνεμοι αυτοί (συνήθως καταβάτες) φαίνεται να προκαλούν, γενικά, θετικές ανοδικές ταχύτητες  $w$ , εμπλουτίζοντας τον υπερκείμενο του δάσους αέρα με υδρατμούς και  $CO_2$ , το οποίο παράγεται από τους φυτικούς ιστούς και τους μικροοργανισμούς του εδάφους κατά τη νύχτα.



## 4.5. Ατμοσφαιρική πίεση

Η πίεση  $P$  του αέρα δεν αποτελεί σημαντική παράμετρο για την βλάστηση σε τοπική τουλάχιστον κλίμακα, αν και έμμεσα μπορεί να την επηρεάσει μέσω της κίνησης των αερίων μαζών που προκαλεί η διαφοροποίησή της στο χώρο και σε μεγάλη κλίμακα. Στο Μογγοστό οι τιμές της  $P$  παρουσιάζουν μικρές διαφοροποιήσεις εποχιακά αλλά και κατά τη διάρκεια του 24ωρου (Σχ. 4.5.1).



Σχήμα 4.5.1: Ετήσια και εποχιακές κυμάνσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης  $P$  (mbar) κατά τη διάρκεια του 24ωρου στην περιοχή του Μεγίστου, από μετρήσεις σε ύψος 18,55 m για τα έτη 1999 και 2000.

Λόγω του μεγάλου υψομέτρου της περιοχής, η  $P$  είναι γενικά χαμηλή. Η μέση ετήσια τιμή της είναι 931,8 mbar, διαφοροποιούμενη εποχιακά στα 929,5 και 929,4 mbar την άνοιξη και το καλοκαίρι και στα 932,5 και 936,0 mbar το φθινόπωρο και το χειμώνα, αντίστοιχα. Οι μεταβολές της οφείλονται στη θερμοκρασία, η οποία όντας υψηλότερη το καλοκαίρι και την άνοιξη, σε σχέση με τις άλλες εποχές, εξαιτίας της αυξημένης ροής ηλιακής ακτινοβολίας, αυξάνει την κινητική ενέργεια των μορίων και μειώνει την πυκνότητα και, κατά συνέπεια, το βάρος του αέρα, προκαλώντας μείωση της πίεσης (βάρος ανά μονάδα επιφάνειας).

Η επίδραση του ήλιου εντοπίζεται ανεξαρτήτως εποχής και στις ημερήσιες κυμάνσεις της  $P$ , με χαμηλότερες τιμές την ημέρα από τη νύχτα και ελάχιστες το πρωί το απόγευμα (λίγο μετά το μεσημέρι), όταν δηλαδή μεγιστοποιείται η θερμοκρασία του αέρα.

## 4.6. Ροές ενέργειας και μάζας

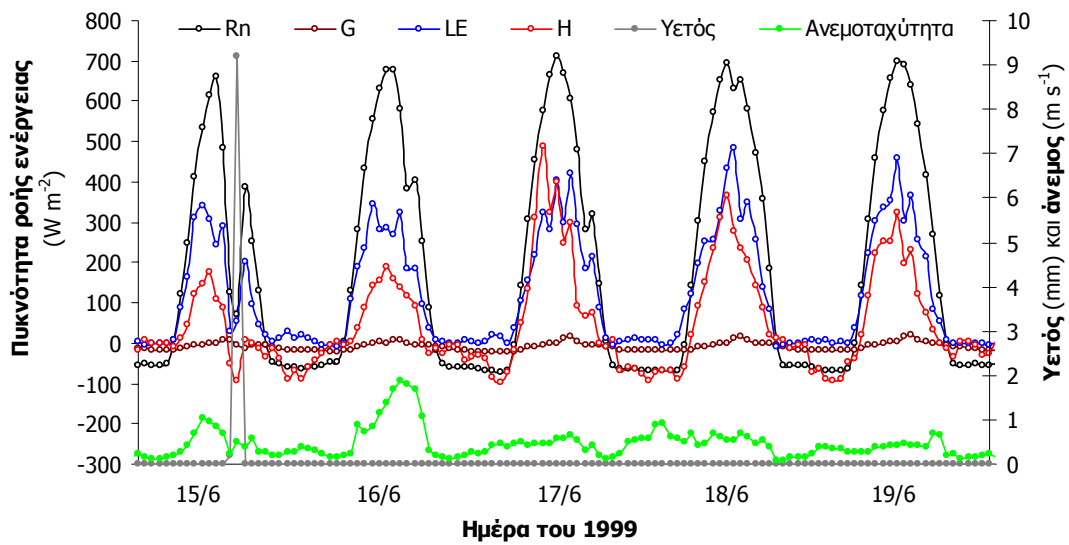
### Περιεχόμενα

4.6.1. Ροές ενέργειας	339
4.6.2. Ροές Μάζας	350
4.6.2.1. Γενικά	350
4.6.2.2. Ροή H <sub>2</sub> O	352
4.6.2.3. Ροή CO <sub>2</sub>	361
4.6.2.4. Συγκριτικές μεταβολές-περιβαλλοντικές επιδράσεις	369

### 4.6.1. Ροές ενέργειας

Από τις ανταλλαγές ακτινοβολίας μικρού και μακρού μήκους κύματος, η προσλαμβανόμενη ενέργεια από τη φυτοκόμη χρησιμοποιείται για τις φυσικές και φυσιολογικές λειτουργίες του δασικού οικοσυστήματος. Η συνολική αυτή ενέργεια, που εκφράζεται μέσω του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , μετατρέπεται σε θερμότητα στο έδαφος,  $G$ , λανθάνουσα θερμότητα για εξάτμιση και διαπνοή,  $LE$ , καθώς και σε αισθητή θερμότητα  $H$ , όπως περιγράφεται από την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου:  $R_n = G + H + LE$ .

Οι τιμές της  $H$  καθορίζονται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ οικοσυστήματος και περιβάλλοντος. Η ημερήσια κύμανσή της ακολουθεί την κανονική ημερήσια κατανομή της  $R_n$ , με αυξημένες ροές την ημέρα σε σύγκριση με τη νύχτα. Η δεσμευόμενη ενέργεια προκαλεί την ημέρα αύξηση της θερμοκρασίας της επιφάνειας σε σχέση με την ατμόσφαιρα, εντεινοντας την απώλεια ενέργειας από τη φυτοκόμη με τη μορφή αισθητής θερμότητας,  $H$ . Αντίθετα κατά τη νύχτα, η ροή της  $H$  αντιστρέφεται και κατευθύνεται από την ατμόσφαιρα προς τη φυτοκόμη, με μικρότερα όμως μεγέθη σε σύγκριση με την ημέρα, καθώς η θερμοκρασία της επιφάνειας είναι μικρότερη από του υπερκείμενου αέρα (Σχ. 4.6.1).

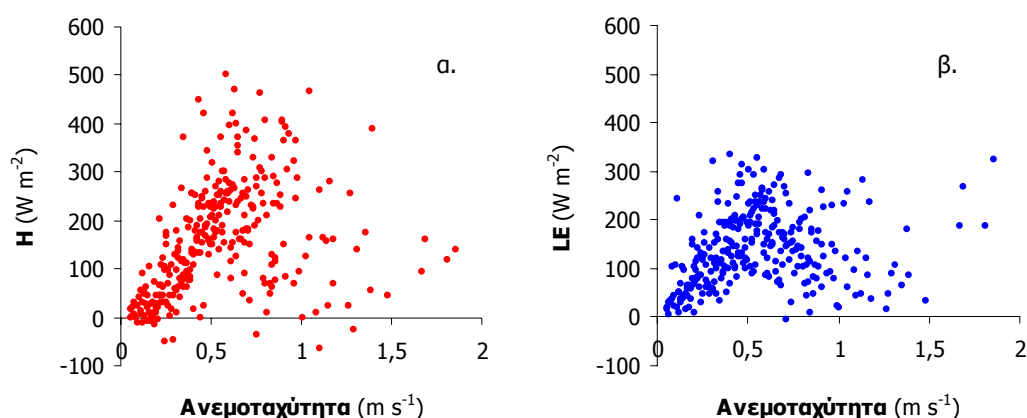


Σχήμα 4.6.1: Ημερήσιες κομάνσεις του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , της αισθητής θερμότητας,  $H$ , της λανθάνουσας θερμότητας εξατμισοδιαπνοής,  $LE$ , και της θερμότητας στο έδαφος,  $G$ , για 5 διαδοχικές ημέρες του Ιουνίου 1999. Στο ίδιο διάγραμμα δίνονται οι επικρατούσες ανεμοταχύτητες, αλλά και ο υετός για κάθε ώρα.

Τη νύχτα, η λανθάνουσα θερμότητα για εξατμισοδιαπνοή είναι σχεδόν μηδενική, καθώς η επιφάνεια (φυτοκόμη και επιφανειακό έδαφος) δεν είναι υγρή και η διαπνοή των φυτικών ιστών έχει ανασταλεί. Έτσι, η  $LE$  έχει σχεδόν μηδενική συνεισφορά στο ενεργειακό ισοζύγιο. Κατά συνέπεια, η ανταλλαγή ενέργειας με την ατμόσφαιρα καθορίζεται μόνο από τις ροές αισθητής θερμότητας στον αέρα και στο έδαφος, το οποίο ψύχεται αποδίδοντας ενέργεια προς την ατμόσφαιρα. Αντίθετα, την ημέρα οι τιμές της  $LE$  μεγαθύνονται σταδιακά από το πρωί, μεγιστοποιούνται περί το μεσημέρι σε μεγέθη ανάλογα της  $H$  και στη συνέχεια μειώνονται. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι σχετικά υψηλές τιμές  $LE$  τις πρώτες πρωινές ώρες, με μεγέθη που συχνά υπερβαίνουν εκείνα της  $R_n$ . Το φαινόμενο αυτό έχει μικρή διάρκεια και μάλλον οφείλεται στη δρόσο που σχηματίζεται στο φύλλωμα και το επιφανειακό έδαφος κατά τη μεταβατική περίοδο από τη νύχτα προς την ημέρα. Τότε, συμβαίνει έντονη εξάτμιση από την υγρή επιφάνεια με αποτέλεσμα την ψύξη της (εξαιτίας της μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας), προκαλώντας ταυτόχρονα και μεταφορά αισθητής θερμότητας από τη θερμότερη ατμόσφαιρα προς την ψυχρότερη φυσική επιφάνεια. Έτσι, η  $LE$  αποκτά θετικές τιμές, ενώ η  $H$  γίνεται ελαφρά αρνητική ή μηδενική. Η  $G$  μειώνεται και διατηρείται αρνητική, καθώς η

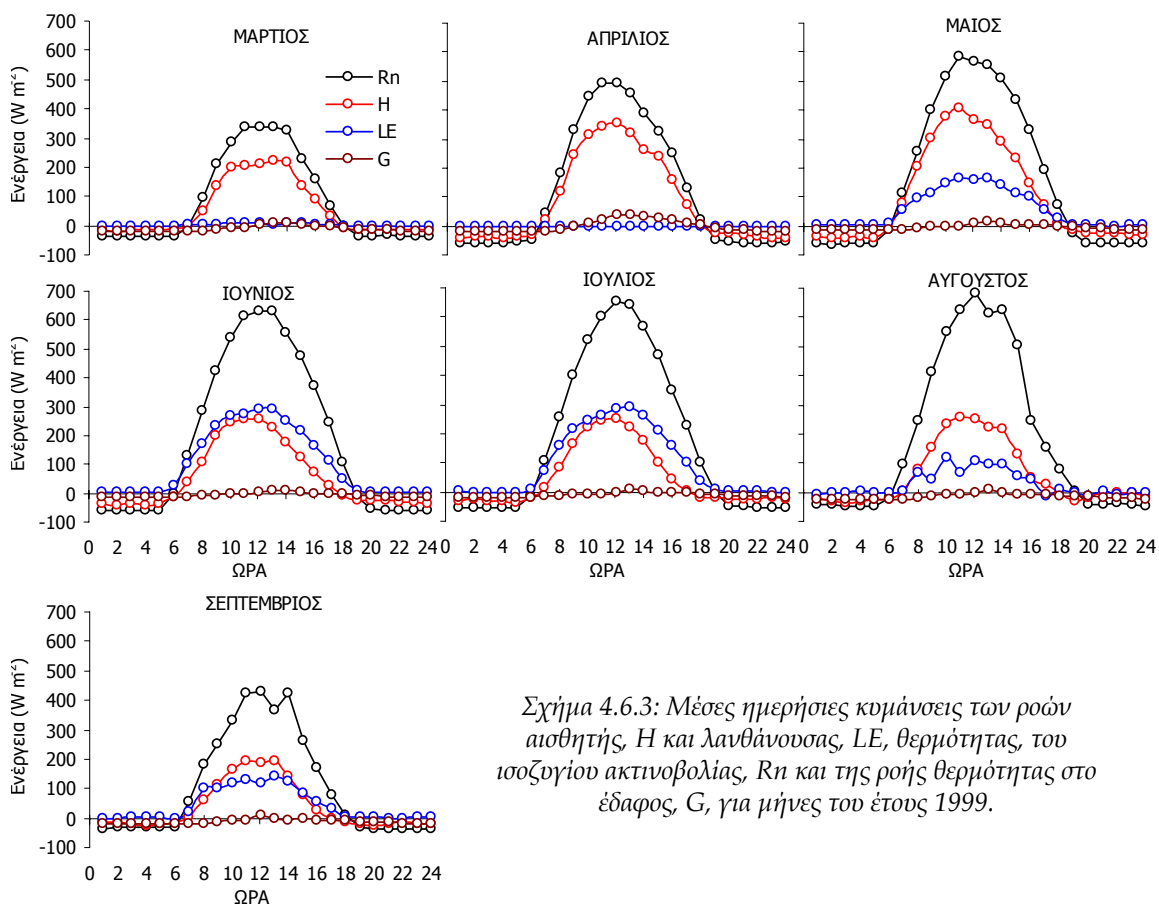
επιφάνεια του εδάφους είναι ψυχρότερη από τα βαθύτερα στρώματα. Υπό τις συνθήκες αυτές, η LE μπορεί να ισοσκελίσει και κατά περίπτωση να υπερβεί τις τιμές της  $R_n$ . Αντίστοιχη επίδραση στις ροές με της πρωινής δρόσου, έχει και η διαβροχή της φυσικής επιφάνειας μετά από βροχόπτωση (Σχ. 4.6.1), ενώ το φαινόμενο είναι γενικά γνωστό ως η επίδραση οάσης (oasis effect), επειδή είναι παρόμοιο με τις αλλαγές που προκαλεί στο ενεργειακό ισοζύγιο ο θερμός και ξηρός αέρας της ερήμου, όταν κινείται πάνω από τις ψυχρότερες και υγρότερες οάσεις (Arja 2001).

Σημαντική, για την κατανομή της ενέργειας στους όρους του ενεργειακού ισοζυγίου, είναι και η επίδραση του ανέμου (Σχ. 4.6.1). Ακόμα και μικρή αύξηση της ανεμοταχύτητας, πέρα από κάποια τιμή, μπορεί να προκαλέσει μείωση τιμών της  $H$  ακόμη και της LE. Η κρίσιμη αυτή τιμή της ανεμοταχύτητας για το Μογγοστό είναι περίπου τα  $0,6 \text{ m s}^{-1}$ , μετρούμενη στην κορυφή της φυτοκόμης (Σχ. 1.6.1.2). Σε μεγαλύτερες εντάσεις ανέμου φαίνεται να εντείνεται η στροβιλώδης ροή και να ευνοείται η γρήγορη ανάμιξη των αερίων, προκαλώντας μείωση των θερμοκρασιακών και υγρασιακών διαφορών μεταξύ γειτονικών αερίων στρώσεων, με αποτέλεσμα τη μείωση των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, αντίστοιχα. Σε μικρότερες τιμές ανεμοταχύτητας ( $<0,6 \text{ m s}^{-1}$ ) φαίνεται ότι ευνοείται η στρωτή ροή και έτσι διατηρείται εντονότερη θερμοκρασιακή και υγρασιακή διαφορά στον υπερκείμενο της κόμης αέρα, εντείνοντας την αγωγή θερμότητας, η οποία μάλιστα μεγεθύνεται καθώς η ταχύτητα αυξάνει μέχρι τα  $0,6 \text{ m s}^{-1}$ .



Σχήμα 4.6.2: Συσχετίσεις ωριαίων τιμών ανεμοταχύτητας στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης (ύψος 12,97 m) με τις ροές ενέργειας (α) αισθητής,  $H$  και (β) λανθάνουσας,  $LE$ , θερμότητας στο δρυοδάσος του Μογγοστού, από δεδομένα του έτους 1999.

Οι μέσες ημερήσιες κυμάνσεις των ροών των όρων του ενεργειακού ισοζυγίου παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις από μήνα σε μήνα (Σχ. 4.6.3), κυρίως εξαιτίας των διαφορετικών ενεργειακών αναγκών της φυτομάζας. Σταθερότερες είναι οι μεταβολές των  $H$  και  $G$ , ενώ εντονότερα μεταβάλλεται η  $LE$ . Κατά την περίοδο που το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα ή είναι υπό ανάπτυξη, οι ροές  $LE$  είναι σχεδόν μηδενικές καθόλη τη διάρκεια του 24ώρου. Οι προσλαμβανόμενες ποσότητες ακτινοβολίας ενέργειας προκαλούν αύξηση της θερμοκρασίας του οικοσυστήματος και αυξημένες ροές αισθητής θερμότητας προς την ατμόσφαιρα κατά την ημέρα και αντίστροφα τη νύχτα. Η θερμότητα στο έδαφος αποθηκεύεται την ημέρα σε σχετικά μεγάλες ποσότητες και αποδίδεται στην ατμόσφαιρα τη νύχτα.



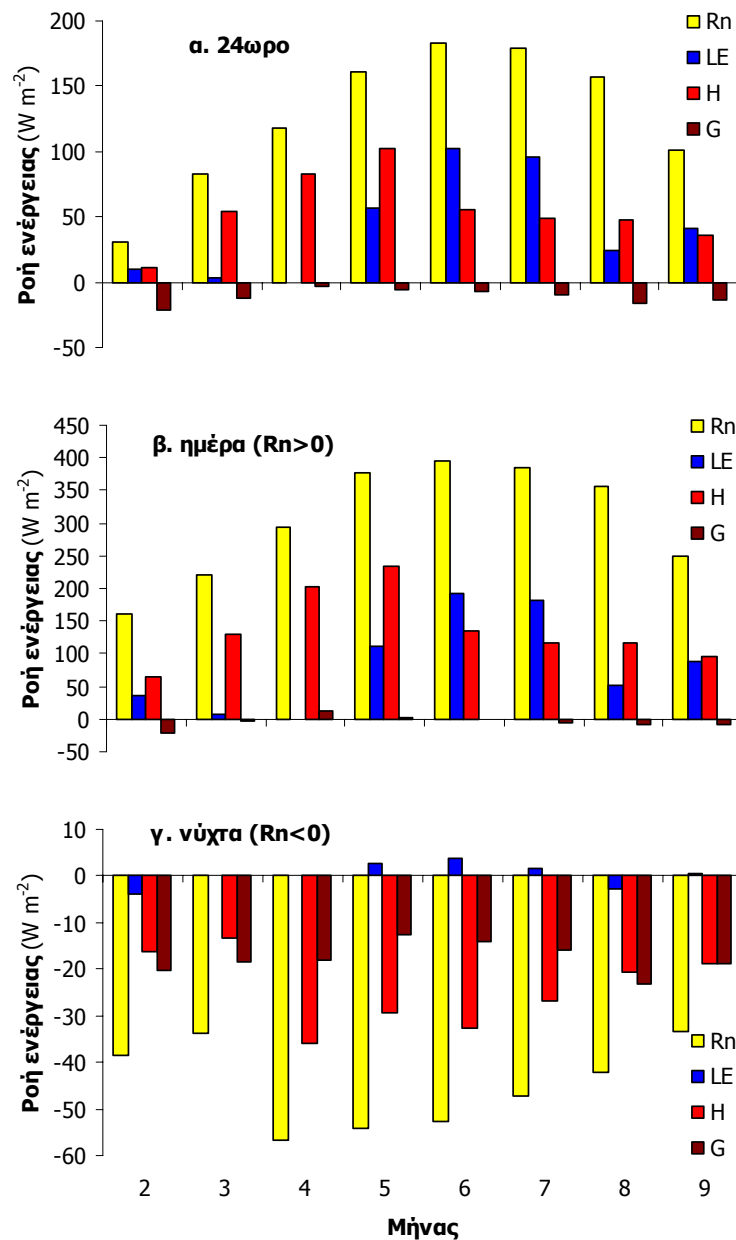
Σχήμα 4.6.3: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις των ροών αισθητής,  $H$  και λανθάνουσας,  $LE$ , θερμότητας, του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$  και της ροής θερμότητας στο έδαφος,  $G$ , για μήνες του έτους 1999.

Όταν το φύλλωμα αναπτυχθεί πλήρως και ενόσω είναι ακόμα νεαρό (κατά το Μάιο), μεγάλες ποσότητες ενέργειας χρησιμοποιούνται για τη θέρμανση της φυτοκόμης και του αέρα που την περιβάλλει και έτσι η  $H$  διατηρεί υψηλές τιμές την

ημέρα, ενώ ταυτόχρονα παρατηρείται σταδιακή αύξηση της εξατμισοδιαπνοής. Μετά την ενηλικίωση του φυλλώματος και ενόσω η εδαφική υγρασία δεν είναι πάρα πολύ χαμηλή, οι πυκνότητες ροής αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας σχεδόν εξισώνονται, εξαιτίας κυρίως της αύξησης της ροής LE και δευτερευόντως λόγω μείωσης της H. Αντίστοιχη είναι και η κατανομή του Σεπτεμβρίου αν και το φύλλωμα δεν είναι φωτοσυνθετικά ιδιαίτερα ενεργό. Η διαφοροποίηση των ροών γίνεται έντονη τον Αύγουστο και χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα μειωμένες τιμές LE ημέρας, εξαιτίας αφενός της μειωμένης υδατοδιαθεσιμότητας και αφετέρου των ξηροθερμικών συνθηκών της ατμόσφαιρας. Υπό τις συνθήκες αυτές, οι φυτικοί ιστοί δέχονται αυξημένη υδατοκαταπόνηση και περιορίζουν το άνοιγμα των στοματιών τους, ως αμυντικό μηχανισμό στην έντονη ζήτηση νερού, ώστε να καταφέρουν να επιβιώσουν.

Από την ανά μήνα μελέτη των ενεργειακών ροών, επιμερισμένων μεταξύ ημέρας και νύχτας, προέκυψε το Σχ. 4.6.4. Επιβεβαιώνονται οι υψηλές τιμές όλων των όρων του ισοζυγίου την ημέρα και οι μικρότερες τη νύχτα, καθώς και η φορά των ροών. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εδώ παρουσιάζουν οι μέσες τιμές της LE, οι οποίες είναι ελαφρώς αρνητικές τις νύχτες του Φεβρουαρίου και Αυγούστου και ιδιαίτερα μειωμένες την ημέρα. Ο Φεβρουάριος χαρακτηρίζεται από αυξημένη πυκνότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα, οι οποίοι κατά τη διάρκεια της νύχτας ψύχονται με αυξημένη πιθανότητα υγροποίησης πάνω στους φυτικούς ιστούς και την εδαφική επιφάνεια. Αντίθετα την ημέρα, οι χαμηλές θερμοκρασίες και η απουσία φυλλώματος δεν ευνοούν την εξατμισοδιαπνοή με αποτέλεσμα περιορισμένες ροές LE.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι ροές τον Αύγουστο. Κατά το μήνα αυτό, οι ημερήσιες ροές της LE είναι περιορισμένες, προκειμένου να εξοικονομηθεί νερό. Από την άλλη πλευρά, τη νύχτα, η έντονη ξηρότητα του εδάφους ευνοεί τη γρηγορότερη ψύξη (του εδάφους και συνεπώς του οικοσυστήματος) σε σχέση με τους υπόλοιπους καλοκαιρινούς μήνες και, σε συνδυασμό με τη σχετική άπνοια που επικρατεί, φαίνεται να ευνοεί το σχηματισμό δρόσου. Έτσι, το οικοσύστημα φαίνεται να περιορίζει τις απώλειες νερού την ημέρα και να εξασφαλίζει, μέσω της υγροποίησης των υδρατμών του αέρα, υποτυπώδεις έστω ποσότητες νερού τη νύχτα, προκειμένου να ανταπεξέλθει στις έντονες ξηροθερμικές συνθήκες του Αυγούστου. Το ίδιο φαινόμενο είναι αρκετά συχνό γενικά τις νύχτες του καλοκαιριού, όμως τον Αύγουστο γίνεται εντονότερο και αποτυπώνεται και στη μέση μηνιαία ροή.



Σχήμα 4.6.4: Μηνιαία ροές του ισοζυγίου ακτινοβολίας, Rn και των ροών αισθητής, H, λανθάνουσας, LE, και εδαφικής, G, θερμότητας στο δάσος του Μογγοστό για το έτος 1999.

Ο ποσοστιαίος επιμερισμός της Rn στους βασικούς όρους του ενεργειακού ισοζυγίου, παρουσιάζεται στον Πιν. 4.6.1. Η G καθορίζει το ισοζύγιο ενέργειας κατά τη νύχτα, ανεξαρτήτως εποχής, αν και ο ρόλος της είναι σημαντικότερος κατά τη χειμερινή περίοδο. Οι τιμές του λόγου G/Rn νύχτας κομμίνονται από 0,23 το Μάιο έως 0,53-0,56 το Φεβρουάριο, Μάρτιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο. Αρκετά υψηλή τιμή ημέρας (-0,14) έχει ο Φεβρουάριος, καθώς η απουσία των φύλλων και οι χαμηλές



θερμοκρασίες καθιστούν το έδαφος βασική πηγή θερμότητας για το οικοσύστημα, τόσο την ημέρα, όσο και τη νύχτα. Βέβαια, καθώς οι καιρικές συνθήκες γίνονται θερμότερες, ο λόγος G/Rn τείνει την ημέρα να μηδενιστεί και διατηρεί σχεδόν μηδενικές τιμές από το Μάρτιο έως το Σεπτέμβριο.

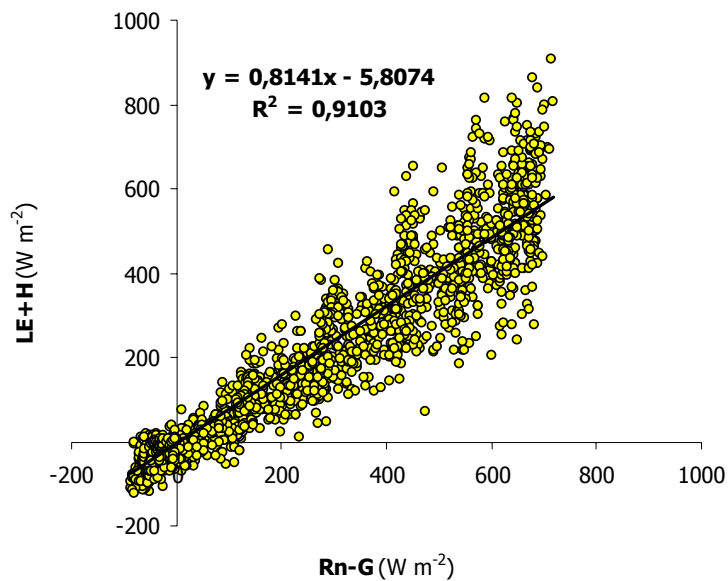
Πίνακας 4.6.1: Μέσες μηνιαίες τιμές των λόγων G/Rn, LE/Rn και H/Rn (όπου Rn, το ισοζύγιο ακτινοβολίας, H, η αισθητή θερμότητα, LE, η λαυθάνουσα θερμότητα για εξατμισοδιαπνοή και G, η θερμότητα στο έδαφος) σε επίπεδο 24ωρου, ημέρας και νύχτας.

Μήνας	G/Rn			LE/Rn			H/Rn		
	24ωρο	ημέρα	νύχτα	24ωρο	ημέρα	νύχτα	24ωρο	ημέρα	νύχτα
2	-0,68	-0,14	0,53	0,31	0,22	0,10	0,38	0,40	0,42
3	-0,14	-0,02	0,54	0,04	0,03	0,00	0,66	0,59	0,39
4	-0,02	0,04	0,32	0,00	0,00	0,00	0,70	0,69	0,64
5	-0,04	0,00	0,23	0,35	0,29	-0,05	0,64	0,62	0,54
6	-0,04	0,00	0,26	0,56	0,48	-0,07	0,30	0,34	0,62
7	-0,06	-0,01	0,34	0,53	0,47	-0,03	0,27	0,30	0,57
8	-0,10	-0,03	0,55	0,16	0,15	0,07	0,31	0,33	0,49
9	-0,14	-0,03	0,56	0,41	0,35	-0,02	0,35	0,38	0,56

Οι τιμές του λόγου LE/Rn είναι μειωμένες κατά τη νύχτα, ανεξαρτήτως εποχής, ενώ γίνονται ελαφρά θετικές το Φεβρουάριο και τον Αύγουστο. Την ημέρα, διατηρούν μηδενικές τιμές όσο δεν υπάρχει φύλλωμα και η επιφάνεια όσο των φυτικών ιστών, όσο και του εδάφους δεν διαθέτει υγρασία. Η βλαστική ανάπτυξη οδηγεί σε αύξηση των τιμών του λόγου στα επίπεδα 0,48 ή 0,47 τον Ιούνιο και τον Ιούλιο, ενώ η τιμή του Αυγούστου είναι μόλις 0,15.

Ο λόγος H/Rn διατηρεί, γενικά, υψηλές τιμές ημέρας, πριν το σχηματισμό φύλλων και για όσο το φύλλωμα δεν έχει μεγιστοποιήσει τη φωτοσυνθετική αποτελεσματικότητά του, ενώ στη συνέχεια παρουσιάζει σημαντική μείωση. Η μέγιστη μέση μηνιαία τιμή του (0,69) καταγράφεται τον Απρίλιο και η ελάχιστη (0,30) τον Ιούλιο, αν και όλη η περίοδος από Ιούνιο έως Σεπτέμβριο χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλές τιμές (μικρότερες από 0,38).

Αθροίζοντας τις ροές H, LE και G διαπιστώνεται ένα ενεργειακό έλλειμμα σε σύγκριση με τις ροές Rn. Κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη η συσχέτιση των ωριαίων αλγεβρικών αθροισμάτων Rn-G και LE+H δίνει μέση γραμμική κλίση 0,81, υποδεικνύοντας μια σημαντική ποσότητα ενέργειας της τάξης του 19% της Rn-G, η οποία δεν συμπεριλαμβάνεται μεταξύ των γνωστών όρων του ενεργειακού ισοζυγίου (Σχ. 4.6.5).

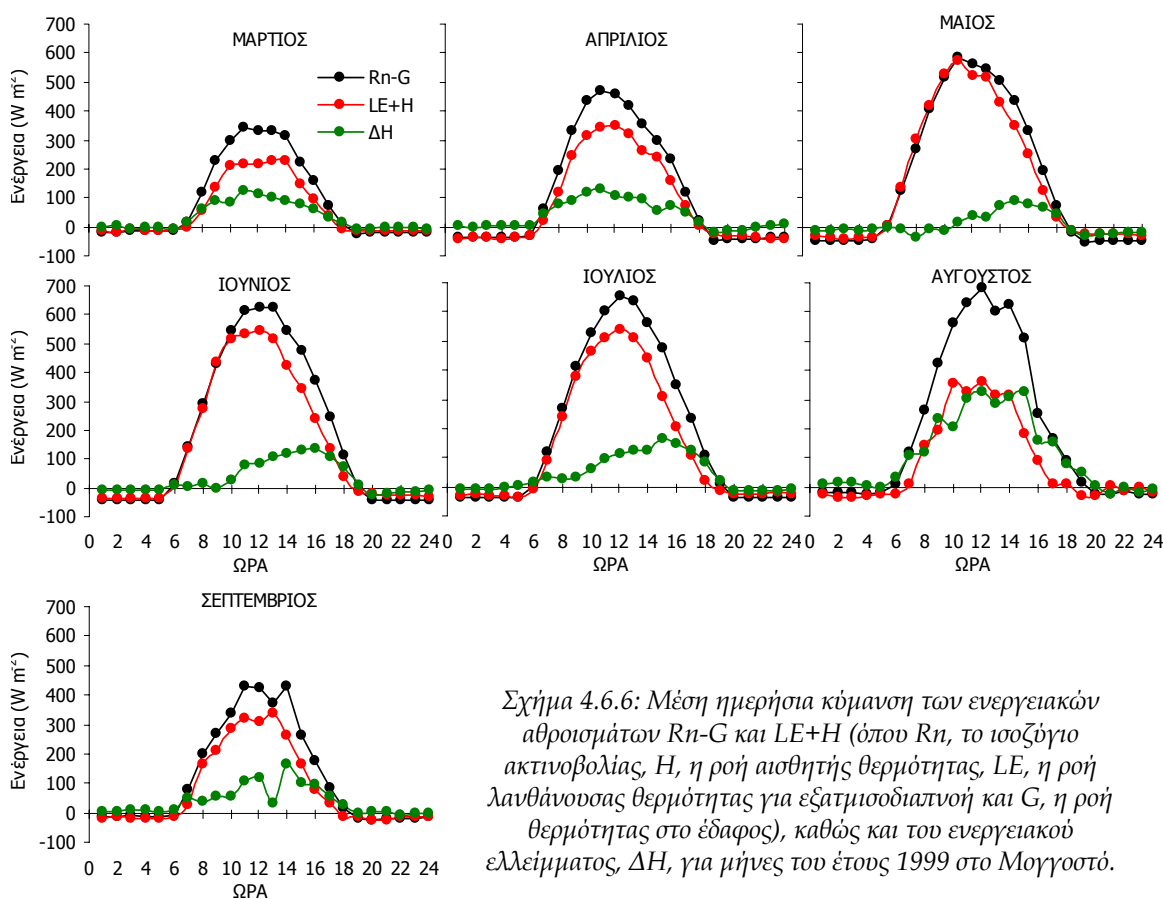


Σχήμα 4.6.5: Συσχέτιση των όρων του ενεργειακού ισοζυγίου κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη του δρυοδάσους για το έτος 1999, (όπου  $R_n$ , το ισοζύγιο ακτινοβολίας,  $H$ , η ροή αισθητής θερμότητας,  $LE$ , η ροή λανθάνουσας θερμότητας για εξατμισοδιαπνοή και  $G$ , η ροή θερμότητας στο έδαφος).

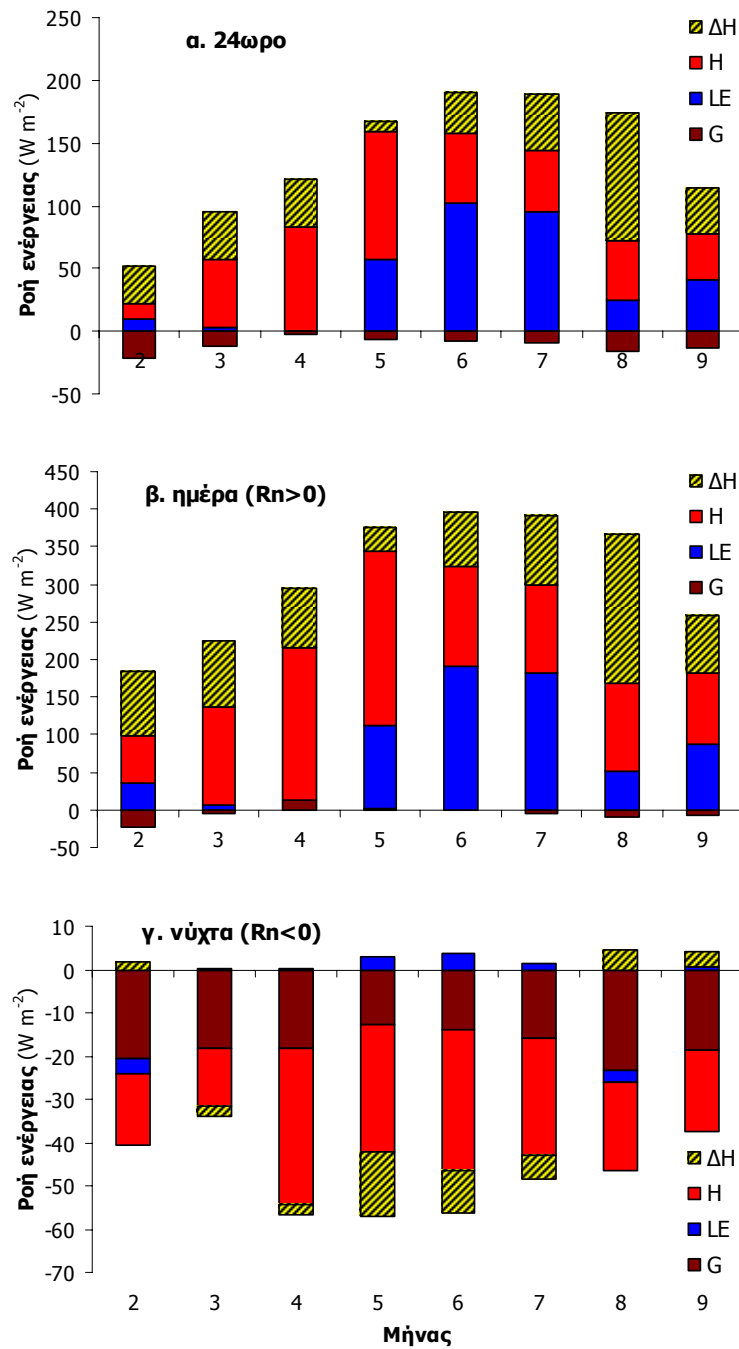
Ελλειμματικό ενεργειακό ισοζύγιο έχει διαπιστωθεί και από άλλους ερευνητές (Kim and Verma 1990, Rosset et al. 1997, Wilson et al. 2002, Saigusa et al. 2002, Wu et al. 2007) και οφείλεται στην παραδοχή ότι η φυσική επιφάνεια δε διαθέτει μάζα και θερμοχωρητικότητα και ως εκ τούτου δεν απορροφά ή αποθηκεύει ενέργεια. Αυτή η παραδοχή, αν και γενικά ισχύει για την επιφανειακή στρώση του εδάφους ή για χαμηλές ομοιογενείς γεωργικές καλλιέργειες, στις δενδρώδεις φυτοκόμεις οδηγεί σε σημαντικά ενεργειακά ελλείμματα, καθώς οι ποσότητες ενέργειας που αυτές αποθηκεύουν λόγω φωτοσύνθεσης, απορρόφησης  $CO_2$  ή με τη μορφή θερμότητας στο νεκρό φυλλόστρωμα που καλύπτει το έδαφος, δεν μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες.

Η αποθηκευμένη αυτή ενέργεια στο οικοσύστημα, που θα συμβολίζεται με  $\Delta H$ , προκαλεί ελλειμματικό ενεργειακό ισοζύγιο, ακόμα και κατά τη μελέτη των ημερήσιων κυμάνσεων των ενεργειακών ροών (Σχ. 4.6.6). Οι τιμές του  $\Delta H$  είναι αυξημένες κατά την ημέρα και γίνονται σημαντικά μικρότερες τη νύχτα, ανεξαρτήτως εποχής. Μεγιστοποιούνται περί το μεσημέρι, όταν το δάσος δε διαθέτει φύλλα, ενώ παρουσία φυλλώματος οι τιμές  $\Delta H$  διατηρούνται χαμηλές και σχεδόν μηδενικές για αρκετές ώρες μετά την ανατολή του ήλιου, καθώς το σύστημα θερμαίνεται και εξατμισοδιαπνέει σχετικά έντονα. Μετά το μεσημέρι, η ενέργεια αποθηκεύεται στο οικοσύστημα με μεγαλύτερους ρυθμούς. Τον Αύγουστο, η

αποθήκευση ΔΗ ενέργειας στο δάσος γίνεται μέγιστη και φτάνει σε μέγεθος το άθροισμα  $H + LE$ , καθώς η προσλαμβανόμενη από τα φύλλα ηλιακή ενέργεια δεν είναι δυνατό να αξιοποιηθεί παραγωγικά, λόγω περιορισμένης υδατοδιαθεσιμότητας.



Η  $\Delta H$  δεν αξιοποιείται παραγωγικά αλλά μετατρέπεται σε θερμότητα και αποθηκεύεται στους φυτικούς ιστούς και στη νεαρή φυλλάδα που καλύπτει το έδαφος. Σε μηνιαία βάση, οι ποσότητες της είναι γενικά μικρές αν και μεγιστοποιούνται την ημέρα σε σχέση με τη νύχτα (Σχ. 4.6.7). Την ημέρα οι μέσες μηνιαίες τιμές κυμαίνονται από  $31 \text{ W m}^{-2}$  το Μάιο έως  $197 \text{ W m}^{-2}$  τον Αύγουστο, όταν οι αντίστοιχες τιμές 24ώρου είναι 3 και  $101 \text{ W m}^{-2}$ . Τη νύχτα, η  $\Delta H$ , σε μηνιαία βάση, κυμαίνεται από  $-2,28$  έως  $-15 \text{ W m}^{-2}$  για την περίοδο από Μάρτιο έως Ιούλιο, ενώ εμφανίζει ελαφρώς θετικές τιμές (μικρότερες από  $5 \text{ W m}^{-2}$ ) το Φεβρουάριο, τον Αύγουστο και τον Σεπτέμβριο, λόγω των αρνητικών ή πολύ μικρών ροών  $LE$ , που υποδεικνύουν υγροποίηση υδρατμών με ταυτόχρονη έκλυση μικρής ποσότητας ενέργειας προς τον περιβάλλοντα αέρα.

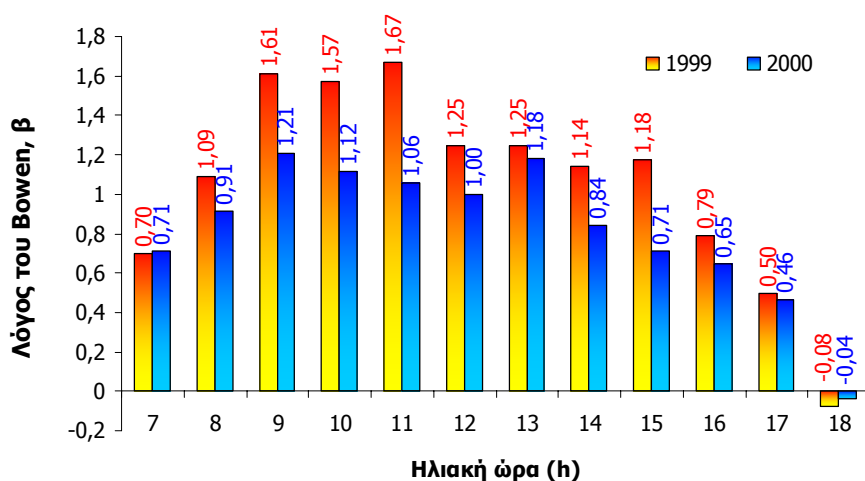


Σχήμα 4.6.7: Μηνιαίος καταμερισμός της διαθέσιμης ενέργειας,  $R_n$ , πάνω από το δάσος του Μογγουστό στις επιμέρους ροές αισθητής,  $H$ , λανθάνουσας,  $LE$ , και εδαφικής,  $G$ , θερμότητας, καθώς και το ενεργειακό έλλειμμα,  $\Delta H$ , που αποθηκεύεται στο οικοσύστημα.

Η ποσοστιαία αναλογία της αισθητής ροής θερμότητας σε σχέση με τη ροή λανθάνουσας θερμότητας εκφράζεται μέσω του λόγου Bowen ( $\beta=H/LE$ ). Οι

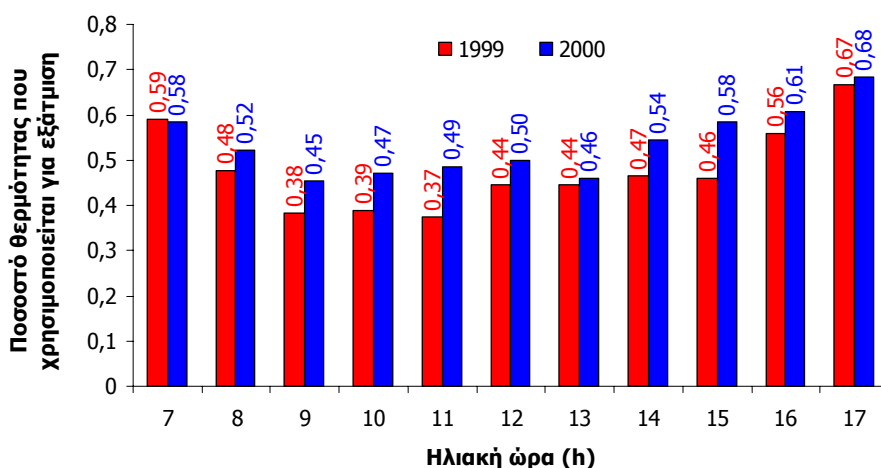
ημερήσιες μεταβολές του λόγου κατά τη διάρκεια της ημέρας για το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης παρουσιάζονται στο Σχ. 4.6.8 για τα έτη 1999 και 2000. Το 1999, ο λόγος  $\beta$  μεγιστοποιείται λίγο πριν το μεσημέρι (περί τις 11:00), ξεκινώντας από σχετικά χαμηλές τιμές το πρωί. Το απόγευμα, οι τιμές του μειώνονται με μικρότερους όμως ρυθμούς σε σύγκριση με τους αυξητικούς πρωινούς, όπως συμβαίνει και με την ροή  $H$ . Οι τιμές στις 07:00 είναι μικρότερες της μονάδας, υποδεικνύοντας ότι ο κύριος καταναλωτής της προσλαμβανόμενης ηλιακής ενέργειας είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξατμισοδιαπνοής και δευτερευόντως η αισθητή θερμότητα. Πολύ γρήγορα ο λόγος παίρνει τιμές μεγαλύτερες από 1, οπότε η ροή αισθητής θερμότητας  $H$  είναι μεγαλύτερη της λανθάνουσας  $LE$ . Στις 11:00 διαφορά τους μεγιστοποιείται και η  $H$  είναι κατά 67% περίπου μεγαλύτερη της  $LE$ . Τις επόμενες ώρες, αν και ο  $\beta$  μικραίνει, οι τιμές του διατηρούνται μεγαλύτερες του 1 μέχρι αργά το μεσημέρι (15:00) και στις 16:00 ξαναπαίρνει τιμές μικρότερες από 1, οπότε η ροή λανθάνουσας θερμότητας υπερτερεί έναντι της αισθητής.

Αντίστοιχες είναι και οι μεταβολές του  $\beta$  το 2000, αν και με μικρότερες τιμές σε σχέση με το 1999, υποδεικνύοντας εντονότερη εξάτμιση σε σχέση με τη ροή αισθητής θερμότητας. Το συγκεκριμένο έτος, οι θερμοκρασίες ήταν ιδιαίτερα υψηλές και οι ροές της  $H$  επίσης αυξημένες. Τα φυτά, προκειμένου να ρυθμίσουν τη θερμοκρασία τους, αναγκάζονται σε έντονη απώλεια νερού, προκειμένου να ψύξουν τους ιστούς τους, με αποτέλεσμα αύξηση της ροής λανθάνουσας θερμότητας, πολύ περισσότερο από την αντίστοιχη αύξηση στην  $H$ .



Σχήμα 4.6.8: Μέσες ωριαίες τιμές του λόγου Bowen,  $\beta$ , κατά τη διάρκεια της ημέρας ( $Rn > 40 \text{ W m}^{-2}$ ) στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης του δάσους του Μογγοστό, για τα έτη 1999 και 2000.

Η LE το 2000 είναι περίπου το 0,5 της ωριαίας αθροιστικής ροής θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας) από το δάσος στην ατμόσφαιρα, όταν το αντίστοιχο ποσοστό το 1999 ήταν αρκετά μικρότερο. Βέβαια, τα ποσοστά αυτά, τα οποία εκφράζουν το κλάσμα εξάτμισης (evaporative fraction), διαφοροποιούνται με το χρόνο της ημέρας, ελαχιστοποιούμενα αργά το πρωί και περί τις μεσημβρινές ώρες, όπως άλλωστε προκύπτει και από το Σχ. 4.6.9.



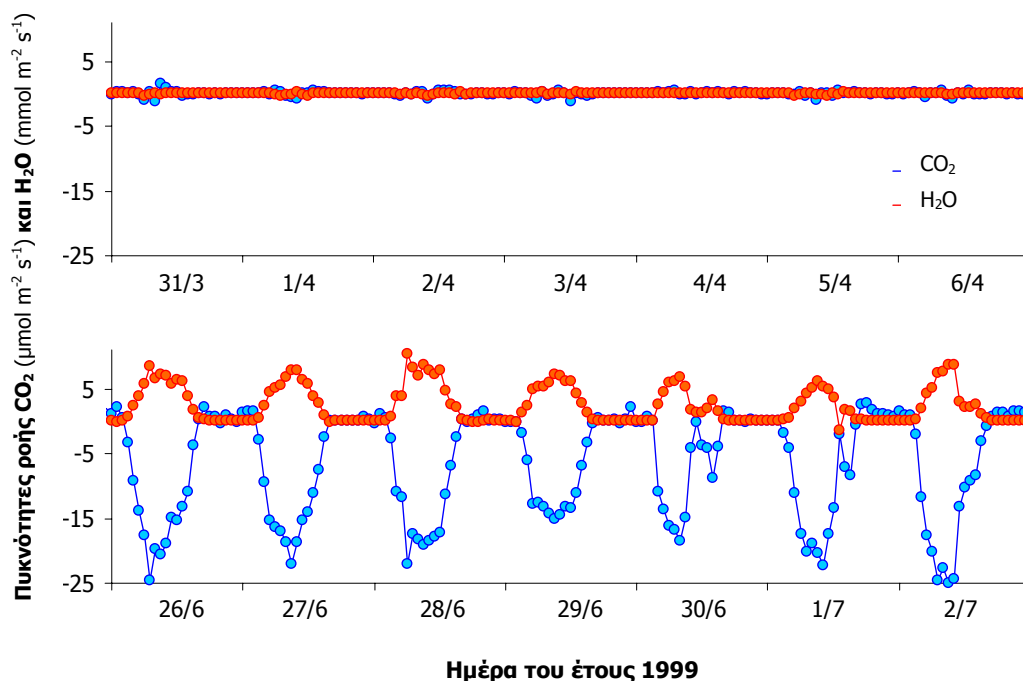
Σχήμα 4.6.9: Μέσες ωριαίες τιμές του λόγου κλάσματος εξάτμισης ( $evaporative\ fraction = [1/(1+\beta)]$ ), όπου  $\beta$  ο λόγος Bowen), κατά τη διάρκεια της ημέρας ( $R_n > 40\ W\ m^{-2}$ ) στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης του δάσους του Μογγοστό, για τα έτη 1999 και 2000.

## 4.6.2. Ροές Μάζας

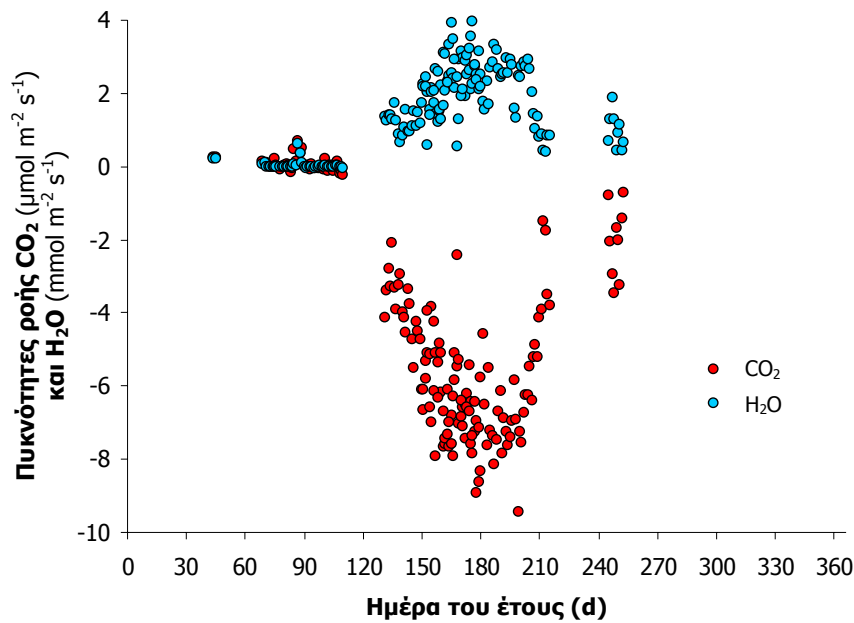
### 4.6.2.1. Γενικά

Οι σημαντικότερες ροές μάζας στα φυσικά οικοσυστήματα είναι αυτές των υδρατμών και του CO<sub>2</sub>, καθώς επιδρούν σε δύο από τους βασικότερους βιογεωχημικούς κύκλους τους, εκείνων του νερού και του άνθρακα. Οι κύκλοι αυτοί, στα δάση, είναι ανοιχτοί καθώς οι ροές επηρεάζονται από εξωγενείς παράγοντες, και έτσι δύσκολα επιτυγχάνεται η διαμόρφωση ισορροπίας και ισοζυγίου μεταξύ των ροών. Κατά συνέπεια σε ετήσια βάση τα φυσικά οικοσυστήματα κλείνουν τον κύκλο τους έχοντας πλεονασματικό άνθρακα τον οποίο και αποθηκεύουν, ενώ υδατικά βρίσκονται σε έλλειμμα το οποίο πρέπει να καλυφθεί από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα.

Στο Μογγοστό, οι ροές υδρατμών και CO<sub>2</sub> είναι τυπικές των φυσικών φυλλοβόλων οικοσυστημάτων, παρουσιάζοντας μειωμένες, σχεδόν μηδενικές, τιμές κατά την περίοδο απουσίας του φυλλώματος και αυξημένες (θετικές ή αρνητικές για τους υδρατμούς και το CO<sub>2</sub>, αντίστοιχα) κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη. Οι αρνητικές ροές μάζας έχουν μόνο συμβατική σημασία καθώς θεωρείται ότι συμβαίνουν από την ατμόσφαιρα προς το οικοσύστημα, ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τις θετικές. Οι ροές υδρατμών στα περισσότερα οικοσυστήματα είναι θετικές καθώς, λόγω εξατμισοδιαπνοής, το νερό διοχετεύεται από τη βλάστηση στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, οι ροές CO<sub>2</sub> είναι αρνητικές, υποδεικνύοντας ότι το αέριο απορροφάται από τη βλάστηση. Οι ροές αυτές συνήθως ισχύουν την ημέρα, καθώς εξαιτίας της επίδρασης της ακτινοβολίας εντείνεται η φωτοσύνθεση και συνεπώς η απορρόφηση CO<sub>2</sub> και ταυτόχρονα η παραγωγή υδρατμών, ενώ τη νύχτα είτε μηδενίζονται είτε αντιστρέφονται. Ενδεικτικές μεταβολές των ροών υδρατμών και CO<sub>2</sub> για το δάσος του Μογγοστό για 14 ημέρες (7 για κάθε στάδιο φαινολογικής διαφοροποίησης της κόμης) παρουσιάζονται στο Σχ. 4.6.10, ενώ οι μέσες ημερήσιες πυκνότητες ροής κατά τη διάρκεια του έτους δίνονται στο Σχ. 4.6.11.



Σχήμα 4.6.10: Ημερήσιες κομάνσεις των πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> και υδρατμών (H<sub>2</sub>O) κατά τη διάρκεια 7 ημερών της εαρινής περιόδου λίγο πριν την έναρξη της περιόδου ανάπτυξης του φυλλώματος (άνω) και 7 καλοκαιρινών ημερών, όπου η δασική κόμη βρίσκεται σε πλήρη βλαστική ανάπτυξη (κάτω), από δεδομένα του έτους 1999.

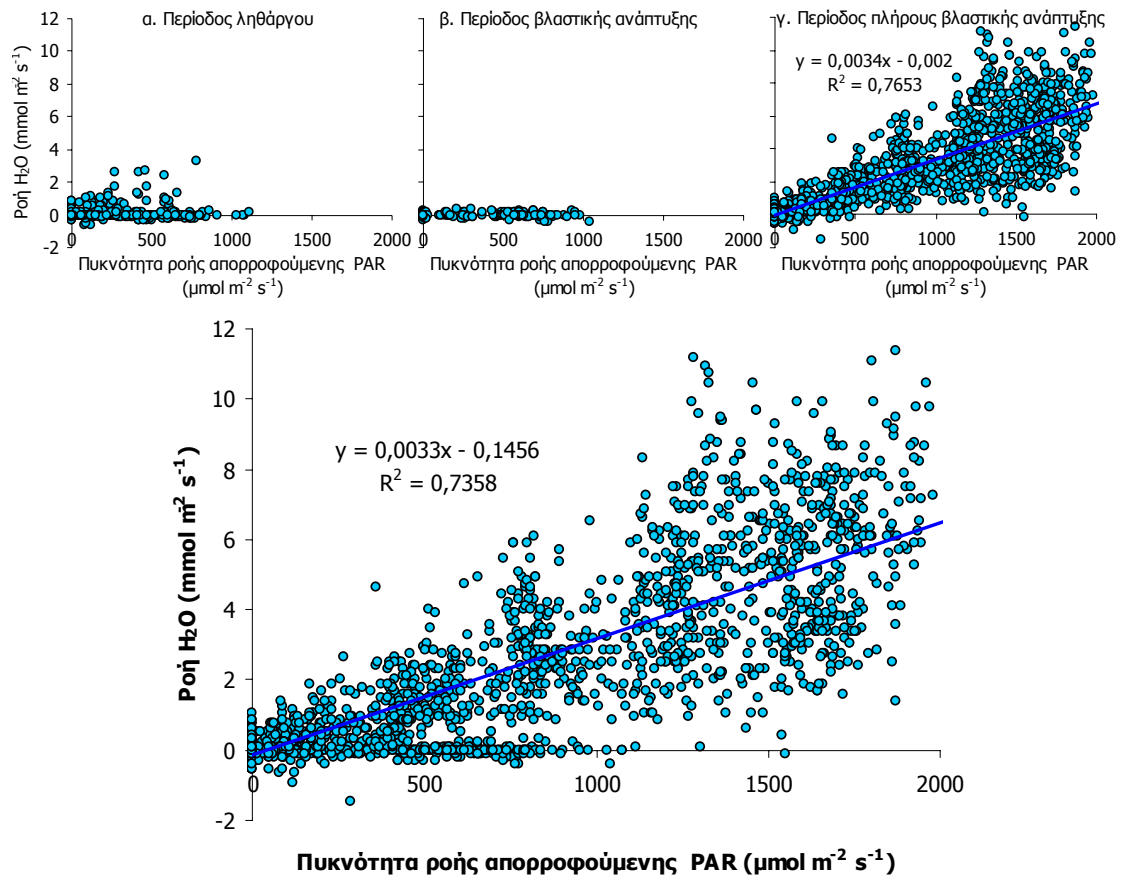


Σχήμα 4.6.11: Ετήσια κύμανση των μέσων ημερήσιων πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>O πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγαστού για το έτος 1999.

#### 4.6.2.2. Ροή H<sub>2</sub>O

Η παραγωγή υδρατμών από το δασικό οικοσύστημα εξαρτάται από τις ποσότητες απορροφούμενης ακτινοβολίας και μεταβάλλεται σχεδόν γραμμικά κατά το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης (Σχ. 4.6.12) κατά το στάδιο αυτό, οι ωριαίες ροές υδρατμών δεν υπερβαίνουν τα 11,4 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (0,74 mm h<sup>-1</sup>) (Σχ. 4.6.12). Κατά το χειμώνα (περίοδος ληθάργου), που η φωτοσυνθετική δραστηριότητα έχει ανασταλεί, η διαθέσιμη ακτινοβολία είναι περιορισμένη και επικρατούν χαμηλές θερμοκρασίες, η ροή υδρατμών ελαχιστοποιείται και σχεδόν μηδενίζεται (Σχ. 4.6.12α). Βέβαια σποραδικά εμφανίζονται και θετικές ωριαίες πυκνότητες ροής, που σε καμιά περίπτωση δεν υπερβαίνουν τα 3,3 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (0,21 mm h<sup>-1</sup>). Οι ροές αυτές χαρακτηρίζονται από μεγάλη μεταβλητότητα και φυσικά συνοδεύονται από μικρή απορρόφηση ακτινοβολίας από το οικοσύστημα και αντιστοιχούν σε χρονικές περιόδους μετά από βροχή, που τα υγρά στοιχεία της φυτοκόμης σταδιακά στεγνώνουν αυξάνοντας την εξάτμιση.





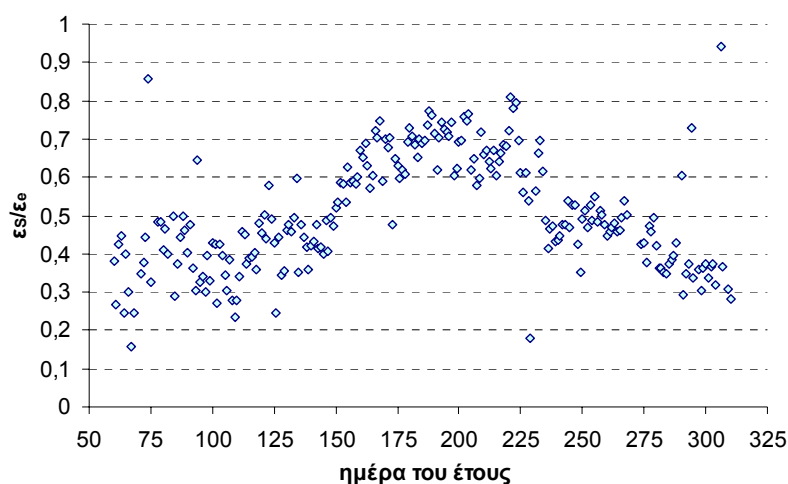
Σχήμα 4.6.12: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής υδρατμών και απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR για το δάσος του Μογγοστό από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων των ετών 1999 και 2000 (κάτω) και χωριστά για τρία βλαστικά στάδια ανάπτυξης (α, β, γ, άνω).

Μηδενικές είναι οι ωριαίες τιμές της πυκνότητας ροής υδρατμών κατά τη σχετικά βραχύχρονη περίοδο βλαστικής αύξησης, που καθορίζεται από τη διακοπή του ληθάργου των οφθαλμών και την σταδιακή ανάπτυξη του φυλλώματος μέχρι την ολοκλήρωσή του (Σχ. 4.6.12β). Τόσο την άνοιξη, όσο και το χειμώνα, διαπιστώθηκε ότι οι ροές νερού είναι σχεδόν μηδενικές ανεξάρτητα από τις απορροφούμενες ποσότητες φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, οι οποίες, ούτως ή άλλως, είναι περιορισμένες λόγω εποχής. Αντίθετα, κατά την περίοδο που το δάσος διαθέτει πλήρες φύλλωμα, καταγράφεται μια σαφής τάση αύξησης της παροχής υδρατμών προς την ατμόσφαιρα με την απορροφούμενη φωτοσυνθετικά ενεργή ακτινοβολία ( $R^2 = 0.77$ ) (Σχ. 3.7.12γ). Η κλίση της γραμμής τάσης είναι  $0,0034 \text{ mmol H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

$$\text{ανά } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ απορροφούμενης PAR ή } \varepsilon = \frac{\text{LE}}{\text{PAR}_{\text{απορ.}}} = \frac{0,0034 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}}{1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}} \Leftrightarrow$$

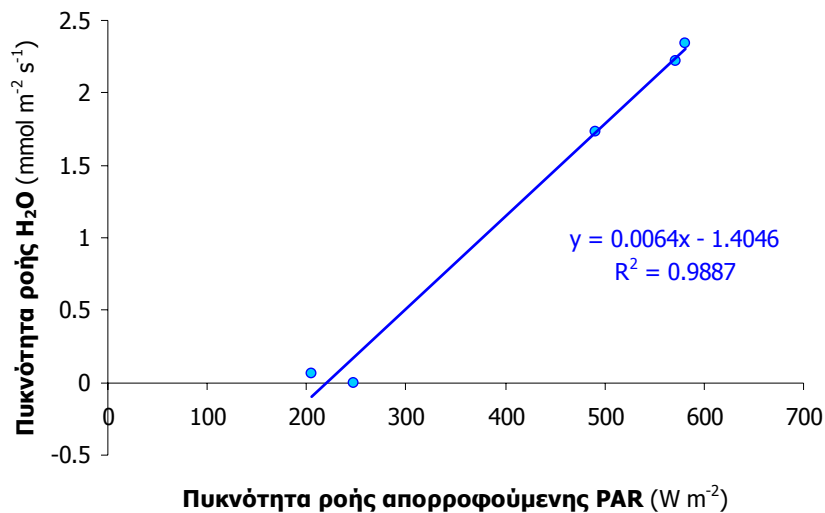
$$\varepsilon = \frac{0,0034 \cdot 18 \cdot 2,45 \text{ W m}^{-2} \text{ s}^{-1}}{0,217 \text{ W m}^{-2} \text{ s}^{-1}} = 0,69 .$$

Ο λόγος  $\epsilon$ , εκφράζει την αποτελεσματικότητα αξιοποίησης του ηλιακού φωτός για εξατμισοδιαπνοή ( $\epsilon_s/\epsilon_e$ , όπου  $\epsilon_s$  και  $\epsilon_e$  οι αποτελεσματικότητες αξιοποίησης της εξατμισοδιαπνοής και της PAR για παραγωγή φωτοσυνθετικών προϊόντων, αντίστοιχα) και η τιμή του για το Μογγαστό είναι μικρότερη από τις αντίστοιχες βρειότερων οικοσυστημάτων, που φτάνουν το 0,85 (Rauner 1976). Οι ημερήσιες τιμές του  $\epsilon$  παρουσιάζονται στο Σχ. 4.6.13, όπου διαπιστώνεται ότι κατά κανόνα σε καμιά περίοδο του έτους δεν πλησιάζει την τιμή των βόρειων δασών. Αυτό βέβαια θεωρείται αναμενόμενο για τα Μεσογειακού τύπου οικοσυστήματα, καθώς ο ελλειμματικός παράγοντας για την ανάπτυξη τους, ιδιαίτερα κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, είναι το νερό, περίοδο κατά την οποία η ακτινοβολία είναι μάλλον πλεονασματικός παράγοντας.



Σχήμα 4.6.13 : Ετήσια μεταβολή του λόγου αποτελεσματικής αξιοποίησης του ηλιακού φωτός για εξατμισοδιαπνοή,  $\epsilon = \epsilon_s/\epsilon_e$ , για το έτος 1999.

Από τη συσχέτιση των μέσων μηνιαίων πυκνοτήτων ροής της απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας ( $PAR_{\text{απορ.}}$ ) και των υδρατμών για όλη την περίοδο λήψης μετρήσεων, είτε αφορά το δάσος με φύλλωμα είτε χωρίς, προκύπτει το διάγραμμα του Σχ. 4.6.14. Διαπιστώνεται ότι σε μηνιαίες  $PAR_{\text{απορ.}}$  μικρότερες από  $220 \text{ W m}^{-2}$ , η ροή υδρατμών (εξατμισοδιαπνοή) παύει, ενώ σε μεγαλύτερες πυκνότητες ροής αυξάνει με μέσο ρυθμό  $0,64 \text{ mmol H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  για κάθε  $100 \text{ W m}^{-2}$  αύξηση της μέσης μηνιαίας  $PAR_{\text{απορ.}}$ .

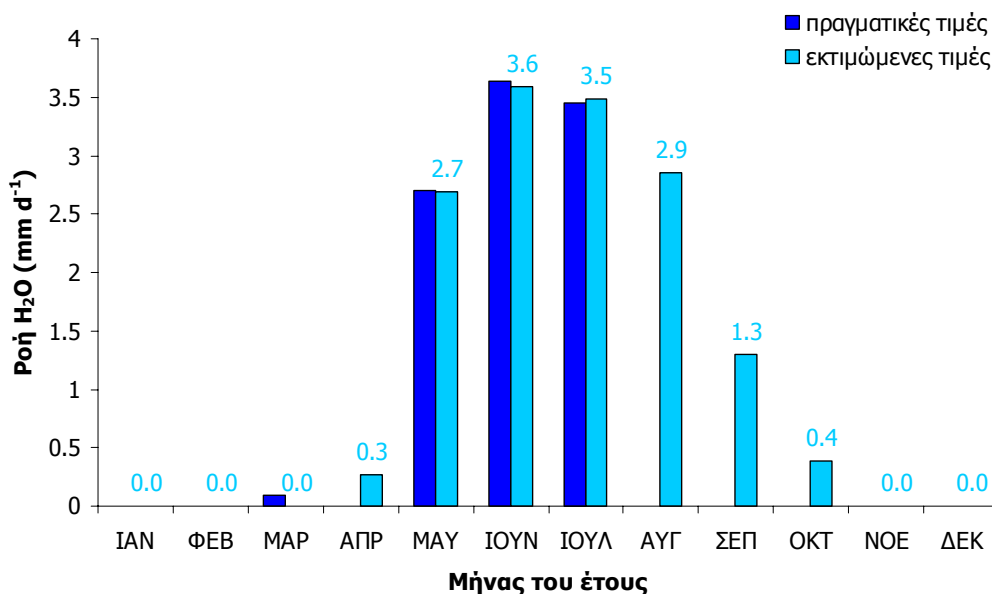


Σχήμα 4.6.14: Συσχέτιση μέσω μηνιαίων τιμών απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR από τη φωτοκόμη με τις μέσες τιμές πυκνότητας ροής  $H_2O$ , για τους μήνες Μάρτιο έως Ιούλιο των ετών 1999 και 2000. (Οι μέσες μηνιαίες τιμές έχουν εξαχθεί από τους αντίστοιχους μήνες μόνο εφόσον οι περιλαμβανόμενες μέρες τους ήταν πάνω από 20 ανά μήνα).

Η σχέση του Σχ. 4.6.14 μπορεί προσεγγιστικά να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό των απωλειών νερού από το δάσος, μέσω εξατμισοδιαπνοής, όταν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα απορροφούμενης ακτινοβολίας. Με βάση τη σχέση αυτή υπολογίστηκαν οι ροές εξατμισοδιαπνοής για το δάσος του Μογγοστού και οι μέσες ροές υδρατμών ανοίχτησαν σε επίπεδο ημέρας και παρουσιάζονται στο Σχ. 4.6.15.

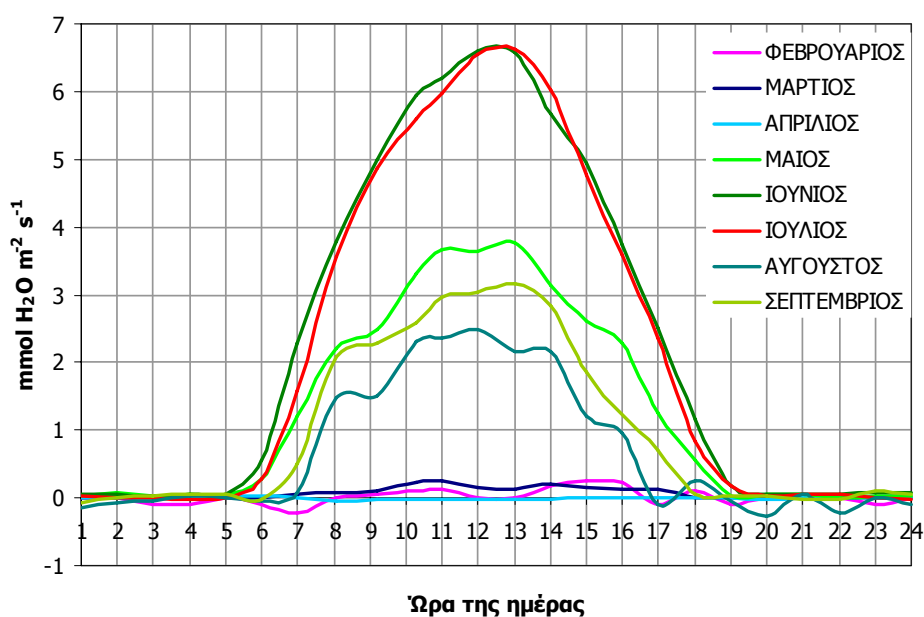
Έτσι, διαπιστώνεται ότι οι συνολικές ετήσιες καθαρές υδατικές ανάγκες του δάσους σε νερό ανέρχονται στα 440 mm, ενώ οι ρυθμοί εξατμισοδιαπνοής μεγιστοποιούνται τον Ιούνιο και τον Ιούλιο με μέσες τιμές 24ώρου περίπου 3,5 - 3,6 mm d<sup>-1</sup>. Ελάχιστες είναι οι απώλειες νερού, άρα και οι υδατικές ανάγκες του οικοσυστήματος, όλη τη χειμερινή περίοδο και μέχρι την ολοκλήρωση της βλαστικής ανάπτυξης, περί τα τέλη Απριλίου. Οι μέσοι ρυθμοί εξατμισοδιαπνοής φτάνουν τα 0,3 mm d<sup>-1</sup> τον Απρίλιο και μεγεθύνονται απότομα το Μάιο (2,7 mm d<sup>-1</sup>). Τον Αύγουστο, παρά το ότι το φύλλωμα παραμένει φωτοσυνθετικά ενεργό, η εξατμισοδιαπνοή μειώνεται σε σχέση με τους προγενέστερους μήνες, εξαιτίας της περιορισμένης διαθεσιμότητας νερού στο έδαφος, που οδηγεί σε μειωμένη απορρόφηση ακτινοβολίας (βλ. κεφ. 4.1). Μετά τον Αύγουστο, οι ρυθμοί

εξατμισοδιαπνοής μειώνονται ακόμα περισσότερο, καθώς το φύλλωμα γερνά και οι θερμοκρασίες αλλά και η ακτινοβολία μειώνονται, περιορίζοντας τους φωτοσυνθετικούς ρυθμούς και συνεπώς την παραγωγή υδρατμών.



Σχήμα 4.6.15: Μέσες μηνιαίες πραγματικές (μετρούμενες) και εκτιμώμενες τιμές εξατμισοδιαπνοής από εφαρμογή της σχέσης  $F_{H_2O} = 0.0064 \cdot PAR_{abs} - 1.4046$  (με τη συνθήκη όταν  $F_{H_2O} < 0$  τότε  $F_{H_2O} = 0$ , όπου  $F_{H_2O}$ : η ροή υδρατμών). Η συνολική κατανάλωση νερού υπολογίζεται κατά προσέγγιση σε περίπου 440 mm.

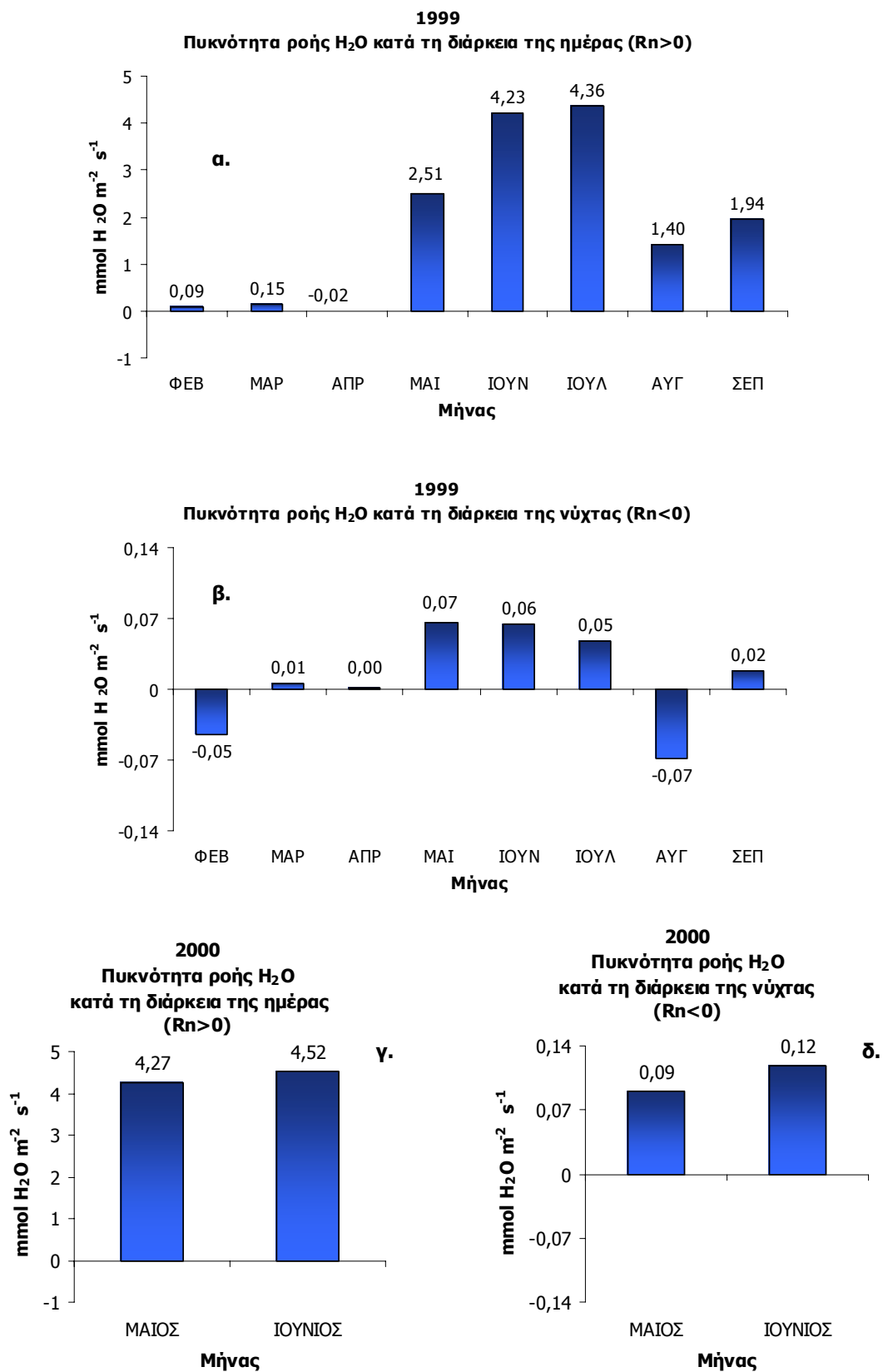
Σε ημερήσια βάση, η εξατμισοδιαπνοή μεγιστοποιείται το μεσημέρι των μηνών κατά τους οποίους το δάσος διαθέτει φύλλωμα, έστω και μερικώς αναπτυγμένο ή γηρασμένο, ενώ παραμένει σχεδόν μηδενική όλες τις ώρες της ημέρας της χειμερινής περιόδου, όπως προκύπτει από τις κυμάνσεις του Σχ. 4.6.16 από δεδομένα του 1999. Η μέση μέγιστη ωριαία ροή υδρατμών εντοπίζεται τα μεσημέρια του Ιουνίου και του Ιουλίου και φτάνει περίπου τα 6,6 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ή 0,43 mm h<sup>-1</sup>. Ο Αύγουστος έχει ιδιαίτερα μειωμένες πυκνότητες ροής υδρατμών με μέση μέγιστη τιμή 2,5 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ή 0,16 mm h<sup>-1</sup>. Τον Μάιο, όταν το φύλλωμα είναι νεαρό, η αντίστοιχη μέση μέγιστη ροή είναι μικρότερη από 3,8 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> ή 0,25 mm h<sup>-1</sup> και γίνεται ακόμα μικρότερη τον Σεπτέμβριο (περίπου 3 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) καθώς το φύλλωμα αρχίζει να γηράσκει.



Σχήμα 4.6.16: Μέσες ημερήσιες κόμανσης της πυκνότητας ροής υδρατμών κατά τη διάρκεια μηνών του έτους 1999.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας ( $R_n > 0$ ), οι ροές νερού είναι θετικές και μέγιστες τους μήνες Ιούνιο και Ιούλιο 1999, με μέσους ρυθμούς 4,23 και 4,36  $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , αντίστοιχα (Σχ. 4.6.17α). Τον Αύγουστο, η αντίστοιχη τιμή είναι μόλις 1,40  $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  λόγω περιορισμένης εδαφικής υγρασίας, που αναστέλλει την ανάπτυξη, όμως το Σεπτέμβριο οι βροχοπτώσεις τείνουν να αποκαταστήσουν τους ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής και η ροή υδρατμών αυξάνει λίγο, στα 1,94  $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , καθώς η ηλικία των φύλλων αρχίζει να αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα ανάπτυξης. Σχεδόν μηδενικές είναι οι ροές υδρατμών τον Απρίλιο, καθώς μόλις κατά το δεύτερο δεκαπενθήμερο αυτού του μήνα αρχίζει η βλαστική αύξηση.

Οι αντίστοιχες νυχτερινές ροές ( $R_n < 0$ ) έχουν περιορισμένες τιμές όλους τους μήνες (Σχ. 4.6.17β) και φτάνουν (κατά μέσο ωριαίο όρο) τα 0,07  $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  το Μάιο, λόγω της αυξημένης υγρασίας του νεκρού φυλλοστρώματος στην εδαφική επιφάνεια, που σε συνδυασμό με τις σχετικά ευνοϊκές θερμοκρασίες, εντείνουν την αναπνοή των μικροοργανισμών εδάφους για αποδόμηση της οργανικής ουσίας. Βέβαια, οι ρυθμοί με τους οποίους πραγματοποιείται αυτή η διεργασία είναι περιορισμένοι, καθώς ποτέ δεν επιτυγχάνονται βέλτιστες θερμοκρασιακές συνθήκες στο δασικό έδαφος, με αντίστοιχες επιπτώσεις στη ροή υδρατμών τη νύχτα αλλά και την ημέρα.



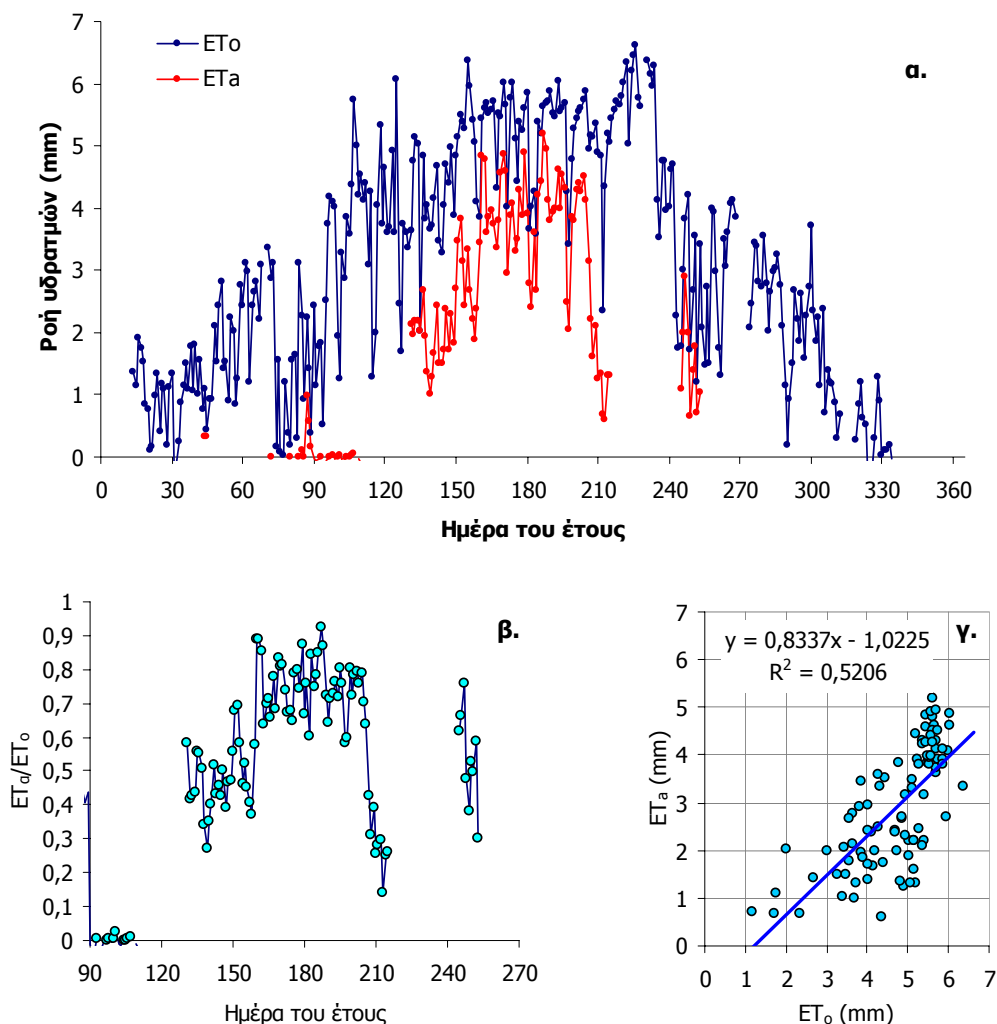
Σχήμα 4.6.17: Μέσες πικνότητες ροής υδρατμών ημέρας (Rn>0) και νύχτας (Rn<0) για μήνες των ετών 1999 (α και β, αντίστοιχα) και 2000 (γ και δ, αντίστοιχα).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι νυχτερινές ροές του Αυγούστου, που γίνονται αρνητικές υποδεικνύοντας αντίστροφη κίνηση υδρατμών από την ατμόσφαιρα προς το οικοσύστημα. Πιθανώς οφείλονται στο ιδιαίτερα ξηρό περιβάλλον, που οδηγεί σε περιορισμό της αναπνοής τόσο των δένδρων όσο και του εδάφους (μείωση των θετικών ροών) και αναστέλλει την παροχή νερού στην ατμόσφαιρα. Ταυτόχρονα, οι σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες της νύχτας φαίνεται να οδηγούν σε συμπύκνωση υδρατμών στο φύλλωμα, δικαιολογώντας έτσι την αρνητική ροή. Ο μηχανισμός αυτός μπορεί να οδηγήσει σε μικρή αύξηση της υδατοδιαθεσιμότητας για τη βλάστηση, όμως με μικρή επίδραση, καθώς το υδατικό περιεχόμενο του οικοσυστήματος είναι πολύ περιορισμένο. Έτσι, παρά την προσθήκη νερού από την ατμόσφαιρα, το δάσος διατηρεί χαμηλούς ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής την ημέρα, με αντίστοιχες επιπτώσεις στην απορρόφηση ακτινοβολίας, που, για όσο διαρκεί η υδατική καταπόνηση, περιορίζεται, όπως άλλωστε προκύπτει και από τις σχετικές ροές ακτινοβολίας (κεφ. 4.1).

Συγκρίνοντας τις ροές Μαΐου και Ιουνίου των ετών 1999 και 2000 διαπιστώνεται αυξημένη απώλεια νερού με τη μορφή υδρατμών το 2000 (πριν την εκδήλωση πυρκαγιάς τον Ιούλιο), τόσο την ημέρα (Σχ. 4.6.17α και 4.6.17γ) όσο και τη νύχτα (Σχ. 4.6.17β και 4.6.17δ). Οι αυξημένες ροές αυτού του διμήνου του 2000 δεν οφείλονται σε υπερεπάρκεια εδαφικού νερού αλλά στην αυξημένη ξηρότητα της ατμόσφαιρας. Έτσι, προκαλείται εντατική ξήρανση της φυσικής επιφάνειας όλο το 24ωρο, για δύο τουλάχιστον μήνες (για τους οποίους υπάρχουν διαθέσιμα στοιχεία). Φαίνεται, λοιπόν, ότι το 2000 ήδη από το Μάιο υπήρχαν ευνοϊκές συνθήκες, τόσο μετεωρολογικές όσο και υδατικές ώστε να δημιουργηθεί ένα εύφλεκτο δασικό οικοσύστημα, που θα μπορούσε να διευκολύνει την έναρξη και ακόμα περισσότερο την εξάπλωση της δασικής πυρκαγιάς του Ιουλίου.

Η μέτρηση των απωλειών νερού στα δασικά οικοσυστήματα είναι ιδιαίτερα δύσκολη, καθώς αποκλίνουν σημαντικά από τις συνήθεις ομοιόμορφες γεωργικές καλλιέργειες, αν και γενικά προσομοιάζουν περισσότερο με τις δενδρώδεις, τόσο ως προς τη δομή όσο και ως προς τις λειτουργίες τους. Έτσι, η εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής για τον προσδιορισμό των υδατικών αναγκών των δασών με τη χρήση κοινών εμπειρικών μοντέλων, που χρησιμοποιούνται στις ομοιογενείς φυτοκαλλιέργειες, θεωρείται μάλλον παρακινδυνευμένη. Παρόλα αυτά, για το Μογγοστό επιχειρήθηκε ο υπολογισμός της ημερήσιας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς,

$ET_o$ , με τη μέθοδο Penman Monteith χρησιμοποιώντας μετεωρολογικά στοιχεία σε ύψος περίπου 2 m πάνω από την κορυφή των δένδρων (στην υψομετρική στάθμη 15,39 m). Τα αποτελέσματα των υπολογισμών παρουσιάζονται μαζί με την πραγματική εξατμισοδιαπνοή,  $ET_a$ , στο Σχ. 4.6.18.



Σχήμα 4.6.18: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις της πυκνότητας ροής υδρατμών,  $ET_a$ , και της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς,  $ET_o$ , (α) καθώς και του λόγου (β) και της συσχέτισης (γ) τους (με βάση δεδομένα του 1999).

Οι τιμές της  $ET_o$  είναι αυξημένες σε σχέση με την  $ET_a$  (Σχ. 4.6.18α), ενώ ο λόγος  $ET_a/ET_o$  παίρνει τιμές που κυμαίνονται έως και 0,90 κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη (Σχ. 4.6.18β). Τον Αύγουστο και για όσο διαρκεί η υδατική καταπόνηση οι τιμές του λόγου γίνονται μικρότερες από 0,4, ενώ για όλη την περίοδο βλαστικής ανάπτυξης η τιμή του λόγου είναι περίπου 0,83, όπως προκύπτει από τη γραμμική συσχέτιση των παραμέτρων  $ET_a$  και  $ET_o$  (Σχ. 4.6.18γ).

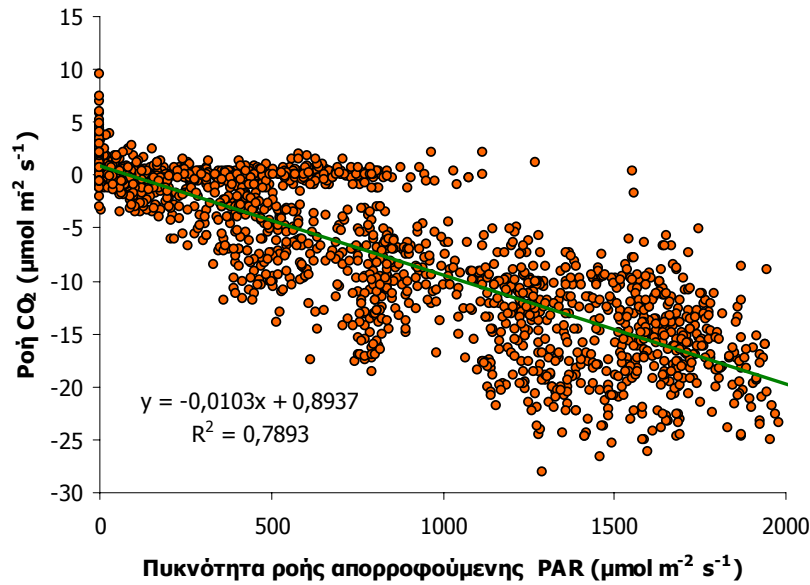
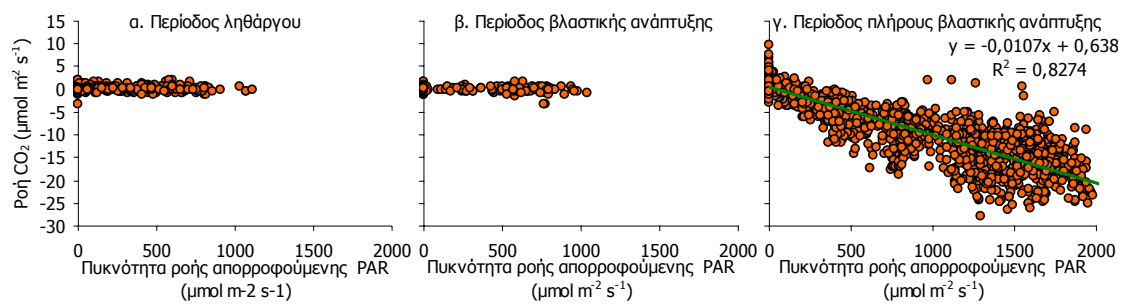


Ιδιαίτερα για το Μάιο και τον Ιούνιο, οι υδατικές συνθήκες στο έδαφος δεν αποτελούν περιοριστικό παράγοντα για την ανάπτυξη του δρυοδάσους και δεν θα ήταν σημαντικό σφάλμα να θεωρηθεί ότι οι αντίστοιχες τιμές του λόγου  $ET_a/ET_o$  (0,55 και 0,78) εκφράζουν το γνωστό φυτικό συντελεστή  $K_c$  για την εκτίμηση των μέγιστων υδατικών αναγκών σε σχέση με την  $ET_o$  ( $ET_{max}=K_c ET_o$ ). Μάλιστα, ιδιαίτερα για τον Ιούνιο ο  $K_c$  αντιστοιχεί σε πλήρως ενήλικο και φωτοσυνθετικά ενεργό φύλλωμα και μπορεί να χρησιμοποιηθεί με αρκετά μεγάλη ασφάλεια σε εκτιμήσεις των μέγιστων υδατικών αναγκών του δρυοδάσους.

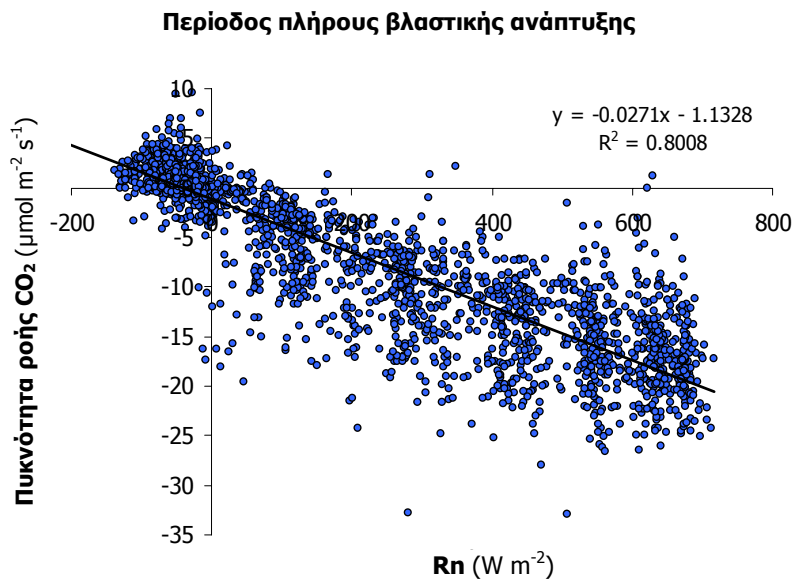
#### 4.6.2.3. Ροή $CO_2$

Το  $CO_2$  που απορροφάται από το οικοσύστημα αποθηκεύεται με τη μορφή άνθρακα μετά από τις απαραίτητες διεργασίες παραγωγής φωτοσυνθετικών προϊόντων. Έτσι, το  $CO_2$ , εκτός από σημαντικό ρόλο, είναι στοιχείο απαραίτητο για την ανάπτυξη των οικοσυστημάτων. Οι ρυθμοί απορρόφησης  $CO_2$  και κατ'επέκταση αποθήκευσης άνθρακα στα δάση, καθορίζονται από τους ρυθμούς πρόσληψης ηλιακής ακτινοβολίας. Από την άλλη πλευρά, το δασικό οικοσύστημα αποβάλλει άνθρακα, πάλι με τη μορφή  $CO_2$ , στην ατμόσφαιρα, ως αποτέλεσμα της αναπνοής των αυτότροφων και ετερότροφων οργανισμών που ζουν και αναπτύσσονται μέσα σε αυτό.

Το ισοζύγιο μεταξύ εκπομπής και απορρόφησης ποσοτήτων  $CO_2$  συνιστά την καθαρή παραγωγικότητα του οικοσυστήματος. Στο Μογγοστό, η απορρόφηση  $CO_2$  παρουσιάζει αρκετά ισχυρή συσχέτιση με τις ποσότητες προσλαμβανόμενης ακτινοβολίας (εκφραζόμενες μέσω της απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής  $PAR_{απορ.}$  και του ισοζυγίου ακτινοβολίας  $R_n$ ). Οι συντελεστές συσχέτισης των ωριαίων πυκνοτήτων ροής  $CO_2$  με τις αντίστοιχες της  $PAR_{απορ.}$  (0,83) και της  $R_n$  (0,80) είναι μεγαλύτεροι κατά το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης (οπότε και διαπιστώνεται η γραμμική τάση), δηλαδή όταν το δάσος έχει πλήρως αναπτυγμένο φύλλωμα (Σχ. 4.6.19 και 4.6.20).

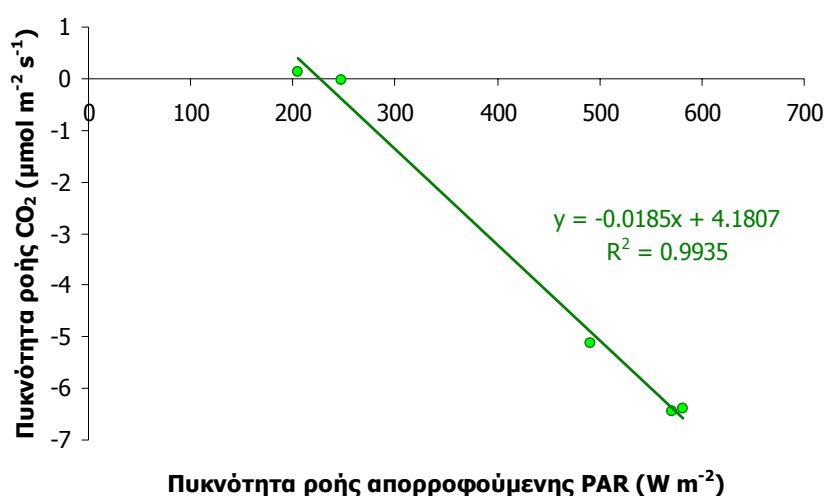


Σχήμα 4.6.19: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> και απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR για το δάσος του Μογγοστού από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων των ετών 1999 και 2000 (κάτω) και χωριστά για τρία βλαστικά στάδια ανάπτυξης (α, β, γ, πάνω).



Σχήμα 4.6.20: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> και του ισοζυγίου ακτινοβολίας Rn για το δάσος του Μογγοστού από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων των ετών 1999 και 2000 κατά τη διάρκεια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης.

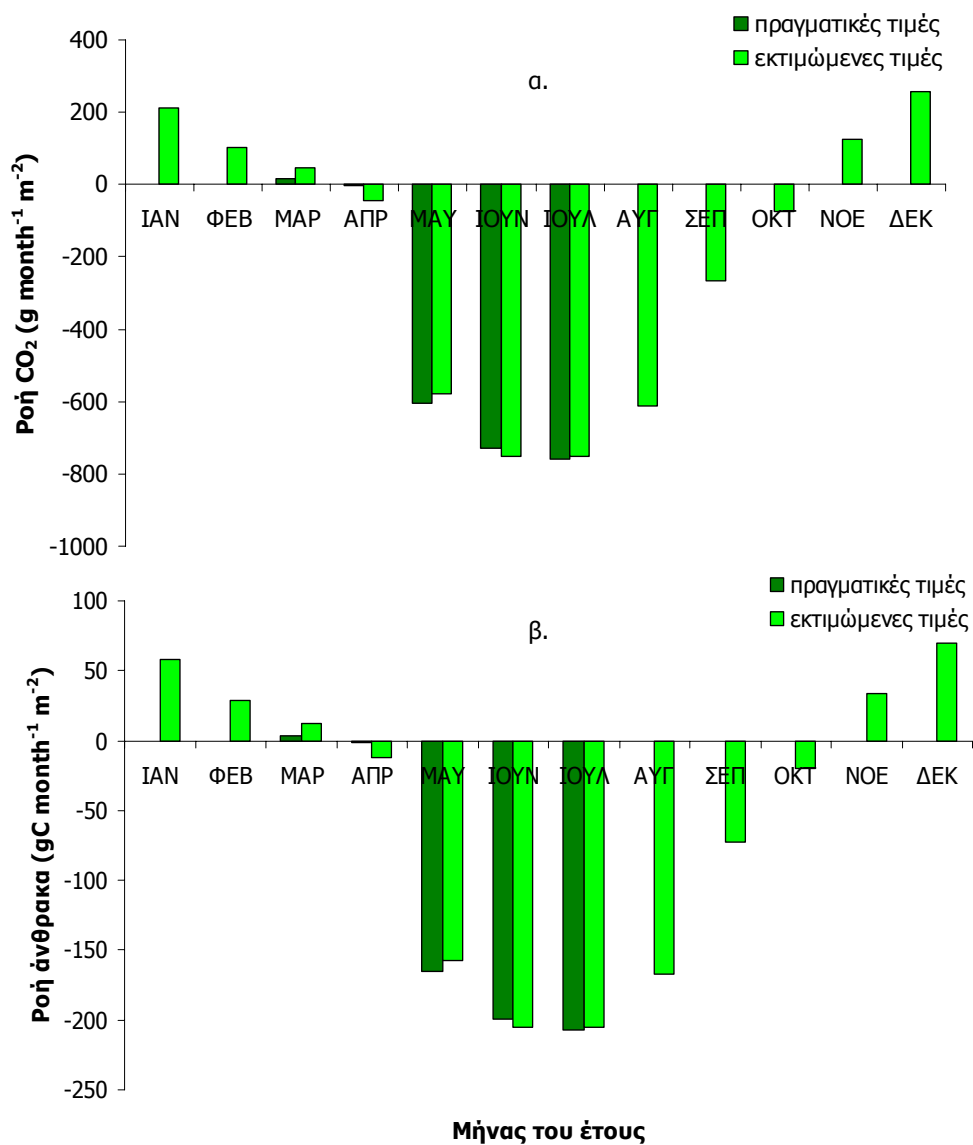
Οι ροές CO<sub>2</sub> είναι σχεδόν μηδενικές όταν το δάσος δε διαθέτει φύλλωμα ή βρίσκεται στο στάδιο σχηματισμού φυλλώματος, και μεγεθύνονται, όταν είναι ενήλικο και φωτοσυνθετικά πλήρως ενεργό. Σε αυτό το τελευταίο στάδιο, η απορρόφηση (αρνητικές ροές) CO<sub>2</sub> σε ωριαία βάση αυξάνει κατά 0,011 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> για κάθε πρόσθετο μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> απορροφούμενης PAR ή 0,027 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> για κάθε πρόσθετο W m<sup>-2</sup> της Rn. Οι πυκνότητες ροής CO<sub>2</sub> σχετίζονται αρκετά ικανοποιητικά και με τις μέσες πυκνότητες ροής απορροφούμενης PAR σε μηνιαία βάση, όπως φαίνεται στο Σχ. 4.6.21. Από τη γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ των μεγεθών προκύπτει ότι η έναρξη απορρόφησης CO<sub>2</sub> από το οικοσύστημα συμβαίνει όταν η μέση μηνιαία απορρόφηση PAR είναι μεγαλύτερη από 220 W m<sup>-2</sup>, περίπου.



Σχήμα 4.6.21: Σχολίαση μέσω μηνιαίων τιμών απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR από τη φωτοκόμηση με τις μέσες τιμές πυκνότητας ροής CO<sub>2</sub>, για τους μήνες Μάρτιο έως Ιούλιο των ετών 1999 και 2000. Οι μέσες μηνιαίες τιμές έχουν εξαχθεί από τους αντίστοιχούς μήνες μόνο εφόσον οι περιλαμβανόμενες μέρες τους ήταν πάνω από 20 ανά μήνα.

Με βάση τη σχέση του Σχ. 4.6.21 είναι δυνατός ο προσδιορισμός των ροών CO<sub>2</sub> σε μηνιαία βάση. Για το Μογγαστό, οι εκτιμώμενες και οι πραγματικές μηνιαίες ροές παρουσιάζονται στο Σχ. 4.6.22, όπου διαπιστώνεται μια καθαρή ετήσια απορρόφηση CO<sub>2</sub> που αντιστοιχεί σε αποθήκευση άνθρακα στο οικοσύστημα της τάξης των 637 g C m<sup>-2</sup> y<sup>-1</sup> ή 6,37 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, ποσότητα που θεωρείται αναμενόμενη για τα μεσογειακά οικοσυστήματα (Valentini et al. 2000). Το δάσος λοιπόν σε ετήσια βάση φαίνεται να λειτουργεί ως καταβόθρα CO<sub>2</sub> αποθηκεύοντας ποσότητες άνθρακα. Βέβαια, κατά τη διάρκεια του έτους, λειτουργεί τόσο ως καταβόθρα (όταν διαθέτει φύλλα) όσο και ως πηγή εκπομπής CO<sub>2</sub> (το χειμώνα και για όσο τα φύλλα δεν είναι πλήρως φωτοσυνθετικά ενεργά). Οι μεγαλύτεροι καθαροί ρυθμοί

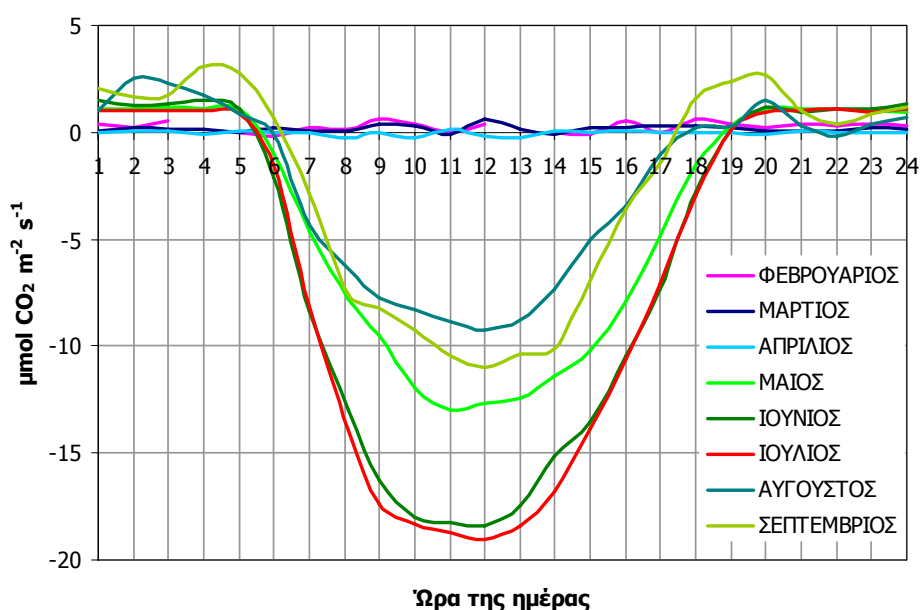
απορρόφησης CO<sub>2</sub> επιτυγχάνονται τον Ιούνιο και τον Ιούλιο και φτάνουν περίπου τα 752 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>, που αντιστοιχούν στην αποθήκευση περίπου 200 g C m<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>. Οι ρυθμοί απορρόφησης σταδιακά μειώνονται τους επόμενους μήνες και σχεδόν μηδενίζονται περί τον Οκτώβριο καθώς το φύλλωμα παύει να φωτοσυνθέτει. Τους χειμερινούς μήνες δεν εμφανίζεται αξιόλογη φωτοσυνθετική δραστηριότητα και τότε οι εκπομπές λόγω αναπνοής υπερκαλύπτουν την απορρόφηση για φωτοσύνθεση, με τελικό αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό της ατμόσφαιρας με CO<sub>2</sub>. Τους μήνες αυτούς (κυρίως από Νοέμβριο έως Φεβρουάριο) το οικοσύστημα λειτουργεί ως πηγή CO<sub>2</sub> και χάνει άνθρακα, με ρυθμούς που μεγιστοποιούνται το Δεκέμβριο και δεν υπερβαίνουν τα 100 g C m<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>.



Σχήμα 4.6.22: Μέσες μηνιαίες εκτιμώμενες και μετρούμενες (πραγματικές) ποσότητες απορροφούμενου (α) CO<sub>2</sub> και (β) άνθρακα από το δάσος του Μογγοστό. Οι εκτιμώμενες τιμές προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης  $FCO_2 = -0.0185 \cdot PAR_{\text{απορ.}} + 4.1807$ . Η συνολική ετήσια παραγωγή άνθρακα υπολογίζεται κατά προσέγγιση σε 637 g C m<sup>-2</sup>.

Η συνολική απορρόφηση CO<sub>2</sub> κατά τη διάρκεια του έτους είναι 2,33 kg CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> ή 2,33 t CO<sub>2</sub> στρέμμα<sup>-1</sup>, ποσότητα που αντιστοιχεί σε ετήσιους ρύπους 1,64 επιβατικών αυτοκινήτων νέας τεχνολογίας (θεωρώντας εκπομπή 140 g CO<sub>2</sub> km<sup>-1</sup> και ετήσια χρήση για 10.000 km). Έτσι, το δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού συνολικής έκτασης 580 ha, απορροφά ετησίως 13.514 t CO<sub>2</sub>, που αντιστοιχούν σε εκπομπές 9.653 επιβατικών αυτοκινήτων. Θεωρώντας μια μέση πυκνότητα δένδρων ίση με 3.200 δένδρα ανά στρέμμα (στο δασικό οικοσύστημα η πυκνότητα κυμαίνεται από 1975 δένδρα ha<sup>-1</sup> στις περιοχές με ενήλικα δένδρα έως 4500 δένδρα/ha στις περιοχές όπου υπάρχουν μόνο νεαρά δένδρα), η παραπάνω απορρόφηση CO<sub>2</sub> αντιστοιχεί σε 7,3 kg CO<sub>2</sub> δένδρο<sup>-1</sup> ή διαφορετικά απαιτούνται 192 περίπου δένδρα δρυός για την απορρόφηση των ετήσιων ρύπων ενός επιβατικού αυτοκινήτου.

Οι ροές CO<sub>2</sub> διαφοροποιούνται εντονότερα κατά τη διάρκεια της ημέρας. Οι 24ωρες κυμάνσεις για ενδεικτικούς μήνες του 1999 παρουσιάζεται στο Σχ. 4.6.23.



Σχήμα 4.6.23: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις των πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> για διάφορους μήνες του 1999.

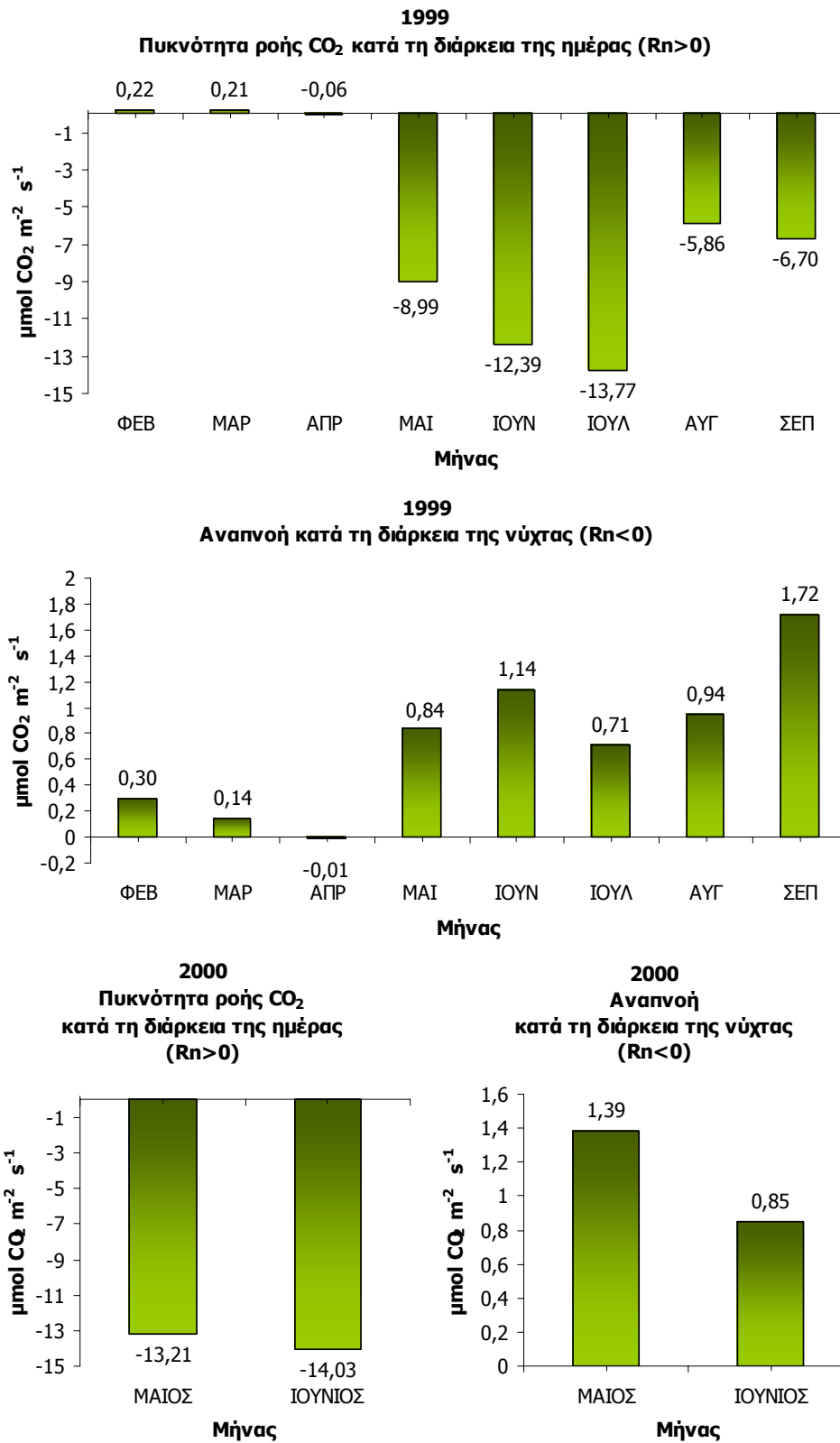
Η μέγιστη απορρόφηση εντοπίζεται το μεσημέρι, ενώ οι ροές CO<sub>2</sub> ακολουθούν γενικά την κανονική κατανομή με μεγαλύτερες αρνητικές τιμές την ημέρα και μικρότερες (σχεδόν μηδενικές έως ελαφρά θετικές) τη νύχτα. Οι πυκνότητες ροής του μεσημεριού γίνονται μέγιστες το καλοκαίρι και ιδιαίτερα τον Ιούνιο και τον Ιούλιο, με μέση τιμή ώρας περίπου 19 μmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (ή 0,82 g C m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>), καθώς η εδαφική υγρασία δεν έχει αρχίσει να αποτελεί

ανασταλτικό παράγοντα ανάπτυξης, ενώ η διαθεσιμότητα ηλιακής ακτινοβολίας είναι μέγιστη. Οι μήνες εκτός πλήρους βλαστικής περιόδου χαρακτηρίζονται από σχεδόν μηδενικές ροές CO<sub>2</sub>, όλο το 24ωρο, ακόμα και το μεσημέρι.

Συγκρίνοντας τις ροές CO<sub>2</sub> μεταξύ ημέρας (Rn>0) και νύχτας (Rn<0), διαπιστώνεται έξαρση απορρόφησης κατά τη διάρκεια της ημέρας, που μεγιστοποιείται τον Ιούλιο και φτάνει κατά μέση τιμή τα 13,55 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (Σχ. 4.6.24). Οι αντίστοιχες μικρότερες τιμές είναι σχεδόν μηδενικές και αφορούν τις περιόδους πριν την ολοκληρωμένη ανάπτυξη του φυλλώματος. Οι ροές ημέρας του CO<sub>2</sub> είναι αρκετά μικρές (και με βάση τη διαθεσιμότητα ενέργειας, μη αναμενόμενες) τον Αύγουστο, εξαιτίας της περιορισμένης εδαφικής υγρασίας και της αυξημένης ξηρότητας της ατμόσφαιρας. Το συγκεκριμένο μήνα, η μείωση της παραγωγικότητας (απορρόφησης CO<sub>2</sub> και αποθήκευσης C) επιβραδύνει τους ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής και κατά συνέπεια περιορίζει τις απώλειες νερού, αποτελώντας έναν προσαρμοστικό μηχανισμό επιβίωσης των δένδρων στο μεσογειακό κλίμα. Το Σεπτέμβριο, παρά τη μερική αποκατάσταση της εδαφικής υγρασίας, η ηλικία των φύλλων αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα στην αύξηση της παραγωγικότητας του οικοσυστήματος.

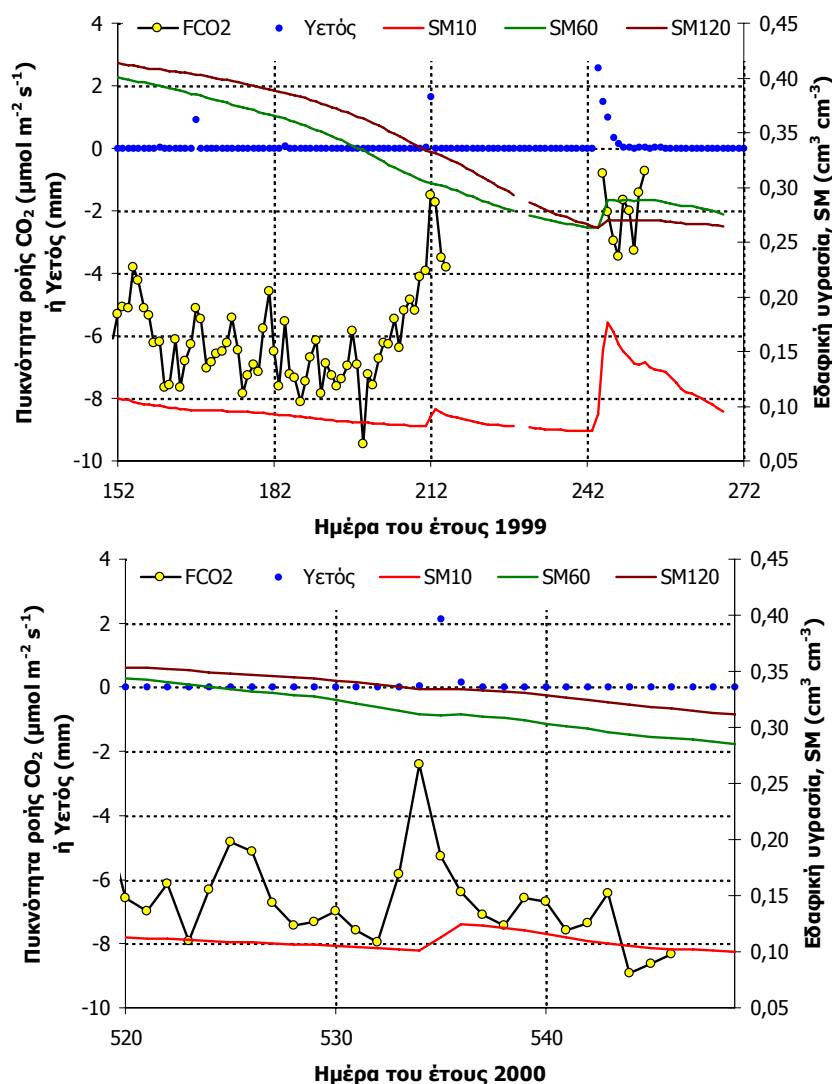
Τη νύχτα (Rn<0), οι ροές CO<sub>2</sub> είναι σαφώς μικρότερες κατά απόλυτη τιμή και οι μέσες μηνιαίες τιμές δεν υπερβαίνουν, κατά μέσο όρο της νυχτερινής περιόδου, τα 1,5 μmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Βέβαια, αυτές τις ώρες του 24ώρου, οι ροές γίνονται θετικές (ανεξαρτήτως εποχής) υποδεικνύοντας απελευθέρωση CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα, λόγω αναπνοής. Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί απώλειας C καταγράφονται το Σεπτέμβριο, καθώς η μειωμένη απορρόφηση ακτινοβολίας από το φύλλωμα και η επαρκής εδαφική υγρασία, σε συνδυασμό με τις αρκετά υψηλές θερμοκρασίες αέρα ευνοούν την αποδόμηση της οργανικής ουσίας στην εδαφική επιφάνεια, οδηγώντας σε αύξηση της αποδέσμευσης άνθρακα με τη μορφή CO<sub>2</sub> από το οικοσύστημα προς την ατμόσφαιρα. Τους μήνες που το δάσος διαθέτει πλήρες και ενεργό φύλλωμα, οι αντίστοιχες ροές κυμαίνονται από 0,71 μmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> τον Ιούλιο έως 1,14 μmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> τον Ιούνιο. Τον Απρίλιο, οι τιμές σχεδόν μηδενίζονται, ενώ το χειμώνα είναι γενικά χαμηλές (μικρότερες από 0,29 μmol CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>). Σε σύγκριση με το 1999 οι ρυθμοί απορρόφησης CO<sub>2</sub> τον Ιούνιο του 2000 (λίγο πριν την εκδήλωση πυρκαγιάς) ήταν ακόμα μεγαλύτερες κατά τη διάρκεια της ημέρας και έφτασαν τα 14,03 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (αυξημένοι κατά 1,73 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>). Φαίνεται ότι οι αυξημένες θερμοκρασίες οδήγησαν σε αύξηση της εξατμισοδιαπνοής και της απορρόφησης CO<sub>2</sub>

από την ατμόσφαιρα. Βέβαια, η αντίστοιχη απώλεια άνθρακα τη νύχτα ήταν κατά  $0,29 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  μικρότερη, υποδεικνύοντας περιορισμό της κυτταρικής αναπνοής των αυτότροφων και ετερότροφων οργανισμών του οικοσυστήματος.



Σχήμα 4.6.24: Μέσες πυκνότητες ροής CO<sub>2</sub> ημέρας (Rn>0) και νύχτας (Rn<0) για μήνες των ετών 1999 και 2000.

Φαίνεται, λοιπόν, ότι το 2000 κατά τις νύχτες του Ιουνίου, οι υψηλές θερμοκρασίες είχαν οδηγήσει σε ξήρανση του επιφανειακού στρώματος του εδάφους αλλά και του νεκρού φυλλοστρώματος, εμποδίζοντας την αποδημητική λειτουργία των εδαφικών οργανισμών. Ταυτόχρονα, οι ιδιαίτερα ξηρές συνθήκες ίσως οδήγησαν σε περιορισμό της αναπνοής των φυτών μέσω περιορισμού του ανοίγματος των στοματιών των φύλλων, προκαλώντας μειωμένες ροές CO<sub>2</sub>. Βέβαια, στο έδαφος, ακόμα και τότε, ο ανασταλτικός παράγοντας δεν ήταν η θερμοκρασία αλλά η περιορισμένη υγρασία της επιφάνειάς του, εμποδίζοντας την αναπνοή των εδαφικών οργανισμών κατά τη νύχτα, αλλά όχι και τη φωτοσυνθετική λειτουργία των αυτότροφων οργανισμών κατά την ημέρα, εξαιτίας της ικανότητάς τους για απορρόφηση νερού από βαθύτερα στρώματα.



Σχήμα 4.6.25: Συμμεταβολή ροών FCO<sub>2</sub> με τις επικρατούσες συνθήκες εδαφικής υγρασίας (SM) σε βάθη 10, 60 και 120 cm από την επιφάνεια καθώς και με τον νετό, για επιλεγμένες ημέρες των ετών 1999 και 2000, όπου παρατηρήθηκαν και βροχοπτώσεις.



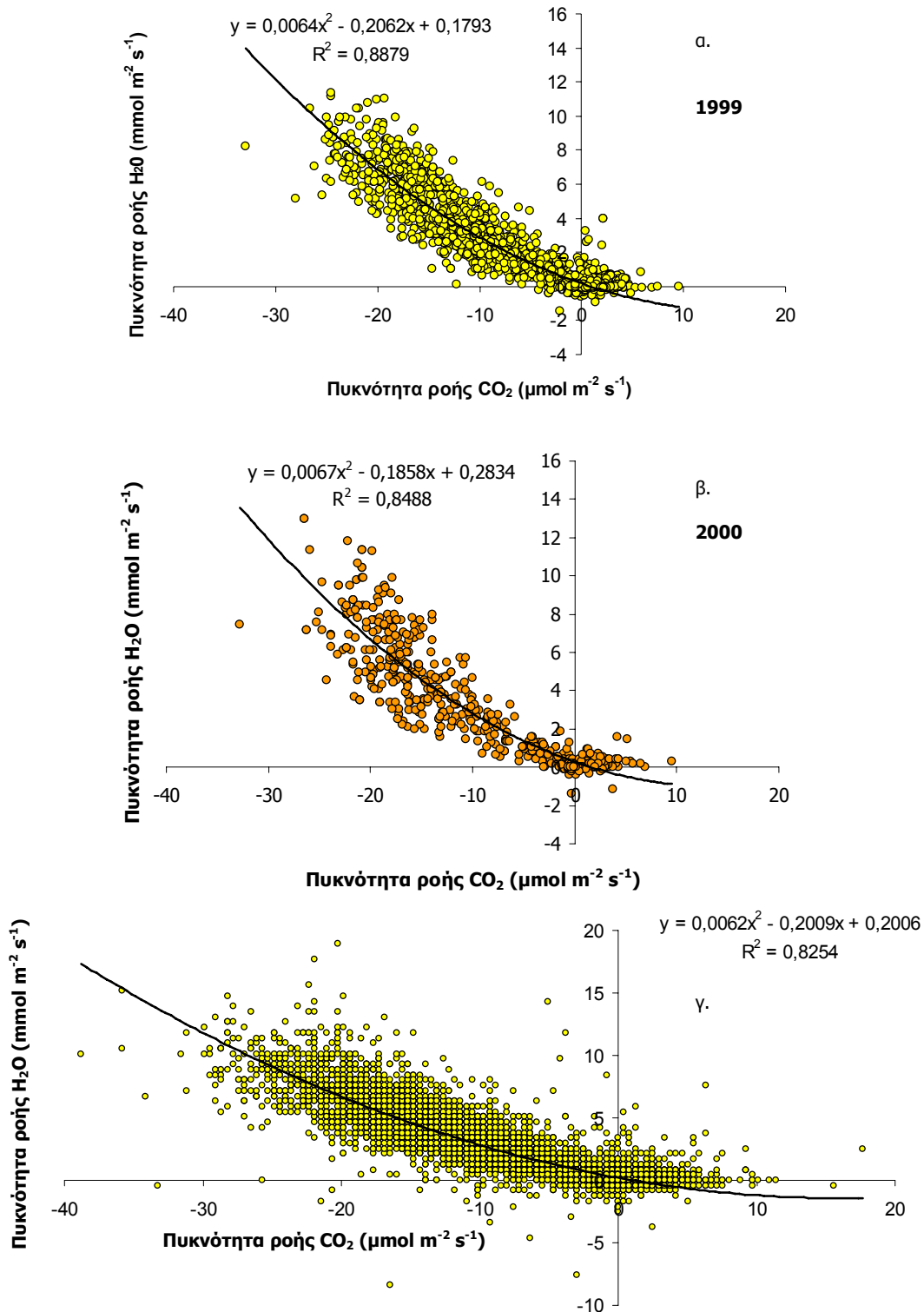
Επίδραση στη μέτρηση των ροών CO<sub>2</sub> έχουν οι βροχοπτώσεις, οι οποίες οδηγούν σε μειωμένη απορρόφηση CO<sub>2</sub> (Σχ. 4.6.25). Βέβαια, οι μειωμένες τιμές σε τέτοιες περιόδους θεωρούνται αναμενόμενες καθώς συνοδεύονται από νεφώσεις που περιορίζουν τις πυκνότητες ροής εισερχόμενης και συνεπώς απορροφούμενης ακτινοβολίας. Παρόλα αυτά, οι ροές σε τέτοιες περιπτώσεις δε θεωρούνται αντικειμενικές και θα πρέπει να αντιμετωπίζονται με προσοχή, όπως άλλωστε προτείνεται και από τους κατασκευαστές των οργάνων μέτρησης και καταγραφής ροών CO<sub>2</sub>.

#### 4.6.2.4. Συγκριτικές μεταβολές-περιβαλλοντικές επιδράσεις

Συγκρίνοντας τα δεδομένα του Μογγοστού με εκείνα, άλλων Ευρωπαϊκών και Μεσογειακών περιοχών, προκύπτει ότι η καθαρή παραγωγικότητά (NEP=NPP-R<sub>A</sub>, όπου NPP η απορρόφηση άνθρακα για φωτοσύνθεση και R<sub>A</sub> η απώλεια λόγω αναπνοής των φυτών) είναι 6,37 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, τιμή που βρίσκεται πολύ κοντά με τα φυσικά δάση της Ιταλίας και γενικά είναι από τις υψηλότερες της Ευρώπης (Valentini et al. 2000, Griffiths and Jarvis 2005, Hyvönen et al. 2007). Για τα οικοσυστήματα της Ευρώπης οι Valentini et al. (2000) αναφέρουν ότι ο λόγος NEP/RE (όπου RE οι απώλειες C λόγω αναπνοής του οικοσυστήματος, που περιλαμβάνει τους αυτότροφους και ετερότροφους οργανισμούς), διαφοροποιείται κυρίως με το γεωγραφικό πλάτος (Σχ. 1.14). Από την επέκταση της καμπύλης NEP/RE των Ευρωπαϊκών (Μεσογειακών και μη) δασών, προκύπτει ότι σε ΓΠ=38° (που βρίσκεται ο Μογγοστός) ο λόγος NEP/RE θα ήταν -1,2, δηλαδή η RE θα αντιστοιχούσε σε 0,83 NEP = 5,31 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>. Κατά συνέπεια, η συνολική πρωτογενής ακαθάριστη παραγωγή (GPP) του δάσους του Μογγοστού, θα αποτελεί το άθροισμα των καθαρών κερδών και των απωλειών και θα είναι GPP = NEP + RE = 6.37 + 5.31 = 11.68 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, τιμή που επίσης θεωρείται αναμενόμενη των Μεσογειακών αλλά και των βορειότερων Ευρωπαϊκών δασών.

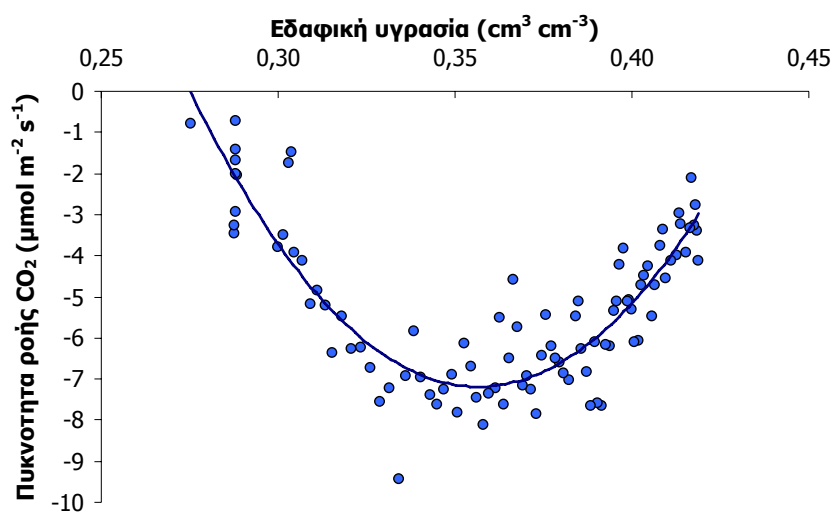
Οι ροές άνθρακα από και προς το οικοσύστημα συνδέονται με τις ροές νερού μέσω δευτεροβάθμιων εξισώσεων με ιδιαίτερα ικανοποιητικούς συντελεστές συσχέτισης, ανεξαρτήτως χρονικού βήματος (Σχ. 4.6.26), για όλη την περίοδο λήψης μετρήσεων. Η εντατικοποίηση της απορρόφησης CO<sub>2</sub> εντείνει την εξατμισοδιαπνοή και συνεπώς τις εκπομπές υδρατμών προς την ατμόσφαιρα. Η αποτελεσματικότητα της χρήσης νερού, εκφραζόμενη μέσω του WUE (ροή CO<sub>2</sub>/ροή H<sub>2</sub>O), είναι κατά μέσο

όρο περίπου 0,20 mmol H<sub>2</sub>O/μmol CO<sub>2</sub> (όπως προκύπτει από τη μέση κλίση της συσχέτισης των ημίωρων ροών). Αυτό σημαίνει ότι για να απορροφηθεί 1 μmol CO<sub>2</sub> και να αποθηκευτούν 12 μg C μέσα στο δάσος εκπέμπονται 0,20 x 18 = 3,6 mg H<sub>2</sub>O στην ατμόσφαιρα ή διαφορετικά, για κάθε 1 kg υδρατμών που αποβάλλεται στην ατμόσφαιρα, αποθηκεύονται 3,3 g C μέσα στο δάσος.



Σχήμα 4.6.26: Συμμεταβολή ροών CO<sub>2</sub> και υδρατμών (H<sub>2</sub>O) σε ωριαία βάση για τα έτη (α) 1999 και (β) 2000 και (γ) σε ημίωρη βάση για το σύνολο των δεδομένων.

Η παραγωγικότητα του δάσους συνδέεται πολύ στενά με τη διαθεσιμότητα νερού στο έδαφος αλλά και την ξηρότητα της ατμόσφαιρας. Η συγκριτική μεταβολή της απορρόφησης CO<sub>2</sub> με την εδαφική υγρασία σε βάθος 60 cm από την επιφάνεια παρουσιάζεται στο Σχ. 4.6.27, όπου διαπιστώνεται ότι σε υψηλές εδαφικές υγρασίες, που επικρατούν συνήθως το χειμώνα, την άνοιξη αλλά και τις πρώτες μέρες μετά την ολοκλήρωση ανάπτυξης των φύλλων, οι παραγωγικοί ρυθμοί είναι μικροί. Σταδιακά, ενόσω το φύλλωμα ενηλικιώνεται η απορρόφηση CO<sub>2</sub> εντατικοποιείται και ταυτόχρονα η εδαφική υγρασία μειώνεται. Οι μέγιστοι ρυθμοί παραγωγής επιτυγχάνονται σε υγρασίες εδάφους γύρω στο 0,35, ενώ στα μετέπειτα στάδια φθίνουν με την παραιτέρω μείωση της εδαφικής υγρασίας. Περί το τέλος της βλαστικής περιόδου οι ρυθμοί απορρόφησης CO<sub>2</sub> ελαχιστοποιούνται ως αποτέλεσμα τόσο της περιορισμένης διαθεσιμότητας νερού στο έδαφος, όσο και της σχετικά μεγάλης ηλικίας των φύλλων, που δεν είναι πλέον τόσο αποδοτικά φωτοσυνθετικά, όπως στα προγενέστερα στάδια.



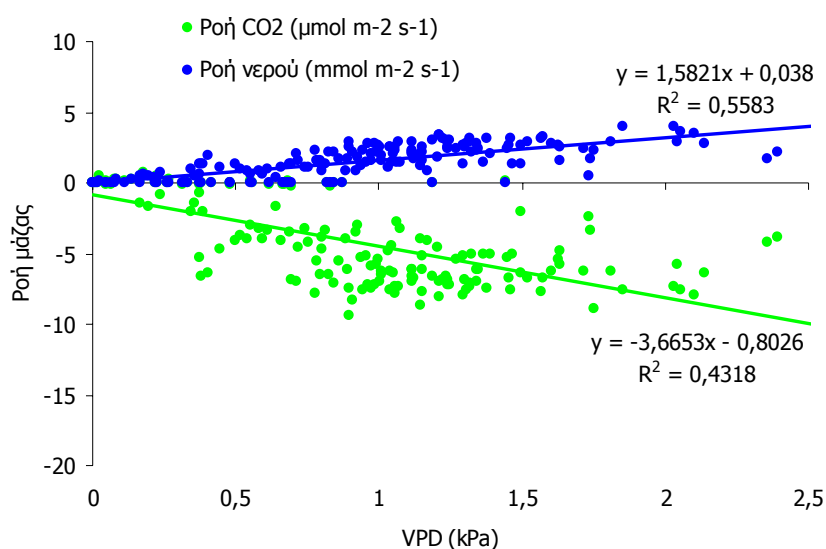
Σχήμα 4.6.27: Μεταβολή της πυκνότητας ροής CO<sub>2</sub> με την κατ' όγκο εδαφική υγρασία μετρούμενη σε βάθος 60 c, κατά τη διάρκεια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης (JD 131-253) του έτους 1999.

Οι ρυθμοί αύξησης της παραγωγικότητας, εκφρασμένης μέσω των ροών CO<sub>2</sub>, σε διάφορες κλάσεις εδαφικής υγρασίας, σε σχέση με την απορροφούμενη ακτινοβολία (Rn) δίνονται στον Πίν. 4.6.2, όπου διαπιστώνεται ότι οι βέλτιστοι ρυθμοί αξιοποίησης του ηλιακού φωτός παρατηρούνται σε υγρασίες εδάφους από 0,2-0,29 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>. Σε αυτή την κλάση, για κάθε 1 W m<sup>-2</sup> αύξησης της Rn προκαλείται

μεγέθυνση της ροής απορρόφησης CO<sub>2</sub> κατά 0,01 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Σε μικρότερες υγρασίες ο ρυθμός μειώνεται στο ήμισυ περίπου, ενώ σε μεγαλύτερες εξακολουθεί να μειώνεται, με μικρότερους όμως ρυθμούς, καθώς τέτοιες συνθήκες επικρατούν όταν το δάσος δεν διαθέτει φύλλωμα ή βρίσκεται υπό ανάπτυξη ή είναι αρκετά νεαρό σε ηλικία. Αντίστοιχες είναι και οι διαφοροποιήσεις στην εξατμισοδιαπνοή, που εκφράζεται μέσω της ροής υδρατμών στον ίδιο Πίνακα.

Πίνακας 4.6.2: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης των ροών CO<sub>2</sub> και υδρατμών (H<sub>2</sub>O) συναρτήσει του ισοζυγίου ακτινοβολίας R<sub>n</sub>, σε διάφορες κλάσεις εδαφικής υγρασίας, καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης, από δεδομένα των ετών 1999 και 2000.

Εδαφική υγρασία (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	a (CO <sub>2</sub> ) (μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	b (CO <sub>2</sub> ) (μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	a (H <sub>2</sub> O) (mmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	b (H <sub>2</sub> O) (mmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	R <sup>2</sup>
<0,25	0,0052	0,4206	0,0052	0,4206	0,4338
2,25-0,27	0,0109	0,5178	0,1009	0,5178	0,7300
0,27-0,29	0,0099	0,7521	0,0099	0,7521	0,8895
0,29-0,31	0,0089	0,6740	0,0089	0,6740	0,6435
0,31-0,33	0,0046	0,6455	0,0046	0,6455	0,4985
>0,33	0,0002	0,2702	0,0002	0,2702	0,0013



Σχήμα 4.6.28: Μεταβολή των ημερήσιων ροών υδρατμών και CO<sub>2</sub> σε σχέση με το έλλειμμα τάσης υδρατμών στην ατμόσφαιρα VPD σε ύψος 18,55 m (περίπου 5,5 m πάνω από την κορυφή του δάσους), από δεδομένα των ετών 1999 και 2000.

Γενικά, η απώλεια νερού αλλά και η παραγωγικότητα (εκφραζόμενη μέσω της απορρόφησης CO<sub>2</sub>) εντείνονται καθώς οι συνθήκες της ατμόσφαιρας γίνονται ξηρότερες (Σχ. 4.6.28). Οι ρυθμοί αύξησης της εξατμισοδιαπνοής είναι κατά μέσο όρο

1,58 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> για κάθε 1 kPa αύξησης του VPD (μετρούμενο σε ύψος 18,55 m), ενώ ταυτόχρονα η απορρόφηση CO<sub>2</sub> αυξάνει κατά 3,66 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Βέβαια, οι ρυθμοί αυτοί δε φαίνεται να διατηρούνται σε ιδιαίτερα αυξημένες τιμές VPD. Για το Μογγαστό, φαίνεται ότι η ημερήσια τιμή κατώφλι του VPD είναι περίπου 2,3-2,4 kPa (σε ύψος 18,55 m, δηλαδή περίπου 5,5 m πάνω από την κορυφή του δάσους), τιμή πάνω από την οποία τα φυτά ενεργοποιούν προστατευτικούς μηχανισμούς περιορισμού του ανοίγματος των φυλλικών στοματίων, με αντίστοιχες επιπτώσεις στην εξοικονόμηση νερού αλλά και στην παραγωγικότητα. Σε τέτοιες συνθήκες ξηρότητας καταγράφεται μείωση της εξατμισοδιαπνοής και της παραγωγικότητας του δάσους κατά 50% περίπου, αν και το συγκεκριμένο ποσοστό έχει προκύψει από μόνο δύο δυσμενείς ημέρες, καθώς τέτοιες συνθήκες δεν είναι συνήθεις για την περιοχή.



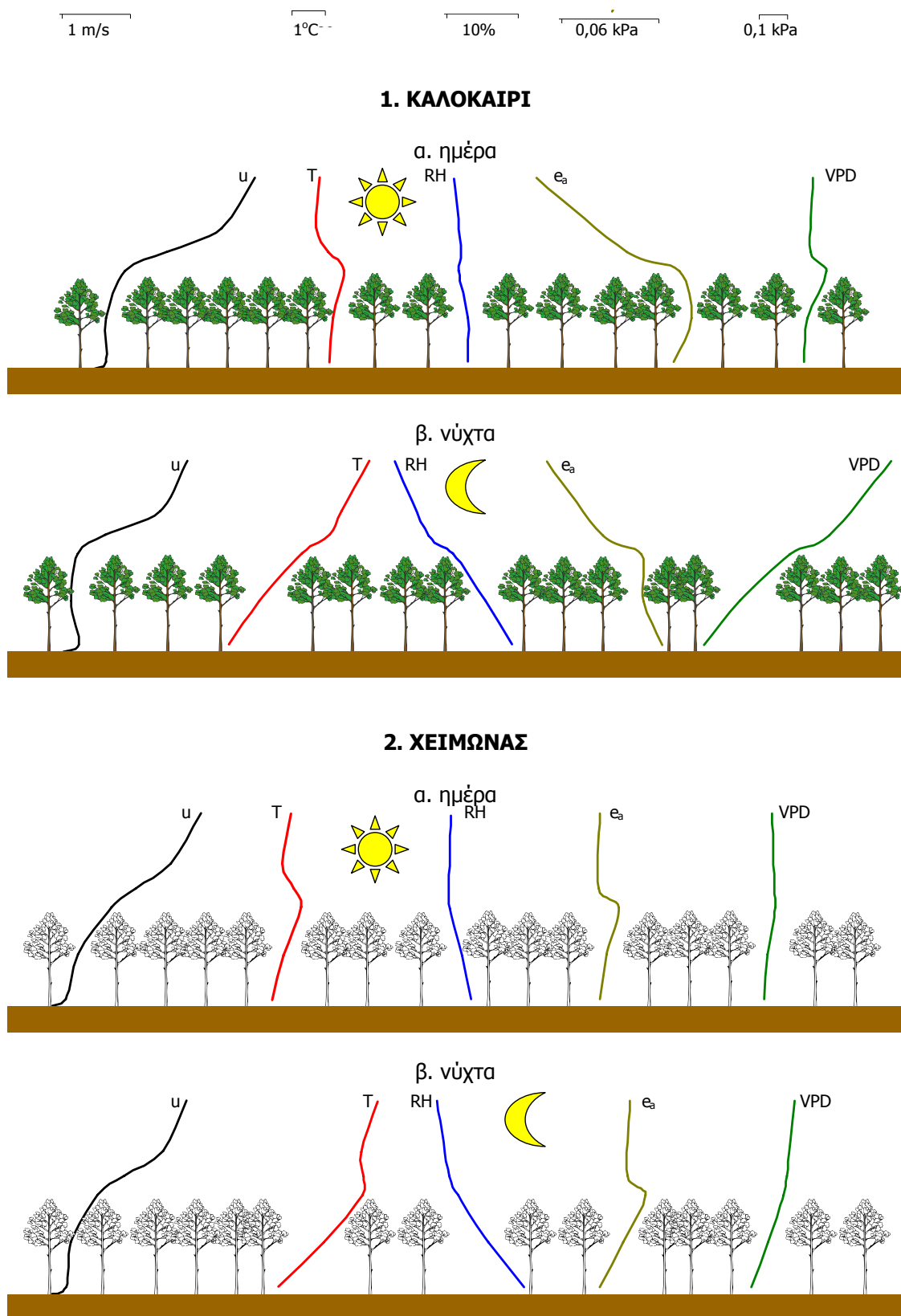
## 5. ΣΥΝΟΨΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Από την ανάλυση των αποτελεσμάτων του προηγούμενου κεφαλαίου τα γενικά συμπεράσματα της έρευνας μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα:

- Η ολική μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (Rs) που φτάνει στην κορυφή του δάσους περιέχει κατά 44,8% ( $2,062 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ανά  $\text{W m}^{-2}$ ) φωτοσυνθετικά ενεργή ακτινοβολία (PAR).
- Η διαθέσιμη Rs για το οικοσύστημα κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, σε μηνιαία βάση, απορροφάται κατά 71-73% από τα φυτικά στοιχεία της κόμης και κατά 11-14% από το έδαφος, ενώ ανακλάται κατά 16-17%. Τα αντίστοιχα ποσοστά για την PAR είναι 85-92%, 6-11% και 2-5%.
- Απουσία φυλλώματος, η Rs απορροφάται κατά 48-60% από τη φυτοκόμη, 23-39% από το έδαφος και ανακλάται κατά 13-17%. Τα αντίστοιχα ποσοστά για την PAR είναι 55-74%, 20-43% και 2-7%.
- Μικρά ποσοστά Rs (20%) και PAR (10%) διαπερνούν την κόμη του δρυοδάσους κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, ενώ απουσία φυλλώματος μεγεθύνονται (50 και 30%, αντίστοιχα).
- Η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται από το οικοσύστημα επιλεκτικά ως προς την PAR ανεξαρτήτως της παρουσίας φυλλώματος. Η απορροφούμενη Rs από το δάσος περιέχει κατά 56% PAR, ενώ η διαπερνώσα μόνο κατά 3-13% (αναλόγως εποχής).
- Η υλοτομία αυξάνει τη διαπέραση και μειώνει την ανακλαστικότητα και την απορρόφηση της φυτοκόμης, όμως η ακτινοβολία κατανέμεται πιο ομοιόμορφα μέσα στο φύλλωμα.
- Η επίδραση έρπουσας πυρκαγιάς στις οπτικές ιδιότητες του οικοσυστήματος είναι παροδική και οφείλεται κυρίως στις μεταβολές των οπτικών ιδιοτήτων του εδάφους.

- Η διαφοροποίηση των οπτικών ιδιοτήτων του δάσους μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον ακριβή προσδιορισμό των βλαστικών σταδίων του.
- Η εφαρμογή του εκθετικού μοντέλου απόσβεσης της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στο δάσος δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα παρά την ετερογένεια της φυτοκόμης. Οι συντελεστές απόσβεσης της  $R_s$  και της PAR, με βάση τον LAI, κατά την πλήρη ανάπτυξη είναι  $K_{R_s} = 0,93 \pm 0,85$  και  $K_{PAR} = 1,35 \pm 0,98$ , ενώ προτείνεται η χρήση διαφορετικών τιμών  $K$  συναρτήσει των σταδίων ανάπτυξης.
- Αύξηση σχετικής υγρασίας (>60%) προκαλεί αναλογική μείωση του λόγου  $R_s/R_a$ .
- Οι κατατομές θερμοκρασίας,  $T$ , και σχετικής υγρασίας, RH, είναι περίπου κατοπτρικές (Σχ. 5.1). Την ημέρα στην κορυφή των δένδρων παρατηρείται η μέγιστη  $T$  και η ελάχιστη RH. Το έλλειμμα κορεσμού, VPD, ακολουθεί την κατανομή της  $T$ , ενώ η τάση υδρατμών,  $e_a$ , όντας μέγιστη στην περιοχή του φυλλώματος μειώνεται γρήγορα με το ύψος, ιδιαίτερα το καλοκαίρι. Τη νύχτα οι βαθμίδες των  $T$  και VPD είναι θετικές, ενώ των RH και  $e_a$  αρνητικές, με εξαίρεση το χειμώνα, όπου η  $e_a$  αυξάνεται με το ύψος μέσα στην κόμη και περίπου σταθεροποιείται πάνω από αυτή.
- Το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος πάνω από το δάσος είναι σχετικά μικρό και μεγεθύνεται προς το έδαφος. Η μεγέθυνσή του αμβλύνεται παρουσία φυλλώματος.
- Η νεκρή φυλλική στρώση που καλύπτει το έδαφος δημιουργεί ένα προστατευμένο περιβάλλον στη ρίζα τόσο το χειμώνα (από τις χαμηλές θερμοκρασίες και τις απότομες αυξομειώσεις τους), όσο και το καλοκαίρι (από τις υψηλές θερμοκρασίες και την έντονη εξάτμιση νερού).
- Το δάσος κάθε χρόνο διανύει μια σχετικά μακρά περίοδο που ευνοείται η βλαστική ανάπτυξη, όμως κατά σημαντικό μέρος της οι θερμοκρασιακές συνθήκες προκαλούν καταπόνηση. Συγκεκριμένα, το μήκος της ευνοϊκής για τη βλάστηση χρονικής περιόδου είναι 291 ημέρες στο έτος, με απόθεμα θερμικού χρόνου 2.267 βαθμοημερών (GDD), όμως οι 109 από αυτές τις ημέρες αποτελούν περίοδο θερμικής καταπόνησης (με θερμικό πλεόνασμα 239 GDD).





Σχήμα 5.1: Συγκριτική παρουσίαση των κατατομών θερμοκρασίας αέρα,  $T$ , σχετικής υγρασίας,  $RH$ , τάσης υδρατμών,  $e_a$ , κοροπληρώματος,  $VPD$  και ανεμοταχύτητας,  $u$ , μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγουστό για (1) το καλοκαίρι και (2) το χειμώνα, την ημέρα (α) και τη νύχτα (β).

- Σε έναν πλήρη βιολογικό κύκλο απαιτούνται 30 GDD, για τη διακοπή του ληθάργου, 110 GDD για την πλήρη ανάπτυξη του φυλλώματος, 1.194 GDD για την ολοκλήρωση της βλαστικής ανάπτυξης και 133 GDD για τη γήρανση.
- Η υλοτομία αμβλύνει τις έντονες ξηρικές συνθήκες μέσα στο φύλλωμα, λόγω καλύτερης ανάμιξης του αέρα, ενώ ταυτόχρονα μικραίνει το ημερήσιο εύρος της RH.
- Σε ιδιαίτερα χαμηλές εδαφικές υγρασίες, που παρατηρούνται τον Αύγουστο, τα δένδρα αναστέλλουν την ανάπτυξή τους.
- Οι δρύες έχουν προσαρμοστεί στις ελλειμματικές συνθήκες διαθεσιμότητας νερού του καλοκαιριού, έχοντας αναπτύξει βαθύ ριζικό σύστημα για άντληση νερού από σχετικά μεγάλα βάθη. Η ανάπτυξή τους πάνω από αργιλικό οριζόντιο αυξάνει επίσης την ανεκτικότητα τους στις έντονα ξηροθερμικές μεσογειακές συνθήκες, όπως άλλωστε και η περιορισμένη ανάπτυξη φυλλικής επιφάνειας.
- Η κάλυψη του εδάφους με αρκετά μεγάλου πάχους, νεκρό φυλλόστρωμα, το οποίο μάλιστα αποδομείται με αργούς ρυθμούς, ευνοεί τη μείωση των απωλειών νερού μέσω εξάτμισης, ενισχύοντας την ανοχή των δένδρων σε περιόδους ξηρασίας.
- Το δάσος αναπτύσσεται σε ένα επιβαρυνμένο, λόγω υψηλών συγκεντρώσεων όζοντος, ατμοσφαιρικό περιβάλλον, που ευνοείται από τους A-NA ανέμους της ημέρας. Οι B-BΔ άνεμοι της νύχτας δεν ευνοούν την απομάκρυνση του ρύπου καθώς έχουν ιδιαίτερα χαμηλές εντάσεις.
- Η κατανομή των ανεμοταχυτήτων πάνω από την κορυφή του δάσους ακολουθεί το τυπικό λογαριθμικό προφίλ ανέμου τόσο την ημέρα όσο και τη νύχτα. Σε ύψος διπλάσιο του μέσου ύψους των δένδρων οι ταχύτητες ανέμου είναι έως και 4 φορές μεγαλύτερες την ημέρα από ότι στην κορυφή τους και γίνονται διπλάσιες τη νύχτα.
- Οι ανεμοταχύτητες μέσα στο δάσος είναι ιδιαίτερα χαμηλές όπως και οι ανεμοβαθμίδες.

- Η ελεγχόμενη υλοτομία ελάχιστα επηρεάζει την κατατομή του ανέμου, ενώ τα κενά βλάστησης ευνοούν την κατακόρυφη παρά την οριζόντια ροή του αέρα.
- Το ύψος μετατόπισης της στάθμης μηδενισμού του ανέμου  $d$  και η παράμετρος τραχύτητας  $z_0$  έχουν τιμές  $9,6 \pm 1,3$  m και  $1,2 \pm 0,9$  m, αντίστοιχα, όταν το δάσος διαθέτει φύλλα και  $11,2$  m και  $1,2$  m όταν δεν διαθέτει. Τα μεγέθη των  $d$  και  $z_0$  δείχνουν ότι το δάσος αποτελεί μια αρκετά τραχεία επιφάνεια, αποτελεσματική στην απορρόφηση ορμής.
- Το ισοζύγιο ακτινοβολίας  $R_n$  αποτελεί το 75% της προσπίπτουσας  $R_s$ . Η ακτινοβολία αξιοποιείται καλύτερα το καλοκαίρι παρά το χειμώνα και το μεσημέρι και παρά το πρωί ή το απόγευμα (όπως προκύπτει από τις μεταβολές του λόγου  $R_n/R_s$ ).
- Η θερμική καταπόνηση προκαλεί μείωση του λόγου  $R_n/R_s$  και η ελεγχόμενη υλοτομία αύξηση (0,68 για το θερμό έτος 2000, 0,85 για το έτος υλοτομίας 2004 και 0,84 για το 2005).
- Σε 24ωρη βάση, 53-56% της  $R_n$ , κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, «καταναλώνεται» για εξατμισοδιαπνοή και το 27-30% ως αισθητή θερμότητα. Τον Αύγουστο τα αντίστοιχα ποσοστά γίνονται 16% και 31% υπό έντονες ξηροθερμικές συνθήκες και μειωμένη υδατοδιαθεσιμότητα στο έδαφος.
- Η προσλαμβανόμενη ενέργεια από την κόμη ( $R_n-G$ ) καταναλώνεται κατά 81% για  $H$  και  $L$ , ενώ το υπόλοιπο ποσοστό της αποθηκεύεται στη φυτομάζα υπό μορφή θερμότητας,  $\Delta H$ . Η  $\Delta H$  μεγιστοποιείται τον Αύγουστο λόγω έλλειψης νερού, που δεν επιτρέπει την παραγωγική αξιοποίηση της προσλαμβανόμενης ηλιακής ενέργειας.
- Σε ανεμοταχύτητες μεγαλύτερες από 0,6 m/s ευνοείται η ανάμιξη του αέρα και μειώνονται οι ροές  $LE$  και  $H$ . Η αύξηση των ταχυτήτων ανέμου (μεταξύ 0 και 0,6 m/s) όμως, προκαλεί γραμμική αύξηση τόσο στην  $LE$  όσο και στην  $H$ .
- Ο λόγος Bowen,  $\beta$ , την ημέρα, κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη, κυμαίνεται από 0,70 έως 1,67, ενώ τις περισσότερες ώρες είναι μεγαλύτερος της μονάδας.

- Το 37-67% των αθροισμάτων των ροών θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας), αντιστοιχεί στην LE (με τις μικρότερες τιμές να αφορούν τις μεσημβρινές ώρες).
- Η ροή θερμότητας στο έδαφος, G, είναι ιδιαίτερα περιορισμένη και εμφανίζει θετικές τιμές μόνο για λίγες ώρες το μεσημέρι.
- Η αποτελεσματικότητα στην αξιοποίηση της απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας για εξατμισοδιαπνοή ( $\epsilon = LE/PAR_{\text{απορ.}}$ ) κατά το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης είναι 0,69, αρκετά μικρότερη σε σχέση με οικοσυστήματα βορειότερων χωρών, εξαιτίας της μειωμένης υδατοδιαθεσιμότητας.
- Οι συνολικές υδατικές ανάγκες του δρυοδάσους ανέρχονται σε 440 mm, όμως η ανισοκατανομή των βροχοπτώσεων υποβάλλει το οικοσύστημα, από νωρίς, σε υδατική καταπόνηση, η οποία εντείνεται τον Αύγουστο.
- Οι ημερήσιοι ρυθμοί εξατμισοδιαπνοής είναι μέγιστοι τον Ιούνιο και τον Ιούλιο με μέση υδατοκατανάλωση 3,5 mm d<sup>-1</sup> και μέγιστο ρυθμό περί το μεσημέρι στα 0,43 mm h<sup>-1</sup>.
- Σε συνθήκες υδατικής έλλειψης (όπως συμβαίνει τον Αύγουστο), ο περιορισμός του ανοίγματος των στοματιών αποτελεί σημαντικό μηχανισμό άμυνας της βλάστησης στην έντονη ξηραντική δύναμη της ατμόσφαιρας. Τότε ακόμα και το μεσημέρι οι ρυθμοί υδατοκατανάλωσης περιορίζονται κάτω από 0,16 mm h<sup>-1</sup>.
- Η απορρόφηση CO<sub>2</sub> είναι μέγιστη όταν το δάσος διαθέτει φύλλωμα, ενώ τις υπόλοιπες εποχές το οικοσύστημα φαίνεται να λειτουργεί περισσότερο ως πηγή εκπομπής CO<sub>2</sub> παρά ως καταβόθρα.
- Οι ρυθμοί απορρόφησης CO<sub>2</sub> από τα φυτά και αποθήκευσης C στο οικοσύστημα αυξάνουν με την απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ πυκνότερες ροές PAR<sub>απορ.</sub> μικρότερες από 220 W m<sup>-2</sup>, αντιστοιχούν σε μηδενικές απορροφήσεις.

- Η συνολική παραγωγή C στο οικοσύστημα, από την απορρόφηση CO<sub>2</sub>, είναι 6,37 t C ha<sup>-1</sup> y<sup>-1</sup>, ποσότητα ιδιαίτερα αυξημένη σε σχέση με τα βόρεια οικοσυστήματα.
- Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί απορρόφησης CO<sub>2</sub> επιτυγχάνονται τον Ιούνιο και τον Ιούλιο και είναι 752 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>, ενώ κατά τη διάρκεια του έτους, απορροφούνται συνολικά 13.500 t CO<sub>2</sub> από το σύνολο της έκτασης του δάσους του Μογγοστού.
- Η μέση ετήσια απορροφητικότητα κάθε δένδρου είναι 7,3 kg CO<sub>2</sub>. Οι μέγιστοι ρυθμοί απορρόφησης CO<sub>2</sub> πραγματοποιούνται τα μέσα του καλοκαιριού με μέσο ρυθμό αποθήκευσης C, 0,82 g C m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>, όταν βέβαια η εδαφική υγρασία δεν αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα. Τον Αύγουστο η απορρόφηση CO<sub>2</sub> μειώνεται έντονα λόγω μειωμένης φωτοσυνθετικής δραστηριότητας, απόρροια της υδατοκαταπόνησης και φτάνει περίπου το ήμισυ της μέγιστης απορρόφησης τουλάχιστον κατά τη διάρκεια της ημέρας.
- Η αποτελεσματικότητα στη χρήση νερού είναι περίπου 0,20 mmol H<sub>2</sub>O/μmol CO<sub>2</sub>, που σημαίνει ότι για να αποθηκευτούν 3,3 g C στο οικοσύστημα απαιτείται εξατμισοδιαπνοή 1 kg νερού.
- Οι βέλτιστοι ρυθμοί παραγωγικότητας στο δάσος επιτυγχάνονται σε κατ' όγκο εδαφική υγρασία περίπου 0,35, ενώ μικρότερες τιμές της περιορίζουν την απορρόφηση CO<sub>2</sub> αλλά και την εξατμισοδιαπνοή.
- Σε μέσες ημερήσιες τιμές VPD (σε ύψος 18,55 m) μεγαλύτερες από 2 kPa η παραγωγικότητα του οικοσυστήματος μειώνεται κατά 50%.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι το δρυοδάσος του Μογγοστού:

- αναπτύσσεται σε οριακές κλιματικές συνθήκες, όμως παρόλα αυτά ανταποκρίνεται ικανοποιητικά όσον αφορά την παραγωγικότητα.
- έχει σχετικά μικρές υδατικές ανάγκες και σε περιόδους έντονης θερμικής καταπόνησης, που συνοδεύονται από περιορισμένη διαθεσιμότητα νερού έχει αναπτύξει προσαρμοστικούς μηχανισμούς που του επιτρέπουν να επιβιώνει. Τέτοιοι είναι:

- η αξιοποίηση της δρόσου τα πρωινά του καλοκαιριού,
- η ανάπτυξη ριζικού συστήματος για την αξιοποίηση νερού των βαθύτερων εδαφικών στρωμάτων,
- η ανάπτυξη πάνω από αργιλικό εδαφικό στρώμα υψηλής υδατοσυγκράτησης,
- ο περιορισμός της εξατμισοδιαπνοής και η αναστολή της ανάπτυξης σε έντονες ξηροθερμικές συνθήκες μέσω περιορισμού του ανοίγματος των στοματίων,
- η μικρή φυλλική επιφάνεια,
- η μεγάλη απορροφητικότητα ηλιακής ακτινοβολίας και η σχετικά μικρή αξιοποίησή της από το φύλλωμα,
- η ύπαρξη νεκρής φυλλάδας που καλύπτει το έδαφος με μεγάλο πάχος και μικρούς ρυθμούς αποδόμησης (η οποία προστατεύει το ριζικό σύστημα από θερμική καταπόνηση και περιορίζει τις απώλειες νερού από το έδαφος). Το χειμώνα η φυλλάδα έχει έναν ιδιαίτερο ρόλο προστατεύοντας τη ρίζα από τις χαμηλές θερμοκρασίες και τις έντονες μεταβολές τους.

Λαμβάνοντας υπόψη το μικρομετεωρολογικό καθεστώς που διαμορφώνεται μέσα στο δασικό οικοσύστημα και τις ανταλλαγές ενέργειας και μάζας με την ατμόσφαιρα, μπορούν να προταθούν μέτρα διαχείρισης, όπως για παράδειγμα:

- η αξιοποίηση υγρών και στερεών αποβλήτων με στόχο την άμεση ή έμμεση ενίσχυση της υδατοδιαθεσιμότητας και της λίπανσης κατά την καλοκαιρινή περίοδο και ιδιαίτερα τον Αύγουστο. Με αυτόν τον τρόπο θα διατηρηθούν οι υψηλοί ρυθμοί παραγωγικότητας και δεν θα μειωθεί η απορρόφηση CO<sub>2</sub>. Η χρήση υγρών αποβλήτων αμβλύνει ταυτόχρονα το οξύ πρόβλημα διάθεσής τους. Επίσης, η εφαρμογή στερεών αποβλήτων από τις γεωργικές βιομηχανίες της περιοχής (π.χ. ελαιοτριβεία, κτηνοτροφικές εγκαταστάσεις) θα εντατικοποιούσε την αποδόμηση της νεκρής φυλλόστρωσης που καλύπτει το έδαφος αυξάνοντας τη διαθεσιμότητα θρεπτικών στοιχείων για βλαστική ανάπτυξη, βελτιώνοντας

ταυτόχρονα την εδαφική δομή και υδατοσυγκράτηση των εαρινών βροχοπτώσεων. Η μικρή αποτελεσματικότητα, σε σχέση με βόρεια οικοσυστήματα, στην αξιοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας δύναται να αυξηθεί με ανάλογες μεταβολές στην παραγωγικότητα του δάσους και στην απορρόφηση CO<sub>2</sub>, μέσω παρεμβάσεων που θα στοχεύουν στην παροχή θρεπτικών στοιχείων και νερού. Έτσι, η αποθηκευμένη ενέργεια στο οικοσύστημα αξιοποιείται ικανοποιητικότερα χωρίς να προκαλεί αύξηση της θερμοκρασίας του.

- ο Οι ελεγχόμενες υλοτομίες θα οδηγούσαν σε μακροχρόνια κλίμακα, στη διατήρηση αυξημένης απορρόφησης CO<sub>2</sub> και της παραγωγικότητας του δάσους, το οποίο φαίνεται να επανακάμπτει γρήγορα μετά από αυτές. Ταυτόχρονα, η δημιουργία κενών στη βλάστηση θα ευνοήσει τη γρηγορότερη αποδόμηση της νεκρής φυλλάδας, λόγω βελτιστοποίησης των εδαφικών θερμοκρασιών (από την αύξηση της ροής θερμότητας στο έδαφος). Η αύξηση του διαθέσιμου φωτός στον υπόροφο, τουλάχιστον πριν την ολοκλήρωση της φυλλικής ανάπτυξης των δένδρων, θα ενισχύσει την ανάπτυξη ποώδους βλάστησης και την αύξηση της βιοποικιλότητας και συνεπώς τη σταθερότητα του οικοσυστήματος. Οι ελεγχόμενες υλοτομίες, τέλος, μπορούν επίσης να οδηγήσουν σε ευκολότερη ανάμιξη του αέρα και συνεπώς σε μείωση των υψηλών θερμοκρασιών μέσα στο δάσος κατά το καλοκαίρι, αυξάνοντας την ανοχή των δένδρων στη θερμική καταπόνηση.

Οι γρηγορότεροι ρυθμοί αποδόμησης της νεκρής φυλλοστρωμνής, που θα προκύψει από την ενίσχυση της υδατοδιαθεσιμότητας και τις υλοτομίες, θα ανακόψει την αύξηση του πάχους της, περιορίζοντας τον κίνδυνο για εκδήλωση και εξάπλωση των δασικών πυρκαγιών. Έτσι, το σύστημα θα γίνει πιο πυροανθεκτικό. Βέβαια, οι ανωτέρω παρεμβάσεις πρέπει να γίνουν με τέτοιον τρόπο και ένταση ώστε η νεκρή φυλλάδα να διατηρεί ικανό πάχος για να παρέχει προστασία στις ρίζες κατά τη χειμερινή περίοδο που επικρατούν ιδιαίτερα χαμηλές θερμοκρασίες, αλλά και κατά το καλοκαίρι. Ταυτόχρονα, το πάχος της θα πρέπει να είναι αρκετό, ώστε να εμποδίζεται η εξάτμιση νερού από το έδαφος, ιδιαίτερα το καλοκαίρι, ώστε το δάσος να διατηρήσει τη μεγάλη ανεκτικότητα του στις ξηροθερμικές μεσογειακές συνθήκες της περιοχής.

Μέσω τέτοιων μέτρων και παρεμβάσεων, γνωρίζοντας τον τρόπο λειτουργίας και απόκρισης του δάσους, ο άνθρωπος μπορεί να συμβάλει στην προστασία και τη διατήρησή του, με άμεσα οφέλη και για τη δική του ποιότητα ζωής, καθώς τελικά επιβεβαιώνεται, για άλλη μια φορά, δάσος και άνθρωπος συνδέονται με μια συμβιωτική σχέση και ιδιαίτερα στις μέρες μας μπορούν να αλληλοβοηθηθούν.



## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abrams M.D., 1986. Historical development of gallery forests in northeast Kansas. *Vegetatio* 65: 29-37.
- Abraugh T.J., H.L. Allen, P.M. Dougherty and K.H. Johnsen, 2004. Long-term growth responses to loblolly pine to optimal nutrient and water resource availability. *Forest Ecology and Management*, 192: 3-19.
- Adams D.E. and R.C. Anderson, 1980. Species response to a moisture gradient in central Illinois forests. *American Journal of Botany* 67: 381-392.
- Alexandris S. and P. Kerkides, 2003. New empirical formula for hourly estimations of reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management*. *Agricultural Water Management*. 60: 157-180.)
- Allen, R.G., M. Smith, L.S. Pereira and A. Perrier, 1994. An update for the calculation of reference evapotranspiration, Annex 1. *ICID Bulletin*, 43(2): 35-103.
- Amiro, B.D., 1990. Drag coefficients and turbulence spectra within three boreal forest canopies. *Boundary-Layer Meteorol.*, 52: 227-246.
- Anderson M.A., R.C. Graham, G.J. Alyanakian and D.Z. Martyn, 1995. Late summer water status of soils and weathered bedrock in a Giant Sequoia grove. *Soil Science* 160: 415-422.
- Anderson, J.M., 1992. Responses of soils to climate change. *Adv. Ecol. Res.* 22: 163-210.
- Aoki M., K. Yabuki and H. Koyama, 1975. Micrometeorology and assessment of primary production of a tropical rain forest in west Malaysia. *J. Agr. Met.*, 31(3): 115-124.
- Ares A. and N. Peinemann, 1992. Fine-root distribution of coniferous plantations in relation to site in southern Buenos Aires Argentina. *Canadian Journal of Forest Research* 22: 1575-1582.
- Arianoutsou M. and C.A. Thanos, 1996. Legumes in the Fire-Prone Mediterranean Regions: an Example from Greece *Int. J. Wildland Fire* 6(2): 77-82.
- Arianoutsou M. and V.P. Papanastasis, 2004. *Ecology, Conservation and Management of Mediterranean Climate Ecosystems*. Millpress. Rotterdam, 194p + cd-rom.
- Arianoutsou M., 2001. The role of fire in the Mediterranean forests: past, present and future perspectives. In: SCBD, *Assessment, Conservation and Sustainable use of forest Biodiversity*, pp. 76-78, CBD Technical Series 3, Montreal, 130p.
- Arya P.S., 2001. *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press. ISBN 0-12-059354-8.
- Asrar G., M. Fuchs, E.T. Kanamasu and J.L. Hafield, 1984. Estimating Absorbed Photosynthetic Radiation and Leaf Area Index from Spectral Reflectance in Wheat. *Agronomy Journal*, 76: 300-306.
- Asshoff R., G. Zotz and C. Körner, 2006. Growth and phenology of mature temperate forest trees in elevated CO<sub>2</sub>. *Global Change Biology*, 12: 1-14.
- Aubinet M., A. Grelle, A. Ibrom, Ü. Rannik, J. Moncrieff, T. Foken, A.S. Kowalski, P.H. Martin, P. Berbigier, Ch. Bernhofer, R. Clement, J. Elbers, A. Granier, T. Grünwald, K. Morgenstern, K. Pilegaard, C. Rebmann, W. Snijders, R. Valentini and T. Vesala, 1999. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 113-175.
- Aubinet M., Heinesch B., and Yernaux M., 2003a. Horizontal and vertical CO<sub>2</sub> advection in a sloping forest, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 108: 397-417.
- Aubinet, M., Clement, R., Elbers, J. E., Foken, T., Grelle, A., Ibrom, A., Moncrieff, J., Pilegaard, K., Rannik, U., and Rebmann, C., 2003b. Methodology for data acquisition, storage and treatment, in: *Fluxes of carbon, water and energy of European Forests*, 163 ed., edited by: Valentini, R., Ecological Studies, Springer, Berlin, Heidelberg, 9-35.
- Aubrun, S., and B. Leitl. 2004a. Development of an improved physical modeling of a forest area in a wind tunnel. *Atmospheric Environment* 38: 2797-2801.
- Axelrod D.I., 1975. Evolution of biogeography of Madrean Tethyan sclerophyll vegetation. *Ann Missouri Bot Garden* 62: 280-334.
- Baier W. and A.R. Mack, 1973. Development of soil temperature and soil water criteria for characterizing soil climates in Canada. In: *Field soil water regimes*. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis., Special Publ. Ser. 5, pp 195-212.
- Bain, A. B. and Attridge, T. H. 1998. Shade - Light Mediated Responses in Field and Hedgerow Populations of *Galium aparine*. *J. Exp. Bot.* 39: 1759 - 1764.
- Baldocchi D., 2005. Advanced topics in Biometeorology and Micrometeorology. <http://nature.berkeley.edu/biometlab/espm228/>
- Baldocchi D.D., B.B. Hicks and T.P. Meyers, 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69: 1331-1340.

- Baldocchi, D. D., Detlef, M. R., Hutchison, B. A., Mc Millen, R. T., 1984. Solar radiation within an oak-hickory forest: an evaluation of the extinction coefficients for several radiation components during fully leafed and leafless periods. *Agricultural and forest meteorology*, 32: 307-322.
- Baldocchi D. and S. Collineau, 1994. The physical nature of solar radiation in heterogeneous canopies: spatial and temporal attributes. In: Caldwell, M. M., Pearcy, R., W. (eds), *Exploitation of environment heterogeneity by plants*. Academic Press, San Diego, CA.
- Baldocchi D.D., B.E. Law and P.M. Anthoni, 2000. On measuring and modeling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest. *Agric. For. Meteorol.*, 102(2-3): 187-206.
- Ballard T.M., T.A. Black and K.G. McNaughton, 1977. Summer energy balance and temperatures in a forest clearcut in southwestern British Columbia. In: *Energy, water and the physical environment of the soil*. 6<sup>th</sup> B.C. Soil Sci. Workshop Rep., B.C. Min. Agric., Victoria, B.C., pp. 74-86.
- Ballaré, C.L., A.L. Scopel, and R.A. Sanchez, 1991. Photocontrol of Stem Elongation in Plant Neighborhoods: Effects of Photon Fluence Rate Under Natural Conditions of Radiation. *Plant Cell Environm.* 14: 57-65.
- Baraldi R., F. Rossi, O. Facini, F. Fasolo, A. Rotondi, M. Magli and F. Nerozzi, 1994, Light Environment, Growth and Morphogenesis in a Peach Tree Canopy, *Physiologia Plantarum*, 91: 339-345
- Barbero M. and P. Quezel, 1976. Les groupements forestiers de Grece centro-meridionale. *Ecologia Mediterranea* 2: 1-86, Marseille.
- Barradas V.L. and J. Adem, 1992. Albedo model for a tropical dry deciduous forest in western Mexico. *International Journal of Biometeorology*, 36(2): 113-117.
- Begue A., 1991. Estimation de la production primaire en zone sahelienne a partir de donnees radiometriques. Ph.D. Thesis. Univ. Paris VII, Paris.
- Beinhauer R. and B. Kruse, 1994. Soil erosivity by wind in moderate climates. *Ecological Modeling*, 75/76, pp. 279-287.
- Bergh J., S. Linder, T. Lundmark and B. Elfving, 1999. The effect of water and nutrient availability on the productivity of Norway spruce in northern and southern Sweden. *Forest Ecology and Management*, 119: 51-62.
- Black T.A., R.L. Flemming, R.J. Stahters and K.K.S. Chan, 1987. Site preparation and planting procedures to minimize seedling water and temperature stress in backlog areas in the southern interior. B.C. Min. For., Victoria, B.C. FRDA 1986-87. Ann. Rep.
- Blennow K. and O. Sallinas, 2004. WINDA—a system of models for assessing the probability of wind damage to forest stands within a landscape. *Ecological Modeling*, 175, pp. 87-99.
- Bonan G. 1993. Importance of leaf area index and forest type when estimating photosynthesis in boreal forests. *Remote Sensing of Environment* 43: 303-314.
- Boojh R. and P.S. Ramakrishnan, 1982. Growth strategy of trees related to successional status, I, Architecture and extension growth. *For. Ecol. Manag.*, 4: 359-374.
- Branford D., D. Fowler, and M.V. Moghaddam, 2004. Study of aerosol deposition at a wind exposed forest edge using 210Pb and 137Cs soil inventories. *Water Air Soil Pollution*, 157 : 107-116.
- Braun-Blanquet J., 1964. *Pflanzensoziologie*. Springer Verlag, 3 Auflage Wien.
- Brewer, C.W. and N.E. Linnartz, 1973. The recovery of hurricane-bent loblolly pine. *LSU Forestry Note #104*. Louisiana State University, Baton Rouge, LA, USA.
- Britton C.M., and J.D. Dodd, 1976. Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Agric. Meteorol.* 17: 1-7.
- Bruijnzeel L.A., 2001. Forest hydrology. In: Evans J. (ed.), *The Forests Handbook: Vol. I*, Blackwell Science, Oxford, UK.
- Burba G. G. and D.J. Anderson, 2006. Introduction to the Eddy Covariance method. General guidelines and conventional workflow. [http://www.licor.com/env/PDF\\_Files/EddyCovariance\\_readonly.pdf](http://www.licor.com/env/PDF_Files/EddyCovariance_readonly.pdf).
- Burba G.G. and S.B. Verma, 2001. Prairie growth, PAR albedo and seasonal distribution of energy fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107: 227-240.
- Burba G.G., 2001. Illustration of flux footprint estimates affected by measurement height surface roughness and thermal stability. In: Hubbard K.G. and M.V.K. Sivakumar (eds). *Automated weather stations for applications in agriculture and water resources management: Current use and future perspectives*. World Meteorological Organization publication No. 1074. HPCS Lincoln, Nebraska-WMO Geneva, Switzerland, 77-87.
- Byram G.M., 1957. Principles of combustion and their significance in forest fire behaviour. *Fire Conference Notes*, 12(3).
- Calder I.R., M.D. Newson and P.D. Walsh, 1982. The application of catchment lysimeter and hydrometeorological studies of coniferous afforestation in Britain to land use planning and water management. *Proceedings of Symposium on Hydrological Research Basins*, 853-863. Bern, Switzerland.

- Caldwell M.M., 1987. Plant architecture and resource competition. In: Schulze E.- D., Zwolfer, H. (eds), Potentials and limitations of ecosystem analysis (Ecological studies, Vol. 61), Springer, Berlin Heidelberg, New York, pp. 164-179.
- Campbell Scientific Inc., 2004-2006: <http://www.campbellsci.com/documents/manuals/opecsystem.pdf>
- Campbell, G.S. and J.M. Norman, 1998. An Introduction to Environmental Biophysics, Second Edition. Springer, NY.
- Canadell J., R.B., Jackson, J.R. Ehleringer, H.A. Mooney, O.E. Sala and E.D. Schulze, 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia* 108: 583-595.
- Cannell M.G.R., J.H.M. Thornley, D.C. Mobbs and A.D. Friend, 1998. UK conifer forests may be growing faster in response to increased N deposition, atmospheric CO<sub>2</sub> and temperature. *Forestry*, 71: 277-296.
- Cannell, M.G.R., R.C. Dewar, and D.G. Pyatt, 1993. Conifer plantations on drained peatlands in Britain: a net gain or loss of carbon? *Forestry*, 66: 353-369.
- Cannell, M.G.R., D.C. Mobbs and G.J. Lawson, 1998. Complementarity of light and water use in tropical agroforests - II. Modelled theoretical tree production and potential crop yield in arid to humid climates. *Forest Ecology and Management*, 102: 275-282.
- Chang J.-H., 1974. Climate and Agriculture. Aldine Publishing Company, Chicago.
- Chapin F.S. III, N. Fetcher, K. Kielland, K.R. Everett and A.E. Linkin, 1988. Productivity and nutrient cycling of Alaskan Tundra: enhancement by flowing soil water. *Ecology* 69: 693-702.
- Chapman W.L. and J.E. Walsh, 1993. Recent variations of sea ice and air temperatures in high latitudes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 74: 33-47.
- Chase T.N., R.A. Pielke, T.G.F. Kittel, R. Nemani and S.W. Running, 1996: Sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf area index. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101: 7393-7408.
- Chason, J.W., D.D. Baldocchi, M.A. Huston, 1991. A comparison of direct and indirect methods for estimating forest canopy leaf area. *Agric. For. Meteorol.*, 57: 107-128.
- Chen J.L., J.F. Reynolds, P.C. Harley and J.D. Tenhunen, 1993. Coordination theory of leaf nitrogen distribution in a canopy. *Oecologia*, 93: 63-69.
- Child, R. and H. Smith, 1987. Phytochrome Action in Light-Growth mustard: Kinetics, Fluence-rate Compensation and Ecological Significance. *Planta* 172: 219-229.
- Childs S.W. and L.E. Flint, 1987. Effect of shadeboards, shelterwoods and clearcuts on temperature and moisture environments. *For. Ecol. Manage.* 18: 205-217.
- Collier B.D., G.W. Cox, A.W. Johnson and P.C. Miller, 1973. *Dynamic Ecology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- Cordero R.A., 1999. Ecophysiology of *Cecropia schreberiana* saplings in two wind regimes in an elfin cloud forest: growth, gas exchange, architecture and stem biomechanics. *Tree Physiology*, 19: 153-163.
- Coutts M.P. and J. Grace (eds.), 2005. *Wind and Trees*. Cambridge University Press.
- Cowan I.R., 1968. Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 94: 523-544.
- Cowan, I.R., 1968. The interception and absorption of radiation in plant stands. *Journal of applied ecology*, 5: 367-379.
- Cramer W. and W. Steffen, 1997. Forecast changes in the global environment: what they mean in terms of ecosystem responses on different time-scales. In: Huntley B., W. Cramer, A.V. Morgan, H.C. Prentice and J.R.M. Allen (eds.), *Past and future rapid environmental changes: the spatial and evolutionary response of terrestrial biota*. NATO ASI Series, 47. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 415-426pp.
- Curry, J.R., and W.L. Fons, 1938. Transfer of heat and momentum in the lowest layers of the atmosphere. *Gt. Brit. Met. Off., Geophys. Mem. No. 65, 66 pp.*, Illus.
- Daget P., 1977. Le bioclimat Méditerranéen: Analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. *Vegetatio*, 34(2): 87-103.
- Davenport A.G., 1965. The relationship of wind structure to wind loading. *Proc. Conf. Wind Effects on Struct.*, Sympos. 16, vol.1, HMSO, London, 53-102pp.
- Davis S.D. and H.A. Mooney, 1986. Water use patterns of four co-occurring chaparral shrubs. *Oecologia* 70: 172-177.
- Dawson T.E. and J.S. Pate, 1996. Seasonal water uptake and movement in root systems of Australian phreatophytic plants of dimorphic root morphology: a stable isotope investigation. *Oecologia* 107: 13-20.
- Day F.P. & C.D. Monk, 1974. Vegetation patterns on a southern Appalachian watershed. *Ecology* 55: 1064-1074.
- Day W.R. and T.R. Peace, 1946. Spring frosts. *Forestry Commission Bulletin* 18. HMSO, London.

- Debazac E.F. και Γ. Μαυρομμάτης, 1971. Αι Μεγάλοι Οικολογικοί Διασπάσεις της Βλαστήσεως εις την Ηπειρωτικήν Ελλάδα. Αποτελείς εκδόσεις Γενικής Διευθύνσεως Δασών. Τεύχος 48. Αθήνα.
- Dolman A.J., 1986. Estimates of roughness length and zero plane displacement for a foliated and non-foliated oak canopy. *Agric. For. Meteorol.*, 36: 241-248.
- Donovan L.A. and J.R. Ehleringer, 1994. Water stress and use of summer precipitation in a Great Basin shrub community. *Functional Ecology* 8: 289-297.
- Duffie, J.A. and W.A. Beckman, 1991. *Solar engineering of thermal processes*, Wiley, J. and sons (eds), New York, 994 p.
- Dyer J.M. and P.R. Baird, 1997. Wind disturbance in remnant forest stands along the prairie-forest ecotone, Minnesota, USA. *Plant Ecology*, 29: 121-134.
- Ellenberg H., 1979. Zeigerwerte der Gefäßpflanzen Mitteleuropas (=Indicator values of vascular plants in Central Europe). *Scripta Geobotanica*. Verlag Erich Goltze KG, Göttingen. Vol.9. Göttingen.
- Emberger L., 1930. La végétation de la region méditerranéenne. Essai d'une classification des groupements végétaux. *Revue de Botanique* 503: 642-662; 504: 705-721.
- Emberlin J.C., 1996. Εισαγωγή στην Οικολογία. Μετάφραση Α. Μελιάδου. Εκδ. Τυπωθήτω-Γ. Δαρδάνος.
- Espirito-Santo M.D., F. Rego and J.C. Costa, 1993. Vegetation dynamics in the Serra dos Candeiros (Central Portugal). In: *Fire in Mediterranean Ecosystems* (edited by L. Trabaud and R. Prodon). Ecosystem Research Report no 5, Commission of the European Communities. Brussels - Luxembourg, pages: 29-46.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N. O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C. T., Law, B. E., Meyers, T., Moncrieff, H., Moors, E., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., and Wofsy, S., 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange, *Agr. Forest Meteorol.*, 107: 43-69.
- Faraco A.M., F. Fernandez and J.M. Moreno, 1993. Post-fire vegetation dynamics of pine woodland and shrublands in the Sierra De Gredos, Spain. In: Trabaud L. and R. Prodon (eds), *Fire in Mediterranean Ecosystems*. Ecosystem Research Report no 5, Commission of the European Communities, Brussels -Luxembourg, pages: 101-112.
- Fassnacht K.S., S.T. Gower, J.M. Norman and R.E. Mc Murtrie, 1994. A comparison of optimal and direct methods for estimating foliage surface area index in forests. *Agric. For. Meteorol.*, 71: 183-207.
- Federer C.A. and C.B. Tanner, 1966. Spectral distribution of light in the forest. *Ecology*, 47: 555-560.
- Field C., 1983. Allocating leaf nitrogen for the maximization of carbon gain: leaf age as a control on the allocation program. *Oecologia*, 56: 341 - 347.
- Finnigan, J.J., R. Clement, Y. Malhi, R. Leuning, and H.A. Cleugh, 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques, Part I: Averaging and coordinate rotation, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 107: 1-48.
- Fisher J.B., 1986. Branching patterns and angles in trees. In: Givnish, T.J. (ed), *On the economy of plant form and function*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 493-523.
- Flesch T.K. and J.D. Wilson, 1999a. Wind and remnant tree sway in forest cutblocks. I. Measured winds in experimental cutblocks. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93: 229-242.
- Flesch T.K. and J.D. Wilson, 1999b. Wind and remnant tree sway in forest cutblocks. II. Relating measured tree sway to wind statistics. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93: 243-258.
- Flint L.E. and S.W. Childs, 1987. Effect of shading, mulching and vegetation control on Douglas-fir seedling growth and soil water supply. *For. Ecol. Manage.* 18: 189-203.
- Floyd B.W., J.W. Burley and R.D. Noble, 1978. Foliar developmental effects on Forest Floor Light Quality. *For. Sci.*, 24: 445-451.
- Foken T., 2008. The energy balance closure problem – An overview. *Ecolog. Appl.* 18: 1351-1367.
- Foken T. and B. Wichura, 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78: 83-105.
- Foken T., M. Göckede, M. Mauder, L. Mahrt, B. Amiro and W. Munger, 2004. Post-field data quality control. In: Lee, X., Massman, W., Law, B.E. (eds.), *Handbook of Micrometeorology*. Kluwer, Dordrecht, pp. 181-208.
- Fralish J.S., 1988. Predicting potential stand composition from site characteristics in the Shawnee Hills Forest of Illinois. *Amerikan Midland Naturalist*, 120(1): 79-101.
- Franklin S.B., P.A. Robertson, J.S. Fralish and S.M. Kettler, 1993. Overstory vegetation and successional trends of land between the lakes USA. *Journal of Vegetation Science* 4: 509-520.
- Gallo K.P., C.S.T. Daughtry, M.E. Bauer, 1985. Spectral estimation of absorbed photosynthetically active radiation in corn canopies. *Remote sensing environ.*, 17: 221-232.
- Gardiner B., 2003. Airflow over forests and forest gaps. [http://www.bwea.com/pdf/trees/Bary\\_Gardiner.pdf](http://www.bwea.com/pdf/trees/Bary_Gardiner.pdf).

- Gardiner B.A., 1994. Wind and wind forces in a plantation spruce forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 67:161-186.
- Gardiner, B., H. Peltola and S. Kellomäki, 2000. Comparison of two models for predicting the critical wind speeds required to damage coniferous trees. *Ecological Modelling*, 129: 1-23.
- Gash J.H.C., 1986. A note on estimating the effect of limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 35: 409-413.
- Gates D.M., 1980. *Biophysical ecology*. Springer-Verlag, New York, N.Y.
- Gates D.M., H. J. Keegan, J.C. Schleter and V.R. Weidner, 1965. Spectral Properties of Plants. *Appl. Opt.*, 4: 11-20.
- Gay L.W.K., R. Knoerr and M.O. Braaten, 1971. Solar Radiation Variability in the floor of a Pine Plantation. *Agric. Meteorol.*, 3: 39-50.
- Givnish, T. J., 1988. Adaptation to sun and shade: a whole - plant perspective. In: Evans, J. R., van Caemmerer, S., Adams, W. W. II (eds), *Ecology of photosynthesis in sun and shade*. CSIRO, Australia, pp. 63 - 92.
- Göckede M., C. Rebmann and T. Foken, 2004. A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites, *Agr. Forest Meteorol.*, 127: 175-188.
- Goudriaan J., 1977. *Crop Micrometeorology: a simulation study* Center for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen, Netherlands, 249 pp.
- Grace J., 1977: *Plant Response to Wind*. Academic Press, London.
- Granier A., M. Reichstein, N. Breda, I. A. Janssens, E. Falge, P. Ciais, T. Grunwald, M. Aubinet, P. Berbigier, C. Bernhofer, N. Buchmann, O. Facini, G. Grassi, B. Heinesch, H. Ilvesniemi, P. Keronen, A. Knohl, B. Kostner, F. Lagergren, A. Lindroth, B. Longdoz, D. Loustau, J. Mateus, L. Montagnani, C. Nys, E. Moors, D. Papale, M. Peiffer, K. Pilegaard, G. Pita, J. Pumpanen, S. Rambal, C. Rebmann, A. Rodrigues, G. Seufert, J. Tenhunen, T. Vesala and Q. Wang, 2007. Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural and Forest Meteorology*, 143(1-2): 123-145.
- Greene D.F. and E.A. Johnson, 1989: A model of wind dispersal of winged or plumed seeds. *Ecology*, 70: 339-347.
- Griffiths J.F., 1994. Atmospheric characteristics. In: Griffiths, J.F. (ed), *Handbook of agricultural meteorology*, Oxford University Press Inc., New York, 5 p.
- Griffiths H. and P.G. Jarvis (eds), 2005. *The Carbon Balance of Forest Biomes*. Taylor and Francis, Abingdon, UK.
- Grove S.J., S.M. Turton and D.T. Siegenthaler, 2000. Mosaics of canopy openness induced by tropical cyclones in lowland rain forests with contrasting management histories in northeastern Australia. *Journal of Tropical Ecology*, 16: 883-894.
- Hales W.B., 1949. Micrometeorology in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 30: 124-137.
- Hanes T.L., 1971. Succession after fire in the chaparral of Southern California. *Ecological Monographs* 41: 27-52.
- Hanson C.L., 1999. Albedo measured at seven rangeland sites in southern Idaho. Tektran, USDA-ARS web-based database.
- Harper J.L., 1989. Canopies as populations. In: Russel, G., Marshall, B., Jarvis, P. G. (eds), *Plant canopies: their growth, form and function*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 105-128.
- Harper M.J., M.A. McCarthy and R. van der Ree, 2005: The abundance of hollowbearing trees in urban dry sclerophyll forest and the effect of wind on hollow development. *Biological Conservation*, 122: 181-192.
- Harris W.F., R.S. Kinerson and N.T. Edwards, 1977. Comparison of belowground biomass of natural deciduous forests and loblolly pine plantations. *Pedobiologia* 17: 369-381.
- Hatfield J.L. and R.E. Carlson, 1979. Light Quality Distributions and Spectral Albedo of Three Maize Canopies. *Agric. Meteorol.*, 20: 215-226.
- Helvey J.D., J.D. Hewlett and J.E. Douglass, 1972. Predicting soil moisture in the Southern Appalachians. *Soil Science Society of America Proceedings* 36: 954-959.
- Hendrick R.L. and K.S. Pregitzer, 1992. Spatial variation in tree root distribution and growth associated with minirhizotrons. *Plant and Soil* 143: 283-288.
- Heniger R.L. and D.P. White, 1974. Tree seedling growth at different soil temperatures. *For. Sci.* 20: 363-367.
- Hilbert D.W., A. Larigauderie, J.F. Reynolds, 1991. The influence of carbon dioxide and daily photon-flux density of optimal leaf nitrogen concentrations and root : shoot ratio. *Ann. Bot.*, 68: 365-376.
- Hipps, L.E., G. Asrar, E.T. Kanemasu, 1983. Assessing the interception of photosynthetically active radiation in winter wheat. *Agric. Meteorol.*, 28: 253-259.
- Horn H.S., 1971. *The Adaptive Geometry of Trees*. Princeton University Press, Princeton, N.J., 144 pp.

- Hungerford R.D. and R.E. Babbitt, 1987. Overstory removal and residue treatments affect soil surface air and soil temperature: implications for seedling survival. U.S. Dep. Agric. For. Serv., Intermin. Res. Sta., Ogden, Utah. Res. Pap. INT-377.
- Hutchison B.A. and B.B. Hicks (eds.), 1985. The Forest-Atmosphere Interaction. Proc. Forest Environmental Measurements Conf., Oak Ridge, TN, 23-28 October 1983. Reidel, Dordrecht, 684 pp.
- Hutchison B.A., D.R. Matt, R.T. McMillen, L.J. Gross, S.J. Tajchman and J.M. Norman. 1986. The architecture of an east Tennessee deciduous forest canopy. *J. Ecol.* 74:635-646.
- Hyvönen R., G.I. Ågren, S. Linder, T. Persson, M.F. Cotrufo, Ekblad, M. Freeman, A. Grelle, I.A. Janssens, P.G. Jarvis, S. Kellomäki, A. Lindroth, D. Loustau, T. Lundmark, R.J. Norby, R. Oren, K. Pilegaard, M.G. Ryan, B.D. Sigurdsson, M. Strömberg, van M. Oijen and G. Wallin, 2007. The likely impact of elevated [CO<sub>2</sub>], nitrogen deposition, increased temperature and management on carbon sequestration in temperate and boreal forest ecosystems: a literature review. *New phytologist*, 173: 463-480.
- Ibrahim S.M.A., 1985. Predicted and measured global solar radiation in Egypt. *Solar energy*, 35: 185.
- Idso, S.B., R.D. Jackson, W.L. Ehler, and S.T. Mitchell, 1969. A method for determination of infrared emittances of leaves. *Ecology*, 50: 899-902.
- IGBP Terrestrial carbon working group, 1998. The terrestrial carbon cycle: implications for the Kyoto protocol. *Science*, 280: 1393-1394.
- Impens I. and R. Lemeur, 1969: The radiation balance of several old crops. *Arch. Meteor. Geoph. Biocl.*, B17, 261-268.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group 1 to the third Assessment report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ispikoudis I., P. Kakouros, M. Arianoutsou and V.P. Papanastasis, 1999. Effects of pastoral activities on woody plant distribution and landscape diversity in Western Crete. In: V.P. Papanastasis, J. Frame and A.S. Nastis (Eds), *Grasslands and Woody Plants in Europe*, pp 287-293, EGF, Grassland Science in Europe, Thessaloniki and Reading, 437p.
- Jacovides C.P., F.S. Tymvios, D. N. Asimakopoulos, K.M. Theofilou and S. Pashiarides, 2003. Global photosynthetically active radiation and its relationship with global solar radiation in the Eastern Mediterranean basin. *Theor. Appl. Climatol.* 74: 227-233.
- Jarvis P.G. and S. Linder, 2007. Forest remove carbon dioxide from the atmosphere: Spruce forest tales! In: Freer-Smith P.H., M.S.J. Broadmeadow and J. M. Lynch (eds): *Forestry and Climate change*, pp. 60-72. Cromwell Press Group, Trowbridge. pp. 253. ISBN-13: 978-1-84593-294-7(HB).
- Jarvis P.G., James J.B. and J.J. Landsberg, 1976. Coniferous Forest. In: J. L. Monteith, (Editor). *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. II, Academic Press, London, pp. 171-240.
- Jarvis P.G., J.W. Leverenz, 1983. Productivity of temperate, deciduous and evergreen forests. In: Lange, O.L., P.S. Nobel, C. Osmond and H. Ziegler (eds), *Encyclopedia of plant physiology*, New Series, vol. 12D. *Physiological plant ecology IV*. Springer, Berlin Heidelberg, New York, pp. 233 - 280.
- Johannessen M. and A. Henriksen, 1978: Chemistry of snow meltwater: changes in concentration during melting. *Water Resources Research*, 14: 615-619.
- Jolly W.M., R. Nemani and S.W. Running, 2005. A generalized bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate. *Global Change Biology*, 11: 619-632.
- Jones H.G., 1983. Estimation of an effective soil water potential at the root surface of transpiring plants. *Plant, Cell and Environment*, 6: 671-675.
- Kaimal, J.C. and J.J. Finnigan, 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows: their structure and measurement*. Oxford University Press, New York.
- Kalabokidis K.D. and R.H. Wakimoto, 1992. Prescribed burning in uneven-aged stand management of Ponderosa Pine/Douglas Fir forest. *J Environ Manag* 34: 221-235.
- Kalma 1970. In: Oke T.R., 1987, *Boundary layer climates*, 2<sup>nd</sup> ed. Routledge, London, p. 146.
- Kamel M.A., S.A. Shalaby, and S.S. Mostafa S.S., 1993. Solar radiation over Egypt: comparison of predicted and measured meteorological data. *Solar energy*, 50: 463-467.
- Karizumi N., 1979. Studies on the form and distribution habit of the tree root. *Bulletin of the Government Forestry Experiment Station* 94: 1-197 (in Japanese with English summary).
- Karnosky D.F., K.S. Pregitzer, D.R. Zak, M.E. Kubiske, G.R. Hendrey, D. Weinstein, M. Nosal, and K.E. Percy, 2005. Scaling ozone responses of forest trees to the ecosystem level in a changing climate. *Plant, Cell and Environment* 28: 965-981.
- Karnosky D.F., D.R. Zak, K.S. Pregitzer, C.S. Awmack, J.G. Bockheim, R.E. Dickson, G.R. Hendrey, G.E. Host, J.S. King, B.J. Kopper, E.L. Kruger, M.E. Kubiske, L. Lindroth, W.J. Mattson, E.P. McDonald, A. Noormets, E. Oksanen, W.F.J. Parsons, K.E. Percy, G.K. Podila, D.E. Riemenschneider, P. Sharma, R.C. Thakur, A. Sober, J. Sober, W.S. Jones, S. Anttonen, E. Vapaavuori, B. Mankovska, W.E. Heilman, and J.G. Isebrands, 2003. Tropospheric O<sub>3</sub> moderates

- responses of temperate hardwood forests to elevated CO<sub>2</sub>: A synthesis of molecular to ecosystem results from the Aspen FACE project. *Functional Ecology*, 17: 289-304.
- Kasperbauer M.J., 1987. Far-red light reflection from green leaves and effects on phytochrome-mediated assimilate partitioning under field conditions. *Plant Physiology*, 85: 350 – 354.
- Kazanis D. and M. Arianoutsou, 1996. Vegetation Composition in a Post-Fire Successional Gradient of *Pinus halepensis* Forests in Attica, Greece. In: *Wildland Fire* 6(2): 83-91
- Kelliher F.M., D.Y. Hollinger, E.D. Schulze, N.N. Vygodskaya, J.N. Beyers, J.E. Hunt, T.M. McSeveny, I. Milukova, A. Sogatchev, A. Varlargin, W. Ziegler, A. Arneth and G. Bauer, 1997. Evaporation from an eastern Siberian larch forest. *Agric. For. Meteorol.*, 85(3-4): 135-147.
- Kelliher F.M., J. Lloyd, A. Arneth, J.N. Byers, T.M. McSeveny, I. Milukova, S. Grigoriev, M. Panfyorov, A. Sogatchev, A. Varlargin, W. Ziegler, G. Bauer, E.-D. Schulze, 1998. Evaporation from a central Siberian pine forest. *J. Hydrol.* 205, 279–296.
- Kim J. and S.B. Verma, 1990. Components of surface energy balance in a temperate grassland ecosystem. *Boundary-Layer Meteorology*, 51: 401-417.
- Kirschbaum M.U., 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biol. Biochem.*, 6: 753-760.
- Knapp A.K., J.T. Fahnestock, S.P. Hamburg, L.B. Statland, T.R. Seastedt and D.S. Schimel, 1993. Landscape patterns in soilplant water relations and primary production in tall grass prairie. *Ecology*, 74: 549-560.
- Körner C., R. Asshoff, O. Bignucolo, S. Hättenschwiler, S.G. Keel, S. Peláez-Riedl, S. Pepin, R.T.W. Siegwolf and G. Zotz, 2005: Carbon flux and growth in mature deciduous forest trees exposed to elevated CO<sub>2</sub>. *Science*, 309: 1360-1362.
- Kruijt B., 1989. Estimating canopy structure of an oak forest at several scales. *Forestry*, 62: 269 – 284.
- Krzikalla F., 2005. Numerical Investigation of the Interaction between Wind and Forest under Heterogeneous Conditions. Diploma Thesis. Universität Karlsruhe Institut für Hydromechanik, Institut National de la Recherche Agronomique UR Ecologie Fonctionnelle et Physique de l'Environnement, pp. 94
- Kull O. and U. Niinemets, 1993. Variations in leaf morphometry and nitrogen concentration in *Betula pendula* Roth., *Corylus anellana* L. and *Lonicera xylosteum* L. *Tree Physiol.*, 12: 311 – 318.
- Kull O., M. Broudmeadow, B. Kruijt and P. Meir, 1999. Light distribution and foliage structure in an oak canopy. *Trees*, 14: 55-64.
- Kwesiga F.R. and Grace J., 1986. The Role of Red/Far red Ratio in the Response of Tropical Tree Seedlings to Shade. *Ann. Bot.* 57: 283-290.
- Lafleur P.M., 1992. Energy balance and evapotranspiration from a subarctic forest. *Agric. For. Meteorol.* 58: 163-175.
- Lalić B. and D.T. Mihailović, 2002. A new approach in parameterisation of momentum transport inside and above forest canopy under neutral conditions. iEMSS 2002, Integrated Assessment and Decision Support, 24-27 June 2002, Lugano, Switzerland, [www.iemss.org/iemss2002/proceedings/pdf/volume%20due/164\\_lalic.pdf](http://www.iemss.org/iemss2002/proceedings/pdf/volume%20due/164_lalic.pdf)
- Lalić B., D.T. Mihailovic, B. Rajkovic, I.D. Arsenic and D. Radlovic, 2003. Wind profile within the forest canopy and in the transition layer above it. *Environmental Modelling and Software*, 18: 943-950
- Larcher W. and Bauer H., 1981: Ecological significance of resistance to low temperature. In: *Encyclopedia of Plant Physiology*, Vol. 12A (eds Lange O.L., Nobel P.S., Osmond C.B. and Ziegler H.), pp 403 – 437. Springer – Verlag, Berlin.
- Lavender D.P. and W.S. Overton, 1972. Thermoperiods and soil temperature as they affect growth and dormancy of Douglas-fir seedling of different geographic origin. *For. Res. Lab., Oregon State Univ., Corvallis, Oreg. Res. Pap.* 13.
- Law F., 1956. The effect of afforestation upon the yield of water catchment areas. *British Association for Advancement of Science*, Sheffield.
- Law B., 2006. Flux Networks – Measurement and Analysis Lee X., W. Massman and BE Law, 2004. *Handbook of micrometeorology. A guide for surface flux measurement and analysis.* Kluwer Academic Press, Dordrecht, 250 pp. [http://www.cdas.ucar.edu/may02\\_workshop/presentations/C-DAS-Lawf.pdf](http://www.cdas.ucar.edu/may02_workshop/presentations/C-DAS-Lawf.pdf)
- Le Roux X., H. Gauthier, A. Begue and H. Sinoquet, 1997. Radiation absorption and use by humid savanna grassland: assessment using remote sensing and modeling. *Agric. For. Meteorol.* 85: 117-132.
- Leclerc M.Y. and G.W. Thurtell, 1990. Fottprin prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorology*, 52: 247-258.
- Lee X., 1998. On micrometeorological observations of surfaceair exchange over tall vegetation. *Agric. For. Meteorol.*, 91: 39-49
- Lemeur R. and B.L. Blad, 1974. A critical review of light models for estimating the shortwave radiation regime of plant canopies. *Agric. Meteorol.*, 14: 155-286.

- Liakatas A., N. Proutsos and S. Alexandris, 2002. Optical properties affecting radiant energy of an Oak Forest. *Meteorological Applications*, 9(4): 433 - 436.
- Liakatas A. and S. Alexandris, 2000. Final Report of the MEDEFU Project-Partner no. 8. Agricultural University of Athens.
- Liberloo M., C. Calfapietra, M. Lukac, D. Godbold, Z-B. Luo, A. Polle, M.R. Hoosbeek, O. Kull, M. Marek, C. Raines, G. Taylor, G. Scarascia-Mugnozza and R. Ceulemans, 2006. Woody biomass production during second rotation of a bio-energy *Populus* plantation increases in a future high CO<sub>2</sub> world. *Global Change Biology*, 12: 1-13.
- Likens G.E. and F.H. Bormann., 1995. *Biogeochemistry of a Forested Ecosystem*. Second Edition, Springer-Verlag New York Inc.
- Linder S., 1995. Foliar analysis for detecting and correcting nutrient imbalances in Norway spruce. *Ecological Bulletins (Copenhagen)*, 44: 178-190.
- Linder S., R.E. McMurtrie and J.J. Landsberg, 1996. Global change impacts on managed forests. In: Walker B. and W. Steffen (eds) *Global Change and Terrestrial Ecosystems*. IGBP Book Series No. 2. Cambridge University Press. Cambridge, pp. 275-290.
- Lindroth A., A. Grelle and A.-S. MoreÅn, 1998. Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Glob. Change Biol.*, 4: 443-450.
- Lingakumar K. and G. Kalandaivelu, 1998. Differential responses of growth and photosynthesis in *Cyamopsis tetragonoloba* L. grown under ultraviolet-B and supplemental long-wavelength radiations. *Photosynthetica*, 35: 335-343
- List, R. J., 1984. *Smithsonian meteorological tables*. 6<sup>th</sup> rev. ed. Smithsonian Institution, Washington DC, USA, 539 p.
- Loescher H.W., H.L. Gholz, J.M. Jacobsc and S.F. Oberbauer, 2005. Energy dynamics and modeled evapotranspiration from a wet tropical forest in Costa Rica. *Journal of Hydrology*, 315: 274-294.
- Loomis W. E., 1965. Absorption of Radiant Energy of Leaves. *Ecology*, 46: 14-16
- Lopez L.G.G., 1989. *Meteorologia: Aplicacion especial al microclima del bosque*. Universidad Nacional de Colombia.
- Lorenzini G. and C. Saitanis, 2003. Ozone: a Novel Plant "Pathogen". In: Sanità di Toppi L. and B. Pawlik-Skowronska (eds), *Abiotic Stresses in Plants*. Publisher: Kluwer Academic Publishers, ISBN: 9781402016486.
- Luquet D., A. Bégué, J. Dauzat, Y. Nouvellon and H. Rey, 1998. Effect of the vegetation clumping on the BRDF of a semi - arid grassland: comparison of the SAIL model and ray tracing method applied to a 3D computerized vegetation. *IGARSS' 98*, Seattle, WA, July 6-10, 1998.
- Luttmerding H.A., D.A. Demarchi, E.C. Lea, D.V. Meidinger and T. Vold (eds), 1990. *Describing ecosystems in the field*. 2<sup>nd</sup> ed. B.C. Min. Environ., Victoria, B.C. MOE Manual II.
- Maas S.J., 1988. Using satellite data to improve model estimates of crop yield. *Agronomy Journal*, 80: 655-662.
- Macadam A., 1989. Effects of prescribed fire on forest soils. B.C. Min. For., Victoria, B.C. Res. Rep. RR89001-PR.
- Mauder M., T. Foken, R. Clement, J.A. Elbers, W. Eugster, T. Grönwald, B. Heusinkveld and O. Kolle, 2008. Quality control of CarboEurope flux data - Part 2: Inter-comparison of eddy-covariance software. *Biogeosciences*, 5, 451-462.
- Mauder, M. and T. Foken, 2006. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure, *Meteor. Z.*, 15: 597-609.
- Mayer H., 1989: Windthrow. *Philosophical Transactions of the Royal Soc. London B* 324, pp. 267-281.
- Mc Mahon, T.A. and R.E. Kronauer, 1976. Tree structures: deducing the principle of mechanical design. *J. Th. Biol.*, 59: 446-466.
- Medlyn B.E., R.E. McMurtrie, R.C. Dewar and M.P. Jeffreys, 2000. Soil processes dominate the long-term response of forest net primary productivity to increased temperature and atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Canadian Journal of Forest Research*, 30: 873-888.
- Miller H.G., 1983. Water in forests. *Scottish Forestry*, 38: pp. 165-181.
- Miller J.B., 1967. A formula for average foliage density. *Aust. J. Bot.*, 15: 141-144.
- Miller R.L. and B.F. McPherson, 1995. Modeling photosynthetically active radiation in water of Tampa Bay, Florida, with emphasis on the geometry of incident irradiance. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 40: 359-377.
- Milly P.C. and K.A. Dunne, 2001. Trends in evaporation and surface cooling in the Mississippi river basin. *Geophysical Research Letters*, 28(7): 1219-1222.
- Misson L., D.D. Baldocchi, T.A. Black, P.D. Blanken, Y. Brunet, J. Curiel Yuste, J.R. Dorsey, M. Falk, A. Granier, M.R. Irvine, N. Jarosz, E. Lamaud, S. Launiainen, B.E. Law, B. Longdoz, D. Loustau, M. McKay, U.K.T. Paw, T. Vesala, D. Vickers, K.B. Wilson and A.H. Goldstein, 2007. Partitioning forest carbon fluxes with overstory and understory eddy-covariance measurements: a synthesis based on FLUXNET data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 144: 14-31.



- Molchanov A.A., 1973. Vlianie lesa na okruchaiushchuiu sredu (Forest effects on the environment). Nauka, Moscow, 359 pp.
- Mölder M., A. Grelle, A. Lindroth and S. Halldin, 1999. Flux-profile relationships over a boreal forest-roughness sublayer corrections. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99: 645-658.
- Moncrieff J.B., R. Valentini, S. Greco, G. Seufert and P. Ciccioli, 1997. Trace exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology. *Journal of Experimental Botany*, 48(310): 1133-1142.
- Monsi M. and T. Saeki, 1953. Ueber den Lichtfocor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. *Japanese Journal of Botany*, 14: 22-52.
- Monteith J.L., 1969. Light interception and radiative exchange in crop stands. in: Eastin J.D., F.A. Jaskins, S.Y. Sullivan and C.H.M. van Bavel (eds), *Physiological aspects of crop yield*. American society of agronomy and Crop science society of America, Madison, WI, pp. 89-111.
- Monteith J.L., 1973. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London 241 pp.
- Monteith J.L. and M.H. Unsworth, 1990. *Principles of Environmental Physics, Second Edition*. Edward Arnold, London, UK.
- Moore D.J.P., S. Aref, R.M. Ho, J.S. Pippen, J.G. Hamilton and E.H. DeLucia, 2006. Annual basal area increasment and growth duration of *Pinus taeda* in response to eight years of free-air carbon dioxide enrichment. *Global Change Biology*, 12: 1367-1377.
- Moore K.E., D.R. Fitzjarrald, R.K. Sakai, M.L. Goulden, J.W. Munger and S.C. Wofsy, 1996. Season variation in radiative and turbulent exchange at a deciduous forest in central Massachussets. *J. Appl. Meteorol.*, 35: 122-134.
- Morgenstern K., 2000. Turbulent CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O and Energy Fluxes above a Mediterranean Oak and a Mountainous Spruce Forest Investigated by Eddy-Covariance Measurements. Phd dissertation. Georg-August-Universität, Göttingen-Germany, pp. 106.
- Möttus M., J. Ross and M. Sulev, 2001. Experimental study of ratio of PAR to direct integral solar radiation under cloudless conditions. *Agric. For. Meterol.*, 109: 161-170.
- Nagel T.A. and J. Diaci, 2006. Intermediate wind disturbance in an old-growth beech-fir forest in southeastern Slovenia. *Canadian Journal of Forest Research*, 36: 629-638.
- Naveh Z., 1967. Mediterranean ecosystems and vegetation types in California and Israel. *Ecology* 48: 445-459.
- Naveh Z., 1975. The evolutionary significance of fire in the Mediterranean region. *Vegetatio* 29: 199-208.
- Naveh Z., 1991. The role of fire in Mediterranean vegetation. *Βοτανικά Χρονικά*, 10: 385-405.
- Neal C. (ed.), 1997: *Water quality of the Plynlimon catchments (UK)*. *Hydrology and Earth System Sciences (Special Issue)*, 1: 381-764.
- Nerozi F., F. Rossi, O. Facini and T. Georgiadis, 1994. Canopy architecture and radiation interception: Measurements and simulation for a fruit tree. *Agricultural and forest meteorology*, 21: 5-8.
- Nerozzi F., F. Rossi, O. Facini and T. Georgiadis, 1997. Light transmittance and sunlit leaf area estimation in a peach canopy. *Journal of horticultural science*, 72(2): 271 - 283.
- Ní Dhubháin A. and J.J. Gardiner, 2004. *Weather and forestry*. In: Keane T. and J.F. Collins (eds.), *Climate, Weather and Irish Agriculture*, 2<sup>nd</sup> edition, AGMET, Met Éireann, Dublin, Ireland.
- Nichiporovich A.A., 1961. Properties of Plant Crops as Optical System. *Soviet Plant Physiology*, 428-435.
- Nilson T., 1971. A theoretical analysis of the frequency of gaps in plant stands. *Agric. Meteorol.*, 8: 25-38.
- Nobel P.S., 2005. *Physicochemical and environmental plant physiology II*. Third edition. Elsevier Inc.
- Norby R.G., E.H. DeLucia, B. Gielen, C. Calfapietra, C.P. Giardina, J.S. King, J. Ledford, H.R. McCarthy, D.J.P. Moore, R. Ceulemans, P. De Angelis, A.C. Finzi, D.F. Karnosky, M.E. Kubiske, M. Lukac, K.S. Pregitzer, G.E. Scarascia-Mugnozza, W.H. Schlesinger and R. Oren, 2005. Forest response to elevated CO<sub>2</sub> is conserved across a broad range of productivity. *Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States*, Vol. 102, pp. 18052-18056.
- Norman, J.M. and P.G. Jarvis, 1974. Photosynthesis in Sitka Spruce (*Picea sitchensis* (Bong) (Carr.)). III. Measurements of Canopy Structure and Interception of Radiation. *J. Appl. Ecol.*, 11: 375-398.
- Oberdorfer E., 1948. *Die regionalen Waldgesellschaften Thessaliens, Südmakedoniens und Thrakiens*.
- OECD/IEA, 2000. *CO<sub>2</sub> Emissions from fuel combustion 1971-1998*, 2000 ed.: International Energy Agency: 2000, ISBN 92-64-08506-8.
- Oke R.T., 1993. *Climates of Vegetated Surfaces*. *Boundary Layer Climates* pp. 130-152.
- Oke R.T., 1987. *Boundary layer climate*. Second Edition. London, pp. 435. ISBN: 0-415-04319-0.
- Oliver H.R., 1971. Wind profiles in and above a forest canopy, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 97: 548-553.
- Olson J.S., H.A. Pfuderer and H.Y. Chan, 1978. *Changes in the Global Carbon Cycle and the Biosphere*, ORNL/EIS - 109, Oak Ridge National Lab., Oak Ridge, TN, 169 pp.
- Örlander G., P. Gemmel and J. Hunt, 1990. *Site preparation: a Swedish overview*. B.C. Min. For., Victoria, B.C. FRDA Rep. 105.
- Osonubi O. and W.J. Davies, 1980. The influence of plant water stress on stomatal control of gas exchange at different levels of atmospheric humidity. *Oecologia*, 46: 1-6.

- Papaioannou G., G. Nikolidakis, D. Asimakopoulos and D. Relatis, 1996. Photosynthetically active radiation in Athens. *Agric. Forest Meteorol.*, 81: 287-298.
- Papanastasis V.P., M. Arianoutsou and G. Lyrantzis, 2004. Management of biotic resources in ancient Greece. In: Arianoutsou M. and V.P. Papanastasis (Eds). *Ecology, Conservation and Management of Mediterranean Climate Ecosystems*. Millpress (electronic edition).
- Pearson Jr. R.J., S.P. Oncley and A.C. Delany, 1998. A scalar similarity study based on surface layer ozone measurements over cotton during the California Ozone Deposition Experiment, *J. Geophys. Res.*, 103: 18919-18926.
- Pepper D.A., S.J. Del Grosso, R.E. McMurtrie and W.J. Parton, 2005. Simulated carbon sink response of shortgrass steppe, tallgrass prairie and forest ecosystems to rising [CO<sub>2</sub>], temperature and nitrogen input. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB1004, DOI:10.1029/2004GB002226.
- Pereira A.R., L.R. Angelocci and P.C. Sentelhas, 2002: *Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas*. Editora Agropecuária. Guaíba-RS-Brasil.
- Pereira J.S. and M.M. Chaves, 1995. Plant responses to drought under climate change in Mediterranean-type ecosystems. In: Moreno, J.M. and W.C. Oechel (eds.): *Global change and Mediterranean-type ecosystems*. Springer-Verlag, New York, 140-160.
- Petermann J., 1999. Winterkahle Eichenwalder im Westen der griechischen Rhodopen. *Vegetation, Stuktur und Dynamik. Arbeiten aus dem Institut fur Landschaftsokologie, Band 5*. 150 p. Munster.
- Peterson C.J., 2000. Damage and recovery of tree species after two different tornadoes in the same old growth forest: a comparison of infrequent wind disturbances. *Forest Ecology and Management*, 135: 237-252.
- Pickett S.T.A. and J.S. Kempf, 1980. Branching patterns in forest shrubs and understorey trees in relation to habitat. *New Phytol.*, 86: 219-228.
- Pielke Sr. R.A., 2001. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, 39: 151-177.
- Pinard J.D.J. and J.D. Wilson, 2001. First and second order closure models for wind in a plant canopy, *J. Appl. Meteor.*, 40: 1762-1768.
- Pingtong Z. and T. Hidenori, 2000. A first order closure model for the wind flow within and above vegetation canopies, *Agric. For. Meteorol.*, 103: 301-313.
- Pitacco A., N. Gallinaro and C. Giulivo, 1992. Evaluation of actual evapotranspiration of a *Quercus ilex* L. stand by the Bowen Ratio - Energy Budget method. *Vegetatio*, 99-100(1): 163-168.
- Pritchett, W.L. 1979. *Properties and management of forest soils*. John Wiley and Sons, New York, N.Y.
- Proctor J., F.Q. Brearley, H. Dunlop, K. Proctor, Supramono and D. Taylor, 2001. Local wind damage in Barito Ulu, Central Kalimantan: a rare but essential event in a lowland dipterocarp forest? *Journal of Tropical Ecology*, 17: 473-475.
- Proutsos N., C. Tsagari, G. Karetso and A. Liakatas, 2009. High altitude temperature variations over the last 50 years in Greece". *Proceedings of 7th International Conference of European Water Resources Association (EWRA)*. Lemassol-Cyprus. ISBN : 978-9963-671-94-6.
- Puri S., V. Singh, B. Bhushan and S. Singh, 1994. Biomass production and distribution of roots in three stands of *Populus deltoides*. *Forest Ecology and Management* 65: 135-147.
- Quézel P. and M. Barbero, 1982. Definition and characterization of Mediteranean-type ecosystems. *Ecologia mediterranea*, VIII: 15-29.
- Rabinowitch E., 1951. *Photosynthesis and related processes*. Vol. II, pp. 603-828. Interscience Pub., Inc., New York.
- Rauner Ju. L., 1976. Deciduous forests. In: Monteith J.L. (ed.), *Vegetation and the atmosphere*, Vol. II, Case studies. Academic Press, New York, pp. 241-264.
- Raupach M.R., 1979. Anomalies in flux-gradient relationships over forest. *Boundary Layer Meteorology*, 16: 467-486.
- Raupach M.R., J.J. Finnigan and Y. Brunet, 1996. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: The mixing layer analogy. *Boundary-Layer Meteorology*, 78: 351-382.
- Raus T., 1980. Die vegetation Ostthessaliens (Griechenland) III. Querceto-Fagetea und azonale Gehoelzesellschaften. *Bot. Jahrb. Syst.* 101-3: 313-361.
- Read R.G., 1968. Evaporative power in the tropical forest of the Panama canal zone. *J. Appl. Meteorol.*, 7: 417-424.
- Read D., D. Beerling, M. Cannell, P. Cox, J. Grace, P. Ineson, P. Jarvis, Y. Maihi, D. Powlson, J. Shepherd and I. Woodward, 2001. The role of land carbon sinks in mitigating global climate change. The Royal Society, Policy document 10/01, 2001.
- Rebmann, C., Göckede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., et al., 2005. Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling. *Theoretical and Applied Climatology*.

- Reifsnyder W.E., G.M. Furnival and J.L. Horowitz, 1971. Spatial and temporal distribution of Solar Radiation beneath Forest Canopies. *Agric. Meteorol.*, 9: 31-37.
- Risser P.G., E.C. Birney, H.D. Blocker, S.W. May, W.J. Parton and J.A. Wiens, 1981. The True Prairie Ecosystem. Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA.
- Robinson M., R.E. Moore, T.R. Nisbet and J.R. Blackie, 1998. From moorland to forest: the Coalburn catchment experiment. Institute of Hydrology Report, No. 133, Wallingford, Oxfordshire, UK.
- Rosenberg N.J., B.L. Blad and S.B. Verma, 1983. Microclimate. The biological environment. A Wiley-interscience publication. New York, 255-257.
- Ross J., 1975. Radiative transfer in plant communities. In: Monteith J.L. (ed.), *Vegetation and the atmosphere*, Vol. I. Academic Press, London, pp. 13-15.
- Ross J., 1981. The radiation regime and architecture of plant stands. W. Junk (Publ.), The Hague, 391 pp.
- Rosset M., M. Riedo, A. Grub, M. Geissmann and J. Fuhrer, 1997. Seasonal variations in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 86: 245-258.
- Rossi F., F. Nerozzi, O. Facini and T. Georgiadis, 1995. Determination of peach Leaf Area Index by Radiation Measurements. *Journal of Horticultural Science* 70 (4): 683-689 pp.
- Ruck B., C. Kottmeier, C. Matteck, C. Quine and G. Wilhelm (eds.), 2003. Wind Effects on Trees. Proc. Int. Conf., University of Karlsruhe, Germany, 16-18 Sept., 2003.
- Running S.W. and J.C. Coughlan, 1988. A general model of forest ecosystem processes for regional applications. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modelling* 42: 125-154.
- Ruppert J., M. Mauder, C. Thomas, and J. Löuers, 2006. Innovative gapfilling strategy for annual sums of CO<sub>2</sub> net ecosystem exchange, *Agr. Forest Meteorol.*, 138: 5-18.
- Saeki T., 1963. Light relations in plant communities. In: Evans L.T. (ed.), *Environmental control of plant growth*. Academic Press, New York, pp. 79 - 94.
- Saigusa N., S. Yamamoto, S. Murayama, H. Kondo and N. Nishimura, 2002. Gross primary production and net ecosystem exchange of a cool-temperate deciduous forest estimated by the eddy covariance method. *Agricultural and Forest Meteorology*, 112: 203-215.
- Saitanis C.J., 2003. Background ozone monitoring and phytodetection in the greater rural area of Corinth-Greece. *Chemosphere* 51: 913-923.
- Sakai A. and W. Larcher, 1987. Frost survival of plants, responses and adaptations to freezing stress. Springer-Verlag, Berlin.
- Sakai R.K., D.R. Fitzjarrald and K.E. Moore, 1997. Detecting leaf area and surface resistance during transition seasons. *Agricultural and Forest Meteorology*, 84(3-4): 273-284
- Sala O.E., W.K. Lauenroth and W.J. Parton, 1992. Long-term soil water dynamics in the short grass steppe. *Ecology* 73: 1175-1181.
- Sala O.E., W.K. Lauenroth, W.J. Parton and M.J. Trlica, 1981. Water status of soil and vegetation in a short grass steppe. *Oecologia* 48: 327-331.
- Salisbury F.B. and C.W. Ross, 1992. *Plant Physiology*, 4th Edition. Wadsworth, Belmont, CA, 682 pp.
- Salter P.J. and Williams J.B., 1965. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. I. A critical comparison of techniques for determining the available water capacity and moisture characteristic curve of a soil. *J. Soil Sci.*, 16: 1-15.
- Schaap M.G. and W. Bouten, 1997. Forest floor evaporation in a dense Douglas fir stand. *Journal of Hydrology*, 193: 97-113.
- Scheller R.M. and D.J. Mladenoff, 2005. A spatially interactive simulation of climate change, harvesting, wind, and tree species migration and projected changes to forest composition and biomass in northern Wisconsin, USA. *Global Change Biology*, 11: 307-321.
- Schippers P. and E. Jongejans, 2005. Release thresholds strongly determine the range of seed dispersal by wind. *Ecological Modelling*, 185: 93-103.
- Schmid H.P., 1994. Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 67: 293-318.
- Schlesinger W.H., 1997. In *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change* 161-165 (Academic, San Diego).
- Scholes R.J., 1999. Will the terrestrial carbon sink saturate soon? *Global Change Newsletter*, 37: 2-3.
- Schuepp P.H., M.Y. Leclerc, J.I. McPherson and R.L. Desjardins, 1990. Footprint predictions of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, 50: 355-373.
- Schulze E.D., H.A. Mooney, O.E. Sala, E. Jobbagy, N. Buchmann, G. Bauer, J. Canadell, R. B. Jackson, J. Loret, M. Oesterheld and J. R. Ehleringer, 1996. Rooting depth, water availability, and vegetation cover along an aridity gradient in Patagonia. *Oecologia*, 108: 503-511.
- Schumacher S., H. Bugmann and D.J. Mladenoff, 2004. Improving the formulation of tree growth and succession in a spatially explicit landscape model. *Ecological Modelling*, 181: 175-194.

- Seidel K.W., 1986. Tolerance of seedlings of ponderosa pine, Douglas-fir, grand fir and Engelmann spruce for high temperatures. *Northwest Sci.* 60: 1-7.
- Sellers P.J., 1981. Vegetation type and catchment water balance: a simulation study. Ph. D. thesis, University of Leeds.
- Sharma S. and H.C. Rikhari, 1997. Forest fire in the central Himalaya: climate and recovery of trees. *Int J Biometeorol.*, 40: 63-70.
- Shaw R.H. and A.R. Pereira, 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy: a numerical experiment. *Agricultural Meteorology*, 26: 51-56.
- Shaw, R.H., G. den Hartog and H.H. Neuman, 1988. Influence of foliar density and thermal stability on profiles of Reynolds stress and turbulence intensity in a deciduous forest. *Bound. Layer Meteorol.* 45: 391-409.
- Sheehy J.E. and J.M. Peacock, 1975. Canopy photosynthesis and crop growth rate of eight temperate forage grasses. *J. Exp. Bot.*, 26(94): 679-691.
- Skourou P. and M. Arianoutsou, 2004. Patterns of seed dispersal in three co-occurring *Cistus* species in a *Pinus halepensis* forest of central Greece. In: Arianoutsou M. and V.P. Papanastasis (Eds). *Ecology, Conservation and Management of Mediterranean Climate Ecosystems*. Millpress (electronic edition).
- Snyder R.L. and J.P. De Melo-Abreu, 2005. *Frost Protection: Fundamentals, Practice and Economics*. Vol. I. United Nations, Food and Agriculture Organization, Rome.
- Song J., 1999. Phenological influences on the albedo of prairie grasslands and crop fields. *International Journal of Biometeorology*, 42: 153-157.
- Spittlehouse D.L. and R.J. Stathers 1990. Seedling microclimate. B.C. Min. For., Victoria, B.C. Land Manage., Rep. 65.
- Sprugel D.G., T.M. Hinckley and W. Schaap, 1991. The theory and practice of branch autonomy. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 22: 309-334.
- Staebler R.M. and D.R. Fitzjarrald, 2004. Observing subcanopy CO<sub>2</sub> advection, *Ag. For. Meteorol.*, 122: 139-156.
- Stangroom P., 2004. CFD modeling of wind flow over terrain. The University of Nottingham.
- Stanhill G. and M. Fuchs, 1977. The Relative Flux Density of Photosynthetically Active Radiation. *J. Appl. Ecol.*, 14: 317-322.
- Stanhill G., J.T.H. Cox and S. Moreshets, 1968. The effect of crop and climate factors on the radiation balance of an irrigated maize crop. *Journal of Applied Ecology*, 5: 707-720.
- Stanhill G., 1970. Some results of helicopter measurements of the albedo of different land surfaces. *Solar Energy*, 13: 59-66.
- Stannard D.L., 1997. A theoretically based determination of Bowen-ratio fetch requirements. *Boundary-Layer Meteorology* 83: 375-406.
- Stathers R.J. 1983. A study of soil temperature and seedling survival in a forest clearcut. M.Sc. thesis. Univ.B.C., Vancouver, B.C.
- Stathers R.J. 1989. Summer frost in young plantations. B.C. Min. For., Victoria, B.C. FRDA Rep. 073.
- Stathers R.J. and D.L. Spittlehouse, 1990. Forest soil temperature manual. B.C. Min. For., Victoria, B.C. FRDA Rep. 130.
- Stigter C.J., L.O.Z. Onyewotu and N.K.N. Al-Amin, 2005. Wind and agriculture; an essential subject of the African Participatory Research Agenda. Paper #103 In: Naprstek, J. and Fischer, C. (Eds.), *The Fourth European & African Conference on Wind Engineering*. ITAMAS, Prague, 11 pp. [CD-ROM and Book of Extended Abstracts, pp. 306 - 307.]
- Stull R.B., 1993. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Press. pp. 666.
- Szeicz G., 1974. Solar Radiation for Plant Growth. *J. Appl. Ecol.*, 11: 617-637.
- Tadros M.T.Y., 2000. Uses of sunshine duration to estimate the global solar radiation over eight meteorological stations in Egypt. *Renewable energy*, 21: 231 - 246.
- Tajchman S.J., 1972. The Radiation and Energy Balance of Coniferous and Deciduous Forests. *J. Appl. Ecol.*, 9: 359-375.
- Tanner, C.B., 1968. Evaporation of water from plants and soil. In: *Water deficits and plant growth*, Academic Press, New York, London.
- Taylor S.W., B.M. Wotton, M.E. Alexander and G.N. Dalrymple, 2004. Variation in wind and crown fire behaviour in a northern jack pine - black spruce forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 34: 1561-1576.
- Taylor P.A. and R.J. Lee, 1984. Simple guidelines for estimating wind speed variations due to small-scale topographic features. *Climatol. Bull.*, 18:3-32.
- Tenhunen J.D., R. Hanano, M. Abril and E.W. Weilter, 1982. The control by atmospheric factors and water stress of midday stomatal closure in *Arbutus unedo* growing in a natural macchia. *Oecologia*, 55: 165-169.

- Thanos C.A., E.N. Daskalaku and S. Nikolaidou, 1996. Early post fire regeneration of a *Pinus halepensis* forest on Mount Parnis, Greece. *Journal of Vegetation Science*, 7: 273-280.
- Thom A.S., 1971. Momentum absorption by vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97:414-428.
- Thom A.S., J.B. Stewart, H.R. Oliver and J.H.C. Gash, 1975. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. *Quart. J. R. Met. Soc.* 101: 93-105.
- Thompson O.E. and R.T. Pinker, 1975. Wind and temperature profile characteristics in a tropical evergreen forest in Thailand. *Tellus XXVII* (1975), 8: 562-573.
- Thompson D.R. and T.M. Hinckley, 1977. Effect of Vertical and Temporal Variations in Stand Microclimate and Soil on Water Status of Several Species in an Oak-hickory Forest. *Am. Midl. Nat.*, 97: 373-380.
- Timoney K.P. and R.W. Wein, 1991. The aureole pattern of burned tree vegetation in the subarctic region of north-western Canada. *Arctic*, 44: 223-230.
- Todisco F. and L. Vergni, 2008. Climatic changes in central Italy and their potential effects on corn water consumption. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(1): 1-11.
- Trabaud L. and J. Lepart, 1980. Diversity and stability in garrigue ecosystems after fire. *Vegetatio* 43: 49-57.
- Trabaud L., 2000. Post-fire regeneration of *Pinus halepensis* forests in the West Mediterranean Basin. In: Ne'eman G, and Trabaud L. (eds), *Ecology Biogeography and Management of Pinus halepensis and Pinus brutia Forest Ecosystems in the Mediterranean Basin*. Backhuys publishers, Leiden, The Netherlands. pp. 257-268.
- Troup R.S., 1921. *The silviculture of Indian Trees*, Vol I-III. Clarendon Press, Oxford.
- Tsubo M. and S. Walker, 2005. Relationships between photosynthetically active radiation and clearness index at Bloemfontein, South Africa. *Theor. Appl. Climatol.*, 80:17-25.
- Ungar S.G. and D.E. Bradley, 1981. Determination of growth stage from reflectance spectra of crops. *Adv. Space Res.*, 1: 41-54.
- Upreti N, J.C. Tewari and S.P. Singh, 1985. The oak forests of the Kumaun Himalaya (India): composition, diversity and regeneration. *Mountain Res. Dev.*, 5: 163-174.
- Valentini R., G. Matteucci, A. J. Dolman, E.-D. Schulze, C. Rebmann, E. J. Moors, A. Granier, P. Gross, N. O. Jensen, K. Pilegaard, A. Lindroth, A. Grelle, C. Bernhofer, T. Gruendwald, M. Aubinet, R. Ceulemans, A. S. Kowalski, T. Vesala, U.E. Rannik, P. Berbigier, D. Loustau, J. Gu.mundsson, H. Thorgeirsson, A. Ibrom, K. Morgenstern, R. Clement, J. Moncrieff, L. Montagnani, S. Minerbi and P. G. Jarvis, 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 404: 861-865.
- Valeo C., K. Beaty and R. Hesslein, 2003. Influences of forest fires on climate change studies in the central boreal forest of Canada. *J. Hydrology*, 280 (1-4): 91 - 104.
- van Cleve K. and L.A. Viereck, 1981. Forest succession in relation to nutrient cycling in the boreal forest of Alaska. In: West D.C., H.H. Shugart, D.B. Bothin (eds), *Forest succession: concepts and application*. Springer, New York, pp 185-211.
- van Lear D.H., 1991. Fire and oak regeneration in the southern Appalachians. In: Nodvin SC, Waldrop TA (eds) *Fire and the environment: ecological and cultural perspectives*. Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, USA pp. 15-21.
- Veenendaal E.M., M.D. Swaine, D. Blay, N.B. Yelifari and C.E. Mullins, 1996. Seasonal and long-term soil water regime in West African tropical forest. *Journal of Vegetation Science*, 7: 473-482.
- Verhoef W., 1984. Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance model: the SAIL model. *Remote sensing Environ.*, 16: 125-141.
- Verma S.B., 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews*, 5: 99-115.
- Vermaas W., 1998. An introduction to photosynthesis and its applications. Web publication of the Center for the Study of Early Events in Photosynthesis, Arizona State University, Tempe, AZ.
- Vesala T., T. Suni, Rannik, P. Keronen, T. Markkanen, S. Sevanto, T. Grönholm, S. Smolander, M. Kulmala, H. Ilvesniemi, R. Ojansuu, A. Uotila, J. Levula, A. Mäkelä, J. Pumpanen, P. Kolari, L. Kulmala, N. Altimir, F. Berninger, E. Nikinmaa and P. Hari, 2005. Effect of thinning on surface fluxes in a boreal forest. *Global Biogeochemical Cycles* 19, GB 2001, doi:10.1029/2004GB002316.
- Vogt K.A., 1995. In *Soil Management and Greenhouse Effect* (eds Lal R., J. Kimble, E. Levine and B.A. Stewart) 159-178 (CRC Press, Boca Raton).
- Vold T. and R.D. Marsh, 1981. Determination of soil climate classes and soil families for a level 3 survey in the Cordillera. *Can. J. Soil Sci.*, 61: 203-210.
- Waller S.S. and J.K. Lewis, 1979. Occurrence of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> photosynthetic pathways of North American grasses. *J. Range Mgmt.* 32, 12-28
- Wang H. and E.S. Tackle, 1997. Model-simulated influence of shelterbelt shape on wind sheltering efficiency. *Journal of Applied Meteorology*, 36: 697-704.

- Wang Y. and R. Cionco, 2007. Wind Profiles in Gentle Terrains and Vegetative Canopies for a Three-Dimensional Wind Field (3DWF) Model. U.S. Army Research Laboratory - Computational and Information Sciences Directorate, Adelphi, MD 20783-1197, ARL-TR-4178.
- Warren Wilson J., 1965. Stand structure and light penetration III. Analysis by point quadrats. *Journal of Applied Ecology*, 2: 383-390.
- Warrington I.J., D.A. Rook, D.C. Morgan and H.L. Turnbull, 1989. The Influence of Simulated Shadelight and Daylight on Growth, Development and Photosynthesis of *Pinus radiata*, *Agathis australis* and *Dacrydium cupressinum*. *Plant Cell Environm.*, 11: 343 – 356.
- Watson D.J., 1947. Comparative physiological studies in the growth of field crops. In: Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties and within and between years. *Ann. Bot.*, 11: 41-76.
- Weiss A., T.J. Arkebauer, and E.A. Walter-Shea, 2001. Predicting albedo in two heliotropic crops. *Agricultural Systems*, 68:137-150)
- Weltzin J. F. and G.R. McPherson, 1997. Spatial and temporal soil moisture resource partitioning by trees and grasses in a temperate savanna, Arizona USA. *Oecologia* 112: 156-164.
- Wesely M.L., D.H. Lenschow and O.T. Denmead, 1989. Flux measurement techniques. In: Lenschow D.H. and B.B. Hicks (eds), *Global tropospheric chemistry, Chemical Fluxes in the Global Atmosphere*. NCAR Report.
- Whittaker R.H., 1975. *Communities and Ecosystems*. Macmillan, New York.
- Wilson K.B., P. J. Hanson and D.D. Baldocchi, 2000. Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102(2-3): 83-103
- Wilson K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Ceulemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B.E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Oechel, J. Tenhunen, R. Valentini and S. Verma, 2002. Energy balance closure at Fluxnet sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4): 223-243.
- Wilson J.D. and T.K. Flesch, 1999. Wind and remnant tree sway in forest cutblocks. III. A windflow model to diagnose spatial variation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93: 259-282.
- Wisse J.A. and K. Stigter, 2007. Wind Engineering in Africa. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 95:, 908-927.
- Woledge J. and A.J. Parsons, 1986. Temperate grasslands. In: Backer N.R. and S.P. Long (eds), *Photosynthesis in contrasting environments*. Elsevier, Amsterdam, pp. 173 – 197.
- Wu J, D. Guan, S. Han, T. Shi, C. Jin, T. Pei and G. Yu, 2007. Energy budget above a temperate mixed forest in northeastern China. *Hydrological processes*, 21(18): 2425-2434.
- Wu, R.-L., 1993. Simulated optimal structure of a photosynthetic system: implication for the breeding of forest crop ideotype. *Can. J. For. Res.*, 23: 1631-1638.
- Xu J., S. Haginoya, K. Saito and K. Motoya, 2005. Surface heat balance and pan evaporation trends in eastern Asia in the period 1971-2000. *Hydrological Processes*, 19: 2161-2186.
- Yanagisawa N. and N. Fujita, 1999. Different distribution patterns of woody species on a slope in relation to vertical root distribution and dynamics of soil moisture profiles. *Ecological Research*, 14: 165-177.
- Yin X., J.A. Perry and R.K. Dixon, 1989. Fineroot dynamics and biomass distribution in a *Quercus* ecosystem following harvesting. *Forest Ecology and Management*, 27: 159-177.
- Zerva A., T.M. Ball, K.A. Smith, and M. Mencuccini, 2005. Soil carbon dynamics in a Sitka spruce (*Picea sitchensis* (Bong.) Carr.) chronosequence on a peaty gley. *Forest Ecology and Management*, 205: 227-240.
- Zerva, A. and M. Mencuccini, 2005. Short-term effects of clearfelling on soil CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and NO<sub>2</sub> fluxes in a Sitka spruce plantation. *Soil Biology & Biochemistry*, 37: 2025-2036.
- Zhang X., Y. Zhang and Y. Zhou, 2000. Measuring and modeling photosynthetically active radiation in Tibet Plateau during April-October. *Agric. Forest Meteorol.*, 102:207-212.
- Zimmerman M.H., 1964. Effect of low temperature on ascent of sap in trees. *Plant Physiology*, 39: 568-572.
- Zoumakis N.M., 1995. Momentum diffusivity profiles in and above a forest canopy. *Atmósfera*, 8: 45-51.
- Αλεξανδρής Σ., 2000. Εκτίμηση εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την μέθοδο Penman-Monteith χρησιμοποιώντας μετρούμενες μετεωρολογικές παραμέτρους. 5<sup>ο</sup> Παναλλήνιο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας. Πρακτικά, σελ.439-446.
- Αλεξανδρής Σ., 2003. Συγκριτική αξιολόγηση μεθόδων εκτίμησης εξατμισοδιαπνοής κάτω από ελληνικές συνθήκες. Διδακτορική διατριβή. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Βολιώτης Δ. και Ν. Αθανασιάδης, 1993. Δένδρα και θάμνοι. Εκδοση: Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα, σελ. 170, 227.
- Debazac E.F. και Γ. Μαυρομάτης, 1971. Αι Μεγάλοι Οικολογικοί Διατρέσεις της Βλαστήσεως εις την Ηπειρωτικήν Ελλάδα. Αυτοτελείς εκδόσεις Γενικής Διευθύνσεως Δασών. Τεύχος 48. Αθήνα

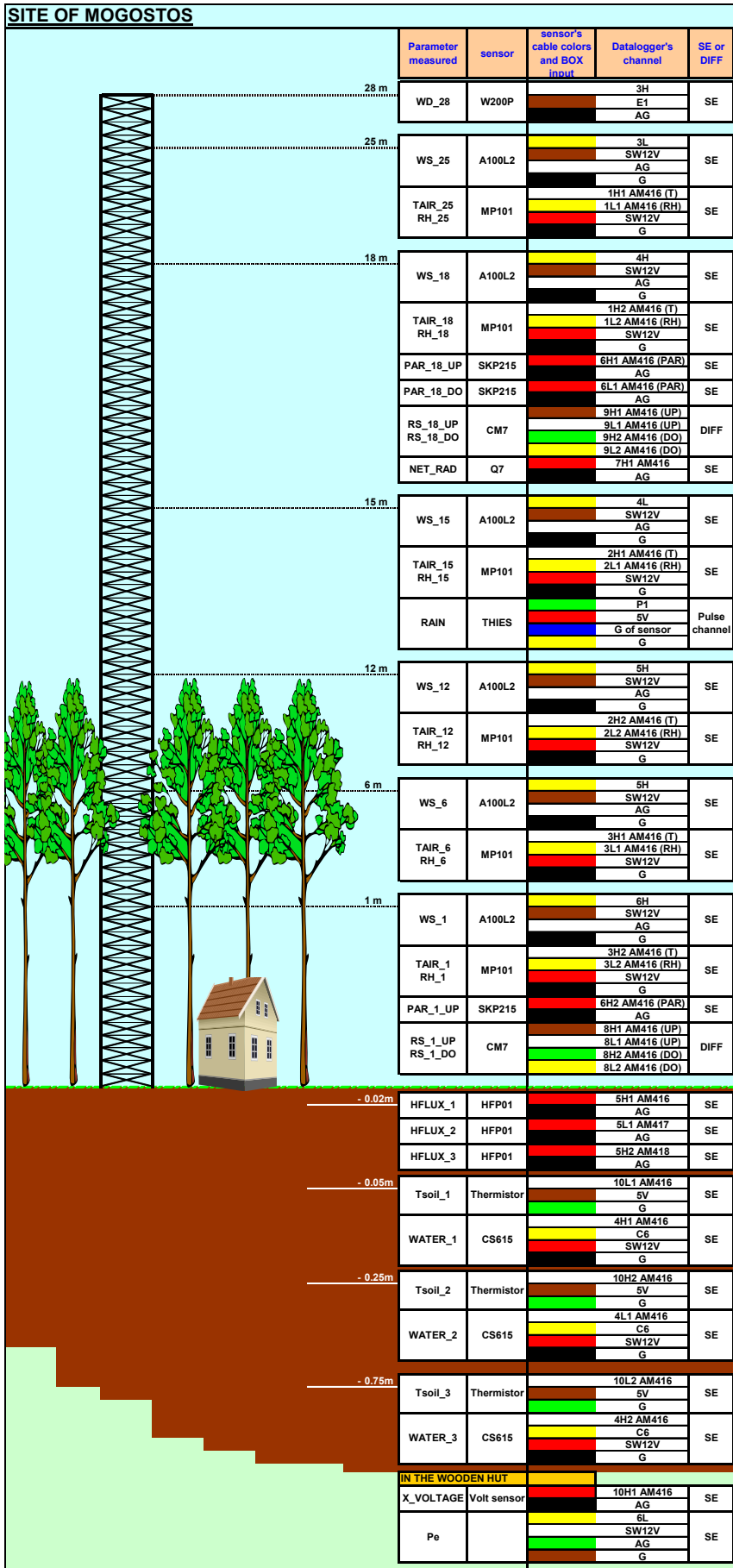
- Καραμάνος Α.Ι., 1989. Γενική Γεωργία Μέρος Ι: Το Εναέριο Περιβάλλον, Έκδοση: Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών. Αθήνα 1989.
- Καρανδεινός Μ., 1995. Στοιχεία Οικολογίας. Εκδότης: Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών. Αθήνα 1995.
- Καρέτσος Γ., 2002. Οικολογία και βλάστηση του όρους Οίτη. Διδακτορική διατριβή. Βιολογικό Τμήμα Πανεπιστημίου Πατρών. Πάτρα.
- Κερκίδης Π., 2005. Γεωργική Μικρομετεωρολογία. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις. Εκδ.: Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα.
- Κοτίνη-Ζαμπάκα Σ., 1983. Συμβολή στην κατά μήνα μελέτη του κλίματος της Ελλάδας. Διδακτορική διατριβή.
- Κωνσταντινίδης Π. και Σ. Γκαντζογιάννης, 2001. Επιλογή δασικών ειδών για αναδασώσεις σε πυρόπληκτες περιοχές. Εκδ.: Ινστιτούτο Δασικών Ερευνών Θεσσαλονίκης και Ταχυδρομικό Ταμειυτήριο. Αυτοτελής έκδοση, σελ. 143.
- Λιακατάς Α., 1976. Εξατμισοδιαπνοή, εξάτμιση και έλεγχος των αρδεύσεων, Μελέτη Αριθ. ΕΜΥ: 5. Αρχηγείον Αεροπορίας, Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία.
- Λιακατάς Α., 1998. Γεωργική Μικρομετεωρολογία. Πανεπιστημιακές Σημειώσεις. Έκδοση: Γ.Π.Α., Αθήνα.
- Μαυρομάτης Γ. 1980: Το βιοκλίμα της Ελλάδος. Σχέσεις κλίματος και φυσικής βλάστησης, βιοκλιματικοί χάρτες. Ινστιτούτο Δασικών Ερευνών Αθηνών Αθήνα. Δασική Έρευνα, αρ. 16, σελ. 63.
- Μουλόπουλος Χρ., 1937-1938. Μαθήματα Δασοκομική. Πρώτον Μέρος: Θεωρητική Δασοκομική ή Δασική Οικολογία. Παν. Έκδ. ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη. Σελ. 406.
- Ντάφης Σ., 1986. Δασική Οικολογία. Εκδ. Γιαχούδη-Γιαπούλη. Θεσσαλονίκη, σελ. 444.
- Ντούρος Γ., 2007. Η προστασία των δασικών εκτάσεων: Συγκρούσεις, αντιφάσεις και αντινομίες. Στο: Ευθυμιόπουλος Η. και Μ. Μοδινός ΔΠΕ. Ορεινός χώρος και Δάση. Ελληνικά Γράμματα, 279 σ.
- Πολίτη Π.Ι. και Μ. Αριανούτσου, 2006. Αναγέννηση της Κεφαλληνιακής ελάτης στον Εθνικό Δρυμό Αίνου. Πρακτικά 3ου Συνεδρίου Ελληνικής Οικολογικής Εταιρείας και Ελληνικής Ζωολογικής Εταιρείας, 289-294.
- Πουλοβασιλης Α., 2010. Εισαγωγή στις αρδεύσεις. Εκδ. Έμβρυο. σελ.304. ISBN: 978-960-8002-54-8.
- Προύτσος Ν., Κ. Τσαγκάρη, Γ. Καρέτσος, Σ. Αλεξανδρή και Α. Λιακατάς, 2006: Χρήση δεικτών για τη μελέτη επίδρασης του κλίματος στην ανάπτυξη της βλάστησης στον Ελλαδικό χώρο. Πρακτικά 8ου Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Αθήνα, τ.Β: 94-102.
- Προύτσος Ν., Σ. Αλεξανδρή και Α. Λιακατάς, 2002. Μελέτη της ακτινοβολίας σε φυτοκόμη δάσους Δρυός. Εισήγηση στο 6ο Πανελλήνιο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Γιάννενα 25 - 28 Σεπτεμβρίου 2002. Πρακτικά συνεδρίου, τόμος Ι, σελ. 327-334.
- Προύτσος Ν., Κ. Τσαγκάρη, Γ. Καρέτσος, Α. Λιακατάς, Σ. Αλεξανδρή και Θ. Κρητικός, 2008. Διαχρονική και υψομετρική μεταβολής της διαθεσιμότητας νερού για την ανάπτυξη βλάστησης στον Ελληνικό χώρο. 9ο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας. Θεσσαλονίκη 28-1 Μαΐου 2008. Πρακτικά συνεδρίου, 945-952.
- Σκούρου Π. και Μ. Αριανούτσου, 2000. Διασπορά σπερμάτων σε είδη του γένους *Cistus*: σχηματισμός εδαφικής τράπεζας σπερμάτων. Πρακτικά 8ου Συνεδρίου της Ελληνικής Βοτανικής Εταιρείας, 377-379.
- Σπυράκη Ε., 2001. Αεροδυναμικά χαρακτηριστικά δάσους και εκτίμηση εξατμισοδιαπνοής με τη μέθοδο Bowen. Μεταπτυχιακή διατριβή. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, σ. 161.
- Τσαγκάρη Κ., Γ. Καρέτσος και Ν. Προύτσος, 2010. Διαχρονική διερεύνηση των δασικών πυρκαγιών της Πελοποννήσου. 5ο Πανελλήνιο Συνέδριο Οικολογίας: «Οικολογικές διεργασίες στο χώρο και στο χρόνο». Πάτρα, 7 - 10 Οκτωβρίου 2010. Πρακτικά Συνεδρίου (υπό δημοσίευση).
- Χατζημήτρος Κ., 2001. Οικολογία: Οικοσυστήματα και προστασία του περιβάλλοντος. Αθήνα: Εκδόσεις Συμμετρία.





## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ**





Σχήμα Π1: Συνδέσεις αισθητήρων.

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΛΗΨΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΟΓΟΣΤΟΣ.CSI  
για Datalogger CR10X με πολυπλεξία AM414**

<pre> ;{CR10X} *Table 1 Program 01: 10.0000 Execution Interval (seconds)  1: Excite-Delay (SE) (P4) 1: 1 Reps 2: 5 2500 mV Slow Range 3: 5 SE Channel 4: 1 Excite all reps w/Exchan 1 5: 10 Delay (units 0.01 sec) 6: 1000 mV Excitation 7: 1 Loc [ WD_28 ] 8: .36 Mult 9: 0 Offset  2: Do (P86) 1: 47 Set Port 7 High  3: Volt (SE) (P1) 1: 6 Reps 2: 5 2500 mV Slow Range 3: 6 SE Channel 4: 2 Loc [ WS_25 ] 5: .0309 Mult 6: 0 Offset  4: Volt (SE) (P1) 1: 1 Reps 2: 5 2500 mV Slow Range 3: 12 SE Channel 4: 38 Loc [ Pe ] 5: .79128 Mult 6: 101.1 Offset  5: Pulse (P3) 1: 1 Reps 2: 1 Pulse Channel 1 3: 2 Switch Closure, All Counts 4: 34 Loc [ Rain ] 5: .1 Mult 6: 0 Offset  6: If time is (P92) 1: 0 Minutes (Seconds --) into a 2: 1 Interval (same units as above) 3: 30 Then Do  7: Do (P86) 1: 45 Set Port 5 High  8: Beginning of Loop (P87) 1: 0 Delay 2: 3 Loop Count  9: Step Loop Index (P90) 1: 4 Step  10: Do (P86) 1: 74 Pulse Port 4  11: Volt (SE) (P1) 1: 4 Reps 2: 35 2500 mV 50 Hz Rejection Range 3: 1 SE Channel 4: 8 -- Loc [ TAIR_25 ] 5: .1 Mult 6: 0 Offset </pre>	<pre> 12: If (X&lt;=&gt;F) (P89) 1: 9 -- X Loc [ RH_25 ] 2: 3 &gt;= 3: 100 F 4: 30 Then Do  13: Z=F (P30) 1: 100 F 2: 0 Exponent of 10 3: 9 -- Z Loc [ RH_25 ]  14: End (P95)  15: If (X&lt;=&gt;F) (P89) 1: 11 -- X Loc [ RH_18 ] 2: 3 &gt;= 3: 100 F 4: 30 Then Do  16: Z=F (P30) 1: 100 F 2: 0 Exponent of 10 3: 11 -- Z Loc [ RH_18 ]  17: End (P95)  18: End (P95)  19: Do (P86) 1: 46 Set Port 6 High  20: Do (P86) 1: 74 Pulse Port 4  21: Period Average (SE) (P27) 1: 3 Reps 2: 4 2 V Peak to Peak/200 kHz Max. Freq. 3: 1 SE Channel 4: 10 No. of Cycles 5: 5 Timeout (units = 0.01 seconds) 6: 41 Loc [ PERIOD_1 ] 7: .001 Mult 8: 0 Offset  22: Do (P86) 1: 56 Set Port 6 Low  23: Polynomial (P55) 1: 3 Reps 2: 41 X Loc [ PERIOD_1 ] 3: 20 F(X) Loc [ WATER_1 ] 4: -.187 C0 5: .037 C1 6: .335 C2 7: 0 C3 8: 0 C4 9: 0 C5  24: Do (P86) 1: 57 Set Port 7 Low  25: Do (P86) 1: 74 Pulse Port 4 </pre>
---	--

<p>26: Volt (SE) (P1)</p> <p>1: 3 Reps</p> <p>2: 3 25 mV Slow Range</p> <p>3: 1 SE Channel</p> <p>4: 23 Loc [ HFLUX_1 ]</p> <p>5: 1 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>27: Z=X*F (P37)</p> <p>1: 23 X Loc [ HFLUX_1 ]</p> <p>2: 15.38 F</p> <p>3: 23 Z Loc [ HFLUX_1 ]</p> <p>28: Z=X*F (P37)</p> <p>1: 24 X Loc [ HFLUX_2 ]</p> <p>2: 14.83 F</p> <p>3: 24 Z Loc [ HFLUX_2 ]</p> <p>29: Z=X*F (P37)</p> <p>1: 25 X Loc [ HFLUX_3 ]</p> <p>2: 15.12 F</p> <p>3: 25 Z Loc [ HFLUX_3 ]</p> <p>30: Do (P86)</p> <p>1: 74 Pulse Port 4</p> <p>31: Volt (SE) (P1)</p> <p>1: 3 Reps</p> <p>2: 33 25 mV 50 Hz Rejection Range</p> <p>3: 1 SE Channel</p> <p>4: 26 Loc [ PAR_18_UP ]</p> <p>5: 100 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>32: Do (P86)</p> <p>1: 74 Pulse Port 4</p> <p>33: Volt (SE) (P1)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 4 250 mV Slow Range</p> <p>3: 1 SE Channel</p> <p>4: 29 Loc [ NET_RAD ]</p> <p>5: 1 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>34: If (X&lt;=&gt;F) (P89)</p> <p>1: 29 X Loc [ NET_RAD ]</p> <p>2: 3 &gt;=</p> <p>3: 0 F</p> <p>4: 30 Then Do</p> <p>35: Z=X*F (P37)</p> <p>1: 29 X Loc [ NET_RAD ]</p> <p>2: 9.55 F</p> <p>3: 29 Z Loc [ NET_RAD ]</p> <p>36: Else (P94)</p> <p>37: Z=X*F (P37)</p> <p>1: 29 X Loc [ NET_RAD ]</p> <p>2: 11.91 F</p> <p>3: 29 Z Loc [ NET_RAD ]</p> <p>38: End (P95)</p> <p>39: Do (P86)</p> <p>1: 74 Pulse Port 4</p> <p>40: Volt (Diff) (P2)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 3 25 mV Slow Range</p> <p>3: 1 DIFF Channel</p> <p>4: 30 Loc [ RS_1_UP ]</p> <p>5: 90.794 Mult</p> <p>6: .809 Offset</p>	<p>41: Volt (Diff) (P2)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 3 25 mV Slow Range</p> <p>3: 2 DIFF Channel</p> <p>4: 31 Loc [ RS_1_DO ]</p> <p>5: 88.739 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>42: Do (P86)</p> <p>1: 74 Pulse Port 4</p> <p>43: Volt (Diff) (P2)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 3 25 mV Slow Range</p> <p>3: 1 DIFF Channel</p> <p>4: 32 Loc [ RS_18_UP ]</p> <p>5: 86.864 Mult</p> <p>6: .809 Offset</p> <p>44: Volt (Diff) (P2)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 3 25 mV Slow Range</p> <p>3: 2 DIFF Channel</p> <p>4: 33 Loc [ RS_18_DO ]</p> <p>5: 88.634 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>45: Do (P86)</p> <p>1: 74 Pulse Port 4</p> <p>46: Volt (SE) (P1)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 5 2500 mV Slow Range</p> <p>3: 1 SE Channel</p> <p>4: 40 Loc [ X_VOLTAGE ]</p> <p>5: .01571 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>47: Volt (SE) (P1)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 5 2500 mV Slow Range</p> <p>3: 2 SE Channel</p> <p>4: 35 Loc [ Tsoil1 ]</p> <p>5: 1 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>48: Polynomial (P55)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 35 X Loc [ Tsoil1 ]</p> <p>3: 35 F(X) Loc [ Tsoil1 ]</p> <p>4: -3.4596 C0</p> <p>5: .1094 C1</p> <p>6: 0 C2</p> <p>7: 0 C3</p> <p>8: 0 C4</p> <p>9: 0 C5</p> <p>49: Volt (SE) (P1)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 5 2500 mV Slow Range</p> <p>3: 3 SE Channel</p> <p>4: 36 Loc [ Tsoil2 ]</p> <p>5: 1 Mult</p> <p>6: 0 Offset</p> <p>50: Polynomial (P55)</p> <p>1: 1 Reps</p> <p>2: 36 X Loc [ Tsoil2 ]</p> <p>3: 36 F(X) Loc [ Tsoil2 ]</p> <p>4: -3.1555 C0</p> <p>5: .1094 C1</p> <p>6: 0 C2</p> <p>7: 0 C3</p> <p>8: 0 C4</p> <p>9: 0 C5</p>
---	--

<p>51: Volt (SE) (P1)  1: 1 Reps  2: 5 2500 mV Slow Range  3: 4 SE Channel  4: 37 Loc [ Tsoil3 ]  5: 1 Mult  6: 0 Offset</p> <p>52: Polynomial (P55)  1: 1 Reps  2: 37 X Loc [ Tsoil3 ]  3: 37 F(X) Loc [ Tsoil3 ]  4: -3.3175 C0  5: .1096 C1  6: 0 C2  7: 0 C3  8: 0 C4  9: 0 C5</p> <p>53: Do (P86)  1: 55 Set Port 5 Low</p> <p>54: End (P95)</p> <p>55: Batt Voltage (P10)  1: 39 Loc [ BATTERY ]</p> <p>56: Z=F (P30)  1: 111 F  2: 0 Exponent of 10  3: 44 Z Loc [ STNCODE ]</p> <p>*Table 2 Program  01: 10.0000 Execution Interval (seconds)</p> <p>1: If time is (P92)  1: 0 Minutes (Seconds --) into a  2: 30 Interval (same units as above)  3: 10 Set Output Flag High (Flag 0)</p> <p>2: Set Active Storage Area (P80)  1: 1 Final Storage Area 1  2: 100 Array ID</p> <p>3: Sample (P70)  1: 1 Reps  2: 44 Loc [ STNCODE ]</p> <p>4: Real Time (P77)  1: 1220 Year,Day,Hour/Minute (midnight = 2400)</p> <p>5: Average (P71)  1: 33 Reps  2: 1 Loc [ WD_28 ]</p> <p>6: Average (P71)  1: 1 Reps  2: 38 Loc [ Pe ]</p> <p>7: Totalize (P72)  1: 1 Reps  2: 34 Loc [ Rain ]</p> <p>8: Average (P71)  1: 3 Reps  2: 35 Loc [ Tsoil1 ]</p> <p>9: If time is (P92)  1: 0 Minutes (Seconds --) into a  2: 60 Interval (same units as above)  3: 10 Set Output Flag High (Flag 0)</p>	<p>10: Set Active Storage Area (P80)  1: 1 Final Storage Area 1  2: 101 Array ID</p> <p>11: Sample (P70)  1: 1 Reps  2: 44 Loc [ STNCODE ]</p> <p>12: Real Time (P77)  1: 1220 Year,Day,Hour/Minute (midnight = 2400)</p> <p>13: Sample (P70)  1: 2 Reps  2: 39 Loc [ BATTERY ]</p> <p>*Table 3 Subroutines  End Program</p> <p>-Input Locations-</p> <p>1 WD_28 1 1 1  2 WS_25 5 1 1  3 WS_18 9 1 1  4 WS_15 9 1 1  5 WS_12 9 1 1  6 WS_6 9 1 1  7 WS_1 17 1 1  8 TAIR_25 5 1 1  9 RH_25 9 2 2  10 TAIR_18 9 1 1  11 RH_18 17 2 2  12 TAIR_15 1 1 0  13 RH_15 1 1 0  14 TAIR_12 1 1 0  15 RH_12 1 1 0  16 TAIR_6 1 1 0  17 RH_6 1 1 0  18 TAIR_1 1 1 0  19 RH_1 1 1 0  20 WATER_1 5 1 1  21 WATER_2 9 1 1  22 WATER_3 17 1 1  23 HFLUX_1 5 2 2  24 HFLUX_2 9 2 2  25 HFLUX_3 17 2 2  26 PAR_18_UP 5 1 1  27 PAR_18_DO 9 1 1  28 PAR_1_UP 17 1 1  29 NET_RAD 1 4 3  30 RS_1_UP 1 1 1  31 RS_1_DO 1 1 1  32 RS_18_UP 1 1 1  33 RS_18_DO 1 1 1  34 Rain 1 1 1  35 Tsoil1 1 2 2  36 Tsoil2 1 2 2  37 Tsoil3 1 2 2  38 Pe 1 1 1  39 BATTERY 1 1 1  40 X_VOLTAGE 1 1 1  41 PERIOD_1 5 1 1  42 PERIOD_2 9 1 1  43 PERIOD_3 17 1 1  44 STNCODE 1 2 1</p> <p>-Program Security-</p> <p>0  0  0</p> <p>-Mode 4-</p> <p>-Final Storage Area 2-</p> <p>0</p> <p>-CR10X ID-</p> <p>0</p> <p>-CR10X Power Up-</p> <p>3</p>
--	---

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ Ra και N**

c Το συγκεκριμένο πρόγραμμα είναι γραμμένο σε γλώσσα FORTRAN και υπολογίζει  
 c την ημερήσια πυκνότητα ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας Ra, που  
 c φτάνει στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας προερχόμενη από τον ήλιο. Το πρόγραμμα  
 c δίνει επίσης την δυνατότητα, εάν το επιλέξει ο χρήστης, υπολογισμού της  
 c θεωρητικής ηλιοφάνειας N, για κάθε μέρα του έτους.

c Τα αποτελέσματα καταχωρούνται στο αρχείο res.res στο οποίο κατά περίπτωση  
 c καταγράφονται οι Ιουλιανές ημέρες και οι αντίστοιχες τιμές της Ra σε MJ/m<sup>2</sup> d ή  
 c της N σε h.

c Ως Ιουλιανή ημέρα αναφέρεται η μέρα του έτους δηλ η 1 Ιανουαρίου αντιστοιχεί σε  
 c Ιουλιανή ημέρα με αριθμό 1, ενώ η 31 Δεκεμβρίου στην 365η Ιουλιανή ημέρα.

c

c

c

13-07-02

Νίκος Προύτσος

```

integer k, J
real fi, omega, d, delta, N
print*, '***** ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ *****'
print*, '* της ολικής μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας στα όρια
*της γήινης ατμόσφαιρας (extraterrestrial radiation), Ra, σε MJ/m^2 d'
print*, '* της μέγιστης διάρκειας ηλιοφάνειας, N, σε h'
print*, ' '
print*, 'Πληκτρολογήστε τον αριθμό του μεγέθους που θέλετε να υπολογιστεί:'
print*, '1: για Ra      2: για N'
print*, ' '
read*, k
print*, ' '
if (k.lt.1.OR.k.GE.3) then
print*, 'Λάθος επιλογή'
stop
endif
print*, 'Δώστε το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής'
read*, fi
print*, ' '
if (abs(fi).GT.55.and.k.EQ.1) then
print*, 'Δεν είναι δυνατός ο υπολογισμός της Ra με το συγκεκριμένο
*πρόγραμμα. Χρησιμοποιείστε πίνακες Smithson.'
stop
endif
open (3,file='res.res', status='new')
if (k.eq.1) write (3,1) fi
if (K.eq.2) write (3,2) fi
do 10 J=1,365
d=1+0.033*cos((0.0172*J))
delta=0.409*sin((0.0172*J-1.39))
omega=acos(-tan(fi*3.141592654/180)*tan(delta))
if (K.eq.1) then
Ra=37.6*d*(omega*sin(fi*3.141592654/180)*sin(delta)+cos(fi*3.14159

```

```

*2654/180)*cos(delta)*sin(omega))
write (3,3) J, Ra
endif
if (K.eq.2) then
N=7.64*omega
write(3,3) J,N
endif
10 continue
print*, 'Αρχείο αποτελεσμάτων: res.res'
print*, ''
print*, 'Copyright: Nikos Proutsos'
print*, ' '
1 format ('Αποτελέσματα Ra σε περιοχή με γεωγραφικό πλάτος', 1x, f9.4,
* /, /, 'Ιουλιανή ημέρα', 6x, 'Ra (MJ/m^2 d)')
2 format ('Αποτελέσματα N σε περιοχή με γεωγραφικό πλάτος', 1x, f9.4,
* /, /, 'Ιουλιανή ημέρα', 11x, 'N (h)')
3 format (4x, I3, 13x, f10.4)
stop
end

```

Όταν τρέξει το πρόγραμμα, στη οθόνη εμφανίζονται ερωτήματα και ο χρήστης δίνει τα δεδομένα που απαιτούνται κάθε φορά. Το πρόγραμμα τρέχει σε περιβάλλον MS-DOS δίνοντας την εντολή sun, οπότε στην οθόνη παρουσιάζονται τα παρακάτω:

```

C:\FORTRAN>sun

          *****          ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ          *****
* της οδικής μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας στα όρια της γήινης
ατμόσφαιρας (extraterrestrial radiation), Ra, σε MJ/m^2 d
* της μέγιστης διάρκειας ηλιοφάνειας, N, σε h

Πληκτρολογήστε τον αριθμό του μεγέθους που θέλετε να υπολογιστεί:
          1: για Ra          2: για N

1

Πρώστε το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής
38

Αρχείο αποτελεσμάτων: res.res

Copyright: Nikos Proutsos

Stop - Program terminated.

C:\FORTRAN>

```

Το πρόγραμμα επίσης, διαθέτει εντολές που εμποδίζουν τη συνέχιση του εάν καταχωρηθούν λάθος κωδικοί. Τότε στην οθόνη εμφανίζεται η εντολή **“Λάθος επιλογή”** και το πρόγραμμα σταματάει.

Τέλος ο υπολογισμός του Ra μπορεί να γίνει για γεωγραφικά πλάτη από 55 έως -55 (για το νότιο ημισφαίριο). Αν λοιπόν ζητηθεί ο υπολογισμός του Ra για γεωγραφικό πλάτος μεγαλύτερο του 55 ή μικρότερο του -55, το πρόγραμμα σταματάει, ενημερώνει τον χρήστη για τον λόγο και τον προτρέπει να χρησιμοποιήσει τους πίνακες Smithson: **“Δεν είναι δυνατός ο υπολογισμός της Ra με το συγκεκριμένο πρόγραμμα. Χρησιμοποιείστε πίνακες Smithson”**.



file name: **res.res**

Αποτελέσματα Ra σε περιοχή με γεωγραφικό πλάτος 38

Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)	Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)	Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)
1	15.0771	52	22.8499	103	34.7836
2	15.1324	53	23.0798	104	34.9850
3	15.1920	54	23.3113	105	35.1838
4	15.2561	55	23.5444	106	35.3802
5	15.3245	56	23.7790	107	35.5741
6	15.3974	57	24.0150	108	35.7654
7	15.4746	58	24.2523	109	35.9541
8	15.5561	59	24.4908	110	36.1401
9	15.6419	60	24.7304	111	36.3235
10	15.7321	61	24.9710	112	36.5041
11	15.8265	62	25.2125	113	36.6820
12	15.9251	63	25.4549	114	36.8571
13	16.0280	64	25.6980	115	37.0294
14	16.1350	65	25.9417	116	37.1988
15	16.2462	66	26.1859	117	37.3654
16	16.3615	67	26.4306	118	37.5291
17	16.4809	68	26.6756	119	37.6899
18	16.6044	69	26.9209	120	37.8478
19	16.7319	70	27.1664	121	38.0027
20	16.8634	71	27.4119	122	38.1547
21	16.9988	72	27.6573	123	38.3036
22	17.1381	73	27.9026	124	38.4496
23	17.2812	74	28.1478	125	38.5926
24	17.4282	75	28.3926	126	38.7325
25	17.5790	76	28.6370	127	38.8693
26	17.7334	77	28.8809	128	39.0032
27	17.8915	78	29.1242	129	39.1339
28	18.0532	79	29.3668	130	39.2616
29	18.2185	80	29.6087	131	39.3862
30	18.3873	81	29.8498	132	39.5077
31	18.5595	82	30.0899	133	39.6261
32	18.7351	83	30.3290	134	39.7414
33	18.9140	84	30.5671	135	39.8536
34	19.0961	85	30.8039	136	39.9627
35	19.2815	86	31.0395	137	40.0687
36	19.4700	87	31.2738	138	40.1715
37	19.6615	88	31.5066	139	40.2713
38	19.8560	89	31.7380	140	40.3679
39	20.0535	90	31.9678	141	40.4614
40	20.2537	91	32.1960	142	40.5517
41	20.4568	92	32.4225	143	40.6390
42	20.6625	93	32.6472	144	40.7231
43	20.8709	94	32.8701	145	40.8041
44	21.0817	95	33.0911	146	40.8820
45	21.2951	96	33.3101	147	40.9567
46	21.5108	97	33.5271	148	41.0284
47	21.7287	98	33.7421	149	41.0969
48	21.9489	99	33.9549	150	41.1623
49	22.1712	100	34.1655	151	41.2245
50	22.3955	101	34.3739	152	41.2837
51	22.6218	102	34.5799	153	41.3398

Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)	Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)	Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)
154	41.3927	208	39.7115	262	29.8007
155	41.4426	209	39.5975	263	29.5638
156	41.4893	210	39.4804	264	29.3260
157	41.5330	211	39.3604	265	29.0875
158	41.5736	212	39.2374	266	28.8483
159	41.6110	213	39.1115	267	28.6085
160	41.6454	214	38.9827	268	28.3682
161	41.6767	215	38.8509	269	28.1275
162	41.7049	216	38.7163	270	27.8864
163	41.7300	217	38.5787	271	27.6451
164	41.7521	218	38.4383	272	27.4036
165	41.7711	219	38.2949	273	27.1621
166	41.7870	220	38.1487	274	26.9205
167	41.7998	221	37.9997	275	26.6791
168	41.8096	222	37.8478	276	26.4379
169	41.8163	223	37.6932	277	26.1969
170	41.8199	224	37.5357	278	25.9563
171	41.8205	225	37.3754	279	25.7162
172	41.8181	226	37.2124	280	25.4766
173	41.8126	227	37.0467	281	25.2377
174	41.8040	228	36.8782	282	24.9995
175	41.7924	229	36.7071	283	24.7622
176	41.7777	230	36.5333	284	24.5258
177	41.7601	231	36.3568	285	24.2904
178	41.7393	232	36.1778	286	24.0561
179	41.7155	233	35.9961	287	23.8230
180	41.6887	234	35.8119	288	23.5913
181	41.6589	235	35.6253	289	23.3608
182	41.6260	236	35.4361	290	23.1319
183	41.5901	237	35.2445	291	22.9045
184	41.5511	238	35.0505	292	22.6788
185	41.5091	239	34.8541	293	22.4548
186	41.4641	240	34.6554	294	22.2326
187	41.4161	241	34.4544	295	22.0124
188	41.3651	242	34.2512	296	21.7941
189	41.3110	243	34.0458	297	21.5779
190	41.2539	244	33.8382	298	21.3639
191	41.1938	245	33.6286	299	21.1522
192	41.1306	246	33.4169	300	20.9427
193	41.0645	247	33.2033	301	20.7357
194	40.9953	248	32.9876	302	20.5312
195	40.9231	249	32.7702	303	20.3292
196	40.8479	250	32.5509	304	20.1299
197	40.7697	251	32.3298	305	19.9332
198	40.6885	252	32.1070	306	19.7394
199	40.6043	253	31.8826	307	19.5485
200	40.5171	254	31.6567	308	19.3604
201	40.4268	255	31.4292	309	19.1754
202	40.3336	256	31.2003	310	18.9935
203	40.2374	257	30.9700	311	18.8146
204	40.1382	258	30.7385	312	18.6390
205	40.0360	259	30.5057	313	18.4667
206	39.9308	260	30.2717	314	18.2976
207	39.8227	261	30.0367	315	18.1320

Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)	Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)	Ιουλιανή ημέρα	Ra (MJ/m <sup>2</sup> d)
316	17.9698	333	15.7868	350	14.8074
317	17.8111	334	15.6945	351	14.7896
318	17.6559	335	15.6065	352	14.7762
319	17.5044	336	15.5227	353	14.7674
320	17.3565	337	15.4432	354	14.7631
321	17.2123	338	15.3680	355	14.7632
322	17.0719	339	15.2971	356	14.7679
323	16.9352	340	15.2306	357	14.7770
324	16.8024	341	15.1684	358	14.7907
325	16.6735	342	15.1106	359	14.8088
326	16.5486	343	15.0571	360	14.8315
327	16.4275	344	15.0081	361	14.8586
328	16.3105	345	14.9636	362	14.8902
329	16.1976	346	14.9234	363	14.9263
330	16.0887	347	14.8877	364	14.9668
331	15.9839	348	14.8565	365	15.0119
332	15.8833	349	14.8297		

file name: res.res

Αποτελέσματα N σε περιοχή με γεωγραφικό πλάτος 38

Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)
1	9.42	43	10.48	85	12.18	127	13.81
2	9.43	44	10.52	86	12.22	128	13.84
3	9.44	45	10.55	87	12.26	129	13.88
4	9.46	46	10.59	88	12.30	130	13.91
5	9.47	47	10.63	89	12.34	131	13.94
6	9.48	48	10.67	90	12.39	132	13.97
7	9.50	49	10.70	91	12.43	133	14.00
8	9.51	50	10.74	92	12.47	134	14.03
9	9.53	51	10.78	93	12.51	135	14.06
10	9.55	52	10.82	94	12.55	136	14.09
11	9.57	53	10.86	95	12.59	137	14.12
12	9.59	54	10.90	96	12.63	138	14.14
13	9.61	55	10.94	97	12.68	139	14.17
14	9.63	56	10.98	98	12.72	140	14.20
15	9.65	57	11.02	99	12.76	141	14.22
16	9.67	58	11.06	100	12.80	142	14.25
17	9.69	59	11.10	101	12.84	143	14.27
18	9.71	60	11.14	102	12.88	144	14.30
19	9.74	61	11.18	103	12.92	145	14.32
20	9.76	62	11.22	104	12.96	146	14.34
21	9.79	63	11.26	105	13.00	147	14.36
22	9.81	64	11.30	106	13.04	148	14.38
23	9.84	65	11.34	107	13.08	149	14.40
24	9.87	66	11.38	108	13.12	150	14.42
25	9.90	67	11.42	109	13.16	151	14.44
26	9.92	68	11.47	110	13.20	152	14.46
27	9.95	69	11.51	111	13.23	153	14.48
28	9.98	70	11.55	112	13.27	154	14.49
29	10.01	71	11.59	113	13.31	155	14.51
30	10.04	72	11.63	114	13.35	156	14.52
31	10.07	73	11.67	115	13.39	157	14.54
32	10.11	74	11.72	116	13.42	158	14.55
33	10.14	75	11.76	117	13.46	159	14.56
34	10.17	76	11.80	118	13.50	160	14.57
35	10.20	77	11.84	119	13.53	161	14.58
36	10.24	78	11.88	120	13.57	162	14.59
37	10.27	79	11.92	121	13.61	163	14.60
38	10.30	80	11.97	122	13.64	164	14.61
39	10.34	81	12.01	123	13.68	165	14.62
40	10.37	82	12.05	124	13.71	166	14.62
41	10.41	83	12.09	125	13.74	167	14.63
42	10.45	84	12.13	126	13.78	168	14.63

Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)
169	14.64	213	13.95	257	12.27	301	10.49
170	14.64	214	13.92	258	12.23	302	10.46
171	14.64	215	13.88	259	12.19	303	10.42
172	14.64	216	13.85	260	12.15	304	10.38
173	14.64	217	13.82	261	12.10	305	10.35
174	14.64	218	13.79	262	12.06	306	10.31
175	14.64	219	13.75	263	12.02	307	10.28
176	14.63	220	13.72	264	11.98	308	10.25
177	14.63	221	13.68	265	11.94	309	10.21
178	14.62	222	13.65	266	11.89	310	10.18
179	14.62	223	13.62	267	11.85	311	10.15
180	14.61	224	13.58	268	11.81	312	10.11
181	14.60	225	13.54	269	11.77	313	10.08
182	14.60	226	13.51	270	11.73	314	10.05
183	14.59	227	13.47	271	11.69	315	10.02
184	14.58	228	13.43	272	11.64	316	9.99
185	14.57	229	13.40	273	11.60	317	9.96
186	14.55	230	13.36	274	11.56	318	9.93
187	14.54	231	13.32	275	11.52	319	9.90
188	14.53	232	13.28	276	11.48	320	9.88
189	14.51	233	13.25	277	11.44	321	9.85
190	14.50	234	13.21	278	11.39	322	9.82
191	14.48	235	13.17	279	11.35	323	9.80
192	14.46	236	13.13	280	11.31	324	9.77
193	14.45	237	13.09	281	11.27	325	9.75
194	14.43	238	13.05	282	11.23	326	9.72
195	14.41	239	13.01	283	11.19	327	9.70
196	14.39	240	12.97	284	11.15	328	9.68
197	14.37	241	12.93	285	11.11	329	9.65
198	14.35	242	12.89	286	11.07	330	9.63
199	14.33	243	12.85	287	11.03	331	9.61
200	14.30	244	12.81	288	10.99	332	9.59
201	14.28	245	12.77	289	10.95	333	9.57
202	14.25	246	12.73	290	10.91	334	9.55
203	14.23	247	12.69	291	10.87	335	9.54
204	14.20	248	12.65	292	10.83	336	9.52
205	14.18	249	12.60	293	10.79	337	9.50
206	14.15	250	12.56	294	10.75	338	9.49
207	14.12	251	12.52	295	10.72	339	9.47
208	14.10	252	12.48	296	10.68	340	9.46
209	14.07	253	12.44	297	10.64	341	9.45
210	14.04	254	12.40	298	10.60	342	9.44
211	14.01	255	12.36	299	10.57	343	9.42
212	13.98	256	12.31	300	10.53	344	9.41

Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)	Ιουλιανή ημέρα	N (h)
345	9.40	350	9.37	355	9.36	360	9.37
346	9.40	351	9.37	356	9.36	361	9.38
347	9.39	352	9.37	357	9.36	362	9.39
348	9.38	353	9.36	358	9.37	363	9.39
349	9.38	354	9.36	359	9.37	364	9.40
						365	9.41

## ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΓΩΝΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΝΥΨΩΣΗΣ β

```
c Πρόγραμμα για τον υπολογισμό της γωνίας ηλιακής ανύψωσης, β
c *****
c Νίκος Προύτσος
c Αθήνα, 14-07-02
```

```
real dt, t, Lz, Lm, b, Sc, beta, o,sbeta,fi
open (3, file='apo.apo', status='new')
pi = 3.141592654
print*, 'Δώστε το χρονικό βήμα για τον υπολογισμό της ηλιακής ανύψωσης
* β, π.χ. για μισή ώρα δώστε την τιμή 0.5'
read*, dt
print*, 'Δώστε το γεωγραφικό μήκος της περιοχής στο κέντρο της ζώνης
* που έχει την ίδια τοπική ώρα, μοίρες δυτικά του Greenwich π.χ.
* για την Ελλάδα είναι 330'
read*, Lz
print*, 'Δώστε το γεωγραφικό μήκος της περιοχής σε μοίρες δυτικά του
* Greenwich'
read*, Lm
print*, 'Δώστε το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής σε μοίρες'
read*, fi
print*, 'Δώστε τη χρονική περίοδο σε Ιουλιανές ημέρες που ζητάτε να
* γίνει ο υπολογισμός π.χ. για ολόκληρο το έτος οι ζητούμενες τιμές
* θα είναι 1 και 365 και δίνονται ξεχωριστά πατώντας enter'
read*, m
read*, n
if (m.gt. 365.or.n.gt.365) then
print*, 'Λάθος καταχώρηση'
stop
endif
if (m.le.0.or.n.le.0) then
print*, 'Λάθος καταχώρηση'
stop
endif
if (m.gt.n) then
print*, 'Λάθος καταχώρηση'
stop
endif
write(3,2) fi, Lm, m, n
do 10 J = m, n
b=2*pi*(J-81)/364
Sc=0.1645*sin(2*b)-0.1255*cos(b)-0.025*sin(b)
delta=0.409*sin(0.0172*J-1.39)
do 10 t=0.,24.,dt
o=(pi/12)*(t+0.06667*(Lz-Lm)+Sc-12)
```

```

sbeta=sin(fi*pi/180)*sin(delta)+cos(fi*pi/180)*cos(delta)*cos(o)
beta=asin(sbeta)*180/pi
if (beta.lt.0.0) beta=0.0
write(3,1) J, t, beta
10 continue
print*, 'Αρχείο αποτελεσμάτων: apo.apo'
print*, ' '
print*, 'Copyright: NIKOS PROUTSOS'
print*, ' '
1 format (I4, 2X, F7.3, 2X, F8.4)
2 format ('Αποτελέσματα υπολογισμού του συντελεστή ηλιακής ανύψωσης,
* β',/,'*****')
*././,'Στοιχεία περιοχής',/,'γεωγραφικό πλάτος',f9.4,/,'γεωγραφικό
* μήκος',f9.4,/,'από την',I4,' Ιουλιανή ημέρα (JD) έως την',I4,/./,
*' JD TIME β')
stop
end

```

Όταν τρέξει το πρόγραμμα στη οθόνη εμφανίζονται ερωτήματα και ο χρήστης δίνει τα δεδομένα που απαιτούνται κάθε φορά. Το πρόγραμμα τρέχει σε περιβάλλον MS-DOS δίνοντας την εντολή beta, οπότε στην οθόνη παρουσιάζονται τα παρακάτω:

```

C:\FORTRAN>beta
Πάστε το χρονικό βήμα για τον υπολογισμό της ηλιακής ανύψωσης β, π.χ. για μισή
ώρα δώστε την τιμή 0.5
0.25
Πάστε το γεωγραφικό μήκος της περιοχής στο κέντρο της ζώνης που έχει την ίδια
τοπική ώρα, μοίρες δυτικά του Greenwich π.χ . για την Ελλάδα είναι 330
330
Πάστε το γεωγραφικό μήκος της περιοχής σε μοίρες δυτικά του Greenwich
336.3833
Πάστε το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής σε μοίρες
38
Πάστε τη χρονική περίοδο σε Ιουλιανές ημέρες που ζητάτε να γίνει ο υπολογισμός
π.χ. για ολόκληρο το έτος οι ζητούμενες τιμές θα είναι 1 και 365 και δίνονται
ξεχωριστά πατώντας enter
15
15
Αρχείο αποτελεσμάτων: apo.apo

Copyright: NIKOS PROUTSOS

Stop - Program terminated.

C:\FORTRAN>

```

Οι εντολές που δόθηκαν στο παραπάνω πρόγραμμα έγιναν για την περιοχή του Μογγοστού στην Κόρινθο για μία μόνο μέρα του έτους την 15<sup>η</sup> Ιουλιανή ημέρα που αντιστοιχεί στην 15<sup>η</sup> Ιανουαρίου (ενδεικτικά).

Τα αποτελέσματα από το πρόγραμμα αναφέρονται στην τοπική ώρα και για να χρησιμοποιηθούν στη συγκεκριμένη μελέτη έπρεπε να αντιστοιχιστούν με την ηλιακή ώρα.

Τα αποτελέσματα του αρχείου apo.apo για τα παραπάνω δεδομένα παρουσιάζονται παρακάτω:



file name: **apo.apo**

Αποτελέσματα υπολογισμού του συντελεστή ηλιακής ανύψωσης,  $\beta$

\*\*\*\*\*

Στοιχεία περιοχής

γεωγραφικό πλάτος 38.0000

γεωγραφικό μήκος 336.3833

από την 15 Ιουλιανή ημέρα (JD) έως την 15

JD	TIME	$\beta$	JD	TIME	$\beta$	JD	TIME	$\beta$
15	0.00	0	15	10.50	23.9255	15	21.00	0
15	0.25	0	15	10.75	25.4102	15	21.25	0
15	0.50	0	15	11.00	26.7342	15	21.50	0
15	0.75	0	15	11.25	27.8869	15	21.75	0
15	1.00	0	15	11.50	28.8584	15	22.00	0
15	1.25	0	15	11.75	29.6397	15	22.25	0
15	1.50	0	15	12.00	30.2233	15	22.50	0
15	1.75	0	15	12.25	30.6031	15	22.75	0
15	2.00	0	15	12.50	30.7752	15	23.00	0
15	2.25	0	15	12.75	30.7378	15	23.25	0
15	2.50	0	15	13.00	30.4911	15	23.50	0
15	2.75	0	15	13.25	30.038	15	23.75	0
15	3.00	0	15	13.50	29.383	15	24.00	0
15	3.25	0	15	13.75	28.5328			
15	3.50	0	15	14.00	27.4955			
15	3.75	0	15	14.25	26.2804			
15	4.00	0	15	14.50	24.8978			
15	4.25	0	15	14.75	23.3583			
15	4.50	0	15	15.00	21.6729			
15	4.75	0	15	15.25	19.8524			
15	5.00	0	15	15.50	17.9076			
15	5.25	0	15	15.75	15.8486			
15	5.50	0	15	16.00	13.6851			
15	5.75	0	15	16.25	11.4264			
15	6.00	0	15	16.50	9.0809			
15	6.25	0	15	16.75	6.6567			
15	6.50	0	15	17.00	4.161			
15	6.75	0	15	17.25	1.6008			
15	7.00	0	15	17.50	0			
15	7.25	0	15	17.75	0			
15	7.50	0	15	18.00	0			
15	7.75	0	15	18.25	0			
15	8.00	2.5223	15	18.50	0			
15	8.25	5.0602	15	18.75	0			
15	8.50	7.5311	15	19.00	0			
15	8.75	9.9281	15	19.25	0			
15	9.00	12.2435	15	19.50	0			
15	9.25	14.4693	15	19.75	0			
15	9.50	16.5965	15	20.00	0			
15	9.75	18.6159	15	20.25	0			
15	10.00	20.5175	15	20.50	0			
15	10.25	22.2909	15	20.75	0			

ΠΙΝΑΚΑΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΜΕΤΑΤΡΟΠΗ ΤΩΝ ΗΜΕΡΟΛΟΓΙΑΚΩΝ ΗΜΕΡΩΝ ΣΕ ΙΟΥΛΙΑΝΕΣ ΗΜΕΡΕΣ																															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60		
ΜΑΡΤΙΟΣ	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	
ΜΑΙΟΣ	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151
ΙΟΥΝΙΟΣ	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	
ΙΟΥΛΙΟΣ	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	265	266	267	268	269	270	271	272	273	
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	305	306	307	308	309	310	311	312	313	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325	326	327	328	329	330	331	332	333	334	
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	335	336	337	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365

## ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΠΙΝΑΚΩΝ

- Πίνακας 1.1: Ενέργεια και ποσοστιαία κατανομή των διαφόρων μορφών ακτινοβολίας στο απώτερο στρώμα της γήινης ατμόσφαιρας (Καρανδρινός 1995).
- Πίνακας 1.2: Αξιολόγηση επιδράσεων διαφόρων μορφών ακτινοβολίας στα φυτά (Ross 1975).
- Πίνακας 1.3: Τιμές albedo φυσικών επιφανειών (Collier et al. 1973, Λιακατάς 1976)
- Πίνακας 2.1. Συνοπτικός κατάλογος και πληθοκάλυψη των φυτικών ειδών στην περιοχή της πειραματικής θέσης. Επτάβαθμη κλίμακα πληθοκάλυψης του Braun Blanquet: 5=75-100%, 4=50-75%, 3=25-50%, 2=5-25%, 1= έως 5%, += πολυάρθιμα άτομα χωρίς κάλυψη, r= σπάνια παρουσία.
- Πίνακας 3.1: Συμβολισμός, θέσεις και μονάδες μέτρησης παραμέτρων, καθώς και ο συνολικός αριθμός πρωτογενών μετρήσεων (μετά την εξαίρεση των σφαλμάτων,) για όλη την περίοδο λειτουργίας του σταθμού από το 1999 έως το 2006.
- Πίνακας 3.2: Παράμετροι, συχνότητα λήψης μετρήσεων και ποσοστά πληρότητας ανά έτος, για όλη την περίοδο λειτουργίας του μικρομετεωρολογικού σταθμού.
- Πίνακας 4.1.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης ( $PAR = A_1 \cdot Rs + A_0$ ) για ωριαίες τιμές φωτοσυνθετικά ενεργής, PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας, Rs ( $W \text{ m}^{-2}$ ) και μέσες τιμές του λόγου PAR/Rs ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / W \text{ m}^{-2}$ ) σε διαφορετικές ηλιακές ανυψώσεις β καθώς και τα απαραίτητα στατιστικά μεγέθη για την αξιολόγηση των μεγεθών. Οι μονάδες μέτρησης των  $A_1$  και  $A_0$  είναι  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / W \text{ m}^{-2}$  και  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , αντίστοιχα.
- Πίνακας 4.1.2: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης ( $PAR = A_1 \cdot Rs + A_0$ ) για ωριαίες τιμές φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας, Rs ( $W \text{ m}^{-2}$ ), και μέσες τιμές του λόγου PAR/Rs ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / W \text{ m}^{-2}$ ) σε διαφορετικές κλάσεις σχετικής υγρασίας, RH, καθώς και τα απαραίτητα στατιστικά μεγέθη για την αξιολόγηση των μεγεθών. Οι μονάδες μέτρησης των  $A_1$  και  $A_0$  είναι  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / W \text{ m}^{-2}$  και  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , αντίστοιχα.
- Πίνακας 4.1.3: Μηνιαίες μέσες τιμές του ημερήσιου λόγου PAR / Rs πάνω από τη δασική φυτοκόμη (σε  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / W \text{ m}^{-2}$ ) από ωριαίες και ημερήσιες τιμές των περιόδων 1999-2002 και 2004-2005.
- Πίνακας 4.1.4: Μηνιαίες μέσες τιμές του ημερήσιου λόγου PAR / Rs πάνω και κάτω από τη δασική φυτοκόμη, σε  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} / W \text{ m}^{-2}$  και  $W \text{ m}^{-2} / W \text{ m}^{-2}$  [τιμές σε αγκύλες], από ημερήσιες τιμές των περιόδων 1999-2002 και 2004-2005. Για τις κάτω από τη φυτοκόμη τιμές έχουν εξααιρεθεί τα έτη 2000 και 2004.
- Πίνακας 4.1.5: Μέσες εποχιακές τιμές και τοπικές αποκλίσεις των συντελεστών απόσβεσης (K) της ολικής μικρού μήκους κόματος (Rs) και της φωτοσυνθετικά ενεργής (PAR) ακτινοβολίας, με βάση τους δείκτες φυλλικής (LAI) και φυτικής (PAI) επιφάνειας, σε διάφορα φαινολογικά στάδια του δρυοδάσους για το έτος 1999. Σε παρένθεση δίνεται ο αριθμός των ωριαίων τιμών από τις οποίες προέκυψαν οι μέσες εποχιακές τιμές των συντελεστών, ενώ σε κάθε στάδιο δίνονται οι μέσοι εκτιμώμενοι LAI και PAI.
- Πίνακας 4.2.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης,  $y = \alpha x + \beta$ , ωριαίων δεδομένων θερμοκρασίας T, της περιόδου 1999-2002, σε διάφορα ύψη (25,10, 18,55, 15,39, 12,97, 6,80 και 1,03 m) καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης ( $R^2$ ), για κάθε βλαστική περίοδο του φυλλοβόλου δάσους.
- Πίνακας 4.2.2: Εύρη τιμών παραμέτρων για μέσα (mesic) θερμοκρασιακά περιβάλλοντα εδαφών (εδάφη με ήπιες θερμοκρασίες που παγώνουν σπάνια) κατά FAO/UNESCO και τα αντίστοιχα μεγέθη για το Μογγοστό (βάθος εδάφους 50 cm).

- Πίνακας 4.3.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης,  $y = \alpha x + \beta$ , ωριαίων δεδομένων σχετικής υγρασίας RH, της περιόδου 1999-2002, σε διάφορα ύψη (25,10, 18,55, 15,39, 12,97, 6,80 και 1,03 m) καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης ( $R^2$ ), για κάθε βλαστική περίοδο του φυλλοβόλου δάσους.
- Πίνακας 4.3.2: Μέσες μηνιαίες τιμές των συντελεστών πολυωνυμικής εξίσωσης της μορφής  $y = ax^2 + bx + c$  (όπου x το βάθος εδάφους σε m) για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας (y). Δεδομένα περιόδου 1999-2002.
- Πίνακας 4.4.1: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης,  $y = \alpha x + \beta$ , της ανεμοταχύτητας σε ύψη 25.10, 18.55, 15.39, 12.97, 6.80 και 1.03 m μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα, για την περίοδο 1999 - 2002, καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης ( $R^2$ ), για κάθε φαινολογικό στάδιο του δάσους.
- Πίνακας 4.4.2: Εκτιμημένες τιμές των παραμέτρων τραχύτητας d και  $z_0$  για το δρυοδάσος του Μογγοστού, κατά τα στάδια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης και του ληθάργου από επιλεγμένα λογαριθμικά προφίλ ανέμου του έτους 1999.
- Πίνακας 4.6.1: Μέσες μηνιαίες τιμές των λόγων  $G/R_n$ ,  $LE/R_n$  και  $H/R_n$  (όπου  $R_n$ , το ισοζύγιο ακτινοβολίας, H, η αισθητή θερμότητα, LE, η λανθάνουσα θερμότητα για εξατμισοδιαπνοή και G, η θερμότητα στο έδαφος) σε επίπεδο 24ωρου, ημέρας και νύχτας.
- Πίνακας 4.6.2: Συντελεστές γραμμικής παλινδρόμησης των ροών  $CO_2$  και υδρατμών ( $H_2O$ ) συναρτήσει του ισοζυγίου ακτινοβολίας  $R_n$ , σε διάφορες κλάσεις εδαφικής υγρασίας, καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης, από δεδομένα των ετών 1999 και 2000.

## ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΕΙΚΟΝΩΝ

- Εικόνα 2.1: Πανοραμική άποψη (πάνω) του δάσους δρυός του Μογγοστό κατά την πλήρη βλαστική του ανάπτυξη και εποχιακές φαινολογικές διαφοροποιήσεις (κάτω).
- Εικόνα 2.2: Κλαδί με φύλλα και καρπούς και φύλλο του *Quercus frainetto*.
- Εικόνα 2.3: Το εσωτερικό του δρυοδάσους του Μογγοστό.
- Εικόνα 2.4: Η επίδραση της πυρκαγιάς στο Μογγοστό τον Ιούλιο του 2000. Γενική άποψη (πάνω) με εντοπισμένη τη θέση του μικρομετεωρολογικού σταθμού (κάτω αριστερά) και μέσα στο οικοσύστημα στη θέση λήψης μετρήσεων (κάτω δεξιά).
- Εικόνα 2.5: Αποτύπωση της επίδρασης της πυρκαγιάς στο Μογγοστό τον Ιούλιο του 2000. Φωτογραφίες σε διαφορετικές κατευθύνσεις από την κορυφή του πύργου του μικρομετεωρολογικού σταθμού.
- Εικόνα 2.6: Απομάκρυνση ξυλώδους όγκου (φώτο αριστερά) μετά από υλοτομία το 2004 και συγκέντρωσή του εκατέρωθεν του δασικού δρόμου (φώτο δεξιά).
- Εικόνα 3.1: Ιστός και αισθητήρες του μικρομετεωρολογικού σταθμού Μογγοστό.
- Εικόνα 3.2: Τοποθέτηση ταινίας σε κορμό δένδρου δρυός για τη μέτρηση της αύξησης της περιμέτρου στο Μογγοστό.

## ΕΥΡΕΤΗΡΙΟ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

- Σχήμα 1.1: Η φασματική κατανομή της ηλιακής ενέργειας στην απώτερη ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της θάλασσας. Η ατμόσφαιρα με την βοήθεια του όζοντος, του CO<sub>2</sub> και των υδρατμών «φιλτράρει» την ακτινοβολία και επιτρέπει μέγιστη διόδο στα μήκη κύματος που επηρεάζουν άμεσα βιολογικές διεργασίες (φωτοσύνθεση, όραση, κ.ά.).
- Σχήμα 1.2: Βασικές γωνίες για τον πλήρη προσδιορισμό της θέσης του ήλιου σε σχέση με μια επιφάνεια στο βόρειο ημισφαίριο.
- Σχήμα 1.3: Διαπέραση, ανάκλαση και απορρόφηση ακτινοβολίας διαφόρων μηκών κύματος, σε πράσινο φύλλο (Monteith 1973).
- Σχήμα 1.4: Κατανομή ακτινοβολίας σε (α) πορτοκαλέωνα και (β) ένα μόνο στρώμα πορτοκαλεοφύλλων (Kalma 1970).
- Σχήμα 1.5: Διαφορετικές διατάξεις φύλλων σε φυτά (α) και η βέλτιστη διάταξή τους (β) για την καλύτερη αξιοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας.
- Σχήμα 1.6: Μεταβολή του εμβαδού της σκιάς φύλλου, σε σχέση με το ύψος του ήλιου.
- Σχήμα 1.7: Κατανομές της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , και μεγάλουμήκους κύματος ακτινοβολίας,  $L$ , στο έδαφος (α) και σε δενδρώδη βλάστηση (β).
- Σχήμα 1.8: Κατατομές θερμοκρασίας (T), υγρασίας (H) και ανέμου (u) μέσα και πάνω από δασικό οικοσύστημα αλλά και πάνω από γυμνό έδαφος, κατά τη διάρκεια της ημέρας (αριστερά) και της νύχτας (δεξιά) (κατά Gardiner 2003).
- Σχήμα 1.9: Απλουστευμένη απεικόνιση των μεταβολών της ανεμοταχύτητας και των μορφών ροής πάνω από λεία επιφάνεια.
- Σχήμα 1.10: Η στροβιλώδης περιοχή του αέρα πάνω από φυτοκαλλιέργεια (Nobel 1999).
- Σχήμα 1.11: Κατακόρυφη κατανομή ανεμοταχυτήτων μέσα και πάνω από δενδρώδη φυτεία.
- Σχήμα 1.12: Το ενεργειακό ισοζύγιο κατά τη διάρκεια (α) της ημέρας και (β) της νύχτας.
- Σχήμα 1.13: Ροές νερού σε δασικό οικοσύστημα.
- Σχήμα 1.14: (α) Ακαθάριστη πρωτογενής, GPP, και (γ) καθαρή, NEP, παραγωγικότητα, σε διάφορα ευρωπαϊκά δασικά οικοσύστημα καθώς και (β) ο λόγος NEP/RE (όπου RE η συνολική αναπνοή του οικοσυστήματος) σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής ανάπτυξης, από δεδομένα του δικτύου EUROFLUX. Το αρνητικό πρόσημο υποδεικνύει ότι ο άνθρακας απορροφάται από το οικοσύστημα και συνεπώς αυτό λειτουργεί ως «καταβόθρα», ενώ οι θετικές τιμές υποδεικνύουν απελευθέρωση άνθρακα από το οικοσύστημα προς την ατμόσφαιρα. Οι κλειστοί κύκλοι αφορούν φυσικά ή τεχνητά οικοσυστήματα που δέχονται συνήθη διαχείριση, ενώ οι ανοικτοί, εντατικά εκμεταλλεόμενα δάση (Valentini et al. 2000).
- Σχήμα 2.1: Οδικός χάρτης της Πελοποννήσου με τη θέση του δρυοδάσους του Μογγοστού.
- Σχήμα 2.2: Αεροφωτογραφία και σκαρίφημα υπό κλίμακα με εντοπισμένες τις θέσεις της πειραματικής επιφάνειας και του μικρομετεωρολογικού σταθμού.
- Σχήμα 2.3: Λογότυπο του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος MEDEFLEU (πάνω) για τη μελέτη των ροών μάζας και ενέργειας στα μεσογειακά δάση, που αποτελεί μέρος του παγκόσμιου δικτύου μέτρησης FLUXNET (κάτω).
- Σχήμα 2.4: Ομβροθερμικό διάγραμμα για το Βέλο Κορινθίας, από στοιχεία θερμοκρασίας και υετού της χρονικής περιόδου 1987 - 1997.
- Σχήμα 2.5: Κοκκομετρική σύσταση εδάφους (Μογγοστός Κορινθίας).
- Σχήμα 2.6: Τοπογραφικό ανάγλυφο στην περιοχή μελέτης με εντοπισμένη τη θέση του σταθμού και οι τομές για την αποτύπωση των εδαφικών κλίσεων γύρω από το σταθμό.
- Σχήμα 2.7: Χρήσεις γης στην ευρύτερη περιοχή μελέτης (Corine).
- Σχήμα 2.8: Αναλογίες ειδών δασικών δένδρων στο δάσος του Μογγοστού.

- Σχήμα 3.1: Σκαρίφημα του μικρομετεωρολογικού σταθμού με τους τύπους αισθητήρων που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε υψομετρική βαθμίδα, στο ατμοσφαιρικό και εδαφικό περιβάλλον του δάσους Μογγοστόυ.
- Σχήμα 3.2: Στροβιλώδης κίνηση του αέρα πάνω από φυτοκόμη (Burba and Anderson, 2006).
- Σχήμα 3.3: Οι στρόβιλοι αέρα σε ένα σημείο. Τη χρονική στιγμή  $t_1$ , ο στρόβιλος 1 μετακινεί ένα πακέτο αέρα  $c_1$  προς τα κάτω με ταχύτητα  $w_1$ . Στη συνέχεια, τη χρονική στιγμή  $t_2$ , ο στρόβιλος 2 μετακινεί ένα πακέτο αέρα  $c_2$  προς τα πάνω, με ταχύτητα  $w_2$ . Τα πακέτα αέρα έχουν διαφορετικές συγκεντρώσεις, θερμοκρασίες, υγρασία κ.λπ., που όταν γνωρίζουμε τις τιμές τους και τις ταχύτητες κίνησης, είναι δυνατό να υπολογίσουμε τις ροές με τη μεθοδολογία Eddy covariance.
- Σχήμα 3.4: Οριζόντιες και κατακόρυφες ροές  $CO_2$  σε μοναδιαίο όγκο αέρα, μέσα και πάνω από φυσικό οικοσύστημα και καθαρή ροή πάνω από αυτό. Η αποθηκευμένη ποσότητα άνθρακα εκφράζεται μέσω της καθαρής παραγωγικότητας του οικοσυστήματος  $NEE_C$ .
- Σχήμα 3.5: Οριζόντιες και κατακόρυφες μεταβολές ροών σε επικλινείς και οριζόντιες θέσεις την ημέρα, σύμφωνα με τον Baldocchi (2005). Τα βέλη αποτυπώνουν τις ροές του ανέμου (μαύρα), της θερμότητας (κόκκινα), των υδρατμών (μπλε) και του  $CO_2$  (πράσινα), ενώ το μήκος τους αντιστοιχεί στο μέγεθος των ροών.
- Σχήμα 3.6: Σχηματική απόδοση της επίδρασης του ύψους μέτρησης ( $\alpha$  και  $\beta$ ) και της τραχύτητας της επιφάνειας ( $\gamma$  και  $\delta$ ) καθώς και οι ποσοστιαίες συνεισφορές για κάθε περίπτωση, στον υπολογισμό των ροών με τη μέθοδο Eddy covariance (κατά Burba 2001)
- Σχήμα 3.7: Ποσοτικοποιημένη επίδραση της απόστασης από τη θέση μέτρησης προς την κατεύθυνση του πνέοντος ανέμου, στον υπολογισμό των ροών με τη μέθοδο Eddy covariance, για δύο ύψη λήψης μετρήσεων (1,5 m και 4,5 m) πάνω από δύο επιφάνειες διαφορετικής τραχύτητας (κατά Burba 2001).
- Σχήμα 3.8: Ποσοτικοποιημένη επίδραση της απόστασης από τη θέση μέτρησης προς την κατεύθυνση του πνέοντος ανέμου, στον υπολογισμό των ροών με τη μέθοδο Eddy covariance, για διαφορετικές συνθήκες ισορροπίας της ατμόσφαιρας. Ενδεικτικά στον δεξιό άξονα παρουσιάζονται και οι αντιστοιχίες ροές νερού (κατά Leclerc and Thurtell 1990).
- Σχήμα 4.1.1: Ωριαίες μεταβολές της πυκνότητας ροής εισερχόμενης ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας ( $R_s$ ) πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγοστόυ για οχτώ, ηλιόλουστες και νεφελώδεις, φθινοπωρινές ημέρες του 2006.
- Σχήμα 4.1.2: Ημερήσια, ανά εποχή, μεταβολή των μέσων ωριαίων τιμών της πυκνότητας ροής της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας μαζί με τις τυπικές αποκλίσεις (δεδομένα ωριαίων μετρήσεων των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006).
- Σχήμα 4.1.3: Μεταβολή των πυκνοτήτων ροής της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , σε σχέση με τη γωνία ηλιακής ανύψωσης,  $\beta$ , από 5.083 ζεύγη δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων σε ανέφελες ημέρες των ετών 1999, 2000 και 2001.
- Σχήμα 4.1.4: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας ( $R_s$ ) πάνω από το δασικό οικοσύστημα και η αντιστοιχη ροή ενέργειας που φτάνει στα όρια της ατμόσφαιρας από τον ήλιο ( $R_a$ ).
- Σχήμα 4.1.5: Συσχέτιση των μηνιαίων ροών εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη,  $R_s$ , με τις αντίστοιχες στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας,  $R_a$ , (τα σημεία αφορούν τις χρονικές περιόδους 1999 - 2002 και 2004 - 2006).
- Σχήμα 4.1.6: Ημερήσιες τιμές του λόγου της πυκνότητας ροής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη,  $R_s$ , προς την αντίστοιχη που υπολογίστηκε στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας,  $R_a$ , για τις χρονικές περιόδους 1999 - 2002 και 2004 - 2006.
- Σχήμα 4.1.7: Κατανομή των ημερήσιων τιμών του λόγου της πυκνότητας ροής της εισερχόμενης ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω από τη δασική φυτοκόμη,  $R_s$ , προς την αντίστοιχη που υπολογίστηκε στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας,  $R_a$ , σε σχέση με την ημερήσια σχετική υγρασία μετρούμενη πάνω από τη δασική φυτοκόμη (18 m ύψος). Οι ημερήσιες τιμές ανέρχονται σε 1.366 και αφορούν τις χρονικές περιόδους 1999 - 2002 και 2004 - 2006, ενώ η σκούρα πράσινη (ευθεία) γραμμή αντιστοιχεί στην μέση τιμή του λόγου  $R_s/R_a$  σε ανέφελες ημέρες.

- Σχήμα 4.1.8: Κατανομή των ημερήσιων πυκνοτήτων ροής των ακτινοβολιών  $R_s$  (ολική μικρού μήκους κύματος),  $R_a$  (μικρού μήκους κύματος στα όρια της ατμόσφαιρας) και PAR (φωτοσυνθετικά ενεργή στην κορυφή της φυτοστοιβάδας) για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων στην περιοχή του Μογγοστού.
- Σχήμα 4.1.9: Μεταβολή των πυκνοτήτων ροής της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, σε σχέση με τη γωνία ηλιακής ανύψωσης,  $\beta$ , από 5.083 ζεύγη δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων σε ανέφελους ημέρες των ετών 1999, 2000 και 2001.
- Σχήμα 4.1.10: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, και της ολικής μικρού μήκους κύματος,  $R_s$ , στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης. Τα ζεύγη των ωριαίων τιμών ανέρχονται σε 10.874 και περιλαμβάνουν μετρήσεις των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2005.
- Σχήμα 4.1.11: Δεκαπεντάλεπτες μεταβολές της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης και του λόγου PAR/ $R_s$ , κατά τη διάρκεια της μέρας, για 7 διαδοχικές ανέφελους ημέρες του έτους 1999.
- Σχήμα 4.1.12: Μεταβολές της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης και του λόγου PAR/ $R_s$  κατά τη διάρκεια 4 μέσων ημερών (μία για κάθε εποχή) από τις 8:00 έως τις 16:00 (τοπική ώρα). Οι γραμμές έχουν προκύψει από 2.870 ζεύγη δεκαπεντάλεπτων μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια 30 ηλιόλουστων ημερών των ετών 1999 και 2000. Η εποχιακά μέγιστες τιμές της  $R_s$  αντιστοιχούν στις 12:00.
- Σχήμα 4.1.13: Θέση του δασικού οικοσυστήματος σε σχέση με την ηλιακή ανύψωση κατά τη διάρκεια της ημέρας.
- Σχήμα 4.1.14: Ποσοτική κατανομή της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , που εισέρχεται στο δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού για απορρόφηση από τη φυτοκόμη και το έδαφος καθώς και για ανάκλαση από το οικοσύστημα. Τα μηνιαία (πάνω αριστερά) και ημερήσια (πάνω δεξιά) ποσοστά αφορούν την ολική εισερχόμενη ακτινοβολία πάνω από τη φυτοκόμη, ενώ οι 24ωρες ροές της και η ποσοτική κατανομή για απορρόφηση και ανάκλαση παρουσιάζονται κάτω. Οι μέσες τιμές που εμφανίζονται στο διάγραμμα έχουν προκύψει από δεδομένα 1.113 ημερών των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2005 – 2006.
- Σχήμα 4.1.15: Ποσοτική κατανομή της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, που εισέρχεται στο δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού για απορρόφηση από τη φυτοκόμη και το έδαφος καθώς και για ανάκλαση από το οικοσύστημα. Τα μηνιαία (πάνω αριστερά) και ημερήσια (πάνω δεξιά) ποσοστά αφορούν την ολική PAR πάνω από τη φυτοκόμη, ενώ οι 24ωρες ροές της και η ποσοτική κατανομή τους για απορρόφηση και ανάκλαση παρουσιάζονται κάτω. Οι μέσες τιμές που εμφανίζονται στο διάγραμμά έχουν προκύψει από δεδομένα 1.121 ημερών των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2005-2006.
- Σχήμα 4.1.16: Ροές της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω ( $R_s(0)$ ) και κάτω ( $R_s(L)$ ) από τη δασική φυτοκόμη ( $\rho_e$  και  $\rho_\phi$ : συντελεστές ανάκλασης εδάφους και φύλλων αντίστοιχα και  $\tau_\phi$ : συντελεστής διαπέρασης μέσα από τη φυτοκόμη).
- Σχήμα 4.1.17: Ωριαίες πυκνότητες ροής της προσπίπτουσας και της ανακλώμενης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω,  $R_s(0)$ , και κάτω,  $R_s(L)$ , από τη δασική φυτοκόμη για 4 μέσες ημέρες κάθε σταδίου ανάπτυξης του δάσους (I: ληθάργου, II: βλαστικής ανάπτυξης, III: πλήρους βλαστικής ανάπτυξης και IV: γήρανσης του φυλλώματος). Οι μέγιστες ροές της  $R_s(0)$  αντιστοιχούν στις 12:00 ηλιακή ώρα, ενώ οι ωριαίες τιμές αποτελούν μέσους όρους των πυκνοτήτων ροής των μετρούμενων ακτινοβολιών για τις περιόδους 1999 – 2002 και 2005 – 2006.
- Σχήμα 4.1.18: Δεκαπεντάλεπτες μεταβολές του albedo της φυτοκόμης κατά τη διάρκεια 4 ανέφελων ημερών του έτους 1999, αντιπροσωπευτικών για κάθε εποχή.
- Σχήμα 4.1.19: Μέσες ωριαίες μεταβολές του συντελεστή ανάκλασης της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $\rho_{R_s}$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\rho_{PAR}$ ) ακτινοβολίας από τις 8:00 έως τις 17:00, για τα 4 φαινολογικά στάδια ανάπτυξης της δασικής φυτοκόμης. Για την εξαγωγή των μέσων ωριαίων τιμών χρησιμοποιήθηκαν ωριαία δεδομένα ροών ακτινοβολίας για 10.850 ώρες των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006).
- Σχήμα 4.1.20: Ετήσια μεταβολή του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$  πάνω από τη δασική φυτοκόμη με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά του δασικού εδάφους. Οι ημερήσιες τιμές αποτελούν μέσους όρους από 1.056 μέρες των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2005-2006.



- Σχήμα 4.1.21: Μέσες τιμές του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$  πάνω από τη φυτοκόμη και η συνεισφορά των φυτικών ιστών και του εδάφους σε κάθε στάδιο ανάπτυξης του δάσους. Οι τιμές προέρχονται από ημερήσια δεδομένα 685 ημερών των χρονικών περιόδων 1999, 2001, 2002 και 2005, κατανεμημένων σε όλες τις εποχές, έχοντας εξαιρεθεί οι νεφροσκεπείς μέρες που δίνουν εκτός κλίμακας τιμές του συντελεστή ανάκλασης.
- Σχήμα 4.1.22: Ημερήσιες τιμές του συντελεστή ανάκλασης της  $R_s$ ,  $\rho$ , πάνω από τη φυτοκόμη για κάθε ένα από τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.1.23: Ημερήσιες τιμές του συντελεστή ανάκλασης της PAR πάνω από τη φυτοκόμη για κάθε ένα από τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.1.24: Ημερήσιες τιμές του συντελεστή ανάκλασης εδάφους στην  $R_s$ , ( $\rho_e$ ), για κάθε ένα από τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.1.25: Μέσες ημερήσιες τιμές της πυκνότητας ροής της απορροφούμενης ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος,  $R_{s\text{απορ.}}$ , με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά των δένδρων και του εδάφους στις συνολικές τιμές απορρόφησης ακτινοβολίας από τη φυτοκόμη. Οι ημερήσιες τιμές έχουν προκύψει από επεξεργασία 695 ημερήσιων τιμών των ετών 1999, 2001, 2002, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.1.26: Μέσες ημερήσιες τιμές του συντελεστή απορρόφησης της  $R_s$ , από τη φυτοκόμη,  $\alpha$ , με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά του εδάφους και των δένδρων στην τελική τιμή του  $\alpha$  της φυτομάζας. Οι μέσες ημερήσιες τιμές προέκυψαν από 691 ημερήσια δεδομένα των ετών 1999, 2001, 2002, 2005 και 2006, αφού εξαιρέθηκαν ακραίες χειμερινές τιμές του  $\alpha$ , εξαιτίας νεφωσκειών και χιονοσκεπών ημερών.
- Σχήμα 4.1.27: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που απορροφάται από τη φυτοκόμη,  $R_{s\text{απορ.}}$  και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή απορρόφησης  $\alpha$  για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.
- Σχήμα 4.1.28: Εποχιακές τιμές του συντελεστή απορρόφησης της  $R_s$ ,  $\alpha$ , από τη φυτοκόμη, με ποσοτικοποιημένη τη συνεισφορά του εδάφους και των δένδρων στις τελικές τιμές του. Οι μέσες τιμές προέκυψαν από 686 ημέρες μετρήσεων των ετών 1999, 2001, 2002, 2005 και 2006, αφού εξαιρέθηκαν ακραίες χειμερινές τιμές του  $\alpha$ , εξαιτίας νεφωσκειών και χιονοσκεπών ημερών.
- Σχήμα 4.1.29: Μέσες ωριαίες μεταβολές του συντελεστή απορρόφησης της μικρού μήκους κύματος ( $\alpha_{R_s}$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\alpha_{PAR}$ ) ακτινοβολίας από τις 8:00 έως τις 17:00, για τα 4 φαινολογικά στάδια ανάπτυξης του δάσους. Για την εξαγωγή των μέσων ωριαίων τιμών χρησιμοποιήθηκαν ωριαία δεδομένα ροών ακτινοβολίας για 10.857 ώρες των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2004 – 2006).
- Σχήμα 4.1.30: Εποχιακές τιμές της περιεκτικότητας σε PAR της ολικής ( $R_s(0)$ ), της ανακλώμενης ( $R_s(0)$  ανακλώμενη), της απορροφούμενης από τη φυτοκόμη ( $R_{s\text{απορ.}}$ ) και της διαπερνώντας τη φυτοκόμη ( $R_s(L)$ ) μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας, σε κάθε φαινολογικό στάδιο του δάσους. Οι εποχιακές τιμές αποτελούν μέσους όρους ημερήσιων ροών για τις περιόδους 1999-2002 και 2004-2006, ενώ για τις απορροφούμενες, διαπερνώντας και ανακλώμενες ποσότητες εξαιρέθηκαν τα έτη 2000 και 2004.
- Σχήμα 4.1.31: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που απορροφάται από το έδαφος,  $R_{s\text{απορ. εδάφους}}$ , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή απορρόφησης  $\alpha_e$  για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.
- Σχήμα 4.1.32: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που διαπερνά τη φυτοκόμη,  $R_s(L)$ , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή διαπέρασης για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.
- Σχήμα 4.1.33: Ημερήσιες πυκνότητες ροής της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας που διαπερνά τη φυτοκόμη,  $PAR(L)$ , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή διαπέρασης για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006.
- Σχήμα 4.1.34: Μηνιαίες και ετήσιες τιμές των συντελεστών διαπέρασης της μικρού μήκους κύματος ( $\tau_{R_s} = R_s(L)/R_s(0)$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\tau_{PAR} = PAR(L)/PAR(0)$ ), από ημερήσια δεδομένα των ετών 1999, 2001, 2002 και 2005.
- Σχήμα 4.1.35: Μέσες ωριαίες μεταβολές του συντελεστή περατότητας της μικρού μήκους κύματος ( $\tau_{R_s}$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής ( $\tau_{PAR}$ ) ακτινοβολίας από τις 8:00 έως τις 17:00, για τα 4 φαινολογικά στάδια ανάπτυξης του δάσους. Για την εξαγωγή των μέσων ωριαίων τιμών χρησιμοποιήθηκαν ωριαία δεδομένα ροών ακτινοβολίας για 10.648 ώρες των χρονικών περιόδων 1999 – 2002 και 2004 – 2006).

- Σχήμα 4.1.36: Ημερήσιες τιμές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho$ , απορρόφησης,  $\alpha$ , και διαπέρασης,  $\tau$ , της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , για τις χρονικές περιόδους 1999-2002 και 2004-2006. Στην πάνω πλευρά του σχήματος ορίζονται τα φαινολογικά στάδια του δασικού οικοσυστήματος (I: Λήθαργος, II: Βλαστική ανάπτυξη, III: Πλήρης βλαστική ανάπτυξη και IV: Γήρανση).
- Σχήμα 4.1.37: Ημερήσιες τιμές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho$ , απορρόφησης,  $\alpha$ , και διαπέρασης,  $\tau$ , της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας, PAR, για τις χρονικές περιόδους 1999-2002 και 2004-2006. Στην πάνω πλευρά του σχήματος ορίζονται τα φαινολογικά στάδια του δασικού οικοσυστήματος (I: Λήθαργος, II: Βλαστική ανάπτυξη, III: Πλήρης βλαστική ανάπτυξη και IV: Γήρανση).
- Σχήμα 4.1.38: Ημερήσιες τιμές των συντελεστών ανάκλασης,  $\rho_e$ , απορρόφησης,  $\alpha_e$ , της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , από το δασικό έδαφος, για τις χρονικές περιόδους 1999-2002 και 2004-2006. Στην πάνω πλευρά του σχήματος ορίζονται τα φαινολογικά στάδια του δασικού οικοσυστήματος (I: Λήθαργος, II: Βλαστική ανάπτυξη, III: Πλήρης βλαστική ανάπτυξη και IV: Γήρανση).
- Σχήμα 4.1.39: Ετήσια μεταβολή των δεικτών φυτικής (PAI) και φυλλικής (LAI) επιφάνειας στο δρυοδάσος του Μογγοστόυ για το 1999 (εκτιμώμενες τιμές).
- Σχήμα 4.1.40: Μέσες ωριαίες μεταβολές των συντελεστών απόσβεσης (K) της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $R_s$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής (PAR) ακτινοβολίας με βάση τους δείκτες φυλλικής (LAI) και φυτικής (PAI) επιφάνειας, σε διάφορα φαινολογικά στάδια του δρυοδάσους για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.1.41: Ετήσια κύμανση των συντελεστών απόσβεσης (K) της ολικής μικρού μήκους κύματος ( $R_s$ ) και της φωτοσυνθετικά ενεργής (PAR) ακτινοβολίας, με βάση τους δείκτες φυλλικής (LAI) και φυτικής (PAI) επιφάνειας. Οι μέσες ημερήσιες τιμές έχουν προκύψει από δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας τις περιόδους 1999 - 2002.
- Σχήμα 4.1.42: Εκτιμώμενες μέσες εποχιακές τιμές του δείκτη φυλλικής επιφάνειας (LAI) για κάθε φαινολογικό στάδιο στο δρυοδάσος του Μογγοστόυ.
- Σχήμα 4.1.43: Μέσες ωριαίες τιμές του ισοζυγίου μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_{nL}$ , πάνω από το δασικό οικοσύστημα, καθώς και η τυπική απόκλισή τους σε ετήσια βάση για το 1999.
- Σχήμα 4.1.44: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις του ισοζυγίου της μακρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_{nL}$ , πάνω από το δάσος για το μήνα Αύγουστο.
- Σχήμα 4.1.45: Ημερήσιες ροές του ισοζυγίου μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας  $R_{nL}$  πάνω από το δασικό οικοσύστημα σε 24ωρη βάση. Τα δεδομένα αποτελούν μέσες ημερήσιες τιμές των ετών 1999, 2004 και 2005.
- Σχήμα 4.1.46: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις ροών ακτινοβόλου ενέργειας πάνω από το δασικό οικοσύστημα για την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.1.47: Μέση ποσοστιαία, ανά ώρα, συμβολή των ισοζυγίων μικρού ( $R_{ns}$ ) και μακρού ( $R_{nL}$ ) μήκους κύματος ακτινοβολίας στις τιμές της  $R_n$  (μεγαλύτερες από  $40 \text{ W m}^{-2}$ ) πάνω από το δασικό οικοσύστημα για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.1.48: Ετήσιες κυμάνσεις των ροών 24ώρου της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , και του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , πάνω από το δασικό οικοσύστημα.
- Σχήμα 4.1.49: Μέσες μηνιαίες ροές (24ώρου και ημέρας) του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , πάνω από το δασικό οικοσύστημα, και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις.
- Σχήμα 4.1.50: Συσχέτιση ωριαίων ροών ισοζυγίου  $R_n$  και ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , πάνω από τη φυτοκόμη για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.1.51: Ωριαίες μεταβολές του λόγου του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , προς τη μικρού μήκους κύματος,  $R_s$ , κατά τις 4 εποχές του έτους, από δεδομένα όλων των ετών μέτρησης.
- Σχήμα 4.1.52: Μέσες μηνιαίες τιμές 24ώρου του λόγου του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , προς την προσιπύουσα μικρού μήκους κύματος,  $R_s$ , από δεδομένα όλης της περιόδου λήψης μετρήσεων.
- Σχήμα 4.1.53: Συσχετίσεις ωριαίων ροών του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , και της ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας  $R_s$ , για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2004 και 2005.

- Σχήμα 4.2.1: Μέσες ημερήσιες τιμές και τυπικές αποκλίσεις θερμοκρασία αέρα σε ύψος 18,55 m από την επιφάνεια του εδάφους (περίπου 6 m από την κορυφή της φυτοκόμης), που έχουν προκύψει από 1.372 μέσες ημερήσιες τιμές των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.2.2: Ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας του αέρα,  $T$ , σε ύψος 18,55 m (περίπου 6 m πάνω από τη φυτοκόμη), σε σύγκριση με τις αντίστοιχες πυκνότητες ροής της εισερχόμενης ολικής μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας,  $R_s$ , για τις 4 εποχές του έτους. Οι τιμές των παραμέτρων αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών για όλη τη χρονική περίοδο λήψης μετρήσεων (1999-2002 και 2004-2006).
- Σχήμα 4.2.3: Ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας αέρα σε ύψη 25,1 m (πάνω από τη φυτοκόμη), 12,97 m (στην κορυφή της φυτοκόμης) και 1,03 m (κάτω από τη φυτοκόμη) για κάθε μήνα και για το έτος. Οι τιμές αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.4: Ετήσια και εποχιακές θερμοκρασιακές κατατομές πάνω και μέσα στη φυτοκόμη κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ), την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ). Δεδομένα χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.5: Μηνιαίες θερμοκρασιακές κατατομές ημέρας (07:00-18:00) στο δρυοδάσος του Μογγοστού (ύψος δένδρων 13 m), από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.6: Ετήσια και εποχιακές ποσοστιαίες αποκλίσεις σε σχέση με την τιμή της θερμοκρασίας στην υψηλότερη θέση μέτρησης (25,1 m) των θερμοκρασιών σε διάφορες στάθμες πάνω από και μέσα στη δασική φυτοκόμη, κατά τη διάρκεια του 24ώρου, την ημέρα και τη νύχτα (δεδομένα χρονικής περιόδου 1999-2002).
- Σχήμα 4.2.7: Ωριαία εξέλιξη θερμοκρασιακών κατατομών τον Ιανουάριο και τον Ιούλιο.
- Σχήμα 4.2.8: Διαχρονική μεταβολή της θερμοκρασιακής κατατομής ημέρας ( $\alpha$ ) και νύχτας ( $\beta$ ) για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.2.9: Ημερήσιες κατακόρυφες θερμοβαθμίδες,  $\theta T/\theta z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999 - 2002.
- Σχήμα 4.2.10: Ετήσια και εποχιακές θερμοβαθμίδες,  $\theta T/\theta z$ , και οι τυπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη σε 24ωρη βάση, τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.11: Ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων θερμοβαθμίδων,  $\theta T/\theta z$ , σε διάφορες στρώσεις πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.12: Μέσες μηνιαίες τιμές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους,  $\Delta T$ , σε ύψος 18,55 m και οι τυπικές αποκλίσεις του, από δεδομένα των χρονικών περιόδων 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.2.13: Ετήσια και μηνιαίες μεταβολές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους σε διάφορα ύψη πάνω, μέσα και κάτω από τη δασική φυτοκόμη, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.14: Μηνιαίοι ( $\alpha$ ), εποχιακοί και ετήσιοι ( $\beta$ ) ρυθμοί μεταβολής του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους  $\Delta T$  με το ύψος  $z$  μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη, από δεδομένα της περιόδου 1999 - 2002.
- Σχήμα 4.2.15: Μέσες μηνιαίες κατατομές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους,  $\Delta T$ , μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.2.16: Ετήσια κατανομή των μέσων ωριαίων τιμών της θερμοκρασίας αέρα (ύψος 1,03 m) και εδάφους (σε τρία βάρη, 10, 60 και 120 cm), από δεδομένα όλης της περιόδου λήψης μετρήσεων (1999-2006).
- Σχήμα 4.2.17: Ημερήσιες κυμάνσεις της θερμοκρασίας εδάφους σε τρία βάρη (10, 60 και 120 cm) καθώς και αέρα σε ύψος 25,10 m, για κάθε εποχή του έτους. Οι μέσες ωριαίες τιμές αφορούν μέσους όρους 8.493 στιγμιαίων μετρήσεων της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.18: Ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας σε τρία βάρη εδάφους (10, 60 και 120 cm) και δύο ύψη (25,1 και 1,03 m από την εδαφική επιφάνεια) για 7 ημέρες του Αυγούστου 2004, περίοδο κατά την οποία καταγράφεται απότομη μείωση της θερμοκρασίας του αέρα προς το τέλος της.
- Σχήμα 4.2.19: Ωριαίες θερμοκρασιακές μεταβολές σε 2 ύψη (25,1 και 1,03 m, δηλαδή πάνω και κάτω από τη φυτοκόμη) και τρία βάρη (-0,1, -0,6 και -1,2 m) από την εδαφική επιφάνεια, για 9 χειμερινές ημέρες του 1999, οπότε το έδαφος ήταν καλυμμένο από χιόνι.
- Σχήμα 4.2.20: Μέσες ημερήσιες α) θερμοκρασίας αέρα πάνω από τη φυτοκόμη (ύψος 25,10 m), β) θερμοκρασίας σε βάθος 10 cm από την εδαφική επιφάνεια και γ) του αντίστοιχου

λόγου θερμοκρασίας εδάφους : θερμοκρασίας αέρα, για την περίοδο Ιουνίου-Οκτωβρίου του έτους 2000, πριν και μετά την εκδήλωση έρπουσας πυρκαγιάς τον Ιούλιο. Για τη σύγκριση των τιμών παραθέτονται οι μέσες ημερήσιες θερμοκρασίες της ίδιας περιόδου για το 1999.

- Σχήμα 4.2.21: Ετήσια τρισδιάστατη απεικόνιση των θερμοκρασιακών μεταβολών σε διάφορα βάθη στο δασικό έδαφος για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.2.22: Εποχιακές μεταβολές του προφίλ θερμοκρασίας εδάφους κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου (μαύρη γραμμή), κατά την ημέρα (7:00-18:00, κόκκινη γραμμή) και κατά τη νύχτα (18:00-7:00, μπλε γραμμή), για τις τέσσερες εποχές του έτους (δεδομένα περιόδου 1999-2002). Για τον προσδιορισμό των μεταβολών από τα 10 cm βάθους εδάφους έως την επιφάνεια, εφαρμόστηκε γραμμική παρεμβολή μεταξύ των θερμοκρασιών σε βάθος 10 cm και σε ύψος 1,03 m πάνω από την εδαφική επιφάνεια και δίνονται με διακεκομμένες γραμμές.
- Σχήμα 4.2.23: Ωριαία μεταβολή του θερμοκρασιακού προφίλ στο δασικό έδαφος κατά τη διάρκεια μιας μέσης μέρας του Ιουνίου του 2005. Στην κορυφή κάθε κατανομής δίνεται η μέση ωριαία θερμοκρασία όλων των ημερών του μήνα σε βάθος μέτρησης 10 cm από την εδαφική επιφάνεια.
- Σχήμα 4.2.24: Εξέλιξη του θερμοκρασιακού προφίλ στο έδαφος για κάθε ώρα μιας μέσης ημέρας του Ιανουαρίου 1999. Στην κορυφή κάθε καμπύλης αλλά και στο υπόμνημα δίνονται οι ώρες της ημέρας (1-24).
- Σχήμα 4.2.25: Εξέλιξη του θερμοκρασιακού προφίλ στο έδαφος για κάθε ώρα μιας μέσης ημέρας του Ιουνίου 2005. Στην κορυφή κάθε καμπύλης αλλά και στο υπόμνημα δίνονται οι ώρες της ημέρας (1-24).
- Σχήμα 4.2.26: Εποχιακές και ετήσιες τιμές των θερμοβαθμίδων εδάφους κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας (7:00-18:00) και της νύχτας (18:00-7:00), καθώς και οι αποκλίσεις των ωριαίων τιμών τους, για την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.2.27: Ωριαίες τιμές των θερμοβαθμίδων σε δύο εδαφικά στρώματα (βάθη 0,1- 0,6 m- πράσινη γραμμή και 0,6-1,2 m-κόκκινη γραμμή), για τη μέση ημέρα κάθε μήνα αλλά και του έτους (δεδομένα περιόδου 1999-2002).
- Σχήμα 4.2.28: Μηνιαίες και ετήσιες τιμές του ημερήσιου θερμοκρασιακού εύρους  $\Delta T$  στο έδαφος σε διάφορα βάθη (10, 60 και 120 cm). Δεδομένα περιόδου (1999 – 2006).
- Σχήμα 4.2.29: Υπολογισμένες ημερήσιες τιμές θερμοκρασίας εδάφους σε βάθος 50 cm και οι θετικές αποκλίσεις τους από τους 5 και 15 °C. Οι τιμές υπολογίστηκαν με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των θερμοκρασιών σε βάθη 10 και 60 cm για κάθε ημέρα. Τα πρωτογενή δεδομένα αφορούν την περίοδο 1999-2006.
- Σχήμα 4.2.30: Αθροιστική μεταβολή των βαθμοημερών για βλαστική ανάπτυξη (ημερήσιες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 5 °C σε βάθος εδάφους 50 cm) για το σύνολο του έτους, ξεκινώντας από την έναρξη του ληθάργου έως την γήρανση και για κάθε φαινολογικό στάδιο (δεδομένα περιόδου 1999-2006).
- Σχήμα 4.2.31: Αθροιστική μεταβολή των βαθμοημερών θερμικής καταπόνησης (ημερήσιες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 15 °C σε βάθος εδάφους 50 cm) για το σύνολο του έτους, ξεκινώντας από την έναρξη του ληθάργου έως την γήρανση (δεδομένα περιόδου 1999-2006).
- Σχήμα 4.3.1: Μέσες ημερήσιες τιμές και τοπικές αποκλίσεις της σχετικής υγρασίας, της τάσης υδρατμών ( $e_a$ ) και του ελλείμματος κορεσμού (VPD) σε ύψος 18,55 m από την επιφάνεια του εδάφους (περίπου 5,5 m από την κορυφή της φυτοκόμης), από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.2: Ημερήσια κύμανση της σχετικής υγρασίας RH (μπλε γραμμή) και της θερμοκρασίας αέρα  $T_a$  (κόκκινη γραμμή) σε ύψος 18,55 m, για τις 4 εποχές του έτους. Οι τιμές των παραμέτρων αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών για τη χρονική περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.3: Ωριαίες μεταβολές της θερμοκρασίας αέρα (κόκκινη γραμμή) και της σχετικής υγρασίας (μπλε γραμμή) σε ύψος 18,55 m, για 7 ημέρες του καλοκαιριού του 2004.
- Σχήμα 4.3.4: Μέσες ωριαίες ανά εποχή (α,β,γ και δ) και ημερήσιες για το έτος (ε) τιμές της πραγματικής τάσης υδρατμών,  $e_a$  και του ελλείμματος κορεσμού, VPD, σε ύψος 18,55 m, από δεδομένα της περιόδου 1999-2002. Η άθροιση των τιμών τους δίνει την τάση κορεσμού  $e_s(T)$ .

- Σχήμα 4.3.5: Κατακόρυφες κατανομές των ημερήσιων τιμών μέγιστης  $RH_{max}$  ( $\alpha$ ), μέσης  $RH$  ( $\beta$ ), ελάχιστης  $RH_{min}$  ( $\gamma$ ) και ημερήσιου εύρους  $\Delta RH$  ( $\delta$ ), σχετικής υγρασίας, μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη (ύψος φυτών περίπου 12 m), για το 1999.
- Σχήμα 4.3.6: Ημερήσια κύμανση της σχετικής υγρασίας  $RH$  σε ύψη 25,1 m (πάνω από τη φυτοκόμη), 12,97 m (στην κορυφή της φυτοκόμης) και 1,03 m (κάτω από τη φυτοκόμη), για κάθε μήνα του έτους. Οι τιμές αποτελούν μέσους όρους ωριαίων τιμών της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.7: Ημερήσια κύμανση της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , πάνω (ύψος 25,10 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω (ύψος 1,03 m) από τη δασική φυτοκόμη, για κάθε μήνα και συνολικά για το έτος. Οι ωριαίες τιμές αφορούν την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.8: Μέση ημερήσια κύμανση του κοροπληρώματος,  $VPD$ , πάνω από (ύψος 25,10 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω από (ύψος 1,03 m) τη δασική φυτοκόμη, για κάθε μήνα και συνολικά για το έτος. Οι ωριαίες τιμές αφορούν την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.9: Ετήσια και εποχιακές κατατομές σχετικής υγρασίας,  $RH$ , πάνω και μέσα στο δάσος κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ) και χωριστά την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.10: Ετήσια και εποχιακές κανονικοποιημένες τιμές της σχετικής υγρασίας,  $RH$ , στα διάφορα ύψη ( $z$ ), ως προς τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της φυτοκόμης,  $RH(h)$ , κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ), και χωριστά την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.11: Ετήσια και εποχιακές κατατομές της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , πάνω και μέσα στο δάσος κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ) και χωριστά την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.12: Ετήσια και εποχιακές κανονικοποιημένες τιμές της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , στα διάφορα ύψη ( $z$ ), ως προς τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της φυτοκόμης,  $e_a(h)$ , κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ), και χωριστά την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.13: Ετήσια και εποχιακές κατατομές του ελλείματος κορεσμού,  $VPD$ , πάνω και μέσα στο δάσος κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ) και χωριστά την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.14: Ετήσια και εποχιακές κανονικοποιημένες τιμές του ελλείματος κορεσμού,  $VPD$ , στα διάφορα ύψη ( $z$ ), ως προς τις αντίστοιχες τιμές στην κορυφή της φυτοκόμης,  $VPD(h)$ , κατά τη διάρκεια του 24ώρου ( $\alpha$ ), και χωριστά την ημέρα ( $\beta$ ) και τη νύχτα ( $\gamma$ ), από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.15: Ημερήσιες κατακόρυφες βαθμίδες της σχετικής υγρασίας  $\theta RH/\theta z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω από ( $\alpha$  και  $\beta$ ) και μέσα ( $\gamma$  και  $\delta$ ) στο δρυοδάσος, κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.16: Μέσες ημερήσιες κατακόρυφες βαθμίδες της τάσης υδρατμών,  $\theta e_a/\theta z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω ( $\alpha$  και  $\beta$ ) και μέσα ( $\gamma$  και  $\delta$ ) στη δασική φυτοκόμη κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.17: Μέσες ημερήσιες κατακόρυφες βαθμίδες του ελλείματος κορεσμού,  $\theta VPD/\theta z$ , σε διάφορες στάθμες πάνω ( $\alpha$  και  $\beta$ ) και μέσα ( $\gamma$  και  $\delta$ ) στη δασική φυτοκόμη κατά τη διάρκεια της ημέρας, της νύχτας και του 24ώρου, για την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.18: Μέση ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων βαθμίδων σχετικής υγρασίας,  $\theta RH/\theta z$ , σε διάφορα ύψη πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.19: Μέση ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων βαθμίδων της τάσης υδρατμών,  $\theta e_a/\theta z$ , σε διάφορα ύψη πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.20: Μέση ημερήσια κύμανση των κατακόρυφων βαθμίδων του κοροπληρώματος,  $\theta VPD/\theta z$ , σε διάφορα ύψη πάνω και μέσα στη φυτοκόμη για όλες τις εποχές, από ωριαία δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.21: Ετήσια και εποχιακές μέσες κατατομές βαθμίδων σχετικής υγρασίας,  $\theta RH/\theta z$ , και οι τοπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη, σε 24ωρη βάση και χωριστά τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.22: Ετήσια και εποχιακές μέσες κατατομές των βαθμίδων της τάσης υδρατμών,  $\theta e_a/\theta z$  και οι τοπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη, σε 24ωρη βάση και χωριστά τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999-2002.

- Σχήμα 4.3.23: Ετήσια και εποχιακές μέσες κατατομέστων βαθμίδων του κοροπληρώματος, θVPD/θz και οι τυπικές αποκλίσεις των ωριαίων τιμών κάθε περιόδου, σε διαφορετικά επίπεδα πάνω και μέσα στη δασική φυτοκόμη, σε 24ωρη βάση και χωριστά τη νύχτα και την ημέρα, για τη χρονική περίοδο 1999 - 2002.
- Σχήμα 4.3.24: Μέσες μηνιαίες τιμές και τυπικές αποκλίσεις του ημερήσιου υγρασιακού εύρους, ΔRH, σε ύψος 18,55 m, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.25: Ετήσια και μηνιαίες μεταβολές του ημερήσιου υγρασιακού εύρους αέρα, ΔRH, σε διάφορα ύψη πάνω από, μέσα και κάτω από τη δασική φυτοκόμη, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.26: Μέσες ημερήσιες τιμές του ελλείμματος κορεσμού, VPD, πάνω από το δάσος του Μογγουσοτού (ύψος 18,55 m), για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων (1999-2006)
- Σχήμα 4.3.27: Κατατομές (α) σχετικής υγρασίας, RH, και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.3.28: Κατατομές (α) της τάσης υδρατμών,  $e_a$ , και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.3.29: Κατατομές (α) του ελλείμματος κορεσμού, VPD, και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.3.30: Κατατομές (α) του ημερήσιου εύρους σχετικής υγρασίας, ΔRH, και (β) κανονικοποιημένες τιμές ως προς την τιμή στη κορυφή της κόμης ( $z = h$ ), για το μήνα Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.3.31: Ετήσια κατανομή των μηνιαίων τιμών της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας σε τρία βάρη εδάφους (10, 60 και 120 cm) από δεδομένα της περιόδου 1999-2006.
- Σχήμα 4.3.32: Ετήσια κατανομή των ημερήσιων τιμών της εδαφικής υγρασίας σε τρία βάρη (10, 60 και 120 cm), για όλα τα έτη λήψης μετρήσεων (1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006).
- Σχήμα 4.3.33: Μέσες εποχιακές και ετήσιες τιμές της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας σε βάρη 10, 60 και 120 cm, για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.3.34: Μέσες ημερήσιες τιμές της κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας σε βάρη 10, 60 και 120 cm από την εδαφική επιφάνεια για την περίοδο Ιουνίου - Οκτωβρίου του έτους 2000, πριν και μετά την εκδήλωση έρπουσας πυρκαγιάς τον Ιούλιο. Για τη σύγκριση των τιμών παραθέτονται οι μέσες ημερήσιες υγρασίες της ίδιας περιόδου για το 1999.
- Σχήμα 4.3.35: Ετήσια απεικόνιση των μεταβολών της υγρασίας σε διάφορα βάρη στο δασικό έδαφος για το 1999.
- Σχήμα 4.3.36: Ετήσια και εποχιακές κατατομές της κατ' όγκο υγρασίας στο δασικό έδαφος μέχρι βάθους 120 cm. Δεδομένα χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.37: Ετήσια και εποχιακές τιμές των κατακόρυφων βαθμίδων της κατ' όγκο υγρασίας σε δύο εδαφικές στρώσεις (60-10 cm και 120-60 cm). Δεδομένα περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.3.38: Εκτιμώμενες μηνιαίες τιμές του ύψους νερού (0-165 cm) και ημερήσιοι ρυθμοί μεταβολής του υδατικού όγκου στο ριζόστρωμα, από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.1: Ετήσιο (ε) και εποχιακά για κάθε στάδιο ανάπτυξης (α, β, γ, και δ) ροδογράμματα ανέμου από 80.446 στιγμιαίες μετρήσεις ανέμου (ανά 15λεπτο, ημίωρο ή ώρα) της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.4.2: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμου στο στάδιο του ληθάργου του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.4.3: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμου στο στάδιο της βλαστικής ανάπτυξης του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.4.4: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμου στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.4.5: Εποχιακά ροδογράμματα ανέμου στο στάδιο της γήρανσης του δάσους βελανιδιάς για κάθε έτος της περιόδου 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.4.6: Μηνιαία ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων ανέμου με βάση την διεύθυνσή για το έτος 1999.

- Σχήμα 4.4.7: Ημερήσια ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων ανέμου με βάση την διεύθυνσή του ανά δεκαπεντάλεπτο, για τις 4 εποχές του έτους 1999.
- Σχήμα 4.4.8: Ημερήσια ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων ανέμου με βάση την διεύθυνσή του, ανά δεκαπεντάλεπτο, για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.4.9: Ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων των διευθύνσεων ανέμου ως προς την έντασή τους, από δεδομένα του 1999.
- Σχήμα 4.4.10: Μέσες τιμές της ταχύτητας των ανέμων με βάση τη διεύθυνσή τους, για κάθε εποχή και για το έτος, σε 24ωρη (α), ημερήσια (β) και νυχτερινή (γ) κλίμακα, από δεδομένα του 1999.
- Σχήμα 4.4.11: Ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων των διευθύνσεων ανέμου σε σχέση με την θερμοκρασία αέρα, από δεδομένα του 1999.
- Σχήμα 4.4.12: Μέσες τιμές της θερμοκρασίας των ανέμων με βάση τη διεύθυνσή τους, για κάθε εποχή και για το έτος, σε 24ωρη (α), ημερήσια (β) και νυχτερινή (γ) κλίμακα, από δεδομένα του 1999.
- Σχήμα 4.4.13: Ποσοστιαία κατανομή συχνοτήτων των διευθύνσεων ανέμου σε σχέση με την σχετική υγρασία τους, από δεδομένα του 1999.
- Σχήμα 4.4.14: Μέσες τιμές της σχετικής υγρασίας με βάση τη διεύθυνση των ανέμων, για κάθε εποχή και για το έτος, σε 24ωρη (α), ημερήσια (β) και νυχτερινή (γ) κλίμακα, από δεδομένα του 1999.
- Σχήμα 4.4.15: Ετήσια μεταβολή μέσων ημερήσιων τιμών και εύρους ανεμοταχύτητας σε ύψος περίπου 18 m με βάση μετρήσεις κατά τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.4.16: Ποσοστιαία ανά εποχή και ετήσια κατανομή συχνοτήτων ωριαίων τιμών ανεμοταχύτητας των ετών 1999-2002 και 2004-2006.
- Σχήμα 4.4.17: Ημερήσια κατανομή ανεμοταχύτητας σε ύψος 18,55 m για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.4.18: Ποσοστιαία κατανομή (α) και συχνότητες (β) εμφάνισης ανέμων με βάση την έντασή τους ( $m s^{-1}$ ) κατά το έτος 1999.
- Σχήμα 4.4.19: Μέσες ωριαίες ανεμοταχύτητες σε ύψη 25,10, 18,55, 15,39, 12,97, 6,80 και 1,03 m από την επιφάνεια του εδάφους, για τα έτη 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.20: Ετήσια μεταβολή των ημερήσιων ανεμοταχυτήτων κάτω από τη φυτοκόμη (ύψος 1,03 m) για τα έτη 1999, 2000, 2001, 2002, 2004 και 2005. Οι κατακόρυφες γραμμές δίνουν το ημερήσιο εύρος ανεμοταχύτητας.
- Σχήμα 4.4.21: Κατανομή συχνοτήτων εμφάνισης ανέμων με βάση την έντασή τους, από δεκαπεντάλεπτες μετρήσεις του έτους 1999.
- Σχήμα 4.4.22: Ημερήσιες μεταβολές της ανεμοταχύτητας πάνω (25,10 m), στην κορυφή (12,97 m) και κάτω (1,03 m) από τη δασική φυτοκόμη για όλους τους μήνες και συνολικά για το έτος. Τα δεδομένα αποτελούν μέσες τιμές της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.23: Κατακόρυφη κατανομή μέσων ημερήσιων τιμών ανεμοταχύτητας ( $m s^{-1}$ ) για το 1999.
- Σχήμα 4.4.24: Τρισδιάστατη κατανομή ταχυτήτων ανέμου μέσα και πάνω από το δάσος του Μογγοστού για 2 ημέρες του Οκτωβρίου του 1998.
- Σχήμα 4.4.25: Κατατομές ανεμοταχύτητας κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας και της νύχτας, σε ετήσια και εποχιακή βάση (περίοδος 1999-2002).
- Σχήμα 4.4.26: Ποσοστιαίες διαφοροποιήσεις των ταχυτήτων ανέμου σε διάφορα ύψη z σε σχέση με την ταχύτητα στην κορυφή της φυτοκόμης (ύψος h).
- Σχήμα 4.4.27: Κατατομές ανεμοταχύτητας κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας και της νύχτας κατά το στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, για τα έτη 1999, 2000, 2002, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.4.28: Μέσες μηνιαίες κατατομές ανεμοταχύτητας για την περίοδο 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.29: Μέσες ωριαίες κατατομές ανεμοταχύτητας για τον μήνα Ιούλιο (περίοδος 1999-2002).
- Σχήμα 4.4.30: Ημερήσιες τιμές κατακόρυφων ανεμοβαθμίδων ( $\theta u/\theta z$ ) κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου, της ημέρας και της νύχτας, για 5 στρώσεις αέρα μέσα και πάνω από τη δασική φυτοκόμη. Δεδομένα περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.31: Μέσες ημερήσιες μεταβολές των κατακόρυφων ανεμοβαθμίδων σε πέντε διαδοχικές αέριες στρώσεις μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα, σε ετήσια και εποχιακή βάση, από δεδομένα της χρονικής περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.32: Μέσες ετήσιες και εποχιακές τιμές των κατακόρυφων ανεμοβαθμίδων ( $\theta u/\theta z$ ) σε πέντε αέριες στρώσεις μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα καθώς και οι τυπικές αποκλίσεις τους από δεδομένα της περιόδου 1999-2002.
- Σχήμα 4.4.33: Μέσες μηνιαίες τιμές του ημερήσιου εύρους ανεμοταχυτήτων  $\Delta u$  ( $m/s$ ) πάνω από (ύψος 25,10 m), στην κορυφή (ύψος 12,97 m) και κάτω από (ύψος 1,03 m) τη δασική φυτοκόμη, καθώς και οι τυπικές αποκλίσεις τους για το έτος 1999.

- Σχήμα 4.4.34: (α) Μέσες τιμές του ημερήσιου εύρους ανεμοταχυτήτων  $\Delta u$  (m/s) και (β) οι αντίστοιχες σχετικές τιμές του ( $\Delta u_z / \Delta u_h$ ) σε διάφορα ύψη  $z$  κάτω και πάνω από την κορυφή της φυτοκόμης (ύψος  $h = 13\text{m}$ ).
- Σχήμα 4.4.35: Μέσες τιμές του ημερήσιου εύρους ανεμοταχυτήτων  $\Delta u$  (m/s) σε διάφορα ύψη  $z$  κάτω από, μέσα και πάνω από τη φυτοκόμη του φρυδάτους (ύψος δένδρων  $h = 13\text{m}$ ) για τον Ιούλιο των ετών 1999, 2000, 2004, 2005 και 2006.
- Σχήμα 4.4.36: Εκτιμημένες τιμές του ύψους της στάθμης μηδενισμού της ταχύτητας του ανέμου ( $d+z_0$ ) για το δρυοδάσος του Μογγοστού, κατά την περίοδο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης, από 888 αυστηρά επιλεγμένα λογαριθμικά προφίλ ανέμου του έτους 1999.
- Σχήμα 4.4.37: Τρισδιάστατη μεταβολή των συνιστωσών της ανεμοταχύτητας  $u$ ,  $v$  και  $w$  (στους άξονες  $x$ ,  $y$  και  $z$ , αντίστοιχα), κατά το φαινολογικό στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης στο δρυοδάσος του Μογγοστού, από δεδομένα των ετών 1999 και 2000.
- Σχήμα 4.5.1: Ετήσια και εποχιακές κυμάνσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης  $P$  (mbar) κατά τη διάρκεια του 24ωρου στην περιοχή του Μεγίστου, από μετρήσεις σε ύψος 18,55 m για τα έτη 1999 και 2000.
- Σχήμα 4.6.1: Ημερήσιες κυμάνσεις του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$ , της αισθητής θερμότητας,  $H$ , της λανθάνουσας θερμότητας εξατμισοδιαπνοής,  $LE$ , και της θερμότητας στο έδαφος,  $G$ , για 5 διαδοχικές ημέρες του Ιουνίου 1999. Στο ίδιο διάγραμμα δίνονται οι επικρατούσες ανεμοταχύτητες, αλλά και ο υετός για κάθε ώρα.
- Σχήμα 4.6.2: Συσχετίσεις ωριαίων τιμών ανεμοταχύτητας στην κορυφή της δασικής φυτοκόμης (ύψος 12,97 m) με τις ροές ενέργειας (α) αισθητής,  $H$  και (β) λανθάνουσας,  $LE$ , θερμότητας στο δρυοδάσος του Μογγοστού, από δεδομένα του έτους 1999.
- Σχήμα 4.6.3: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις των ροών αισθητής,  $H$  και λανθάνουσας,  $LE$ , θερμότητας, του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$  και της ροής θερμότητας στο έδαφος,  $G$ , για μήνες του έτους 1999.
- Σχήμα 4.6.4: Μηνιαία ροές του ισοζυγίου ακτινοβολίας,  $R_n$  και των ροών αισθητής,  $H$ , λανθάνουσας,  $LE$ , και εδαφικής,  $G$ , θερμότητας στο δάσος του Μογγοστού για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.6.5: Συσχέτιση των όρων του ενεργειακού ισοζυγίου κατά την πλήρη βλαστική ανάπτυξη του δρυοδάσους για το έτος 1999, (όπου  $R_n$ , το ισοζύγιο ακτινοβολίας,  $H$ , η ροή αισθητής θερμότητας,  $LE$ , η ροή λανθάνουσας θερμότητας για εξατμισοδιαπνοή και  $G$ , η ροή θερμότητας στο έδαφος).
- Σχήμα 4.6.6: Μέση ημερήσια κόμανση των ενεργειακών αθροισμάτων  $R_n-G$  και  $LE+H$  όπου  $R_n$ , το ισοζύγιο ακτινοβολίας,  $H$ , η ροή αισθητής θερμότητας,  $LE$ , η ροή λανθάνουσας θερμότητας για εξατμισοδιαπνοή και  $G$ , η ροή θερμότητας στο έδαφος), καθώς και του ενεργειακού ελλείμματος,  $\Delta H$ , για μήνες του έτους 1999 στο Μογγοστό.
- Σχήμα 4.6.7: Μηνιαίος καταμερισμός της διαθέσιμης ενέργειας,  $R_n$ , πάνω από το δάσος του Μογγοστού στις επιμέρους ροές αισθητής,  $H$ , λανθάνουσας,  $LE$ , και εδαφικής,  $G$ , θερμότητας, καθώς και το ενεργειακό έλλειμμα,  $\Delta H$ , που αποθηκεύεται στο οικοσύστημα.
- Σχήμα 4.6.8: Μέσες ωριαίες τιμές του λόγου Bowen,  $\beta$ , κατά τη διάρκεια της ημέρας ( $R_n > 40 \text{ W m}^{-2}$ ) στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης του δάσους του Μογγοστού, για τα έτη 1999 και 2000.
- Σχήμα 4.6.9: Μέσες ωριαίες τιμές του λόγου κλάσματος εξάτμισης (evaporative fraction =  $[1/(1+\beta)]$ , όπου  $\beta$  ο λόγος Bowen), κατά τη διάρκεια της ημέρας ( $R_n > 40 \text{ W m}^{-2}$ ) στο στάδιο της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης του δάσους του Μογγοστού, για τα έτη 1999 και 2000.
- Σχήμα 4.6.10: Ημερήσιες κυμάνσεις των πυκνοτήτων ροής  $\text{CO}_2$  και υδρατμών ( $\text{H}_2\text{O}$ ) κατά τη διάρκεια 7 ημερών της εαρινής περιόδου λίγο πριν την έναρξη της περιόδου ανάπτυξης του φυλλώματος (άνω) και 7 καλοκαιρινών ημερών, όπου η δασική κόμη βρίσκεται σε πλήρη βλαστική ανάπτυξη (κάτω), από δεδομένα του έτους 1999.
- Σχήμα 4.6.11: Ετήσια κόμανση των μέσων ημερήσιων πυκνοτήτων ροής  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$  πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού για το έτος 1999.



- Σχήμα 4.6.12: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής υδρατμών και απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR για το δάσος του Μογγοστού από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων των ετών 1999 και 2000 (κάτω) και χωριστά για τρία βλαστικά στάδια ανάπτυξης (α, β, γ, άνω).
- Σχήμα 4.6.13 : Ετήσια μεταβολή του λόγου αποτελεσματικής αξιοποίησης του ηλιακού φωτός για εξατμισοδιαπνοή,  $\epsilon = \epsilon_s / \epsilon_e$ , για το έτος 1999.
- Σχήμα 4.6.14: Συσχέτιση μέσων μηνιαίων τιμών απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR από τη φυτοκόμη με τις μέσες τιμές πυκνότητας ροής H<sub>2</sub>O, για τους μήνες Μάρτιο έως Ιούλιο των ετών 1999 και 2000. (Οι μέσες μηνιαίες τιμές έχουν εξαχθεί από τους αντίστοιχους μήνες μόνο εφόσον οι περιλαμβανόμενες μέρες τους ήταν πάνω από 20 ανά μήνα).
- Σχήμα 4.6.15: Μέσες μηνιαίες πραγματικές (μετρούμενες) και εκτιμώμενες τιμές εξατμισοδιαπνοής από εφαρμογή της σχέσης  $F_{H_2O} = 0.0064 \cdot PAR_{abs} - 1.4046$  (με τη συνθήκη όταν  $F_{H_2O} < 0$  τότε  $F_{H_2O} = 0$ , όπου  $F_{H_2O}$ : η ροή υδρατμών). Η συνολική κατανάλωση νερού υπολογίζεται κατά προσέγγιση σε περίπου 440 mm.
- Σχήμα 4.6.16: Μέσες ημερήσιες κύμανσης της πυκνότητας ροής υδρατμών κατά τη διάρκεια μηνών του έτους 1999.
- Σχήμα 4.6.17: Μέσες πυκνότητες ροής υδρατμών ημέρας ( $R_n > 0$ ) και νύχτας ( $R_n < 0$ ) για μήνες των ετών 1999 (α και β, αντίστοιχα) και 2000 (γ και δ, αντίστοιχα).
- Σχήμα 4.6.18: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις της πυκνότητας ροής υδρατμών,  $ET_a$ , και της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς,  $ET_o$ , (α) καθώς και του λόγου (β) και της συσχέτισης (γ) τους (με βάση δεδομένα του 1999).
- Σχήμα 4.6.19: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> και απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR για το δάσος του Μογγοστού από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων των ετών 1999 και 2000 (κάτω) και χωριστά για τρία βλαστικά στάδια ανάπτυξης (α, β, γ, πάνω).
- Σχήμα 4.6.20: Συσχέτιση των ωριαίων πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> και του ισοζυγίου ακτινοβολίας  $R_n$  για το δάσος του Μογγοστού από το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων των ετών 1999 και 2000 κατά τη διάρκεια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης.
- Σχήμα 4.6.21: Συσχέτιση μέσων μηνιαίων τιμών απορροφούμενης φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας PAR από τη φυτοκόμη με τις μέσες τιμές πυκνότητας ροής CO<sub>2</sub>, για τους μήνες Μάρτιο έως Ιούλιο των ετών 1999 και 2000. Οι μέσες μηνιαίες τιμές έχουν εξαχθεί από τους αντίστοιχους μήνες μόνο εφόσον οι περιλαμβανόμενες μέρες τους ήταν πάνω από 20 ανά μήνα.
- Σχήμα 4.6.22: Μέσες μηνιαίες εκτιμώμενες και μετρούμενες (πραγματικές) ποσότητες απορροφούμενου (α) CO<sub>2</sub> και (β) άνθρακα από το δάσος του Μογγοστού. Οι εκτιμώμενες τιμές προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης  $FCO_2 = -0.0185 \cdot PAR_{\text{απορ.}} + 4.1807$ . Η συνολική ετήσια παραγωγή άνθρακα υπολογίζεται κατά προσέγγιση σε 637 g C m<sup>-2</sup>.
- Σχήμα 4.6.23: Μέσες ημερήσιες κυμάνσεις των πυκνοτήτων ροής CO<sub>2</sub> για διάφορους μήνες του 1999.
- Σχήμα 4.6.24: Μέσες πυκνότητες ροής CO<sub>2</sub> ημέρας ( $R_n > 0$ ) και νύχτας ( $R_n < 0$ ) για μήνες των ετών 1999 και 2000.
- Σχήμα 4.6.25: Συμμεταβολή ροών FCO<sub>2</sub> με τις επικρατούσες συνθήκες εδαφικής υγρασίας (SM) σε βάθη 10, 60 και 120 cm από την επιφάνεια καθώς και με τον υετό, για επιλεγμένες ημέρες των ετών 1999 και 2000, όπου παρατηρήθηκαν και βροχοπτώσεις.
- Σχήμα 4.6.26: Συμμεταβολή ροών CO<sub>2</sub> και υδρατμών (H<sub>2</sub>O) σε ωριαία βάση για τα έτη (α) 1999 και (β) 2000 και (γ) σε ημίωρη βάση για το σύνολο των δεδομένων.
- Σχήμα 4.6.27: Μεταβολή της πυκνότητας ροής CO<sub>2</sub> με την κατ' όγκο εδαφική υγρασία μετρούμενη σε βάθος 60 c, κατά τη διάρκεια της πλήρους βλαστικής ανάπτυξης (JD 131-253) του έτους 1999.
- Σχήμα 4.6.28: Μεταβολή των ημερήσιων ροών υδρατμών και CO<sub>2</sub> σε σχέση με το έλλειμμα τάσης υδρατμών στην ατμόσφαιρα VPD σε ύψος 18,55 m (περίπου 5,5 m πάνω από την κορυφή του δάσους), από δεδομένα των ετών 1999 και 2000.
- Σχήμα 5.1: Συγκριτική παρουσίαση των κατατομών θερμοκρασίας αέρα, T, σχετικής υγρασίας, RH, τάσης υδρατμών,  $e_a$ , κοροπληρώματος, VPD και ανεμοταχύτητας, u, μέσα και πάνω από το δασικό οικοσύστημα του Μογγοστού για (1) το καλοκαίρι και (2) το χειμώνα, την ημέρα (α) και τη νύχτα (β).







ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ