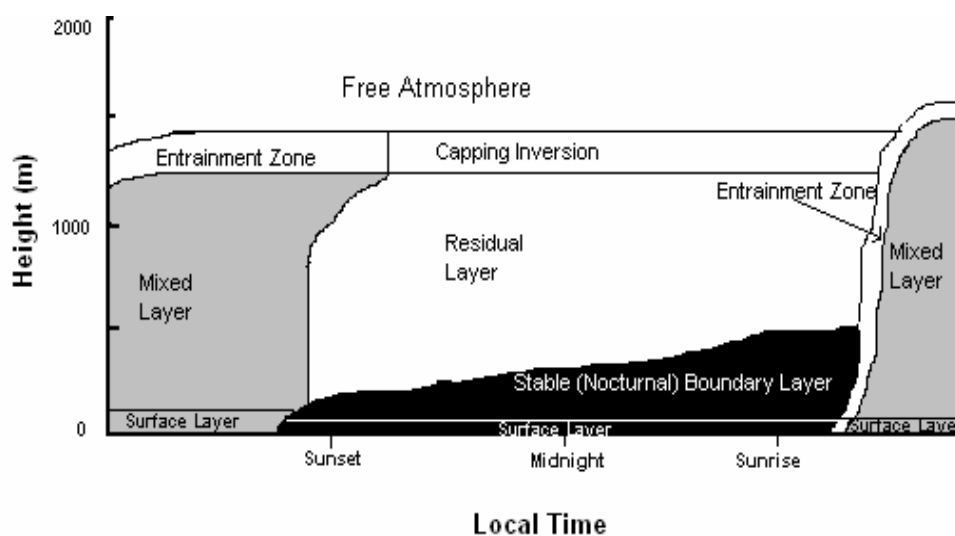

4^η ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΥΨΟΥΣ ΑΝΑΜΙΞΗΣ

1. Εισαγωγή

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ), είναι το κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας (500 έως 1.500 m) το οποίο επηρεάζεται άμεσα από την παρουσία της επιφάνειας της γης σε χρονική κλίμακα 10 έως 100 λεπτών (Stull 1988). Το κύριο χαρακτηριστικό του ΑΟΣ είναι οι τυρβώδεις κινήσεις που έχουν ως αποτέλεσμα τον επηρεασμό των μετεωρολογικών παραμέτρων. Πάνω από το ΑΟΣ βρίσκεται η ελεύθερη ατμόσφαιρα όπου η επίδραση της τριβής μπορεί να παραληφθεί και η κίνηση του αέρα μπορεί να αντιμετωπιστεί σαν ιδανικό ρευστό.

Μέσα στο ΑΟΣ υφίστανται διαφορετικά στρώματα τα οποία εξαρτώνται από την κατάσταση που επικρατεί στην ατμόσφαιρα τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή καθώς και από τις τοπικές συνθήκες της περιοχής. Τα στρώματα αυτά είναι το στρώμα ανάμιξης (mixed layer), το επιφανειακό στρώμα (surface layer), το υπολειπόμενο στρώμα (residual layer), το νυχτερινό ευσταθές στρώμα (nocturnal boundary layer) και η ζώνη εισροής (entrainment zone), (Σχήμα 1).



Σχήμα 1. Κατακόρυφη δομή του ΑΟΣ και τυπική εξέλιξή του κατά τη διάρκεια μιας ημέρας.

Το *επιφανειακό στρώμα* είναι το στρώμα της ατμόσφαιρας που είναι σε επαφή με την επιφάνεια της γης, εκτείνεται περίπου έως τα 50-100m και η παραγωγή μηχανικής τύρβης από ισχυρούς ανέμους είναι μεγαλύτερη της τύρβης που παράγεται λόγω ανωστικών δυνάμεων. Στο επιφανειακό στρώμα οι βαθμίδες ανέμου, θερμοκρασίας και υγρασίας λαμβάνουν υψηλές τιμές.

Η κατάσταση της ατμόσφαιρας και η ώρα της ημέρας καθορίζουν το είδος του στρώματος που διαμορφώνεται πάνω από το επιφανειακό στρώμα.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας το υπερκείμενο στρώμα είναι το *στρώμα ανάμιξης* και χαρακτηρίζεται από ισχυρή τύρβη η οποία τείνει να αναμίξει στην κατακόρυφη διεύθυνση τη θερμότητα, τους υδρατμούς, την ορμή του ανέμου και τους ρύπους. Σε μια ζεστή ηλιόλουστη ημέρα η θέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία και τα ρεύματα θερμού αέρα (thermals) τα οποία ανυψώνονται είναι τα αίτια ανάπτυξης του στρώματος ανάμιξης (convective boundary layer). Στην κορυφή του στρώματος ανάμιξης βρίσκεται ζώνη εισροής η οποία λειτουργεί σαν καπάκι στα thermals και περιορίζει την τύρβη στο κάτω μέρος της. Αυτό το ευσταθές στρώμα ονομάζεται και στρώμα αναστροφής επειδή εκεί η θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος. Πάνω από τη ζώνη εισροής, στην ελεύθερη ατμόσφαιρα η θερμοκρασία ελαττώνεται με το ύψος και η ατμόσφαιρα γίνεται λιγότερο ευσταθής.

2. Ύψος ανάμιξης

Στη μετεωρολογία που χρησιμοποιείται για την ατμοσφαιρική ρύπανση είναι σύνηθες να χρησιμοποιείται ο όρος “στρώμα ανάμιξης” για ένα καλά αναμεμιγμένο οριακό στρώμα και αυτός συμπίπτει τυπικά με το ΑΟΣ, σε ασταθείς συνθήκες.

Το ύψος ανάμιξης (mixing height) καθορίζει το επίπεδο μέσα στο οποίο επιτυγχάνεται η διάχυση και η διασπορά των ρύπων. Το ύψος ανάμιξης ορίζεται ως το ύψος του γειτονικού με το έδαφος ατμοσφαιρικού στρώματος όπου οι ρύποι που εκπέμπονται σε αυτό διαχέονται κατακόρυφα είτε λόγω θερμικής είτε λόγω μηχανικής τύρβης με κλίμακα χρόνου περίπου μία ώρα (Seibert et al. 2000). Είναι μεταβλητό στο χώρο και στο χρόνο, εξαρτάται από την εποχή, την ώρα της ημέρας, τη συνοπτική κατάσταση και την τραχύτητα του εδάφους (Seibert et al. 2000).

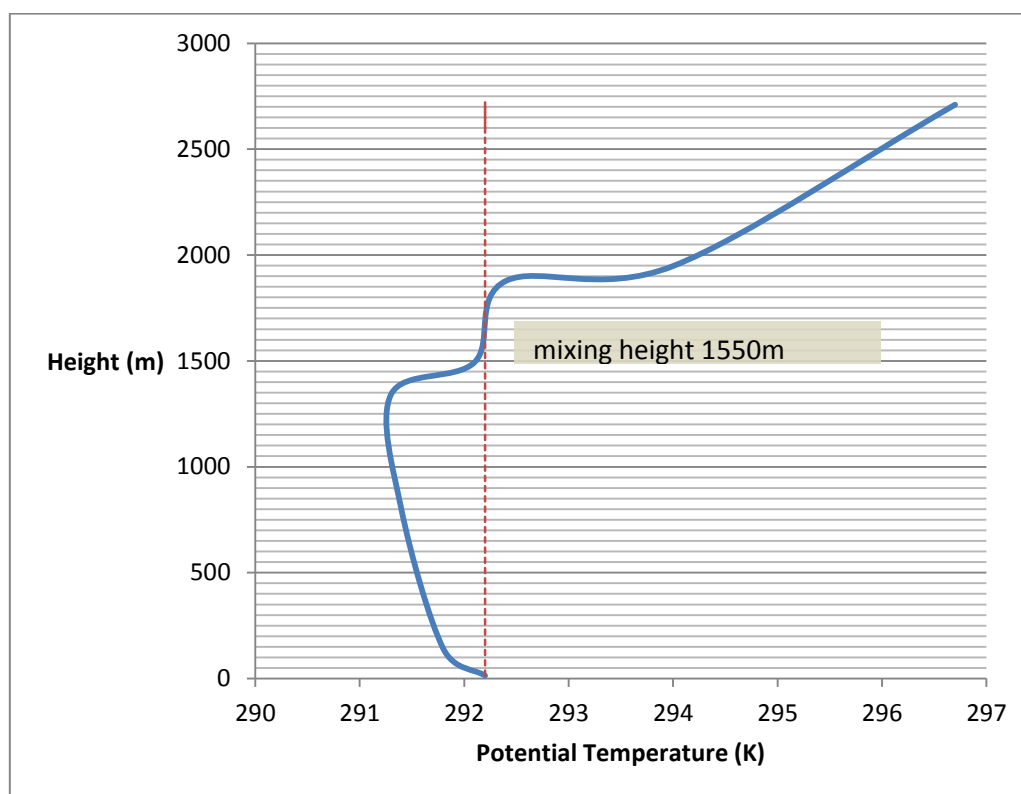
Το ύψος ανάμιξης έχει μεγάλη σημασία σε πλήθος εφαρμογών με κύρια την κατασκευή μοντέλων μελέτης της διασποράς ρύπων όπου η κορυφή του τυρβώδους στρώματος λειτουργεί σαν αδιαπέραστο καπάκι για τους ρύπους. Έτσι το ύψος ανάμιξης καθορίζει τον όγκο αέρα στον οποίο είναι διασκορπισμένοι οι ρύποι. Ένα στρώμα ανάμιξης χαμηλού ύψους παγιδεύει τους ρύπους κοντά στην επιφάνεια με αποτέλεσμα τη δημιουργία δυσχερούς κατάστασης για τους κατοίκους της περιοχής.

Υπάρχουν αρκετοί και διαφορετικοί μέθοδοι υπολογισμού του ύψους ανάμιξης. Οι χρησιμοποιούμενες μεθοδολογίες υπολογισμού του ύψους ανάμιξης περιλαμβάνουν μετρήσεις με ραδιοβολίσσεις, lidar, ακουστικά ραντάρ και ραντάρ μέτρησης της κατανομής του ανέμου (Hanna et al. 1985). Για όλες τις μεθόδους υπολογισμού ανώτερο όριο για το ύψος ανάμιξης ορίζονται τα 4000 m. Έτσι εάν το ύψος ανάμιξης δεν βρεθεί μέχρι αυτό το ύψος τότε θεωρείται ότι δεν υφίσταται (Seidel et al. 2010). Εν συντομία οι μέθοδοι υπολογισμού δίνονται παρακάτω.

2.1 Μέθοδοι υπολογισμού του ύψους ανάμιξης

2.1.1 Μέθοδος Holzworth

Η μέθοδος υπολογισμού Holzworth (Holzworth 1967) υπολογίζει το ύψος του στρώματος ανάμιξης ως το ύψος στο οποίο η κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας τέμνει την ευθεία της ξηρής αδιαβατικής με αρχή τη μετρούμενη ή την αναμενόμενη μέγιστη θερμοκρασία στην επιφάνεια. Οπότε για τον υπολογισμό του ύψους ανάμιξης απαιτείται η εύρεση του πρώτου ύψους το οποίο έχει την ίδια δυνητική θερμοκρασία με αυτήν της επιφάνειας. Μία εφαρμογή της μεθόδου σε ραδιοβόλιση του σταθμού του Ελληνικού για την ημερομηνία 11.05.2008 και ώρα 12:00 GMT φαίνεται στο Σχήμα 2.



Σχήμα 2. Εφαρμογή της μεθόδου Holzworth για την Αθήνα 11.5.08, 1200 GMT

2.1.2 Μέθοδος Parcel

Ένα μειονέκτημα της μεθόδου Holzworth είναι ότι θεωρεί την ατμόσφαιρα ξηρή χωρίς υδρατμούς. Στη μέθοδο Parcel αυτό αντιμετωπίζεται χρησιμοποιώντας αντί της δυνητικής θερμοκρασίας την αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία (virtual potential temperature). Δηλαδή, η μέθοδος Parcel υπολογίζει το ύψος ανάμιξης ως το ύψος όπου η αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία (Θ_v) είναι ίση με την επιφανειακή (Seibert et al. 2000).

Για να υπολογισθεί η αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία υπολογίζεται πρώτα η αναλογία μίγματος r :

$$r = 0.622 \left(\frac{e}{p - e} \right)$$

όπου e η τάση ατμών και P η πίεση (μονάδες hPa).

Η αντίστοιχη θερμοκρασία T_v δίνεται από τη σχέση:

$$T_v = T(1 + r/0.622)(1 + r)$$

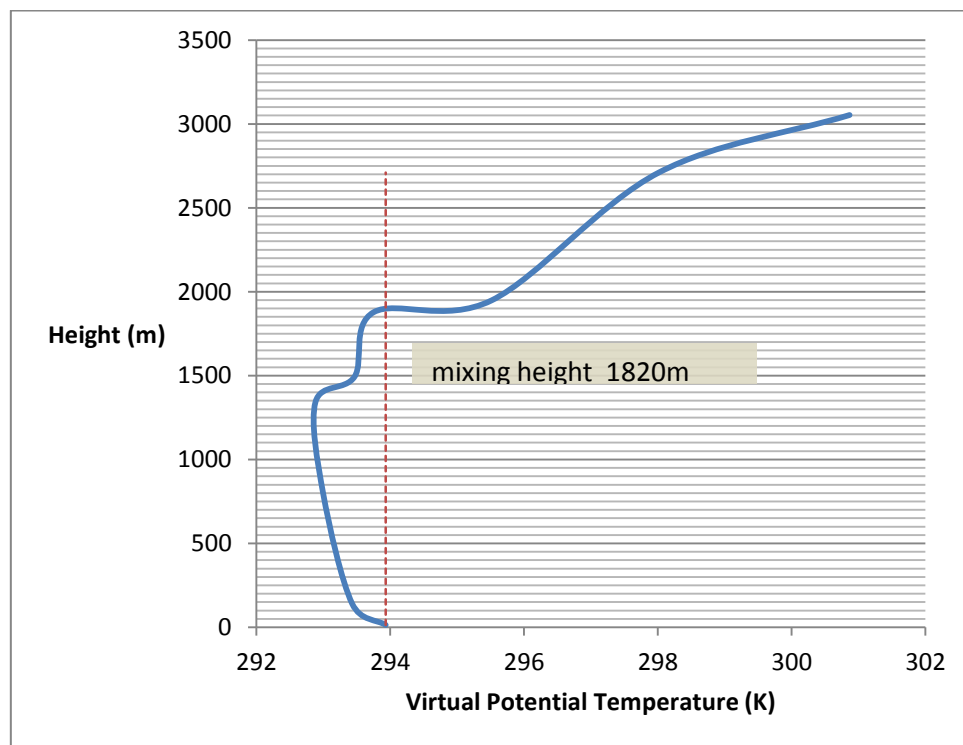
όπου T η θερμοκρασία (σε Kelvin).

Έτσι, η αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία θ_v υπολογίζεται από:

$$\theta_v = T_v \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/C_p}$$

με R την σταθερά του ιδανικού αερίου για ξηρό αέρα ($287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) και C_p την ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση ($1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$).

Στο Σχήμα 3 γίνεται η εφαρμογή της μεθόδου Parcel στην ίδια ραδιοβόλιση που εφαρμόστηκε προηγουμένως η Holzworth.



Σχήμα 3. Εφαρμογή της μεθόδου Parcel για την Αθήνα 11.5.08 1200 GMT

2.1.3 Μέθοδος Richardson

Η μέθοδος bulk Richardson καθορίζει το ύψος ανάμιξης σαν το πρώτο ύψος όπου ο αριθμός bulk Richardson (Ri_B) γίνεται ίσος ή υπερβαίνει μία κρίσιμη τιμή και συγκεκριμένα την τιμή 0,25 (Seibert et al. 2000).

Ο αριθμός Richardson bulk Ri_B , σε ύψος z πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, δίνεται από την ακόλουθη σχέση :

$$Ri_B = \frac{gz(\theta(z) - \theta(s))}{\theta(s)(u^2 + v^2)}$$

όπου $\theta(z)$ και $\theta(s)$ δυνητική θερμοκρασία στο ύψος z και στην επιφάνεια, αντίστοιχα; g η επιτάχυνση της βαρύτητας και u , v , η ζωνική (zonal) u και η μεσημβρινή (meridional) v συνιστώσα του ανέμου (η αναλυτική περιγραφή τους δίνεται παρακάτω).

Το ύψος ανάμιξης υπολογίζεται βρίσκοντας σε ποιο ύψος ο αριθμός Richardson bulk φτάνει μία κρίσιμη τιμή. Στη βιβλιογραφία η κρίσιμη τιμή του αριθμού Richardson κυμαίνεται μεταξύ του 0.2 και του 1, με πιο κατάλληλη τιμή την 0.25 (Seibert et al. 2000).

2.1.4 Μέθοδος virtual bulk Richardson (vRi_B)

Για να συνυπολογιστεί και η επίδραση της υγρασίας στο ύψος ανάμιξης προτείνεται η χρησιμοποίηση της αντίστοιχης δυνητικής θερμοκρασίας στον υπολογισμό του αριθμού Richardson bulk (Sørensen 1998):

$$vRi_B = \frac{gz(\theta_v(z) - \theta_v(s))}{\theta_v(s)(u^2 + v^2)}$$

όπου $\theta_v(z)$ και $\theta_v(s)$ η αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία στο ύψος z και στην επιφάνεια αντίστοιχα.

Το ύψος ανάμιξης υπολογίζεται όπως και στη μέθοδο bulk Richardson (Ri_B).

2.1.5 Μέθοδος βαθμίδας της θερμοκρασίας

Η μέθοδος βαθμίδας της θερμοκρασίας (GradT) καθορίζει το ύψος ανάμιξης ως το ύψος στο οποίο η κατακόρυφη βαθμίδα της δυνητικής θερμοκρασίας παίρνει τη μέγιστη τιμή της (Oke 1988, Hennemuth and Lammert 2006, Seidel et al. 2010).

Έτσι υπολογίζοντας τις βαθμίδες θερμοκρασίας για όλα τα ύψη μέχρι το ανώτερο όριο των 4.000 m εξετάζεται για ποιο ύψος υπάρχει μέγιστο. Πρέπει να σημειωθεί ότι η βαθμίδα θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια δεν λαμβάνεται υπ' όψη στον παραπάνω υπολογισμό μιας και λαμβάνει σε πολλές περιπτώσεις μεγάλες τιμές μη ενδεικτικές για την εύρεση του ύψους ανάμιξης.

2.1.6 Μέθοδος βαθμίδας της σχετικής υγρασίας

Η μέθοδος βαθμίδας της σχετικής υγρασίας (GradRH) ορίζει το ύψος ανάμιξης ως το ύψος στο οποίο η κατακόρυφη βαθμίδα της σχετικής υγρασίας λαμβάνει την ελάχιστη τιμή της (Hennemuth and Lammert 2006, Seidel et al. 2010).

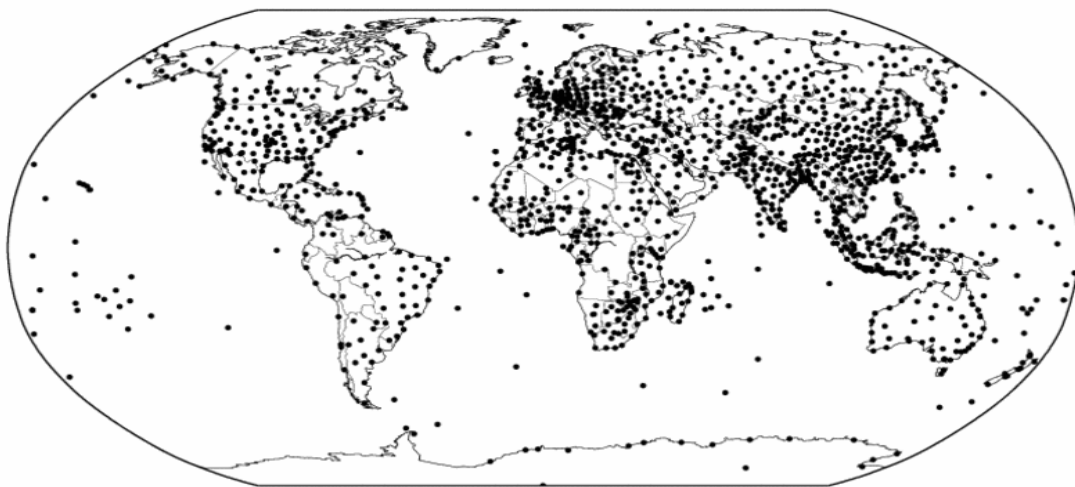
Το ύψος ανάμιξης μπορεί να προσδιοριστεί χρησιμοποιώντας επίσης την κατακόρυφη κατανομή υγρασίας. Έντονη μείωση της υγρασίας με το ύψος καθορίζει το ύψος ανάμιξης.

3. Βάσεις δεδομένων ραδιοβολίσεων

Τα συστήματα ραδιοβολίσεων είναι από τις πιο συνήθεις πηγές δεδομένων για τον υπολογισμό του ύψους ανάμιξης μιας και απεικονίζουν ουσιαστικά την κατακόρυφη κατανομή των μετεωρολογικών παραμέτρων. Οι μετρήσεις με ραδιοβολίσεις γίνονται σε καθορισμένα χρονικά διαστήματα για κάθε σταθμό, συνήθως καθημερινά στις 00.00 και 12.00 UTC (Greenwich Mean Time (GMT)).

Τα δεδομένα ραδιοβολίσεων λαμβάνονται από το αρχείο συλλογής δεδομένων ραδιοβολίσεων (*Integrated Global Radiosonde Archive -IGRA*) του Εθνικού Κέντρου Κλιματικών Δεδομένων των Η.Π.Α. (*National Climatic Data Center-NCDC*). Το IGRA περιέχει δεδομένα από περισσότερους από 1500 σταθμούς παγκοσμίως και καλύπτει χρονική περίοδο από το 1960 μέχρι σήμερα. Τα δεδομένα προέρχονται κυρίως από τρία ερευνητικά ιδρύματα των Η.Π.Α. τα οποία παρέχουν παγκόσμια κάλυψη δεδομένων: το NCDC, το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικών Ερευνών (*National Center for Atmospheric Research -NCAR*) και από τα Εθνικά Κέντρα Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (*National Centers for Environmental Prediction -NCEP*). Η συλλογή δεδομένων συμπληρώνεται από βάσεις δεδομένων και άλλων χωρών.

Οι μετεωρολογικοί σταθμοί ανήκουν κατά βάση στο Παγκόσμιο Σύστημα Τηλεπικοινωνίας (*Global Telecommunications System -GTS*) του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (*World Meteorological Organization -WMO*). Στο Σχήμα 4 παρουσιάζεται η παγκόσμια διασπορά των μετεωρολογικών σταθμών του IGRA.



Σχήμα 4. Γεωγραφική θέση όλων των σταθμών του IGRA

Για τον υπολογισμό του ύψους ανάμιξης θα χρησιμοποιηθούν δεδομένα ραδιοβολίσεων από τρεις μετεωρολογικούς σταθμούς της Ελλάδας, Αθήνα (Athens 16716), Θεσσαλονίκη (Thessaloniki 16622), Ηράκλειο (Heraklion 16754), (Σχήμα 5). Τα χαρακτηριστικά στοιχεία για κάθε σταθμό παρατίθενται στον Πίνακα 3. Τα μετεωρολογικά δεδομένα αφορούν τη χρονική περίοδο 2000-2009.



Σχήμα 5. Γεωγραφική θέση μετεωρολογικών σταθμών

Πίνακας 3. Χαρακτηριστικά μετεωρολογικών σταθμών

Περιοχή	κωδικός σταθμού	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Υψόμετρο(m)
Athens Hellinikon, Greece	16716	37° 53' 36" N	23° 43' 34" E	15
Thessaloniki Airport, Greece	16622	40° 31' 11" N	22° 58' 15" E	4
Heraklion Airport , Greece	16754	35° 20' 12" N	25° 10' 24" E	39

4. Δεδομένα ραδιοβολίσεων

Τα δεδομένα που περιέχει κάθε ραδιοβόλιση μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες: στις παρατηρήσιμες ποσότητες, στα μεγέθη που υπολογίζονται στη συνέχεια από αυτές και στις καθ' ύψος κλίσεις διαφόρων μεγεθών. Οι άμεσα καταγραφόμενες μεταβλητές είναι η θερμοκρασία, η πίεση, η διαφορά της θερμοκρασίας από τη θερμοκρασία δρόσου, η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου και το γεωδυναμικό ύψος. Τέλος στα δεδομένα περιέχονται ο κωδικός του σταθμού, η ημερομηνία και η ώρα που γίνεται η μέτρηση, καθώς και ο αριθμός των επιπέδων που καταγράφονται.

Από τις παραπάνω βασικές καταγραφόμενες ποσότητες είναι δυνατός ο υπολογισμός ποσοτήτων που περιλαμβάνουν το πάχος στρώματος, τη δυνητική θερμοκρασία, τις οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου καθώς και τα διάφορα είδη υγρασίας.

Το **πάχος στρώματος, dZ** (σε μέτρα), ενός στρώματος μεταξύ του επίπεδου i και του επίπεδου i+1 δίνεται από τη σχέση:

$$dZ = \frac{R}{g} \left(\frac{T_i + T_{i+1}}{2} \right) \ln \frac{p_i}{p_{i+1}}$$

όπου p_i , p_{i+1} οι πιέσεις (σε Pascal) και T_i , T_{i+1} οι θερμοκρασίες (σε Kelvin) των επιπέδων i και i+1, R η σταθερά του ιδανικού αερίου για ξηρό αέρα ($287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) και g η επιτάχυνση της βαρύτητας ($9,81 \text{ ms}^{-2}$). Ο παραπάνω υπολογισμός είναι

ακριβής έχοντας ως δεδομένο ότι ισχύει η υδροστατική ισορροπία και ότι η θερμοκρασία έχει γραμμική σχέση με το ύψος μεταξύ δύο διαδοχικών επιπέδων.

Η **δυναμική θερμοκρασία θ** είναι η θερμοκρασία την οποία αποκτά ο ξηρός αέρας θερμοκρασίας T όταν μεταφερθεί αδιαβατικά στην πίεση των 1000 hPa και μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\theta_i = T_i \left(\frac{1000}{p_i} \right)^{R/c_p}$$

όπου C_p η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση ($1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$).

Η **ζωνική (zonal) u** και η **μεσημβρινή (meridional) v** συνιστώσα του ανέμου υπολογίζονται από την παρατηρούμενη ένταση και διεύθυνση του ανέμου χρησιμοποιώντας απλούς τριγωνομετρικούς τύπους:

$$u = -V \sin\left(\varphi \frac{\pi}{180}\right)$$

$$v = -V \cos\left(\varphi \frac{\pi}{180}\right)$$

όπου V η ταχύτητα του ανέμου σε (ms^{-1}) και φ η διεύθυνση του ανέμου (σε μοίρες από το βορρά).

Για να υπολογιστεί η σχετική υγρασία σε κάθε επίπεδο ακολουθείται η διαδικασία που περιγράφεται στην άσκηση του Εργαστηρίου Κορμού.

Σε κάθε ραδιοβόλιση περιέχονται επιπλέον οι κλίσεις της θερμοκρασίας, της δυναμικής θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας και των οριζόντιων συνιστωσών του ανέμου. Η κλίση μεταξύ δύο επιπέδων υπολογίζεται ως ο λόγος της διαφοράς των τιμών της μεταβλητής δια του πάχους του στρώματος dZ μεταξύ των επιπέδων.

Βιβλιογραφία

- Cheng SY, Huang GH, Chakma A, Hao RX, Liu L, Zhang XH. (2001): “*Estimation of atmospheric mixing heights using data from airport meteorological stations*”, Journal of Environmental Science and Health. Part A, Toxic / Hazardous substances & environmental engineering, 36(4), 521-532.
- Hanna, S.R., C.L. Burkhardt, R.J. Paine (1985): “*Mixing height uncertainties*”, Proceedings of 7th AMS symposium on turbulence and diffusion, Boulder, pp. 82-85.
- Hennemuth, B., and A. Lammert (2006): “*Determination of the Atmospheric Boundary Layer Height from Radiosonde and Lidar Backscatter*”, Boundary Layer Meteorology, 120, 181-200.
- Holzworth, G.C. (1967): “*Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States*”, J. Appl. Meteor., 6, 1039-1044.
- Oke, T. R. (1988): “*Boundary Layer Climates*”, 2nd ed.: Halsted Press, New York.

- Oke T. R. (1987): "*Boundary-Layer Climates*", 2nd edition, Routledge, Taylor & Francis Group, London.
- Seibert, P., F. Beyrich, S. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen and P. Tercier (2000): "*Review and intercomparison of operational methods for the determination of mixing height*", *Atmospheric Environment* 34, 1001-1027.
- Seidel, D.J., C.O. Ao, and K. Li (2010): "*Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis*", *J. Geophys. Res.*, 115, D16113.
- Sørensen, J.H. (1998). "*Sensitivity of the DERMA long-range Gaussian dispersion model to meteorological input and diffusion parameters*". *Atmospheric Environment* 32, 4195-4206.
- Stull, R.B. (1988): "*An Introduction to Boundary Layer Meteorology*", Kluwer Academic Publishers.

ΟΔΗΓΙΕΣ για την ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ της ΑΣΚΗΣΗΣ

A. Επιλογή δεδομένων για την άσκηση του ύψους ανάμιξης

1. Σας δίνονται στην επιφάνεια εργασίας του υπολογιστή σας τα αρχεία :
Στη μορφή ΕΤΟΣ_ΜΗΝΑΣ_ΩΡΑ.xlsx.....
(π.χ. 2008_JAN_00.xlsx ή 2008_AUG_12.xlsx)
2. Ανοίξτε το φάκελο που αντιστοιχεί στην ώρα του τμήματος που παρακολουθείτε π.χ. ΔΕΥΤΕΡΑ 15:00-17.30. Επιλέξτε τον φάκελο «ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΥΨΟΥΣ ΑΝΑΜΙΞΗΣ» και αντιγράψτε σε αυτόν το αρχείο..... **(ο διδάσκων μπορεί να επιλέξει από τα παραπάνω αρχεία τις ραδιοβολίσσεις που επιθυμεί – τυχαία ή δώδεκα, μία για κάθε μήνα, μόνο στις 12Z ή μόνο στις 00Z ή και στις δύο ώρες).**
3. Σε κάθε αρχείο τα δεδομένα του ανέμου είναι με την ακόλουθη μορφή:

1 ^η Στήλη (A)	Ατμοσφαιρική Πίεση (P σε hPa)
2 ^η Στήλη (B)	Γεωδυναμικό Ύψος (GH σε m)
3 ^η Στήλη (C)	Θερμοκρασία (T σε °C)
4 ^η Στήλη (D)	Θερμοκρασία Δρόσου (T _d σε °C)
5 ^η Στήλη (E)	Σχετική Υγρασία (RH σε %)
6 ^η Στήλη (F)	Αναλογία Μίγματος (r σε g/kg)
7 ^η Στήλη (G)	Διεύθυνση Ανέμου (WD σε deg)
8 ^η Στήλη (H)	Ένταση Ανέμου (WS σε knot)
9 ^η Στήλη (I)	Δυνητική Θερμοκρασία (θ σε βαθμούς K)
10 ^η Στήλη (J)	Ισοδύναμη Δυνητική Θερμοκρασία (θ _e σε βαθμούς K)
11 ^η Στήλη (K)	Αντίστοιχη Δυνητική Θερμοκρασία (θ _v σε βαθμούς K)

4. ΠΡΟΣΟΧΗ:

Από τη 2^η Στήλη έως και την 11^η Στήλη η τιμή 65535 αντιστοιχεί σε μη διαθέσιμα δεδομένα

5. **Από το επιλεγέν αρχείο της παραγράφου 2**, δημιουργήστε αρχείο που θα περιλαμβάνει μόνο τα δεδομένα που σας χρειάζονται). Ονομάστε το αρχείο αυτό π.χ. V1

B. Πραγματοποίηση εργαστηριακής άσκησης υπολογισμού ύψους ανάμιξης

Ξεκινήστε την εκτέλεση της εργαστηριακής άσκησης.

Γ. Επεξεργασία δεδομένων

1. Χρησιμοποιώντας τις μεθόδους υπολογισμού του ύψους ανάμιξης, υπολογίσατε το ύψος ανάμιξης.
2. Στη συνέχεια, να γίνει παρουσίαση των γραφικών παραστάσεων όπου αυτές απαιτούνται.
3. Συγκρίνετε τα αποτελέσματα των διαφόρων μεθόδων υπολογισμού.
4. Υπάρχουν διαφορές στον υπολογισμό του ύψους ανάμιξης στις διάφορες μεθόδους και αν ναι που αυτές οφείλονται;

Σε όλα τα παραπάνω βήματα να αιτιολογείτε, να σχολιάζετε τα αποτελέσματα και να εξάγετε τα συμπεράσματά σας. Στο σχολιασμό να χρησιμοποιηθούν όλες οι απαιτούμενες παράμετροι.