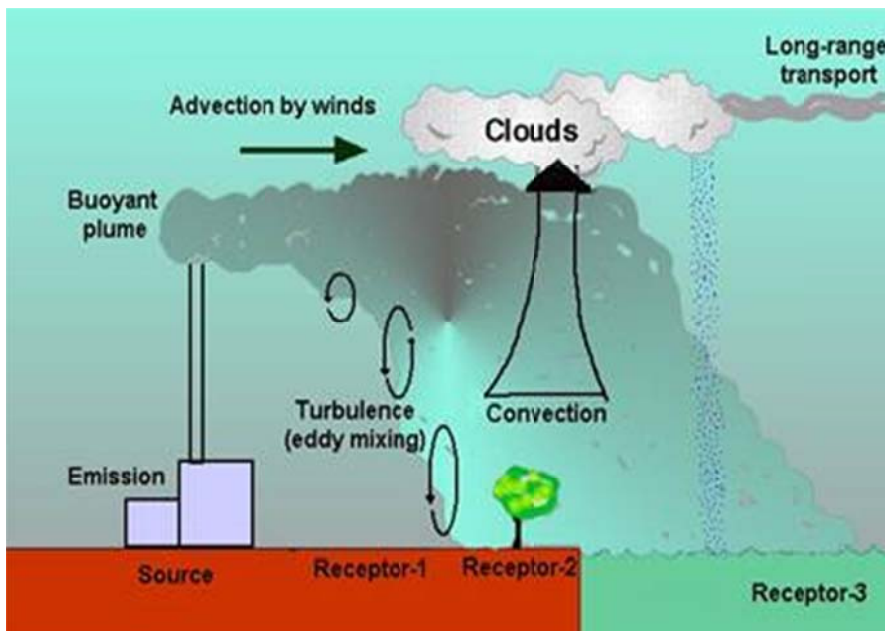


Εργαστήριο Ατμοσφαιρικής Ρύπανσης
& Τεχνολογιών Αντιρρύπανσης
Τμήμα Μηχανολόγων Μηχανικών

Μοντέλα Διάχυσης & Διασποράς Ατμοσφαιρικής Ρύπανσης



Δρ Κωνσταντίνος Π. Μουστράς

MSc Γεώργιος Χ. Σπυρόπουλος

Περιεχόμενα

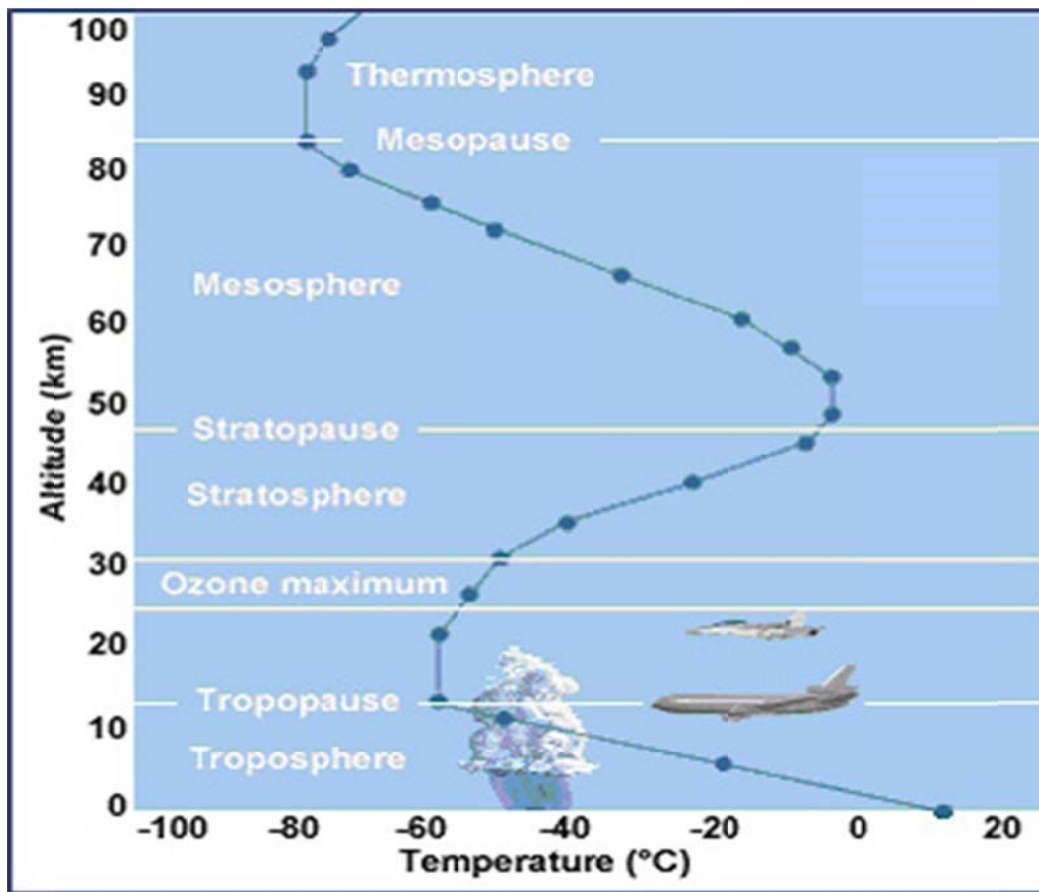
1. Δομή της Ατμόσφαιρας-Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα	3
2. Αναστροφή Θερμοκρασίας εντός του ΑΟΣ.....	6
2.1 Ξηρή Αδιαβατική Κατακόρυφη Θερμοβαθμίδα	6
2.2 Υγρή Αδιαβατική Κατακόρυφη Θερμοβαθμίδα	7
2.3 Αναστροφή Θερμοκρασίας.....	7
3. Ευστάθεια και αστάθεια εντός του ΑΟΣ	9
3.1 Μορφές και τροχιές θυσάνου	10
3.1.1 Ελικοειδής διασπορά (Fanning).....	10
3.1.2 Καπνισμός (Fumigation)	11
3.1.3 Κατακόρυφη κυκλική διασπορά (Looping).....	11
3.1.4 Κωνική διασπορά (Coning)	12
3.1.5 Διασπορά πάνω από την αναστροφή (Lofting)	12
4. Μοντέλα διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης.....	13
4.1 Υπολογισμός της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας του αέρα.....	14
4.2 Υπολογισμός ταχύτητας εκροής καυσαερίων	15
4.3 Υπολογισμός ενεργού ύψους θυσάνου	15
4.3.1 Υπολογισμός κατωρεύματος-απόπλυσης καμινάδας.....	16
4.3.2 Υπολογισμός παράγοντα F καμινάδας	17
4.3.3 Υπολογισμός οριζόντιας απόστασης x_f και ενεργού ύψους H θυσάνου	18
4.4 Υπολογισμός συγκέντρωσης $C(x,y,z)$ του ρύπου	20
5. Μοντέλο ATDL διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης	21
Βιβλιογραφία	23

Στο κεφάλαιο αυτό, γίνεται μια προσπάθεια να παρουσιαστούν αναλυτικά μοντέλα διάχυσης και διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης από σημειακές ή και επιφανειακές πηγές. Στην περίπτωση της ύπαρξης σε μια περιοχή πολλών πηγών του ίδιου ρυπαντή, η συγκέντρωσή του σε έναν αποδέκτη της περιοχής είναι ίση με το άθροισμα των συγκεντρώσεων που προκύπτουν από τη συνεισφορά κάθε πηγής του ξεχωριστά.

1. Δομή της Ατμόσφαιρας-Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

Ως ατμόσφαιρα της Γης ορίζεται η αέρια μάζα που περιβάλλει τη Γη και περιστρέφεται και κινείται μαζί με τη Γη. Μια φυσική-καθαρή ατμόσφαιρα είναι άχρωμη, άοσμη, άορατη και έχει ένα σύνολο ιδιοτήτων που αποτελούν τις συνθήκες εκείνες μέσα στις οποίες αναπτύσσεται κάθε μορφή ζωής στον πλανήτη Γη. Η Γήινη ατμόσφαιρα πήρε τη σημερινή της μορφή και σύνθεση πριν από μισό περίπου δισεκατομμύριο χρόνια [1].

Η Γήινη ατμόσφαιρα χωρίζεται σε τέσσερις βασικές περιοχές, με βάση την μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος. Συγκεκριμένα, στην **τροπόσφαιρα**, τη **στρατόσφαιρα**, τη **μεσόσφαιρα** και τη **θερμόσφαιρα** (Σχήμα 1). Το ύψος των περιοχών αυτών μεταβάλλεται ανάλογα με την εποχή, το γεωγραφικό πλάτος, κ.λπ. Οι νοητές επιφάνειες διαχωρισμού τους είναι η **τροπόπαυση**, η **στρατόπαυση** και η **μεσόπαυση**.



Σχήμα 1. Δομή της Ατμόσφαιρας

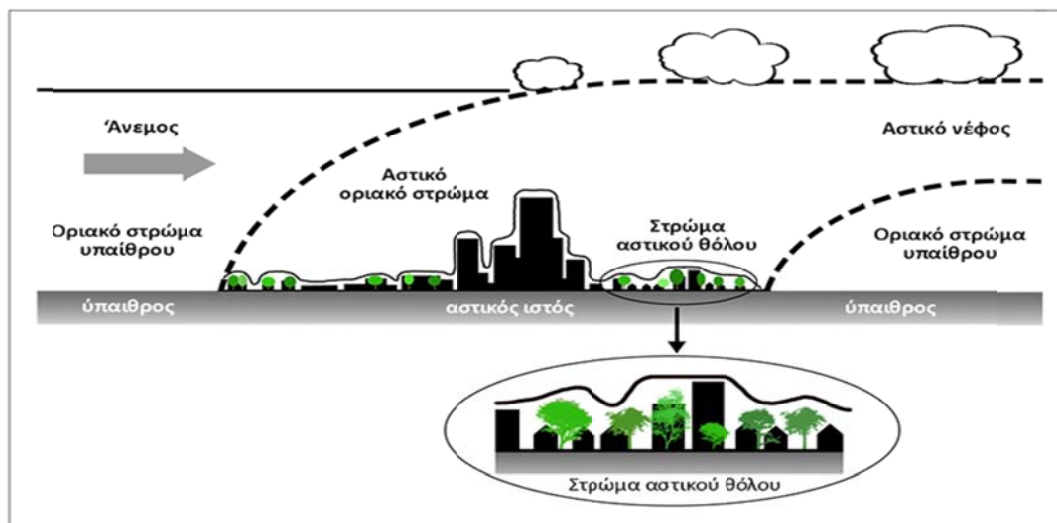
Η **τροπόσφαιρα** αποτελεί το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας και το οποίο βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια της Γης. Κατά κανόνα, μέσα στην τροπόσφαιρα παρατηρείται συνεχής μείωση της θερμοκρασίας με την αύξηση του ύψους. Τα κυριότερα χαρακτηριστικά της τροπόσφαιρας είναι [1]:

1. Η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος με σταθερό σχεδόν ρυθμό της τάξης των $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (κατακόρυφη θερμοβαθμίδα).
2. Η ταχύτητα του αέρα αυξάνεται με το ύψος με μεγαλύτερες τιμές να εμφανίζονται στην τροπόπαυση.
3. Το σύνολο σχεδόν της ποσότητας του νερού στην ατμόσφαιρα (στερεό, υγρό και αέριο) βρίσκεται μέσα στην τροπόσφαιρα και ειδικότερα στα ανώτερα στρώματά της.
4. Το σύνολο των μετεωρολογικών-καιρικών φαινομένων συμβαίνουν μέσα στην τροπόσφαιρα.
5. Στην τροπόσφαιρα περιέχονται τα $3/4$ της συνολικής μάζας του ατμοσφαιρικού αέρα και σχεδόν όλων των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων (aerosols).

Το μέσο ύψος της τροπόπαυσης κυμαίνεται αναλόγως της εποχής και της περιοχής [1]:

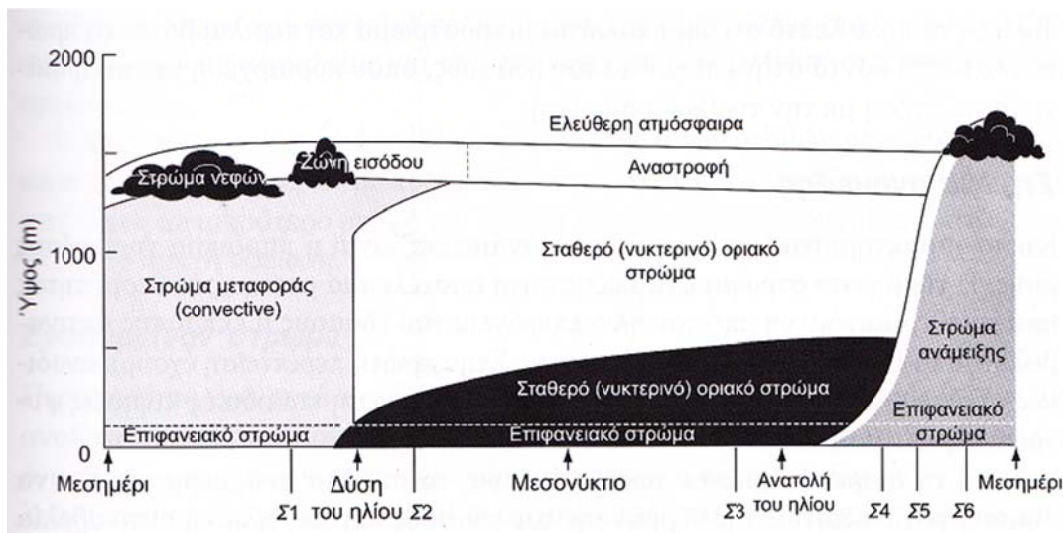
- 16-17km στις περιοχές του Ισημερινού
- 11-12km στις εύκρατες περιοχές και
- 7-8km στις πολικές περιοχές

Το κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας που είναι σε άμεση επαφή με την επιφάνεια της Γης ορίζει το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (boundary layer). Το στρώμα αυτό, προφανώς επηρεάζεται πολύ από τις δυνάμεις τριβής που αναπτύσσονται (Σχήμα 2). Οι μεταβολές που συμβαίνουν μέσα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα της Γης (ΑΟΣ) προκαλούνται από τις δυνάμεις τριβής, την εξάτμιση, τη μεταφορά θερμότητας, τις εκπομπές αέριων και στερεών ρύπων, καθώς επίσης και από την τοπογραφία της περιοχής (πχ πεδιάδα, χαμηλοί λόφοι, βουνά, κ.λπ.) [1].



Σχήμα 2. Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα-ΑΟΣ

Μέσα στο ΑΟΣ της Γης κυριαρχεί η τυρβώδης ροή (Σχήμα 3). Αυτό επιτρέπει στο ΑΟΣ να ανταποκρίνεται σχετικά γρήγορα σε κάθε μεταβολή που πραγματοποιείται στην επιφάνεια της Γης. Λόγω της επίδρασης του ανάγλυφου, ο άνεμος μέσα στο ΑΟΣ στρέφεται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις, ενώ πάνω από το ΑΟΣ πνέει παράλληλα προς τις ισοβαρείς. Η στροφή αυτή του ανέμου εντός του ΑΟΣ δημιουργεί μια σπειροειδή κίνηση γνωστή και ως σπείρα Eckman. Το ύψος στο οποίο ο άνεμος σταματάει να στρέφεται, θεωρείται ως το μέγιστο ύψος του ΑΟΣ της Γης. Πάνω δε από τους ωκεανούς, το ύψος του ΑΟΣ μεταβάλλεται πιο αργά, τόσο τοπικά, όσο και χρονικά [1]. Τέλος, ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας του, το ΑΟΣ έχει ύψος από 100m έως και 3000m.



Σχήμα 3. Τυρβώδης ροή εντός του ΑΟΣ

Το στρώμα ανάμειξης έχει ως βασικό χαρακτηριστικό την τυρβώδη ροή. Αυτή είναι αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας από τον ήλιο στην επιφάνεια της Γης ή από τη βάση των νεφών προς την επιφάνεια της Γης. Στην πρώτη περίπτωση παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις θερμού αέρα, ενώ στην δεύτερη περίπτωση έχουμε καθοδικές κινήσεις ψυχρών αέριων μαζών προς την επιφάνεια της Γης. Κατά τη διάρκεια ανέφελων ημερών, το στρώμα ανάμειξης αρχίζει να αναπτύσσεται λίγο μετά την ανατολή του ηλίου (περίπου μισή ώρα). Τότε, θερμές αέριες μάζες αρχίζουν να ανεβαίνουν προς τα πάνω από τη θερμαινόμενη επιφάνεια του εδάφους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα έντονα φαινόμενα κατακόρυφης ανάμειξης του αέρα και γενικότερα των αέριων μαζών [1].

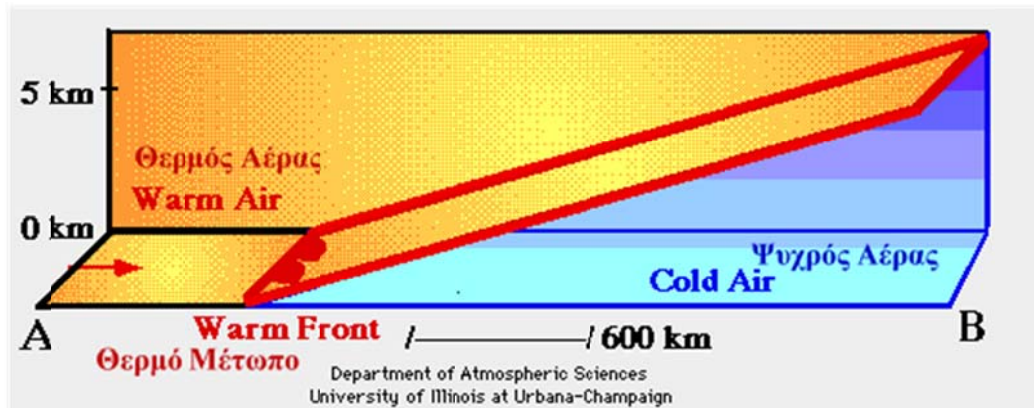
Το μέγιστο ύψος του στρώματος ανάμειξης παρατηρείται αργά το απόγευμα. Λόγω του γεγονότος ότι οι περισσότερες πηγές ατμοσφαιρικής ρύπανσης βρίσκονται στην επιφάνεια της Γης, οι συγκεντρώσεις των ρύπων προφανώς παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές μέσα στο στρώμα ανάμειξης, σε σχέση με τα μεγαλύτερα ύψη μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα. Οι ρύποι μεταφέρονται λόγω των ανοδικών κινήσεων του θερμού αέρα [1].

Περίπου μισή ώρα μετά τη δύση του ηλίου, σταματά ο μηχανισμός θερμικών ανοδικών ρευμάτων αέρα. Η τύρβη σταδιακά υποχωρεί, δίνοντας τη θέση της σε ένα καλά αναμεμιγμένο στρώμα αέρα. Το στρώμα αυτό ονομάζεται **εναπομείναν**

στρώμα γιατί οι αρχικές συγκεντρώσεις των ρύπων είναι ίδιες σχεδόν με τις τιμές του στρώματος ανάμειξης [1].

Καθώς προχωράει η νύχτα, το κατώτερο στρώμα του εναπομείναντος στρώματος μετατρέπεται με την επίδραση του εδάφους σε ένα ευσταθές στρώμα αέρα. Το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από έναν σταθερό αέρα με ελάχιστες και μικρές σποραδικές αναταράξεις. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, οι ρύποι που εκλύονται τις νυχτερινές ώρες να μη διαχέονται κατακόρυφα και προς τα πάνω (fanning) [1].

Το ευσταθές ΑΟΣ μπορεί να εμφανιστεί και κατά τη διάρκεια της ημέρας, στις ημέρες κατά τις οποίες η επιφάνεια του εδάφους είναι ψυχρότερη από το υπερκείμενο στρώμα αέρα (π.χ. περίπτωση διέλευσης θερμού μετώπου) [1].



Σχήμα 4. Διέλευση θερμού μετώπου

2. Αναστροφή Θερμοκρασίας εντός του ΑΟΣ

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος, εκφράζεται με την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (ΚΘ). Η ΚΘ ορίζεται ως η ελάττωση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα (∂T) στη μονάδα του ύψους (∂z) και συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα (γ). Συνεπώς ισχύει ότι [1]:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

Το πρόσημο (-) δηλώνει ότι με την αύξηση του ύψους εντός του ΑΟΣ η θερμοκρασία γενικά μειώνεται με ρυθμό (γ). Συνηθίζεται δε να εκφράζεται αυτός ο ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας με μονάδα ύψους τα 100m. Δηλαδή η ΚΘ γ έχει μονάδα μέτρησης $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Επειδή η σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα επηρεάζεται πάρα πολύ από τη θερμοκρασία και τις μεταβολές της και αντιστρόφως, για αυτό το λόγο έχει εισαχθεί και η έννοια της **ξηρής και της υγρής αδιαβατικής ΚΘ**.

2.1 Ξηρή Αδιαβατική Κατακόρυφη Θερμοβαθμίδα

Στην περίπτωση αυτή θεωρείται ότι μια ανερχόμενη εντός του ΑΟΣ αέρια μάζα δεν περιέχει καθόλου υδρατμούς και δεν ανταλλάσσει ποσά θερμότητας (αδιαβατική) με τον περιβάλλοντα ατμοσφαιρικό αέρα. Έτσι, η ανερχόμενη αέρια μάζα συνεχώς ψύχεται με ρυθμό περίπου $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ή $6^{\circ}\text{C}/1\text{km}$. Στο σημείο αυτό πρέπει να

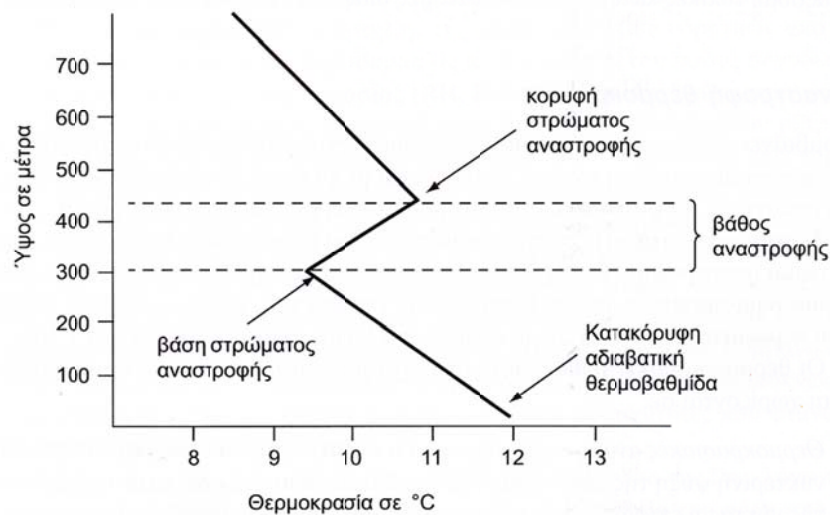
τονιστεί ότι σε γειτονικά προς το έδαφος στρώματα του ατμοσφαιρικού αέρα, μπορεί να παρατηρηθεί και μεγαλύτερη ΚΘ της τάξης των $1.8\sim 2.0^{\circ}\text{C}/10\text{m}$.

2.2 Υγρή Αδιαβατική Κατακόρυφη Θερμοβαθμίδα

Η υγρή αδιαβατική ΚΘ αφορά μια μάζα αέρα ή οποία είναι κορεσμένη από υδρατμούς και ψύχεται αδιαβατικά καθώς ανέρχεται κατακόρυφα εντός του ατμοσφαιρικού αέρα. Η υγρή αδιαβατική ΚΘ είναι μικρότερη από την αντίστοιχη ξηρή αδιαβατική ΚΘ και είναι της τάξης περίπου των $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, λόγω της λανθάνουσας θερμότητας που απελευθερώνεται εντός της ανερχόμενης αέριας μάζας εξαιτίας της συμπύκνωσης εντός της των υδρατμών ώστε να καταστεί κορεσμένη.

2.3 Αναστροφή Θερμοκρασίας

Σύμφωνα με τα παραπάνω, με την αύξηση του ύψους εντός του ΑΟΣ η θερμοκρασία μειώνεται. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις, όπου αυτό συμβαίνει μέχρι κάποιο ύψος και στη συνέχεια, ενώ αναμένεται περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας, παρατηρείται στην πραγματικότητα αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται **θερμοκρασιακή αναστροφή (ΘΑ)** ή απλά **αναστροφή θερμοκρασίας (ΑΘ)** (Σχήμα 5). Ανάλογα με το ύψος στο οποίο συμβαίνουν αυτές εντός του ΑΟΣ, διακρίνονται στις παρακάτω περιπτώσεις ΑΘ [1]:

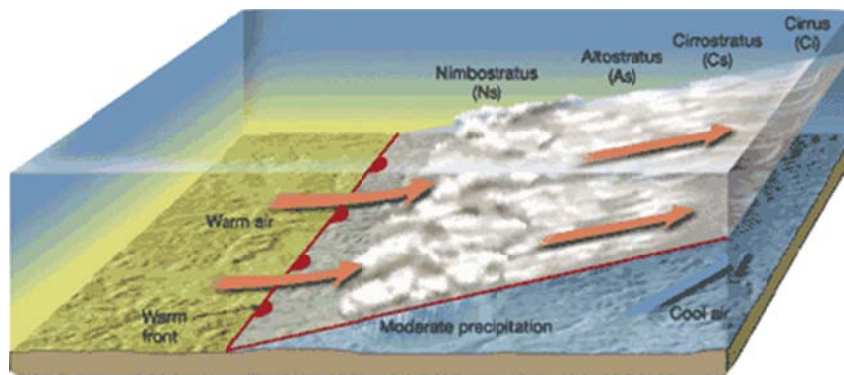


Σχήμα 5. Σχηματική απεικόνιση μιας αναστροφής θερμοκρασίας

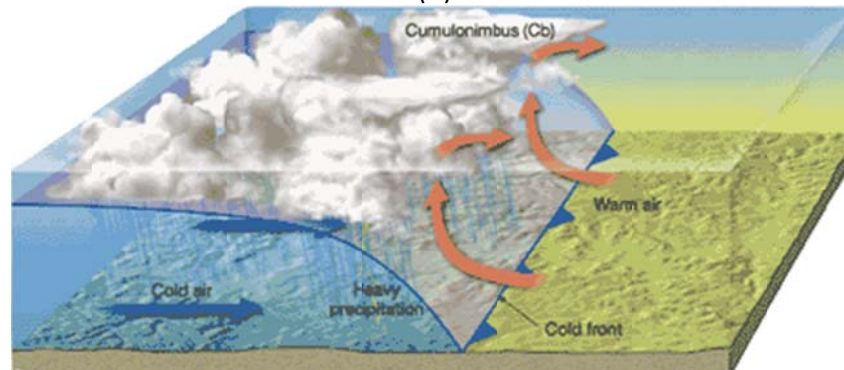
- I. **Θερμοκρασιακές αναστροφές εδάφους:** Κατά τη διάρκεια κυρίως των νυχτερινών ωρών, το θερμότερο έδαφος εκπέμπει προς το ψυχρότερο περιβάλλον μεγάλου μήκους κύματος θερμική ακτινοβολία με συνέπεια να ψύχεται. Έτσι, και τα μόρια του ατμοσφαιρικού αέρα που βρίσκονται σε επαφή με το έδαφος ή πολύ κοντά σε αυτό ψύχονται και αυτά, με αποτέλεσμα να πέφτει η θερμοκρασία των χαμηλότερων στρωμάτων του αέρα σε σχέση με τα υπερκείμενα στρώματα αέρα. Μέσω αυτής της διαδικασίας δημιουργείται εντός του ΑΟΣ ένα στρώμα θερμοκρασιακής αναστροφής που έχει βάση το έδαφος και φτάνει μέχρι και το ύψος των $100\sim 200\text{m}$, ενώ έχουν αναφερθεί και περιπτώσεις με μέγιστο ύψος ΑΘ εδάφους στα 400m (Σχήμα 7α).

Οι ΘΑ εδάφους ονομάζονται και αναστροφές ακτινοβολίας και συμβαίνουν όταν κατά τη διάρκεια της νύχτας έχουμε ξάστερο ουρανό (έντονη ακτινοβολία) και ταχύτητες ανέμου μικρότερες των 3m/s. Μπορεί όμως μια τέτοια ΑΘ να συμβεί και κατά τη διάρκεια της ημέρας, όταν για παράδειγμα ένα στρώμα αέρα περνάει πάνω από μια χιονισμένη ή παγωμένη επιφάνεια εδάφους. Τέλος, οι ΘΑ εδάφους διαρκούν μερικές ώρες και καταργούνται όταν πλέον ο ήλιος κάνει την εμφάνισή του και θερμαίνει τα στρώματα της ατμόσφαιρας .

- II. **Θερμοκρασιακές αναστροφές κατάπτωσης:** Η θερμοκρασιακές αναστροφές κατάπτωσης οφείλονται κατά κύριο λόγο στην κάθοδο ψυχρών αέριων μαζών σε χαμηλότερα ύψη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ο αέρας που βρίσκεται σε χαμηλά ύψη να ψύχεται απότομα και να εμφανίζει θερμοκρασίες χαμηλότερες σε σχέση με τα υπερκείμενα στρώματα αέρα. Σε αντίθεση με τις αναστροφές εδάφους-ακτινοβολίας που διαρκούν μερικές ώρες, οι αναστροφές κατάπτωσης μπορεί να έχουν διάρκεια μερικές ημέρες ή και ακόμα περισσότερο. Κάτι τέτοιο προφανώς δημιουργεί πολύ δυσμενείς συνθήκες σε περιπτώσεις ατμοσφαιρικής ρύπανσης.
- III. **Θερμοκρασιακές αναστροφές ύψους:** Οι ΘΑ αυτού του είδους εμφανίζονται όταν θερμά στρώματα αέρα με ανοδικές κινήσεις μεταφέρονται και εγκαθίστανται πάνω από ψυχρότερα στρώματα αέρα εντός του ΑΟΣ. Αυτό το ψυχρό στρώμα αέρα μπορεί σε πολλές περιπτώσεις να φτάσει μέχρι και την επιφάνεια του εδάφους. Μια τέτοια ΑΘ δημιουργείται και κατά τη δημιουργία θερμών και ψυχρών μετώπων (Σχήμα 6 και 7β).

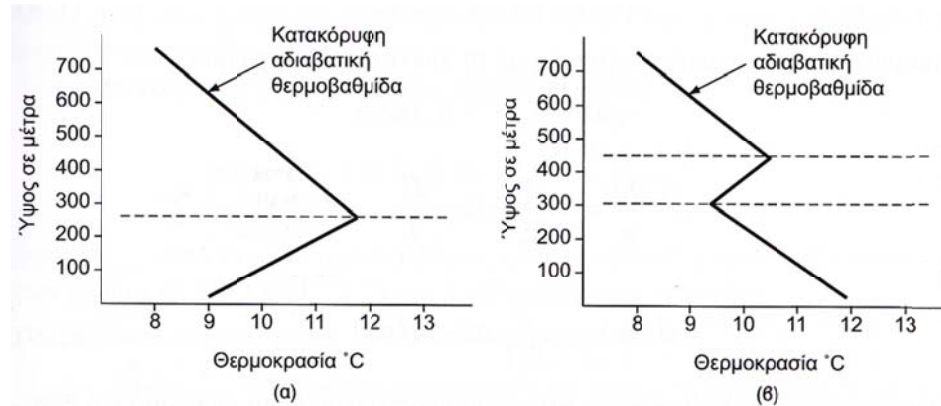


(α)



(β)

Σχήμα 6. Σχηματική αναπαράσταση ενός θερμού μετώπου (α) και ενός ψυχρού μετώπου (β)



Σχήμα 7. Σχηματική απεικόνιση μιας αναστροφής θερμοκρασίας εδάφους (α) και ύψους (β)

3. Ευστάθεια και αστάθεια εντός του ΑΟΣ

Η ευστάθεια ή αστάθεια της ατμόσφαιρας εξαρτάται από την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της γ . Για το σκοπό αυτό, ώστε να καθοριστεί η κατακόρυφη ευστάθεια ή αστάθεια της ατμόσφαιρας, απαιτούνται μετρήσεις της κατακόρυφης διανομής της θερμοκρασίας. Οι μετρήσεις αυτές γίνονται είτε παραδοσιακά με ραδιοβολίδες (Σχήμα 8α), είτε με πιο σύγχρονα μέσα και τρόπους μέτρησης όπως η μέθοδος LIDAR (Σχήμα 8β).



(α)



(β)

Σχήμα 8. Ραδιοβολίδα (α) και σύστημα LIDAR (β)

Επειδή όμως για προφανείς πρακτικούς λόγους η μέτρηση της κατακόρυφης διανομής της θερμοκρασίας σε οποιοδήποτε σημείο δεν είναι εφικτή, για τον καθορισμό της ευστάθειας ή αστάθειας της ατμόσφαιρας έχει προταθεί ο ακόλουθος Πίνακας κατηγοριών ευστάθειας της ατμόσφαιρας (Πίνακας 1) κατά Pasquill [2,3]:

Πίνακας 1. Κατηγορίες ευστάθειας της ατμόσφαιρας κατά Pasquill [2,3]

Ημέρα				Νύχτα	
Ταχύτητα ανέμου ($m \cdot s^{-1}$)	Ισχυρή ηλιοφάνεια	Μέση ηλιοφάνεια	Ελαφρά ηλιοφάνεια	Ελαφριά ή χαμηλή νέφωση (<3/8)	Νέφωση (>4/8)
<2	A	A-B	B	F	G
2~3	A-B	B	C	E	F
3~4	B	B-C	C	D	E
4~6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

όπου:

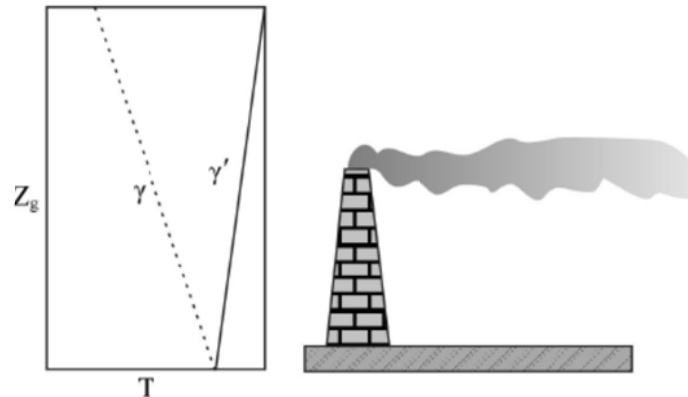
- A** : Πολύ ασταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
- B** : Ασταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
- C** : Λίγο ασταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
- D** : Ουδέτερη κατάσταση της ατμόσφαιρας
- E** : Λίγο ευσταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
- F** : Ευσταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
- G** : Πολύ ευσταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας

3.1 Μορφές και τροχιές θυσάνου

Η ευστάθεια της ατμόσφαιρας, η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της και οι θερμοκρασιακές αναστροφές παίζουν καθοριστικό ρόλο στην ατμοσφαιρική ρύπανση και στη διάχυση και διασπορά των αέριων ρύπων σε μια περιοχή. Ένας άλλος σημαντικός παράγοντας που καθορίζει την μορφή και την τροχιά ενός θυσάνου μιας καμινάδας (σημειακή πηγή) ή μιας πυρκαγιάς (επίπεδη σημειακή πηγή) σε σχέση με τους παραπάνω παράγοντες είναι και η θερμοβαθμίδα του θυσάνου (γ'). Για μια δεδομένη ταχύτητα του ανέμου, η μορφή και η τροχιά του θυσάνου σε σχέση με τη διαφορά μεταξύ της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας του ΑΟΣ και της θερμοβαθμίδας του θυσάνου είναι διαφορετική ως ακολούθως [4]:

3.1.1 Ελικοειδής διασπορά (Fanning)

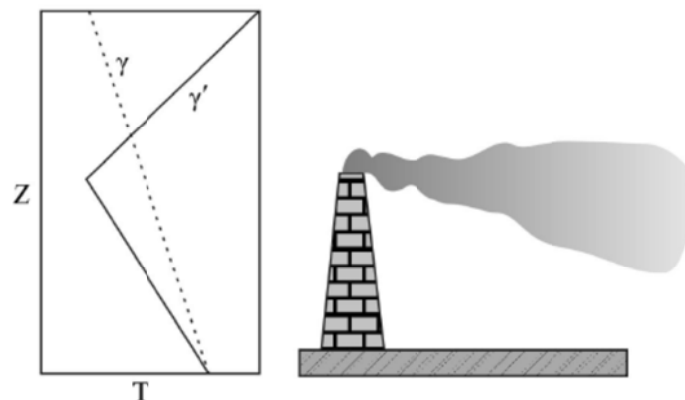
Στην περίπτωση αυτή ισχύει ότι $\gamma' < \gamma$ και τις περισσότερες φορές έχουμε ΑΘ η βάση της οποίας ξεκινάει από πολύ χαμηλά και σχεδόν από το έδαφος, γεγονός που δηλώνει έντονη ευστάθεια της ατμόσφαιρας. Η μορφή του θυσάνου θυμίζει τη μορφή που έχουν τα απόνερα πίσω από την προπέλα ενός πλοίου (ελικοειδής τροχιά). Με τη διακεκομμένη γραμμή (Σχήμα 9) απεικονίζεται η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας γ και με τη συνεχή γραμμή η θερμοβαθμίδα γ' του θυσάνου.



Σχήμα 9. Ελικοειδής τροχιά θυσάνου [4]

3.1.2 Καπνισμός (Fumigation)

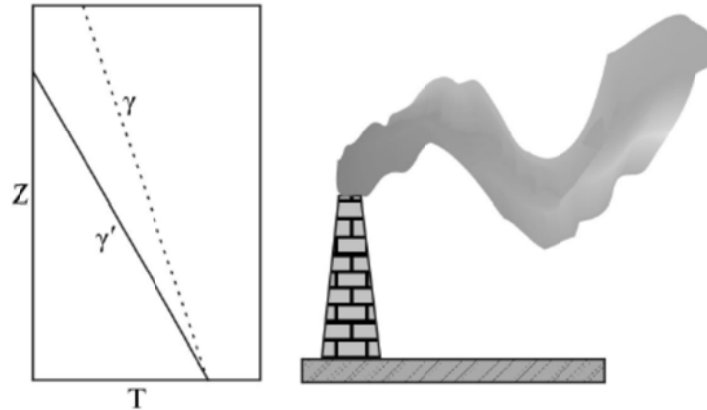
Η περίπτωση του καπνισμού εμφανίζεται όταν η βάση της ΑΘ είναι περίπου στο ίδιο ύψος με αυτό της καμινάδας. Στο στρώμα της ατμόσφαιρας μεταξύ του εδάφους και του ύψους του χείλους της καμινάδας που συμπίπτει με την βάση της ΑΘ, επικρατεί αστάθεια ($\gamma' > \gamma$). Μετά το ύψος του χείλους της καμινάδας η ΑΘ και του γεγονότος ότι $\gamma' < \gamma$, δημιουργούνται ευσταθείς συνθήκες (Σχήμα 10).



Σχήμα 10. Καπνισμός (Fumigation) [4]

3.1.3 Κατακόρυφη κυκλική διασπορά (Looping)

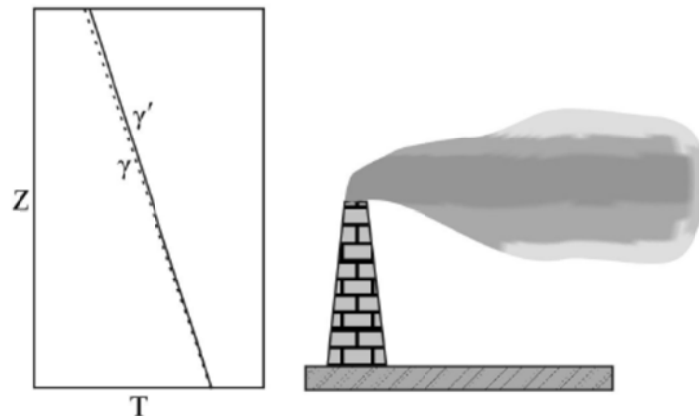
Στην περίπτωση της κατακόρυφης κυκλικής διασποράς (looping) έχουμε εντός του ΑΟΣ έντονα ασταθείς συνθήκες που εμφανίζονται κατά κύριο λόγο το μεσημέρι ή νωρίς το απόγευμα. Οι συνθήκες αυτές δημιουργούν μια έντονη κατακόρυφη κυκλοφορία του αέρα με διαδοχικά ανοδικά και καθοδικά ρεύματα αέρα (Σχήμα 11).



Σχήμα 11. Κατακόρυφη κυκλική διασπορά (Looping) [4]

3.1.4 Κωνική διασπορά (Coning)

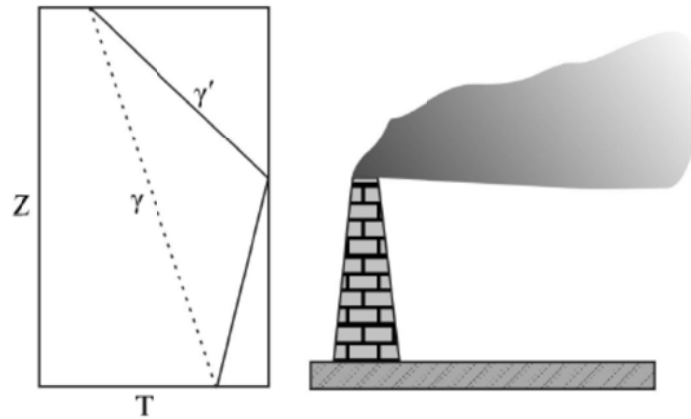
Στην περίπτωση κατά την οποία $\gamma' \approx \gamma$ ο θύσανος μετά την έξοδό του από το χείλος της καμινάδας παρουσιάζει μια κωνική μορφή (Σχήμα 12). Η μορφή αυτή του θυσάνου παρατηρείται συνήθως όταν έχουμε συννεφιά, άνεμο και μια σχετικά ευσταθή ατμόσφαιρα. Τέτοιες καταστάσεις παρατηρούνται κυρίως κατά τη διέλευση μιας καταιγίδας που οφείλεται σε χαμηλό βαρομετρικό (κυκλώνας) ή κατά τη διέλευση ενός μετώπου και μπορεί να συμβεί οποιαδήποτε ώρα μέσα στο 24ωρο.



Σχήμα 12. Κωνική διασπορά (Coning) [4]

3.1.5 Διασπορά πάνω από την αναστροφή (Lofting)

Στην περίπτωση αυτή (Σχήμα 13), ο θύσανος της ατμοσφαιρικής ρύπανσης εμποδίζεται από την αναστροφή να κινηθεί προς τα κάτω και περιορίζεται πάνω από την βάση της αναστροφής. Μια τέτοια κατάσταση παρατηρείται κυρίως κοντά στο ηλιοβασίλεμα, όπου παρατηρείται μετάβαση από ασταθείς σε ευσταθείς συνθήκες κοντά στο έδαφος. Το πάχος του θυσάνου εξαρτάται από τις συνθήκες και την ένταση της τύρβης πάνω από τη βάση της αναστροφής.



Σχήμα 13. Διασπορά πάνω από την αναστροφή (Lofting) [4]

4. Μοντέλα διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης

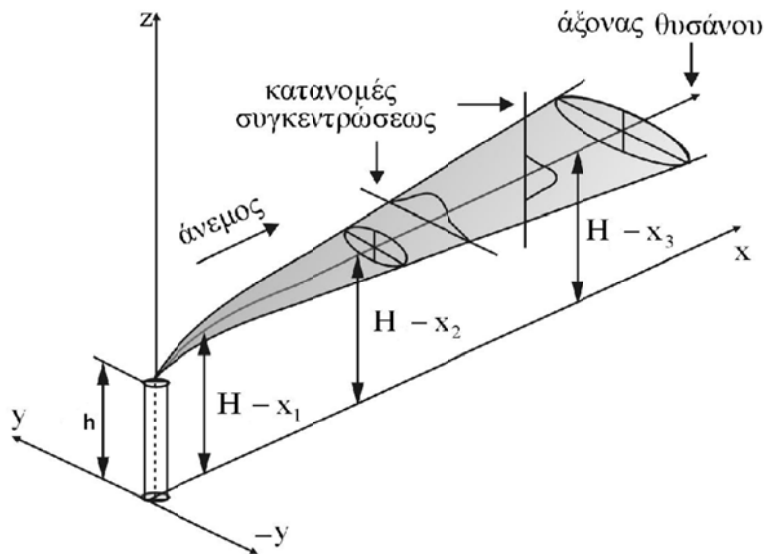
Για την χωροχρονική μελέτη της διάχυσης και της διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης έχουν κατά καιρούς δημιουργηθεί και προταθεί διαφορετικά μοντέλα προσομοίωσης όπως Γκαουσιανά (Gaussian) μοντέλα θυσάνου για συνεχείς πηγές, στατιστικά μοντέλα διάχυσης από συνεχείς-σημειακές πηγές, μοντέλα διάχυσης «φούσκας», μοντέλα διαβάθμισης γνωστά και ως K-μοντέλα, μοντέλα αστικής διάχυσης και διασποράς ρύπων, μοντέλα μηχανισμών μεταφοράς, κ.λπ. [5]. Ουσιαστικά, όλα αυτά τα μοντέλα είναι μια σειρά από εξισώσεις οι οποίες προσπαθούν να αποδώσουν τη χωροχρονική εξέλιξη της διάχυσης και της διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης, λαμβάνοντας υπόψη τις μετεωρολογικές συνθήκες, την ευστάθεια και την αστάθεια της ατμόσφαιρας, το είδος της πηγής εκπομπής των ρύπων, κ.ά.

Στη συνέχεια, γίνεται μια προσπάθεια παρουσίασης μιας απλοποιημένης μορφής ενός Γκαουσιανού μοντέλου διασποράς, το οποίο δίνει τη δυνατότητα υπολογισμού του τρισδιάστατου πεδίου συγκέντρωσης ενός ρύπου. Το πεδίο αυτό δημιουργείται από μια σημειακή πηγή εκπομπής (π.χ. καμινάδα) και βρίσκεται υπό χρονικά αμετάβλητες μετεωρολογικές συνθήκες και χρονικά αμετάβλητη-σταθερή εκπομπή. Το μοντέλο αυτό βασίζεται σε μια σειρά παραδοχών όπως [4]:

1. Η πηγή των ρύπων είναι σημειακή (π.χ. καμινάδα).
2. Η οριζόντια μεταφορά των ρύπων οφείλεται στον πνέοντα άνεμο.
3. Όσο απομακρυνόμαστε από τον άξονα του θυσάνου, η διάχυση ακολουθεί την κανονική (Gaussian) κατανομή.
4. Η εκπομπή (παροχή) του ρύπου είναι σταθερή με το χρόνο.
5. Η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου είναι σταθερή σε κάθε ύψος αναφοράς και τουλάχιστον εντός του στρώματος που καλύπτει ο θύσανος.
6. Οι ρύποι, μετά την εκπομπή τους δεν μετασχηματίζονται και δεν εμφανίζουν χημική δράση με άλλους ρύπους ή χημικά στοιχεία και ενώσεις της ατμόσφαιρας.
7. Οι ρύποι μπορεί και να ανακλώνται από το έδαφος.
8. Ο περιβάλλον χώρος είναι επίπεδος και χωρίς ψηλά εμπόδια.

9. Η ατμόσφαιρα είναι ομογενής ως προς τις συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας, πράγμα που σημαίνει ότι σε όλα τα σημεία μελέτης της ατμόσφαιρας θεωρούμε ότι επικρατούν οι ίδιες συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας.
10. Οι ρύποι είναι σχετικά αδρανείς και στην περίπτωση των αερολυμάτων η αεροδυναμική τους διάμετρος είναι μικρότερη των 20μm.

Το Σχήμα 14 παρουσιάζει τη «φιλοσοφία» ενός Γκαουσιανού μοντέλου διάχυσης και διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης.



Σχήμα 14. Γκαουσιανό μοντέλο διάχυσης της ατμοσφαιρικής ρύπανσης [4]

Ο βασικός στόχος ενός τέτοιου μοντέλου είναι ο υπολογισμός της συγκέντρωσης ενός ρύπου σε κάθε σημείο του χώρου $[C(x,y,z)]$, με βάση βέβαια πάντα τις πιο πάνω παραδοχές. Για να επιτευχθεί αυτός ο στόχος, πρέπει να υπάρξουν μια σειρά από βήματα. Τα βήματα αυτά περιλαμβάνουν τον υπολογισμό της οριζόντιας συνιστώσας (u) της ταχύτητας του ανέμου στο ύψος του χείλους της καμινάδας, τον υπολογισμό της κατακόρυφης ταχύτητας εκροής των καυσαερίων (u_s) από την πηγή-καμινάδα, τον υπολογισμό του ενεργού ύψους (H) του θυσάνου, την απόσταση (x_f) κατά μήκος του άξονα x του θυσάνου στην οποία παρατηρείται η μέγιστη ανύψωση του θυσάνου (ενεργό ύψος), τον προσδιορισμό της ευστάθειας ή αστάθειας της ατμόσφαιρας, το μηχανισμό ανύψωσης των ρύπων (άνωση ή ορμή) και τέλος, τον υπολογισμό της συγκέντρωσης του ρύπου σε κάθε σημείο του χώρου (x,y,z) .

Με βάση τα παραπάνω, παρουσιάζονται στη συνέχεια συνοπτικά τα βήματα για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης ενός ρύπου που εκπέμπεται από μια σημειακή πηγή (π.χ. καμινάδα) σε κάθε σημείο του χώρου (x,y,z) στην περιοχή όπου βρίσκεται η πηγή. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται οι εξισώσεις Briggs [5-10].

4.1 Υπολογισμός της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας του αέρα

Έστω ότι u_{ref} είναι η οριζόντια συνιστώσα του αέρα, μετρούμενη σε ένα ύψος z_{ref} . Τότε, σε κάθε άλλο ύψος z , μεγαλύτερο ή μικρότερο του ύψους αναφοράς z_{ref} , η οριζόντια συνιστώσα u του αέρα υπολογίζεται από την σχέση [5]:

$$u = u_{ref} \cdot \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^p \quad (2)$$

Ο εκθέτης p έχει να κάνει με την τύρβη και παίρνει διαφορετικές τιμές ανάλογα με τις συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας της ατμόσφαιρας και ανάλογα με το είδος της περιοχής, αστική ή αγροτική (Πίνακας 2).

Πίνακας 2. Τιμές του εκθέτη p [4]

Κατηγορία ευστάθειας	Αγροτική περιοχή	Αστική περιοχή
A	0.07	0.15
B	0.07	0.15
C	0.10	0.20
D	0.15	0.25
E	0.35	0.30
F	0.55	0.30

4.2 Υπολογισμός ταχύτητας εκροής καυσαερίων

Αν Q είναι ο ρυθμός ροής μάζας των καυσαερίων σε $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$, d σε m η εσωτερική διάμετρος της καμινάδας θεωρούμενης ως κυλινδρικής και ρ η πυκνότητα του ρύπου σε $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, τότε μπορεί να υπολογιστεί η κατακόρυφη ταχύτητα u_s εκπομπής του ρύπου σε $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, από τη σχέση:

$$u_s = \frac{4 \cdot Q}{\pi \cdot \rho \cdot d^2} \quad (3)$$

Αν πάλι είναι γνωστός ο ρυθμός έκλυσης θερμότητας Q_h από την πηγή εκπομπής του ρύπου, τότε ο ρυθμός ροής μάζας Q , μπορεί να υπολογιστεί από την σχέση [4]:

$$Q = \frac{Q_h}{C_p \cdot (T_s - T)} \quad (4)$$

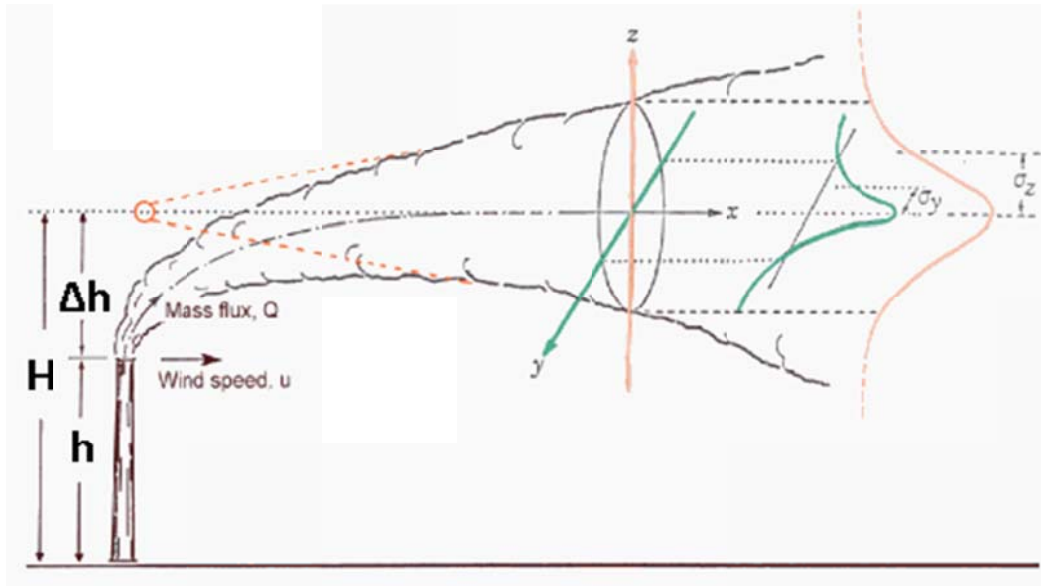
όπου:

- Q_h : ο ρυθμός έκλυσης θερμότητας σε $\text{J}\cdot\text{s}^{-1}$
- C_p : Η ειδική θερμότητα του αέριου ρύπου σε $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
- T_s : Η θερμοκρασία εκπομπής του ρύπου σε K
- T : Η θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα
- Q : Ο ρυθμός ροής μάζας σε $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$

4.3 Υπολογισμός ενεργού ύψους θυσάνου

Με τον όρο **ενεργό ύψος θυσάνου (H)** ή **ενεργό ύψος καμινάδας**, νοείται το μέγιστο από το έδαφος ύψος ανύψωσης του άξονα του θυσάνου (Σχήμα 15). Έτσι, αν (h) το ύψος της καμινάδας και (Δh) η ανύψωση του άξονα του θυσάνου πάνω από το χείλος της εξόδου της καμινάδας, τότε ισχύει:

$$H = h + \Delta h \quad (5)$$



Σχήμα 15. Γεωμετρία ενός Γκαουσιανού θυσάνου

Το ενεργό ύψος της καμινάδας είναι ένας καθοριστικός παράγοντας για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης του ρύπου σε μια συγκεκριμένη θέση μακριά από την πηγή εκπομπής του. Για τον υπολογισμό του ενεργού ύψους πρέπει να ακολουθηθούν μια σειρά από διαδοχικά ενδιάμεσα βήματα που περιγράφονται στη συνέχεια:

4.3.1 Υπολογισμός κατωρεύματος-απόπλυσης καμινάδας

Με τον όρο κατώρευμα (downwash) ή απόπλυση της καμινάδας νοείται το ύψος στο οποίο «πέφτει» ο θύσανος αμέσως μετά την έξοδό του από την καμινάδα, λόγω ιδιαιτέρων συνθηκών και τεχνικών χαρακτηριστικών της καμινάδας (Σχήμα 16). Ουσιαστικά είναι η κάθοδος του κεντρικού άξονα του θυσάνου προς το έδαφος, αμέσως μετά την έξοδό του από την καμινάδα. Το ύψος αυτό θα το συμβολίζουμε με h^* και θα χρησιμοποιείται από εδώ και πέρα για τον υπολογισμό του ενεργού ύψους του θυσάνου. Αν το φαινόμενο downwash (h^*) της καμινάδας δεν μπορεί να μας είναι γνωστό ώστε να υπολογιστεί, τότε ισχύει ότι $h^* = h$, όπου h το φυσικό γεωμετρικό ύψος του χείλους της καμινάδας από το έδαφος.

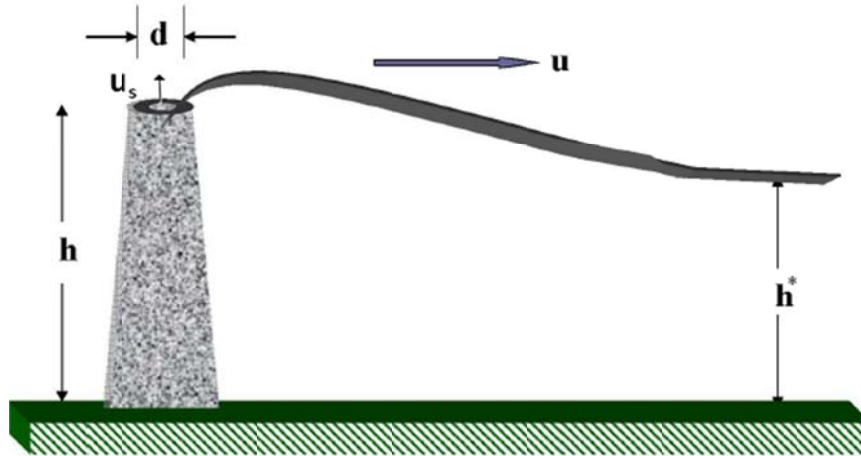
Για τη μελέτη του φαινομένου κατωρεύματος ή απόπλυσης της καμινάδας (Σχήμα 16), το φυσικό ύψος h της καμινάδας τροποποιείται σύμφωνα με τον Briggs (1973) [6] όπως φαίνεται στις εξισώσεις (6) και (7):

$$h^* = h + 2 \cdot \left(\frac{u_s}{u} - 1.5 \right) \cdot d \quad , \text{ για } u_s < 1.5 \cdot u \quad (6)$$

$$h^* = h \quad , \text{ για } u_s \geq 1.5 \cdot u \quad (7)$$

όπου:

- h : Το ύψος της σημειακής πηγής (π.χ. καμινάδα) σε (m)
 h^* : Το ύψος κατωρεύματος-απόπλυσης σε (m)
 u : Η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας του αέρα στο ύψος της καμινάδας σε ($m \cdot s^{-1}$)
 u_s : Η κατακόρυφη ταχύτητα εκροής των ρύπων από την καμινάδα σε ($m \cdot s^{-1}$)
 d : Η εσωτερική διάμετρος της καμινάδας σε (m)



Σχήμα 16. Γεωμετρία κατωρεύματος (downwash) ή απόπλυσης καμινάδας

4.3.2 Υπολογισμός παράγοντα F καμινάδας

Για τον προσδιορισμό των αιτιών και του τρόπου-είδους ανύψωσης του θυσάνου εντός του ΑΟΣ, απαιτείται να υπολογιστεί ο παράγοντας καμινάδας F σε $m^4 \cdot s^{-3}$, ο οποίος σύμφωνα με τον Briggs (1975) [7] υπολογίζεται από την σχέση:

$$F = \frac{g \cdot u_s \cdot d^2 \cdot (T_s - T)}{4 \cdot T_s} \quad (8)$$

όπου:

- u_s : Η κατακόρυφη ταχύτητα εκροής των ρύπων από την καμινάδα σε ($m \cdot s^{-1}$)
 d : Η εσωτερική διάμετρος της καμινάδας σε (m)
 T_s : Η θερμοκρασία των ρύπων κατά την έξοδό τους από την καμινάδα σε K
 T : Η θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα σε K
 g : Η επιτάχυνση της βαρύτητας σε ($m \cdot s^{-2}$)

Επίσης, πρέπει να υπολογιστεί και ο παράγοντας ΔT_c που ονομάζεται κρίσιμη θερμοκρασία και εκφράζει ουσιαστικά την θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ των καυσαερίων και του περιβάλλοντος ατμοσφαιρικού αέρα. Εάν η διαφορά θερμοκρασίας $\Delta T = T_s - T$ είναι μεγαλύτερη ή ίση με την κρίσιμη θερμοκρασία ΔT_c , τότε η ανύψωση του θυσάνου πραγματοποιείται λόγω άνωσης, ενώ αν είναι μικρότερη πραγματοποιείται λόγω ορμής, όπως φαίνεται και στον Πίνακα 3.

Πίνακας 3. Κρίσιμη διαφορά θερμοκρασίας και είδος ανύψωσης

$\Delta T \geq \Delta T_c$	→	Ανύψωση λόγω άνωσης
$\Delta T < \Delta T_c$	→	Ανύψωση λόγω ορμής

Έτσι, για τις διαφορετικές συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας εντός του ΑΟΣ, μέσω των εξισώσεων (9)-(11) υπολογίζεται η κρίσιμη διαφορά θερμοκρασίας και το είδος ανύψωσης του θυσάνου.

Ασταθές ή Ουδέτερο ΑΟΣ (Κατηγορία A,B,C,D)

$$(\Delta T)_c = 0.0297 \cdot u_s^{\frac{1}{3}} \cdot \frac{T_s}{d^{\frac{2}{3}}} \quad \text{για } F < 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3} \quad (9)$$

$$(\Delta T)_c = 0.00575 \cdot u_s^{\frac{2}{3}} \cdot \frac{T_s}{d^{\frac{1}{3}}} \quad \text{για } F \geq 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3} \quad (10)$$

Ευσταθές ΑΟΣ (Κατηγορία E,F)

$$(\Delta T)_c = 0.019582 \cdot u_s \cdot T_s \cdot \sqrt{s} \quad \text{για κάθε } F \quad (11)$$

όπου στην εξίσωση (11) η παράμετρος ευστάθειας s παίρνει τιμές :

$s = 0.02 \text{ K/m}$ για ευστάθεια της ατμόσφαιρας τάξης E και

$s = 0.035 \text{ K/m}$ για ευστάθεια της ατμόσφαιρας τάξης F

4.3.3 Υπολογισμός οριζόντιας απόστασης x_f και ενεργού ύψους H θυσάνου

Με τον όρο x_f συμβολίζεται η οριζόντια απόσταση από την καμινάδα-πηγή και κατά μήκος του άξονα $x-x'$, στην οποία παρατηρείται η μέγιστη ανύψωση H του θυσάνου. Κατά τη διάρκεια της ημέρας ή σε ημέρες ή και νύχτες οι οποίες είναι νεφελώδεις με ισχυρούς ανέμους η κατάσταση εντός του ΑΟΣ μπορεί να είναι ασταθής ή ουδέτερη. Το ύψος του ΑΟΣ κυμαίνεται μεταξύ των 500m μέχρι και 2000m περίπου. Κοντά στην καμινάδα-πηγή, η εσωτερική τύρβη του θυσάνου είναι πολύ μεγαλύτερη απ' αυτή του περιβάλλοντα αέρα. Αν ο θύσανος συνεχίσει να ανέρχεται μέσα στο ΑΟΣ, από ένα σημείο και μετά η ατμοσφαιρική τύρβη αρχίζει να υπερσχύει περιορίζοντας τελικά την ανύψωση του θυσάνου. Σε συνθήκες αστάθειας ή ουδέτερου ΑΟΣ δεν υπάρχει κάποιο ξεκάθαρο ανώτερο όριο στην ανύψωση του θυσάνου. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η ανύψωση λόγω άνωσης θεωρείται ότι διαρκεί, μέχρις ότου επαρκής ποσότητα περιβάλλοντα αέρα εισέλθει στο θύσανο και μειώσει τη θερμοκρασία του στα ίδια επίπεδα με αυτά του περιβάλλοντα αέρα. Στη συνέχεια ακολουθεί η καταβύθιση του θυσάνου προς το έδαφος.

Κατά την διάρκεια της νύχτας σχηματίζεται ένα σχετικά μικρού πάχους ΑΟΣ (<200~300m) στο οποίο επικρατούν ευσταθείς συνθήκες. Ακόμα και κατά την διάρκεια της μέρας, το άνω όριο του ασταθούς ΑΟΣ που σχηματίζεται κοντά στο έδαφος σημαδεύεται από μία υπερυψωμένη αναστροφή. Στις περισσότερες περιπτώσεις ο θύσανος μπορεί να βρεθεί σε κάποιο στρώμα αέρα, ο οποίος χαρακτηρίζεται από ευσταθή στρωμάτωση. Σε αυτή την περίπτωση ο θύσανος φθάνει σε ένα μέγιστο ύψος και μετά από μία ή δύο ταλαντώσεις κατέρχεται στο τελικό ύψος.

Στις περισσότερες περιπτώσεις η θερμική ανύψωση λόγω άνωσης του θυσάνου υπερσχύει της αντίστοιχης που οφείλεται στην ορμή των καυσαερίων. Στις περιπτώσεις όμως που η θερμοκρασία των αερίων T_s είναι μικρότερη ή ίση σχεδόν της θερμοκρασίας του περιβάλλοντα αέρα T και ισχύει ότι $\Delta T < \Delta T_c$, η ανύψωση του θυσάνου λόγω της ορμής θα είναι μεγαλύτερη της αντίστοιχης λόγω της άνωσης. Εξαιτίας του γεγονότος ότι η επίδραση της αρχικής ορμής είναι σημαντική μόνο κοντά στην πηγή-καμινάδα και όσο απομακρυνόμαστε από την πηγή εκπομπής των ρύπων η επίδραση αυτή μειώνεται, η απόσταση από την πηγή στην οποία ο κεντρικός άξονας του θυσάνου έχει φθάσει στο τελικό ύψος, θεωρείται σε αυτή την περίπτωση ίση με το μηδέν. Δηλαδή $x_f = 0\text{km}$, που πρακτικά σημαίνει κατακόρυφη ανύψωση του θυσάνου στο σημείο $x=0\text{km}$ της θέσης της καμινάδας.

Οι εξισώσεις (12)-(23) περιγράφουν τον τρόπο υπολογισμού της απόστασης x_f σε km, καθώς επίσης και του ενεργού ύψους H του θυσάνου σε m, σε σχέση με τις συνθήκες εντός του ΑΟΣ και του παράγοντα F της καμινάδας.

Ασταθές ή Ουδέτερο ΑΟΣ (Κατηγορία A,B,C,D)

1^η Περίπτωση: $\Delta T \geq \Delta T_c$ (Άνωση)

$$x_f = 0.049 \cdot F^{\frac{5}{8}} \quad \text{για } F < 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3} \quad (12)$$

$$x_f = 0.119 \cdot F^{\frac{2}{5}} \quad \text{για } F \geq 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3} \quad (13)$$

$$H = h^* + 21.425 \cdot \frac{F^{\frac{3}{4}}}{u} \quad \text{για } F < 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3} \quad (14)$$

$$H = h^* + 38.71 \cdot \frac{F^{\frac{3}{5}}}{u} \quad \text{για } F \geq 55 \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-3} \quad (15)$$

2^η Περίπτωση: $\Delta T < \Delta T_c$ (Ορμή)

$$x_f = 0 \quad (26)$$

$$H = h^* + 3 \cdot d \cdot \frac{u_s}{u} \quad \text{για } \frac{u_s}{u} > 4 \quad (17)$$

Ευσταθές ΑΟΣ (Κατηγορία E,F,G)

1^η Περίπτωση: $\Delta T \geq \Delta T_c$ (Άνωση)

$$x_f = 0.0020715 \cdot \frac{u}{\sqrt{s}} \quad (18)$$

$$H = h^* + 2.6 \cdot \left(\frac{F}{u \cdot s} \right)^{\frac{1}{3}} \quad \text{Κατακόρυφος θύσανος} \quad (19)$$

($u > 1\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

$$H = h^* + 4 \cdot F^{\frac{1}{4}} \cdot s^{-\frac{3}{8}} \quad \text{Κεκαμμένος θύσανος} \quad (20)$$

($u \leq 1\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

2^η Περίπτωση: $\Delta T < \Delta T_c$ (Ορμή)

$$x_f = 0 \quad (21)$$

$$H = h^* + 1.5 \cdot \left(\frac{u_s^2 \cdot d^2 \cdot T}{4 \cdot T_s \cdot u} \right)^{\frac{1}{3}} \cdot s^{-\frac{1}{6}} \quad (22)$$

Τέλος, σε πολλές περιπτώσεις ο χρόνος που απαιτείται για την ανύψωση του θυσάνου στο τελικό ύψος είναι μικρός. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις όπου ο χρόνος ανύψωσης του θυσάνου στο μέγιστο ενεργό του ύψος είναι σχετικά μεγάλος λόγω σταδιακής ανύψωσης του θυσάνου. Έτσι, σε αποστάσεις $x < x_f$ μεταξύ πηγής-καμινάδας και θέσης μέγιστου ύψους ανύψωσης του θυσάνου, για τον υπολογισμό του ενεργού ύψους του θυσάνου μπορεί να χρησιμοποιηθεί και η εξίσωση (23):

$$H = h^* + 1.60 \cdot F^{\frac{1}{3}} \cdot x^{\frac{2}{3}} \cdot u^{-1} \quad x < x_f \quad (23)$$

όπου x η απόσταση σε m από την πηγή-καμινάδα.

4.4 Υπολογισμός συγκέντρωσης $C(x,y,z)$ του ρύπου

Μετά την παραπάνω διαδικασία υπολογίζεται η συγκέντρωση $C(x,y,z)$ του ρύπου σε $g \cdot m^{-3}$ σε κάθε σημείο (x,y,z) του χώρου πέριξ της πηγής-καμινάδας. Η γενική εξίσωση υπολογισμού της συγκέντρωσης του ρύπου σε $g \cdot m^{-3}$ σε κάθε σημείο (x,y,z) είναι:

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} \cdot e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} \cdot \left[e^{-\frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+H)^2}{2\sigma_z^2}} \right] \quad (24)$$

Στην περίπτωση υπολογισμού της συγκέντρωσης του ρύπου στην επιφάνεια του εδάφους ($z=0$ m) και σε κάθε θέση (x,y) ως προς την πηγή-καμινάδα $(0,0)$, χρησιμοποιείται η εξίσωση:

$$C(x, y, 0) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \cdot e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} \cdot e^{-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}} \quad (25)$$

Επιπλέον, για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης του ρύπου στο επίπεδο του εδάφους ($z=0$ m) και κατά μήκος του άξονα του θυσάνου ($y=0$ m), χρησιμοποιείται η εξίσωση:

$$C(x, 0, 0) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \cdot e^{-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}} \quad (26)$$

Τέλος, στο επίπεδο του εδάφους ($z=0$ m) και κατά μήκος του άξονα του θυσάνου ($y=0$ m) για **σημειακή επιφανειακή πηγή** με μηδενικό ενεργό ύψος θυσάνου ($H=0$ m) χρησιμοποιείται η εξίσωση:

$$C(x, 0, 0) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \quad (27)$$

όπου στις εξισώσεις (24)-(27):

- Q** : Ο ρυθμός εκπομπής-ροή μάζας του ρύπου από την πηγή σε $g \cdot s^{-1}$
 σ_y και σ_z : Οι τυπικές αποκλίσεις του θυσάνου στους άξονες yy' και zz' αντίστοιχα σε (m)
u : Η μέση οριζόντια συνιστώσα του ανέμου στο ενεργό ύψος της πηγής, σε $m \cdot s^{-1}$
H : Το ενεργό ύψος εκπομπής της πηγής σε (m)
C : Η συγκέντρωση του ρύπου σε $g \cdot m^{-3}$

Οι τυπικές αποκλίσεις σ_y και σ_z του θυσάνου στους άξονες yy' και zz' (Σχήμα 15) αντίστοιχα σε μέτρα (m), υπολογίζονται από τις εξισώσεις:

$$\sigma_y = \frac{k_1 \cdot x}{\left[1 + \frac{x}{k_2}\right]^{k_3}} \quad (28)$$

$$\sigma_z = \frac{k_4 \cdot x}{\left[1 + \frac{x}{k_2}\right]^{k_5}} \quad (29)$$

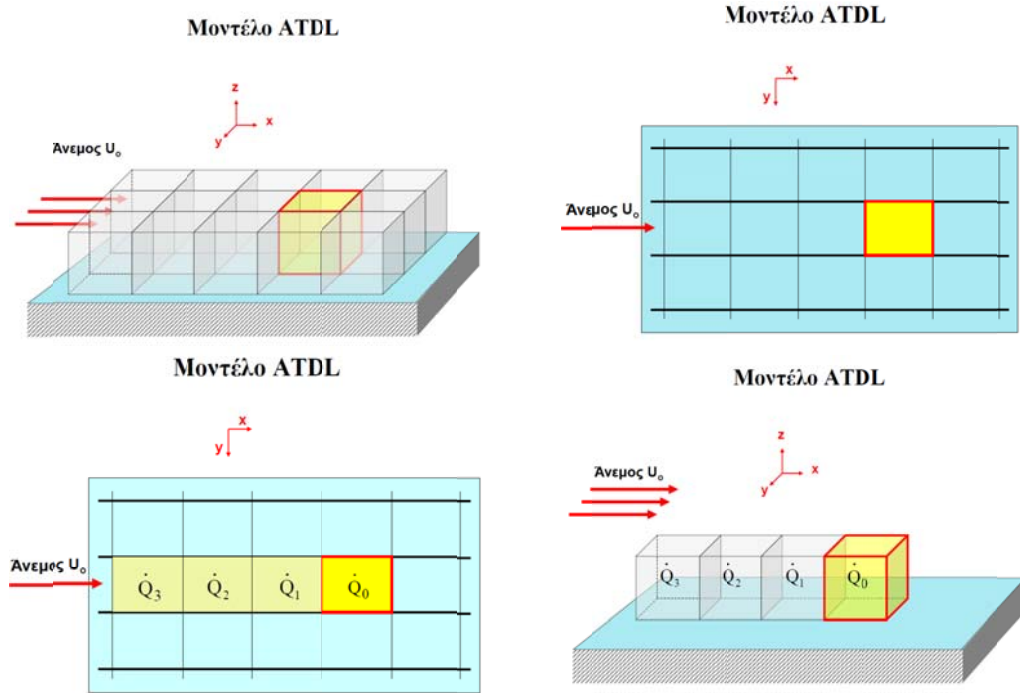
όπου x η απόσταση σε (m) από την πηγή-καμινάδα και k_1, k_2, k_3, k_4 και k_5 συντελεστές των οποίων οι τιμές παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.

Πίνακας 4. Τιμές συντελεστών υπολογισμού τυπικών αποκλίσεων θυσάνου

Κατηγορία ευστάθειας ή αστάθειας ΑΟΣ	k_1	k_2 (m)	k_3	k_4	k_5
A	0.2500	927	0.189	0.1020	-1.918
B	0.2020	370	0.162	0.0962	-0.101
C	0.1340	283	0.134	0.0722	+0.102
D	0.0787	707	0.135	0.0475	+0.465
E	0.0566	1070	0.137	0.0335	+0.624
F	0.0370	1170	0.134	0.0220	+0.700

5. Μοντέλο ATDL διασποράς της ατμοσφαιρικής ρύπανσης

Για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης των ρύπων σε διάφορες αστικές περιοχές, έχουν προταθεί πολλά και διαφορετικά μεταξύ τους μοντέλα ατμοσφαιρικής ρύπανσης. Ένα από αυτά είναι και το μοντέλο ATDL που αναπτύχθηκε από τους Gifford και Hanna [10-14] στο εργαστήριο Atmospheric Turbulence and Diffusion Lab (ATDL) στο Oak Ridge U.S.A. Στη συνέχεια, παρατίθεται μια πολύ σύντομη και απλοποιημένη εκδοχή του μοντέλου ATDL διάχυσης της ατμοσφαιρικής ρύπανσης από επιφανειακές πηγές, δηλαδή σημειακές πηγές που δεν καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση στο επίπεδο (x,y) και που δεν εμφανίζουν σημαντικό ύψος από το έδαφος (σημειακές επιφανειακές πηγές).



Σχήμα 17. Γραφική απεικόνιση απλοποιημένου μοντέλου ατμοσφαιρικής ρύπανσης ATDL

Αν με C συμβολίζεται η συγκέντρωση ενός ρύπου σε ένα κουτί διαστάσεων x, y, z (Σχήμα 17), μέσα στο οποίο υπάρχει παραγωγή ρύπανσης με ρυθμό Q_0 , τότε σύμφωνα με το απλοποιημένο μοντέλο ATDL ισχύει:

$$C = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \cdot \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^{(1-b)} \cdot \left[\frac{Q_0 + \sum_{i=1}^n (\Pi_i \cdot Q_i)}{U_0 \cdot a \cdot (1-b)}\right] \quad \text{σε } \mu\text{g}/\text{m}^3 \quad (30)$$

όπου:

- C : η συγκέντρωση του ρύπου σε ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)
- Δx : Το μήκος της εξεταζόμενης περιοχής κατά τη διεύθυνση του ανέμου σε ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
- Q_0 : Ο ρυθμός παραγωγής ρύπανσης (ίδιου ρύπου) εντός της εξεταζόμενης περιοχής σε ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
- U_0 : Η ταχύτητα του αέρα κατά μήκος του άξονα x της περιοχής σε ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
- a, b : Συντελεστές ατμοσφαιρικής κατάστασης (Πίνακας 5)
- Q_i : Ρυθμός παραγωγής του ρύπου στο «γειτονικό κουτί» (i) σε $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$
- Π_i : Αδιάστατος παράγοντας που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\Pi_i = (2 \cdot i + 1)^{(1-b)} - (2 \cdot i - 1)^{(1-b)} \quad (31)$$

Πίνακας 5. Τιμές συντελεστών α και b με βάση την κατάσταση της ατμόσφαιρας

Ταχύτητα αέρα (m/s)	Κατάσταση ατμόσφαιρας	α	b
2	Πολύ ασταθής	0.40	0.91
2~3	Ασταθής	0.33	0.86
3~4	Ουδέτερη	0.22	0.80
2~4	Ευσταθής	0.06	0.71
4	Κατηγορία Pasquill "D"	0.15	0.75

Βιβλιογραφία

- [1] Λαζαρίδης Μ., 2010. Ατμοσφαιρική ρύπανση με στοιχεία μετεωρολογίας. Εκδόσεις Τζιόλα, 2^η έκδοση, ISBN 978-960-418-246-6
- [2] Μπεργελές Γ., 2006. Πηγές, Διασπορά και Έλεγχος Ατμοσφαιρικής Ρύπανσης. Πανεπιστημιακές Εκδόσεις ΕΜΠ. ISBN: 960-254-660-3
- [3] Pasquill F., 1961. The estimation of the dispersion of windborne material, The Meteorological Magazine, 90, 1063, 33-49
- [4] Ατμοσφαιρική Ρύπανση-Κεφάλαιο 5^ο. Πανεπιστήμιο Πατρών. Διαθέσιμο στο: http://www.physics.upatras.gr/UploadedFiles/course_109_2195.pdf
- [5] Steven R. Hanna, Gary A. Briggs and Rayford P. Hosker, Jr., 1982. Handbook on ATMOSPHERIC DIFFUSION. National Technical Information Service, U. S. Department of Commerce, Springfield, Virginia 22161. ISBN 0-87079-127-3.
- [6] Briggs G.A., 1973. Diffuion Estimation for Small Emissions, ATDL Contribution File NO. 79, Atmospheric Turbulence and Diffusion Laboratory.
- [7] Briggs G.A., 1975. Plume Rise Predictions, in Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses, Workshop Froceedings, B o s t o n , Mass., Sept. 29-Oct. 3, 1975, pp. 59-111, American Meteorological Society, Boston, Mass.
- [8] Briggs G.A., 1979. Analytic Modeling of Drainage Flows, ATDL Report 79/22, Atmospheric Turbulence and Diffusion Laboratory.
- [9] Briggs G.A., 1984. Plume Rise and Buoyancy Effects, in Atmospheric Science and Power Production, Darryl Randerson (Ed.), American Meteorology Society, Boston
- [10] Gifford, F.A. and Hanna, S.R., 1970: Urban air pollution modelling. Proceedings of the 2nd International Clean Air Congress, Washington, p. 1146.
- [11] Gifford, F.A. and Hanna, S.R., 1973: Modelling urban air pollution. Atmospheric Environment, 7, 131-136.
- [12] Gifford, F.A. and Hanna, S.R., 1975: Modelling urban air pollution. Atmospheric Environment, 9, 267-275.
- [13] Hanna S.R., 1978. Diurnal Variation of the Stability Factor in the Simple ATDL Urban Dispersion Model. Journal of the Air Pollution Control Association, 28, 2, 147-150. DOI: 10.1080/00022470.1978.10470583.
- [14] Miller C.W., 1978. An Application of the ATDL Simple Dispersion Model. Journal of the Air Pollution Control Association, 28, 8, 798-800. DOI: 10.1080/00022470.1978.10470663.

Filename: MONTEΛO ΔΙΑΧΥΣΗΣ & ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ.docx
Directory: C:\Users\user\Documents
Template: C:\Users\user\AppData\Roaming\Microsoft\Templates\Normal.dotm
Title: Μοντέλα Διάχυσης & Διασποράς Ατμοσφαιρικής Ρύπανσης
Subject:
Author: Δρ. Κωνσταντίνος Π. Μουστρής
Keywords:
Comments:
Creation Date: 25-Feb-19 10:55:00 AM
Change Number: 3
Last Saved On: 25-Feb-19 11:01:00 AM
Last Saved By: user
Total Editing Time: 1 Minute
Last Printed On: 25-Feb-19 11:01:00 AM
As of Last Complete Printing
Number of Pages: 24
Number of Words: 5,452 (approx.)
Number of Characters: 31,080 (approx.)