

Κεφάλαιο 4

Σύνοψη

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι αέριες μάζες, τα χαρακτηριστικά τους και οι αλληλεπιδράσεις τους με την επιφάνεια. Αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά, που έρχονται σε επαφή μεταξύ τους, ορίζουν τις μετωπικές επιφάνειες. Τα είδη των μετώπων συνοδεύονται από πρότυπα καιρού, τα οποία χαρακτηρίζουν την τρέχουσα κατάσταση της ατμόσφαιρας. Η εργαστηριακή εφαρμογή περιλαμβάνει διαγράμματα και διαδραστικά αντικείμενα για την πρακτική εξάσκηση και κατανόηση της κίνησης των μετώπων και της μεταφοράς θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα.

Προαπαιτούμενη γνώση

Για την καλύτερη κατανόηση του συγκεκριμένου κεφαλαίου συστήνονται γνώσεις σε θέματα θερμοδυναμικής ([2^ο Κεφάλαιο](#)) και κινηματικής της ατμόσφαιρας ([3^ο Κεφάλαιο](#)).

4. Αέριες Μάζες και Μετωπικές Επιφάνειες

Αέρια μάζα θεωρείται ένα τμήμα του ατμοσφαιρικού αέρα που καλύπτει μεγάλη γεωγραφική έκταση. Η διάμετρος μιας αέριας μάζας μπορεί να ξεπεράσει και τα 1500 km, ενώ το πάχος της μπορεί να φθάσει μέχρι και την Τροπόπαυση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά σε ότι αφορά κυρίως την υγρασία και τη θερμοκρασία, σε οποιαδήποτε οριζόντια διεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Καθώς, όμως, καλύπτουν εκτάσεις πολλών χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων, μια τέτοια ομοιομορφία δεν μπορεί να είναι απόλυτη, και επομένως αναμένονται μικρές τουλάχιστον διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία και στην ποσότητα των υδρατμών σε ίδια ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

Η μελέτη των αερίων μαζών είναι πολύ σημαντική για τις επιστήμες της ατμόσφαιρας, διότι μέσω των αερίων μαζών: α) πραγματοποιείται η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και β) μεταφέρονται μεγάλες ποσότητες θερμότητας από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Κάθε αέρια μάζα χαρακτηρίζεται από τα παρακάτω στοιχεία:

- Πηγές: είναι εκείνες οι περιοχές πάνω από τις οποίες σχηματίζονται και αποκτούν τα χαρακτηριστικά τους οι αέριες μάζες. Είναι περιοχές εκτεταμένες και περίπου επίπεδες με ασθενείς ανέμους επιφανείας, πάνω από τις οποίες διατηρούνται σταθερές η θερμοκρασία και η υγρασία για μεγάλο χρονικό διάστημα. Κάτω από αυτές τις συνθήκες μια υπερκείμενη μάζα αέρα μπορεί να αναπτύξει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά. Φυσικά, όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα που παραμένει ο αέρας πάνω από μία περιοχή, τόσο οι ιδιότητές του πλησιάζουν στις ιδιότητες του υποκείμενου εδάφους. Με βάση τα παραπάνω, ιδανικές πηγές αερίων μαζών είναι κατά τον χειμώνα οι αρκτικές περιοχές και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού οι περιοχές των υποτροπικών αντικυκλώνων και οι μεγάλες έρημοι.
- Διαδρομή: είναι η διαδρομή που ακολουθεί η αέρια μάζα κατά τη μετακίνησή της από την περιοχή της γέννησής της (πηγή).
- Ηλικία: είναι το χρονικό διάστημα που κινείται η αέρια μάζα μακριά από την πηγή.

Δύο αέριες μάζες με διαφορετικές φυσικές ιδιότητες (κυρίως στη θερμοκρασία και στην υγρασία) αναμειγνύονται πάρα πολύ αργά, όταν έρθουν σε επαφή, και τείνουν να διατηρήσουν την αυτοτέλειά τους. Η μεταβατική ζώνη ανάμιξης στο ύψος της επιφάνειας του εδάφους δύο αερίων μαζών που έχουν διαφορετικές πυκνότητες καλείται μέτωπο (front). Επειδή οι διαφορές στην πυκνότητα συνήθως προκαλούνται από διαφορές στη θερμοκρασία, μπορεί να θεωρηθεί ότι τα μέτωπα χωρίζουν αέριες μάζες με μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας και αρκετά συχνά με διαφορετικές υγρασίες.

Όπως προαναφέρθηκε, οι αέριες μάζες εκτείνονται οριζόντια και κατακόρυφα. Η επέκταση του μετώπου προς τα επάνω είναι μια διακριτή κεκλιμένη επιφάνεια και αναφέρεται συνήθως ως μετωπική

επιφάνεια ή μετωπική ζώνη. Συνεπώς, μέτωπο δεν είναι τίποτε άλλο παρά η τομή της μετωπικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους. Βέβαια, οι μετωπικές επιφάνειες δεν είναι 2-διάστατες μαθηματικές επιφάνειες. Όμως, έχουν πολύ μικρό πάχος σε σχέση με τις διαστάσεις των αερίων μαζών, τόσο μικρό που να μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο. Συνέπεια τούτου είναι το γεγονός ότι στους χάρτες καιρού τα μέτωπα παριστάνονται με γραμμές, ενώ αυτό στην πραγματικότητα δεν ισχύει.

4.1.Ταξινόμηση των Αερίων Μαζών με Βάση την Πηγή τους

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους και τη διαδρομή τους. Έτσι, μια αέρια μάζα μπορεί να χαρακτηριστεί, σε σχέση με την περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε, ως: Τροπική, Ισημερινή, Πολική ή Αρκτική. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους Πόλους συμβολίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που σχηματίστηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Εάν η πηγή βρίσκεται σε μια ηπειρωτική περιοχή, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental–ηπειρωτική) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η πηγή της αέριας μάζας είναι μια θαλάσσια περιοχή, τότε η αέρια μάζα θα είναι υγρή – τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα – και το γράμμα m (maritime–θαλάσσια) προηγείται του P ή του T. Για παράδειγμα πολική αέρια μάζα που δημιουργήθηκε σε ξηρά συμβολίζεται με cP, ενώ τροπική που δημιουργήθηκε πάνω από θάλασσα συμβολίζεται με mT. Αν μια ηπειρωτική αέρια μάζα κινηθεί πάνω από θαλάσσια περιοχή μπορεί να εμπλουτισθεί με υδρατμούς και να μετατραπεί σε θαλάσσια, ενώ το αντίστροφο συμβαίνει πολύ δύσκολα. Στον [Πίνακα 4.1](#) καθώς και στο [Σχήμα 4.1](#) ταξινομούνται οι βασικοί τύποι αερίων μαζών με τα χαρακτηριστικά τους.

Πηγές	Πολικές (P)	Τροπικές (T)
Ξηρά: Ηπειρωτικές – Continental (c)	cP: Πολύ ψυχρές, ξηρές και ευσταθείς	cT: Πολύ Θερμές, ξηρές, ευσταθείς στα ανώτερα στρώματα και ασταθείς κοντά στο έδαφος.
Νερό: Θαλάσσιες – Maritime (m)	mP: Ψυχρές, υγρές και ασταθείς	mT: Θερμές, υγρές και συνήθως ασταθείς.

Πίνακας4.1 Ταξινόμηση των αερίων μαζών και τα χαρακτηριστικά τους.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη δεν δημιουργούνται αέριες μάζες λόγω του γεγονότος ότι εκεί επικρατούν δυτικοί άνεμοι, οι οποίοι συμβάλουν στην ανάμιξη των τροπικών και των πολικών αερίων μαζών. Συχνά, μια πολύ ψυχρή ηπειρωτική πολική αέρια μάζα (cP) χαρακτηρίζεται ως ηπειρωτική αρκτική (cA – continental arctic), ενώ μια θαλάσσια τροπική (mT) μπορεί να χαρακτηριστεί ως θαλάσσια ισημερινή (mE – maritime equatorial). Ωστόσο είναι εξαιρετικά δύσκολο να γίνει ο διαχωρισμός μεταξύ αρκτικών και πολικών αερίων μαζών (ιδίως όταν οι αρκτικές αέριες μάζες ταξιδέψουν πάνω από θερμότερα εδάφη), όπως επίσης και ο διαχωρισμός μεταξύ τροπικών και ισημερινών αερίων μαζών.

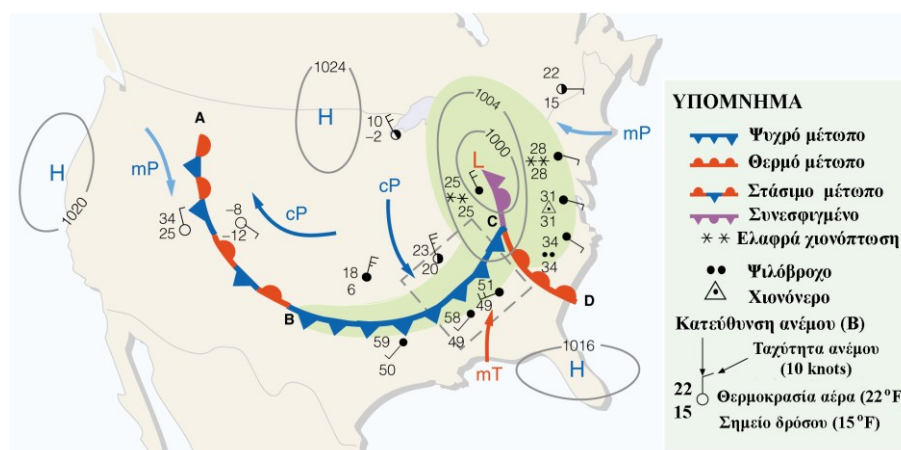


Σχήμα 4.1 Σχηματική ταξινόμηση των αερίων μαζών με τα χαρακτηριστικά τους.

Όταν η αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από το υποκείμενο έδαφος τότε αυτή θερμαίνεται. Η συγκεκριμένη κατάσταση δημιουργεί αστάθεια του αέρα στα κατώτερα στρώματα και προκαλούνται ανοδικές κινήσεις και τυρβώδεις αναταράξεις. Εάν υπάρχει ταυτόχρονα και αρκετή υγρασία, τότε δημιουργούνται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumuliform) και υπάρχει περίπτωση εκδήλωσης βροχοπτώσεων και χιονοπτώσεων. Αντίθετα, τα κατώτερα στρώματα της αέριας μάζας ψύχονται από κάτω, όταν αυτή είναι θερμότερη από την επιφάνεια του εδάφους πάνω από το οποίο κινείται. Στην περίπτωση αυτή προκαλείται ευστάθεια με πολύ μικρή κατακόρυφη ανάμιξη, με αποτέλεσμα να αναπτύσσεται θερμοκρασιακή αναστροφή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η οποία μπορεί να προκαλέσει επεισόδια ατμοσφαιρικής ρύπανσης και παγίδευσης των ρύπων κοντά στο έδαφος. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία στον αέρα μπορεί να δημιουργηθούν στρωματόμορφα νέφη (stratiform), ομίχλη ή δρόσος.

4.2. Είδη Μετώπων

Στο [Σχήμα 4.2](#) απεικονίζεται ένας απλοποιημένος χάρτης καιρού, όπου αποτυπώνονται τα τέσσερα διαφορετικά είδη μετώπων. Στον χάρτη αυτό με κατεύθυνση από Δυτικά προς Ανατολικά, εμφανίζονται κατά σειρά τα παρακάτω μέτωπα: ένα ψυχρό μεταξύ των σημείων Β και Γ, ένα θερμό μεταξύ Γ και Δ, ένα στάσιμο μεταξύ των σημείων Α και Β και τέλος ένα συνεσφιγμένο μέτωπο μεταξύ των σημείων Γ και Ε. Στην επόμενη παράγραφο εξετάζονται οι ιδιότητες των μετώπων.



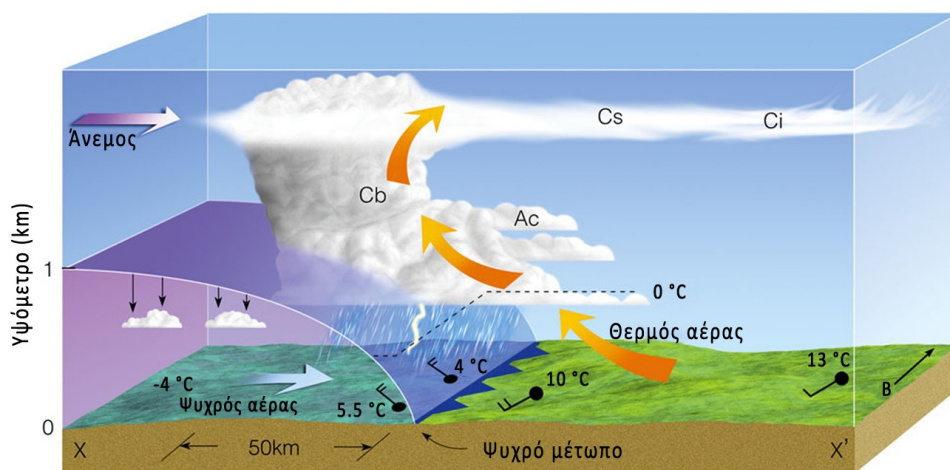
Σχήμα 4.2 Χάρτης καιρού όπου αποτυπώνονται συστήματα πίεσης στην επιφάνεια, αέριες μάζες και μέτωπα. Οι περιοχές με πράσινο χρώμα αντιστοιχούν στις ζώνες του νετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.2.1. Ψυχρό Μέτωπο

Ψυχρό μέτωπο είναι η τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους. Οι ψυχρές μετωπικές επιφάνειες σχηματίζονται όταν δύο αέριες μάζες (ψυχρή και θερμή) βρίσκονται σε επαφή και κινούνται έτσι, ώστε η θερμή αέρια μάζα να προηγείται της ψυχρής. Το κινούμενο μέτωπο στο οποίο η ψυχρή αέρια μάζα ακολουθεί (και αντικαθιστά) την θερμή αέρια μάζα, που προηγείται, ονομάζεται ψυχρό. Για παράδειγμα, το ψυχρό μέτωπο στο [Σχήμα 4.2](#) μεταξύ των σημείων Β και Γ αναπαριστά μία ζώνη, όπου ψυχρός, πολικός και ευσταθής αέρας αντικαθιστά θερμή, υγρή και ασταθή υποτροπική αέρια μάζα. Στους χάρτες καιρού τα ψυχρά μέτωπα σχεδιάζονται σαν συνεχείς μπλε γραμμές, ενώ τα τρίγωνα κατά μήκος του μετώπου δείχνουν με την κορυφή τους την κατεύθυνση της κίνησης.

Ο καιρός σε μια στενή περιοχή κοντά στο ψυχρό μέτωπο φαίνεται στο [Σχήμα 4.3](#). Τα αποτυπωμένα δεδομένα στο χάρτη είναι οι αναφορές σταθμών εδάφους σε συγκεκριμένες πόλεις και περιλαμβάνουν στοιχεία θερμοκρασίας, σημείου δρόσου, παρόντα καιρού, πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας και διεύθυνσης

Τα καιρικά φαινόμενα (κυρίως η ανάπτυξη των νεφών και ο νετός) αποτυπώνονται καλύτερα σε τρισιδιάστατη αναπαράσταση, όπως στο [Σχήμα 4.4](#). Καθώς η ψυχρή αέρια μάζα κινείται ταχύτερα από τη θερμή που προηγείται, ο ψυχρός αέρας, που είναι πυκνότερος και βαρύτερος, εισχωρεί κάτω από τον θερμό και τον αναγκάζει να κινηθεί ανατολικότερα. Ταυτόχρονα τον εξαναγκάζει και σε κατακόρυφη ανοδική κίνηση με όλες τις συνέπειες της αδιαβατικής εκτόνωσης που συνοδεύει αυτήν την προς τα πάνω κίνηση.



Σχήμα 4.4 Κατακόρυφη τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, υετός, άνεμος) που τη συνοδεύουν (τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Με την άνοδο του υγρού και ασταθούς αέρα, παρατηρείται συμπίκνωση και δημιουργούνται μια σειρά από νέφη που προκαλούν ραγδαίες βροχοπτώσεις, όπως: υψισωρείτες (Alto cumulus- Ac) και υψιστρώματα (Altostratus- As), αλλά, κατά κύριο λόγο σωρείτες (Cumulus- Cu) και σωρειτομελανίες (Cumulonimbus- Cb). Στα ανώτερα στρώματα, ισχυροί δυτικοί άνεμοι μεταφέρουν μικρούς παγοκρυστάλλους (που σχηματίζονται στις κορυφές νεφών τύπου σωρειτομελανία Cb) και σχηματίζονται ψυχρά στρωματομόρφα νέφη αρκετά μακριά από το μέτωπο όπως: θυσανοστρώματα (Cirrostratus- Cs) και θύσανοι (Cirrus - Ci). Πίσω από το μέτωπο η θερμοκρασία του αέρα μειώνεται με σημαντικό ρυθμό, οι άνεμοι στρέφονται σε βορειοδυτικούς, η πίεση αυξάνεται και παύουν τα φαινόμενα. Καθώς ο αέρας γίνεται ξηρός, ο ουρανός καθαρίζει, εκτός από την ανάπτυξη λίγων σωρειτόμορφων νεφών (Cu) σε μεσαία ύψη (για τα είδη των νεφών βλέπε Παράρτημα του παρόντος Κεφαλαίου).

Στο [Σχήμα 4.4](#) μπορεί επίσης να παρατηρήσει κανείς ότι η κλίση της μετωπικής επιφάνειας είναι απότομη, διότι κοντά στην επιφάνεια του εδάφους ο αέρας επιβραδύνεται λόγω της τριβής, ενώ στα ανώτερα στρώματα κινείται γρηγορότερα προς τα εμπρός. Μία τυπική κλίση της μετωπικής επιφάνειας για ένα ψυχρό μέτωπο που κινείται γρήγορα (περίπου με 13 m s^{-1}) είναι 1:50. Αυτό σημαίνει ότι, αν κινηθούμε προς τα πίσω μέσα στην ψυχρή αέρια μάζα σε μία απόσταση 50 km από το μέτωπο, η μετωπική επιφάνεια θα είναι από πάνω μας σε ύψος 1 km. Ο τύπος των νεφικών σχηματισμών και η ένταση της βροχής εξαρτώνται από την ταχύτητα κίνησης της ψυχρής αέριας μάζας και από το είδος ισορροπίας του θερμού αέρα. Εάν ο ψυχρός αέρας κινείται αργά, τότε ο νεφικός σχηματισμός είναι μεγάλος και εκτείνεται σε αρκετά μεγάλη απόσταση πίσω από το μέτωπο. Εάν συμπέσει ο θερμός ανερχόμενος αέρας να είναι ξηρός, τότε αναπτύσσονται κυρίως στρωματομόρφα νέφη (πχ. μελανοστρώματα / nimbostratus) και είναι πολύ πιθανό να αναπτυχθεί και ομίχλη στις περιοχές με νετό. Αντίθετα, αν η ταχύτητα κίνησης του ψυχρού μετώπου είναι μεγάλη, ο νεφικός σχηματισμός περιορίζεται μπροστά από τη θέση του μετώπου σε μια στενή ζώνη και παρατηρείται μεγάλη κακοκαιρία. Η κατάσταση αυτή σε συνδυασμό με υγρό και ασταθή θερμό αέρα δίνει μπροστά από το μέτωπο μια συνεχή γραμμή έντονων καταιγίδων (γραμμή λαίλαπας – squall line/ [Παράγραφος 4.4.5](#)). Γενικά, ο νετός που προκαλείται από ψυχρά μέτωπα συνοδεύεται από καταιγίδες και αρκετές φορές από χιονοπτώσεις. Στον παρακάτω πίνακα ([Πίνακας 4.2](#)) παρουσιάζονται οι τυπικές μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου.

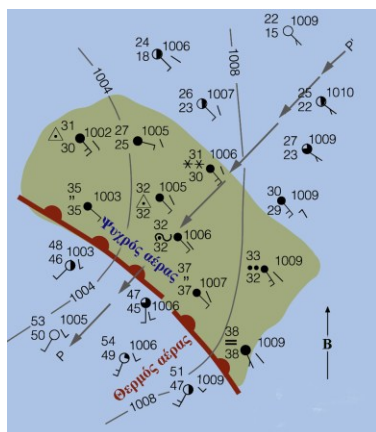
Μετεωρολογικές παράμετροι	Πριν το πέρασμα	Κατά το πέρασμα	Μετά το πέρασμα
Άνεμοι	Νότιοι ή νοτιοδυτικοί.	Σε ριπές, μεταβλητοί.	Δυτικοί ή βορειοδυτικοί.
Θερμοκρασία	Υψηλή.	Απότομη πτώση.	Σταθερά πτωτική.
Πίεση	Σταθερά πτωτική.	Φθάνει στην ελάχιστη τιμή και αυξάνεται απότομα.	Σταθερά ανοδική.
Νέφη	Ci, Cs και στη συνέχεια Tcu (towering cumulus) ή Cb.	Tcu (towering cumulus) ή Cb.	Συχνά Cu και όταν το έδαφος είναι θερμό Sc.
Κατακρημνίσματα	Όμβροι κατά περιόδους.	Ισχυροί όμβροι ή χιόνι σε συνδυασμό πολλές φορές με χαλάζι, καταιγίδες και κεραυνούς.	Μείωση της έντασης των όμβρων, στη συνέχεια τερματισμός των φαινομένων.
Σημείο δρόσου	Σταθερά υψηλό	Απότομη πτώση	Πτωτικές τάσεις

Πίνακας 4.2 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου.

4.2.2. Θερμό Μέτωπο

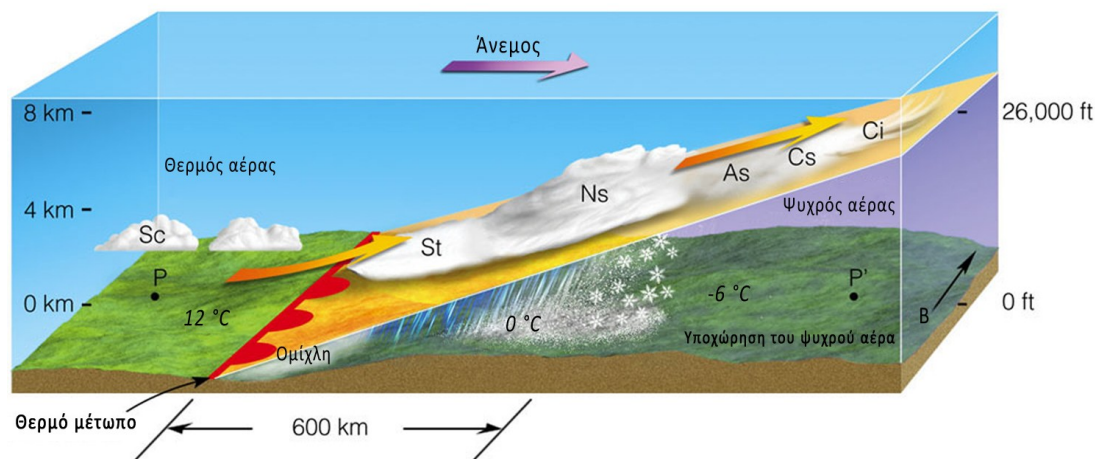
Σε αναλογία με τα ψυχρά μέτωπα, όταν δύο αέριες μάζες (που βρίσκονται σε επαφή) κινούνται με τέτοιο τρόπο ώστε η θερμή μάζα να ακολουθεί την ψυχρή, τότε η επιφάνεια που τις χωρίζει ονομάζεται θερμή μετωπική επιφάνεια και η τομή της με το έδαφος είναι το θερμό μέτωπο. Τα θερμά μέτωπα αποτυπώνονται στους χάρτες καιρού με συνεχείς κόκκινες γραμμές, ενώ η διεύθυνση της κίνησης του μετώπου δίνεται από

ημικύκλια, τα οποία σχεδιάζονται προς την περιοχή της ψυχρής αέριας μάζας (Σχήμα 4.5). Στο θερμό μέτωπο ο ελαφρύτερος θερμός αέρας που ακολουθεί, καθώς κινείται γρηγορότερα από την ψυχρή αέρια μάζα, ολισθαίνει πάνω από αυτήν κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας (Σχήμα 4.6). Παράλληλα, καθώς ο ψυχρός αέρας υποχωρεί, το θερμό μέτωπο προωθείται με αργούς ρυθμούς. Η μέση ταχύτητα ενός θερμού μετώπου είναι περίπου 6 m s^{-1} (η μισή από ένα ψυχρό μέτωπο). Αυτή η ολίσθηση του θερμού αέρα πάνω από τον ψυχρό έχει σαν συνέπεια την αδιαβατική εκτόνωση της θερμής αέριας μάζας και επομένως, εφόσον υπάρχει αρκετή ποσότητα υδρατμών, τον σχηματισμό εκτεταμένου συστήματος νεφών, που μπορεί να εκτείνεται μέχρι και 1500 km εμπρός από τη θέση του μετώπου. Η κλίση της μετωπικής επιφάνειας που χωρίζει τις δύο αέριες μάζες σε σχέση με το έδαφος είναι περίπου ίση με 1:300.



Σχήμα 4.5 Καιρική κατάσταση στην επιφάνεια εδάφους που προκαλείται από ένα θερμό μέτωπο. Η σκιαγραφημένη περιοχή υποδηλώνει τη ζώνη του νετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Το θερμό μέτωπο σπάνια είναι ευδιάκριτο από μεγάλη απόσταση. Στις περιπτώσεις όμως που είναι ευδιάκριτο, η παρουσία του γίνεται αισθητή αρκετές ώρες πριν φτάσει στην περιοχή από την παρατήρηση των χαρακτηριστικών ειδών νεφών που το συνοδεύουν. Παρατηρώντας το Σχήμα 4.6 μπορούμε να δούμε ότι σε μεγάλη απόσταση από το θερμό μέτωπο (από 1000 έως 1500 km) η μόνη ένδειξη της ανάπτυξής του είναι η ύπαρξη νεφών σε μεγάλο ύψος, που ονομάζονται θύσανοι (νέφη θύσανοι-cirrus/Ci). Οι άνεμοι είναι ασθενείς μεταβλητοί και ο αέρας ψυχρός.



Σχήμα 4.6 Κατακόρυφη τομή μιας θερμής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, βροχή, άνεμος) που τη συνοδεύουν (τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Προχωρώντας με κατεύθυνση προς το μέτωπο οι θύσανοι (Ci) δίνουν την θέση τους σε λεπτά νέφη, που ονομάζονται θυσανοστρώματα (Cirrostratus - Cs). Αυτά τα νέφη αποτελούνται κυρίως από παγοκρυστάλλους, που δημιουργούν ένα είδος φωτοστέφανου (halo) γύρω από τον Ήλιο. Προχωρώντας τα νέφη πυκνώνουν και σε πιο χαμηλά ύψη εμφανίζονται υψισωρείτες (Altostratus - As) και υψιστρώματα (Altostratus - As). Προχωρώντας προς το μέτωπο και σε απόσταση περίπου 600 km από αυτό, τα νέφη γίνονται ακόμη πιο πυκνά και εμφανίζονται μελανοστρώματα (Nimbostratus - Ns). Στην περιοχή των μελανοστρωμάτων (Ns) σε απόσταση 300 - 400 km από το μέτωπο παρατηρείται και η ζώνη του υετού, που έχει μέτρια ένταση, αλλά συνήθως μεγάλη διάρκεια. Γενικά, οι υετοί θερμού μετώπου καλύπτουν μεγάλη έκταση, είναι συνεχείς και χωρίς πολλές διακυμάνσεις στην έντασή τους, με εξαίρεση τη καλοκαιρινή περίοδο, όπου ο ανερχόμενος αέρας είναι δυνητικά ασταθής. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα ο υετός εκδηλώνεται κυρίως υπό μορφή χιονόπτωσης.

Καθώς προσεγγίζουμε το μέτωπο η ατμοσφαιρική πίεση ελαττώνεται ελαφρά και ξεκινά το ψιλόβροχο και η παρατεταμένη ασθενής βροχή. Πιο κοντά στο θερμό μέτωπο, αλλά πάντα μέσα στον ψυχρό τομέα, η ανάμειξη του θερμού/υγρού αέρα με τον ψυχρό/υγρό δημιουργεί ομίχλη και έναν τύπο νεφών που ονομάζονται στρώματα (νέφη στρώματα - Stratus/St). Τέλος, περνώντας μέσα στον θερμό τομέα του μετώπου οι μεταβολές του καιρού είναι μεν αξιοσημείωτες, αλλά λιγότερο έντονες από αυτές που παρατηρούνται κατά τη διέλευση ενός ψυχρού μετώπου. Η μεταβολή των καιρικών φαινομένων γίνεται βαθμιαία και όχι απότομα. Η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου αυξάνονται, οι άνεμοι στρέφονται από νοτιοανατολικούς σε νότιους ή νοτιοδυτικούς και η ατμοσφαιρική πίεση σταθεροποιείται. Με το πέρασμα του μετώπου ο υετός σταδιακά σταματά, τα χαμηλά νέφη και η ομίχλη διαλύονται, εκτός από λίγους στρωματοσωρείτες (Stratocumulus/Sc), που εμφανίζονται σε μεγαλύτερο υψόμετρο που φθάνει περίπου στα 2 km (για τα είδη των νεφών βλέπε το Παράρτημα). Στον παρακάτω πίνακα ([Πίνακας 4.3](#)) παρουσιάζονται οι τυπικές Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

Μετεωρολογικές παράμετροι	Πριν το πέρασμα	Κατά το πέρασμα	Μετά το πέρασμα
Άνεμοι	Νότιοι ή νοτιοανατολικοί.	Μεταβλητές διευθύνσεις	Νότιοι ή νοτιοδυτικοί
Θερμοκρασία	Χαμηλή, σταδιακά αργή άνοδος.	Σταθερή άνοδος.	Θέρμανση και μετά διατήρηση σε υψηλότερα από πριν επίπεδα.
Ατμοσφαιρική Πίεση	Συνήθως με πτωτική πορεία.	Σταθεροποίηση.	Ελαφρά άνοδος ακολουθούμενη από πτώση.
Νέφη	Εμφανίζονται κατά σειρά: Ci, Cs, As, Ns, St και ομίχλη κατά περίπτωση. Το καλοκαίρι εμφανίζονται και Cb.	Στρωματομορφα.	Καθαρός ουρανός με διάσπαρτα Sc κυρίως το καλοκαίρι. Κατά τους θερινούς μήνες μπορεί να εμφανισθούν κατά περίπτωση και Cb.
Κατακρημνίσματα	Ελαφριά έως μέτρια βροχόπτωση, χιόνι, χιονόνερο ή ψιχάλες, όμβροι το καλοκαίρι.	Ψιχάλα ή και καθόλου.	Συνήθως δεν υπάρχουν κατακρημνίσματα. Μερικές φορές ελαφρά βροχόπτωση ή ελαφρός όμβρος.
Σημείο δρόσου	Σταθερά υψηλό.	Σταθερό.	Με ανοδικές τάσεις και στη συνέχεια σταθερό.

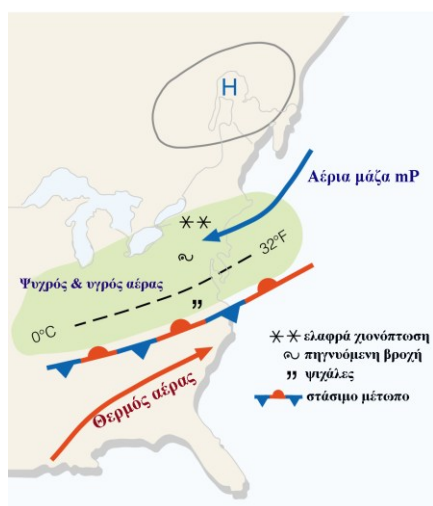
Πίνακας 4.3 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

4.2.3. Στάσιμο Μέτωπο

Στάσιμο ονομάζεται το μέτωπο που δεν παρουσιάζει αισθητή μετακίνηση. Δηλαδή, όταν μια ψυχρή και μια θερμή αέρια μάζα βρίσκονται σε επαφή και καμία από αυτές δεν εμφανίζει την τάση να εκτοπίσει την άλλη, τότε η τομή της διαχωριστικής τους επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους καλείται στάσιμο μέτωπο. Σε έναν έγχρωμο χάρτη καιρού το στάσιμο μέτωπο αποτυπώνεται με μία εναλλασσόμενη κόκκινη και μπλε συνεχή γραμμή, όπως στο [Σχήμα 4.2](#) (μεταξύ των σημείων Α και Β). Κόκκινα ημικύκλια σχεδιάζονται πάνω

στις κόκκινες γραμμές με κατεύθυνση προς τον ψυχρό αέρα, υπονοώντας την κατεύθυνση της κίνησης του μετώπου στην υποθετική περίπτωση που η θερμή αέρια μάζα αρχίζει να εκτοπίζει την ψυχρή. Αντίστοιχα, μπλε τρίγωνα σχεδιάζονται πάνω στις μπλε γραμμές με κατεύθυνση προς τον θερμό αέρα, υπονοώντας την κατεύθυνση της κίνησης του μετώπου στην υποθετική περίπτωση που η ψυχρή αέρια μάζα αρχίζει να εκτοπίζει τη θερμή.

Το στάσιμο μέτωπο του [Σχήματος 4.2](#) χωρίζει μια ηπειρωτική πολική αέρια μάζα (cP) από μία θαλάσσια πολική (mP). Οι άνεμοι επιφανείας πνέουν σχεδόν παράλληλα με το μέτωπο, αλλά σε αντίθετες διευθύνσεις στις δύο πλευρές του μετώπου. Κατά μήκος του μετώπου ο αέρας στα ανατολικά είναι πολύ ψυχρότερος από αυτόν στα δυτικά, εμφανίζεται αραιή νέφωση και καθόλου υετός, καθώς οι δύο αέριες μάζες είναι ξηρές στη συγκεκριμένη περίπτωση. Όταν ο θερμός αέρας έχει αρκετή υγρασία και επιτρέψουν οι συνθήκες να ανέβει πάνω από τον ψυχρό, τότε αναπτύσσεται νέφωση και ελαφρύς υετός σε μεγάλη έκταση μέσα στον ψυχρό τομέα του μετώπου ([Σχήμα 4.7](#)). Στην περίπτωση που οι συνθήκες επιτρέψουν την εκτόπιση του ψυχρού αέρα από τον θερμό, τότε το στάσιμο μέτωπο μετατρέπεται σε θερμό. Αντίθετα, αν ο ψυχρός αέρας αρχίζει να μετατοπίζει τον θερμό, αυτό συνοδεύεται με τη γένεση ενός ψυχρού μετώπου.



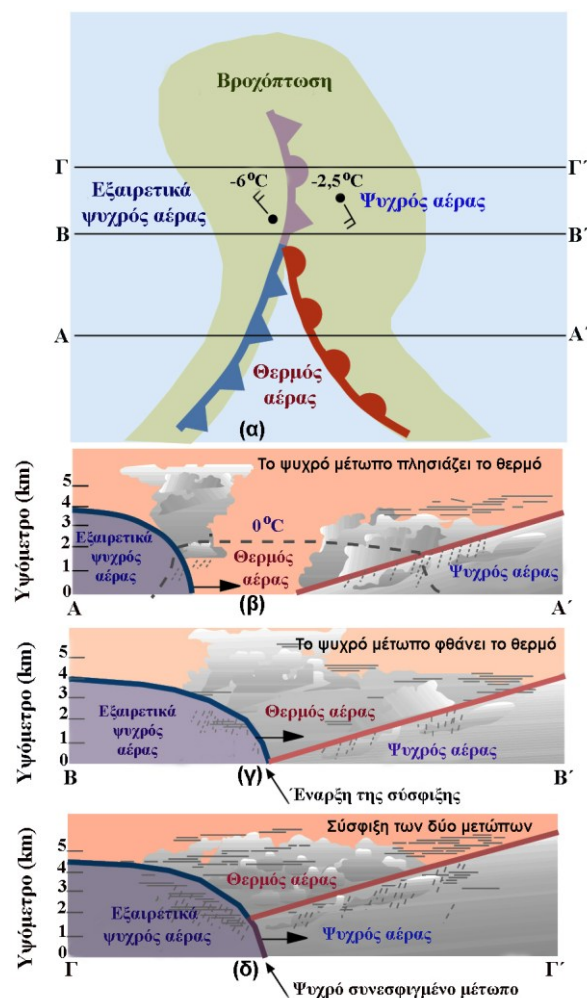
Σχήμα 4.7 Συνθήκες καιρού που δημιουργούνται από ένα στάσιμο μέτωπο, όταν η ψυχρή αέρια μάζα είναι θαλάσσια πολική (mP) και ο θερμός αέρας είναι αρκετά υγρός. Η περιοχή με πράσινο χρώμα υποδηλώνει τη ζώνη του υετού (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.2.4. Συνεσφιγμένο Μέτωπο

Τα ψυχρά μέτωπα κινούνται συνήθως ταχύτερα από τα θερμά. Αρκετές φορές λοιπόν συμβαίνει ένα ψυχρό μέτωπο να προλάβει κάποιο προπορευόμενο θερμό και τότε τα δύο μέτωπα σχηματίζουν ένα ενιαίο μέτωπο που ονομάζεται συνεσφιγμένο, ή απλούστερα σύσφιξη. Σε έναν έγχρωμο χάρτη καιρού επιφανείας το συνεσφιγμένο μέτωπο αναπαρίσταται με μία μωβ συνεχή γραμμή, πάνω στην οποία εναλλάσσονται τα τρίγωνα του ψυχρού μετώπου και τα ημικύκλια του θερμού. Και τα δύο σύμβολα είναι στραμμένα προς την κατεύθυνση της κίνησης ([Σχήμα 4.2](#) μεταξύ των σημείων Γ και Ε).

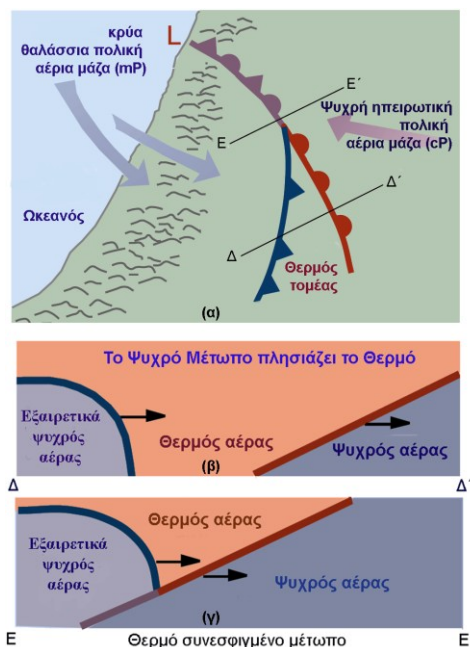
Ένα συνεσφιγμένο μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά της ψυχρής σύσφιξης στην περίπτωση που ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι ψυχρότερος από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου. Τότε το συνεσφιγμένο μέτωπο φέρει τα χαρακτηριστικά ενός ψυχρού μετώπου. Στην περίπτωση αυτή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου παραμένει στο έδαφος και ξεπερνάει γρήγορα το θερμό μέτωπο. Σε αντίθετη περίπτωση, αν δηλαδή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι θερμότερος από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου, η σύσφιξη καλείται θερμή και το μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά ενός θερμού μετώπου, το οποίο παραμένει στο έδαφος, αφού ο ψυχρός αέρας του είναι πιο κρύος (και άρα πιο βαρύν) από τον ψυχρό αέρα του αρχικού ψυχρού μετώπου.

Η ανάπτυξη μιας ψυχρής σύσφιξης αποτυπώνεται στο [Σχήμα 4.8](#). Κατά μήκος της γραμμής A – A' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει γρήγορα το προπορευόμενο θερμό μέτωπο ([Σχήμα 4.8β](#)). Κατά μήκος της γραμμής B – B' το ψυχρό μέτωπο φθάνει το θερμό ([Σχήμα 4.8γ](#)) και στη συνέχεια, όπως φαίνεται κατά μήκος της γραμμής Γ – Γ' ωθεί προς τα πάνω και το θερμό μέτωπο και τη θερμή αέρια μάζα ([Σχήμα 4.8δ](#)). Με την προσέγγιση ενός τέτοιου μετώπου σε μία περιοχή τα καιρικά φαινόμενα μοιάζουν με αυτά ενός θερμού μετώπου (καθώς το θερμό προηγείται). Δηλαδή, ελαττώνεται η ατμοσφαιρική πίεση και αναπτύσσεται μέση και χαμηλή νέφωση που δίνει ασθενή νετό. Με το πέρασμα όμως του μετώπου ο καιρός γίνεται παρόμοιος με αυτόν του ψυχρού μετώπου και οι βροχές γίνονται εξαιρετικά έντονες. Τα πιο έντονα καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται εκεί που το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό, διότι στο συγκεκριμένο σημείο εστιάζονται οι μεγαλύτερες διαφορές στη θερμοκρασία και την υγρασία.



Σχήμα 4.8 α) Αναπαράσταση σε οριζόντιο επίπεδο ενός συνεσφιγμένου μετώπου ψυχρού τύπου με τομές AA', BB' και ΓΓ'. Η ζώνη του νετού απεικονίζεται με πράσινο χρώμα. β) Στην τομή AA' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει το πιο αργό θερμό, γ) στην τομή BB' το προλαβαίνει και δ) στην τομή ΓΓ' το εξωθεί προς τα πάνω.

Στο [Σχήμα 4.9](#) φαίνεται η ανάπτυξη ενός συνεσφιγμένου μετώπου θερμού τύπου. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, όταν το ψυχρό μέτωπο ([Σχήμα 4.9β](#)) συναντήσει το θερμό, ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου δεν έχει την ικανότητα να ωθήσει προς τα πάνω τον ψυχρότερο από αυτόν ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου. Τότε το ψυχρό μέτωπο ανέρχεται στη μετωπική επιφάνεια του θερμού μετώπου, όπως φαίνεται κατά μήκος της γραμμής E – E' του Σχήματος ([Σχήμα 4.9γ](#)). Τα καιρικά φαινόμενα που συνοδεύουν μια ανάλογη κατάσταση είναι παρόμοια με αυτά ενός θερμού μετώπου.



Σχήμα 4.9 α) Αναπαράσταση σε οριζόντιο επίπεδο ενός συνεσφιγμένου μετώπου θερμού τύπου με τομές ΔΔ' και ΕΕ', β) στην τομή ΔΔ' το ψυχρό μέτωπο πλησιάζει το πιο αργό θερμό και γ) στην τομή ΕΕ' το προλαβαίνει καθώς ο ελαφρύτερος (διότι είναι θερμότερος) ψυχρός αέρας πίσω από το ψυχρό μέτωπο αναρριχάται πάνω από τον βαρύτερο ψυχρό αέρα μπροστά από το θερμό μέτωπο.

Στον [Πίνακα 4.4](#) παρουσιάζονται οι τυπικές μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός συνεσφιγμένου μετώπου. Τα μετωπικά συστήματα που περιγράφηκαν παραπάνω είναι στην πραγματικότητα τμήματα μεγαλύτερων καταιγιδοφόρων συστημάτων, που είναι οι κυκλώνες (υφέσεις) των μέσων γεωγραφικών πλατών. Ακολουθεί λεπτομερής ανάπτυξη των συγκεκριμένων συστημάτων.

Μετεωρολογικές παράμετροι	Πριν το πέρασμα	Κατά το πέρασμα	Μετά το πέρασμα
Άνεμοι	Ανατολικοί, νότιοι ή νοτιοανατολικοί.	Μεταβλητές διευθύνσεις	Δυτικοί ή βορειοδυτικοί
Θερμοκρασία			
Ψυχρός τύπος	Χαμηλή ή εξαιρετικά χαμηλή.	Πτωτική τάση	Χαμηλότερη από πριν
Θερμός τύπος	Εξαιρετικά χαμηλή	Ανοδική τάση	Ηπιότερη από πριν
Ατμοσφαιρική Πίεση	Συνήθως με πτωτική πορεία.	Φθάνει στο χαμηλότερο επίπεδο.	Συνήθως αυξάνεται.
Νέφη	Εμφανίζονται κατά σειρά: Ci, Cs, As, Ns.	Ns, μερικές φορές towering cumulus (Tcu) και Cb	Ns, As ή διάσπαρτα Cu
Κατακρημνίσματα	Ελαφριά, μέτρια ή ισχυρή βροχόπτωση.	Ελαφριά, μέτρια ή ισχυρή συνεχής βροχόπτωση ή και όμβροι.	Ελαφριά προς μέτρια βροχόπτωση, που καταλήγει σε τερματισμό των φαινομένων.
Σημείο δρόσου	Σταθερό.	Συνήθως εμφανίζει ελαφρά πτώση, ειδικότερα στην ψυχρή σύσφιξη..	Ελαφρά πτώση, υπάρχει περίπτωση ελαφριάς ανόδου σε θερμή σύσφιξη.

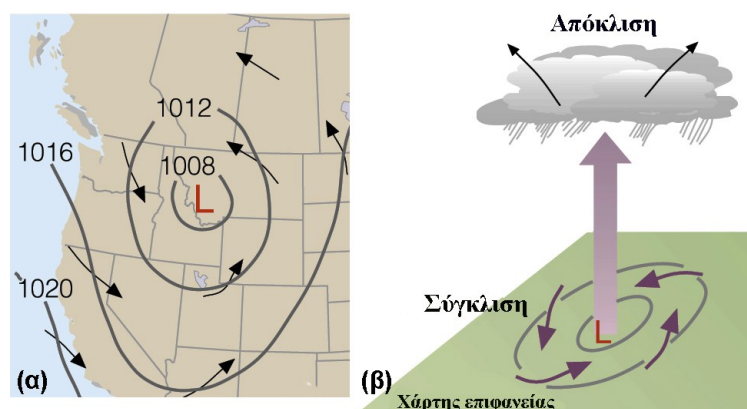
Πίνακας 4.4 Μετεωρολογικές συνθήκες που συνδέονται με το πέρασμα ενός συνεσφιγμένου μετώπου.

4.3. Συστήματα Καιρού (Κυκλωνικά και Αντικυκλωνικά Συστήματα)

4.3.1. Κυκλώνες ή Υφέσεις

Κυκλώνας, ύφεση ή βαρομετρικό χαμηλό καλείται το σύστημα το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους εμφανίζει τιμές της ατμοσφαιρικής πίεσης μικρότερες από αυτές που παρουσιάζει η γύρω περιοχή. Στους χάρτες καιρού η ύφεση απεικονίζεται με κλειστές, κυκλικές ή ελλειψοειδείς ισοβαρείς καμπύλες, ενώ η πίεση ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο.

Ο άνεμος κινείται παράλληλα προς τις ισοβαρείς και στο Βόρειο Ημισφαίριο ακολουθεί την κυκλωνική κυκλοφορία (η ροή του είναι αντίστροφη από την κίνηση των δειχτών του ρολογιού). Το αντίθετο συμβαίνει στο Νότιο Ημισφαίριο. Κοντά στο έδαφος (επειδή υπάρχει ανάπτυξη της δύναμης τριβής-[Παράγραφος 3.6](#)) ο άνεμος τέμνει τις ισοβαρείς με μικρή γωνία, συγκλίνοντας προς το κέντρο ([Σχήμα 4.10α](#)). Αποτέλεσμα της σύγκλισης των ανέμων, είναι η δημιουργία ανοδικών κινήσεων στην περιοχή του κέντρου του συστήματος, γεγονός που έχει σαν συνέπεια τον σχηματισμό νεφών, νετού κλπ. Συνεπώς μια ύφεση είναι ένα σύστημα που έχει σαν κύριο χαρακτηριστικό την κακοκαιρία ([Σχήμα 4.10β](#)). Σε μέσα γεωγραφικά πλάτη οι υφέσεις συνήθως κινούνται από δυτικά προς ανατολικά με ταχύτητες (των κέντρων τους) από 30-50 km h⁻¹.



Σχήμα 4.10 α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4 hPa σε περιοχή ανάπτυξης μίας ύφεσης. β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα που οφείλονται στην ύπαρξη υφέσεως στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.3.2. Κυκλώνες των Μέσων Γεωγραφικών Πλάτων

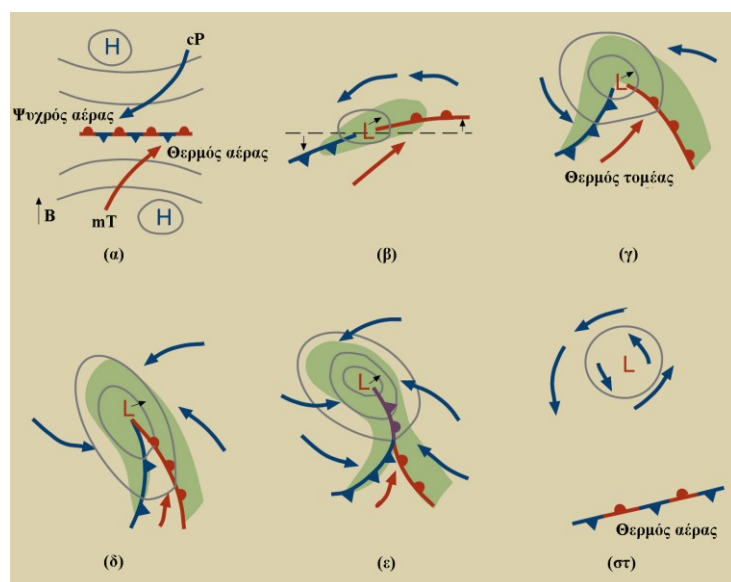
Μετά τον Α΄ Παγκόσμιο Πόλεμο μια ομάδα επιστημόνων από τη Νορβηγία (Vilhelm Bjerknes, Jacob Bjerknes, Halvor Solberg και Tom Bergeron) ανέπτυξαν ένα μοντέλο, με το οποίο εξηγούσαν τον κύκλο ζωής μιας υποτροπικής καταιγίδας. Ο όρος υποτροπική καταιγίδα αναφέρεται σε καταιγίδες που αναπτύσσονται σε μεσαία και μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και μακριά από τους τροπικούς. Η θεωρία τους έγινε γνωστή ως «η θεωρία του πολικού μετώπου» ή ως «Νορβηγικό μοντέλο». Με βάση αυτό το μοντέλο ο κυκλώνας αναπτύσσεται κατά μήκος ενός πολικού μετώπου και αποτελείται από δύο διαφορετικές αέριες μάζες, που είναι συνήθως μια κρύα πολική και μια θερμή τροπική. Τα στάδια της ανάπτυξης ενός υποτροπικού κυκλώνα αποτυπώνονται σχηματικά στο [Σχήμα 4.11](#).

Στο [Σχήμα 4.11α](#) παρατηρείται ένα στάσιμο μέτωπο δηλαδή μία επιφάνεια ασυνέχειας ανάμεσα σε δύο αέριες μάζες, που παρουσιάζουν μια σχετική κίνηση μεταξύ τους. Βόρεια και παράλληλα του μετώπου ψυχρές πολικές αέριες μάζες κινούνται προς τα δυτικά (ανατολικοί άνεμοι), ενώ νότια θερμές θαλάσσιες τροπικές αέριες μάζες κινούνται προς τα ανατολικά (δυτικοί άνεμοι). Υπό ευνοϊκές συνθήκες, η επιφάνεια

ασυνέχειας μπορεί να υποστεί μια διαταραχή και να εμφανίσει έναν ελαφρύ κυματισμό. Το κύμα που δημιουργείται ονομάζεται μετωπικό κύμα. Παρατηρώντας σε χάρτη καιρού τον σχηματισμό ενός μετωπικού κύματος η κατάσταση μοιάζει με τη δημιουργία ενός θαλάσσιου κύματος, όπως αυτό πλησιάζει στην ακτή. Δηλαδή δημιουργείται, αναπτύσσεται, σπάει και τέλος διαλύεται. Αυτός είναι και ο λόγος που τα συστήματα κυκλωνικών καταιγίδων είναι γνωστά και σαν κυκλωνικά κύματα.

Εάν συμβεί ο κυματισμός να είναι ασταθής, τότε επεκτείνεται, και συνοδεύεται με τη δημιουργία μιας μετωπικής ύφεσης σε πρώιμο στάδιο ανάπτυξης ([Σχήμα 4.11β](#)). Στο συγκεκριμένο σχήμα παρατηρείται ένα ψυχρό μέτωπο στα δυτικά που σπρώχνει τον αέρα σε νότιες διευθύνσεις, ενώ ένα θερμό μέτωπο στα ανατολικά κινείται προς βόρειες διευθύνσεις. Το σημείο με τη χαμηλότερη πίεση είναι το σημείο τομής των δύο μετώπων. Καθώς ο ψυχρός αέρας μετατοπίζει τον θερμό προς τα πάνω (κατά μήκος του ψυχρού μετώπου) εμφανίζεται μια στενή ζώνη υετού (πράσινο χρώμα στο σχήμα).

Κατευθυνόμενο το σύστημα από την κυκλοφορία της ανώτερης ατμόσφαιρας, κινείται τυπικά ανατολικά-βορειοανατολικά, συνεχίζει την εξέλιξή του και δημιουργείται μια τυπική ύφεση σε ώριμο στάδιο, η οποία συνεχίζει να εξελίσσεται, ενώ το εύρος του κυματισμού της αυξάνεται. Ταυτόχρονα αναπτύσσεται μια ζώνη θερμού αέρα ανάμεσα στα δύο μέτωπα, που λέγεται θερμός τομέας της ύφεσης. Η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο είναι αρκετά χαμηλότερη από πριν, και οι ισοβαρείς πυκνώνουν αρκετά στην κορυφή του κύματος ([Σχήμα. 4.11γ](#)). Λόγω της πύκνωσης των ισοβαρών δημιουργείται ισχυρή κυκλωνική ροή, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού και με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού. Μπροστά από το θερμό μέτωπο αναπτύσσεται μια ευρεία ζώνη υετού, ενώ μια πιο στενή ζώνη εμφανίζεται παράλληλα και πίσω από το ψυχρό μέτωπο. Μέσα στον θερμό τομέα ο καιρός είναι νεφελώδης, χωρίς να αποκλείονται σποραδικές βροχοπτώσεις εάν ο αέρας είναι ασταθής. Η ενέργεια που τροφοδοτεί το σύστημα προέρχεται από διάφορες πηγές, όπως: α) από την άνοδο των αερίων μαζών με ταυτόχρονη εισροή ψυχρού αέρα για την κάλυψη του κενού στην επιφάνεια και μετατροπή της δυναμικής ενέργειας σε κινητική, β) από τη συμπίκνωση των υδρατμών, η οποία προσφέρει ενέργεια στο σύστημα υπό μορφή λανθάνουσας θερμότητας και γ) από τη σύγκλιση του επιφανειακού αέρα προς το κέντρο του χαμηλού, με αποτέλεσμα την αύξηση της ταχύτητας των αερίων μαζών, γεγονός που προσφέρει στο σύστημα επιπλέον κινητική ενέργεια.

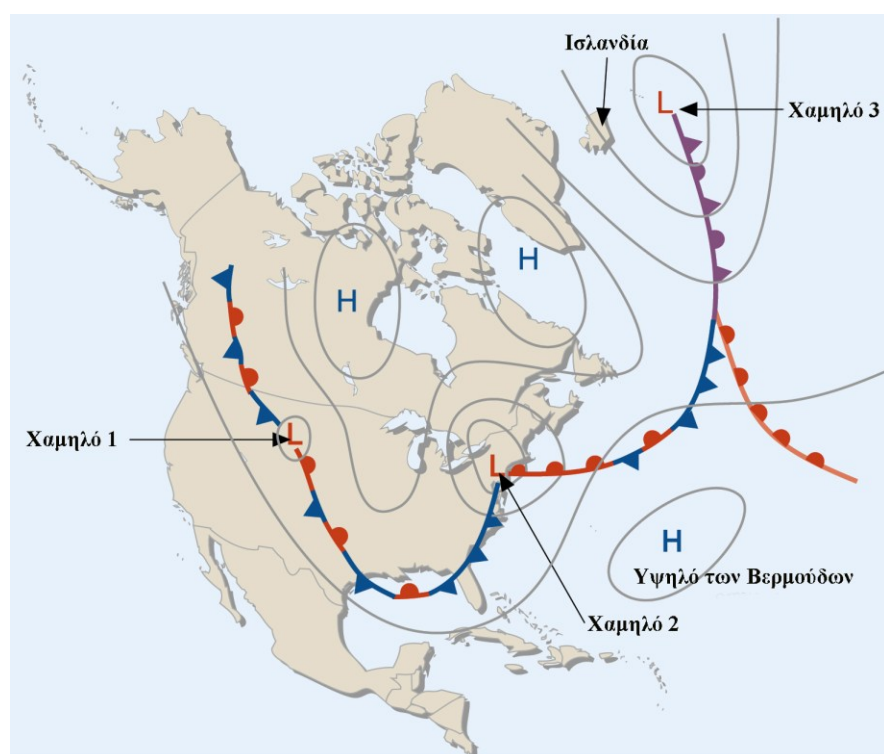


Σχήμα 4.11 Ο ιδεατός κύκλος ζωής ενός υποτροπικού κυκλώνα στο Βόρειο Ημισφαίριο σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο. Κατά τη διάρκεια του κύκλου ζωής του, το σύστημα κινείται ανατολικά. Το μικρό βέλος δίπλα στο κάθε L δείχνει την κατεύθυνση της κίνησης της καταιγίδας (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Καθώς το σύστημα κινείται ανατολικά, η πίεση στο κέντρο εξακολουθεί να μειώνεται, οι άνεμοι ενισχύονται και καθώς το ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτερα από το θερμό, ο θερμός τομέας περιορίζεται ([Σχήμα 4.11δ](#)). Στη συγκεκριμένη φάση η καταιγίδα είναι πιο έντονη, ενώ σύννεφα και υετός καλύπτουν μια μεγάλη περιοχή. Προοδευτικά ο θερμός τομέας συνεχίζει να περιορίζεται, και τελικά το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό

σχηματίζοντας ένα συνεσφιγμένο μέτωπο (Σχήμα. 4.11ε). Το σύστημα σταδιακά διαλύεται λόγω της ύπαρξης ψυχρού αέρα και στις δύο πλευρές του συνεσφιγμένου μετώπου. Χωρίς την προσφορά ενέργειας από τον ανερχόμενο θερμό και υγρό αέρα η ύφεση διαλύεται και μετατρέπεται σε ομογενή στρόβιλο, που πολύ γρήγορα εξαφανίζεται (Σχήμα. 4.11στ). Οι φάσεις της ύφεσης, από την αρχική διαταραχή μέχρι την πλήρη της ανάπτυξη, διαρκούν συνήθως 12-24 ώρες. Στη συνέχεια, η διάλυσή της διαρκεί 2-3 ημέρες.

Οι μετωπικές υφέσεις σπάνια εμφανίζονται μεμονωμένες. Συνήθως εντοπίζονται σε ομάδες (2, 3 ή περισσότερες) που ακολουθούν η μία την άλλη, σχηματίζοντας μια “οικογένεια υφέσεων”. Στο Σχήμα 4.12 απεικονίζονται πάνω από τις Η.Π.Α. μια σειρά από κυκλώνες σε διάφορα στάδια ανάπτυξης κατά μήκος του πολικού μετώπου κατά τη χειμερινή περίοδο. Εύκολα φαίνονται στα βόρεια του μετώπου ψυχροί αντικυκλώνες, ενώ στα νότια και πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό βρίσκεται το θερμό υψηλό των Βερμούδων. Στην εικόνα το Χαμηλό 1 μόλις αρχίζει να δημιουργείται, το Χαμηλό 2 είναι μια τυπική μορφή ύφεσης, και το σύστημα κοντά στην Ισλανδία (Χαμηλό 3) είναι μια συνεσφιγμένη ύφεση σε φάση ωρίμανσης (οδηγός). Όταν διαλυθεί η ύφεση οδηγός, τη θέση της καταλαμβάνει η επόμενη, ενώ παράλληλα στην ουρά σχηματίζεται μια νέα ύφεση από τον κυματισμό του πολικού μετώπου.

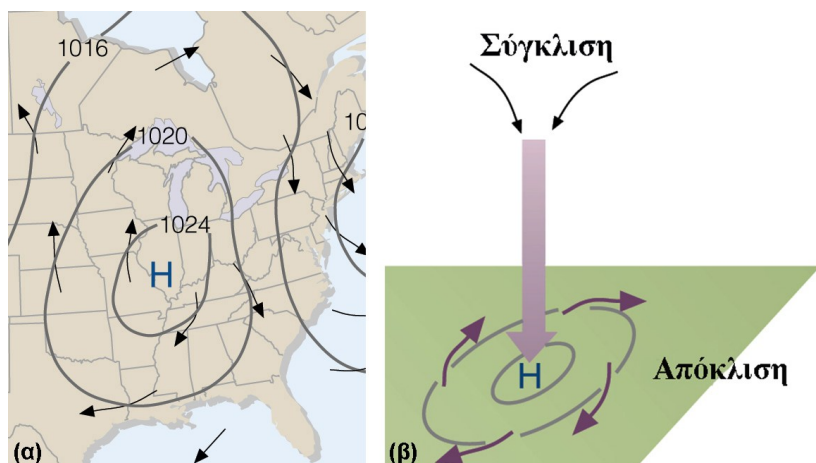


Σχήμα 4.12 Οικογένεια υφέσεων κατά μήκος του πολικού μετώπου (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)). Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση πάνω από τον ελλαδικό χώρο ενός βαρομετρικού χαμηλού με θερμό και ψυχρό μέτωπο τα οποία συνενώνονται σε συνεσφιγμένο μέτωπο (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

4.3.3. Αντικυκλώνες

Αντικυκλώνας ή κέντρο υψηλών πιέσεων ή βαρομετρικό υψηλό καλείται το σύστημα, το οποίο στο κέντρο του και στην επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζει τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες που επικρατούν στη γύρω περιοχή. Στους χάρτες καιρού ένας αντικυκλώνας απεικονίζεται με κλειστές ισοβαρείς (περίπου κυκλικές ή ελλειπτικές), όπου η πίεση αυξάνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο (Σχήμα. 4.13α). Οι άνεμοι κινούνται παράλληλα προς τις ισοβαρείς με ένταση που αυξάνεται από το κέντρο προς την περιφέρεια, και στο Βόρειο Ημισφαίριο ακολουθούν την αντικυκλωνική κυκλοφορία (η ροή του αέρα είναι σύμφωνη με την κίνηση των δεικτών του ρολογιού). Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, λόγω

της τριβής, οι άνεμοι εμφανίζουν απόκλιση από το κέντρο προς την περιφέρεια του συστήματος. Η συγκεκριμένη ροή έχει σαν αποτέλεσμα να εμφανίζεται καθοδική κίνηση του αέρα στο κέντρο του συστήματος για να αντισταθμίζεται η απώλεια μάζας του, λόγω της οριζόντιας απόκλισης (Σχήμα. 4.13β).



Σχήμα 4.13 α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4 hPa σε περιοχή ανάπτυξης αντικυκλώνα. β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα, που οφείλονται στην ύπαρξη αντικυκλωνικού συστήματος στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Στην περιοχή του κέντρου του αντικυκλώνα επικρατεί νηνεμία ή οι άνεμοι είναι ασθενείς. Ο αέρας εξαιτίας της καθοδικής του κίνησης θερμαίνεται αδιαβατικά και έτσι στην περιοχή επικρατεί συνήθως καλοκαιρία. Η θέρμανση του αέρα ευθύνεται για την εμφάνιση στρώματος θερμοκρασιακής αναστροφής καθώς δημιουργείται (από την αδιαβατική θέρμανση) αέρια μάζα θερμότερη από αυτήν που βρίσκεται κοντά στο έδαφος. Γενικά:

- Οι αντικυκλώνες χαρακτηρίζονται από καλό καιρό με μέτριους ανέμους. Οι άνεμοι μπορεί να είναι ισχυροί στην περιφέρεια του αντικυκλώνα, κυρίως σε περιπτώσεις γειτνίασης με βαρομετρικό χαμηλό.
- Στην περίπτωση που ο αντικυκλώνας είναι εξασθενημένος, μπορεί να διέλθουν μέσα από αυτόν μετωπικές επιφάνειες μεταφέροντας τα αντίστοιχα πρότυπα καιρού (κακοκαιρία, βροχοπτώσεις κτλ).
- Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, εξαιτίας της υπερθέρμανσης του εδάφους, μπορεί να δημιουργηθούν συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης, μικρής διάρκειας και τοπικού χαρακτήρα με ραγδαίες βροχοπτώσεις.
- Στις κεντρικές περιοχές των αντικυκλώνων, ιδίως κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου, σχηματίζεται ομίχλη από ακτινοβολία.

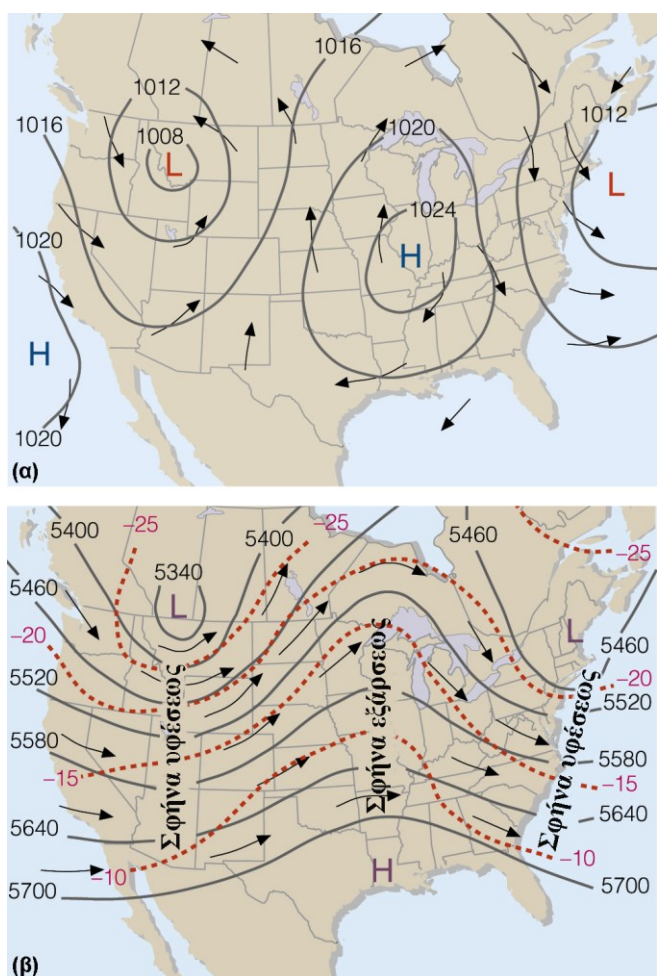
Οι αντικυκλώνες ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους, την κινητική τους κατάσταση και τη συμπεριφορά τους διαιρούνται σε τρεις κατηγορίες: τους μόνιμους, τους εποχιακούς και τους κινητούς. Επί πλέον, ανάλογα με την τιμή της θερμοκρασίας που επικρατεί στην κεντρική τους περιοχή χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: τους ψυχρούς και τους θερμούς.

Στους ψυχρούς αντικυκλώνες ο αέρας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι γενικά πιο ψυχρός από τον αέρα στις γειτονικές περιοχές. Η θερμοκρασία και η πίεση στους συγκεκριμένους αντικυκλώνες ελαττώνεται γρήγορα με το ύψος και έτσι η κατακόρυφη έκτασή τους είναι μικρή φθάνοντας τα 2-3 km από το έδαφος. Συνήθως οι εποχιακοί αντικυκλώνες (Σιβηρικός, Καναδικός κ.α.) ανήκουν στους ψυχρούς αντικυκλώνες. Στους θερμούς αντικυκλώνες ο αέρας σε όλες τις στάθμες είναι πιο θερμός από τον αντίστοιχο που περιβάλλει τον αντικυκλώνα. Σε αντίθεση με τους ψυχρούς, οι θερμοί αντικυκλώνες εκτείνονται σε μεγαλύτερο ύψος και αυξάνουν την έντασή τους με την αύξηση του ύψους. Τέτοιοι αντικυκλώνες είναι κυρίως οι μόνιμοι αντικυκλώνες.

4.3.4. Σφήνες Εξάρσεων και Σφήνες Υφέσεων

Στην ανώτερη ατμόσφαιρα εμφανίζονται διαταραχές κατά τις οποίες οι ισοβαρείς καμπύλες εμφανίζουν μορφές πέρα από τις κλασικές, όπως είναι οι κυκλώνες και οι αντικυκλώνες. Τέτοιες χαρακτηριστικές διαταραχές είναι οι σφήνες εξάρσεων (ridges) και οι σφήνες υφέσεων (troughs) ([Σχήμα 4.14β](#)). Η σφήνα εξάρσεως είναι μια αντικυκλωνική προεξοχή σε σχήμα Λ που εισχωρεί συνήθως ανάμεσα σε δύο υφέσεις. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η βαρομετρική πίεση αυξάνεται, όπως και στον αντικυκλώνα, από την περιφέρεια προς το κέντρο. Σε αντιδιαστολή η σφήνα υφέσεως είναι μια κυκλωνική προεξοχή σε σχήμα V, που εισχωρεί συνήθως ανάμεσα σε δύο περιοχές υψηλών πιέσεων. Στην περίπτωση αυτή η βαρομετρική πίεση μειώνεται, όπως και στον κυκλώνα, από την περιφέρεια προς το κέντρο.

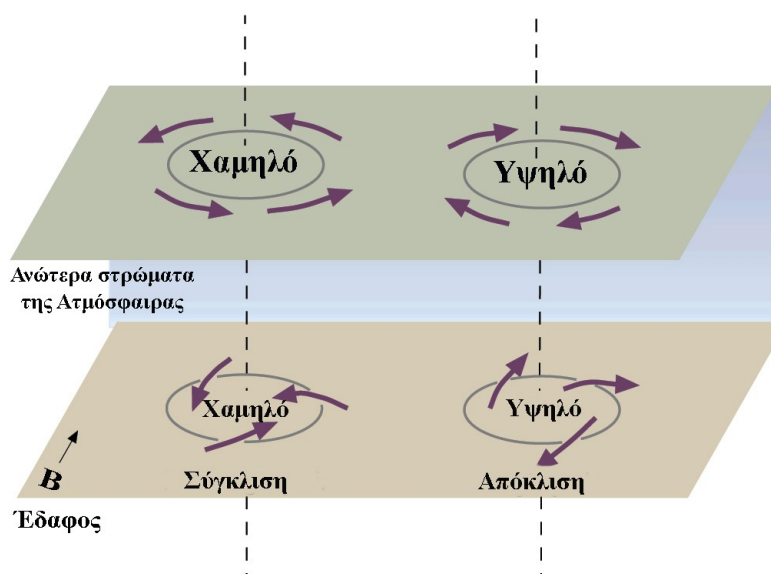
Όπως φαίνεται στο [Σχήμα 4.14α](#) στις Δυτικές Η.Π.Α. έχει αναπτυχθεί στην επιφάνεια ένα βαρομετρικό χαμηλό που γειτονεύει με έναν αντικυκλώνα στα ανατολικά. Ταυτόχρονα στα 500 hPa έχει αναπτυχθεί μια σφήνα υφέσεως πάνω από το χαμηλό επιφάνειας, ενώ πάνω από τον αντικυκλώνα της επιφάνειας εντοπίζεται μία σφήνα εξάρσεως ([Σχήμα 4.14β](#)). Οι ισόθερμες (διακεκομμένες γραμμές) κλίνουν προς τα βόρεια, γεγονός που καταδεικνύει ότι χαμηλές πιέσεις στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας συνοδεύονται από ψυχρό αέρα στα ανώτερα στρώματα, ενώ το αντίθετο συμβαίνει όταν στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας επικρατούν υψηλές πιέσεις. Τα βέλη στο χάρτη των 500 hPa δείχνουν ότι οι άνεμοι πνέουν παράλληλα στις ισοϋψείς από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά.



Σχήμα 4.14 α) Χάρτης επιφάνειας με περιοχές χαμηλών (L) και υψηλών πιέσεων (H). Οι συνεχείς γραμμές αντιστοιχούν σε ισοβαρείς καμπύλες και **β)** Χάρτης ανώτερης ατμόσφαιρας (500 hPa) για την ίδια ημέρα. Οι συνεχείς γραμμές είναι ισοπληθείς γεωδυναμικού ύψους, ενώ οι διακεκομμένες αντιστοιχούν σε ισόθερμες (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

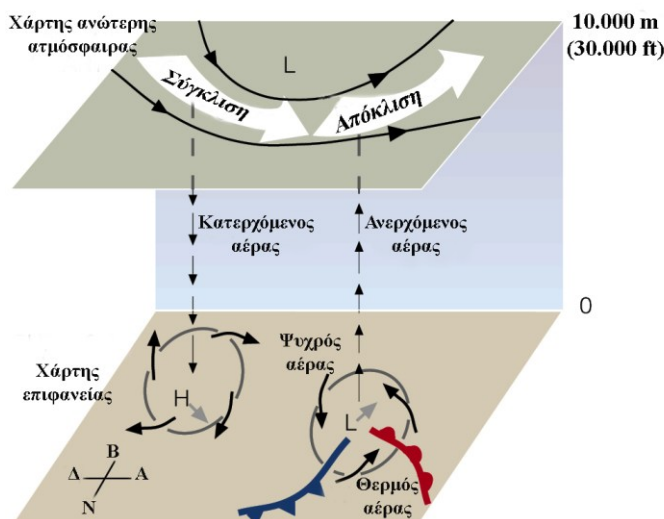
4.3.5. Ανάπτυξη και Διάλυση Κυκλώνων και Αντικυκλώνων

Έστω ότι στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας υπάρχει ένα βαρομετρικό χαμηλό, ακριβώς επάνω από ένα χαμηλό επιφανείας, τότε το σύστημα θα διαλυθεί πολύ γρήγορα, αμέσως μετά τη δημιουργία του. Η εξήγηση είναι απλή και φαίνεται στο [Σχήμα 4.15](#) (αριστερό τμήμα του σχήματος). Καθώς ο αέρας κινείται στην επιφάνεια του εδάφους με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού (λόγω τριβής) υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών, με αποτέλεσμα τη συσσώρευση του αέρα στα ανώτερα στρώματα. Η συσσώρευση οφείλεται στον συνεχή στροβιλισμό του αέρα γύρω από το κέντρο του χαμηλού (εκεί δεν υπάρχει τριβή), ο οποίος δεν απομακρύνεται. Μια τέτοια κατάσταση οδηγεί στην αύξηση της πυκνότητας (μάζας) του αέρα στην επιφάνεια και συνεπώς στην αύξηση της πίεσης, με αποτέλεσμα τη διάλυση του βαρομετρικού χαμηλού.



Σχήμα 4.15 Εάν χαμηλά και υψηλά σε ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας βρίσκονται συνεχώς ακριβώς πάνω από χαμηλά και υψηλά επιφανείας, τότε τα συστήματα επιφανείας γρήγορα θα εξασθενήσουν και θα διαλυθούν (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

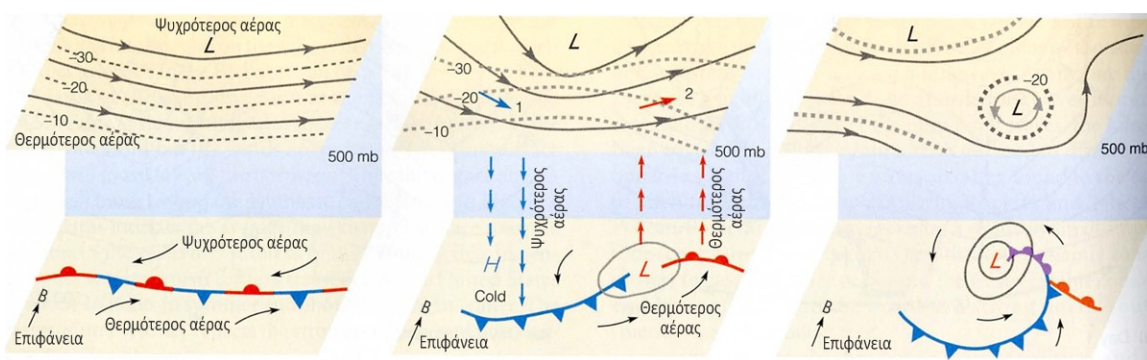
Ανάλογη εξέλιξη αναμένεται αν πάνω από ένα αντικυκλωνικό σύστημα επιφανείας αναπτύσσεται ένας αντικυκλώνας ανώτερης ατμόσφαιρας (δεξιό τμήμα του [Σχήματος 4.15](#)). Στην επιφάνεια οι άνεμοι αποκλίνουν (λόγω τριβής), με αποτέλεσμα να απομακρύνεται μάζα αέρα από το κέντρο. Αν δεν καλυφθεί με κάποιο τρόπο το κενό μάζας, η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του αντικυκλώνα μειώνεται και το σύστημα διαλύεται. Για να καλυφθεί το κενό μάζας θα έπρεπε στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών που να ωθεί μάζες αέρα προς τα κάτω. Αυτό όμως δεν μπορεί να συμβεί όταν υπάρχει αντικυκλώνας στα ανώτερα στρώματα, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται συνεχώς παράλληλα στις ισοϋψείς καμπύλες και γύρω από το κέντρο του υψηλού (εκεί δεν υπάρχει τριβή), χωρίς να υπάρχει ένας μηχανισμός να ωθήσει τον αέρα προς τα κάτω.



Σχήμα 4.16 Σύγκλιση, απόκλιση και κατακόρυφες κινήσεις που συνοδεύονται με βαρομετρικά συστήματα στην επιφάνεια (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

Με βάση τα παραπάνω, για να διατηρηθούν ή και να ενισχυθούν αντικυκλωνικά και κυκλωνικά συστήματα επιφανείας, θα πρέπει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας να πνέουν οι άνεμοι με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να υπάρχουν ζώνες σύγκλισης (convergence) και απόκλισης (divergence) των αερίων μαζών αντίστοιχα. Πρέπει να υπάρχει σύγκλιση πάνω από αντικυκλώνα και απόκλιση πάνω από χαμηλό. Όπως φαίνεται στο [Σχήμα 4.16](#), υπάρχει μία σφήνα υφέσεως στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Η σύγκλιση των αερίων μαζών ψηλά οδηγεί σε συσσώρευση αέρα πάνω από το βαρομετρικό υψηλό επιφανείας, ο οποίος ωθείται προς τα κάτω και αναπληρώνει τη μάζα του αέρα στα χαμηλότερα στρώματα, που αποκλίνει. Το αντίθετο ακριβώς συμβαίνει πάνω από το βαρομετρικό χαμηλό επιφανείας. Ο αέρας λόγω σύγκλισης στην επιφάνεια ανέρχεται και αποκλίνει σε μεγαλύτερα ύψη στην ατμόσφαιρα. Για την ενίσχυση του χαμηλού επιφανείας πρέπει η σφήνα υφέσεως να βρίσκεται δυτικά του κέντρου του.

Ανάλογος μηχανισμός συνέργειας της ανώτερης ατμόσφαιρας με την επιφάνεια επικρατεί κατά τη φάση δημιουργίας ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού, η οποία ονομάζεται κυκλογένεση. Στη συγκεκριμένη φάση η απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη από τη σύγκλιση στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα περισσότερος αέρας να ανέλθει από τα κατώτερα στρώματα και η επιφανειακή πίεση στο κέντρο του χαμηλού να ελαττώνεται. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο τα κέντρα των οργανωμένων βαρομετρικών χαμηλών βρίσκονται μπροστά από τις σφήνες υφέσεως στην ανώτερη ατμόσφαιρα ([Σχήμα 4.17](#)). Αντίθετα, όταν η απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι μικρότερη από την επιφανειακή σύγκλιση τότε περιορίζονται οι ανοδικές κινήσεις αερίων μαζών, με αποτέλεσμα η επιφανειακή πίεση να αυξάνει και η ύφεση να εξασθενεί (κυκλόλυση).



Σχήμα 4.17 Αναπαράσταση της διαδικασίας κυκλογένεσης και κυκλόλυσης (τροποποίηση από [Ahrens C. D., Essentials of Meteorology](#)).

4.4. Μηχανισμός Δημιουργίας Νεφών και Καταιγίδων

Η νέφωση αποτελεί το πιο ευδιάκριτο χαρακτηριστικό της Γης, όταν την παρατηρεί κανείς από το διάστημα. Ανά πάσα στιγμή περίπου η μισή επιφάνειά της καλύπτεται από νέφη, που φθάνουν μερικές φορές σε ύψη μέχρι και στα 20 km. Σύμφωνα με τον Διεθνή Άτλαντα Νεφών ως νέφη χαρακτηρίζονται: οι «Ορατές συσσωρεύσεις μικρών σωματιδίων υγρού νερού ή πάγου στην ελεύθερη ατμόσφαιρα» (International Cloud Atlas, 1956). Είναι, δηλαδή, οι ορατοί ατμοσφαιρικοί σχηματισμοί που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα και αποτελούνται από υδροσταγόνες, παγοκρυστάλλους ή και από συνδυασμό τους.

Τα νέφη επηρεάζουν με διάφορους τρόπους την ατμοσφαιρική κατάσταση στο σύνολό της. Διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στο παγκόσμιο ισοζύγιο του νερού, στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και εν γένει στη διαμόρφωση του παγκόσμιου κλίματος. Συμμετέχουν στην απορρόφηση και ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας, τροποποιούν τη θερμοκρασία του αέρα, την ατμοσφαιρική πίεση και το πεδίο του ανέμου, παράγουν κατακρημνίσματα και τέλος συμβάλλουν τόσο στη γρήγορη ανάμειξη κατά την κατακόρυφη διεύθυνση διαφόρων αερίων με τον ατμοσφαιρικό αέρα, όσο και στην απομάκρυνση αερίων και σωματιδίων από αυτόν. Η κατανόηση της γένεσης, της ανάπτυξης και γενικά της συμπεριφοράς των νεφών είναι απαραίτητη σε πολλούς τομείς, με τους οποίους ασχολούνται οι επιστήμες της ατμόσφαιρας.

Είναι κοινός τόπος ότι οι σχηματισμοί νερού στην ατμόσφαιρα προέρχονται από τη συμπύκνωση των υδρατμών του ατμοσφαιρικού αέρα. Επομένως, για να σχηματισθούν τα νέφη θα πρέπει ο αέρας να είναι αρκετά υγρός, να δράσει ένας μηχανισμός κατακόρυφων ανοδικών κινήσεων (αστάθεια στην ατμόσφαιρα, μέτωπα, επίδραση του ανάγλυφου της περιοχής), να υπάρχουν πυρήνες συμπύκνωσης (condensation nuclei) και τέλος να έχει αναπτυχθεί μια διαδικασία ψύξης (cooling process). Καθοριστική επίσης παράμετρος για τον κύκλο ζωής ενός νέφους αποτελεί η θερμοκρασία της αέριας μάζας και η διαφορά θερμοκρασίας σε σχέση με αυτήν του περιβάλλοντος.

Οι καταιγίδες είναι ένα από τα πιο σημαντικά φαινόμενα μέσης κλίμακας (10-100 km έκταση). Οι μηχανισμοί που οδηγούν στην ανάπτυξή τους είναι ανάλογοι με τους μηχανισμούς με τους οποίους σχηματίζονται τα νέφη και διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: στις δυναμικές και στις καταιγίδες αέριας μάζας. Εάν η ανύψωση του αέρα και η ανάπτυξη των νεφών οφείλεται σε κάποιο δυναμικό αίτιο, εάν δηλαδή είναι μία μετωπική επιφάνεια ή κάποιος ορεινός όγκος, τότε οι δυναμικές καταιγίδες χαρακτηρίζονται σαν μετωπικές ή ορεογραφικές αντίστοιχα.

Εκτός από τα δυναμικά αίτια, καταιγίδες αναπτύσσονται και λόγω της έντονης θέρμανσης των αερίων μαζών από την επιφάνεια του εδάφους. Συνέπεια της θέρμανσης είναι η έναρξη ανοδικών κινήσεων, η σύγκλιση αερίων μαζών, η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους και η αύξηση της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας. Οι καταιγίδες αυτού του τύπου χαρακτηρίζονται σαν καταιγίδες αέριας μάζας και εκδηλώνονται κατά τις μεσημβρινές και πρώτες απογευματινές ώρες, όταν σημειώνονται οι υψηλότερες θερμοκρασίες στην επιφάνεια του εδάφους.

4.4.1. Μικροφυσικές Διεργασίες στα Θερμά Νέφη

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η ψύξη του αέρα κατά την ανύψωση του, όταν υπάρχει επαρκής ποσότητα υγρασίας, μπορεί να προκαλέσει την συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά νεφοσταγονίδια ή μικρούς παγοκρυστάλλους (ανάλογα με την επικρατούσα θερμοκρασία). Πολλές φορές, λόγω απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας συμπύκνωσης, παρατηρείται επιτάχυνση της κίνησης του αέρα προς το επίπεδο συμπύκνωσης, ενώ η αύξηση της υγρασίας του αέρα μειώνει το ύψος, που απαιτείται για να γίνει η έναρξη της συμπύκνωσης. Το επίπεδο στο οποίο αρχίζει η συμπύκνωση είναι εκείνο στο οποίο η θερμοκρασία της ανερχόμενης αέριας μάζας εξισώνεται με το σημείο δρόσου και ονομάζεται LCL (Lifted Condensation Level). Στο ύψος αυτού του επιπέδου οριοθετείται και η βάση του νέφους. Περισσότερα στοιχεία για το LCL δίνονται στην [Παράγραφο 2.17](#).

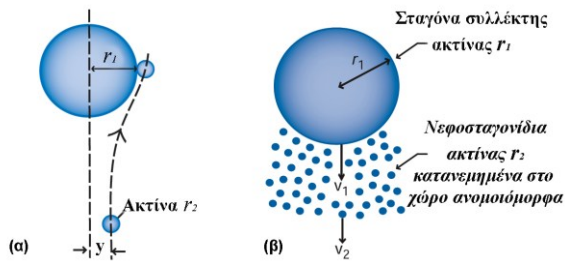
Σημαντικό στάδιο για την υγροποίηση των υδρατμών στα νέφη αποτελεί μια διεργασία γνωστή ως πυρηνοποίηση (nucleation process), κατά την οποία τα μόρια του νερού διατάσσονται στην ατμόσφαιρα πιο οργανωμένα, όταν ο αέρας γίνει υπέρκορος ως προς το νερό κατά την άνοδο και την αδιαβατική ψύξη του. Επειδή η υγροποίηση απαιτεί τη δημιουργία διεπιφάνειας μεταξύ της υγρής και της αέριας φάσης, είναι

απαραίτητη η ύπαρξη υγροσκοπικών αερολυμάτων. Αυτά λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης (condensation nuclei) γύρω από τους οποίους συμπυκνώνονται οι υδρατμοί μετά την ψύξη τους. Με τη συγκεκριμένη διαδικασία σχηματίζονται στοιχειώδεις υδροσταγόνες ([Μαυροματίδης, 2003](#)). Όταν ο πυρήνας αποτελείται από μόρια νερού, η υγροποίηση συμβαίνει με συνένωση μορίων νερού σε υγρή φάση μετά από τυχαίες συγκρούσεις. Αυτή η διεργασία, που καλείται ομογενής πυρηνοποίηση, έχει μεγάλες ενεργειακές απαιτήσεις και πραγματοποιείται πολύ δύσκολα. Στην ουσία είναι πολύ σπάνιο φαινόμενο, διότι για να συμβεί πρέπει να υπάρξει υπερκορεσμός στην ατμόσφαιρα σε μεγάλο βαθμό (300-400%) σε συνδυασμό με πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (μικρότερες από -36°C), ενώ στα φυσιολογικά νέφη ο υπερκορεσμός σπάνια υπερβαίνει το 1% ([Wallace and Hobbs, 2006](#)). Σύμφωνα με τους [Pruppacher and Klett \(1997\)](#) ομογενής πυρηνοποίηση υδροσταγόνων από υπερκορεσμένους υδρατμούς μπορεί να πραγματοποιηθεί μόνο στο εργαστήριο και δεν είναι δυνατόν να συμβεί στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, ενοείται η διαδικασία που είναι γνωστή ως ετερογενής πυρηνοποίηση και αφορά διεργασίες κατά τις οποίες ο πυρήνας έχει διαφορετική προέλευση, όπως: σκόνη, προϊόντα καύσης, κρύσταλλοι άλατος.

Το μικρότερο σωματίδιο, που μπορεί να παρατηρηθεί χωρίς ιδιαίτερα όργανα σε ένα νέφος, είναι μία υδροσταγόνα ή ένας κρύσταλλος πάγου (π.χ. νιφάδα χιονιού). Για να φθάσει μία υδροσταγόνα σε μεγέθη κατακρημνίσιμα, έτσι ώστε να προκληθεί υετός, θα πρέπει να αυξηθεί το μέγεθος των αρχικών σταγονιδίων σε πολύ μεγάλο βαθμό. Η τελική διάμετρος μπορεί να φθάσει να είναι ίσως και 10^6 φορές μεγαλύτερη από την αρχική διάμετρο ($0,1\text{ }\mu\text{m}$ περίπου). Αυτή η διαδικασία μπορεί να είναι αργή, μπορεί όμως να είναι και εξαιρετικά σύντομη, ανάλογα με τον τύπο του νέφους. Έχει αναφερθεί ότι για το σχηματισμό υδροσταγόνων σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης απαιτείται χρόνος μικρότερος ενδεχομένως και από 10 λεπτά της ώρας. Οι υδροσταγόνες αρχίζουν να πέφτουν όταν οι δυνάμεις βαρύτητας υπερνικήσουν την αιώρηση που δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση. Η πτώση των υδροσταγόνων γίνεται με επιτάχυνση που συνεχώς μειώνεται, λόγω της αντίστασης του αέρα. Όταν η επιτάχυνση μηδενισθεί, τότε οι υδροσταγόνες αποκτούν σταθερή οριακή ταχύτητα, γνωστή σαν οριακή ταχύτητα πτώσης (terminal fall velocity). Στην πραγματικότητα αυτή η ταχύτητα είναι αμελητέα για σταγόνες με ακτίνα μικρότερη από $0,1\text{ mm}$, η οποία θεωρείται και το κατώφλι για να πέσει μια υδροσταγόνα στη γη σαν κατακρήμνισμα ([Pruppacher and Klett, 1997](#)). Και στις δύο κατηγορίες υδροσταγόνων (ψιχάλα/drizzle και σταγόνες βροχής/rain droplets) η ταχύτητα πτώσης είναι συνάρτηση της ακτίνας τους.

Ο βασικός μηχανισμός αύξησης του μεγέθους των υδροσταγόνων είναι ο μηχανισμός της σύμφυσης των νεφοσταγονιδίων (coalescence process). Ο συγκεκριμένος μηχανισμός βασίζεται στον σχηματισμό μιας μόνο υγρής σταγόνας από την ένωση δύο ή περισσότερων σταγόνων που συγκρούονται μεταξύ τους (collision). Οι σταγόνες του νέφους, που έχουν λίγο μεγαλύτερη ταχύτητα πτώσης από τον μέσο όρο, συγκρούονται με μικρότερες σταγόνες που βρίσκονται στο δρόμο τους και συνενώνονται, αυξάνοντας έτσι το μέγεθος τους. Η διεργασία πραγματοποιείται στα θερμά νέφη, όπου με τις συγκρούσεις μεταξύ των νεφοσταγονιδίων επιτυγχάνεται η αύξηση της μάζας τους σε μεγέθη κατακρημνίσιμα. Κατά τον Johnson (1993) η διαδικασία αύξησης του μεγέθους των υδροσταγόνων με συλλογή άλλων και συνένωση μεταξύ τους (collision – coalescence) γίνεται σε δύο στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο δημιουργούνται εμβρυακές σταγόνες σε μεγέθη κατάλληλα για να αρχίσει η συνένωση (ακτίνες $> 20\text{ }\mu\text{m}$). Κατά το δεύτερο στάδιο γίνεται η ανάπτυξη των σταγόνων σε μεγέθη ικανά για να προκληθεί υετός, γεγονός βέβαια που εξαρτάται και από παράγοντες του περιβάλλοντος. Διακρίνονται δύο θεωρητικά μοντέλα συλλογής: η συνεχής συλλογή και η τυχαία συλλογή.

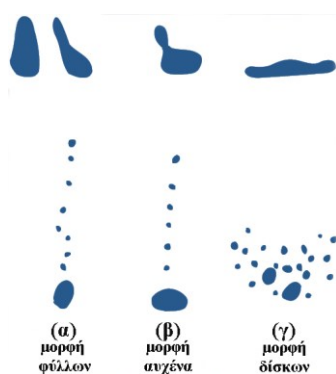
Η δυνατότητα για σύγκρουση εξαρτάται από τη σχετική ροή του αέρα γύρω από τη σταγόνα που πέφτει. Τα μικρότερα σωματίδια μπορεί να βγουν έξω από τη διαδρομή μεγαλύτερων σωματιδίων (δραστικότητα σύγκρουσης < 1), ενώ μικρά σωματίδια που δεν είναι ακριβώς μέσα στη διαδρομή των μεγαλύτερων σωματιδίων μπορεί να ωθηθούν προς την τροχιά τους και να συγκρουστούν (δραστικότητα σύγκρουσης > 1). Στο παρακάτω σχήμα ([Σχήμα 4.18α](#)) φαίνεται μια σταγόνα ακτίνας r_1 (σταγόνα συλλέκτης) που πλησιάζει μια σταγόνα μικρότερης ακτίνας r_2 . Καθώς η σταγόνα συλλέκτης πλησιάζει τη μικρότερη, αυτή τείνει να ακολουθήσει τις ρευματογραμμές γύρω από τον συλλέκτη και ως εκ τούτου υπάρχει περίπτωση να αποφευχθεί η σύγκρουση. Η παράμετρος y αναπαριστά τη μέγιστη (κρίσιμη) απόσταση για να υπάρξει σύγκρουση και είναι η απόσταση μεταξύ του κέντρου του μικρού νεφοσταγονιδίου και της κατακόρυφης, που περνά από το κέντρο της σταγόνας συλλέκτη (η μέτρηση γίνεται όταν οι δύο σταγόνες βρίσκονται σε μεγάλη απόσταση). Αν η απόσταση είναι μικρότερη ή ίση με το y τότε συμβαίνει σύγκρουση και συλλογή της μικρότερης σταγόνας από τη μεγαλύτερη. Φυσικά, συμβαίνει το αντίθετο όταν η απόσταση των δύο κέντρων υπερβαίνει την απόσταση y .



Σχήμα 4.18 Σχηματική αναπαράσταση α) της σχετικής κίνησης ενός μικρού νεφροσταγονιδίου σε σχέση με την κίνηση μιας υδροσταγόνας – συλλέκτη. Το y είναι η μέγιστη τιμή της παραμέτρου σύγκρουσης για το νεφροσταγονίδιο ακτίνας r_2 από μία μεγάλη υδροσταγόνα – συλλέκτη ακτίνας r_1 και β) του μοντέλου συνεχούς συλλογής για την αύξηση του μεγέθους μιας υδροσταγόνας με τη διαδικασία της σύμψυξης μετά από σύγκρουση μικρότερων υδροσταγόνων με μία μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια της πτώσης της μέσα στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey](#)).

Εκτός του παραπάνω μηχανισμού, μια σταγόνα μπορεί υπό προϋποθέσεις να συνεχίσει να μεγαλώνει συμπυκνώνοντας νερό επάνω της. Αυτό μπορεί να συμβεί εφόσον η πίεση των υδρατμών του περιβάλλοντα αέρα είναι μεγαλύτερη από την πίεση των ατμών που βρίσκονται σε επαφή με τη σταγόνα. Επίσης κατά μία υπόθεση, υπερμεγέθη αερολύματα στην ατμόσφαιρα μπορεί να λειτουργήσουν ανάλογα με τις εμβρυακές υδροσταγόνες και να συντελέσουν στην αύξηση του μεγέθους των σταγόνων με συλλογή άλλων και συνένωση. Από παρατηρήσεις είναι γνωστή η ύπαρξη σημαντικών ποσοτήτων αερολυμάτων με μεγέθη μεγαλύτερα από 100 μm . Έχει υπολογισθεί ότι αυτά τα σωματίδια είναι αρκετά σε πλήθος και μπορούν να συμβάλλουν στη γρήγορη ανάπτυξη υδροσταγόνων σε μεγέθη τέτοια, ώστε να μπορούν να πέσουν και σαν κατακρημνίσματα. Κάτι τέτοιο μπορεί να συμβεί ακόμη και σε περιπτώσεις ηπειρωτικών νεφών και σε συνθήκες ευστάθειας.

Ο [Langmuir \(1948\)](#) εισηγήθηκε ότι, μόλις μια υδροσταγόνα φθάσει σε ένα κρίσιμο μέγεθος ($\sim 6 \text{ mm}$ σε διάμετρο), σπάει σε μικρότερα κομμάτια λόγω υδροδυναμικής αστάθειας. Κάθε κομμάτι υπέθεσε ότι λειτουργεί σαν εμβρυακό σωματίδιο, που μπορεί να αναπτυχθεί στο κατάλληλο μέγεθος, να ξανασπάσει και να παράξει επιπλέον εμβρυακές σταγόνες βροχής. Η συγκεκριμένη θεωρία ονομάστηκε θεωρία της «αλυσιδωτής αντίδρασης» για παραγωγή σταγόνων βροχής σε θερμά νέφη. Οι [Farley και Chen \(1975\)](#), μετά από προσομοιώσεις που έκαναν χρησιμοποιώντας αριθμητικό μοντέλο, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για να ισχύσει η θεωρία του Langmuir θα πρέπει να υπάρχουν μέσα στο νέφος ανοδικές κινήσεις της τάξης των 10 ms^{-1} , ενώ η σύγκρουση μεταξύ των υδροσταγόνων φαίνεται να είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τη διάσπασή τους. Στο [Σχήμα 4.19](#) αναπαριστώνται οι τρεις βασικοί τύποι διάσπασης υδροσταγόνων μετά από σύγκρουση. Οι πιθανότητες για τον κάθε τύπο διάσπασης (ανάλογα με τη μορφή των υδροσταγόνων) είναι: μορφή φύλλων (55%), μορφή αυχένα (27%) και μορφή δίσκων (18%).



Σχήμα 4.19 Σχηματική αναπαράσταση των τριών τύπων της διάσπασης που ακολουθεί τη σύγκρουση δύο υδροσταγόνων (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey](#)).

4.4.2. Μικροφυσικές Διεργασίες στα Ψυχρά Νέφη

Η μελέτη των μικροφυσικών διαδικασιών της στερεής φάσης του νερού είναι εξαιρετικά πολύπλοκη, λόγω της ποικιλομορφίας των παγοκρυστάλλων, αλλά και του μεγάλου αριθμού των φυσικών διαδικασιών που οδηγούν στην μορφοποίηση τους. Η υπάρχουσα γνώση, εξάλλου, σε ότι αφορά τη φυσική του πάγου, δεν είναι ολοκληρωμένη. Σε πολλές περιπτώσεις, όπου εμφανίζεται το νερό ως στερεό, δεν είναι επαρκείς οι πληροφορίες που έχουν συλλεχθεί από θεωρητικά ή αριθμητικά μοντέλα ή ακόμη και από παρατηρήσεις. Οι παγοκρύσταλλοι μορφοποιούνται στην ατμόσφαιρα με τρεις τρόπους:

- Με συμπύκνωση της υδροσταγόνας γύρω από έναν πυρήνα παγοποίησης (ετερογενής πυρηνοποίηση).
- Με δευτερεύοντες μηχανισμούς με τους οποίους οι εμβρυακοί παγοκρύσταλλοι, που μορφοποιήθηκαν με την προηγούμενη διαδικασία, πολλαπλασιάζονται.
- Με ομογενή πυρηνοποίηση σε θερμοκρασίες κάτω από $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Αξίζει να σημειωθεί ότι, όπως εξάγεται τόσο από θεωρητικά όσο και από εμπειρικά αποτελέσματα, ομογενής πυρηνοποίηση μπορεί να συμβεί σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από -30 έως και $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, ανάλογα με το μέγεθος των σταγόνων. Πάντως, σε κάθε περίπτωση η υδροσταγόνα παγώνει με ομογενή πυρηνοποίηση αν η θερμοκρασία είναι μικρότερη από $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Η ομογενής πυρηνοποίηση ενός σωματιδίου πάγου από νερό σε υγρή φάση είναι ανάλογη με την ομογενή πυρηνοποίηση των υδροσταγόνων από την αέρια φάση και αποτελεί τον ρυθμιστικό μηχανισμό για τον σχηματισμό στην ατμόσφαιρα νεφών τύπου cirrus. Το τμήμα ενός νέφους με θερμοκρασίες κάτω από $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, αποτελείται μόνο από παγωμένα υδρομετέωρα. Όμως, σε ένα πραγματικό νέφος, όταν οι θερμοκρασίες είναι μεγαλύτερες από $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, υπάρχει η πιθανότητα να συνυπάρχουν και σταγόνες νερού σε υγρή φάση (υπέρηκτες/supersaturated), παρόλο που το σημείο πήξης του νερού είναι $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Υπέρηκτες υδροσταγόνες παρατηρήθηκαν σε νέφη με έκταση καθ' ύψος πάνω από $2,5\text{ km}$ και θερμοκρασία βάσης περίπου $7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Η δημιουργία παγοκρυστάλλου από υδρατμούς πρέπει να αποκλειστεί, καθώς έχει αποδειχθεί ότι, σε ατμόσφαιρα υπέρκορη σε υδρατμούς και σε θερμοκρασίες από 0 έως $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, ο πάγος σχηματίζεται αποκλειστικά από υπέρηκτες υδροσταγόνες. Ο άμεσος σχηματισμός σωματιδίων πάγου από την αέρια φάση απαιτεί θερμοκρασίες μικρότερες από $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ με ατμοσφαιρικό υπερκορεσμό της τάξης 1000% . Είναι, συνεπώς, προφανές πως στην ατμόσφαιρα μπορούν να δημιουργηθούν σωματίδια πάγου με ομογενή πυρηνοποίηση αποκλειστικά από την υγρή φάση του νερού.

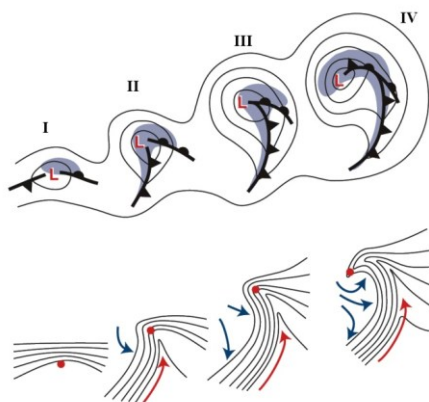
Η υδροσταγόνα μπορεί να μετατραπεί σε παγοκρύσταλλο ευκολότερα, αν περιέχονται σ' αυτήν πυρήνες παγοποίησης (ετερογενής πυρηνοποίηση) σε αντιστοιχία με τους πυρήνες συμπύκνωσης στα θερμά νέφη. Παρατηρήσεις από μελέτες του κεντρικού τμήματος νιφάδων χιονιού οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οι τυπικοί διάμετροι των πυρήνων παγοποίησης κυμαίνονται από $0,1\text{ }\mu\text{m}$ έως και $15\text{ }\mu\text{m}$, με επικρατούσες τιμές αυτές μεταξύ των $0,5$ και $5\text{ }\mu\text{m}$. Τα μόρια του νερού συλλέγονται στην επιφάνεια του σωματιδίου και σχηματίζουν ένα παγοσωματίδιο, που μπορεί να μεγαλώσει σε μέγεθος και να προκαλέσει το πάγωμα της σταγόνας. Η ετερογενής πυρηνοποίηση πραγματοποιείται σε πολύ υψηλότερες θερμοκρασίες από την ομογενή. Μπορεί να πραγματοποιηθεί σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, αν και οι ιδανικές θερμοκρασίες κυμαίνονται στους $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Βέβαια, μπορεί να προϋπάρχουν στο νέφος εμβρυακοί παγοκρύσταλλοι, οπότε οι υδροσταγόνες μπορεί να παγώσουν και σε μεγαλύτερες θερμοκρασίες ($\sim -5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Πειράματα έδειξαν ότι η χημική σύσταση των σωματιδίων παίζει σημαντικό ρόλο στη διαδικασία της ετερογενούς πυρηνοποίησης. Ανάλογα με τη χημική τους σύσταση, άλλα σωματίδια λειτουργούν σαν πυρήνες και έτσι δημιουργούνται κρύσταλλοι πάγου μετά από επαφή με υδροσταγόνα (πυρηνοποίηση επαφής/contact nucleation), και άλλα λειτουργούν ως πυρήνες πάνω στους οποίους συμπυκνώνονται και παγώνουν οι υδροσταγόνες (παγοποίηση συμπύκνωσης/condensation freezing).

Οι παγοκρύσταλλοι αυξάνονται σε μέγεθος μετά από διάχυση υδρατμών του περιβάλλοντος προς τον κρύσταλλο. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται εναπόθεση. Για παράδειγμα, σε ένα μικτό νέφος που κυριαρχείται από υδροσταγόνες σε υπέρηξη, ο αέρας είναι, σχεδόν, κορεσμένος ως προς το υγρό νερό και υπέρκορος ως προς τον πάγο (στους $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ο αέρας είναι υπέρκορος ως προς τον πάγο κατά 21%). Σε μικτά νέφη οι

παγοκρύσταλλοι μεγαλώνουν με συμπύκνωση υδρατμών πιο γρήγορα σε σχέση με τις υδροσταγόνες. Οι παγοκρύσταλλοι μπορεί να αυξήσουν το μέγεθός τους και με συλλογή άλλων σωματιδίων πάγου (συνήθως πολύ μικρών σε μέγεθος) και τότε η διαδικασία ονομάζεται συσώρευση (aggregation). Η συσώρευση εξαρτάται άμεσα από τη θερμοκρασία. Είναι ένα φαινόμενο εξαιρετικά πολύπλοκο, λόγω των διαφόρων σχημάτων και των διαφόρων προσανατολισμών των κρυστάλλων κατά την κίνησή τους στην ατμόσφαιρα ([Cotton and Anthes, 1989](#)). Σε θερμοκρασίες υψηλότερες των -5°C , η πιθανότητα για συνένωση των κρυστάλλων γίνεται πολύ μεγαλύτερη, διότι η επιφάνεια των κρυστάλλων αποκτά κολλώδη υφή. Η επαύξηση της μάζας των παγοκρυστάλλων στα ψυχρά νέφη μπορεί να γίνει και με την απορρόφηση γειτονικών υγρών σταγόνων, όπου σε θερμοκρασίες μικρότερες του μηδενός συνυπάρχουν παγοκρύσταλλοι με νεφοσταγονίδια. Εάν τα σωματίδια πάγου συλλέξουν υδροσταγόνες, τότε αυτές παγώνουν με την επαφή και η διαδικασία ονομάζεται πάχνιασμα (riming). Η αύξηση του μεγέθους των παγοκρυστάλλων με πάχνιασμα είναι φαινόμενο, που συμβαίνει πολύ συχνά στη φύση, και είναι παρόμοια διαδικασία με τον μηχανισμό collision-coalescence, που ισχύει στα θερμά νέφη για τις υδροσταγόνες. Σε περίπτωση που τα νεφοσταγονίδια παγώσουν πριν ενωθούν με τους παγοκρυστάλλους τότε συμβαίνει η διεργασία της πρόσφυσης (accretion).

4.4.3. Καταιγίδες των Μέσων Γεωγραφικών Πλατών (Δυναμικές Μετωπικές Καταιγίδες)

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη το μεγαλύτερο ποσό βροχόπτωσης σχετίζεται με τα βαρομετρικά χαμηλά και με τα μετωπικά συστήματα, τα οποία είναι κυρίως υπεύθυνα για τη δημιουργία ραγδαίων καταιγίδων. Τα συγκεκριμένα συστήματα φαίνεται ότι επηρεάζονται από την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, την αισθητή και τη λανθάνουσα ροή θερμότητας, ιδιαίτερα πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες, καθώς και από τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Στο [Σχήμα 4.20](#) παρουσιάζεται σχηματικά ιδεατό μοντέλο βαρομετρικού χαμηλού σε τρία στάδια ανάπτυξης, ενώ στο [Σχήμα 4.21](#) παρουσιάζονται οι κινήσεις του αέρα και η κατανομή των νεφών σε κυκλωνικό σύστημα μέσων γεωγραφικών πλατών. Μπροστά από το θερμό μέτωπο σχηματίζονται, όπως προαναφέρθηκε, εκτεταμένα στρωματόμορφα νέφη, καθώς ο αέρας στον θερμό τομέα αναρριχάται πάνω από τον ψυχρό και πυκνό αέρα. Η συγκεκριμένη κίνηση του αέρα δημιουργεί εκτεταμένες και σχεδόν ομοιόμορφες βροχοπτώσεις, που παρουσιάζουν μέγιστη τιμή με το πέρασμα του μετώπου. Το ψυχρό μέτωπο ακολουθείται, συνήθως, από καλά οργανωμένο νεφικό σύστημα. Ανάλογα με την κλίση του μετώπου, καθώς ο ψυχρός αέρας εισχωρεί κάτω από τον θερμό, εμφανίζονται κατά κύριο λόγο νέφη ανοδικής μεταφοράς (cumulonimbus, altocumulus). Συνήθως, οι ισχυρές καταιγίδες παρουσιάζονται ακριβώς μπροστά και πάνω από τη «μύτη» του ψυχρού μετώπου. Στη περίπτωση που ο θερμός ανερχόμενος αέρας είναι ξηρός, τότε αναπτύσσονται κυρίως στρωματόμορφα νέφη (πχ. μελανοστρώματα/nimbostratus) και είναι πολύ πιθανό να αναπτυχθεί και ομίχλη στις περιοχές με νετό.

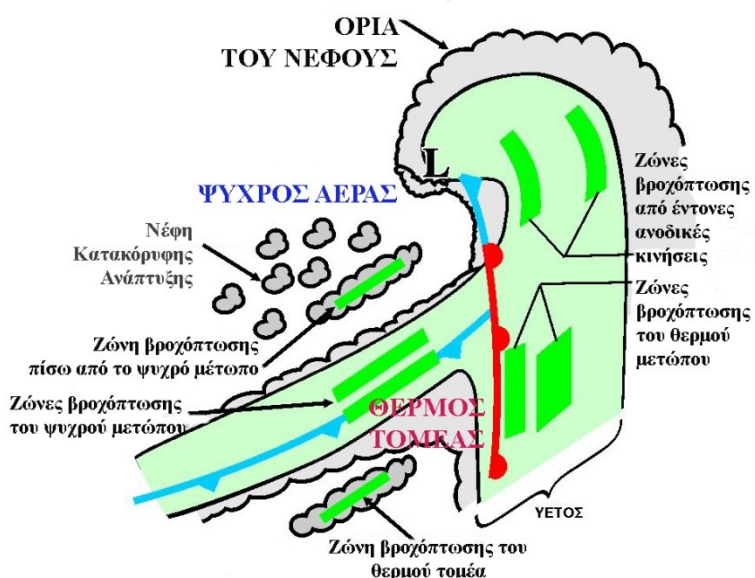


Σχήμα 4.20 Σχηματική αναπαράσταση τεσσάρων σταδίων του κύκλου ζωής ενός κυκλώνα, σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο του “πολικού μετώπου”. (Άνω μέρος) αναπαριστώνται οι ισοβαρείς της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας και τα μέτωπα. Το σκιασμένο τμήμα υπονοεί τις περιοχές όπου υπάρχουν κατακρημνίσματα. (Κάτω μέρος) ισόθερμες (μαύρες γραμμές) και ροή του αέρα (έγχρωμα βέλη) σε σχέση με το κινούμενο κέντρο του κυκλώνα (κόκκινη τελεία). Τα κόκκινα βέλη παρουσιάζουν τη ροή στον θερμό τομέα, ενώ τα μπλε βέλη τη ροή της ψυχρής αέρας μάζας (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey](#)).



Σχήμα 4.21 Ιδεατή κατακόρυφη τομή ενός κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών (Μαυροματίδης, 2003).

Οι τύποι ζωνών βροχόπτωσης, που σχετίζονται με τα μέτωπα σε τυπικό κυκλώνα μέσων γεωγραφικών πλατών (στο οριζόντιο επίπεδο), καταγράφονται στο [Σχήμα 4.22](#). Οι συγκεκριμένες ζώνες έχουν προσδιορισθεί από μελέτες, που έγιναν κατά καιρούς, με δεδομένα τηλεπισκόπισης και πτήσεων αεροσκαφών. Οι ζώνες βροχόπτωσης του θερμού μετώπου εκτείνονται παράλληλα στο θερμό μέτωπο, όπου υπάρχει ένα εκτεταμένο καθ' ύψος στρώμα θερμού και υγρού αέρα. Οι ζώνες του ψυχρού μετώπου είναι δύο ειδών. Υπάρχουν εκτεταμένες ζώνες βροχόπτωσης (πλάτος 50 km), που εκτείνονται παράλληλα στο ψυχρό μέτωπο και εντοπίζονται πίσω από αυτό, ενώ οι ζώνες μικρότερου πλάτους (5 km) βρίσκονται πολύ κοντά στο ψυχρό μέτωπο και οφείλονται σε έντονη σύγκλιση. Υπάρχουν, βέβαια, και οι ζώνες του θερμού τομέα με πλάτος της τάξης των 50 km που καταλαμβάνουν την περιοχή μπροστά και παράλληλα στο ψυχρό μέτωπο και ζώνες που βρίσκονται πίσω από το μέτωπο. Σε ένα τυπικό συνεσφιγμένο μέτωπο, τα δύο κύρια νεφικά συστήματα συγχωνεύονται σε ένα απλό. Το μεγαλύτερο μέρος της βροχόπτωσης, που οφείλεται σε καταιγίδες αυτού του τύπου, συγκεντρώνεται σε μέσης κλίμακας ζώνες βροχόπτωσης, που έχουν τυπική έκταση 10^3 - 10^4 km² και χρόνο ζωής μερικές ώρες. Η πιο έντονη βροχόπτωση, μέσα στη ζώνη, εντοπίζεται σε περιοχές, που περιέχουν αρκετά ξεχωριστά κύτταρα ανοδικής μεταφοράς.



Σχήμα 4.22 Σχηματική αναπαράσταση της μορφής των νεφών και της βροχόπτωσης, που οφείλονται σε έναν ώριμο κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών (τροποποίηση από [Matejka et al., 1980](#)).

4.4.4. Επίδραση της Τοπογραφίας στην Ανάπτυξη Κατακρημνισμάτων (Δυναμικές Ορεογραφικές Καταιγίδες)

Όταν ένα ρεύμα αέρα συναντήσει ένα εμπόδιο από την τοπογραφία, όπως για παράδειγμα έναν ορεινό όγκο, τότε αναγκάζεται να κινηθεί προς τα πάνω. Καθώς ο αέρας αναρριχάται στις πλαγιές του όρους εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Οι παραγόμενες κατακόρυφες ταχύτητες του αέρα εξαρτώνται από την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου και αποκτούν εντάσεις μέχρι 10 ms^{-1} . Πολλές φορές, λόγω διατάραξης της ροής του αέρα πάνω από το όρος, ο υγρός αέρας ξεπερνά το επίπεδο συμπύκνωσης (LCL) και σχηματίζεται νέφωση ([Μαυροματίδης, 2003](#)). Ο ακριβής τύπος του νέφους, που σχηματίζεται, εξαρτάται από την ποσότητα της υγρασίας της αέριας μάζας και την κατάσταση ευστάθειας της ατμόσφαιρας.

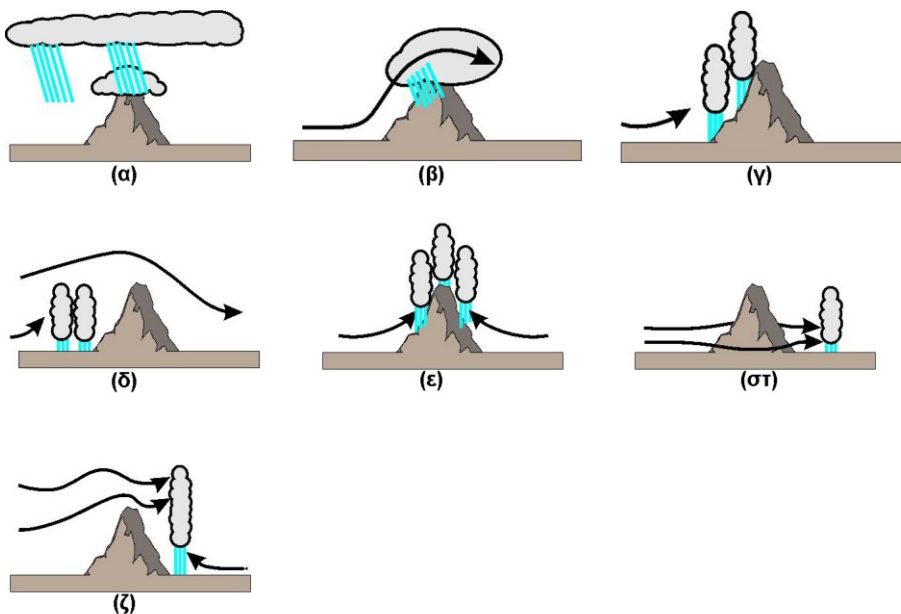
Το πρώτο κύμα στις ρευματογραμμές σχηματίζεται πάνω από τον ορεινό όγκο, ονομάζεται ορεογραφικό κύμα και παράγει τα ορεογραφικά νέφη. Η περιεκτικότητα σε νερό ενός τέτοιου νέφους φθάνει τη μέγιστη τιμή της στην προσήνεμη πλαγιά του όρους, ενώ η περιεκτικότητα σε πάγο, αν η θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή, φθάνει το μέγιστο στην κορυφή. Η κορυφή του νέφους στην προσήνεμη πλευρά του όρους βρίσκεται χαμηλότερα απ' ό,τι στην υπήνεμη, διότι η βροχή στην προσήνεμη πλευρά αφαιρεί νερό από τον αέρα, ενώ στην υπήνεμη πλευρά τα νέφη δίνουν κατακρημνίσματα, καθώς κινείται ο αέρας προς τα κάτω. Τα ορεογραφικά νέφη μπορεί, κατά περίπτωση, να είναι εκτεταμένα και πολύ σημαντικά σε περιοχές όπου εκτείνονται οροσειρές. Εάν οι συνθήκες είναι κατάλληλες, τότε μπορεί να υπάρξει διατάραξη της ροής του αέρα στην υπήνεμη πλευρά του όρους. Στην περίπτωση αυτή δημιουργείται μια σειρά από κύματα Lee, λόγω των οποίων μορφοποιούνται σύννεφα, σε διάφορα επίπεδα, ανάλογα με την υγρασία του αέρα, που είναι γνωστά σαν σύννεφα Lee. Νεώτερες θεωρίες ερμηνεύουν τα ορεογραφικά κύματα Lee σαν ταλαντώσεις, που έχουν προκληθεί σε ευσταθή στρωματομόρφη ατμόσφαιρα.

Η κλασική θεώρηση για την ανάπτυξη νεφών και καταιγίδων λόγω της ορεογραφίας βασίζεται στην ψύξη του αέρα, καθώς ρέει ανοδικά πάνω από τα βουνά, με επακόλουθο τη συμπύκνωση των υδρατμών και τελικά τη βροχόπτωση. Αυτός ο μηχανισμός είναι γνωστός σαν μηχανισμός «ομαλής αναρρίχησης» (smooth forced ascent). Βέβαια, υπάρχουν κάποια προβλήματα σχετικά με τον προαναφερόμενο μηχανισμό, καθώς ο συνολικός χρόνος που απαιτείται για να σχηματισθούν κατακρημνίσματα είναι αρκετές φορές μεγαλύτερος από αυτόν που απαιτείται για να ξεπεράσει ο αέρας τη συνολική έκταση του ορεινού όγκου. Σαν μια πιθανή λύση του προβλήματος έχει προταθεί ο μηχανισμός «seeder-feeder». Σύμφωνα με αυτό το μηχανισμό, τα ανώτερα στρώματα του νέφους τροφοδοτούν τα κατώτερα με σωματίδια πάγου, βοηθώντας, έτσι, στην ταχύτερη ανάπτυξη των κατακρημνισμάτων.

Στο [Σχήμα 4.23](#) συνοψίζονται οι μηχανισμοί με τους οποίους αναπτύσσονται ορεογραφικά νέφη, που προκαλούν κατακρημνίσματα. Συνοπτικά οι μηχανισμοί αυτοί περιγράφονται ως εξής ([Houze, 1993](#)):

- Μηχανισμός seeder-feeder: Προτάθηκε από τον [Bergeron \(1950, 1968\)](#) για να εξηγήσει τον εμπλουτισμό των κατακρημνισμάτων πάνω από μικρούς λόφους. Βρήκε ευρεία αποδοχή και θεωρείται πολύ σημαντικός μηχανισμός για τη βροχόπτωση από στρωματομόρφα νέφη. Με βάση τον συγκεκριμένο μηχανισμό τα κατακρημνίσματα από ένα νέφος, που βρίσκεται ψηλά, μπορούν να εμπλουτισθούν, καθώς περνούν μέσα από ένα νέφος που βρίσκεται σε χαμηλότερο επίπεδο. Το νέφος τροφοδότης μπορεί να είναι ένα νέφος stratus ή cumulus, το οποίο ενδεχομένως από μόνο του να μην προκαλούσε βροχόπτωση.
- Συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης αερίων μαζών: Καθώς ο αέρας αναρριχάται στις πλαγιές του όρους, εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία, τότε μπορεί να επέλθει συμπύκνωση των υδρατμών μέσα στο οριακό στρώμα και να σχηματισθούν νέφη εκτεταμένα καθ' ύψος.
- Ανοδική μεταφορά (convection) λόγω της ορεογραφίας: Κάθε κίνηση του αέρα προς τα πάνω, ακολουθώντας την κλίση του όρους, μπορεί να προκαλέσει σύγκλιση και ανοδική μεταφορά, αν ο αέρας είναι αρκετά υγρός και ασταθής (upslope convection). Μερικές φορές, επειδή η ροή του αέρα πάνω από ανώμαλη επιφάνεια γίνεται σύνθετη, ο αέρας αναρριχάται σε μεγάλα ύψη για μια αξιοσημείωτη απόσταση κινούμενος αντίθετα από την κλίση του βουνού (upstream convection).

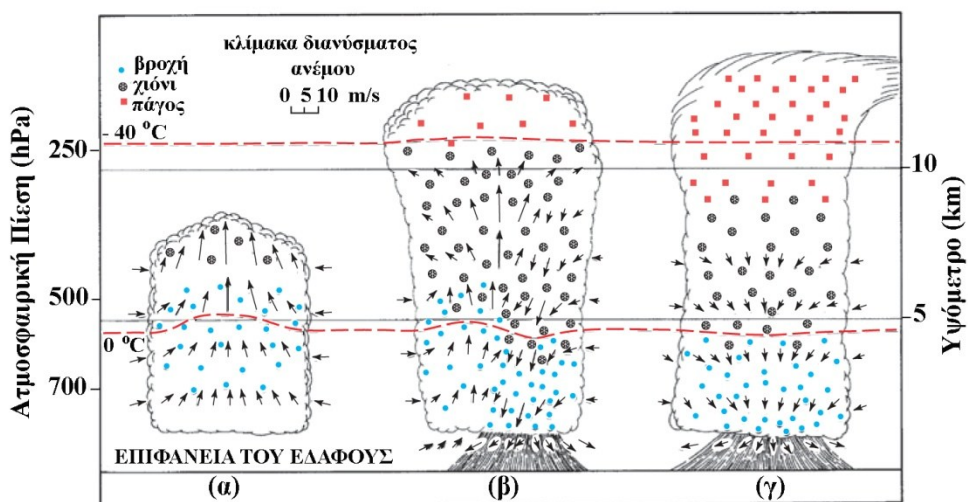
- Ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης: Η θέρμανση των πλαγιών από τον Ήλιο προκαλεί ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση στην κορυφή του βουνού.
- Ανοδική μεταφορά (convection) στην υπήνεμη πλευρά του όρους: Η ροή του αέρα γύρω από ένα απομονωμένο βουνό έχει ως συνέπεια την εμφάνιση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του βουνού.
- Ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους: Πολλές φορές έντονη ανοδική μεταφορά, που προκαλείται στην προσήνεμη πλευρά, ενισχύεται στην υπήνεμη. Αυτή η ενίσχυση οφείλεται, αφενός, σε ανοδική κίνηση του αέρα στα μεσαία στρώματα της ατμόσφαιρας συνδεδεμένη με κατακόρυφα διαδιδόμενο κύμα που προκαλείται από τη ροή επάνω από το βουνό, και αφετέρου, σε θέρμανση των χαμηλών στρωμάτων στην υπήνεμη πλευρά που προκαλεί ανοδικές κινήσεις.



Σχήμα 4.23 Μηχανισμοί ανάπτυξης βροχοπτώσεων από την ορειογραφία. α) μηχανισμός seeder-feeder, β) συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης των αερίων μαζών, γ) σύγκλιση και ανοδική μεταφορά ακολουθώντας την κλίση του όρους (upslope convection), δ) αναρρίχηση του αέρα αντίθετα από την κλίση του όρους (upstream convection), ε) ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης, στ) πρόκληση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους και ζ) ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους (αναδημοσίευση από [Μαυροματίδης, 2003](#)).

4.4.5. Καταιγίδες Αέριας Μάζας

Οι συγκεκριμένες καταιγίδες συναντώνται σε περιοχές που καλύπτονται από σχετικά θερμές και υγρές αέριες μάζες, όπως οι περιοχές των τροπικών. Εμφανίζονται, επίσης, σε μέσα γεωγραφικά πλάτη λόγω της μεταφοράς θερμών τροπικών αερίων μαζών (mT), κυρίως κατά τη θερινή περίοδο. Τα νέφη, που αναπτύσσονται, είναι νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumulus ή cumulonimbus) που δίνουν σημαντικές βροχοπτώσεις. Με βάση αρχικές θεωρήσεις το κύτταρο αποτελεί θεμελιώδη δομική μονάδα ενός νέφους cumulonimbus ([Byers and Braham, 1949](#)). Ένα τυπικό κύτταρο μιας καταιγίδας αέριας μάζας εξελίσσεται σε τρία στάδια: το στάδιο της ανάπτυξης, το στάδιο της ωρίμανσης και το στάδιο της διάλυσης ([Σχήμα 4.24](#)).



Σχήμα 4.24 Σχηματική αναπαράσταση ενός τυπικού κυττάρου μιας καταιγίδας αέριας μάζας στα τρία στάδια του κύκλου ζωής του: α) το στάδιο της ανάπτυξης, β) το στάδιο της ωρίμανσης και γ) το στάδιο της διάλυσης (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey](#)).

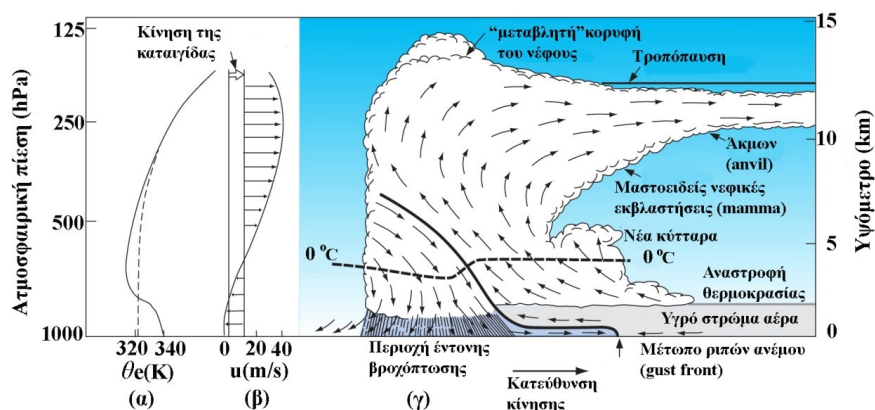
Στο στάδιο της ανάπτυξης του κυττάρου, μέσα στο σύννεφο, επικρατεί ένα ανοδικό ρεύμα θερμού και υγρού αέρα. Οι κατακόρυφες ταχύτητες μέσα στο νέφος αυξάνονται γρήγορα με το ύψος και ταυτόχρονα υπάρχει μεγάλη ανάμειξη με τον αέρα που περιβάλλει την καταιγίδα. Η κορυφή του νέφους κινείται ανοδικά με ταχύτητες της τάξης των 10 ms^{-1} . Λόγω των μεγάλων κατακόρυφων ταχυτήτων είναι πολύ συνηθισμένο να υπάρχουν υπέρηκτες υδροσταγόνες πάνω από το σημείο τήξης του νερού. Στο στάδιο της ωρίμανσης επικρατεί έντονη καθοδική κυκλοφορία που συμπίπτει με την περιοχή της έντονης βροχόπτωσης. Η συγκεκριμένη καθοδική κίνηση οφείλεται, κυρίως, στην ισχυρή βροχόπτωση και στον ξηρό και σχετικά ψυχρότερο αέρα από το περιβάλλον, που εισχωρεί στην περιοχή της καθοδικής κυκλοφορίας. Λόγω της εξάτμισης ενός μέρους των κατακρημνισμάτων ο αέρας ψύχεται, ενισχύοντας το καθοδικό ρεύμα. Στην περιοχή του νέφους, όπου επικρατούν ανοδικές κινήσεις, εντοπίζονται υπέρηκτες σταγόνες σε αρκετό ύψος πάνω από το επίπεδο των 0°C , ενώ στην περιοχή όπου επικρατεί καθοδική κυκλοφορία συναντώνται νιφάδες χιονιού ή ακόμη και χαλαζόκοκκοι. Οι ανοδικές κινήσεις παρουσιάζουν ένα μέγιστο στο κέντρο της καταιγίδας και η κορυφή της μπορεί να φθάσει και μέχρι τα όρια της τροπόπαυσης. Τέλος, στο στάδιο της διάλυσης, η βροχόπτωση είναι εντονότερη μέσα στο σύννεφο και τα καθοδικά ρεύματα ενισχύονται και καταλαμβάνουν σχεδόν ολοκληρωτικά την περιοχή της καταιγίδας. Έτσι, το σύστημα αποκόπτεται από το υγρό και θερμό οριακό στρώμα, που αποτελεί την πηγή τροφοδοσίας του. Εάν δεν υπάρχει κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου το σύστημα δεν μπορεί να αυτοσυντηρηθεί και διαλύεται. Συνήθως, οι καταιγίδες αυτού του είδους έχουν μικρή διάρκεια ζωής και σπάνια προκαλούν ισχυρούς ανέμους ή χαλάζι.

4.4.6. Καταστροφικές Καταιγίδες

Οι περισσότερες από τις καταστροφικές καταιγίδες, που προκαλούν πλημμύρες, χαλαζόπτωση, και ισχυρούς ανέμους, αναπτύσσονται σε ασταθές περιβάλλον με απότομες μεταβολές του ανέμου με το ύψος. Σε ένα τέτοιο περιβάλλον η καταιγίδα αναπτύσσεται πολύ γρήγορα και παραμένει για μεγάλο χρονικό διάστημα στο στάδιο της ωρίμανσης, γιατί τα καθοδικά ρεύματα παραμένουν στο πίσω μέρος της καταιγίδας και δεν αποκόπτονται το μηχανισμό τροφοδοσίας της, που είναι τα ανοδικά ρεύματα μπροστά από αυτήν. Γενικά, οι καταιγίδες αυτού του τύπου παρουσιάζουν διάφορους τύπους οργάνωσης και καταλαμβάνουν μεγαλύτερες εκτάσεις από αυτές που καταλαμβάνουν οι καταιγίδες αερίων μαζών. Χαρακτηριστικός τύπος καταστροφικής καταιγίδας, που εμφανίζεται αρκετά συχνά, είναι οι γραμμές λαίλαπος ή γραμμές αστάθειας (squall lines).

Οι γραμμές λαίλαπος συχνά συνοδεύονται από καταστροφικές καταιγίδες με θυελλώδεις επιφανειακούς ανέμους, ακόμη και από κυκλώνες. Είναι χαρακτηριστικοί τύποι καταιγίδας σε ηπειρωτικές περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών, στη Δυτική Αφρική και σε περιοχές νότια της Σαχάρας. Η οργάνωση μιας τέτοιας καταιγίδας φαίνεται σχηματικά στο [Σχήμα 4.25](#). Ονομάστηκαν έτσι γιατί πολλές

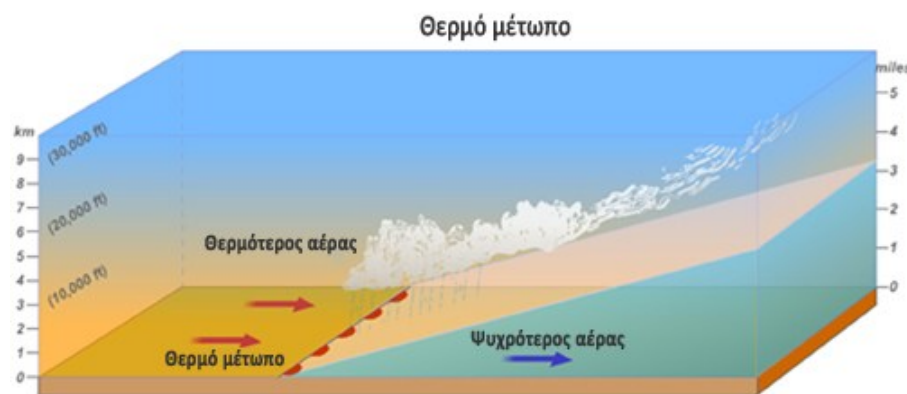
φορές τα κύτταρα ενός νέφους cumulonimbus είναι διευθετημένα σε μεγάλες γραμμές και πάρα πολύ κοντά το ένα με το άλλο, έτσι ώστε να δίνεται η εντύπωση μιας κινούμενης γραμμικής καταιγίδας (συχνά με σημαντική έκταση κατά πλάτος).



Σχήμα 4.25 Σχηματική απεικόνιση μιας τυπικής γραμμής λαίλαπος, καθώς κινείται από τα αριστερά προς τα δεξιά. α) Κατακόρυφη τομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας μπροστά από την καταιγίδα (συνεχής γραμμή) και πίσω από την καταιγίδα (διακεκομμένη γραμμή), β) κατακόρυφο προφίλ της συνιστώσας του ανέμου κατά τη διεύθυνση κίνησης της καταιγίδας και γ) νέφωση και σχετική κίνηση των αερίων μαζών (τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science - An Introductory Survey](#)).

4.5. Εργαστηριακή Εφαρμογή (Μέτωπα και Θερμική Μεταφορά)

Μέτωπα ορίζονται οι διαχωριστικές επιφάνειες μεταξύ δύο αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Σε ένα θερμό μέτωπο μία σχετικά θερμότερη αέρια μάζα αντικαθιστά μία ψυχρότερη, ενώ σε ένα ψυχρό μέτωπο μία ψυχρότερη αέρια μάζα αντικαθιστά μία θερμότερη.



Σχήμα 4.26 Κατακόρυφη τομή θερμής μετωπικής επιφάνειας. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση ενός θερμού μετώπου σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγραμματος).

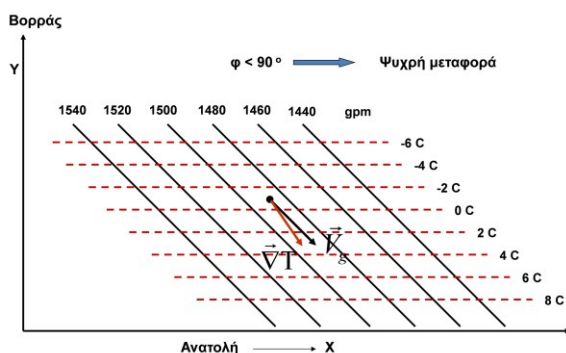


Σχήμα 4.27 Κατακόρυφη τομή ψυχρής μετωπικής επιφάνειας. Επιλέξτε πάνω στο σχήμα για να δείτε διαδραστικά την κίνηση ενός ψυχρού μετώπου σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).

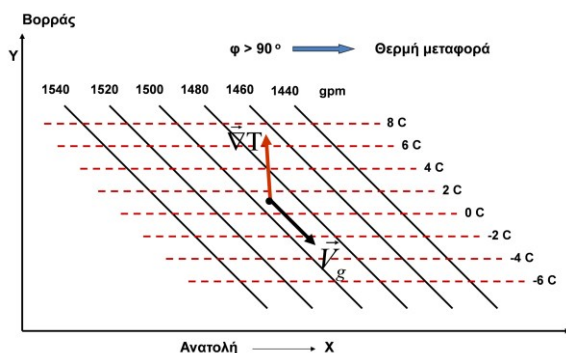
Η θερμική μεταφορά (M) αποτελεί ένδειξη για την επικείμενη μεταβολή της θερμοκρασίας σε μία περιοχή και ορίζεται από τη σχέση (4.1). Προκύπτει από τον γεωστροφικό άνεμο στα 850 hPa (V_g), το ανάδελτα της θερμοκρασίας (∇T) και το συνημίτονο της μεταξύ τους γωνίας (ϕ). Η μεταφορά εκφράζεται σε μονάδες $K s^{-1}$.

$$M = -\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} T = -|\vec{V}_g| |\vec{\nabla} T| \cos(\phi) \quad (4.1)$$

- Όταν $\phi < 90^\circ$ τότε $M < 0$ και επικρατεί ψυχρή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία θα μειωθεί σε μία περιοχή το επόμενο χρονικό διάστημα (Σχήμα 4.28).
- Όταν $\phi > 90^\circ$ τότε $M > 0$ και επικρατεί θερμή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία θα αυξηθεί σε μία περιοχή το επόμενο χρονικό διάστημα (Σχήμα 4.29).
- Όταν $\phi = 90^\circ$ τότε $M = 0$.
- Η θερμική μεταφορά εξετάζεται στους χάρτες ισοϋψών που χαράζονται στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa, διότι (α) η ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa βρίσκεται περίπου σε ύψος 1500 μέτρων, όπου οι άνεμοι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη είναι με πολύ καλή προσέγγιση γεωστροφικοί και (β) Είναι αρκετά κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, έτσι ώστε η θερμοκρασία της σε συνοπτική κλίμακα ($500 \times 500 \text{ km}^2$ τουλάχιστον) επιδρά άμεσα στη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια, ενώ δεν επηρεάζεται από τις μικροκλιματικές θερμοκρασιακές μεταβολές κοντά στο έδαφος, που εκτείνονται το πολύ σε ύψος λίγων εκατοντάδων μέτρων.

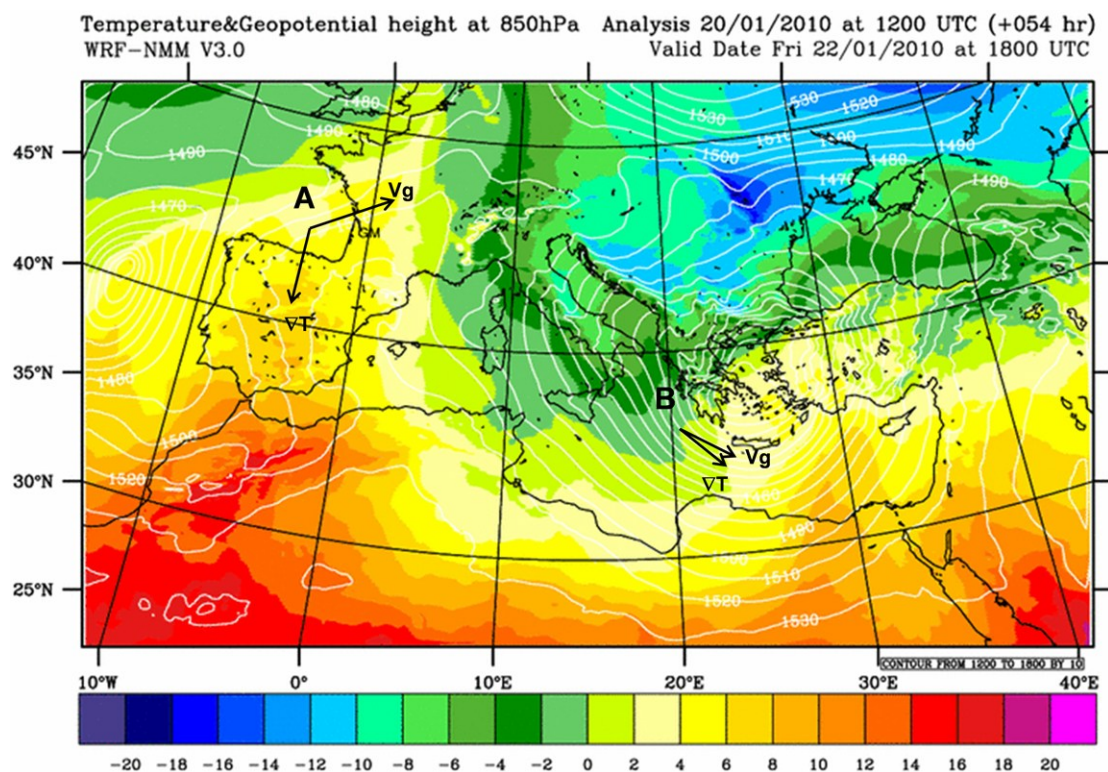


Σχήμα 4.28 Ιδεατή κατανομή γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς γραμμές) και ισόθερμων σε $^\circ C$ (διακεκομμένες γραμμές) σε περίπτωση ψυχρής μεταφοράς.



Σχήμα 4.29 Ιδεατή κατανομή γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς γραμμές) και ισόθερμων σε °C (διακεκομμένες γραμμές) σε περίπτωση θερμής μεταφοράς.

Στο [Σχήμα 4.30](#) αποτυπώνεται η κατανομή γεωδυναμικών υψών στα 850 hPa (λευκές καμπύλες) και ισόθερμων καμπύλων (με χρώμα που αντιστοιχεί στην παλέτα). Στο σημείο Α επικρατεί θερμή μεταφορά, γιατί η σχετική γωνία των διανυσμάτων του γεωστροφικού ανέμου (V_g) και του ανάδελτα της θερμοκρασίας (VT) είναι μεγαλύτερη των 90° . Το διάνυσμα του γεωστροφικού ανέμου χαράσσεται παράλληλα προς τις ισοϋψείς έχοντας δεξιά του τα μεγάλα ύψη (νόμος Buys Ballot), ενώ το διάνυσμα μεταβολής της θερμοκρασίας κάθετα στις ισόθερμες προς την κατεύθυνση που αυξάνει η θερμοκρασία. Αντίστοιχα, στο σημείο Β επικρατεί ψυχρή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία στη συγκεκριμένη περιοχή αναμένεται να μειωθεί τις επόμενες ώρες.



Σχήμα 4.30 Χάρτης κατανομής γεωδυναμικών υψών (gpm) στα 850 hPa (συνεχείς λευκές γραμμές) και ισόθερμων σε °C (με χρώμα που αντιστοιχεί στην παλέτα) για την Παρασκευή 22/1/2010 στις 18:00 UTC. Ο χάρτης αποτελεί προγνωστικό προϊόν από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF-HUA που εκτελείται καθημερινά στο Τμήμα Γεωγραφίας του ΧΠΑ (<http://meteoclima.gr>).

Βιβλιογραφία/Αναφορές

- Ahrens C. D. (2006). *Meteorology Today*, Brooks Cole; 8th edition (February 17, 2006), ISBN-13: 978-0-8400-5308-4.
- Bergeron, T. (1950). Über den Mechanismus der ausgiebigen Niederschläge. *Ber. Deut. Wetterd.*, 12, 225-232.
- Bergeron, T. (1968). On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Proceedings, International Cloud Physics Conference*, Toronto.
- Byers, H. R. and Braham, R. R. (1949). *The Thunderstorm*. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., 287 pp.
- Cotton, W. R., and R. A. Anthes (1989). *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., San Diego, California, ISBN: 0-12-192531-5.
- Farley, R. D., and C. S. Chen (1975). A detailed microphysical simulation of hygroscopic seeding on the warm rain process. *J. Appl. Meteorol.*, 14, 718-733.
- Holton J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press; 4th edition, ISBN-13: 978-0123540157.
- Houze, A. R., Jr. (1993). *Cloud Dynamics*. Academic Press, Inc., International Geophysical Series, Vol. 53, ISBN: 0-12-356881-1.
- International Cloud Atlas, 1956: *World Meteorological Organization*, Volume I.
- Johnson, D. B. (1993). The onset of effective coalescence growth in convective clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 925-933.
- Langmuir, I. (1948). The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. *J. Meteorol.*, 5, 175-192.
- Matejka, T. J., R. A. Houze, and P. V. Hobbs (1980). Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106, 29-56.
- Μαυροματίδης Η., 2003: *Αλληλεπίδραση Ευρείας – Μέσης Κλίμακας Ατμοσφαιρικών Φαινομένων και η Δημιουργία Αντίστοιχων Νεφικών Σχηματισμών*, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Pruppacher, R., H and J. D. Klett (1997). *Microphysics of clouds and precipitation* (Second revised and enlarged edition). Kluwer Academic Publishers, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Vol. 18, ISBN: 0-7923-4211-9.
- Wallace J.M., and P.V. Hobbs (2006) *Atmospheric Science. An Introductory Survey*, Academic Press, Elsevier, ISBN 13: 978-0-12-732951-2.

Κριτήρια αξιολόγησης με απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Τι ονομάζεται αέρια μάζα;

Απάντηση/Λύση

Αέρια μάζα θεωρείται ένα τμήμα του ατμοσφαιρικού αέρα που καλύπτει μεγάλη γεωγραφική έκταση. Η διάμετρος μιας αέριας μάζας μπορεί να ξεπεράσει και τα 1500 km, ενώ το πάχος της μπορεί να φθάσει μέχρι και την Τροπόπαυση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά σε ότι αφορά κυρίως την

υγρασία και τη θερμοκρασία σε οποιαδήποτε οριζόντια διεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Καθώς, όμως, καλύπτουν εκτάσεις πολλών χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων, μια τέτοια ομοιομορφία δεν μπορεί να είναι απόλυτη και επομένως αναμένονται μικρές τουλάχιστον διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία και στην ποσότητα των υδρατμών σε ίδια ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Ποια πρέπει είναι τα χαρακτηριστικά μιας περιοχής για να θεωρείται «καλή πηγή» αερίων μαζών;

Απάντηση/Λύση

Καλές πηγές θεωρούνται οι εκτεταμένες και περίπου επίπεδες περιοχές με ασθενείς ανέμους επιφανείας, πάνω από τις οποίες διατηρούνται σταθερές η θερμοκρασία και η υγρασία για μεγάλο χρονικό διάστημα. Με αυτές τις συνθήκες μια υπερκείμενη μάζα αέρα μπορεί να αναπτύξει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά. Όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα που παραμένει ο αέρας πάνω από μία περιοχή τόσο οι ιδιότητές του πλησιάζουν στις ιδιότητες του υποκείμενου εδάφους. Με βάση τα παραπάνω, ιδανικές πηγές αερίων μαζών είναι κατά τον χειμώνα οι αρκτικές περιοχές και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού οι περιοχές των υποτροπικών αντικυκλώνων και οι μεγάλες έρημοι.

Κριτήριο αξιολόγησης 3

Ποια είναι τα κύρια χαρακτηριστικά των βασικών τύπων αερίων μαζών;

Απάντηση/Λύση

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους και τη διαδρομή τους. Έτσι, μια αέρια μάζα μπορεί να χαρακτηριστεί, σε σχέση με την περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε, ως: Τροπική, Ισημερινή, Πολική ή Αρκτική. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους πόλους συμβολίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που σχηματίστηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Εάν η πηγή βρίσκεται σε μια ηπειρωτική περιοχή, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental – ηπειρωτική) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η πηγή της αέριας μάζας είναι μια θαλάσσια περιοχή, τότε η αέρια μάζα θα είναι υγρή – τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα – και το γράμμα m (maritime–θαλάσσια) προηγείται του P ή του T.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Περιγράψτε τα βασικά χαρακτηριστικά των ψυχρών, θερμών και συνεσφιγμένων μετώπων.

Απάντηση/Λύση

Ψυχρό μέτωπο είναι η τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους. Οι ψυχρές μετωπικές επιφάνειες σχηματίζονται όταν δύο αέριες μάζες (ψυχρή και θερμή) βρίσκονται σε επαφή και κινούνται έτσι, ώστε η θερμή αέρια μάζα να προηγείται της ψυχρής. Μεταξύ των δύο πλευρών του μετώπου υπάρχει μεγάλη διαφοροποίηση στη θερμοκρασία του αέρα και στο σημείο δρόσου. Υπάρχει επίσης μετατόπιση στη διεύθυνση των ανέμων επιφανείας, οι οποίοι πνέουν από νοτιοδυτικές διευθύνσεις μπροστά στο μέτωπο και από βορειοδυτικές πίσω από αυτό. Γενικά, προτού πλησιάσει το ψυχρό μέτωπο, οι άνεμοι είναι νότιοι ή νοτιοδυτικοί ασθενείς που μεταπίπτουν σε βόρειους – βορειοδυτικούς με το πέρασμά του. Μπροστά από το ψυχρό μέτωπο η πίεση ελαττώνεται και παίρνει την ελάχιστη τιμή της, συνήθως, μόλις το μέτωπο περάσει από τον σταθμό μέτρησης, ενώ παρουσιάζει απότομη αύξηση κατά τη διάβαση του μετώπου.

Σε αναλογία με τα ψυχρά μέτωπα, όταν δύο αέριες μάζες (που βρίσκονται σε επαφή) κινούνται με τέτοιο τρόπο ώστε η θερμή μάζα να ακολουθεί την ψυχρή, τότε η επιφάνεια που τις χωρίζει ονομάζεται θερμή μετωπική επιφάνεια και η τομή της με το έδαφος είναι το θερμό μέτωπο. Στο θερμό μέτωπο ο ελαφρύτερος θερμός αέρας που ακολουθεί, καθώς κινείται γρηγορότερα από την ψυχρή αέρια μάζα, ολισθαίνει πάνω από αυτή κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας. Παράλληλα, καθώς ο ψυχρός αέρας υποχωρεί, το θερμό μέτωπο προωθείται με αργούς ρυθμούς. Η μέση ταχύτητα ενός θερμού μετώπου είναι περίπου 10 κόμβοι (η μισή από

ένα ψυχρό μέτωπο). Αυτή η ολίσθηση του θερμού αέρα πάνω από τον ψυχρό έχει σαν συνέπεια την αδιαβατική εκτόνωση της θερμής αέρας μάζας και επομένως, εφόσον υπάρχει αρκετή ποσότητα υδρατμών, τον σχηματισμό εκτεταμένου συστήματος νεφών, που μπορεί να εκτείνεται μέχρι και 1500 km εμπρός από τη θέση του μετώπου.

Όταν ένα ψυχρό μέτωπο, το οποίο κινείται γρηγορότερα από ένα προπορευόμενο θερμό, συναντήσει ή προσπεράσει το θερμό μέτωπο, τότε ο θερμός αέρας εγκλωβίζεται και εκτοπίζεται προς τα πάνω. Στην συγκεκριμένη περίπτωση τα δύο μέτωπα αποτελούν ένα ενιαίο μέτωπο, το οποίο λέγεται συνεσφιγμένο, ή, απλούστερα, σύσφιξη. Ένα συνεσφιγμένο μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά της ψυχρής σύσφιξης στην περίπτωση που ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι ψυχρότερος από τον ψυχρό του θερμού μετώπου. Τότε το συνεσφιγμένο μέτωπο φέρει τα χαρακτηριστικά ενός ψυχρού μετώπου. Στην περίπτωση αυτή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου παραμένει στο έδαφος και ξεπερνάει γρήγορα το θερμό μέτωπο. Σε αντίθετη περίπτωση, αν δηλαδή ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι θερμότερος από τον ψυχρό αέρα του θερμού μετώπου, η σύσφιξη καλείται θερμή και το μέτωπο έχει τα χαρακτηριστικά ενός θερμού μετώπου, το οποίο παραμένει στο έδαφος, αφού ο ψυχρός αέρας του είναι πιο κρύος (και άρα πιο βαρύν) από τον ψυχρό αέρα του αρχικού ψυχρού μετώπου. Με την προσέγγιση ενός τέτοιου μετώπου σε μία περιοχή τα καιρικά φαινόμενα μοιάζουν με αυτά ενός θερμού μετώπου (καθώς το θερμό προηγείται). Δηλαδή, ελαττώνεται η ατμοσφαιρική πίεση και αναπτύσσεται μέση και χαμηλή νέφωση που δίνει ασθενή υετό. Με το πέρασμα όμως του μετώπου ο καιρός γίνεται παρόμοιος με αυτόν του ψυχρού μετώπου και οι βροχές γίνονται εξαιρετικά έντονες. Τα πιο έντονα καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται εκεί που το ψυχρό μέτωπο συναντά το θερμό, διότι στο συγκεκριμένο σημείο εστιάζονται οι μεγαλύτερες διαφορές στην θερμοκρασία και την υγρασία

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Να περιγραφούν τα στάδια ανάπτυξης μίας ύφεσης μέσω γεωγραφικών πλατών με βάση τη θεωρία του πολικού μετώπου.

Απάντηση/Λύση

Στην αρχική φάση εντοπίζεται ένα στάσιμο μέτωπο, δηλαδή μία επιφάνεια ασυνέχειας ανάμεσα σε δύο αέριες μάζες, που παρουσιάζουν μια σχετική κίνηση μεταξύ τους. Βόρεια και παράλληλα του μετώπου ψυχρές πολικές αέριες μάζες κινούνται προς τα δυτικά (ανατολικοί άνεμοι), ενώ νότια κινούνται προς τα ανατολικά (δυτικοί άνεμοι) θερμές θαλάσσιες τροπικές αέριες μάζες. Υπό ευνοϊκές συνθήκες η επιφάνεια ασυνέχειας μπορεί να υποστεί μια διαταραχή και να εμφανίσει έναν ελαφρύ κυματισμό. Το κύμα που δημιουργείται ονομάζεται μετωπικό κύμα. Εάν συμβεί ο κυματισμός να είναι ασταθής, τότε επεκτείνεται και συνοδεύεται με τη δημιουργία μιας μετωπικής ύφεσης σε πρώιμο στάδιο ανάπτυξης. Κατευθυνόμενο το σύστημα από την κυκλοφορία της ανώτερης ατμόσφαιρας, κινείται τυπικά ανατολικά-βορειοανατολικά, συνεχίζει την εξέλιξή του και δημιουργείται μια τυπική ύφεση σε ώριμο στάδιο, η οποία συνεχίζει να εξελίσσεται, ενώ το εύρος του κυματισμού της αυξάνεται. Ταυτόχρονα αναπτύσσεται μια ζώνη θερμού αέρα ανάμεσα στα δύο μέτωπα, που λέγεται θερμός τομέας της ύφεσης. Η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο είναι αρκετά χαμηλότερη από πριν, και οι ισοβαρείς πυκνώνουν αρκετά στην κορυφή του κύματος. Λόγω της πυκνώσης των ισοβαρών δημιουργείται ισχυρή κυκλωνική ροή, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού και με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού. Οι φάσεις της ανάπτυξης μίας ύφεσης μέσω γεωγραφικών πλατών παρουσιάζεται στο [Σχήμα 4.11](#).

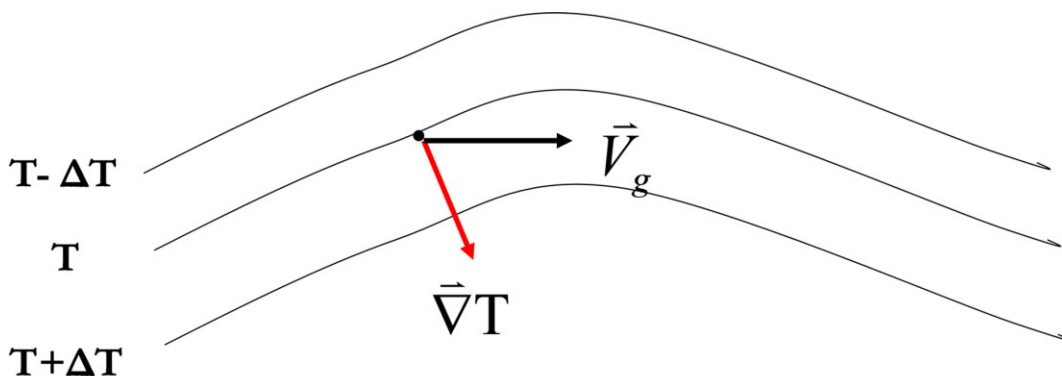
Κριτήριο αξιολόγησης 6

Στο [Σχήμα 4.31](#) δίνονται $T=4^{\circ}\text{C}$ και $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$. Αν στο σημείο Α επικρατεί γεωστροφικός άνεμος $V_g=40\text{ km}\cdot\text{hr}^{-1}$, η απόσταση των ισόθερμων είναι 50 km και η γωνία $\phi=60^{\circ}$, να υπολογισθεί ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας στην προαναφερόμενη θέση.

Απάντηση/Λύση

Από την σχέση ([4.1](#)) γίνεται αντικατάσταση

$$M = -\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} T = -|\vec{V}_g| |\vec{\nabla} T| \sin(\hat{\phi}) = -40 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1} \frac{2^\circ \text{C}}{50 \text{ km}} \sin(60^\circ) = -0,8^\circ \text{C} \cdot \text{h}^{-1} \quad (4.2)$$



Σχήμα 4.31 Κατανομή ισόθερμων καμπυλών του κριτηρίου αξιολόγησης 6.

Κριτήρια αξιολόγησης χωρίς απαντήσεις

Κριτήριο αξιολόγησης 1

Εξηγήστε γιατί η Ελληνική Χερσόνησος δεν μπορεί να θεωρηθεί σαν «καλή πηγή» αερίων μαζών ;

Κριτήριο αξιολόγησης 2

Γιατί είναι απαραίτητο για την ενίσχυση ενός βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια η ύπαρξη σφήνας υφέσεως δυτικά του κέντρου του;

Κριτήριο αξιολόγησης 3

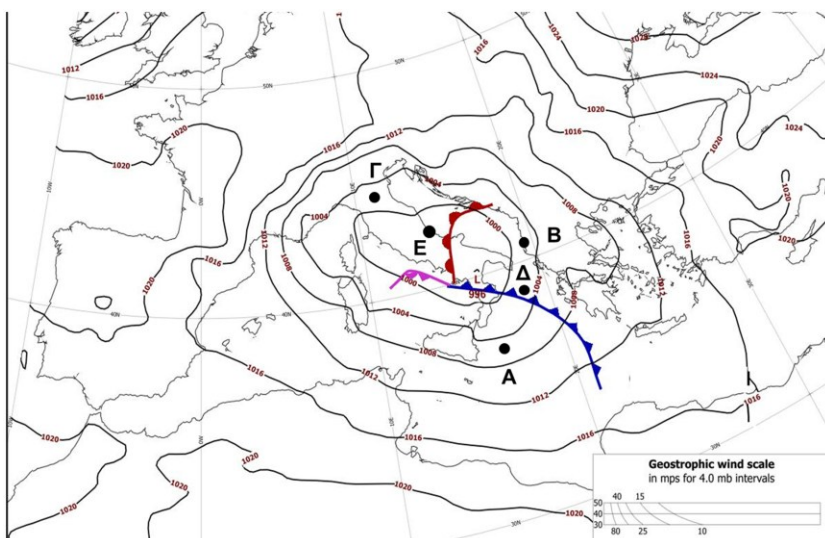
Να εξηγηθεί ο ρόλος της απόκλισης στην ανώτερη ατμόσφαιρα στην ανάπτυξη ενός βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια.

Κριτήριο αξιολόγησης 4

Να σχεδιαστεί μία ύφεση μέσω γεωγραφικών πλατών στο Νότιο Ημισφαίριο. Ειδικότερα, να σχεδιαστούν οι ισοβαρείς καμπύλες, η ροή του ανέμου επιφανείας γύρω από την ύφεση και τουλάχιστον δύο μετωπικές επιφάνειες. Ποιές οι ομοιότητες και οι διαφορές με ένα αντίστοιχο σύστημα του Βορείου Ημισφαιρίου;

Κριτήριο αξιολόγησης 5

Δίνεται ο προγνωστικός χάρτης επιφανείας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (EMY) για την Παρασκευή 12-12-2008 στις 12:00 UTC ([Σχήμα 4.32](#)).



Σχήμα 4.32 Μετεωρολογικός χάρτης επιφανείας με αποτύπωση ισοβαρών καμπύλων και μετωπικών επιφανειών για τις 12/12/2008 στις 12:00 UTC (αναπαραγωγή από EMY).

- α) Να χαράξετε τα διανύσματα του επιφανειακού ανέμου στα σημεία Α, Β και Γ του χάρτη.
- β) Είναι σωστό ότι στο Αιγαίο θα επικρατήσουν ΒΑ άνεμοι;
- γ) Πώς ονομάζεται το σύστημα που επηρεάζει την Ελλάδα, και σε ποιο τμήμα του συστήματος βρίσκεται αυτή;
- δ) Σε ποιο από τα σημεία Δ και Ε περιμένετε να ξεσπάσει ισχυρή καταιγίδα; Τι θα επικρατήσει στο άλλο σημείο;
- ε) Η EMY είχε ανακοινώσει ότι από το Σάββατο τα καιρικά φαινόμενα στην Ελλάδα θα άλλαζαν. Για ποιο λόγο πιστεύετε ότι θα συμβεί αυτό;

Παράρτημα (Νέφη και ταξινόμησή τους)

Όπως αναφέρθηκε στην [Παράγραφο 4.4](#), η βασικότερη διαδικασία για τη δημιουργία νεφών και κατακρημνισμάτων είναι η άνοδος του αέρα μέσα στην ατμόσφαιρα. Ένα δείγμα αέρα, καθώς κινείται προς τα πάνω, εκτονώνεται και αυτή η εκτόνωση προκαλεί ψύξη και αύξηση της υγρασίας του. Όταν ο αέρας γίνει κορεσμένος (υγρασία $> 100\%$), αρχίζουν να σχηματίζονται σωματίδια νέφους σαν αποτέλεσμα της συμπύκνωσης των υδρατμών γύρω από μεγαλύτερα αερολύματα. Στη συνέχεια, τα σωματίδια νέφους αυξάνουν το μέγεθός τους με τις διαδικασίες που προαναφέρθηκαν, ενώ η βάση του νέφους σχηματίζεται στο ύψος που αρχίζει η συμπύκνωση (LCL). Αν το νέφος έχει αρκετή κατακόρυφη ανάπτυξη ή μεγάλο χρόνο ζωής, τότε μπορεί να προκαλέσει και νετό.

Δύο είναι τα κριτήρια βάσει των οποίων ταξινόμούνται τα νέφη. Το πρώτο είναι το ύψος στο οποίο βρίσκεται η βάση τους, ενώ το δεύτερο κριτήριο αφορά στη μορφή τους. Τελικά, οι δέκα κυρίαρχοι τύποι νεφών μοιράζονται σε τέσσερις βασικές ομάδες, οι οποίες οριοθετούνται από το πόσο ψηλά πάνω από την επιφάνεια του εδάφους βρίσκεται η βάση τους: ανώτερα νέφη (high/cirrus) με βάση πάνω από τα 6000 m, μέσα νέφη (middle/alto) με βάση ανάμεσα στα 2000 και 6000 m και κατώτερα νέφη (low) με βάση σε ύψος μικρότερο από τα 2000 m. Η τέταρτη ομάδα περιλαμβάνει νέφη κυρίως κατακόρυφης παρά οριζόντιας ανάπτυξης. Σύμφωνα με το δεύτερο κριτήριο (μορφή) διακρίνονται σε δύο βασικές κατηγορίες: τα στρώματα (stratus), που είναι νέφη με μεγάλη οριζόντια ανάπτυξη καλύπτοντας μεγάλο μέρος του ουρανού, και τους σωρείτες (cumulus), που είναι νέφη με μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη και δημιουργούνται από ανοδικά ρεύματα εξαιτίας ασταθών συνθηκών στην ατμόσφαιρα. Όταν υπάρχει το συνθετικό nimbo στο όνομα των νεφών αυτό σημαίνει μελανό νέφος και κατ' επέκταση βροχοφόρο. Η ονομασία κάθε νέφους προκύπτει από το συνδυασμό των παραπάνω κριτηρίων. Το ύψος εισέρχεται στο όνομα ως πρόθεμα και η μορφή ως κατάληξη. Τέλος, η ευστάθεια του αέρα πριν την ανύψωση του καθορίζει το είδος του νέφους που θα

δημιουργηθεί. Αν ο αέρας είναι αρχικά ευσταθής θα σχηματιστεί στρωματόμορφο νέφος (stratiform), ενώ αν είναι ασταθής θα σχηματιστεί σωρειτόμορφο νέφος (cumuliform). Στον [Πίνακα 4.5](#) καταγράφονται οι τέσσερις ομάδες και οι τύποι των νεφών που περιλαμβάνουν, ενώ στον [Πίνακα 4.6](#) καταγράφεται κατά προσέγγιση το ύψος της βάσης των νεφών. Στο [Σχήμα 4.33](#) παρουσιάζεται ένας συνοπτικός άτλαντας νεφών με τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών νεφικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα.

Ομάδες Νεφών	Τύποι Νεφών
1. Ανώτερα νέφη	Θύσανοι – Cirrus (Ci) Θυσανοστρώματα – Cirrostratus (Cs) Θυσανοσωρείτες – Cirrocumulus (Cc)
2. Μέσα νέφη	Υψιστρώματα – Altostratus (As) Υψισωρείτες – Altocumulus (Ac)
3. Κατώτερα νέφη	Στρώματα – Stratus (St) Στρωματοσωρείτες – Stratocumulus (Sc) Μελανοστρώματα – Nimbostratus (Ns)
4. Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης	Σωρείτες – Cumulus (Cu) Σωρειτομελανίες – Cumulonimbus (Cb)

Πίνακας4.5 Οι τέσσερις κύριες ομάδες και οι τύποι νεφών που περιλαμβάνουν.

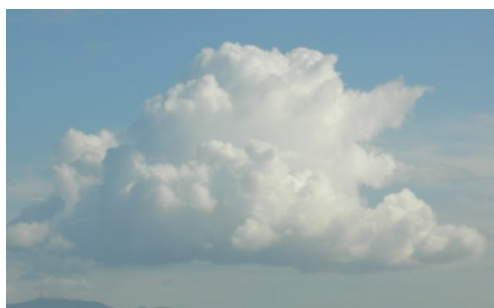
Νεφική Ομάδα	Τροπικοί	Μέσα γεωγραφικά πλάτη	Περιοχή των Πόλων
Ανώτερα Ci, Cs, Cc	6000 – 18000 m	5000 – 13000 m	3000 – 8000 m
Μέσα As, Ac	2000 – 8000 m	2000 – 7000 m	2000 – 4000 m
Κατώτερα St, Sc, Ns	0 – 2000 m	0 – 2000 m	0 – 2000 m

Πίνακας4.6 Τα ύψη της βάσης των νεφών για διάφορες τοποθεσίες.

Κατώτερα νέφη



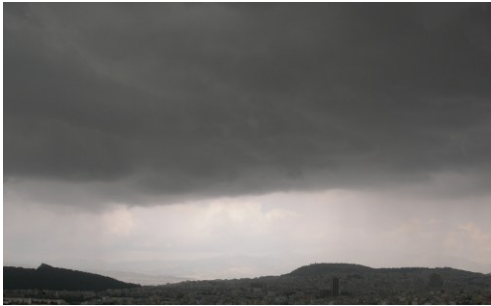
Stratus – Στρώματα: Εκτεταμένα νέφη που χαρακτηρίζονται από οριζόντια διαστρωμάτωση και αρκετά ομοιόμορφη σχεδόν επίπεδη βάση. Στα συγκεκριμένα νέφη το χρώμα ποικίλει από σκούρο γκρι έως και σχεδόν λευκό. Σχηματίζονται είτε υπό την παρουσία ασθενών ανοδικών κινήσεων (π.χ. άνοδος σε μεγαλύτερα ύψη της πρωινής ομίχλης), είτε ως αποτέλεσμα της ψύξης μια αέριας μάζας ή ακόμα και λόγω της ανάμιξης δυο αερίων μαζών με διαφορετικές θερμοκρασίες. Μπορούν να δώσουν φιλόβροχο ή και μικρή ποσότητα χιονιού.



Cumulus – Σωρείτες: Μεμονωμένα κατά κανόνα νέφη λευκού χρώματος με επίπεδες σχεδόν οριζόντιες και σχετικά σκούρες βάσεις. Βέβαια, μπορεί να εμφανισθούν και σε σειρές ή συγκροτήματα ομοειδών νεφών. Σχηματίζονται ως αποτέλεσμα της ψύξης ενός θύλακα θερμής αέριας μάζας η οποία πραγματοποιώντας ανοδική κίνηση μεταφέρει προς τα πάνω υγρασία. Γενικά είναι πυκνά νέφη με έντονα περιγράμματα που αναπτύσσονται κατακόρυφα. Συχνά είναι οι προπομποί νεφών άλλου τύπου (π.χ. cumulonimbus)



Stratocumulus – Στρωματοσφορείτες: Όπως και οι σφορείτες σχηματίζονται σε χαμηλά ύψη ως αποτέλεσμα ήπιων ανοδικών κινήσεων. Όμως, η ανάπτυξη τους σταματά λόγω ισχυρής αναστροφής με αποτέλεσμα να παίρνουν μορφή στρώματος. Εμφανίζονται συχνά μετά το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου και μπορούν να δώσουν ψιλόβροχο. Είναι από τα πιο συνήθη νέφη, καλύπτοντας κατά μέσο όρο περί το 25% των ωκεανών και το 12% των ηπειρωτικών περιοχών της Γης. Είναι νέφη γκριζα ή υπόλευκα ή και τα δύο.

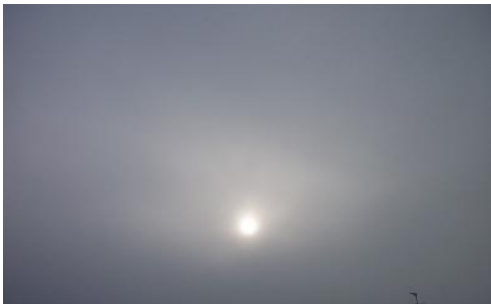


Nimbostratus – Μελανοστρώματα: Σκουρόχρωμα στρωματομόρφα νέφη με μεγάλο πάχος που αποκρύπτουν πλήρως τον ήλιο. Τα συναντούμε κάτω από τα 2000 m, αλλά αρκετά συχνά εκτείνονται έως και τα 5500 m. Το σκούρο χρώμα τους οφείλεται στη μεγάλη ποσότητα νερού που περιέχουν και σχετίζονται με κακοκαιρίες προκαλώντας συνεχόμενη βροχή ή χιονόπτωση. Τα νέφη αυτά αναπτύσσονται κυρίως κατά μήκος ενός θερμού ή συνεσφιγμένου μετώπου.

Μέσα νέφη

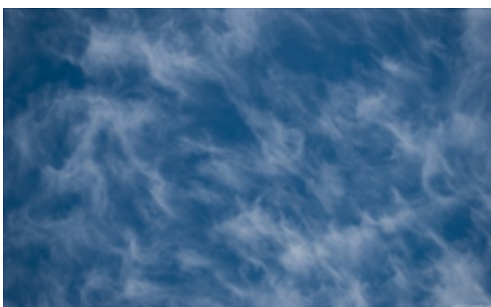


Alto cumulus – Υψισφορείτες: Νέφη που παρατάσσονται σε μακριές σειρές ή εκτεταμένες ομάδες με μικρά ή μεγάλα κενά μεταξύ τους. Εμφανίζουν εναλλαγές λευκών και γκρι τόνων, γεγονός που βοηθά να τα ξεχωρίσουμε από τα cirrocumulus, που βρίσκονται ψηλότερα. Προκαλούν ελάχιστα έως καθόλου φαινόμενα. Εντοπίζονται είτε πίσω από θερμά μέτωπα, είτε στο θερμό τομέα υφέσεων. Η εμφάνιση τους ένα θερμό και υγρό καλοκαιρινό πρωινό συχνά προμηνύει καταιγίδες αργά το απόγευμα.



Altostratus – Υψιστρώματα: Εκτεταμένα υπόγκριζα ή υποκύανα νέφη που καλύπτουν τον ουρανό σε μια περιοχή που εκτείνεται σε πολλές εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα. Το τμήμα του νέφους με το μικρότερο πάχος αφήνει τον Ήλιο (ή τη σελήνη) να διακρίνεται σα μέσα από θαμπό γυαλί. Όταν έχουν μεγάλο πάχος τον καλύπτουν πλήρως. Συνήθως προκαλούν ασθενή φαινόμενα μεγάλης διάρκειας. Στις περιπτώσεις αυξημένης αστάθειας αναπτύσσονται σε μεγαλύτερο πάχος, προκαλώντας εντονότερα φαινόμενα.

Ανώτερα νέφη



Cirrus – Θύσανοι: Ινώδη νέφη λευκού χρώματος. Οι θύσανοι συνήθως κινούνται από τη Δύση προς την Ανατολή και η κίνησή τους αυτή είναι ενδεικτική των ανέμων που πνέουν στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Σχηματίζονται είτε ως αποτέλεσμα ήπιων ανοδικών κινήσεων, είτε στα όρια συνάντησης θερμών και ψυχρών αερίων μαζών.



Cirrocumulus – Θυσανοσωρείτες: Οι θυσανοσωρείτες εμφανίζονται περίπου στα ίδια ύψη με τους θυσάνους. Παρατάσσονται σε μακριές σειρές ή εκτεταμένες ομάδες με μικρά κενά μεταξύ τους. Εμφανίζουν εναλλαγές λευκών και γκρι τόνων. Συχνά καλύπτουν ένα μικρό τμήμα του ουρανού έχοντας τη μορφή μικρού κύματος. Αυτοί οι μικροί κυματισμοί έχουν μεγάλη ομοιότητα με λέπια ψαριού. Τα διάσπαρτα νεφικά τμήματα που ανακλούν το κόκκινο ή το κίτρινο χρώμα τα καθιστούν ίσως τα ομορφότερα νέφη.



Cirrostratus – Θυσανοστρώματα: Λεπτά και σχεδόν διάφανα νέφη που επιτρέπουν στο φως του Ηλίου ή του φεγγαριού να τα διαπερνά. Μοιάζουν με σεντόνι και συχνά καλύπτουν όλο τον ουρανό. Οι παγοκρύσταλλοι, που είναι το κύριο συστατικό αυτών των νεφών, διαθλούν το φως και συχνά δημιουργείται φωτιστέφανο (halo). Αποτελούν προπομπούς θερμών μετώπων και βροχών. Συνήθως η εμφάνισή τους υποδηλώνει επερχόμενη αλλαγή του καιρού.

Καταιγιδοφόρα νέφη (βάση νέφους μεταξύ 0 και 14000m)



Cumulonimbus – Σωρειτομελανίες: Βαριά και πυκνά νέφη με σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξη με μορφή όρους ή πελώριων πύργων. Οι βάσεις τους είναι σκούρες κοντά στο έδαφος και οι κορυφές τους μπορούν να φτάσουν σε πολύ μεγάλα ύψη. Οι σωρειτομελανίες εμφανίζονται είτε μεμονωμένα, είτε σε ομάδες, είτε κατά μήκος των γραμμών λαίλαπας στα ψυχρά μέτωπα προκαλώντας ισχυρές βροχές, καταιγίδες, μπουρίνια, χαλάζι, ανεμοστρόβιλους και άλλα επικίνδυνα καιρικά φαινόμενα.

Επιλέξτε τύπους νεφών στο [Σχήμα 4.33](#) για να δείτε τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών νεφικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα (ισχύει αποκλειστικά για την html5 έκδοση του συγγράμματος).



Σχήμα 4.33 Συνοπτικός άτλαντας νεφών με τις περιγραφές και τα σύμβολα των βασικών νεφικών συστημάτων που επικρατούν στην ατμόσφαιρα (τροποποίηση από NOAA/NWS and NASA Sky Watcher Chart).