

ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ

**ΤΟ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ
ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ - ΠΡΟΓΝΩΣΤΗ**

**ΔΗΜΗΤΡΗΣ ΖΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ
ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ ΦΡΑΓΚΟΥΛΗ**

ΤΟ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ - ΠΡΟΓΝΩΣΤΗ

Δημήτρης Ζιακόπουλος και Παρασκευή - Βιβιάννα Φραγκούλη

ISBN 978-618-82094-0-4

Ηλεκτρονική έκδοση: Αύγουστος 2015

Δημήτρης Ζιακόπουλος
Μαθηματικός- Μετεωρολόγος
ziakopoulos@gmail.com

Παρασκευή-Βιβιάννα Φραγκούλη
Μαθηματικός - Μετεωρολόγος, MSc
frag@hnms.gr

Το παρόν αποτελεί πνευματική ιδιοκτησία της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας και προορίζεται αποκλειστικά για εκπαιδευτική χρήση.

Απαγορεύεται η ολική ή μερική πώληση, αντιγραφή, ανατύπωση, αναπαραγωγή, αναδημοσίευση ή τροποποίησή του χωρίς την έγγραφη συγκατάθεση της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας και των συγγραφέων του.

Αφιερώνεται
στους Μετεωρολόγους - Προγνώστες

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	vii
1 ΑΝΕΜΟΣ	1
1.1 ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ	1
1.1.1 ΠΙΝΑΚΕΣ ΓΙΑ ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟ ΑΝΕΜΟ	
1.2 ΑΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ	2
1.2.1 ΤΡΙΒΗ	
1.2.2 ΙΣΑΛΛΟΒΑΡΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ	
1.2.3 ΑΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ ΑΝΕΜΟΥ ΛΟΓΩ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΟΥ ΠΕΛΙΟΥ ΤΩΝ ΙΣΟΨΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΤΗΣ ΡΟΗΣ	
1.3 ΑΝΕΜΟΣ ΒΑΘΜΙΔΑΣ	4
1.3.1 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΒΑΘΜΙΔΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΠΙΝΑΚΩΝ	
1.3.2 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΒΑΘΜΙΔΑΣ ΜΕ ΓΡΑΦΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟ	
1.4 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΣΤΑ ΧΑΜΗΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ	6
1.4.1 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΣ ΒΑΘΜΙΔΑΣ	
1.4.2 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΣ ΣΤΑ 900 m	
1.4.3 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΤΡΑΧΥΤΗΤΑΣ	
1.4.4 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΣΕ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ	
1.4.5 ΗΜΕΡΗΣΙΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΥ ΑΝΕΜΟΥ	
1.4.6 ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΙΣΧΥΡΟΥ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΥ ΑΝΕΜΟΥ	
1.4.7 ΚΑΘΟΛΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ ΚΑΤΑΓΙΔΑΣ	
1.4.8 ΛΑΙΛΑΠΙΑ ΚΑΙ ΓΡΑΜΜΗ ΛΑΙΛΑΠΙΑΣ	
1.4.9 ΜΠΟΥΡΙΝΙΑ	
1.5 ΣΙΦΩΝΕΣ	12
1.6 ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ	13
1.6.1 ΠΟΛΙΚΟΣ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ	
1.6.2 ΥΠΟΤΡΟΠΙΚΟΣ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ	
1.6.3 ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΙ ΧΑΜΗΛΟΥ ΥΨΟΥΣ	
1.7 ΘΕΡΜΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ ΟΛΟΓΡΑΦΟΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	17
1.7.1 ΟΛΟΓΡΑΦΟΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	
1.7.2 ΘΕΡΜΗ ΚΑΙ ΨΥΧΡΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ	
1.7.3 ΜΕΤΩΠΑ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ	
1.8 ΤΟΠΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ	20
1.8.1 ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΑΙ ΑΠΟΓΕΙΟΣ ΑΥΡΑ	
1.8.2 ΑΥΡΑ ΚΟΙΛΑΔΩΝ ΚΑΙ ΒΟΥΝΩΝ	
1.8.3 ΚΑΤΑΒΑΤΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ	
1.8.4 ΕΙΔΙΚΕΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΟΠΙΚΩΝ ΑΝΕΜΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	
1.8.5 ΤΟΠΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ ΣΕ ΟΛΗ ΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	
1.9 ΔΕΛΤΙΑ ΚΑΙΡΟΥ ΚΑΙ ΘΑΛΑΣΣΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΝΑΥΤΙΛΙΑ ΣΤΗΝ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΘΑΛΑΣΣΑ	31
1.9.1 ΑΔΡΙΑΤΙΚΗ	
1.9.2 ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ – ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ	
1.9.3 ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ – ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ	
1.9.4 ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ – ΜΑΥΡΗ ΘΑΛΑΣΣΑ	
1.9.5 ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ ΑΣΦΑΛΕΙΑΣ ΝΑΥΣΠΛΟΪΑΣ	
1.10 ΚΥΜΑΤΑ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΑΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ	44
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	46

2	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ	47
2.1	ΜΕΓΙΣΤΑ - ΕΛΑΧΙΣΤΑ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	47
2.2	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΑΚΡΩΝ ΤΙΜΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ	47
2.2.1	ΜΕΘΟΔΟΣ ΚΑΛΜΑΝ	
2.2.2	ΜΟΝΤΕΛΟ «prog»	
2.2.3	ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΘΕΡΜΟΒΑΘΜΙΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ-850 hPa	
2.2.4	ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ	
2.2.5	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΗΣ ΑΘΗΝΑΣ	
2.2.6	ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΟΥ ΕΦΑΡΜΟΖΟΝΤΑΙ ΣΤΗΝ ΜΕΓΑΛΗ ΒΡΕΤΑΝΙΑ	
2.3	ΨΥΞΗ ΤΟΥ ΑΕΡΑ ΛΟΓΩ ΥΕΤΟΥ	52
2.4	ΠΑΓΕΤΟΣ	52
2.4.1	ΕΙΔΗ ΠΑΓΕΤΟΥ	
2.4.2	ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΠΑΓΕΤΟΥ ΣΤΗΝ ΓΕΩΡΓΙΑ	
2.4.3	ΚΛΙΜΑΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΠΑΓΕΤΟΥ	
2.5	ΚΑΥΣΩΝΑΣ	54
2.5.1	ΟΡΙΣΜΟΣ «ΗΜΕΡΑΣ ΚΑΥΣΩΝΑΣ» ΚΑΙ «ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΚΑΥΣΩΝΑΣ»	
2.5.2	ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΚΑΥΣΩΝΑ	
2.5.3	ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΓΙΑ ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΥΣΩΝΑ	
2.5.4	ΕΝΑΡΞΗ ΚΑΥΣΩΝΑ	
2.5.5	ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΚΑΥΣΩΝΑ ΚΑΙ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ	
2.5.6	ΛΗΞΗ ΚΑΥΣΩΝΑ	
2.6	ΔΕΙΚΤΕΣ ΔΥΣΦΟΡΙΑΣ	59
2.6.1	ΣΥΝΔΥΑΣΜΟΣ ΥΨΗΛΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΩΝ ΚΑΙ ΥΓΡΑΣΙΑΣ	
2.6.2	ΣΥΝΔΥΑΣΜΟΣ ΧΑΜΗΛΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΩΝ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΥ	
2.7	ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ	64
2.7.1	ΟΡΙΣΜΟΙ	
2.7.2	ΟΡΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ ΣΤΟ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ	
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	71
3	ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ	73
3.1	ΓΕΝΙΚΑ	73
3.2	ΟΜΙΧΛΗ	73
3.2.1	ΤΥΠΟΙ ΟΜΙΧΛΗΣ	
3.2.2	ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ, ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟ ΟΜΙΧΛΗΣ	
3.3	ΟΜΙΧΛΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ - ΦΥΣΙΚΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	75
3.3.1	ΣΤΑΔΙΟ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	
3.3.2	ΣΤΑΔΙΟ ΠΛΗΡΟΥΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ	
3.4	ΟΜΙΧΛΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ - ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	76
3.4.1	ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΟΜΙΧΛΗΣ (Μέθοδος Saunders)	
3.4.2	ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΟΜΙΧΛΗΣ (Μέθοδος Craddock and Pritchard)	
3.4.3	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΟΜΙΧΛΗΣ ΚΑΙ θ_w^{850}	
3.4.4	FOG STABILITY INDEX	
3.5	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΔΙΑΛΥΣΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ	80
3.5.1	ΔΙΑΛΥΣΗ ΟΜΙΧΛΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ	
3.5.2	ΔΙΑΛΥΣΗ ΟΜΙΧΛΗΣ ΧΩΡΙΣ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ	
3.6	ΟΜΙΧΛΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ	83
3.6.1	ΟΜΙΧΛΗ ΘΑΛΑΣΣΑΣ	
3.6.2	ΟΜΙΧΛΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΞΗΡΑ	
3.6.3	ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΟΜΙΧΛΗΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΤΕΡΙΑ ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΑ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΑ	

3.7	ΟΜΙΧΛΕΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	84
3.8	ΞΗΡΑ ΑΧΛΥΣ	84
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	86
4	ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ, ΟΜΒΡΟΙ ΚΑΙ ΚΑΤΑΙΓΙΔΕΣ	87
4.1	ΟΡΙΣΜΟΙ	87
4.2	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΝΕΦΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ - ΓΕΝΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ	88
4.2.1	<i>ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ ΣΤΟ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ</i>	
4.2.2	<i>ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΗΜΕΙΟΥ ΔΡΟΣΟΥ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ</i>	
4.3	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΗΣ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΩΝ CUMULUS	91
4.3.1	<i>ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ</i>	
4.3.2	<i>ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΣΤΑΘΜΗΣ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ ΚΑΙ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΩΝ</i>	
4.4	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΗΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΝΕΦΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ	91
4.4.1	<i>ΠΡΩΤΕΣ ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ - ΧΡΗΣΗ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑΤΟΣ</i>	
4.4.2	<i>ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΕΝΔΕΙΚΤΕΣ ΓΙΑ ΕΝΙΣΧΥΣΗ ή ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ</i>	
4.5	ΕΞΑΠΛΩΣΗ ΝΕΦΩΝ CUMULUS ΣΕ ΣΤΡΩΜΑ STRATOCUMULUS	92
4.5.1	<i>ΝΕΦΟΚΑΛΥΨΗ ΚΑΤΩ ΑΠΟ ΑΝΑΣΤΡΟΦΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ</i>	
4.5.2	<i>ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΓΙΑ ΑΝΑΠΤΥΞΗ / ΕΞΑΠΛΩΣΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ STRATOCUMULUS</i>	
4.5.3	<i>ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΙΑΛΥΣΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ STRATOCUMULUS</i>	
4.6	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΟΜΒΡΩΝ	93
4.6.1	<i>ΕΝΤΑΣΗ ΥΕΤΟΥ ΤΥΠΟΥ ΟΜΒΡΩΝ</i>	
4.6.2	<i>ΠΛΑΧΟΣ ΝΕΦΩΝ ΠΟΥ ΑΠΑΙΤΕΙΤΑΙ ΓΙΑ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΟΜΒΡΩΝ</i>	
4.6.3	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΧΑΛΑΖΙΟΥ</i>	
4.7	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΝΕΦΩΝ CUMULONIMBUS ΚΑΙ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ	94
4.7.1	<i>ΟΙ ΚΥΡΙΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ</i>	
4.7.2	<i>ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ WIND SHEAR</i>	
4.7.3	<i>ΚΙΝΗΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ: ΕΠΙΠΕΔΟ ΠΗΔΑΛΙΟΥΧΗΣΗΣ</i>	
4.7.4	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ: ΥΨΟΣ C_b</i>	
4.7.5	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ: ΔΕΙΚΤΕΣ ΑΣΤΑΘΕΙΑΣ</i>	
4.7.6	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ - ΣΥΝΟΠΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ</i>	
4.7.7	<i>ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΙΣΧΥΡΩΝ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ</i>	
4.7.8	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΚΑΙ ΕΙΔΙΚΟΤΕΡΑ ΤΗΝ ΑΤΤΙΚΗ</i>	
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	104
5	ΣΤΡΑΤΟΜΟΡΦΑ ΝΕΦΗ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ	105
5.1	ΝΕΦΗ STRATUS ΚΑΙ ΨΕΚΑΔΕΣ	105
5.1.1	<i>ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΧΑΜΗΛΩΝ ΝΕΦΩΝ STRATUS</i>	
5.1.2	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ STRATUS ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΞΗΡΑ</i>	
5.1.3	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΝΕΦΩΝ STRATUS ΑΠΟ ΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΑ ΠΡΟΣ ΤΗΝ ΞΗΡΑ</i>	
5.1.4	<i>ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΝΕΦΩΝ STRATUS ΜΕΣΑ ΣΕ ΣΥΝΕΧΗ ΥΕΤΟ</i>	
5.1.5	<i>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΨΕΚΑΔΩΝ</i>	
5.2	ΝΕΦΗ STRATOCUMULUS	106
5.2.1	<i>ΝΕΦΗ STRATOCUMULUS ΣΧΗΜΑΤΙΖΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΔΙΑΣΚΟΡΠΙΣΜΕΝΑ ΝΕΦΗ CUMULUS</i>	
5.2.2	<i>«ΣΠΟΡΑ» ΝΕΦΩΝ STRATUS ΚΑΙ STRATOCUMULUS ΑΠΟ ΥΠΕΡΚΕΙΜΕΝΑ ΝΕΦΗ</i>	
5.2.3	<i>ΔΙΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ STRATOCUMULUS</i>	
5.3	ΥΕΤΟΣ ΑΠΟ ΣΤΡΩΜΑΤΟΜΟΡΦΑ ΝΕΦΗ	107
5.3.1	<i>ΟΡΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΜΟΡΦΟΥ ΥΕΤΟΥ</i>	
5.3.2	<i>ΥΕΤΟΣ ΣΤΙΣ ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΥΦΕΣΕΙΣ</i>	
5.3.3	<i>ΠΛΑΧΟΣ ΝΕΦΩΝ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ</i>	

5.4	ΧΙΟΝΙ	108
5.4.1	ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΡΦΗΣ ΥΕΤΟΥ	
5.4.2	ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΧΙΟΝΙ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	
5.4.3	ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΧΙΟΝΙ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ	
5.4.4	ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΧΙΟΝΙΟΥ	
5.4.5	ΧΙΟΝΙ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕ ΜΕΓΑΛΟ ΥΨΟΜΕΤΡΟ	
5.4.6	ΠΑΡΑΣΥΡΟΜΕΝΟ ΧΙΟΝΙ	
5.4.7	ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΧΙΟΝΙΟΥ	
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	114
6	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ, ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΙΧΝΗ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗ	115
6.1	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ	115
6.1.1	ΕΝΤΑΣΗ ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΩΝ - ΟΡΙΣΜΟΙ	
6.1.2	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΛΟΓΩ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ	
6.1.3	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΣΕ ΧΑΜΗΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ	
6.1.4	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΚΥΜΑΤΑ ΟΡΟΥΣ	
6.1.5	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΕΝ ΑΙΘΡΙΑ	
6.2	ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ	118
6.2.1	ΤΥΠΟΙ ΠΑΓΟΥ	
6.2.2	ΕΝΤΑΣΗ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ	
6.2.3	ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΝΕΡΟΥ ΣΤΑ ΝΕΦΗ	
6.2.4	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΑ ΝΕΦΗ	
6.2.5	ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΝΕΦΩΝ	
6.2.6	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΝΕΦΟΥΣ ΚΑΙ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ	
6.2.7	ΓΕΝΙΚΟΙ ΚΑΝΟΝΕΣ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ	
6.3	ΙΧΝΗ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ	122
6.3.1	ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΙΧΝΩΝ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ	
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	123
7	ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	125
7.1	ΘΕΡΜΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ	125
7.2	ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	126
7.3	ΑΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ	127
7.3.1	ΑΥΛΩΝΕΣ ΚΑΙ ΕΞΑΡΣΕΙΣ	
7.3.2	ΠΡΟΤΥΠΟ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΥ	
7.3.3	ΠΡΟΤΥΠΟ ΑΠΟΚΛΙΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΔΥΟ ΕΠΙΠΕΔΩΝ	
7.4	ΜΕΓΑΛΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ ΚΑΙ ΖΩΝΕΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ	129
7.5	ΜΕΜΟΝΩΜΕΝΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙΡΟΥ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ	130
7.5.1	ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ	
7.5.2	ΚΑΘΕΤΗ ΤΟΜΗ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΥ	
7.5.3	ΧΑΜΗΛΑ ΨΥΧΡΟΥ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΥ ΠΥΡΗΝΑ	
7.5.4	ΑΝΑΒΑΤΙΚΑ ΚΑΙ ΚΑΤΑΒΑΤΙΚΑ ΜΕΤΩΠΑ	
7.5.5	ΡΟΗ ΤΟΥ ΑΕΡΑ ΣΤΑ ΨΥΧΡΑ ΜΕΤΩΠΑ	
7.6	ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΟΡΓΑΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΥΕΤΟΥ	135
7.6.1	ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΒΡΟΧΗΣ	
7.6.2	ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΥΞΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΣΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ ΒΡΟΧΗΣ	
7.6.3	ΟΡΓΑΝΩΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΑΣΘΕΝΟΥΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ	
7.6.4	ΟΜΒΡΟΙ	
7.6.5	ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ	

7.6.6	ΚΑΤΑΓΓΙΔΕΣ	
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	146
8	ΥΠΟΚΕΙΜΕΝΙΚΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ, ΒΟΗΘΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΕΣ	147
8.1	ΟΡΟΛΟΓΙΑ	147
8.2	ΤΥΠΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΚΑΙΡΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	150
8.2.1	<i>ΧΡΟΝΟΣ ΖΩΗΣ ΤΩΝ ΜΕΤΩΠΙΚΩΝ ΥΦΕΣΕΩΝ</i>	
8.2.2	<i>Η ΚΑΤΑ ΜΕΣΗΜΒΡΙΝΟ ΕΠΕΚΤΑΣΗ ΕΝΟΣ ΑΥΛΩΝΑ</i>	
8.2.3	<i>ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΙΚΗ ΔΙΑΣΠΑΣΗ ΕΝΟΣ ΑΥΛΩΝΑ</i>	
8.2.4	<i>ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΜΙΚΡΟΥ ΚΥΜΑΤΙΣΜΟΥ ΠΗΛΑΛΙΟΥΧΟΥΜΕΝΑ ΑΠΟ ΜΕΓΑΛΑ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ</i>	
8.2.5	<i>ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΨΥΧΡΩΝ ΑΥΛΩΝΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΩΠΩΝ</i>	
8.2.6	<i>ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΕΝΟ ΨΥΧΡΟ ΜΕΤΩΠΟ</i>	
8.3	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΧΑΡΤΩΝ	154
8.3.1	<i>ΕΜΠΕΙΡΙΚΟΙ ΚΑΝΟΝΕΣ</i>	
8.3.2	<i>ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΤΑ SUTCLIFFE</i>	
8.3.3	<i>ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΔΕΥΤΕΡΕΥΟΝΤΩΝ ΧΑΜΗΛΩΝ ΣΤΑ ΜΕΤΩΠΑ</i>	
8.3.4	<i>ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ</i>	
8.4	ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	158
8.4.1	<i>ΣΥΓΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ</i>	
8.4.2	<i>ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ</i>	
8.4.3	<i>ΕΞΙΣΩΣΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ SUTCLIFFE</i>	
8.4.4	<i>ΣΧΕΔΟΝ-ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ</i>	
8.4.5	<i>ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΑ Q</i>	
8.4.6	<i>ΔΥΝΑΜΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ</i>	
8.4.7	<i>ΙΣΕΝΤΡΟΠΙΚΟΣ ΔΥΝΑΜΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ</i>	
8.5	ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗ	165
8.5.1	<i>ΤΥΠΟΙ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ</i>	
8.5.2	<i>ΕΚΡΗΚΤΙΚΗ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΗΝ ΜΕΣΟΓΕΙΟ</i>	
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	168
9	ΜΕΡΙΚΟΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΟΙ ΤΥΠΟΙ ΚΑΙΡΟΥ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	169
9.1	ΨΥΧΡΕΣ ΕΙΣΒΟΛΕΣ	169
9.1.1	<i>ΓΕΝΙΚΑ</i>	
9.1.2	<i>ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ</i>	
9.1.3	<i>ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΨΥΧΡΟΥ ΜΕΤΩΠΟΥ</i>	
9.1.4	<i>ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΑΝΕΜΟΥ</i>	
9.1.5	<i>ΑΝΕΜΟΘΥΕΛΛΕΣ (ΜΠΟΥΡΙΝΙΑ)</i>	
9.1.6	<i>ΔΙΑΔΟΧΙΚΟΙ ΑΥΛΩΝΕΣ ΧΑΜΗΛΩΝ ΥΨΩΝ</i>	
9.2	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ ΤΗΣ ΧΩΡΑΣ ΣΤΟΝ ΚΑΙΡΟ	174
9.2.1	<i>ΓΕΝΙΚΑ</i>	
9.2.2	<i>ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΥΨΩΣΗ, ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ</i>	
9.2.3	<i>ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΝΕΦΩΣΗ</i>	
9.2.4	<i>ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΥΕΤΟΣ</i>	
9.2.5	<i>ΚΑΙΡΟΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ</i>	
9.2.6	<i>ΚΑΙΡΟΣ ΝΟΤΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ</i>	
9.2.7	<i>ΚΑΙΡΟΣ ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ</i>	
9.2.8	<i>ΚΑΙΡΟΣ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ</i>	
9.2.9	<i>ΚΑΙΡΟΣ ΝΟΜΟΥ ΑΤΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΗΝ ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟ</i>	

9.3	ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΟΥΝ ΠΛΗΜΜΥΡΕΣ ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	179
9.3.1	<i>ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΪΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΠΛΗΜΜΥΡΕΣ ΣΤΗΝ ΑΤΤΙΚΗ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟΥ</i>	
9.4	ΑΛΚΥΟΝΙΑΔΕΣ ΗΜΕΡΕΣ	183
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ	184
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι	ΜΟΝΑΔΕΣ	185
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ	ΠΙΝΑΚΕΣ ΜΕΤΑΤΡΟΠΩΝ	186
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙΙ	ΦΥΣΙΚΕΣ ΣΤΑΘΕΡΕΣ	189

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Χωρίς αμφιβολία, τα τελευταία χρόνια η βελτίωση της ποιότητας των αποτελεσμάτων της αριθμητικής πρόγνωσης καιρού είναι θεαματική, όμως πάντα υπάρχει ένα προγνωστικό έλλειμμα των μοντέλων καιρού. Οι Μετεωρολόγοι - Προγνώστες καλούνται να δεχθούν την πρόκληση και με την προσωπική τους παρέμβαση να ελαχιστοποιούν αυτό το έλλειμμα. Η ιδέα της συγγραφής του Εγχειριδίου ξεκίνησε από την ανάγκη ύπαρξης ενός βοηθήματος για τους Μετεωρολόγους - Προγνώστες που επιφορτισμένοι στο επιχειρησιακό τους έργο με την έκδοση των πάσης φύσεως προγνώσεων και προειδοποιήσεων πρέπει όχι μόνο να κατανοούν πλήρως τα αποτελέσματα των μοντέλων καιρού, αλλά, όταν απαιτείται να τα διορθώνουν.

Η εισήγησή μας για την συγγραφή του παρόντος Εγχειριδίου έγινε αποδεκτή από την Υπηρεσία, η οποία την ενέταξε στις επίσημες δραστηριότητές της. Δεν θα ήταν όμως σωστό να μην αναφέρουμε ότι σχεδόν ολόκληρο το Εγχειρίδιο εκπονήθηκε εκτός ωρών υπηρεσίας αφού δεν μπορούσαμε να αμελήσουμε τα βασικά υπηρεσιακά μας καθήκοντα για το χρονικό διάστημα των περίπου πέντε ετών που απαιτήθηκε για την συγγραφή του.

Το Εγχειρίδιο του Μετεωρολόγου - Προγνώστη που κρατάτε στα χέρια σας, περιλαμβάνει σχεδόν όλες τις βασικές θεωρητικές μετεωρολογικές έννοιες που ενδιαφέρουν έναν Προγνώστη, καθώς και ένα σύνολο οδηγιών, κανόνων και τεχνικών που αποτελούν τα απαραίτητα εργαλεία της καθημερινής του δουλειάς. Για την εκπόνηση του χρησιμοποιήθηκε ως πρότυπο το Forecasters' Reference Book της Βρετανικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, αλλά ενώ κρατήθηκε η ίδια δομή με το αγγλικό βιβλίο, το παρόν Εγχειρίδιο δεν αποτελεί μετάφραση του. Αρκετά θέματα αναλύθηκαν, παρουσιάστηκαν εκτενέστερα και συμπληρώθηκαν με τεχνικές και αναφορές από την διεθνή βιβλιογραφία. Κυρίως όμως αυτό το Εγχειρίδιο προσαρμόστηκε στα μετεωρολογικά δεδομένα της χώρας μας περιλαμβάνοντας σχεδόν όλες τις μελέτες που έχουν εκπονηθεί από συναδέλφους Μετεωρολόγους της ΕΜΥ. Επισημαίνεται ότι όταν παραθέτονται συμπεράσματα διαγνωστικών μελετών που έχουν γίνει στην Μεγάλη Βρετανία ή σε άλλη χώρα, γίνεται συγκεκριμένη αναφορά για την προσεκτική εφαρμογή τους.

Η ύλη του Εγχειριδίου είναι καταχωρισμένη σε εννέα κεφάλαια με τους παρακάτω κατά σειρά τίτλους: (1) Άνεμος, (2) Θερμοκρασία, (3) Ορατότητα, (4) Κατακόρυφη Μεταφορά, Όμβροι και Καταιγίδες, (5) Στρατόμορφα Νέφη και Υετός, (6) Αναταράξεις, Παγοποίηση και Ίχνη Συμπύκνωσης, (7) Ανάλυση Μετεωρολογικών Δεδομένων, (8) Υποκειμενική Πρόγνωση, Βοηθήματα και Τεχνικές και τέλος (9) Μερικοί Χαρακτηριστικοί Τύποι Καιρού στην Ελλάδα.

Ελπίζουμε ότι το παρόν Εγχειρίδιο θα αποτελέσει έναν εύχρηστο οδηγό με πληροφορίες και στοιχεία που θα βοηθήσουν τους Μετεωρολόγους - Προγνώστες στην ιδιαίτερα κοπιαστική και γεμάτη αβεβαιότητα καθημερινή τους δουλειά, η οποία όμως ταυτόχρονα είναι σημαντική και υπεύθυνη. Θεωρούμε ότι ο στόχος της συγγραφής του Εγχειριδίου θα έχει επιτευχθεί πλήρως αν τα αναφερόμενα σε αυτό αποτελέσουν για τους συναδέλφους μετεωρολόγους το έναυσμα ανάπτυξης νέων τεχνικών και μεθόδων πρόγνωσης καιρού οι οποίες θα βρουν επιχειρησιακή εφαρμογή και θα συμπληρώσουν το Εγχειρίδιο αυτό.

Δημήτρης Ζιακόπουλος και Παρασκευή - Βιβιάννα Φραγκούλη

Νοέμβριος 2011

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θεωρούμε μέγιστη υποχρέωση μας να εκφράσουμε τις θερμές ευχαριστίες μας στην φίλη και συνάδελφο Αναστασία Τυράσκη που βοήθησε σημαντικά στην εκπόνηση αυτού του Εγχειριδίου. Η αναμόρφωση σχεδόν ολόκληρου του 3^{ου} Κεφαλαίου του Εγχειριδίου είναι δικό της έργο και δικαιούται να θεωρείται ως συν-συγγραφέας του.

Θέλουμε επίσης να ευχαριστήσουμε θερμά τον Χρήστο Πετρόπουλο, τον φίλο ερασιτέχνη Μετεωρολόγο για τις πληροφορίες που μας έδωσε από το προσωπικό του ημερολόγιο-αρχείο. Η βοήθεια του ήταν πολύτιμη.

Τέλος ευχαριστούμε όλους τους συναδέλφους μας στην ΕΜΥ, οι οποίοι με τον ένα ή τον άλλο τρόπο μας βοήθησαν στην έκδοση του παρόντος Εγχειριδίου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΑΝΕΜΟΣ

«Επί των πνευμάτων λέγεται τα μεν βόρεια, τα δε νότια,
τα δ' άλλα τούτων παρεμβάσεις» Αριστοτέλης

1.1 ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Ο γεωστροφικός άνεμος V_g (geostrophic wind) ορίζεται ως ένας σταθερός (μη επιταχυνόμενος) οριζόντιος άνεμος που είναι αποτέλεσμα της ισορροπίας μόνο δύο δυνάμεων: της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Κοριόλις. Αυτό σημαίνει ότι γεωστροφική ροή συμβαίνει μόνο στην περίπτωση που οι ισοβαρείς/ισοϋψείς είναι ευθείες γραμμές, παράλληλες και δεν αλλάζουν με τον χρόνο. Επί πλέον, δεν υπάρχει κατακόρυφη κίνηση και δεν επιδρούν στον αέρα άλλες δυνάμεις, όπως π.χ. η τριβή. Το διάνυσμα του V_g είναι παράλληλο στις ισοβαρείς/ισοϋψείς και έχει τις χαμηλές πιέσεις/ύψη αριστερά της κίνησής του.

Στους χάρτες ο V_g (σε μονάδες $m s^{-1}$) εκφράζεται από τις σχέσεις:

$$V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad \text{στους χάρτες Μ.Σ.Θ. (ή σε άλλους χάρτες σταθερού ύψους)}$$

$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta n} \quad \text{στους χάρτες σταθερής πίεσης}$$

όπου $\Delta p/\Delta n$ η βαθμίδα οριζόντιας πίεσης (σε $Pa m^{-1}$), $\Delta z/\Delta n$ η βαθμίδα ύψους (σε $m m^{-1}$), ρ η πυκνότητα (σε $g m^{-3}$) και f η παράμετρος Κοριόλις.

1.1.1 ΠΙΝΑΚΕΣ ΓΙΑ ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟ ΑΝΕΜΟ

Στους χάρτες, στους οποίους δεν παρέχεται η γεωστροφική κλίμακα χρησιμοποιώντας τον παρακάτω Πίνακα μπορούμε να υπολογίσουμε την ένταση του V_g (σε kn) για βαθμίδες ισοβαρών/ισοϋψών ανά 300 ναυτ. μίλια.

γ. πλάτος (ϕ)	Βαθμίδα ισοβαρών (hPa) ανά 300 ναυτ. μίλια	Βαθμίδα ισοϋψών (δεκάμετρα) ανά 300 ναυτ. μίλια
	Τελεστές	
70°	2,1	2,5
60°	2,3	2,7
55°	2,4	2,9
50°	2,6	3,1
45°	2,8	3,3
40°	3,1	3,7
35°	3,4	4,1
30°	3,9	4,4

Παραδείγματα:

(α) Βαθμίδα ισοβαρών 5 hPa ανά 300 ναυτ. μίλια σε $\phi=55^\circ$ αντιστοιχεί (κατά προσέγγιση) σε $V_g = 5 \cdot 2,4 = 12$ kn.

(β) Βαθμίδα υψών 12 δεκάμετρα ανά 300 ναυτ. μίλια σε $\phi=50^\circ$ αντιστοιχεί (κατά προσέγγιση) σε $V_g = 12 \cdot 3,1 = 37$ kn.

Αν οι βαθμίδες μετρώνται σε μικρότερες των 300 ναυτ. μιλίων αποστάσεις, οι τελεστές στον παραπάνω Πίνακα θα πρέπει να αλλάξουν ανάλογα. Για παράδειγμα, για απόσταση 150 ναυτ. μίλια οι τελεστές διπλασιάζονται.

Όταν οι τιμές του V_g έχουν υπολογισθεί με κλίμακες που βασίζονται στην Πρότυπη Ατμόσφαιρα (1013,2 hPa και $15^\circ C$), πρέπει για τις διάφορες τιμές της πυκνότητας του αέρα να εφαρμόζονται διορθωτικοί τελεστές στις τιμές του V_g , όπως ακολούθως:

Πίεση (hPa)	Θερμοκρασία (°C)							
	+40	+30	+20	+10	0	-10	-20	-30
960	115	111	107	104	100	96	93	89
980	112	109	105	102	98	94	91	87
1000	110	107	103	100	96	93	89	85
1020	108	104	101	98	94	91	87	84
1040	106	102	99	96	92	89	86	82

% διόρθωση για τον γεωστροφικό άνεμο

Παράδειγμα: Αν σε μια περιοχή όπου $p=1030$ hPa και $T=-10^{\circ}$ C έχει μετρηθεί $V_g=25$ kn, η πραγματική τιμή είναι $V_g = 25 \cdot 90\% = 22,5$ kn.

1.2 ΑΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Ο αγεωστροφικός άνεμος (*ageostrophic wind*) ορίζεται ως η διανυσματική διαφορά πραγματικού και γεωστροφικού ανέμου. Το διάνυσμα του αγεωστροφικού ανέμου είναι κάθετο προς το διάνυσμα της επιτάχυνσης του ανέμου και βρίσκεται αριστερά του.

Ο αγεωστροφικός άνεμος έχει 5 συνιστώσες εκ των οποίων μόνο 3 μπορούν να προσδιορισθούν ποσοτικά στην πράξη. Οι 3 αυτές συνιστώσες αναφέρονται στην τριβή, στις αλλαγές που παρατηρούνται στο πεδίο των πιέσεων στον χρόνο (ισαλλοβαρικός άνεμος) και στις αλλαγές που παρατηρούνται στο πεδίο των πιέσεων στον χώρο (μη παράλληλες ισοβαρείς/ισούνηες καμπύλες). Οι δύο πρώτοι όροι αναφέρονται κυρίως στους χάρτες επιφανείας, ενώ ο τρίτος στους χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας. Ο αγεωστροφικός άνεμος παρουσιάζεται αναλυτικά στην εργασία του Πρεζεράκου (1985).

1.2.1 ΤΡΙΒΗ

Η δύναμη τριβής (*friction*) κοντά στο έδαφος εξασθενεί την ταχύτητα του ανέμου. Στην περίπτωση αυτή η ισορροπία των δυνάμεων έχει σαν αποτέλεσμα την υπερίσχυση της δύναμης βαροβαθμίδας έναντι της δύναμης Κοριόλις και το διάνυσμα του ανέμου τέμνει τις ισοβαρείς με ροή προς τις χαμηλές πιέσεις.

1.2.2 ΙΣΑΛΛΟΒΑΡΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Όταν το πεδίο πιέσεων μεταβάλλεται χρονικά, η ισορροπία των δυνάμεων που απαιτούνται για την γεωστροφική ροή χάνεται. Οι ισαλλοβαρείς καμπύλες αντιπροσωπεύουν σημεία που έχουν την ίδια τάση (δηλαδή την ίδια μεταβολή πίεσης στον χρόνο). Ο *ισαλλοβαρικός άνεμος* (*isallobaric wind*) είναι κάθετος στις ισαλλοβαρείς καμπύλες και πνέει από τις υψηλές τάσεις (άνοδο των πιέσεων) προς τις χαμηλές τάσεις (πτώση των πιέσεων). Η τάξη μεγέθους του ισαλλοβαρικού ανέμου είναι 10-20 kn και αποτελεί μια σημαντική διόρθωση του γεωστροφικού ανέμου για τον υπολογισμό του πραγματικού ανέμου σε περιοχές που το πεδίο πιέσεων μεταβάλλεται γρήγορα. Για παράδειγμα, σε υψώσεις με ισχυρή βαροβαθμίδα πίσω από ψυχρό μέτωπο ο πραγματικός άνεμος ενισχύεται σημαντικά λόγω του ισαλλοβαρικού ανέμου.

Ο υπολογισμός του μέτρου του ισαλλοβαρικού ανέμου στους ισαλλοβαρικούς χάρτες γίνεται με την χρήση μιας γεωστροφικής κλίμακας με βασική βαθμίδα ισαλλοβαρών 1 hPa /3 ώρες. Στην συνέχεια διορθώνεται το ανάγνωσμα της κλίμακας σύμφωνα με τον παρακάτω Πίνακα:

γ. πλάτος(ϕ)	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°
Συντελεστής	1,27	1,11	0,99	0,90	0,83	0,78	0,73

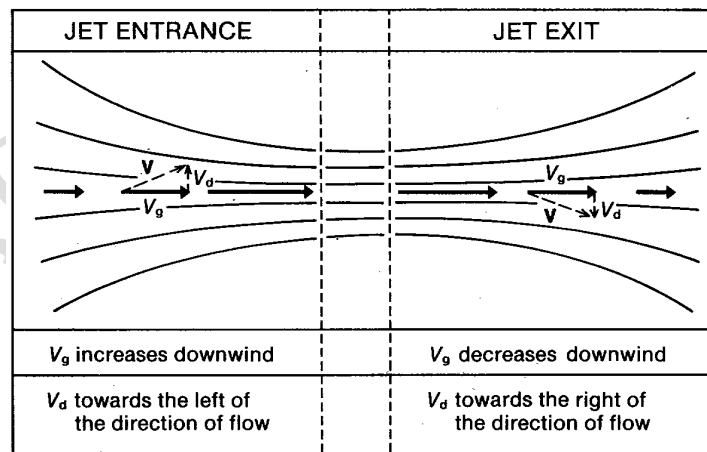
Παράδειγμα: Αν σε γεωγρ. πλάτος $\phi=45^{\circ}$ η χρήση της γεωστροφικής κλίμακας δίνει σαν ανάγνωσμα άνεμο 10 kn, ο συντελεστής διόρθωσης είναι 0,90 και το μέτρο του ισαλλοβαρικού ανέμου είναι $0,90 \cdot 10$ kn = 9 kn.

1.2.3 ΑΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ ΑΝΕΜΟΥ ΛΟΓΩ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΙΣΟΨΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΤΗΣ ΡΟΗΣ

Όταν το πεδίο πιέσεων/υψών μεταβάλλεται, δηλαδή έχουμε μεταβολή του V_g , και οι ισοβαρείς/ισοϋψείς είναι καμπύλες, υπάρχει κεντρομόλος επιτάχυνση. Επίσης, όταν οι ισοβαρείς/ισοϋψείς δεν είναι παράλληλες, ο V_g μεταβάλλεται (επιταχύνεται στην συρροή των καμπύλων και επιβραδύνεται στην απορροή). Έτσι, δημιουργείται μια αγεωστροφική συνιστώσα (V_d) του ανέμου, η οποία μεταβάλλει τον πραγματικό άνεμο (V) ως εξής:

- (α) σε έξαρση απορροής (*diffluent ridge*):
 - ο V_g επιβραδύνεται.
 - ο V_d έχει φορά δεξιά της ροής (προς τα μεγάλα ύψη).
 - ο V τέμνει τις ισοϋψείς προς τα μεγάλα ύψη.
- (β) σε έξαρση συρροής (*confluent ridge*):
 - ο V_g επιταχύνεται.
 - ο V_d έχει φορά αριστερά της ροής (προς τα μικρά ύψη).
 - ο V τέμνει τις ισοϋψείς προς τα μικρά ύψη.
- (γ) σε αυλώνα απορροής (*diffluent trough*):
 - ο V_g επιβραδύνεται.
 - ο V_d έχει φορά δεξιά της ροής (προς τα μεγάλα ύψη).
 - ο V τέμνει τις ισοϋψείς προς τα μεγάλα ύψη.
- (δ) σε αυλώνα συρροής (*confluent trough*):
 - ο V_g επιταχύνεται.
 - ο V_d έχει φορά αριστερά της ροής (προς τα μικρά ύψη).
 - ο V τέμνει τις ισοϋψείς προς τα μικρά ύψη.

Ο συνδυασμός των τεσσάρων προηγούμενων έχει εφαρμογή στην περίπτωση αεροχειμάρρου όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.1. Στην είσοδο του αεροχειμάρρου (συρροή) ο V_g επιταχύνεται και ο πραγματικός άνεμος V είναι αριστερά της κίνησης προς τις μικρότερες πιέσεις/ύψη (λόγω V_d). Στην έξοδο του αεροχειμάρρου (απορροή) ο V_g επιβραδύνεται και ο πραγματικός άνεμος V είναι δεξιά της κίνησης προς τις μεγαλύτερες πιέσεις/ύψη (λόγω V_d). Για την ανάπτυξη των συστημάτων στην επιφάνεια σε σχέση με τον αεροχειμάρρο βλέπε Ενότητα 1.6.1.



Σχήμα 1.1 Παράσταση της αγεωστροφικής συνιστώσας V_d λόγω μεταβολής του γεωστροφικού ανέμου V_g κατά μήκος των ισοϋψών γραμμών. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Η τιμή της γωνίας μεταξύ του πραγματικού ανέμου V και του V_g (όταν V_g μεταβάλλεται κατά την διεύθυνση της ροής) μπορεί να προσδιορισθεί από το μέγεθος της επιτάχυνσης. Ο παρακάτω Πίνακας δίνει την τιμή της γωνίας μεταξύ V και V_g σε συνάρτηση του γεωγρ. πλάτους και της απόστασης (σε ναυτ. μίλια) των ισοταχών (ανά 40 kn) κατά μήκος μιας ισοϋψούς.

γεωγρ. πλάτος (φ)	Απόσταση (ναυτ. μίλια) κατά μήκος μιας ισοϋψούς μεταξύ ισοταχών ανά 40 kn							
	60	90	120	150	180	210	240	300
	Γωνία μεταξύ V και V _g (σε μοίρες)							
70°	53	42	34	28	24	21	19	15
60°	56	44	36	30	26	23	20	16
50°	59	48	40	34	29	25	23	18
40°	63	53	45	38	33	29	26	22
30°	69	59	52	45	40	36	32	27
25°	72	63	56	50	45	41	37	31

Παράδειγμα: Σε γεωγρ. πλάτος φ=40° μια απόσταση 150 ναυτ. μιλίων μεταξύ των ισοταχών 80 kn και 120 kn δίνει γωνία 38°. Στην είσοδο του αεροχειμάρρου η γωνία είναι αριστερά της ροής, ενώ στην έξοδο δεξιά.

1.3 ΑΝΕΜΟΣ ΒΑΘΜΙΑΔΑΣ

Όταν η τροχιά είναι καμπυλόγραμμη, στα μόρια του αέρα εκτός των δυνάμεων βαροβαθμίδας και Κοριόλις εξασκείται και η φυγόκεντρος δύναμη (V^2/r , όπου r η ακτίνα καμπυλότητας). Η ισορροπία των δυνάμεων αυτών δίνει τον άνεμο βαθμίδας V_{gr} (gradient wind), ο οποίος πλησιάζει στην πράξη τον πραγματικό άνεμο.

(α) Για κυκλωνική καμπυλότητα στην ροή:

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left(-rf + \sqrt{r^2 f^2 + 4rfV_g} \right)$$

Ισχύει $V_{gr} < V_g$, δηλαδή ο άνεμος βαθμίδας V_{gr} είναι υπογεωστροφικός.

(β) Για αντικυκλωνική καμπυλότητα στην ροή:

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left(-rf - \sqrt{r^2 f^2 - 4rfV_g} \right)$$

Ισχύει $V_{gr} > V_g$, δηλαδή ο άνεμος βαθμίδας V_{gr} είναι υπεργεωστροφικός και η μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει είναι $V_{gr} = 2 V_g$.

Ο περιορισμός στην μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει V_{gr} οδηγεί συχνά σε δυναμικά ασταθή έξαρση (ridge). Δηλαδή, όταν στα ανατολικά κράσπεδα μιας έξαρσης στην μέση ή ανώτερη τροπόσφαιρα (π.χ. στο επίπεδο των 500 hPa) παρατηρούνται πολύ ισχυροί άνεμοι (jet streak) των οποίων η ένταση σε κάποια περιοχή γίνεται μεγαλύτερη από το διπλάσιο του V_g , δημιουργείται στην περιοχή αυτή κυκλωνική καμπυλότητα.

1.3.1 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΒΑΘΜΙΑΔΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΠΙΝΑΚΩΝ

Οι Πίνακες που παρατίθενται στην συνέχεια δίνουν τις διορθώσεις που πρέπει να γίνουν στον γεωστροφικό άνεμο για να προκύψει ο άνεμος βαθμίδας και εφαρμόζονται όταν το σύστημα ισοβαρών/ισοϋψών είναι στάσιμο.

Στον 1° Πίνακα που ακολουθεί φαίνεται ο τρόπος με τον οποίο επηρεάζεται το αποτέλεσμα του γεωστροφικού ανέμου από τις μεταβολές της παραμέτρου Κοριόλις. Έτσι, σε γεωγρ. πλάτος φ=50° ακτίνα καμπυλότητας 600 ναυτ. μιλίων «ισοδυναμεί» με ακτίνα καμπυλότητας 489 ναυτ. μιλίων σε γεωγρ. πλάτος φ=70° ή με ακτίνα καμπυλότητας 919 ναυτ. μιλίων σε γεωγρ. πλάτος φ=30°.

Οι επόμενοι δύο Πίνακες δίνουν τις διορθώσεις (σε kn) που πρέπει να προστεθούν στον γεωστροφικό άνεμο για να υπολογισθεί ο άνεμος βαθμίδας. Βλέπουμε ότι στον Πίνακα για την κυκλωνική καμπυλότητα οι τιμές διόρθωσης είναι αρνητικές ($V_{gr} < V_g$), ενώ στον Πίνακα για την αντικυκλωνική καμπυλότητα οι τιμές διόρθωσης είναι θετικές ($V_{gr} > V_g$).

γ. πλάτος (φ)	Ακτίνα καμπυλότητας ισοβαρών ή ισοϋψών (ναυτ. μίλια)											
70°	98	147	196	245	367	489	737	978	1467	1957	2446	3261
60°	106	159	212	265	398	531	796	1061	1592	2123	2654	3538
50°	120	180	240	300	450	600	900	1200	1800	2400	3000	4000
40°	143	215	286	358	536	715	1073	1430	2145	2860	3575	4767
30°	184	276	368	460	689	919	1379	1839	2758	3677	4596	6128

Ένταση V _g (kn)	Διόρθωση για κυκλωνική καμπυλότητα (kn)											
10	-1	-1	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0	0
20	-5	-4	-3	-3	-2	-1	-1	-1	-1	0	0	0
30	-9	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-2	-1	-1	-1	-1
40	-14	-11	-10	-8	-6	-5	-4	-3	-2	-2	-1	-1
60	-25	-21	-18	-16	-12	-10	-8	-6	-4	-3	-3	-2
80	-37	-32	-28	-25	-20	-17	-13	-10	-7	-6	-5	-4
100	-51	-44	-39	-35	-28	-24	-18	-15	-11	-9	-7	-6
120	-64	-56	-50	-46	-38	-32	-25	-21	-15	-12	-10	-8
140	-78	-69	-62	-57	-47	-41	-32	-27	-20	-16	-13	-10
160	-93	-83	-75	-69	-58	-50	-40	-33	-25	-20	-17	-13
180	-108	-96	-88	-81	-69	-60	-48	-40	-31	-25	-21	-16
200	-123	-111	-101	-94	-80	-70	-57	-48	-37	-30	-25	-20
220	-138	-125	-115	-107	-91	-81	-66	-56	-43	-35	-30	-24
240	-154	-140	-129	-120	-103	-91	-75	-64	-50	-41	-35	-28
260	-170	-154	-143	-133	-115	-103	-85	-73	-57	-47	-40	-32
280	-185	-169	-157	-147	-128	-114	-95	-82	-64	-53	-46	-37

Ένταση V _g (kn)	Διόρθωση για αντικυκλωνική καμπυλότητα (kn)											
10	4	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
20	—	—	8	5	3	2	1	1	1	0	0	0
30	—	—	—	26	8	5	3	2	1	1	1	1
40	—	—	—	—	20	11	6	4	2	2	1	1
60	—	—	—	—	—	52	16	10	6	4	3	2
80	—	—	—	—	—	—	39	21	12	8	6	4
100	—	—	—	—	—	—	—	41	20	13	10	7
120	—	—	—	—	—	—	—	104	32	20	15	11
140	—	—	—	—	—	—	—	—	50	30	22	15
160	—	—	—	—	—	—	—	—	79	42	30	20
180	—	—	—	—	—	—	—	—	156	59	40	26
200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	83	53	34

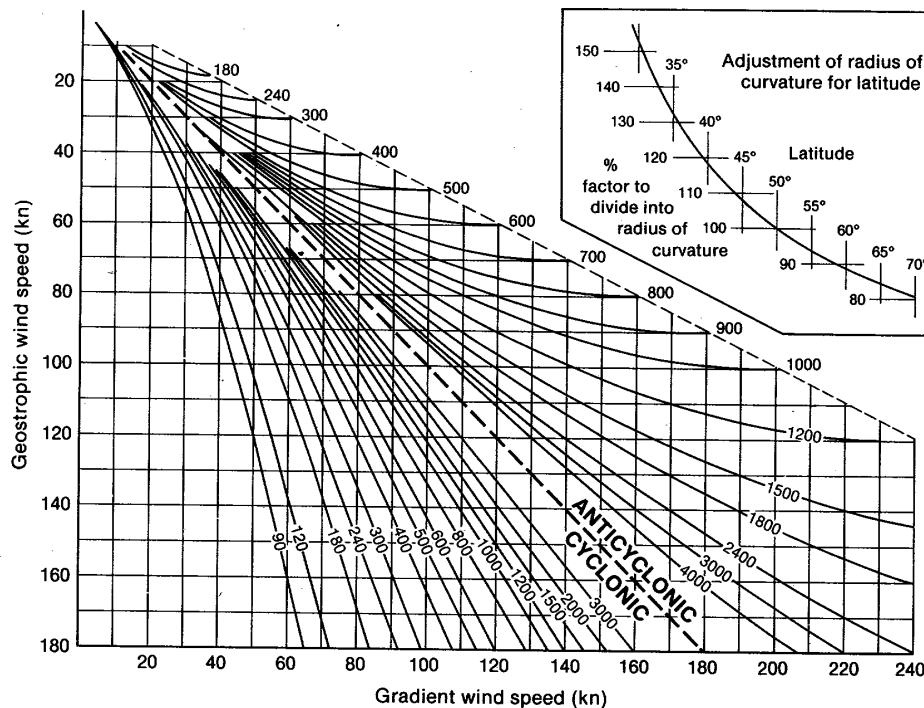
Παράδειγμα: Αν σε φ=50° η ακτίνα καμπυλότητας είναι 600 ναυτ. μίλια και ο V_g=30 kn, η διόρθωση που πρέπει να γίνει για τον υπολογισμό του πραγματικού ανέμου είναι: σε κυκλωνική καμπυλότητα -3 και V_{gr} = 30 + (-3) kn = 27 kn και σε αντικυκλωνική καμπυλότητα +5 και V_{gr} = 30 + (+5) kn = 35 kn.

1.3.2 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΒΑΘΜΙΔΑΣ ΜΕ ΓΡΑΦΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟ

Στο Σχήμα 1.2 δίνεται γράφημα για τον υπολογισμό της έντασης του ανέμου βαθμίδα από την ένταση του γεωστροφικού ανέμου και της ακτίνας καμπυλότητας.

Βήμα 1: επειδή το γράφημα έχει σχεδιασθεί για χρήση σε γεωγρ. πλάτος φ=50°, για την χρήση σε άλλα γεωγρ. πλάτη η ακτίνα καμπυλότητας πρέπει να πολλαπλασιασθεί με ένα διορθωτικό παράγοντα ώστε να βρεθεί η ισοδύναμη ακτίνα καμπυλότητας σε γεωγρ. πλάτος φ=50°. Χρησιμοποιώντας το μικρό γράφημα επάνω δεξιά βρίσκουμε την ισοδύναμη ακτίνα καμπυλότητας σε φ=50° διαιρώντας την πραγματική ακτίνα με τον εκατοστιαίο διορθωτικό παράγοντα που προκύπτει από το γράφημα.

Για παράδειγμα, σε $\phi=39,5^\circ$ ο εκατοστιαίος διορθωτικός παράγοντας είναι 120%. Αν η πραγματική ακτίνα καμπυλότητας είναι 1200 ναυτ. μίλια, η ισοδύναμη ακτίνα καμπυλότητας σε $\phi=50^\circ$ είναι $1200 / 120\% = 1000$ ναυτ. μίλια.



Σχήμα 1.2 Γράφημα υπολογισμού την ένταση του ανέμου βαθμίδας από την ένταση του γεωστροφικού ανέμου και της ακτίνας καμπυλότητας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Βήμα 2: στο κυρίως γράφημα βρίσκουμε το σημείο τομής του γεωστροφικού ανέμου (αριστερός άξονας) και της καμπύλης που δείχνει την ακτίνα καμπυλότητας. Οι κυκλωνικές καμπύλες βρίσκονται αριστερά της ευθείας διακεκομμένης γραμμής που δείχνει άπειρη ακτίνα καμπυλότητας, ενώ οι αντικυκλωνικές δεξιά της. Η ένταση του ανέμου βαθμίδας βρίσκεται στον κάτω άξονα του γραφήματος.

Για παράδειγμα, για ακτίνα καμπυλότητας 1000 ναυτ. μιλίων και $V_g=90$ kn υπολογίζεται άνεμος $V_{gr} \approx 76$ kn σε κυκλωνική καμπυλότητα και $V_{gr} \approx 136$ kn σε αντικυκλωνική.

1.4 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ (VERTICAL WIND SHEAR) ΣΤΑ ΧΑΜΗΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

1.4.1 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΣ ΒΑΘΜΙΔΑΣ

Ο επιφανειακός άνεμος συνήθως εξασθενεί σε ένταση και αντιστρέφεται σε διεύθυνση σε σχέση τον άνεμο βαθμίδας. Το μέγεθος της μεταβολής εξαρτάται από την ευστάθεια του αέρα και την τραχύτητα της επιφάνειας. Τραχείες επιφάνειες αυξάνουν την τριβή, ενώ μεγαλύτερη ευστάθεια περιορίζει τις, λόγω των αναταράξεων, ανταλλαγές ενέργειας μεταξύ ανώτερης ροής και της ροής στην επιφάνεια.

1.4.2 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΣ ΣΤΑ 900 m

Οι παρακάτω Πίνακες δείχνουν, από παρατηρήσεις που έγιναν στην Μεγάλη Βρετανία, την σχέση της έντασης του ανέμου στην επιφάνεια (V_0) και στα 900 m (V_9), καθώς και της γωνίας (θ) μεταξύ τους σε διάφορες περιπτώσεις ευστάθειας/αστάθειας της ατμόσφαιρας.

	ένταση ανέμου (kn) στα 900 m πάνω από θάλασσα ($\phi=52^\circ$ N, $\lambda=20^\circ$ W)									
	10-19 kn		20-29 kn		30-39 kn		40-49 kn		≥ 50 kn	
	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ
υπεραδιαβατική θερμοβαθμίδα	0,95	0	0,90	0	0,85	0	0,80	0	0,90	0
υπό συνθήκες αστάθεια	0,90	5	0,85	5	0,80	5	0,75	5	0,75	5
υπό συνθήκες ευστάθεια	0,85	10	0,75	10	0,70	15	0,65	10	0,65	10
ευστάθεια	0,80	15	0,70	20	0,65	20	0,60	20	0,60	20
ισόθερμο στρώμα/αναστροφή	0,75	15	0,70	20	0,65	20	0,60	20	0,55	25

	ένταση ανέμου (kn) στα 900 m πάνω από στεριά (αεροδρόμιο Heathrow Λονδίνου)									
	10-19 kn		20-29 kn		30-39 kn		40-49 kn		≥ 50 kn	
	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ	V_0/V_9	θ
Ημέρα										
υπεραδιαβατική θερμοβαθμίδα και υπό συνθήκες αστάθεια	0,65	5	0,55	5	0,50	10	0,50	10	0,35	15
υπό συνθήκες ευστάθεια	0,50	20	0,45	20	0,45	20	0,45	20	0,45	15
ευστάθεια	0,45	35	0,45	30	0,40	25	0,30	20	0,40	25
ισόθερμο στρώμα/αναστροφή	0,35	45	0,40	35	0,35	35	0,40	30	0,40	30
Νύχτα										
υπεραδιαβατική θερμοβαθμίδα και υπό συνθήκες αστάθεια	0,25	20	0,35	25	0,30	35	0,40	15	0,40	25
υπό συνθήκες ευστάθεια	0,35	25	0,35	30	0,35	25	0,35	20	0,35	15
ευστάθεια	0,30	35	0,30	35	0,30	30	0,35	30	0,35	15
ισόθερμο στρώμα/αναστροφή	0,30	45	0,25	40	0,25	35	0,30	30	no obs	

1.4.3 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΤΡΑΧΥΤΗΤΑΣ

Σε συνθήκες ουδέτερης ισορροπίας, η μεταβολή της έντασης του ανέμου με το ύψος (h) μπορεί να εκφρασθεί από την σχέση $V = K \cdot h \cdot p$, όπου K σταθερά, h το ύψος και p εξαρτάται από την τραχύτητα της επιφάνειας.

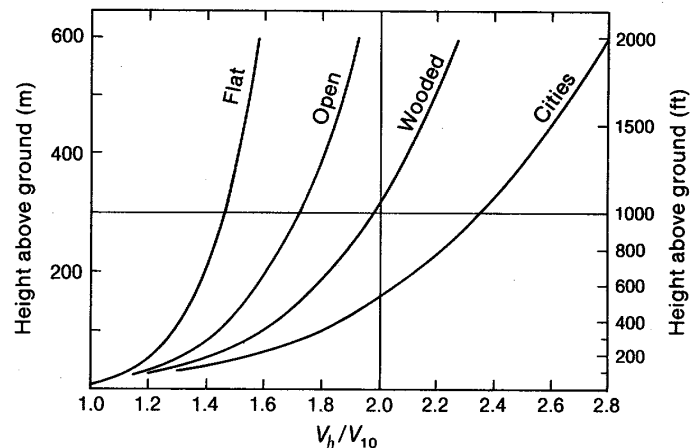
Στο Σχήμα 1.3 έχει υπολογισθεί ο λόγος V_h/V_{10} (όπου V_h ο άνεμος σε h μέτρα και V_{10} ο άνεμος στα 10 μέτρα) για επιφάνειες διαφορετικής τραχύτητας. Όπως φαίνεται από το Σχήμα αυτό, ο λόγος V_h/V_{10} είναι μικρός σε επίπεδη επιφάνεια και πολύ μεγάλος πάνω από τις πόλεις.

Επίσης, από το ίδιο Σχήμα μπορεί κανείς να εκτιμήσει τον άνεμο στα 10 m αν γνωρίζει την έντασή του στα 600 m. Έτσι, αν π.χ. σε μια δασώδη περιοχή στο ύψος των 600 m η ένταση του ανέμου είναι $V_{600} = 23$ kn, η ένταση στα 10 m υπολογίζεται από την σχέση $\frac{V_{600}}{V_{10}} = 2,3$ και είναι

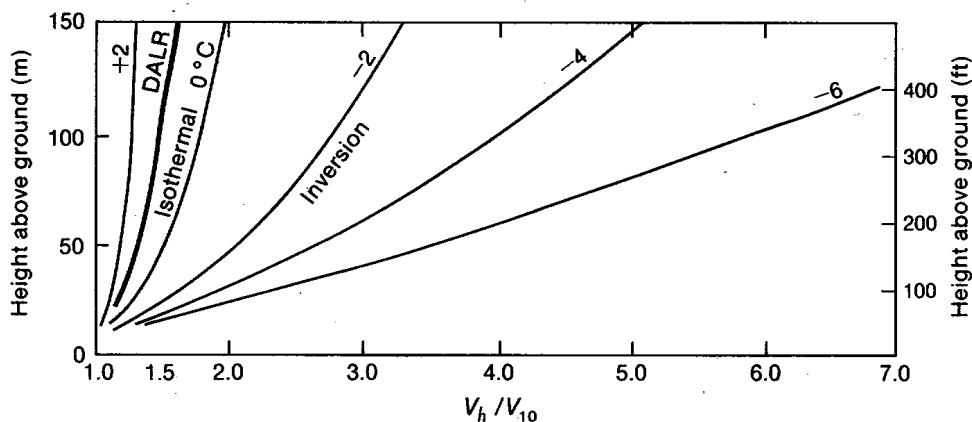
$V_{10} \approx 10$ kn, ενώ ο άνεμος στο ύψος των 300 m προσεγγιστικά είναι $V_{300} \approx 20$ kn.

1.4.4 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΣΕ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Από μετρήσεις που έχουν γίνει φαίνεται ότι ο λόγος V_h/V_{10} εξαρτάται από την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Στο Σχήμα 1.4 δίνονται οι μεταβολές του V_h/V_{10} πάνω από το Cardington της Μ. Βρετανίας για διαφορετικές συνθήκες ισορροπίας της ατμόσφαιρας στο στρώμα μεταξύ επιφάνειας και 400 ft.



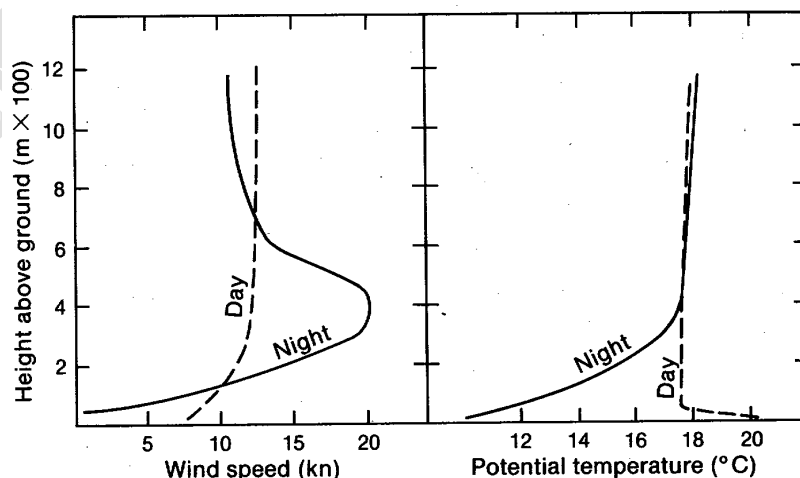
Σχήμα 1.3 Μεταβολή του V_h/V_{10} πάνω από διαφορετικές επιφάνειες σε συνθήκες ουδέτερης ισορροπίας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)



Σχήμα 1.4 Μεταβολή του V_h/V_{10} για διάφορες κατακόρυφες θερμοβαθμίδες πάνω από το Cardington της Μ. Βρετανίας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

1.4.5 ΗΜΕΡΗΣΙΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Σε αντικυκλωνικές συνθήκες κυκλοφορίας παρουσιάζονται μεγάλες διαφορές στην ένταση του ανέμου καθ' ύψος μεταξύ ημέρας και νύχτας. Στο Σχήμα 1.5 παρουσιάζεται ο «νυχτερινός αεροχειμαρρός», ο οποίος παρατηρείται σε ανέφελη νύχτα στο στρώμα αναστροφής της θερμοκρασίας, ενώ εξαφανίζεται κατά την διάρκεια της ημέρας. Βλέπε επίσης Παράγραφο 1.6.3.



Σχήμα 1.5 Κατακόρυφη δομή της έντασης του ανέμου και της δυναμικής θερμοκρασίας την ημέρα και την νύχτα σε τυπικές συνθήκες σχεδόν αίθριου καιρού. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

1.4.6 ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΙΣΧΥΡΟΥ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

(α) Κατά την διέλευση ψυχρού μετώπου παρατηρήθηκε σε αεροδρόμιο των ΗΠΑ τον Αύγουστο του 1973 η παρακάτω καθ' ύψος μεταβολή του ανέμου:

Επιφάνεια	308°	5 kn
300 ft	211°	14 kn
500 ft	194°	29 kn
700 ft	195°	33 kn

(β) Σε νύχτα έντονης ακτινοβολίας που υπήρχε «νυχτερινός αεροχείμαρρος» παρατηρήθηκε στο Cardington της Μ. Βρετανία διαφορά στην ένταση του ανέμου 15 kn μεταξύ 9 m και 45 m.

(γ) Σε περιπτώσεις ριπαίων ανέμων καταιγίδας μπορεί να παρατηρηθούν διαφορές στην ένταση του ανέμου 25 kn σε απόσταση ενός χιλιομέτρου. Επισημαίνεται ότι τα *μέτωπα των ριπών (gust fronts)* είναι δυνατόν να κινούνται ακόμη και σε απόσταση 15 ναυτ. μιλίων μακριά από τον πυρήνα της καταιγίδας.

1.4.7 ΚΑΘΟΔΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ ΚΑΤΑΙΓΙΔΑΣ

Τα *καθοδικά ρεύματα καταιγίδας (downdrafts)* είναι ισχυροί καθοδικοί άνεμοι που προκαλούνται λόγω των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα μέσα σε ανεπτυγμένα καταιγιδοφόρα νέφη. Τα ρεύματα αυτά φθάνοντας στο έδαφος διασκορπίζονται βιαίως προς όλες τις κατευθύνσεις προκαλώντας ριπαίους ανέμους (downbursts) στην περιοχή κοντά στην καταιγίδα. Τα downbursts διακρίνονται ανάλογα με το μέγεθός τους και την διάρκειά τους σε macrobursts (διάμετρος > 4 km, διάρκεια 5-20 min) και σε microbursts (διάμετρος < 4 km, διάρκεια 2-5 min).

Τα microbursts διακρίνονται σε υγρά και ξηρά ανάλογα με το αν συνοδεύονται ή όχι από υετό. Στα ξηρά microbursts ο άνεμος ενισχύεται σημαντικά σε σχέση με τα υγρά λόγω της εξάτμισης του αέρα των καθοδικών ρευμάτων.

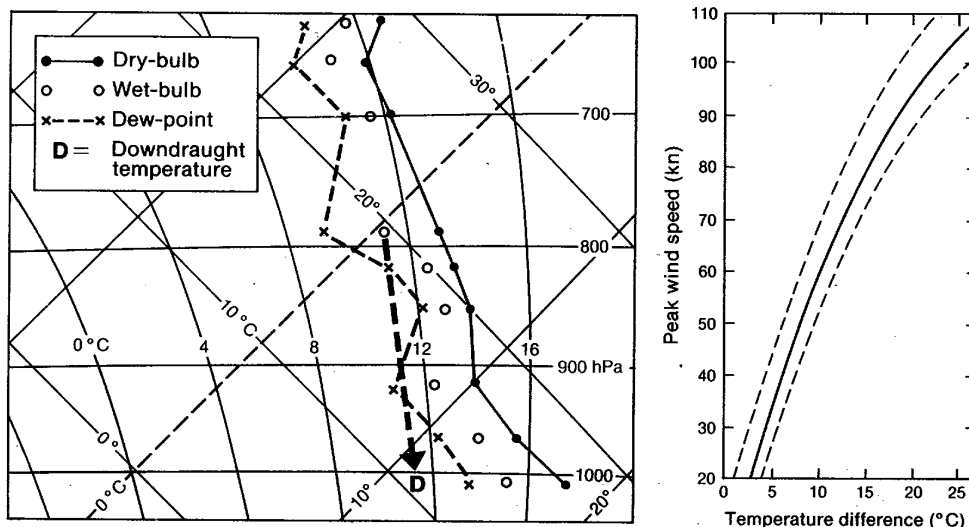
Τα microbursts είναι πολύ επικίνδυνα λόγω των καταστροφικών ανέμων που προκαλούν και στα οποία οφείλονται πολλά αεροπορικά ατυχήματα. Στις ΗΠΑ έχουν μετρηθεί microbursts με τα εξής χαρακτηριστικά:

- κατακόρυφες ταχύτητες: 50-70 kn.
- οριζόντιες ταχύτητες: μέχρι 60 kn.
- πολύ ισχυρό wind shear στα κατώτερα στρώματα.

Το *μέγιστο των τιμών των καθοδικών ρευμάτων καταιγίδας* εξαρτάται σημαντικά από την διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του ψυχρού αέρα του καθοδικού ρεύματος και του θερμότερου αέρα του περιβάλλοντος κοντά στο έδαφος. Στο Σχήμα 1.6(αριστερά) περιγράφεται η διαδικασία για την εκτίμηση της θερμοκρασίας του αέρα του καθοδικού ρεύματος με την βοήθεια Τεφιγράμματος:

- χαράσσουμε την καμπύλη της θερμοκρασίας του υγρού θερμομέτρου T_w .
- από το σημείο τομής της T_w και της ισόθερμης 0°C κατεβαίνουμε με την υγρή αδιαβατική μέχρι την στάθμη της επιφάνειας.
- η τιμή της θερμοκρασίας που αντιστοιχεί στο σημείο τομής είναι η θερμοκρασία του αέρα του καθοδικού ρεύματος.

Το Σχήμα 1.6(δεξιά) δείχνει την σχέση μεταξύ του μεγίστου της έντασης του ανέμου στην επιφάνεια και της θερμοκρασιακής διαφοράς του ψυχρού καθοδικού ρεύματος και του θερμότερου επιφανειακού αέρα σε μη-μετωπική καταιγίδα. Στις ΗΠΑ βρέθηκε συντελεστής συσχέτισης 0,86.

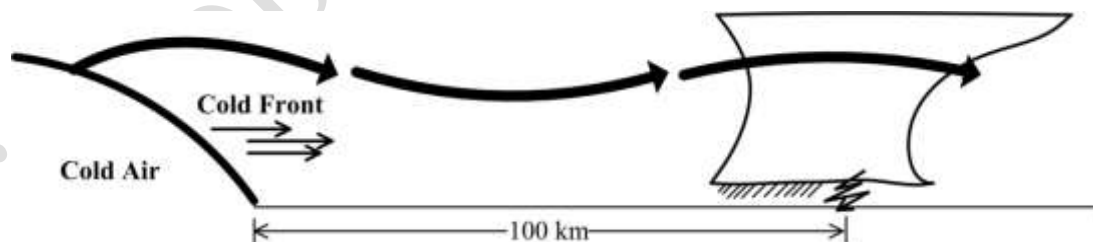


Σχήμα 1.6 (αριστερά) Παράδειγμα υπολογισμού της θερμοκρασίας καθοδικού ρεύματος με την χρήση Τεφιγράμματος και (δεξιά) Σχέση μέγιστης έντασης ανέμου στην επιφάνεια και θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ του ψυχρού αέρα καθοδικού ρεύματος και του θερμότερου επιφανειακού αέρα σε μη-μετωπική καταιγίδα στις ΗΠΑ. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

1.4.8 ΛΑΙΛΑΠΑ ΚΑΙ ΓΡΑΜΜΗ ΛΑΙΛΑΠΑΣ

Με τον όρο *λαίλαπα* (*squall*) εννοούμε έναν ισχυρό άνεμο που «σηκώνεται» ξαφνικά, διαρκεί κάποια λεπτά και παύει σχετικά απότομα. Σύμφωνα με τον WMO, ως *λαίλαπα* χαρακτηρίζεται η ξαφνική αύξηση της ταχύτητας του ανέμου τουλάχιστον κατά 16 kn, της ταχύτητας αυξανόμενης στους 22 kn ή περισσότερο και διαρκούς τουλάχιστον 1 λεπτό. Διακρίνεται από την ριπή ανέμου από την μεγαλύτερη διάρκειά της.

Ο όρος *γραμμή λαιλάπας* (*squall line*) αναφέρεται σε καταιγίδες οργανωμένες κατά μήκος μιας γραμμής ή μιας ζώνης που συχνά συνοδεύονται από ριπάλιους ανέμους (σε κάποιες περιπτώσεις ξεπερνούν τους 50 kn), πτώση της θερμοκρασίας και ισχυρό νετό. Συνήθως στα μέσα πλάτη η γραμμή λαιλάπας παρατηρείται μπροστά από ψυχρό μέτωπο και σε απόσταση έως και 300 km πριν από αυτό. Προσομοιώσεις για τον σχηματισμό των προ-μετωπικών καταιγίδων της γραμμής λαιλάπας δείχνουν ότι η ροή του αέρα στην ανώτερη ατμόσφαιρα μπροστά από το ψυχρό μέτωπο αναπτύσσεται σε κύματα (gravity waves) παρόμοια με αυτά των κυμάτων όρους (Σχήμα 1.7). Αποτέλεσμα αυτής της κυματοειδούς ροής είναι το ανοδικό ρεύμα του κύματος να ευνοεί τον σχηματισμό νεφών κατακορύφου ανάπτυξης και το καθοδικό να τον εμποδίζει.



Σχήμα 1.7 Σχηματισμός προ-μετωπικών καταιγίδων γραμμής λαιλάπα μπροστά από ψυχρό μέτωπο. (Πηγή: προσαρμογή από Ahrens, 2000.)

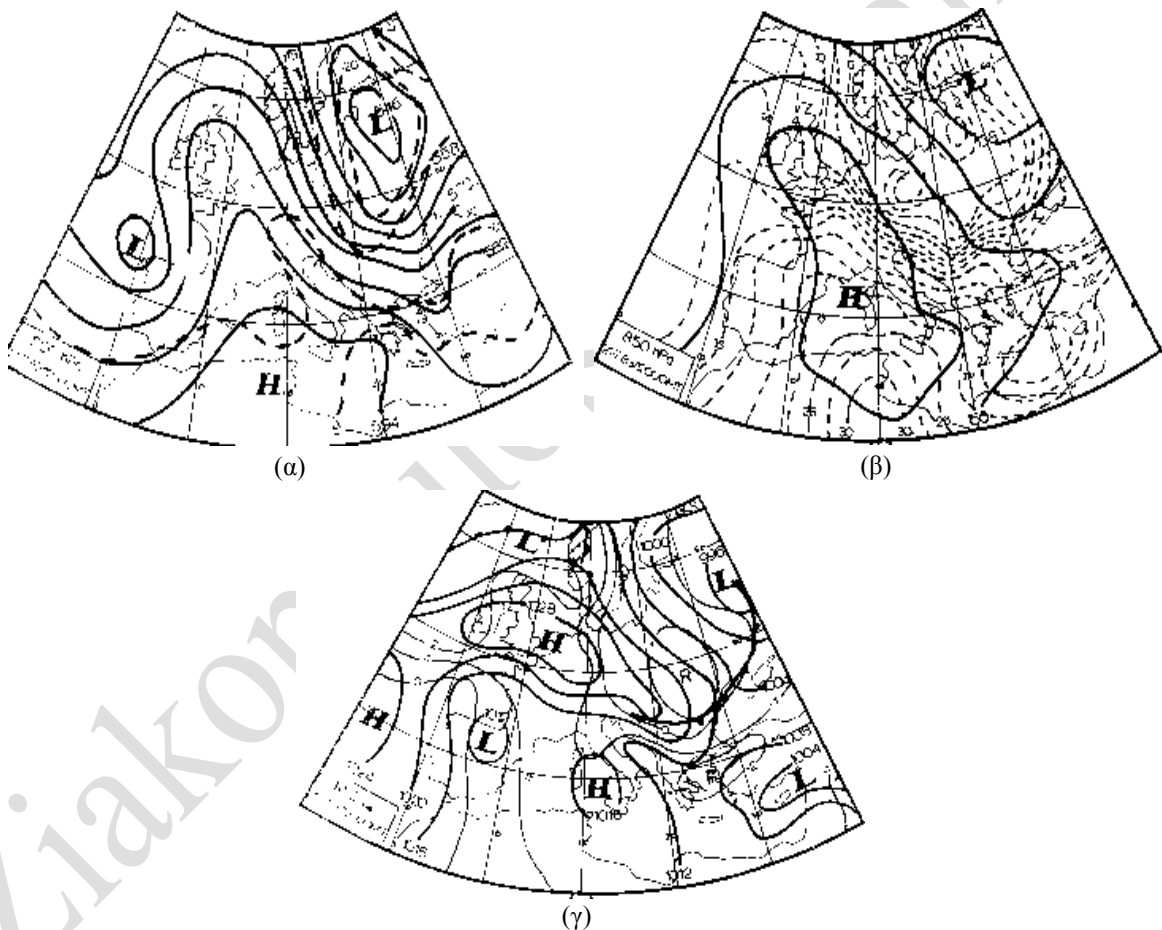
1.4.9 ΜΠΟΥΡΙΝΙΑ

Οι ξαφνικές ανεμοθύελλες ονομάζονται κυρίως από τους ναυτικούς *μπουρίνια* (η λέξη προέρχεται από την ενετική *borin* που σημαίνει θύελλα). Οι ανεμοθύελλες αυτές κατά κανόνα είναι φαινόμενα μικρής και μέσης κλίμακας και συνδέονται με θερμικές ή μετωπικές καταιγίδες. Οι ισχυροί ριπάλιοι άνεμοι που παρατηρούνται κατά την εκδήλωση μιας καταιγίδας, προκαλούνται από την πρόσκρουση των καθοδικών ρευμάτων στο έδαφος και μπορούν να φτάσουν σε μία οριζόντια απόσταση 25-30 km από την περιοχή του καταιγιδοφόρου νέφους.

Ιδιαίτερα καταστροφικά είναι ορισμένα μπουρίνια που παρατηρούνται κατά την διάρκεια της θερμής εποχής του έτους στις ακτές της Θεσσαλίας, της Μακεδονίας, της Θράκης και γενικότερα στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου και του Βορείου Ιονίου. Τα περισσότερα περιστατικά ισχυρών μπουρινιών παρατηρούνται κατά την διέλευση ψυχρών μετώπων από την Βόρεια Ελλάδα. Τα μέτωπα αυτά είναι ιδιαίτερος επικίνδυνα στις περιπτώσεις κατά τις οποίες:

- κινούνται γρήγορα από βορρά προς νότο.
- οι αέριες μάζες που βρίσκονται πάνω από την Ελλάδα είναι θερμές και ασταθείς.
- η διέλευσή τους πραγματοποιείται στο χρονικό διάστημα από το απόγευμα έως αργά την νύχτα, οπότε είναι πολύ πιθανόν να προκληθεί έκλυση της λανθάνουσας ή δυνητικής αστάθειας της ατμόσφαιρας (στην περίπτωση αυτή το Τεφίγραμμα της Θεσσαλονίκης είναι απαραίτητο).

Όλες οι παραπάνω συνθήκες υπήρχαν στις 21-7-1983 (Σχήμα 1.8), όταν αργά το απόγευμα ισχυρή ανεμοθύελλα έπληξε τις ακτές του Θερμαϊκού Κόλπου και έγινε η αιτία, εκτός των φυσικών καταστροφών, να χάσουν την ζωή τους εννέα άνθρωποι, οι περισσότεροι των οποίων επέβαιναν σε μικρά σκάφη που βούλιαξαν.



Σχήμα 1.8 Συνοπτική κατάσταση στις 21-7-1983/1200 UTC: (α) Χάρτης 500 hPa, (β) Χάρτης 850 hPa και (γ) Χάρτης Μ.Σ.Θ. (Πηγή: Πρεζεράκος και Πετρολιάγκης, 1986.)

Πέραν των όσων αναφέρθηκαν προηγουμένως, θα πρέπει να έχουμε υπόψη μας ότι κατά την διέλευση ενός ενεργού ψυχρού μετώπου από μία περιοχή σχεδόν πάντοτε παρατηρείται απότομη μεταβολή στην διεύθυνση και την ένταση του ανέμου. Η μεγάλη ένταση του ανέμου στην περίπτωση αυτή εξαρτάται από την ταχύτητα του αεροχειμάρρου χαμηλού ύψους πριν από το ψυχρό μέτωπο (βλέπε επίσης Παράγραφο 1.6.3) και από την ταχύτητα του ανέμου στα μέσων υψών στρώματα κοντά στην μετωπική επιφάνεια.

1.5 ΣΙΦΩΝΕΣ

Οι *σίφωνες* (*tornados*) συνδέονται με ισχυρές υπερκυτταρικές καταιγίδες και για την εκδήλωσή τους, κατά κανόνα, απαιτούνται:

- μεγάλο βάθος αστάθειας λόγω κατακόρυφης μεταφοράς (convective instability).
- υψηλές τιμές της δυνητικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου θ_w στα κατώτερα στρώματα ($18^\circ\text{-}23^\circ\text{ C}$).
- αξιοσημείωτη δυνητική αστάθεια (potential instability), η οποία καταδεικνύεται, για παράδειγμα, με πτώση στις τιμές της θ_w της τάξης των 5° ή περισσότερο μέχρι τα 500 hPa.
- αξιοσημείωτο κατακόρυφο wind shear με τους ανέμους να ενισχύονται και να στρέφονται (veering) καθ' ύψος.

Τα πολύ ισχυρά ανοδικά ρεύματα μέσα σε καταιγιδοφόρα νέφη συνδέονται με πολύ ισχυρή σύγκλιση στα κατώτερα στρώματα και με την αύξηση του στροβιλισμού που υπήρχε πριν την θύελλα. Ο περιστρεφόμενος αέρας συγκεντρώνεται μέσα σε ένα στενό νέφος-χωνί όπου η πίεση πέφτει σημαντικά και οι εντάσεις του ανέμου αυξάνονται εξαιρετικά. Η διάμετρος της περιστρεφόμενης στήλης του αέρα κοντά στο έδαφος είναι λίγες εκατοντάδες ή ακόμη και μερικές χιλιάδες μέτρα. Συνήθως, η ζωή των σιφώνων διαρκεί 10–15 λεπτά και η απόσταση που διανύουν είναι λίγα χιλιόμετρα.

Στην διεθνή βιβλιογραφία, για τον *σίφωνα ξηράς* χρησιμοποιείται ο όρος *tornado*, ενώ για τον *σίφωνα θάλασσας ή υδροσίφωνα* χρησιμοποιείται συνήθως ο όρος *water spout*.

Στην Ελλάδα σίφωνες συμβαίνουν κυρίως σε περιοχές ισχυρών καταιγίδων που προκαλούνται από την διέλευση ενεργών ψυχρών μετώπων. Είναι όμως πιθανόν να συμβούν και κατά την διάρκεια εκδήλωσης ισχυρών θερμικών καταιγίδων.

Αρκετά περιστατικά εκδήλωσης σιφώνων συμβαίνουν στην χώρα μας. Ενδεικτικά αναφέρονται τα περιστατικά στον Αστακό (18-10-1934 με τρεις νεκρούς), στην Κομοτηνή (16-6-1988 κατά πληροφορίες με βροχή βατράχων!!!), στα Σπάτα (27-7-2002 με 2 τραυματίες και ζημιές σε αεροσκάφη στο α/δ Ελ. Βενιζέλος), στην Μανωλάδα (25-3-2009 με 3 νεκρούς) και στην Κύθνο (14-10-2010).



Σχήμα 1.9 Φωτογραφία σίφωνα: (αριστερά) σε αρχικό στάδιο σχηματισμού στις 12-1-2011 στο Διακοφτό (Πηγή: Κοττάς Θ.) και (δεξιά) σε πλήρη ανάπτυξη στις 10-9-2003 στις Μπενίτσες της Κέρκυρας. (Πηγή: Hellas Weather.)

1.6 ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ

Ο αεροχειμάρρος (*jet stream*) είναι μια στενή ζώνη ταχέως κινούμενου αέρα, του οποίου το μήκος (αρκετές εκατοντάδες km) είναι συχνά 10πλάσιο από το πλάτος του, ενώ το ύψος είναι μόνο 1 ή 2 km. Το κατακόρυφο wind shear είναι συχνά της τάξης των 3 έως 6 kn ανά 1000 ft. Το οριζόντιο wind shear μπορεί να είναι της τάξης των 20 kn ανά 100 ναυτ. μίλια. Ένα κατώτερο αυθαίρετο όριο 60 kn ισχύει ώστε να χαρακτηριστεί ως αεροχειμάρρος μια ζώνη ισχυρών ανέμων στα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας.

1.6.1 ΠΟΛΙΚΟΣ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ

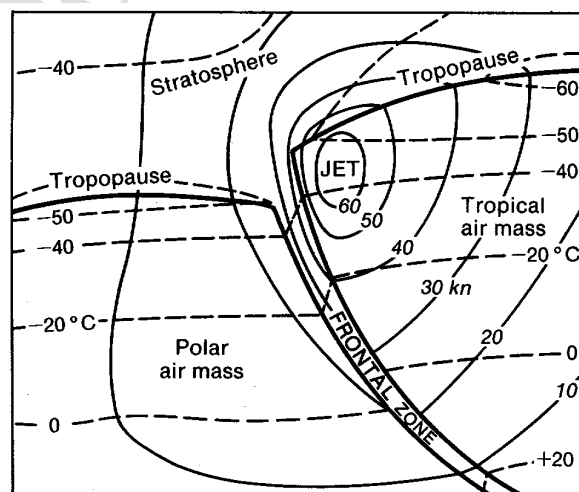
Ονομάζεται έτσι γιατί συνδέεται με το πολικό μέτωπο, αλλά ο όρος εφαρμόζεται σε κάθε αεροχειμάρρο που σχηματίζεται εντός της τροπόσφαιρας, όταν υπάρχει βαροκλιτική ζώνη που εκτείνεται ως την χαμηλή τροπόσφαιρα. Ο πολικός αεροχειμάρρος βρίσκεται σε μια εκτεταμένη περιοχή μεταξύ των παραλλήλων 35° και 70°. Η μέση θέση του είναι πιο κοντά στον Ισημερινό τον χειμώνα παρά το καλοκαίρι.

Στο Σχήμα 1.10 δίνεται μια κάθετη τομή ενός τυπικού παραδείγματος πολικού αεροχειμάρρου και στο Σχήμα 1.11 δίνεται η σχέση μεταξύ της θέσης του άξονα του αεροχειμάρρου και των επιφανειακών μετώπων μιας υφέσεως που βρίσκεται στην ώριμη φάση της.

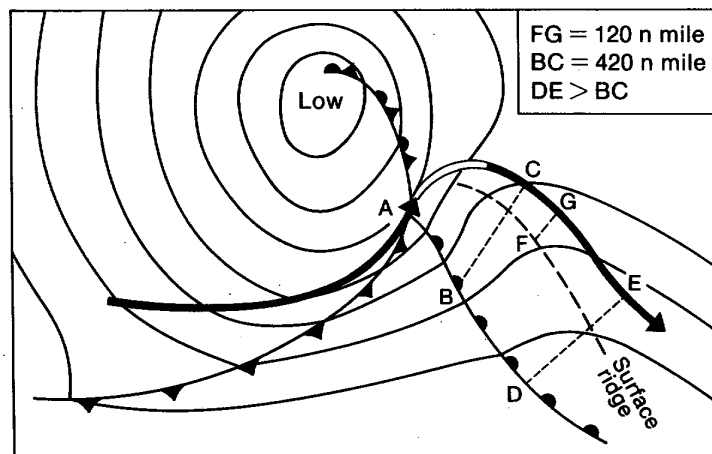
(α) *Ύψος*: ο πυρήνας του αεροχειμάρρου εντοπίζεται στον θερμό αέρα περίπου 3000 ft κάτω από την τροπόπαυση, συνήθως μεταξύ 300 και 250 hPa και κατά την κατακόρυφο πάνω από την θέση της μετωπικής ζώνης στα 500 hPa. Το επίπεδο του ύψους ποικίλει κατά μήκος του αεροχειμάρρου και είναι υψηλότερο γύρω από τις εξάρσεις (ridges) και χαμηλότερο κοντά στους αυλώνες (troughs).

(β) *Διεύθυνση*: η πλειονότητα των αεροχειμάρρων έχουν δυτική συνιστώσα. Βόρειοι ή βορειοανατολικοί αεροχειμάρροι παρατηρούνται κατά διαστήματα τους χειμερινούς μήνες, ενώ νότιοι ή νοτιοανατολικοί πολικοί αεροχειμάρροι είναι σπάνιοι.

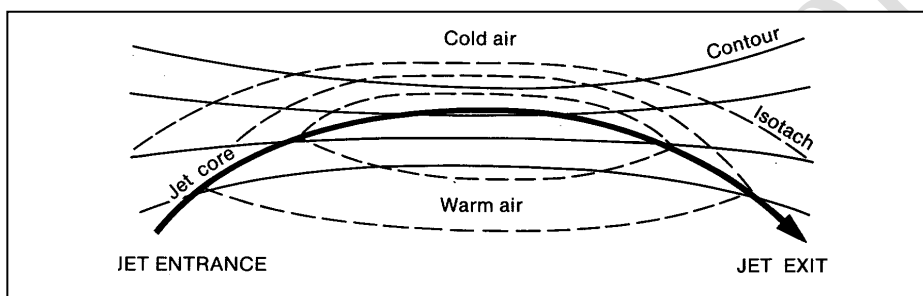
(γ) *Ταχύτητες*: οι ταχύτητες των αεροχειμάρρων είναι συνήθως υψηλότερες τον χειμώνα παρά το καλοκαίρι. Οι χειμωνιάτικοι αεροχειμάρροι μπορούν να φθάσουν τους 150 kn και μερικές φορές τους 200 kn. Στην στάθμη των 300 hPa η ένταση του αεροχειμάρρου είναι περίπου διπλάσια της έντασης του θερμικού ανέμου του στρώματος 500-1000 hPa. Ο πυρήνας του αεροχειμάρρου σε όλα τα επίπεδα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.12, τέμνει τις ισοϋψείς στην είσοδο και στην έξοδο του αεροχειμάρρου (βλέπε επίσης Παράγραφο 1.2.3).



Σχήμα 1.10 Κάθετη τομή ενός πολικού αεροχειμάρρου που δείχνει την δομή των εντάσεων των ανέμων και της θερμοκρασίας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)



Σχήμα 1.11 Πολικός αεροχειμάρρος σε σχέση με τα επιφανειακά μέτωπα. Το τονισμένο βέλος δείχνει τον πυρήνα του αεροχειμάρρου στα 300 hPa, το οποίο εξασθενεί ή διακόπτεται στο μη τονισμένο μέρος. Το σημείο A είναι το ίχνος του θερμού τομέα της ύφεσης. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)



Σχήμα 1.12 Θέση του πυρήνα του αεροχειμάρρου σε έναν χάρτη ανώτερης ατμόσφαιρας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(δ) *Κατακόρυφο wind shear*: ποικίλλει αναλόγως με την ένταση του αεροχειμάρρου. Τυπικές τιμές θεωρούνται:

- κανονικό: 3-6 kn ανά 1000 ft.
- ισχυρό: 10-15 kn ανά 1000 ft.
- πολύ ισχυρό: μεγαλύτερο από 20 kn ανά 1000 ft.

(ε) *Οριζόντιο wind shear*: το μέγιστο του οριζόντιου shear παρατηρείται γενικά προς την ψυχρή πλευρά του αεροχειμάρρου στο επίπεδο του πυρήνα του αεροχειμάρρου ή λίγο πιο κάτω. Προς την θερμή πλευρά του αεροχειμάρρου το μέγιστο του αντικυκλωνικού shear είναι λίγο πιο πάνω από το επίπεδο του πυρήνα. Θεωρητικά το αντικυκλωνικό shear δεν μπορεί να ξεπεράσει την παράμετρο Κοριόλις (f) που έχει τις παρακάτω τιμές:

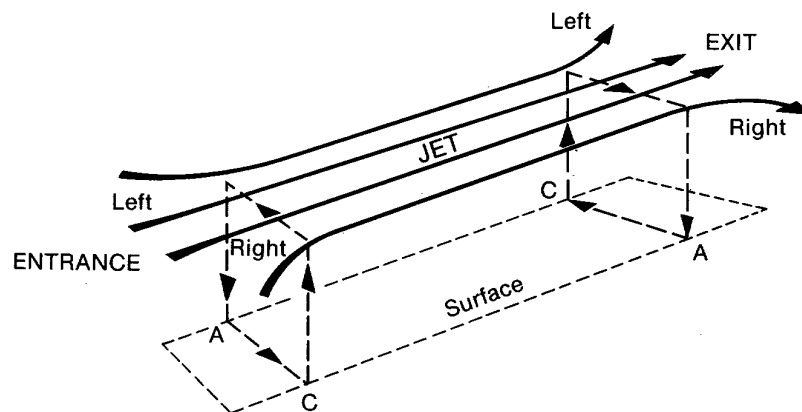
Γεωγρ. Πλάτος (φ)	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°
Κοριόλιος παράμετρος (f) (kn/100 ναυτ. μίλια)	26	30	34	37	40	43	45	47

Όταν οι τιμές του οριζόντιου shear προς την θερμή πλευρά του αεροχειμάρρου είναι ίσες ή μεγαλύτερες από τις θεωρητικά μέγιστες τιμές, η ροή γίνεται αναταρακτική.

(στ) *Ανάπτυξη επιφανειακών συστημάτων*: οι αγεωστροφικές κινήσεις στις περιοχές εισόδου και εξόδου του αεροχειμάρρου συνεπάγονται μεταβολές στα επιφανειακά συστήματα.

Στο Σχήμα 1.13 φαίνεται η σχέση των κυκλωνικών (C) και αντικυκλωνικών (A) επιφανειακών αναπτύξεων με τις περιοχές αριστερά της εισόδου, δεξιά της εισόδου, αριστερά της εξόδου και δεξιά της εξόδου του αεροχειμάρρου (βλέπε επίσης Παράγραφο 1.2.3), όπου:

- η αριστερή είσοδος του αεροχειμάρρου (αυλώνας συρροής) συνδέεται με αντικυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και ευρείας κλίμακας καθοδικές κινήσεις.
- η δεξιά είσοδος του αεροχειμάρρου (έξαρση συρροής) συνδέεται με κυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και ευρείας κλίμακας ανοδικές κινήσεις.
- η αριστερή έξοδος του αεροχειμάρρου (αυλώνας απορροής) συνδέεται με κυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και ευρείας κλίμακας ανοδικές κινήσεις.
- η δεξιά έξοδος του αεροχειμάρρου (έξαρση απορροής) συνδέεται με αντικυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και ευρείας κλίμακας καθοδικές κινήσεις.



Σχήμα 1.13 Αεροχειμάρρος και ανάπτυξη επιφανειακών συστημάτων (A: αντικυκλωνική ανάπτυξη, C: κυκλωνική ανάπτυξη). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(ζ) *Μέγιστα του αεροχειμάρρου*: μέγιστα και ελάχιστα της ταχύτητας του ανέμου εναλλάσσονται κατά μήκος του άξονα του αεροχειμάρρου και συνδέονται με τις ζώνες σύγκλισης και απόκλισης του πεδίου της ροής. Τα μέγιστα της ταχύτητας του ανέμου είναι γνωστά με τον όρο *μέγιστα του αεροχειμάρρου* (*jet maxima* ή *jet streaks*).

1.6.2 ΥΠΟΤΡΟΠΙΚΟΣ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ

Ο *υποτροπικός αεροχειμάρρος* (*subtropical jet stream*) γενικά παρατηρείται μεταξύ των παραλλήλων 20° και 30° και είναι περισσότερο ευδιάκριτος τους χειμερινούς μήνες. Οι βασικές διαφορές μεταξύ αυτού και του πολικού αεροχειμάρρου είναι:

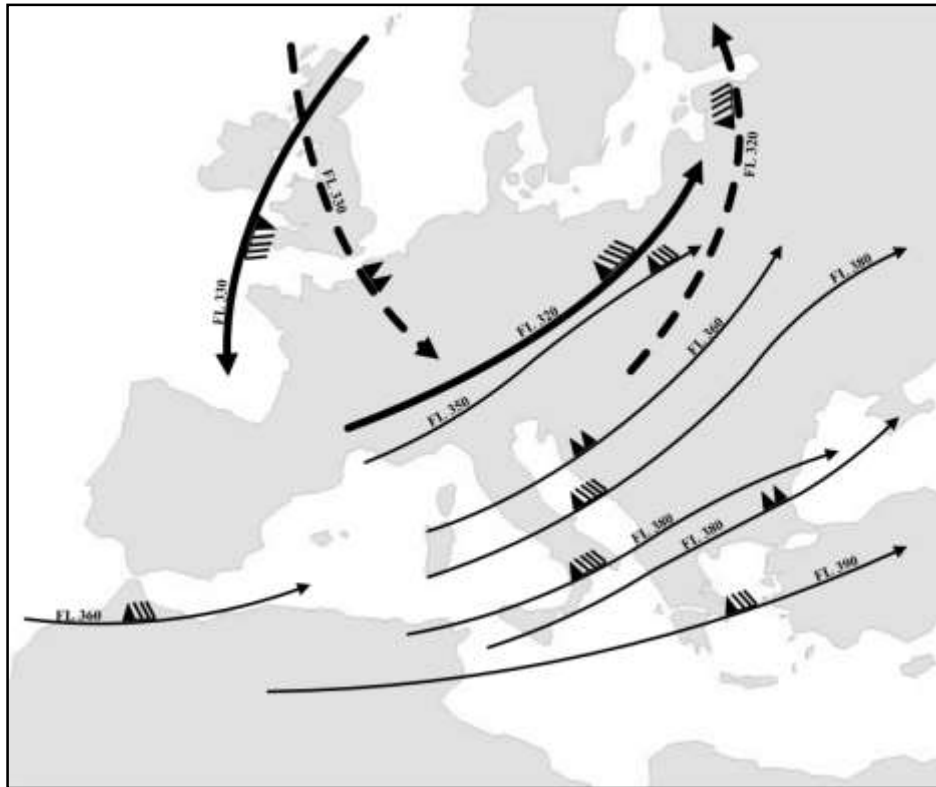
- το επίπεδο του μεγίστου ανέμου βρίσκεται περίπου στα 200 hPa και μπορεί να ανέλθει μέχρι τα 150 hPa, όταν ο άξονάς του βρίσκεται κοντά στον Ισημερινό.
- η βαροκλιτική ζώνη που συνδέεται με τον υποτροπικό αεροχειμάρρο περιορίζεται στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Κάτω από τα 500 hPa η ατμόσφαιρα μπορεί να είναι σχεδόν-βαροτροπική.
- υπάρχει μικρή απ' ευθείας σύνδεση μεταξύ του υποτροπικού αεροχειμάρρου και των αναπτύξεων των επιφανειακών συστημάτων.

(α) *Εποχικές μεταβολές υποτροπικού αεροχειμάρρου*

Η μέση θέση του υποτροπικού αεροχειμάρρου κινείται προς τον Ισημερινό τον χειμώνα και προς τους πόλους το καλοκαίρι. Ειδικότερα, στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την διάρκεια του χειμώνα ο υποτροπικός αεροχειμάρρος εντοπίζεται συνήθως στην Μέση Ανατολή έχοντας κατεύθυνση από τα ΝΔ προς τα ΒΑ. Το καλοκαίρι ο υποτροπικός αεροχειμάρρος χάνει τα αμιγή χαρακτηριστικά του και η μέση θέση του στο Βόρειο Ημισφαίριο είναι κοντά στον 44° βόρειο παράλληλο. Έλληνες ερευνητές θεωρούν ότι το καλοκαίρι συνήθως ο υποτροπικός αεροχειμάρρος βρίσκεται μεταξύ Πελοποννήσου και Κρήτης. Όμως στις περιπτώσεις καύσωνα στην χώρα μας ο υποτροπικός αεροχειμάρρος εντοπίζεται σχεδόν πάντοτε στα Βόρεια Βαλκάνια (Σχήμα 1.14).

(β) Σύμπτωση πολικού και υποτροπικού αεροχειμάρρου

Εικόνες των δορυφόρων δείχνουν ότι ένας κυκλωνικά καμπυλούμενος πολικός αεροχειμάρρος μπορεί να βρεθεί κάτω από έναν αντικυκλωνικά καμπυλούμενο υποτροπικό αεροχειμάρρο. Υπάρχουν τότε δύο μέγιστα ταχύτητων, ένα περίπου στα 200 hPa και το άλλο περίπου στα 300 hPa. Στο σχετικά ρηχό στρώμα μεταξύ των δύο πυρήνων των δύο αεροχειμάρρων είναι δυνατόν να συμβούν πολύ απότομες μεταβολές στην διεύθυνση του ανέμου προκαλώντας ισχυρές αναταράξεις εν αιθρία (CAT).



Σχήμα 1.14 Υποτροπικός αεροχειμάρρος. Με τις λεπτές συνεχείς γραμμές δίνονται οι διαδοχικές θέσεις του υποτροπικού αεροχειμάρρου από 25 έως 29-7-1987 (η τελευταία ημέρα του καύσωνα στην χώρα μας ήταν η 27-7-1987). Με τις τονισμένες συνεχείς και διακεκομμένες γραμμές δίνονται οι μέσες θέσεις του πολικού αεροχειμάρρου στα διαστήματα από 19 έως 24-7-1987 και από 25 έως 28-7-1987 αντίστοιχα. (Πηγή: προσαρμογή από Prezerakos, 1989.)

1.6.3 ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΙ ΧΑΜΗΛΟΥ ΥΨΟΥΣ

Οι αεροχειμάρροι χαμηλού ύψους (*low level jets*) είναι ζώνες ισχυρών ανέμων στην χαμηλή τροπόσφαιρα. Αντίθετα από τους αεροχειμάρρους των μεγάλων υψών, δεν υπάρχει κατώτερο όριο ταχύτητας ανέμου για τον ορισμό τους και πολλοί από αυτούς δεν υπερβαίνουν τους 60 kn. Αυτοί οι αεροχειμάρροι συνδέονται συχνά με ισχυρά κατακόρυφα και οριζόντια shears ανέμου.

(α) Αεροχειμάρροι χαμηλού ύψους μπροστά από ψυχρά μέτωπα

Οι αεροχειμάρροι αυτοί παρατηρούνται στην θερμή ζώνη μεταφοράς ακριβώς μπροστά από ένα επιφανειακό ψυχρό μέτωπο, όπου μπορεί να εντοπισθούν περισσότεροι από ένας πυρήνες ισχυρών ανέμων καθ' ένας πλάτους περίπου 100 km. Οι μέγιστες ταχύτητες είναι της τάξεως των 50 ή 60 kn μέχρι ύψους περίπου 1 km. Στο Σχήμα 1.15 δίνεται μια κάθετη τομή ενός αεροχειμάρρου χαμηλού ύψους που συνδέεται με μετωπική δραστηριότητα.

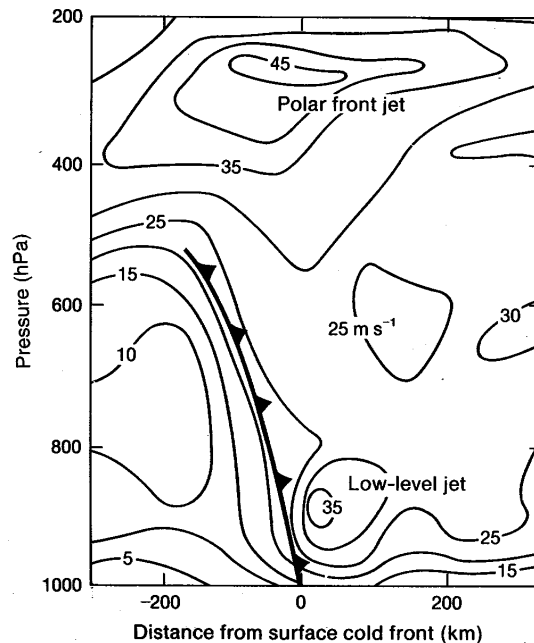
(β) Νυχτερινοί αεροχειμάρροι (*nocturnal jets*)

Οι αεροχειμάρροι αυτοί παρατηρούνται την νύχτα πάνω από την ξηρά, όταν η ψύξη με ακτινοβολία δημιουργεί επιφανειακή αναστροφή κοντά στο έδαφος (βλέπε επίσης Σχήμα 1.5).

Η δύναμη τριβής περιορίζεται σημαντικά στο πάνω μέρος του οριακού στρώματος όπου οι ταχύτητες γίνονται υπεργεωστροφικές. Κοντά στην κορυφή της αναστροφής η ταχύτητα του ανέμου μπορεί να είναι μεγαλύτερη ακόμη και 1,5 φορά από την γεωστροφική τιμή της. Η ταχύτητα του ανέμου εξασθενεί γρήγορα μετά την ανατολή του ηλίου.

Έχουν παρατηρηθεί νωρίς το πρωί ταχύτητες ανέμου: στην Αγγλία 40 kn σε ύψος 400 ft, στο Κάνσας 70 kn σε ύψος 1600 ft, στην Αραβία 50 kn σε ύψος 1300 έως 1600 ft. Αν η αναστροφή είναι ισχυρή, το μέγιστο της ταχύτητας του ανέμου μπορεί να παρατηρηθεί αρκετά χαμηλά.

Με ταχύτητες ανέμου μεγαλύτερες από 40 kn υπάρχει πολύ ισχυρό shear ανέμου στα χαμηλά στρώματα που μπορεί να καταστεί ιδιαίτερα επικίνδυνο στα στάδια των απο/προγειώσης των αεροσκαφών.



Σχήμα 1.15 Αεροχειμάρος χαμηλού ύψους συσχετιζόμενος με μέτωπο (ισοταχείς ανά 5 ms^{-1}). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

1.7 ΘΕΡΜΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ ΚΑΙ ΟΔΟΓΡΑΦΟΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

1.7.1 ΟΔΟΓΡΑΦΟΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Η οδογράφος κίνησης είναι ένα σύστημα πολικών συντεταγμένων, στο οποίο σημειώνουμε τους ανέμους στις διάφορες στάθμες. Στην οδογράφο κίνησης τα διανύσματα του ανέμου καταχωρούνται με φορά προς στο κέντρο του διαγράμματος, το δε διάνυσμα που ενώνει το τέλος του διανύσματος ανέμου της ανώτερης στάθμης με το τέλος του διανύσματος ανέμου της κατώτερης στάθμης αντιπροσωπεύει το διάνυσμα του θερμικού ανέμου. Αναλυτικά ο θερμικός άνεμος παρουσιάζεται στην Ενότητα 7.1.

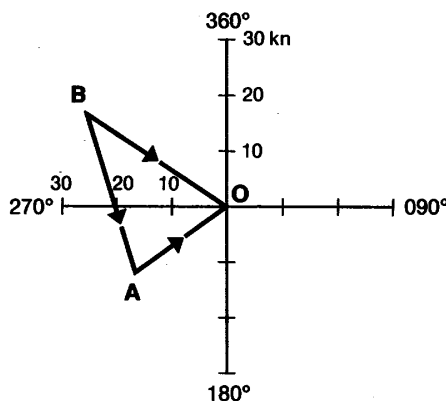
Το Σχήμα 1.16 δείχνει στα 900 hPa άνεμο 240°/20 kn (διάνυσμα ΑΟ) και στα 800 hPa άνεμο 300°/30 kn (διάνυσμα ΒΟ). Ο θερμικός άνεμος στο στρώμα 800-900 hPa είναι το διάνυσμα ΒΑ.

Στο Σχήμα 1.17 δείχνεται ο τρόπος που γίνεται η καταχώρηση των ανέμων μιας ραδιοβόλισης στην οδογράφο κίνησης (οι ομόκεντροι κύκλοι αντιπροσωπεύουν ισοταχείς ανά 5 kn). Πιο αναλυτικά:

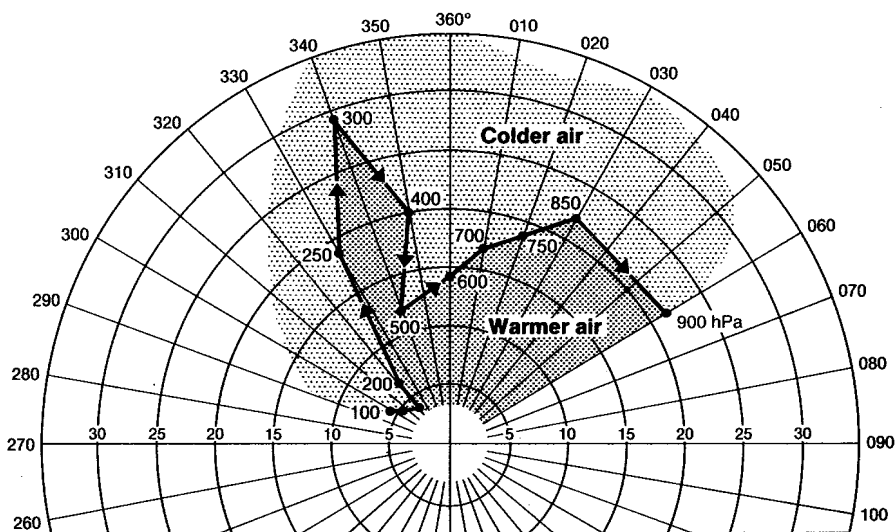
(α) Ο άνεμος κάθε ισοβαρικής στάθμης σημειώνεται με ένα σημείο σύμφωνα με την διεύθυνση και ένταση του ανέμου στην στάθμη αυτή.

(β) Ενώνοντας τα σημεία αυτά (με φορά από την ανώτερη προς την κατώτερη στάθμη) προκύπτει ο θερμικός άνεμος σε κάθε στρώμα. Το βέλος δείχνει την διεύθυνση του θερμικού ανέμου στο συγκεκριμένο στρώμα.

(γ) Ο ψυχρότερος αέρας φαίνεται με την αραιότερη γραμμοσκίαση και ο θερμότερος αέρας με την πυκνότερη γραμμοσκίαση (υπενθυμίζεται ότι ο θερμικός άνεμος έχει τις θερμές μάζες δεξιά του). Έτσι στο στρώμα μεταξύ 850 hPa και 500 hPa η διεύθυνση του θερμικού ανέμου είναι 240° που δείχνει ότι ο ψυχρότερος αέρας βρίσκεται προς τα βορειοδυτικά, ενώ στο στρώμα μεταξύ 500 hPa και 400 hPa η διεύθυνση του θερμικού ανέμου είναι 005° που δείχνει ότι σε αυτό το στρώμα ο ψυχρότερος αέρας βρίσκεται προς τα ανατολικά.



Σχήμα 1.16 Καταχώρηση των διανυσμάτων ανέμου στην οδογράφο. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)



hPa	deg	kn	hPa	deg	kn	hPa	deg	kn
900	060	22	600	360	14	250	330	18
850	030	22	500	340	12	200	320	7
750	020	19	400	350	20	150	320	4
700	010	17	300	340	29	100	300	6

Σχήμα 1.17 Παράδειγμα οδογράφου κίνησης. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

1.7.2 ΘΕΡΜΗ ΚΑΙ ΨΥΧΡΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ

Μεταξύ 900 hPa και 850 hPa στο Σχήμα 1.17 η διεύθυνση του θερμικού ανέμου είναι βορειοδυτική ($\cong 315^\circ$) που δείχνει ότι ο ψυχρότερος αέρας βρίσκεται προς τα βορειοανατολικά. Επειδή η μέση διεύθυνση του ανέμου (που υπολογίζεται με τον κανόνα του παραλληλογράμμου) στο στρώμα αυτό είναι βορειοανατολική, ψυχρότερος αέρας μεταφέρεται προς τον σταθμό. Αυτή η ψυχρή μεταφορά στην πραγματικότητα λαμβάνει χώρα σε όλα τα

επίπεδα μέχρι τα 500 hPa. Στο στρώμα μεταξύ 500 και 400 hPa ο θερμικός άνεμος έχει διεύθυνση 005°, ενώ ο μέσος άνεμος του στρώματος είναι περίπου 345° που δείχνει ασθενή θερμή μεταφορά στον σταθμό.

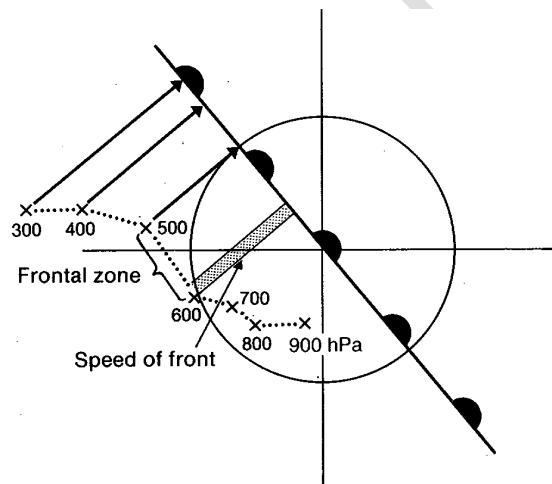
1.7.3 ΜΕΤΩΠΑ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ

Στο Σχήμα 1.18 δείχνεται μια εφαρμογή της οδογράφου κίνησης με την βοήθεια της οποίας μπορούμε να χαρακτηρίσουμε τα «ανά» ή «κατά» χαρακτηριστικά ενός μετώπου. Στη περίπτωση αυτή η μετωπική ζώνη βρίσκεται σε κάποιο ύψος πάνω από τον σταθμό.

(α) Τοποθετούμε την μετωπική επιφάνεια ώστε να διέρχεται από το κέντρο της οδογράφου και με τον προσανατολισμό που φαίνεται να έχει το μέτωπο στους χάρτες επιφανείας.

(β) Σημειώνουμε τους ανέμους στις διάφορες στάθμες και βρίσκουμε τα διανύσματα του θερμικού ανέμου.

(γ) Με την βοήθεια ενός Τεφιγράμματος εντοπίζουμε την μετωπική αναστροφή και επομένως μπορούμε να καθορίζουμε το ανώτερο και κατώτερο στρώμα της μετωπικής ζώνης. Υπενθυμίζεται ότι σε ένα Τεφίγραμμα: το πάχος της μετωπικής αναστροφής είναι το πάχος της μετωπικής ζώνης, η βάση της αναστροφής είναι η κορυφή της ψυχρής αέριας μάζας και η κορυφή της αναστροφής είναι η βάση της θερμής αέριας μάζας. Επειδή η διεύθυνση του θερμικού ανέμου στην μετωπική ζώνη είναι παράλληλη προς το μέτωπο, πρέπει κάποιο από τα διανύσματα του θερμικού ανέμου που υπολογίστηκαν στο βήμα (β) να είναι παράλληλο προς το μέτωπο. Η αρχή του διανύσματος του θερμικού ανέμου πρέπει να συμφωνεί με την βάση της μετωπικής ζώνης που βρήκαμε από το Τεφίγραμμα.



Σχήμα 1.18 Προσδιορισμός των «ανά» και «κατά» χαρακτηριστικών ενός μετώπου με την χρήση της οδογράφου κίνησης. Με (x) σημειώνεται το ίχνος του ανέμου σε κάθε στάθμη και οι διακεκομμένες γραμμές συμβολίζουν τον θερμικό άνεμο. Επειδή οι κάθετες στο μέτωπο συνιστώσες του ανέμου αυξάνουν με το ύψος, το θερμό αυτό μέτωπο είναι αναβατικό (anafront). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(δ) Από τον άνεμο κάθε στάθμης φέρουμε τις κάθετες προς το μέτωπο συνιστώσες του ανέμου σε κάθε επίπεδο της μετωπικής επιφάνειας.

(ε) Η κάθετη συνιστώσα του ανέμου στην βάση της μετωπικής ζώνης είναι, κατά προσέγγιση, η ταχύτητα κίνησης του μετώπου.

(στ) Αν οι κάθετες προς το μέτωπο συνιστώσες του ανέμου στον θερμό αέρα αυξάνουν με το ύψος, τότε:

- ένα θερμό μέτωπο είναι αναβατικό (anafront).
- ένα ψυχρό μέτωπο είναι καταβατικό (katafront).

(ζ) Αν οι κάθετες προς το μέτωπο συνιστώσες του ανέμου στον θερμό αέρα ελαττώνονται με το ύψος, τότε:

- ένα θερμό μέτωπο είναι καταβατικό (katafront).
- ένα ψυχρό μέτωπο είναι αναβατικό (anafront).

Επισημαίνεται ότι ένα αναβατικό μέτωπο είναι ενεργό, ενώ ένα καταβατικό μέτωπο είναι ανενεργό.

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα:

- η μετωπική ζώνη εντοπίζεται μεταξύ 600 και 500 hPa (θερμικός άνεμος παράλληλος με το μέτωπο).
- οι άνεμοι στις διάφορες στάθμες στρέφονται καθ' ύψος (θερμή μεταφορά), άρα το μέτωπο είναι θερμό.
- οι κάθετες, ως προς το μέτωπο, συνιστώσες του ανέμου στις διάφορες στάθμες αυξάνουν με το ύψος, συνεπώς το μέτωπο έχει χαρακτηριστικά αναβατικού θερμού μετώπου.
- το μέγεθος της κάθετης συνιστώσας από τα 600 hPa είναι, κατά προσέγγιση, η ταχύτητα κίνησης του μετώπου.

1.8 ΤΟΠΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ

Οι τοπογραφικές επιδράσεις στην ροή του αέρα είναι δυνατόν να διαφοροποιήσουν σημαντικά τα γενικά χαρακτηριστικά της ροής με αποτέλεσμα την δημιουργία τοπικών χαρακτηριστικών του ανέμου.

Σημαντική ενίσχυση του ανέμου μπορεί να προκληθεί λόγω καναλισμού της ροής κατά την δίοδο της από στενούς θαλάσσιους διαύλους, στενούς αυχένες μεταξύ ορέων ή από κοιλάδες ποταμών. Επίσης, ενίσχυση των ανέμων παρατηρείται επάνω από τις κορυφογραμμές των βουνών λόγω του περιορισμού του χώρου των ρευματογραμμών. Και οι δύο παραπάνω περιπτώσεις είναι συνηθισμένες στην χώρα μας.

1.8.1 ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΑΙ ΑΠΟΓΕΙΟΣ ΑΥΡΑ

Η θαλάσσια αύρα και η απόγειος αύρα είναι περιπτώσεις μέσης κλίμακας τοπικών ανέμων. Παρατηρούνται σε παράκτιες περιοχές τους θερμούς μήνες του έτους και δημιουργούνται λόγω ημερήσιας ανομοιόμορφης θέρμανσης ξηράς και θάλασσας. Στην Ελλάδα η περίοδος αυτή είναι κυρίως από τον Μάιο έως τον Σεπτέμβριο.

Κατά την διάρκεια της ημέρας, η εντονότερη και ταχύτερη θέρμανση της ξηράς σε σχέση με αυτήν της θάλασσας έχει σαν αποτέλεσμα την δημιουργία ανέμου από την θάλασσα προς την ξηρά που ονομάζεται *θαλάσσια αύρα (sea breeze)*. Η μεγαλύτερη ένταση της θαλάσσιας αύρας παρατηρείται τις πρώτες ώρες μετά το μεσημέρι

Μέτωπο θαλάσσιας αύρας ονομάζεται η μετωπική ζώνη που δημιουργείται όταν ο εισερχόμενος προς την ξηρά θαλάσσιος αέρας (ψυχρός και υγρός) συναντά τον ηπειρωτικό (θερμό και ξηρό). Καθώς το μέτωπο αυτό κινείται προς την ξηρά, πίσω από το μέτωπο παρατηρείται απότομη πτώση της θερμοκρασίας (σε μερικές περιπτώσεις μέχρι και 5° C). Κατά μήκος του μετώπου παρατηρούνται συνθήκες αστάθειας λόγω κατακόρυφης μεταφοράς (convective instability) με αποτέλεσμα την δημιουργία νεφών Cu ή ακόμη, αν η αστάθεια επεκτείνεται μέχρι ψηλότερα στρώματα, καταιγίδων (σε συνδυασμό και με την καλοκαιρινή αστάθεια πάνω από την ξηρά).

Το βάθος διείσδυσης της θαλάσσιας αύρας στην ξηρά εξαρτάται από την θερμοκρασιακή διαφορά ξηράς-θάλασσας, το ύψος μέχρι το οποίο φτάνει η αστάθεια και την τοπογραφία. Για παράδειγμα, ψηλότερα εδάφη από την θάλασσα (π.χ. λόφοι) καθυστερούν την ροή του θαλασσινού αέρα, ο οποίος τείνει να περικυκλώσει το εμπόδιο παρά να το υπερπηδήσει.

Κατά την διάρκεια της νύχτας, η ξηρά ψύχεται ταχύτερα από την θάλασσα και έτσι αναπτύσσεται μία θερμοβαθμίδα από την ξηρά προς την θάλασσα με αποτέλεσμα την εμφάνιση της *απογείου αύρας* (*land breeze*), δηλαδή της πνοής αέρα από την ξηρά προς την θάλασσα. Επειδή οι διαφορές της θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας κατά την νύχτα είναι μικρότερες, η απόγειος αύρα είναι πολύ ασθενέστερη της θαλάσσιας αύρας.

1.8.2 ΑΥΡΑ ΚΟΙΛΑΔΩΝ ΚΑΙ ΒΟΥΝΩΝ

Κατά την διάρκεια της ημέρας, οι κοιλάδες θερμαίνονται πιο γρήγορα και πιο έντονα από τις πλαγιές των βουνών, με αποτέλεσμα την δημιουργία ανοδικού ανέμου κατά μήκος των πλαγιών του βουνού που ονομάζεται *αύρα κοιλάδων* (*valley breeze*). Η ένταση της αύρας κοιλάδας έχει την μέγιστη τιμή της νωρίς το απόγευμα αν και εξαρτάται σημαντικά από το ανάγλυφο, καθώς επίσης και από τον προσανατολισμό των πλαγιών του βουνού. Στο βόρειο ημισφαίριο, νότιος προσανατολισμός έχει αποτέλεσμα την καλύτερη ανάπτυξη αύρας κοιλάδας, λόγω της εντονότερης θέρμανσης από τον ήλιο. Επίσης, αν ο ανερχόμενος αέρας έχει ικανά ποσά υγρασίας, είναι δυνατός ο σχηματισμός νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης στα ανώτερα τμήματα του βουνού.

Κατά την διάρκεια της νύχτας, οι πλαγιές των βουνών ψύχονται πιο γρήγορα σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα και τον αέρα που βρίσκεται στα κατώτερα στρώματα της κοιλάδας, με αποτέλεσμα την δημιουργία της *αύρας ορέων ή βουνών* (*mountain breeze*), δηλαδή καθοδικού ανέμου κατά μήκος των πλαγιών. Η αύρα ορέων παίρνει την μέγιστη τιμή της λίγο πριν την ανατολή του ηλίου.

1.8.3 ΚΑΤΑΒΑΤΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ

Οι καταβατικοί άνεμοι παρατηρούνται στην υπήνεμη πλευρά βουνών και δημιουργούνται όταν η ροή είναι αρκετά βαθιά ώστε να επεκτείνεται πάνω από τις κορυφογραμμές.

(α) *Θερμοί καταβατικοί άνεμοι τύπου Föhn* στους οποίους παρατηρείται σημαντική αύξηση της θερμοκρασίας του κατερχόμενου αέρα λόγω αδιαβατικής θέρμανσης. Συνήθως, στην προσήνεμη πλευρά των βουνών δημιουργούνται, λόγω εξαναγκασμένης ανύψωσης, νέφη και σημειώνεται υετός με αποτέλεσμα στην υπήνεμη πλευρά ο καταβατικός άνεμος τύπου Föhn να είναι ξηρός και θερμός. Άνεμοι αυτού του τύπου έχουν διάφορες ονομασίες όπως: Föhn στις Άλπεις, Chinook στα Βραχώδη Όρη της Βορείου Αμερικής και Λίβες στην Ελλάδα.

(β) *Ψυχροί καταβατικοί άνεμοι τύπου Bora* των οποίων η χαμηλή θερμοκρασία οφείλεται στην ψυχρή αρχική προέλευσή τους ή και σε πρόσθετη ψύξη (non adiabatic cooling) επάνω στα βουνά, ιδιαίτερα αν αυτά είναι χιονοσκεπή, με αποτέλεσμα η αδιαβατική θέρμανση να μην μπορεί να αυξήσει σημαντικά την θερμοκρασία του αέρα. Ο άνεμος αυτός κατά την κατολίσθησή του στις ψυχρές πλαγιές των βουνών επιταχύνεται.

(γ) *Κύματα όρους ή ορεογενή ή ορογραφικά ατμοσφαιρικά κύματα* (*lee ή mountain waves*) παρατηρούνται στην υπήνεμη πλευρά των ορέων όταν έχουμε υπερπήδηση του όρους από ένα ρεύμα αέρα. Αποτέλεσμα είναι η δημιουργία προς την υπήνεμη πλευρά του όρους ταλαντώσεων και η διάδοση του ατμοσφαιρικού κυματισμού σε μεγάλη απόσταση από την οροσειρά με βαθμιαία απόσβεση.

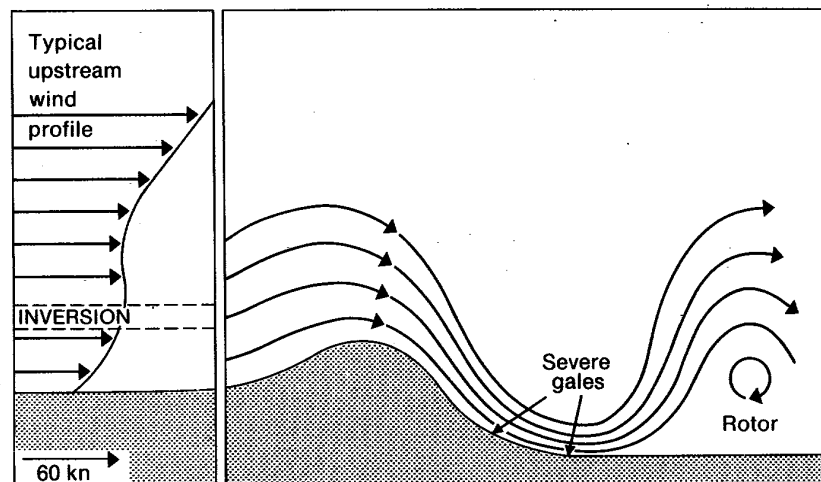
Τα κύματα όρους είναι ουσιαστικά κύματα βαρύτητας, στάσιμα ως προς την οροσειρά και δημιουργούνται σε ευσταθές στρώμα της ατμόσφαιρας. Το μήκος κύματός τους εξαρτάται από πλάτος του όρους και συνήθως αυξάνει με το ύψος. Αν ο αέρας περιέχει ικανή υγρασία, είναι δυνατόν να σχηματισθούν, λόγω ανοδικών κινήσεων, στις κορυφές του κύματος φακοειδή ή κυλινδρικά νέφη (*lenticular clouds*) σε σειρές παράλληλες προς την οροσειρά και τα οποία μαρτυρούν την παρουσία των κυμάτων. Τα κύματα όρους μπορεί να φτάσουν σε μεγάλα ύψη πάνω από την οροσειρά και σε σπάνιες περιπτώσεις να εισχωρήσουν και εντός της στρατόσφαιρας (πλότοι έχουν αναφέρει κύματα όρους στα 60.000 ft). Στις περιπτώσεις αρκετά ψηλών βουνών, η ένταση του ανέμου στην υπήνεμη πλευρά μπορεί να πάρει πολύ μεγάλες

τιμές και είναι δυνατή η δημιουργία κοντά στο έδαφος και κάτω από την κορυφή του κύματος όρους μιας εξαιρετικά στροβιλώδους στάσιμης κλειστής κυκλοφορίας που ονομάζεται *rotor* (Σχήμα 1.19) και που συχνά συνοδεύεται από την παρουσία ενός νέφους Cu με ξέφτια (*rotor cloud* ή *roll cloud*).

Οι ατμοσφαιρικές συνθήκες που ευνοούν την δημιουργία κυμάτων όρους είναι:

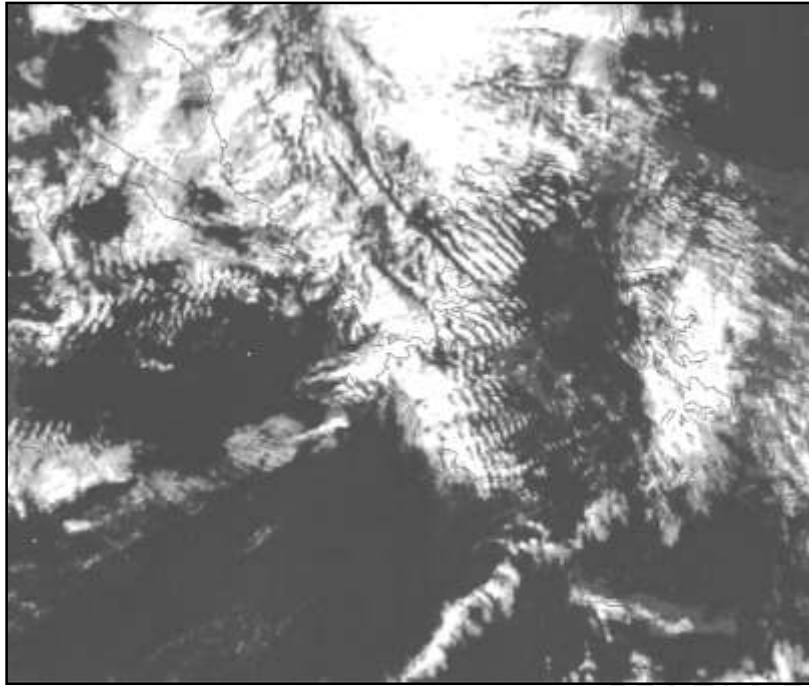
- ευσταθές στρώμα αέρα (στρώμα αναστροφής ή ισόθερμο) ανάμεσα σε ασταθή στρώματα αέρα.
- στην προσήνεμη πλευρά ομοιόμορφη πνοή ανέμου περίπου κάθετη στο όρος με ένταση αυξανόμενη με το ύψος.
- ένταση ανέμου στην κορυφή του όρους μεγαλύτερη από 25 kn.

Τα κύματα όρους είναι πολύ επικίνδυνα για την αεροναυτιλία, διότι συνοδεύονται από ισχυρές αναταράξεις, συγκρινόμενες με αυτές των ισχυρών καταιγίδων, και ισχυρούς κατακόρυφους ανέμους που μπορεί να υπερβούν σε ένταση τους 80 kn. Η απουσία νεφών κάνει πολύ δύσκολη την πρόγνωση των κυμάτων όρους, ενώ όσο πιο ξεφτισμένα είναι τα νέφη τόσο πιο ισχυρές είναι οι αναταράξεις. Στην Παράγραφο 6.1.4 δίνονται περισσότερες πληροφορίες για τις αναταράξεις λόγω κυμάτων όρους.



Σχήμα 1.19 Ισχυροί καταβατικοί άνεμοι στην υπήνεμη πλευρά όρους. Αριστερά δείχνεται η τυπική κατακόρυφη δομή του ανέμου στην προσήνεμη πλευρά του όρους. Η συγκέντρωση των ρευματογραμμών στην υπήνεμη πλευρά μαρτυρεί περιοχή με μεγάλες εντάσεις ανέμου, ενώ κοντά στο έδαφος η ροή διαχωρίζεται και σχηματίζεται ο rotor. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Κύματα όρους αναφέρονται πολλές φορές από πιλότους στον ελλαδικό χώρο και κυρίως στα υπήνεμα της οροσειράς της Πίνδου με ισχυρό δυτικό ρεύμα και σχετικά ψυχρό (ευσταθή) αέρα στις περιοχές της Θεσσαλίας, της Ανατολικής Στερεάς και της Ανατολικής Πελοποννήσου (Σχήμα 1.20). Επίσης, κύματα όρους παρατηρούνται βόρεια της οροσειράς της Κρήτης με νοτίους ανέμους και στο Βόρειο Αιγαίο ανατολικά της γραμμής Πηλίου-Ευβοίας.

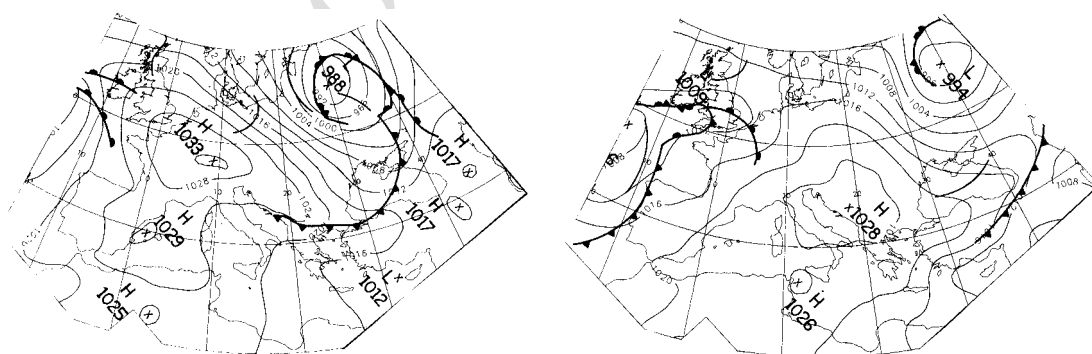


Σχήμα 1.20 Κύματα όρους στα υπήνεμα της οροσειράς της Πίνδου. Φωτογραφία δορυφόρου Meteosat 21-11-1996/0900 UTC. (Πηγή: αρχείο EMY.)

1.8.4 ΕΙΔΙΚΕΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΟΠΙΚΩΝ ΑΝΕΜΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

(α) Βαρδάρης

Ο Βαρδάρης είναι ισχυρός Βορειοδυτικός άνεμος, τύπου Bora, ο οποίος επηρεάζει την βόρεια περιοχή της χώρας μας και κυρίως την Δυτική και Κεντρική Μακεδονία. Η ισοβαρική κατάσταση για την επικράτηση του Βαρδάρη, όπως παριστάνεται στους συνοπτικούς χάρτες, είναι αντικυκλώνας με κεντρική περιοχή δυτικά βορειοδυτικά της Βαλκανικής χερσονήσου με ισοβαρείς πάνω στην Βαλκανική που να ακολουθούν την από ΒΒΔ προς ΝΝΑ κατεύθυνση του ποταμού Αξιού και με μεγάλη βαροβαθμίδα (Σχήμα 1.21 αριστερά). Η εξασθένηση του Βαρδάρη αρχίζει όταν οι ισοβαρείς παίρνουν διάταξη που να πλησιάζει την κάθετη προς την κατεύθυνση του ποταμού Αξιού (Σχήμα 1.21 δεξιά).

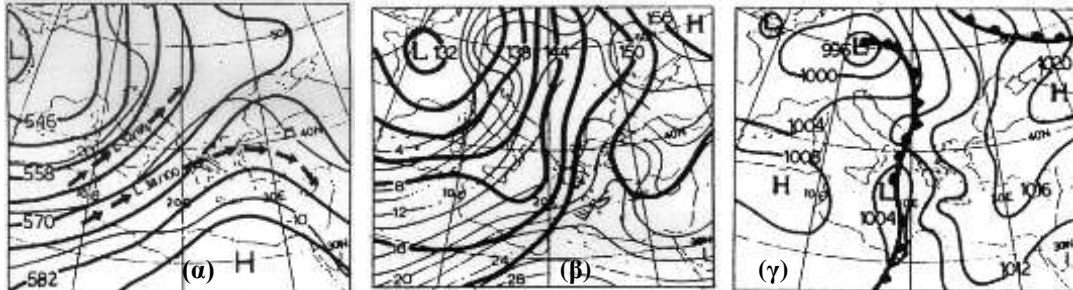


Σχήμα 1.21 (αριστερά) Ισοβαρική διάταξη για την επικράτηση Βαρδάρη: χάρτης επιφανείας 28-10-2002/1800 UTC και (δεξιά) Ισοβαρική διάταξη για την εξασθένηση Βαρδάρη: χάρτης επιφανείας 29-10-2002/1800 UTC. (Πηγή: ανάλυση χαρτών επιφανείας διαθέσιμες από το The Met. Office.)

Πολύ ισχυρές εντάσεις του Βαρδάρη έχουν παρατηρηθεί σχεδόν όλους τους μήνες του έτους. Η μεγαλύτερη ένταση 80 kn παρατηρήθηκε στις 26-11-1972, 4-7-1980 και 21-7-1983 στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» στην περιοχή της Θεσσαλονίκης.

(β) *Νοτιάς Βόρειας Κρήτης*

Η Βόρεια Κρήτη επηρεάζεται από ανέμους τύπου Föhn περισσότερο από κάθε άλλη περιοχή της Ελλάδας. Οι νότιοι άνεμοι στον εμπρόσθιο τομέα ύφεσης της Μεσογείου (Σχήμα 1.22) παίρνουν στην περιοχή αυτή μορφή ξηρών και θερμών καταβατικών ανέμων που ιδιαίτερα την άνοιξη προκαλούν καύσωνες με σοβαρές ζημιές στις καλλιέργειες και στα ανθοφορούντα την εποχή αυτή οπωροφόρα δένδρα.



Σχήμα 1.22 Συνοπτική κατάσταση ισχυρού νοτίου ανέμου στην Βόρεια Κρήτη στις 16-5-1984/1200 UTC: (α) Χάρτης 500 hPa, (β) Χάρτης 850 hPa και (γ) Χάρτης Μ.Σ.Θ. (Πηγή: Prezerakos, 1995.)

Ως ενδεικτικά παραδείγματα αναφέρονται οι περιπτώσεις 1-3 Απριλίου 1952 (οι θερμοκρασίες από 0800 έως 1700 LT κυμάνθηκαν από 30°-36° C και οι σχετικές υγρασίες κάτω από 15%) και 13-15 Απριλίου 1993 (μέγιστες θερμοκρασίες στο Ρέθυμνο 34° C στις 13/4 και 14/4, στην Σούδα 36° C στις 15/4 και στο Ηράκλειο και την Σητεία 36° C στις 13/4).

1.8.5 ΤΟΠΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ ΣΕ ΟΛΗ ΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Στους Πίνακες που ακολουθούν δίνονται λεπτομερή στοιχεία τοπικών ανέμων της Ελλάδας και οι οποίοι βασίζονται στην προσωπική εμπειρία των παρατηρητών της ΕΜΥ, καθώς και στις μαρτυρίες κατοίκων των διαφόρων περιοχών της χώρας (Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 1985).

Στους Πίνακες χρησιμοποιούνται τα εξής σύμβολα:

- (α) Α, Θ, Φ, Χ: για τις εποχές Άνοιξη, Θέρος, Φθινόπωρο, Χειμώνας.
- (β) Ε: για όλο το έτος.
- (γ) Ι-ΧΙΙ: για τους μήνες.
- (δ) Α: για το απόγευμα, Η: για την ημέρα, Ν: για την νύχτα και Μ: για τις μεσημβρινές ώρες.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΑΝΕΜΩΝ ΜΕ ΤΟΠΙΚΗ ΟΝΟΜΑΣΙΑ

α/α	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΤΟΠΙΚΟ ΟΝΟΜΑ	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΕΝΤΑΣΗ (B)	ΕΠΟΧΗ	ΩΡΕΣ	ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ
1	Αγρίνιο	Γιαννιώτης	B	X	H, N	
2	Αγρίνιο	Κραβαρίτης		A, X		
3	Αγχίαλος Νέα	Καρλιώτης ή Κάρλας	B-BΔ/4	X		
4	Αγχίαλος Νέα	Νερολόγος	N/2-3	X		
5	Αργοστόλι	Λαμπαδίτσας				
6	Βυτίνα	Κατεβατός	B			
7	Γόρτυς	Ξεροβόρι		A		
8	Δεσφίνα	Κατεβατός	BΔ/7-9	I-IV	H, N	
9	Έδεσσα	Καρατζοβίτης	B-BΔ/6-8	X		
10	Θεσσαλονίκη	Βαρδάρης	BBΔ/4-7			
11	Θεσσαλονίκη	Χορτιάτης	ABA/5-9	Φ		
12	Ικαρία	Μπαχανέζος				
13	Κοζάνη	Καστοριανός	B/4-8	E	N	
14	Κύθηρα	Προβέντζα	ΔΝΔ-ΔΒΔ/4-9	A, Θ	A	Ψυχρός, υγρός
15	Κυπαρισσία	Κουρτελάς	A			Ψυχρός καταβατικός
16	Λάρισα	Μπουγάζι Τυρνάβου	Δ/6-7	A, Θ	M	
17	Λάρισα	Μπουγάζι Τεμπών				
18	Λευκάδα Φθιώτιδος	Μέγας ή Λίβας	BΔ/8-11	VI-IX	11-20ω	
19	Λευκάδα Φθιώτιδος	Τρικαλινός ή Βαρδάρης	B/6-9	διάφορες	διάφορες	
20	Ορεστιάδα	Κοπτέκ-Ολδουράν	A/3-5	X		
21	Πάτρα	Γαβρολιμάδας	Δ/6-7		π.μ.	Ψυχρός χειμώνα Θερμός θέρους
22	Πάτρα	Κατεβατός	B-BA	E	N	Υγρός
23	Πολύγυρος	Θρακιάς ή Χιονιάς	BA-NA/2-8	X		
24	Πολύγυρος	Βαρδάρης	/4-8	E	H, N	
25	Σάμος	Βλαμαριώτης	A-NA/1-6	V-VI	11-14ω	
26	Σέδες Θεσ/νίκης	Βαρδάρης	B/5-11			
27	Σέρρες	Ρουπελιώτης ή Ρούπελ	BBA/5-9	E	π.μ.	
28	Τρίκαλα	Καλαμπακιώτης	BΔ/3-8	A	διάφορες	
29	Φάρσαλα	Τρικάλης	BΔ/3-5	X	09-18ω	
30	Χορτιάτης	Βαρδάρης	B-BA/4-12	X	π.μ.	

**ΠΙΝΑΚΑΣ ΤΟΠΙΚΩΝ ΑΝΕΜΩΝ
ΠΟΥ ΤΟ ΟΝΟΜΑ ΤΟΥΣ ΥΠΟΔΗΛΩΝΕΙ ΤΗΝ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΤΟΥΣ**

α/α	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΑΝΕΜΟΣ	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ – ΕΝΤΑΣΗ (B)
1	Αγρίνιο	Μαΐστρος	ΒΔ
2	Αλεξανδρούπολη	Μαΐστρος	
3	Βιάννος Ηρακλείου	Βορράς	Β-ΒΔ/4-8
4	Βόλος	Μαΐστρος ή Βοριάς	Β-ΒΑ/6-7
5	Βόλος	Γαρμπής	Δ-ΒΔ/5-6
6	Βυτίνα	Μαΐστρος	
7	Ζάκυνθος	Όστρια	NNΔ/5
8	Ζαρός Ηρακλείου	Βορράς	Β-ΒΑ/1-9
9	Ζαρός Ηρακλείου	Δυσκός	Δ/1-5
10	Θάσος	Μαΐστρος	
11	Κέρκυρα (Αερ. Μον.)	Λεβάντες	ΝΑ/8-9
12	Κέρκυρα (Αερ. Μον.)	Όστρια	ΝΔ/3-4
13	Κύμη	Γαρμπής	Δ
14	Λευκάδα (νήσος)	Πουνέντες	Δ
15	Λευκάδα (νήσος)	Γαρμπής	ΝΔ
16	Λευκάδα (νήσος)	Μαΐστρος	ΒΔ
17	Μάλεμε Χανίων	Βορράς	Β-ΒΑ/4-7
18	Μάλεμε Χανίων	Γαρμπής	Δ-ΒΔ/3-5
19	Μυτιλήνη	Λεβάντες	Α/4-5
20	Μυτιλήνη	Γαρμπής	ΝΔ
21	Ναύπλιο	Τραμουντάνα	ΒΑ/8-9
22	Ναύπλιο	Πουνεντομαΐστρος	ΒΔ
23	Ορεστιάδα	Βορειοδυτικός	ΒΔ/3-7
24	Πάρνηθα (radar)	Βοριάς	Β/8-10
25	Πάτρα	Τραμουντάνα	ΒΔ/6-7
26	Πλάτανος Ναυπακτίας	Μαΐστρος	Β
27	Ρόδος	Πουνέντες	Δ/4-7
28	Σητεία	Ανατολικός	Α/7
29	Τρίπολη	Γαρμπής	ΝΔ-Δ/2-5
30	Τρίπολη	Τραμουντάνα	Β-ΒΑ/2-6
31	Τυμπάκι	Γαρμπής	ΝΔ

**ΠΙΝΑΚΑΣ ΑΝΕΜΩΝ ΜΕ ΣΑΦΗ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΥΠΟΥ ΦÖHN
ΚΑΙ ΤΟΠΙΚΑ ΟΝΟΜΑΤΑ Λίβας, Νοτιά, Σιρόκος**

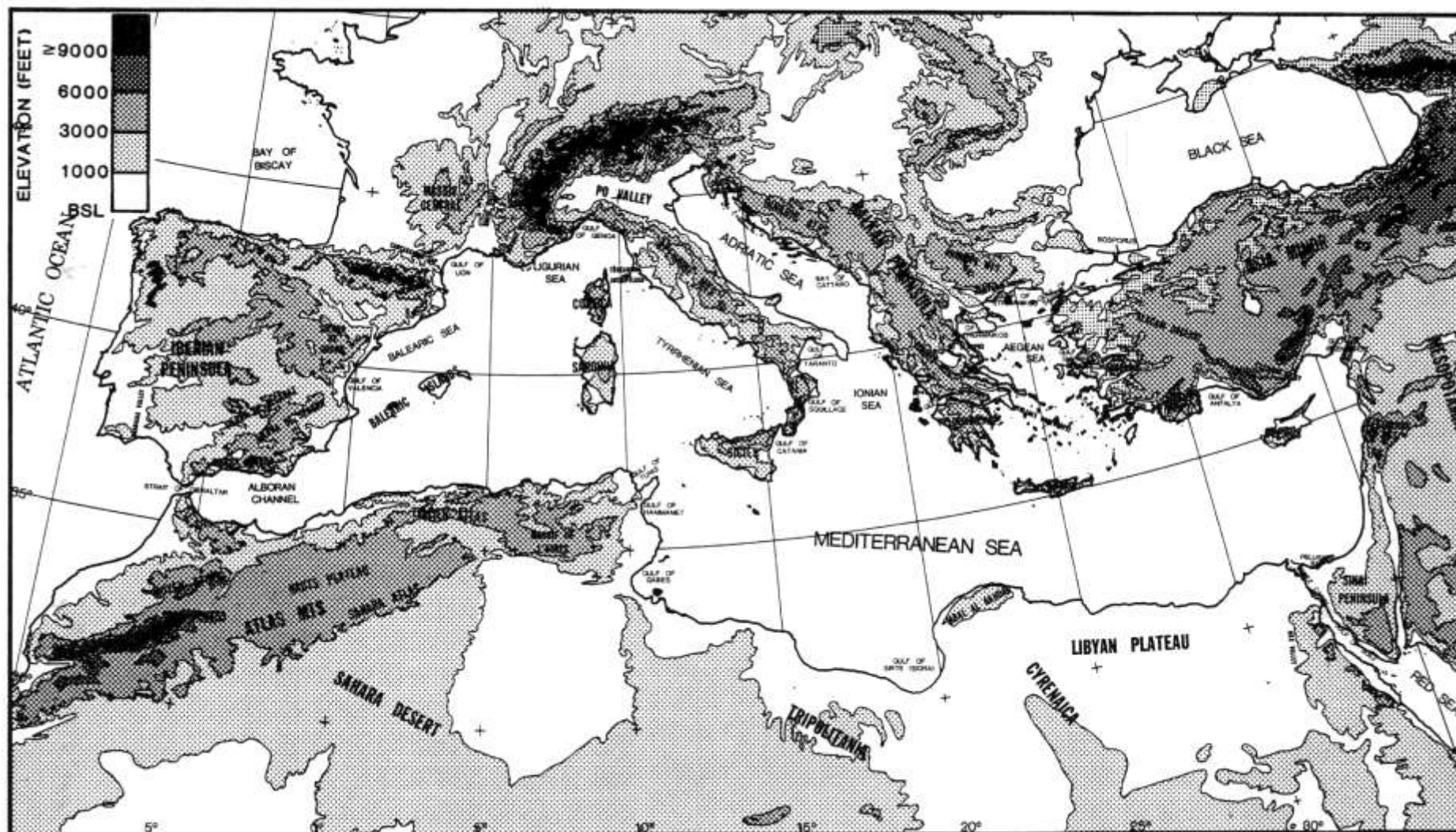
α/α	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΑΝΕΜΟΣ	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ	ΚΑΤΑΒΑΤΗΣ ΑΠΟ	ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ
1	Αργίνιο	Λίβας	A NA	Όρη Ναυπακτίας Αράκυνθος	Θερμός
2	Αιδηψός	Σιρόκος	N, NΔ	Όρος Χλωμό - Καλλιδρομο	Ξηρός
3	Βάμος Χανίων	Λίβας	N	Λευκά Όρη	
4	Βοιωτία	Μέγας Καυστικός	NΔ	Παρνασσός	Θερμός ξηρός
5	Βυτία	Λίβας			
6	Γόρτυς Ηρ	Λίβας		Όρος Αστερούσια	Θερμός ξηρός
7	Δεσφίνα	Λίβας	NΔ	Όρος Λιδωρικού	Ξηρός
8	Έδεσσα	Λίβας	N-NΔ	Όρος Βέρμιο	Θερμός
9	Ηράκλειο	Νοτιά	N-NNΔ	Όρη Ψηλορείτη	Θερμός ξηρός
10	Καστέλλι Ηρακλείου	Νοτιά	N-NA	Όρος Δίκη	Θερμός ξηρός
11	Λευκάδα Φθιώτιδος	Λίβας	BΔ	Όρος Τυμφρηστού	Ξηρός
12	Λιδωρική	Λίβας	NΔ	Όρος Λιδωρικού	
13	Μάλεμε Χανίων	Νοτιά	N-NΔ	Λευκά Όρη	Θερμός ξηρός
14	Μεθώνη	Σιρόκος	ANA-A	Όρη Μεσσηνίας	Θερμός ξηρός
15	BΔ Μεσσηνία	Λίβας	N	Όρη Μεσσηνίας	Θερμός ξηρός
16	Ναύπλιο	Λίβας	Δ	Όρη Αρκαδίας	Θερμός ξηρός
17	Πλάτανος Ναυπακτίας	Λίβας	B, N	Όρος Λιδωρικού – Πανατωλικό	
18	Πολύγυρος	Λίβας	NΔ	Όρη Χαλκιδικής	
19	Ρέθυμνο	Νοτιά	N	Όρη Ψηλορείτη	Θερμός ξηρός
20	Σάμος	Λίβας	N-NΔ	Όρη Σάμου	Θερμός ξηρός
21	Σέρρες	Λίβας	ANA	Όρος Μενοίκιο -Παγγαίο	Θερμός ξηρός
22	Σητεία	Νοτιά	N	Όρη Σητείας	Θερμός ξηρός
23	Σουφλί	Λίβας	N-NΔ	Όρος Σαπών	Ξηρός
24	Φάρσαλα	Λίβας	NΔ	Οροσειρά Πίνδου	Θερμός
25	Χανιά	Νοτιά	N-NΔ	Λευκά Όρη	Θερμός ξηρός
26	Χορτιάτης Θεσ/νίκης	Λίβας	NΔ		Θερμός ξηρός

**ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΠΟΥ ΑΝΑΦΕΡΟΥΝ ΤΟΥΣ ΕΤΗΣΙΕΣ
ΣΑΝ ΤΟΠΙΚΟΥΣ ΑΝΕΜΟΥΣ**

α/α	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ	α/α	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ
1	Αιδηψός	B	14	Μυτιλήνη	ΒΔ
2	Αλεξανδρούπολη	B-BA	15	Ναύπλιο	ΒΔ
3	Αστυπάλαια	B-BΔ	16	Παλαιόχωρα Χανίων	BA
4	Βάμος Χανίων	ΒΔ	17	Ρέθυμνο	B
5	Γόρτυς Ηρακλείου	BA	18	Σάμος	B-BΔ
6	Ηράκλειο	BBΔ	19	Σητεία	ΒΔ
7	Θάσος	B-BA	20	Σκύρος	B
8	Ικαρία	B-BΔ	21	Σταυρός Χαλκιδικής	Δ-BΔ
9	Κάρυστος	BA-BΔ	22	Ύδρα	Δ-BA
10	Κομοτηνή	B-BA	23	Φουρνή Λασιθίου	B-BΔ
11	Κύμη	B	24	Χανιά	ΒΔ
12	Λήμνος	BA-B	25	Χίος	B-BBA
13	Μήλος	BA-BΔ	26	Ωρεοί	BA

ΠΙΝΑΚΑΣ ΤΟΠΙΚΩΝ ΑΝΕΜΩΝ ΤΥΠΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ

	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΤΟΠΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΕΝΤΑΣΗ (B)	ΕΠΟΧΗ	ΩΡΕΣ
1	Βόλος	Μπουκαδούρα	N-NA/4-5	Θ, Φ	14-18ω
2	Θάσος	Μπουκαδούρα	ΒΔ, Δ, ΝΔ/1-4	Θ	12-20ω
3	Κύμη	Μπάτης	NA	Θ	Ημερήσιες ώρες
4	Ναύπλιο	Μπάτης	N	Θ	Ημερήσιες ώρες
5	Πόρος	Μπουκαδούρα	NA/3-4	Θ	11-18ω
6	Σταυρός	Μπουκαδούρα	NA/2-4	Θ	11-18ω



Σχήμα 1.23 Η τοπογραφία της λεκάνης της Μεσογείου Θάλασσης. (Πηγή: Reiter, 1975.)

1.9 ΔΕΛΤΙΑ ΚΑΙΡΟΥ ΚΑΙ ΘΑΛΑΣΣΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΝΑΥΤΙΛΙΑ ΣΤΗΝ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΘΑΛΑΣΣΑ

Η τοπογραφία της λεκάνης της Μεσογείου Θαλάσσης και των χωρών που την περικλείουν είναι εξαιρετικά πολύπλοκη (Σχήμα 1.23), λόγω των κόλπων, των στενών και των διαύλων στις θαλάσσιες περιοχές, των μεγαλύτερων ή μικροτέρων νησιών, των μεγάλων ορεινών όγκων με ανοίγματα στην ροή του αέρα προς τις ηπειρωτικές περιοχές ή το αντίθετο, καθώς επίσης και των ερήμων της Βορείου Αφρικής. Συνέπεια αυτής της πολυπλοκότητας είναι η τροποποίηση της ροής του ατμοσφαιρικού αέρα εξαιτίας του καναλισμού του σε θαλασσίους ή ορεινούς στενούς διαύλους, του εξαναγκασμού της πάνω από ορεινούς όγκους και άλλων φαινομένων μικρότερης κλίμακας με αποτέλεσμα την δυσκολία στην πρόγνωση των τοπικών καιρικών φαινομένων και ειδικά των ανέμων. Στο Σχήμα 1.24 δείχνονται τα σημαντικότερα συστήματα ανέμων που επικρατούν στην περιοχή της Μεσογείου.

Στην συνέχεια δίνονται ορισμένες πληροφορίες για την τοπογραφία, τον καιρό και τους ανέμους που συνήθως επικρατούν σε κάθε μία από τις βασικές θαλάσσιες περιοχές της Μεσογείου, οι οποίες περιλαμβάνονται στο Δελτίο Καιρού και Θαλασσών για την Ναυτιλία που εκδίδεται από το ΕΜΚ.

1.9.1 ΑΔΡΙΑΤΙΚΗ

(α) Τοπογραφία Περιοχής

Τα κύρια χαρακτηριστικά της περιοχής της Αδριατικής (Σχήμα 1.25) είναι στα βόρεια η Οροσειρά των Άλπεων, στα δυτικά τα Απέννινα Όρη και η κοιλάδα του Πάδου (χωρίζει τις Άλπεις από Απέννινα Όρη), στα ανατολικά οι Δειναρικές Άλπεις με σημαντικές χαράδρες (σημαντικότερη αυτή της Τεργέστης μεταξύ των Άλπεων και των Δειναρικών Άλπεων) και τέλος στα νότια τα Στενά του Otranto που χωρίζουν την Αδριατική Θάλασσα από το Ιόνιο Πέλαγος.

(β) Άνεμος BORA

Γενικά Χαρακτηριστικά

Ο άνεμος Bora είναι ένας πολύ ψυχρός καταβατικός άνεμος και παρατηρείται, κυρίως την ψυχρή περίοδο του έτους, όταν πάνω στην Βαλκανική Χερσόνησο και ειδικότερα στην περιοχή της πρώην Γιουγκοσλαβίας, συγκεντρωθεί πολύ ψυχρός αέρας. Παρά το γεγονός ότι ο Bora είναι καταβατικός άνεμος, η προέλευσή του είναι τόσο ψυχρή ώστε η αδιαβατική θέρμανση δεν είναι ικανή να αυξήσει σημαντικά την θερμοκρασία του αέρα κατά την κάθοδό του σε χαμηλότερες περιοχές.

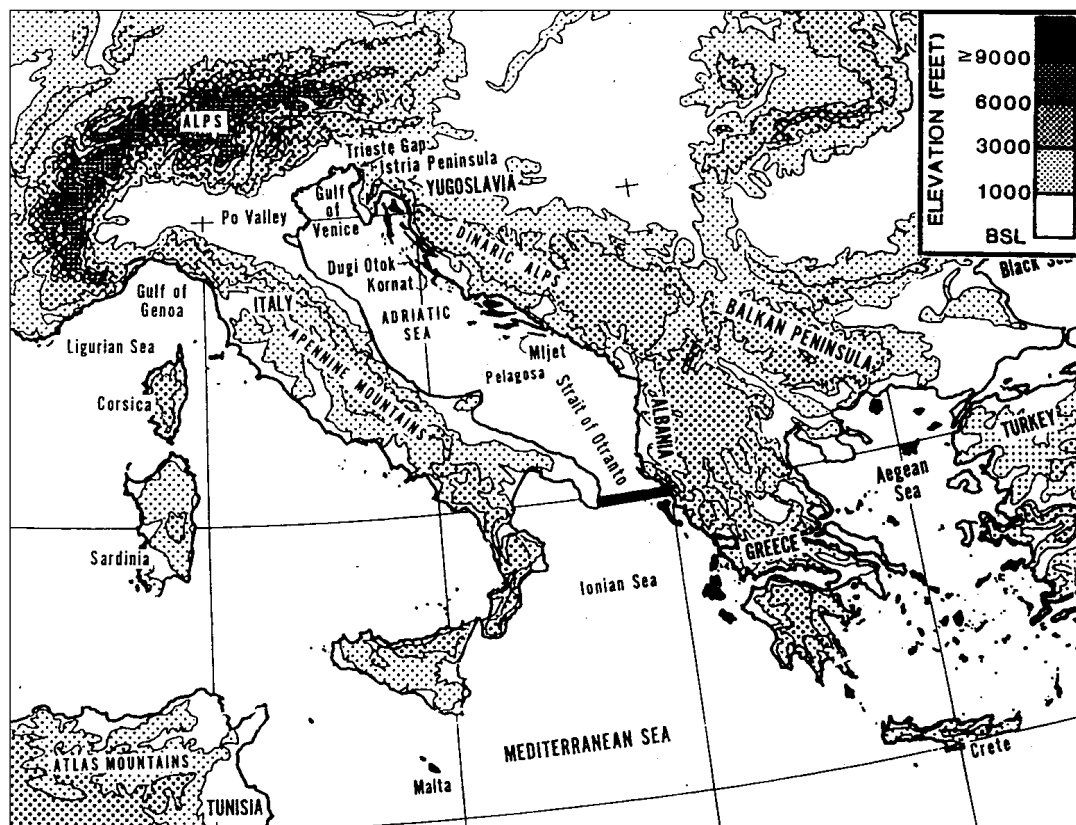
Υπάρχουν δύο τύποι συστημάτων που προκαλούν τον άνεμο Bora:

- ισχυρός αντικυκλώνας στην Κεντρική Ευρώπη, χωρίς την ύπαρξη καλά οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού στην Μεσόγειο (Σχήμα 1.26α).
- καλά οργανωμένο βαρομετρικό χαμηλό στην Νότια Αδριατική ή στο Ιόνιο (Σχήμα 1.26β).

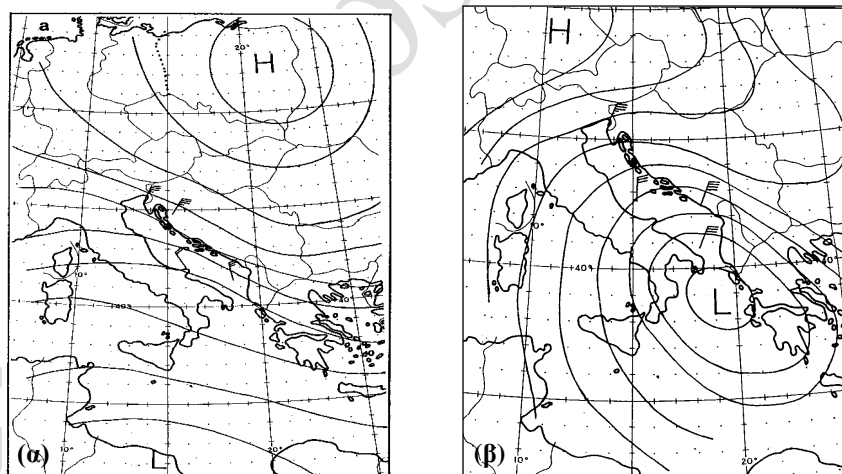
Η διεύθυνση του Bora στην Αδριατική είναι γενικά βορειοανατολική, αλλά παρουσιάζονται αρκετές επί μέρους μεταβολές. Η διεύθυνση του ανέμου κοντά στις ακτές των χωρών της πρώην Γιουγκοσλαβίας εξαρτάται από τον προσανατολισμό των βουνών, χαράδρων και κοιλάδων. Στην Τεργέστη είναι ΒΑ, πιο νότια στις Δαλματικές ακτές γίνεται Α-ΒΑ και κοντά στις Ιταλικές ακτές (νότια της Αγκόνα) ο Bora γίνεται Β-ΒΔ. Στο Σχήμα 1.27 δίνεται ένα γενικό πρότυπο της διεύθυνσης του Bora στην περιοχή της Αδριατικής.

Οι μεγαλύτερες εντάσεις του Bora παρατηρούνται στο βόρειο τμήμα της Αδριατικής και ειδικότερα στις ανατολικές ακτές. Στην περιοχή της Τεργέστης, που η τοπογραφία της περιοχής είναι ευνοϊκή, έχουν μετρηθεί εντάσεις 70 kn με ριπές έως 110 kn. Στην ανοικτή θάλασσα ο Bora είναι ασθενέστερος, αν και εντάσεις θυελλωδών ανέμων είναι πολύ συνηθισμένες. Η συχνότητα θυελλωδών ανέμων τύπου Bora στην ανοικτή θάλασσα είναι μεγαλύτερη με την

ύπαρξη οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού, οπότε οι ισχυρότεροι άνεμοι παρατηρούνται στην Νότια Αδριατική.



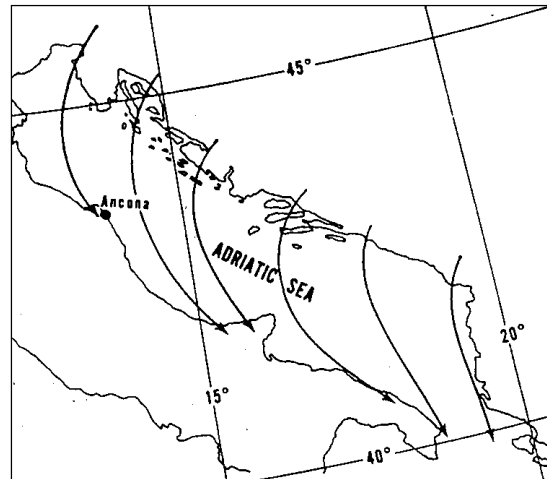
Σχήμα 1.25 Τοπογραφικός χάρτης της Αδριατικής. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)



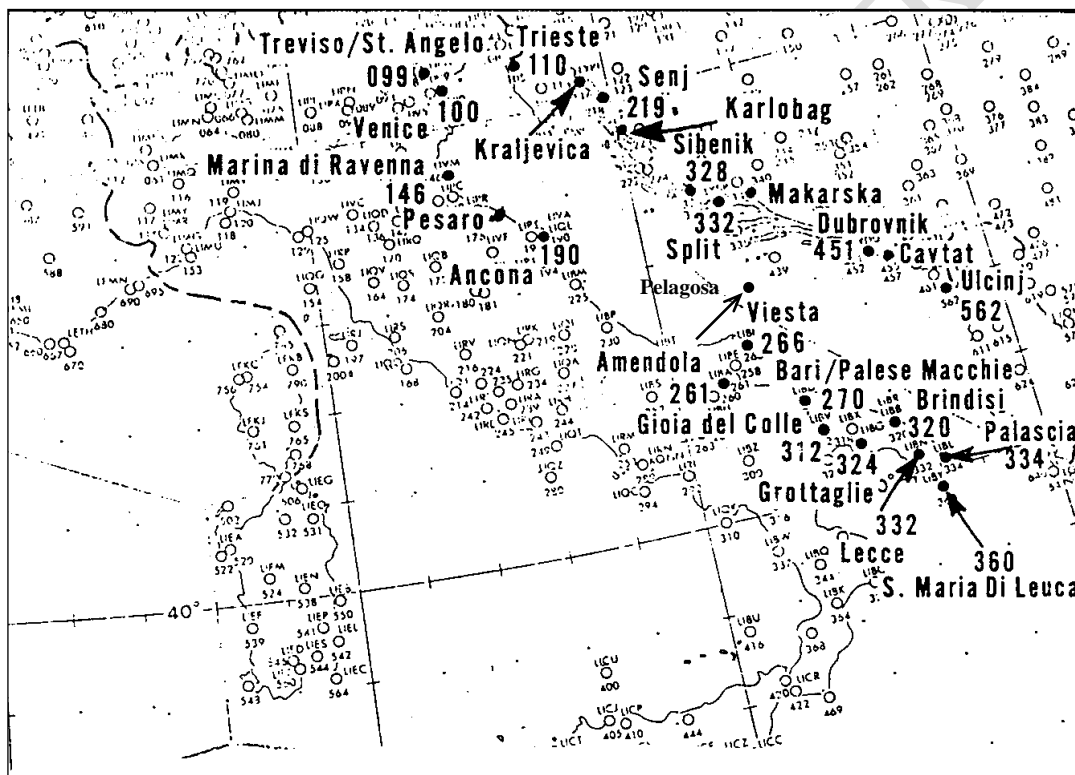
Σχήμα 1.26 Συνοπτική κατάσταση για επικράτηση συνθηκών Bora στην Αδριατική: (α) αντικυκλωνική κυκλοφορία και (β) κυκλωνική κυκλοφορία. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

Η μέση διάρκεια διατήρησης ανέμου Bora στην ένταση θυελλωδών ανέμων είναι 12 ώρες, αλλά έχουν υπάρξει περιπτώσεις που διήρκεσαν πολύ περισσότερο.

Σε αντικυκλωνικές συνθήκες ο Bora είναι βασικά ξηρός άνεμος (λόγω του γεγονότος ότι είναι καταβατικός) με καλή ορατότητα. Μια νεφική ζώνη παρατηρείται στις κορυφές των ορεινών εξάρσεων, η διάλυση της οποίας υποδηλώνει την εξασθένηση του Bora. Σε συνθήκες όμως κυκλωνικής κυκλοφορίας έχουμε χαμηλές νεφώσεις με βροχή ή ψεκάδες και περιορισμένη ορατότητα.



Σχήμα 1.27 Γενικό πρότυπο του ανέμου Βορά στην περιοχή της Αδριατικής. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)



Σχήμα 1.28 Χάρτης με τους σταθμούς της περιοχής της Αδριατικής. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

Προγνωστικοί κανόνες

- Διαφορά πίεσης 10 hPa μεταξύ Treviso/St. Angelo και S. Maria Di Leuca (Σχήμα 1.28) προκαλεί ανέμους Βορά έντασης 30-35 kn στην Αδριατική.
- Κατά την διάρκεια συνθηκών Βορά οι εντάσεις του ανέμου κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Ιταλίας είναι αρκετά αντιπροσωπευτικές των ανέμων που επικρατούν στην Δυτική Αδριατική. Αντίθετα οι άνεμοι που παρατηρούνται στις ακτές των χωρών της πρώην Γιουγκοσλαβίας, λόγω της επίδρασης της ορογραφίας, δεν είναι αντιπροσωπευτικοί των ανέμων που επικρατούν στην Ανατολική Αδριατική.
- Κατά την διάρκεια συνθηκών Βορά γραμμές νεφών Cu στις δορυφορικές εικόνες υποδεικνύουν θυελλώδεις ανέμους έντασεως 33-47 kn.

- Παράκτιες περιοχές της πρώην Γιουγκοσλαβίας που επηρεάζονται άμεσα από τον Bora (Σχήμα 1.28) είναι οι Karlobag, Makarska, Dubrovnik, από τον κόλπο του Cattaro (Boka Kotorska) έως το Ulcinj, Trieste, Split, Sibenik, Kraljevica, Senj.
- Αντίθετα, παράκτιες περιοχές της πρώην Γιουγκοσλαβίας που είναι προασπισμένες από τον άνεμο Bora είναι οι δυτικές ακτές της χερσονήσου Ίστριας, οι υπήνεμες περιοχές των νήσων Dugi Otok, Kornat και Mljet και το Cavtat (Σχήματα 1.25 και 1.28).
- Η εξαφάνιση των ορογραφικών νεφών στις κορυφές των Δειναρικών Άλπεων και η αύξηση των χαμηλών νεφών στην Αδριατική είναι ενδεικτικές για την εξασθένηση του Bora.
- Η μέγιστη προς νότο επέκταση του Bora στην περίπτωση αντικυκλωνικής κυκλοφορίας είναι 60 ναυτ. μίλια νότια των Στενών του Otranto, ενώ με την παρουσία βαρομετρικού χαμηλού επεκτείνεται αρκετά πιο νότια στο Ιόνιο Πέλαγος και οι ισχυρότεροι άνεμοι παρατηρούνται στην Νότια Αδριατική.

(γ) Άνεμος SIROCCO

Γενικά Χαρακτηριστικά

Ο Sirocco είναι νότιος άνεμος (από ΝΑ έως ΝΔ) που προέρχεται κατά βάση από την Βόρεια Αφρική. Στην Αδριατική συνήθως παρατηρείται μέσα στον θερμό τομέα των υφέσεων που δημιουργούνται είτε στα όρη του Άτλαντα και κινούνται ανατολικά βορειοανατολικά είτε στον κόλπο της Γένοβας ή της Βενετίας και επεκτείνονται αρκετά νότια.

Αντίθετα από τον Bora, ο Sirocco επικρατεί βαθμιαία. Παρατηρείται πιο συχνά στην Νότια Αδριατική και η συχνότητά του ελαττώνεται προχωρώντας προς την Βόρεια Αδριατική. Αν και ο Sirocco δεν είναι τόσο ισχυρός όσο ο άνεμος Bora, εντάσεις θυελλωδών ανέμων (34-47 kn) παρατηρούνται αρκετές φορές κυρίως τον χειμώνα και την άνοιξη (κατά κανόνα ο Sirocco δεν υπερβαίνει τους 55 kn). Η μέση διάρκεια διατήρησης ανέμου Sirocco σε ένταση θυελλωδών ανέμων είναι 10-12 ώρες και σπανίως μέχρι 36 ώρες. Λόγω του προσανατολισμού της Αδριατικής Θάλασσας, ο άνεμος Sirocco προκαλεί σημαντικό ύψος κύματος στον κόλπο της Βενετίας (το fetch του κύματος είναι όλο το μήκος της Αδριατικής Θάλασσας).

Οι αέριες μάζες που μεταφέρει ο άνεμος Sirocco προερχόμενες από την Βόρεια Αφρική είναι πολύ ζεστές και ξηρές, όταν όμως εισέρχονται στην λεκάνη της Μεσογείου προκαλείται συμπύκνωση, κυρίως στα χαμηλά στρώματα, με αποτέλεσμα χαμηλή νέφωση, ψεκάδες, και γενικά χαμηλές ορατότητες και ομίχλες (τον χειμώνα πυκνές). (Ο Sirocco εξετάζεται αναλυτικά στην Παράγραφο 1.9.2(β)).

Προγνωστικοί κανόνες

- Διαφορά 10 hPa μεταξύ S. Maria Di Leuca και Treviso/St. Angelo (Σχήμα 1.28) δημιουργεί ανέμους Sirocco έντασης 30 -35 kn στην Αδριατική.
- Η συχνότητα εμφάνισης θυελλωδών ανέμων Sirocco στην Αδριατική ελαττώνεται προς τα βόρεια.
- Η διεύθυνση του Sirocco τείνει να είναι νότια κοντά στην είσοδο της Αδριατικής και ανατολική στις βορειοανατολικές περιοχές της Ιταλίας (Marina di Ranenna και Pesaro).
- Κατά την διάρκεια συνθηκών Sirocco στην Αδριατική στο νησί Pelagosa παρατηρείται πυκνή ομίχλη (ειδικά την χειμερινή περίοδο).

(δ) Γενικοί Κανόνες για την περιοχή της ΑΔΡΙΑΤΙΚΗΣ

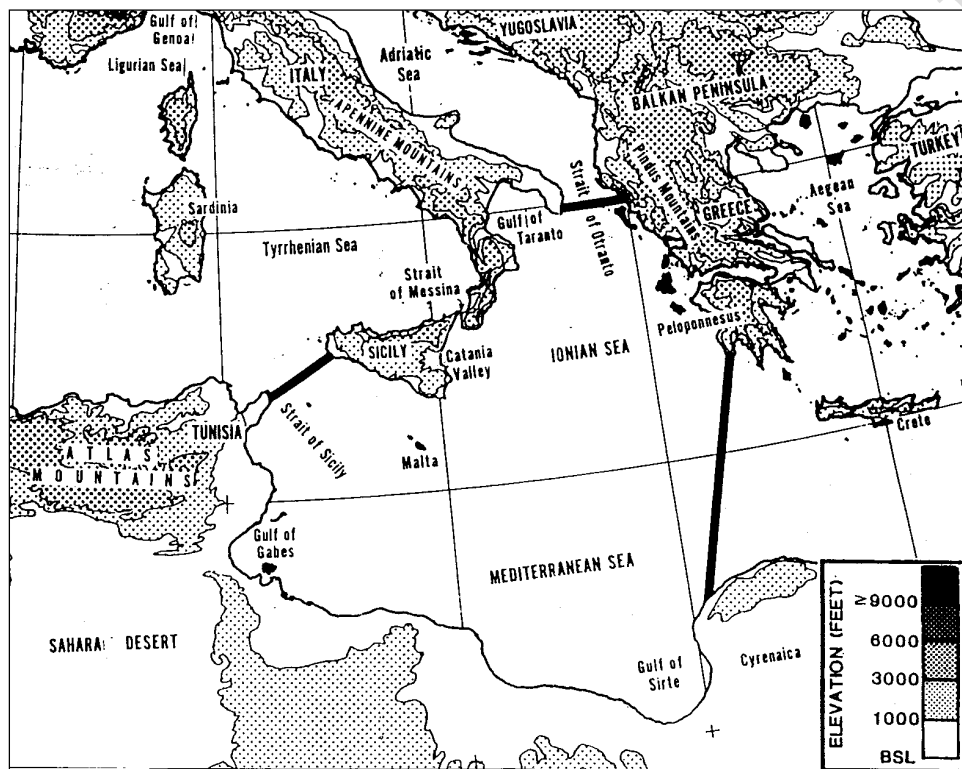
- Ισχυροί έως θυελλώδεις άνεμοι που πνέουν κατά μήκος του άξονα των Στενών του Otranto είναι κατά προσέγγιση 40% ισχυρότεροι εκείνων που καταγράφονται στους ακόλουθους παράκτιους σταθμούς: Amendola, Viesta, Bari/Palese Macchie, Giola Del Colle, Grottaglie, Brindisi, Lecce, Palascia, Maria Di Leuca.

- Η ένταση του ανέμου που καταγράφεται στην νήσο Pelagosa είναι αντιπροσωπευτική των εντάσεων του ανέμου που επικρατεί στην περιοχή.

1.9.2 ΙΟΝΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ - ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ

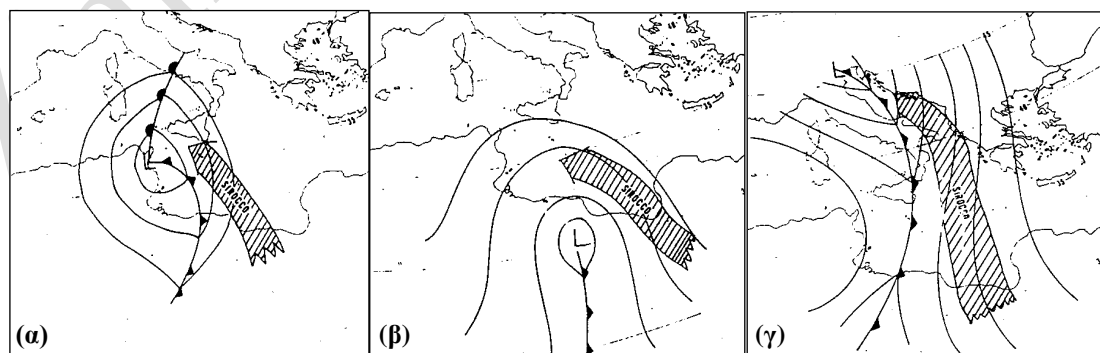
(α) Τοπογραφία Περιοχής

Τα κύρια χαρακτηριστικά του ανατολικού τμήματος της Κεντρικής Μεσογείου και του Ιονίου Πελάγους (Σχήμα 1.29) είναι στα νοτιοδυτικά τα Όρη του Άτλαντα, στα βορειοδυτικά τα Απέννινα Όρη, στα ανατολικά η Οροσειρά της Πίνδου (και η προέκτασή της στην Πελοπόννησο), οι κόλποι Τάραντα, Γκαμπές και Σύρτης, τα Στενά του Otranto (μεταξύ Αδριατικής και Ιονίου), τα Στενά της Μεσσήνας (μεταξύ της Νότιας Ιταλίας και της Σικελίας) και το Στενό της Σικελίας (μεταξύ Σικελίας και Τυνησίας). Επίσης σημαντικό ρόλο παίζει και η έρημος Σαχάρα στην Βόρεια Αφρική.



Σχήμα 1.29 Τοπογραφικός χάρτης της Κεντρικής Μεσογείου (ανατολικό τμήμα) και του Ιονίου Πελάγους. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

(β) Άνεμος SIROCCO



Σχήμα 1.30 Συνοπτικές καταστάσεις που προκαλούν ανέμους Sirocco. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

Γενικά Χαρακτηριστικά

Ο Sirocco είναι άνεμος νοτίων διευθύνσεων (ΝΑ έως ΝΔ) με προέλευση την Βόρεια Αφρική και παρατηρείται στις εξής συνοπτικές καταστάσεις:

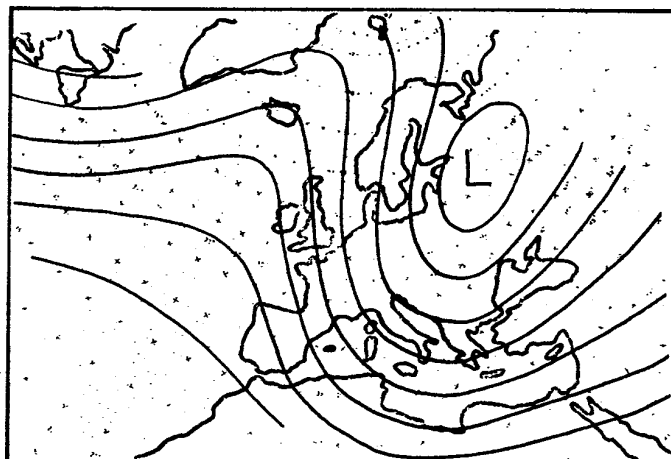
- στον θερμό τομέα μιας ύφεσης που αναπτύχθηκε στα υπήνεμα των Ορέων του Άτλαντα (Σαχαριανή ύφεσης) (Σχήμα 1.30α).
- στην ανατολική πλευρά ύφεσης που βρίσκεται στην ερημική περιοχή της Βόρειας Αφρικής (Σχήμα 1.30β).
- μπροστά από ψυχρό μετώπου που συνδέεται με ύφεση που δημιουργήθηκε στον Κόλπο της Γένοβας ή στον Κόλπο της Βενετίας και επεκτείνεται αρκετά νότια προς την Βόρεια Αφρική (Σχήμα 1.30γ).

Εντάσεις θυελλωδών ανέμων μπορεί να παρατηρηθούν στην περιοχή του Gabes μπροστά από μια αναπτυσσόμενη Σαχαριανή ύφεση, καθώς και στις υπήνεμες πλευρές βουνών (όπως της Σικελίας).

Οι αέριες μάζες που μεταφέρει ο Sirocco, προερχόμενες από την ερημική περιοχή της Σαχάρας, αρχικά είναι εξαιρετικά ξηρές και ζεστές (καυτές την άνοιξη και το καλοκαίρι), όμως με την αλληλεπίδρασή τους με την σχετικά ψυχρή θάλασσα της Μεσογείου προκαλείται συμπύκνωση των υδρατμών του αέρα, ειδικά στα χαμηλά στρώματα, με συνέπεια πολύ χαμηλές νεφώσεις (νέφη St), ψεκάδες ή βροχή και πολύ περιορισμένη ορατότητα. Τα καιρικά φαινόμενα που συνοδεύουν τον Sirocco εξαρτώνται από την ένταση του ανέμου και το μήκος της τροχιάς του πάνω από την θάλασσα. Με μεγάλες εντάσεις αλλά μικρές τροχιές προκαλούνται ομίχλες εξ' αιτίας πυκνών νεφών σκόνης, ενώ με μικρές εντάσεις αλλά μεγάλες τροχιές προκαλούνται ομίχλες λόγω αυξημένης υγρασίας. Σε συνθήκες θυελλωδών ανέμων Sirocco, πυκνά νέφη σκόνης που περιορίζουν σημαντικά την ορατότητα φτάνουν ακόμη και στην περιοχή της Μάλτας.

Αξιοσημείωτη θερμοκρασιακή αναστροφή παρατηρείται την περίοδο της άνοιξης στα σχετικά ψυχρά νερά της Μεσογείου. Ισχυρός αεροχείμαρρος χαμηλού ύψους παρατηρείται ακριβώς κάτω της κορυφής της αναστροφής. Οι εντάσεις του κατακόρυφου wind shear μπορεί να φτάσουν τους 70-80 kn και συνοδεύονται από ισχυρές αναταράξεις.

(γ) Άνεμος *MISTRAL*



Σχήμα 1.31 Χάρτης 500 hPa που δείχνει την απαραίτητη συνοπτική κατάσταση για την επέκταση του Mistral στην Κεντρική Μεσόγειο. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

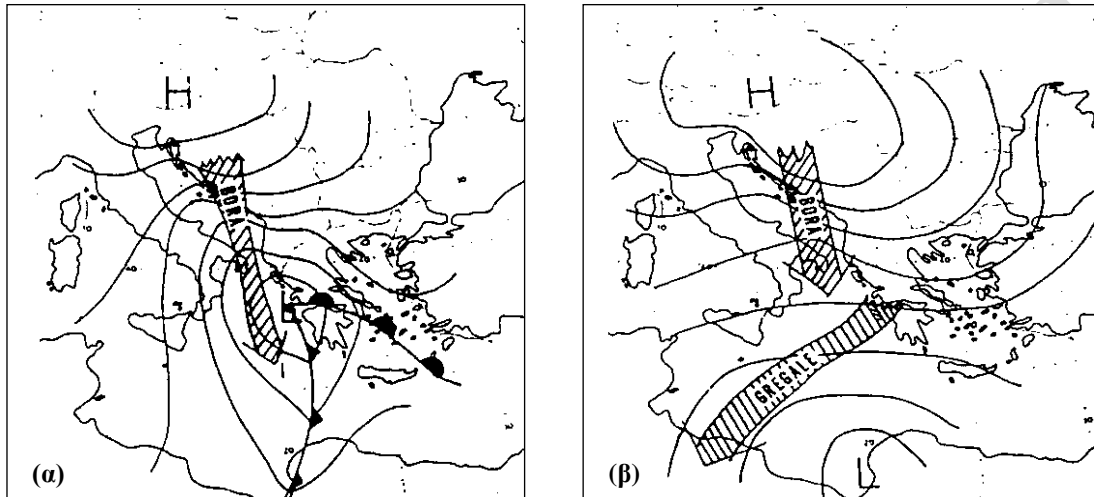
Γενικά Χαρακτηριστικά

Ο Mistral είναι ψυχρός, ισχυρός άνεμος που πνέει στον Κόλπο του Λέοντα στην Νότια Γαλλία και στην περιοχή αυτή έχει διεύθυνση από ΒΔ έως Β-ΒΑ. Η επέκταση του Mistral στο

Τυρρηνικό Πέλαγος και το ανατολικό τμήμα της Κεντρικής Μεσογείου συνδέεται με τις κυκλογενέσεις στον Κόλπο της Γένοβας, καθώς επίσης και με την επέκταση προς νότο του ισχυρού ΒΔ κλάδου του πολικού αεροχειμάρρου στην περιοχή της Γαλλίας και της trough στην ΒΔ Μεσόγειο (Σχήμα 1.31).

Οι μεγαλύτερες εντάσεις του Mistral παρατηρούνται στον Κόλπο του Λέοντα. Όμως, λόγω του καναλισμού στα Στενά της Σικελίας και της Μεσσήνας, ο Mistral ενισχύεται σημαντικά κατά την έξοδό του στην Melita και το Boot αντίστοιχα. Στο λιμάνι της Βαλέτα (Μάλτα) θυελλώδεις άνεμοι Mistral και σημαντικά ύψη κύματος δεν είναι σπάνια.

Ενδείξεις για θυελλώδεις ανέμους Mistral στα Στενά της Σικελίας είναι ζώνες κυμάτων όρους που εκτείνονται από την Σαρδηνία στην Σικελία.



Σχήμα 1.32 (α) Συνοπτική κατάσταση για την επέκταση του ανέμου Bora στην Κεντρική Μεσόγειο και (β) Συνοπτική κατάσταση συνδυασμού ανέμου Bora στην Αδριατική και ανέμου Gregale στο Ιόνιο Πέλαγος και την Κεντρική Μεσόγειο. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

(δ) Άνεμος BORA

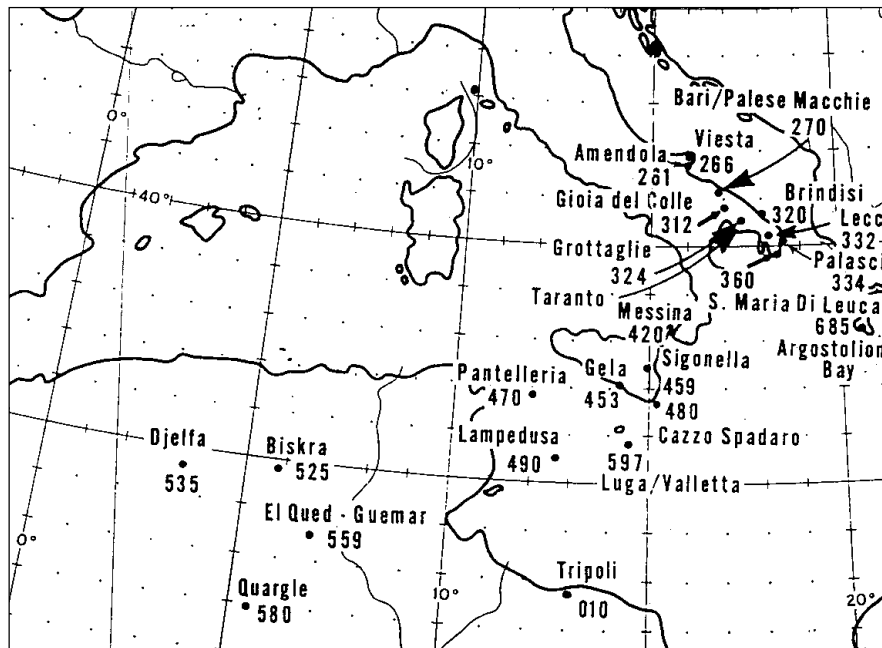
Αν και πνέει από τις ακτές των χωρών της πρώην Γιουγκοσλαβίας προς την Αδριατική, ο Bora μπορεί να φθάσει στο Ιόνιο και γενικότερα στο ανατολικό τμήμα της Κεντρικής Μεσογείου. Ο Bora καναλιζόμενος στα Στενά του Otranto εκτείνεται νότια σε μια στενή ζώνη ισχυρών ανέμων. Αυτό συνήθως συμβαίνει κατά την διάρκεια του χειμώνα μετά την διέλευση βαθιάς ύφεσης από το Ιόνιο (Σχήμα 1.32α). Αναλυτικά ο Bora εξετάζεται στην Παράγραφο 1.9.1β.

(ε) Άνεμος GREGALE

Ο Gregale είναι ισχυρός ΒΑ άνεμος και παρατηρείται με συνοπτικές καταστάσεις όμοιες με εκείνες που δημιουργούν τον Bora (Σχήμα 1.32β), δηλαδή με τον συνδυασμό ισχυρού αντικυκλώνα στην Κεντρική Ευρώπη και τα Βαλκάνια και χαμηλών πιέσεων νοτιότερα. Σε αυτές τις περιπτώσεις που συμβαίνουν κατά κύριο λόγο τον χειμώνα, οι ΒΑ άνεμοι εκτείνονται μέχρι την περιοχή της Μάλτας, όπου στο λιμάνι της Βαλέτα σημειώνονται μεγάλα ύψη κύματος.

(στ) Γενικοί Κανόνες για την περιοχή της ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

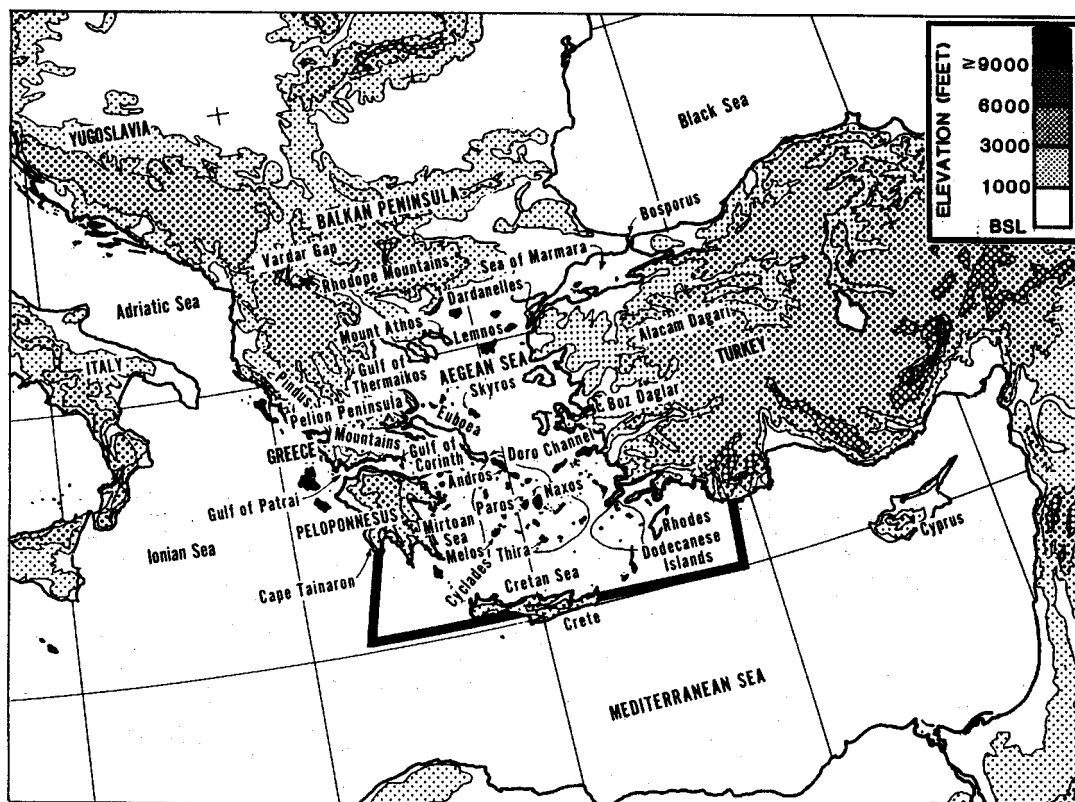
- Οι άνεμοι που καταγράφονται στον σταθμό της Pantelleria (Σχήμα 1.33) είναι γενικά αντιπροσωπευτικοί των ανέμων που επικρατούν στα Στενά της Σικελίας, ενώ αντίθετα οι άνεμοι που καταγράφονται στον σταθμό της Μεσσήνας δεν είναι αντιπροσωπευτικοί για την θαλάσσια κατάσταση που επικρατεί στα στενά αυτά.
- Μεγάλα ύψη κύματος παρατηρούνται στις περιοχές απορροής ανέμου με βόρεια ή νότια συνιστώσα από τα Στενά της Μεσσήνας.



Σχήμα 1.33 Χάρτης με τους σταθμούς του ανατολικού τμήματος της Κεντρικής Μεσογείου. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

1.9.3 ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ – ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ

(α) Τοπογραφία Περιοχής



Σχήμα 1.34 Τοπογραφικός χάρτης του Αιγαίου Πελάγους. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

Τα κύρια χαρακτηριστικά της περιοχής του Αιγαίου Πελάγους (Σχήμα 1.34) είναι στα δυτικά η οροσειρά της Πίνδου (και η προέκτασή της στην Πελοπόννησο), στα ανατολικά οι οροσειρές Alacam Dagari και Boz Daglar της Τουρκίας, στα βόρεια η οροσειρά της Ροδόπης που

χωρίζεται από την Πίνδο με την κοιλάδα του Αξιού και από τα βουνά της Τουρκίας με τα Δαρδανέλια και στα νότια το ορεινό νησί της Κρήτης. Η τοπογραφία της περιοχής περιπλέκεται από τον μεγάλο αριθμό νησιών του Αιγαίου Πελάγους.

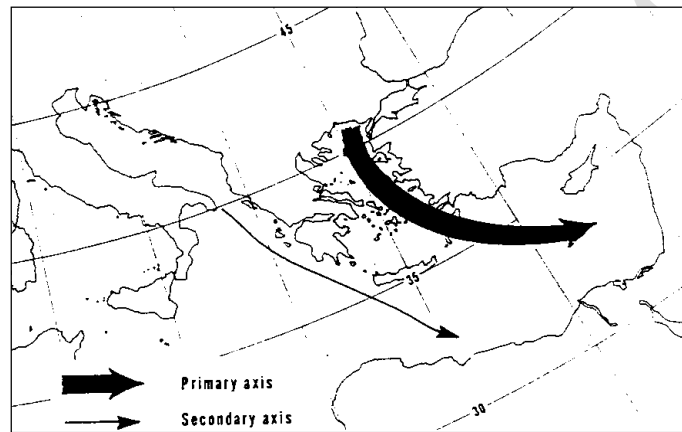
(β) Άνεμοι ΕΤΗΣΙΕΣ

Γενικά Χαρακτηριστικά

Ετησίες ονομάζονται οι βορείου τομέα άνεμοι που πνέουν στην περιοχή του Αιγαίου και της Ανατολικής Μεσογείου κατά την θερμή περίοδο του έτους (από αρχές Μαΐου έως τα μέσα Οκτωβρίου) με μέγιστη συχνότητα τον Ιούλιο και τον Αύγουστο.

Οι μετωπικές διαταραχές που διέρχονται από τα Βαλκάνια και οδηγούν σε αντικυκλωγενέσεις στην περιοχή αυτή, είναι η συνοπτική αιτία για την έναρξη μιας περιόδου Ετησίων ανέμων που πολλές φορές στο Αιγαίο φθάνουν σε ένταση τους θυελλώδεις ανέμους.

Στο Σχήμα 1.35 φαίνεται ο άξονας των μεγίστων εντάσεων των Ετησίων που καταλήγει με μειωμένη ένταση νότια της Κύπρου. Η διεύθυνση των Ετησίων γενικά συμπίπτει με τον άξονα των μεγίστων εντάσεων. Ένας δευτερεύων άξονας μεγίστων εντάσεων παρατηρείται στο Νότιο Ιόνιο.



Σχήμα 1.35 Άξονες των μεγίστων εντάσεων των Ετησίων ανέμων. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

Οι Ετησίες άνεμοι δίνουν για περιόδους ημερών σταθερό καιρό που χαρακτηρίζεται από καθαρό ουρανό, χαμηλή σχετική υγρασία και απουσία βροχής. Καταιγίδες παρατηρούνται στο Βόρειο Αιγαίο κατά το πέρασμα των ψυχρών μετώπων, τα οποία καθορίζουν την έναρξη περιόδου Ετησίων. Ορογραφικά νέφη που σχηματίζονται άνω από βουνά στα νησιά (π.χ. όρη της Κρήτη, Τσικνιάς της Τήνου) είναι ενδείκτες ισχυρών Ετησίων.

Ο καναλισμός των Ετησίων μεταξύ των νησιών και των θαλασσιών διαύλων οδηγεί σε αξιοσημείωτη αύξηση της έντασής τους. Οι Ετησίες με αυτόν τον τρόπο ενισχύονται κυρίως στο Στενό Καφηρέα, μεταξύ Πάρου και Τήνου, μεταξύ Τουρκίας και Δωδεκανήσων, μεταξύ Κρήτης και Καρπάθου, κ.λπ.

Οροσειρές κάθετες στην διεύθυνση των Ετησίων έχουν σαν αποτέλεσμα την σημαντική ενίσχυση του ανέμου στις πεδινές περιοχές των υπήνεμων πλευρών, φαινόμενο που συμβαίνει συχνά στην Νότια Κρήτη.

Διαφορά πίεσης 7,5 hPa μεταξύ Ρόδου-Κωνσταντινούπολης και 6,0 hPa μεταξύ Ρόδου-Ελληνικού συνδέονται με Ετησίες ανέμους 25-35 kn στην περιοχή του Αιγαίου.

Προγνωστικοί Κανόνες

- Άνεμοι βορείου τομέα 20-25 kn στο Αιγαίο ενισχύονται σε 25-32 kn με μεγαλύτερες ριπές στην περιοχή ανοιχτά της Ανατολικής Κρήτης. Παρατηρήσεις στην θαλάσσια περιοχή ανατολικά-νοτιανατολικά της Κρήτης δείχνουν ότι οι άνεμοι στην περιοχή αυτή είναι

100% γεωστροφικοί ως προς την έντασή τους. Η διεύθυνση της ροής τέμνει τις ισοβαρείς σχηματίζοντας γωνία περίπου 45° προς τις ακτές της Μικράς Ασίας. Η ταχύτητα του ανέμου μετρήθηκε χρησιμοποιώντας την βαροβαθμίδα μεταξύ Ρόδου-Σητείας.

- Κατά την διάρκεια ισχυρών Ετησίων ανέμων, οι άνεμοι στην Ρόδο είναι ασθενείς. Ένα επιφανειακό χαμηλό τείνει να σχηματισθεί πάνω από την Ρόδο κάτω απ' αυτές τις συνθήκες.

Από συγκρίσεις που έγιναν το 1994 μεταξύ των πραγματικών και των προγνωστικών στοιχείων του ECMWF για τον άνεμο και την πίεση στην περιοχή του Αιγαίου (Λαγουβάρδος και Ζιακόπουλος, 1995) διαπιστώθηκε σταθερά απόκλιση στην πρόγνωση της πίεσης στην Ρόδο, δηλαδή οι μέσες προγνωστικές τιμές του μοντέλου υποεκτιμούν κατά 1,37 hPa τις αντίστοιχες πραγματικές τιμές της πίεσης.

Τα πρακτικά συμπεράσματα που προκύπτουν από συσχετίσεις των διαφορών πίεσης μεταξύ Θεσσαλονίκης και Ρόδου ή μεταξύ Ελληνικού και Ρόδου και της πραγματικής έντασης του ανέμου πρέπει να εφαρμόζονται με μεγάλη προσοχή για τους παρακάτω λόγους:

- κατά την έναρξη της επικράτησης ενός συστήματος Ετησίων ανέμων στο Αιγαίο, όταν ψυχρό μέτωπο σαρώνει την περιοχή από βορρά προς νότο, ο άνεμος είναι υπεργεωστροφικός. Συνεπώς, μικρή βαροβαθμίδα στο Βόρειο Αιγαίο δεν σημαίνει ότι θα είναι ανάλογα και μικρή η ένταση του πραγματικού ανέμου.
- η ισχυρή βαροβαθμίδα στο πρώτο στάδιο της επικράτησης των Ετησίων ανέμων βρίσκεται στο Βόρειο Αιγαίο και ακολούθως μετατοπίζεται στο Κεντρικό και στο Νότιο Αιγαίο. Η παραπάνω διαδικασία παρατηρείται στις περισσότερες περιπτώσεις αλλά όχι πάντα.
- όταν ο προσανατολισμός των ισοβαρών στο Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο τείνει προς την κατεύθυνση Ανατολή-Δύση, μικρές διαφορές στην πίεση μεταξύ Ελληνικού και Ρόδου είναι δυνατόν να οδηγήσουν τον προγνώστη σε εσφαλμένη εκτίμηση της πραγματικής έντασης του ανέμου στο Κεντρικό Αιγαίο ή στο βόρειο τμήμα του Νοτίου Αιγαίου.

Η αντιστοιχία της έντασης των ετησίων ανέμων μεταξύ Αιγαίου - Νοτίου Ευβοϊκού - Σαρωνικού Κόλπου που παρατηρείται συνήθως το καλοκαίρι δίνεται στον παρακάτω Πίνακα:

	Ένταση (Beaufort)			
Αιγαίο	9	8	7	5-6
Νότιος Ευβοϊκός	8	7	6	≤ 4
Σαρωνικός	7	5-6	4-5	θαλάσσια αύρα

(γ) Ψυχροί Βόρειοι άνεμοι τύπου BORA

Οι άνεμοι αυτοί εισβάλλουν στο Αιγαίο κυρίως από την κοιλάδα του Αξιού και από τα Δαρδανέλια (βλέπε επίσης Παράγραφο 1.8.4α).

Για την συσχέτιση της βαροβαθμίδας μεταξύ Θεσσαλονίκης-Ρόδου ή μεταξύ Ελληνικού-Ρόδου με την ένταση των βορείων ανέμων στο Αιγαίο ισχύουν τα αναγραφόμενα στην περίπτωση των Ετησίων ανέμων.

(δ) Νότιοι Άνεμοι

Για την εκτίμηση της έντασης των νοτίων ανέμων στην νήσο Σκύρο και γενικότερα στο Βόρειο Αιγαίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί η σχέση (Σταματάκης, 1976):

$$x = 5,7 + 0,77 \cdot y$$

όπου x είναι η ένταση του ανέμου σε kn και y το 10πλάσιο της βαροβαθμίδας Χίου-Σκοπέλου ή Χίου-Λήμνου.

Η επιλογή της Σκοπέλου ή Λήμνου θα γίνεται αν η διάταξη των ισοβαρών είναι εκείνη του Σχήματος 1.36(αριστερά) ή του Σχήματος 1.36(δεξιά) αντίστοιχα. Αν και δεν είναι διαθέσιμες

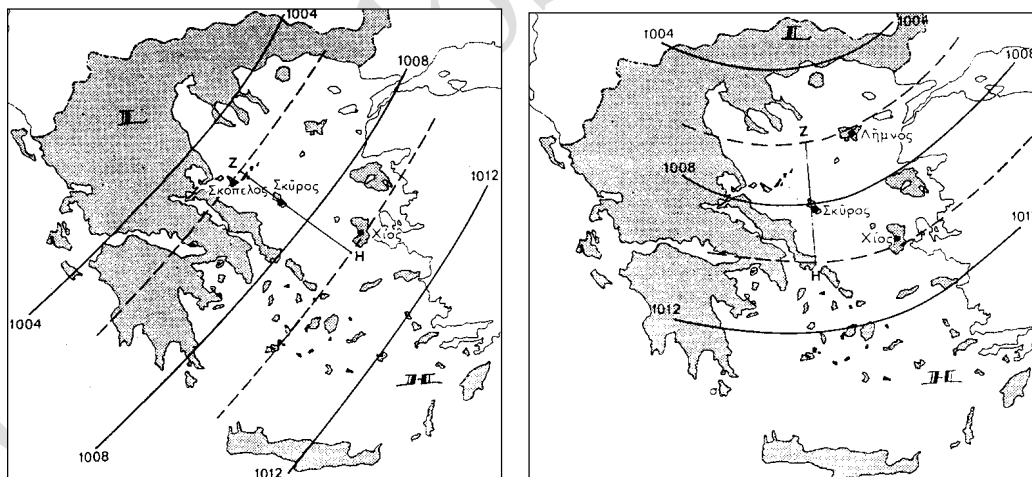
παρατηρήσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης στην Σκόπελο, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η ατμοσφαιρική πίεση της Σκιάθου.

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της παραπάνω σχέσης για διάφορες τιμές βαροβαθμίδας δίνονται στον παρακάτω Πίνακα:

ΡΧΙΟΣ -ΡΣΚΟΠΕΛΟΣ ή ΛΗΜΝΟΣ (hPa)	ΕΝΤΑΣΗ ΑΝΕΜΟΥ (kn)
0,5	10
1,0	13
1,5	17
2,0	21
2,5	25
3,0	29
3,5	33
4,0	37
4,5	40
5,0	44
5,5	48
6,0	52
6,5	56
7,0	60
7,5	63
8,0	67

Παρατηρήσεις:

- Η τυπική απόκλιση είναι ± 6 kn.
- Αν η βαροβαθμίδα είναι μεγαλύτερη των 2 hPa πρέπει να εξετάζεται προσεκτικά η γενική συνοπτική κατάσταση, διότι είναι δυνατόν ο άνεμος να γίνει θυελλώδης χωρίς μεταβολή της βαροβαθμίδας.



Σχήμα 1.36 Διάταξη ισοβαρών καμπύλων για την εκτίμηση της έντασης των νοτίων ανέμων στο Βόρειο Αιγαίο με την βοήθεια της βαροβαθμίδας: (αριστερά) Χίου-Σκοπέλου και (δεξιά) Χίου-Λήμνου. (Πηγή: Σταματάκης, 1976.)

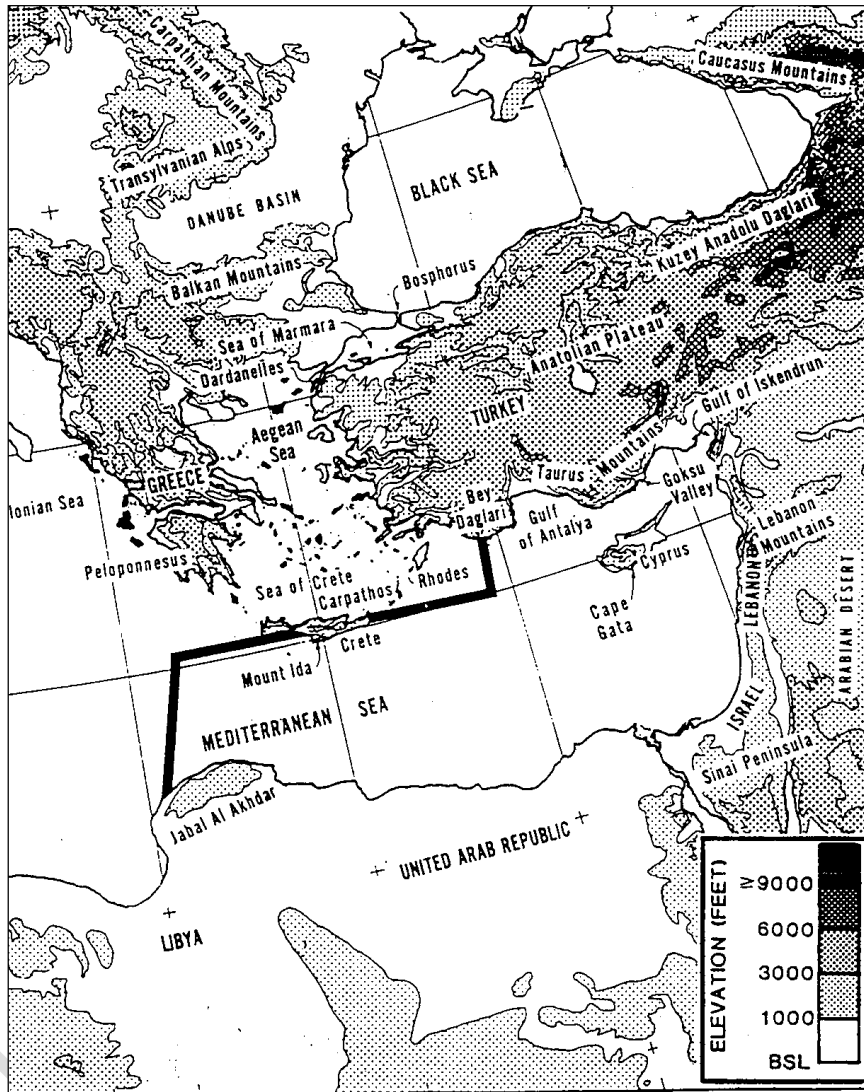
1.9.4 ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ – ΜΑΥΡΗ ΘΑΛΑΣΣΑ

(α) Τοπογραφία Περιοχής

Τα κύρια χαρακτηριστικά της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου (Σχήμα 1.37) είναι στα βόρεια τα βουνά της Κρήτης, στα βορειοανατολικά τα όρη του Ταύρου της Νότιας Τουρκίας με σημαντικές χαράδρες και κοιλάδες και ο κόλπος της Αττάλειας, στα ανατολικά όρη που εκτείνονται από την χερσόνησο του Σινά μέχρι τον κόλπο του Iskenderun με υψηλότερα τα όρη

του Λιβάνου, ενώ στα νότια η περιοχή είναι σχετικά επίπεδη με εξαίρεση την περιοχή Jabal Al Akhdar στην Ανατολική Λιβύη.

Στην περιοχή της Μαύρης Θάλασσας (Σχήμα 1.37) υπάρχουν μεγάλες οροσειρές, στα νότια η Kuzey Anadolu Daglari, ανατολικά η οροσειρά του Καυκάσου, ενώ στα βόρεια η περιοχή είναι σχετικά επίπεδη. Λόγω των μεγάλων οροσειρών των Καρπαθίων, των Τρανσυλβανικών Άλπεων και των βουνών των Βαλκανίων, η μόνη δίοδος της ροής στην Μαύρη Θάλασσα γίνεται από την Θάλασσα Μάρμαρα και τον Βόσπορο.



Σχήμα 1.37 Τοπογραφικός χάρτης της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου και της Μαύρης Θάλασσας. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

(β) Άνεμοι ΕΤΗΣΙΕΣ

Η επέκταση των Ετησίων στην περιοχή αυτή έχουν διεύθυνση ΒΔ ανατολικά της Κρήτης με ένταση συχνά θυελλωδών ανέμων, ενώ νότια της Κύπρου γίνονται δυτικοί με ένταση εξασθενημένη. Επίσης, θυελλώδεις εντάσεις παρατηρούνται στις νότιες ακτές της Κρήτης, ενώ στα όρη της Κρήτης σχηματίζονται ορογραφικά νέφη.

(γ) Άνεμος BORA

Η επέκταση του Bora στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου συνδέεται με ψυχρές εισβολές, στις οποίες ο ψυχρός αέρας επεκτείνεται πάνω από τα 5000 ft. Η διεύθυνση του Bora στις περιπτώσεις αυτές είναι γενικά βόρεια στην Κρήτη και γίνεται Δ-ΒΔ στην Ανατολική

Μεσόγειο. Οι εντάσεις είναι αρκετά συχνά θυελλώδεις και στο Τυμπάκι, στην Νότια Κρήτη, παρατηρείται ένταση ανέμου διπλάσια από ότι στην Βόρεια Κρήτη.

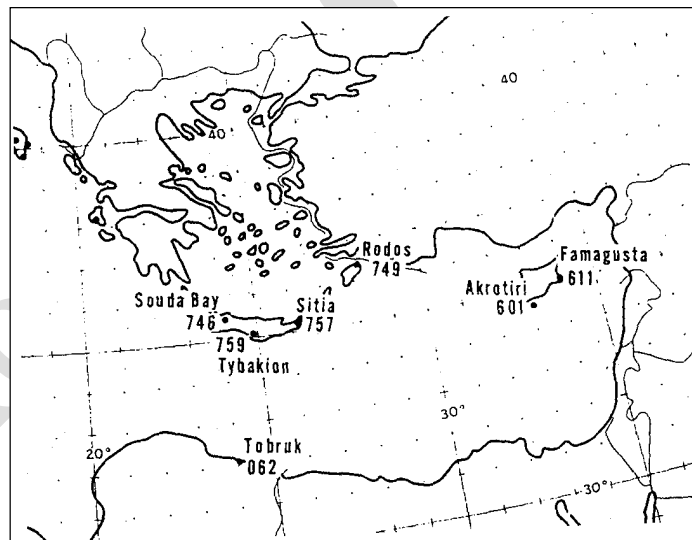
(δ) Άνεμος SIROCCO

Ο Sirocco στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου παρατηρείται είτε στην ανατολική πλευρά υφέσεων που δημιουργούνται σε ερημικές περιοχές (έρημοι Λιβύης, Αιγύπτου και Αραβίας) είτε μπροστά από ψυχρό μετώπου που συνδέεται με ύφεση στο Νότιο Αιγαίο ή την Κύπρο.

Οι καιρικές συνθήκες που συνοδεύουν τον Sirocco κοντά στις ερημικές περιοχές είναι αντίστοιχες με αυτές που περιγράφονται στην Παράγραφο 1.9.2β, δηλαδή νέφη σκόνης ή άμμου που προκαλούν περιορισμένη ορατότητα και ομίχλες, καθώς επίσης παρατηρείται ισχυρή θερμοκρασιακή ανάστροφη. Στις ακτές της Νότιας Τουρκίας και Νότιας Κρήτης, ο Sirocco πλέον έχει ψυχραθεί αρκετά και έχει αρκετή υγρασία με αποτέλεσμα αρκετά συχνά να παρατηρούνται νέφη St, ομίχλες και ψεκάδες με περιορισμένη ορατότητα, ενώ ισχυρή βροχή μπορεί να σημειωθεί στις περιπτώσεις που ο Sirocco συνδέεται με μετωπική δραστηριότητα.

(ε) Γενικοί Κανόνες για την περιοχή της ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ και της ΜΑΥΡΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

- Η επιφανειακή πίεση στο Τομπούρκ (Σχήμα 1.38) εμφανίζεται πολύ χαμηλή.
- Κατά τις περιόδους που επικρατούν ισχυροί δυτικοί άνεμοι στην Ανατολική Μεσόγειο, οι εντάσεις των ανέμων στους παράκτιους σταθμούς της Κύπρου και του Ισραήλ δεν είναι αντιπροσωπευτικές των ανέμων που επικρατούν στην θάλασσα.
- Στο Ακρωτήριο της Κύπρου η θαλάσσια αύρα μπορεί να φθάσει τους 35 kn.
- Στην Μαύρη Θάλασσα σπάνια παρατηρούνται θυελλώδεις νότιοι άνεμοι που συνδέονται με ισχυρά βαρομετρικά χαμηλά που κινούνται από την Μεσόγειο προς την Τουρκία. Με το πέρασμα όμως ψυχρού μετώπου παρατηρούνται θυελλώδεις Δ-ΒΔ άνεμοι.



Σχήμα 1.38 Χάρτης με τους σταθμούς της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου. (Πηγή: Brody and Nestor, 1980.)

1.9.5 ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ ΑΣΦΑΛΕΙΑΣ ΝΑΥΣΙΠΛΟΪΑΣ

Στο εγχειρίδιο Ασφάλειας Ναυσιπλοΐας αριθμ. 9 του Υπουργείου Εμπορικής Ναυτιλίας, το οποίο φυλάσσεται στο Μνημόνιο Ενεργειών για την υποστήριξη της Ναυτιλίας του ΕΜΚ, επισυνάπτονται Πίνακες με τα παρακάτω στοιχεία:

- (α) Κατάλογος προασπισμένων περιοχών, όπου δίνεται Πίνακας που περιλαμβάνει 126 θαλάσσιες διαδρομές με τις κρίσιμες διευθύνσεις και εντάσεις των ανέμων.

(β) Κατάλογος των «κατ' αρχήν» προασπισμένων θαλασσιών περιοχών, που είναι οι Κόλποι: Κορινθιακός, Παγασητικός, Βόρειος Ευβοϊκός και Νότιος Ευβοϊκός.

(γ) Διευθύνσεις και εντάσεις ανέμων για διάφορες διαδρομές που δημιουργούν ύψος κύματος:

- μεγαλύτερο από 2,5 m.
- μεγαλύτερο από 3,0 m.
- μεγαλύτερο από 3,5 m.

1.10 ΚΥΜΑΤΑ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΑΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ

Η ορολογία που χρησιμοποιείται για να καθορισθούν τα χαρακτηριστικά των κυμάτων είναι:

(α) *Κύματα θάλασσας ή ανέμου*: είναι τα κύματα που προκαλούνται από τον άνεμο που επικρατεί σε μια συγκεκριμένη περιοχή και σ' ένα δεδομένο χρόνο.

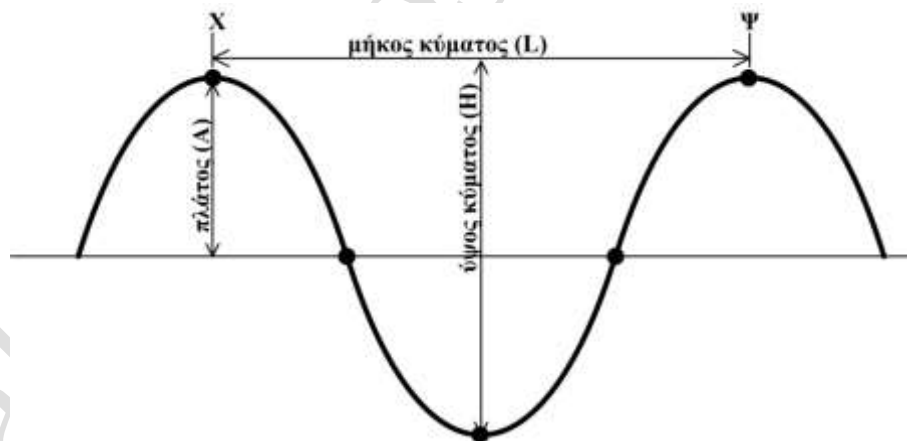
(β) *Κύματα αποθαλασσίας (Swell)*: είναι τα κύματα που προκαλούνται είτε από άνεμο που έπαυσε να πνέει στην περιοχή παρατήρησης είτε από άνεμο που πνέει ή έπνεε μακριά από την περιοχή που παρατηρούνται.

(γ) *Μήκος κύματος L (Length)*: είναι η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλιών του κύματος (Σχήμα 1.39).

(δ) *Περίοδος κύματος T (Period)*: είναι ο χρόνος διέλευσης δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλιών του κύματος από το ίδιο σημείο, δηλαδή ο χρόνος που απαιτείται η κορυφή στο σημείο X να φτάσει στο σημείο Ψ (Σχήμα 1.39).

(ε) *Ύψος κύματος H (Wave Height)*: είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ της κορυφής και της κοιλίας που ακολουθεί (Σχήμα 1.39).

(στ) *Πλάτος κύματος A (Amplitude)*: είναι η κάθετη απόσταση μεταξύ του μέσου επιπέδου του νερού της θάλασσας και της κορυφής του κύματος (Σχήμα 1.39).



Σχήμα 1.39 Χαρακτηριστικά του κύματος.

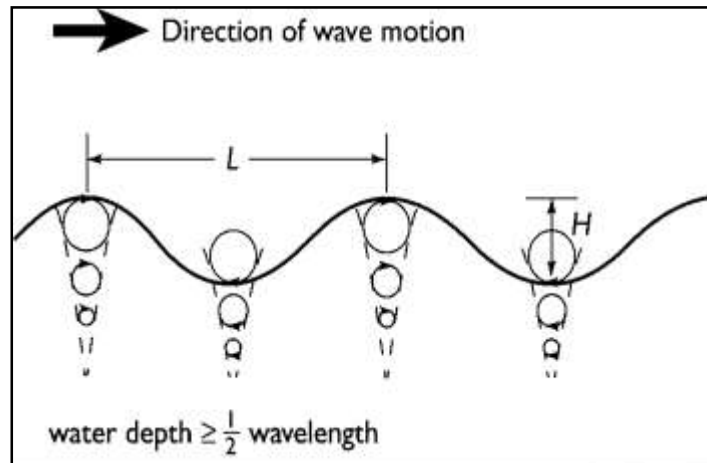
(ζ) *Μήκος πνοής ανέμων (Fetch)*: είναι η απόσταση πάνω από την οποία πνέει ένας δεδομένος (σταθερής ταχύτητας) άνεμος. Το fetch είναι ένας από τους παράγοντες που καθορίζουν το μέγιστο ύψος στο οποίο μπορεί να φθάσει ένα κύμα.

(η) *Διάρκεια (Duration)*: θεωρείται ο χρόνος όπου ένας δεδομένος άνεμος επιμένει σε ένα συγκεκριμένο fetch. Για δεδομένη ταχύτητα ανέμου, τα κύματα απαιτούν χρόνο για να αναπτυχθούν.

(θ) *Σημαντικό ύψος κύματος H_{sig} (Significant Wave Height)*: είναι το μέσο ύψος του 1/3 των υψηλοτέρων κυμάτων που διέρχονται από ένα σημείο σε χρόνο παρατήρησης 10-20 λεπτών. Αυτό φαίνεται να αντιστοιχεί σε εκείνο που κανονικά αναφέρεται ως μέσο ύψος κύματος.

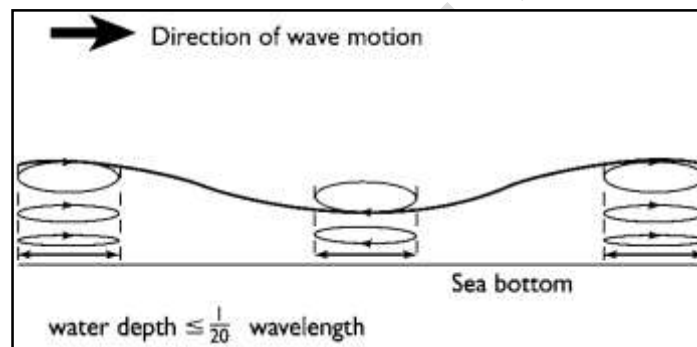
(ι) *Μέγιστο ύψος κύματος H_{max}* : το υψηλότερο κύμα που παρατηρείται σε ένα μεγάλο δείγμα κυμάτων.

(ια) *Βαθιά νερά (deep water)*: ο όρος αναφέρεται στην περίπτωση όπου το βάθος της θάλασσας είναι μεγαλύτερο από το 1/2 του μήκους κύματος και οι τροχιές των κυμάτων δεν αλληλεπιδρούν με τον πυθμένα της θάλασσας (Σχήμα1. 40).



Σχήμα 1.40 Τροχιές κυμάτων σε βαθιά νερά. (© 2004-Thomson Learning Inc, Brooks/Cole.)

(ιβ) *Αβαθή νερά (shallow water)*: ο όρος αναφέρεται στην περίπτωση όπου το βάθος της θάλασσας είναι μικρότερο από το 1/20 του μήκους κύματος και οι τροχιές των κυμάτων αλληλεπιδρούν με τον πυθμένα της θάλασσας (Σχήμα1. 41).



Σχήμα 1.41 Τροχιές κυμάτων σε αβαθή νερά. (© 2004-Thomson Learning Inc, Brooks/Cole.)

(ιγ) *Πλήρως Ανεπτυγμένη Θάλασσα (Fully Developed Sea)*: Το ύψος κύματος σε μία περιοχή εξαρτάται, εκτός από την ένταση του ανέμου, και από την διάρκεια και το fetch του κύματος. Αν για μία συγκεκριμένη ένταση ανέμου, η διάρκεια και το fetch υπερβούν κάποιες τιμές, το ύψος κύματος παίρνει την μέγιστη τιμή του και πλέον δεν εξαρτάται από την διάρκεια και το fetch. Στην περίπτωση αυτή έχουμε πλήρως ανεπτυγμένη θάλασσα (κορεσμένο κύμα).

- Για τα κύματα θάλασσας έχει βρεθεί ότι ισχύει η σχέση: $H_{max} = 1,67 \cdot H_{sig}$.
- Το ύψος κύματος ($H_{συνδ}$) σε περίπτωση συνδυασμού κυμάτων θάλασσας και κυμάτων αποθαλασσίας (H_{swell}) δίνεται από την σχέση: $H_{συνδ} = (H_{sig}^2 + H_{swell}^2)^{1/2}$.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Ahrens, D. C., 2000: *Meteorology Today*. Brooks/Cole.

Brody, L. R., and M. J. R. Nestor, 1980: *Handbook for Forecasters in the Mediterranean. Part 2. Regional Forecasting Aids for the Mediterranean Basin*. Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey, California, USA.

Prezerakos, N. G., 1989: A contribution to the study of the Extreme Heat Wave over the South Balkans in July 1987. *Meteor. Atmos. Phys.*, 41, 261-271.

Prezerakos, N. G., 1995: Climatological characteristics of very low humidity in northern Crete due to downslope southerly winds. *Int. J. Climatol.*, 14, 933-946.

Reiter, E. R., 1975: *Handbook for Forecasters in the Mediterranean Part 1. Weather Phenomena of the Mediterranean Basin. General Description of the Meteorological processes*. Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey, California, USA.

The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.

Λαγουβάρδος, Κ., και Δ. Ζιακόπουλος, 1995: *Σύγκριση πραγματικών και προγνωστικών στοιχείων επιφανειακής πίεσης και ανέμου στην περιοχή του Αιγαίου*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 1985: *Τοπικοί άνεμοι στην Ελλάδα*. Συνεδρία της 7^{ης} Μαρτίου 1985.

Πρεζεράκος, Ν., 1985: *Συμβολή του πεδίου των ανέμων στη γένεση και εξέλιξη των βαρομετρικών συστημάτων*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Πρεζεράκος, Ν., και Θ. Πετρολίαγκης, 1986: *Επί μίας περιπτώσεως ανεμοθύελλας στη Βόρεια Ελλάδα Συμβολή στη διάγνωση και πρόγνωσή της*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Σταματάκης, Γ., 1976: *Σχέσις μεταξύ βαροβαθμίδας και εντάσεως των νοτίας συνιστώσεως ανέμων εις την ν. Σκύρον και κατ' επέκτασιν εις το Αιγαίον Πέλαγος*. ΕΜΥ, Αθήνα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

2.1 ΜΕΓΙΣΤΑ - ΕΛΑΧΙΣΤΑ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Ο Πίνακας, στην συνέχεια, δίνει στην Αθήνα, την Θεσσαλονίκη και σε άλλες επιλεγμένες περιοχές της χώρας τις απολύτως μέγιστες και ελάχιστες τιμές της θερμοκρασίας τα τελευταία 80 χρόνια.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ (°C)	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ
Πτολεμαΐδα	-27,8	27-01-1963
Καβάλα (Αμυγδαλεώνας)	-25,0	27-01-1954
Φλώρινα	-23,0	04-02-1929
Σέρρες	-23,0	27-01-1963
Καστοριά	-23,0	19-12-2001
Λάρισα	-21,6	15-01-1968
Τρίκαλα Θεσσαλίας	-21,0	19-12-2001
Τρίπολη	-17,0	09-01-1966
Θεσσαλονίκη	-14,0	26-01-1963
Αθήνα (Γεωπονική Σχολή)	-10,4	16-02-1934
Αθήνα (Τατόι)	-10,1	16-02-1934
Αθήνα (Ζάππειο)	-7,4	16-02-1934
Αθήνα (Ν. Φιλαδέλφεια)	-5,8	19-01-1964
Αθήνα (Αστεροσκοπείο)	-5,7	16-02-1934
Αθήνα (Ελληνικό)	-4,2	18-02-2008

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΜΕΓΙΣΤΗ (°C)	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ
Αθήνα (Τατόι)	48,0	10-07-1977
Αθήνα (Ελευσίνα)	48,0	10-07-1977
Τρίκαλα Θεσσαλίας	47,2	23-08-1958
Λαμία	46,5	19-07-1973
Άργος	46,4	26-06-2007
Αθήνα (Ν. Φιλαδέλφεια)	46,2	26-06-2007
Τανάγρα	46,0	19-07-1973
Νέα Αγχιάλος	46,0	19-07-1973
Άστρος	46,0	26-06-2007
Λάρισα	45,4	05-07-2000
Ιεράπετρα	45,0	04-07-1998
Αθήνα (Αστεροσκοπείο)	44,8	26-06-2007
Θεσσαλονίκη (Μίκρα)	44,0	25-07-2007
Αθήνα (Ελληνικό)	42,0	07-07-1988

2.2 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΑΚΡΩΝ ΤΙΜΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Η πρόγνωση των άκρων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα είναι εξαιρετικά δύσκολη εξ' αιτίας του μεγάλου αριθμού των παραγόντων (υγρασία, νέφωση, άνεμος, θερμική μεταφορά, υετός, τοπογραφία, κ.λπ.), οι οποίοι μπορεί να διαφοροποιήσουν σημαντικά την θερμοκρασία του αέρα από σημείο σε σημείο.

Στην συνέχεια αναφέρονται οι μέθοδοι πρόγνωσης των άκρων τιμών της θερμοκρασίας που εφαρμόζονται ή έχουν εφαρμοσθεί στο παρελθόν στο Εθνικό Μετεωρολογικό Κέντρο.

2.2.1 ΜΕΘΟΔΟΣ KALMAN

Το φίλτρο Kalman αποτελεί μια μεθοδολογία εκτίμησης της κατάστασης ενός δυναμικού συστήματος, όπου συνδυάζονται οι προγνώσεις για την εξέλιξη του συστήματος με τις παρατηρήσεις.

Αναλυτική περιγραφή της μεθοδολογίας και η εφαρμογή της μεθόδου στην διόρθωση των τιμών θερμοκρασιών γίνεται στην εργασία των Galanis and Anadranistakis (2002), ενώ στην συνέχεια δίνεται μία σύντομη περιγραφή της θεωρίας του φίλτρου.

Εστω ότι ένα δυναμικό σύστημα μπορεί να περιγραφεί την χρονική στιγμή t από ένα διάνυσμα κατάστασης \mathbf{x}_t . Συνήθως το διάνυσμα \mathbf{x}_t δεν είναι γνωστό, αλλά είναι γνωστό το διάνυσμα \mathbf{y}_t που περιγράφει το σύστημα την ίδια χρονική στιγμή και το οποίο μπορεί να μετρηθεί.

Υποθέτουμε ότι το διάνυσμα \mathbf{x}_t μεταβάλλεται στο χρόνο ακολουθώντας την εξίσωση:

$$\mathbf{x}_t = \mathbf{F}_t \mathbf{x}_{t-1} + \mathbf{w}_t$$

ενώ τα διανύσματα \mathbf{x}_t και \mathbf{y}_t συνδέονται μεταξύ τους με την εξίσωση:

$$\mathbf{y}_t = \mathbf{H}_t \mathbf{x}_t + \mathbf{v}_t$$

Η μεθοδολογία του φίλτρου Kalman επιτρέπει την εκτίμηση του διανύσματος \mathbf{x}_t (την χρονική στιγμή t) χρησιμοποιώντας όλες τις παρατηρήσεις που έχουμε (\mathbf{y}) μέχρι την χρονική στιγμή $t-1$.

Για την εφαρμογή του φίλτρου στο πρόβλημα διόρθωσης των τιμών της θερμοκρασίας θεωρήθηκε ότι \mathbf{y}_t είναι η διαφορά μεταξύ της μετρούμενης και της προγνωστικής τιμής θερμοκρασίας που προκύπτει από ένα αριθμητικό μοντέλο (δηλαδή το σφάλμα πρόγνωσης), ενώ \mathbf{x}_t είναι το συστηματικό τμήμα του σφάλματος. Θεωρώντας επίσης ότι το συστηματικό σφάλμα είναι ανεξάρτητο από την τιμή της προγνωστικής θερμοκρασίας και απλά μεταβάλλεται αργά στο χρόνο, οι εξισώσεις του φίλτρου παίρνουν τη μορφή:

$$\mathbf{x}_t = \mathbf{x}_{t-1} + \mathbf{w}_t$$

$$\mathbf{y}_t = \mathbf{x}_t + \mathbf{v}_t$$

όπου πλέον τα \mathbf{w}_t και \mathbf{v}_t δεν είναι διανύσματα αλλά μεταβλητές με μηδενικές μέσες τιμές.

2.2.2 ΜΟΝΤΕΛΟ «prog»

Η μέθοδος του μοντέλου αυτού στηρίζεται στην αρχή της ομοιότητας και αναπτύχθηκε από τον Χαραντώνη (1992). Συγκεκριμένα, ξεκινώντας από τις συγκεκριμένες τιμές θερμοκρασίας T και πίεσης p της 1800 UTC της προηγούμενης D-1 ημέρας (συμβολικά σημείο A), της 0600 UTC της τρέχουσας D ημέρας (σημείο B) και της 1200 UTC της D ημέρας (σημείο Γ) καταλήγουμε σε ένα πλήθος τιμών των παραμέτρων T_{\min} και T_{12} της επόμενης D+1 ημέρας με βάση τα αρχεία παρατηρήσεων ενός Μ.Σ. (από την αρχή λειτουργίας του έως το 1990) που σημειώθηκαν με όμοιες καταστάσεις A, B και Γ. Ο μέσος όρος των τιμών αυτών και τα όρια τους αποτελούν τις προτεινόμενες από το μοντέλο προγνωστικές τιμές της T_{\min} και T_{12} (προσεγγιστικά η T_{\max}) για την D+1 ημέρα (καταστάσεις Δ και Ε αντίστοιχα).

2.2.3 ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΘΕΡΜΟΒΑΘΜΙΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ - 850 hPa

Με την μέθοδο αυτή (Σακελλαρίδης, 1981) για μια ζητούμενη ημέρα υπολογίζονται :

- (α) τα όρια που θα κυμανθεί η μεγίστη και ελάχιστη θερμοκρασία στην επιφάνεια (T_{SFC}).
- (β) η πιθανότερη τιμή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια στις 0000 και 1200 UTC.

Στην εργασία αυτή, η θερμοκρασία στην επιφάνεια υπολογίστηκε από τον τύπο:

$$T_{\text{SFC}} = T_{850} + \gamma \frac{H_{850}}{1000}, \text{ όπου } T_{850} \text{ και } H_{850} \text{ αντίστοιχα οι προγνωστικές τιμές της θερμοκρασίας (σε } ^\circ\text{C)}$$

και του γεωδυναμικού ύψους (σε gpm) στην ισοβαρική στάθμη των 850 hPa και γ η τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας του στρώματος επιφάνεια-850 hPa.

Συγκεκριμένα, για την εκτίμηση της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας γ του στρώματος επιφάνεια-850 hPa υπολογίσθηκαν, για διάφορους τύπους καιρού που καθορίστηκαν με κριτήριο την διεύθυνση του ανέμου στην επιφάνεια και τα 850 hPa ξεχωριστά για την χειμερινή και θερινή περίοδο, οι επί τοις % σχετικές συχνότητες της γ ανά δεκαήμερο για κάθε μήνα του έτους και για τις ώρες 0000 1200 UTC.

Οι τιμές της γ παρέχονται σε μορφή Πίνακα, αντίστοιχου του Πίνακα που παρατίθεται στην συνέχεια, όπου:

- στην 1^η στήλη δίνεται η τιμή της γ ($^{\circ}\text{C}/1000 \text{ m}$).
- στις υπόλοιπες στήλες δίνονται οι επί τοις % σχετικές συχνότητες της γ ανάλογα του τύπου καιρού.
- στην τελευταία γραμμή δίνεται ο αριθμός των περιπτώσεων που βρέθηκαν για κάθε τύπο καιρού.

ΜΗΝΑΣ ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ (1 ^ο δεκαήμερο)	ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1956-1977	
	850 hPa	Επιφάνεια
	Βόρειος	Βόρειος
	0000 UTC	1200 UTC
12		
11		47 %
10		40 %
9	1 %	11 %
8	17 %	1 %
7	25 %	
6	38 %	
5	14 %	
4	4 %	
3	2 %	
2		
Αριθμός Περιπτώσεων	108	70

Παράδειγμα: Βρισκόμαστε στο 1^ο δεκαήμερο Αυγούστου και θέλουμε να υπολογίσουμε για την επόμενη ημέρα το εύρος της ελάχιστης θερμοκρασίας και την πιθανότερη τιμή της θερμοκρασίας στις 0000 UTC.

Αν από τα προγνωστικά στοιχεία για την επόμενη ημέρα στις 0000 UTC έχουμε $T_{850}=19^{\circ}\text{C}$, $H_{850}=1540 \text{ grm}$ και άνεμο βορείου τομέα στην επιφάνεια και στα 850 hPa, τότε με την βοήθεια του παραπάνω Πίνακα βρίσκουμε ότι για τις 0000 UTC η πιθανότερη θερμοβαθμίδα είναι 6°C (δηλαδή η γ με την μεγαλύτερη σχετική συχνότητα 38%), ενώ η μικρότερη θερμοβαθμίδα είναι 3°C και η μεγαλύτερη 9°C .

Άρα, βάσει του προηγούμενου τύπου, έχουμε:

$$\begin{aligned} \text{(α)} \quad & \text{για } 0000 \text{ UTC:} \quad T_{\text{πιθανότερη}} = 19 + 6 \cdot (1540/1000) = 28,24^{\circ}\text{C} \\ \text{(β)} \quad & \text{εύρος της } T_{\text{min}}: \quad T_{\text{μικρότερη}} = 19 + 3 \cdot (1540/1000) = 23,62^{\circ}\text{C} \\ & \quad \quad \quad T_{\text{μεγαλύτερη}} = 19 + 9 \cdot (1540/1000) = 32,86^{\circ}\text{C} \end{aligned}$$

2.2.4 ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Στην ΕΜΥ έχουν εκπονηθεί αρκετές εργασίες για την πρόγνωση των άκρων τιμών της θερμοκρασίας με την χρήση εξισώσεων παλινδρόμησης. Οι σημαντικότερες από αυτές είναι:

(α) *Αντικειμενική πρόγνωση μεγίστης και ελάχιστης θερμοκρασίας του αέρα*

Με την μέθοδο αυτή γίνεται πρόγνωση των άκρων τιμών της θερμοκρασίας αέρα στο αεροδρόμιο του Ελληνικού (Ρεφενέ, 1975). Χρησιμοποιείται η μέθοδος των ελαχίστων

τετραγώνων για την εξέταση κάθε συντελεστή που υπεισέρχεται στο πρόβλημα. Ως συντελεστές χρησιμοποιήθηκαν οι παρατηρηθείσες θερμοκρασίες αέρα στην επιφάνεια και στα 850 hPa του τελευταίου 24ώρου, η θερμοκρασία σημείου δρόσου, η προβλεπόμενη νέφωση και τα γεωδυναμικά ύψη στα 1000 και 500 hPa.

(β) *Πρόγνωση ελάχιστης θερμοκρασίας του αέρα και πιθανότητα παγετού κατά τις νύχτες ακτινοβολίας*

Η Χατζιδάκη-Θέου (1980) με την μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης υπολόγισε προγνωστικές εξισώσεις για την ελάχιστη θερμοκρασία αέρα κατά τις αίθριες και ήρεμες νύχτες της περιόδου Νοέμβριος-Απρίλιος για 17 από τους Μ.Σ. της ΕΜΥ. Σαν ανεξάρτητες μεταβλητές θεωρούνται η θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου και η θερμοκρασία σημείου δρόσου στις 1500 UTC. Υπολογίζεται η ελάχιστη θερμοκρασία αέρα της επομένης ημέρας, καθώς και η πιθανότητα να σημειωθεί ελάχιστη θερμοκρασία αέρα ίση ή μικρότερη από 0° C.

(γ) *Συμβολή στην μελέτη και πρόγνωση παγετού*

Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε για τον Μ.Σ. της Τρίπολης και στηρίχθηκε στην ανάλυση με πολλαπλή παλινδρόμηση των παραμέτρων: ποσό και είδος νέφωσης, διεύθυνση και ένταση ανέμου, θερμοκρασία αέρα και θερμοκρασία σημείου δρόσου στο ύψος του μετεωρολογικού κλωβού στις 1800 UTC της προηγούμενης ημέρας (Λιακατάς και Δημητρόπουλος, 1987).

2.2.5 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΗΣ ΑΘΗΝΑΣ

Για την εκτίμηση των άκρων τιμών της θερμοκρασίας στο κέντρο της πόλης της Αθήνας θα χρησιμοποιούνται, κατά περίπτωση, οι άκρες θερμοκρασίες των Μ.Σ. του Ελληνικού και της Ν. Φιλαδέλφειας σύμφωνα με τον παρακάτω Πίνακα.

ΜΗΝΑΣ	ΜΕΓΙΣΤΗ	ΕΛΑΧΙΣΤΗ
Ιανουάριος	Ελληνικό	Ελληνικό
Φεβρουάριος	Ελληνικό	Ελληνικό
Μάρτιος	Ελληνικό	Ελληνικό
Απρίλιος	Ν. Φιλαδέλφεια	Ελληνικό
Μάιος	Ν. Φιλαδέλφεια	Ελληνικό + 2° C
Ιούνιος	Ν. Φιλαδέλφεια	Ελληνικό
Ιούλιος	Ν. Φιλαδέλφεια	Ελληνικό
Αύγουστος	Ν. Φιλαδέλφεια	Ελληνικό
Σεπτέμβριος	Ν. Φιλαδέλφεια	Ελληνικό + 2° C
Οκτώβριος	Ελληνικό	Ελληνικό
Νοέμβριος	Ελληνικό	Ελληνικό
Δεκέμβριος	Ελληνικό	Ελληνικό

2.2.6 ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΟΥ ΕΦΑΡΜΟΖΟΝΤΑΙ ΣΤΗΝ ΜΕΓΑΛΗ ΒΡΕΤΑΝΙΑ

(α) Η μέθοδος Inglis δίνει την δυνατότητα πρόγνωσης της μέγιστης θερμοκρασίας, όπου χρησιμοποιούνται οι ισοπαχείς του στρώματος 1000-850 hPa σε συνδυασμό με την αναμενόμενη νέφωση.

(β) Για την εκτίμηση της ανά ώρα ανόδου ή πτώσης της θερμοκρασίας χρησιμοποιείται το Τεφίγραμμα.

(γ) Για την πρόγνωση της ελάχιστης θερμοκρασίας T_{\min} χρησιμοποιείται η μέθοδος McKenzie:

$$T_{\min} = \frac{1}{2} (T_{\max} + T_d) - K$$

όπου T_{\min} είναι η ελάχιστη θερμοκρασία, T_{\max} η μέγιστη θερμοκρασία, T_d το σημείο δρόσου την ώρα που σημειώνεται η T_{\max} και K σταθερά που εξαρτάται από τον άνεμο και την νέφωση.

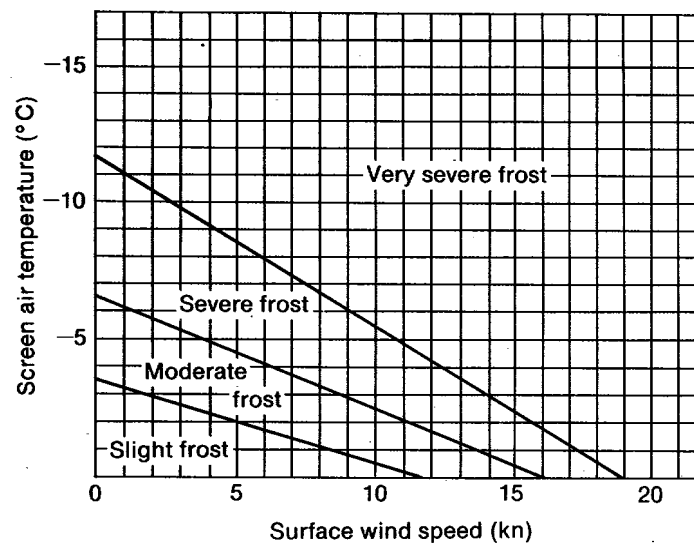
(δ) Για την πρόγνωση της ελάχιστης θερμοκρασίας T_g εδάφους από γρασιδί χρησιμοποιείται ο τύπος:

$$T_g = T_n - K$$

όπου T_g είναι η ελάχιστη θερμοκρασία γρασιδιού, T_n η ελάχιστη θερμοκρασία αέρα και το K παίρνει τιμές από 2 έως 5 ανάλογα με τον επικρατούντα γεωστροφικό άνεμο και το ποσό της νέφωσης.

Γενικά οι μεγάλες τιμές του K χρησιμοποιούνται όταν η ταχύτητα του ανέμου είναι μικρή και ο ουρανός αίθριος.

Στο Σχήμα 2.1 δίνεται ένα διάγραμμα καθορισμού της έντασης του παγετού σε ασθενή, μέτριο, ισχυρό και πολύ ισχυρό σε σχέση με την θερμοκρασία του αέρα (πραγματική ή προγνωστική) και της ταχύτητας του ανέμου.



Σχήμα 2.1 Διάγραμμα για τον καθορισμό της έντασης του παγετού σε σχέση με την θερμοκρασία αέρα και την ένταση του ανέμου. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(ε) Για την εκτίμηση της ελάχιστης θερμοκρασίας T_c εδάφους από τσιμέντο στην Κεντρική Αγγλία χρησιμοποιείται ο παρακάτω Πίνακας των διαφορών της ελάχιστης θερμοκρασίας αέρα T_{min} και T_c ανά μήνα:

	ΙΑΝ	ΦΕΒ.	ΜΑΡ	ΑΠΡ.	ΜΑΪ	ΙΟΥΝ	ΙΟΥΛ	ΑΥΓ	ΣΕΠ	ΟΚΤ	ΝΟΕ	ΔΕΚ
$T_{min}-T_c$	1,6	1,4	1,0	0,2	-0,6	-1,0	1,0	-0,6	0,3	1,0	1,5	1,7

Θετικές τιμές της διαφοράς παρατηρούνται όταν η ελάχιστη θερμοκρασία T_c εδάφους από τσιμέντο είναι μικρότερη από την ελάχιστη θερμοκρασία του αέρα T_{min} .

(στ) Για την πρόγνωση της ελάχιστης θερμοκρασίας T_{min} στο οδόστρωμα χρησιμοποιείται η σχέση:

$$T_{min} - T_r = 0,28 \cdot t - 2,9$$

όπου T_{min} η ελάχιστη θερμοκρασία στο επίπεδο κλωβού, T_r η ελάχιστη θερμοκρασία πάνω στο δρόμο και t η διάρκεια της νύχτας σε ώρες.

Η πρόγνωση της θερμοκρασίας στους δρόμους παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες. Οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την θερμοκρασία είναι:

- τα μικρής κλίμακας φαινόμενα, όπως η θερμική νησίδα σε μια αστική περιοχή, οι τοπικοί άνεμοι, η μεταβλητότητα που παρατηρείται στην έκθεση στον ήλιο των διαφόρων τμημάτων του δρόμου, κ.λπ.

- οι διαφορές στην θερμοχωρητικότητα και την θερμική αγωγιμότητα των διαφόρων τύπων δρόμων, η υγρασία πάνω στο οδόστρωμα, κ.λπ.

2.3 ΨΥΞΗ ΤΟΥ ΑΕΡΑ ΛΟΓΩ ΥΕΤΟΥ

(α) *Ψύξη του αέρα λόγω βροχής:* Η μικρότερη θερμοκρασία στην οποία ο αέρας μπορεί να ψυχθεί λόγω εξάτμισης πίπτοντος υετού είναι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_w . Η θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου T πλησιάζει την T_w μετά από περίπου $\frac{1}{2}$ ώρα πολύ έντονης βροχής και περίπου μετά 1 με 2 ώρες λιγότερο ισχυρής βροχής.

(β) *Ψύξη του αέρα λόγω χιονιού:* Οι χιονοπτώσεις σταδιακά χαμηλώνουν την ισόθερμη του μηδενός.

Όμως, η πτώση της θερμοκρασίας στο έδαφος κάτω από 0°C δεν είναι πιθανή:

- αν η T_w στην επιφάνεια είναι μεγαλύτερη από $2,5^\circ \text{C}$ σε παρατεταμένο μετωπικό υετό.
- αν η T_w στην επιφάνεια είναι μεγαλύτερη από $3,5^\circ \text{C}$ σε εκτεταμένες περιοχές μέτριας ή ισχυρής έντασης υετού λόγω αστάθειας.

Στην Ενότητα 5.4 δίνονται περισσότερες πληροφορίες για τον προσδιορισμό της μορφής του υετού.

2.4 ΠΑΓΕΤΟΣ

Με τον όρο *παγετός* εννοείται η πτώση της θερμοκρασίας του αέρα στους 0°C ή και χαμηλότερα και χαρακτηρίζεται ως :

- μερικός παγετός: όταν μόνο $T_{\min} \leq 0^\circ \text{C}$.
- ολικός παγετός: όταν $T_{\min} \leq 0^\circ \text{C}$ και $T_{\max} \leq 0^\circ \text{C}$.

2.4.1 ΕΙΔΗ ΠΑΓΕΤΟΥ

Ο παγετός ανάλογα με τα καιρικά συστήματα που επηρεάζουν την χώρα μας διακρίνεται σε:

(α) *Παγετό ακτινοβολίας:* παρατηρείται συνήθως τις νύχτες με αίθριο ουρανό και άνεμο μικρής έντασης ή άπνοια. Ευνοϊκές συνθήκες για την περίπτωση δημιουργούνται κατά κανόνα 24 ώρες μετά από την εισβολή στην χώρα μας σφήνα αντικυκλώνα από τα Βόρεια Βαλκάνια. Στην αρχή της εισβολής δεν έχουμε παγετό διότι επικρατούν ισχυροί άνεμοι.

Στον παγετό ακτινοβολίας παρατηρείται αναστροφή θερμοκρασίας και η θερμοκρασία σε ένα μέσο ύψος 15 m από το έδαφος είναι μεγαλύτερη από την θερμοκρασία εδάφους κατά $4^\circ - 5^\circ \text{C}$.

(β) *Παγετό ανέμου ή μεταφοράς:* κυρίως οφείλεται στην μεταφορά πολύ ψυχρών αερίων μαζών μετά την διέλευση ψυχρών μετώπων. Παρατηρείται οποιαδήποτε ώρα του 24ώρου και ανεξάρτητα από την υπάρχουσα νέφωση.

2.4.2 ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΠΑΓΕΤΟΥ ΣΤΗΝ ΓΕΩΡΓΙΑ

Ο παγετός δημιουργεί πολλά προβλήματα στην γεωργία, κυρίως όταν η εμφάνισή του συμπίπτει με την ενεργό περίοδο βλάστησης των φυτών και μπορεί να προκαλέσει μεγάλες ζημιές στις φυτοκαλλιέργειες.

Οι εαρινοί παγετοί είναι οι πιο βλαβεροί για τις καλλιέργειες, διότι την εποχή αυτή τα φυτά είναι στο στάδιο άνθησης ή μικρών πράσινων καρπών. Αντίθετα, οι φθινοπωρινοί παγετοί δεν έχουν την ίδια σημασία, διότι την εποχή αυτή τα δένδρα ή φυτά δεν βρίσκονται σε στάδιο ευαίσθητο στον παγετό.

Το μέγεθος των ζημιών που μπορεί να προκαλέσει ο παγετός εξαρτάται από το μέγεθος και ταχύτητα πτώσης της θερμοκρασίας, την εποχή έτους σε συνδυασμό με το στάδιο ανάπτυξης

του φυτού, την χρονική διάρκεια του παγετού, το στάδιο ανάπτυξης του φυτού κατά την διάρκεια του παγετού, τον τρόπο και την ταχύτητα απομάκρυνσης του παγετού και το είδος και την ποικιλία των φυτών.

Οι καταστροφές που μπορεί να προκληθούν από τον παγετό είναι η μερική ή ολική καταστροφή των καρπών των δένδρων (π.χ. εσπεριδοειδή, ελιές χάνουν τον χυμό τους) ή ακόμη και η καταστροφή των ίδιων των δένδρων, όταν η πτώση της θερμοκρασίας είναι πολύ μεγάλη.

Ο επόμενος Πίνακας δίνει τις θερμοκρασίες που δημιουργούν ζημιά στα φυλλοβόλα οπωροφόρα δένδρα στα διάφορα στάδια ανάπτυξης. Έχει εκπονηθεί από την Μετεωρολογική Υπηρεσία των ΗΠΑ και αποτελεί την βάση για την προστασία των δενδροφυτειών. Οι θερμοκρασίες είναι θερμοκρασίες κλωβού εγκατεστημένου στον οπωρώνα και μπορούν να τις αντέξουν τα δένδρα για 30 λεπτά.

	ΦΑΣΗ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ		
	Κάλυκες κλειστοί αλλά με ορατό το άκρο των έγχρωμων πετάλων (°C)	Πλήρης άνθηση (°C)	Μικροί πράσινοι καρποί (°C)
Μηλιά	-3,9	-2,2	-1,7
Ροδακινιά	-3,9°	-2,8	-1,1
Κερασιά	-2,2	-2,2	-1,1
Δαμασκηλιά	-3,9	-2,2	-1,1
Βερικοκκιά	-3,9	-2,2	-0,6
Αμυγδαλιά	-4,4	-3,3	-1,1
Αγλαδιά	-3,9	-2,2	-1,1
Άμπελος	-1,1	-0,6	-0,6
Καρυδιά	-1,0	-1,1	-1,1

(Πηγή: Λιακατάς, 1990.)

2.4.3 ΚΛΙΜΑΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΠΑΓΕΤΟΥ

(α) Ακραία περίπτωση όψιμου παγετού θεωρείται η πάχνη που σημειώθηκε στις 1-6-1997 στο Κάτω Νευροκόπι ($T_{\min} = -3^{\circ}\text{C}$) και προκλήθηκαν μεγάλες καταστροφές στην γεωργία.

(β) Στην περιοχή Αθηνών, σύμφωνα με τα στοιχεία 100 ετών του Αστεροσκοπείου (1860-1960):

- ο ολικός παγετός παρουσιάζει την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης τους μήνες Ιανουάριο (2 %) και Φεβρουάριο (1,5 %).
- ο πιο πρόωμος μερικός παγετός ($T_{\min} = -0,5^{\circ}\text{C}$) σημειώθηκε στις 12-11-1897.
- ο πιο όψιμος μερικός παγετός ($T_{\min} = -0,7^{\circ}\text{C}$) σημειώθηκε στις 28-3-1931, αλλά έχει καταγραφεί στις 4-4-1923 στην Γεωπονική Σχολή $T_{\min} = -1,5^{\circ}\text{C}$.

(γ) Στην περιοχή Αθηνών επίσης, με βάση τα στοιχεία της ΕΜΥ, η χαμηλότερη μέγιστη θερμοκρασία των τελευταίων 50 ετών είναι $T_{\max} = -1,8^{\circ}\text{C}$ και σημειώθηκε στις 13-2-2004 στην Νέα Φιλαδέλφεια.

(δ) Πήξη θαλασσών: κοντά στις ακτές του Θερμαϊκού Κόλπου και της λιμνοθάλασσας της Λευκάδας (νερό μικρής αλμυρότητας) έχουν σχηματισθεί εφήμερες παγοεπιφλοιώσεις ασήμαντου πάχους. Το 1978 πάγωσε στις ακτές ο Θερμαϊκός Κόλπος.

(ε) Πήξη Λιμνών: αρκετό πάχος πάγου (ακόμη και για βάδισμα) σχηματίζεται στην Μεγάλη Πρέσπα, την λίμνη Καστοριάς και την λίμνη Δοϊράνης (σχετικά συχνά αλλά όχι σε όλη την επιφάνειά της).

Η λίμνη Δοϊράνης έπηξε ολόκληρη το χειμώνα 1904-1905 και έμεινε παγωμένη για 2,5 μήνες, το δε πάχος του πάγου στην νότια άκρη έφθασε τα 0,5 m. Η λίμνη Ιωαννίνων παγώνει περίπου μια φορά κάθε 50 ή 60 χρόνια.

(στ) *Πήξη ποταμών*: πήξεις του νερού των ποταμών ικανές να αντέξουν το βάρος ανθρώπου έχουν αναφερθεί σπανίως για τον Αζιό και Έβρο.

Πήξη ποταμών και λιμνών δεν παρατηρείται νότια του 39^{ου} παραλλήλου.

2.5 ΚΑΥΣΩΝΑΣ

Το φαινόμενο των πολύ υψηλών θερμοκρασιών στην χώρα κατά την διάρκεια της θερινής περιόδου έχει ταυτισθεί για την συντριπτική πλειοψηφία των Ελλήνων με την λέξη «καύσωνας».

Ο «καύσωνας» συμπίπτει κατά κανόνα με περιόδους διακοπής των Ετησίων ανέμων. Υπάρχουν όμως περιπτώσεις υψηλών μεγίστων θερμοκρασιών κατά την διάρκεια γενικά βορείων ανέμων, οι οποίοι λόγω ειδικών συνοπτικών αιτιών αποκτούν ισχυρή ανατολική συνιστώσα και έτσι διερχόμενοι κατά μήκος της Μικράς Ασίας θερμαίνονται είτε λόγω επίδρασης του θερμού εδάφους είτε αδιαβατικά.

2.5.1 ΟΡΙΣΜΟΣ «ΗΜΕΡΑΣ ΚΑΥΣΩΝΑ» ΚΑΙ «ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΚΑΥΣΩΝΑ»

Αυστηρός ορισμός του «καύσωνα» δεν υπάρχει. Οι όροι που χρησιμοποιούνται για το φαινόμενο αυτό από τους διάφορους ερευνητές είναι *θερμό κύμα (heat wave)*, *θερμή εισβολή (warm invasion)*, *μεγάλη θερμή μεταφορά (large warm advection)* κ.λπ.

(α) Για να χαρακτηριστεί μία ημέρα με υψηλή μέγιστη θερμοκρασία ως «ημέρα καύσωνα» έχουν καθορισθεί από τους ερευνητές διάφορες κρίσιμες τιμές ως κριτήρια. Συγκεκριμένα:

(i) Οι Metaxas and Kallos (1979) ορίζουν ως «*ημέρα καύσωνα*» την ημέρα εκείνη του καλοκαιριού κατά την οποία:

- $T_{\max} \geq 37^{\circ} \text{C}$ (στο Αστεροσκοπείο).
- μέση $T_{24\text{ωρου}} \geq 31^{\circ} \text{C}$ (στο Αστεροσκοπείο).
- $T_{\max} \geq 38^{\circ} \text{C}$ (στην Λάρισα).

(ii) Ο Ανδρεάκος (1978) αναφέρει ως «*ημέρα καύσωνα*» στην περιοχή ενός Μ.Σ. την ημέρα κατά την οποία η T_{\max} υπερβαίνει την τιμή που είναι μεγαλύτερη του 93% του συνόλου των μεγίστων θερμοκρασιών μιας μακράς περιόδου για τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο. Σύμφωνα με τον ορισμό αυτό κρίσιμη τιμή:

- για τον Μ.Σ. της Ν. Φιλαδέλφειας θεωρούνται οι $37,0^{\circ} \text{C}$.
- για τον Μ.Σ του Ελληνικού θεωρούνται οι $35,6^{\circ} \text{C}$.
- για τον Μ.Σ του Πειραιά θεωρούνται οι $33,2^{\circ} \text{C}$.

(iii) Ο Radinovic (1990) χαρακτηρίζει ως ασύνηθες (extraordinary) καιρικό φαινόμενο τις υψηλές θερμοκρασίες σε έναν τόπο, όταν αυτές υπερβαίνουν το διπλάσιο της τυπικής απόκλισης της κανονικής κατανομής.

(β) Λαμβάνοντας υπόψη τις προαναφερθείσες κρίσιμες τιμές και τις ιδιαιτερότητες του λεκανοπεδίου Αττικής για την Αθήνα ως *κρίσιμη τιμή στον σταθμό της Ν. Φιλαδέλφειας μπορεί να θεωρηθούν οι 38°C .*

(γ) Τονίζεται ότι αν εξαιρέσουμε τις μεμονωμένες ημέρες ο καύσωνας στην περιοχή μας συνδέεται με έντονες θερμές μεταφορές μεγάλης κλίμακας (συνήθως από την Βόρεια Αφρική) και κατά κανόνα διαρκεί περισσότερο από μία ημέρα και καλύπτει σχεδόν ολόκληρη την χώρα. Στα πλαίσια αυτά, ορίστηκε ως «*επεισόδιο καύσωνα*» μια σειρά τουλάχιστον 3 διαδοχικών ημερών με μέγιστη θερμοκρασία $T_{\max} \geq 38^{\circ} \text{C}$ (Ζιακόπουλος, κ.ά., 2008).

2.5.2 ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ΓΕΝΕΣΗ ΤΟΥ ΚΑΥΣΩΝΑ

(α) Η πολύ ισχυρή θερμή μεταφορά σε όλη την ελεύθερη τροπόσφαιρα. Οι αέριες μάζες είναι τροπικές - ηπειρωτικές με προέλευση την Βόρεια Αφρική, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις θερμές αέριες μάζες είναι δυνατόν να μεταφερθούν στην χώρα από τις ηπειρωτικές περιοχές του τριγώνου Ανατολικής Τουρκίας – Ιράκ - Συρίας.

(β) Οι μεγάλης κλίμακας κατολισθήσεις του αέρα σε μια εκτεταμένη περιοχή που περιλαμβάνει την χώρα μας και που οφείλονται στην αρνητική μεταφορά στροβιλισμού λόγω της έντονα αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στην Κεντρική Μεσόγειο, Νότια Ιταλία και Βαλκάνια.

(γ) Η έντονη μη αδιαβατική θέρμανση λόγω της παρατεταμένης ηλιοφάνειας. Σε αρκετές περιπτώσεις καύσωνα η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα στο στρώμα επιφάνεια-850 hPa είναι υπερξηροαδιαβατική και συχνά παρατηρούνται τιμές $12^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$.

2.5.3 ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΓΙΑ ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΥΣΩΝΑ

Το σύστημα «κλειδί» στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία όπως αυτή εμφανίζεται στην στάθμη των 500 hPa είναι ένα αποκομμένο χαμηλό στην ΒΔ Ευρώπη που κινείται αργά Α-ΒΑ. Στις περισσότερες περιπτώσεις το αποκομμένο αυτό χαμηλό αποτελεί το δυτικό χαμηλό ενός αντικυκλώνα εμποδισμού (Omega Blocking) με τον άξονα των υψηλών πιέσεων αρχικά κατά μήκος του 20^{ου} περίπου Ανατολικού Μεσημβρινού και με το ανατολικό χαμηλό στην περιοχή της Ρωσίας. Ο άξονας των υψηλών πιέσεων κατά την διάρκεια του καύσωνα μετατοπίζεται αργά ανατολικά και στρέφεται κατά την διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, καθώς ο αντικυκλώνας εμποδισμού διαλύεται στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης.

Στο Σχήμα 2.2 παρουσιάζονται ορισμένοι χάρτες από την περίπτωση του επεισοδίου καύσωνα 20-27 Ιουλίου 1987, ενώ στον Πίνακα που παρατίθεται στην συνέχεια δίνονται οι μέσες τιμές της δομής της ατμόσφαιρας (ραδιοβόλιση στον Σταθμό Ανώτερης Ατμόσφαιρας του Ελληνικού) σε δύο έντονα «επεισόδια καύσωνα» των ετών 1987 και 1988. Επίσης, στο Σχήμα 1.14 δείχνεται η θέση του υποτροπικού αεροχειμάρρου στο επεισόδιο καύσωνα στις 20-27 Ιουλίου 1987.

	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	
	20 έως 27 ΙΟΥΛΙΟΥ 1987	3 έως 9 ΙΟΥΛΙΟΥ 1988
\bar{T}_{850} (°C)	24,2° (max T_{850} = 27,0°)	24,6° (max T_{850} = 26,0°)
\bar{H}_{850} (gpm)	1560 gpm	~ 1570 gpm
$(\overline{ddd}/\overline{ff})_{850}$	βόρειου τομέα / 15 kn	βορείου τομέα / 17 kn
\bar{T}_{500} (°C)	-7,1° (max T_{500} = -6,0°)	-6,6°
\bar{H}_{500} (gpm)	5925 gpm	5940 gpm
$(\overline{ddd}/\overline{ff})_{500}$	B / 15 kn	B / 18 kn
Τροπόπαυση (μέσο ύψος και θερ/σία)	ύψος : 100 hPa και $\bar{T} = -70^{\circ}\text{C}$	ύψος : 100 hPa και $\bar{T} = -70^{\circ}\text{C}$
μέση θερμοβαθμίδα $\bar{\gamma}_{(sfc-850hPa)}$	11,1°/1000 m ($\gamma_{\max}=12^{\circ}/1000\text{ m}$)	11,1°/1000 m ($\gamma_{\max}=12^{\circ}/1000\text{ m}$)
\bar{T}_{\max} στο Μ.Σ. Ν. Φιλαδέλφειας	44° C (στις 27-7-1987)	45° C (στις 7-7-1988)

2.5.4 ΕΝΑΡΞΗ ΚΑΥΣΩΝΑ

Συνήθως ο καύσωνας στην χώρα φτάνει ομαλά και η άνοδος της θερμοκρασίας είναι βαθμιαία. Κατά κανόνα, παρατηρείται καθυστέρηση στην άνοδο της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας του αέρα της επιφάνειας του εδάφους περίπου κατά 24 ώρες από την έναρξη της θέρμανσης της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa.

2.5.5 ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΚΑΥΣΩΝΑ ΚΑΙ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ

Η στατιστική επεξεργασία των παρατηρήσεων θερμοκρασίας του Μ.Σ. της Ν. Φιλαδέλφειας για το διάστημα 1955-2001 (Σχήμα 2.3) έδειξε ότι:

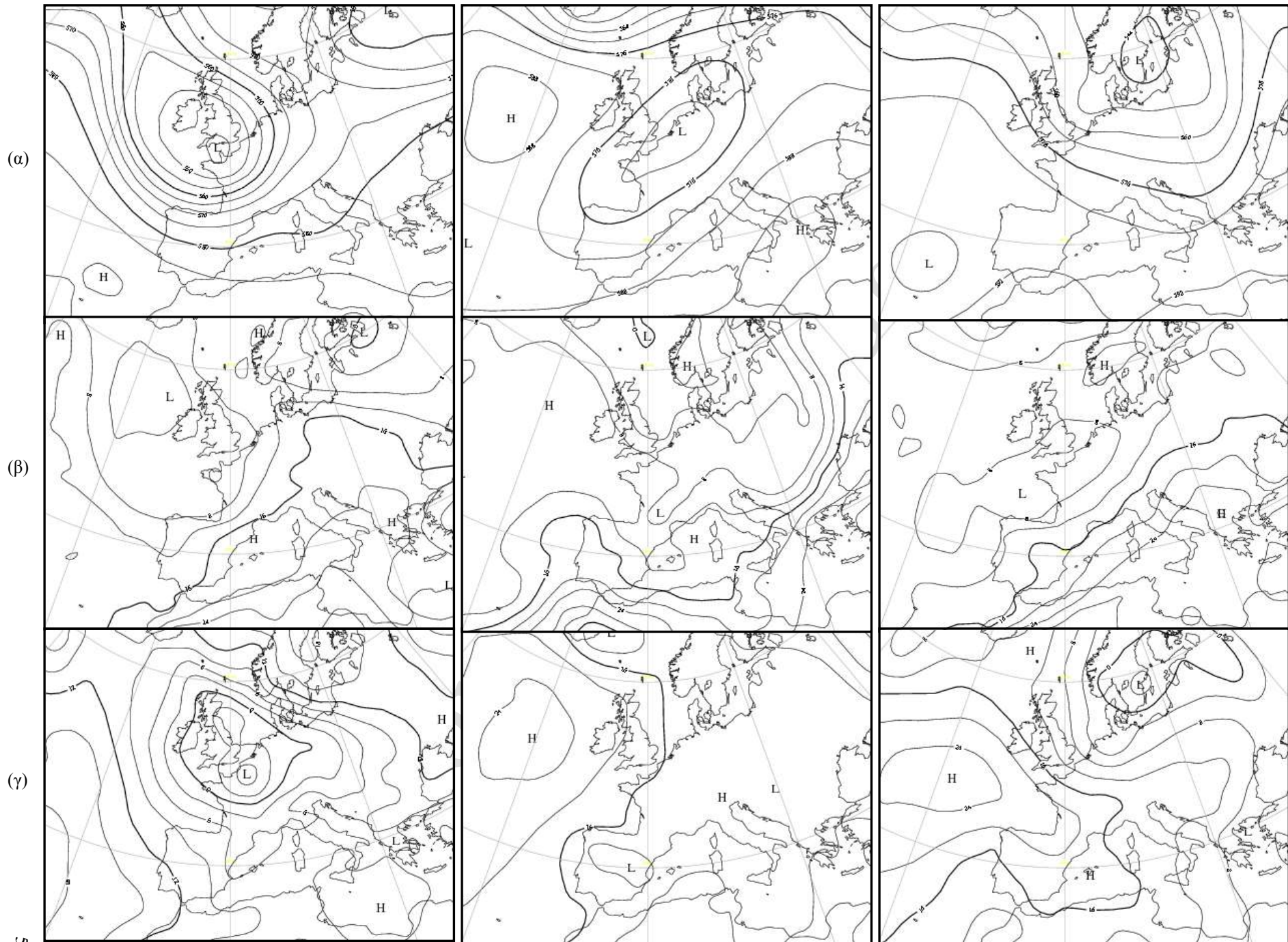
- (α) Συνολικά από το 1955 έως το 2001 παρατηρήθηκαν 35 επεισόδια καύσωνα στο χρονικό διάστημα από το 2^ο δεκαήμερο του Ιουνίου έως το 3^ο δεκαήμερο του Αυγούστου (Σχήμα 2.3α).
- (β) Η μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης επεισοδίων καύσωνα παρατηρήθηκαν τον μήνα Ιούλιο (Σχήμα 2.3β).
- (γ) Η μεγαλύτερη ανά δεκαήμερο συχνότητα εμφάνισης του καύσωνα παρατηρήθηκαν το 1^ο και το 2^ο δεκαήμερο του Ιουλίου και το 1^ο δεκαήμερο του Αυγούστου (Σχήμα 2.3γ).
- (δ) Τα επεισόδια καύσωνα διάρκειας 4-6 ημερών είχαν συχνότητα 63%, τα επεισόδια καύσωνα διάρκειας 3 ημερών είχαν συχνότητα 31% και τα επεισόδια καύσωνα διάρκειας μεγαλύτερης των 6 ημερών είχαν συχνότητα 6% (Σχήμα 2.3δ).

2.5.6 ΛΗΞΗ ΚΑΥΣΩΝΑ

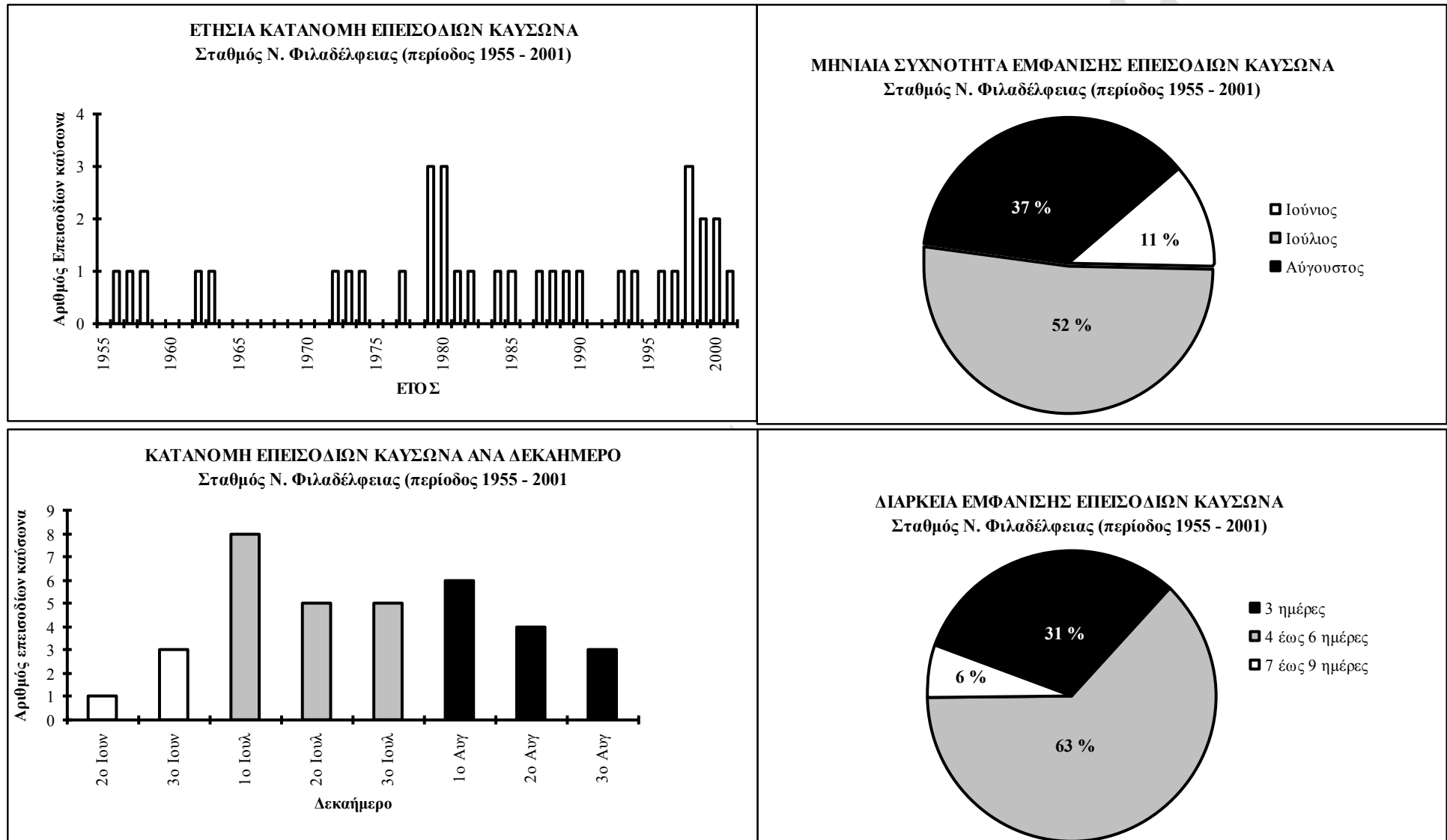
Το φαινόμενο του καύσωνα τελειώνει απότομα στην χώρα μας με την εισβολή ψυχρών αερίων μαζών από τα Βόρεια Βαλκάνια που πολλές φορές προκαλούν την εκδήλωση καταιγίδων κυρίως στην Βόρεια Ελλάδα.

Η μέχρι τώρα εμπειρία για την ευαίσθητη περιοχή της Αττικής δείχνει ότι συχνά παρατηρούνται μικρά σφάλματα στην πρόγνωση του ακριβούς χρόνου επικράτησης των Β-ΒΑ ανέμων. Για μια πρόγνωση μικρής διάρκειας οι ενδείξεις του χρόνου έναρξης των Β-ΒΑ ανέμων στην νήσο Λήμνο είναι πολύ χρήσιμες. Συνήθως μετά από ένα διάστημα 4-5 ωρών, ΒΑ άνεμοι παρατηρούνται και στην Αττική (Ν. Φιλαδέλφεια, Τατόι).

Όταν το αναμενόμενο για την λήξη του καύσωνα ρεύμα είναι ΒΔ, η πτώση της θερμοκρασίας στην Αττική γίνεται με αρκετά αργό τρόπο (όχι απότομα) και συχνά την ημέρα της υποτιθέμενης λήξης του καύσωνα παρατηρούνται οι υψηλότερες θερμοκρασίες της περιόδου.



Σχήμα 2.2 Περίπτωση επεισοδίου καύσωνα 20-27 Ιουλίου 1987. Χάρτες 17-07-1987, 23-07-1987 και 27-07-1987 στις 1200 UTC: (α) γεωδυναμικό στα 500 hPa, (β) θερμοκρασία στα 850 hPa και (γ) γεωδυναμικό στα 1000 hPa. (Πηγή: Reanalysis ERA-15/ECMWF.)



Σχήμα 2.3 Επεισόδια καύσωνα. Στατιστική επεξεργασία των παρατηρήσεων θερμοκρασίας του Μ.Σ Ν. Φιλαδέλφειας της περιόδου 1955-2001. (Πηγή: Ζιακόπουλος, κ.ά., 2008.)

2.6 ΔΕΙΚΤΕΣ ΔΥΣΦΟΡΙΑΣ

Οι Δείκτες Δυσφορίας δεν είναι θερμοκρασίες με την αυστηρή έννοια του όρου. Είναι ένα μέτρο της θερμικής άνεσης ή δυσφορίας του ανθρώπου, δηλαδή δείχνουν το πώς αισθάνεται ο άνθρωπος την ζέστη ή το ψύχος κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, οι οποίες εξαρτώνται τόσο από ατμοσφαιρικούς όσο και από βιοκλιματικούς παράγοντες (φύλο, ηλικία, φυλή, κατάσταση υγείας του ανθρώπου, κ.λπ.). Για παράδειγμα, το καλοκαίρι μετά από αρκετές συνεχόμενες ημέρες με τιμές θερμοκρασίας που υπερβαίνουν τους 35° C και υψηλά ποσά σχετικής υγρασίας, απότομη πτώση της θερμοκρασίας στους 28° C και της υγρασίας (π.χ. μετά το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου) μας δίνει την αίσθηση «κρύου», ενώ κατά την διάρκεια του χειμώνα θερμοκρασίες αυτής της τάξης μας κάνουν να αισθανόμαστε «ζεστά».

Το ανθρώπινο σώμα, με εσωτερική θερμοκρασία 37° C, μέση θερμοκρασία δέρματος 33° C και θερμοκρασίες κεφαλιού και ποδιών όχι μικρότερες από 29° C είναι δυνατόν να ανεχθεί πολύ υψηλές ή χαμηλές τιμές θερμοκρασίας για μικρό χρονικό διάστημα. Όμως, η παρατεταμένη έκθεση του ανθρώπου σε ακραίες θερμοκρασίες καθίσταται επικίνδυνη και ο θάνατος είναι σχεδόν βέβαιος όταν η εσωτερική θερμοκρασία του σώματος γίνει μικρότερη των 27° C ή μεγαλύτερη των 42° C. Για τον λόγο αυτό, ο ανθρώπινος οργανισμός στην προσπάθειά του να ισορροπήσει το θερμικό του ισοζύγιο και να διατηρήσει την εσωτερική του θερμοκρασία των 37° C αναπτύσσει μηχανισμούς αντίδρασης, σημαντικότεροι των οποίων είναι ο ρυθμός μεταβολισμού και η εφίδρωση.

Στην ζέστη, ο ανθρώπινος οργανισμός μειώνει τον ρυθμό μεταβολισμού του και συγχρόνως ενεργοποιεί τον μηχανισμό εφίδρωσης, ώστε να χάνεται το επιπλέον ποσό θερμότητας μέσω ψύξης λόγω εξάτμισης. Αντίθετα στο ψύχος, ο μηχανισμός εφίδρωσης «κλείνει» ώστε να μην χάνεται θερμότητα λόγω εξάτμισης και ταυτόχρονα το σώμα προσπαθεί να αυξήσει τον ρυθμό μεταβολισμού του με ακούσιες μυϊκές κινήσεις, όπως είναι το «τουρτούρισμα».

2.6.1 ΣΥΝΔΥΑΣΜΟΣ ΥΨΗΛΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΩΝ ΚΑΙ ΥΓΡΑΣΙΑΣ

Κατά την περίοδο όπου επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες ο σημαντικότερος μηχανισμός που αναπτύσσει ο ανθρώπινος οργανισμός είναι αυτός της εφίδρωσης. Όμως, στην περίπτωση που οι μεγάλες τιμές θερμοκρασίας συνδυάζονται και με αυξημένες τιμές υγρασίας στον περιβάλλοντα χώρο, ο μηχανισμός της εφίδρωσης δεν είναι τόσο αποτελεσματικός διότι εμποδίζεται η απώλεια της επιπλέον θερμότητας.

Το ευτύχημα για την χώρα μας, και κυρίως για την περιοχή της Αττικής, είναι ότι σε περιόδους «επεισοδίων καύσωνα» και κυρίως κατά την ώρα που σημειώνονται οι μέγιστες τιμές της θερμοκρασίας η σχετική υγρασία είναι πολύ χαμηλή (20-25%). Έτσι οι δείκτες δυσφορίας δεν παίρνουν υπερβολικά μεγάλες τιμές.

Γενικά οι κρίσιμες τιμές που δίνονται για τους δείκτες δυσφορίας πρέπει για την χώρα μας να εφαρμόζονται με επιφύλαξη.

(α) Ο Δείκτης Δυσφορίας *DI* του Thom (*Discomfort Index* ή *Temperature Humidity Index*) δίνεται από την σχέση:

$$DI = 0,4 \cdot (T + T_w) + 4,8$$

όπου *T* και *T_w* οι θερμοκρασίες ξηρού και υγρού θερμομέτρου αντίστοιχα την ίδια ώρα (°C).

Από μελέτες που έγιναν στην Αμερική προέκυψαν τα παρακάτω συμπεράσματα:

όταν	$21 \leq DI < 24$	δυσφορεί το 10% του πληθυσμού
όταν	$24 \leq DI < 26$	δυσφορεί το 50% του πληθυσμού
όταν	$DI \geq 26$	δυσφορεί το 100% του πληθυσμού
όταν	$DI > 26,7$	η δυσφορία παίρνει σοβαρή μορφή

Επισημαίνεται ότι ο δείκτης δυσφορίας του Thom ισχύει βασικά για συνθήκες εργασίας γραφείου, δηλαδή για συνθήκες άπνοιας. Όταν πνέει άνεμος θα πρέπει οι τιμές των δεικτών να ελαττώνονται ανάλογα με την ένταση του ανέμου (τροποποιημένοι δείκτες).

(β) Η Αντιληπτή ή Φαινόμενη Θερμοκρασία (Apparent Temperature) ή Θερμικός Δείκτης (Heat Index - HI) είναι ένα μέτρο της ανθρώπινης δυσφορίας και εκφράζει το «πώς αισθάνεται ο μέσος άνθρωπος την θερμοκρασία του αέρα» σε διαφόρους συνδυασμούς θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας αέρα. Ο δείκτης αυτός εξαρτάται κυρίως από την θερμοκρασία, την σχετική υγρασία, την ταχύτητα του ανέμου και την ενδυμασία του ατόμου.

Ιστορικά αναφέρουμε ότι ο δείκτης αρχικά αναπτύχθηκε από τον Steadman (1979), ο οποίος στηριζόμενος σε βιομετεωρολογικές μελέτες συνόψισε τα αποτελέσματα σε έναν Πίνακα. Στην συνέχεια, ο Rothfusz (1990) χρησιμοποιώντας ανάλυση πολλαπλής παλινδρόμησης στα αποτελέσματα του Πίνακα του Steadman εξέφρασε την παρακάτω εξίσωση για τον υπολογισμό του Heat Index:

$$HI = -42,379 + 2,04901523 \cdot T + 10,14333127 \cdot RH - 0,22475541 \cdot T \cdot RH - 0,00683783 \cdot T^2 - 0,05481717 \cdot RH^2 + 0,00122874 \cdot T^2 \cdot RH + 0,00085282 \cdot T \cdot RH^2 - 0,00000199 \cdot T^2 \cdot RH^2$$

όπου T η θερμοκρασία περιβάλλοντος (°F) και RH η σχετική υγρασία (%).

Στον επόμενο Πίνακα δίνονται οι τιμές της αντιληπτής θερμοκρασίας σε σχέση με την θερμοκρασία περιβάλλοντος και της σχετικής υγρασίας. Οι τιμές του Πίνακα έχουν υπολογισθεί σύμφωνα με την παραπάνω εξίσωση και σύμφωνα με τις τροποποιήσεις που προτείνονται από την Μετεωρολογική Υπηρεσία των ΗΠΑ (διαθέσιμο στην ιστοσελίδα: www.hpc.ncep.noaa.gov/heat_index/hi_equation.html).

		ΠΙΝΑΚΑΣ ΑΝΤΙΛΗΠΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ																					
		ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ (°C)																					
		27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
ΣΧΕΤΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ (%)	0	25	26	26	27	28	29	30	30	31	31	32	33	34	35	36	36	37	39	39	39	40	40
	10	25	26	27	28	29	30	31	31	32	32	33	35	36	37	38	39	40	42	42	43	44	45
	20	26	27	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	38	39	41	43	44	46	47	48	50	52
	30	26	27	28	29	30	31	32	34	35	35	37	39	41	43	45	48	50	53	54	56	58	
	40	27	27	28	30	31	33	34	36	37	38	41	43	46	48	51	54	58					
	50	27	28	30	31	33	35	37	39	41	42	45	48	51	55	59							
	60	28	29	31	33	35	38	40	43	45	47	50	54	58									
	70	28	30	32	35	38	41	45	48	50	52	57											
	80	29	32	34	38	41	45	49	54	57	59												
	90	30	33	37	41	45	50	55															
100	32	36	40	44	50	55																	

Οι κρίσιμες τιμές της αντιληπτής θερμοκρασίας (°C) και οι συνέπειες για τον άνθρωπο είναι:

ΑΝΤΙΛΗΠΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ και ΣΥΜΠΤΩΜΑΤΑ

- 27° - 31° C πιθανή κόπωση σε παρατεταμένη έκθεση στον ήλιο και σωματική δραστηριότητα
- 32° - 40° C πιθανή ηλίαση, θερμικές κράμπες και θερμική εξάντληση σε παρατεταμένη έκθεση στον ήλιο και σωματική δραστηριότητα
- 41° - 54° C πολύ πιθανή ηλίαση, θερμικές κράμπες και θερμική εξάντληση και πιθανή θερμοπληξία σε παρατεταμένη έκθεση στον ήλιο και σωματική δραστηριότητα
- > 54° C άμεσος κίνδυνος για ηλίαση ή θερμοπληξία

(γ) Η *Wet Bulb Globe Temperature (WBGT)* είναι ένας εναλλακτικός δείκτης της θερμικής δυσφορίας που χρησιμοποιείται κυρίως από την αθλητική ιατρική. Εξαρτάται από την θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου, την θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου και την θερμοκρασία εντός μέλανος δοχείου σφαιρικού σχήματος για την μέτρηση της ακτινοβολούμενης θερμότητας (Black Globe Temperature) που γίνεται με ειδικό όργανο.

Ο τύπος που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της WBGT είναι:

$$WBGT = 0,7 \cdot T_w + 0,2 \cdot T_g + 0,1 \cdot T \quad \text{για εξωτερικό χώρο}$$

$$WBGT = 0,7 \cdot T_w + 0,3 \cdot T_g \quad \text{για εσωτερικό χώρο}$$

όπου T_w η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου ($^{\circ}\text{C}$), T η θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου ($^{\circ}\text{C}$), και T_g η Black Globe Temperature ($^{\circ}\text{C}$).

Στην περίπτωση που δεν υπάρχει το ειδικό όργανο μέτρησης της T_g τότε προσεγγιστικά προτείνεται από την Μετεωρολογική Υπηρεσία της Αυστραλίας ο παρακάτω τύπος (διαθέσιμος στην ιστοσελίδα www.bom.gov.au/info/thermal_stress/#approximation):

$$WBGT = 0,567 \cdot T + 0,393 \cdot e + 3,94$$

όπου T η θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου ($^{\circ}\text{C}$) και e η τάση υδρατμών (hPa).

Επειδή η παραπάνω προσέγγιση δεν λαμβάνει υπόψη της τις μεταβολές της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας ή της ταχύτητας του ανέμου και υποθέτει μετρίως υψηλό επίπεδο ηλιακής ακτινοβολίας σε συνθήκες ασθενών ανέμων, είναι δυνατόν να οδηγηθούμε σε λανθασμένη εκτίμηση του θερμικού δείκτη δυσφορίας. Ιδιαίτερα στις περιπτώσεις ύπαρξης νέφωσης και ισχυρών ανέμων είναι πιθανόν να γίνεται υπερεκτίμηση του δείκτη δυσφορίας.

Για τιμές της WBGT μικρότερες από τους 18°C ο κίνδυνος θερμικών βλαβών είναι μικρός, ενώ για τιμές της WBGT μεγαλύτερες από 28°C οι αγώνες δεν θα πρέπει να επιχειρούνται.

Ο επόμενος Πίνακας δίνει τις τιμές του δείκτη WBGT με τον συνδυασμό θερμοκρασίας περιβάλλοντος και σχετικής υγρασίας.

		ΠΙΝΑΚΑΣ ΘΕΡΜΙΚΟΥ ΔΕΙΚΤΗ WBGT																					
		ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ($^{\circ}\text{C}$)																					
		27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
ΣΧΕΤΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ (%)	0	19	20	20	21	22	22	23	23	24	24	25	25	26	27	27	28	28	29	29	30	31	31
	10	21	21	22	23	23	24	25	25	26	27	27	28	29	30	30	31	32	32	33	34	35	36
	20	22	23	24	24	25	26	27	27	28	29	30	31	32	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	30	23	24	25	26	27	28	29	29	30	31	32	33	34	35	36	37	39	40	41	42	43	44
	40	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	41	42	43	45	46	47	49
	50	26	27	28	29	30	31	33	34	35	36	37	39	40	41	43	44	45	47	48	50	52	53
	60	28	29	30	31	32	33	35	36	37	38	40	41	43	44	46	47	49	50	52	54	56	58
	70	29	30	31	33	34	35	37	38	39	41	42	44	45	47	49	50	52	54	56	58	60	62
	80	30	32	33	34	36	37	38	40	41	43	45	46	48	50	52	54	56	58	60	62	64	66
	90	32	33	35	36	37	39	40	42	44	45	47	49	51	53	55	57	59	61	63	66	68	71
100	33	35	36	38	39	41	42	44	46	48	50	52	54	56	58	60	62	65	67	70	72	75	

Ο παρακάτω Πίνακας δίνει τις τιμές του δείκτη WBGT με τον συνδυασμό θερμοκρασίας περιβάλλοντος και θερμοκρασίας σημείου δρόσου, ενώ οι τιμές μέσα σε παρένθεση με πλάγιους μικρότερους χαρακτήρες είναι η αντίστοιχη σχετική υγρασία.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΘΕΡΜΙΚΟΥ ΔΕΙΚΤΗ WBGT												
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ (°C)												
	28	30	32	34	36	38	40	42	44	46	48	
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΣΗΜΕΙΟΥ ΔΡΟΣΟΥ (°C)	-6	21 (10)	22 (9)	24 (8)	25 (7)	26 (7)	27 (6)	28 (5)	29 (5)	30 (4)	32 (4)	33 (3)
	-4	22 (12)	23 (11)	24 (10)	25 (9)	26 (8)	27 (7)	28 (6)	30 (6)	31 (5)	32 (4)	33 (4)
	-2	22 (14)	23 (12)	24 (11)	25 (10)	26 (9)	28 (8)	29 (7)	30 (6)	31 (6)	32 (5)	33 (5)
	0	22 (16)	23 (14)	24 (13)	26 (11)	27 (10)	28 (9)	29 (8)	30 (7)	31 (7)	32 (6)	34 (5)
	2	23 (19)	24 (17)	25 (15)	26 (13)	27 (12)	28 (11)	29 (10)	31 (9)	32 (8)	33 (7)	34 (6)
	4	23 (22)	24 (19)	25 (17)	26 (15)	28 (14)	29 (12)	30 (11)	31 (10)	32 (9)	33 (8)	34 (7)
	6	23 (25)	25 (22)	26 (20)	27 (18)	28 (16)	29 (14)	30 (13)	31 (11)	33 (10)	34 (9)	35 (8)
	8	24 (28)	25 (25)	26 (23)	27 (20)	29 (18)	30 (16)	31 (14)	32 (13)	33 (12)	34 (11)	35 (10)
	10	25 (32)	26 (29)	27 (26)	28 (23)	29 (21)	30 (18)	31 (17)	33 (15)	34 (13)	35 (12)	36 (11)
	12	25 (37)	26 (33)	28 (29)	29 (26)	30 (24)	31 (21)	32 (19)	33 (17)	34 (15)	36 (14)	37 (12)
	14	26 (42)	27 (38)	28 (34)	29 (30)	31 (27)	32 (24)	33 (22)	34 (19)	35 (17)	36 (16)	37 (14)
	16	27 (48)	28 (43)	29 (38)	30 (34)	31 (31)	33 (27)	34 (25)	35 (22)	36 (20)	37 (18)	38 (16)
	18	28 (55)	29 (49)	30 (43)	31 (39)	32 (35)	34 (31)	35 (28)	36 (25)	37 (23)	38 (20)	39 (18)
	20	29 (62)	30 (55)	31 (49)	32 (44)	34 (39)	35 (35)	36 (32)	37 (28)	38 (26)	39 (23)	40 (21)
	22	30 (70)	31 (62)	32 (56)	34 (50)	35 (44)	36 (40)	37 (36)	38 (32)	39 (29)	40 (26)	42 (24)
	24	32 (79)	33 (70)	34 (63)	35 (56)	36 (50)	37 (45)	38 (40)	39 (36)	41 (33)	42 (29)	43 (27)
	26	33 (89)	34 (79)	35 (71)	36 (63)	38 (56)	39 (51)	40 (45)	41 (41)	42 (37)	43 (33)	44 (30)
	28	35 (100)	36 (89)	37 (79)	38 (71)	39 (64)	40 (57)	41 (51)	43 (46)	44 (41)	45 (37)	46 (34)
	30		38 (100)	39 (89)	40 (80)	41 (71)	42 (64)	43 (57)	44 (52)	46 (46)	47 (42)	48 (38)
	32			41 (100)	42 (89)	43 (80)	44 (72)	45 (64)	46 (58)	48 (52)	49 (47)	50 (42)
34				44 (100)	45 (89)	46 (80)	48 (72)	49 (65)	50 (58)	51 (53)	52 (47)	
36					48 (100)	49 (90)	50 (80)	51 (72)	52 (65)	53 (59)	55 (53)	
38						52 (100)	53 (90)	54 (81)	55 (73)	56 (66)	57 (59)	
40							56 (100)	57 (90)	58 (81)	59 (73)	60 (66)	
42								60 (100)	61 (90)	62 (81)	63 (73)	
44									65 (100)	66 (90)	67 (81)	
46										70 (100)	71 (90)	
48											75 (100)	

Η επικαιροποιημένη Εγκύκλιος 130295/13-6-2001 του Υπουργείου Εργασίας και Κοινωνικών Ασφαλίσεων και το Ελληνικό Ινστιτούτο Υγιεινής και Ασφάλειας της Εργασίας, για την ορθή εκτίμηση της θερμικής καταπόνησης στους εργασιακούς χώρους προτείνει την χρήση του δείκτη WBGT. Συγκεκριμένα:

Επιτρεπόμενες Οριακές Τιμές Έκθεσης σε Θερμότητα (οι τιμές δίνονται σε °C της WBGT)			
Εργασία-Ανάπαυση	Κατηγορία Εργασίας		
	Ελαφριά	Μέτρια	Βαριά
συνεχής εργασία	30,0	26,7	25,0
ανά ώρα: 75% εργασία και 25 % ανάπαυση	30,6	28,0	25,9
ανά ώρα: 50% εργασία και 50 % ανάπαυση	31,4	29,4	27,9
ανά ώρα: 25% εργασία και 75 % ανάπαυση	32,2	31,1	30,0

Πηγή: (Υπουργείο Εργασίας και Κοινωνικών Ασφαλίσεων, Εγκύκλιος 130329/3-7-1995.)

Τέλος, στην χώρα μας, η διαχείριση των επεισοδίων καύσωνα γίνεται από την Γενική Γραμματεία Πολιτικής Προστασίας και το Σχέδιο «ΞΕΝΟΚΡΑΤΗΣ», ενώ στα νοσοκομεία τα

επεισόδια καύσιμα αντιμετωπίζονται σύμφωνα με το Σενάριο Δ του Επιχειρησιακού Σχεδίου «ΠΕΡΣΕΑΣ» του Εθνικού Κέντρου Επιχειρήσεων Υγείας.

2.6.2 ΣΥΝΔΥΑΣΜΟΣ ΧΑΜΗΛΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΩΝ ΚΑΙ ΑΝΕΜΟΥ

Ο συνδυασμός χαμηλών θερμοκρασιών και ανέμου είναι δυνατόν να καταστεί εξαιρετικά επικίνδυνος για τον άνθρωπο, διότι αυξάνει τις θερμικές απώλειες μεταφέροντας προς τον περιβάλλοντα χώρο τα θερμά αποθέματα του ανθρώπινου οργανισμού.

Ο γνωστότερος δείκτης αυτής της κατηγορίας είναι η *Wind Chill Temperature*, ο οποίος βασίζεται σε φυσιολογικές μελέτες που μετρούν τον ρυθμό απώλειας θερμότητας σε διάφορους συνδυασμούς θερμοκρασίας περιβάλλοντος και ταχύτητας ανέμου.

Ο Πίνακας τιμών της *Wind Chill Temperature* που δίνεται στην συνέχεια χρησιμοποιείται από τις Μετεωρολογικές Υπηρεσίες των ΗΠΑ και Καναδά και βασίζεται στην εξίσωση:

$$T_{wc} = 13,112 + 0,6215 \cdot T_a - 11,37 \cdot V^{0,16} + 0,3965 \cdot T_a \cdot V^{0,16}$$

όπου T_{wc} η *Wind Chill Temperature*, V η ταχύτητα ανέμου (km/h) και T_a η θερμοκρασία περιβάλλοντος ($^{\circ}\text{C}$).

		ΠΙΝΑΚΑΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ WIND CHILL											
		ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ($^{\circ}\text{C}$)											
		5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45	-50
ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΑΝΕΜΟΥ (km/h)	5	4	-2	-7	-13	-19	-24	-30	-36	-41	-47	-53	-58
	10	3	-3	-9	-15	-21	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63
	15	2	-4	-11	-17	-23	-29	-35	-41	-48	-54	-60	-66
	20	1	-5	-12	-18	-24	-31	-37	-43	-49	-56	-62	-68
	25	1	-6	-12	-19	-25	-32	-38	-45	-51	-57	-64	-70
	30	0	-7	-13	-20	-26	-33	-39	-46	-52	-59	-65	-72
	35	0	-7	-14	-20	-27	-33	-40	-47	-53	-60	-66	-73
	40	-1	-7	-14	-21	-27	-34	-41	-48	-54	-61	-68	-74
	45	-1	-8	-15	-21	-28	-35	-42	-48	-55	-62	-69	-75
	50	-1	-8	-15	-22	-29	-35	-42	-49	-56	-63	-70	-76
	55	-2	-9	-15	-22	-29	-36	-43	-50	-57	-63	-70	-77
	60	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-43	-50	-57	-64	-71	-78
	65	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-58	-65	-72	-79
	70	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-59	-66	-73	-80
	75	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-59	-66	-73	-80
80	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-60	-67	-74	-81	

Οι κρίσιμες τιμές της *Wind Chill Temperature* ($^{\circ}\text{C}$) και οι συνέπειες για τον άνθρωπο είναι:

WIND CHILL TEMPERATURE και ΣΥΜΠΤΩΜΑΤΑ

-25 $^{\circ}$ - -34 $^{\circ}\text{C}$ κίνδυνος κρυοπαγήματος σε παρατεταμένη έκθεση στο κρύο

-35 $^{\circ}$ - -59 $^{\circ}\text{C}$ πιθανά κρυοπαγήματα σε 10 min. (Μικρότερος χρόνος αν το δέρμα είναι ήδη κρύο)

≤ -60 $^{\circ}\text{C}$ πιθανά κρυοπαγήματα σε 2 min. (Μικρότερος χρόνος αν το δέρμα είναι ήδη κρύο)

2.7 ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ

2.7.1 ΟΡΙΣΜΟΙ

(α) *Εντροπία* (s ή Φ): είναι μία μονότιμη συνάρτηση της κατάστασης (πίεσης, όγκου και θερμοκρασίας) ενός συστήματος που δεν εξαρτάται από τον τρόπο - δρόμο με τον οποίο το σύστημα ήρθε στην κατάσταση αυτή και εκφράζεται σε J K^{-1} .

Σε μια αντιστρεπτή διαδικασία, η μεταβολή της εντροπίας ορίζεται από την σχέση $ds = dq/T$, όπου dq το ποσό θερμότητας που προσφέρεται στο σύστημα υπό θερμοκρασία T .

(β) *Ενθαλπία ή Αισθητή θερμότητα* (H): αντιπροσωπεύει την ολική θερμότητα που περιέχεται στην μονάδα μάζας και εκφράζεται σε J kg^{-1} . Μια αλλαγή στην ενθαλπία είναι η θερμότητα που κερδίζεται ή χάνεται σε μια ισοβαρική διαδικασία. Ορίζεται από την σχέση $dH = c_p \cdot dT$, όπου c_p η ειδική θερμότητα ως προς σταθερή πίεση.

(γ) *Λανθάνουσα θερμότητα* (L ή l): ορίζεται ως το ποσό θερμότητας που πρέπει να προστεθεί ή να αφαιρεθεί από την μονάδα μάζας όταν γίνεται αλλαγή της κατάστασής της χωρίς μεταβολή της θερμοκρασίας της. Η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης αποτελεί μία από τις βασικότερες πηγές ενέργειας στην ατμόσφαιρα, η οποία ενέργεια μεταφέρεται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη από τις τροπικές περιοχές όπου η θερμοκρασία και η υγρασία έχουν μεγάλες τιμές. Εκφράζεται σε J kg^{-1} .

Για το νερό διακρίνουμε:

- λανθάνουσα θερμότητα τήξης: $L_{iw} = 0,3337 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
- λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης: $L_{wv} = 2,5008 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
- λανθάνουσα θερμότητα εξάχνωσης: $L_{iv} = 2,8345 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$

(δ) *Αδιαβατικές διαδικασίες* ονομάζονται εκείνες οι διαδικασίες κατά τις οποίες μια μάζα αέρα δεν ανταλλάσσει θερμότητα με το περιβάλλον και η μεταβολή της θερμοκρασίας της μάζας οφείλεται αποκλειστικά στο μηχανικό έργο που είτε παράγεται κατά την εκτόνωση είτε καταναλίσκεται κατά την συμπίεση. Οι αδιαβατικές μεταβολές ονομάζονται και *ισεντροπικές*, διότι κατά την διάρκεια των μεταβολών αυτών η εντροπία του συστήματος παραμένει σταθερή.

Οι φυσικές διαδικασίες στην ατμόσφαιρα θεωρούνται για *ακόρεστο δείγμα αέρα* ως αδιαβατικές διαδικασίες, ενώ για *κορεσμένο δείγμα αέρα* διακρίνουμε δύο περιπτώσεις:

- *αντιστρεπτή διαδικασία* κατά την οποία όλα τα προϊόντα της συμπύκνωσης παραμένουν στο δείγμα αέρα, δηλαδή στο νέφος. Η διαδικασία αυτή θεωρείται αδιαβατική και ονομάζεται *γρή αδιαβατική ή κορεσμένη αδιαβατική διαδικασία*.
- *μη αντιστρεπτή διαδικασία* κατά την οποία όλα τα προϊόντα της συμπύκνωσης πέφτουν από το δείγμα αέρα με μορφή υετού την στιγμή της δημιουργίας τους. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται *ψευδο-αδιαβατική διαδικασία*.

(ε) *Θερμοβαθμίδα Περιβάλλοντος* (ELR ή γ ή Γ) (*Environment Lapse Rate*): ορίζεται ως η καθ' ύψος μεταβολή της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος, δηλαδή $\gamma = -dT/dz$. Μια μέση τιμή της ELR για τα μέσα πλάτη είναι $\gamma = 6,5^\circ/\text{km}$.

(στ) *Ξηρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα* ($DALR$ ή γ_d ή Γ_d) (*Dry Adiabatic Lapse Rate*): ορίζεται ως η καθ' ύψος μεταβολή της θερμοκρασίας ακόρεστου δείγματος αέρα υπό αδιαβατικές συνθήκες. Η τιμή της $DALR$ υπολογίζεται: $\gamma_d = 9,8^\circ / \text{km}$.

(ζ) *Υγρή Κορεσμένη Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα* ($SALR$ ή γ_s ή Γ_s) (*Saturated Adiabatic Lapse Rate*): ορίζεται ως η καθ' ύψος μεταβολή της θερμοκρασίας κορεσμένου δείγματος αέρα σε αδιαβατικές συνθήκες. Η τιμή της $SALR$ είναι:

- κοντά στο έδαφος: $\gamma_s = 4^\circ / \text{km}$.
- στη μέση της τροπόσφαιρας: $\gamma_s = 6^\circ\text{-}7^\circ / \text{km}$.

- στην τροπόπαυση: $\gamma_s \approx \gamma_d$.

Ισχύει $\gamma_s < \gamma_d$, διότι κατά την συμπίκνωση των υδρατμών έχουμε έκλυση λανθάνουσας θερμότητας.

(η) *Υπερ-ξηροαδιαβατική Θερμοβαθμίδα Περιβάλλοντος (Super Dry Adiabatic Environment Lapse Rate)*: ορίζεται εκείνη η θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος για την οποία ισχύει: $\gamma > \gamma_d$.

2.7.2 ΟΡΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ ΣΤΟ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ

Το *Τεφίγραμμα (T-Φ)* είναι ένα θερμοδυναμικό διάγραμμα, στο οποίο καταχωρούνται οι παρατηρήσεις ανώτερης ατμόσφαιρας σε συγκεκριμένο τόπο και χρόνο με σκοπό την καλύτερη θερμοδυναμική ανάλυση. Το εμβαδόν επιφανείας στο Τεφίγραμμα ισοδυναμεί με ενέργεια.

Οι ορθογώνιοι άξονες του Τεφίγραμματος, που έχουν στραφεί δεξιόστροφα κατά 47° , είναι η θερμοκρασία T (άξονας x) και η εντροπία Φ (άξονας y).

Οι ισοπληθείς που χαράσσονται στο Τεφίγραμμα είναι:

- *ισόθερμες*: ευθείες γραμμές (σε $^\circ\text{C}$ ανά 1°) ισαπέχουσες σε γραμμική κλίμακα.
- *ισοβαρείς*: σχεδόν οριζόντιες και σχεδόν ευθείες γραμμές (σε hPa ανά 10 hPa).
- *γραμμές ίσης αναλογίας μείγματος κορεσμένων υδρατμών ή ισόυγρες*: ευθείες γραμμές (σε g υδρατμών ανά kg ξηρού αέρα, δηλαδή όχι σταθερά διαστήματα).
- *ξηρές αδιαβατικές ή ισεντροπικές*: ευθείες γραμμές (σε $^\circ\text{C}$ ανά 10°) ίσης εντροπίας (ή ίσης δυναμικής θερμοκρασίας θ). Η απόστασή τους είναι σε λογαριθμική κλίμακα και στα 1000 hPa οι ισόθερμες και ξηροαδιαβατικές έχουν ίδια τιμή.
- *υγρές κορεσμένες αδιαβατικές ή υγροαδιαβατικές*: καμπύλες γραμμές (σε $^\circ\text{C}$ ανά 2°) που στρέφουν τα κοίλα προς τα κάτω (πάνω από τα 200 hPa οι υγροαδιαβατικές συμπίπτουν με τις ξηροαδιαβατικές).

Έστω δείγμα υγρού αέρα όγκου V και μάζας m. Ισχύει $m = m_v + m_d$, όπου m_v η μάζα των υδρατμών και m_d η μάζα του ξηρού αέρα του δείγματος.

(α) *Τάση Υδρατμών (e) (Vapor Pressure)*: είναι η μερική πίεση (σε hPa) που εξασκούν οι υδρατμοί εξατμιζόμενοι όταν ο χώρος αμέσως επάνω από την εξατμιζόμενη επιφάνεια είναι ακόρεστος.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- από το T_d της στάθμης αναφοράς p φέρουμε την ισόθερμη ως τα 622 hPa.
- η τιμή της ισόυγρης που περνά από αυτό το σημείο δίνει την τάση υδρατμών e.

Στο Σχήμα 2.4 δείχνεται η κατασκευή της e στην στάθμη των 850 hPa με την βοήθεια του Τεφίγραμματος.

(β) *Τάση Κορεσμένων Υδρατμών στην θερμοκρασία που επικρατεί (e_s) (Saturation Vapor Pressure)*: είναι η μερική πίεση (σε hPa) που εξασκείται από τους υδρατμούς, όταν ο χώρος αμέσως επάνω από την επιφάνεια του νερού που εξατμίζεται είναι κορεσμένος στην θερμοκρασία που επικρατεί. Η μεταβολή e_s είναι ανάλογη της μεταβολής της θερμοκρασίας.

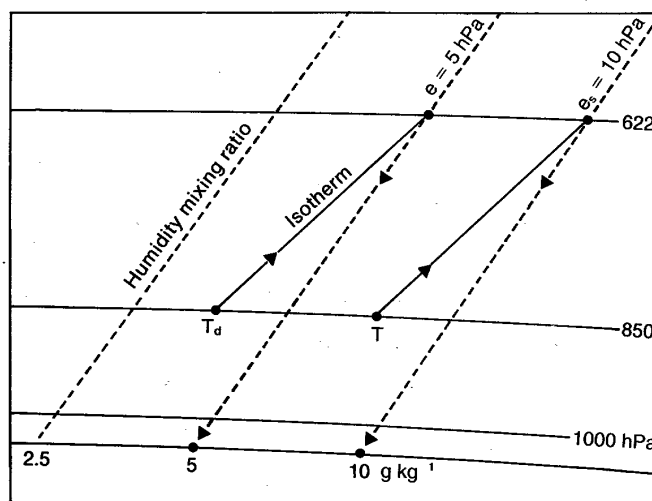
Για θερμοκρασίες μικρότερες από την θερμοκρασία πήξης του νερού και για την ίδια θερμοκρασία διακρίνονται τάση κορεσμένων υδρατμών ως προς νερό σε υπέρτηξη (e_{sw}) και τάση κορεσμένων υδρατμών ως προς πάγο (e_{si}). Ισχύει $e_{sw} > e_{si}$, παράγοντας πολύ σημαντικός για τον σχηματισμό βροχής.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- από το T της στάθμης αναφοράς p φέρουμε την ισόθερμη ως τα 622 hPa.

- η τιμή της ισούγρης που περνά από αυτό το σημείο δίνει την τιμή της τάσης κορεσμένων υδρατμών e_s .

Στο Σχήμα 2.4 δείχνεται η κατασκευή της e_s στην στάθμη των 850 hPa με την βοήθεια του Τεφίγραμματος.



Σχήμα 2.4 Κατασκευή στο Τεφίγραμμα των e και e_s στην στάθμη των 850 hPa. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(γ) Αναλογία Μείγματος (r ή w) (mixing ratio): είναι ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς την μάζα ξηρού αέρα του δείγματος ($r = m_v/m_d$). Εκφράζεται σε $g\ kg^{-1}$ (g υδρατμών/kg ξηρού αέρα) και αντιπροσωπεύει την πραγματική περιεκτικότητα σε υδρατμούς στο δείγμα αέρα.

Στην ατμόσφαιρα η μέγιστη περιεκτικότητα σε υδρατμούς είναι: $r_{max} = 40\ g\ kg^{-1}$.

Ισχύει $r \approx \epsilon \cdot e/p$, όπου $\epsilon=0,622$, e τάση υδρατμών και p πίεση.

Στην στάθμη των 622 hPa, αριθμητικά η r (σε $g\ kg^{-1}$) συμπίπτει με την e (σε hPa).

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- η τιμή της ισούγρης που περνά από το T_d της στάθμης αναφοράς p δίνει την αναλογία μείγματος r .

(δ) Αναλογία Μείγματος Κορεσμένων Υδρατμών (r_s) (Saturation Mixing Ratio): είναι η αναλογία μείγματος ενός δείγματος αέρα όταν είναι κορεσμένο (δηλαδή $r_s = (m_v)_s/m_d$) και εκφράζεται σε $g\ kg^{-1}$. Η r_s αντιπροσωπεύει την μέγιστη δυνατή περιεκτικότητα του δείγματος σε υδρατμούς και ισχύει $r \leq r_s$.

Ισχύει $r_s \approx \epsilon \cdot e_s/p$, όπου e_s τάση κορεσμένων υδρατμών, p πίεση και $\epsilon=0,622$.

Στην στάθμη των 622 hPa, αριθμητικά η r_s (σε $g\ kg^{-1}$) συμπίπτει με την e_s (σε hPa).

Κατασκευή στο T - Φ :

- η τιμή της ισούγρης που περνά από το T της στάθμης αναφοράς p δίνει την αναλογία μείγματος κορεσμένων υδρατμών r_s .

(ε) Απόλυτη Υγρασία (β) (Absolute Humidity): είναι λόγος της μάζας m_v των υδρατμών του δείγματος αέρα προς τον συνολικό όγκο V του δείγματος, ($\beta = m_v/V$). Εκφράζεται σε $kg\ m^{-3}$, δηλαδή έχει μονάδες πυκνότητας και γι' αυτό ονομάζεται και πυκνότητα υδρατμών.

(στ) Ειδική Υγρασία (q) (Specific Humidity): είναι ο λόγος της μάζας m_v των υδρατμών του δείγματος προς την συνολική μάζα m του δείγματος, ($q = m_v/m$).

Ισχύει: $q = m_v / (m_v + m_d) = r / (r + 1)$, όπου r η αναλογία μείγματος.

(ζ) Σχετική Υγρασία (RH) (Relative Humidity): είναι ο λόγος της αναλογίας μείγματος ενός δείγματος αέρα προς την αναλογία μείγματος του ίδιου δείγματος στην ίδια θερμοκρασία και πίεση αλλά σε κατάσταση κόρου. Εκφράζεται επί τοις %.

$$RH = (r/r_s) \cdot 100 \approx (e/e_s) \cdot 100.$$

Ο αριθμητικός υπολογισμός της Σχετικής Υγρασίας γίνεται με την βοήθεια Πίνακα αντιστοιχίας θερμοκρασίας και e_s , ως εξής:

- για την τιμή της T_d βρίσκουμε την αντίστοιχη e .
- για την τιμή της T βρίσκουμε την αντίστοιχη e_s .
- αντικαθιστώντας στον παραπάνω τύπο υπολογίζουμε την RH.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- καταχωρούμε στην στάθμη αναφοράς p τις τιμές των T και T_d .
- από το T_d της στάθμης αναφοράς p φέρουμε την ισούγρη έως 1000 hPa.
- από το σημείο αυτό φέρουμε την ισόθερμη μέχρι επάνω στο Τεφίγραμμα.
- από το T της στάθμης αναφοράς p φέρουμε την ισούγρη μέχρι να τμήσει την ισόθερμη που κατασκευάστηκε πριν.
- η τιμή της ισοβαρικής στάθμης του σημείου τομής (σε hPa διαιρεμένη ÷ 10) δίνει την τιμή της RH.

(η) Θερμοκρασία Σημείου Δρόσου (T_d) (Dew Point Temperature): είναι η θερμοκρασία την οποία θα αποκτήσει ένα δείγμα υγρού αέρα με ισοβαρική ψύξη χωρίς να προστεθούν ή αφαιρεθούν υδρατμοί στο δείγμα μέχρις ότου το δείγμα γίνει κορεσμένο.

(θ) Εικονική ή Συμβατική Θερμοκρασία (T_v) (Virtual Temperature) ενός δείγματος υγρού αέρα: είναι η θερμοκρασία στην οποία ξηρός αέρας στην ίδια ολική πίεση θα είχε την ίδια πυκνότητα με εκείνη του δείγματος υγρού αέρα.

Ισχύει: $T_v = T + r/6$, όπου r η αναλογία μείγματος σε $g\ kg^{-1}$.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- η καμπύλη της T_v κατασκευάζεται αν στην καμπύλη της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος προσθέτουμε την διόρθωση $r/6$.
- η καμπύλη της T_v είναι στις κατώτερες στάθμες πάντα δεξιά της καμπύλης T , ενώ στις ανώτερες στάθμες οι δύο καμπύλες συμπίπτουν.

(ι) Δυναμική ή Δυνητική Θερμοκρασία (θ) (Potential Temperature): είναι η θερμοκρασία, την οποία θα αποκτήσει δείγμα αέρα αν μεταφερθεί αδιαβατικά από πίεση p και θερμοκρασία T στην πίεση των 1000 hPa.

Εκφράζεται από την εξίσωση Poisson: $\theta = T/(1000/p)^{0.286}$.

Η σχέση εντροπίας (s) και δυναμικής θερμοκρασίας (θ) είναι $ds = c_p d \ln \theta$ και αποδεικνύεται ότι στις αδιαβατικές/ισεντροπικές μεταβολές η δυναμική θερμοκρασία θ παραμένει σταθερή.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- από το T της στάθμης αναφοράς p φέρουμε παράλληλη προς τις ξηροαδιαβατικές μέχρι τα 1000 hPa.
- η τιμή της ισόθερμης που περνά από το σημείο αυτό δίνει την θ .

Στο Σχήμα 2.5 δείχνεται η κατασκευή της θ στην στάθμη των 850 hPa με την βοήθεια του Τεφιγράμματος.

(ια) Θερμοκρασία Υγρού Θερμομέτρου (T_w) (Wet Bulb Temperature): είναι η θερμοκρασία την οποία θα αποκτήσει δείγμα υγρού αέρα όταν ψυχθεί μέχρι κόρου ισοβαρικά λόγω εξάτμισης ύδατος μέσα από το δείγμα και ισχύει: $T_d < T_w < T$.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- από το T της στάθμης αναφοράς p φέρουμε παράλληλη προς τις ξηροαδιαβατικές.
- από το T_d της στάθμης αναφοράς p φέρουμε παράλληλη προς τις ισούγρες.
- από το σημείο τομής (σημείο Normand ή LCL) φέρουμε παράλληλη προς τις κορεσμένες αδιαβατικές μέχρι την αρχική στάθμη p .
- η τιμή της ισόθερμης στο σημείο αυτό δίνει την T_w .

Επεκτείνοντας την θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_w με την κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα μέχρι την στάθμη των 1000 hPa, βρίσκουμε την Δυναμική Θερμοκρασία Υγρού Θερμομέτρου (θ_w) (Wet Bulb Potential Temperature).

Στο Σχήμα 2.5 δείχνεται η κατασκευή των T_w και θ_w στην στάθμη των 850 hPa με την βοήθεια του Τεφιγράμματος.

(ιβ) Ισοδύναμη θερμοκρασία (T_e) (Equivalent Temperature): είναι η θερμοκρασία που θα αποκτούσε δείγμα υγρού αέρα αν ψυχόταν αδιαβατικά και ισοβαρικά έως ότου χάσει όλους τους υδρατμούς του (π.χ. με μορφή υετού) και κατόπιν θερμαινόταν αδιαβατικά και ισοβαρικά ως την αρχική πίεση.

Ισχύει: $T_e = T + 2,5 r$, όπου r η αναλογία μείγματος σε $g\ kg^{-1}$.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- από το T της στάθμης αναφοράς p φέρουμε παράλληλη προς τις ξηρές αδιαβατικές.
- από το T_d της στάθμης αναφοράς p φέρουμε παράλληλη προς τις ισούγρες.
- από το σημείο τομής (LCL ή σημείο Normand) φέρουμε την κορεσμένη αδιαβατική μέχρι να γίνει παράλληλη με τις ξηροαδιαβατικές (περίπου στα 200 hPa).
- κατεβαίνουμε με την ξηρή αδιαβατικά μέχρι την αρχική στάθμη p .
- η τιμή της ισόθερμης που περνά από το σημείο αυτό δίνει την T_e . (επειδή η παραπάνω διαδικασία δεν είναι ισοβαρική η θερμοκρασία που υπολογίζεται λέγεται *ψευδοϊσοδύναμη*).

Επεκτείνοντας την ισοδύναμη θερμοκρασία T_e με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα μέχρι την στάθμη των 1000 hPa, βρίσκουμε την Ισοδύναμη Δυναμική Θερμοκρασία (θ_e) (Equivalent Potential Temperature). Η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία θ_e είναι η δυναμική θερμοκρασία θ ενός δείγματος αέρα όταν η αναλογία μείγματος κορεσμένων υδρατμών r_s είναι μηδέν.

Στο Σχήμα 2.5 δείχνεται η κατασκευή των T_e και θ_e στην στάθμη των 850 hPa με την βοήθεια του Τεφιγράμματος.

Επειδή οι θερμοκρασίες θ_w και θ_e είναι διατηρήσιμες και στις ξηρές αδιαβατικές και στις κορεσμένες αδιαβατικές μεταβολές, είναι οι πιο κατάλληλες για την ανίχνευση των αερίων μαζών.

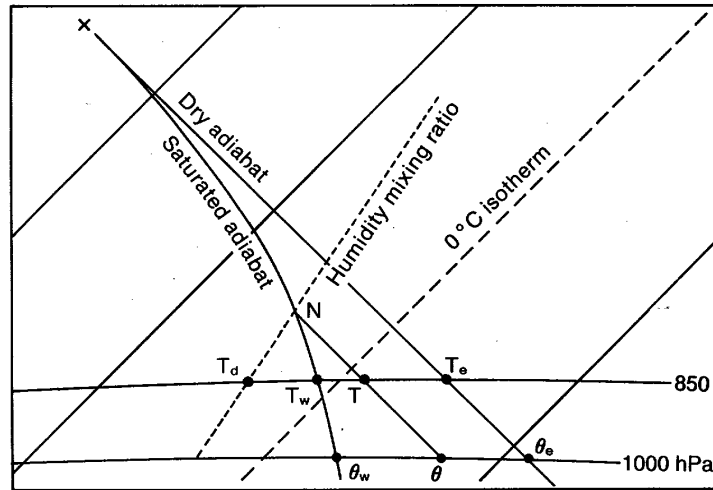
(ιγ) Θεώρημα Normand

Σε ένα θερμοδυναμικό διάγραμμα, για ένα ακόρεστο δείγμα αέρα η ξηρή αδιαβατική από την θερμοκρασία T , η κορεσμένη αδιαβατική από την θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_w και η ισούγρη από την T_d τέμνονται στο ίδιο σημείο, το οποίο ονομάζεται σημείο Normand. Η θερμοκρασία στο σημείο Normand ονομάζεται Θερμοκρασία Συμπύκνωσης T_s .

Το σημείο Normand ονομάζεται επίσης και Στάθμη Συμπύκνωσης λόγω Μηχανικής Ανύψωσης (Lifting Condensation Level - LCL) και αντιπροσωπεύει την στάθμη στην οποία αρχίζει η συμπύκνωση δείγματος αέρα το οποίο αναγκάζεται να ανυψωθεί.

Στο Σχήμα 2.5 το LCL αντιστοιχεί στο σημείο N.

Μεταξύ των μη δυναμικών θερμοκρασιών ισχύει η σχέση: $T_s < T_d < T_w < T < T_v < T_e$.



Σχήμα 2.5 Κατασκευή στο Τεφίγραμμα των παραμέτρων θ , T_w , θ_w , T_e , και θ_e στην στάθμη των 850 hPa. Το σημείο N είναι το σημείο Normand ή LCL. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(ιδ) Υπολογισμός ισοπαχών με την βοήθεια του Τεφιγράμματος

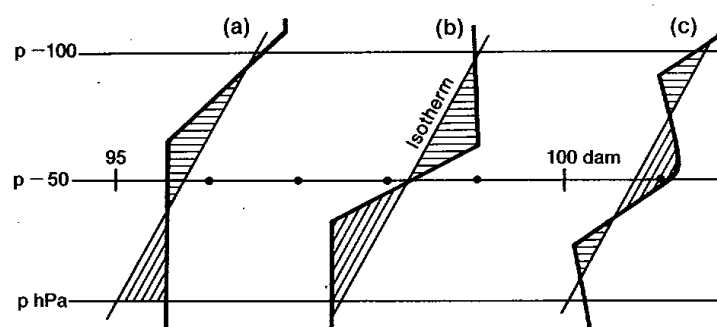
Με την βοήθεια του Τεφιγράμματος μπορούμε να υπολογίσουμε γραφικά το πάχος ενός στρώματος. Στο Τεφίγραμμα σημειώνεται με μία κουκίδα η κλίμακα πάχους (σε grm ανά 10 grm ή σε δεκάμετρα-dam ανά 1 dam) των βασικών ισοβαρικών επιφανειών ανά 100 hPa, η οποία βρίσκεται πάνω στις ισοβαρείς των 50 hPa μέχρι τα 300 hPa (π.χ. 950, 850, 750, ..., 350 hPa), ενώ πάνω από τα 300 hPa βρίσκεται στις ισοβαρείς των 275, 225, 175 και 125 hPa.

Κατασκευή στο Τεφίγραμμα:

- καταχωρούμε την καμπύλη της θερμοκρασίας T (ή καλύτερα της εικονικής θερμοκρασίας T_v) του επιθυμητού στρώματος.
- φέρουμε ευθεία παράλληλη στις ισόθερμες, η οποία χωρίζει την καμπύλη της T (ή T_v) του συνολικού στρώματος σε ίσα εμβαδά.
- η τομή της ευθείας αυτής γραμμής με την κλίμακα πάχους δίνει (σε grm ή dam) το πάχος επιμέρους διαδοχικών ισοβαρικών στρωμάτων πάχους 100 hPa.
- το πάχος του συνολικού στρώματος είναι το άθροισμα των παχών των επιμέρους στρωμάτων.

Στο Σχήμα 2.6 περιγράφεται η γραφική διαδικασία υπολογισμού των ισοπαχών (σε δεκάμετρα dam) για τρία διαφορετικά προφίλ θερμοκρασίας και πάχος στρώματος 100 hPa.

Η έντονη γραμμή είναι το προφίλ της θερμοκρασίας και οι γραμμοσκιασμένες περιοχές δείχνουν ίσα εμβαδά εκατέρωθεν της μέσης ισόθερμης του στρώματος. Οι τιμές των ισοπαχών που υπολογίζονται σε κάθε περίπτωση είναι: (a) $\cong 95,7$ dam, (b) $\cong 98,2$ dam και (c) $\cong 100,7$ dam.



Σχήμα 2.6 Γραφική διαδικασία υπολογισμού των ισοπαχών με την βοήθεια του Τεφιγράμματος. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(1ε) Υπολογισμός ύψους των κυρίων ισοβαρικών επιφανειών με την βοήθεια Τεφιγράμματος

- Χωρίζουμε το προφίλ της θερμοκρασίας T (ή καλύτερα της εικονικής θερμοκρασίας T_v) σε μια σειρά στρώματων πάχους 100 hPa έως την ισοβαρική στάθμη των 300 hPa και στην συνέχεια σε στρώματα πάχους 50 hPa έως την ισοβαρική στάθμη των 100 hPa.
- Υπολογίζουμε τις ισοπαχείς κάθε στρώματος (σε gpm ή dam) με τον τρόπο που αναφέρθηκε στην προηγούμενη Παράγραφο.
- Το ζητούμενο ύψος μιας κύριας ισοβαρικής επιφάνειας είναι το άθροισμα όλων των επιμέρους ισοπαχών που βρίσκονται κάτω από το επίπεδο της κύριας αυτής ισοβαρικής επιφάνειας προσθέτοντας (αλγεβρικά) επιπλέον και το ύψος των 1000 hPa (αν αυτό είναι γνωστό).

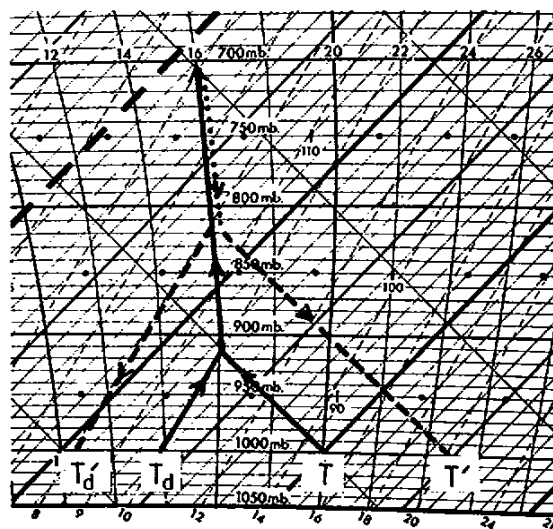
Για τον υπολογισμό του ύψους μεταξύ των στρώματων, τα οποία δεν βρίσκονται σε κύρια ισοβαρικά επίπεδα χρησιμοποιείται η υψομετρική εξίσωση:

$$H = 67,442 \cdot \bar{T}_v \cdot \ln(p_0/p_1)$$

όπου το H εκφράζεται σε μέτρα και \bar{T}_v η μέση εικονική θερμοκρασία (σε K) του στρώματος p_0-p_1 .

(1στ) Εφαρμογή του Φαινομένου Föhn στο Τεφίγραμμα

Στο Σχήμα 2.7 δείχνεται μία απλή εφαρμογή του φαινομένου Föhn. Έστω δείγμα αέρα που βρίσκεται αρχικά στην ισοβαρική στάθμη των 1000 hPa με $T=20^\circ \text{C}$ και $T_d=14^\circ \text{C}$. Το δείγμα εξαναγκάζεται σε ορογραφική άνοδο μέχρι την στάθμη των 700 hPa και στην συνέχεια κατεβαίνει στην υπήνεμη πλευρά του όρους μέχρι την αρχική στάθμη των 1000 hPa. Να υπολογισθεί η T και T_d που θα έχει το δείγμα μετά την κάθοδό του, με δεδομένο ότι κατά την διάρκεια της ανόδου έχασε με μορφή υετού 2 g kg^{-1} .



Σχήμα 2.7 Γραφική απεικόνιση του φαινομένου Föhn. (Πηγή: McIntosh and Thom, 1981.)

- Καταχωρούμε στο Τεφίγραμμα στην στάθμη των 1000 hPa τις αρχικές τιμές των T και T_d .
- Η αναλογία μείγματος του δείγματος είναι $r=10 \text{ g kg}^{-1}$ (η τιμή της ισόυγρης που αντιστοιχεί στην θερμοκρασία T_d).
- Το δείγμα ανεβαίνει με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα DALR μέχρι την στάθμη συμπύκνωσης LCL, η οποία εντοπίζεται περίπου στα 910 hPa.
- Το δείγμα από το LCL συνεχίζει την άνοδό του μέχρι τα 700 hPa με την κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα SALR και στην συνέχεια αρχίζει την κάθοδό του στην υπήνεμη πλευρά του όρους.
- Η αναλογία μείγματος του δείγματος κατά την κάθοδό του είναι πλέον $r=8 \text{ g kg}^{-1}$, διότι έχασε 2 g kg^{-1} με μορφή υετού.

- Το δείγμα από τα 700 hPa κατεβαίνει με την SALR μέχρι εκείνη την στάθμη που συναντά την ισούγρη των 8 g kg^{-1} και στην συνέχεια με την DALR μέχρι την αρχική στάθμη των 1000 hPa.
- Η νέα θερμοκρασία του δείγματος είναι $T = 25^\circ \text{ C}$ και η θερμοκρασία σημείου δρόσου $T_d = 10,5^\circ \text{ C}$ (αντιστοιχεί στην τιμή της ισούγρης των 8 g kg^{-1}).

(ιζ) Υετίσιμο Ύδωρ PW ή m_w (precipitable water): ορίζεται ως η μάζα των υδρατμών που περιέχονται σε κατακόρυφη στήλη μοναδιαίου εμβαδού, η οποία εκτείνεται από την στάθμη p_1 (συνήθως το έδαφος) έως την στάθμη p_2 (συνήθως το όριο της ατμόσφαιρας ή η ανώτερη στάθμη της ραδιοβόλισης για την οποία υπάρχουν δεδομένα υγρασίας) και δίνεται από τον τύπο:

$$m_w = \frac{\bar{r}(p_1 - p_2)}{g}$$

όπου m_w σε 10^{-1} mm ύψους υετού, \bar{r} η μέση τιμή της αναλογίας μείγματος στο στρώμα p_1-p_2 σε g kg^{-1} , p_1-p_2 σε hPa και g η επιτάχυνση βαρύτητας σε m s^{-2} .

Με την χρήση του Τεφιγράμματος ο υπολογισμός του υετίσιμου ύδατος γίνεται ως εξής:

- χωρίζουμε το επιθυμητό στρώμα σε επιμέρους στρώματα πάχους Δp (συνήθως 100 hPa).
- υπολογίσουμε την μέση αναλογία μείγματος κάθε επιμέρους στρώματος φέροντας σε κάθε στρώμα ευθεία παράλληλη προς τις ισούγρες που αφήνει ίσα εμβαδά από την καμπύλη της T_d . Η αναλογία μείγματος που αντιστοιχεί στην ευθεία αυτή δίνει την μέση αναλογία μείγματος του στρώματος.
- το υετίσιμο ύδωρ της στήλης είναι: $m_w = \frac{\bar{r}_1 \Delta p + \bar{r}_2 \Delta p + \dots}{g} 10^{-1} \text{ mm}$ ύψους υετού.

Παράδειγμα: Για να υπολογισθεί το υετίσιμο ύδωρ στήλης μοναδιαίου εμβαδού που εκτείνεται από τα 1000 έως τα 700 hPa, με μέσες αναλογίες μείγματος των επιμέρους στρωμάτων:

$\bar{r}_{1000-900} = 13,9 \text{ g kg}^{-1}$, $\bar{r}_{900-800} = 11,8 \text{ g kg}^{-1}$ και $\bar{r}_{800-700} = 9,7 \text{ g kg}^{-1}$, εφαρμόζουμε τον παραπάνω

τύπο και βρίσκουμε ότι το υετίσιμο ύδωρ της στήλης είναι:

$$m_w = \frac{[(13,9 \cdot 100) + (11,8 \cdot 100) + (9,7 \cdot 100)]}{9,8} 10^{-1} = 36,1 \text{ mm}$$
 ύψους υετού.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Galanis, G., and M. Anadranistakis, 2002: A one dimensional Kalman filtering for the correction of surface temperature forecasts. *Meteorol. Applications*, 9, 437-441.

Metaxas, D., and G. Kallos, 1979: Heat waves from a synoptic point of view. *Technical Rep. 14*, Ioannina.

McIntosh D, H., and A. S. Thom, 1981: *Essential of Meteorology*. Taylor and Francis, London, UK.

Radinovic, D., 1990: *Extraordinary, severe and hazardous weather phenomena: definitions, forecasts and warnings*. Fifth International Youth School on Meteorology and Hydrology. September 23-30, Varna, Bulgaria.

Rothfus, L. P., 1990: The Heat Index "Equation" (or, more than you ever wanted to know about Heat Index). *NWS Southern Region Technical Attachment*, SR 90-23, Fort Worth, TX, USA.

Steadman, R. G., 1979: The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human philosophy and clothing science. *J. Appl. Meteor.*, 18, 861-873.

The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.

Ανδρεάκος, Κ., 1978: *Μαθήματα Κλιματολογίας*. EMY, Αθήνα.

Ζιακόπουλος, Δ., Α. Βλάσση, και Κ. Μεθενίτη, 2008: Εμφάνιση θερμών κυμάτων στην Ελλάδα κατά τη θερμή περίοδο και διαβάθμιση του κινδύνου που προέρχεται από τις υψηλές θερμοκρασίες. *Πρακτικά του 9ου Πανελληνίου Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 28-31 Μαΐου, Θεσσαλονίκη.

Λιακατάς, Α., και Π. Δημητρόπουλος, 1987: Συμβολή στη μελέτη και πρόγνωση παγετού. ΕΜΥ, Αθήνα.

Λιακατάς, Α., 1990: *Σημειώσεις στο μάθημα Γεωργικής Μετεωρολογίας*. Μετεωρολογική Σχολή, ΕΜΥ, Αθήνα.

Ρεφενέ, Μ., 1975: *Αντικειμενική πρόγνωση μεγίστης και ελαχίστης θερμοκρασίας του αέρα*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Σακελλαρίδης, Γ., 1981: *Σχετικές συχνότητες επί τοις % κατακόρυφης θερμοβαθμίδας στο στρώμα επιφάνεια-850 mb στο Ελληνικό*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Χαραντώνης, Θ., 1992: *Μοντέλο "Prog" για πρόγνωση της ελάχιστης θερμοκρασίας. Εφαρμογή στο Ελληνικό και τη Νέα Φιλαδέλφεια*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Χατζιδάκη-Θέου, Α., 1980: *Πρόγνωση ελάχιστης θερμοκρασίας του αέρα και πιθανότητα παγετού κατά τις νύκτες με ακτινοβολία*. ΕΜΥ, Αθήνα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΟΡΑΤΟΤΗΤΑ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η *ορατότητα* (*visibility*) στην μετεωρολογία ορίζεται ως η μέγιστη οριζόντια απόσταση στην οποία ένα αντικείμενο είναι ορατό και αναγνωρίσιμο με γυμνό μάτι στο φως της ημέρας και την νύχτα αντίστοιχα σαν ο φωτισμός του περιβάλλοντος να ήταν στα επίπεδα του φωτός της ημέρας. Με τον όρο «αναγνωρίσιμο» εννοείται ότι το αντικείμενο θα πρέπει να φαίνεται σαφώς και όχι αμυδρά σαν μια κουκίδα.

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την ορατότητα, όπως αυτή μετράται από έναν παρατηρητή είναι οι εξής:

- ο υετός που συμβάλλει στη μείωση της ορατότητας.
- η συγκέντρωση μη υγροσκοπικών ή/και υγροσκοπικών αιωρούμενων σωματιδίων σε συνδυασμό με τη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας (ξηρά αχλύς ή καπνός).
- τα αιωρούμενα υδροσταγονίδια (υγρή αχλύς ή ομίχλη).
- η γωνία του ήλιου σε σχέση με τον παρατηρητή.

Ο επόμενος Πίνακας δίνει τους όρους που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν τα φαινόμενα που περιορίζουν την ορατότητα και τις απαραίτητες συνθήκες σχηματισμού τους.

Φαινόμενο	Ορατότητα	Σχετική Υγρασία
Ξηρά Αχλύς / Καπνός	χωρίς όριο ⁽¹⁾	< 95% ⁽²⁾
Υγρή Αχλύς	≥ 1000 m ⁽³⁾	≥ 95% ⁽⁴⁾
Ρηχή Ομίχλη	≥ 1000 m	
Ομίχλη σε απόσταση	≥ 1000m	
Ομίχλη / Παγωμένη Ομίχλη	< 1000m	≥ 95% ⁽⁴⁾

(Πηγή: The Met Office College course notes (1).)

- ⁽¹⁾ παρόλο που δεν υπάρχουν κατώτερα ή ανώτερα όρια της περιορισμένης ορατότητας, είναι κοινή πρακτική να αναφέρονται μόνο όταν είναι μικρότερη από 10 km.
- ⁽²⁾ η σχετική υγρασία μπορεί να θεωρηθεί μικρότερη από 95% όταν υπάρχει διαφορά μισού βαθμού Celsius ή περισσότερο ανάμεσα στις θερμοκρασίες ξηρού και υγρού θερμομέτρου.
- ⁽³⁾ αν και δεν υπάρχει ανώτατο όριο ορατότητας για την αναφορά υγρής αχλύς, συνήθως αυτή αναφέρεται μόνον όταν η ορατότητα είναι μικρότερη από 10 km και μεγαλύτερη ή ίση με 1000 m, ενώ αν η ορατότητα είναι μικρότερη από 1000 m πρέπει να αναφερθεί ομίχλη.
- ⁽⁴⁾ η σχετική υγρασία μπορεί να θεωρηθεί 95% ή παραπάνω όταν υπάρχει διαφορά μικρότερη από μισό βαθμό Celsius ανάμεσα στις θερμοκρασίες ξηρού και υγρού θερμομέτρου. Αν οι θερμοκρασίες διαφέρουν μισό βαθμό και πάνω, πρέπει να αναφερθεί ξηρή αχλύς ή καπνός ανεξάρτητα από την ορατότητα.

3.2 ΟΜΙΧΛΗ

3.2.1 ΤΥΠΟΙ ΟΜΙΧΛΗΣ

Η *ομίχλη* (*fog*) που ορίζεται ως οριζόντια ορατότητα μικρότερη των 1000 m, είναι ένα νέφος με βάση την επιφάνεια του εδάφους, το οποίο σχηματίζεται όταν ο αέρας που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους είτε ψυχθεί σε θερμοκρασία μικρότερη από την θερμοκρασία του σημείου δρόσου του (ομίχλη ακτινοβολίας, ομίχλη μεταφοράς και ομίχλη ανολίσθησης) είτε εμπλουτισθεί με υδρατμούς με την διαδικασία εξάτμισης υδάτινων επιφανειών ή υγρού εδάφους (ομίχλη καπνού και μετωπική ομίχλη).

Στα επόμενα αναλύονται οι ομίχλες της πρώτης περίπτωσης, οι οποίες κατατάσσονται στις παρακάτω βασικές κατηγορίες:

(α) *ομίχλη ακτινοβολίας (radiation fog)*, η οποία δημιουργείται με την απώλεια θερμότητας του αέρα λόγω ψύξης του εδάφους που προκαλείται από την νυχτερινή ακτινοβολία.

(β) *ομίχλη μεταφοράς (advection fog)*, η οποία δημιουργείται με το πέρασμα υγρού και θερμού αέρα πάνω από μια επιφάνεια της οποίας η θερμοκρασία είναι μικρότερη από την θερμοκρασία του σημείου δρόσου του αέρα.

(γ) *ομίχλη ανολίσθησης (upslope fog)*, η οποία δημιουργείται λόγω αδιαβατικής ψύξης κατά την διαδικασία ανοδικών κινήσεων σε πλαγιά.

Σε πολλές περιπτώσεις ο σχηματισμός ομίχλης μπορεί να οφείλεται σε περισσότερους από έναν από τους προαναφερθέντες παράγοντες.

3.2.2 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ, ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟ ΟΜΙΧΛΗΣ

(α) *Ομίχλη ακτινοβολίας:*

- σχεδόν αίθριος ουρανός.
- μικρές βαροβαθμίδες για να έχουμε πολύ ασθενείς επιφανειακούς ανέμους, αλλά όχι άπνοια ώστε να εξασφαλίζεται κάποια ανάμιξη (π.χ. άνεμοι περίπου 2-7 kn).

Στις ομίχλες ακτινοβολίας παρατηρείται αναστροφή θερμοκρασίας και η βάση της αναστροφής είναι περίπου στην κορυφή της ομίχλης.

Συνοπτικές μελέτες κατέδειξαν ότι ομίχλες ακτινοβολίας συνήθως δημιουργούνται με αντικυκλωνικά συστήματα πίεσης (υψηλά, εξάρσεις και βαρομετρικοί λαιμοί) και η ευνοϊκότερη τοπογραφία είναι οι ελώδεις περιοχές, οι κοιλάδες και οι βιομηχανικές περιοχές λόγω ύπαρξης πολλών υδροσκοπικών πυρήνων συμπύκνωσης. Μπορεί να σχηματιστεί οποιαδήποτε εποχή του χρόνου, αλλά ευνοείται περισσότερο το φθινόπωρο και τους πρώτους μήνες του χειμώνα, διότι ο αέρας είναι ακόμη σχετικά θερμός και επομένως περισσότερο υγρός, ενώ οι νύχτες έχουν μεγαλύτερη διάρκεια.

Μελέτες έδειξαν ότι η ταχύτητα του ανέμου στα 1-2 m είναι σημαντικότερη από την ταχύτητα του ανέμου στα 10 m. Ομίχλη σχηματίζεται όταν η ταχύτητα του ανέμου στα 2 m είναι μικρότερη από 2 kn ενώ στα 10 m μπορεί να είναι σημαντικά ισχυρότερος.

(β) *Ομίχλη μεταφοράς:*

- πέρασμα υγρού αέρα πάνω από επιφάνεια, η οποία είναι ψυχρότερη από το σημείο δρόσου του αέρα.
- ευσταθής θερμοβαθμίδα στα πιο χαμηλά στρώματα.

Τυπικά παραδείγματα ομίχλης μεταφοράς είναι η ομίχλη θάλασσας (sea fog) και η ομίχλη πάνω από πολύ ψυχρή στεριά.

Πολλές φορές, η μεταφορά υγρού αέρα καθιστά συχνότερη την εμφάνιση ομιχλών ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα, η ομίχλη ακτινοβολίας φαίνεται να είναι περισσότερο εκτεταμένη και επίμονη όταν, λόγω μεταφοράς υγρού και θερμού αέρα, παρατηρείται αύξηση των υδρατμών του αέρα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

(γ) *Ομίχλη ανολίσθησης:*

- ροή υγρού αέρα γενικά πάνω από υπερυψωμένο έδαφος.
- ευσταθής θερμοβαθμίδα στα πιο χαμηλά στρώματα.

Κατά την διάρκεια μιας νύχτας ακτινοβολίας, ασθενής μεταφορά υγρού αέρα μπορεί να συνδυασθεί με ανολισθήσεις και να δημιουργηθούν με αυτόν τον τρόπο πολύ ευνοϊκές συνθήκες για τον σχηματισμό ομίχλης.

Ο εντοπισμός ομίχλης μπορεί να γίνει με την βοήθεια των δορυφορικών εικόνων στο ορατό φάσμα. Όμως, επειδή οι ομίχλες σχηματίζονται την νύχτα, η χρήση εικόνων στο υπέρυθρο φάσμα δεν είναι αποτελεσματική, διότι η θερμοκρασία της επιφάνειας και η θερμοκρασία ομίχλης είναι συνήθως παρόμοιες. Η ειδική εφαρμογή που χρησιμοποιεί την διαφορά θερμοκρασίας στα κανάλια 10,8/3,9 μm είναι χρήσιμη στην ανίχνευση ομίχλης.

3.3 ΟΜΙΧΛΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ - ΦΥΣΙΚΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ

3.3.1 ΣΤΑΔΙΟ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ

(α) Το έδαφος ψύχεται λόγω ακτινοβολίας σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα. Αρχικά υπάρχει ταχύτερη πτώση της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους. Αργότερα, κατά την διάρκεια της νύχτας, η βαθμίδα ψύξης της επιφάνειας του εδάφους βαθμιαία ελαττώνεται λόγω της ροής θερμότητας από τα βαθύτερα στρώματα του εδάφους προς την επιφάνεια.

(β) Ο αέρας που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος ψύχεται δια της αγωγιμότητας, ενώ ο αέρας κοντά στο έδαφος ψύχεται λόγω ακτινοβολίας. Αναταρακτικές κινήσεις μεταφέρουν την έντονη ψύξη σε μεγαλύτερο ύψος.

(γ) Όταν η θερμοκρασία του αέρα που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος πέφτει κάτω από την θερμοκρασία σημείου δρόσου του, σχηματίζεται δρόσος. Η διαδικασία αυτή κάνει ξηρότερο τον αέρα και απελευθερώνει λανθάνουσα θερμότητα με αποτέλεσμα την προσωρινή αναχαίτιση του σχηματισμού της ομίχλης.

(δ) Περαιτέρω ψύξη εξασθενεί την ένταση των ανέμων στο κατώτερο στρώμα των 2 m σε λιγότερο από 2 km με συνέπεια την εξασθένηση των αναταράξεων. Χωρίς ανάμιξη του αέρα, η διαδικασία της ψύξης με ακτινοβολία ολοκληρώνεται στο στρώμα αυτό και ο υπερκορεσμός οδηγεί στον σχηματισμό λεπτών στρωμάτων ομίχλης ακριβώς πάνω από το έδαφος την ώρα που ο άνεμος στα 10 m δεν φαίνεται να παρουσιάζει την ίδια εξασθένηση.

(ε) Συνεχιζόμενη ψύξη αυξάνει το πάχος του στρώματος ομίχλης και οδηγεί στην φάση της πλήρους ανάπτυξης του φαινομένου.

3.3.2 ΣΤΑΔΙΟ ΠΛΗΡΟΥΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ

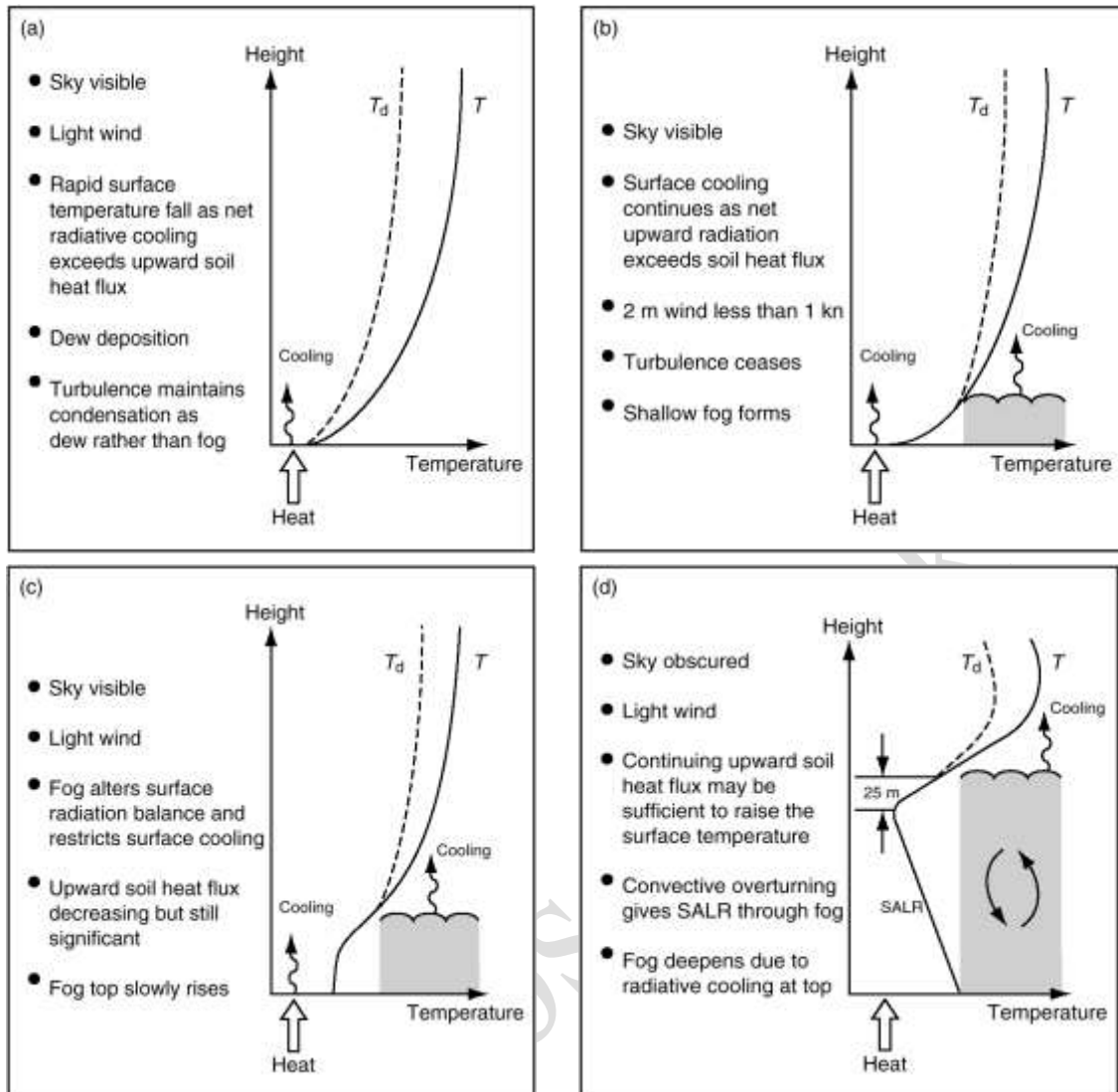
(α) Όταν το πάχος της ομίχλης είναι 20-50 m, το επάνω μέρος του στρώματος της ομίχλης γίνεται το πλέον δραστικό από πλευράς ακτινοβολίας προς το διάστημα. Κοντά στο έδαφος, η προς τα πάνω ακτινοβολία από την επιφάνεια του εδάφους όλο και περισσότερο τείνει να εξισορροπηθεί από την προς τα κάτω ακτινοβολία των υδροσταγονιδίων της ομίχλης. Η βάση της θερμοκρασιακής αναστροφής ανυψώνεται από την επιφάνεια και ο μετεωρολόγος - παρατηρητής αλλάζει την περιγραφή του παρόντα καιρού από «ομίχλη-ουρανός ορατός» σε «ομίχλη-ουρανός αόρατος».

(β) Η θερμοκρασία εδάφους σταματά να πέφτει και με την συνεχιζόμενη ροή θερμότητας από το έδαφος είναι δυνατόν, κατά το ώριμο στάδιο της ομίχλης, ακόμη και να ανέβει.

(γ) Η θερμοκρασία της κορυφής του στρώματος της ομίχλης παραμένει αξιοσημείωτα σταθερή (διαφορά περίπου $0,5^{\circ}\text{C}$ από την θερμοκρασία επιφάνειας την ώρα της ανύψωσης της βάσης της αναστροφής από το έδαφος και της αλλαγής της παρατήρησης από «ομίχλη-ουρανός ορατός» σε «ομίχλη-ουρανός αόρατος»). Στο στρώμα της ομίχλης αναπτύσσεται μια υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

(δ) Η βάση της αναστροφής είναι στο ανώτερο τμήμα του στρώματος της ομίχλης, ακριβώς κάτω από την κορυφή της ομίχλης. Στην κορυφή της ομίχλης υπάρχει αξιοσημείωτο wind shear.

Στο Σχήμα 3.1 δείχνονται σχηματικά τα στάδια σχηματισμού της ομίχλης ακτινοβολίας.



Σχήμα 3.1 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας και το θερμοϋγρομετρικό προφίλ (συνεχής γραμμή T: η θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου και διακεκομμένη γραμμή T_d : η θερμοκρασία σημείου δρόσου) κατά τον σχηματισμό ομίχλης ακτινοβολίας: (a) στο στάδιο της εναπόθεσης δρόσου, (b) στο αρχικό στάδιο σχηματισμού, όπου η επιφάνεια του εδάφους εξακολουθεί να ψύχεται λόγω ακτινοβολίας, (c) στο ώριμο στάδιο ανάπτυξης της ομίχλης, όσο ο ουρανός παραμένει ορατός. Η ψύξη της επιφάνειας λόγω ακτινοβολίας είναι τώρα μικρότερη σε σχέση με το προηγούμενο στάδιο αλλά μεγαλώνει η ψύξη λόγω ακτινοβολίας της κορυφής του στρώματος της ομίχλης και (d) στο ώριμο στάδιο ανάπτυξης της ομίχλης όταν ο ουρανός δεν είναι ορατός. Η ψύξη λόγω ακτινοβολίας γίνεται από την κορυφή του στρώματος της ομίχλης και όχι από την επιφάνεια του εδάφους. (Πηγή: The Met Office College course notes (2).)

3.4 ΟΜΙΧΛΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ - ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ

Η πρόγνωση σχηματισμού της ομίχλης ανάγεται συνήθως στην πρόγνωση της θερμοκρασίας σχηματισμού ομίχλης (T_{fog}), δηλαδή εκείνης της θερμοκρασίας που αν φτάσει ελαττωμένη η επιφανειακή θερμοκρασία (T) σχηματίζεται ομίχλη, με την προϋπόθεση των κατάλληλων συνθηκών υγρασίας όπως προκύπτουν από την θερμοκρασία σημείου δρόσου (T_d).

Η θερμοκρασία T_{fog} είναι ίση ή χαμηλότερη από την θερμοκρασία σημείου δρόσου της αέριας μάζας την ώρα που σημειώθηκε η μέγιστη θερμοκρασία της, διότι με την ψύξη του αέρα κατά την διάρκεια της νύχτας ένα μέρος των υδρατμών συμπυκνώνεται επί της επιφάνειας του εδάφους (δρόσος) με αποτέλεσμα την ελάττωση της θερμοκρασίας σημείου δρόσου του.

Ο υπολογισμός της θερμοκρασίας T_{fog} βασίζεται συνήθως σε εμπειρικούς κανόνες, οι οποίοι χρησιμοποιούν τις τιμές των θερμοκρασιών T και T_d κάποια χρονική στιγμή πριν το συμβάν (π.χ. 1200 ή 1800 UTC) ή γίνεται με την βοήθεια κατασκευών σε θερμοδυναμικά διαγράμματα.

Επίσης, για την πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης προτείνεται η σύγκριση της T_{fog} και της αναμενόμενης ελάχιστης θερμοκρασίας T_{min} την νύχτα, και συγκεκριμένα:

$T_{fog} - T_{min}$	Πρόγνωση ομίχλης
$\geq +1$	εκτεταμένη ομίχλη
$\approx 0,5$	πιθανή ομίχλη αργά στη νύχτα
≈ 0	πιθανή ομίχλη κομμάτια patches την αυγή
-0,5 έως -1,5	πιθανή ομίχλη κομμάτια patches στις ευαίσθητες περιοχές
≤ -2	δεν αναμένεται ομίχλη

(Πηγή: The Met Office College course notes (3).)

3.4.1 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΟΜΙΧΛΗΣ (Μέθοδος Saunders)

(α) Βασική διαδικασία κατασκευής στο Τεφίγραμμα:

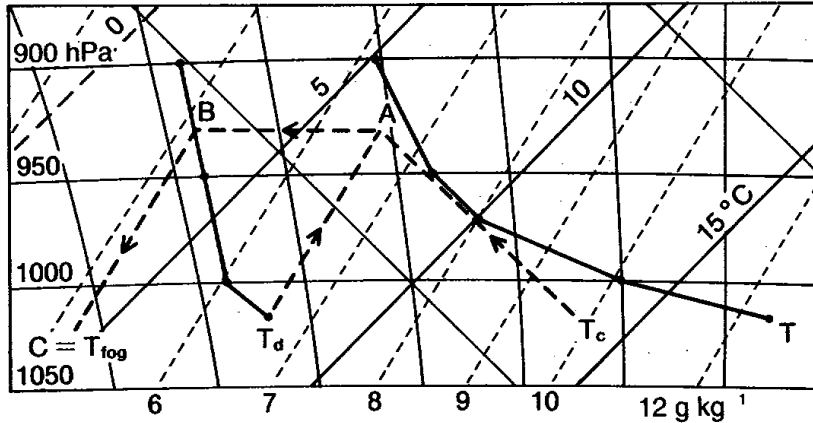
- Επιλέγουμε μια αντιπροσωπευτική ραδιοβόλιση (συνήθως της 1200 UTC) και κατασκευάζουμε τις καμπύλες θερμοκρασίας (T) και θερμοκρασίας σημείου δρόσου (T_d) (βλέπε Σχήμα 3.2, Περίπτωση 1).
- Φέρουμε την ισοβαρή που αντιστοιχεί στην επιφάνεια του σταθμού (QFE).
- Στην ισοβαρή αυτή σημειώνουμε την παρατηρηθείσα μέγιστη θερμοκρασία και την θερμοκρασία σημείου δρόσου της ώρας αυτής και από αυτές τις θερμοκρασίες κατασκευάζουμε την στάθμη συμύκνωσης LCL.
- Από το LCL (σημείο A) φέρουμε παράλληλο προς τις ισοβαρείς που τέμνει την καμπύλη της T_d στο σημείο B.
- Από το σημείο B κατεβαίνουμε με την ισούγρη έως την επιφάνεια (σημείο C) και η θερμοκρασία του σημείου αυτού αντιστοιχεί στην θερμοκρασία σχηματισμού ομίχλης T_{fog} .

Αν τις επόμενες ώρες δεν αναμένεται να αλλάξει σημαντικά η δομή της ατμόσφαιρας στην περιοχή αλλά προβλέπεται πτώση της θερμοκρασίας στην τιμή της T_{fog} , με βάση την μέθοδο αυτή προβλέπεται σχηματισμός ομίχλης την ώρα που θα σημειωθεί η T_{fog} .

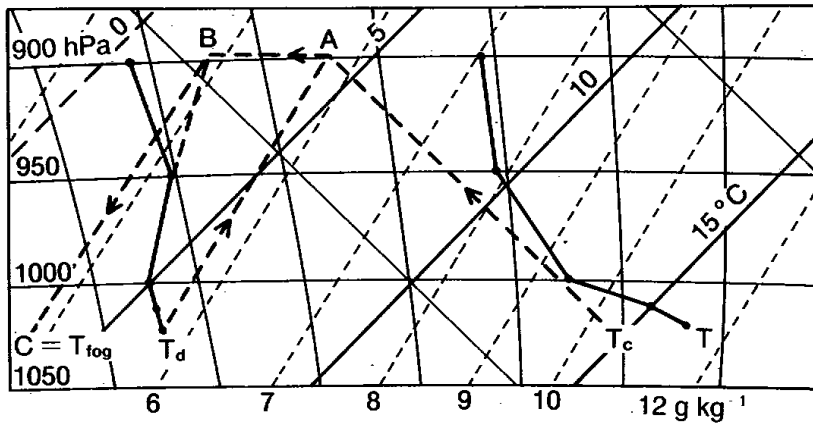
(β) Παραδείγματα τροποποίησης της βασικής διαδικασίας υπολογισμού της θερμοκρασίας σχηματισμού ομίχλης T_{fog} σε διάφορες συνθήκες θερμοκρασίας και υγρασίας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας δείχνονται στο Σχήμα 3.2. Στις Περιπτώσεις 1 και 2, αν η βαθμίδα της T είναι υπεραδιαβατική, αντί αυτής χρησιμοποιείται η T_c και το LCL (σημείο A) δείχνεται με τις γραμμές με τα βέλη από το T_c και T_d .

Σημειώνεται ότι:

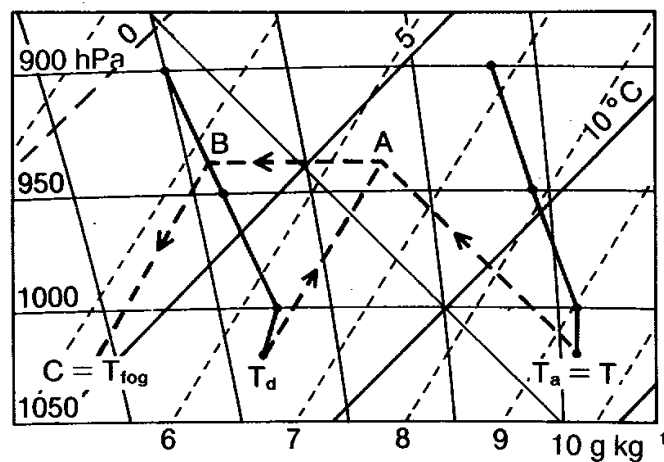
- αν μία αναστροφή κατολίσθησης φέρει ξηρό αέρα κοντά στο έδαφος και συγκεκριμένα σε στρώμα πάχους 30 hPa πάνω αυτό, ως θερμοκρασία σχηματισμού ομίχλης (T_{fog}) χρησιμοποιείται η θερμοκρασία σημείου δρόσου (T_d).
- αν το απόγευμα βρέχει και το έδαφος στην συνέχεια παραμένει υγρό, η θερμοκρασία σχηματισμού ομίχλης (T_{fog}) είναι δυνατόν να είναι υψηλότερη από την εκτιμηθείσα τιμή. Το ίδιο συμβαίνει αν αργά το απόγευμα έχει επικρατήσει θαλάσσια αύρα, και η υγρασία στην περιοχή είναι αυξημένη.



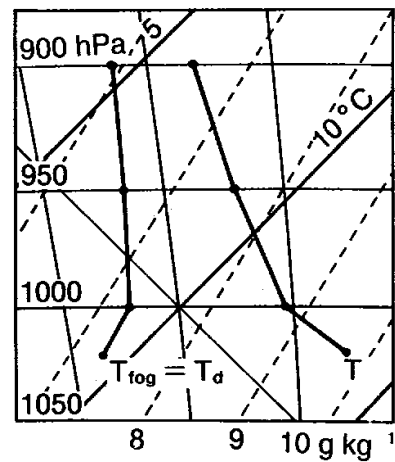
Περίπτωση 1.



Περίπτωση 2.



Περίπτωση 3α.



Περίπτωση 3β.

Σχήμα 3.2 Εκτίμηση της αναμενόμενης θερμοκρασία ομίχλης με την μέθοδο Saunders με την βοήθεια μεσημεριανού Τεφιγράμματος σε διάφορες συνθήκες θερμοκρασίας και υγρασίας. **Περίπτωση 1:** Η βαθμίδα της T_d είναι σταθερή, εκτός από το στρώμα κοντά στην επιφάνεια όπου η T_d στην επιφάνεια βρίσκεται πάνω ή δεξιά της προς τα κάτω προέκτασης του ανωτέρου τμήματος της καμπύλης της T_d . **Περίπτωση 2:** Η βαθμίδα της T_d αυξάνει καθ' ύψος. Το σημείο B βρίσκεται προεκτείνοντας προς τα πάνω το τμήμα της καμπύλης T_d στο οποίο η βαθμίδα αυξάνει. **Περίπτωση 3:** Το ίχνος της T_d στην επιφάνεια βρίσκεται αριστερά της προς τα κάτω προέκτασης του ανωτέρου τμήματος της βαθμίδας της T_d : (αριστερά) αν η βαθμίδα της T στο κατώτερο τμήμα είναι μικρότερη της υπεραδιαβατικής, ακολουθείται η διαδικασία της Περίπτωσης 1 και (δεξιά) αν η βαθμίδα θερμοκρασίας στο κατώτερο τμήμα είναι ίση ή μεγαλύτερη της υπεραδιαβατικής, δεν υπολογίζεται το LCL και η θερμοκρασία ομίχλης T_{fog} είναι ίση με την T_d . (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

3.4.2 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΟΜΙΧΛΗΣ

(Μέθοδος Craddock and Pritchard)

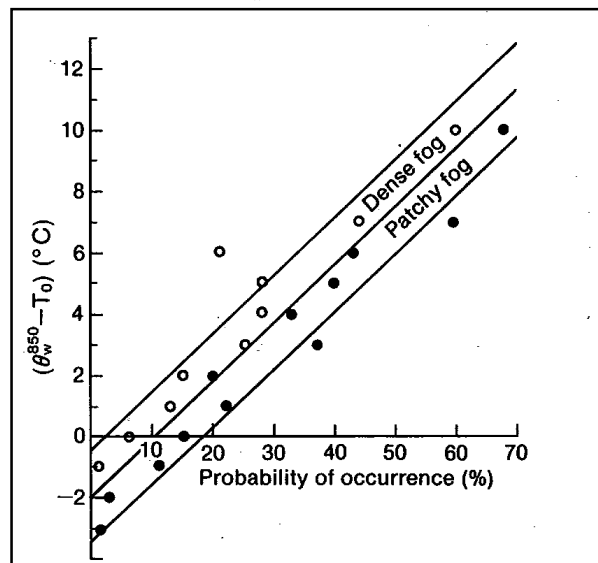
Στην Μεγάλη Βρετανία εφαρμόζεται ο τύπος: $T_f = 0,044 \cdot T_{12} + 0,844 \cdot T_{d12} - 0,55 + A$

όπου T_{12} η θερμοκρασία στις 1200 UTC, T_{d12} η θερμοκρασία σημείου δρόσου της ίδιας ώρας και A μεταβλητή που εκφράζεται σε °C και εξαρτάται από την νέφωση και τον γεωστροφικό άνεμο.

Ειδικότερα, η μεταβλητή A εξαρτάται από τις μέσες προβλεπόμενες τιμές νέφωσης και γεωστροφικού ανέμου των ωρών 1800, 0000 και 0600 UTC.

3.4.3 ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΟΜΙΧΛΗΣ ΚΑΙ θ_w^{850}

Η δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850 hPa (θ_w^{850}) είναι χρήσιμη για την ανίχνευση των αερίων μαζών. Η πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης αυξάνεται όσο η διαφορά της επιφανειακής θερμοκρασίας από την θ_w^{850} αυξάνεται (Σχήμα 3.3).



Σχήμα 3.3 Η πιθανότητα για τον σχηματισμό ομίχλης σε σχέση με την διαφορά της θερμοκρασίας στην επιφάνεια (T_0) και της δυνητικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στα 850 hPa (θ_w^{850}). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Παράδειγμα: Αν η προβλεπόμενη επιφανειακή θερμοκρασία (T_0) κάποια χρονική στιγμή είναι κατά 2 βαθμούς μικρότερη της θ_w^{850} , η πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης είναι περίπου 15%. Αν όμως η T_0 είναι κατά 7 βαθμούς μικρότερη της θ_w^{850} , η πιθανότητα εμφάνισης πυκνής ομίχλης αυξάνεται στο 45%.

3.4.4 FOG STABILITY INDEX

Στην βιβλιογραφία αναφέρεται και ο Fog Stability Index (FSI) που δίνεται από τον τύπο (Vasquez, 2006):

$$FSI = 4 \cdot T_{sfc} - 2 \cdot (T_{850} + T_{dsfc}) + W_{850}$$

όπου T η θερμοκρασία, T_d η θερμοκρασία σημείου δρόσου (°C) στην επιφάνεια, και T_{850} η θερμοκρασία και W_{850} η ένταση του ανέμου (σε kn) στην στάθμη των 850 hPa. Πρέπει δε να χρησιμοποιείται η πιο κοντινή ραδιοβόλιση στην ώρα σχηματισμού της ομίχλης.

Αν $FSI > 55$ έχουμε μικρή πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης.

Αν $FSI < 31$ έχουμε μεγάλη πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης.

3.5 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΔΙΑΛΥΣΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

3.5.1 ΔΙΑΛΥΣΗ ΟΜΙΧΛΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

Ο χρόνος διάλυσης της ομίχλης ακτινοβολίας εξαρτάται από το πάχος της ομίχλης και της διαθέσιμης ηλιακής ακτινοβολίας σε ένα συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος σε μια χρονική στιγμή του έτους. Το πάχος της ομίχλης πρέπει να είναι γνωστό ή να εκτιμάται μαζί με την θερμοκρασία διάλυσης της ομίχλης.

Όμως, θα πρέπει να δίνεται προσοχή στην εφαρμογή των τεχνικών διάλυσης της ομίχλης με την βοήθεια της ακτινοβολίας διότι το φαινόμενο μπορεί να συνδυάζεται και με άλλους παράγοντες (π.χ. μεταφορά, ανολίσθηση) και τελικά το αποτέλεσμα δεν θα είναι το επιθυμητό.

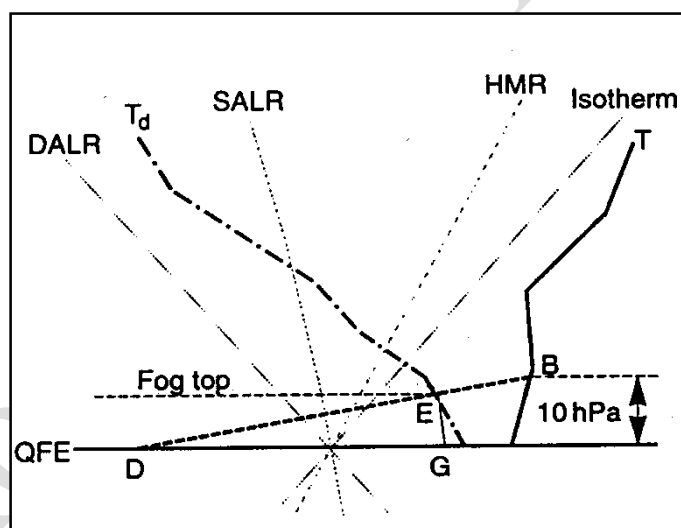
(α) *Εκτίμηση της κορυφής της ομίχλης*

- Οπτική εκτίμηση: Αν ο ουρανός είναι ορατός, το πάχος της ομίχλης είναι πιθανόν να είναι περίπου 5 hPa σε περιπτώσεις πυκνής ομίχλης και 10 hPa σε περιπτώσεις αραιής ομίχλης.
- Αν την αυγή ο ουρανός αποκρύπτεται και δεν υπάρχουν για την περιοχή στοιχεία ανώτερης ατμόσφαιρας, οι πιο αντιπροσωπευτικές ραδιοβολίσεις για την συγκεκριμένη περιοχή (συνήθως αυτή της 0000 UTC) θα πρέπει να τροποποιούνται σε ότι αφορά την μεταβολή της θερμοκρασίας στις 0000 UTC και την ώρα που σημειώνεται η ελάχιστη.

(β) *Τροποποίηση της κατακόρυφης δομής της θερμοκρασίας σε ένα Τεφίγραμμα και εκτίμηση της θερμοκρασίας διάλυσης της ομίχλης*

Περίπτωση 1: ομίχλη την αυγή και ουρανός ορατός

Η διαδικασία τροποποίησης φαίνεται στο Σχήμα 3.4. Το πάχος αναστροφής θεωρείται 10 hPa.



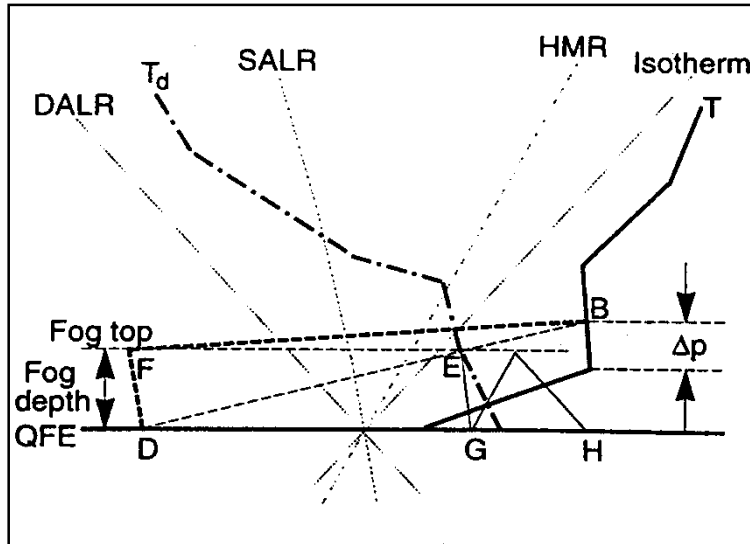
Σχήμα 3.4 Τροποποίηση της κατακόρυφης δομής της θερμοκρασίας και εκτίμηση της θερμοκρασίας διάλυσης ομίχλης. **Περίπτωση 1:** ομίχλη την αυγή και ουρανός ορατός. (Πηγή: The Met Office College course notes (3).)

- Επιλέγουμε μια αντιπροσωπευτική ραδιοβόλιση (συνήθως της 0000 UTC) και κατασκευάζουμε τις καμπύλες θερμοκρασίας (T) και θερμοκρασίας σημείου δρόσου (Td).
- Φέρουμε την ισοβαρή που αντιστοιχεί στο επίπεδο της επιφάνειας του σταθμού (QFE).
- Στην ισοβαρή αυτή σημειώνουμε την παρατηρηθείσα (ή την προγνωστική τιμή) της θερμοκρασίας την αυγή (σημείο D).
- Ενώνουμε το σημείο D με το σημείο B της αρχικής καμπύλης της θερμοκρασίας (κορυφή της αναστροφής). Η καμπύλη DBT είναι το τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας.

- Σημειώνουμε το σημείο E όπου η γραμμή DB τέμνει την καμπύλη της T_d . Από το E καταβαίνουμε με την ισούγρη έως την επιφάνεια (σημείο G). Η θερμοκρασία του σημείου αυτού αντιστοιχεί στην θερμοκρασία διάλυσης της ομίχλης.

Περίπτωση 2: ομίχλη την αυγή, ουρανός αόρατος και αναστροφή θερμοκρασίας

Η διαδικασία τροποποίησης φαίνεται στο Σχήμα 3.5.



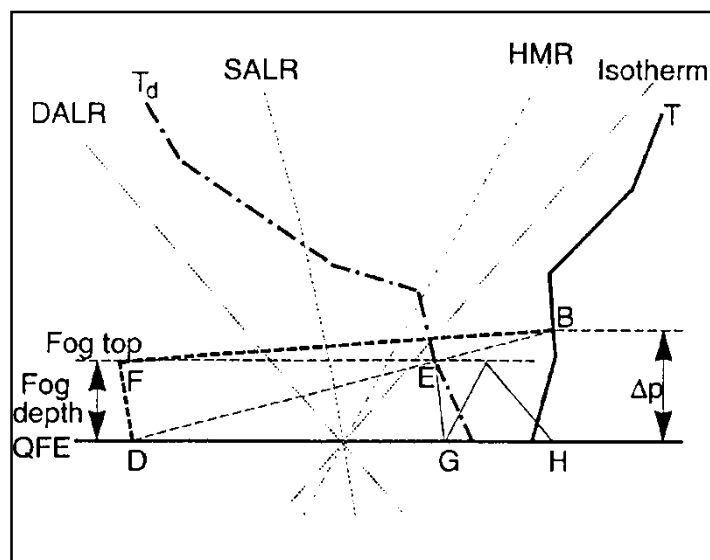
Σχήμα 3.5 Τροποποίηση της κατακόρυφης δομής της θερμοκρασίας και εκτίμηση της θερμοκρασίας διάλυσης ομίχλης. **Περίπτωση 2:** ομίχλη την αυγή, ουρανός αόρατος και αναστροφή θερμοκρασίας. (Πηγή: The Met Office College course notes (3).)

- Επιλέγουμε μια αντιπροσωπευτική ραδιοβόλιση (συνήθως της 0000 UTC) και κατασκευάζουμε τις καμπύλες θερμοκρασίας (T) και θερμοκρασίας σημείου δρόσου (T_d).
- Φέρουμε την ισοβαρή που αντιστοιχεί στο επίπεδο της επιφάνειας του σταθμού (QFE).
- Στην ισοβαρή αυτή σημειώνουμε την παρατηρηθείσα (ή την προγνωστική τιμή) της θερμοκρασίας την αυγή (σημείο D).
- Στην καμπύλη της θερμοκρασίας T και από την κορυφή της αναστροφής ανεβαίνουμε κατά Δp και σημειώνουμε το σημείο B (όπου τον χειμώνα $\Delta p=18$ hPa, το καλοκαίρι $\Delta p=6$ hPa και το φθινόπωρο και την άνοιξη $\Delta p=12$ hPa). Κατασκευάζουμε την γραμμή BD.
- Για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας της κορυφής της ομίχλης και εφ' όσον είναι διαθέσιμες οι ωριαίες παρατηρήσεις θερμοκρασίας κατά την διάρκεια της νύχτας, εντοπίζουμε την ώρα που η ομίχλη άλλαξε από «ουρανός ορατός» σε «ουρανός αόρατος» και θεωρούμε την θερμοκρασία της παρατήρησης της ώρας αυτής ως την θερμοκρασία κορυφής της ομίχλης.
- Από το σημείο D φέρνουμε την SALR μέχρι το σημείο F στο οποίο η θερμοκρασία είναι ίση με αυτή της κορυφής της ομίχλης. Η καμπύλη DFBT είναι το τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας.
- Εναλλακτικά αν δεν είναι διαθέσιμες οι ωριαίες παρατηρήσεις κατά την διάρκεια της νύχτας, η κορυφή της ομίχλης μπορεί να εκτιμηθεί προεκτείνοντας προς τα κάτω την καμπύλη της T_d μέχρι να τμήσει την γραμμή DB στο σημείο E. Από το σημείο D φέρνουμε την SALR μέχρι το σημείο F που βρίσκεται στο ίδιο επίπεδο με το σημείο E. Η καμπύλη DFBT είναι το τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας.
- Η θερμοκρασία διάλυσης της ομίχλης (σημείο G) προσδιορίζεται όπως στην Περίπτωση 1 και το πάχος της ομίχλης σε hPa είναι το DF.

- Επειδή συχνά η ομίχλη ανυψώνεται σε νέφη Stratus, η θερμοκρασία διάλυσης των νεφών αυτών προσδιορίζεται φέροντας από το σημείο G την ισούγρη HMR μέχρι το επίπεδο του σημείου E και στην συνέχεια κατεβαίνουμε με την DALR μέχρι το επίπεδο του σταθμού στο σημείο H. Τα νέφη Stratus θα διαλυθούν όταν η επιφανειακή θερμοκρασία φτάσει την τιμή που αντιστοιχεί στο σημείο H.

Περίπτωση 3: ομίχλη την αυγή, ουρανός αόρατος χωρίς σαφή αναστροφή θερμοκρασίας

Η διαδικασία τροποποίησης (Σχήμα 3.6) είναι η ίδια με αυτή της Περίπτωσης 2. Απλά, το σημείο B καθορίζεται αφαιρώντας από την ισοβαρή γραμμή της επιφάνειας $\Delta p=30$ hPa το καλοκαίρι, $\Delta p=35$ hPa το φθινόπωρο και την άνοιξη και $\Delta p=40$ hPa τον χειμώνα.



Σχήμα 3.6 Τροποποίηση της κατακόρυφης δομής της θερμοκρασίας και εκτίμηση της θερμοκρασίας διάλυσης ομίχλης. **Περίπτωση 3:** ομίχλη την αυγή, ουρανός αόρατος χωρίς αναστροφή θερμοκρασίας. (Πηγή: The Met Office College course notes (3).)

(γ) *Πρόγνωση της διάλυσης της ομίχλης με την βοήθεια του ποσού της ηλιακής ακτινοβολίας*

Χρησιμοποιώντας την θερμοκρασία της επιφάνειας την αυγή, την θερμοκρασία διάλυσης της ομίχλης και το πάχος της ομίχλης την αυγή, μπορούμε να υπολογίσουμε την ώρα διάλυσης της ομίχλης, όταν είναι επιπλέον γνωστό το ποσό της ολικής ενέργειας (ηλιακή ακτινοβολία) που απαιτείται για την θέρμανση του κορεσμένου αέρα. Το ποσό της ολικής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης σε οριζόντιο επίπεδο με αίθριο ουρανό, είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους, του μήνα του έτους και της ώρας της ημέρας. Η εργασία αυτή συνήθως γίνεται με την βοήθεια διαγραμμάτων.

Για την περιοχή της Αθήνας, ο Μπασιάκος (1988) υπολόγισε το ποσό της ολικής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια της γης σε οριζόντιο επίπεδο με αίθριο ουρανό ανά μήνα και ανά ώρα. Μετατρέποντας το ποσό αυτό σε εμβαδόν Τεπιγράμματος και συσχετίζοντας το με την διαδικασία σχηματισμού και διάλυσης της ομίχλης ακτινοβολίας, δημιούργησε διάγραμμα για τον χρόνο διάλυσης της ομίχλης.

3.5.2 ΔΙΑΛΥΣΗ ΟΜΙΧΛΗΣ ΧΩΡΙΣ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

Η ομίχλη ακτινοβολίας χωρίς την βοήθεια της ηλιακής ακτινοβολίας διαλύεται με τους εξής μηχανισμούς:

- (α) Κάλυψη της περιοχής από νέφη που συχνά σταματούν ή αντιστρέφουν την διαδικασία της ψύξης με ακτινοβολία που απαιτείται για την διατήρηση της ομίχλης. Τα νέφη που επιδρούν περισσότερο στην διάλυση της ομίχλης σε αυτή την περίπτωση είναι τα χαμηλά νέφη. Ο τρόπος

αυτός είναι ο γρηγορότερος και πιο αποτελεσματικός για την διάλυση της ομίχλης και όσο χαμηλότερο είναι το νεφικό στρώμα τόσο πιο αποτελεσματικά συντελείται η διάλυση.

(β) Ενίσχυση του ανέμου, η ένταση του οποίου εξαρτάται από την ευστάθεια του αέρα και την τοπογραφία. Σε γενικές γραμμές απαιτείται:

- 15 – 20 kn σε επίπεδες παράκτιες περιοχές.
- 20 – 25 kn στην ενδοχώρα.
- 30 – 40 kn σε βαθιές κοιλάδες κάθετα στη ροή του ανέμου.

(γ) Οριζόντια μεταφορά ξηρού αέρα.

3.6 ΟΜΙΧΛΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

Οι γενικές συνθήκες που ευνοούν τον σχηματισμό ομίχλης μεταφοράς αναφέρονται στην Παράγραφο 3.2.2.

3.6.1 ΟΜΙΧΛΗ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

Σχεδόν όλες οι ομίχλες θάλασσας είναι ομίχλες μεταφοράς και σχηματίζονται όταν θερμός και υγρός αέρας κινείται πάνω από ψυχρότερη θάλασσα. Πάνω από ανοιχτή θάλασσα, το πάχος της ομίχλης αυξάνεται, καθώς αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου έως περίπου 15 kn, ενώ ταχύτητες ανέμου μεγαλύτερες από 15 kn ανυψώνουν την ομίχλη και δημιουργούν ένα στρώμα χαμηλών νεφών stratus ή stratocumulus.

Για την πρόγνωση της ομίχλης θάλασσας είναι απαραίτητος ένας λεπτομερής χάρτης της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας σε συνδυασμό με την κατανομή της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου του αέρα πάνω από την θάλασσα και της ροής του στα χαμηλότερα στρώματα.

Παράκτιες περιοχές επηρεάζονται συχνά από ομίχλες μεταφοράς που σχηματίστηκαν στις παρακείμενες θάλασσες.

3.6.2 ΟΜΙΧΛΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΞΗΡΑ

Για να σχηματισθεί ομίχλη μεταφοράς πάνω από την ξηρά, πρέπει η επιφάνεια του εδάφους να είναι πολύ ψυχρή είτε παγωμένη είτε καλυμμένη με χιόνι. Ειδικότερα, ομίχλη εκτεταμένη και με εμμονή παρατηρείται όταν θερμός αέρας αρχίσει να λιώνει το χιόνι.

3.6.3 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΟΜΙΧΛΗΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΤΕΡΙΑ ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΑ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΑ

Η μεταφορά της ομίχλης γίνεται με τον άνεμο. Προσοχή, όμως, άλλο ομίχλη μεταφοράς και άλλο μεταφορά ομίχλης.

Η ομίχλη ακτινοβολίας που μεταφέρεται από την ξηρά προς την θάλασσα με ένα ασθενές αεράκι, είναι πιθανόν να διανύσει σημαντική απόσταση πάνω από θερμότερα ύδατα πριν τελικά διαλυθεί.

Η ομίχλη θάλασσας σε παράκτιες περιοχές συχνά μεταφέρεται από τον άνεμο προς την ξηρά. Ειδικότερα, σε περίπτωση που αυτό συμβαίνει νύχτα είναι πιθανόν να συνδυασθεί και με ομίχλη ακτινοβολίας έχοντας ως αποτέλεσμα την ενίσχυση της ομίχλης. Κατά την διάρκεια της ημέρας, συνήθως η ομίχλη διαλύεται στην ξηρά σε στρώμα νεφών Status.

Στον Σαρωνικό Κόλπο ομίχλες σχηματίζονται συνήθως την άνοιξη, όταν θερμός και υγρός αέρας πνέει πάνω από την θαλάσσια αυτή περιοχή. Η ομίχλη αυτή μεταφερόμενη με νότιο ρεύμα μερικές φορές καλύπτει τα νότια προάστια της Αθήνας και τον Πειραιά και σπανιότατα ολόκληρη την πόλη.

3.7 ΟΜΙΧΛΕΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ (ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΜΕΛΕΤΕΣ)

(α) Στην Αθήνα το φαινόμενο της ομίχλης είναι σπανιότατο. Ο Αιγινήτης αναφέρει ότι ο αριθμός ημερών ομίχλης κυμαίνεται μεταξύ 1 και 3 ημερών ετησίως.

Από το κλιματικό αρχείο της ΕΜΥ της περιόδου 1955-1997 φαίνεται ότι ο μέσος όρος ημερών ομίχλης είναι:

- Νέα Φιλαδέλφεια: 0,30 ημέρες ετησίως.
- Ελληνικό: 0,40 ημέρες ετησίως.
- Τατόι: 2,90 ημέρες ετησίως .

(β) Σε άλλες περιοχές της χώρας ο μέσος ετήσιος αριθμός ημερών ομίχλης είναι πολύ μεγαλύτερος. Στην Λάρισα φθάνει τις 44,6 ημέρες και στο α/δ «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης στις 21,9 ημέρες.

(γ) Η ομίχλη στο α/δ «Μακεδονία» δημιουργεί σοβαρά προβλήματα στις απο/προσγειώσεις των αεροσκαφών. Στην εργασία του Σγούρου (1990) με θέμα τις συνθήκες περιορισμένης ορατότητας στο α/δ «Μακεδονία» τους μήνες Μάρτιο, Απρίλιο και Μάιο βρέθηκε ότι τις πρωινές ώρες αναμένεται ορατότητα μικρότερη από 5 km όταν επικρατούν οι παρακάτω συνθήκες:

- $T - T_d \leq 1^\circ$ (στις 0000 UTC).
- αίθριος ή σχεδόν αίθριος ουρανός (στις 0000 UTC και το πρωί).
- επιφανειακός άνεμος άπνοια ή έντασης έως 6 kn με διεύθυνση από 090° - 180° και σπανιότατα ΒΔ έως 5 kn.

Η πιθανότητα με τις παραπάνω συνθήκες η ορατότητα να πέσει κάτω από 1 km είναι 25%.

(δ) Μελέτη επίσης έχει γίνει για την εμφάνιση ομίχλης στο αεροδρόμιο της Τανάγρας (Χαραντώνης και Φωτιάδης, 2002).

Γενικά, για την πρόγνωση ομίχλης ο Μετεωρολόγος - Προγνώστης θα πρέπει να λαμβάνει υπόψη και την συνοπτική κατάσταση τόσο στην επιφάνεια όσο και στα 500 hPa.

3.8 ΞΗΡΑ ΑΧΛΥΣ

Η *ξηρά αχλύς (haze)* οφείλεται στην αυξημένη συγκέντρωση υγροσκοπικών ή/και μη-υγροσκοπικών πυρήνων σε συνδυασμό με την υγρασία της ατμόσφαιρας. Ιδιαίτερα σημαντική στην μεταβολή της ορατότητας είναι η επίδραση των σωματιδίων όταν η σχετική υγρασία ξεπερνά το 60% διότι αλλάζει το μέγεθός τους. Επίσης, τα αιωρούμενα μεγάλα αερολύματα προκαλούν μεγαλύτερη διάχυση φωτός ευνοώντας την σκέδασή του με αποτέλεσμα η γωνία του ήλιου σε σχέση με τον παρατηρητή να επηρεάζει την φαινόμενη ορατότητα. Τα σωματίδια της ξηρής αχλύς είναι δυνατόν να προέρχονται από:

(α) *Βιομηχανική ή αστική ρύπανση.* Η γνώση των τοπικών πηγών ατμοσφαιρικής ρύπανσης είναι σημαντική ώστε να είναι δυνατή η πρόβλεψη της επίδρασης τους στην ορατότητα ανάλογα με τον άνεμο και τις συνθήκες ευστάθειας. Η βιομηχανική ή/και αστική ρύπανση μπορεί να αυξηθεί από φωτοχημικές αντιδράσεις που προκαλούνται από το φως του ήλιου και επομένως να χειροτερέψει τις απογευματινές ώρες.

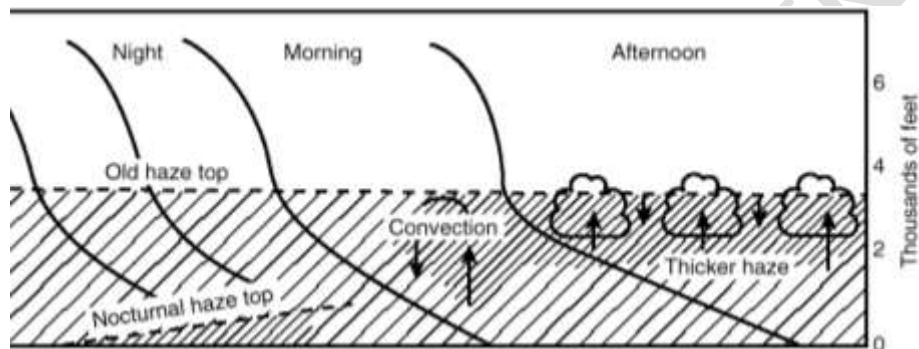
(β) *Σκόνη ή λεπτή άμμο που ανυψώνεται και μεταφέρεται λόγω ανέμου.* Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί για την Ελλάδα η μεταφορά σωματιδίων από την έρημο Σαχάρα της Βόρειας Αφρικής με τη βοήθεια ισχυρών νοτίων ανέμων.

(γ) *Πίτυλο που δημιουργείται σε τρικυμιώδη θάλασσα και μεταφέρεται προς την ξηρά με ισχυρούς ανέμους.*

Η ημερήσια μεταβολή της ξηράς αχλύος είναι η εξής (Σχήμα 3.7):

- σχηματισμός νυχτερινής αναστροφής στα πολύ χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα.
- αύξηση της σχετικής υγρασίας λόγω ψύξης και επομένως μείωση της ορατότητας.
- μετά την ανατολή του ήλιου και λόγω θέρμανσης του εδάφους, η νυχτερινή αναστροφή διαλύεται και η παγιδευμένη αχλύς σταδιακά διασκορπίζεται σε ένα μεγαλύτερο επιφανειακό στρώμα. Η ορατότητα στην επιφάνεια αυξάνεται.
- καθώς οι ανοδικές κινήσεις συνεχίζονται, η αχλύς πυκνώνει ψηλά ενώ η ορατότητα στα χαμηλά στρώματα βελτιώνεται.
- μετά την δύση του ήλιου σχηματίζεται ξανά επιφανειακή αναστροφή και η διαδικασία επαναλαμβάνεται.

Έχοντας ένα αξιοσημείωτο ευσταθές ατμοσφαιρικό στρώμα κοντά στο έδαφος, η κορυφή της ξηρής αχλύος είναι συχνά ευδιάκριτη. Κορυφές νεφών Cu με μικρή κατακόρυφη ανάπτυξη εξέχουν πάνω από το στρώμα αχλύος (Σχήμα 3.7). Αν ο αέρας πάνω από το στρώμα αχλύος είναι υπό συνθήκη ασταθής, μπορεί να παρατηρηθούν ανεπτυγμένα Cu ή ακόμη και Cb.

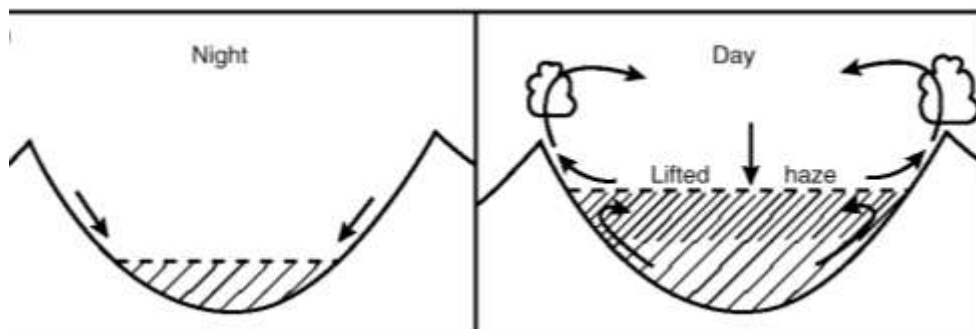


Σχήμα 3.7 Ημερήσια μεταβολή της ξηρής αχλύος σε περίπτωση εμμονής (συνθήκες άπνοιας σε ευσταθές στρώμα). Οι καμπύλες συνεχείς γραμμές είναι ενδείκτες της κατακόρυφης κατανομής θερμοκρασίας. (Πηγή: The Met. Office, 1993 και The Met Office College course notes (4).)

Επίσης, κάποια συστήματα καιρού μέσης κλίμακας επηρεάζουν σημαντικά την ημερήσια μεταβολή της αχλύος. Για παράδειγμα, στην περίπτωση κυκλοφορίας θαλάσσιας αύρας είναι συχνά εμφανής η διαφορά μεταξύ του καλά αναμεμιγμένου αέρα πάνω από την ξηρά και του ευσταθούς θαλασσινού αέρα όπου ευνοείται η παγίδευση αχλύος στα κατώτερα στρώματά του. Όταν η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας σταματήσει το βράδυ, πάνω από την περιοχή παραμένει ένα υπερυψωμένο στρώμα αχλύος.

Η επίδραση της τοπογραφίας είναι σημαντική. Σε περιοχές που περιβάλλονται από λόφους η εμφάνιση της ξηρής αχλύος μπορεί να ενισχυθεί αν υπάρξει εμμονή των ευνοϊκών ατμοσφαιρικών συνθηκών που την δημιουργούν (για παράδειγμα ισχυρές νυχτερινές αναστροφές). Σε αυτές τις περιπτώσεις η αχλύς και η ατμοσφαιρική ρύπανση παραμένουν εγκλωβισμένες στην κοιλάδα και βαθμιαία αυξάνονται (Σχήμα 3.8 αριστερά). Σε πολλές μεγάλες πόλεις που είναι χτισμένες σε λεκανοπέδια, όπως η Αθήνα και το Λος Άντζελες, παρατηρείται αύξηση της αχλύος και της ρύπανσης σε επικίνδυνα κάποιες φορές επίπεδα. Όμως, και κατά την διάρκεια της ημέρας η ανάπτυξη θερμικών ανοδικών κινήσεων στους γειτονικούς λόφους έχουν ως αποτέλεσμα καθοδικές κινήσεις στο λεκανοπέδιο που διατηρούν την αναστροφή πάνω από το στρώμα της αχλύος (Σχήμα 3.8 δεξιά).

Τέλος, ο πιο αποτελεσματικός τρόπος διάλυσης της ξηρής αχλύος και καθαρισμού της ατμόσφαιρας από τα αιωρούμενα σωματίδια είναι ο υετός και ιδιαίτερα η συνεχής βροχή, ενώ οι όμβροι, ακόμα και οι ισχυρές καταιγίδες, έχουν μικρότερο αποτέλεσμα.



Σχήμα 3.8 Ημερήσια μεταβολή της ξηρής αχλύος σε κοιλάδα ή λεκανοπέδιο: (αριστερά) σε συνθήκες ευστάθειας και ασθενών ανέμων, συνήθεις σε περιπτώσεις νυχτερινής αναστροφής και (δεξιά) σε συνθήκες θερμικών ανοδικών κινήσεων που έπονται νυχτερινής αναστροφής. (Πηγή: The Met Office College course notes (4).)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

- The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.
- The Met Office College course notes (1): *Observing Visibility*. The Met Office College, Bracknell, UK.
- The Met Office College course notes (2): *Fog*. The Met Office College, Bracknell, UK.
- The Met Office College course notes (3): *Radiation fog forecasting techniques*. The Met Office College, Bracknell, UK.
- The Met Office College course notes (4): *Visibility forecasting*. The Met Office College, Bracknell, UK.
- Vasquez, T., 2006: *Weather Forecasting Red Book*. Weather Graphics Technologies.
- Αιγινήτης, Δ., 1907-1908: *Το κλίμα της Ελλάδος*. Τομ. 1 και 2, Αθήναι.
- Μπασιάκος, Γ., 1988: *Πρόγνωση χρόνου σχηματισμού και διάλυσης της ομίχλης ακτινοβολίας*. ΕΜΥ, Αθήνα.
- Σγούρος, Δ., 1990: *Περιορισμός ορατότητας στο αεροδρόμιο «Μακεδονία»*. Διπλωματική εργασία για το μεταπτυχιακό δίπλωμα ειδίκευσης, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Χαραντώνης, Θ., και Κ. Φωτιάδης, 2002: *Γενικά περί Ομίχλης: σχηματισμός ομίχλης στο αεροδρόμιο της Τανάγρας*. ΕΜΥ, Αθήνα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ, ΟΜΒΡΟΙ ΚΑΙ ΚΑΤΑΙΓΙΔΕΣ

4.1 ΟΡΙΣΜΟΙ

(α) Θερμοβαθμίδα Περιβάλλοντος

Μία ατμόσφαιρα με πραγματική θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος (ELR) όπως προκύπτει από μία ραδιοβόλιση, μπορεί να χαρακτηριστεί σε σχέση με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (DALR) και την υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (SALR) ως:

- *απόλυτα ευσταθής*: (*absolute stable*) αν $ELR < SALR < DALR$, δηλαδή αν η ELR βρίσκεται δεξιότερα της SALR.
- *απόλυτη ασταθής*: (*absolute unstable*) αν $ELR > SALR > DALR$, δηλαδή αν η ELR βρίσκεται αριστερότερα της DALR.
- *ασταθής υπό συνθήκες*: (*conditional unstable*) αν $SALR < ELR < DALR$, δηλαδή αν η ELR βρίσκεται ανάμεσα των SALR και DALR.

(β) Στάθμες Συμπύκνωσης

Στάθμη Συμπύκνωσης λόγω Μηχανικής Ανύψωσης – LCL (Lifting Condensation Level) καθορίζεται εκείνη η στάθμη στην οποία δείγμα ακόρεστου αέρα που ανυψώνεται μηχανικά λόγω σύγκλισης ή ορογραφικού αιτίου, ψύχεται λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης μέχρι να επέλθει συμπύκνωση. Το ανερχόμενο δείγμα μέχρι την στάθμη LCL ψύχεται με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (DALR) και στην συνέχεια με την υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (SALR). Το LCL καθορίζει την βάση των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης που θα σχηματισθούν λόγω μηχανικής ανύψωσης και στο Τεφίγραμμα κατασκευάζεται φέρνοντας από την θερμοκρασία επιφάνειας (T) παράλληλη προς τις ξηροαδιαβατικές και από την θερμοκρασία σημείου δρόσου επιφάνειας (T_d) παράλληλη προς τις ισούγρες. Το σημείο τομής ονομάζεται LCL ή σημείο Normand.

Στάθμη Συμπύκνωσης λόγω Κατακόρυφης Μεταφοράς από Θερμικά Αίτια – CCL (Convective Condensation Level) καθορίζεται εκείνη η στάθμη στην οποία δείγμα ακόρεστου αέρα, κατακόρυφα μεταφερόμενου προς τα πάνω λόγω επαρκούς θέρμανσης, θα αρχίσει να συμπυκνώνει τους υδρατμούς του σχηματίζοντας νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης από θερμικά αίτια. Από το CCL το δείγμα θα συνεχίσει την άνοδό του με την υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (SALR). Το CCL καθορίζει την βάση των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης που θα σχηματισθούν λόγω θερμικών αιτίων και στο Τεφίγραμμα κατασκευάζεται φέρνοντας από την θερμοκρασία σημείου δρόσου επιφάνειας (T_d) παράλληλη προς τις ισούγρες μέχρι να τμήσει την καμπύλη θερμοκρασίας.

Στην Παράγραφο 4.2.2 περιγράφεται η μέθοδος με την οποία μπορούμε να τροποποιήσουμε την κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας σημείου δρόσου T_d ώστε να είναι αντιπροσωπευτική των συνθηκών που θα επικρατήσουν αργότερα κατά την διάρκεια του μεσημεριού.

(γ) Λανθάνουσα Αστάθεια και Υπό Συνθήκες Αστάθεια

Η Λανθάνουσα Αστάθεια (Latent Instability) χαρακτηρίζει ένα προφίλ της ατμόσφαιρας στο οποίο δείγμα ακόρεστου αέρα αρχικά ευσταθές εξαναγκάζεται σε ανύψωση λόγω μηχανικού ή θερμικού αιτίου είναι δυνατόν να καταστεί θερμότερο του περιβάλλοντος και συνεπώς ασταθές και να συνεχίσει να ανέρχεται μόνο του. Συχνά λανθάνουσα αστάθεια στην ατμόσφαιρα παρατηρείται το βράδυ, όπου η θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος ELR είναι ευσταθής κοντά στο έδαφος και ασταθής ψηλότερα. Στις περιπτώσεις αυτές, δεν υπάρχει κατακόρυφη μεταφορά την ώρα της ραδιοβόλισης, αλλά αυτή εμφανίζεται αργότερα κατά την διάρκεια της ημέρας ως αποτέλεσμα της ηλιακής θέρμανσης.

Η *Υπό Συνθήκες Αστάθεια (Conditional Instability)* αναφέρεται σε συγκεκριμένο στρώμα αέρα, όπου η θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος βρίσκεται ανάμεσα στην ξηρή και την υγρή αδιαβατική (δηλαδή SALR < ELR < DALR).

(δ) *Δυναμική ή δυναμική αστάθεια (potential instability)*

Η Δυναμική αστάθεια η οποία αναφέρεται στην αστάθεια ή ευστάθεια ενός στρώματος της ατμόσφαιρας, το οποίο ανυψώνεται σαν σύνολο μέχρι να γίνει κορεσμένο χωρίς να μεταβληθεί το πάχος του. Συγκεκριμένα, ένα ευσταθές στρώμα με μία δεδομένη κατακόρυφη δομή θερμοκρασίας και υγρασίας είναι δυνατόν να καταστεί ασταθές αν εξαναγκασθεί σε άνοδο (λόγω ορογραφίας ή δυναμικών αιτίων).

Δυναμική αστάθεια σε ένα στρώμα αέρα παρατηρείται όταν η δυναμική θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου θ_w ή η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία θ_e ελαττώνεται με το ύψος μέσα στο στρώμα αυτό, δηλαδή όταν:

$$d\theta_w / dz < 0 \quad \text{ή} \quad d\theta_e / dz < 0$$

Στρώματα με πιθανή δυναμική αστάθεια είναι αυτά που έχουν περισσότερη υγρασία στην βάση από ότι στην κορυφή, δηλαδή η βάση συμπυκνώνεται νωρίτερα από την κορυφή.

4.2 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΝΕΦΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ - ΓΕΝΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ

4.2.1 ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ ΣΤΟ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ

Στο Σχήμα 4.1 περιγράφεται η γενική μέθοδος που χρησιμοποιείται για την πρόγνωση των νεφών Cumulus κατά την διάρκεια της ημέρας με τα στοιχεία ραδιοβόλισης πριν την αυγή (συνήθως με τα στοιχεία της ραδιοβόλισης της ώρας 0000 UTC).

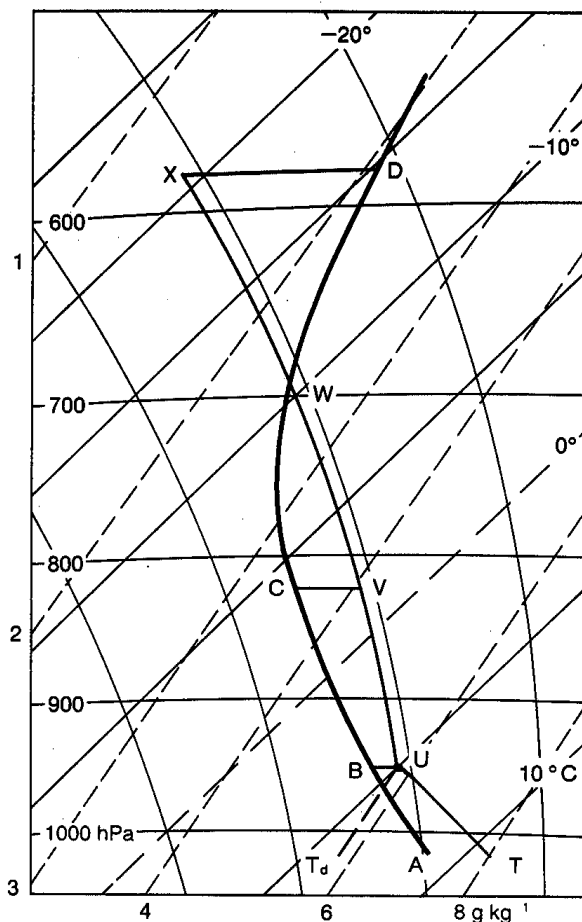
- ABCD είναι η καμπύλη της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος (ELR).
- T και T_d είναι οι αναμενόμενες θερμοκρασίες αέρα και σημείου δρόσου στην επιφάνεια ως αποτέλεσμα της ημερήσιας θέρμανσης (βλέπε Παράγραφο 4.2.2 για τον τρόπο εκτίμησης).
- BU είναι η στάθμη συμπύκνωσης (LCL ή CCL).
- CV είναι το επίπεδο εκείνο στο οποίο η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος ελαττώνεται και γίνεται μικρότερη της υγρής κορεσμένης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας.

(α) *Η μέθοδος του δείγματος (parcel method)*

Η μέθοδος αυτή υποθέτει ότι ένα ακόρεστο δείγμα αέρα αμελητέας μάζας, θερμαινόμενο στην επιφάνεια, γίνεται ασταθές και αρχίζει να ανέρχεται σε ένα περιβάλλον χωρίς αναταράξεις ή ανάμιξη μέχρι να φθάσει σε ένα επίπεδο όπου δεν είναι πλέον θερμότερο από το περιβάλλον του.

Στο Σχήμα 4.1 η καμπύλη που ακολουθεί το δείγμα κατά την άνοδό του είναι η TUVWX. Στην επιφάνεια το δείγμα είναι θερμότερο (σημείο T) από το περιβάλλον του (σημείο A) και ανέρχεται. Από το σημείο T έως το σημείο U το δείγμα είναι ακόρεστο και η θερμοκρασία του ελαττώνεται με την DALR, ενώ από το σημείο U έως το σημείο W το δείγμα είναι κορεσμένο, εξακολουθεί να είναι θερμότερο από το περιβάλλον αλλά η θερμοκρασία του ελαττώνεται με SALR. Το σημείο U είναι η στάθμη συμπύκνωσης και η βάση του νέφους. Στο σημείο W (*Στάθμη Ελεύθερης Ισορροπίας - Equilibrium Level*) το δείγμα έχει θερμοκρασία ίση με αυτή του περιβάλλοντος και το δείγμα δεν είναι πλέον ασταθές.

Οι περισσότερες κορυφές των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης βρίσκονται περίπου στο επίπεδο W, αλλά είναι πιθανόν η άνοδος του δείγματος να συνεχισθεί και πάνω από το σημείο W. Σε ακραίες περιπτώσεις πολύ ακμαίων νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης είναι δυνατόν οι κορυφές τους να φθάσουν μέχρι το σημείο X (*Overshooting Level*), το οποίο καθορίζεται ως το επίπεδο όπου το «αρνητικό εμβαδόν» XDWX να ισούται με το «θετικό εμβαδόν» WVTACW.



Σχήμα 4.1 Κατασκευή Τεφιγράμματος για την εκτίμηση της βάσης και των κορυφών νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή στην παραπάνω περιγραφή της διαδικασίας υπολογισμού του θετικού εμβαδού. Οι θερμοκρασίες στην επιφάνεια T και T_d είναι προγνωστικές και επειδή είναι θερμότερες από την ELR, το εμβαδόν της περιοχής TUBAT είναι θετικό.

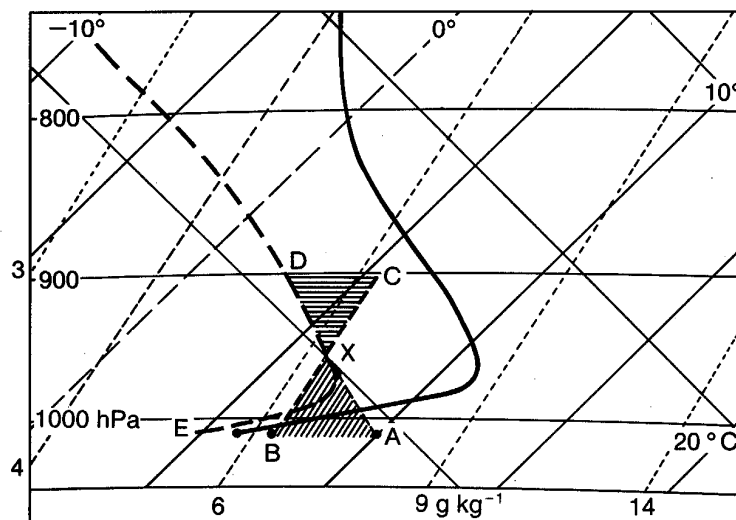
(β) Η μέθοδος της φέτας (slice method)

Η μέθοδος αυτή, σε αντίθεση με την μέθοδο του δείγματος, υποθέτει ότι κατά την διάρκεια της ανόδου του δείγματος ή ρεύματος αέρα υπάρχουν αντισταθμιστικές καθοδικές κινήσεις στον περιβάλλοντα αέρα. Αυτές οι αντισταθμιστικές καθοδικές κινήσεις οδηγούν σε αδιαβατική θέρμανση του περιβάλλοντα αέρα με αποτέλεσμα να περιορίζεται η θέρμανση του ανερχόμενου αέρα και συνεπώς η άνοδος να περιορίζεται σε επίπεδα χαμηλότερα σε σχέση με αυτά που προβλέπονται με την μέθοδο του δείγματος. Το επίπεδο στο οποίο βρίσκεται το σημείο C στο Σχήμα 4.1, όπου η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος γίνεται μικρότερη από την υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα SALR, είναι η κορυφή για τα περισσότερα νέφη Cumulus, σύμφωνα με την μέθοδο αυτή.

4.2.2 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΗΜΕΙΟΥ ΔΡΟΣΟΥ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ

Ο καθορισμός των κατακόρυφων δομών θερμοκρασίας και υγρασίας ενός περιβάλλοντος αντιπροσωπευτικού των συνθηκών που θα επικρατήσουν αργότερα κατά την διάρκεια της ημέρας, σε σχέση με τις αυτές που παρέχονται από τις ραδιοβολίσεις στις 0000 UTC δεν είναι εύκολος, διότι είναι πιθανή η τροποποίησή τους λόγω αιτίων συνοπτικής ή μέσης κλίμακας. Επίσης είναι πιθανή η διαφοροποίηση του ποσού υγρασίας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

Στο Σχήμα 4.2 με την βοήθεια του Τεφιγράμματος δείχνεται η διαδικασία που ακολουθείται για την εκτίμηση της επιφανειακής θερμοκρασίας σημείου δρόσου T_d κατά την διάρκεια του μεσημεριού σε σχέση με αυτή της ραδιοβόλισης 0000 UTC.



Σχήμα 4.2 Κατασκευή Τεφιγράμματος για την εκτίμηση αντιπροσωπευτικής τιμής της θερμοκρασίας σημείου δρόσου στην επιφάνεια κατά την διάρκεια του μεσημεριού. Η μέθοδος περιγράφεται αναλυτικά στο κείμενο. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(α) Η συνεχής έντονη γραμμή είναι η κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας περιβάλλοντος T και η διακεκομμένη έντονη γραμμή η κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας σημείου δρόσου T_d . Η μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει η θερμοκρασία σημείου δρόσου T_d στην επιφάνεια κατά την διάρκεια της ημέρας βρίσκεται επεκτείνοντας προς τα κάτω μέχρι την επιφάνεια (σημείο A) το τμήμα DX της καμπύλης T_d που δεν έχει επηρεασθεί από την νυχτερινή ψύξη λόγω ακτινοβολίας. Αυτή η μέγιστη τιμή παρατηρείται στα πρώτα στάδια σχηματισμού των νεφών Cumulus.

(β) Με την εκδήλωση της διαδικασίας έντονης κατακόρυφης μεταφοράς το μεσημέρι ή λίγο αργότερα, η αναλογία μίγματος στο οριακό στρώμα παραμένει σχεδόν σταθερή. Η εκτίμηση της τιμής της θερμοκρασίας σημείου δρόσου T_d κατά την διάρκεια του απογεύματος (σημείο B) βρίσκεται με την μέθοδο των ίσων εμβαδών φέροντας μία γραμμή (CXB) παράλληλη προς τις γραμμές ίσης αναλογίας μίγματος του Τεφιγράμματος έτσι ώστε τα εμβαδά XDCX και XBAX να είναι ίσα.

(γ) Στο συγκεκριμένο παράδειγμα θεωρείται ότι το στρώμα ανάμιξης εκτείνεται μέχρι τα 900 hPa. Στα μέσα του καλοκαιριού σαν στρώμα ανάμιξης πρέπει να θεωρείται στρώμα 150 hPa πάνω από την επιφάνεια.

Σύμφωνα με τον Πρεζεράκο (1987), συχνά η αναλογία μίγματος υπολογίζεται στο υγρό στρώμα, δηλαδή στο κατώτερο τμήμα του οριακού στρώματος από την επιφάνεια και έως εκείνη την στάθμη όπου όλες οι κατώτερες στάθμες έχουν διαφορά $T-T_d < 6^\circ \text{C}$. Αν το υγρό στρώμα δεν επεκτείνεται πάνω από τα 6000 ft, ως υγρό στρώμα λαμβάνεται όλο το στρώμα, ενώ στην αντίθετη περίπτωση ως υγρό στρώμα θεωρούνται τα πρώτα 150 hPa.

(δ) Τις ημέρες με έντονη κατακόρυφη μεταφορά λόγω υπερθέρμανσης του εδάφους και ασθενείς ανέμους παρατηρείται μεγάλη διαφορά στις τιμές της θερμοκρασίας T_d μεταξύ περιοχών που βρίσκονται στο εσωτερικό της ηπειρωτικής χώρας και περιοχών που γειτονεύουν με την θάλασσα. Στις παραθαλάσσιες περιοχές οι παρατηρούμενες τιμές της θερμοκρασίας T_d είναι πολύ μεγαλύτερες λόγω της επίδρασης του θαλασσινού αέρα.

4.3 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΗΣ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΩΝ CUMULUS

4.3.1 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ

Η τιμές της θερμοκρασίας (T) και της θερμοκρασίας σημείου δρόσου (T_d) στην επιφάνεια μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της στάθμης συμπύκνωσης.

(α) *Χοντρική προσέγγιση*

$$\text{Στάθμη_Συμπύκνωσης} = 4 \cdot (T - T_d)$$

όπου T και T_d σε °C και Στάθμη_Συμπύκνωσης σε εκατοντάδες πόδια.

(β) *Με την βοήθεια του Τεφιγράμματος*

Το θεώρημα Norman (Παράγραφος 2.7.2γ) δίνει την Στάθμη Συμπύκνωσης ως την τομή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας που περνάει το T και της ισούγρης που περνάει από το T_d . Αυτό είναι το επίπεδο BU στο Σχήμα 4.1.

4.3.2 ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΣΤΑΘΜΗΣ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ ΚΑΙ ΒΑΣΗΣ ΝΕΦΩΝ

(α) Κατά την διάρκεια της ταχύτατης ανόδου της επιφανειακής θερμοκρασίας πριν από το μεσημέρι, η βάση των νεφών Cumulus είναι κοντά στην στάθμη συμπύκνωσης.

(β) Κατά την διάρκεια του απογεύματος, που τα ανοδικά ρεύματα είναι ισχυρά, η βάση των νεφών Cumulus μπορεί να βρίσκεται 700 ft πάνω από την στάθμη συμπύκνωσης.

(γ) Μετά την ώρα που σημειώνεται η μέγιστη θερμοκρασία στην επιφάνεια, η βάση των νεφών παραμένει σχεδόν σταθερή παρά την πτώση της θερμοκρασίας.

(δ) Συχνά, ακόμη και σε μια γενικά ομογενή αέρια μάζα, είναι πιθανόν να υπάρχουν σημαντικές διαφορές στην βάση των νεφών Cumulus ακόμη σε μικρές αποστάσεις. Οι διαφορές είναι συνήθως εντονότερες κατά την διάρκεια του πρωινού όταν η αέρια μάζα δεν είναι καλά αναμιγμένη. Επίσης, διαφορές στις βάσεις νεφών είναι δυνατόν να προκύψουν και λόγω ανομοιόμορφης θέρμανσης γειτονικών περιοχών.

4.4 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΗΣ ΚΟΡΥΦΗΣ ΝΕΦΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ

4.4.1 ΠΡΩΤΕΣ ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ - ΧΡΗΣΗ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑΤΟΣ

Μια αρχική εκτίμηση της κορυφής των νεφών Cu ή Cb μπορεί να γίνει ακολουθώντας την μέθοδο που περιγράφεται στο Σχήμα 4.1. Αυτό μπορεί να οδηγήσει σε ένα ευρύ φάσμα πιθανών τιμών ανάλογα από το αν έχει ακολουθηθεί η μέθοδος του δείγματος ή η μέθοδος της φέτας.

Από το Σχήμα 4.1 εκτιμάται ότι:

- στο σημείο V είναι οι κορυφές των περισσοτέρων νεφών.
- στο σημείο W είναι οι κορυφές των πολύ ανεπτυγμένων νεφών.
- στο σημείο X μπορεί να φθάσουν οι κορυφές νεφών σε περιπτώσεις εξαιρετικά έντονων αναπτύξεων.

4.4.2 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΕΝΔΕΙΚΤΕΣ ΓΙΑ ΕΝΙΣΧΥΣΗ ή ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

Το ύψος της κορυφής των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, όπως υπολογίσθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, μπορεί να τροποποιηθεί λόγω συνοπτικής ή μέσης κλίμακας παραγόντων.

(α) *Παράγοντες αύξησης του πάχους της κατακόρυφης μεταφοράς:*

- προσέγγιση αυλώνα ή χαμηλού στα 500, 300 ή 200 hPa.
- μεταφορά θερμού και υγρού αέρα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας.
- αυλώνας ή αύξηση της κυκλωνικής καμπυλότητας στον χάρτη επιφανείας.

- νότιας διεύθυνσης αεροχειμάρρος χαμηλού ύψους προσεγγίζει έναν ανώτερο αεροχειμάρρο διεύθυνσης δυτικής ή νοτιοδυτικής.
- γραμμή σύγκλισης (π.χ. μέτωπο θαλάσσιας αύρας).
- πάνω από τα βουνά το καλοκαίρι, όταν οι άνεμοι είναι ασθενείς.
- ροή αέρα πάνω από την θάλασσα κάθετα προς τις ισόθερμες και προς την κατεύθυνση των θερμότερων υδάτων.

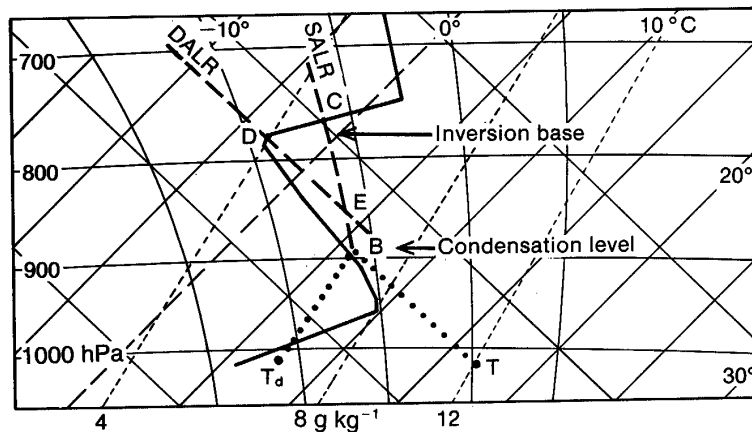
(β) Παράγοντες ελάττωσης του πάχους της κατακόρυφης μεταφοράς:

- προσέγγιση έξαρσης στα 500, 300 ή 200 hPa.
- μεταφορά ξηρού αέρα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας.
- αύξηση της αντικυκλωνικής καμπυλότητας ή προσέγγιση έξαρσης στους χάρτες επιφανείας.
- περιοχές στην είσοδο και αριστερά ή στην έξοδο και δεξιά ενός αεροχειμάρρου.
- σε κοιλάδες ή χαμηλού υψομέτρου περιοχές που γειτονεύουν με βουνά, όταν οι ανώτεροι άνεμοι είναι ασθενείς το καλοκαίρι.
- ροή αέρα πάνω από την θάλασσα κάθετα προς τις ισόθερμες και προς την κατεύθυνση των ψυχρότερων υδάτων.

4.5 ΕΞΑΠΛΩΣΗ ΝΕΦΩΝ CUMULUS ΣΕ ΣΤΡΩΜΑ STRATOCUMULUS

4.5.1 ΝΕΦΟΚΑΛΥΨΗ ΚΑΤΩ ΑΠΟ ΑΝΑΣΤΡΟΦΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Όταν το πάχος της κατακόρυφης μεταφοράς περιορίζεται από την παρουσία μιας αναστροφής θερμοκρασίας στην χαμηλή τροπόσφαιρα, είναι δυνατόν να αναχαιτισθεί η αστάθεια και οι κορυφές των νεφών Cu να εξαπλωθούν σχηματίζοντας νεφικό στρώμα, το οποίο να καλύπτει εκτεταμένες περιοχές και να διατηρείται σε μεγάλη χρονική περίοδο.



Σχήμα 4.3 Εκτίμηση του ποσού κάλυψης νεφών Cu κάτω από στρώμα αναστροφής θερμοκρασίας. Η μέθοδος περιγράφεται αναλυτικά στο κείμενο. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Στο Σχήμα 4.3 περιγράφεται μια εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της νεφοκάλυψης κάτω από μια αναστροφή θερμοκρασίας. Η συνεχή έντονη γραμμή είναι η κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας. Το σημείο B είναι η στάθμη συμπύκνωσης, όπως προκύπτει από τις αναμενόμενες στην επιφάνεια τιμές των θερμοκρασίας T και της θερμοκρασίας σημείου δρόσου T_d . Η γραμμή BC είναι η υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα SALR από την βάση του νέφους έως την κορυφή του. Το σημείο E είναι η τομή της ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας DALR από την βάση της αναστροφής (γραμμή DE) με την γραμμή BC. Το αναμενόμενο ποσό νεφών (εκφρασμένο σε όγδοα) ισούται με CE/CB , όπου τα CE και CB μετρώνται σε hPa.

4.5.2 ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΓΙΑ ΑΝΑΠΤΥΞΗ / ΕΞΑΠΛΩΣΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ STRATOCUMULUS

- (α) Μια αναστροφή ή ένα αξιοσημείωτο ευσταθές στρώμα είναι ικανά να αναχαιτίσουν τα κατακόρυφα ρεύματα αέρα λόγω κατακόρυφης μεταφοράς ακόμη και την ώρα του μεγίστου της ηλιακής ακτινοβολίας.
- (β) Μια θερμοβαθμίδα κοντά στην ξηρή αδιαβατική από την επιφάνεια έως κοντά στην βάση της αναστροφής όταν αρχίζουν οι διαδικασίες κατακόρυφης μεταφοράς.
- (γ) Στάθμη συμπύκνωσης τουλάχιστον 2000 ft κάτω από την βάση της αναστροφής.
- (δ) Κοροπλήρωμα 5°C ή λιγότερο στο στρώμα μεταξύ στάθμης συμπύκνωσης και βάσης της αναστροφής.

4.5.3 ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΙΑΛΥΣΗ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ STRATOCUMULUS

- (α) Ελάττωση της θερμοκρασίας σημείου δρόσου στην επιφάνεια με αποτέλεσμα η άνοδος της στάθμης συμπύκνωσης κατά 30 hPa μέσα στο στρώμα αναστροφής.
- (β) Αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας επαρκούς για ανύψωση της στάθμης συμπύκνωσης κατά 30 hPa μέσα στο στρώμα αναστροφής.
- (γ) Συνεχείς καθοδικές κινήσεις που οδηγούν την αναστροφή κάτω από την στάθμη συμπύκνωσης κατά 30 hPa.
- (δ) Εξασθένηση της αναστροφής που επιτρέπει τις κορυφές των νεφών Cumulus να επεκταθούν σε υψηλότερα επίπεδα.
- (ε) Αν ένα στρώμα νεφών σχηματιστεί λόγω της ημερήσιας θέρμανσης πάνω από ξηρά, η νυχτερινή ψύξη συνήθως έχει ως αποτέλεσμα την διάλυση του στρώματος αυτού. Για νέφη που σχηματίζονται με συνθήκες κατακόρυφης μεταφοράς πάνω από την θάλασσα δεν ισχύει το ίδιο.

4.6 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΟΜΒΡΩΝ

4.6.1 ΕΝΤΑΣΗ ΥΕΤΟΥ ΤΥΠΟΥ ΟΜΒΡΩΝ

Όμβρος βροχής:	ασθενής	< 2,0 mm/h.
	μέτριος	< 2,0 έως 10,0 mm/h.
	ισχυρός	< 10,0 έως 50,0 mm/h.
	εξαιρετικά ισχυρός	> 50,0 mm/h.

Στο τέλος αυτού του Κεφαλαίου υπάρχει Πίνακας, στον οποίο δίνεται η αντιστοιχία της έντασης του υετού (mm/h) σε σχέση με την ανακλαστικότητα radar (dBZ). Οι μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας αντιστοιχούν σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.

4.6.2 ΠΑΧΟΣ ΝΕΦΩΝ ΠΟΥ ΑΠΑΙΤΕΙΤΑΙ ΓΙΑ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΟΜΒΡΩΝ

Το διάγραμμα του Σχήματος 5.1 μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν μια γενική οδηγία για υετό που προέρχεται είτε από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης είτε από στρατόμορφα νέφη. Για νέφη ίδιου πάχους, η ένταση υετού τύπου όμβρου φαίνεται να είναι ισχυρότερη από τον υετό στρατόμορφων νεφών. Το διάγραμμα μπορεί να εφαρμοσθεί αν η διαφορά αναλογίας μίγματος βάσης και κορυφής νέφους είναι μεγαλύτερη των 2 g kg^{-1} .

Στην Παράγραφο 4.7.4 δίνονται οι πιθανότητες εκδήλωσης καταιγίδων για τα διάφορα ύψη κορυφής των νεφών Cumulonimbus.

4.6.3 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΧΑΛΑΖΙΟΥ

Για την εκδήλωση χαλαζιού απαιτούνται συνθήκες έντονης κατακόρυφης μεταφοράς. Τα παρακάτω κριτήρια αποτελούν μια οδηγία:

- (α) οι κορυφές των νεφών Cumulonimbus να είναι ψυχρότερες από -20°C .

(β) το ίχνος της καμπύλης του ανερχόμενου δείγματος αέρα να είναι θερμότερο του περιβάλλοντος αέρα κατά 4°C σε κάποιο ύψος (επίπεδο CV στο Σχήμα 4.1).

(γ) η ύπαρξη κατακόρυφου wind shear μεταξύ της βάσης και της κορυφής του νέφους Cumulonimbus (βλέπε επίσης Παράγραφο 4.7.2).

Επιπλέον, με πιο προσεκτική εξέταση του Τεφιγράμματος, μπορούμε να εφαρμόσουμε την παρακάτω τεχνική (WMO, 2007):

Στο σημείο όπου η καμπύλη του ανερχόμενου δείγματος αέρα είναι -20°C , μετράμε την διαφορά θερμοκρασίας δείγματος και περιβάλλοντος.

- αν η διαφορά είναι $\geq 5^{\circ}\text{C}$, η πρόγνωση είναι χαλάζι.
- αν η διαφορά είναι μεταξύ $2,5^{\circ}$ και 5°C , η πρόγνωση είναι μικρό χαλάζι ή βροχή.
- αν η διαφορά είναι $\leq 2^{\circ}\text{C}$, η πρόγνωση είναι βροχή.

4.7 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΝΕΦΩΝ CUMULONIMBUS ΚΑΙ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

4.7.1 ΟΙ ΚΥΡΙΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ

(α) Μεγάλα ποσά Διαθέσιμης Δυναμικής Ενέργειας (Convective Available Potential Energy – CAPE, για τον ορισμό βλέπε Παράγραφο 4.7.5γ), τα οποία απελευθερώνονται κατά την διαδικασία της κατακόρυφης μεταφοράς. Στο Τεφιγράμμα αυτή η ενέργεια αντιπροσωπεύεται από το «θετικό» εμβαδόν μεταξύ της καμπύλης θερμοκρασίας και του ίχνους της τροχιάς του ανερχόμενου δείγματος αέρα.

(β) Κατακόρυφο wind shear στο στρώμα της κατακόρυφης μεταφοράς (βλέπε επίσης Παράγραφο 4.7.2).

Η ένταση των καταιγίδων εξαρτάται από το αν η CAPE απελευθερώνεται από πολλά μικρά νέφη Cb ή από λίγα αλλά ογκωδέστερα νέφη Cb.

4.7.2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ WIND SHEAR

Το μεγαλύτερο μέρος των καταιγίδων που προκαλούν πλημμύρες, μεγάλου μεγέθους χαλάζι και καταστροφικούς ανέμους εκδηλώνονται σε ένα ασταθές περιβάλλον όπου υπάρχει αξιοσημείωτο κατακόρυφο shear ανέμου μεταξύ χαμηλής και ανώτερης τροπόσφαιρας. Επισημαίνεται ότι:

(α) χωρίς κατακόρυφο shear ανέμου, το ανοδικό και καθοδικό ρεύμα συμπιπτουν. Αρχικά καθώς το νέφος μεγαλώνει, το ανοδικό ρεύμα ενισχύεται και υετός σχηματίζεται στο πάνω μέρος του νέφους. Καθώς το μέγεθος των σταγόνων αυξάνει, το ανοδικό ρεύμα δεν μπορεί πλέον να τις συγκρατήσει και αρχίζουν να πέφτουν, σηματοδοτώντας την έναρξη του καθοδικού ρεύματος. Το καθοδικό ρεύμα παρασύρει τον υετό με αποτέλεσμα την εξασθένηση του ανοδικού ρεύματος και την γρήγορη διάλυση του νέφους.

(β) με μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος αλλά όχι μεταβολή στην διεύθυνσή του, το ανοδικό ρεύμα παρουσιάζει κλίση και ο υετός πέφτει δίπλα στο ανοδικό ρεύμα. Έτσι, το ανοδικό και το καθοδικό ρεύμα συνυπάρχουν δίπλα-δίπλα και το νέφος έχει μεγαλύτερη διάρκεια ζωής από ότι στην περίπτωση περιβάλλοντος χωρίς κατακόρυφο wind shear.

(γ) με κατακόρυφο wind shear στην διεύθυνση και ένταση, αναπτύσσεται μία κατάσταση «αυτοτροφοδοσίας» του ανοδικού και καθοδικού ρεύματος της καταιγίδας, ώστε τελικά το καταιγιδόφορο σύστημα να παραμένει για αρκετές ώρες, ανεξάρτητα από οποιαδήποτε θέρμανση του εδάφους.

Στην Ενότητα 7.6.6 αναφερόμαστε αναλυτικά για τις καταιγίδες (δομή, κύκλος ζωής και τύποι καταιγίδας), ενώ στην Ενότητα 7.6.4 δίνονται παραδείγματα οδογράφου κίνησης για την σχέση καταιγίδας και wind shear.

4.7.3 ΚΙΝΗΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ: ΕΠΙΠΕΔΟ ΠΗΔΑΛΙΟΥΧΗΣΗΣ

Αν το νέφος Cb εκτείνεται σε μεγάλο ύψος στο οποίο υπάρχει αξιοσημείωτο κατακόρυφο wind shear, το νέφος καταιγίδας πηδαλιούχεται από τον άνεμο που επικρατεί σε επίπεδο που κατά προσέγγιση βρίσκεται στο 1/3 του ύψους του νέφους μετρούμενο από την βάση του νέφους, δηλαδή το επίπεδο πηδαλιούχησης είναι περίπου $H_{\text{βάσης}} + 1/3 (H_{\text{κορυφής}} - H_{\text{βάσης}})$.

Συχνά το επίπεδο αυτό βρίσκεται στα 700 hPa.

4.7.4 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ: ΥΨΟΣ Cb

Αν το ύψος των κορυφών των νεφών Cb είναι:

- μικρότερο από 13.000 ft, δεν είναι πιθανή η εκδήλωση καταιγίδας.
- μεταξύ 14.000 και 18.000 ft, είναι πιθανή η εκδήλωση καταιγίδας.
- μεγαλύτερο από 18.000 ft, η πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδας είναι πολύ μεγάλη.

4.7.5 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ: ΔΕΙΚΤΕΣ ΑΣΤΑΘΕΙΑΣ

Οι δείκτες αστάθειας χρησιμοποιούνται για να εκφράζουν αριθμητικά την ευστάθεια ή αστάθεια στην ατμόσφαιρα και την πιθανότητα ή όχι εκδήλωσης καταιγίδας. Οι πιο απλοί από αυτούς συνδυάζουν την θερμοκρασία και την υγρασία της ατμόσφαιρας, ενώ οι πιο πολύπλοκοι λαμβάνουν υπόψη τους τον κατακόρυφο wind shear ή την άνοδο δείγματος αέρα. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι δείκτες αστάθειας πρέπει υπολογίζονται στις συνθήκες περιβάλλοντος πριν την εκδήλωση της αστάθειας και όχι κατά την διάρκειά της.

Για κάθε δείκτη αστάθειας καθορίζονται, εμπειρικά ή στατιστικά, κρίσιμες τιμές, οι οποίες αντιπροσωπεύουν το «κατώφλι» για την εκδήλωση ή όχι καταιγίδας. Όμως, οι κρίσιμες τιμές που έχουν υπολογισθεί για τις ΗΠΑ ή άλλες χώρες, πρέπει να εφαρμόζονται με προσοχή στην πρόγνωση φαινομένων αστάθειας στην περιοχή μας.

Στην συνέχεια αναφέρονται οι δείκτες αστάθειας που χρησιμοποιούνται ευρύτερα, αντλώντας τις πληροφορίες κυρίως από την βιβλιογραφία The Met. Office (1993), Kurz (1994) και Vasquez (2006).

(α) ΥΕΤΙΣΙΜΟ ΥΔΩΡ – PW (PRECIPITABLE WATER):

είναι μέτρο του συνολικού ποσού των υδρατμών που περιέχονται σε μια μικρή κατακόρυφη στήλη που εκτείνεται από την επιφάνεια ως την τροπόπαυση (αναλυτικά ο τρόπος υπολογισμού δίνεται στην Παράγραφο 2.7.2ιζ).

Γενικά, όσο μεγαλύτερες είναι οι τιμές του PW τόσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα για ισχυρή βροχή λόγω καταιγίδας, εφ' όσον τελικά εκδηλωθεί η καταιγίδα.

Τιμές PW \cong 2,54 cm (1 inch) υπολογίζονται συχνά σε περιπτώσεις καταιγίδων αέριας μάζας.

(β) ΥΨΟΣ ΙΣΟΘΕΡΜΗΣ 0° C ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΥΓΡΟΥ ΘΕΡΜΟΜΕΤΡΟΥ - WBZ (HEIGHT OF THE WET-BULB ZERO):

γενικά το ύψος της WBZ συνδέεται με την πιθανότητα χαλαζιού στο έδαφος στο εύρος τιμών 5000 – 12000 ft AGL (Above Ground Level).

Η πιθανότητα για χαλάζι μεγάλου μεγέθους στο έδαφος αντιστοιχεί σε τιμές ύψους της WBZ μεταξύ 7000 – 10000 ft AGL.

Για τιμές ύψους της WBZ πάνω από 11000 ft χαλάζι στο έδαφος είναι σπάνιο, διότι θα λιώσει πριν φτάσει στο έδαφος. Δεν αποκλείεται όμως πολύ ισχυρή βροχή.

(γ) ΔΕΙΚΤΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ (HUMIDITY INDEX):

$$HI = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}$$

όπου T και T_d είναι αντίστοιχα η θερμοκρασία και η θερμοκρασία σημείου δρόσου στις στάθμες 850, 700 και 500 hPa.

Ο δείκτης HI παρέχει το μέτρο της υγρασίας στις στάθμες 850, 700 και 500 hPa.

(δ) ΔΕΙΚΤΗΣ SHOWALTER:

$$SI = T_{500}^{env} - T_{850 \rightarrow 500 hPa}^{parcel}$$

που ορίζεται ως η αλγεβρική διαφορά της θερμοκρασίας περιβάλλοντος στην στάθμη των 500 hPa και της θερμοκρασίας δείγματος αέρα που ανυψώνεται από την στάθμη των 850 hPa μέχρι την στάθμη των 500 hPa. Το δείγμα ανυψώνεται από τα 850 hPa με την ξηρή αδιαβατική διαδικασία μέχρι το δικό του LCL και στην συνέχεια με την υγρή αδιαβατική διαδικασία έως τα 500 hPa. Αν ο σταθμός είναι ορεινός, είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται η στάθμη των 700 hPa αντί των 850 hPa.

Ο δείκτης SI δεν εφαρμόζεται όταν υπάρχει μετωπική θερμοκρασιακή αναστροφή μεταξύ 850 και 500 hPa.

Κρίσιμες τιμές του δείκτη SI θεωρούνται:

+3	≤ SI		ευστάθεια
0	≤ SI	< +3	πιθανοί όμβροι
-3	≤ SI	< 0	πιθανές καταιγίδες
-6	≤ SI	< -3	πιθανότητα ισχυρών καταιγίδων
	SI	< -6	πιθανότητα σίφωνα

(ε) ΔΕΙΚΤΗΣ BOYDEN:

$$BI = H_{(1000-700hPa)} - T_{700} - 200$$

όπου $H_{(1000-700hPa)}$ το πάχος του στρώματος 1000-700 hPa (σε δεκάμετρα) και T η θερμοκρασία στα 700 hPa (σε °C).

Ο δείκτης BI χρησιμοποιείται κυρίως στην Αγγλία και κρίσιμη τιμή για την εκδήλωση καταιγίδας είναι: $BI \geq 94$.

Ο Δείκτης Boyden πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή στην Μεσόγειο ή σε περιοχές με μεγάλο υψόμετρο. Τα κατώφλια των κρίσιμων τιμών μπορεί να διαφέρουν.

(στ) ΒΕΛΤΙΩΜΕΝΟΣ ΔΕΙΚΤΗΣ JEFFERSON:

$$JI = 1,6 \cdot \theta_{w900} - T_{500} - \frac{1}{2} \cdot (T - T_d)_{700} - 8$$

όπου θ_{w900} η δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στην στάθμη των 900 hPa (το αποτέλεσμα δεν μεταβάλλεται σημαντικά αν αντί της στάθμης των 900 hPa χρησιμοποιηθεί η στάθμη των 850 hPa ή των 925 hPa), T_{500} η θερμοκρασία στην στάθμη των 500 hPa και $(T - T_d)_{700}$ το κοροπλήρωμα στην στάθμη των 700 hPa.

Η κρίσιμη τιμή του δείκτη JI για εκδήλωση καταιγίδας είναι: $JI \geq 28$.

Όσο μεγαλύτερη από το 28 γίνεται η τιμή του JI, τόσο αυξάνει η πιθανότητα για εκδήλωση ισχυρής καταιγίδας.

(ζ) LIFTED INDEX:

$$LI = T_{500}^{env} - T_{stfc \rightarrow 500 hPa}^{parcel}$$

που υπολογίζεται όπως ο δείκτης SI, με την διαφορά ότι το ανυψούμενο δείγμα αέρα έχει τα χαρακτηριστικά θερμοκρασίας και υγρασίας της επιφανείας.

Ο δείκτης LI χρησιμοποιείται για την πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδων αέριας μάζας.

Κρίσιμες τιμές του δείκτη LI θεωρούνται:

+2	≤ LI	ευστάθεια
0	≤ LI < +2	πιθανοί όμβροι ή μεμονωμένες καταιγίδες
-2	≤ LI < 0	πιθανές καταιγίδες
-4	≤ LI < -2	πιθανότητα ισχυρών καταιγίδων
	LI < -4	πιθανότητα σίφωνα

Στην βιβλιογραφία αναφέρονται επίσης ο Δείκτης *mixed LI* όπου το ανυψούμενο δείγμα έχει χαρακτηριστικά θερμοκρασίας και υγρασίας των κατωτέρων 100 hPa της ατμόσφαιρας, και ο Δείκτης *modified LI* όπου τα χαρακτηριστικά του ανυψούμενου δείγματος είναι αυτά που αναμένονται τις μεσημεριανές ώρες της ημέρας.

(η) ΔΕΙΚΤΗΣ K:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850}) - (T_{700} - T_{d700})$$

που συνδυάζει την καθ' ύψος μεταβολή της θερμοκρασίας (1^{ος} όρος), την περιεκτικότητα σε υγρασία της κατώτερης τροπόσφαιρας (2^{ος} όρος) και την καθ' ύψος επέκταση του υγρού στρώματος (3^{ος} όρος).

Ο δείκτης K χρησιμοποιείται για την πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδων αέριας μάζας.

Κρίσιμες τιμές του δείκτη K θεωρούνται:

K	≤ 15	0% πιθανότητα καταιγίδας
15	< K ≤ 20	10% - 20% πιθανότητα καταιγίδας
20	< K ≤ 25	20% - 40% πιθανότητα καταιγίδας
25	< K ≤ 30	40% - 60% πιθανότητα καταιγίδας
30	< K ≤ 35	60% - 80% πιθανότητα καταιγίδας
35	< K ≤ 40	80% - 90% πιθανότητα καταιγίδας

(θ) ΔΕΙΚΤΗΣ TOTAL TOTALS:

$$TT = VT + CT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500})$$

που είναι το άθροισμα των δεικτών Vertical Total (VT) και Cross Total (CT) και οι οποίοι εκφράζουν αντίστοιχα το μέτρο της υπό συνθήκη αστάθειας πάνω από το οριακό στρώμα και το μέτρο της υγρασίας στην κατώτερα και μέση ατμόσφαιρα.

Κρίσιμες τιμές του δείκτη TT θεωρούνται:

44	≤ TT ≤ 45	μεμονωμένες καταιγίδες
46	≤ TT ≤ 47	διάσπαρτες καταιγίδες (πιθανόν μερικές μέτριας έντασης)
48	≤ TT ≤ 49	διάσπαρτες καταιγίδες (πιθανόν μερικές μέτριας έντασης και μεμονωμένες ισχυρές)
50	≤ TT ≤ 51	διάσπαρτες καταιγίδες (πιθανόν μερικές ισχυρές και μεμονωμένοι σίφωνες)
52	≤ TT ≤ 58	διάσπαρτες έως πολυάριθμες μέτριες καταιγίδες (πιθανόν διάσπαρτες ισχυρές και μερικοί σίφωνες)
59	≤ TT	πολυάριθμες μέτριες καταιγίδες και διάσπαρτες ισχυρές και σίφωνες

(ι) ΔΕΙΚΤΗΣ SEVERE WEATHER THREAT - SWEAT:

είναι ο συνδυασμός, σε έναν δείκτη, της υγρασίας της κατώτερης τροπόσφαιρας (όρος T_{d850}), της αστάθειας της ατμόσφαιρας (δείκτης Total Totals), της έντασης του ανέμου στην χαμηλή και μέση τροπόσφαιρα (ff_{850} , ff_{500}) και της θερμής κατακόρυφης μεταφοράς που αντιστοιχεί σε στροφή του ανέμου μεταξύ 850 και 500 hPa και που εκφράζεται από τον όρο shear.

$$\text{SWEAT} = 12 \cdot T_{d850} + 20 \cdot (TT - 49) + 2 \cdot ff_{850} + ff_{500} + \text{shear}_{850 \rightarrow 500\text{hPa}}$$

όπου T_{d850} η θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 850 hPa, TT ο δείκτης Total Totals, ff_{850} και ff_{500} οι εντάσεις του ανέμου (σε knots) αντίστοιχα στα 850 και 500 hPa και ο όρος $\text{shear}_{850 \rightarrow 500\text{hPa}} = 125 [0,2 + \sin(\text{dd}_{850} - \text{dd}_{500})]$ με τις διευθύνσεις dd του ανέμου αντίστοιχα στα 850 και 500 hPa.

Ο υπολογισμός του δείκτη SWEAT γίνεται σύμφωνα με τα παρακάτω:

- ο όρος T_{d850} λαμβάνεται υπόψη μόνο όταν $T_{d850} > 0^\circ$, αλλιώς $T_{d850} = 0$.
- ο όρος $(TT - 49)$ λαμβάνεται υπόψη μόνο όταν $TT > 50$, αλλιώς $(TT - 49) = 0$.
- ο όρος $\text{shear} = 0$, αν ισχύει τουλάχιστον ένα από τα εξής:
 - ff_{850} και $ff_{500} \leq 15$ knots
 - $\text{dd}_{850} < 130$ ή $\text{dd}_{850} > 250$
 - $\text{dd}_{500} < 210$ ή $\text{dd}_{500} > 310$
 - $\text{dd}_{500} - \text{dd}_{850} < 0$

Κρίσιμες τιμές του δείκτη SWEAT θεωρούνται:

$\text{SWEAT} \leq 270$	όχι κίνδυνος για καταιγίδες
$270 < \text{SWEAT} \leq 300$	μικρός κίνδυνος για καταιγίδες
$300 < \text{SWEAT} \leq 400$	μέτριος κίνδυνος για καταιγίδες
$400 < \text{SWEAT} \leq 600$	μεγάλος κίνδυνος για καταιγίδες
$600 < \text{SWEAT} \leq 800$	πολύ μεγάλος κίνδυνος για καταιγίδες

(ια) ΔΕΙΚΤΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΑΣΤΑΘΕΙΑΣ:

$$P = (\theta_{w500} - \theta_{w850})$$

όπου θ_w η δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στις στάθμες 500 και 850 hPa.

Καταιγίδες είναι πιθανές αν $P < 0$.

(ιβ) ΔΕΙΚΤΗΣ ΚΟ:

$$KO = \frac{1}{2} \cdot (\theta_{e500} + \theta_{e700}) - \frac{1}{2} \cdot (\theta_{e850} + \theta_{e1000})$$

όπου θ_e η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στις στάθμες 500, 700, 850 και 1000 hPa.

Ο δείκτης ΚΟ αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη μεταβολή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας από την επιφάνεια μέχρι την στάθμη των 500 hPa.

Αρνητικές τιμές του δείκτη ΚΟ υποδηλώνουν συνθήκες δυναμικής αστάθειας. Η εξέταση των περιοχών με αρνητικές τιμές του δείκτη ΚΟ γίνεται σε συνδυασμό με τις ανοδικές κινήσεις στην στάθμη των 500 hPa.

(ιγ) ΔΙΑΘΕΣΙΜΗ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΝΕΡΓΕΙΑ – CAPE (Convective Available Potential Energy):

είναι μία θερμοδυναμική παράμετρος και παρέχει ένα μέτρο της μέγιστης δυνατής κινητικής ενέργειας που μπορεί να αποκτήσει ένα ασταθές δείγμα αέρα κατακόρυφα μετακινούμενο από το LFC έως το EL. Η CAPE είναι ανάλογη με το θετικό εμβαδόν σε ένα Τεφίγραμμα και εκφράζεται σε J kg^{-1} .

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} (T_v^{\text{parcel}} - T_v^{\text{env}}) R_d \, d \ln p$$

όπου T_v^{parcel} η εικονική θερμοκρασία δείγματος, T_v^{env} η εικονική θερμοκρασία περιβάλλοντος, p η πίεση και R_d η ειδική σταθερά ξηρού αέρα.

Η CAPE είναι, ίσως, ο καλύτερος ενδείκτης της ευστάθειας ή αστάθειας της ατμόσφαιρας, διότι δεν εξετάζει απλώς δεδομένα σε συγκεκριμένες στάθμες όπως οι δείκτες που αναφέρθηκαν προηγουμένως, αλλά αναφέρεται σε όλη την ατμόσφαιρα.

Συνήθως, ο υπολογισμός της CAPE γίνεται θεωρώντας δείγμα αέρα ένα μέσο δείγμα αέρα με χαρακτηριστικά θερμοκρασίας και υγρασίας των κατωτέρων 100 hPa της ατμόσφαιρας. Επίσης, μία άλλη συνήθης πρακτική είναι ο υπολογισμός της CAPE του πιο ασταθούς δείγματος των κατωτέρω 100 ή 150 hPa.

Κρίσιμες τιμές της παραμέτρου CAPE θεωρούνται:

	CAPE	=	0	ευσταθής
0	< CAPE	≤	1000	οριακά ασταθής
1000	< CAPE	≤	2500	μέτρια ασταθής
2500	< CAPE	≤	3500	πολύ ασταθής
3500	< CAPE			εξαιρετικά ασταθής

(ιδ) CONVECTIVE INHIBITATION – CIN:

είναι το ποσό της ενέργειας που απαιτείται για να ανυψωθεί ένα δείγμα αέρα από την επιφάνεια έως το LFC.

Η CIN είναι ανάλογη με το αρνητικό εμβαδόν σε ένα Τεφίγραμμο δηλαδή το αντίθετο της CAPE.

$$CIN = \int_{SFC}^{LFC} (T_v^{parcel} - T_v^{env}) R_d \, d \ln p$$

(ιε) BULK RICHARDSON NUMBER (BRN):

είναι ένας ενδείκτης του τύπου της καταιγίδας μέσα σε δεδομένο περιβάλλον και όχι της πρόγνωσής της. Ενσωματώνει την CAPE και το κατακόρυφο shear του οριζοντίου ανέμου, παράγοντες σημαντικοί και οι δύο στον καθορισμό της ανάπτυξης, της εξέλιξης, και της οργάνωσης μιας καταιγίδας. Ο τύπος υπολογισμού είναι:

$$BRN = CAPE / [0,5 (U^2)]$$

όπου U (σε m s⁻¹) είναι το κατακόρυφο wind shear μεταξύ 0 και 6 km πάνω από το έδαφος

Τυπικές τιμές του BRN (αδιάστατος αριθμός) είναι:

BRN < 10	ισχυρό κατακόρυφο wind shear και ασθενής CAPE. Η εξέλιξη σε έντονες καταιγίδες είναι απίθανη, εκτός αν υπάρχει ικανοποιητικό αίτιο εξαναγκαστικής ανόδου της μάζας
10 ≤ BRN < 45	συνδέεται με ανάπτυξη υπερκυτταρικών καταιγίδων
BRN ≥ 50	ασθενές κατακόρυφο wind shear και μεγάλες τιμές CAPE που συνδέονται με την πιθανή ανάπτυξη πολυκυτταρικών καταιγίδων

(ιστ) BULK RICHARDSON'S NUMBER - SHEAR (BRN-Shear):

Ο δείκτης BRN-shear, σε αντίθεση με τον BRN, δίνει την δυνατότητα εκτίμησης της εξέλιξης υπερκυτταρικών καταιγίδων σε σίφωνα.

$$BRN-shear = 0,5 \cdot (U_{avg})^2$$

όπου U_{avg} (σε m s⁻¹) είναι η διανυσματική διαφορά του μέσου ανέμου του στρώματος 0 και 6 km πάνω από το έδαφος και του μέσου ανέμου στο κατώτερο 0,5 km της ατμόσφαιρας.

Τυπικές τιμές του BRN-shear είναι:

BRN-shear μεταξύ 25 μέχρι 50 m ² s ⁻²	κάποιες φορές, σχετίζεται με σίφωνες
BRN-shear μεταξύ 50 μέχρι 100 m ² s ⁻²	σχετίζεται με σίφωνες

(ιζ) HELICITY ΚΑΙ STORM-RELATIVE HELICITY (SRH):

Ο όρος *helicity* αναφέρεται στην ιδιότητα κινούμενου ρευστού για ελικοειδή ροή. Ειδικότερα στην ατμόσφαιρα, ο όρος *helicity* χρησιμοποιείται για να δείξει κατά πόσο η περιστροφή και το κατακόρυφο wind shear των ανοδικών ρευμάτων μιας καταιγίδας είναι ικανά να της επιτρέψουν να οργανωθεί, εφ' όσον βέβαια είναι δυνατή η ανάπτυξή της, σε υπερκυτταρική. Επομένως, οι

ισχυρές καταιγίδες χρειάζονται αυτή την ιδιότητα για να διατηρήσουν μια οργανωμένη δομή, διότι, σε αντίθετη περίπτωση, αναπτύσσονται κατακόρυφα και ο υετός που πέφτει εξασθενεί τα ανοδικά ρεύματα και στην συνέχεια την καταιγίδα.

Πιο αναλυτικά, το κατακόρυφο shear του ανέμου, συνήθως στα κατώτερα 3 km της ατμόσφαιρας σε σχέση με την κίνηση της καταιγίδας, δίνει τις ενδείξεις ενός ευνοϊκού περιβάλλοντος για την ανάπτυξη καταιγίδων με περιστρεφόμενα ανοδικά ρεύματα, χαρακτηριστικό των υπερκυτταρικών καταιγίδων και των σιφώνων. Συνεπώς, ο όρος *Storm-Relative Helicity (SRH)* είναι μια εκτίμηση της δυνατότητας μιας καταιγίδας να αποκτήσει περιστρεφόμενα ανοδικά ρεύματα σε δεδομένο κατακόρυφο wind shear, προϋποθέτοντας πάντα ότι καταιγίδες μπορούν να αναπτυχθούν.

Δίνεται από τον τύπο: $SRH = \mathbf{w} \times (\mathbf{v}-\mathbf{c}) dz$

όπου $\mathbf{w} = \mathbf{k} \times d\mathbf{v}/dz$ το διάνυσμα του οριζόντιου στροβιλισμού που δημιουργείται λόγω του κατακόρυφου wind shear, \mathbf{v} το διάνυσμα του ανέμου και \mathbf{c} το διάνυσμα κίνησης της καταιγίδας.

Τυπικές τιμές της SRH είναι:

$SRH = 150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$	κατώφλι, κατά προσέγγιση, για υπερκυτταρική ανάπτυξη
SRH μεταξύ 150 και $299 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$	πιθανότητα για ασθενείς σίφωνες (F0 and F1 της κλίμακας Fujita)
SRH μεταξύ 300 και $449 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$	πιθανότητα για ισχυρούς σίφωνες (F2 and F3 της κλίμακας Fujita)
$SRH > 450 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$	πιθανότητα για βίαιους σίφωνες (F4 and F5 της κλίμακας Fujita)

(ιη) ENERGY-HELICITY INDEX (EHI):

Η CAPE και SRH είναι δύο πολύ σημαντικοί παράγοντες για σχηματισμό ισχυρών περιστρεφόμενων ανοδικών ρευμάτων σε μια καταιγίδα (υπενθυμίζεται ότι η CAPE αντιπροσωπεύει το ποσό της διαθέσιμης ενέργειας μιας καταιγίδας, ενώ η SRH το είδος και την εξέλιξή της). Ένα έντονο περιστρεφόμενο ανοδικό ρεύμα μπορεί να δημιουργηθεί με σχετικά ασθενή CAPE, εφ' όσον το κατακόρυφο wind shear και το ρεύμα εισροής προς την καταιγίδα είναι ισχυρά. Από την άλλη πλευρά, ασθενής SRH συνήθως μπορεί να αντισταθμιστεί από ισχυρή αστάθεια ώστε να παραχθεί περιστρεφόμενο ανοδικό ρεύμα.

Ο δείκτης EHI προσπαθεί να συνδυάσει την CAPE και SRH, ώστε να μπορεί να εκτιμηθεί η δυνατότητα για ανάπτυξη υπερκυτταρικών καταιγίδων. Δίνεται από την σχέση:

$$EHI = [CAPE \cdot SRH] / 160.000$$

Τυπικές τιμές της EHI (αδιάστατο μέγεθος) είναι:

$EHI < 1,0$	όχι πολύ πιθανές υπερκυτταρικές καταιγίδες και σίφωνες, αλλά προσοχή στις ζώνες αλληλεπίδρασης wind shear και κατακόρυφης μεταφοράς
EHI μεταξύ $1,0$ και $2,0$	πιθανές υπερκυτταρικές καταιγίδες και σίφωνες, αλλά συνήθως οι σίφωνες δεν είναι βίαιοι ή μεγάλης διάρκειας
EHI μεταξύ $2,0$ και $2,4$	πιθανότερες οι υπερκυτταρικές καταιγίδες
EHI μεταξύ $2,5$ και $2,9$	πιθανότερες οι σίφωνες
EHI μεταξύ $3,0$ και $3,9$	πιθανοί ισχυροί σίφωνες (F2 και F3 της κλίμακας Fujita)
$EHI > 4,0$	πιθανοί βίαιοι σίφωνες (F4 και F5 της κλίμακας Fujita)

4.7.6 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ - ΣΥΝΟΠΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Τα στοιχεία των ραδιοβολίσεων από μόνα τους και οι τιμές των Δεικτών Αστάθειας ουσιαστικά αποτελούν μια ένδειξη του βαθμού της αστάθειας στην ατμόσφαιρα και συχνά δεν αποτυπώνουν το μέγεθος του κινδύνου καταιγίδας. Για αυτό ο Μετεωρολόγος - Προγνώστης, πρέπει να λαμβάνει υπόψη του και την συνοπτική κατάσταση που αναμένεται να επικρατήσει στην περιοχή ενδιαφέροντος. Ειδικότερα, θα πρέπει να εξετάζει τους παράγοντες που μπορεί να προκαλέσουν απελευθέρωση της διαθέσιμης ενέργειας που είναι απαραίτητη για την εκδήλωση των καταιγίδων. Τέτοιοι παράγοντες είναι:

- (α) η θέση και η κίνηση των αυλώνων ή των χαμηλών στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Καταιγίδες είναι πολύ πιθανό να εκδηλωθούν κατά μήκος ή μπροστά από έναν αυλώνα ή σε περιοχές που επηρεάζονται από ένα χαμηλό στην ανώτερη ατμόσφαιρα.
- (β) η ύπαρξη και η μετατόπιση ζωνών σύγκλισης στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας όπως οι μετωπικές επιφάνειες ή τα μέτωπα θαλάσσιας αύρας.
- (γ) περιοχές με σχετικά μεγάλο υψόμετρο που μπορεί να θερμανθούν σημαντικά κατά την διάρκεια της ημέρας την θερινή περίοδο.

Άλλα χρήσιμα συνοπτικά εργαλεία είναι:

- (δ) η ανάλυση της θερμοκρασίας σημείου δρόσου. Η κίνηση ή μια γλώσσα αέρα με υψηλές τιμές θερμοκρασίας σημείου δρόσου μπορούν να βοηθήσουν στον καθορισμό περιοχών στις οποίες είναι πιθανόν να εκδηλωθούν καταιγίδες.
- (ε) χάρτες δυναμικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (θ_w) ή ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (θ_e) στα 850 hPa ή καλύτερα στα 925 hPa. Ισχύουν παρόμοιοι κανόνες με αυτούς των χαρτών θερμοκρασίας σημείου δρόσου.
- (στ) χάρτες διαφοράς δυναμικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου θ_w μεταξύ 500 και 850 hPa. Περιοχές όπου η θ_w ελαττώνεται με το ύψος μέσα σε ένα στρώμα της ατμόσφαιρας αξιοσημείωτου πάχους αντιστοιχούν σε περιοχές δυναμικής αστάθειας.
- (ζ) κυκλωνική καμπυλότητα στις ισοβαρείς καμπύλες στην επιφάνεια. Δευτερεύοντες αυλώνες συνδέονται με σύγκλιση και ευνοϊκές συνθήκες κατακόρυφης μεταφοράς.

4.7.7 ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΙΣΧΥΡΩΝ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ

Οι ισχυρές καταιγίδες είναι μέσης κλίμακας καιρικά συστήματα και εξετάζονται εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 7. Στο παρόν Κεφάλαιο αναφερθήκαμε μόνο στα συνοπτικής κλίμακας στοιχεία που συνδέονται με την εκδήλωσή τους και που είναι:

- (α) μεταφορά υγρασίας στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας.
- (β) μεταφορά ξηρού αέρα στα μέσα στρώματα της τροπόσφαιρας.
- (γ) άνεμοι που στρέφονται καθ' ύψος και ενισχύονται.

Οι τρεις προηγούμενοι παράγοντες απεικονίζονται σχηματικά στο Σχήμα 4.4.

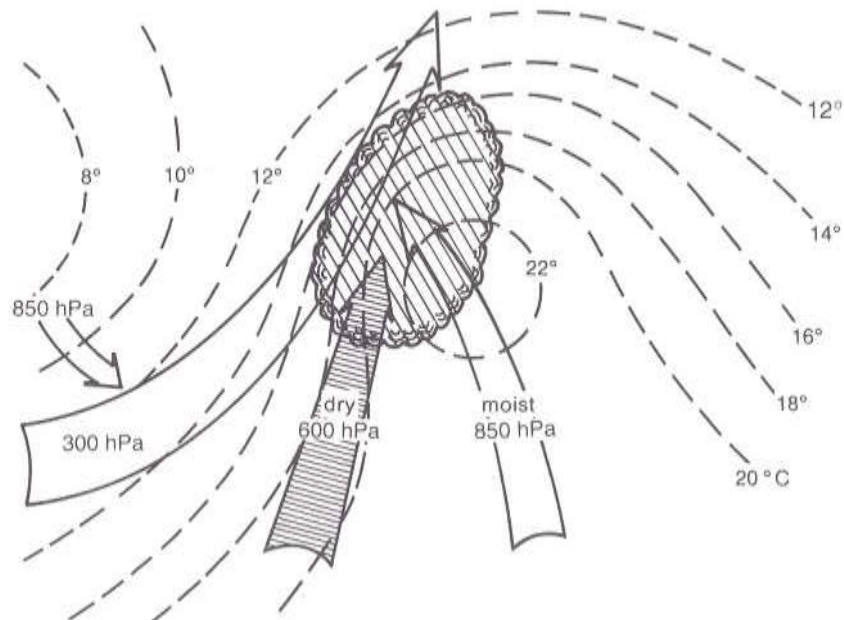
Συστηματική έρευνα στην Ελλάδα για τον ρόλο καθ' ενός από αυτούς τους παράγοντες δεν έχει γίνει. Στην Αγγλία, σε περιπτώσεις ισχυρών καταιγίδων έχει παρατηρηθεί ότι οι τιμές της δυναμικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου θ_w στα 500 hPa είναι κατά 2-5 βαθμούς μικρότερες από αυτές στα 850 hPa. Επίσης, ότι ο άνεμος στα 500 hPa έχει ένταση της τάξης των 35-50 kn και στρέφεται κατά 20-40 μοίρες σε σχέση με την διεύθυνση του ανέμου στα 850 hPa και τέλος στα 300 hPa ο άνεμος έχει ΝΝΔ-Δ διεύθυνση και ένταση 50-85 kn.

- (δ) θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA) στα 500 και στα 300 hPa.

Συνήθως εντοπίζεται σε περιοχές μπροστά από ανώτερη trough ή χαμηλό. Η ύπαρξή της επιβεβαιώνεται όταν οι ισοπληθείς του απόλυτου στροβιλισμού τέμνουν τις ισοϋψείς καμπύλες κατά γωνία 30° ή περισσότερο.

(ε) ειδικές συνθήκες στην καθ' ύψος δομή της ατμόσφαιρας

Έχει παρατηρηθεί ότι μία αναστροφή θερμοκρασίας πάνω από ένα ρηχό επιφανειακό στρώμα αέρα μπορεί αρχικά να αναχαιτίσει την εκδήλωση της αστάθειας, αλλά η συνεχιζόμενη τροφοδοσία με υγρασία στα χαμηλά στρώματα σε συνδυασμό με την ημερήσια θέρμανση συχνά οδηγεί στην εκδήλωση ισχυρότερης του αναμενόμενου καταιγίδας αργότερα.



Σχήμα 4.4 Σχηματική απεικόνιση των τριών κυρίων συνοπτικής κλίμακας ρευμάτων που συνδέονται με την ανάπτυξη ισχυρών καταιγίδων μαζί με ένα πεδίο ισοπληθών θ_w στο επίπεδο των 850 hPa. Η σκιασμένη περιοχή δείχνει την θέση των καταιγίδων. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

4.7.8 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΚΑΙ ΕΙΔΙΚΟΤΕΡΑ ΤΗΝ ΑΤΤΙΚΗ

(α) Για την περιοχή της Ελλάδας, ο συνδυασμός των δεικτών HI και SI δίνει τις εξής κρίσιμες τιμές (Κατσιμάρδος, 1979):

Δείκτης SI	Δείκτης HI	Πιθανότητα εκδήλωσης αστάθειας	
		Αττική	Ελλάδα
SI ≤ 0	HI ≤ 20	90 - 95%	95 %
	20 < HI ≤ 30	55 - 60 %	70 - 75 %
	HI > 30	25 - 30 %	40 - 45 %
0 < SI ≤ 3	HI ≤ 20	65 - 70 %	85 - 90 %
	20 < HI ≤ 30	40 - 45 %	50 - 55 %
	HI > 30	20 - 25 %	30 - 35%
3 < SI ≤ 6	HI > 30	20 - 25 %	35 - 40 %

(β) Για την περιοχή της Ελλάδας, ο συνδυασμός των δεικτών HI και BI δίνει τις εξής κρίσιμες τιμές (Κατσιμάρδος, 1979):

Δείκτης BI	Δείκτης HI	Πιθανότητα εκδήλωσης αστάθειας	
		Αττική	Ελλάδα
BI ≥ 95	HI ≤ 20	70 - 75%	90 - 95 %
	20 < HI ≤ 30	40 - 45 %	65 - 70 %
	HI > 30	15 - 20 %	35 - 40 %

(γ) Σύμφωνα με τον Prezerakos (1989), στο διάστημα από Μάιο έως Σεπτέμβριο στην Αθήνα η πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδας αέριας μάζας είναι $\geq 95\%$ όταν πληρούνται τα παρακάτω κριτήρια:

- $T_{850} - T_{500} > 23^\circ$
- $(T-T_d)_{850} + (T-T_d)_{700} < 22^\circ$
- άνεμος στα 850 hPa βορείου τομέα και έντασης μικρότερης των 10 kn
- άπνοια στην ΜΣΘ
- συνοπτική κατάσταση:
 - ψυχρή λίμνη πάνω από την χώρα και κατά κανόνα γεωδυν. ύψη στα 500 hPa μικρότερα από τα κανονικά της εποχής.
 - κυκλωνικό wind shear στο γεωγραφικό πλάτος της Αθήνας.

(δ) Ο παρακάτω Πίνακας δίνει για διάφορους δείκτες αστάθειας το «κατώφλι» της τιμής για την εκδήλωση καταιγίδας αέριας μάζας και δυναμικής καταιγίδας αντίστοιχα στην περιοχή της Αττικής την θερινή περίοδο (Φραγκούλη κ.ά., 2004):

Καταιγίδες αέριας μάζας		Δυναμικές καταιγίδες	
Δείκτης Αστάθειας	Κατώφλι	Δείκτης Αστάθειας	Κατώφλι
KI	> 26,6	KI	> 17,6
TT	> 41,5	TT	> 41,5
SWEAT	> 106,0	SWEAT	> 119,0
SI	< 4,1	SI	< 4,5
LI	< 1,0	LI	< 0,2
LI-(πιο ασταθές)	< 0,3	LI-(πιο ασταθές)	< 0,2
CAPE(T)	> 307,0	CAPE(T)	> 20,0
CAPE(T _v)	> 108,5	CAPE(T _v)	> 117,5
CAPE(T)-(πιο ασταθές)	> 64,0	CAPE(T)-(πιο ασταθές)	> 61,0
CAPE(T _v)-(πιο ασταθές)	> 63,5	CAPE(T _v)-(πιο ασταθές)	> 87,0

ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΙΑ ΑΝΑΚΛΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑΣ RADAR (Z) ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗΣ ΒΡΟΧΗΣ (R)

Z (dbz)	R (mm/h)	Περιγραφή Υετού
5	0,075	
10	0,154	
15	0,316	
20	0,648	
25	1,332	ασθενής βροχή.
30	2,734	
35	5,615	μέτρια βροχή.
40	11,53	
45	23,68	ισχυρή βροχή.
50	48,62	ισχυρή βροχή, χαλάζι πιθανόν μεγέθους μπιζελιού.
55	99,85	πολύ ισχυρή βροχή, χαλάζι πιθανόν μεγέθους μπιζελιού ή βόλου.
60	205,0	πολύ ισχυρή βροχή, χαλάζι πιθανόν μεγέθους βόλου.
65	421,1	πολύ ισχυρή βροχή, χαλάζι πιθανόν μεγέθους βόλου ή μπάλας γκολφ.
70	864,7	πολύ ισχυρή βροχή και χαλάζι, πιθανόν μεγάλου μεγέθους.

Οι τιμές του παραπάνω Πίνακα έχουν υπολογισθεί από την εμπειρική σχέση:

$$Z = 10 \cdot \log_{10}(200 R^{1,6}),$$

όπου Z η ανακλαστικότητα των υδρομετεώρων (σε dBZ) και R η ένταση βροχής (σε mm/h).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

- Kurz, M., 1994: The role of diagnostic tools in modern weather forecasting. *Meteorol. Appl*, 1, 45-67.
- Prezerakos, N. G., 1989: An investigation in the conditions in which air-mass thunderstorms occur at Athens. *Meteorological Magazine*, 118, 31-36.
- The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.
- Vasquez, T., 2006: *Weather Forecasting Red Book*. Weather Graphics Technologies.
- World Meteorological Organization, 2007: *WMO/TD-No.1390, Aviation Hazards*. Education and Training Programme ETR-20. Geneva, Switzerland.
- Κατσιμάρδος, Δ., 1979: *Δείκτες αστάθειας, εμβαδά θερμοδυναμικών διαγραμμάτων και στατική αστάθεια στον Ελλαδικό χώρο*. ΕΜΥ, Αθήνα.
- Πρεζεράκος, Ν., 1987: *Η κλασική θερμοδυναμική και η εφαρμογή της στην ατμόσφαιρα*. ΕΜΥ, Αθήνα.
- Φραγκούλη, Π., Κ. Λαγουβάρδος, και Β. Κοτρώνη, 2004: Πρόγνωση θερινών καταιγίδων στην Αττική: Χρήση δειχτών αστάθειας ή/και χρήση αριθμητικών προγνώσεων υψηλής ανάλυσης. *Πρακτικά του 7^{ου} Πανελληνίου Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 27-30 Σεπτεμβρίου, Λευκωσία, Κύπρος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 ΣΤΡΑΤΟΜΟΡΦΑ ΝΕΦΗ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ

5.1 ΝΕΦΗ STRATUS ΚΑΙ ΨΕΚΑΔΕΣ

5.1.1 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΧΑΜΗΛΩΝ ΝΕΦΩΝ STRATUS

(α) Τα χαμηλά νέφη Stratus σχηματίζονται όταν αέρας με θερμοβαθμίδα μικρότερη της υγρής αδιαβατικής είτε ψύχεται κάτω από το σημείο δρόσου του είτε προστίθεται σε αυτόν επιπλέον υγρασία από την εξάτμιση πύκτωντος ύδατος. Η ψύξη του αέρα μπορεί να γίνει με την οριζόντια μεταφορά του πάνω από ψυχρότερη επιφάνεια ή από την ανοδική κίνηση σε πλαγιές. Επιπλέον υγρασία μπορεί να προστεθεί με την εξάτμιση νερού από υγρές επιφάνειες ειδικά όταν χιόνι ή πάγος αρχίζει να λιώνει.

(β) Για την πρόγνωση των Stratus απαιτούνται τα παρακάτω στοιχεία:

- θερμοκρασία και σημείο δρόσου της αναμενόμενης αέριας μάζας καθ' ύψος.
- θερμοκρασία θάλασσας, αν η ροή του αέρα γίνεται πάνω από θάλασσα.
- πρόγνωση του πεδίου ανέμων.
- πρόγνωση του ποσού και του πάχους της νυχτερινής ψύξης λόγω ακτινοβολίας.
- γνώση της τοπογραφίας.

5.1.2 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ STRATUS ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΞΗΡΑ

Η πρόγνωση της θερμοκρασίας στην οποία θα σχηματισθούν νέφη Stratus ως αποτέλεσμα της νυχτερινής ψύξης μπορεί να γίνει με την βοήθεια του Τεφιγράμματος ως εξής:

(α) καθορίζεται η θερμοκρασία ομίχλης με την μέθοδο Saunder (βλέπε Παράγραφο 3.4.1).

(β) προσδιορίζεται το ύψος της κορυφής του νυχτερινού επιφανειακού αναταρακτικού στρώματος που συνήθως συμπίπτει με την βάση της αναστροφής θερμοκρασίας λόγω ψύξης από ακτινοβολία.

(γ) στο Τεφιγράμμα, καταχωρείται η θερμοκρασία ομίχλης στην ισοβαρή της επιφάνειας και στην συνέχεια χαράσσεται η ισόυγρη που περνά από την θερμοκρασία αυτή.

(δ) από την τομή αυτής της ισόυγρης με την ισοβαρή που αντιστοιχεί στην κορυφή του επιφανειακού αναταρακτικού στρώματος χαράσσεται η ξηροαδιαβατική. Η τομή της ξηροαδιαβατικής με την ισοβαρή της επιφάνειας δείχνει την θερμοκρασία στην οποία θα σχηματιστούν τα νέφη Stratus.

5.1.3 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΝΕΦΩΝ STRATUS ΑΠΟ ΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΑ ΠΡΟΣ ΤΗΝ ΞΗΡΑ

(α) Αν δεν έχει υπάρξει σημαντική αλλαγή στην συνοπτική κατάσταση κατά την διάρκεια της ημέρας, η θερμοκρασία στην οποία τα νέφη Stratus θα διαλυθούν το πρωί είναι μια καλή εκτίμηση της θερμοκρασίας της ακτής, η οποία θερμοκρασία μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως προγνωστικός δείκτης για το αν την επόμενη ημέρα τα Stratus κινηθούν προς το εσωτερικό της ξηράς ή διαλυθούν στην ακτή.

Για παράδειγμα, έστω ότι είναι γνωστή από την χθεσινή ημέρα η θερμοκρασία ($T_{\text{διάλυσης}}$) την ώρα που διαλύθηκαν τα Stratus. Αν την σημερινή ημέρα δεν αλλάζει σημαντικά η συνοπτική κατάσταση, η σύγκριση των τιμών $T_{\text{ακτής}}$ που παρέχεται από ένα προγνωστικό μοντέλο με την $T_{\text{διάλυσης}}$ μας βοηθά να προβλέψουμε αν τα νέφη Stratus κινηθούν προς την ξηρά. Συγκεκριμένα, αν η θερμοκρασία στην ακτή ($T_{\text{ακτής}}$) είναι μικρότερη από την $T_{\text{διάλυσης}}$, τα νέφη Stratus θα κινηθούν προς την ξηρά, αλλιώς (αν $T_{\text{ακτής}} > T_{\text{διάλυσης}}$) τα Stratus θα διαλυθούν στην ακτή.

(β) Πρόγνωση της κίνησης των νεφών Stratus προς το εσωτερικό της ξηράς μπορεί να γίνει από την διεύθυνση και την ταχύτητα του ανέμου στα 10 m την ώρα που η κατακόρυφη μεταφορά και οι αναταράξεις εξακολουθούν ακόμη να υπάρχουν στα πιο χαμηλά στρώματα και πριν η επιφανειακή θερμοκρασία αρχίσει να πέφτει πηγαίνοντας προς το βράδυ.

(γ) Αν υπάρχει ανοδική κίνηση σε πλαγιά, τα νέφη Stratus μπορεί να σχηματισθούν σε υψηλότερα εδάφη πριν το κύριο πέπλο των νεφών απλωθεί από την ακτή.

Η στάθμη στην οποία θα σχηματισθούν τα νέφη Stratus μπορεί να καθορισθεί από ένα αντιπροσωπευτικό κατώτερο προφίλ θερμοκρασίας και θερμοκρασίας σημείου δρόσου. Με την βοήθεια του Τεφιγράμματος προσδιορίζεται από αρκετά επίπεδα η στάθμη συμπύκνωσης του ανυψούμενου αέρα (δηλαδή το σημείο Normand ή LCL). Η χαμηλότερη στάθμη συμπύκνωσης αντιπροσωπεύει την ισοβαρική στάθμη στην βάση κάθε ορογραφικού Stratus.

5.1.4 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΝΕΦΩΝ STRATUS ΜΕΣΑ ΣΕ ΣΥΝΕΧΗ ΥΕΤΟ

Η εξάτμιση του υετού μπορεί να ψύξει τον αέρα στην θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου. Μια θερμοκρασία κοντά σε αυτήν την τιμή επιτυγχάνεται περίπου μετά από μισή ώρα πολύ ισχυρής βροχής ή 1 έως 2 ώρες μέτριας βροχής. Παρατεταμένες ψεκάδες και ασθενείς άνεμοι συχνά οδηγούν στον σχηματισμό πολύ χαμηλών νεφών Stratus ακόμη και όταν η ανοδική κίνηση λόγω πλαγιάς είναι αμελητέα.

Μεταφορά θερμού αέρα πάνω από λιωμένο χιόνι συχνά έχει ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό νεφών Stratus στην επιφάνεια ή πολύ κοντά σε αυτή.

5.1.5 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΨΕΚΑΔΩΝ

Οι ψεκάδες που φτάνουν στο έδαφος πέφτουν από νέφη Stratus με βάση κάτω από 1000 ft. Το κοροπλήρωμα κάτω από το νέφος πρέπει να είναι μικρότερο από 2° C, διότι σε διαφορετική περίπτωση οι πολύ μικρές σταγόνες των ψεκάδων (διάμετρος 0,2 έως 0,5 mm) θα εξατμισθούν.

Ισχυρές ψεκάδες ως επί το πλείστον συμβαίνουν μέσα σε νέφη που βρίσκονται σε περιοχές μεγάλου υψομέτρου.

5.2 ΝΕΦΗ STRATOCUMULUS

5.2.1 ΝΕΦΗ STRATOCUMULUS ΣΧΗΜΑΤΙΖΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΔΙΑΣΚΟΡΠΙΣΜΕΝΑ ΝΕΦΗ CUMULUS

Στην Παράγραφο 4.5 αναφέρεται αναλυτικά ο σχηματισμός νεφών Stratocumulus ως εξάπλωση νεφών Cumulus λόγω αναχαίτισης της κατακόρυφης ανάπτυξης από ένα ευσταθές στρώμα θερμοκρασιακής αναστροφής.

5.2.2 «ΣΠΟΡΑ» ΝΕΦΩΝ STRATUS ΚΑΙ STRATOCUMULUS ΑΠΟ ΥΠΕΡΚΕΙΜΕΝΑ ΝΕΦΗ

Όταν πολύ υγρός αέρας στα χαμηλά στρώματα αναγκασθεί σε άνοδο σε υψηλότερα επίπεδα σχηματίζονται παχιά στρώματα νεφών St και Sc. Τα ποσά υετού που μπορεί να δώσει το νέφος αυτό από μόνο του είναι γενικά μικρά, ειδικά αν η ταχύτητα του ανέμου είναι μεγάλη και δεν υπάρχει επαρκής χρόνος για να παραχθεί υετός πριν η ροή του αέρα κατέβει στην υπήνεμη πλευρά των λόφων.

Αν σε νέφη St / Sc πέφτει βροχή από υπερκείμενα νεφικά στρώματα (νέφη «σπορείς»), η βροχή αυτή παρασέρνοντας τα υδροσταγονίδια των χαμηλότερων νεφών (νέφη τροφοδοτούμενα) ενισχύεται. Το φαινόμενο είναι προσθετικό και όχι πολλαπλασιαστικό. Στην Παράγραφο 7.6.2 αναφερόμαστε αναλυτικά για τον μηχανισμό σποράς νέφους από υπερκείμενο νέφος (μηχανισμός seeder – feeder).

Το φαινόμενο ενισχύεται όταν υπάρχει απελευθέρωση της δυναμικής αστάθειας και όταν η ροή στα χαμηλά στρώματα είναι ισχυρή και παρατεταμένη εξασφαλίζοντας τον συνεχή ανεφοδιασμό της διαδικασίας με υγρό αέρα.

Αυτός είναι ένας μηχανισμός που παράγει ισχυρό υετό κυρίως σε μεγάλα υψόμετρα στην Δυτική Ελλάδα όταν το ρεύμα είναι νοτιοδυτικό.

5.2.3 ΔΙΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ STRATOCUMULUS

Τα νέφη Sc, με κάποιες προϋποθέσεις, μπορεί να διαλυθούν είτε δια της νυχτερινής ακτινοβολίας (πάνω από την ξηρά) είτε με συνθήκες κατακόρυφης μεταφοράς.

5.3 ΥΕΤΟΣ ΑΠΟ ΣΤΡΩΜΑΤΟΜΟΡΦΑ ΝΕΦΗ

5.3.1 ΟΡΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΜΟΡΦΟΥ ΥΕΤΟΥ

(α) *Βροχή:*

- ασθενής: λιγότερο από 0,5 mm/h
- μέτρια: από 0,5 έως 4,0 mm/h
- ισχυρή: περισσότερο από 4,0 mm/h

(β) *Χιόνι:*

- ασθενές: λιγότερο από 0,5 cm/h
- μέτριο: από 0,5 έως 4,0 cm/h
- ισχυρό: περισσότερο από 4,0 cm/h

Σημειώνεται ότι 1,25 cm φρέσκου χιονιού \approx 1 mm νερού.

5.3.2 ΥΕΤΟΣ ΣΤΙΣ ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΥΦΕΣΕΙΣ

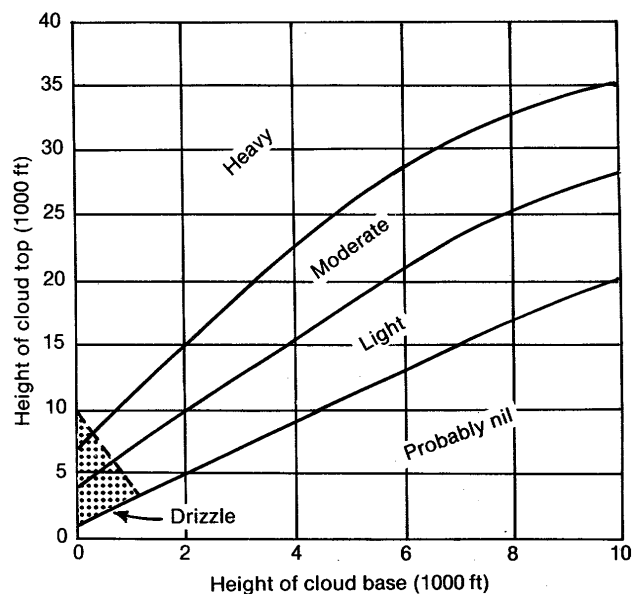
Η ποσότητα και η ένταση του υετού στις μετωπικές υφέσεις εξαρτώνται από:

- (α) τις μεγάλης κλίμακας ανοδικές κινήσεις του αέρα.
- (β) την συνεχή τροφοδοσία των χαμηλών στρωμάτων με υγρό αέρα.
- (γ) την απελευθέρωση της δυναμικής αστάθειας στα ανώτερα στρώματα.
- (δ) την ορογραφική επίδραση σε περιοχές σχετικά μεγάλου υψομέτρου.

Μετωπικός υετός συχνά σημειώνεται σε ζώνες, συνήθως αλλά όχι πάντα, παράλληλες προς ένα από τα επιφανειακά μέτωπα. Ζώνες υετού μπροστά από ένα ψυχρό μέτωπο μπορεί να εισχωρήσουν αρκετά μέσα στον θερμό τομέα της ύφεσης, ακόμη και λίγο πριν από το θερμό μέτωπο. Αυτές οι ζώνες είναι μέσης κλίμακας φαινόμενα και περιγράφονται αναλυτικότερα στην Παράγραφο 7.6.1.

5.3.3 ΠΑΧΟΣ ΝΕΦΩΝ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ

Στο Σχήμα 5.1 δίνεται διάγραμμα της έντασης του υετού σε επίπεδο έδαφος σε σχέση με το πάχος των νεφών. Εφαρμόζεται για στρωματομορφα νέφη με διαφορά στο περιεχόμενο ύδατος μεταξύ της βάσης και της κορυφής του νέφους μεγαλύτερη από $1,5 \text{ g kg}^{-1}$.



Σχήμα 5.1 Συσχέτιση του πάχους των νεφών με την ένταση του νετού. Η περιοχή με τις κουκίδες δείχνει τις συνθήκες για νετό μορφής ψεκάδων. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

5.4 ΧΙΟΝΙ

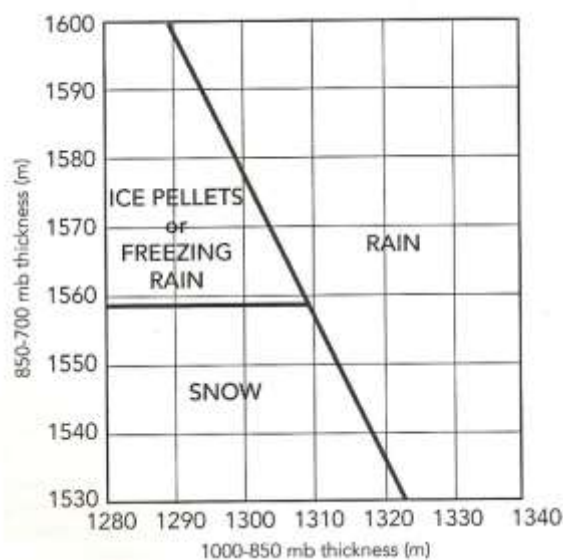
5.4.1 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΡΦΗΣ ΥΕΤΟΥ

(α) Οι ισοπαχείς είναι ένας καλός ενδείκτης για τον προσδιορισμό του νετού ως βροχή ή ως χιόνι. Συγκεκριμένα κρίσιμες τιμές θεωρούνται:

χιόνι: ισοπαχείς 1000-500 hPa	≤	5400 gpm
χιόνι: ισοπαχείς 1000-700 hPa	≤	2840 gpm
χιόνι: ισοπαχείς 1000-850 hPa	≤	1300 gpm
χιόνι: ισοπαχείς 850-700 hPa	≤	1540 gpm

(Πηγή: http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/precip_type.php.)

Επίσης, στο Σχήμα 5.2 δίνεται ένα γράφημα προσδιορισμού του είδους του νετού βασιζόμενο στις ισοπαχείς.



Σχήμα 5.2 Γράφημα προσδιορισμού του είδους του νετού βασιζόμενο στις ισοπαχείς και ισχύει για περιοχές με υψόμετρο χαμηλότερο από 500 ft. (Πηγή: Vasquez, 2006.)

(β) Το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου (T_w) αποτελεί ένα καλό κριτήριο για την πρόγνωση χιονιού. Συγκεκριμένα:

<u>Ύψος $T_w=0^{\circ}\text{C}$</u>	<u>Μορφή Υετού</u>
3000 ft και πάνω	σχεδόν πάντα βροχή και σπάνια χιόνι
2000-3000 ft	κυρίως βροχή και πιθανώς χιόνι
1000-2000 ft	βροχή έτοιμη να γυρίσει σε χιόνι
κάτω από 1000 ft	κυρίως χιόνι

5.4.2 ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΧΙΟΝΙ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Γενικά, οι ευνοϊκότερες συνοπτικές καταστάσεις για ισχυρές χιονοπτώσεις στις περισσότερες περιοχές της χώρας και κυρίως στην Κεντρική και Βόρεια Ελλάδα παρατηρούνται όταν υπάρχει συνδυασμός υψηλών πιέσεων βόρεια της χώρας και μιας ύφεσης στην κεντρική Μεσόγειο που κινείται από τα Δ-ΝΔ προς τα Α-ΒΑ. Στην περίπτωση αυτή δημιουργείται πάνω από την Ελλάδα ζώνη σύγκλισης των ψυχρών αερίων μαζών που έχουν προέλευση την Βόρεια ή Βορειοανατολική Ευρώπη με τις θερμές και υγρές αέριες μάζες της Μεσογείου που φτάνουν στην περιοχή μας με τους νοτίου τομέα ανέμους που επικρατούν μπροστά από την κινούμενη ύφεση.

Όταν προβλέπεται μια τέτοια συνοπτική κατάσταση, ο Μετεωρολόγος - Προγνώστης θα πρέπει να έχει υπόψη του ότι η περιοχή της ζώνης σύγκλισης μετατοπίζεται συνήθως κατά την διεύθυνση Βορράς-Νότος, η δε μετατόπιση καθορίζεται από την πορεία της ύφεσης. Για παράδειγμα, αν η ύφεση περάσει νότια, η ζώνη σύγκλισης εντοπίζεται κυρίως στην κεντρική Ελλάδα και είναι πολύ πιθανό στην Βόρεια Ελλάδα να μην σημειωθούν σημαντικές χιονοπτώσεις (Ζιακόπουλος, 2009). Επιπλέον, επειδή μερικές φορές τα μοντέλα καιρού για το διάστημα από την 4^η ημέρα έως την 7^η ημέρα δεν προβλέπουν με την επιθυμητή ακρίβεια την πορεία μιας ύφεσης, οι μετεωρολόγοι πρέπει να είναι επιφυλακτικοί με την ντετερμινιστική πρόγνωση πολλών ημερών.

Επισημαίνεται ότι ο προγνώστης δεν πρέπει να ξεχνά τον σημαντικό ρόλο της ορογραφίας στην ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση του νετού (ομβροπλευρά - ομβροσκιά) και ειδικότερα τον ρόλο της οροσειράς της Πίνδου και της προέκτασής της ως την Πελοπόννησο που σχεδόν πάντοτε διαφοροποιεί σημαντικά τον καιρό μεταξύ Δυτικής και Ανατολικής Ελλάδας.

5.4.3 ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΧΙΟΝΙ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ

Κατά την διάρκεια των ημερών χιονιού στην Αθήνα οι συνοπτικές καταστάσεις μπορεί να ταξινομηθούν σε δύο τύπος (Prezerakos and Angouridakis, 1984):

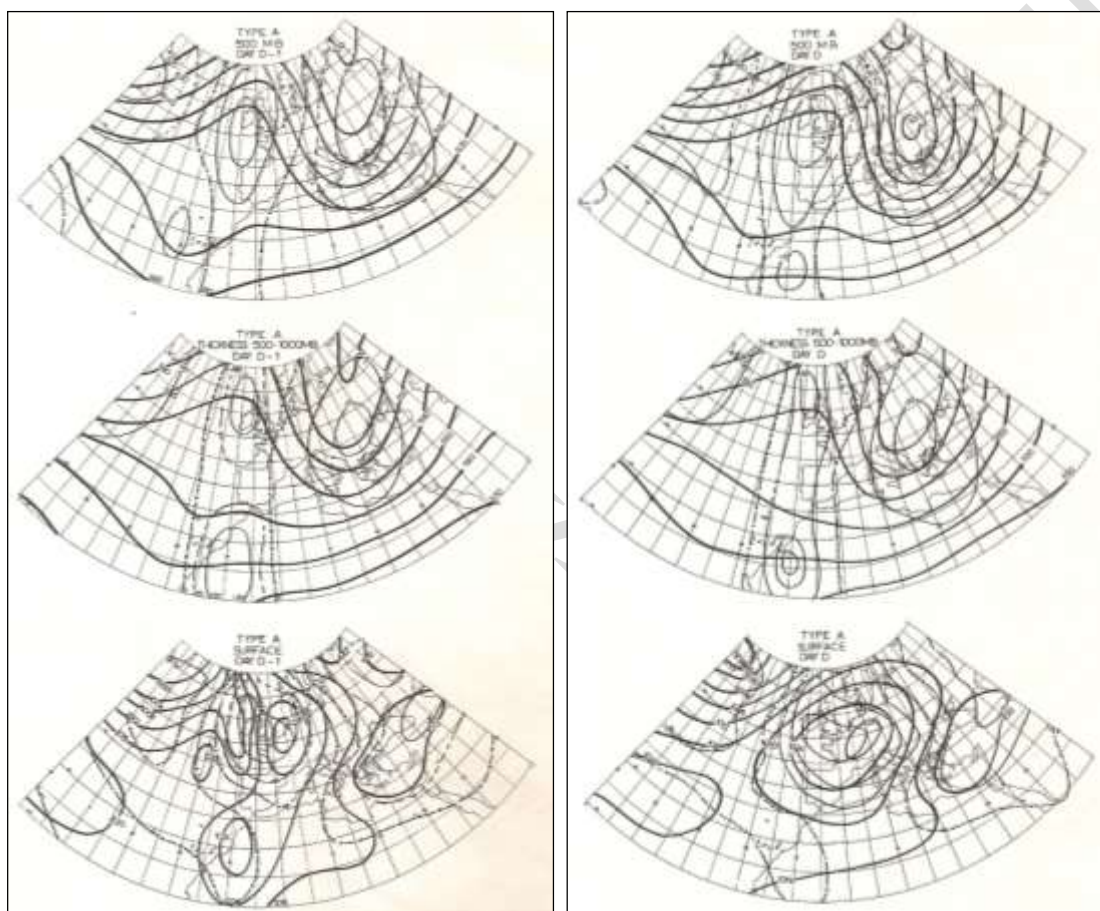
Ο *τύπος Α* (Σχήμα 5.3) χαρακτηρίζεται αφ' ενός μεν από την παρουσία ενός ισχυρού αντικυκλώνα στην περιοχή Γαλλίας, Ελβετίας, Γερμανίας και μίας έξαρσης που εκτείνεται βορειοανατολικά, αφ' ετέρου δε από την παρουσία ενός πεδίου χαμηλών πιέσεων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Μεσογείου λόγω, κυρίως, μιας ύφεσης που πλησιάζει από τα δυτικά ή λόγω ενός μεγίστου στροβιλισμού που έχει κινηθεί από βόρεια ή βορειοδυτικά. Στην περίπτωση αυτή, οι αέριες μάζες που μεταφέρονται στην χώρα μας από την περιοχή των Σκανδιναβικών χωρών ή και βορειότερα είναι πολικής ή/και αρκτικής προέλευσης.

Ο *τύπος Β* (Σχήμα 5.4) χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός ισχυρού, μικτού τύπου, αντικυκλώνα στην ανατολική Ευρώπη βόρεια της Ελλάδας και από τις χαμηλές πιέσεις στην ανατολική Μεσόγειο, στην οποία συμπεριλαμβάνεται και η Ανατολική Ελλάδα. Αυτός ο συνδυασμός των βαρομετρικών πιέσεων προκαλεί πολύ ισχυρούς βορειοανατολικούς ανέμους και κατά κανόνα ισχυρές χιονοπτώσεις στα ανατολικά προσήνεμα της χώρας, ενώ ο καιρός στην Δυτική Ελλάδα είναι συνήθως σχεδόν αίθριος. Με αυτή την συνοπτική κατάσταση είναι πιθανό στην Αθήνα να έχουμε δύο ή περισσότερες διαδοχικές ημέρες χιονιού. Το σύστημα «κλειδί» σε αυτή την περίπτωση είναι ένας θερμού τύπου αντικυκλώνας στην Σκανδιναβική χερσόνησο στην στάθμη των 500 hPa που αποτελεί το κύριο στοιχείο μιας φρασσόμενης

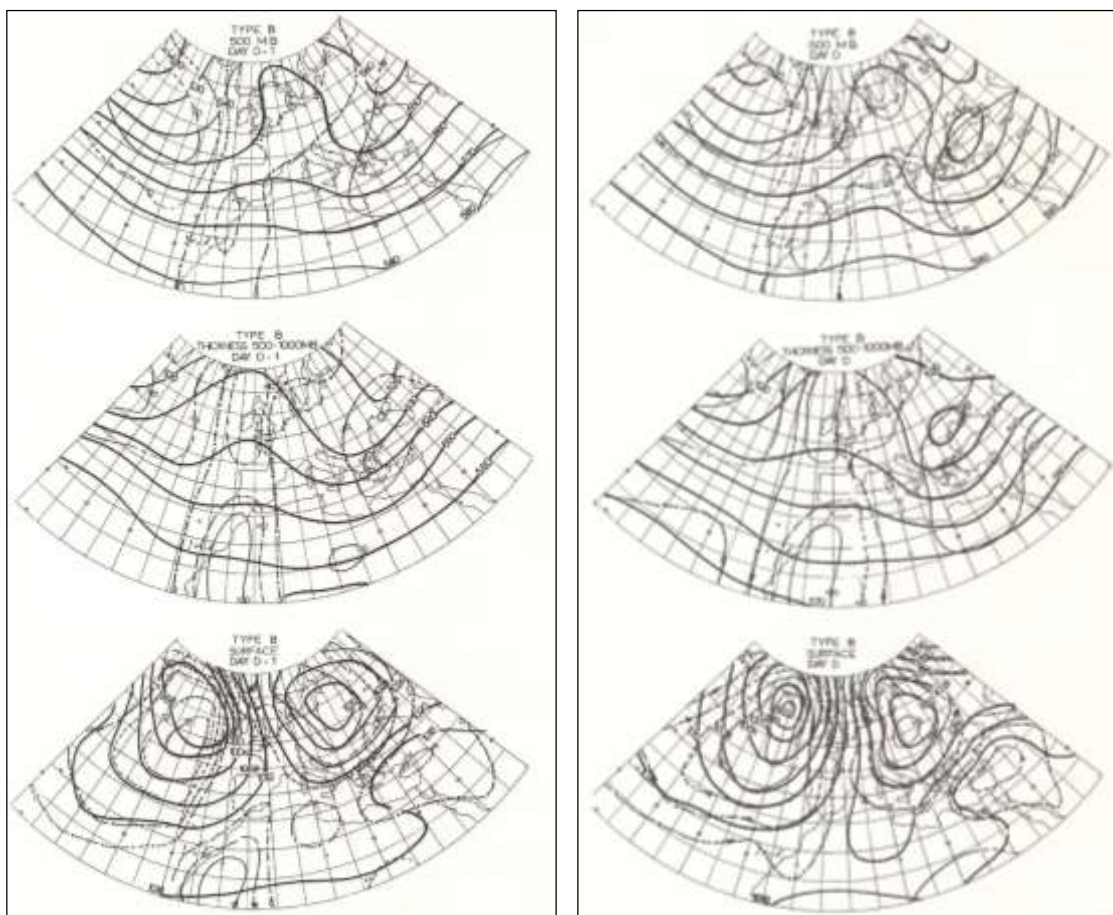
κυκλοφορίας τύπου «ωμέγα». Οι αέριες μάζες στα ανατολικά κράσπεδα του αντικυκλώνα μεταφέρονται στην περιοχή μας από την Ουκρανία ή βορειότερα

Στον παρακάτω Πίνακα (Prezerakos and Angouridakis, 1984) δίνεται για κάθε τύπο συνοπτικής κατάστασης ο αριθμός των περιπτώσεων ημερών χιονιού στην Αθήνα για την περίοδο 1956 – 1973.

	ΔΕΚ	ΙΑΝ	ΦΕΒ	ΜΑΡΤ	ΣΥΝΟΛΟ (ΠΟΣΟΣΤΟ)
ΤΥΠΟΣ Α	2	6	4	3	15 (65,2 %)
ΤΥΠΟΣ Β	0	3	4	1	8 (34,8 %)
ΣΥΝΟΛΟ (ΠΟΣΟΣΤΟ)	2 (8,7 %)	9 (39,1 %)	8 (34,8 %)	4 (17,4 %)	23



Σχήμα 5.3 Τύπος Α συνοπτικής κατάστασης για χιόνι στην Αθήνα την ημέρα D (χάρτες 500 hPa, ισοπαχείς 500-1000 hPa και επιφάνεια): (αριστερή στήλη) ημέρα D-1 και (δεξιά στήλη) ημέρα D, όπου ———— ισοϋνείς, ισοπαχείς ισοβαρείς, ———— ανωμαλίες σε επίπεδο σημαντικότητας 0,01, - - - - - ανωμαλίες σε επίπεδο σημαντικότητας 0,05 και - . - . - . ανωμαλίες σε επίπεδο σημαντικότητας 0,01 και 0,05. (Πηγή: Prezerakos and Angouridakis, 1984.)



Σχήμα 5.4 Όπως στο Σχήμα 5.3, αλλά για τον Τύπο Β.

5.4.4 ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΧΙΟΝΙΟΥ

(α) Χαρακτηριστικά της δομής της ατμόσφαιρας για χιονόπτωση στην Αθήνα

Σύμφωνα με την εργασία του Πρεζεράκου (1984) τα χαρακτηριστικά της δομής της ατμόσφαιρας είναι:

- ευσταθής στρωμάτωση.
- $T - T_d \leq 3^\circ \text{C}$ στο στρώμα 950 έως 800 hPa.
- άνεμοι βόρειοι στο στρώμα από 950 έως 750 hPa και βορειοδυτικοί στα ψηλότερα στρώματα.

και επιπλέον για την συνοπτική κατάσταση:

- τύπου Α:

- $-11,5^\circ \text{C} < T_{850} < -5,5^\circ \text{C}$
- $1330 \text{ gpm} < H_{850} < 1485 \text{ gpm}$
- $\bar{T}_{500} = -31,7^\circ \text{C}$ με τυπική απόκλιση $3,3^\circ$
- $5270 \text{ gpm} < H_{500} < 5385 \text{ gpm}$
- άνεμος επιφανείας βορειοδυτικός.

όπου T_{850} θερμοκρασία στα 850 hPa.
 όπου H_{850} γεωδυναμικό ύψος στα 850 hPa.
 όπου \bar{T}_{500} η μέση θερμοκρασία στα 500 hPa.
 όπου H_{500} γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa.

- τύπου Β:

- $-13,0^\circ \text{C} < T_{850} < -7,0^\circ \text{C}$
- $1390 \text{ gpm} < H_{850} < 1505 \text{ gpm}$
- $\bar{T}_{500} = -27,5^\circ \text{C}$ με τυπική απόκλιση $4,1^\circ$
- $5400 \text{ gpm} < H_{500} < 5460 \text{ gpm}$
- άνεμος επιφανείας βορειοανατολικός.

όπου T_{850} θερμοκρασία στα 850 hPa.
 όπου H_{850} γεωδυναμικό ύψος στα 850 hPa.
 όπου \bar{T}_{500} η μέση θερμοκρασία στα 500 hPa.
 όπου H_{500} γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa.

(β) Δείκτες Χιονιού για την Αθήνα

Επιπλέον, στην ίδια εργασία, ο Πρεζεράκος (1984) επαλήθευσε τιμές μετεωρολογικών παραμέτρων και Δεικτών που μπορούν να χρησιμοποιηθούν γρήγορα και εύκολα από ένα Γραφείο Καιρού. Συγκεκριμένα, οι τιμές αυτές για την Αθήνα είναι:

- στατιστικές τιμές:
 - πάχος στρώματος 1000-500 hPa: μέση τιμή 5230 grm με τυπική απόκλιση 47 grm.
 - πάχος στρώματος 1000-850 hPa: μέση τιμή 1282 grm με τυπική απόκλιση 33,6 grm.
 - στάθμη παγοποίησης: μέση απόσταση από το έδαφος 38,6 hPa (στα 980 hPa περίπου).
- λήψη απόφασης για τον αν ο υετός θα είναι χιόνι ή όχι:
 - δείκτης I_w : μέση τιμή 8,6 hPa με τυπική απόκλιση 1,4 hPa
όπου I_w = διαφορά πίεσης στο έδαφος και στάθμης παγοποίησης υγρού θερμομέτρου.
 - $(T + T_d)_{sfc} \leq 1^\circ \text{C}$, με μέση τιμή $0,6^\circ \text{C}$.
 - $\theta_w^{850} = 0,5^\circ \text{C}$.
 - $T_w^{850} = -9^\circ \text{C}$.

(γ) Κριτήρια για πρόγνωση χιονιού στην Βόρεια Ελλάδα. Από μελέτες για την Βόρεια Ελλάδα βρέθηκε:

Σαχσαμάνογλου και Μακρογιάννης (1978):

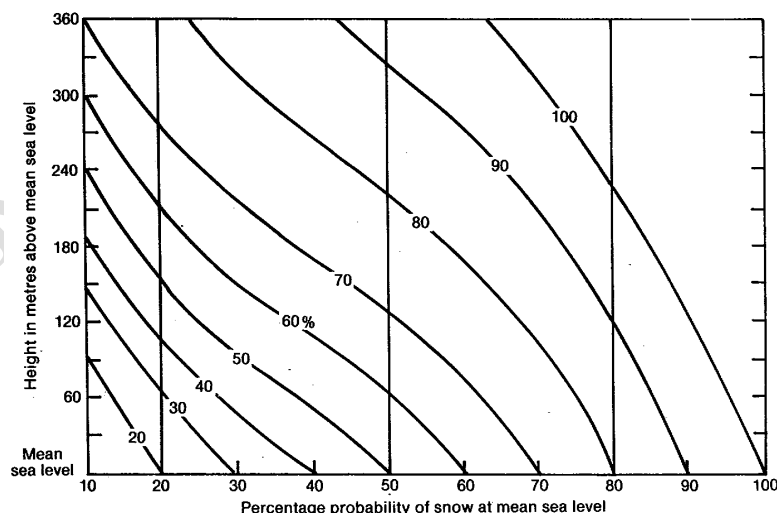
πάχος στρώματος 1000-850 hPa: μέση τιμή 1310 grm με εύρος μεταξύ 1260-1350 grm.

Μπαρσάκης και Μακρογιάννης (2002):

- πάχος στρώματος 1000-500 hPa: εύρος μεταξύ 5223-5383 grm.
- πάχος στρώματος 1000-850 hPa: εύρος μεταξύ 1217-1401 grm.
- $\bar{T}_{500} = -27,2^\circ \text{C}$ όπου \bar{T}_{500} η μέση θερμοκρασία στα 500 hPa.
- $T_{850} < -2,3^\circ \text{C}$ όπου T_{850} θερμοκρασία στα 850 hPa.

5.4.5 ΧΙΟΝΙ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕ ΜΕΓΑΛΟ ΥΨΟΜΕΤΡΟ

Αν είναι γνωστή η πιθανότητα με την οποία ο υετός που θα πέσει στην Μ.Σ.Θ. θα είναι χιόνι, η αυξανόμενη πιθανότητα να πέσει χιόνι σε υψηλότερα επίπεδα δίνεται από το νομόγραμμα που παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.5.



Σχήμα 5.5 Χιονόπτωση σε υψίπεδα. Δίνονται οι αυξημένες πιθανότητες ώστε να πέσει ο υετός ως χιόνι, όταν είναι γνωστές οι πιθανότητες της εμφάνισης του φαινομένου στην Μ.Σ.Θ. Συγκεκριμένα, πιθανότητα χιονιού 20% στην Μ.Σ.Θ. γίνεται 50% στα 150 m και πάνω από 70% στα 300 m. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

5.4.6 ΠΑΡΑΣΥΡΟΜΕΝΟ ΧΙΟΝΙ

Το χιόνι παρασύρεται από άνεμο έντασης μεγαλύτερης των 12 kn και κυρίως μεγαλύτερης των 17 kn, εφ' όσον η θερμοκρασία είναι μικρότερη από 0° C.

5.4.7 ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΧΙΟΝΙΟΥ

(α) *Πρωιμότερη και οψιμότερη χιονόπτωση*

	ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗ	
	ΠΡΩΙΜΟΤΕΡΗ	ΟΨΙΜΟΤΕΡΗ
Αστεροσκοπείο (περίοδος 1858-1955)	5-11-1872	11-4-1892
Νέα Φιλαδέλφεια (περίοδος 1955-2009)	4-11-2006	24-3-2003
Πάρνηθα (περίοδος 1955-2009)	17-10-2006	30-4-1987
Θεσσαλονίκη (περίοδος 1955-2009)	22-10-1972	9-4-1956
Φλώρινα (περίοδος 1955-2009)	19-10-1972	7-5-1989
Τρίπολη (περίοδος 1955-2009)	3-11-1971	16-4-1988
Βόρεια Πίνδος και Όλυμπος (περίοδος 1955-2009)	31-8-1995	3-7-2006

(β) *Πάχος χιονιού*

- Στην Αθήνα, σύμφωνα με τον αείμνηστο Β. Κυριαζόπουλο καθηγητή του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, το μεγαλύτερο πάχος χιονιού ήταν 1,5 m και παρατηρήθηκε στις 8-2-1911. Δεν αναφέρεται αν αυτό συνέβη στο κέντρο της πόλης ή κάπου αλλού.
- Στην Αθήνα, στις 14-2-1934 το πάχος χιονιού ήταν 30 cm.
- Στην Θεσσαλονίκη, στις 17-12-1988 το πάχος χιονιού έφθασε τα 80 cm.
- Στην Θεσσαλία, τον Μάρτιο του 1987 το πάχος χιονιού έφθασε το 1,5 m.

(γ) *Βαρύτεροι χειμώνες*

- Οι βαρύτεροι χειμώνες στην Ελλάδα παρατηρήθηκαν τα έτη 1904-05, 1928-29, 1948-49, 1953-54 και ο βαρύτερος όλων το 1962-63. Ο χειμώνας του 1962-63 ήταν ο δριμύτερος χειμώνας στην Ευρώπη τον 20ο αιώνα.
- Ο ψυχρότερος Μάρτιος των τελευταίων 50 ετών για όλη την Ελλάδα ήταν ο Μάρτιος του 1987.

(δ) *Χιονοστιβάδες*

Χιονοστιβάδες δεν αναφέρονται συχνά στην Ελλάδα, αλλά έχουν παρατηρηθεί κυρίως στον Όλυμπο και σε βουνά της Πελοποννήσου. Στις 3-3-1995 χάθηκε τουρίστας στα Λευκά Όρη της Κρήτης από χιονοστιβάδα.

Ο επόμενος Πίνακας δίνει πληροφορίες για το υψόμετρο των σημαντικότερων χιονοδρομικών κέντρων της χώρας.

ΥΨΟΜΕΤΡΟ ΧΙΟΝΟΔΡΟΜΙΚΩΝ ΚΕΝΤΡΩΝ

ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΥΨΟΜΕΤΡΟ
Καιμακτσαλάν	2018-2480 m
Παγγαίο Καβάλας	1750-1950 m
Λαϊλιά Σερρών	1600 m
Φαλακρό Δράμας	1500-1950 m
Σέλι Βεροίας	1730 m
Τρία Πέντε Πηγάδια Νάουσας	1430- 2005 m
Πισοδέριο Φλώρινας	1600-1900 m
Βίτσι (Βέρνο) Φλώρινας	1610-1875 m
Βασιλίτσα Γρεβενών	1780-2034 m

ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΥΨΟΜΕΤΡΟ
Περτούλι Τρικάλων	1350 m
Πήλιο	1471 m
Μέτσοβο	1340-1520 m
Βελούχι Καρπενησίου	1840 m
Παρνασσός	1600-2250 m
Δίρφος Ευβοίας	1150 m
Χελμός (Καλαβρύτων)	1700-2340 m
Μαίναλο Τρίπολης, Οστρακίνα	1981 m

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Prezerakos, N. G., and V. E. Angouridakis, 1984: Synoptic consideration of snowfall in Athens. *Int. J. Climatol.*, 4, 269-285.

The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.

Vasquez, T., 2006: *Weather Forecasting Red Book*. Weather Graphics Technologies.

Ζιακόπουλος, Δ., 2009: *Καιρός, ο γιός της Γης και του Ήλιου. 2^{ος} Τόμος*. Αθήνα.

Μπαρσάκης, Σ., και Τ. Ι. Μακρογιάννης, 2002: Κλιματική και θερμοδυναμική ανάλυση του φαινομένου της χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. *Πρακτικά του 6^{ου} Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 25-28 Σεπτεμβρίου, Ιωάννινα.

Πρεζεράκος, Ν. Γ., 1984: *Δομή της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων στην Αθήνα*. ΕΜΥ, Αθήνα.

Σαχσαμάνογλου, Χ. Σ., και Τ. Ι. Μακρογιάννης, 1978: *Ο τύπος του νετού στο βόρειο Ελλαδικό χώρο σε σχέση με τις τιμές κατάλληλων δεικτών*. Δελτίο ΕΜΤΕ., Τομ. 3, Νο 2, 11-20.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ, ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΙΧΝΗ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ

6.1 ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ

6.1.1 ΕΝΤΑΣΗ ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΩΝ - ΟΡΙΣΜΟΙ

Οι αναταράξεις αντιπροσωπεύουν οποιαδήποτε μη ομαλή ή διαταραγμένη ροή αέρα στην ατμόσφαιρα που μπορεί να προκαλέσει στροβίλους ή ριπές. Ο διατμητικός άνεμος (δηλ. ο άνεμος που πνέει με διαφορετική διεύθυνση ή/και ταχύτητα σε παρακείμενα στρώματα ή στήλες) και οι κινήσεις κατακόρυφης μεταφοράς αποτελούν τις κυριότερες πηγές αναταράξεων.

Οι όροι που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της έντασης των αναταράξεων ταξινομούνται από τους χειριστές των αεροσκαφών σε τέσσερις κατηγορίες:

- *ασθενείς (light)*.
- *μέτριες (moderate)*, όταν παρατηρούνται μέτριες αλλαγές στο υψόμετρο ή/και στο ύψος του αεροσκάφους χωρίς όμως να χάνεται ο έλεγχος. Οι επιβάτες αισθάνονται πίεση από τις ζώνες ασφαλείας και υπάρχει δυσκολία στο περπάτημα. Τα ελεύθερα αντικείμενα μετακινούνται.
- *ισχυρές (severe)*, όταν παρατηρούνται απότομες αλλαγές στο υψόμετρο ή/και στο ύψος του αεροσκάφους, πιθανώς να χαθεί ο έλεγχος για μικρές χρονικές περιόδους. Υπάρχει έντονη πίεση από τις ζώνες ασφαλείας και τα ελεύθερα αντικείμενα εκτινάσσονται.
- *πολύ ισχυρές (extreme)*, με τις επιπτώσεις πιο έντονες από την προηγούμενη κατηγορία.

6.1.2 ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΛΟΓΩ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

Αυτές παρατηρούνται στα όρια των ρευμάτων κατακόρυφης μεταφοράς:

- εντός νεφών.
- εκτός νεφών Cumulonimbus, αλλά κοντά σε αυτά (κυρίως γύρω από τον άκμονα και ακριβώς πάνω από την κορυφή της καταιγίδας).
- σε ξηρά θερμικά ρεύματα κάτω από την βάση του νέφους ή σε περιοχές χωρίς νέφη πάνω σε μια θερμαινόμενη επιφάνεια ξηράς.
- στα καθοδικά ρεύματα καταιγίδας που συνδέονται με την ορμητική εκδήλωση υετού.

Το μέγεθος των τυπικών κατακορύφων ρευμάτων στα νέφη κατακόρυφης μεταφοράς βάσει αναφορών χειριστών είναι:

	Κατακόρυφη ταχύτητα	Είδος αναταράξεων
Cumulus	1-3 m s ⁻¹	ασθενείς
Cumulus (ογκώδη)	3-10 m s ⁻¹	μέτριες
Cumulonimbus	10-25 m s ⁻¹	ισχυρές
Ισχυρές καταιγίδες (ΗΠΑ)	20-100 m s ⁻¹	πολύ ισχυρές
Ξηρά θερμικά ανοδικά ρεύματα	1-5 m s ⁻¹	ασθενείς / μέτριες
Καθοδικά ρεύματα καταιγίδας	3-15 m s ⁻¹	μέτριες / ισχυρές
Καθοδικά ρεύματα καταιγίδας (ΗΠΑ)	> 40 m s ⁻¹	πολύ ισχυρές

6.1.3 ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΣΕ ΧΑΜΗΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

Οι αναταράξεις στα χαμηλά στρώματα της τροπόπαυσης κατατάσσονται στις μηχανικές αναταράξεις και οφείλονται στην τριβή του αέρα με το έδαφος κάτω από αυτόν. Η έντασή τους εξαρτάται από την ταχύτητα του ανέμου, την τραχύτητα του εδάφους και την ευστάθεια της ατμόσφαιρας κοντά στο έδαφος. Γενικά, όσο ισχυρότερος ο άνεμος και τραχύτερη η επιφάνεια,

τόσο εντονότερες οι αναταράξεις. Μηδενικές αναταράξεις αντιστοιχούν σε ασθενείς άνεμους πάνω από γαλήνια θάλασσα.

Στις περιπτώσεις ισχυρών ανέμων στις κατώτερες στάθμες (λίγες εκατοντάδες πόδια πάνω από το έδαφος) αναταράξεις παρατηρούνται κατά κανόνα:

Επιφανειακός άνεμος	ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ		
	Θάλασσα	Επίπεδη ξηρά	Λοφώδης περιοχή
15-35 kn	ασθενείς / μέτριες	μέτριες	ισχυρές
> 35 kn	μέτριες / ισχυρές	ισχυρές	πολύ ισχυρές

Η έντονη ηλιοφάνεια κατά την διάρκεια πνοής ισχυρών ανέμων είναι δυνατόν να αυξήσει τις δυσκολίες ελέγχου του αεροσκάφους, κυρίως κατά την φάση απο/προσγείωσης

Πολύ ισχυροί άνεμοι σε χαμηλά ύψη δημιουργούν πολύ επικίνδυνες καταστάσεις για τα αεροσκάφη. Αυτές μπορεί να παρατηρηθούν:

- (α) κατά την διέλευση ενός ενεργού ψυχρού μετώπου.
- (β) κατά την διάρκεια μιας καταιγίδας.
- (γ) στις υπήνεμες περιοχές λόφων ή βουνών με την δημιουργία τοπικών κυκλοφοριών.

Το αεροδρόμιο της Ρόδου (Παραδείσι) αποτελεί χαρακτηριστικό παράδειγμα αναταράξεων στα χαμηλά στρώματα, όταν επικρατούν νοτιοανατολικοί άνεμοι έντασης μεγαλύτερης των 15 kn.

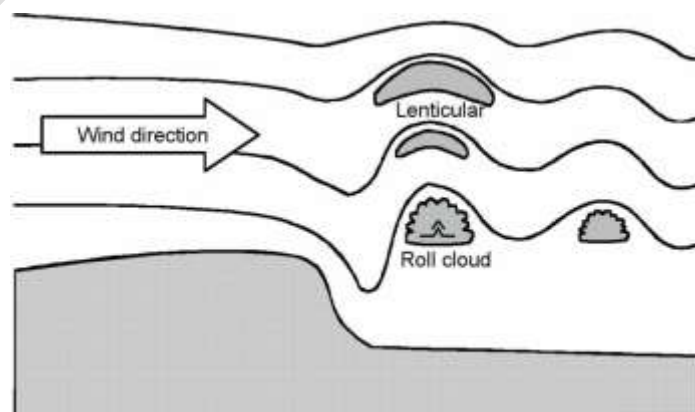
Επίσης, σημαντικά προβλήματα από αναταράξεις στα χαμηλά στρώματα μπορεί να προκληθούν από τους αεροχειμάρρους χαμηλού ύψους (βλέπε Παράγραφο 1.6.3).

6.1.4 ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΚΥΜΑΤΑ ΟΡΟΥΣ

Κύματα όρους (βλέπε Παράγραφο 1.8.3γ) και οι συνδεδεμένες με αυτά αναταράξεις μπορεί να παρατηρηθούν όταν ισχύουν οι παρακάτω συνθήκες:

- ο άνεμος πνέει με μικρή καθ' ύψος απόκλιση στην διεύθυνση και με γωνία μικρότερη των 30° ως προς την κάθετη προς την οροσειρά κατεύθυνση.
- ο άνεμος πνέει με ταχύτητα 20 kn ή περισσότερο στην κορυφή της οροσειράς με αυξανόμενη ταχύτητα πάνω από αυτή.
- υπάρχει ένα ευσταθές στρώμα αέρα μεταξύ της οροσειράς και μερικών χιλιάδων ποδών υψηλότερα.

Η ένταση των αναταράξεων είναι ανάλογη της ισχύος των κατακόρυφων ρευμάτων και αντιστρόφως ανάλογη του μήκους κύματος του κύματος όρους. Οι περισσότεροι πιθανές περιοχές για τις αναταράξεις είναι στις κορυφές και τις κοιλίες αυτών των κυμάτων.



Σχήμα 6.1 Ροή αέρα και κυματική δραστηριότητα στην υπήνεμη πλευρά μιας οροσειράς. (Πηγή: WMO, 2007.)

Ισχυρότατες αναταράξεις στην υπήνεμη πλευρά μιας μεγάλης οροσειράς με αρκετή κλίση μπορεί να προκληθούν από την στροβιλώδη κλειστή κυκλοφορία του rotor, η ύπαρξη του οποίου μπορεί να είναι ή όχι εμφανής από παράλληλο προς την κορυφή νέφος Cu με ξέφτια (roll cloud). Ο ισχυρότερος rotor δημιουργείται στο χαμηλότερο μέρος της κορυφής του πρώτου κύματος (Σχήμα 6.1), ενώ όσο περισσότερα ξέφτια έχει το roll cloud, τόσο περισσότερο αναταρακτική είναι η ροή.

6.1.5 ΑΝΑΤΑΡΑΞΕΙΣ ΕΝ ΑΙΘΡΙΑ (CLEAR AIR TURBULENCE)

Ο όρος *Clear Air Turbulence (CAT)* χρησιμοποιείται για να περιγράψει αναταράξεις στα μέσα και ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας με αξιοσημείωτο windshear και, όπως υποδηλώνει το όνομα, παρατηρούνται απουσία νεφών, γεγονός που δυσκολεύει τον οπτικό εντοπισμό τους.

Οι συνοπτικές ενδείξεις για την ύπαρξη CAT είναι:

(α) Αξιοσημείωτο windshear

Τόσο το οριζόντιο όσο και το κατακόρυφο windshear είναι σημαντικά για την δημιουργία αναταρακτικής ροής, ενώ η ευστάθεια (ή αστάθεια) του αέρα καταστέλλει (ή ενισχύει) το φαινόμενο. Στους υπολογισμούς χρησιμοποιείται ο αριθμός *Richardson (Ri number)* που συσχετίζει το σχετικό μέγεθος του κατακόρυφου windshear με την ευστάθεια. Αναταράξεις είναι πιθανές με τιμές $Ri < 0,5$ και βέβαιες αν $Ri < 0,15$.

(β) Αεροχειμάρρος

Περίπου το 60% των αναφορών για CAT παρατηρούνται κοντά στους αεροχειμάρρους. Οι περισσότεροι πιθανές περιοχές είναι:

- στην ψυχρή πλευρά, κοντά και κάτω από τον πυρήνα.
- στη θερμή πλευρά, πάνω από τον πυρήνα.
- στις εξόδους, στην περίπτωση που υπάρχει καμπυλότητα και απορροή.
- στην απορροή ή συρροή δύο αεροχειμάρρων.
- κοντά σε οξείες ανώτερους αυλώνες.
- γύρω από οξείες εξάρσεις στην θερμή πλευρά των αεροχειμάρρων.
- στις περιοχές όπου ένας αεροχειμάρρος υποτέμνει έναν άλλο.
- όπου το ύψος της τροπόπαυσης παρουσιάζει διακυμάνσεις.

(γ) Καμπυλούμενη ροή

- σε περιοχές αντικυκλωνικής καμπυλότητας, όπου η πραγματική ταχύτητα ανέμου προσεγγίζει την οριακή τιμή του διπλασίου του γεωστροφικού ανέμου.
- εντός 150 ναυτ. μιλίων πλησίον του άξονα ενός οξέως ανώτερου αυλώνα που ο άνεμος αλλάζει διεύθυνση περισσότερο από 90°.
- περιστασιακά, κάθετα των γραμμών shear στους βαρομετρικούς λαιμούς όπου η διεύθυνση του ανέμου αντιστρέφεται ταχέως.

(δ) Τοπογραφία

Αναταράξεις CAT αναφέρονται δύο φορές πιο συχνά πάνω από την ξηρά από ότι πάνω από την θάλασσα και τέσσερις φορές πιο συχνά πάνω από τα βουνά παρά πάνω από μια επίπεδη επιφάνεια.

(ε) Εμπειρικοί κανόνες για την πρόγνωση των αναταράξεων CAT

	Μέτριες CAT	Ισχυρές CAT
οριζόντιο windshear:	20 kn ανά μοίρα γεωγρ. πλάτους	30 kn ανά μοίρα γεωγρ. πλάτους
κατακόρυφο windshear:	6 kn ανά 1000 ft	9 kn ανά 1000 ft

Επίσης, σε έναν αεροχειμαρρο, με ταχύτητα στον πυρήνα μεγαλύτερη από 100 kn και κατακόρυφο shear ανέμου 4 kn ανά 1000 ft, προβλέπονται μέτριες CAT σε αποστάσεις έως και 150 ναυτ. μίλια.

(στ) Δείκτης Dutton

Ο Dutton Index-DI (WMO, 2007) που προτείνεται ως τρόπος υπολογισμού των CAT από αριθμητικά μοντέλα καιρού, δίνεται από τον τύπο:

$$DI = \frac{5(\text{HorizontalWindShear}) + (\text{VerticalWindShear})^2 + 42}{4}$$

και CAT είναι πιθανές, αν $DI > 4$.

6.2 ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ

Η παγοποίηση (*icing*), δηλαδή ο σχηματισμός πάγου πάνω σε μία επιφάνεια συμβαίνει όταν η θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα είναι μικρότερη από 0° C και υδροσταγόνες σε υπέρτηξη ερχόμενες σε επαφή με την επιφάνεια αυτή παγώνουν αυτόματα.

Η παγοποίηση στα αεροσκάφη, που συνήθως συμβαίνει στην κεραία, τα πτερύγια, την ουρά και γενικά στις κοιλότητες των επιφανειών των αεροσκαφών (*airframe icing*), αποτελεί ένα από τα πλέον επικίνδυνα φαινόμενα για την αεροναυτιλία, διότι μπορεί να προκαλέσει:

- ελάττωση της ανυψωτικής ικανότητας του αεροσκάφους.
- απώλεια της ισχύος του αεροσκάφους.
- αύξηση του βάρους του αεροσκάφους.
- μείωση της ορατότητας όταν γίνεται συγκέντρωση πάγου στο παράθυρο του πιλοτηρίου.

Στην περίπτωση συγκέντρωσης μεγάλων ποσοτήτων πάγου στις επιφάνειες του αεροσκάφους, οι κίνδυνοι για την ασφαλή πτήση του αυξάνουν σημαντικά. Βέβαια, τα περισσότερα σύγχρονα αεροσκάφη έχουν τον απαραίτητο αντιπαγωτικό εξοπλισμό και ο κίνδυνος μειώνεται αρκετά, αλλά για τα μικρότερα ελαφριά αεροσκάφη ή τα ελικόπτερα που δεν διαθέτουν τον ανάλογο εξοπλισμό ο κίνδυνος παραμένει σημαντικός.

6.2.1 ΤΥΠΟΙ ΠΑΓΟΥ

ΤΥΠΟΣ ΠΑΓΟΥ	ΠΗΓΗ	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ
τύπου πάχνης (hoar frost)	υδρατμοί	σχηματίζεται με την άμεση απόθεση υδρατμών (απουσία βροχής ή νεφών) σε επιφάνεια με θερμοκρασία μικρότερη του σημείου πάχνης του αέρα και προφανώς κάτω από 0° C. Λεπτή, λευκή, κρυστάλλινη επικάλυψη.
τύπου ομιγλοκρυστάλλου (rime ice)	μικρής διαμέτρου υδροσταγονίδια νεφών σε υπέρτηξη	σχηματίζεται με την άμεση και χωρίς εξάπλωση επαφή των υδροσταγονιδίων με επιφάνεια θερμοκρασίας < 0° C. Λευκός, αδιαφανής, πορώδης με αρκετό εγκλωβισμένο αέρα.
υαλόπαγος (clear ice)	μεγάλης διαμέτρου υδροσταγονίδια νεφών σε υπέρτηξη	σχηματίζεται όταν υδροσταγονίδια νεφών έρχονται σε επαφή με επιφάνειες που έχουν θερμοκρασία < 0° C. Είναι λείος, υαλώδης και τα υδροσταγονίδια εξαπλώνονται πριν στερεοποιηθούν.
μικτού τύπου (mixed ice)	διαφόρων μεγεθών υδροσταγονίδια νεφών σε υπέρτηξη	συνδυασμός πάγου ομιγλοκρυστάλλου (rime ice) και υαλόπαγου (clear ice).

πηγνυόμενη βροχή (rain ice ή freezing rain)	σταγόνες βροχής σε υπέρτηξη	σχηματίζεται όταν σταγόνες βροχής σε υπέρτηξη παγώνουν με την επαφή τους σε επιφάνεια. Συνήθως, σταγόνες βροχής σε υπέρτηξη παρατηρούνται όταν πέφτουν από ένα υπερκείμενο θερμό στρώμα της ατμόσφαιρας σε αρκετά ψυχρότερο στρώμα.
μάζα χιόνος (pack snow)	σταγόνες βροχής σε υπέρτηξη και χιονονιφάδες	οι σταγόνες παγώνουν με την επαφή (διαδικασία παρόμοια αυτή της πηγνυόμενης βροχής) και στον πάγο προσκολλώνται και οι χιονονιφάδες.

Η παγοποίηση εξαρτάται από την θερμοκρασία, την περιεκτικότητα του νέφους σε νερό σε υπέρτηξη και τις κατακόρυφες κινήσεις. Έτσι, για την πιθανότητα παγοποίησης πρέπει να λαμβάνονται υπόψη οι παράγοντες:

- η ύπαρξη υδροσταγονιδίων σε υπέρτηξη (όσο μεγαλύτερη περιεκτικότητα του νέφους σε νερό, τόσο σημαντικότερος ο κίνδυνος).
- το μέγεθος των υδροσταγονιδίων σε υπέρτηξη (όσο μεγαλύτερο το μέγεθος, τόσο σημαντικότερος ο κίνδυνος).
- υδροσταγονίδια σε υπέρτηξη δεν μπορούν να υπάρξουν με θερμοκρασίες $< -40^{\circ}\text{C}$.
- μόνο τα πολύ μικρά υδροσταγονίδια παραμένουν σε υπέρτηξη σε θερμοκρασίες $< -20^{\circ}\text{C}$. Συνεπώς, ο κίνδυνος παγοποίησης είναι μεγαλύτερος μεταξύ 0° και -15°C .
- η εξάπλωση των σε υπέρτηξη υδροσταγονιδίων που παγώνουν με την πρόσκρουσή τους στην επιφάνεια, εξαρτάται από το μέγεθος των υδροσταγονιδίων (τα μεγαλύτερα σταγονίδια εξαπλώνονται περισσότερο), την θερμοκρασία αέρα και την θερμοκρασία της επιφάνειας.
- οι κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα μπορεί να αυξήσουν την περιεκτικότητα του νέφους σε νερό. Οι ισχυρότερες συνθήκες παγοποίησης σχετίζονται με ανοδικά ρεύματα σε νέφη cumuliiform, χωρίς όμως να αποκλείονται και σε περιπτώσεις ανοδικών κινήσεων σε μετωπικά ή ορογραφικά νέφη.

Έτσι, ο πάγος τύπου ομιχλοκρυστάλλου (rime ice) παρατηρείται με θερμοκρασίες μεταξύ 0° και -40°C , ο υαλόπαγος (clear ice) με θερμοκρασία μεταξύ 0° και -15°C , ενώ ο μικτού τύπου (mixed ice) με θερμοκρασία μεταξύ -10° και -15°C (βλέπε επίσης Παράγραφο 6.2.6 και 6.2.7).

6.2.2 ΕΝΤΑΣΗ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ

Για την ένταση της παγοποίησης χρησιμοποιούνται οι όροι:

<i>Τχνη παγοποίηση:</i>	αισθητή αλλά όχι επικίνδυνη παγοποίηση. Αντιπαγωτικά συστήματα απαιτούνται για πτήση μεγαλύτερης της 1 ώρας.
<i>Ασθενής παγοποίηση:</i>	συγκέντρωση πάγου για πτήση μεγαλύτερης της 1 ώρας. Περιστασιακή χρήση αντιπαγωτικών συστημάτων.
<i>Μέτρια παγοποίηση:</i>	ρυθμός συγκέντρωσης πάγου εν δυνάμει επικίνδυνος, ακόμη και για πτήση μικρής διάρκειας. Απαραίτητη η χρήση αντιπαγωτικών συστημάτων.
<i>Ισχυρή παγοποίηση:</i>	ρυθμός συγκέντρωσης πάγου επικίνδυνος, ακόμη και με την χρήση αντιπαγωτικών συστημάτων. Αποφυγή αυτών των περιοχών.

6.2.3 ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΝΕΡΟΥ ΣΤΑ ΝΕΦΗ

Η ένταση της παγοποίησης εξαρτάται από την περιεκτικότητα του νερού σε υπέρτηξη μέσα στα νέφη.

Περιεκτικότητα νερού σε υπέρτηξη	Ένταση Παγοποίησης
< 0,5 g m ⁻³	ασθενής
0,5 - 1,0 g m ⁻³	μέτρια
> 1,0 g m ⁻³	ισχυρή

6.2.4 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΑ ΝΕΦΗ

Με την βοήθεια του Τεφιγράμματος:

- καταχωρούμε την πίεση και την θερμοκρασία της βάσης του νέφους.
- ανεβαίνουμε με την υγρή αδιαβατική έως την κορυφή του νέφους.
- η διαφορά της αναλογίας μίγματος μεταξύ της βάσης και της κορυφής του νέφους δίνει την μέγιστη (σε αδιαβατικές συνθήκες) περιεκτικότητα του νερού στο νέφος σε g kg⁻¹.

Επειδή στα 800 hPa (τυπικό επίπεδο νέφους που περιέχει νερό) 1 kg υγρού αέρα καταλαμβάνει 1 m³, για πρακτικούς λόγους η μονάδα g kg⁻¹ μπορεί να γίνει g m⁻³.

Τροποποιητικοί παράγοντες της περιεκτικότητας νερού στα νέφη:

- η ανάμιξη με ξηρό αέρα στην κορυφή του νέφους ελαττώνει την πραγματική περιεκτικότητα του νερού στο νέφος περίπου στο μισό της θεωρητικής μέγιστης τιμής.
- ανοδική κίνηση του νέφους αυξάνει την περιεκτικότητά του σε νερό, καθώς και τον κίνδυνο παγοποίησης σε κάθε επίπεδο. Ισχυρά ανοδικά ρεύματα σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης παράγουν την πιο ισχυρή παγοποίηση, αλλά και ορογραφικές ή μετωπικές αιτίες ανύψωσης του αέρα μπορούν επίσης να προκαλέσουν κατά περιόδους ισχυρή παγοποίηση.

6.2.5 ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΝΕΦΩΝ

Ο επόμενος Πίνακας δίνει την πιθανότητα, την ένταση και τον τύπο παγοποίησης. Νέφη κατακόρυφης μεταφοράς οδηγούν σε ισχυρότερες συνθήκες παγοποίησης σε σχέση με τα στρατόμορφα νέφη λόγω της μεγαλύτερης περιεκτικότητας σε νερό, του μεγαλύτερου μεγέθους των υδροσταγονιδίων και των κατά πολύ σημαντικότερων κατακόρυφων κινήσεων.

Τύπος νέφους	Πιθανότητα παγοποίησης	Ένταση παγοποίησης	Πιθανός τύπος παγοποίησης	Περιεκτικότητα νερού (g m ⁻³)
CB	υψηλή	SEV	όλοι	0,2–4,0
CU	μέτρια/υψηλή	MOD/SEV	clear	0,2-0,6
NS	υψηλή	SEV	όλοι	0,2-4,0
SC, AC	μέτρια	σπάνια περισσότερο MOD	mixed	0,1–0,5
AS	χαμηλή	MOD/ LIGHT	rime	0,1–0,3
ST	χαμηλή	LIGHT	rime	0,1–0,5

(Πηγή: WMO, 2007.)

Η περιεκτικότητα σε νερό στο νέφος, από την τιμή μηδέν ακριβώς κάτω από την βάση του νέφους αυξάνεται σχεδόν γραμμικά έως τα πρώτα 200-300 m πάνω από αυτή. Σε αυτή την περιοχή παρατηρείται ελάχιστη ή καθόλου παγοποίηση, εκτός αν υπάρχει ορογραφική ανύψωση ή εμπεριέχεται νέφος κατακόρυφης ανάπτυξης.

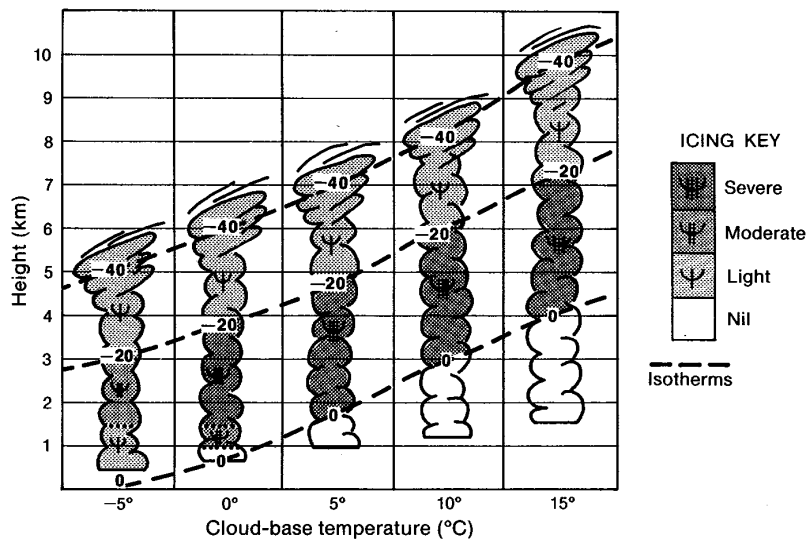
Ο κίνδυνος παγοποίησης αυξάνεται πάνω από τα κατώτερα 300 m του νέφους. Ακόμη και σε στρωματομορφα νέφη, όπως τα Stratocumulus που σχηματίζονται σε περιοχή αντικυκλώνα τον

χειμώνα πάνω από την θάλασσα, η παγοποίηση στο επάνω μέρος του νέφους μπορεί να είναι ισχυρή. Αυτό συμβαίνει διότι αφ' ενός η περιεκτικότητα σε νερό στο νέφος είναι μεγάλη ($0,5 - 1 \text{ gm}^{-3}$) και αφ' ετέρου διότι τα νέφη αυτά έχουν μεγάλη οριζόντια έκταση.

6.2.6 ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΝΕΦΟΥΣ ΚΑΙ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΝΕΦΟΥΣ	ΝΕΡΟ ΣΕ ΥΠΕΡΤΗΞΗ	ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΙ ΠΑΓΟΥ	ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ
0° έως -20° C	πολύ	λίγοι	υψηλός
-20° έως -40° C	λίγο	πολλοί	χαμηλός (υψηλός σε Cb)
$< -40^\circ \text{ C}$	μηδέν	όλοι	μηδέν

Στο Σχήμα 6.2 φαίνεται η αναμενόμενη παγοποίηση σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης για διαφορετικές συνθήκες θερμοκρασίας της βάση του νέφους.



Σχήμα 6.2 Στρώματα παγοποίησης σε νέφη κατακόρυφης μεταφοράς, κατά προσέγγιση. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Η χρήση των δορυφορικών εικόνων δίνει την δυνατότητα εκτίμησης της θερμοκρασίας της κορυφής των νεφών (MSG κανάλι 9) και διάκρισης μεταξύ των υδροσταγονιδίων σε υπέρτηξη και του πάγου (MSG κανάλι 3). Όμως, πληροφορίες σχετικά με το υπόλοιπο μέρος του νέφους δεν δίνονται.

6.2.7 ΓΕΝΙΚΟΙ ΚΑΝΟΝΕΣ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ

Σύμφωνα με το εγχειρίδιο πρόγνωσης παγοποίησης της Πολεμικής Αεροπορίας των ΗΠΑ (AWS, 1980), για την πρόγνωση παγοποίησης αναφέρονται τα παρακάτω:

(α) Γενικοί κανόνες:

- Αν $-7^\circ < T < 0^\circ \text{ C}$ και $(T - T_d) \leq 2^\circ$ ή αν $-15^\circ < T < -8^\circ \text{ C}$ και $(T - T_d) \leq 3^\circ$ τότε παρατηρούνται:
 - Ίχνη ή ασθενής παγοποίηση σε ζώνες ασθενούς ψυχρής μεταφοράς.
 - Ασθενής παγοποίηση σε ζώνες μέτριας ή ισχυρής ψυχρής μεταφοράς.
 - Ασθενής παγοποίηση σε νέφη Cumulus.
- Με αύξηση της ψυχρής μεταφοράς, αυξάνεται η πιθανότητα παγοποίησης.
- Μέτρια παγοποίηση συμβαίνει σε παγωμένες ψεκάδες, είτε κάτω είτε μέσα στα νέφη.
- Ισχυρή παγοποίηση συμβαίνει σε παγωμένη βροχή, είτε κάτω είτε μέσα στα νέφη.

- Μικρή ή μηδενική παγοποίηση παρατηρείται σε νέφη που δεν σχηματίστηκαν από μετωπική ή ορογραφική ανύψωση.
 - Πάγος τύπου ομιχλοκρυστάλλου (rime ice) παρατηρείται σε νέφη:
 - σωρειτόμορφα με θερμοκρασία $< 15^{\circ} \text{C}$.
 - νέφη στρωμάτομορφα με θερμοκρασία μεταξύ 0° και -15°C .
 - Υαλόπαγος (clear ice) παρατηρείται σε θερμοκρασίες μεταξύ 0° και -8°C .
 - Μέτρια παγοποίηση τύπου rime παρατηρείται 100 μίλια πίσω από ψυχρό μέτωπο ή στα στρωμάτομορφα νέφη βαθιάς ύφεσης με θερμοκρασίες μεταξύ 0° και -14°C .
 - Μέτρια παγοποίηση τύπου clear παρατηρείται 100 μίλια πίσω από ψυχρό μέτωπο ή στα σωρειτόμορφα νέφη βαθιάς ύφεσης με θερμοκρασίες μεταξύ 0° και -8°C .
 - Μέτρια παγοποίηση μικτού τύπου (mixed ice) παρατηρείται 100 μίλια πίσω από ψυχρό μέτωπο ή στα σωρειτόμορφα νέφη βαθιάς ύφεσης με θερμοκρασίες μεταξύ -9° και -15°C .
- (β) η *-8D Μέθοδος με την βοήθεια του Τεφίγραμματος:*
- Καταχωρούμε την θερμοκρασία T και την θερμοκρασία σημείου δρόσου T_d (σε βαθμούς και δέκατα).
 - Υπολογίζουμε το κοροπλήρωμα ($D=T-T_d$) για τις στάθμες με θερμοκρασία T μεταξύ 0° και -22°C .
 - Πολλαπλασιάζουμε το D με **-8** και καταχωρούμε την τιμή αυτή.
 - Χαράσσουμε την καμπύλη (-8D).
 - Παγοποίηση συνήθως συμβαίνει στα στρώματα όπου η καμπύλη (-8D) βρίσκεται δεξιότερα της καμπύλης θερμοκρασίας περιβάλλοντος.

6.3 ΙΧΝΗ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ

Η συμπύκνωση των υδρατμών που προέρχονται από τα καυσαέρια των μηχανών των αεροσκαφών μπορούν να δημιουργήσουν μακρά και επίμονα ίχνη (condensation trails ή contrails) όταν η θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα είναι μικρότερη μιας κρίσιμης τιμής.

Η γραμμή MINTRA που τυπώνεται στο Τεφίγραμμα (έντονη διακεκομμένη γραμμή σχεδόν παράλληλη με την ισούγρη των $0,55 \text{ g kg}^{-1}$) έχει υπολογισθεί βασισμένη στην συμπύκνωση υδρατμών ως προς τον πάγο και αντιπροσωπεύει την χαμηλότερη θερμοκρασία περιβάλλοντος αέρα πάνω από την οποία ίχνη συμπύκνωσης είναι απίθανο να σχηματισθούν από οποιοδήποτε αεροσκάφος. Στην πράξη συνήθως, ίχνη συμπύκνωσης δεν εμφανίζονται μέχρις ότου η θερμοκρασία του περιβάλλοντος κατέβει αρκετούς βαθμούς χαμηλότερα από την τιμή της γραμμής MINTRA.

6.3.1 ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΙΧΝΩΝ ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗΣ

(α) *Χρήση Διορθώσεων στην τιμή της γραμμής MINTRA*

Σε ένα Τεφίγραμμα σε κάθε επίπεδο χαράσσονται δύο γραμμές, οι οποίες είναι αντίστοιχα 11° και 14°C χαμηλότερες από την κρίσιμη τιμή T_c της γραμμής MINTRA. Αν η θερμοκρασία περιβάλλοντος, όπως προκύπτει από μία ραδιοβόλιση, σε ένα επίπεδο είναι T, τότε:

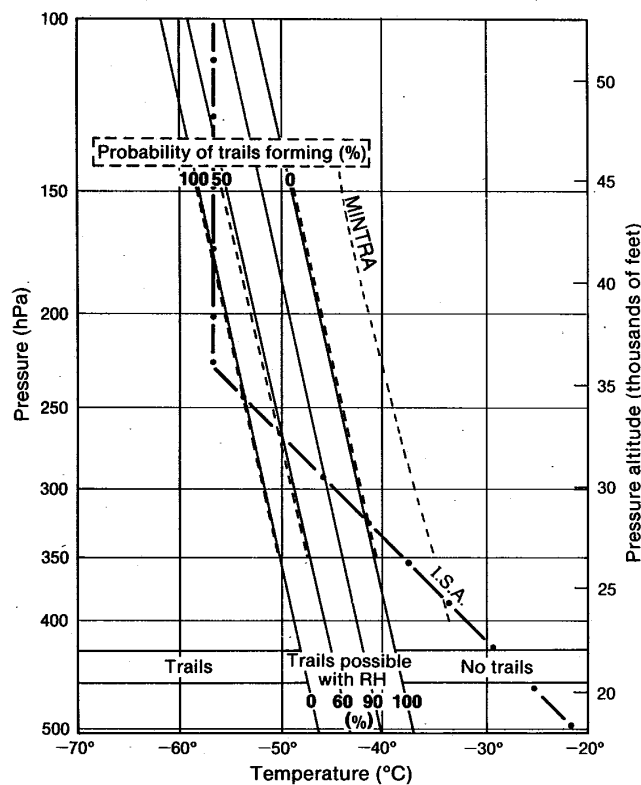
- αν $T > (T_c - 11)$ γενικά δεν προβλέπονται ίχνη συμπύκνωσης
- αν $(T_c - 11) > T > (T_c - 14)$ μικρά, μη επίμονα ίχνη συμπύκνωσης
- $T < (T_c - 14)$ μακρά και επίμονα ίχνη συμπύκνωσης

Επίμονα ίχνη συμπύκνωσης είναι πιθανά όταν συνδυάζονται με μεγάλες τιμές υγρασίας ή όταν η πτήση του αεροσκάφους γίνεται πλησίον νεφικών στρωμάτων της μορφής θισσάνων (cirriform).

(β) Γραφική Μέθοδος

Το Σχήμα 6.3 είναι το γράφημα του Appleman που περιλαμβάνει την επίδραση της σχετικής υγρασίας (RH) στον σχηματισμό των ιχνών συμπύκνωσης. Έχουν χαραχθεί τέσσερις γραμμές που δείχνουν την κρίσιμη τιμή θερμοκρασίας σχηματισμού ιχνών συμπύκνωσης για τιμές της RH αντίστοιχα 0%, 60%, 90% και 100% σε ένα jet αεροσκάφος. Ίχνη συμπύκνωσης σχηματίζονται πάντα εάν η θερμοκρασία περιβάλλοντος βρίσκεται αριστερά της γραμμής με 0% RH, ενώ ίχνη συμπύκνωσης δεν αναμένονται εάν η θερμοκρασία βρίσκεται δεξιά της γραμμής με 100% RH.

Επίσης όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.3, στην κορυφή τους οι γραμμές RH δίνουν την πιθανότητα σχηματισμού ιχνών συμπύκνωσης. Για παράδειγμα, η πιθανότητα 50% σχηματισμού ιχνών συμπύκνωσης βρίσκεται ακριβώς αριστερά της γραμμής με 60% RH.



Σχήμα 6.3 Γράφημα της πιθανότητας σχηματισμού ιχνών συμπύκνωσης (trails) σε σχέση με την σχετική υγρασία περιβάλλοντος. (RH %). Η διακεκομμένη, με τελείες, γραμμή αντιπροσωπεύει την International Standard Atmosphere (I.S.A.). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Air Weather Service, 1980: *Forecasters' Guide on Aircraft Icing*. AWS. Tech. Rep. AWS/TR-80/001, Scott AFB, Illinois, USA.

The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office.

World Meteorological Organization, 2007: *WMO/TD-No.1390, Aviation Hazards*. Education and Training Programme ETR-20. Geneva, Switzerland.

Ziakopoulos - Fragkouli

(αυτή η σελίδα έχει μείνει σκόπιμα κενή)

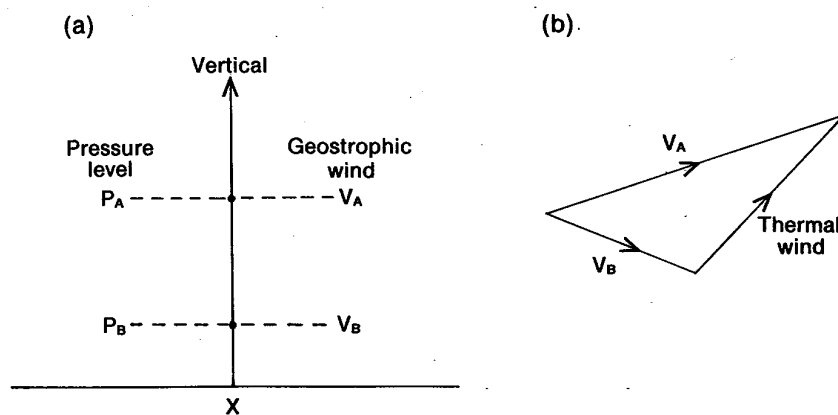
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

7.1 ΘΕΡΜΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Ο θερμικός άνεμος (*thermal wind*) αναφέρεται σε στρώμα μεταξύ δύο ισοβαρικών επιπέδων και ορίζεται ως η διανυσματική διαφορά του γεωστροφικού ανέμου του κατώτερου επίπεδου από αυτόν του ανωτέρου επιπέδου (Σχήμα 7.1). Δηλαδή, ο θερμικός άνεμος αντιπροσωπεύει το κατακόρυφο shear του γεωστροφικού ανέμου στο στρώμα αυτό.

$$\vec{V}_T = \vec{V}_A - \vec{V}_B \quad \text{ή} \quad \vec{V}_A = \vec{V}_B + \vec{V}_T$$

όπου V_A και V_B ο γεωστροφικός άνεμος του ανωτέρου και του κατώτερου επιπέδου αντίστοιχα.



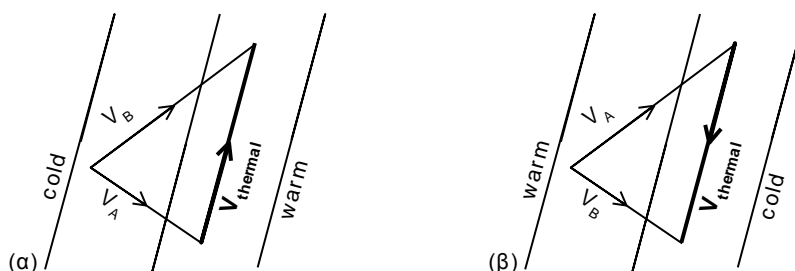
Σχήμα 7.1 (a) Γεωστροφικός άνεμος σε δύο επιφάνειες πάνω από το σημείο X και (b) διάγραμμα διανυσματικού υπολογισμού του θερμικού ανέμου. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.1b, όταν τα διανύσματα V_A και V_B έχουν αρχή το ίδιο σημείο, το διάνυσμα του θερμικού ανέμου V_T έχει αρχή το τέλος του διανύσματος V_A και τέλος το τέλος του διανύσματος V_B . Όταν τα διανύσματα V_A και V_B έχουν τέλος το ίδιο σημείο, το διάνυσμα του θερμικού ανέμου V_T έχει αρχή την αρχή του διανύσματος V_B και τέλος την αρχή του διανύσματος V_A (η περίπτωση αυτή εφαρμόζεται στην οδογράφο κίνησης).

Για πρακτικούς λόγους, για τον υπολογισμό του θερμικού ανέμου χρησιμοποιείται ο πραγματικός άνεμος αντί του γεωστροφικού.

Ο θερμικός άνεμος αποτελεί ένα πολύ χρήσιμο διαγνωστικό εργαλείο με το οποίο μπορούμε να ελέγξουμε την συνέπεια των πεδίων ανέμου και θερμοκρασίας, διότι σύμφωνα με την υδροστατική ισορροπία, για την μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος είναι απαραίτητη η ύπαρξη οριζόντιας θερμικής βαθμίδας. Δηλαδή, επειδή σε ένα ισοβαρικό επίπεδο ο γεωστροφικός άνεμος είναι ανάλογος της βαθμίδας των ισούψων, ο θερμικός άνεμος μετράει την κατακόρυφη βαθμίδα των ισούψων μεταξύ των δύο ισοβαρικών επιπέδων και σχετίζεται με την μέση οριζόντια θερμοβαθμίδα του στρώματος.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.2, ο θερμικός άνεμος πνέει παράλληλα προς τις ισόθερμες (ή ισοπαχείς) έχοντας δεξιά του, στο βόρειο ημισφαίριο, τις θερμότερες μάζες (ή μεγαλύτερα ύψη) και συνεπώς με την βοήθεια του θερμικού ανέμου μπορούμε να υπολογίσουμε την οριζόντια θερμική μεταφορά. Αντιστροφή (*backing*) του ανέμου καθ' ύψος συνδέεται με οριζόντια ψυχρή μεταφορά (Σχήμα 7.2a), ενώ στροφή (*veering*) με θερμή μεταφορά (Σχήμα 7.2b). Για τις πρακτικές εφαρμογές του θερμικού ανέμου και κυρίως για την οδογράφο κίνησης αναφερθήκαμε στην Ενότητα 1.7.



Σχήμα 7.2 Σχέση μεταβολής της διεύθυνσης του ανέμου καθ' ύψος και θερμικής μεταφοράς: (α) αντιστροφή του ανέμου καθ' ύψος και ψυχρή μεταφορά και (β) στροφή του ανέμου καθ' ύψος και θερμή μεταφορά.

7.2 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

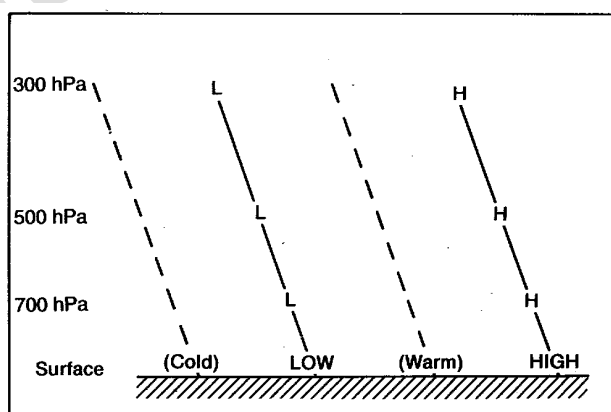
(α) Σε βαροτροπικές περιοχές της ατμόσφαιρας, δηλαδή σε περιοχές όπου οι ισοβαρικές επιφάνειες και οι επιφάνειες σταθερής πυκνότητας συμπίπτουν:

- η θερμοκρασία είναι σταθερή σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια, δηλαδή οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι και ισοθερμικές.
- οι ισοπαχείς μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών είναι σταθερές.
- οι άνεμοι δεν μεταβάλλονται καθ' ύψος, δηλαδή ο θερμικός άνεμος είναι μηδέν.

Βαρομετρικά χαμηλά και υψηλά που παραμένουν στην ίδια περιοχή αρκετές ημέρες, αποκομμένα από την επίδραση άλλων βαρομετρικών συστημάτων, είναι δυνατόν να γίνουν βαροτροπικά. Το πρότυπο ροής των ανέμων είναι το ίδιο καθ' ύψος σε όλα τα επίπεδα. Αυτά τα συστήματα κινούνται πολύ αργά, είναι ομοιόμορφης δομής και στερούνται κάθε ενεργούς ανάπτυξης.

(β) Σε βαροκλιτικές περιοχές της ατμόσφαιρας, δηλαδή σε περιοχές όπου οι ισοβαρικές επιφάνειες και οι επιφάνειες σταθερής πυκνότητας τέμνονται:

- θερμοβαθμίδες παρατηρούνται πάνω στις επιφάνειες σταθερής πίεσης.
- οι βαθμίδες των ισοπαχών είναι ισχυρές και ως εκ τούτου και ο θερμικός άνεμος είναι ισχυρός.
- οι άνεμοι μεταβάλλονται καθ' ύψος, τόσο ως προς την διεύθυνση όσο και ως προς την ένταση.
- το πρότυπο ροής των ανέμων σε διαφορετικά επίπεδα δεν είναι το ίδιο.



Σχήμα 7.3 Κλίση των αυλώνων (L-L) και των εξάρσεων καθ' ύψος (H-H). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Οι βαροκλιτικές περιοχές είναι περιοχές ενεργούς ανάπτυξης. Τα επιφανειακά χαμηλά συνδέονται με ανώτερους αυλώνες χαμηλών υψών. Η γραμμή των αυλώνων δεν βρίσκεται στην κατακόρυφο πάνω από το επιφανειακό χαμηλό, αλλά μετατοπίζεται αυξανόμενου του ύψους προς την πλευρά του ψυχρού αέρα. Ανώτερες εξάρσεις μετατοπίζονται ομοίως με τους επιφανειακούς αντικυκλώνες (Σχήμα 7.3).

7.3 ΑΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΟΣ ΑΝΕΜΟΣ

Το διάνυσμα του πραγματικού ανέμου μπορεί να θεωρηθεί ότι έχει δύο συνιστώσες, την γεωστροφική και την αγεωστροφική (μη γεωστροφική). Η αγεωστροφική συνιστώσα είναι διάνυσμα κάθετο στο διάνυσμα της επιτάχυνσης του ανέμου και προς τα αριστερά του (βλέπε επίσης Ενότητα 1.2). Συνεπώς, τόσο ο πραγματικός άνεμος όσο και η αγεωστροφική συνιστώσα γενικά έχουν διεύθυνση που τέμνει τις ισοβαρείς (ή ισοϋψείς).

Ο γεωστροφικός άνεμος βρίσκονται σε μια αυστηρή ισορροπία με το υπάρχον πρότυπο των ισοβαρών (ή ισοϋψών) και δεν μπορεί να επιφέρει αλλαγές στο σύστημα. Η όλη ανάπτυξη των συστημάτων είναι αποτέλεσμα της αγεωστροφικής κίνησης. Σε περιοχές που οι ισοβαρείς (ή ισοϋψείς) μπορούν να αναλυθούν με ακρίβεια, η ύπαρξη της αγεωστροφικής κίνησης μπορεί εύκολα να αναγνωρισθεί εκεί που οι άνεμοι τέμνουν τις ισοβαρείς (ή ισοϋψείς).

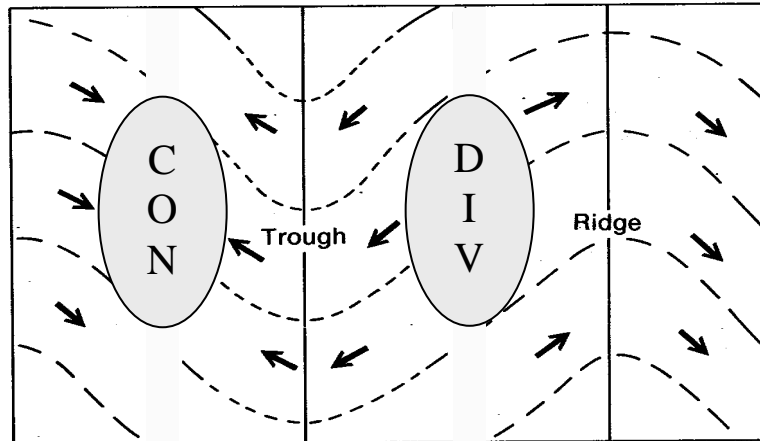
7.3.1 ΑΥΛΩΝΕΣ ΚΑΙ ΕΞΑΡΣΕΙΣ

Οι ισοϋψείς μας δίνουν την πιστή εικόνα του πεδίου των ανέμων στην ανώτερη ατμόσφαιρα σε μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Η πολυπλοκότητα της πραγματικής κατάστασης μπορεί να απλοποιηθεί, θεωρώντας τους αυλώνες και τις εξάρσεις ως τα δύο βασικά πρότυπα του πεδίου των ισοϋψών.

Στο Σχήμα 7.4 φαίνεται ένα συμμετρικό πρότυπο αυλώνα και εξάρσης με ίσες αποστάσεις μεταξύ των ισοϋψών. Λόγω του συμμετρικού προτύπου, ο γεωστροφικός άνεμος V_g είναι παντού ίδιος. Όμως, λόγω της αντικυκλωνικής και κυκλωνικής καμπυλότητας ο πραγματικός άνεμος δεν είναι ίδιος με τον γεωστροφικό. Συγκεκριμένα:

- στις περιοχές κυκλωνικής καμπυλότητας των ισοϋψών (διακεκομμένες μικρού μήκους γραμμές), ο πραγματικός άνεμος (ίσος με τον άνεμο βαροβαθμίδας) είναι υπογεωστροφικός, δηλαδή είναι μικρότερος του γεωστροφικού ανέμου V_g , διότι η αγεωστροφική συνιστώσα (βέλος) είναι αντίθετη του V_g (η αγεωστροφική συνιστώσα του ανέμου είναι κάθετη και προς τα αριστερά του διανύσματος της κεντρομόλου επιτάχυνσης, διάνυσμα με φορά προς τα μικρότερα ύψη).
- στις περιοχές αντικυκλωνικής καμπυλότητας των ισοϋψών (διακεκομμένες μεγάλου μήκους γραμμές) ο πραγματικός άνεμος (ίσος με τον άνεμο βαροβαθμίδας) είναι υπεργεωστροφικός, δηλαδή είναι μεγαλύτερος από του γεωστροφικού ανέμου V_g , διότι η αγεωστροφική συνιστώσα (βέλος) έχει την ίδια διεύθυνση με τον V_g (η αγεωστροφική συνιστώσα του ανέμου είναι κάθετη και προς τα αριστερά του διανύσματος της κεντρομόλου επιτάχυνσης, διάνυσμα με φορά προς τα μεγαλύτερα ύψη).
- αυτές οι αγεωστροφικές κινήσεις οδηγούν σε συσσώρευση του αέρα κατά μήκος της ροής από την έξαρση προς τον αυλώνα και σε μείωση του αέρα κατά μήκος της ροής από τον αυλώνα προς την έξαρση. Δηλαδή, κατά μήκος της ροής των ισοϋψών πίσω από την trough έχουμε σύγκλιση (convergence) και καθοδικές κινήσεις, ενώ μπροστά από την trough έχουμε απόκλιση (divergence) και ανοδικές κινήσεις.

Το πρότυπο αυτό των trough και ridge στην ανώτερη ατμόσφαιρα συνδέεται στην κατώτερη ατμόσφαιρα με κυκλωνικές αναπτύξεις πριν από τον αυλώνα και αντικυκλωνικές αναπτύξεις πριν από την έξαρση (βλέπε επίσης Παράγραφο 7.3.3).



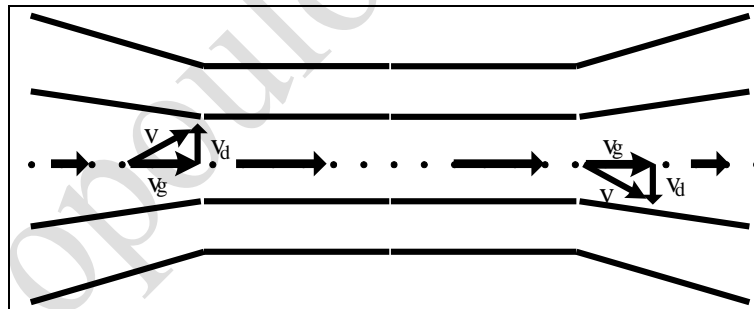
Σχήμα 7.4 Πρότυπα αυλώνων-εξάρσεων με ομοιόμορφη βαθμίδα ισοϋψών και ροή του αέρα από αριστερά προς τα δεξιά. Τα βέλη δείχνουν την αγεωστροφική συνιστώσα του ανέμου. (Πηγή: προσαρμογή από The Met. Office, 1993.)

7.3.2 ΠΡΟΤΥΠΟ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΥ

Το Σχήμα 7.5 δείχνει έναν αεροχειμάρρο χωρίς καμπυλότητα στην ανώτερη ατμόσφαιρα, όπου στην είσοδο η συρροή (ή στην έξοδο η απορροή) των ισοϋψών δημιουργεί μια αγεωστροφική συνιστώσα ανέμου που μεταβάλλει τον πραγματικό άνεμο ώστε η ροή προς τις ισοϋψείς να γίνεται από τις υψηλές προς τις χαμηλές τιμές (ή από τις χαμηλές προς τις υψηλές τιμές).

Επομένως (βλέπε επίσης Παραγράφους 1.2.3 και 1.6.1 και Παράγραφο 8.4.2β):

- στην αριστερή είσοδο και στην δεξιά έξοδο του αεροχειμάρρου δημιουργούνται περιοχές σύγκλισης του αέρα που οδηγούν σε αντικυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια.
- στην δεξιά είσοδο και στην αριστερή έξοδο του αεροχειμάρρου δημιουργούνται περιοχές απόκλισης του αέρα που οδηγούν σε κυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια.



Σχήμα 7.5 Πρότυπο αεροχειμάρρου χωρίς καμπυλότητα και ροή του αέρα από αριστερά προς τα δεξιά, όπου V ο πραγματικός άνεμος, V_g ο γεωστροφικός άνεμος και V_a ο αγεωστροφικός άνεμος. (Πηγή: προσαρμογή του Σχήματος 1.1.)

7.3.3 ΠΡΟΤΥΠΟ ΑΠΟΚΛΙΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΔΥΟ ΕΠΙΠΕΔΩΝ

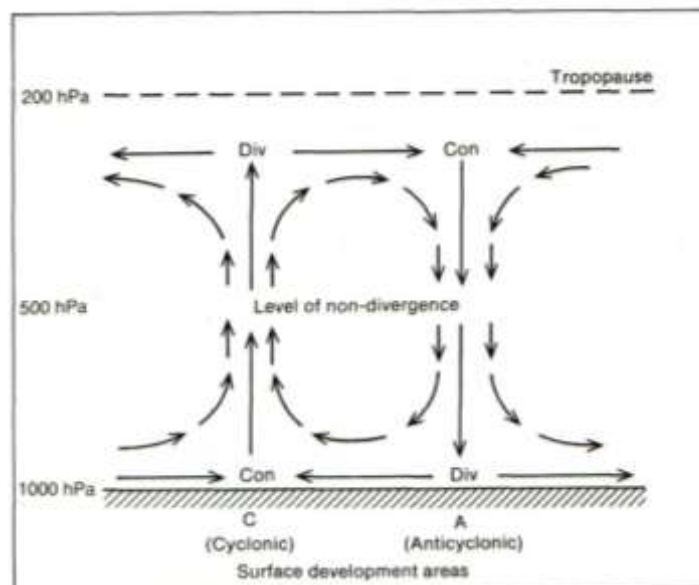
Το Σχήμα 7.6 δείχνει ένα πρότυπο δύο επιπέδων της κατακόρυφης δομής της τροπόσφαιρας κατά την διάρκεια της ανάπτυξης των επιφανειακών συστημάτων. Το επίπεδο μηδενικής απόκλισης (*Level of Non-Divergence - LND*), που συνήθως εντοπίζεται στην στάθμη των 500 hPa, χωρίζει την ατμόσφαιρα σε δύο στρώματα.

Οι μεγαλύτερες τιμές απόκλισης/σύγκλισης παρατηρούνται πάνω από την στάθμη LND, ενώ κάτω από την στάθμη LND έχουν αντίθετο πρόσημο. Δηλαδή όταν σε περιοχές της ανώτερης τροπόσφαιρας παρατηρείται απόκλιση, στα χαμηλά στρώματα έχουμε σύγκλιση. Αν η

απόκλιση στα ανώτερα στρώματα είναι μεγαλύτερη από την σύγκλιση στα χαμηλά στρώματα, στην επιφάνεια παρατηρείται κυκλωνική ανάπτυξη.

Οι κατακόρυφες κινήσεις είναι μηδέν στην κορυφή και την βάση του προτύπου, ενώ το μέγιστο των κατακόρυφων κινήσεων παρατηρείται στην στάθμη LND.

Βλέπε επίσης Ενότητα 8.4 για την Απόκλιση και τον Στροβιλισμό.



Σχήμα 7.6 Μοντέλο δύο επιπέδων της τροπόσφαιρας κατά την ανάπτυξη βαρομετρικών συστημάτων στην επιφάνεια. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.4 ΜΕΓΑΛΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ ΚΑΙ ΖΩΝΕΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

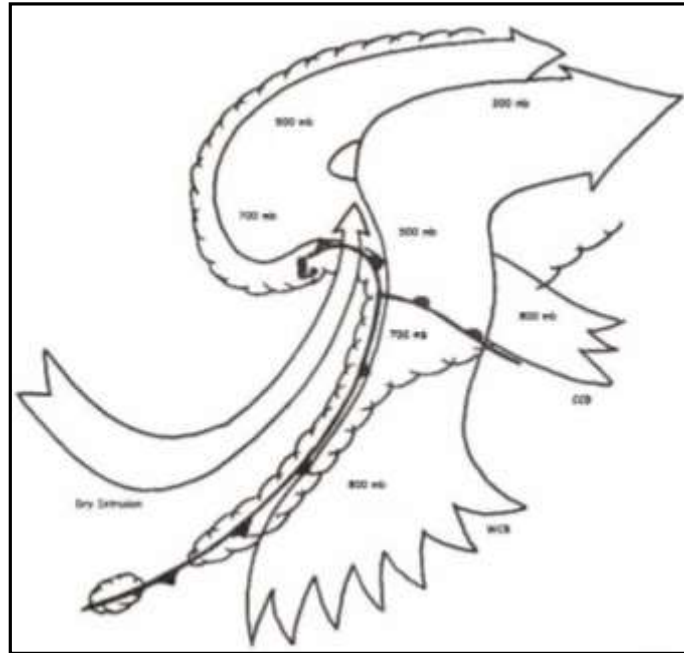
Η ροή του αέρα στις υφέσεις μέσω των πλατών είναι σημαντική για να κατανοήσουμε την κατανομή των νεφών και του υετού σε αυτές και ίσως ο καλύτερος τρόπος να απεικονιστεί η τρισδιάστατη ροή γύρω από την μετωπική ύφεση είναι με την χρήση των εννοιών των ζωνών μεταφοράς (*conveyor belts*). Στο Σχήμα 7.7 δείχνονται οι ζώνες κατά την διάρκεια του κύκλου ζωής μιας μετωπικής ύφεσης.

(α) *Θερμή ζώνη μεταφοράς (Warm Conveyor Belt - WCB)*: αντιπροσωπεύει την κύρια πηγή θερμού και υγρού αέρα που τροφοδοτεί την ύφεση. Δημιουργείται στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας στο θερμό τομέα της ύφεσης και κινείται προς τον πόλο παράλληλα στο ψυχρό μέτωπο. Αυτό το στρώμα μπορεί να έχει πάχος 200 έως 300 hPa και τυπικά δημιουργείται στο στρώμα κατακόρυφης ανάμιξης δηλαδή αρκετά μακριά από το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού. Καθώς η ροή πλησιάζει το θερμό μέτωπο, αρχίζει να ανέρχεται με την ισχυρότερη άνοδο να παρατηρείται πάνω από το θερμό μέτωπο στην περιοχή της εντονότερης θερμής μεταφοράς. Τελικά, η ροή στην WCB αρχίζει να στρέφεται αντικυκλωνικά καθώς προσεγγίζει το επίπεδο του jet-stream στην ανώτερη τροπόσφαιρα.

Το ποσό υετού σε μία ύφεση εξαρτάται από το ποσό υγρασίας κατά μήκος της ροής της WCB και πρέπει να δίνεται προσοχή στο χαρακτηριστικό αυτό. Με άλλα λόγια, η WCB είναι ο τροφοδότης του συστήματος με την αναγκαία υγρασία που δημιουργεί τις ευνοϊκές συνθήκες για έντονο και συνεχή υετό.

(β) *Ψυχρή ζώνη μεταφοράς (Cold Conveyor Belt - CCB)*: δημιουργείται στην μέση τροπόσφαιρα και στην προς τον πόλο πλευρά, ανατολικά του κέντρου της μετωπικής ύφεσης. Χαρακτηρίζεται από δυτική ροή στην ψυχρή πλευρά του θερμού μετώπου, κάτω από την WCB και προς το κέντρο της ύφεσης. Ο αέρας στην CCB γίνεται κορεσμένος αφ' ενός λόγω της πτώσης υετού από την WCB που βρίσκεται πάνω της και αφ' ετέρου λόγω της αργής άνοδου

αέρα από το οριακό στρώμα στην μέση τροπόσφαιρα βορείως του κέντρου του χαμηλού. Η ροή τελικά γίνεται αντικυκλωνική στην περιοχή του ridge στην ανώτερη τροπόσφαιρα μπροστά από την αναπτυσσόμενη ύφεση.



Σχήμα 7.7 Σχηματική αναπαράσταση χαρακτηριστικού προτύπου ζωνών μεταφοράς. (Πηγή: Carlson, 1980.)

(γ) *Ξηρή εισβολή (Dry Intrusion)*: καθώς η ύφεση αναπτύσσεται, παρατηρείται εισβολή ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα στην προς την ισημερινή πλευρά της ύφεσης μεταξύ του ενισχυόμενου επιφανειακού χαμηλού και του ψυχρού μετώπου (στο Σχήμα 7.7). Η παρουσία της γίνεται εμφανής στις water-vapour δορυφορικές εικόνες. Ο στρατοσφαιρικός αέρας, μέσω της αναδίπλωσης της τροπόπαυσης, αρχικά κατολισθαίνει στην μέση τροπόσφαιρα στην πίσω πλευρά της αναπτυσσόμενης ύφεσης, και στην συνέχεια αρχίζει να ανέρχεται μόλις βρεθεί ανατολικά της ανώτερης trough που συνδέεται με την αναπτυσσόμενη ύφεση. Τελικά, αυτός ο ξηρός αέρας ανέρχεται πάνω από την CCB παράλληλα με την WCB. Η διείσδυση του ξηρού αέρα πάνω από περιοχές υγρασίας στα χαμηλά στρώματα δημιουργεί συνθήκες δυνητικής αστάθειας και νέφη κατακόρυφης μεταφοράς.

7.5 ΜΕΜΟΝΩΜΕΝΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙΡΟΥ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ

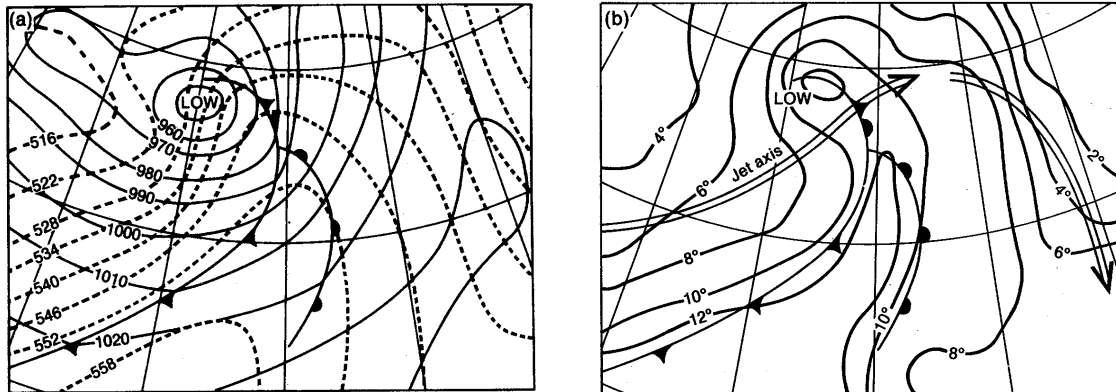
7.5.1 ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

Στο Σχήμα 7.8 δείχνεται η κατανομή μερικών χρήσιμων παραμέτρων της ανώτερης ατμόσφαιρας που παρατηρούνται προς το τέλος της ενεργούς ανάπτυξης μιας μετωπικής ύφεσης.

(α) Οι *ισοπαχείς 1000-500 hPa* είναι σχεδόν παράλληλες προς τα επιφανειακά ψυχρά και θερμά μέτωπα, αλλά τέμνουν την μετωπική σύσφιξη υπό κάποια γωνία. Η κύρια βαθμίδα των ισοπαχών (βαροκλιτική ζώνη) βρίσκεται στην ψυχρή πλευρά του επιφανειακού ψυχρού μετώπου. Η βαθμίδα των ισοπαχών πριν από το θερμό μέτωπο είναι ασθενέστερη εκείνης που βρίσκεται πίσω από το ψυχρό μέτωπο. Στον θερμό τομέα οι ισοπαχείς είναι σχεδόν ομοιόμορφες.

(β) Οι *ισοπληθείς δυναμικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου θ_w (ισεντροπικές)* στα 850 hPa βρίσκονται συγκεντρωμένες κατά μήκος της ψυχρής πλευράς του επιφανειακού ψυχρού μετώπου. Οι ισεντροπικές είναι παράλληλες προς τα επιφανειακά μέτωπα σε μεγάλες αποστάσεις.

(γ) Ο πυρήνας του αεροχειμάρρου, στα ανώτερα στρώματα εντοπίζεται στην θερμή αέρια μάζα, αλλά σε ένα χάρτη επιφανείας προβάλλεται στην περιοχή του ψυχρού αέρα πίσω από το ψυχρό μέτωπο.



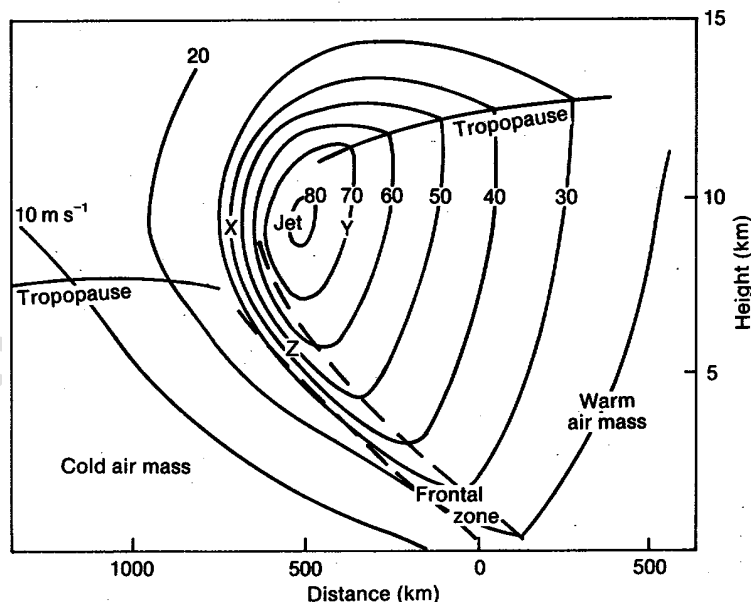
Σχήμα 7.8 Επιφανειακά μέτωπα και συσχετιζόμενα πεδία στις 10 Ιανουαρίου 1986: (α) ισοβαρείς στην ΜΣΘ και ισοπαχείς 1000-500 hPa (σε δεκάμετρα) και (β) ισοπληθείς της θ_w ($^{\circ}\text{C}$) στα 850 hPa και άξονας του αεροχειμάρρου στα 300 hPa. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.5.2 ΚΑΘΕΤΗ ΤΟΜΗ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΥ

Στο Σχήμα 7.9 δίνεται η κάθετη τομή μιας τυπικής περίπτωσης αεροχειμάρρου.

(α) Ισχυρό κατακόρυφο wind shear πάνω και κάτω από τον πυρήνα προκαλεί αναταράξεις. Στο παράδειγμα, το κατακόρυφο wind shear στο σημείο Z είναι $30 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (20 kn/1000 ft περίπου).

(β) Το οριζόντιο wind shear είναι ισχυρότερο στην ψυχρή πλευρά του πυρήνα από ότι στην θερμή, όπου περιορίζεται στην τοπική τιμή της παραμέτρου Κοριόλις (f). Στο παράδειγμα, η τοπική τιμή της f είναι $0,1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Στο σημείο X το οριζόντιο wind shear είναι περίπου 3f και στο σημείο Y είναι ίσο με f



Σχήμα 7.9 Κάθετη τομή τυπικής περίπτωσης αεροχειμάρρου. Ο άνεμος (μονάδες έντασης m s^{-1}) πνέει κάθετα προς την σελίδα. Η κατακόρυφη κλίμακα είναι 100πλάσια της οριζόντιας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.5.3 ΧΑΜΗΛΑ ΨΥΧΡΟΥ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΥ ΠΥΡΗΝΑ

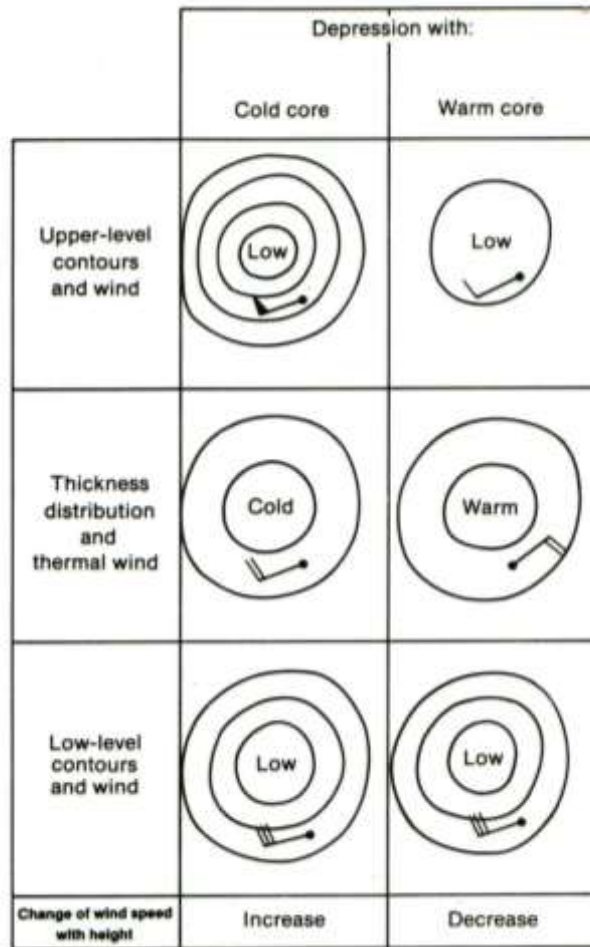
Στο Σχήμα 7.10 φαίνονται οι αλλαγές της κυκλοφορίας του ανέμου καθ' ύψος στους δύο τύπους βαρομετρικών χαμηλών. Συγκεκριμένα, στις μετωπικές υφέσεις που σχετίζονται με τα

πολικά μέτωπα και αποτελούν παραδείγματα συστημάτων ψυχρού πυρήνα (*cold core*) η ένταση του άνεμου αυξάνεται καθ' ύψος, ενώ στους τροπικούς κυκλώνες που είναι παραδείγματα θερμού πυρήνα (*warm core*) η ένταση του άνεμου μειώνεται καθ' ύψος.

Πιο αναλυτικά αναφερόμενοι στο συγκεκριμένο σημείο νοτίως της ύφεσης του Σχήματος 7.10:

(α) *Υφεση ψυχρού πυρήνα:*

Στο επιφανειακό χαμηλό, ο άνεμος πνέει από τα ΝΔ με ένταση έστω 30 kn. Με τις ψυχρότερες/μικρότερες ισοϋψείς να συμπίπτουν με το ψυχρό κέντρο του χαμηλού, ο θερμικός άνεμος στο ίδιο σημείο (έχοντας τις ψυχρές μάζες αριστερά του) πνέει και αυτός από τα ΝΔ με ένταση έστω 20 kn. Σαν αποτέλεσμα έχουμε στην ανώτερη ατμόσφαιρα άνεμο από τα ΝΔ με ένταση 50 kn (άθροισμα των διανυσμάτων του επιφανειακού και θερμικού ανέμου).



Σχήμα 7.10 Κυκλοφορία σε ψυχρού και θερμού πυρήνα υφέσεις. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(β) *Υφεση θερμού πυρήνα:*

Στο επιφανειακό χαμηλό, ο άνεμος πνέει από τα ΝΔ με ένταση έστω 30 kn. Με τις θερμότερες/μεγαλύτερες ισοϋψείς να συμπίπτουν με το warm core κέντρο του χαμηλού, ο θερμικός άνεμος στο ίδιο σημείο (έχοντας τις ψυχρές μάζες δεξιά του) πνέει από τα ΒΑ με ένταση έστω 20 kn. Σαν αποτέλεσμα έχουμε στην ανώτερη ατμόσφαιρα άνεμο πιο εξασθενημένο σε σχέση με τον επιφανειακό.

Επισημαίνεται ότι τα χαρακτηριστικά των μετωπικών υφέσεων εντοπίζονται σε όλα κατακόρυφα επίπεδα της ατμόσφαιρας (με κλειστές ισοβαρείς στα χαμηλότερα στρώματα και συνοπτικής κλίμακας trough στα ανώτερα στρώματα και κλίση προς τα δυτικά), με την ένταση του άνεμου να αυξάνεται καθ' ύψος (δηλαδή σημαντικό κατακόρυφο wind-shear).

7.5.4 ΑΝΑΒΑΤΙΚΑ ΚΑΙ ΚΑΤΑΒΑΤΙΚΑ ΜΕΤΩΠΑ

Θερμά και ψυχρά μέτωπα μπορεί να έχουν «ανά» ή «κατά» χαρακτηριστικά που εξαρτώνται από το αν η θερμή αέρια μάζα ανέρχεται ή κατέρχεται στην μετωπική επιφάνεια. Τα αναβατικά μέτωπα (anafronts) είναι ενεργά σε αντίθεση με τα καταβατικά μέτωπα (katafronts). Στην Παράγραφο 1.7.3 αναφερθήκαμε στον τρόπο προσδιορισμού των χαρακτηριστικών ενός μετώπου με την βοήθεια της οδογράφου κίνησης.

Ένα μέτωπο μπορεί να αλλάζει από «ανά» σε «κατά» σε κάποιο σημείο του ή σε κάποια φάση της ζωής του.

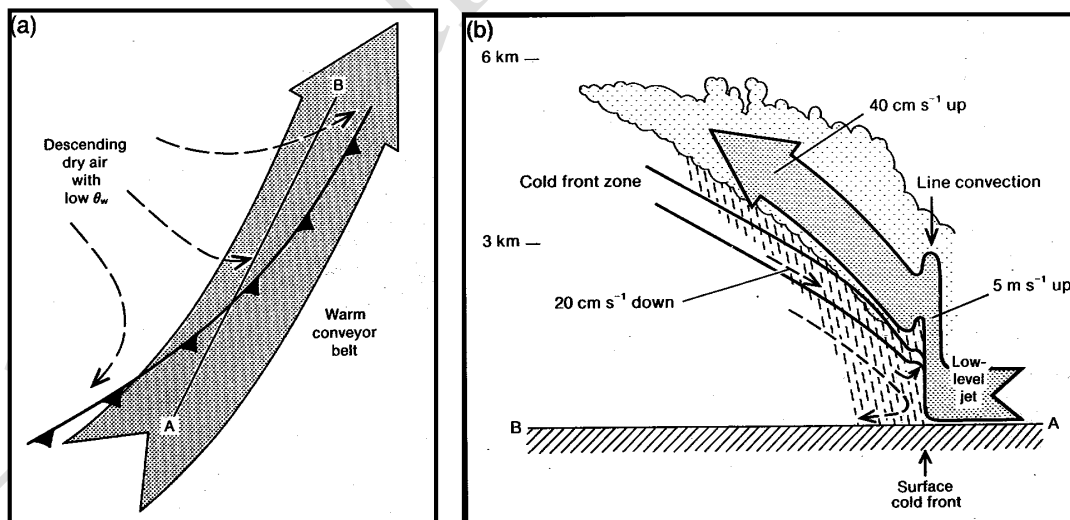
7.5.5 ΡΟΗ ΤΟΥ ΑΕΡΑ ΣΤΑ ΨΥΧΡΑ ΜΕΤΩΠΑ

Παρά το γεγονός ότι η κύρια συνιστώσα κίνησης στην θερμή ζώνη μεταφοράς (WCB) είναι παράλληλη προς το ψυχρό μέτωπο, μια σχετικά μικρή και αγεωστροφική συνιστώσα κάθετη στο μέτωπο έχει σημαντική επίδραση στην δομή του μετώπου. Συγκεκριμένα μπορούμε να διακρίνουμε τα παρακάτω πρότυπα (Browning, 1985):

(α) την WBC με προς τα πίσω επικλινή άνοδο (*rearward sloping ascent*). Στο πρότυπο αυτό μέρος ή όλος ο θερμός αέρας της WBC ανέρχεται με μια προς-πίσω συνιστώσα πάνω από τον προπορευόμενο ψυχρό αέρα (Σχήμα 7.11). Αυτός ο σχηματισμός, συνήθως μπροστά από confluent troughs, αντιστοιχεί σε κλασικό «ανα-ψυχρό μέτωπο».

Ο θερμός αέρας στο οριακό στρώμα μπροστά από επιφανειακό ψυχρό μέτωπο ανυψώνεται κατακόρυφα απότομα (για απόσταση 2-3 km) σε μια στενή λωρίδα γνωστή ως «γραμμή κατακόρυφης μεταφοράς» (*line convection*) δίπλα στο παρακείμενο ψυχρό μέτωπο δημιουργώντας μια περιοχή με ισχυρό κυκλωνικό shear στο άκρο του προμετωπικού low level jet. Στην συνέχεια ο αέρας ανέρχεται με κλίση πάνω από άκρη του ψυχρού αέρα. Αυτές οι δύο περιοχές ανόδου δημιουργούν δύο διαφορετικά πρότυπα νετού (βλέπε επίσης Παράγραφο 7.5.6):

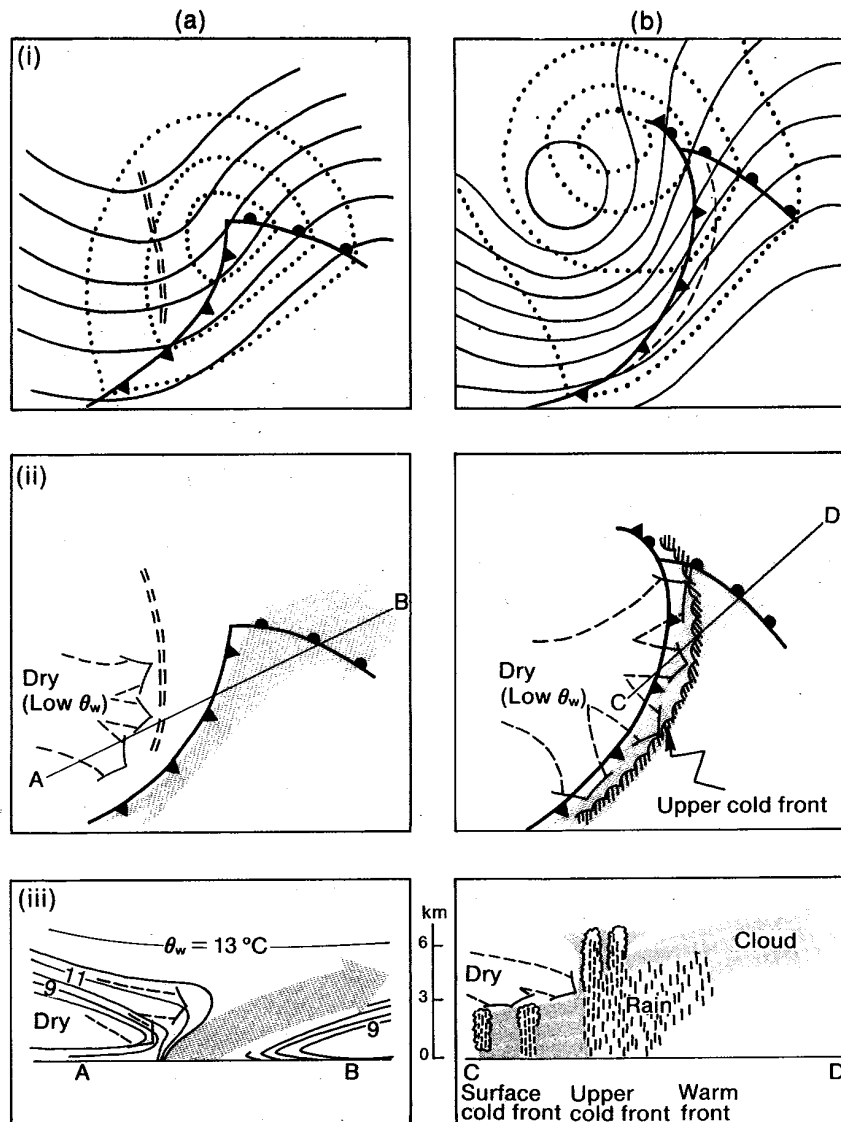
- μια στενή ζώνη με πολύ ισχυρό νετό που σχετίζεται με την line convection.
- μια ευρεία ζώνη από ασθενή έως μέτριο νετό και στρατόμορφη νέφωση που εκτείνεται πίσω από επιφανειακό ψυχρό μέτωπο.



Σχήμα 7.11 Σχηματοποίηση της ροής του αέρα σε ένα κλασικό «ανά» ψυχρό μέτωπο που δείχνει την WBC (παχύ βέλος) να ανέρχεται με προς-τα-πίσω κλίση πάνω από την ψυχρή μετωπική ζώνη ενώ ο ψυχρός αέρας (διακεκομμένες γραμμές) κατέρχεται κάτω από αυτή. (α) κάτοψη και (β) κάθετη τομή κατά μήκος της γραμμής AB του (α). (Πηγή: Browning, 1985 και The Met. Office, 1993.)

(β) την WBC με προς-τα-εμπρός-επικλινή άνοδο (*forward-sloping ascent*). Ο σχηματισμός αυτός αντιστοιχεί σε κλασικό «κατα-ψυχρό μέτωπο» που εντοπίζονται μπροστά από diffluent troughs. Η κυρίως άνοδος της WBC γίνεται μπροστά από το επιφανειακό ψυχρό μέτωπο, ενώ στην μέση τροπόσφαιρα πρόσφατα καθοδικός αέρας με μικρές τιμές θ_w προλαβαίνει την WBC. Τελικά η WBC αποκτά αντικυκλωνική καμπυλότητα, καθώς προλαβαίνει και ξεπερνά τον ψυχρό αέρα μπροστά από επιφανειακό θερμό μέτωπο.

Συχνά, η μπροστινή πλευρά του ξηρού αέρα με μικρές θ_w που προπορεύεται του επιφανειακού ψυχρού μετώπου εμφανίζεται σαν ένα καλοσηματισμένο ανώτερο ψυχρό μέτωπο (*upper cold front*), θεωρητικό πρότυπο (Browning and Monk, 1982) του «διαχωρισμένου μετώπου» (*split-front model*) (Σχήμα 7.12). Μπροστά από το ανώτερο ψυχρό μέτωπο, το βάθος του θερμού και υγρού αέρα αυξάνεται απότομα και ως περιοχή οργανωμένη κατακόρυφης μεταφοράς προκαλεί μία ευρεία ζώνη από μέτριο έως ισχυρό νετό, το μεγαλύτερο μέρος του οποίου εξατμίζεται πριν φτάσει στο έδαφος. Με το πέρασμα του ανώτερου ψυχρού μετώπου, ακολουθεί μία ρηχή περιοχή με βροχή ή ψεκάδες ως αποτέλεσμα διασκορπισμένων νεφών ασθενούς κατακόρυφης ανάπτυξης.



Σχήμα 7.12 Ανάπτυξη ενός «διαχωρισμένου» ψυχρού μετώπου από: (a) το στάδιο ανάπτυξης της ύφεσης (διπλή διακεκομμένη γραμμή) έως (b) το στάδιο σύσφιξης (διακεκομμένη γραμμή). Η ξηρή εισβολή δείχνεται με τα διακεκομμένα βέλη, ενώ η γραμμοσκίαση δείχνει τον θερμό και υγρό αέρα. Τα Σχήματα (a-iii) και (b-iii) είναι αντίστοιχα οι κάθετες τομές κατά μήκος των γραμμών AB και CD των Σχημάτων (a-ii) και (b-ii). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.6 ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΟΡΓΑΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΥΕΤΟΥ

7.6.1 ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΒΡΟΧΗΣ

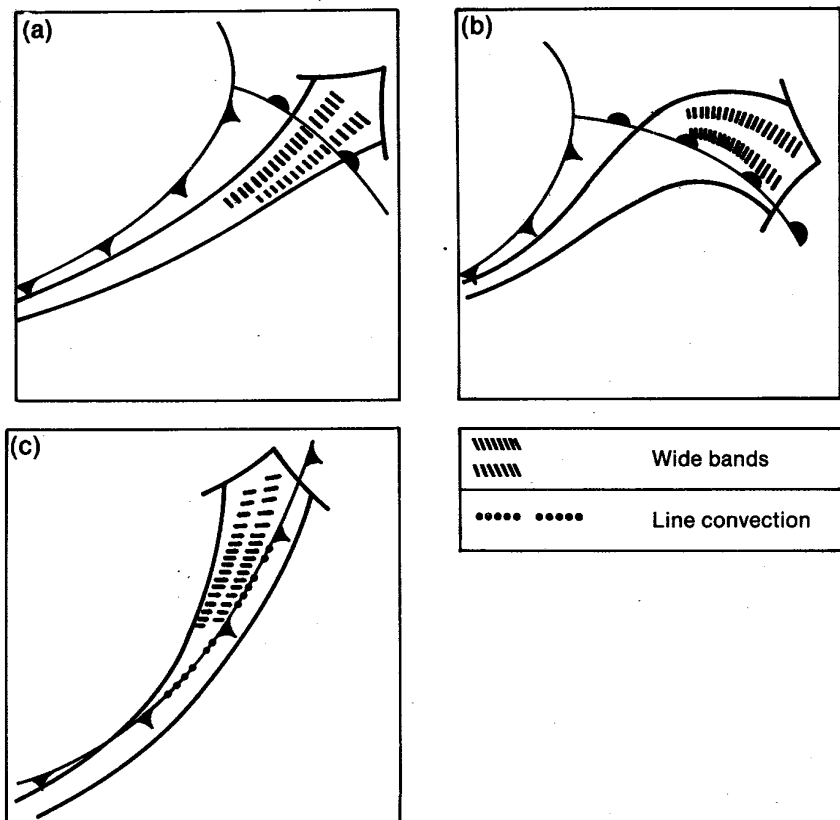
Ο όρος «μετωπική ζώνη βροχής» περιγράφει με έναν εύκολο και απλό τρόπο:

- όλες τις μορφές υετού, συμπεριλαμβανομένου και του χιονιού και
- την οργάνωση του υετού που γενικά συνδέεται με την μετωπική δραστηριότητα συνολικά και όχι του υετού που παρατηρείται ακριβώς στο μέτωπο.

Μερικές φορές, μια ζώνη βροχής μπορεί να καθορίσει την θέση ενός μετώπου, αλλά αν προσεγγίζει κάποιος το θέμα με διαστάσεις μέσης κλίμακας μπορεί να εντοπίσει περισσότερες από μια ζώνες βροχής παράλληλες προς το μέτωπο (βλέπε επίσης Παράγραφο 7.5.5).

Στο Σχήμα 7.13 έχει σχεδιασθεί ο συνήθης προσανατολισμός που έχουν οι μέσης κλίμακας ευρείες ζώνες βροχής (wide rain bands), συνήθως πλάτους 50-100 km, που παρατηρούνται στις περιπτώσεις «κατά» (Σχήμα 7.13a και b) και «ανά» ψυχρών μετώπων (Σχήμα 7.13c).

Επίσης, στην περίπτωση ενός «ανά» ψυχρού μετώπου, μπορεί να παρατηρηθεί η «γραμμική κατακόρυφη μεταφοράς», μια πολύ στενή ζώνη ισχυρής βροχής πλάτους περίπου 3 km που συμπίπτει με την θέση του επιφανειακού μετώπου (Σχήμα 7.13c).



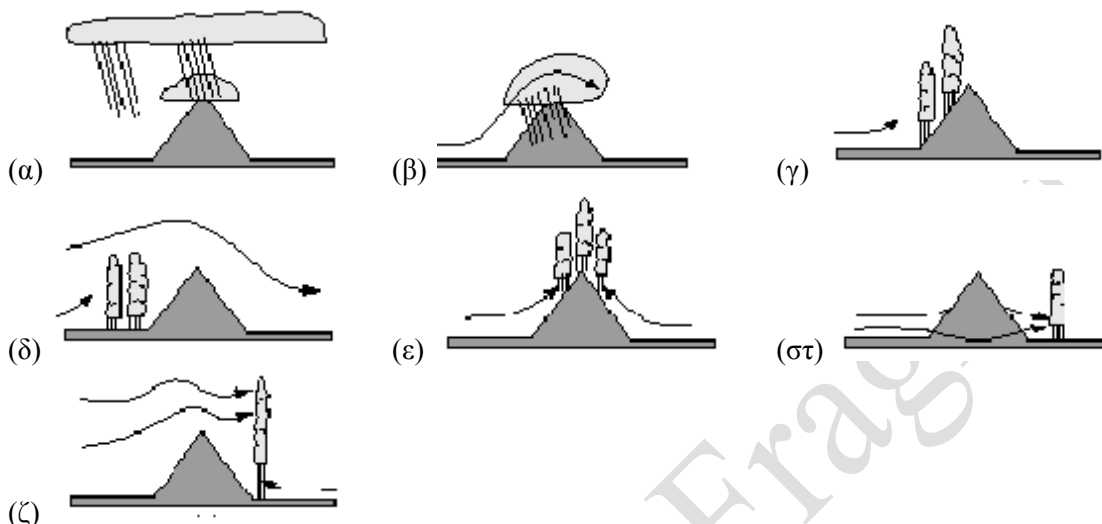
Σχήμα 7.13 Συνήθης προσανατολισμός των μέσης κλίμακας ζωνών βροχής που σχετίζονται με την θερμή ζώνη μεταφοράς μπροστά από ψυχρό μέτωπο, (a) και (b) με χαρακτηριστικά «κατά» και (c) με χαρακτηριστικά «ανά» μετώπου. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.6.2 ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΥΞΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΣΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ ΒΡΟΧΗΣ

Στην συνέχεια και με την βοήθεια του Σχήματος 7.14 αναφέρονται οι σημαντικότεροι μηχανισμοί που προκαλούν ή αυξάνουν τον ορογραφικό υετό.

(α) Μηχανισμός της φυσικής σποράς ενός ορογραφικού νέφους από υπερκείμενο νέφος (μηχανισμός seeder-feeder). Στην περίπτωση αυτή, παγοκρύσταλλοι πέφτουν από ένα ψηλότερο ευρισκόμενο ψυχρό στρωματόμορφο νέφος (νέφος τροφοδότης ή σπορέας) επάνω σε ένα

ορογραφικό νέφος (τροφοδοτούμενο νέφος) αποτελούμενο από υδροσταγονίδια σε υπέρτηξη (Σχήμα 7.14α και Σχήμα 7.15). Οι παγοκρύσταλλοι που φτάνουν στο κατώτερο νέφος αυξάνουν τον όγκο τους με την διαδικασία της σύσφυσης (accretion). Με την διαδικασία αυτή υδροσταγονίδια σε υπέρτηξη προσκρούοντας πάνω σε παγοκρυστάλλους παγώνουν και γίνονται ένα σώμα με αυτούς. Έτσι, μετατρέπονται σε κρυστάλλους χιονιού και με συνένωση (coalescence) σε χιονονιφάδες. Η ένταση της χιονόπτωσης αλλά και το είδος του υετού που φτάνει στο έδαφος εξαρτάται από πολλούς άλλους παράγοντες.



Σχήμα 7.14 Μηχανισμοί δημιουργίας ορογραφικού υετού: (α) φυσική σπορά νέφους (μηχανισμός τροφοδοτή-τροφοδοτούμενου νέφους), (β) συμπύκνωση υδρατμών λόγω ανοδικής κλίσης, (γ) κατακόρυφη μεταφορά λόγω ανοδικής κλίσης, (δ) κατακόρυφη μεταφορά πριν από την προσήνεμη πλευρά, (ε) κατακόρυφη μεταφορά λόγω θερμικών αιτιών, (στ) κατακόρυφη μεταφορά στην υπήνεμη πλευρά και (ζ) ενίσχυση της κατακόρυφης μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά (Πηγή: Houze, 1993 προσαρμογή Σχήματος 12.24.)

(β) Ευσταθής στρωματομόρφη αέρια μάζα μπορεί να αναγκαστεί σε ανύψωση λόγω ενός βουνού (Σχήμα 7.14β). Ο αέρας ανυψούμενος ψύχεται και συμπυκνώνεται με αποτέλεσμα νέφωση και υετό. Αυτός είναι ο πιο κοινός τύπος ορογραφικού υετού, ειδικά στα μέσα πλάτη (ο ρυθμός της βροχής μπορεί να υπολογιστεί από τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων). Στους τροπικούς π.χ. στην Χαβάη, η συνεχής ορογραφική άνοδος θαλάσσιας προέλευσης αέρα στο οριακό στρώμα κάτω από την στάθμη της ισόθερμης των 0°C , έχει ως αποτελέσματα σταθερή βροχή (διαδικασίες συμπύκνωσης και συνένωσης).

(γ) Βαθιά κατακόρυφη μεταφορά μπορεί να είναι το αποτέλεσμα δυναμικά ασταθούς αέρα, καθώς ανυψώνεται πάνω από βουνό (Σχήμα 7.14γ). Τα καταιγιδοφόρα νέφη εντοπίζονται από τους πρόποδες ως τις κορυφές των βουνών, αλλά δεν αποκλείεται άκμονες ή στρωματομόρφος υετός λόγω αιτίου κατακόρυφης μεταφοράς να παρασυρθούν στην υπήνεμη πλευρά των βουνών.

(δ) Βαθιά κατακόρυφη μεταφορά μπορεί επίσης να προκληθεί πριν την ανολίσθηση στην προσήνεμη πλευρά κατά μήκος μιας οριακής επιφάνειας στην οποία καθοριστικές μετεωρολογικές παράμετροι, όπως η θερμοκρασία, το σημείο δρόσου, ή/και το πεδίο ανέμου, έχουν επηρεασθεί από την ύπαρξη του βουνού (Σχήμα 7.14δ).

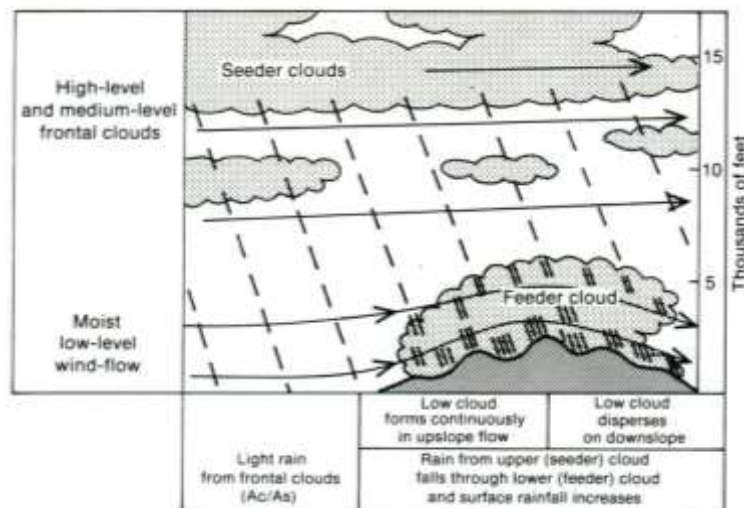
(ε) Απουσία μεγάλης κλίμακας σημαντικού ανέμου ειδικά στα χαμηλά στρώματα, ροές στο οριακό στρώμα λόγω σύγκλισης ή/και διαφορετικής ημερήσιας θέρμανσης μπορούν να προκαλέσουν καταιγίδες σε ένα υπό συνθήκη ασταθές περιβάλλον (Σχήμα 7.14ε).

(στ) Ευσταθής αέρας μπορεί να εξαναγκαστεί σε ροή γύρω από ένα μεμονωμένο βουνό, παρά πάνω από αυτό. Σε αυτήν την περίπτωση, η σύγκλιση του αέρα στην υπήνεμη πλευρά μπορεί να

οδηγήσει σε ανοδική κίνηση και σε ενισχυμένες βροχοπτώσεις από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (Σχήμα 7.14στ).

(ζ) Βαθιά και συχνά ισχυρή κατακόρυφη μεταφορά μπορεί να προκληθεί στα υπήνεμα των οροσειρών, αν θερμή και υγρή αέρια μάζα στα χαμηλά στρώματα της υπήνεμης πλευράς βρεθεί κάτω από αρκετά ψυχρότερο αέρα στα ανώτερα στρώματα. Επειδή συχνά ο θερμός αέρας κοντά στην επιφάνεια «καπελώνεται» από ένα λεπτό στρώμα ευσταθούς αέρα είναι πιθανόν ο ψυχρότερος και ξηρότερος αέρας των ανωτέρων στρωμάτων να μην είναι ικανός να αντικαταστήσει τον θερμότερο. Στην περίπτωση όμως που μπορέσει να καταστραφεί το στρώμα ευστάθειας, εκδηλώνεται ισχυρή κατακόρυφη μεταφορά, ικανή για την δημιουργία σιφώνων όταν συνεπικουρείται από κατάλληλες συνθήκες wind shear (Σχήμα 7.14ζ).

(η) Ενίσχυση του υετού στην υπήνεμη πλευρά μιας οροσειράς είναι δυνατή όταν ευσταθούς διαστρωμάτωσης ροή διασχίζει την οροσειρά και ένα ή περισσότερα κύματα όρους στην μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα οδηγούν στον σχηματισμό ορογραφικών νεφών (δεν δείχνεται Σχήμα). Παγοκρύσταλλοι από τα ορογραφικά νέφη μπορούν να φτάσουν και να ενισχύσουν τον υετό σε κατώτερα στρωματόμορφα νέφη που βρίσκονται 20 έως 50 km μπροστά από την σκάφη του κύματος όρους με την διαδικασία της φυσικής σποράς (Περίπτωση α).



Σχήμα 7.15 Σχηματικό διάγραμμα του μηχανισμού της φυσικής σποράς ενός ορογραφικού νέφους από υπερκείμενο νέφος (πρότυπο νέφους seeder-feeder κατά T. Bergeron) που έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της ποσότητας βροχής σε περιοχές με σχετικά μεγάλο υψόμετρο. (Πηγή: Bergeron, 1965, The Met. Office, 1993 και Barry, 2010.)

7.6.3 ΟΡΓΑΝΩΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΑΣΘΕΝΟΥΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

(α) *Συστήματα στα κατόντη της ροής του αέρα (νεφικές οδοί)*

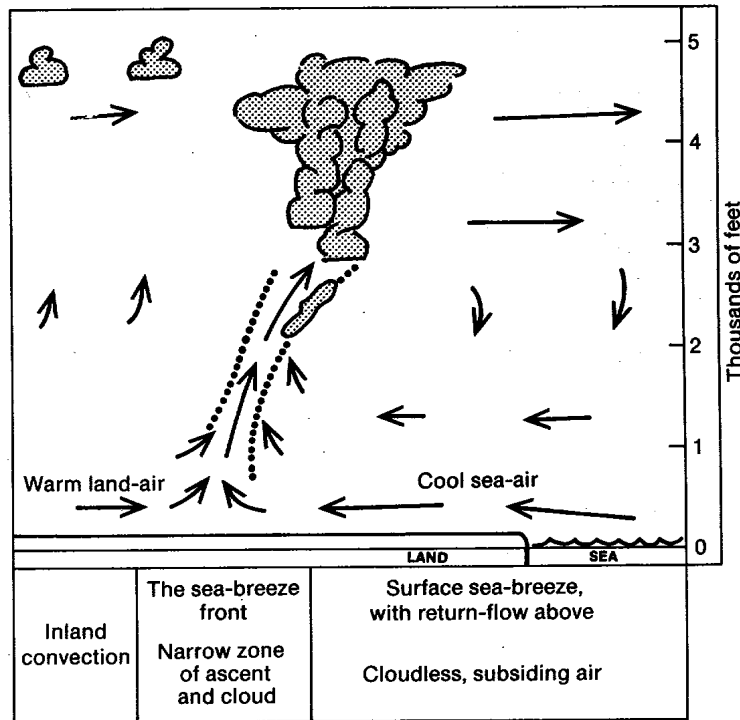
Νεφικές οδοί από νέφη Cumulus σχηματίζονται όταν το πάχος του επιφανειακού στρώματος στο οποίο λαμβάνει χώρα η κατακόρυφη μεταφορά περιορίζεται περίπου σε 2 km. Ο άνεμος στο στρώμα αυτό είναι συνήθως σταθερός ως προς την διεύθυνση με μέτρια ταχύτητα που αυξάνεται ελαφρώς με το ύψος.

(β) *Συστήματα κάθετα στην ροή του αέρα (κύματα)*

Όταν το πάχος του επιφανειακού στρώματος που λαμβάνει χώρα η κατακόρυφη μεταφορά αυξάνεται σε 3-4 km, οι συνήθεις νεφικές οδοί παραμορφώνονται από την κυκλοφορία που δημιουργείται από νέφη Cumulus μεγαλύτερων διαστάσεων. Αν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές για τον σχηματισμό κυμάτων όρους (βλέπε Παράγραφος 1.8.3γ), μπορεί να δημιουργηθεί σύστημα με σειρές Cumulus κάθετες στην ροή του αέρα. Η ανάπτυξη των νεφών Cumulus ενισχύεται στα «όρη» των κυμάτων και καταστέλλεται στις «κοιλιάδες» τους.

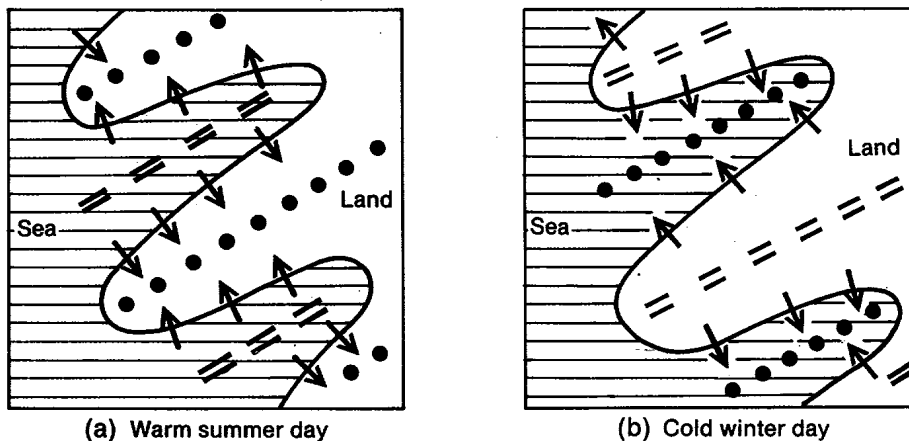
(γ) Θαλάσσιες αύρες και άλλες ζώνες μεταφοράς

Στο Σχήμα 7.16 παρουσιάζεται μια τυπική κάθετη τομή της κυκλοφορίας «θαλάσσιας αύρας» που παρατηρείται τις απογευματινές ώρες της θερινής περιόδου. Το μέτωπο θαλάσσιας αύρας βρίσκεται περίπου στα 20 km εντός της ξηράς. Οι συγκλίνοντες άνεμοι που παρατηρούνται στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας εκατέρωθεν του μετώπου μπορούν να εντοπισθούν στους χάρτες επιφανείας, ενώ η νέφωση της μετωπικής ζώνης σύγκλισης μπορεί να ανιχνευθεί στις δορυφορικές εικόνες.



Σχήμα 7.16 Θαλάσσια αύρα. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

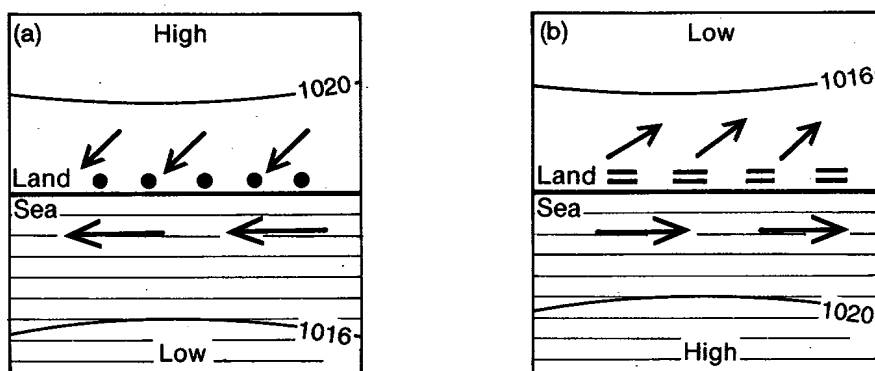
Στο Σχήμα 7.17 σχεδιάστηκε μια τυπική περίπτωση νεφικών προτύπων που σχηματίζονται κατά μήκος χερσονήσων και όρμων λόγω της επιφανειακής σύγκλισης ή απόκλισης του ανέμου σε περιπτώσεις αύρας.



Σχήμα 7.17 Πρότυπα κατακόρυφων κινήσεων του αέρα σε χερσονήσους και όρμους που προκαλούνται από τις αύρες, όπου (••••) περιοχές σύγκλισης και με νέφη και (====) περιοχές απόκλισης και χωρίς νέφη: (a) ζεστή καλοκαιρινή ημέρα (b) ψυχρή χειμωνιάτικη ημέρα. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Οι θαλάσσιες αύρες και οι ζώνες σύγκλισης που παρατηρούνται στις ακτές ενισχύονται όταν οι ισοβαρείς είναι παράλληλες στην γραμμή της ακτής με τις πιέσεις πάνω από την ξηρά υψηλότερες από τις πιέσεις πάνω από την θάλασσα. Στο Σχήμα 7.18 φαίνεται η σύνδεση των

ζωνών σύγκλισης ή απόκλισης στις ακτές με τις διαφορετικές επιδράσεις της τριβής πάνω από την ξηρά και την θάλασσα.



Σχήμα 7.18 Ζώνες σύγκλισης-απόκλισης στις ακτές, με τις νεφικές περιοχές όπως στο Σχήμα 7.17. Τα βέλη δείχνουν το διάνυσμα του επιφανειακού ανέμου. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.6.4 ΟΜΒΡΟΙ

Ο διατμητικός άνεμος (wind shear) του ανέμου στο νέφος που δημιουργείται από τις διαδικασίες κατακόρυφης μεταφοράς είναι ένα χρήσιμο εργαλείο για την πρόγνωση της κατανομής και της εμμονής των όμβρων. Σε ένα νέφος Cumulus ή Cumulonimbus, το ανοδικό ρεύμα συνδέει την εισροή του αέρα στην βάση του νέφους και την εκροή στην κορυφή του νέφους. Το ανοδικό ρεύμα, ανάλογα από το shear του ανέμου, μπορεί να είναι κατακόρυφο ή να παρουσιάζει κλίση. Η κορυφή του ανοδικού ρεύματος σηματοδοτεί την αρχή της καθοδικής πορείας του νετού, ο οποίος πέφτει κατακόρυφα και διασκορπίζεται οριζοντίως όταν φτάνει στο έδαφος. Αναλυτικά για την δομή των καταιγιδοφόρων νεφών αναφερόμαστε στην Ενότητα 7.6.6.

Μερικές βασικές καταστάσεις wind shear αποτυπώνονται στο Σχήμα 7.19 με την βοήθεια της οδογράφου κίνησης και της ροής του αέρα στο κινούμενο (διάνυσμα C) καταιγιδοφόρο νέφος. Διευκρινίσεις για τα σύμβολα δίνονται στο Σχήμα 7.19. Συγκεκριμένα:

(α) Δεν παρατηρούνται αλλαγές στην διεύθυνση και ταχύτητα του ανέμου (Σχήμα 7.19a):

Τα ανοδικά και καθοδικά ρεύματα συμπίπτουν. Αυτό συμβαίνει με μικρού ύψους νέφη. Οι όμβροι, στην περίπτωση αυτή, είναι πολύ ασθενείς και διαρκούν λίγα λεπτά της ώρας.

(β) Αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου καθ' ύψος, αλλά παρατηρούνται μικρές αλλαγές στην διεύθυνση του ανέμου (Σχήμα 7.19b):







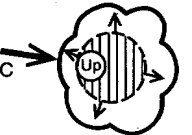
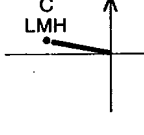
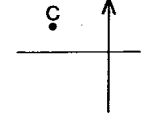
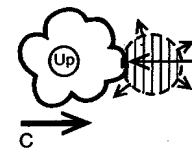
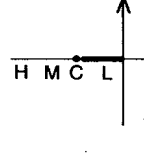
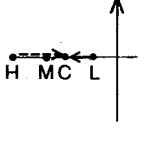
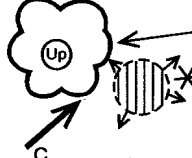
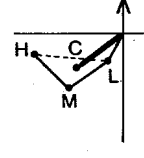
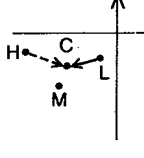

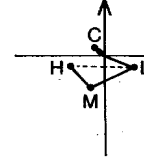
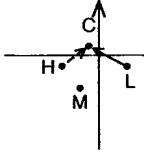
Τα νέφη κλίνουν προς τα εμπρός και έτσι τα καθοδικά ρεύματα πέφτουν μέσα στον εισερχόμενο στην βάση του νέφους επιφανειακό αέρα κόβοντας τα ανοδικά ρεύματα και οι όμβροι δεν διαρκούν πολύ. Αυτό συνήθως συμβαίνει με διαδικασίες όχι πολύ ισχυρής κατακόρυφης μεταφοράς πάνω από την θάλασσα. Οι ασθενείς ή μετρίου έντασης όμβροι έχουν διάρκεια 20 έως 30 λεπτών της ώρας ή ακόμη λιγότερο.

(γ) Μεταβολές της διεύθυνσης και της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος (Σχήμα 7.19c):

Το διάνυσμα της κίνησης του καταιγιδοφόρου νέφους (C) βρίσκεται μέσα στο τρίγωνο που σχηματίζεται από τα διανύσματα των ανέμων LMH. Το καθοδικό ρεύμα πέφτει προς την μια πλευρά της εισροής του αέρα που παρατηρείται στα χαμηλά στρώματα. Διαδοχικά θυγατρικά κύτταρα καταιγίδας είναι δυνατόν να δημιουργηθούν στην επιφάνεια στο σημείο που συναντώνται η εκροή του καθοδικού και η εισροή του ανοδικού ρεύματος. Η καταιγιδοφόρος περιοχή κινείται προς τα δεξιά του ίχνους της κίνησης των μεμονωμένων κυττάρων. Στην περίπτωση αυτή αναπτύσσονται ογκώδη Cumulonimbus με ισχυρούς όμβρους και καταιγίδες που διαρκούν 1,5 ώρες ή και περισσότερο.

(δ) Απότομες μεταβολές στην διεύθυνση του ανέμου στα κατώτερα 2 km περίπου αλλά όχι ισχυρής έντασης άνεμοι (Σχήμα 7.19d):

Παρόμοια με την περίπτωση (c), αλλά με πιο βραδεία κίνηση του συστήματος τα θυγατρικά κύτταρα καταιγίδας είναι πολύ κοντά το ένα στο άλλο σχηματίζοντας μία υπερκυτταρική (supercell) καταιγίδα. Το διάνυσμα της κίνησης της καταιγίδας πέφτει έξω από το τρίγωνο που σχηματίζεται από τα διανύσματα των ανέμων LMH. Η κατάσταση αυτή μπορεί να οδηγήσει σε ισχυρές καταιγίδες που συχνά προκαλούν πλημμύρες καθώς είναι δυνατόν να διαρκέσουν αρκετές ώρες.

Type of shear	Plan view of cloud	Hodographs			
		(i) Measured winds	(ii) Relative to cloud		
KEY	 Updraft location at cloud base  Downdraught with surface outflow  Daughter cell  In Low-level inflow, relative to cloud  High-level outflow, relative to cloud  Cloud motion vector	L = Low level M = Medium level H = High level		Wind vectors	
	(a) No shear				
	(b) Speed shear only				
	(c) Directional shear				
(d) Extreme low-level directional shear; light winds					

Σχήμα 7.19 Υετός λόγω κατακόρυφης μεταφοράς σε σχέση με το shear ανέμου για: (a) ασήμαντης έντασης όμβρους, (b) ασθενείς όμβρους, (c) μέτριους ή ισχυρούς όμβρους και (d) πολύ ισχυρές καταιγίδες. Το διάνυσμα C αντιπροσωπεύει το διάνυσμα κίνησης του καταιγιδοφόρου νέφους. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

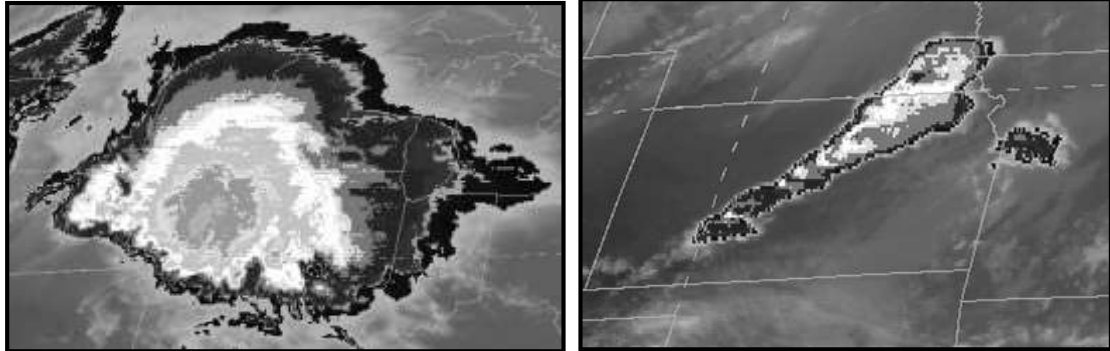
7.6.5 ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ

Ως Σύστημα Κατακόρυφης Ανάπτυξης Μέσης Κλίμακας (Mesoscale Convective System - MCS) καθορίζεται ένα οργανωμένο νεφικό σύστημα συνοδευόμενο από υετό που καλύπτει περιοχή από 20 έως 500 km και διαρκεί από 3 έως 12 ώρες και που σε κάποιο στάδιο της ζωής του χαρακτηρίζεται από βαθειά κατακόρυφη μεταφορά, η οποία συχνά αναφέρονται ως «οργανωμένη κατακόρυφη μεταφορά». Δηλαδή ένα MCS είναι ένα σύστημα «πολυκυτταρικών» καταιγίδων ή μία ομάδα αλληλεπιδρουσών καταιγίδων που η διάρκειά της είναι μεγαλύτερη από αυτή της κάθε καταιγίδας ξεχωριστά. Χαρακτηριστικό των MCS είναι ένα «νέφος-ασπίδα» (cloud-shield) που εντοπίζεται με την βοήθεια των IR-δορυφορικών εικόνων.

Τα MCS ταξινομούνται από την μορφή τους στις δορυφορικές εικόνες σε *κυκλικά* ή σε *γραμμικά* ανάλογα με την εκκεντρότητα του νεφικού συστήματος (δηλαδή του λόγου του δευτερεύοντα προς τον πρωτεύοντα άξονα). Συγκεκριμένα:

(α) ως *Mesoscale Convective Complexes (MCC)* χαρακτηρίζονται τα μεγάλα και με εμμονή κυκλικά MCS που ικανοποιούν τα κριτήρια της επόμενης παραγράφου ενώ τα μικρότερα ή αυτά με λιγότερη εμμονή αναφέρονται ως «συστάδες κατακόρυφης ανάπτυξης» (convective clusters) ή με το γενικό όρο MCS (Σχήμα 7.20 αριστερά).

(β) τα *γραμμικά MCS* έχουν μεγάλη εκκεντρότητα και το νέφος-ασπίδα έχει μεγαλύτερο μήκος από πλάτος. Το καλύτερο παράδειγμα γραμμικών MCS είναι η γραμμή λαίλαπα (Σχήμα 7.20 δεξιά).



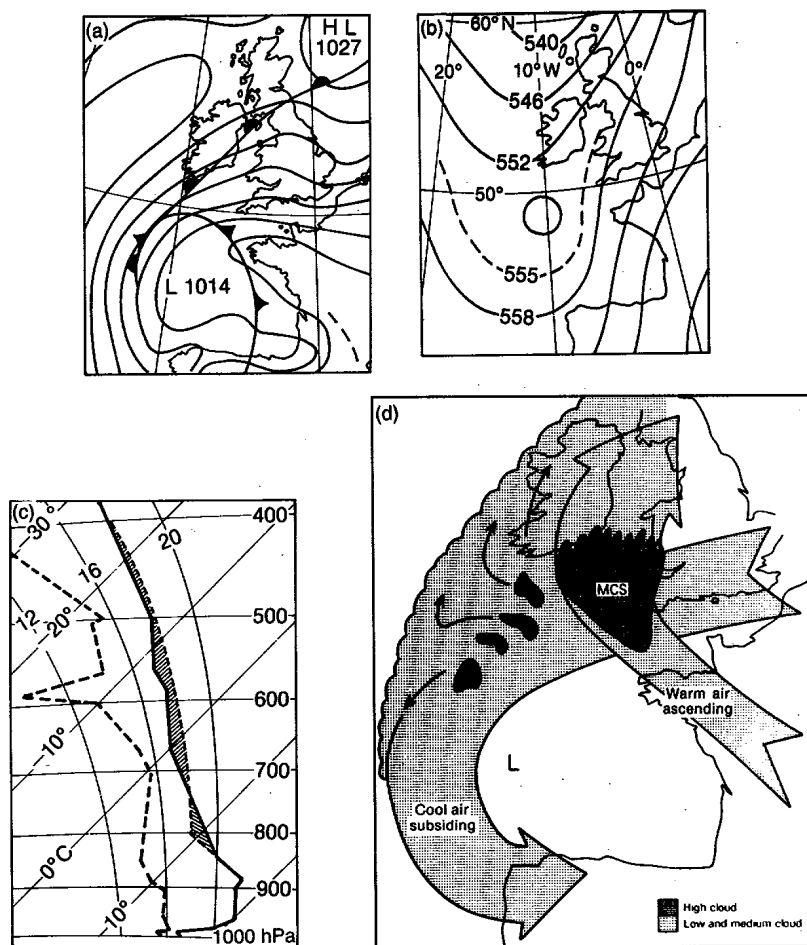
Σχήμα 7.20 Παραδείγματα Mesoscale Convective Systems: (αριστερά) Mesoscale Convective Complex και (δεξιά) Γραμμή Λαίλαπα. (Πηγή: <http://www.wxonline.info/topics/mcs.html>.)

Ένα MCS για να ταξινομηθεί ως MCC πρέπει να ικανοποιεί τα επόμενα κριτήρια βασισμένα στις δορυφορικές εικόνες (Maddox, 1980):

- το μέγεθος να καλύπτει:
 - περιοχή $\geq 100.000 \text{ km}^2$ όπου οι κορυφές των νεφών έχουν θερμοκρασία $\leq -32^\circ \text{ C}$.
 - εσωτερική περιοχή $\geq 50.000 \text{ km}^2$ όπου οι ψυχρές κορυφές των νεφών έχουν θερμοκρασία $\leq -52^\circ \text{ C}$.
- η διάρκεια των παραπάνω μεγεθών να ικανοποιούνται για τουλάχιστον 6 ώρες.
- η μέγιστη έκταση να συμπίπτει με την μέγιστη περιοχή του νέφους-ασπίδας.
- η μορφή να είναι σχεδόν κυκλική, δηλαδή εκκεντρότητα $\geq 0,7$ της μέγιστης έκτασης.

Ανάλογα με το περιβάλλον στο οποίο διαμορφώνονται, τα MCS μπορούν να προκαλέσουν έντονα καιρικά φαινόμενα ακόμη και πλημμυρικά επεισόδια και είναι εξαιρετικά επικίνδυνα για την αεροναυτιλία. Είναι σημαντικό να τονισθεί ότι «η οργανωμένη κατακόρυφη μεταφορά» διαφέρει και πρέπει να ξεχωρίζεται από την «ισχυρή κατακόρυφη μεταφορά» διότι υπάρχουν πολλά παραδείγματα του ενός χωρίς το άλλο.

Συστήματα αυτής της μορφής είναι χαρακτηριστικά στην περιοχή της νοτίου Αγγλίας κατά την θερινή περίοδο και στο Σχήμα 7.21 δείχνεται ένα τέτοιο παράδειγμα. Συγκεκριμένα, στον χάρτη επιφανείας (Σχήμα 7.21a) κυριαρχεί μία θερμή ροή αέρα προερχόμενη από την ηπειρωτική Ευρώπη, ενώ η ραδιοβόλιση της πόλης Brest (στο δυτικότερο άκρο της Γαλλίας) δείχνεται στο Σχήμα 7.21c). Ένα ψυχρό μέτωπο βρίσκεται μπροστά από μία ψυχρή trough που εντοπίζεται στην περιοχή του Βισκαϊκού Κόλπου και που συνοδεύεται από ισχυρές έντασης θερμικούς ανέμους νοτίου τομέα (Σχήμα 7.21b). Εκτεταμένες καταιγίδες πολυκυτταρικής μορφής σημειώθηκαν στην νοτιοδυτική Αγγλία.



Σχήμα 7.21 Σύστημα κατακόρυφης μεταφοράς μέσης κλίμακας (MCS) που επηρέασε την νοτιοδυτική Αγγλία στις 11 Ιουλίου 1982: (α) Χάρτης επιφανείας, ισοβαρείς ανά 2 hPa, (β) Ισοπαχείς 1000-500 hPa, (γ) Ραδιοβόλιση της πόλης Brest και (δ) Σχηματικό μοντέλο του MCS. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

7.6.6 ΚΑΤΑΙΓΙΔΕΣ

(α) Προϋποθέσεις

Οι απαραίτητοι παράγοντες για την κατακόρυφη μεταφορά και την δημιουργία ενός καταιγιδόφορου νέφους είναι:

- υγρό στρώμα ικανοποιητικού πάχους στην κατώτερη ή μέση τροπόσφαιρα.
- αστάθεια με τέτοια θερμοβαθίδα μέσα ή/και πάνω από το υγρό στρώμα ώστε να δημιουργείται ικανοποιητικό θετικό εμβαδόν.
- αίτιο ανόδου ώστε το δείγμα αέρα να μπορεί να φτάσει μέχρι το LFC. Πιθανά αίτια είναι η διαφορετική θέρμανση, τα μέτωπα, το ανάγλυφο, η εκροή ψυχρού αέρα κατά την κίνηση μιας καταιγίδας, οι στενές ζώνες (*drylines*) διαχωρισμού θερμού και ξηρού αέρα από υγρό αέρα. Στις *drylines* ο ήλιος θερμαίνει περισσότερο τον ξηρότερο αέρα και ο άνεμος σπρώχνει τον ξηρό αέρα προς τον υγρό με αποτέλεσμα την εκδήλωση καταιγίδων.

Ο βαθμός και η κατακόρυφη κατανομή των παραπάνω παραγόντων καθορίζουν τον τύπο μιας καταιγίδας σε συνδυασμό με το κατακόρυφο wind shear.

(β) Δομή και ο Κύκλος Ζωής μιας Καταιγίδας

Το κυρίαρχο στοιχείο κάθε καταιγίδας είναι το *καταιγιδόφορο κύτταρο (cell)*, το οποίο αποτελείται από το ανοδικό και το καθοδικό ρεύμα, δύο διαφορετικά χαρακτηριστικά που οφείλονται σε διαφορετικές διαδικασίες και η συνύπαρξή τους ή όχι καθορίζει το στάδιο ανάπτυξης της καταιγίδας. Συγκεκριμένα:

Το στάδιο ανάπτυξης, όπου κυριαρχεί το ανοδικό ρεύμα (*updraft*). Τροφοδότης της καταιγίδας είναι η εισροή (*inflow*) ασταθούς, θερμού και υγρού αέρα στην βάση της καταιγίδας, ο οποίος στην συνέχεια καθώς ανέρχεται, ψύχεται και συμπυκνώνεται σε ένα νέφος *Cumulus*. Στο στάδιο αυτό τα ανοδικά ρεύματα κρατούν τα υδροσταγονίδια και τους παγοκρυστάλλους αιωρούμενα μέσα στο νέφος. Καθώς το καταιγιδόφορο νέφος αναπτύσσεται, υετός αρχίζει να σχηματίζεται στην κορυφή του νέφους σηματοδοτώντας την δημιουργία του καθοδικού ρεύματος.

Η σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξη του νέφους *Cumulus* γίνεται ως εξής:

- τα υδροσταγονίδια του νέφους εξατμίζονται, καθώς ο ξηρότερος αέρας που περιβάλλει το νέφος αναμειγνύεται με τον υγρό αέρα (*entrainment*). Με την διαδικασία αυτή ο αέρας του νέφους γίνεται πιο υγρός από πριν και ανερχόμενος μπορεί να συμπυκνωθεί σε μεγαλύτερο ύψος και το νέφος *Cu* να αναπτυχθεί σαν «πύργος».
- κατά την ανάπτυξη του νέφους, η μετατροπή των υδροσταγονιδίων στην υγρή ή στερεά φάση απελευθερώνει σημαντικές ποσότητες λανθάνουσας θερμότητας και ο αέρας στο νέφος είναι θερμότερος από τον περιβάλλοντα.
- η ανάπτυξη του νέφους στην ασταθή ατμόσφαιρα συνεχίζεται όσο υπάρχει τροφοδοσία από το ανοδικό ρεύμα.
- όταν η κορυφή του νέφους φτάσει στην ευσταθή στρατόσφαιρα, οι ισχυροί άνεμοι στα ανώτερα στρώματα εξαπλώνουν οριζόντια τους παγοκρυστάλλους σχηματίζοντας τον άκμονα του νέφους.

Το ώριμο στάδιο της καταιγίδας (*mature stage*) χαρακτηρίζεται από την συνύπαρξη ανοδικού και καθοδικού ρεύματος (*downdraft*) και είναι το πιο επικίνδυνο στάδιο. Καθώς υδροσταγονίδια σχηματίζονται στην κορυφή του νέφους, κάποια συνενώνονται, γίνονται βαρύτερα και καθώς τα ανοδικά ρεύματα δεν μπορούν να τα συγκρατήσουν αιωρούμενα στο νέφος αρχίζουν να πέφτουν ενώ άλλα εξατμίζονται λόγω του *entrainment*. Σταδιακά, ο αέρας στο νέφος γίνεται ψυχρότερος και βαρύτερος από τον περιβάλλοντα και καθώς βυθίζεται σχηματίζεται το καθοδικό ρεύμα, το οποίο πιθανώς να ενισχύεται καθώς ο υετός που πέφτει παρασύρει μέρος του αέρα. Τέλος, όταν το καθοδικό ρεύμα φτάνει στο έδαφος, εξαπλώνεται οριζόντια δημιουργώντας την εκροή (*outflow*) της καταιγίδας και στην μπροστινή πλευρά της το μέτωπο ριπών (*gust front*). Το *gust front* είναι δυνατόν να οργανώσει νέα κελιά (*διαδικασία parent-daughter cells*) προς την πλευρά της ασταθούς εισροής αέρα (συνήθως την μπροστινή). Σε μια τυπική καταιγίδα, το καθοδικό ρεύμα είναι υπεύθυνο για την ισχυρή βροχή, το χαλάζι και τους ισχυρούς ανέμους.

Στο στάδιο εξασθένησης της καταιγίδας (*dissipating stage*) το καθοδικό ρεύμα εξασθενεί το ανοδικό είτε πέφτοντας κατευθείαν σε αυτό είτε αποκόπτοντας το από κάτω και η καταιγίδα μη έχοντας τροφοδοσία από θερμό και υγρό αέρα σταδιακά πεθαίνει.

Για τις ισχυρές καταιγίδες, εκτός της αστάθειας του αέρα, είναι απαραίτητη η ύπαρξη ισχυρού κατακόρυφου *windshear* (στην διεύθυνση ή/και στην ένταση) που αναγκάζει το ανοδικό ρεύμα να κλίνει και να βρίσκεται πάνω από το καθοδικό. Αυτό έχει μεγάλη σημασία για την ανάπτυξη, διάρκεια και κίνηση της καταιγίδας, διότι, σε αντίθεση με τις συνήθεις καταιγίδες, ο υετός ο προερχόμενος από το ανοδικό ρεύμα πέφτει στο καθοδικό. Έτσι, το ανοδικό ρεύμα παραμένει ισχυρό και κρατά τους χαλαζόκοκκους διασκορπισμένους στο νέφος για αρκετό διάστημα με αποτέλεσμα το μέγεθός τους να αυξάνεται σημαντικά. Στην συνέχεια, ο ψυχρός αέρας του καθοδικού ρεύματος φτάνοντας στο έδαφος αναγκάζει τον ασταθή θερμό και υγρό αέρα σε νέες ανοδικές κινήσεις, μία διαδικασία «*αυτοτροφοδοσίας*», στην οποία τα καθοδικά ρεύματα διατηρούν τα ανοδικά και τανάπαλιν, διαδικασία που διατηρεί την καταιγίδα για αρκετές ώρες. Συχνά, με ισχυρά ανοδικά ρεύματα η κορυφή του νέφους εισέρχεται στην ευσταθή στρατόσφαιρα (*φαινόμενο overshooting*), ενώ με ισχυρά καθοδικά ρεύματα στο ανώτερο μέρος του καταιγιδόφορου νέφους σχηματίζονται νέφη *mammatus*.

(γ) *Τύποι Καταιγίδας*

- *Απλό Κύτταρο ή Συνηθισμένη Καταιγίδα ή Καταιγίδα Αέριας Μάζας (Single Cell, Ordinary Cell Thunderstorm, Air Mass Thunderstorm)*

Η καταιγίδα με μόνο ένα κύτταρο, δηλαδή ένα ανοδικό και ένα καθοδικό ρεύμα είναι μικρής διάρκειας, διότι ο υετός που παρασύρεται από το καθοδικό ρεύμα πέφτει στο ανοδικό και το εξασθενεί στερώντας του τροφοδοσία θερμού και υγρού αέρα. Επί πλέον κατά κανόνα το χαλάζι δεν είναι μεγάλης διαμέτρου και οι ριπαίοι άνεμοι δεν είναι ισχυροί. Όμως μια περισσότερο ζωηρή καταιγίδα μπορεί να οργανωθεί με την διαδικασία parent-daughter.

Σε αυτές τις καταιγίδες η διαδικασία της *πλευστότητας (buoyancy)* είναι κυρίαρχη, η κίνηση τους γίνεται με τον μέσο άνεμο σε περιβάλλον με ασθενές ή καθόλου κατακόρυφο windshear και ασθενείς ανώτερους ανέμους και η οδογράφος κίνησης έχει χαοτική μορφή.

- *Ομάδα Πολυ-κυτταρικών Καταιγίδων (Multi-cell Cluster)*

Ομάδα καταιγίδων με τα κύτταρα να βρίσκονται σε διαφορετικά στάδια ανάπτυξης. Συγκεκριμένα, ενώ κάθε μεμονωμένο κύτταρο της ομάδας συμπεριφέρεται ως συνηθισμένο, οι επικρατούσες ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι τέτοιες ώστε καθώς το πρώτο κύτταρο ωριμάζει μεταφέρεται (συνήθως A ή BA) από τους ανέμους ανώτερης ατμόσφαιρας κατά την διεύθυνση της ροής, ενώ την προηγούμενη θέση του (συνήθως Δ ή ΝΔ) την παίρνει ένα νέο κύτταρο. Οι καταιγίδες αυτές προκαλούν πολύ μεγάλα ποσά υετού σε σχετικά μικρές περιοχές και οδηγούν σε πλημμυρικά επεισόδια. Τα Mesoscale Convective Complexes είναι χαρακτηριστικά παραδείγματα της κατηγορίας αυτής (βλέπε Παράγραφο 7.6.5).

Συχνά τα νέα κύτταρα ακολουθούν ακριβώς την ίδια διαδρομή με τα ωριμότερα κύτταρα με αποτέλεσμα η απεικόνισή τους στο radar να δίνει την εντύπωση τραίνου και γι' αυτό τον λόγο αποκαλούνται «*training echoes*». Επίσης, οι καταιγίδες αυτές φαίνονται στο radar ως στάσιμες, αν όμως η δημιουργία νέων κυττάρων είναι ισχυρή, εμφανίζονται ως κινούμενες αντίθετα από τον άνεμο.

- *Γραμμή Πολυ-κυτταρικών Καταιγίδων ή Γραμμή λαίλαπας (Multi-cell line ή Squall Line)*

Μερικές φορές οι καταιγίδες οργανώνονται σε μια «ευθεία» γραμμή που μπορεί να επεκταθεί για εκατοντάδες μίλια αποκαλούμενη *γραμμή λαίλαπας*. Ανοδικά ρεύματα και επομένως νέα κύτταρα σχηματίζονται από το gust front στο μπροστινό τμήμα του συστήματος, ενώ η βροχή και το χαλάζι ακολουθούν. Μεμονωμένα κύτταρα είναι δυνατόν να γίνουν πολύ ισχυρά με αποτέλεσμα μεγάλου μεγέθους χαλάζι ενώ το βίαιο ρεύμα εκροής του καθοδικού ρεύματος στην επαφή του με το έδαφος διαχέεται οριζόντια και προκαλεί καταστροφές. Οι γραμμές λαίλαπας συνήθως κινούνται με τον μέσο άνεμο σε περιβάλλον με ασθενές έως μέτριο κατακόρυφο windshear και ασθενείς έως μέτριους ανώτερους ανέμους. Τα ίχνη στην οδογράφο κίνησης είναι σε ευθεία γραμμή, υποδηλώνοντας windshear στην διεύθυνση και την ένταση.

Ισχυρές γραμμές λαίλαπας με μεγάλη διάρκεια ζωής αποκαλούνται «*derechos*» (ισπανική λέξη για το «ευθεία»). Οι καταιγίδες αυτές καθώς «ταξιδεύουν» πολλές εκατοντάδες μίλια είναι δυνατόν να προκαλέσουν εξαιρετικά μεγάλες ζημιές με το χαλάζι και τους ανέμους που τις συνοδεύουν.

- *Υπερκυτταρικές Καταιγίδες (Supercell Thunderstorms)*

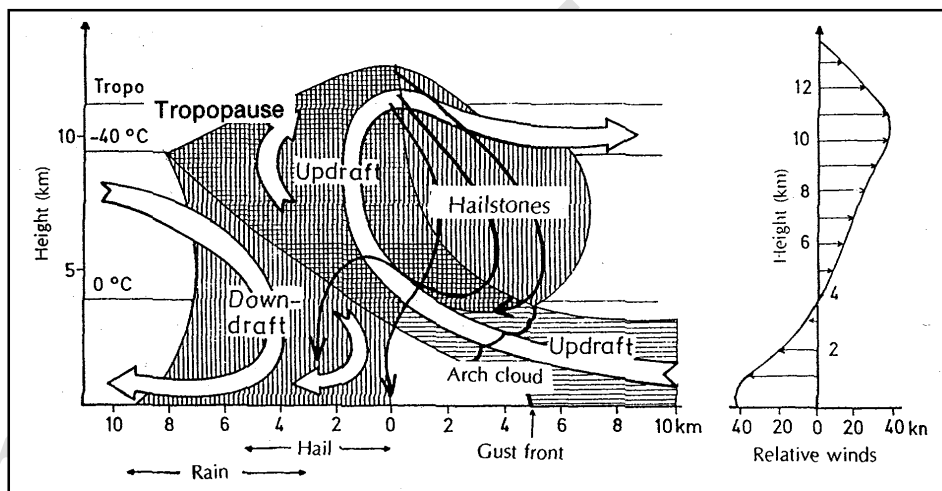
Οι υπερκυτταρικές καταιγίδες είναι ένα ιδιαίτερα οργανωμένο σύστημα ικανό να εμμένει για πολλές ώρες, να προκαλέσει ισχυρότατους ανέμους και πλημμύρες, εξαιρετικά μεγάλου μεγέθους χαλάζι, καθώς και ισχυρούς έως βίαιους σίφωνες. Στο Σχήμα 7.22 δείχνεται μία κάθετη τομή των ροών εισροής και εκροής σε μία υπερκυτταρική καταιγίδα. Απαραίτητη συνθήκη για τον σχηματισμό μιας supercell καταιγίδας είναι ισχυρό κατακόρυφο windshear με στροφή των ανέμων καθ' ύψος ώστε να προκαλείται περιστροφή του ανοδικού ρεύματος, (*mesocyclone*) δίνοντάς του συχνά μια «ραβδωτή» εμφάνιση. Λόγω αυτού του περιστρεφόμενου ανοδικού ρεύματος, χαρακτηριστική είναι η απεικόνιση των supercell καταιγίδων στο ραντάρ με μορφή αγκίστρου (*hook echo*). Οι supercell καταιγίδες συνήθως

κινούνται δεξιά του μέσου άνεμου σε περιβάλλον με μέτριο έως ισχυρό κατακόρυφο windshear. Η μορφή της οδογράφου κίνησης στο στρώμα 0-3 km είναι καμπυλωτή, υποδηλώνοντας ένα low level jetstream, και στην συνέχεια ευθεία. Πολύ ισχυρά ανοδικά ρεύματα είναι δυνατόν να δημιουργήσουν σίφωνες, πρόδρομος των οποίων συχνά είναι το «wall cloud», ένα μεμονωμένο χαμηλό σύννεφο κάτω από την καταιγίδα. Στο Σχήμα 7.23 απεικονίζονται τα βασικά χαρακτηριστικά της δομής μιας υπερκυτταρικής καταιγίδας.

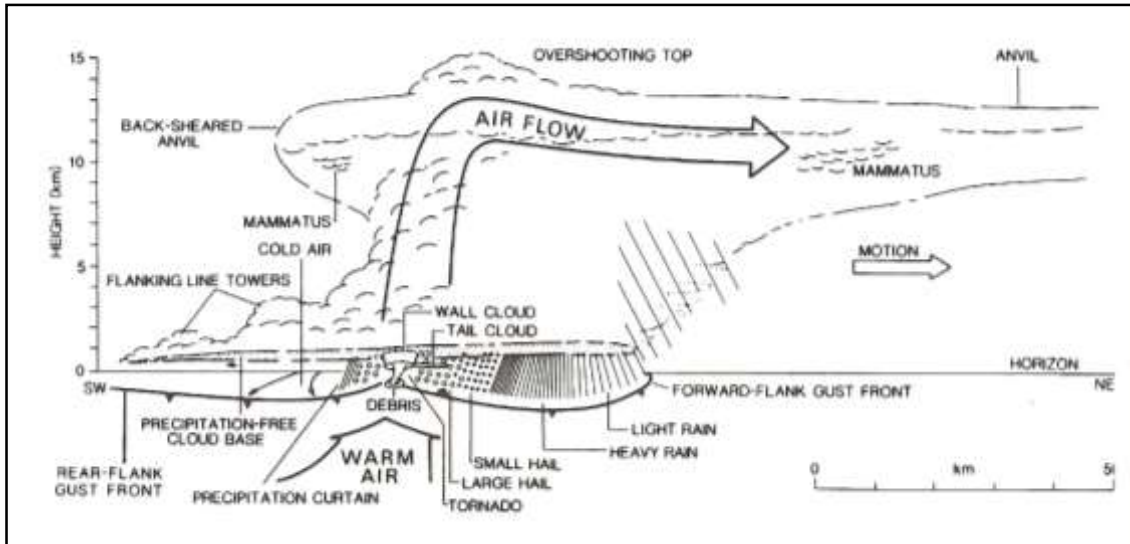
Ενώ τα θεμελιώδη δυναμικά χαρακτηριστικά όλων των supercells καταιγίδων είναι ίδια, συχνά εμφανίζουν διαφορές ως προς τον υετό. Συγκεκριμένα διακρίνονται σε:

- *Low Precipitation Supercell (LP)*, όπου το ανοδικό ρεύμα βρίσκεται στην πίσω πλευρά της καταιγίδας (αποκαλείται και *Rear Flank Supercell*), ο υετός είναι σποραδικός ή απομακρύνεται από το ανοδικό ρεύμα, ενώ στο ραντάρ δεν υπάρχει hook-echo μορφή.
- *Classic Supercell (CL)* που αποτελούν την πλειοψηφία των supercells, με τα ανοδικά ρεύματα σε μεγάλες επίπεδες βάσεις, τις ραβδώσεις εμφανείς σε όλη την περιφέρεια του mesocyclone, τον ισχυρό υετό να πέφτει δίπλα στο ανοδικό ρεύμα και την δυνατότητα εξέλιξής τους σε ισχυρούς σίφωνες.
- *High Precipitation Supercell (HP)*, όπου το ανοδικό ρεύμα βρίσκεται στην μπροστινή πλευρά της καταιγίδας (αποκαλείται και *Front Flank Supercell*), ο υετός περιβάλλει σχεδόν όλο το ανοδικό ρεύμα αποκρύπτοντας το «wall cloud» και τους σίφωνες. Προκαλεί εξαιρετικά μεγάλα ποσά υετού.

Στην Ενότητα 7.6.4 δίνονται μερικές βασικές καταστάσεις καταιγίδων και του αντίστοιχου wind shear, όπως αποτυπώνονται με την βοήθεια της οδογράφου κίνησης και της ροής του αέρα.



Σχήμα 7.22 Ροή αέρα σε μία υπερκυτταρική καταιγίδα. Τα βέλη δείχνουν την ροή του αέρα σε σχέση με την κίνηση της καταιγίδας. (Πηγή: Kurz, 1998.)



Σχήμα 7.23 Σχηματική απεικόνιση μιας υπερκυτταρικής καταιγίδας. (Πηγή: Barry, 2010.)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

- Barry, R. G., 2010: *Atmosphere, weather and climate* (9th edn). Routledge, London.
- Bergeron, T., 1965: On the low level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Supp. Proc. Int. Conf Cloud Phys.*, IAMAP/WMO, Tokyo, 96-100.
- Browning, K. A., and G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 435-452.
- Browning, K. A., 1985: Conceptual models of precipitation systems. *Meteor. Mag.*, 114, 293-319.
- Carlson, T. N., 1980: Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud patterns. *Monthly Weather Review*, 108, 10, 1498-1509.
- Houze, R. A. Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press.
- Kurz, M., 1998: *Synoptic Meteorology*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1371-1387
- The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8 ΥΠΟΚΕΙΜΕΝΙΚΗ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΒΟΗΘΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΕΣ

8.1 ΟΡΟΛΟΓΙΑ

- *Αεροχείμαρροι χαμηλού ύψους (low-level jet streams)*: οι αεροχείμαρροι αυτοί εντοπίζονται στα κατώτερα 2 km της ατμόσφαιρας. Η μέγιστη ταχύτητα του ανέμου είναι κατά κανόνα 30-40 kn, με μικρό αλλά αναγνωρίσιμο shear ανέμου. Οι αεροχείμαρροι χαμηλού ύψους παρατηρούνται μπροστά από ψυχρά μέτωπα στα οποία παρατηρείται έντονη κατακόρυφη ανάπτυξη και ακριβώς πάνω από αναστροφές θερμοκρασίας στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας κατά τις νύχτες που ευνοείται η ψύξη με ακτινοβολία.
- *Αεροχείμαρρος (jet stream)*: είναι μια ζώνη πολύ ισχυρών ανέμων στα ανώτερα επίπεδα. Τα βασικά χαρακτηριστικά που ορίζουν τον αεροχείμαρρο είναι οι μέγιστες ταχύτητες του ανέμου και η ύπαρξη ισχυρού shear ανέμου σε όλη την περιοχή γύρω από τον μέγιστο άνεμο.
- *Ανάπτυξη (development)*: ο όρος χρησιμοποιείται από τους προγνώστες για την περιγραφή σημαντικών αλλαγών στα επιφανειακά βαρομετρικά συστήματα. Αυτές οι αλλαγές μπορεί να δημιουργηθούν είτε από αλλαγές στην ένταση υπαρχόντων χαρακτηριστικών των συστημάτων είτε από την κίνησή τους ή και από τα δύο.
- *Αντικυκλωνική ανάπτυξη (anticyclonic development)*: αύξηση ως προς την έκταση και την επίδραση ενός συστήματος υψηλών πιέσεων που συνοδεύεται από άνοδο της πίεσης και ενίσχυση των υπαρχουσών εξάρσεων υψηλών πιέσεων ή αντικυκλώνων.
- *Αντικυκλωνική διάσπαση (anticyclonic disruption)*: περιγράφει την φύση των αλλαγών που συμβαίνουν όταν μία μεγάλου πλάτους ανώτερη trough κινείται προς τα ανατολικά γρηγορότερα στο βόρειο παρά στο νότιο μέρος της. Ένα αργά κινούμενο αποκομμένο χαμηλό σχηματίζεται στην βάση της trough δηλαδή στο νότιο μέρος, ενώ βορειότερα οι επιφανειακές πιέσεις αυξάνουν δια μέσου του λαιμού (col) της διασπασμένης trough. Συχνότερα χρησιμοποιείται ο όρος «διάσπαση της trough» (trough disruption) για να περιγραφεί η διαδικασία κατά την οποία μια ανώτερη trough μεγάλης κατά μεσημβρινό έκτασης διασπάται σε περισσότερες troughs με διαφορετικές ταχύτητες στην προς ανατολάς κίνησή τους στα διάφορα γεωγραφικά πλάτη.
- *Άξονας αεροχειμάρρου (jet axis)*: με τον όρο αυτό εννοούμε την γραμμή των μεγίστων ανέμων του αεροχειμάρρου πάνω σε ένα χάρτη σταθερής πίεσης.
- *Απόκλιση (divergence) / Σύγκλιση (convergence)*: η απόκλιση / σύγκλιση της ταχύτητας μοναδιαίας μάζας αέρα είναι η πλέον χρησιμοποιούμενη εφαρμογή στην Μετεωρολογία. Ορίζεται από την σχέση $\text{div } \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$, και είναι μονοδιάστατο μέγεθος με θετικό ή αρνητικό πρόσημο.
- *Απόλυτος στροβιλισμός (absolute vorticity)*: το άθροισμα του σχετικού στροβιλισμού (J) και του στροβιλισμού λόγω περιστροφής της γης (f).
- *Απορροή (diffluence)*: ο βαθμιαίος διαχωρισμός παρακείμενων ρευματογραμμών στην κατεύθυνση της ροής σε ένα επίπεδο.
- *Αυλώνας ή σκάφη (trough)*: επιμήκης περιοχή σχετικά χαμηλών τιμών ατμοσφαιρικής πίεσης ή υψών που εκτείνεται από το κέντρο μιας περιοχής χαμηλών πιέσεων ή υψών και είναι το αντίθετο της έξαρσης (ridge). Ο άξονας ενός αυλώνα ονομάζεται γραμμή αυλώνα (trough line). Ο αυλώνας συνήθως δεν συνδέεται με κλειστή ατμοσφαιρική κυκλοφορία και ο όρος χρησιμοποιείται για διάκριση από κλειστό βαρομετρικό χαμηλό. Ο αυλώνας σχεδόν πάντα σχετίζεται με περιοχή μέγιστης κυκλωνικής/θετικής καμπυλότητας της ροής του αέρα.

- *Βαροκλιτική περιοχή (baroclinic region):* περιγράφει μια περιοχή της ατμόσφαιρας όπου τέμνονται οι ισοβαρικές επιφάνειες με τις επιφάνειες σταθερής πυκνότητας. Βαθμίδες ισοθέρμων και ισοπαχών υπάρχουν πάνω στους ισοβαρικούς χάρτες.
- *Βαροκλιτικότητα (baroclinicity):* προϊόν του θερμικού ανέμου και της Κοριόλις παραμέτρου (f). Καταδεικνύεται στην πράξη από την βαθμίδα των ισοπαχών.
- *Βαροτροπική περιοχή (barotropic region):* περιγράφει μια περιοχή της ατμόσφαιρας όπου οι ισοβαρικές και σταθερής πυκνότητας επιφάνειες συμπίπτουν. Οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι και ισοθερμικές και οι ισοπαχείς μεταξύ δύο επιπέδων πίεσης είναι σταθερές. Οι άνεμοι δεν μεταβάλλονται καθ' ύψος.
- *Διάσπαση αυλώνα (trough disruption):* βλέπε *αντικυκλωνική διάσπαση*.
- *Εμποδισμός (blocking):* μεγάλης κλίμακας παρεμπόδιση της κανονικής, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, κίνησης των συστημάτων καιρού στα μέσα πλάτη. Χαρακτηρίζεται από τον σχηματισμό ενός αντικυκλώνα βορείως ενός αποκομμένου χαμηλού με ανατολικούς ανέμους μεταξύ τους. Η κανονική δυτική ροή διασπάται σε δύο ρεύματα γύρω από τον αντικυκλώνα - εμπόδιο. Αν ο προς τον νότο κλάδος αυτής της ροής δεν είναι «παραμορφωμένος», το σύστημα ονομάζεται *Ωμέγα Block*.
- *Έξαρση ή σφήνα (ridge ή wedge):* επιμήκης περιοχή σχετικά υψηλών τιμών ατμοσφαιρικής πίεσης ή υψών που εκτείνεται από το κέντρο μιας περιοχής υψηλών πιέσεων ή υψών και είναι το αντίθετο ενός αυλώνα (trough). Ο άξονας μιας έξαρσης ονομάζεται γραμμή έξαρσης (ridge line). Η έξαρση σχεδόν πάντα σχετίζεται με περιοχή μέγιστης αντικυκλωνικής/αρνητικής καμπυλότητας της ροής του αέρα.
- *Επέκταση αυλώνα (trough extension):* η αύξηση του πλάτους μιας trough.
- *Ζωνικός δείκτης (zonal index):* ένα μέτρο του μεγέθους της ζωνικής συνιστώσας της πλανητικής ροής. Συνήθως μετράται παίρνοντας την μέση διαφορά των τιμών των ισοϋψών κατά μήκος δύο γεωγραφικών παράλληλων.
 Η απόκλιση ($\text{div}\vec{V} < 0$) αφορά στην απορροή των ρευμάτων του αέρα σε ένα οριζόντιο επίπεδο σε συνδυασμό με την κατακόρυφη κίνηση του αέρα, με αποτέλεσμα την διατήρηση της πυκνότητας του αέρα στο επίπεδο αυτό. Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους η απόκλιση οδηγεί στην κατολίπηση του αέρα.
 Η σύγκλιση ($\text{div}\vec{V} > 0$) αφορά στην συρροή των ρευμάτων του αέρα σε ένα οριζόντιο επίπεδο σε συνδυασμό και με την κατακόρυφη κίνηση του αέρα με αποτέλεσμα την διατήρηση της πυκνότητας του αέρα στο επίπεδο αυτό. Σύγκλιση κοντά στο έδαφος οδηγεί σε ανοδική κίνηση του αέρα.
- *Κίνηση Συστήματος (progression):* η κίνηση των ατμοσφαιρικών συστημάτων στην κανονική διεύθυνση που ορίζει η κλιματολογία, π.χ. στα μέσα πλάτη από τα δυτικά προς τα ανατολικά.
- *Κοριόλις παράμετρος (Coriolis parameter):* $f = 2 \Omega \sin \phi$, όπου ϕ το γεωγραφικό πλάτος και Ω η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της Γης.
- *Κυκλωνική ανάπτυξη (cyclonic development):* αύξηση της δράσης των συστημάτων χαμηλής πίεσης που συνοδεύεται είτε από την πτώση της πίεσης και την επέκταση βαθνομένων υφέσεων είτε από τον επαναλαμβανόμενο σχηματισμό μικρών κινούμενων χαμηλών.
- *Κύματα βαρύτητας (gravity waves):* κατακόρυφες ταλαντώσεις του αέρα που κινείται λόγω της πλευστότητας (buoyancy) και των δυνάμεων βαρύτητας. Στην ατμόσφαιρα τα φακοειδή νέφη (lenticular clouds) παρέχουν οπτική ένδειξη για την ύπαρξη των κυμάτων βαρύτητας, αν και η απουσία τέτοιων νεφών δεν σημαίνει ότι δεν υπάρχουν τα κύματα αυτά.

- *Κυματαριθμός (wave number)*: αν σε ένα κύμα ο διαχωρισμός δύο διαδοχικών αυλώνων ως προς τους μεσημβρινούς είναι N μοίρες, ο *κυματαριθμός* είναι 360/N. Μεγάλου μήκους κύματα έχουν μικρό αριθμό κύματος, σε αντίθεση με τα μικρού μήκους κύματα.
- *Μεγάλου μήκους κύματα (long waves) ή πλανητικά κύματα (planetary waves)*: εκτεταμένες μορφές κυμάτων σε μια σχεδόν οριζόντια ροή στα ανωτέρα επίπεδα. Καλούνται επίσης και *κύματα Rossby*. Συνήθως η μορφή τους έχει κυματαριθμό 8 ή μικρότερο, δηλαδή ο διαχωρισμός δύο διαδοχικών αυλώνων ως προς τους μεσημβρινούς είναι 45 μοίρες ή περισσότερο.
- *Μεσημβρινή ανάπτυξη (meridional extension)*: συνήθως αναφέρεται για την προς νότο επέκταση μιας trough και σπανιότερα για την προς Βορρά επέκταση ενός ridge.
- *Οπισθοδρόμηση Συστήματος (retrogression)*: η κίνηση των ατμοσφαιρικών συστημάτων προς την αντίθετη κατεύθυνση από αυτή που ορίζει η κλιματολογία.
- *Περιοχή μεγίστων ταχυτήτων αεροχειμάρρου (jet streak)*: περιοχή εντοπισμένη πάνω στον άξονα του αεροχειμάρρου όπου η μέγιστη ταχύτητα του ανέμου είναι μεγαλύτερη από τις μέγιστες ταχύτητες του ανέμου γειτονικών περιοχών. Μια περιοχή μεγίστων ανέμων ενός αεροχειμάρρου μπορεί να κινηθεί δια μέσου του αεροχειμάρρου και γενικά συνδέεται με σημαντικές καιρικές αναπτύξεις.
- *Πλάτος αυλώνα / έξαρσης (amplitude of trough / ridge)*: η κατά παράλληλο έκταση μιας τυπικής ισοΐψους ή ρευματογραμμής από την κορυφή μιας έξαρσης έως την βάση ενός αυλώνα. Στην Μετεωρολογία σπάνια χρησιμοποιείται ποσοτική τιμή του πλάτους.
- *Πυρήνας αεροχειμάρρου (jet core)*: με τον όρο αυτό εννοούμε την γραμμή των μεγίστων ανέμων ενός αεροχειμάρρου. Η γραμμή αυτή μεταβάλλεται με το ύψος.
- *Ροή ζωνική (zonal flow)*: ροή αέρα κατά μήκος γεωγραφικών παραλλήλων.
- *Ροή μεσημβρινή (meridional flow)*: ροή αέρα κατά μήκος ενός μεσημβρινού δηλαδή βόρεια ή νότια ροή.
- *Στάσιμοι αυλώνες (anchor troughs)*: μεγάλου μήκους troughs που επιμένουν στην ίδια περιοχή και συνδέονται με γεωγραφικά χαρακτηριστικά, όπως η επήνεμη πλευρά μεγάλων ορεινών όγκων.
- *Στροβιλισμός (vorticity)*: ένα μέτρο της περιστροφής ενός μικρού στοιχείου ρευστού. Η περιστροφή μπορεί να γίνει ως προς τους άξονες x, y, z, αλλά στην Μετεωρολογία μόνο η περιστροφή ως προς τον κατακόρυφο άξονα είναι σημαντική και αναφέρεται ως *σχετικός στροβιλισμός*.
- *Συρροή (confluence)*: η βαθμιαία ταύτιση παρακείμενων ρευματογραμμών στην κατεύθυνση της ροής σε ένα επίπεδο.
- *Συστήματα μέσης κλίμακας (mesoscale systems)*: ατμοσφαιρικά συστήματα που είναι ανιχνεύσιμα με ένα σύστημα παρατήρησης οριζόντιας διακριτικής ικανότητας 10-50 km.
- *Συστήματα συνοπτικής κλίμακας (synoptic scale systems)*: ατμοσφαιρικά συστήματα που είναι ανιχνεύσιμα πάνω σε χάρτες καιρού με καταχωρημένες παρατηρήσεις σε ένα μέσο διάστημα 200-500 km ή περισσότερο.
- *Σχετικός στροβιλισμός (relative vorticity)*: αναφέρεται στην περιστροφή ως προς τον κατακόρυφο άξονα z και ισχύει $J = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$. Ο J είναι θετικός όταν η περιστροφή είναι κυκλωνική και αρνητικός όταν είναι αντικυκλωνική.
- *Υστέρηση φάσης (phase lag)*: το ποσό κατά το οποίο διαφέρει η πραγματική κίνηση του άξονα μιας trough από την προγνωστική κίνησή του ή η κίνηση μεταξύ βορείου και νοτίου τμήματος μιας επιμήκους trough.

8.2 ΤΥΠΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΚΑΙΡΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

8.2.1 ΧΡΟΝΟΣ ΖΩΗΣ ΤΩΝ ΜΕΤΩΠΙΚΩΝ ΥΦΕΣΕΩΝ

Στο Σχήμα 8.1 παρουσιάζεται μια ιδανική περίπτωση ανάπτυξης ύφεσης πάνω στο πολικό μέτωπο. Η διαδικασία καλύπτει περίοδο 2 - 3 ημερών.

(α) *Έναρξη*

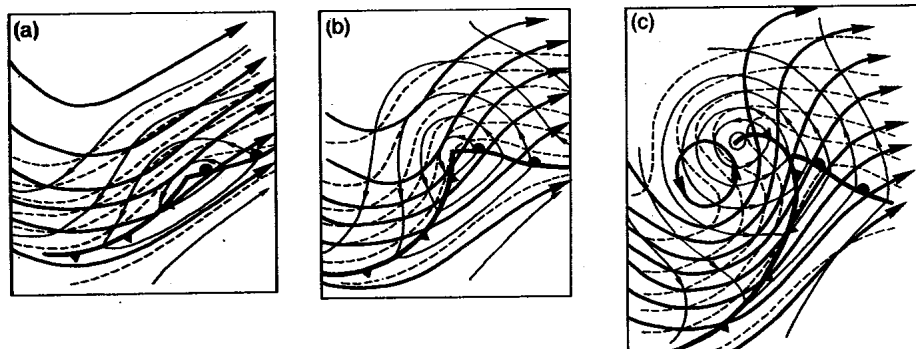
Το επιφανειακό χαμηλό αρχίζει να σχηματίζεται. Δεν υπάρχει ακόμη κυκλωνική κυκλοφορία στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Οι μη παραμορφωμένες ισοψείς στα 500 hPa και οι ισοπαχείς ηθδαλιουχούν το επιφανειακό χαμηλό κατευθύνοντας το προς τα εμπρός παράλληλα με τις ισοβαρείς του θερμού τομέα.

(β) *Βάθυνση του χαμηλού*

Καθώς η επιφανειακή πίεση πέφτει, η κυκλωνική κυκλοφορία επεκτείνεται προς τα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας και οι ισοπαχείς παραμορφώνονται. Μια trough αναπτύσσεται στα 500 hPa. Σύμφωνα με την θεωρία Sutcliffe, ο όρος της ανάπτυξης γίνεται βαθμιαία πιο σημαντικός τροποποιώντας την ηθδαλιούχηση και η πορεία της ύφεσης γέρνει προς τα αριστερά.

(γ) *Το επιφανειακό χαμηλό είναι συνεσφιγμένο*

Η άκρη του θερμού τομέα βρίσκεται σε κάποια απόσταση από το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού. Η κυκλωνική κυκλοφορία εκτείνεται πάνω από τα 500 hPa και η ύφεση γίνεται ένας βραδέως κινούμενος στρόβιλος. Ο άξονας του στροβίλου γέρνει προς τον ψυχρό αέρα στην νοτιοδυτική πλευρά του χαμηλού.

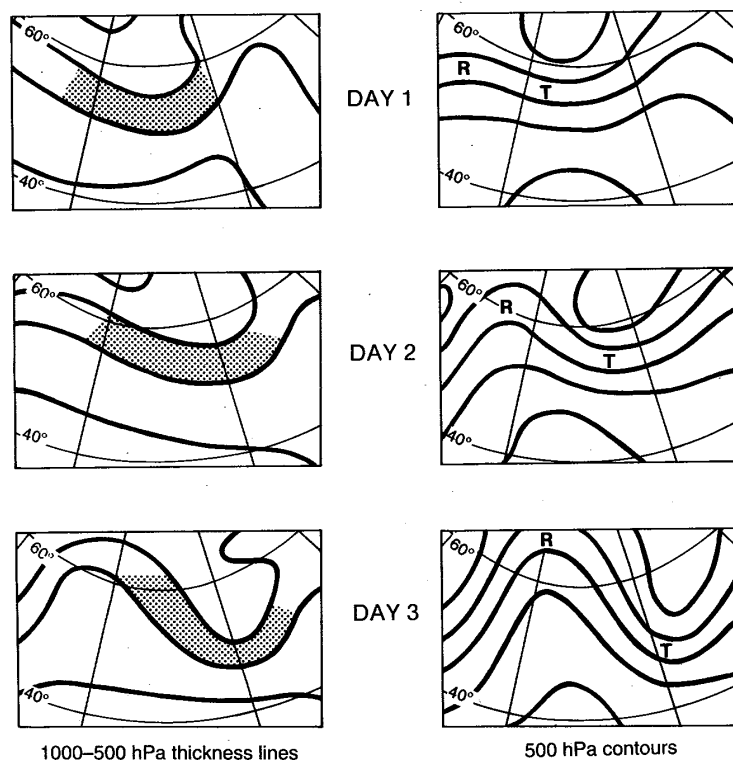


Σχήμα 8.1 Ανάπτυξη ύφεσης πάνω στο πολικό μέτωπο. Η διαδοχή των χαρτών (αριστερά προς δεξιά) πραγματοποιείται σε διάστημα περίπου 18-24 ωρών. Λεπτές συνεχείς γραμμές: ισοψείς στα 1000 hPa, διακεκομμένες γραμμές: ισοπαχείς 1000-500 hPa και έντονες γραμμές: ισοψείς στα 500 hPa. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

8.2.2 Η ΚΑΤΑ ΜΕΣΗΜΒΡΙΝΟ ΕΠΕΚΤΑΣΗ ΕΝΟΣ ΑΥΛΩΝΑ

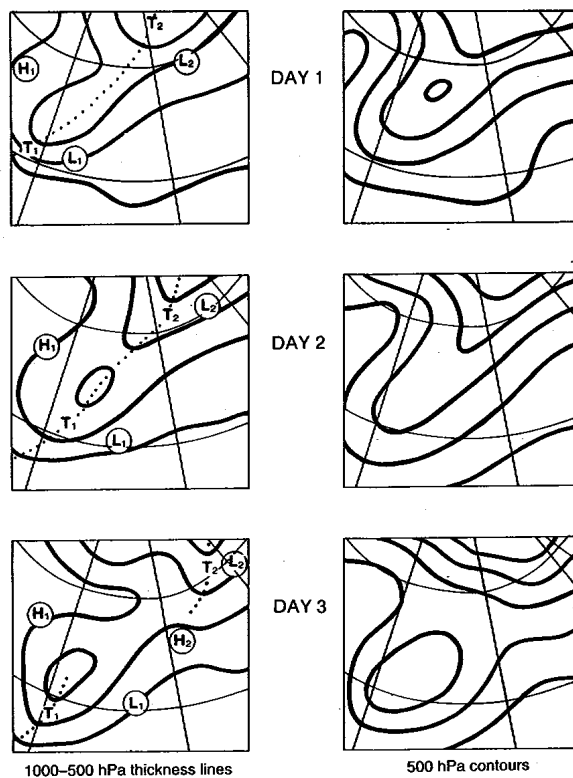
Στο Σχήμα 8.2 παρουσιάζεται η εξέλιξη μιας αναπτυσσόμενης μεσημβρινής ροής στην μέση τροπόσφαιρα για διάστημα 3 ημερών που οδηγεί στην εισβολή ψυχρών αερίων μαζών προς τα νοτιότερα πλάτη. Η διαδικασία είναι περισσότερο συνηθισμένη τον χειμώνα.

Σε ότι αφορά την χώρα μας, η εικόνα της 1^{ης} ημέρας παρουσιάζεται συνήθως στην Βόρεια Ευρώπη, κατά την διάρκεια της 2^{ης} ημέρας παρατηρείται έντονη ανάπτυξη κατά μεσημβρινό του ridge, ενώ την 3^η ημέρα ψυχρές αέριες μάζες εισβάλλουν στα Βόρεια Βαλκάνια και στην συνέχεια στην χώρα μας (βαλκανικό μέτωπο).



Σχήμα 8.2 Επέκταση ενός αυλώνα κατά μεσημβρινό. Οι ισοπληθείς ανά 12 dam, ενώ τα σημαντικότερα μέρη αυτού του προτύπου είναι σκιασμένα μεταξύ των ιδίων ισοπληθών (R=ridge και T=trough). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

8.2.3 ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΙΚΗ ΔΙΑΣΠΑΣΗ ΕΝΟΣ ΑΥΛΩΝΑ



Σχήμα 8.3 Αντικυκλωνική διάσπαση ενός αυλώνα. Οι ισοπληθείς είναι ανά 12 dam. Διακεκομμένη γραμμή T_1T_2 : γραμμή αυλώνα. Σε κύκλο δίνονται τα κέντρα των επιφανειακών συστημάτων. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

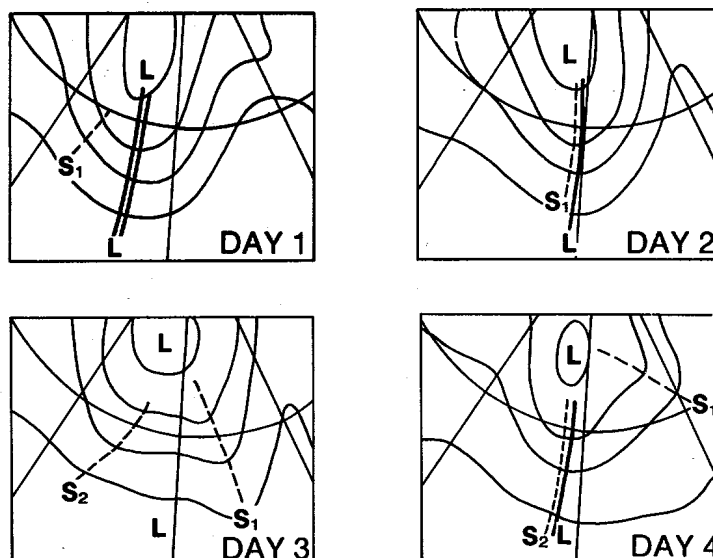
Στο Σχήμα 8.3 παρουσιάζεται μια ακολουθία χαρτών (ένας για κάθε ημέρα) στους οποίους αποτυπώνεται η διαδικασία διάσπασης μιας trough. Η διαδικασία αρχίζει να συμβαίνει από την 3^η ημέρα της προς τον νότο μεσημβρινής επέκτασης μιας trough (το πρότυπο αυτό αναλύθηκε στην προηγούμενη Παράγραφο). Το βόρειο τμήμα της trough κινείται γρήγορα ανατολικά, ενώ το νότιο τμήμα της κινείται αργά και συχνά εξελίσσεται σε ένα αποκομμένο ανώτερο χαμηλό σε περιοχές μικρότερου γεωγραφικού πλάτους.

Δια μέσου του λαιμού της διασπαθείσας trough, οι επιφανειακές πιέσεις αυξάνουν (αναπτύσσεται αντικυκλώνας) και αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η διάσπαση ονομάζεται αντικυκλωνική.

8.2.4 ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΜΙΚΡΟΥ ΚΥΜΑΤΙΣΜΟΥ ΠΗΔΑΛΙΟΥΧΟΥΜΕΝΑ ΑΠΟ ΜΕΓΑΛΑ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

Μικρού κυματισμού καιρικά συστήματα συνήθως κινούνται πιο γρήγορα από τα μεγάλου μήκους ατμοσφαιρικά κύματα (π.χ. κύματα Rossby). Στο Σχήμα 8.4 δίνεται ένα παράδειγμα δύο διαδοχικών troughs μικρού κυματισμού που κινούνται σε μια μεγάλης κλίμακας ημιστάσιμη trough στα 500 hPa. Η μεγάλης κλίμακας trough εντοπίζεται παρά την τροποποίησή της από τις διαδοχικές μικρού κυματισμού troughs.

Η κίνηση της μικρού κυματισμού trough σε ένα αργά κινούμενο μεγάλης κλίμακας σύστημα πρόσκαιρα εξασθενεί τα ridges και ενισχύει τις troughs.



Σχήμα 8.4 Ημερήσια διαδοχή μικρού κυματισμού αυλώνων (S_1 και S_2) κινουμένων σε μια μεγάλης κλίμακας ημιστάσιμη trough στα 500 hPa (LL). (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

8.2.5 ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΨΥΧΡΩΝ ΑΥΛΩΝΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΩΠΩΝ

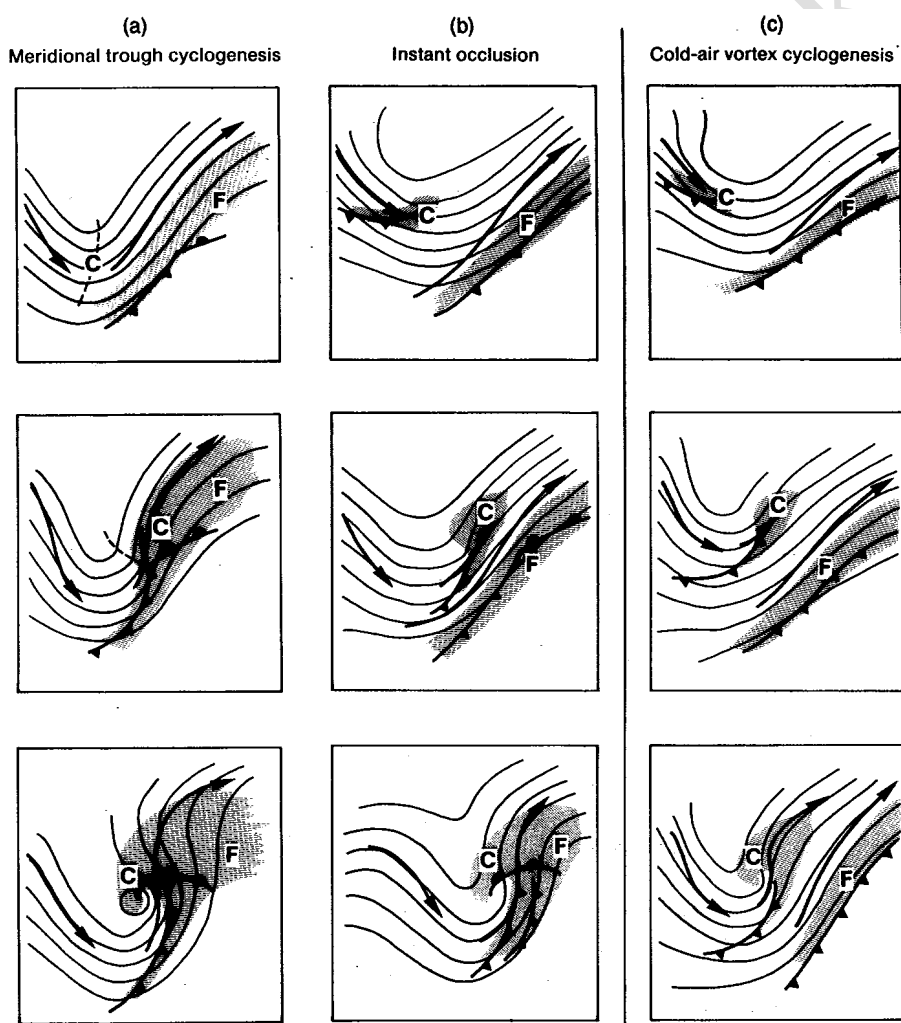
Σε βαροκλιτική δυτική ροή μια μεγάλης κλίμακας trough χαρακτηρίζεται από νέφωση στο πρόσθιο τμήμα της θερμής πλευράς του πυρήνα του αεροχειμάρρου. Στην περιοχή αυτή, μικρού κυματισμού διαταραχές ανιχνεύονται από την εμφάνιση νέφωσης στις δορυφορικές εικόνες ή από το πεδίο ανέμων στα ανώτερα στρώματα (όπως για παράδειγμα ένα μέγιστο αεροχειμάρρου ή μια μικρού κυματισμού trough) είναι πιθανόν να προκαλέσουν κυκλογενέσεις.

Η θέση της μικρού κυματισμού διαταραχής (νεφική ζώνη C στους χάρτες του Σχήματος 8.5) σε σχέση με την προϋπάρχουσα μετωπική νέφωση (νεφική ζώνη F στους χάρτες του Σχήματος 8.5) καθορίζει τον χαρακτήρα του κυκλογενετικού επεισοδίου. Στο Σχήμα 8.5 περιγράφονται τρεις τυπικές αναπτύξεις που συμβαίνουν στις περιπτώσεις αλληλεπίδρασης ψυχρών troughs και μετωπικών καταστάσεων. Συγκεκριμένα:

Σχηματισμός ύφεσης πάνω σε πολικό μέτωπο (Σχήμα 8.5a), διαδικασία κλασικής ανάπτυξης ύφεσης πάνω στο πολικό μέτωπο (βλέπε Παράγραφο 8.2.1). Στην περίπτωση αυτή η διαταραχή δημιουργήθηκε πολύ κοντά στην μετωπική νεφική ζώνη και η ανίχνευσή της με την βοήθεια των δορυφορικών εικόνων είναι πρακτικά πολύ δύσκολη.

Σχηματισμός «στιγμαίαας» σύσφιξης δίπλα στο πολικό μέτωπο (Σχήμα 8.5b). Η μικρού κυματισμού διαταραχή, εύκολα ανιχνεύσιμη στις δορυφορικές εικόνες, αναπτύσσεται αρκετά κοντά στην προϋπάρχουσα μετωπική νέφωση και τα δύο νεφικά συστήματα συγχωνεύονται σχηματίζοντας το νεφικό πρότυπο της «στιγμαίαας» σύσφιξης (instant occlusion), σχήμα παρόμοιο με την κλασική σύσφιξη.

Σχηματισμός στροβίλου στον ψυχρό αέρα βόρεια του πολικού μετώπου (Σχήμα 8.5c), όπου η μικρού κυματισμού διαταραχή παραμένει μακριά από την μετωπική ζώνη και δεν υπάρχει αλληλεπίδραση μεταξύ των δύο νεφικών συστημάτων. Η ανάπτυξη εξαρτάται σημαντικά από την θετική μεταφορά στροβιλισμού και εμφανίζεται με την μορφή ευδιάκριτης νέφωσης μέσα στην περιοχή του ψυχρού αέρα. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι περιπτώσεις σχηματισμού νεφών τύπου «κόμμα».



Σχήμα 8.5 Διάφορες μορφές κυκλογένεσης που μπορεί να προκύψουν από την αλληλεπίδραση ψυχρού αυλώνα (νεφοκάλυψη C) και πολικού μετώπου (νεφοκάλυψη F). Στο Σχήμα δείχνονται τα επιφανειακά μέτωπα, οι ισοϋψείς στα 500 hPa, καθώς και οι άξονες του αεροχειμάρρου. (Πηγή: The Met. Office, 1993 και Bader et al., 1995.)

8.2.6 ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΕΝΟ ΨΥΧΡΟ ΜΕΤΩΠΟ

Το πρότυπο του *διαχωρισμένου ψυχρού μετώπου (split cold front)* (Bader et al. 1995, Browning and Monk, 1982), αναφέρεται στην διακοπή της κατακόρυφης δομής ενός ψυχρού μετώπου, καθώς αέρας με μικρές τιμές θ_w στην ανώτερη τροπόσφαιρα ξεπερνάει υγρό αέρα με μεγάλες τιμές θ_w για να δώσει ένα «*ανώτερο ψυχρό μέτωπο*» μπροστά από το επιφανειακό. Το «*ανώτερο ψυχρό μέτωπο*» εντοπίζεται στην μπροστινή πλευρά της ξηρής εισβολής (πιο αναλυτικά στην Παράγραφο 7.5.5).

8.3 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΧΑΡΤΩΝ

8.3.1 ΕΜΠΕΙΡΙΚΟΙ ΚΑΝΟΝΕΣ

(α) *Κίνηση επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων*

Οι μετωπικές υφέσεις κινούνται:

- στην κατεύθυνση των ισοβαρών του θερμού τομέα.
- παράλληλα με την γραμμή που ενώνει τα ισαλλοβαρικά υψηλά και χαμηλά.

Οι μη μετωπικές υφέσεις κινούνται:

- με τους πιο ισχυρούς ανέμους που παρατηρούνται στην περίμετρό τους.
- γύρω από την κυκλοφορία της ευρύτερης πρωτεύουσας ύφεσης.
- όπως ένα περιστρεφόμενο σύστημα που αποτελείται από δύο (δίπολο) ή περισσότερα ισομεγέθη χαμηλά.

Οι αντικυκλώνες κινούνται:

- προς τις περιοχές που αυξάνεται η πίεση.

(β) *Ένταση επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων*

Οι μετωπικές υφέσεις βαθαίνουν:

- όταν η πίεση πέφτει στον θερμό τομέα ή στο κέντρο του χαμηλού.
- όταν αξιοσημείωτος ψυχρός αέρας εισβάλλει στο πίσω μέρος της κυκλοφορίας τους.

Οι μετωπικές υφέσεις πληρούνται:

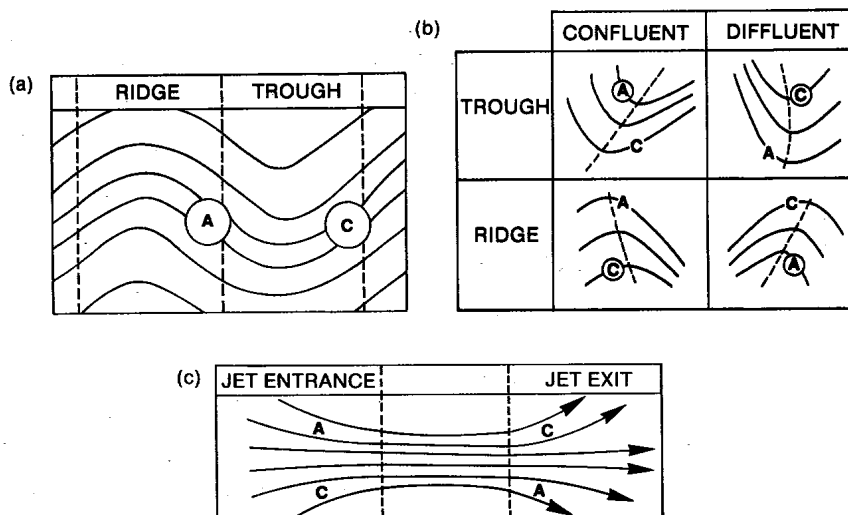
- όταν η πίεση στον θερμό τομέα ανεβαίνει.
- περίπου μετά 12 έως 24 ώρες από την έναρξη της διαδικασίας σύσφιξης.

Οι μη μετωπικές υφέσεις αναπτύσσονται:

- σύμφωνα με τις παρατηρούμενες τάσεις της πίεσης.

8.3.2 ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΤΑ SUTCLIFFE

Στο Σχήμα 8.6, δείχνονται οι περιοχές ανάπτυξης A (Anticyclonic) και C (Cyclonic) που συνδέονται με βασικά πρότυπα ισοπαχών και που οφείλονται στον όρο ανάπτυξης κατά Sutcliffe (βλέπε επίσης Παράγραφο 8.4.3).



Σχήμα 8.6 Ανάπτυξη κατά Sutcliffe, όπου το γράμμα A αντιστοιχεί σε αντικυκλωνική ανάπτυξη και το C σε κυκλωνική ανάπτυξη. Ειδικότερα: (a) περιοχές ανάπτυξης που συνδέονται με συμμετρικό, ημιτονοειδές πρότυπο ισοπαχών 1000-500 hPa, (b) περιοχές ανάπτυξης που συνδέονται με συρροής και απορροής αυλώνες και εξάρσεις του προτύπου ισοπαχών 1000-500 hPa και (c) περιοχές ανάπτυξης που συνδέονται με πρότυπο αεροχειμάρρου. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

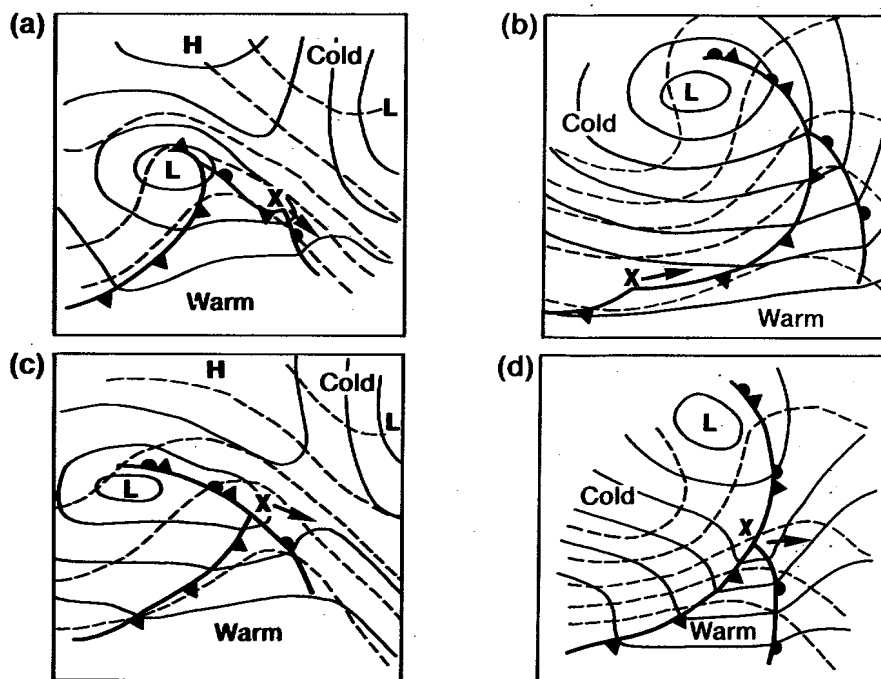
Τα σημαντικότερα πρακτικά συμπεράσματα είναι:

- η ένταση της ανάπτυξης είναι ανάλογη προς την ταχύτητα του θερμικού ανέμου. Ισχυροί θερμικοί άνεμοι οδηγούν σε ισχυρή ανάπτυξη, ενώ ασθενείς προκαλούν μικρή ανάπτυξη.
- σημαντικές αναπτύξεις συμβαίνουν μόνο εάν τα αντίστοιχα πρότυπα ισοπαχών επιμένουν τουλάχιστον 12 - 24 ώρες.
- στο Σχήμα 8.6 φαίνονται οι περιοχές κυκλωνικής (C) και αντικυκλωνικής (A) ανάπτυξης όταν η διάταξη των ισοπαχών είναι σε γενικές γραμμές ζωνική. Αν υπάρχει σαφής μεσημβρινή συνιστώσα στον προσανατολισμό των ισοπαχών (δεν δείχνεται Σχήμα), υπάρχουν τροποποιήσεις λόγω της επίδρασης του όρου του γεωγραφικού πλάτους της εξίσωσης του Sutcliffe. Αυτό βοηθά την αντικυκλωνική ανάπτυξη όταν η ροή είναι προς τον Βορρά και την κυκλωνική όταν η ροή είναι προς τον Νότο.

8.3.3 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΔΕΥΤΕΡΕΥΟΝΤΩΝ ΧΑΜΗΛΩΝ ΣΤΑ ΜΕΤΩΠΑ

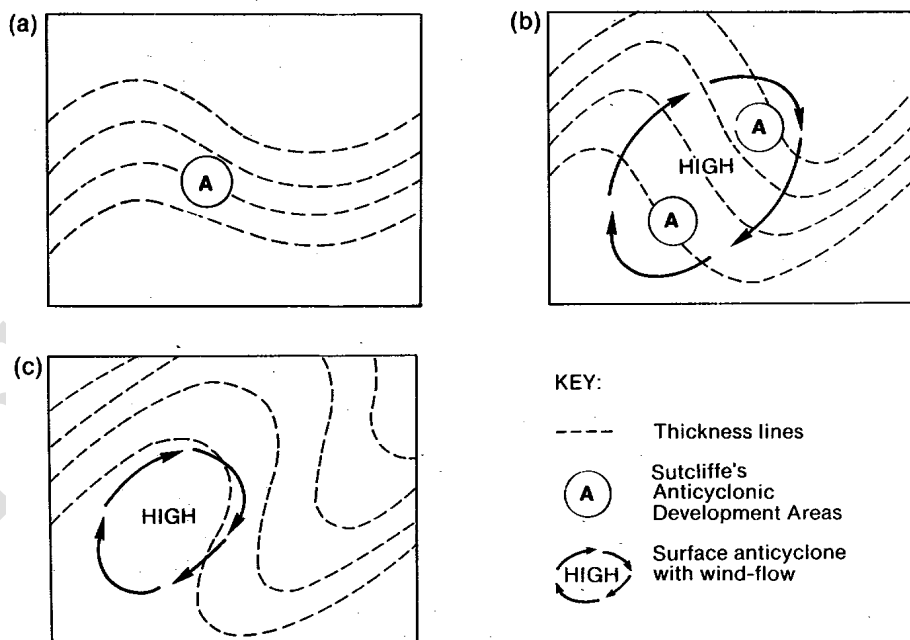
Στο Σχήμα 8.7 δείχνονται τυπικά πρότυπα μετώπων και ισοπαχών που συνδέονται με τον σχηματισμό δευτερευόντων χαμηλών στα μέτωπα διαφόρων τύπων.

Σε όλες τις περιπτώσεις, η νέα ανάπτυξη συμβαίνει όπου το μέτωπο χαρακτηρίζεται από ισχυρή βαθμίδα ισοπαχών. Μετά τον σχηματισμό του, το νέο χαμηλό κινείται γρήγορα, πηδαλιουχούμενο από τον ισχυρό θερμικό άνεμο.



Σχήμα 8.7 Σχηματισμός δευτερευόντων χαμηλών σε μέτωπα. Τυπικά συνοπτικά πρότυπα που συνδέονται με: (a) θερμό μέτωπο, (b) ψυχρό μέτωπο, (c) θερμή σύσφιξη και (d) ψυχρή σύσφιξη. Με το γράμμα X σημειώνεται η τυπική θέση σχηματισμού του δευτερευόντος χαμηλού, ενώ τα βέλη δείχνουν την πιθανή κίνησή του. Με L σημειώνεται η θέση του προϋπάρχοντος χαμηλού. Οι διακεκομμένες γραμμές είναι οι ισοπαχείς 1000-500 hPa και οι συνεχείς γραμμές οι ισοβαρείς στην Μ.Σ.Θ. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

8.3.4 ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΙΚΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗ

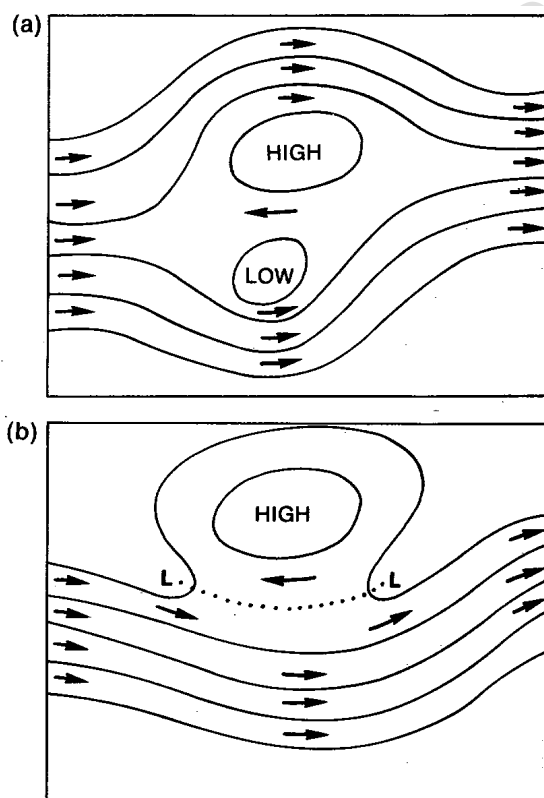


Σχήμα 8.8 Μετασχηματισμός ενός κινουμένου ridge σε έναν σταθερό αντικυκλώνα από (a) ομοιόμορφο πρότυπο ridge-trough με την αντικυκλωνική ανάπτυξη A στα ανατολικά του ridge, (b) στην μεγαλύτερη μεσημβρινή ροή με πρότυπο ridge απορροής - trough συρροής και στην συνέχεια (c) στο παραμορφωμένο θερμικό πρότυπο με αντικυκλώνα μορφής στροβίλου κάτω από ένα ομοιόμορφο θερμικό ridge. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

(α) Κινούμενα ridges σχηματίζονται στον ψυχρό αέρα βορείως του πολικού μετώπου, στην μπροστινή (ανατολική) πλευρά των ανωτέρων θερμικών ridges, όπως η περιοχή Α του Σχήματος 8.8α. Αυτά τα ridges που διαχωρίζουν διαδοχικά χαμηλά, κινούνται σταθερά ανατολικά στα μεγάλης κλίμακας πρότυπα ζωνικής κυκλοφορίας. Το πλάτος αυτού του προτύπου ridge εξασθενεί με το ύψος και συχνά δεν είναι ευδιάκριτο πάνω από τα 700 hPa.

(β) Στάσιμοι αντικυκλώνες μπορούν να αναπτυχθούν στην περίπτωση της αντικυκλωνικής διάσπασης μιας μεγάλου μήκους ανώτερης trough ή κατά τα πρώτα στάδια της διαδικασίας που οδηγεί στην κατά μεσημβρινό επέκτασή μιας trough στα κατάντη του ρεύματος. Το Σχήμα 8.8 δείχνει την ακολουθία των αναπτύξεων από ένα κινούμενο ridge-trough πρότυπο (α) σε μια ενισχυόμενη μεσημβρινή ροή με ισχυρή αντικυκλωνική ανάπτυξη (ridge απορροής - trough συρροής) (β) και την τελική βαροτροπική αντικυκλωνική κατάσταση (γ). Εδώ ο αντικυκλώνας είναι ένας στρόβιλος με μεγάλη καθ' ύψος κυκλοφορία στην περιοχή του θερμού αέρα και κινείται πολύ βραδέως.

(γ) Πρότυπα φρασσόμενης κυκλοφορίας (blocking) οδηγούν σε παρατεταμένες περιόδους κατά τις οποίες η κανονική από τα δυτικά προς τα ανατολικά ροή του αέρα στα μέσα πλάτη εμποδίζεται από μια επίμονη και αντίθετη ροή από τα ανατολικά. Ένας εκτεταμένος στάσιμος αντικυκλώνας είναι το πρωτεύον χαρακτηριστικό αυτής της κατάστασης.



Σχήμα 8.9 Πρότυπα ισοϋψών που συνδέονται με κυκλοφορία εμποδισμό. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Στο Σχήμα 8.9 παρουσιάζονται τυπικά πρότυπα ισοϋψών που συνδέονται με καταστάσεις φρασσόμενης κυκλοφορίας. Η συνηθισμένη βαθμίδα ισοπαχών με τους δυτικών διευθύνσεων θερμικούς ανέμους αντιστρέφεται σε μια αξιοσημείωτης έκτασης περιοχή. Ο θερμός αέρας αποκόπτεται στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και ψυχρές λίμνες σχηματίζονται στα νοτιότερα πλάτη. Η κανονική δυτική ροή είτε διασπάται σε δύο «ισοδύναμα» ρεύματα (Σχήμα 8.9α) είτε εκτρέπεται σε ασυνήθιστα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη, σχηματίζοντας αυτό που περιγράφεται με τον όρο φρασσόμενη κυκλοφορίας τύπου Ωμέγα (Omega blocking) (Σχήμα 8.9β).

8.4 ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

8.4.1 ΣΥΓΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ

Οι κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα συνδέονται άμεσα με την σύγκλιση/απόκλιση σε οριζόντιο επίπεδο και μπορούν να υπολογισθούν από την Εξίσωση της Συνέχειας που στην απλουστευμένη της μορφή της είναι:

$$(\nabla_h \cdot \bar{U}) = -\frac{\partial w}{\partial z} \text{ σε οριζόντιο επίπεδο} \quad \text{ή} \quad (\nabla_p \cdot \bar{U}) = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \text{ σε ισοβαρικό επίπεδο}$$

όπου οι κατακόρυφες ταχύτητες w και ω σε φυσικές και σε ισοβαρικές συντεταγμένες αντίστοιχα έχουν διαφορετικό πρόσημο ($\omega = -\rho g w$).

$$\begin{aligned} (\text{απόκλιση } \nabla_h \cdot \bar{U} > 0) &\longrightarrow (\text{ανοδικές κινήσεις } \frac{\partial w}{\partial z} > 0) \\ (\text{σύγκλιση } \nabla_h \cdot \bar{U} < 0) &\longrightarrow (\text{καθοδικές κινήσεις } \frac{\partial w}{\partial z} < 0) \end{aligned}$$

8.4.2 ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ

Ο στροβιλισμός (συγκεκριμένα η κατακόρυφη συνιστώσα) εξετάζει την περιστροφή δείγματος αέρα γύρω από κατακόρυφο άξονα. Παρόλο που δεν επηρεάζει την μορφή μιας διαταραχής, ο στροβιλισμός συνδέεται άμεσα με την απόκλιση/σύγκλιση του αέρα και συνεπώς με τις κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα. *Κυκλωνική περιστροφή* αναφέρεται ως *θετικός (κυκλωνικός) στροβιλισμός*, ενώ *αντικυκλωνική περιστροφή* ως *αρνητικός (αντικυκλωνικός) στροβιλισμός*. Πιο αναλυτικά, στροβιλισμός μπορεί να προκληθεί λόγω:

- περιστροφής της Γης αναφερόμενος ως *πλανητικός στροβιλισμός (planetary vorticity - f)*. Ισούται με την παράμετρο Coriolis ($f = 2 \Omega \eta \mu \phi$) και η τάξη μεγέθους του είναι 10^{-4} s^{-1} με μηδενική τιμή στον Ισημερινό και μέγιστη στους πόλους. Στο βόρειο ημισφαίριο είναι πάντα θετικός (κυκλωνικός) λόγω της κυκλωνικής περιστροφής της Γης.
- καμπυλότητας των ισοϋψών και wind-shear αναφερόμενος ως *σχετικός στροβιλισμός (relative vorticity - J)*. Είναι τάξης μεγέθους 10^{-5} s^{-1} . Αποδεικνύεται ότι ο J έχει μέγιστη τιμή (αντίστοιχα ελάχιστη) εκεί όπου το γεωδυναμικό ύψος Φ είναι ελάχιστο δηλαδή στην trough (αντίστοιχα μέγιστο δηλαδή στο ridge). Στα σημεία αλλαγής καμπυλότητας ο J έχει μηδενική τιμή

Το άθροισμα των παραπάνω αναφέρεται ως *απόλυτος στροβιλισμός (absolute vorticity - J_a)*

$$J_a = J + f = \frac{1}{f} \nabla^2 \Phi + f$$

(α) ο Απόλυτος Στροβιλισμός και η Απόκλιση συνδέονται με την εξίσωση στροβιλισμού, η οποία σε απλή μορφή (και πάνω από το οριακό στρώμα) είναι:

$$\frac{dJ_a}{dt} = -J_a \text{ div } V.$$

Έτσι, στο μεγαλύτερο μέρος της ατμόσφαιρας, οι μεταβολές στον απόλυτο στροβιλισμό ενός δείγματος αέρα σχετίζονται με την απόκλιση/σύγκλιση ως εξής:

$$\text{απόκλιση (div} V > 0) \text{ και } (J_a > 0) \Rightarrow \frac{dJ_a}{dt} < 0 \Rightarrow J_a \text{ μικραίνει} \Rightarrow J_a \text{ περισσότερο αντικυκλωνικός.}$$

$$\text{σύγκλιση (div} V < 0) \text{ και } (J_a > 0) \Rightarrow \frac{dJ_a}{dt} > 0 \Rightarrow J_a \text{ αυξάνει} \Rightarrow J_a \text{ περισσότερο κυκλωνικός.}$$

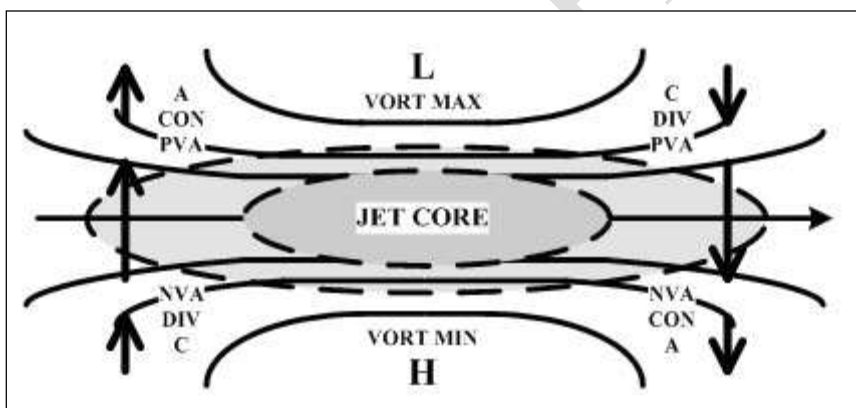
Στο επίπεδο μηδενικής απόκλισης, συνήθως στα 500 hPa (βλέπε Παράγραφο 7.3.3), ο J_a παραμένει σταθερός, διότι όλες οι διαδικασίες που τροποποιούν τον απόλυτο στροβιλισμό ενός δείγματος αέρα είτε είναι μηδέν είτε αλληλοεξουδετερώνονται. Στην περίπτωση αυτή τα δείγματα του αέρα κινούνται κατά μήκος τροχιών *Σταθερού Απόλυτου Στροβιλισμού (Constant Absolute Vorticity - CAV)*.

(β) Η Μεταφορά του Στροβιλισμού (*vorticity advection*) συνδέεται άμεσα με τις κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα και εξετάζεται από την σχέση των ισοϋψών στα 500 hPa και των ισοπληθών στροβιλισμού. Συγκεκριμένα, εξετάζοντας την μεταφορά στροβιλισμού (τάξης μεγέθους $10^{-10} \text{ sec}^{-2}$) κατά μήκος της ροής από ridge-trough- ridge, προκύπτει ότι:

- στην περιοχή μεταξύ ridge-trough έχουμε συνολικά αρνητική μεταφορά στροβιλισμού (*Negative Vorticity Advection - NVA*) και αύξηση του κυκλωνικού απόλυτου στροβιλισμού J_a με την μέγιστη τιμή του στην περιοχή της trough. Σύμφωνα με την εξίσωση του στροβιλισμού, η περιοχή αυτή αντιστοιχεί σε σύγκλιση και συνεπώς σε καθοδικές κινήσεις.
- στην περιοχή μεταξύ trough-ridge έχουμε συνολικά θετική μεταφορά στροβιλισμού (*Positive Vorticity Advection - PVA*) και ελάττωση του κυκλωνικού απόλυτου στροβιλισμού J_a με την μικρότερη τιμή του στην περιοχή του ridge. Σύμφωνα με την εξίσωση του στροβιλισμού, η περιοχή αυτή αντιστοιχεί σε απόκλιση και συνεπώς σε ανοδικές κινήσεις.
- στις περιοχές των trough και ridge η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού είναι μηδέν.

Τα παραπάνω συμπεράσματα (αναλυτικά στον Holton, 1992) είναι σε συμφωνία με το πρότυπο trough-ridge που εξετάστηκε στην Παράγραφο 7.3.1, δηλαδή πίσω από την trough έχουμε σύγκλιση και μπροστά από την trough έχουμε απόκλιση.

Στο Σχήμα 8.10 δείχνονται οι περιοχές μεταφοράς στροβιλισμού σε πρότυπο αεροχειμάρρου με καμπυλότητα.



Σχήμα 8.10 Πρότυπο αεροχειμάρρου με καμπυλότητα και ροή του αέρα από αριστερά προς τα δεξιά. Συνεχείς γραμμές: ισοϋψείς και διακεκομμένες: ισοταχείς. Τα βέλη δείχνουν την αγεωστροφική συνιστώσα του ανέμου με το μήκος των βελών να αντιστοιχεί στο μέγεθός τους. Οι περιοχές NVA και PVA αντιστοιχούν σε αρνητική μεταφορά στροβιλισμού και θετική μεταφορά στροβιλισμού, οι περιοχές DIV και CON αντιστοιχούν σε απόκλιση και σύγκλιση στην στάθμη του αεροχειμάρρου ενώ οι περιοχές C και A αντιστοιχούν σε κυκλωνική και αντικυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια. (Πηγή: προσαρμογή από Uccellini, 1990.)

8.4.3 ΕΞΙΣΩΣΗ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ SUTCLIFFE

Οι βασικοί όροι στην εξίσωση ανάπτυξης κατά Sutcliffe είναι:

$$(J_{10} + f) \operatorname{div} V_{10} = V' \frac{\partial}{\partial s} (2J_{10} + J' + f) = L + M + N$$

όπου J_{10} σχετικός στροβιλισμός στα 1000 hPa, V_{10} άνεμος στα 1000 hPa, V' θερμικός άνεμος στο στρώμα 500-1000 hPa και J' θερμικός σχετικός στροβιλισμός στο στρώμα 500-1000 hPa.

Το αριστερό μέλος της εξίσωσης αντιπροσωπεύει την ανάπτυξη στα 1000 hPa. Με τον απόλυτο στροβιλισμό θετικό και σύμφωνα με την εξίσωση στροβιλισμού (βλέπε Παράγραφος 8.4.2), στην επιφάνεια (ή στα 1000 hPa) συμβαίνει κυκλωνική ανάπτυξη (C) όταν η $\operatorname{div} V_{10}$ είναι αρνητική (σύγκλιση) και αντικυκλωνική ανάπτυξη (A) όταν η $\operatorname{div} V_{10}$ είναι θετική (απόκλιση).

Η ανάπτυξη προέρχεται από τους τρεις όρους στα δεξιά της εξίσωσης, οι οποίοι περιέχουν μεταφορά με τον θερμικό άνεμο (V') κατά μήκος των ισοπαχών.

Ο όρος $L \left(= V' \frac{\partial (2J_{10})}{\partial s} \right)$ είναι ο όρος *πηδαλιούχησης* και περιγράφει την μεταφορά (για την ακρίβεια του διπλασίου) του σχετικού στροβιλισμού στα 1000 hPa. Ο όρος αυτός υπερισχύει όπου οι ισοπαχείς είναι ευθείες γραμμές και κείνται κοντά στον άξονα Δύση - Ανατολή.

Ο όρος $M \left(= V' \frac{\partial (J')}{\partial s} \right)$ είναι ο όρος *της ανάπτυξης* και περιγράφει την μεταφορά του θερμικού σχετικού στροβιλισμού J' . Αυτός είναι ο κυρίαρχος όρος όταν υπάρχουν μεταβολές στην βαθμίδα ή την καμπυλότητα των ισοπαχών. Οι περιοχές ανάπτυξης της Παραγράφου 8.3.2 καθορίζονται από αυτόν τον όρο.

Ο όρος $N \left(= V' \frac{\partial (f)}{\partial s} \right)$ είναι ο όρος *του γεωγραφικού πλάτους* και περιγράφει την μεταφορά του στροβιλισμού λόγω περιστροφή της γης. Συνήα ο όρος αυτός είναι μικρός, αλλά επιδρά στην ανάπτυξη όπου οι ισοπαχείς έχουν εμφανή κατεύθυνση από τον Βορρά προς Νότο, δηλαδή εμφανή μεσημβρινή ροή (low index circulation).

8.4.4 ΣΧΕΔΟΝ-ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ

Σύμφωνα με την *Σχεδόν-Γεωστροφική θεωρία (Quasi-Geostrophic Theory - QG)*, η ανάγκη για διατήρηση της γεωστροφικής και υδροστατικής ισορροπίας στην ατμόσφαιρα οδηγεί στην αναγκαιότητα ύπαρξης μιας κυκλοφορίας που είναι υπεύθυνη για την εμφάνιση και ενίσχυση κατακορύφων κινήσεων συνοπτικής κλίμακας που συνδέονται άμεσα με έντονα καιρικά φαινόμενα.

Οι βασικές εξισώσεις της QG-Θεωρίας (αναλυτικά στον Holton, 1992) είναι η εξίσωση γεωδυναμικής τάσης και η εξίσωση Ωμέγα. Συγκεκριμένα:

(όπου στις παρακάτω εξισώσεις συμβολίζονται με: $\chi = \partial\Phi/\partial t$ η γεωδυναμική τάση, J_a ο απόλυτος στροβιλισμός, η υδροστατική εξίσωση με την μορφή $\frac{\partial\Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p} = -H$, ω η κατακόρυφη ταχύτητα, PVA/NVA θετική/αρνητική μεταφορά στροβιλισμού και CA/WA ψυχρή/θερμή μεταφορά)

(α) η *Εξίσωση Γεωδυναμικής Τάσης*, που εξετάζει την μεταβολή του πεδίου του γεωδυναμικού ύψους Φ με τον χρόνο, δίνει πληροφορίες για την βάθυνση μιας trough ή την ενίσχυση ενός ridge.

Μια απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης γεωδυναμικής τάσης είναι:

$\nabla^2 \chi = - \left(u \frac{\partial J_a}{\partial x} + v \frac{\partial J_a}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left[- \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \right]$		
\Downarrow χρονική μεταβολή του Φ (ανάλογος του $-\chi$) \Downarrow γεωδυναμικό { πτώση } ανάλογο { άνοδος }	\Downarrow οριζόντια μεταφορά του απόλυτου στροβιλισμού (δεν επηρεάζει την μορφή της διαταραχής, δηλ. δεν συνεισφέρει στην ενίσχυση ή την εξασθένησή της, απλά μεταφέρει οριζόντια την διαταραχή). \Downarrow { PVA } { NVA }	\Downarrow καθ' ύψος μεταβολή της οριζόντιας θερμικής μεταφοράς (σχετίζεται με την ενίσχυση των trough ή ridge). \Downarrow ελάττωση καθ' ύψος { CA } { WA }

Σύμφωνα με τα παραπάνω, το μέγιστο της ψυχρής μεταφοράς παρατηρείται στην επιφάνεια πίσω από το ψυχρό μέτωπο και κάτω από την περιοχή της trough, ενώ το μέγιστο της θερμής μεταφοράς παρατηρείται στην επιφάνεια μπροστά από το θερμό μέτωπο και κάτω από την περιοχή του ridge.

(β) η Ωμέγα Εξίσωση είναι μια διαγνωστική εξίσωση για τον υπολογισμό της κατακόρυφης ταχύτητας ω ($\omega < 0$ ανοδικές κινήσεις και $\omega > 0$ καθοδικές κινήσεις) συναρτήσει μόνο του γεωδυναμικού πεδίου Φ .

Μια απλοποιημένη μορφή της Ωμέγα Εξίσωσης είναι:

$\nabla^2 \omega = - \frac{\partial}{\partial p} \left[- \left(u \frac{\partial J_a}{\partial x} + v \frac{\partial J_a}{\partial y} \right) \right] - \nabla^2 \left[- \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \right]$		
\Downarrow κατακόρυφες κινήσεις (ανάλογες του $-\omega$) \Downarrow κινήσεις { ανοδικές } ανάλογες { καθοδικές }	\Downarrow καθ' ύψος μεταβολή της οριζόντιας μεταφοράς του απόλυτου στροβιλισμού \Downarrow αύξηση καθ' ύψος { PVA } { NVA }	\Downarrow οριζόντια θερμική μεταφορά του \Downarrow { WA } { CA }

Το μέγιστο της θετικής (αρνητικής) μεταφοράς στροβιλισμού παρατηρείται μπροστά από την trough (ridge).

Συχνά όμως στην πράξη, οι όροι του δεύτερου μέλους της εξίσωσης Ωμέγα αλληλοαναιρούνται. Επίσης, η θεωρία υπαινίσσεται ότι είναι ψευδαίσθηση να φαντασθούμε ότι οι κατακόρυφες κινήσεις γεννώνται από δύο ξεχωριστές δυναμικές διαδικασίες που δρουν ανεξάρτητα. Για τον λόγο αυτό αναπτύχθηκε η θεωρία των διανυσμάτων Q.

8.4.5 ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΑ Q

Το διάνυσμα Q συνδυάζει τους δύο όρους στο δεξί μέλος της εξίσωσης Ωμέγα αφ' ενός για να αποφεύγεται ο υπολογισμός των δύο μεγάλων αλλά, συχνά, αντιθέτου προσήμου διαδικασιών αφ' ετέρου για να είναι κατανοητή η διαδικασία.

Η Ωμέγα εξίσωση με την χρήση των διανυσμάτων Q γράφεται ως εξής: $\nabla^2 \omega = - 2 \vec{\nabla} \cdot \vec{Q}$

όπου το διάνυσμα $\vec{Q} \equiv (Q_1, Q_2) = \left(- \frac{R}{p} \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x} \cdot \vec{\nabla} T, - \frac{R}{p} \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial y} \cdot \vec{\nabla} T \right)$ είναι ίσο με τον ρυθμό της μεταβολής της βαθμίδας της θερμοκρασίας όταν κινείται με τον γεωστροφικό άνεμο.

Οι κατακόρυφες κινήσεις συνδέονται με τα διανύσματα Q ως εξής:

- σύγκλιση των διανυσμάτων Q (δηλαδή $\vec{V} \cdot \vec{Q} < 0$) προκαλεί ανοδικές κινήσεις.
- απόκλιση των διανυσμάτων Q (δηλαδή $\vec{V} \cdot \vec{Q} > 0$) προκαλεί καθοδικές κινήσεις.

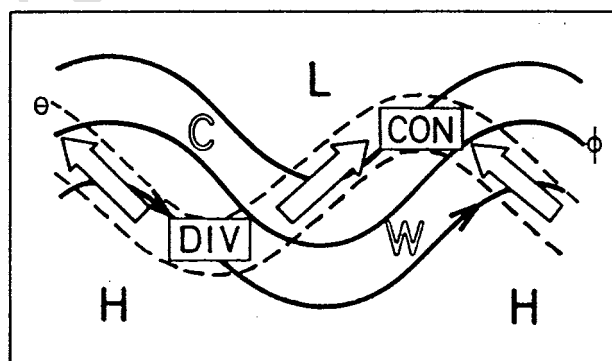
Μια υποκειμενική μέθοδος για την γρήγορη εκτίμηση των διανυσμάτων Q είναι η εξής:

- κινούμενοι κατά μήκος μιας ισόθερμης έχοντας τις ψυχρές μάζες αριστερά, υπολογίζουμε την διανυσματική αλλαγή του (γεωστροφικού) ανέμου. Δηλαδή, θεωρώντας ότι τα διανύσματα ανέμου εκκίνησης και προορισμού έχουν κοινή αρχή, το διάνυσμα μεταβολής του ανέμου είναι ένα διάνυσμα με αρχή το τέλος του διανύσματος προέλευσης και τέλος το τέλος του διανύσματος προορισμού.
- περιστρέφουμε το διάνυσμα που προκύπτει κατά 90° σύμφωνα με την φορά των δεικτών του ρολογιού.
- η διεύθυνση του διανύσματος αυτού είναι η διεύθυνση του διανύσματος Q .
- το μέτρο του διανύσματος Q είναι ανάλογο με την τιμή της μεταβολής της βαθμίδας της θερμοκρασίας.
- ανοδικές κινήσεις συμβαίνουν όπου το πεδίο των διανυσμάτων Q συγκλίνει, ενώ καθοδικές όπου το πεδίο αυτό αποκλίνει.

Στο Σχήμα 8.11 δείχνεται ο υπολογισμός των διανυσμάτων Q σε μία βαροκλιτική διαταραχή. Συγκεκριμένα, κινούμενοι κατά μήκος μιας ισόθερμης έχοντας τις ψυχρές μάζες αριστερά έχουμε:

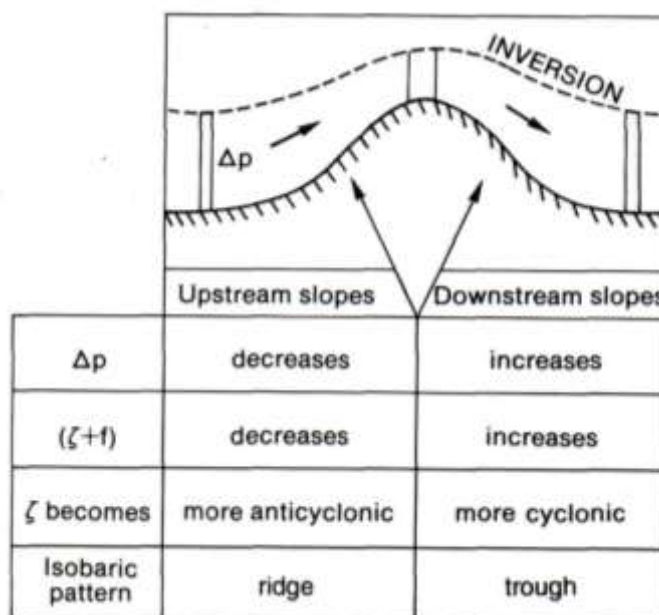
- μεταξύ θερμικού ridge (άνεμος ΒΔ) και θερμικής trough (άνεμος Δ-ΒΔ), το διάνυσμα της μεταβολής του ανέμου έχει ΒΑ διεύθυνση. Στρέφοντας το διάνυσμα κατά 90° σύμφωνα με την φορά των δεικτών του ρολογιού, προκύπτει διάνυσμα Q με ΝΑ διεύθυνση.
- μεταξύ θερμικής trough (άνεμος Δ-ΝΔ) και θερμικού ridge (άνεμος ΝΔ), το διάνυσμα της μεταβολής του ανέμου έχει ΝΑ διεύθυνση. Στρέφοντας το διάνυσμα κατά 90° σύμφωνα με την φορά των δεικτών του ρολογιού, προκύπτει διάνυσμα Q με ΝΔ διεύθυνση.
- στην περιοχή πίσω από την trough, τα διανύσματα Q αποκλίνουν, οπότε έχουμε καθοδικές κινήσεις.
- στην περιοχή μπροστά από την trough, τα διανύσματα Q συγκλίνουν, οπότε έχουμε ανοδικές κινήσεις.

Κλασική βιβλιογραφία που παρουσιάζει μια πραγματική συνοπτική κατάσταση στις Ηνωμένες Πολιτείες είναι των Sanders and Hoskins (1990).



Σχήμα 8.11 Υπολογισμός διανυσμάτων Q (λευκά βέλη), καθώς και της σύγκλισης (CON) και απόκλισης (DIV) τους σε μία βαροκλιτική διαταραχή. Συνεχείς γραμμές: ισοψείς και διακεκομμένες γραμμές: ισοπληθείς δυναμικής θερμοκρασίας. (Πηγή: Kurz. 1998.)

8.4.6 ΔΥΝΑΜΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ



Σχήμα 8.12 Δυναμικός στροβιλισμός και ροή κατά μήκος μιας έξαρσης. Η διακεκομμένη γραμμή είναι γραμμή ίσης δυναμικής θερμοκρασίας. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Ο στροβιλισμός δεν είναι διατηρήσιμη ποσότητα στην ατμόσφαιρα διότι μεταβάλλεται με την σύγκλιση και την απόκλιση (η σύγκλιση τείνει να αυξήσει την κατακόρυφη έκταση του στρόβιλου, ενώ η απόκλιση να την μειώσει). Για τον λόγο αυτό δεν είναι κατάλληλος για την ανίχνευση ενός στοιχείου αέρα που κινείται στην ατμόσφαιρα.

Αντίθετα, σε αδιαβατικές διαδικασίες ο στροβιλισμός είναι διατηρήσιμος και ονομάζεται *δυναμικός στροβιλισμός (potential vorticity)*. Ο δυναμικός στροβιλισμός είναι μία χρήσιμη ποσότητα που συνδυάζει τον απόλυτο στροβιλισμό ενός στοιχείου με την κατακόρυφη έκτασή του και ισχύει:

$$\text{potential vorticity} = \frac{(J + f)}{\Delta p} = \text{σταθερός}$$

Στο Σχήμα 8.12 περιγράφεται η διατήρηση του δυναμικού στροβιλισμού στην περίπτωση ενός στοιχείου του αέρα που κινείται αδιαβατικά πάνω από βουνό μεταξύ των ισημερινικών επιφανειών θ στην επιφάνεια (που ακολουθεί το έδαφος) και $\theta + \delta\theta$ στην πάνω από την κορυφή του βουνού (διακεκομμένη γραμμή). Στον αυλώνα και στην έξαρση ο απόλυτος στροβιλισμός $J_a = (J + f)$ είναι κυκλωνικός αλλά με μεγαλύτερη τιμή στην trough. Στην περιοχή από την trough μέχρι το ridge, η κατακόρυφη απόσταση Δp και ο J_a ελαττώνονται, ενώ από το ridge μέχρι την trough, τα Δp και ο J_a αυξάνονται. Αποτέλεσμα είναι η διατήρηση του δυναμικού στροβιλισμού στην αδιαβατική αυτή διαδικασία.

8.4.7 ΙΣΕΝΤΡΟΠΙΚΟΣ ΔΥΝΑΜΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ

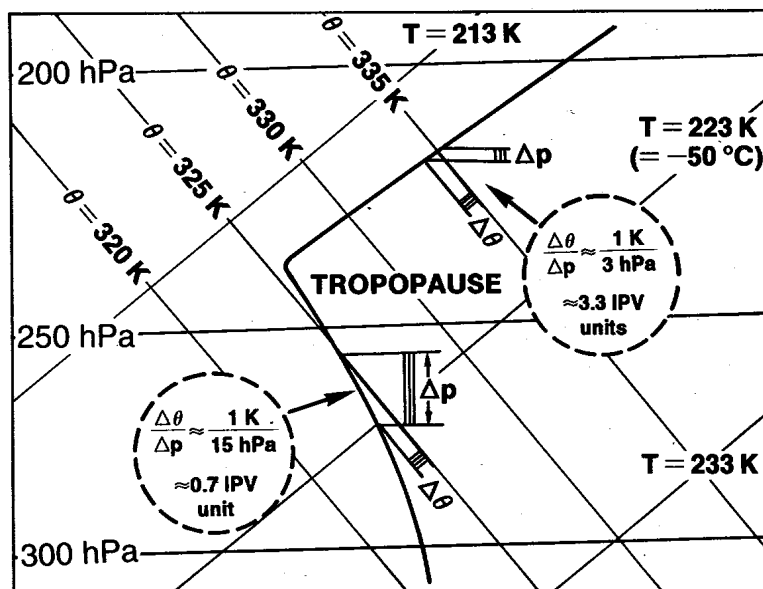
Αντίστοιχη έκφραση του δυναμικού στροβιλισμού είναι *Ισηντροπικός Δυναμικός Στροβιλισμός (Isentropic Potential Vorticity – IPV)*, δηλαδή ο δυναμικός στροβιλισμός, που υπολογίζεται σε ισηντροπικές (σταθερής θ) επιφάνειες. Ισχύει:

$$IPV = (J_\theta + f) \left(-\frac{\Delta\theta}{\Delta p} \right) = \text{σταθερός}$$

όπου J_θ ο σχετικός στροβιλισμός υπολογισμένος σε ισηντροπικές επιφάνειες και $(-\Delta\theta/\Delta p)$ η παράμετρος στατικής ευστάθειας.

Ο IPV είναι η πιο διατηρήσιμη ιδιότητα ενός στοιχείου αέρα και είναι ιδιαίτερα χρήσιμος για την ανίχνευση της πορείας στρατοσφαιρικού αέρα, δηλαδή αέρα με μεγάλες τιμές IPV (ευδιάκριτος στις δορυφορικές εικόνες στο φάσμα water-vapor) που εισέρχεται στην τροπόσφαιρα και συνεισφέρει σημαντικά στην κυκλογένεση στην επιφάνεια.

Ο ισεντροπικός δυναμικός στροβιλισμός μετράται σε μονάδες PVU (*Potential Vorticity Unit*), όπου $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ και αντιστοιχεί σε απόλυτο στροβιλισμό της τάξης των 10^{-4} s^{-1} και στατική ευστάθεια $\Delta\theta/\Delta p = 1\text{K}/10\text{hPa}$.



Σχήμα 8.13 Τιμές ισεντροπικού δυναμικού στροβιλισμού (IPV) στην τροπόσφαιρα και στην στρατόσφαιρα, υπολογισμένες με την βοήθεια του Τεφιγράμματος. (Πηγή: The Met. Office, 1993.)

Στο Σχήμα 8.13 δείχνονται οι τυπικές τιμές του IPV στην τροπόσφαιρα και στρατόσφαιρα αντίστοιχα. Στον τροποσφαιρικό αέρα, οι τιμές του IPV κυμαίνονται από 0 PVU στον Ισημερινό έως λίγο μεγαλύτερο από 1 PVU στην τροπόπαυση, ενώ πάνω από την τροπόσφαιρα παρατηρείται μια γρήγορη αύξηση του IPV ώστε $\text{IPV} \geq 2 \text{ PVU}$.

Ο δυναμικός στροβιλισμός οπτικοποιείται είτε με τις ισοπληθείς καμπύλες του IPV μετρούμενος σε PVU πάνω σε ισεντροπικές επιφάνειες (π.χ. πάνω στην ισεντροπική επιφάνεια των 315 K) εντοπίζοντας περιοχές με μεγάλες τιμές του IPV είτε σε χάρτη της επιφανείας 1,5 ή 2 PVU, όπου βλέπουμε την στάθμη στην οποία βρίσκεται η επιφάνεια αυτή, δηλαδή αν έχει ή όχι κατέβει στην μέση τροπόσφαιρα.

Στην ανώτερη τροπόσφαιρα, θετικές ανωμαλίες του IPV (δηλαδή μεγάλες τιμές IPV) συνδέονται με μικρού κυματισμού troughs ή με την κυκλωνική πλευρά του jet πάνω από την πολική τροπόπαυση. Στην κατώτερη τροπόσφαιρα, οι ανωμαλίες του IPV είναι αποτέλεσμα ανωμαλιών στην κατανομή της θερμοκρασίας και θετικές ανωμαλίες παρατηρούνται σε περιοχές σχετικά θερμού αέρα και συνδέονται με χαμηλές πιέσεις και κυκλωνική κυκλοφορία. Η αλληλεπίδραση των θετικών ανωμαλιών του IPV στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας διατυπώνεται στο μοντέλο *κυκλογένεσης κατά Hoskins* (βλέπε Παράγραφο 8.5.1).

8.5 ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗ

Ο όρος *κυκλογένεση* περιγράφει είτε τον σχηματισμό μιας μετωπικής ύφεσης είτε την βάθυνση μιας προϋπάρχουσας ύφεσης, δηλαδή ενός καιρικού συστήματος που περιλαμβάνει ένα καλά σχηματισμένο επιφανειακό βαρομετρικό χαμηλό συνοδευόμενο από θερμό, ψυχρό και συνεσφιγμένο μέτωπο.

8.5.1 ΤΥΠΟΙ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ

Η ανάπτυξη των μετωπικών υφέσεων (Pettersen and Smebye, 1971) μπορεί να κατηγοριοποιηθεί ως εξής:

(α) Ανάπτυξη κατά Pettersen Τύπου A

- Η ύφεση αναπτύσσεται σε ένα προϋπάρχον μέτωπο (δηλαδή σε μια ζώνη μεγίστης βαροκλιδικότητας) χωρίς μεταφορά στροβιλισμού στην ανώτερη ατμόσφαιρα (δηλαδή στην ανώτερη ατμόσφαιρα έχουμε μία ευθύγραμμη ροή χωρίς την ύπαρξη trough).
- Η trough αρχίζει να σχηματίζεται καθώς η ύφεση ενισχύεται. Η απόσταση της ύφεσης και της trough παραμένει σταθερή έως το μέγιστο της ανάπτυξης της ύφεσης.
- Η μεταφορά στροβιλισμού στην ανώτερη ατμόσφαιρα αρχικά είναι πολύ μικρή και παρόλο που αυξάνεται καθώς η ύφεση αναπτύσσεται, παραμένει σχετικά μικρή.
- Η θερμική μεταφορά είναι πολύ σημαντική στην κατώτερη ατμόσφαιρα και είναι ο κύριος συντελεστής της ενίσχυσης της ύφεσης.
- Το τελικό στάδιο είναι η ανάπτυξη ενός κλασικού συνεσφιγμένου μετώπου.

(β) Ανάπτυξη κατά Pettersen Τύπου B

- Η ύφεση αναπτύσσεται καθώς μια trough στην ανώτερη ατμόσφαιρα κινείται πάνω από μια περιοχή με θερμή μεταφορά στην κατώτερη ατμόσφαιρα.
- Η απόσταση της ύφεσης και της trough μειώνεται πολύ γρήγορα και ο άξονας που ενώνει τα δύο συστήματα τείνει να γίνει κατακόρυφος καθώς η ύφεση φτάνει στο ώριμο στάδιο της.
- Η μεταφορά στροβιλισμού στην ανώτερη ατμόσφαιρα αρχικά είναι πολύ μεγάλη και μειώνεται καθώς η ύφεση φτάνει στην μέγιστη ανάπτυξή της.
- Η θερμική μεταφορά στην κατώτερη ατμόσφαιρα είναι αρχικά πολύ μικρή και αυξάνεται καθώς η ύφεση ενισχύεται.
- Το τελικό στάδιο είναι η ανάπτυξη ενός κλασικού συνεσφιγμένου μετώπου.

(γ) Μοντέλο κυκλογένεσης κατά Hoskins

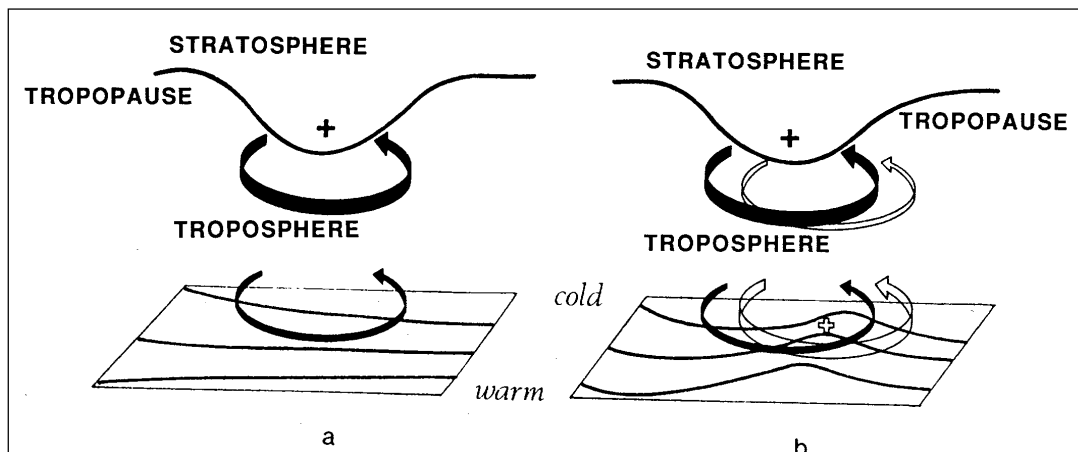
Το μοντέλο αυτό περιγράφει την αλληλεπίδραση θετικών ανωμαλιών του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού IPV στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (Hoskins et al., 1985).

Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό:

- κατά την προσέγγιση μιας ανώτερης θετικής ανωμαλίας IPV (μαύρο +), που σχετίζεται με χαμηλή τροπόπαυση και που συνδέεται με κυκλωνική κυκλοφορία (παχύ μαύρο βέλος) σε μια βαροκλιτική ζώνη κοντά στην επιφάνεια, έχουμε ανάπτυξη κυκλωνικής κυκλοφορίας (λεπτό μαύρο βέλος) στα κατώτερα στρώματα (Σχήμα 8.14a).
- αυτή η κατώτερη κυκλωνική κυκλοφορία επηρεάζει περισσότερο την βαροκλιτική ζώνη δημιουργώντας στην επιφάνεια μία, λόγω θερμού αέρα, θετική ανωμαλία IPV (λευκό +) συνεισφέροντας έτσι σε αύξηση της κυκλωνικής κυκλοφορίας στα κατώτερα στρώματα (παχύ λευκό βέλος). Στην συνέχεια, η κατώτερη θετική ανωμαλία IPV επηρεάζει την ανώτερη θετική ανωμαλία IPV συνεισφέροντας σε αύξηση της κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα (λεπτό λευκό βέλος) (Σχήμα 8.14b).

- αυτή η εκ νέου ενίσχυση της ανώτερης ανωμαλίας IPV επηρεάζει την κατώτερη θετική ανωμαλία IPV σε μία διαδικασία που συνεχίζεται έως ότου οι κατακόρυφοι άξονες των δύο ανωμαλιών ταυτισθούν.

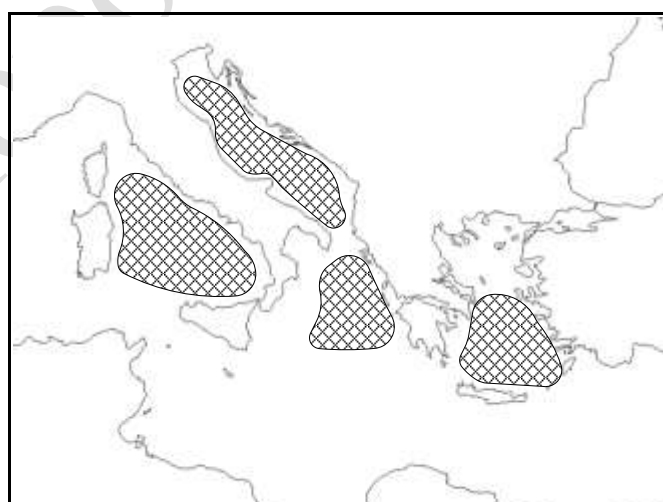
Το μοντέλο κυκλογένεσης κατά Hoskins συμπίπτει με το μοντέλο ανάπτυξης υφέσεων κατά Petterssen τύπου Β, κατηγορία υφέσεων στις οποίες ανήκουν οι υφέσεις μέσω πλατών και οι κυκλογενέσεις στην Μεσόγειο Θάλασσα.



Σχήμα 8.14 Σχηματική εικόνα κυκλογένεσης σε σχέση με την προσέγγιση μιας ανώτερης θετικής ανωμαλίας του IPV πάνω από μια βαροκλιτική ζώνη στα κατώτερα στρώματα. Οι ισοπληθείς της δυναμικής θερμοκρασίας δείχνονται στο έδαφος. Λεπτομέρειες δίνονται στο κείμενο. (Πηγή: Hoskins et al., 1985.)

8.5.2 ΕΚΡΗΚΤΙΚΗ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΗΝ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Η λεκάνη της Μεσογείου παρουσιάζει σε παγκόσμια κλίμακα την μεγαλύτερη εμφάνιση φαινομένων ισχυρής κυκλογένεσης ιδιαίτερα κατά την διάρκεια του χειμώνα (Jansa et al, 2000, Petterssen, 1956). Το μέγιστο αυτών των κυκλογενέσεων παρατηρείται στον κόλπο της Γένοβας, ενώ δευτερεύοντα μέγιστα παρατηρούνται στην Αδριατική Θάλασσα, το Ιόνιο και Αιγαίο Πέλαγος, τις Βαlearίδες, την Αλγερία, κ.λπ. Στο Σχήμα 8. 15 δείχνονται οι περιοχές της Μεσογείου με την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης εκρηκτικών κυκλογενέσεων που επηρεάζουν σημαντικά την Ελλάδα.



Σχήμα 8.15 Περιοχές της Μεσογείου με την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης εκρηκτικών κυκλογενέσεων που επηρεάζουν σημαντικά την Ελλάδα. (Πηγή: προσαρμογή από Conte et al., 1997 και Ζιακόπουλος, 2009.)

Η αλληλεπίδραση των φυσικών και δυναμικών ατμοσφαιρικών διαδικασιών που στις εκρηκτικές κυκλογενέσεις συμβαίνει σε μικρό χρονικό διάστημα, κυρίως είναι:

(α) στην ανώτερη τροπόσφαιρα:

- ύπαρξη αυλώνα συνοδευόμενου από ψυχρές μάζες που παρέχει την απαιτούμενη απόκλιση για την ελάττωση της πίεσης στην επιφάνεια.
- ύπαρξη ισχυρού αεροχειμάρρου.
- θετική μεταφορά στροβιλισμού.
- στρατοσφαιρική εισβολή και αναδίπλωση της τροπόπαυσης.

(β) στην κατώτερη τροπόσφαιρα:

- σύγκλιση.
- θερμή μεταφορά σε συνδυασμό με την παρουσία βαροκλιτικών ζωνών και ισχυρών ανέμων.
- σημαντικές ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.
- ελάττωση της στατικής ευστάθειας καθ' ύψος.
- δυναμική αστάθεια.
- ορογραφικά αίτια.

Οι ισχυρές κυκλογενέσεις στην Μεσόγειο έχουν τα χαρακτηριστικά της ανάπτυξης υφέσεων κατά Petterssen τύπου Β λόγω της μεγάλης συχνότητας δημιουργίας ορογραφικών υφέσεων. Το γεγονός αυτό πιθανώς να εξηγεί και την μεγάλη συχνότητα πραγματικής κυκλογένεσης στην Μεσόγειο. Επιπλέον, οι γεωγραφικές ιδιαιτερότητες της λεκάνης της Μεσογείου με τους μεγάλους ορεινούς όγκους τροποποιούν την μεγάλη κλίμακας κυκλοφορία, όπως για παράδειγμα οι Άλπεις συνεισφέρουν στην έντονες κυκλογενέσεις στον Κόλπο της Γένοβας.

Μερικές από τις κυκλογενέσεις είναι τόσο ισχυρές, που χαρακτηρίζονται ως «μετεωρολογικές βόμβες». Ο χαρακτηρισμός αυτός ικανοποιείται όταν ο ρυθμός πτώσης της πίεσης στο κέντρο της ύφεσης είναι τουλάχιστον 1 hPa ανά ώρα για περίοδο τουλάχιστον 24 ωρών. Ως μονάδα μέτρησης χρησιμοποιείται το *bergeron* (προς τιμήν του Σουηδού Μετεωρολόγου που πρώτος ασχολήθηκε με τις έντονες κυκλογενέσεις), το οποίο ορίζεται (Sanders and Gyakum, 1980):

$$1 \text{ bergeron} = 24 \cdot \frac{\eta\mu\varphi}{\eta\mu 60^\circ \text{north}} \text{ hPa} / 24 \text{ hrs}$$

Σε γεωγραφικό πλάτος 38° μία ύφεση χαρακτηρίζεται ως μετεωρολογική βόμβα, όταν η πίεση στο κέντρο της ελαττώνεται τουλάχιστον κατά 17 hPa σε 24 ώρες.

Από την ανάλυση των δυναμικών χαρακτηριστικών της ανώτερης και κατώτερης ατμόσφαιρας των 15 βαθύτερων υφέσεων στην λεκάνη της Μεσογείου (Φραγκούλη κ.ά., 2006), όπως έχουν καταγραφεί στην βάση δεδομένων του προγράμματος Mediterranean Experiment (MEDEX) του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (<http://medex.inm.uib.es>), προέκυψε ότι σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις:

- πληρούνταν το κριτήριο της εκρηκτικής κυκλογένεσης (η πίεση την ώρα της μέγιστης βάθυνσης ξεπερνούσε τα 17 hPa σε σχέση με 24 ώρες πριν).
- στην στάθμη των 500 hPa ήταν εμφανής αυλώνας συνοδευόμενος από ψυχρές μάζες και από μεγάλες θετικές τιμές στροβιλισμού.
- υπήρχε ισχυρός αεροχείμαρρος στην στάθμη των 300 hPa (ταχύτητες ανέμου μεγαλύτερες από 55 m s⁻¹, ενώ σε δύο περιπτώσεις έφτασε στα 75 m s⁻¹ και 90 m s⁻¹).
- στην κατώτερη τροπόσφαιρα, στην στάθμη των 850 hPa παρατηρήθηκε θερμή μεταφορά προς βορρά και ανατολικά του επιφανειακού χαμηλού και ισόθερμες σε σχήμα S με μεγάλες τιμές σχετικής υγρασίας (κοντά στο 100%) στην στάθμη των 700 hPa (Uccellini, 1990).

- υπήρχαν ισχυρές ανοδικές κινήσεις στην στάθμη των 850 hPa μπροστά από το επιφανειακό χαμηλό.
- και τέλος, ήταν εντυπωσιακή η παρουσία στρατοσφαιρικού αέρα στην μέση τροπόπαυση με τιμές δυναμικού στροβιλισμού στην στάθμη των 600 hPa περίπου 1 PVU.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley, and A. J. Waters, 1995: *Images in Weather Forecasting: A Practical Guide for Interpreting Satellite and Radar Imagery*. Cambridge University Press, 499 pp.

Browning, K. A., and G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 435-452.

Conte, M., E. Piervitali, and M. Colacino, 1997: The meteorological “bomb” in the Mediterranean. *INM/WMO International symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean*, MMA/UIB.

Holton, J. R., 1992: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, New York, 3rd edition, pp. 511.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.

Jansa, A., A. Genoves, and J. A Garcia-Moya, 2000: Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part I: Numerical experiment concerning the Piedmont flood case. *Meteorol. Appl.*, 7, 323-333.

Kurz, M., 1998: *Synoptic Meteorology*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

Peterssen, S., and S. J. Smebye, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 457-482.

Petterson S., 1956: *Weather analysis and forecasting. Volume I: Motion and motion systems*. McGraw Hill, 428 pp.

Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the bomb. *Mon. Wea. Rev.* 108, 1589-1606.

Sanders, F., and B. J. Hoskins, 1990: An easy method for estimation of Q-vectors from weather maps. *Weather and Forecasting*, 5, 346-353.

The Met. Office, 1993: *Forecasters' reference book*. The Meteorological Office, Bracknell, UK.

Uccellini, L. W., 1990: Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. *Extratropical Cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume*, E. O. Holopainen, Ed., Amer. Meteor. Soc., 81-105.

Ζιακόπουλος, Δ., 2009: *Καιρός, ο γιός της Γης και του Ήλιου. 2^{ος} Τόμος*. Αθήνα.

Φραγκούλη, Π., Κ. Λαγουβάρδος, και Β. Κοτρώνη, 2006: Χαρακτηριστικά των 15 βαθύτερων βαρομετρικών χαμηλών που παρατηρήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου. *Πρακτικά του 8^{ου} Πανελληνίου Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 25-27 Μαΐου, Αθήνα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΟΙ ΤΥΠΟΙ ΚΑΙΡΟΥ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

9.1 ΨΥΧΡΕΣ ΕΙΣΒΟΛΕΣ

9.1.1 ΓΕΝΙΚΑ

Εισβολές ψυχρών αερίων μαζών από την Βόρεια Ευρώπη παρατηρούνται στην περιοχή μας καθ' όλη την διάρκεια του έτους. Ο όρος «βαλκανικά μέτωπα» που χρησιμοποιείται για τις ψυχρές αυτές εισβολές δεν αποδίδει πλήρως την πραγματικότητα, διότι τα μέτωπα αυτά δεν δημιουργούνται στα Βαλκάνια, αλλά κινούμενα από βορρά προς νότο διέρχονται των Βαλκανίων.

Κατά την θερινή περίοδο, το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου από την Βόρεια Ελλάδα και γενικότερα από τα Βόρεια Βαλκάνια σηματοδοτεί την έναρξη της αποκατάστασης ενός συστήματος Ετησίων (μελτέμια) στην χώρα μας και κυρίως στο Αιγαίο Πέλαγος.

Κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, οι ψυχρές εισβολές είναι συνδεδεμένες με έντονα καιρικά φαινόμενα, όπως χιονοπτώσεις και πολύ χαμηλές θερμοκρασίες με τεράστιες επιπτώσεις στην οικονομία (μεταφορές, ενέργεια, γεωργία, κ.λπ.).

Γενικά, η επίδραση των ψυχρών εισβολών είναι ιδιαίτερα ευεργετικές στο κλίμα και στην αντιμετώπιση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης σωτήριες.

9.1.2 ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ

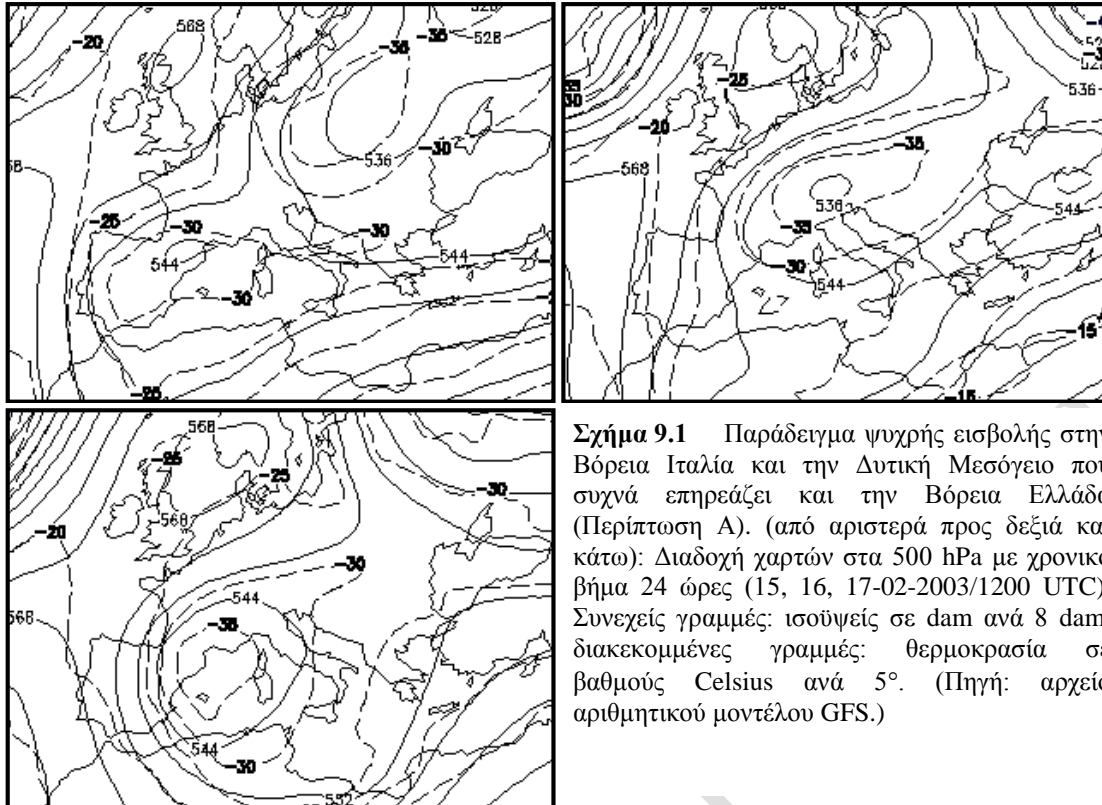
Κατά την χειμερινή, οι πλέον ευνοϊκές συνθήκες για έντονη ψυχρή εισβολή στην χώρα μας αρχίζουν με την επικράτηση ισχυρού νοτιοδυτικού ρεύματος στην περιοχή του Ατλαντικού.

Με τις διαδικασίες της κατάντη ανάπτυξης (downstream development), ο δείκτης κυκλοφορίας στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης συνεχώς εξασθενεί και γίνεται περισσότερο «μεσημβρινός». Στην Βόρεια Ευρώπη εγκαθίσταται ένας αντικυκλώνας που αποτελεί το βασικό αίτιο για να μετατραπεί η κυκλοφορία σε φρασσομένη τύπου «Ωμέγα». Στα ανατολικά κράσπεδα του αντικυκλώνα, η διεύθυνση του αεροχειμάρρου από βορειοδυτική γίνεται βόρεια και μερικές φορές βορειοανατολική. Ένας αυλώνας χαμηλών υψών ή ένα αποκομμένο χαμηλό κινείται γρήγορα νότια και επηρεάζει τον καιρό της χώρας μας. Η θέση του αντικυκλώνα και η διεύθυνση του αεροχειμάρρου καθορίζουν την ακριβή περιοχή της Μεσογείου στην οποία θα γίνει η ψυχρή εισβολή. Οι πιθανές θέσεις ξεκινούν από την περιοχή της Ιταλίας ή δυτικότερα αν ο αεροχειμάρρος αποκτήσει μεγάλη ανατολική συνιστώσα (οπισθοδρομούν σύστημα) και φτάνουν μέχρι την Τουρκία αν ο αεροχειμάρρος διατηρήσει την βορειοδυτική διεύθυνσή του.

Σε κάθε περίπτωση όμως, αργά ή γρήγορα ψυχρές αέριες μάζες θα μεταφερθούν προς την χώρα μας αλλά η ένταση, η έκταση και η διάρκεια των καιρικών φαινομένων θα είναι κατά περίπτωση διαφορετικές. Συγκεκριμένα:

(α) *Περίπτωση Α (οπισθοδρομούν σύστημα)*: αυλώνας των χαμηλών υψών ή το αποκομμένο χαμηλό κινούνται από την βορειοανατολική Ευρώπη νοτιοδυτικά προς την Ιταλία και γενικότερα προς την Δυτική Μεσόγειο (Σχήμα 9.1).

Ψυχρές αέριες μάζες μεταφέρονται συνήθως μόνο στην Βόρεια Ελλάδα και το ρεύμα στις υπόλοιπες περιοχές παραμένει δυτικό-νοτιοδυτικό. Τα καιρικά φαινόμενα, μη υπάρχοντος του δυναμικού αιτίου δηλαδή της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού, γενικά δεν είναι έντονα και περιορίζονται στις βόρειες-βορειοδυτικές περιοχές. Η συνέχεια του καιρού τις ημέρες που ακολουθούν εξαρτάται από την γενικότερη εξέλιξη της κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας, μη αποκλεισμένης της περίπτωσης επιδείνωσης από το προαναφερθέν σύστημα που θα επανακάμψει προς την περιοχή μας ή από μια διαταραχή που θα έλθει από τα νοτιοδυτικά.



Σχήμα 9.1 Παράδειγμα ψυχρής εισβολής στην Βόρεια Ιταλία και την Δυτική Μεσόγειο που συχνά επηρεάζει και την Βόρεια Ελλάδα (Περίπτωση Α). (από αριστερά προς δεξιά και κάτω): Διαδοχή χαρτών στα 500 hPa με χρονικό βήμα 24 ώρες (15, 16, 17-02-2003/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισούψεις σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5°. (Πηγή: αρχείο αριθμητικού μοντέλου GFS.)

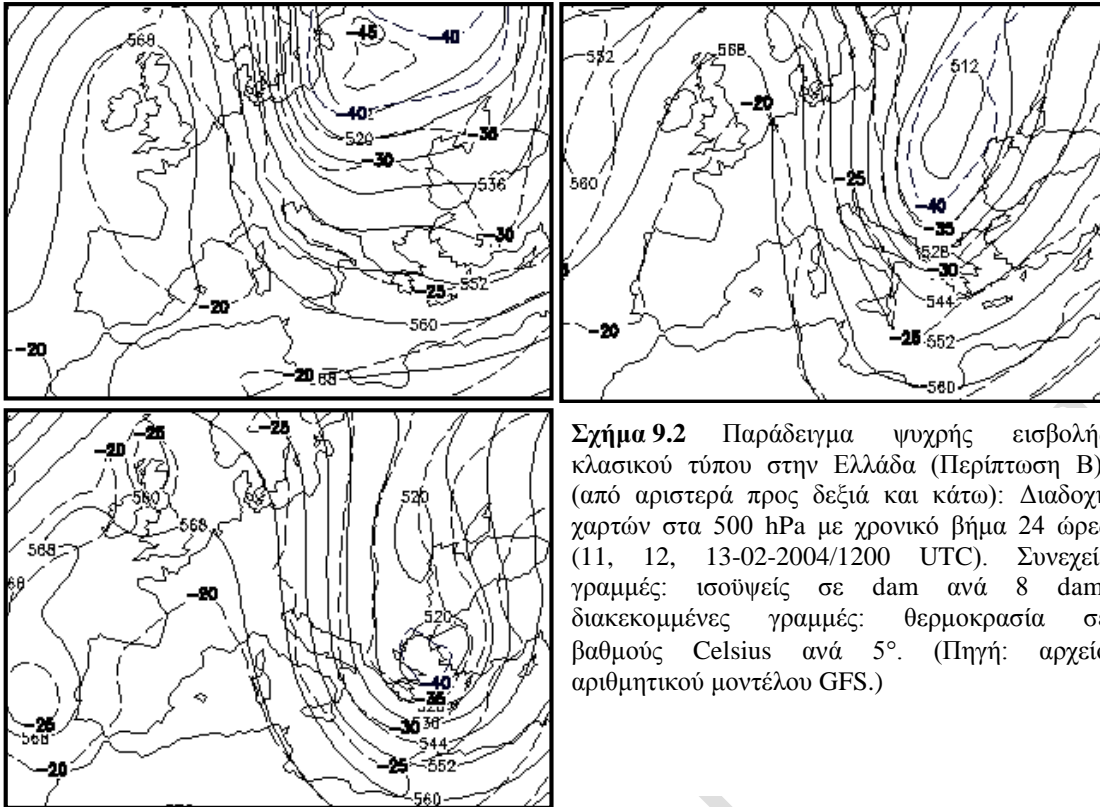
(β) Περίπτωση Β: αulώνας χαμηλών υψών ή αποκομμένο χαμηλό κινούνται από την Βόρεια Ευρώπη προς την περιοχή μας (Σχήμα 9.2).

Στην κλασική αυτή περίπτωση, επιφανειακά χαμηλά που δημιουργούνται στο Ιόνιο ή το Αιγαίο Πέλαγος συνδυαζόμενα με τον αντικυκλώνα που ακολουθεί προκαλούν έντονα καιρικά φαινόμενα σε όλη την χώρα, όπως χιόνια, ισχυρές βροχές, θυελλώδεις ανέμους και πτώση της θερμοκρασίας από βορρά προς νότο. Στις περιπτώσεις που στην ανώτερη ατμόσφαιρα δημιουργηθεί πάνω από την Νότια Ελλάδα αποκομμένο χαμηλό, η κακοκαιρία έχει μεγάλη διάρκεια και ένταση.

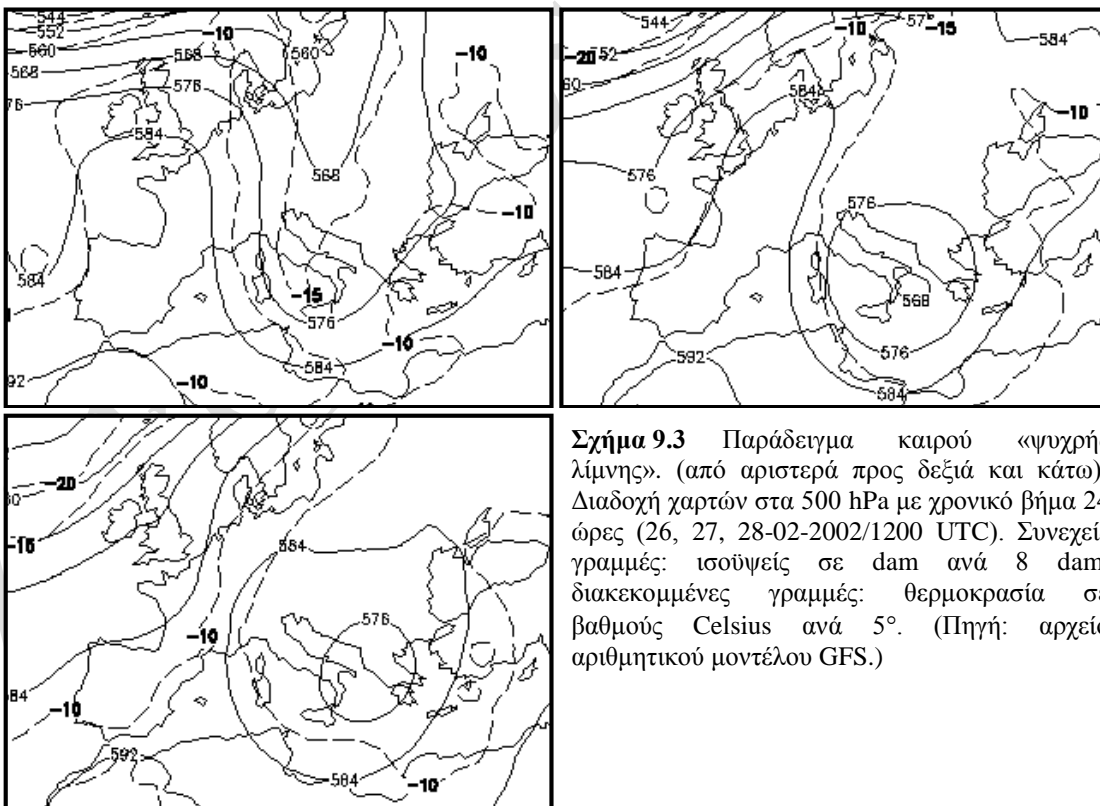
Την θερινή περίοδο μερικές φορές, παρατηρείται ο καιρός της «ψυχρής λίμνης» (Σχήμα 9.3) που μπορεί να κρατήσει αρκετές ημέρες. Συχνά στην διάρκεια αυτών των ημερών παρατηρείται υετός εκτός ωρών αστάθειας και μερικές φορές ακόμα και σε νησιωτικές περιοχές. Επίσης, σημειώνονται θερμοκρασίες πολύ χαμηλότερες από τις κανονικές για την εποχή.

(γ) Περίπτωση Γ: αulώνας χαμηλών υψών ή αποκομμένο χαμηλό κινούνται από την Βόρεια Ευρώπη νοτιοανατολικά προς την Τουρκία (Σχήμα 9.4).

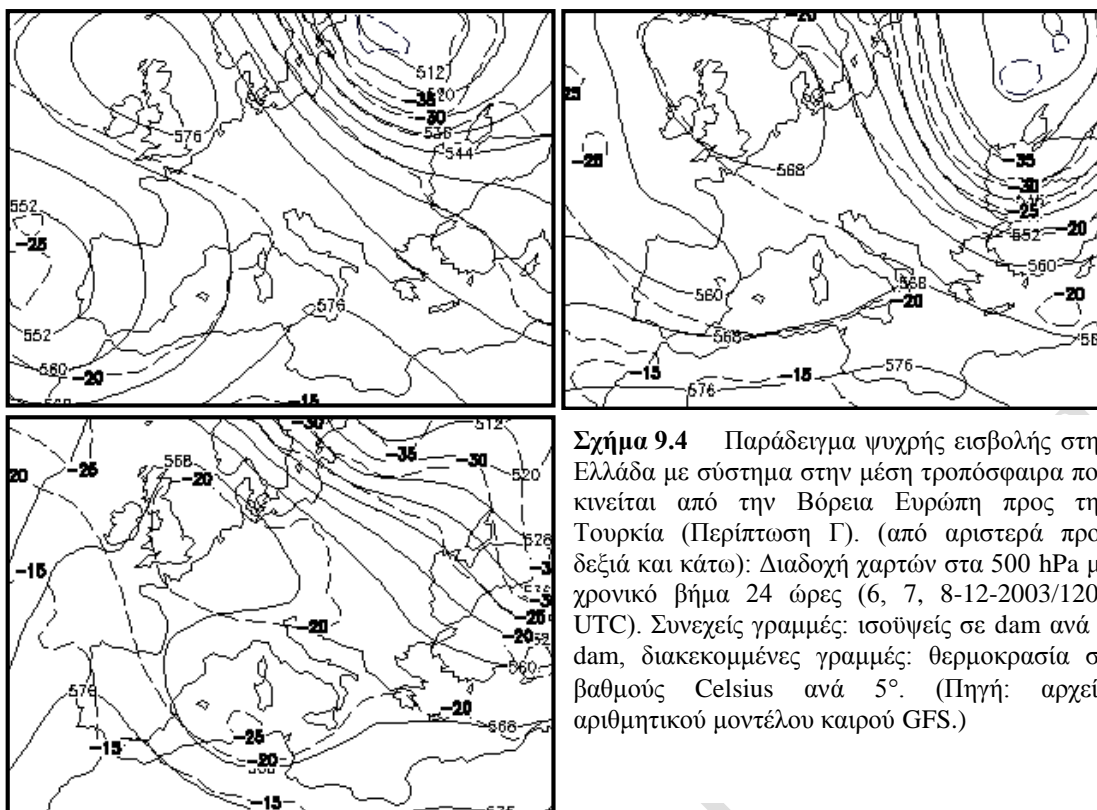
Στην περίπτωση αυτή, η Δυτική Ελλάδα παραμένει ανεπηρέαστη από τον υετό, ενώ και στις υπόλοιπες περιοχές ο υετός δεν είναι έντονος. Ωστόσο, σχεδόν πάντοτε, αποκαθίσταται ισχυρό βόρειο ρεύμα και η θερμοκρασία πέφτει απότομα από βορρά προς νότο. Επισημαίνεται ότι κατά την διάρκεια της θερινής περιόδου αρκεί η ανάπτυξη ενός αντικυκλώνα στα Βόρεια Βαλκάνια για να σηματοδοτήσει την έναρξη της ψυχρής εισβολής στην χώρα και την εγκατάσταση ενός συστήματος Ετησίων στην περιοχή μας και κυρίως στο Αιγαίο Πέλαγος. Ο αντικυκλώνας αυτός, ως γνωστό, ακολουθεί ένα μέγιστο μεταφοράς στροβιλισμού που κινείται συνήθως από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά ή ακόμη και από τα δυτικά προς τα ανατολικά.



Σχήμα 9.2 Παράδειγμα ψυχρής εισβολής κλασικού τύπου στην Ελλάδα (Περίπτωση Β). (από αριστερά προς δεξιά και κάτω): Διαδοχή χαρτών στα 500 hPa με χρονικό βήμα 24 ώρες (11, 12, 13-02-2004/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισοϋψείς σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5°. (Πηγή: αρχείο αριθμητικού μοντέλου GFS.)



Σχήμα 9.3 Παράδειγμα καιρού «ψυχρής λίμνης». (από αριστερά προς δεξιά και κάτω): Διαδοχή χαρτών στα 500 hPa με χρονικό βήμα 24 ώρες (26, 27, 28-02-2002/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισοϋψείς σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5°. (Πηγή: αρχείο αριθμητικού μοντέλου GFS.)



Σχήμα 9.4 Παράδειγμα ψυχρής εισβολής στην Ελλάδα με σύστημα στην μέση τροπόσφαιρα που κινείται από την Βόρεια Ευρώπη προς την Τουρκία (Περίπτωση Γ). (από αριστερά προς δεξιά και κάτω): Διαδοχή χαρτών στα 500 hPa με χρονικό βήμα 24 ώρες (6, 7, 8-12-2003/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισοψείς σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5°. (Πηγή: αρχείο αριθμητικού μοντέλου καιρού GFS.)

9.1.3 ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΨΥΧΡΟΥ ΜΕΤΩΠΟΥ



Σχήμα 9.5 Απεικόνιση ψυχρού μετώπου που επηρεάζει την Βόρεια Ελλάδα.

Το ψυχρό μέτωπο που, κατά κανόνα, κινείται από βορρά προς νότο εντοπίζεται καλύτερα στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας και κυρίως στην περιοχή σύσφιξης των ισοθέρμων στην στάθμη των 850 hPa.

Ο ρόλος της ορογραφίας στην Βόρεια Ελλάδα είναι σημαντικός. Από μία γενική άποψη, ο προσανατολισμός των ορεινών όγκων αποτελεί εμπόδιο στην προς νότο κίνηση του ψυχρού αέρα και αυτό φαίνεται, εκ πρώτης όψεως, να επιβραδύνει την κίνηση του μετώπου. Ωστόσο, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 9.5, ο ψυχρός αέρας καναλιζόμενος διαμέσου των μεγάλων κοιλάδων της Μακεδονίας, κινείται γρηγορότερα, γεγονός που επιβεβαιώνεται από την εμφάνιση βορείων ανέμων στις παρατηρήσεις metars (π.χ. των Μ.Σ Κοζάνης ή Θεσσαλονίκης) αρκετά νωρίτερα από το αναμενόμενο.

9.1.4 ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΑΝΕΜΟΥ

Ο προσανατολισμός των ανοιγμάτων μεταξύ των ορεινών όγκων της Βόρειας Ελλάδας καθορίζει την ακριβή διεύθυνση του ανέμου σε πολλές περιοχές.

Ο πραγματικός άνεμος είναι αγεωστροφικός με βασική αγεωστροφική συνιστώσα τον ισαλλοβαρικό άνεμο. Φαινόμενα Bernulli προκαλούν σημαντική ενίσχυση του ανέμου.

Οι βόρειοι άνεμοι που ακολουθούν το μέτωπο και έχουν διάφορα ονόματα (Βαρδάρης, Ρουπελιώτης, Καρατζοβίτης, κ.λπ.) είναι ψυχροί άνεμοι τύπου Bora. Η αδιαβατική θέρμανση που παρατηρείται στους καταβατικούς αυτούς ανέμους είναι ασήμαντη και για τον λόγο αυτό παραμένουν εξαιρετικά ψυχροί καθ' όλη την διαδρομή τους προς το Αιγαίο.

9.1.5 ΑΝΕΜΟΘΥΕΛΛΕΣ (ΜΠΟΥΡΙΝΙΑ)

Για ξαφνικές ανεμοθύελλες, δηλαδή τα μπουρίνια, αναφερθήκαμε στην Παράγραφο 1.4.9, όπου και παρατέθηκαν χάρτες της συνοπτικής κατάστασης που επικράτησε στις 21-07-1983 και είχε ως αποτέλεσμα τον θάνατο 13 ανθρώπων στην περιοχή του Θερμαϊκού Κόλπου. Συνοπτικά, για την επικράτηση κατά την θερινή περίοδο ξαφνικών μπουρινιών στο Βόρειο Αιγαίο οι ευνοϊκές συνθήκες είναι:

- Επικράτηση θερμών και δυνητικά ασταθών αερίων μαζών στην χώρα και κυρίως στις κεντρικές και βόρειες περιοχές. Η μελέτη του Τεφιγράμματος της Θεσσαλονίκης στις 1200 UTC είναι ιδιαίτερα χρήσιμη.
- Απότομη εκδήλωση της δυνητικής αστάθειας κατά το χρονικό διάστημα που αυτή παρουσιάζει τις μεγαλύτερες τιμές της (απογευματινές ή βραδινές ώρες) από ένα ισχυρό δυναμικό αίτιο που συνήθως είναι ένα καλά οργανωμένο ψυχρό μέτωπο που κινείται γρήγορα από βορρά προς νότο. Ο χάρτης των 850 hPa θα δείξει στον Μετεωρολόγο - Προγνώστη αν υπάρχει σύσφιξη των ισοθέρμων βόρεια της χώρας και ο χάρτης των 500 hPa αν υπάρχει αίτιο που θα αναγκάσει το ψυχρό μέτωπο να κινηθεί νότια.

9.1.6 ΔΙΑΔΟΧΙΚΟΙ ΑΥΛΩΝΕΣ ΧΑΜΗΛΩΝ ΥΨΩΝ

Πολλές φορές, κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, μετά το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου από την Βόρεια Ελλάδα που συνδέεται με ένα μέγιστο θετικού στροβιλισμού (trough) στα 500 hPa και την σύντομη μεσολάβηση ενός, συχνά δυσδιάκριτου, ridge ακολουθεί δεύτερο μέγιστο θετικού στροβιλισμού που συχνά είναι μία μικρού κυματισμού trough συνδεδεμένη με έναν μεγάλης κλίμακας αυλώνα χαμηλών υψών ή ένα αποκομμένο χαμηλό.

Το ερώτημα που τίθεται στην περίπτωση αυτή είναι κατά πόσο μπορεί να επηρεάσει τον καιρό της βόρειας χώρας η νέα trough με δεδομένο ότι στην περιοχή προϋπάρχουν ψυχρές και άρα ξηρές αέριες μάζες. Η απάντηση είναι ότι όλα εξαρτώνται από το μέγεθος της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού. Συγκεκριμένα, αν η μεταφορά στροβιλισμού είναι ισχυρή είναι δυνατόν να σημειωθεί υετός ακόμη και σε περιοχές που δεν ευνοούνται από την ορογραφία, δηλαδή δεν είναι προσήνεμες. Κατά την διάρκεια του χειμώνα, όταν οι αέριες μάζες είναι αρκούντως ψυχρές, ο υετός είναι χιόνι.

Τα αριθμητικά μοντέλα καιρού σήμερα προσομοιώνουν ικανοποιητικά τις προαναφερθείσες καταστάσεις αλλά δεν είναι τέλεια. Ένα χρήσιμο βοήθημα για τον προγνώστη είναι να γνωρίζει πριν ακόμη επηρεάσει την χώρα μας το σύστημα, τον τρόπο που συμπεριφέρθηκε στις χώρες

της πρώην Γιουγκοσλαβίας και την Βουλγαρία και συγκεκριμένα σε ποιους από τους Μετεωρολογικούς Σταθμούς των χωρών αυτών που σημειώνονται χιονοπτώσεις δεν είναι καθοριστική η επίδραση του αναγλύφου, δηλαδή δεν χιονίζει από «ρεύμα».

Στον Πίνακα που ακολουθεί δίνονται οι Μετεωρολογικοί Σταθμοί, οι οποίοι δεν επηρεάζονται από το ρεύμα και όταν χιονίζει το αίτιο είναι δυναμικό, καθώς και οι Μετεωρολογικοί Σταθμοί που βρίσκονται σε προσήνεμες στο βόρειο ρεύμα περιοχές. Στους προσήνεμους Μετεωρολογικούς Σταθμούς της Βουλγαρίας δίνεται και το υψόμετρό τους, ώστε να αποφεύγεται η εξαγωγή λανθασμένων συμπερασμάτων για το είδος του υετού.

ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΣΤΑΘΜΟΙ ΠΟΥ	ΧΩΡΕΣ ΤΗΣ ΠΡΩΗΝ ΓΙΟΥΓΚΟΣΛΑΒΙΑΣ	ΒΟΥΛΓΑΡΙΑ
δεν επηρεάζονται από το βόρειο ρεύμα	WMO: 13242 Banja Luka (Βοσνία)	WMO: 15552 Varna
	WMO: 13363 Plevljsa (Montenegro)	WMO: 15614 Sofia
	WMO: 13473 Pec (Κόσσοβο)	WMO: 15655 Burgas
	WMO: 13586 Skorje (FYROM)	
επηρεάζονται από το βόρειο ρεύμα (προσήνεμοι)	WMO: 13262 Loznica (Σερβία)	WMO: 15615 Mussala (υψόμετρο 2930 m)
	WMO: 13263	
	WMO: 13272 Beograd (Σερβία)	WMO: 15627 Botev Vrah (υψόμετρο 2390 m)
	WMO: 13284	
	WMO: 13376 Kraljevo (Σερβία)	WMO: 15725 Snežanka (υψόμετρο 1930 m)
	WMO: 13388 Nis (Σερβία)	
	WMO: 13483 Pristina (Κοσσυφοπέδιο)	WMO: 15640 Sliven (υψόμετρο 260 m)
	WMO: 13489 Vranje (Σερβία)	
WMO: 13493 Kriva Palanka (FYROM)		

9.2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ ΤΗΣ ΧΩΡΑΣ ΣΤΟΝ ΚΑΙΡΟ

9.2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η επίδραση των βουνών στον καιρό της περιοχής στην οποία βρίσκονται γίνεται:

- με την σημαντική τροποποίηση των συνοπτικής κλίμακας συστημάτων καιρού ή της ροής του αέρα με δυναμικές και θερμοδυναμικές διαδικασίες μέσα σε ένα αξιόλογο στρώμα στην ατμόσφαιρα.
- με την επαναλαμβανόμενη δημιουργία χαρακτηριστικών καιρικών συνθηκών στην περιοχή που βρίσκεται το βουνό, συμπεριλαμβανομένων των συστημάτων ανέμου που προκαλούνται με δυναμικό ή θερμικό τρόπο, της νέφωσης, του υετού, κ.λπ.
- με την δημιουργία ενός μωσαϊκού μικροκλιμάτων σε τοπικό επίπεδο της τάξης μερικών εκατοντάδων μέτρων. Σε αυτή την περίπτωση η επίδραση είναι βασικά αποτέλεσμα της ποικιλίας που υπάρχει στην κλίση, τον προσανατολισμό των λόφων ή των λοφοσειρών, κ.λπ.

Για να λειτουργήσει πλήρως ο πρώτος τύπος της επίδρασης απαιτείται αξιόλογο ύψος και έκταση της οροσειράς, απουσία μεγάλων ανοιγμάτων, κ.λπ. Χαρακτηριστικά παραδείγματα στην κατηγορία αυτή αποτελούν τα Βραχώδη Όρη, τα Ιμαλία και δευτερευόντως οι Άλπεις.

9.2.2 ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΥΨΩΣΗ, ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗ ΚΑΙ ΥΕΤΟΣ

Σε χαμηλούς λόφους, θεωρώντας ότι η ροή του αέρα δεν εκτρέπεται ή δεν μπλοκάρεται, η κατακόρυφη ταχύτητα του αέρα είναι ανάλογη προς την κάθετη προς την οροσειρά συνιστώσα του ανέμου και την κλίση της οροσειράς.

Γενικά, το ποσό της συμπύκνωσης εξαρτάται από το ύψος της ανύψωσης, την ποσότητα του ανυψούμενου αέρα και την περιεκτικότητα σε υδρατμούς του ανυψούμενου αέρα. Ο ρυθμός συμπύκνωσης κορεσμένου αέρα που υπόκειται σε ορογραφική ανύψωση ελαττώνεται με την ελάττωση της θερμοκρασίας και με την αύξηση του ύψους.

Η πτώση των υδροσταγόνων ή των νιφάδων χιονιού εξαρτάται από τον ρυθμό ανάπτυξης των υδροσταγονιδίων του νέφους, την ικανότητα συνένωσής τους και από την ταχύτητα πτώσης τους σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου.

9.2.3 ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΝΕΦΩΣΗ

Η νεφοκάλυψη είναι περισσότερο συχνή και μεγαλύτερου πάχους πάνω στα βουνά σε σχέση με τις γειτονικές πεδινές περιοχές. Η μηχανική ανύψωση του αέρα είναι η κύρια αιτία, αν και δεν θα πρέπει να λησμονείται ότι η νέφωση μπορεί να αυξηθεί από φαινόμενα κατακόρυφης μεταφοράς λόγω υπερθέρμανσης των πλαγιών του βουνού.

Ο τύπος της ορογραφικής νέφωσης καθορίζεται από τα χαρακτηριστικά της αέριας μάζας που προσκρούει στο βουνό. Στις δυτικές ακτές της χώρας στρατόμορφα αλλά και σωρειτόμορφα νέφη σχηματίζονται κυρίως κατά την διάρκεια του χειμώνα. Την ίδια εποχή, νέφη Sc σχηματίζονται, σχεδόν πάντοτε, στις ανατολικές ακτές της χώρας και στην Βόρεια Κρήτη.

Δεν είναι πάντα εύκολο να διακρίνει κανείς τα ορογραφικά παραγόμενα νέφη από αυτά που δημιουργούνται με τα κυκλωνικά συστήματα (δυναμικό αίτιο). Ένα κριτήριο είναι το ύψος των CuF νεφών που σε περιπτώσεις δυναμικών διαδικασιών μπορούν να φθάσουν στο ύψος των 300 hPa, ενώ αυτό δεν συμβαίνει με τα ορογραφικά νέφη.

Κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, στις ηπειρωτικές περιοχές τα σχηματιζόμενα νέφη είναι πρωτίστως νέφη κατακόρυφης μεταφοράς. Η κατανομή των ρευμάτων κατακόρυφης μεταφοράς (thermals) σε μία ορεινή περιοχή εξαρτάται από την τοπογραφία. Υπάρχει, για παράδειγμα, πολύ μεγάλη διαφορά μεταξύ των ανοδικών ρευμάτων στις ανήλιες και στις προσήλιες πλαγιές. Επίσης, τα θερμικά ανοδικά ρεύματα αρχίζουν νωρίτερα στα μεγαλύτερα ύψη του βουνού εξ' αιτίας των μεγάλων τιμών της δυναμικής θερμοκρασίας που επικρατεί εκεί σε σχέση με τα χαμηλότερα ύψη. Σε όλα τα παραπάνω θα πρέπει κανείς να υπολογίσει και το πεδίο ανέμων που συνήθως τροποποιεί την όλη κατάσταση. Αυτά θα πρέπει να θυμάται ο Μετεωρολόγος - Προγνώστης που δίνει μετεωρολογικές πληροφορίες για αγώνες π.χ. αιωροπτερισμού.

Κατά την διάρκεια του χειμώνα, οι κορυφές των στρατόμορφων νεφών περιορίζονται από στρώμα αναστροφής το οποίο παρουσιάζει μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης μεταξύ 1500 και 1800 m. Αυτό ας το έχουμε υπόψη μας όταν καλούμαστε να κάνουμε πρόγνωση καιρού για ένα χιονοδρομικό κέντρο που βρίσκεται σε μεγάλο υψόμετρο.

9.2.4 ΟΡΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΥΕΤΟΣ

Για τον ορογραφικό υετό και ειδικότερα για την αύξηση της ποσότητας της βροχής στα βουνά αναφερθήκαμε εκτενώς στην Παράγραφο 7.6.2.

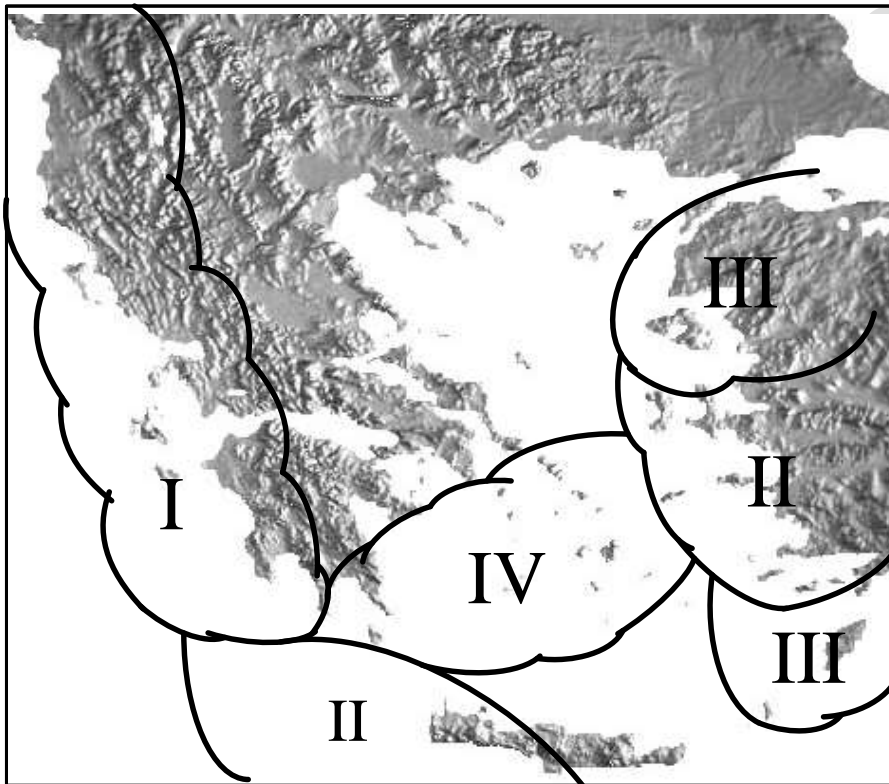
Επικεντρώνοντας στην χώρα μας, αξιοσημείωτα ποσά ορογραφικού υετού παρατηρούνται π.χ. με την επικράτηση νοτιοδυτικού ρεύματος στην Δυτική Ελλάδα, στην Δυτική Κρήτη και δευτερευόντως στα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου, τα Δωδεκάνησα και τις Κυκλάδες. Στις περιπτώσεις αυτές ο αέρας είναι υγρός και η θερμοβαθμίδα κοντά στην ουδέτερη κατάσταση έτσι ώστε να διευκολύνεται η έκλυση της υπό συνθήκης αστάθειας (conditional instability) μέσω της ανύψωσης του αέρα. Τέτοιες συνθήκες είναι συνηθισμένες στον θερμό τομέα των μετωπικών υφέσεων.

Πριν από το ψυχρό μέτωπο, στον θερμό τομέα, η επίδραση της ορογραφίας ποικίλει ανάλογα με την περίπτωση. Αν για παράδειγμα η ορογραφία συνδυαστεί με έναν αεροχείμαρρο χαμηλού ύψους που να τροφοδοτεί με μεγάλα ποσά υγρασίας τις προσήνεμες περιοχές ή αν υπάρχουν σε υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας «νέφη-σπορείς», όπως περιγράφονται στην Παράγραφο 7.6.2, παρατηρείται αξιόλογη αύξηση του υετού.

9.2.5 ΚΑΙΡΟΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ

(α) Κατά την ψυχρή περίοδο του έτους με την επικράτηση νοτιοδυτικού ρεύματος στην χώρα μας και χωρίς την εμφανή ύπαρξη δυναμικού αιτίου, παρατηρούνται ορογραφικά νέφη και υετός στις παρακάτω περιοχές που αναφέρονται κατά σειρά σημαντικότητας του φαινομένου και δείχνονται στο Σχήμα 9.6:

- Δυτική Ελλάδα (Περιοχή I).
- Νοτιοδυτική Κρήτη, οι παρά την Μικρά Ασία νήσοι νοτιότερα της Χίου και τα βορειότερα των Δωδεκανήσων (Περιοχή II).
- βορειότερα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου και τα νοτιότερα των Δωδεκανήσων (Περιοχή III).
- Κυκλάδες και Κύθηρα (Περιοχή IV).



Σχήμα 9.6 Περιοχές της Ελλάδας που επηρεάζονται από το νοτιοδυτικό ρεύμα.

(β) Το καλύτερο βοήθημα για την πρόγνωση στροφής των ανέμων σε νοτιοδυτικούς και την έναρξη του φαινομένου είναι ο χάρτης των 850 hPa.

(γ) Οι πρώτες βροχές συνήθως σημειώνονται στην Κέρκυρα, την Πρέβεζα και την Κεφαλονιά.

(δ) Επισημαίνεται ότι στην περίπτωση που προϋπάρχουν στην χώρα μας ψυχρές αέριες μάζες και αρχίσει η θερμή μεταφορά από τα δυτικά-νοτιοδυτικά, παρατηρείται υετός (βροχή ή χιόνι) και στις ανατολικές και βόρειες ηπειρωτικές περιοχές σε κάποιο στάδιο της διαδικασίας διέλευσης του θερμού μετώπου. Αν η «παγιδευμένη» στα ανατολικά της Πίνδου στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας αέρια μάζα είναι πολύ ψυχρή, είναι πολύ πιθανό οι χιονοπτώσεις να είναι ισχυρές και να έχουν διάρκεια μεγαλύτερη του αναμενόμενου.

(ε) Όταν οι άνεμοι στην Δυτική Ελλάδα και στις υπόλοιπες προαναφερθείσες περιοχές είναι N-NA, παύει η ορογραφία να παίζει σημαντικό ρόλο και συχνά δεν παρατηρούνται ούτε νέφη.

(στ) Κατά την διάρκεια της άνοιξης, άνεμοι του νοτίου τομέα, σε αντίθεση με τους νοτίου τομέα ανέμους της χειμερινής περιόδου, συνήθως δεν προκαλούν συννεφιά. Στην αρχαιότητα, οι νοτιάδες αυτοί ονομάζονταν «Λευκόνοτοι» για αυτόν ακριβώς τον λόγο.

9.2.6 ΚΑΙΡΟΣ ΝΟΤΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ

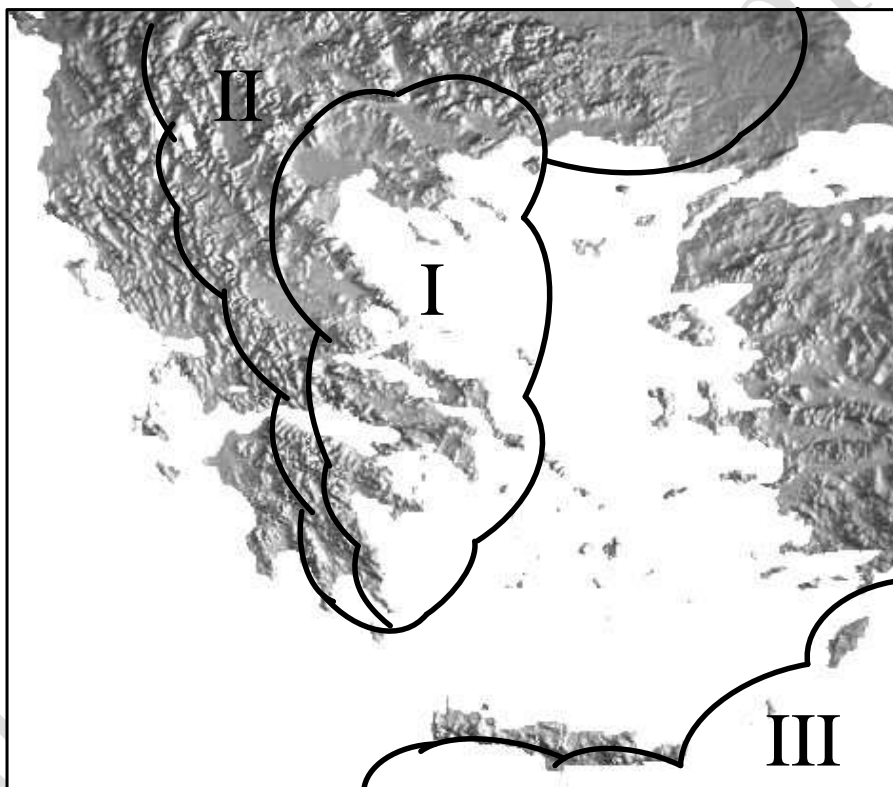
(α) Η επικράτηση ΝΑ ρεύματος προϋποθέτει την προσέγγιση προς την περιοχή μας μιας ύφεσης κυρίως από τα νοτιοδυτικά.

(β) Στην περίπτωση αυτή, νέφη και υετός παρατηρούνται συνήθως στις παρακάτω, κατά σειρά σημαντικότητας, περιοχές που φαίνονται στο Σχήμα 9.7:

- νοτιότερες περιοχές της Μακεδονίας, η Ανατολική Θεσσαλία, η Ανατολική Στερεά, Εύβοια και Ανατολική Πελοπόννησος (Περιοχή I).
- υπόλοιπες περιοχές της Μακεδονίας και Θεσσαλίας, μέρος της Θράκης και οι ορεινές περιοχές της Στερεάς και Πελοποννήσου (Περιοχή II).
- νοτιότερες περιοχές των Δωδεκανήσων και αρκετές περιοχές της Νότιας Κρήτης (Περιοχή III).

(γ) Ιδιαίτερη ευαισθησία στην περίπτωση αυτή παρουσιάζει η Αττική.

(δ) Πάντως, όλη η διαδικασία εξελίσσεται πολύ γρήγορα και κατά κανόνα υετός παρατηρείται και στις υπόλοιπες περιοχές της χώρας.



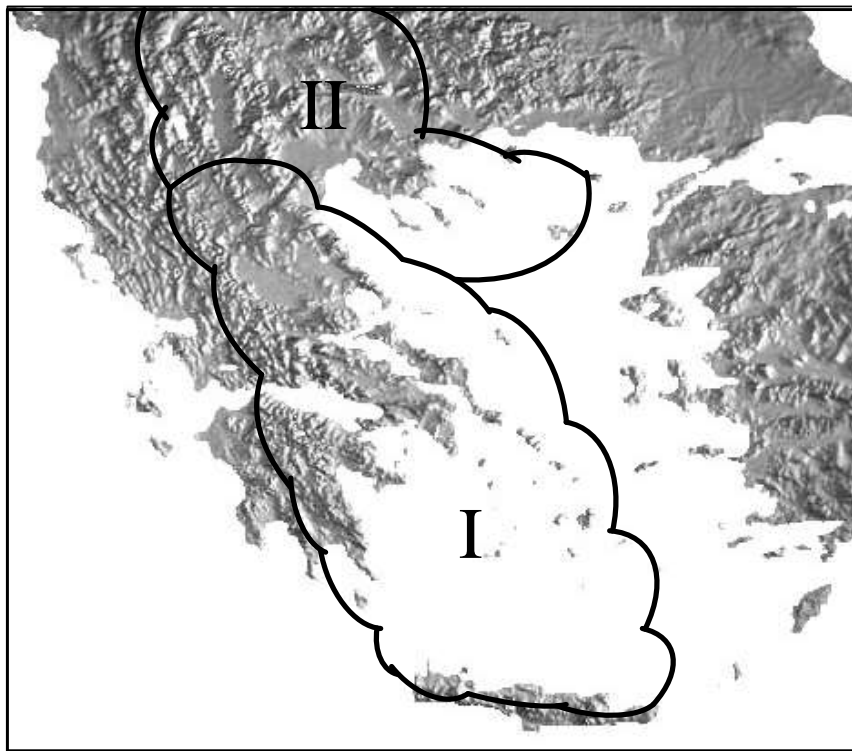
Σχήμα 9.7 Περιοχές της Ελλάδας που επηρεάζονται από το νοτιοανατολικό ρεύμα.

9.2.7 ΚΑΙΡΟΣ ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ

(α) Μετά από μία ψυχρή εισβολή στην χώρα μας και την απομάκρυνση του δυναμικού αιτίου που την προκάλεσε, αποκαθίσταται συχνά Β-ΒΑ ρεύμα. Παρά το γεγονός ότι οι αέριες μάζες είναι σχετικά ξηρές, νέφη Sc σχηματίζονται, κυρίως κατά την ψυχρή περίοδο του έτους στις προσηνεμες περιοχές λόγω εξαναγκασμένης ανύψωσης του αέρα. Ο εμπλουτισμός των αερίων μαζών που διασχίζουν το Αιγαίο πριν προσκρούσουν στους ορεινούς όγκους με υγρασία παίζει ασφαλώς ρόλο και οδηγεί σε υετό. Οι παράγοντες που καθορίζουν τις ευνοϊκές για υετό περιπτώσεις είναι η ένταση του ρεύματος, η διεύθυνσή του, η μεταβολή της θερμοκρασίας καθ' ύψος και το πάχος των νεφών Sc.

(β) Νέφη Sc και πολλές φορές υετός παρατηρούνται στις παρακάτω κατά σειρά σημαντικότητας περιοχές (Σχήμα 9.8):

- Θεσσαλία, Ανατολική Στερεά (συμπεριλαμβανομένης της Ευρυτανίας), Εύβοια, Ανατολική Πελοπόννησος (συμπεριλαμβανομένης της ορεινής Αρκαδίας), Κυκλάδες και Βόρεια Κρήτη (Περιοχή Ι).
- Δυτική και Κεντρική Μακεδονία, εφ' όσον το ρεύμα έχει σημαντική ανατολική συνιστώσα (Περιοχή ΙΙ).



Σχήμα 9.8 Περιοχές της Ελλάδας που επηρεάζονται από το βορειοανατολικό ρεύμα.

(γ) Επισημαίνεται ότι ακόμη και μέσα στις περιοχές της κατηγορίας (Ι) υπάρχουν μεγάλες διαφορές στην κατανομή της νέφωσης και του υετού που τις διαμορφώνουν οι λεπτομέρειες της τοπογραφίας. Έτσι, οι πλέον ευνοϊκές υποπεριοχές της κατηγορίας (Ι) είναι οι εξής: η Ανατολική Θεσσαλία, Βόρειες Σποράδες, ορεινή Φθιώτιδα, Βοιωτία, Ανατολική και Βόρεια Εύβοια, Ανατολική και Βόρεια Αττική, ορεινή Κορινθία, ανατολικές πλαγιές του όρους Πάρνωνα, οι βορειότερες των Κυκλάδων και η Βόρεια Κρήτη.

(δ) Δεν έχει παρατηρηθεί περίπτωση χιονόπτωσης στο κέντρο της Αθήνας που θα προκαλέσει χιονοκάλυψη στο έδαφος με την ύπαρξη μόνο του ΒΑ ρεύματος, δηλαδή χωρίς και την παρουσία δυναμικού αιτίου.

(ε) Στις περισσότερες περιπτώσεις ΒΑ ρεύματος, οι βάσεις των νεφών Sc βρίσκονται μεταξύ 3000-4000 ft και οι κορυφές μεταξύ 6000-8000 ft. Οι κορυφές των Sc περιορίζονται κάτω από ευσταθή στρώματα, τα οποία περιορίζουν τις ανοδικές κινήσεις.

(στ) Ισχυρό shear ανέμου παρατηρείται συχνά μεταξύ του ανωτέρου τμήματος των νεφών Sc και της περιοχής του ξηρού αέρα πάνω από το νέφος.

(ζ) Η ύπαρξη σε ορισμένες περιπτώσεις υδροσταγονιδίων σε υπέρτηξη μέσα στα νέφη Sc δημιουργούν κίνδυνο παγοποίησης επί των αεροσκαφών, αν αυτά αναγκασθούν να διανύσουν μεγάλο απόσταση μέσα στο στρώμα νεφών Sc.

(η) Η ορατότητα κάτω από τα νέφη Sc, αν δεν υπάρχει υετός, είναι γενικά καλή.

(θ) Κατά την θερινή περίοδο με ΒΑ ρεύμα (ετησίως) γενικά παρατηρούνται λίγα νέφη Sc ή Ac. Στις περιπτώσεις όμως έντονης ψυχρής εισβολής τα νέφη είναι περισσότερα αλλά σπανιότατα

δίνουν υετό. Υπενθυμίζεται ότι μιλάμε για τις περιπτώσεις που το δυναμικό αίτιο έχει απομακρυνθεί από την περιοχή.

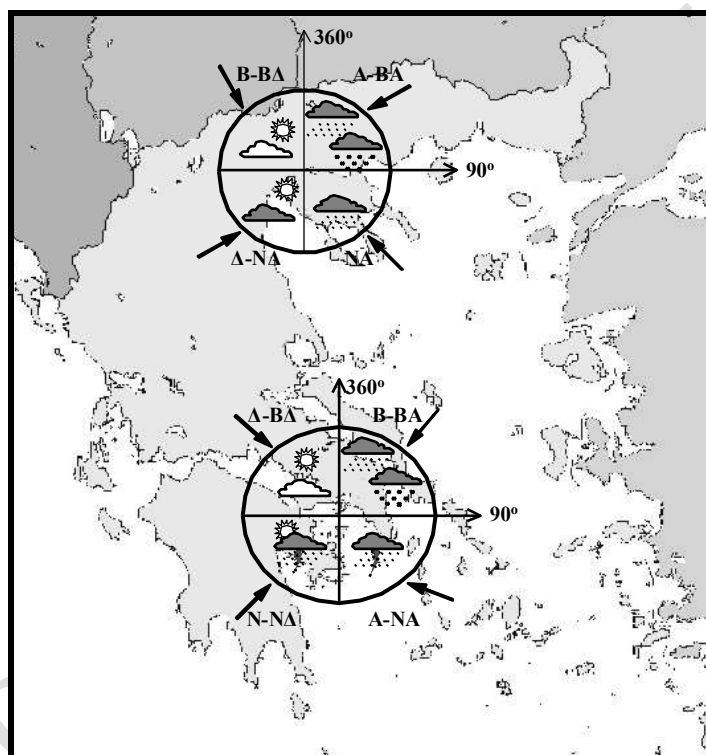
9.2.8 ΚΑΙΡΟΣ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ

(α) Το βορειοδυτικό ρεύμα παρατηρείται συνήθως με την διέλευση ενός ψυχρού μετώπου που κινείται από τα δυτικά προς τα ανατολικά.

(β) Με την επικράτηση αυτού του ρεύματος γενικά δεν παρατηρούνται νέφη και υετός και η ορατότητα είναι εξαιρετικά καλή.

(γ) Η ένταση του ανέμου αυξάνεται σημαντικά, κυρίως λόγω του καναλισμού της ροής στον Κορινθιακό Κόλπο, στον Σαρωνικό Κόλπο και σε περιοχές της Ανατολικής Στερεάς οι οποίες βρίσκονται τις εξόδους των χαραδρών που σχηματίζουν οι ορεινοί όγκοι της κεντρικής χώρας.

9.2.9 ΚΑΙΡΟΣ ΝΟΜΟΥ ΑΤΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΗΝ ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟ



Σχήμα 9.9 Οι συνήθως επικρατούσες καιρικές συνθήκες στην Αττική και Θεσσαλονίκη την χειμερινή περίοδο σε σχέση με τον άνεμο.

9.3 ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΟΥΝ ΠΛΗΜΜΥΡΕΣ ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Η εποχική κατανομή των περιστατικών εκδήλωσης ισχυρών καταιγίδων, οι οποίες μπορούν να δώσουν υετό της τάξης των 100–200 mm σε λίγες ώρες και να προκαλέσουν πλημμύρες παρουσιάζει σχεδόν σε όλες τις περιοχές της Μεσογείου ένα μέγιστο κατά την διάρκεια του φθινοπώρου.

Το φθινοπώρο, οι αέριες μάζες στην Μεσόγειο είναι πολύ θερμές και υγρές και συνήθως παραμένουν συγκεντρωμένες στο οριακό στρώμα. Με την εμφάνιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα μιας σχετικά ψυχρής αέριας μάζας, διαμορφώνονται ευνοϊκές συνθήκες για την εκδήλωση δυναμικής αστάθειας (καθ' ύψος πτώση της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (θ_e) ή της ισοδύναμης θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (θ_w)). Τον χειμώνα και την άνοιξη, για να

δημιουργηθούν ευνοϊκές συνθήκες εκδήλωσης δυνητικής αστάθειας, πρέπει οι αέριες μάζες στην ανώτερη ατμόσφαιρα να είναι καθαρά ψυχρότερες από τις μέσες τιμές τους. Επίσης, από τον μήνα Σεπτέμβριο η ολοένα και πιο συχνή εμφάνιση του πολικού αεροχειμάρρου στα νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη αυξάνει την συχνότητα περιστατικών κυκλογένεσης στην περιοχή της Μεσογείου. Η περίοδος αυτή επίσης σηματοδοτείται από την εξασθένηση του θερμικού χαμηλού των Ινδιών, η οποία αποτυπώνεται στους χάρτες επιφανείας με την άνοδο των πιέσεων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

Η αυξημένη συχνότητα εμφάνισης το φθινόπωρο πολύ ισχυρών καταιγίδων που προκαλούν πλημμύρες στο Λεκανοπέδιο Αττικής αλλά και στις υπόλοιπες περιοχές της χώρας έχουν ως συνέπεια την απώλεια ανθρωπίνων ζώων και τεράστιες υλικές καταστροφές. Τα τραγικά αποτελέσματα των σημαντικότερων πλημμυρικών επεισοδίων των τελευταίων 120 ετών φαίνονται στον επόμενο Πίνακα, η παράθεση του οποίου έχει σκοπό την ευαισθητοποίηση και την συνεχή επαγρύπνησή των Μετεωρολόγων για την όσο το δυνατόν έγκαιρη έκδοση προειδοποιήσεων προς τους πολίτες και τους αρμόδιους φορείς της Πολιτείας.

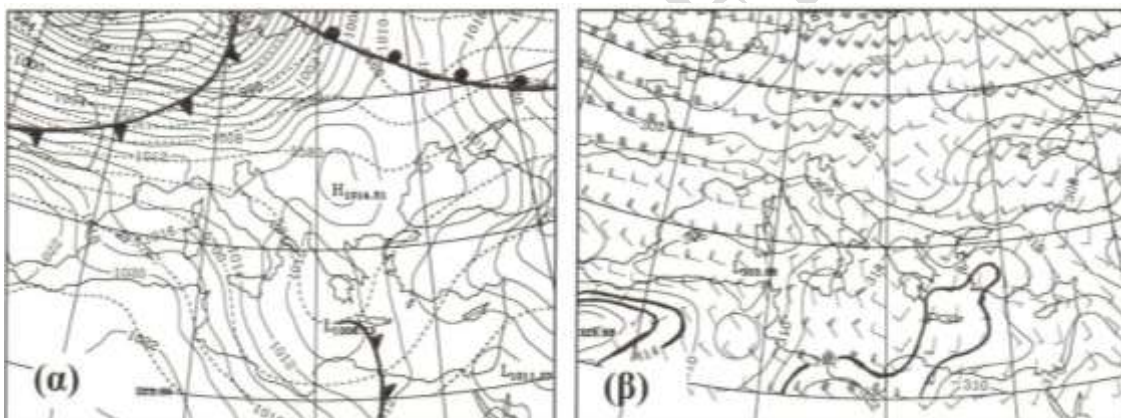
ΣΗΜΑΝΤΙΚΑ ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ ΠΛΗΜΜΥΡΩΝ ΤΟ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ	
ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ - ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ
26-11-1896	Πλημμύρες στο Θριάσιο Πεδίο, 35 θύματα (υετός: 116,5 mm σε 24 h).
18-9-1949	Πλημμύρες στην Αθήνα (υετός: 142,9 mm σε 24 h).
6-11-1961	Πλημμύρες στην Αθήνα, μπουρίνι στα Ν. Λιόσια, 44 θύματα (υετός: 115,6 mm σε 8 h).
3-11-1977	Πλημμύρες στην Αθήνα, 24 θύματα (υετός: 165,0 mm σε 18 h).
24-10-1988	Πλημμύρες στην Ιεράπετρα Κρήτης. Νεκροί 2 τουρίστες στο Φαράγγι Σαμαριάς.
5-10-1989	Ισχυρές καταιγίδες και άνεμοι έντασης 10 Β στην Ρόδο, 1 νεκρός.
11-9-1990	Πλημμύρες στα Καλάβρυτα, χάθηκαν 4 άτομα.
28-10-1990	Πλημμύρες στο Βαρθολομιό, χάνεται 1 άτομο.
15 και 16-11-1990	Πλημμύρες σε Αρκαδία και Αργολίδα, (228 mm στο Λεωνίδιο).
13-11-1992	Πλημμύρες σε Ρόδο, Χίο και Κομοτηνή, μεγάλες υλικές καταστροφές.
19-11-1992	Πλημμύρες στο Ελευθεροχώρι Καβάλας, χάθηκαν 2 άτομα.
19 και 20-11-1993	Πλημμύρες στην Αττική (Βούλα, Γλυφάδα), τεράστιες υλικές καταστροφές.
20-10-1994	Πλημμύρες στον Αρχάγγελο Ρόδου, πνίγηκαν 4 τουρίστες.
21-10-1994	Πλημμύρες στην Αθήνα (Ποδονίφτης), πνίγηκαν 10 άτομα.
22-10-1994	Πλημμύρες στην Θεσσαλία, τεράστιες υλικές καταστροφές.
20-11-1994	Πλημμύρες στην Κρήτη και Δωδεκάνησα. Άνεμοι 10 Β. Μικρό καράβι ναυαγεί ΒΑ του Κάβο Μαλιά.
30-11-1996	Πλημμύρες στην Ξάνθη, 3 νεκροί (102 mm στην Χρυσούπολη). Καταστροφές σε Άρτα, Αγρίνιο.
24 και 25-10-1997	Πλημμύρες στην Πάτρα, (137 mm στον Άραξο).
28-11-1998	Πτώση γέφυρας στην εθνική οδό Αθηνών-Θεσσαλονίκης (Λεπτοκαρυά).
7 και 8-10-2000	Πλημμύρες στην Χαλκιδική, 3 νεκροί.
1-11-2000	Πλημμύρες στην Κέρκυρα, (206 mm σε 12 ώρες).
3 έως 5-11-2001	Πλημμύρες στην Αθήνα (στο Ελληνικό 82 mm σε 12 ώρες).
3-9-2002	Πλημμύρισε ο Κηφισός.
7-11-2002	Χαλάζι μεγέθους μανταρινιού στην Δυτική Αθήνα, πολύ μεγάλες καταστροφές. Πλημμύρες στον Κηφισό.
28-11-2002	Πλημμύρες στο Τυμπάκι Κρήτης και Κάσο. Πολύ μεγάλες καταστροφές στην γεωργία.
15 και 16-09-2005	Πλημμύρες στην Βοιωτία και Αττική, (114 mm στην Τανάγρα).
24-11-2005	Πλημμύρες στην Λακωνία, 1 νεκρή.
9-10-2006	Πλημμύρες στον Βόλο (275 mm).
11-10-2006	Πλημμύρες στα Χανιά (168 mm).
17-10-2006	Πλημμύρες στα Χανιά (151 mm).
12-9-2009	Πλημμύρες στην Εύβοια, 1 νεκρός.
24-10-2009	Πλημμύρες στην Πιερία, 1 νεκρός.
8-11-2009	Πλημμύρες στα Γρεβενά, 1 νεκρός.

11-9-2010	Πλημμύρες στη Πιερία, 1 νεκρή.
12-10-2010	Πλημμύρες στο Βαρθολομίο Ηλείας (80 mm σε 1 ώρα στον ΜΣ του ΕΑΑ).
17 και 18-10-2010	Πλημμύρες σε Καλαμάτα και Λακωνία. Πλημμύρες στην Χίο και στην Ικαρία, (2 νεκροί).
27-10-2010	Πλημμύρες σε Ηλεία, Αθήνα και στην Θεσσαλονίκη με 1 νεκρό.
17 έως 19-11-2010	Πλημμύρες σε Κέρκυρα και Ήπειρο. Στις αρχές Δεκεμβρίου υπερχείλισε η λίμνη Παμβώτις των Ιωαννίνων.

9.3.1 ΕΥΝΟΪΚΕΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΠΛΗΜΜΥΡΕΣ ΣΤΗΝ ΑΤΤΙΚΗ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΦΘΙΝΟΠΩΡΟΥ

Στην εργασία των Ζιακόπουλος κ.ά. (1998) μελετήθηκαν και ταξινομήθηκαν με συνοπτικά κριτήρια οι ατμοσφαιρικές διαταραχές που κατά τους φθινοπωρινούς μήνες προκάλεσαν σημαντικό νετό στην Αττική. Συγκεκριμένα, με βάση την μορφή του ρεύματος των ισοϋψών στα 500 hPa, προέκυψαν οι παρακάτω κατηγορίες:

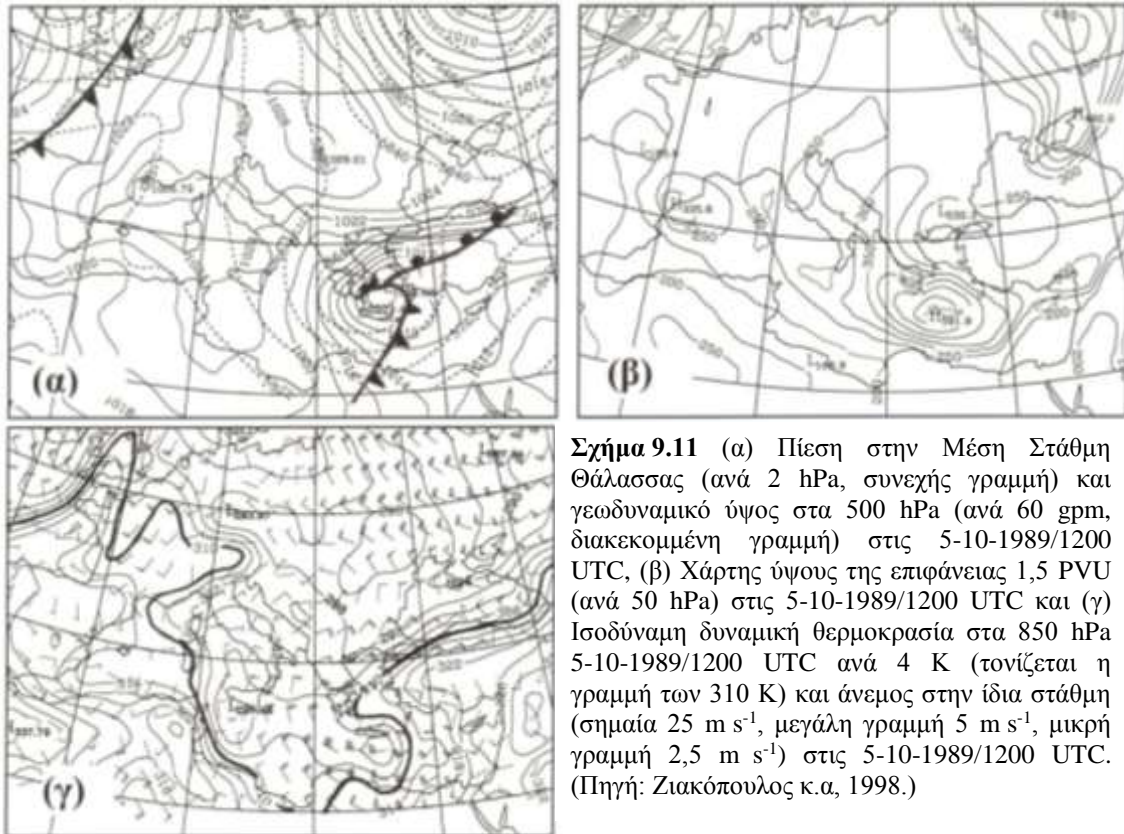
(α) Κατηγορία Α, που περιλαμβάνει τις ατμοσφαιρικές διαταραχές οι οποίες με την μορφή αυλώνα χαμηλών υψών ή με την μορφή αποκομμένου χαμηλού κινούνται προς την χώρα μας από δυτικά-νοτιοδυτικά. Η απουσία αντικυκλώνα στα Βόρεια Βαλκάνια κατά την προσέγγιση του επιφανειακού βαρομετρικού χαμηλού από δυτικά-νοτιοδυτικά παραπέμπει τα αίτια για τα μεγάλα ποσά νετού σε συνοπτικές δυναμικές διαδικασίες και στην τοπογραφία και όχι στην σύγκλιση των αερίων μαζών. Στις περιπτώσεις αυτές, συνήθως τα μεγαλύτερα ποσά νετού καταγράφονται στην μείζονα περιοχή των Αθηνών.



Σχήμα 9.10 (α) Πίεση στην Μέση Στάθμη Θάλασσας (ανά 2 hPa, συνεχής γραμμή) και γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (ανά 60 gpm, διακεκομμένη γραμμή) στις 12-11-1987/1200 UTC και (β) Ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στα 850 hPa ανά 4 K (τονίζεται η γραμμή των 318 K) και άνεμος στην ίδια στάθμη (σημαία 25 m s⁻¹, μεγάλη γραμμή 5 m s⁻¹, μικρή γραμμή 2,5 m s⁻¹) στις 12-11-1987/1200 UTC. (Πηγή: Ζιακόπουλος κ.α, 1998.)

Χαρακτηριστική είναι η περίπτωση της 12^{ης} Νοεμβρίου 1987, κατά την οποία το επιφανειακό χαμηλό που επηρέασε την χώρα μας και βρισκόταν στις 11-11-1987 στον κόλπο του Τάραντα, κινήθηκε νοτιοανατολικά και στις 12-11-1987/1200 UTC βρέθηκε δυτικά της Κρήτης. Την ίδια ημέρα στην στάθμη των 500 hPa, η χώρα μας βρίσκεται μέσα σε έναν αυλώνα χαμηλών υψών με άξονα περίπου παράλληλο με τον 20° E μεσημβρινό (Σχήμα 9.10α). Το 24ωρο από 11-11-1987/1800 UTC έως 12-11-1987/1800 UTC σημειώθηκαν τα μεγαλύτερα ποσά νετού στην Αττική. Στην στάθμη των 850 hPa (Σχήμα 9.10β) μπροστά από το επιφανειακό χαμηλό παρατηρήθηκαν ένας ισχυρός νότιο-νοτιοδυτικός αεροχείμαρρος χαμηλού ύψους με τιμές που ξεπέρασαν τα 12 ms⁻¹ στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, καθώς επίσης και θερμές και υγρές αέριες μάζες (τιμές της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας $\theta_e > 318$ K) που τροφοδότησαν με υδρατμούς το σύστημα.

(β) Κατηγορία Β, που περιλαμβάνει τις ατμοσφαιρικές διαταραχές οι οποίες με την μορφή αυλών χαμηλών υψών ή με την μορφή αποκομμένου χαμηλού κινούνται προς την χώρα μας από βόρεια-βορειοδυτικά. Τα συστήματα αυτά, που συνδέονται με ψυχρά επιφανειακά μέτωπα προκαλούν συνήθως κυκλογενέσεις στο Ιόνιο ή το Αιγαίο. Πάντως, τα επιφανειακά χαμηλά κινούνται γρήγορα νότια-νοτιοανατολικά και ακολουθούν πολύ ισχυροί άνεμοι του βορείου τομέα (βορειοανατολικό ρεύμα), πτώση της θερμοκρασίας και απότομη μείωση της έντασης του νετού.



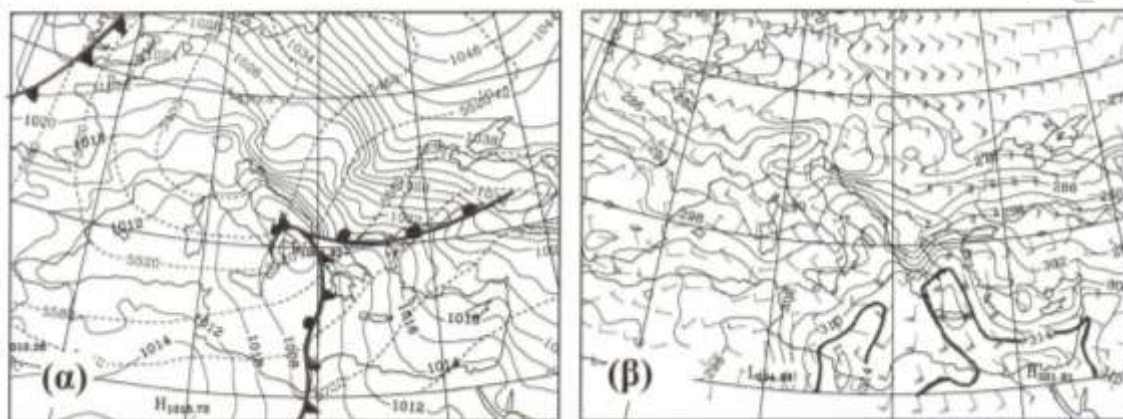
Σχήμα 9.11 (α) Πίεση στην Μέση Στάθμη Θάλασσας (ανά 2 hPa, συνεχής γραμμή) και γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (ανά 60 gpm, διακεκομμένη γραμμή) στις 5-10-1989/1200 UTC, (β) Χάρτης ύψους της επιφάνειας 1,5 PVU (ανά 50 hPa) στις 5-10-1989/1200 UTC και (γ) Ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στα 850 hPa 5-10-1989/1200 UTC ανά 4 K (τονίζεται η γραμμή των 310 K) και άνεμος στην ίδια στάθμη (σημαία 25 m s⁻¹, μεγάλη γραμμή 5 m s⁻¹, μικρή γραμμή 2,5 m s⁻¹) στις 5-10-1989/1200 UTC. (Πηγή: Ζιακόπουλος κ.α, 1998.)

Η περίπτωση της 5^{ης} - 6^{ης} Οκτωβρίου 1989 είναι χαρακτηριστική της κατηγορίας αυτής και αξίζει να αναφερθεί ότι το επιφανειακό χαμηλό που σχηματίστηκε στο Νότιο Αιγαίο εξελίχθηκε σε «μετεωρολογική βόμβα» (Prezerakos and Flokas, 1996). Στις 4-10-1989/1200 UTC, οι συνθήκες που επικρατούσαν στην μέση και ανώτερη ατμόσφαιρα ευνοούσαν τον σχηματισμό ρηχού επιφανειακού χαμηλού στην περιοχή του Ιονίου. Το επόμενο 24ωρο, η διαταραχή στα 500 hPa με την μορφή αποκομμένου χαμηλού κινήθηκε νοτιοανατολικά ευρισκόμενη στις 5-10-1989/1200 UTC στο Νότιο Αιγαίο, ενώ το επιφανειακό χαμηλό επίσης κινήθηκε νοτιοανατολικά και βάθυνε πολύ στην ίδια θέση (Σχήμα 9.11α). Η στάθμη της επιφάνειας 1,5 PVU (Potential Vorticity Units) εντοπίστηκε στα 600 hPa στην περιοχή της Κρήτης, υποδηλώνοντας την εισβολή ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα στην μέση τροπόσφαιρα (Σχήμα 9.11β). Στα 850 hPa (Σχήμα 9.11γ) παρατηρήθηκε μεταφορά θερμών και υγρών αερίων μαζών με ισχυρό ανατολικό low level jet με κατεύθυνση προς την Αττική και την Ανατολική Πελοπόννησο. Η παραπάνω οργάνωση της κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας σε συνδυασμό με την ισχυρή σύγκλιση στα πιο χαμηλά στρώματα (βορειοανατολικό ρεύμα σε όλη σχεδόν την ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα) είχε ως αποτέλεσμα τα μεγάλα ποσά νετού σε αρκετές περιοχές, συμπεριλαμβανομένης της Αττικής.

(γ) Κατηγορία Γ, που περιλαμβάνει τις ατμοσφαιρικές διαταραχές οι οποίες με την μορφή διαδοχικών αυλών χαμηλών υψών κινούνται από τα νοτιοδυτικά προς την περιοχή μας. Οι αυλώνες αυτοί είναι μικρού κυματισμού και ανήκουν σε ένα εκτεταμένο, σχεδόν στάσιμο αποκομμένο χαμηλό που βρίσκεται συνήθως στη δυτική-νοτιοδυτική Ευρώπη. Χαρακτηριστικό της κατηγορίας αυτής είναι ότι επί 2 ή 3 ημέρες παρατηρούνται μεγάλα ποσά νετού σε πολλούς

Μ.Σ. της Αττικής, φαινόμενο που προφανώς σχετίζεται με τους διαδοχικούς αυλώνες μικρού κυματισμού.

Στους χάρτες του Σχήματος 9.12 της 20^{ης} Νοεμβρίου 1993 δίνεται η χαρακτηριστική εικόνα που παρατηρείται σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις που πλησιάζει την χώρα διαταραχή από τα δυτικά-νοτιοδυτικά. Στην στάθμη των 500 hPa το ρεύμα που επικρατεί είναι νοτιοδυτικό με αυλώνα χαμηλών υψών στην Κεντρική Μεσόγειο ή νοτιότερα. Στην επιφάνεια παρατηρείται οργανωμένο βαρομετρικό χαμηλό, ενώ στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας (στάθμη των 925 hPa) φαίνεται καθαρά η γλώσσα των μεγάλων τιμών της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας θ_e , δηλαδή ενός νότιου-νοτιοανατολικού θερμού και υγρού ρεύματος-τροφοδότη στην διάρκεια δύο ημερών (20 και 21-11-1993). Διαδοχικοί αυλώνες μικρού κυματισμού κινούμενοι από τα νοτιοδυτικά στην περιφέρεια του εκτεταμένου αποκομμένου χαμηλού της Κεντρικής Ευρώπης επηρέασαν την Αττική προκαλώντας μεγάλα ύψη υετού.



Σχήμα 9.12 (α) Πίεση στην Μέση Στάθμη Θάλασσας (ανά 2 hPa, συνεχής γραμμή) και γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (ανά 60 gpm, διακεκομμένη γραμμή) στις 20-11-1993/1200 UTC και (β) Ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στα 925 hPa 20-11-1993/1200 UTC ανά 4 K, (τονίζεται η γραμμή των 314 K) και άνεμος στην ίδια στάθμη (σημαία 25 m s⁻¹, μεγάλη γραμμή 5 m s⁻¹, μικρή γραμμή 2,5 m s⁻¹) στις 20-11-1993/1200 UTC. (Πηγή: Ζιακόπουλος κ.α., 1998.)

9.4 ΑΛΚΥΟΝΙΔΕΣ ΗΜΕΡΕΣ

Με τον όρο *αλκυονίδες ημέρες* εννοούμε μεμονωμένες ημέρες ή, συνηθέστερα, σειρές διαδοχικών ημερών της χειμερινής περιόδου (κυρίως από 15 Δεκεμβρίου έως 15 Φεβρουαρίου) με σχετικά μεγάλη ηλιοφάνεια, ασθενείς ανέμους και θερμοκρασιακές συνθήκες τέτοιες ώστε το περιβάλλον να είναι ήπιο, φιλικό και γενικά ευχάριστο.

Αυστηρός ορισμός για τον χαρακτηρισμό μιας ημέρας ως αλκυονίδας δεν υπάρχει, ούτε ασφαλώς έχει καμμία πρακτική σημασία για τον Μετεωρολόγο - Προγνώστη η ενασχόληση με το θέμα αυτό.

Τα κριτήρια που χρησιμοποιούν οι ερευνητές για τις διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους προκειμένου να χαρακτηρίσουν μία ημέρα ως αλκυονίδα στην περιοχή των Αθηνών είναι:

- νεφοκάλυψη μικρότερη από 3/8.
- μέγιστες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 14° ή 15° C.
- ελάχιστες θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 3° ή 4° C.
- μέση ένταση ανέμου μικρότερη από 6 ή 8 kn.

Ως επί το πλείστον, κατά την διάρκεια των αλκυονίδων ημερών η περιοχή μας επηρεάζεται από αντικυκλωνικό τύπο ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, Ειδικότερα στην περίπτωση μεγάλου αριθμού διαδοχικών αλκυονίδων ημερών, η κυκλοφορία στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης εμφανίζεται σχεδόν στάσιμη και το κυρίαρχο σύστημα είναι ένας ισχυρός αντικυκλώνας που φράσσει τον δρόμο των υφέσεων προς την περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης. Οι μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν τις ημέρες αυτές ευνοούν τις θερμοκρασιακές

αναστροφές εδάφους που ευθύνονται για επεισόδια αυξημένης ατμοσφαιρικής ρύπανσης στα μεγάλα αστικά κέντρα.

Επισημαίνεται τέλος ότι επειδή η παρατεταμένη καλοκαιρία μέσα στην χειμερινή περίοδο δημιουργεί συνθήκες εφησυχασμού στους αρμόδιους κρατικούς φορείς και το κοινό, ο Προγνώστης πρέπει να βρίσκεται σε εγρήγορση για πιθανή απότομη μεταβολή του καιρού. Ιδιαίτερα επικίνδυνη στην περίπτωση αυτή μπορεί να αποβεί μια έντονη ψυχρή εισβολή από τα βόρεια.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

Prezerakos, N., and H. Flokas, 1996: The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorological Appl.* 3, 101-111.

Ζιακόπουλος, Δ., Π. Φραγκούλη, και Κ. Λαγουβάρδος, 1998: Μελέτη των ατμοσφαιρικών διαταραχών που προκαλούν ισχυρές βροχοπτώσεις στην Αττική το φθινόπωρο. *Πρακτικά του 4ου Πανελληνίου Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας - Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 22-25 Σεπτεμβρίου, Αθήνα.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι ΜΟΝΑΔΕΣ

ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΜΟΝΑΔΕΣ

Μήκος	meter	m
Μάζα	kilogram	kg
Χρόνος	second	s
Θερμοκρασία	βαθμός Kelvin	K

ΠΑΡΑΓΩΓΕΣ ΜΟΝΑΔΕΣ

Δύναμη	newton	N	kg m s^{-2}
Πίεση	pascal	Pa	$\text{N m}^{-2} = \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
Ενέργεια	joule	J	$\text{kg m}^2 \text{s}^{-2}$
Συχνότητα	hertz	Hz	s^{-1}
Όγκος	liter	l	10^{-3} m^3

ΥΠΟΠΟΛΛΑΠΛΑΣΙΑ και ΠΟΛΛΑΠΛΑΣΙΑ ΜΟΝΑΔΩΝ

	<u>Πρόθεμα</u>	<u>Σύμβολο</u>		<u>Πρόθεμα</u>	<u>Σύμβολο</u>
10^{-1}	deci	d	10^1	deca; deka	da
10^{-2}	centi	c	10^2	hecto	h
10^{-3}	milli	m	10^3	kilo	k
10^{-6}	micro	μ	10^6	mega	M
10^{-9}	nano	n	10^9	giga	G
10^{-12}	pico	p	10^{12}	tera	T
10^{-15}	femto	f	10^{15}	peta	P
10^{-18}	atto	a	10^{18}	exa	E
10^{-21}	zepto	z	10^{21}	zetta	Z
10^{-24}	yocto	y	10^{24}	yotta	Y

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ ΠΙΝΑΚΕΣ ΜΕΤΑΤΡΟΠΩΝ

ΜΑΖΑ/ΒΑΡΟΣ

1 kg	1000 g	2,2046 lb	35,28 oz
1 g	10^{-3} kg	0,0022 lb	0,0353 oz
1 tonne	1000 kg		
1 pound (lb)	453,592 g	16,0 oz	
1 ounce (oz)	28,350 g	0,063 lb	

ΜΗΚΟΣ

1 m	100 cm	3,281 ft	39,37 in.	
1 km	1.000,0 m	0,5396 n mi	0,6214 mi	3.280,8 ft
1 n mi	1.852,0 m	1,852 km	1,151 mi	6.076,116 ft
1 mi	1.609,0 m	1,609 km	0,869 n mi	5.280,0 ft
1 in.	2,54 cm	0,08 ft		
1 ft	0,305 m	30,48 cm	12,0 in.	

Μετατροπή: ναυτικά μίλια σε km

n mi	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
km	18,5	37,0	55,6	74,1	92,6	111,1	129,6	148,2	166,7	185,2

Μετατροπή: km σε ναυτικά μίλια

km	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
n mi	5,4	10,8	16,2	21,6	27,0	32,4	37,8	43,2	48,6	54,0

ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ

1 m ²	10 ⁴ cm ²	10,76 ft ²	1.550,0031 in. ²
1 cm ²	10 ⁻⁴ m ²	0,15 in. ²	
1 in. ²	6,45 cm ²		
1 ft ²	0,09 m ²		
1 στρέμμα	10 ³ m ²		
1 hectare	10 ⁴ m ²	2,471 acre	
1 acre	4.046,856 m ²		

ΟΓΚΟΣ

1 m ³	10 ⁶ cm ³	10 ³ liter	35,314 ft ³	61.023,74 in. ³
1 cm ³	1 cc	10 ⁻⁶ m ³	10 ⁻³ liter	0,0610 in. ³
1 liter	10 ³ cm ³	10 ⁻³ m ³	0,035 ft ³	61,0237 in. ³
1 mliter (ml)	1 cm ³			
1 in. ³	16,39 cm ³	0,000578704 ft ³	0,01639 liter	

ΔΥΝΑΜΗ

1 dyne	g m s ⁻²	
1 newton (N)	1 kg m s ⁻²	1 J m ⁻¹
1 N	10 ⁵ dynes	

ΕΝΕΡΓΕΙΑ

1 joule (J)	1 Newton m	0,239 cal	10 ⁷ erg
1 erg	1 dyne cm ⁻¹		
1 calorie (cal)	4,1868 J		

ΤΑΧΥΤΗΤΑ

1 kn (knot)	1 n mi /h	1,852 km/h	1,151 mi/h	0,514 m/s	1,688 ft/s
1 m/s	1,944 kn	3,6 km/h	2,237 mi/h	3,281 ft/s	
1 km/h	0,540 kn	0,278 m/s	0,621 mi/h	0,911 ft/s	
1 mi/h	0,869 kn	0,447 m/s	1,609 km/h	1,467 ft/s	

Μετατροπή:	κόμβοι	σε	m/s	και σε	km/h											
kn	1	2	3	4	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
m/s	0,5	1,0	1,5	2,1	2,6	5,1	10,3	15,4	20,6	25,7	30,8	36,0	41,1	46,3	51,4	
km/h	1,9	3,7	5,6	7,4	9,3	18,5	37,0	55,6	74,1	92,6	111,1	129,6	148,2	166,7	185,2	

Μετατροπή:	m/s	σε	κόμβους	και σε	km/h											
m/s	1	2	3	4	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
kn	1,9	3,9	5,8	7,8	9,7	19,4	38,9	58,3	77,8	97,2	116,6	136,1	155,5	175,0	194,4	
km/h	3,6	7,2	10,8	14,4	18,0	36,0	72,0	108,0	144,0	180,0	216,0	252,0	288,0	324,0	360,0	

Μετατροπή:	km/h	σε	κόμβους	και σε	m/s											
km/h	1	2	3	4	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
kn	0,5	1,1	1,6	2,2	2,7	5,4	10,8	16,2	21,6	27,0	32,4	37,8	43,2	48,6	54,0	
m/s	0,3	0,6	0,8	1,1	1,4	2,8	5,6	8,3	11,1	13,9	16,7	19,5	22,2	25,0	27,8	

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

$$\frac{^{\circ}\text{C}}{5} = \frac{^{\circ}\text{F} - 32}{9} = \frac{^{\circ}\text{Re}}{4}$$

από degree Celsius (°C)	σε Kelvin (K)	σε degree Fahrenheit (°F)	σε degree Réaumur (°Ré)
	$K = 273,15 + ^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{F} = 9/5^{\circ}\text{C} + 32$	$^{\circ}\text{Ré} = 4/5^{\circ}\text{C}$

από Kelvin (K)	σε degree Celsius (°C)
	$^{\circ}\text{C} = K - 273,15$

από degree Fahrenheit (°F)	σε degree Celsius (°C)
	$^{\circ}\text{C} = 5/9 (^{\circ}\text{F} - 32)$

από degree Réaumur (°Ré)	σε degree Celsius (°C)
	$^{\circ}\text{C} = 5/4^{\circ}\text{Ré}$

$$1 \text{ K} = 1^{\circ}\text{C} = 1,8^{\circ}\text{F} = 0,8^{\circ}\text{Ré}$$

Μετατροπή:	degree Celsius (°C)	σε	degree Fahrenheit (°F)															
°C	-40	-35	-30	-25	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45
°F	-40	-31	-22	-13	-4	5	14	23	32	41	50	59	68	77	86	95	104	113

Μετατροπή:	degree Fahrenheit (°F)	σε	degree Celsius (°C)															
°F	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	
°C	-40,0	-34,4	-28,9	-23,3	-17,8	-12,2	-6,7	-1,1	4,4	10,0	15,6	21,1	26,7	32,2	37,8	43,3	48,9	

ΠΙΕΣΗ

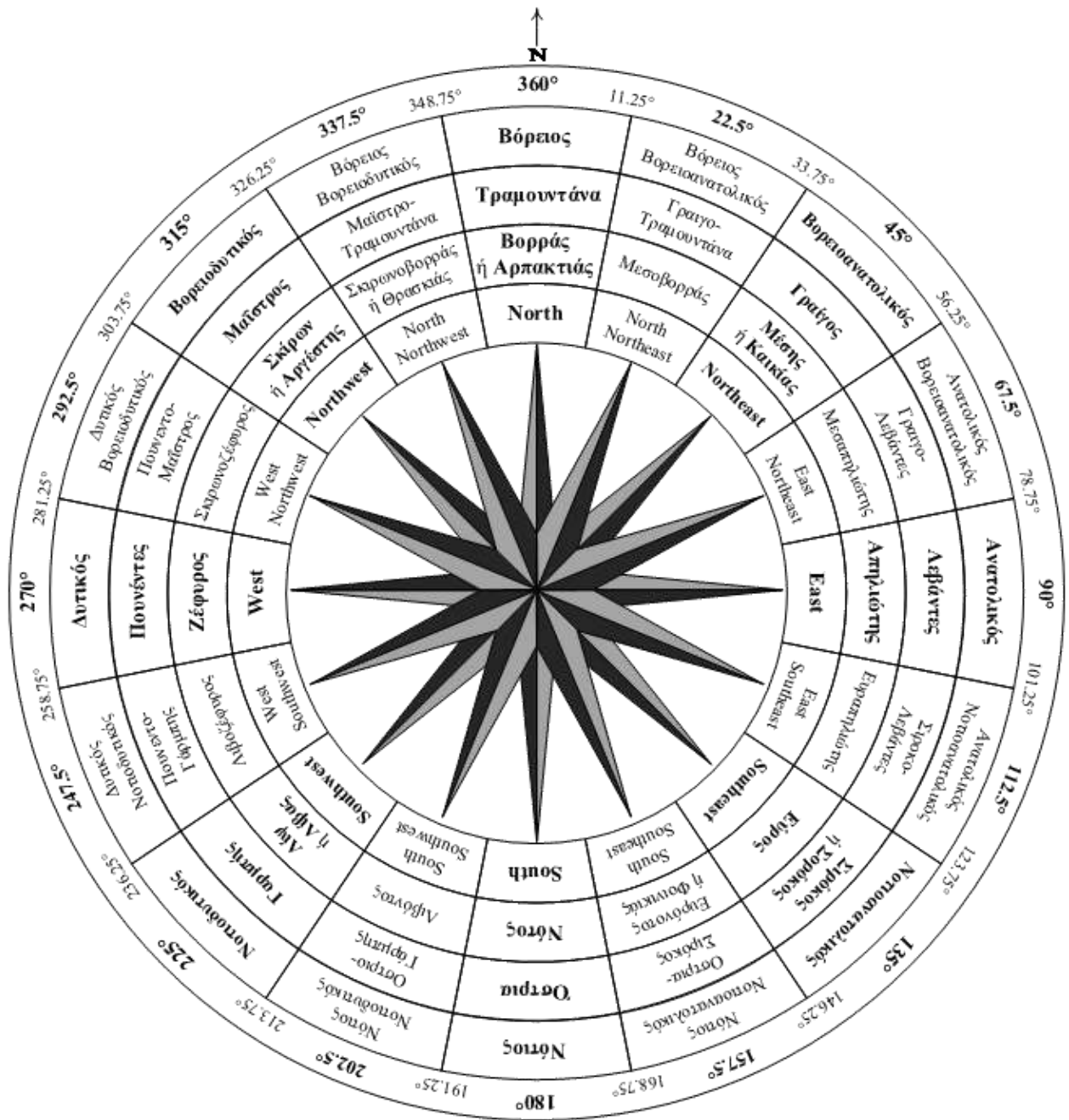
1 pascal (Pa)	1 N m ⁻²			
1 millibar (mb)	1 hPa	10 ² Pa		
1 mb	10 ² N m ⁻²	10 ³ dynes cm ⁻²	0,750 mmHg	
1 millimeter of mercury (mmHg)		1,3332 hPa		
1 inch of mercury (in.Hg)		33,865 hPa		
1 σταθερή ατμόσφαιρα (atm)		1.013,247 hPa	760,0 mmHg	29,92 in.Hg

Ziakopoulos - Fragkouli

ΦΥΣΙΚΕΣ ΣΤΑΘΕΡΕΣ

Μέση ακτίνα του Ήλιου		$7 \cdot 10^8 \text{ m}$
Μέση ακτίνα της Γης	R_E	$6,371 \cdot 10^6 \text{ m}$
Επιτάχυνση Βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης	g_0	$9,81 \text{ m s}^{-2}$
Γωνιακή Ταχύτητα Περιστροφής της Γης	Ω	$7,292 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$
Μέση απόσταση από τον Ήλιο στην επιφάνεια της Γης	d	$1,50 \cdot 10^{11} \text{ m}$
Παγκόσμια Σταθερά Αερίων	R^*	$8,314 \cdot 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$
Μέσο Μοριακό Βάρος Ξηρού Αέρα	M_d	28,97
Ειδική Σταθερά Ξηρού Αέρα	R_d	$287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-2}$
Πυκνότητα Ξηρού Αέρα στους 0° C και 1000 hPa	ρ_d	$1,275 \text{ kg m}^{-3}$
Ειδική Σταθερά Υδατμών	R_v	$461 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
Πυκνότητα Υγρού Νερού στους 0° C	ρ_w	$1,0 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$
Πυκνότητα Πάγου στους 0° C	ρ_i	$0,917 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$

Ziakopoulos - Fragkouli



Ανεμολόγιο

Επιμέλεια: Βιβιάννα Φραγκούλη



Ανεμολόγιο

Επιμέλεια: Βιβιάννα Φραγκούλη

(Πηγή: <http://stamps-gr.blogspot.gr/2015/01/1942-1943-1942-1943-winds-b-series.html>)

