



**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**  
**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**  
**ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ**  
**ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ**

---

**ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕ**  
**ΑΝΩΜΑΛΗ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑ**

**ΔΗΜΗΤΡΑ Γ. ΜΠΟΥΚΟΥΒΑΛΑ**

**ΑΘΗΝΑ 2012**



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ  
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

---

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕ ΑΝΩΜΑΛΗ  
ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑ

ΔΗΜΗΤΡΑ Γ. ΜΠΟΥΚΟΥΒΑΛΑ  
(Α.Μ 1995592 )

Τριμελής Συμβουλευτική επιτροπή

Τόμπρου Μ., Αν. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ  
Χέλμης Κ., Καθηγητής ΕΚΠΑ  
Ασημακόπουλος Δ., Καθηγητής ΕΚΠΑ

Επταμελής εξεταστική επιτροπή (σε αλφαβητική σειρά)

Ασημακόπουλος Δ., Καθηγητής ΕΚΠΑ  
Ιακωβίδης Κ., Αν. Καθηγητής ΕΚΠΑ  
Κάλλος Γ., Καθηγητής ΕΚΠΑ  
Τόμπρου Μ., Αν. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ  
Χέλμης Κ., Καθηγητής ΕΚΠΑ  
Φλόκα Ε., Επίκουρη Καθηγήτρια ΕΚΠΑ  
Φουντά Δ. Ερευνήτρια Β', Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών

ΑΘΗΝΑ, 2012

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Πριν από την παρουσίαση αυτής της διδακτορικής διατριβής θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους βοήθησαν στην πραγματοποίησή της.

Πρώτα από όλους θα ήθελα να ευχαριστήσω την επιβλέπουσα Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Μαρία Τόμπρου χωρίς τη συμβολή της οποίας δε θα ήταν δυνατό να πραγματοποιηθεί αυτή η διδακτορική διατριβή. Την ευχαριστώ για την καθοδήγηση για τη διαρκή ηθική συμπαράσταση και στήριξη της όλα αυτά τα χρόνια.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Καθηγητή Robert Bornstein που μου έδωσε την ευκαιρία να συμμετέχω σε ερευνητικό πρόγραμμα στο San Jose State University (SJSU), όπου και πραγματοποίησα με την συνεργασία και συμπαράστασή του, το μεγαλύτερο μέρος της διατριβής αυτής. Πολύτιμη βοήθεια είχα και από τους συνεργάτες του James Wilkinson, Douglas Miller, Anil Yadav, Qinglu Lin και David Mc Cooney, τους οποίους και ευχαριστώ.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, τον Καθηγητή Κωνσταντίνο Χέλμη και τον Καθηγητή Δημοσθένη Ασημακόπουλο για την υποστήριξη τους, καθώς τα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής : Αναπληρωτή Καθηγητή Κωνσταντίνο Ιακωβίδη, Επίκουρη Καθηγήτρια Έλενα Φλόκα, Ερευνήτρια Β' Δήμητρα Φουντά για τις υποδείξεις τους, και ιδιαίτερα τον Καθηγητή Γεώργιο Κάλλο για την ηθική του συμπαράσταση.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της ερευνητικής ομάδας του Πανεπιστημίου Αθήνας Ελισάβετ Μποσιώλη , Αγγελική Ντάντου, Άννα Πρωτονοταρίου και Γιώργο Παπαγγελή για τη συνεργασία τους και τη φιλική συμπαράσταση όλα αυτά τα χρόνια.



# ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	iv
SUMMARY.....	ix
I. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	xii
II. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	xvi
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΑΥΡΑ-ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ</b>	
1.1 Δημιουργία και δομή της θαλάσσιας αύρας.....	1
1.2 Έκταση και διάρκεια της θαλάσσιας αύρας.....	4
1.3 Επίδραση του συνοπτικού ανέμου.....	8
1.4 Επίδραση της ακτογραμμής και αναγλύφου.....	13
1.5 Στροφή της θαλάσσιας αύρας.....	16
1.6 Θαλάσσιες αύρες σε νησιά.....	19
1.6.1 Χαρακτηριστικά τοπικών κυκλοφοριών στο ηφαιστειογενές νησί της Νισύρου.....	21
1.7 Προσομοίωση θαλάσσιας αύρας- Ιστορική αναδρομή.....	29
1.7.1 Αναλυτικά μοντέλα.....	29
1.7.2 Αριθμητικά μοντέλα.....	33
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2- ΥΠΑΡΧΟΥΣΑ ΓΝΩΣΗ ΣΧΕΤΙΚΑ ΜΕ ΤΗΝ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΙΣ ΤΟΠΙΚΕΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΕΣ ΣΤΟ ΔΕΚΑΝΟΠΕΔΙΟ ΤΟΥ LOS ANGELES.</b>	
2.1 Εισαγωγή.....	37
2.2 Γενική κλιματολογία της περιοχής του ΛΑ.....	37
2.3 Ειδικά χαρακτηριστικά και εξέλιξη τοπικών κυκλοφοριών στο ΛΑ.....	42
2.4 Ανασκόπηση των μελετών στο ΛΑ.....	46
2.4.1 Πειραματικές μελέτες.....	46
2.4.2 Θεωρητικές μελέτες.....	48
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ MM5</b>	
3.1 Εισαγωγή.....	50
3.2 Σύντομη περιγραφή του μοντέλου MM5.....	51
3.3 Τεχνικές αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων.....	53
3.3.1 Αφομοίωση αναλύσεων.....	53
3.3.2 Αφομοίωση μετρήσεων.....	55
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΓΙΑ ΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ</b>	

4.1 Πειραματικά δεδομένα.....	59
4.2 Υπολογιστική μεθοδολογία στην επεξεργασία των μετρήσεων και γραφημάτων....	62
4.3 Συνοπτική κατάσταση κατά την περίοδο μελέτης.....	63
4.4 Συγκεντρώσεις όζοντος κατά την περίοδο μελέτης.....	68
4.5 Σχεδιασμός της προσομοίωσης για το λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες.....	71

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ**

5.1 Γενικά Χαρακτηριστικά.....	79
5.2 Μετεωρολογικό πεδίο κοντά στην επιφάνεια.....	83
5.2.1 Θερμοκρασίες.....	85
5.2.2 Άνεμοι.....	98
5.3 Κατατομές Μετεωρολογικών παραμέτρων καθ' ύψος.....	111
5.4 Ανακεφαλαίωση.....	127

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6-ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΜΕ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ MM5**

6.1 Σύντομη περιγραφή προσομοιώσεων.....	129
6.2 Άνεμοι στα 3800m.....	130
6.3 Επιφανειακή κατανομή θερμοκρασίας και ανέμου.....	133
6.3.1 Θερμοκρασίες επιφάνειας.....	133
6.3.2 Θερμοκρασίες στα 800m AGL.....	138
6.3.3 Άνεμοι επιφάνειας.....	139
6.3.4 Άνεμοι στα 800m.....	146
6.4 Κατακόρυφες κατατομές μετεωρολογικών παραμέτρων.....	147
6.4.1 Προσομοιώσεις <i>profilers</i> .....	147
6.4.2 Προσομοιώσεις ραδιοβολίσεων.....	152
6.4.3 Προσομοιώσεις κατακόρυφων κατατομών στο ορεινό πέρασμα Cajon.....	154
6.5 Σύγκριση πειραματικών-υπολογιζόμενων χρονοσειρών θερμοκρασίας και ανέμου σε σταθμούς της επιφάνειας.....	157
6.5.1 Θερμοκρασίες.....	157
6.5.1 Άνεμοι.....	158

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7- ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ**

7.1 Ανακεφαλαίωση-Συμπεράσματα.....	164
7.2 Χρησιμότητα της μελέτης-Μελλοντική Έρευνα.....	168

## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....**

171

## **ΠΑΡΑΤΗΜΑ Ι - ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ**

I.1 Προσομοιώσεις ανέμου στα 3800m.....	I-2
---	-----

I.2 Προσομοιώσεις θερμοκρασίας στην επιφάνεια και τα 800m.....	I-6
I.3 Προσομοιώσεις ανέμου στην επιφάνεια.....	I-15
I.4 Προσομοιώσεις ανέμου στα 800m.....	I-25
I.5 Προσομοιώσεις ανέμου καθ' ύψος στους σταθμούς LAX και HPA.....	I-29
I.6 Προσομοιώσεις ραδιοβολίσεων στον παραλιακό σταθμό UCLA.....	I-36
I.7 Προσομοιώσεις ανέμου στο ορεινό πέρασμα Cajon.....	I-42

## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ- ΠΙΝΑΚΕΣ ΣΤΑΘΜΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ SCOS97**

II.1 Στοιχεία σταθμών profilers.....	II-2
II.2 Στοιχεία σταθμών ραδιοβολίσεων.....	II-3
II.3 Στοιχεία σταθμών επιφάνειας.....	II-4

## **ΠΕΡΙΛΗΨΗ**

Αντικείμενο της διδακτορικής αυτής διατριβής είναι η μελέτη τοπικών κυκλοφοριών και κυρίως της θαλάσσιας αύρας σε περιοχές με ανώμαλη τοπογραφία και κυρίως στο λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες (ΛΑ).

Στην πρώτη φάση της διατριβής μελετάται το θεωρητικό υπόβαθρο σε σχέση με τη δημιουργία και δομή της θαλάσσιας αύρας, καθώς και η επίδραση του γεωστροφικού ανέμου και της τοπογραφίας. Παράλληλα γίνεται ιστορική ανασκόπηση των κυριοτέρων αναλυτικών και αριθμητικών μεθόδων υπολογισμού της θαλάσσιας αύρας.

Αρχική διερεύνηση της θαλάσσιας αύρας γίνεται για το μικρό, σχεδόν κυκλικό, νησί της Νισύρου, για το οποίο υπάρχουν διαθέσιμα ανεμολογικά δεδομένα τεσσάρων σταθμών από πειραματική εκστρατεία που έγινε το 1990 και είχε χρονική διάρκεια ενός έτους. Συγκεκριμένα, γίνεται ομαδοποίηση των στοιχείων με σκοπό τον προσδιορισμό των χρονικών περιόδων όπου επικράτησαν τοπικές κυκλοφορίες. Από την ομαδοποίηση προκύπτει σαφής ημερήσια διακύμανση της διεύθυνσης του ανέμου λόγω θερμικών κυκλοφοριών στους σταθμούς κοντά στην ακτή, ενώ στους εσωτερικούς σταθμούς το πεδίο είναι σχετικά πολύπλοκο. Η προσομοίωση του πεδίου ανέμου με το μη-υδροστατικό μοντέλο TVM δείχνει ότι το μοντέλο υποεκτιμά τις τιμές του ανέμου τη νύχτα, ενώ δεν ήταν εφικτό να υπολογίσει ικανοποιητικά τους χαμηλής έντασης ανέμους στο εσωτερικό του νησιού.

Το κυριότερο μέρος της διατριβής αναφέρεται στη μελέτη της εξέλιξης της θαλάσσιας αύρας κατά την περίοδο 4-6 Αυγούστου 1997, στο λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες (ΛΑ). Το ενδιαφέρον της περιόδου αυτής οφείλεται στις αυξημένες συγκεντρώσεις επιφανειακού όζοντος, όπου οι μέγιστες τιμές παρατηρήθηκαν στα όρια της ορεινής περιοχής, ανατολικά του λεκανοπεδίου, τις μεσημβρινές ώρες της 5/8. Η μελέτη της συγκεκριμένης περιόδου γίνεται αρχικά με την ανάλυση των παρατηρήσεων θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου επιφάνειας και ύψους, καθώς και επιφανειακών



μετρήσεων όζοντος, στα πλαίσια της εκστρατείας SCOS97. Συγκεκριμένα χρησιμοποιούνται ωριαίες μετρήσεις από 110 σταθμούς επιφάνειας, εξάωρες μετρήσεις καθ' ύψος από 12 σταθμούς ραδιοβολίσεων, και ωριαίες τιμές από 23 σταθμούς profilers.

Χαρακτηριστικό της μετεωρολογίας της περιόδου είναι η μη συνήθης προς τα δυτικά μετατόπιση του ridge των κεντρικών ΗΠΑ πάνω από την περιοχή μελέτης. Παράλληλα, στην επιφάνεια ενισχύεται ο αντικυκλώνας του Ειρηνικού και η θερμική αντεστραμμένη ύφεση στην επιφάνεια, ο συνδυασμός των οποίων δημιουργεί βαροβαθμίδα με μέγιστη τιμή το απόγευμα της 5/8. Αποτέλεσμα της βαροβαθμίδας είναι η πρόσκαιρη ενίσχυση βορειοδυτικού ρεύματος στη θαλάσσια περιοχή και την ακτή του ΛΑ. Στα 850mb, η αντεστραμμένη trough και η έντονη θερμή μεταφορά, έχουν σαν αποτέλεσμα τη θέρμανση της ατμόσφαιρας, από το μεσημέρι της 4/8 μέχρι και το πρωί της 6/8. Παράλληλα, η πρόσκαιρη προς τα δυτικά κίνηση τοπικού ridge στα 700mb, στρέφει το ρεύμα στο επίπεδο αυτό, από τη συνήθη δυτική στην πιο σπάνια ανατολική βορειοανατολική διεύθυνση, στις 5/8.

Αποτέλεσμα της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας είναι η ισχυρή (5-10 K) θερμοκρασιακή αναστροφή ύψους με κορυφή στα 800m, με χαμηλή βάση μόλις στα 50-100m πάνω από την επιφάνεια, χαρακτηριστικό της θερμοκρασιακής δομής κυρίως στους νησιωτικούς και παραλιακούς σταθμούς. Ο υγρός και ψυχρός αέρας κάτω από τη βάση της αναστροφής, χαρακτηρίζει το θαλάσσιο οριακό στρώμα (ΘΟΣ).

Η θέρμανση της ξηράς έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία ισχυρής θερμοβαθμίδας στην ακτή η οποία συντελεί στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας, γεγονός που αντανάκλαται και από την ανάλυση των επιφανειακών μετρήσεων. Η εμφάνιση της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας ακολουθεί εκείνης των αναβατών δεδομένου ότι οι κεκλιμένες επιφάνειες των ορεινών όγκων θερμαίνονται νωρίτερα από τις αντίστοιχες πεδινές. Το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας εντοπίζεται από την ανάλυση των στοιχείων των profilers και ραδιοβολίσεων. Η μεταφορά του ψυχρού και υγρού αέρα του ΘΟΣ μέσω της θαλάσσιας αύρας, γίνεται αισθητή με τη μικρή πτώση της θερμοκρασίας και αύξηση της υγρασίας στα επίπεδα 100-200m, κάτω από την αναστροφή ύψους σε παραλιακούς

σταθμούς. Λόγω της θέρμανσης του εδάφους και των θερμικών ανοδικών κινήσεων, σταδιακά οι διαφορετικές αυτές αέριες μάζες αναμιγνύονται μεταξύ τους, η αναστροφή ύψους εξασθενεί σε πιο εσωτερικούς σταθμούς (στα 20km από την ακτή), η βάση της γίνεται υψηλότερη, ενώ ο υποκείμενος αέρας ξηρότερος και βαθύτερος. Στους ορεινούς σταθμούς στο ανατολικό ΛΑ δεν υπάρχει αναστροφή ύψους, λόγω της μικρότερης επίδρασης του αντικυκλώνα ο οποίος λόγω της θέσης του είχε μεγαλύτερη επίδραση στις δυτικές περιοχές.

Οι κατακόρυφες κατατομές ανέμου, στις 4/8 από τα στοιχεία των profilers, δίνουν δυτικούς (προς την ξηρά) ανέμους μέχρι τα 1000m στους παραλιακούς σταθμούς, με ενδείξεις ρεύματος επιστροφής τις μεσημβρινές και απογευματινές ώρες. Χαρακτηριστικό της κατάστασης είναι ότι το ρεύμα της αύρας δεν περιορίζεται από τη θερμοκρασιακή αναστροφή ύψους, αλλά τη διαπερνά. Κατά τη νυκτερινή περίοδο το ρεύμα στρέφεται σε ανατολικό (προς τη θάλασσα) λόγω της απόγειας αύρας και των καταβατών. Τις μεσημβρινές ώρες της 5/8, αν και οι επιφανειακές μετρήσεις ανέμου δίνουν ανάλογες τιμές με την προηγούμενη μέρα, στα επίπεδα πάνω από τα 500m το ρεύμα σταδιακά ενισχύεται, με αποτέλεσμα τις απογευματινές ώρες, μετά τις 1700 τοπική ώρα, όταν η συνοπτική βαροβαθμίδα στην επιφάνεια-850mb φτάνει στη μέγιστη ένταση, οι ισχυροί δυτικοί βορειοδυτικοί άνεμοι να μην οφείλονται πλέον σε θαλάσσια αύρα αλλά στο συνοπτικό άνεμο. Σημαντική διαφορά μεταξύ των μεσημβρινών ωρών της 4/8 και 5/8 που οφείλεται στη θέρμανση της 5/8, είναι οι ενισχυμένοι ανατολικών διευθύνσεων αναβάτες, στην ανατολική ορεινή περιοχή του ΛΑ. Παράλληλα, το ανατολικό-βορειοανατολικό ρεύμα στα 700mb, (λόγω της θέσης του τοπικού ridge) δίνει μια ανατολική συνιστώσα στους σταθμούς με μεγαλύτερο υψόμετρο. Ο συνδυασμός των ρευμάτων αυτών εμποδίζουν την εισχώρηση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να ευνοηθεί η δημιουργία σύγκλισης και η συσσώρευση όζοντος στα δυτικά των ορεινών όγκων. Οι αυξημένες τιμές σημειώνονται στην επιφάνεια (187ppb) λόγω και της παρουσίας της αναστροφής ύψους που εμποδίζουν τη διασπορά τους προς τα πάνω. Την επόμενη μέρα (6/8), οι επιφανειακοί άνεμοι στρέφονται προς νότιες διευθύνσεις, και σχηματίζεται χαρακτηριστικός στρόβιλος με κέντρο το νησί Catalina (Catalina eddy). Η αναστροφή εξασθενεί, το στρώμα ανάμιξης βαθαίνει, οι

συγκεντρώσεις στην ορεινή περιοχή μειώνονται, ενώ μεταφέρονται ρύποι στη δυτική πλευρά του ΛΑ.

Στη συνέχεια γίνεται προσομοίωση του φαινομένου με την εφαρμογή του μη υδροστατικού μοντέλου MM5. Σκοπός είναι η βέλτιστη αναπαραγωγή των μετεωρολογικών παραμέτρων και η χρήση αυτών από την υπηρεσία περιβάλλοντος της Καλιφόρνια για τη προσομοίωση της ποιότητας αέρα με φωτοχημικό μοντέλο, με σκοπό τη διερεύνηση των επεισοδίων ρύπανσης στην περιοχή.

Για τις προσομοιώσεις χρησιμοποιούνται 4 πεπλεγμένα πεδία από τα οποία το εσωτερικό έχει ανάλυση 5 km. Στη βασική προσομοίωση αναφοράς, μόνο οι αρχικές και οι οριακές συνθήκες υπολογίζονται από αναλύσεις μεγάλης κλίμακας. Στη δεύτερη προσομοίωση γίνεται αφομοίωση των τιμών των αναλύσεων κάθε 12 ώρες. Στην τρίτη προσομοίωση, επιπλέον ενσωματώνονται (με χωρική και χρονική παρεμβολή) όλες οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις, επιφάνειας και ύψους. Γίνεται επίσης αναπροσδιορισμός της χρήσης γης του λεκανοπεδίου με βάση νεώτερους χάρτες, και διορθώσεις στις τιμές του μήκους τραχύτητας. Στην τέταρτη προσομοίωση προσθέτονται δύο ακόμα οριζόντια επίπεδα με το κατώτερο στα 7m για καλύτερη ανάλυση κοντά στην επιφάνεια.

Στη συνέχεια γίνεται σύγκριση μεταξύ των μετεωρολογικών παραμέτρων των 4 προσομοιώσεων η οποία κυρίως εστιάζεται στη ζώνη σύγκλισης κατά τη χρονική περίοδο της μελέτης. Για τη ποσοτική εκτίμηση των αποτελεσμάτων επιφανειακής θερμοκρασίας και βαθμωτού ανέμου χρησιμοποιείται το λογισμικό MAPS και γίνεται σύγκριση των χρονοσειρών των μέσων τιμών παρατηρήσεων με τις αντίστοιχες τιμές των προσομοιώσεων στα σημεία των σταθμών.

Τα αποτελέσματα της απλής προσομοίωσης (προσομοίωση α), εκτός από την ημερήσια κύμανση, δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερη διαφοροποίηση κατά τη χρονική περίοδο ενδιαφέροντος (4-6/8). Συγκεκριμένα οι θερμοκρασίες παραμένουν σταθερές, το πεδίο ανέμου χωρίς σημαντικές διαφοροποιήσεις, και δεν υπολογίζεται η αναμενόμενη ζώνη σύγκλισης στις 5/8.

Η εισαγωγή της αφομοίωσης αναλύσεων (προσομοίωση β) βελτιώνει την ποιότητα της πρόγνωσης, υπολογίζοντας καλύτερα τη θέση του τοπικού ridge στα 700mb, την αύξηση της θερμοκρασίας στις 5/8, την ενίσχυση των αναβατών, και το σχηματισμό της ζώνης σύγκλισης. Στην ίδια προσομοίωση, μετά από αναπροσδιορισμό της θερμοκρασίας βάθους εδάφους στην εξίσωση θερμικού ισοζυγίου στο έδαφος, οι τιμές της θερμοκρασίας τη νύχτα μειώνονται κατά 10%, και έρχονται πιο κοντά στις μετρούμενες τιμές. Η επιπλέον αφομοίωση των μετρήσεων (προσομοίωση γ) φέρνει μικρές τοπικές μεταβολές στα επιφανειακά πεδία και η βελτίωση στην πρόγνωση φαίνεται κυρίως στη σύγκριση των στοιχείων καθ' ύψος. Ο υπολογισμός των παραμέτρων κοντά στην επιφάνεια, (προσομοίωση δ) μειώνουν την ένταση του ανέμου στη θάλασσα και σε ορεινές περιοχές του λεκανοπεδίου, όπου οι προηγούμενες προσομοιώσεις έδωσαν υψηλές τιμές. Η τελική αυτή προσομοίωση χρησιμοποιήθηκε από την υπηρεσία περιβάλλοντος της Καλιφόρνια για την εφαρμογή φωτοχημικού μοντέλου με το οποίο υπολογίστηκαν με καλή προσέγγιση οι επιφανειακές τιμές όζοντος για τη χρονική περίοδο ενδιαφέροντος.

**KEY WORDS:** sea breeze, ozone, convergence zones, Los Angeles

## **SUMMARY**

The purpose of this Ph.D. thesis is the study of local circulations and mainly sea breeze over complex topography focusing on the Los Angeles Basin area.

The first part of this thesis deals with the theoretical basis of sea breeze structure and formation and the influence of the gradient wind and topography, including a review of the most important analytical and numerical models.

An initial investigation of the sea breeze for the small, almost circular island of Nisyros was performed, using wind measurements from a meteorological campaign held throughout the year 1990. Data grouping revealed thermal circulations diurnal variation mainly over coastal sites, while inland ones showed a more complex wind field. Simulations carried out with the non-hydrostatic model TVM, underestimated nighttime winds, and failed to predict satisfactorily the diurnal variation of low speeds in the island inland sites.

The main part of this thesis was the study of the sea breeze evolution in the Los Angeles Basin (LA) during the period 4-6 August 1997, when high ozone concentrations were observed, with peak values in the afternoon of 5/8, over the mountainous areas at the eastern part of the Basin. Data analysis was initially carried out. Meteorological data for this case, provided by Southern California Ozone Study (SCOS97), included hourly temperature wind, humidity and ozone observations at 110 surface sites, 6-hourly upper air wind, temperature and humidity from 12 rawinsonde sites, and hourly winds and temperatures from 26 profilers.

The main feature of the meteorological conditions, was the relatively rare westward shift of the central USA ridge at 500mb, towards the study area. At the surface, the summertime general circulation Pacific High over the Pacific Ocean strengthened, and thermal inverted low over land deepened, resulting in pressure gradient reaching a maximum value in the afternoon of 5/8, which temporarily increased surface northwesterly winds over the ocean and LA coastal areas. At 850mb, inverted trough and thermal advection produced general warming from noon of 4/8 up to noon of 6/8. In addition, on 5/8, the temporary westward movement of local ridge at approximately

700mb, shifted the winds from the usual westerly, to more unusual northwesterly direction. The anticyclonic circulation resulted in strong (5-10 K) elevated temperature inversion with its base lowering at 50-100m above surface level and its top at 800m, was mainly detected over island and coastal stations. The humid and cooler air mass below the inversion base formed the Marine Boundary Layer (MBL).

Surface data analysis showed that surface warming produced strong temperature gradient over the coast, which resulted in sea breeze formation. Sea breeze formed after upslope mountain flows, as sloping surfaces warm faster than plain. The sea breeze front was also tracked by profilers and rawinsonde data analysis.

The cool and humid MBL air mass advected by the sea breeze, produced cooling and moisture increase at levels 100-200m, below the inversion base, at coastal sites. Due to surface warming and vertical convection, gradually the two different air masses mixed, the elevated inversion weakened, its base was higher and the air mass below the inversion drier and deeper. The elevated inversion was not detected over the mountainous sites over the Eastern LA, due to limited influence of the ridge which, due to its position, had a larger effect over western parts.

The profilers hourly wind data at coastal sites, showed westerly onshore flow up to 1000m, capped by a shallow return flow, during noon and afternoon. The onshore sea breeze flow was not limited by the elevated inversion, as its vertical extent was higher than the inversion top. During the night, the winds turned easterly (offshore) due to land breeze and downslope winds.

During noontime of 5/8, the surface winds were similar to the previous day, but the flow above 500m strengthened, resulting in strong westerly northwesterly winds. The strong onshore winds were due to surface (extending to 850mb) pressure gradient reaching maximum value at that time, and not to sea breeze. The warming of 5/8, resulted in stronger easterly upslope winds over the eastern mountainous LA. In addition, the easterly-northeasterly winds at 700mb (due to local ridge position) added an easterly component at higher altitude sites. The resulting offshore flow combination prevented the further onshore flow penetration, producing convergence and ozone accumulation over the western mountain parts. The maximum surface values reached 187ppb as the elevated inversion prevented vertical dispersion. The following day (6/8), the surface winds

shifted to southerly and an eddy centered over Catalina island (Catalina eddy) formed. The inversion weakened, the mixed layer deepened, the ozone concentrations over LA mountainous area lowered, and a secondary maximum over the western part of LA Basin occurred.

Four MM5 non-hydrostatic model simulations were carried out, aiming to the best possible calculated fields. The modeled fields were used by the Environmental Protection Agency for air quality simulations, as a contribution to research on occurrence of high ozone concentrations over LA Basin.

Four nested domains were used for the simulations, the inner with a grid resolution of 5 km. The control run (RUN1) was carried out with only initial and boundary conditions from large scale analyses. At the second simulation (RUN2), the 12 hourly analyses interpolated in time and space were nudged to the model grid values. At the third simulation (RUN3), all the surface and upper-air observations were also nudged (FDDA), and an update of urban land-use and roughness length corrections was performed. At the fourth simulation (RUN4) a better vertical resolution near the surface, was achieved by adding two more horizontal levels. Qualitative comparison of the four simulations was performed, focusing mainly on the convergence zone formation. Quantitative comparison of surface temperatures and gradient winds time series at the sites grid points was carried out with MAPS software.

The control run (RUN1), apart from the diurnal variation, did not show any particular change during the case period. Specifically, the temperatures, mainly during daytime remained almost constant, the wind field did not show any significant variation, and the 5/8 convergence zone was not satisfactorily calculated. Analysis nudging run (RUN2), improved model accuracy, correctly locating the local ridge at 700mb, predicting temperature increase on 5/8, upslope thermal flows and convergence zone. Nighttime winds, overestimated by this run, were reduced by 10%, when deep soil temperature of the force-restore surface temperature prediction equation was adjusted. FDDA observational nudging run, (RUN3) produced little local surface variations and the improvement was mainly seen at the upper-air data comparison. The near-surface model results (RUN4), reduced the wind overestimation of the previous runs over the ocean and mountainous areas.

## I. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή έχει σαν αντικείμενο την επίδραση των κυκλοφοριών μέσης κλίμακας και κυρίως της θαλάσσιας αύρας στη διαμόρφωση της μετεωρολογίας σε περιοχές με ανώμαλη τοπογραφία.

Στα κεφάλαια που ακολουθούν δίνεται το θεωρητικό υπόβαθρο της δημιουργίας και δομής της θαλάσσιας αύρας, η επίδραση του συνοπτικού ανέμου και της τοπογραφίας, και η διαμόρφωσή της γύρω από νησιά, με έμφαση στη μελέτη της στο νησί της Νισύρου.

Το κυριότερο μέρος της διατριβής περιλαμβάνει τη μελέτη των μετεωρολογικών συνθηκών και των τοπικών κυκλοφοριών ως προς τη δημιουργία ζωνών σύγκλισης στην ορεινή περιοχή του λεκανοπεδίου του Λος Αντζελες Καλιφόρνια (που από εδώ και στο εξής θα λέγεται ΛΑ) και την επίδρασή τους στη διασπορά του τροποσφαιρικού όζοντος.

Το ΛΑ (Σχ.1,2) εμφανίζει πολύ συχνά αυξημένες συγκεντρώσεις ρύπων και κυρίως όζοντος. Βάσει της νομοθεσίας των ΗΠΑ (Environmental Protection Agency) για να θεωρείται μια μέρα επιβαρυνόμενη πρέπει η μέγιστη μέση ωριαία τιμή να ξεπερνά τα 120ppb. Σύμφωνα με το South Coast Management District,(www.aqmd.gov) το 1976 στην Καλιφόρνια οι επιβαρυνόμενες μέρες ανέρχονται σε 194 ανά έτος ενώ εμφανίζουν σταδιακή μείωση. Έτσι, ο αριθμός των αντίστοιχων ημερών ανέρχονται σε 90 το 1996 και μόλις 28 το 2008. Οι ημέρες αυτές εμφανίζονται κατά κύριο λόγο κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και φθινοπώρου.

Σε μία τυπική καλοκαιρινή μέρα, κλιματολογικά, κυριαρχούν οι μέσης κλίμακας κυκλοφορίες (θαλάσσιες αύρες, άνεμοι ορέων και κοιλάδων) οι οποίες διαμορφώνονται βάσει της ακτογραμμής και τοπογραφίας, και είναι οι βασικοί παράγοντες της μεταφοράς των ρύπων.



Χαρακτηριστική συνοπτική κατάσταση για τη Δυτική ακτή των ΗΠΑ είναι η αντικυκλωνική κυκλοφορία στον Ειρηνικό, η θερμική ύφεση στην ξηρά και η διαρκής παρουσία αναστροφής ύψους και θαλασσίου οριακού στρώματος στην παράκτια περιοχή. Οι παράγοντες αυτοί σε συνδυασμό με την τοπογραφία διαμορφώνουν την ένταση, διάρκεια και έκταση της θαλάσσιας αύρας που δρα σε συνδυασμό και με τους αναβάτες. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η δημιουργία ζωνών σύγκλισης στο πέρασμα ανάμεσα στα βουνά, σημαντικός παράγοντας για τη συσσώρευση των ρύπων.

Το όζο, ο πιο σημαντικός ρύπος της περιοχής, παράγεται από τα NO<sub>x</sub> και VOC (Volatile Organic Compounds) μέσω φωτοχημικών αντιδράσεων στην αστική περιοχή και μεταφέρεται από τον άνεμο προς την εσωτερική ορεινή περιοχή όπου και εμφανίζονται αυξημένες συγκεντρώσεις κυρίως τις απογευματινές ώρες.

Η ανάγκη για έρευνα πάνω στις συνθήκες που ευνοούν τη δημιουργία επεισοδίων ρύπανσης και την προσομοίωση τους είναι σημαντική. Σκοπός είναι η λήψη των πιο κατάλληλων και κοινωνικά αποδεκτών μέτρων για τον περιορισμό τους. Οι προσπάθειες που γίνονται είναι αφ' ενός πειραματικές εκστρατείες με συλλογή μετεωρολογικών και ποιότητας αέρα δεδομένων σε όσο γίνεται περισσότερα σημεία-κλειδιά, και αφ' ετέρου προσομοιώσεις με χρήση κατάλληλων μετεωρολογικών και φωτοχημικών μοντέλων που δίνουν μεγαλύτερη λεπτομέρεια σε πυκνό πλέγμα ώστε να καλύπτει όλη την περιοχή μελέτης. Από τις πιο σημαντικές πειραματικές εκστρατείες είναι το πρόγραμμα SCCAMP (South Central Coast Cooperative Aerometric Monitoring Program) (Hanna et al. 1991) που παρείχε δεδομένα για την περιοχή της Santa Barbara το φθινόπωρο του 1985, και η SCQAS (Southern California Air Quality Study) (Lawson 1990) αντίστοιχα για το καλοκαίρι και φθινόπωρο του 1987 στο ΛΑ.

Η πιο πρόσφατη εκστρατεία στην οποία στηρίζεται η μελέτη αυτή είναι η SCOS97-NARSTO (Southern California Ozone Study-North American Research Strategy for Tropospheric Ozone) που στο εξής θα αναφέρεται σαν SCOS97. Το δίκτυο μετεωρολογικών και ποιότητας αέρα μετρήσεων, συγκέντρωσε δεδομένα από τις 16 Ιουνίου μέχρι 15 Οκτωβρίου 1997 με σκοπό την ανάπτυξη βάσεων δεδομένων για πειραματική ανάλυση και χρήση φωτοχημικών μοντέλων που οδηγούν στην καλύτερη

κατανόηση των διαδικασιών παραγωγής υψηλών συγκεντρώσεων όζοντος στο ΛΑ και στη Νότια Καλιφόρνια. Η βάση που προέκυψε είναι η πληρέστερη μέχρι σήμερα. Περιλαμβάνεται μεγαλύτερο δίκτυο μετρήσεων καθ' ύψος και περισσότεροι σταθμοί στο εσωτερικό του ΛΑ, ενώ οι προηγούμενες μελέτες είχαν στη διάθεσή τους μόνο παραλιακούς σταθμούς.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η χρονική περίοδος 4-6 Αυγούστου επειδή παρατηρήθηκαν οι υψηλότερες συγκεντρώσεις όζοντος της περιόδου, στην ορεινή περιοχή του λεκανοπεδίου.

Σκοπός της παρούσας διδακτορικής διατριβής, είναι η μελέτη της μετεωρολογίας κατά τη διάρκεια του επεισοδίου όζοντος της περιόδου 4-6 Αυγούστου 1997, και η σημασία των ζωνών σύγκλισης στη συσσώρευση των ρύπων. Αυτό γίνεται με μελέτη των αρκετά πυκνών μετρήσεων αλλά και με χρήση μετεωρολογικού μοντέλου το οποίο δίνει πληροφορία των μετεωρολογικών παραμέτρων σε όλο το πλέγμα του ΛΑ. Το California Air Resources Board (CARB) χρηματοδότησε το ερευνητικό αυτό πρόγραμμα με σκοπό τη δημιουργία όσο γίνεται πιο αξιόπιστων μετεωρολογικών πεδίων, ώστε στη συνέχεια να γίνει σωστή προσομοίωση ποιότητας αέρα με φωτοχημικό μοντέλο.

Από τα υπάρχοντα μετεωρολογικά μοντέλα επιλέχτηκε το MM5 λόγω της δυνατότητάς του να 'διορθώνει' τις τιμές της προσομοίωσης με συνοπτικές αναλύσεις αλλά και με τις πειραματικές μετρήσεις ανά τακτά χρονικά διαστήματα, και της δυνατότητας χρήσης πεπλεγμένων πεδίων που επιτρέπουν προσομοιώσεις μεγαλύτερης έκτασης με λεπτομέρεια στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Οι διαφορετικές προσομοιώσεις που έγιναν έδειξαν ότι η χρήση της αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων βελτίωσε την πρόγνωση της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια και την αποτελεσματικότητα του μοντέλου όσον αφορά την προσομοίωση των ζωνών σύγκλισης στην ορεινή περιοχή.

Η αφομοίωση μετρήσεων έφερε μικρές τοπικές μεταβολές στα επιφανειακά πεδία και η βελτίωση στην πρόγνωση φάνηκε κυρίως στη σύγκριση των στοιχείων καθ' ύψος. Η αναπροσαρμογή του μήκους τραχύτητας, και ο υπολογισμός των παραμέτρων κοντά στην επιφάνεια μείωσαν την ένταση του ανέμου στη θάλασσα και σε ορεινές περιοχές του λεκανοπεδίου, όπου οι προηγούμενες προσομοιώσεις έδωσαν υψηλές τιμές.

Ποσοτικές εκτιμήσεις της χρονικής εξέλιξης της θερμοκρασίας και του βαθμωτού ανέμου έγιναν με το λογισμικό MAPS (Teche, 2001,2004).

Στα πλαίσια της μελέτης της θαλάσσιας αύρας εξετάζεται επίσης η συμπεριφορά της σε συνδυασμό και με αναβάτες στο μικρό ηφαιστιογενές νησί της Νισύρου. Στην προσομοίωση της χρησιμοποιείται το μη-υδροστατικό μοντέλο Topographic Vorticity Model (TVM) και γίνεται σύγκριση με πειραματικές μετρήσεις ανέμου και θερμοκρασίας σε επιλεγμένη μέρα από πειραματική εκστρατεία του 1990. (Lalas et al.1992)

Μεγάλο μέρος της διδακτορικής διατριβής έγινε στο San Jose State University (SJSU) ΗΠΑ. Το πανεπιστήμιο αυτό, λόγω της συνεργασίας του με τον CARB, έλαβε χρηματοδότηση για το ερευνητικό πρόγραμμα μελέτης του ΛΑ και είχε στη διάθεση του όλα τα μετεωρολογικά στοιχεία της SCOS97.

## II. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η διατριβή αυτή αποτελείται από επτά κεφάλαια:

Στο **πρώτο κεφάλαιο** δίνεται το θεωρητικό υπόβαθρο της δημιουργίας και δομής της θαλάσσιας αύρας, η επίδραση του γεωστροφικού ανέμου και της τοπογραφίας, και η διαμόρφωσή της γύρω από νησιά. Επιπλέον, γίνεται ιστορική ανασκόπηση των κυριότερων αναλυτικών και αριθμητικών μοντέλων υπολογισμού της. Δίνεται έμφαση στη μελέτη της στο νησί της Νισύρου με τη βοήθεια της χρήσης του μοντέλου TVM.

Στο **δεύτερο κεφάλαιο** γίνεται αναφορά στην υπάρχουσα γνώση σχετικά με την κλιματολογία της περιοχής του ΛΑ, και τα ειδικά χαρακτηριστικά των τοπικών κυκλοφοριών όπως αυτές διαμορφώνονται σε συνθήκες αντικυκλωνικής αναστροφής. Γίνεται επίσης ανασκόπηση της βιβλιογραφίας όσον αφορά τις πειραματικές μελέτες και αριθμητικές προσομοιώσεις για την περιοχή.

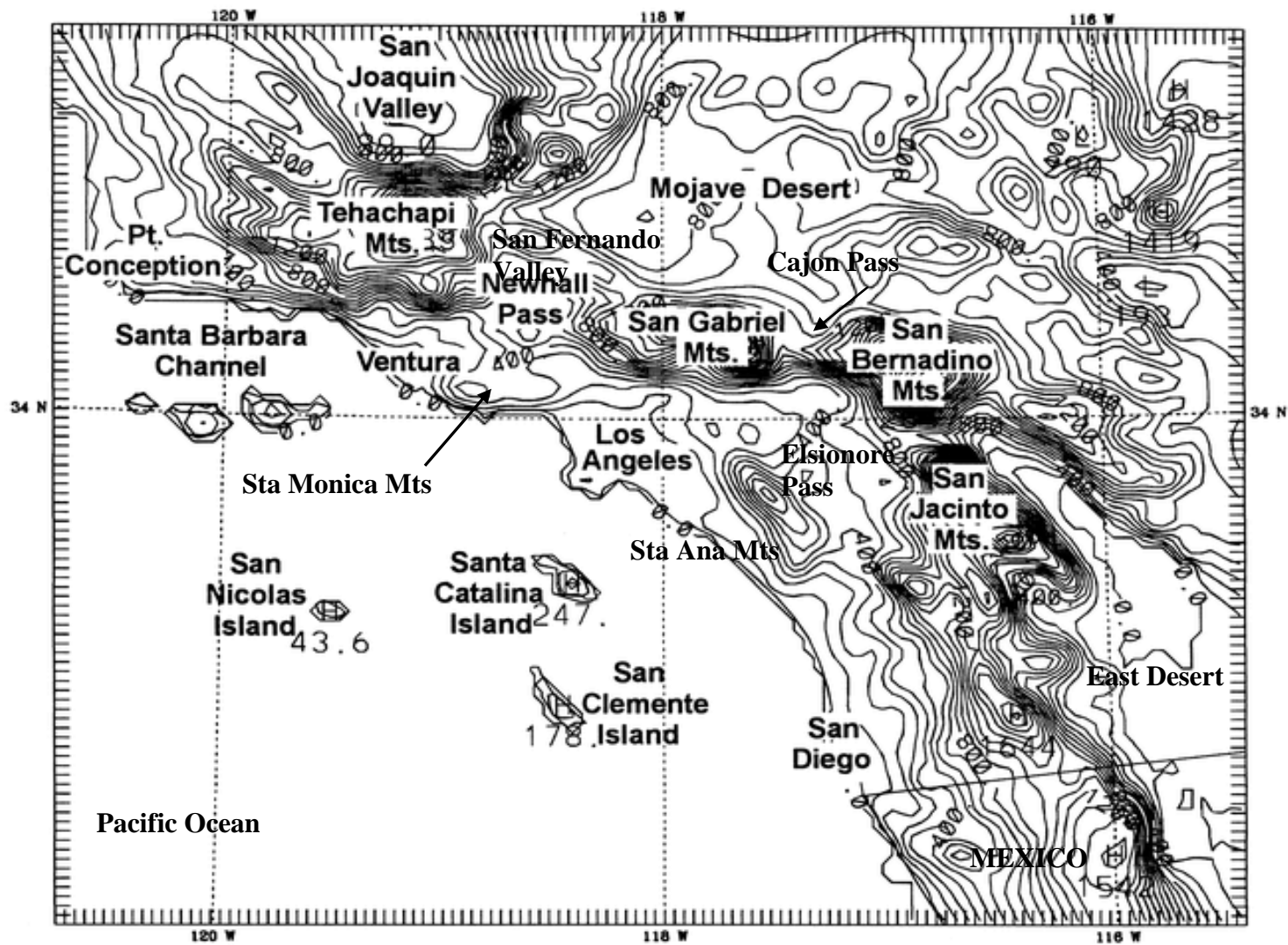
Στο **τρίτο κεφάλαιο** περιγράφεται το μοντέλο MM5 το οποίο χρησιμοποιείται στη μελέτη με έμφαση στις μεθόδους αφομοίωσης αναλύσεων (Analysis Nudging) και μετρήσεων (Four Dimensional Data Assimilation).

Στο **τέταρτο κεφάλαιο** αναλύεται η μεθοδολογία η οποία ακολουθήθηκε για τη μελέτη αυτή η οποία περιλαμβάνει περιγραφή των πειραματικών δεδομένων, συνοπτική κατάσταση, υπολογιστική μεθοδολογία γραφημάτων και σχεδιασμό της προσομοίωσης με το μοντέλο MM5.

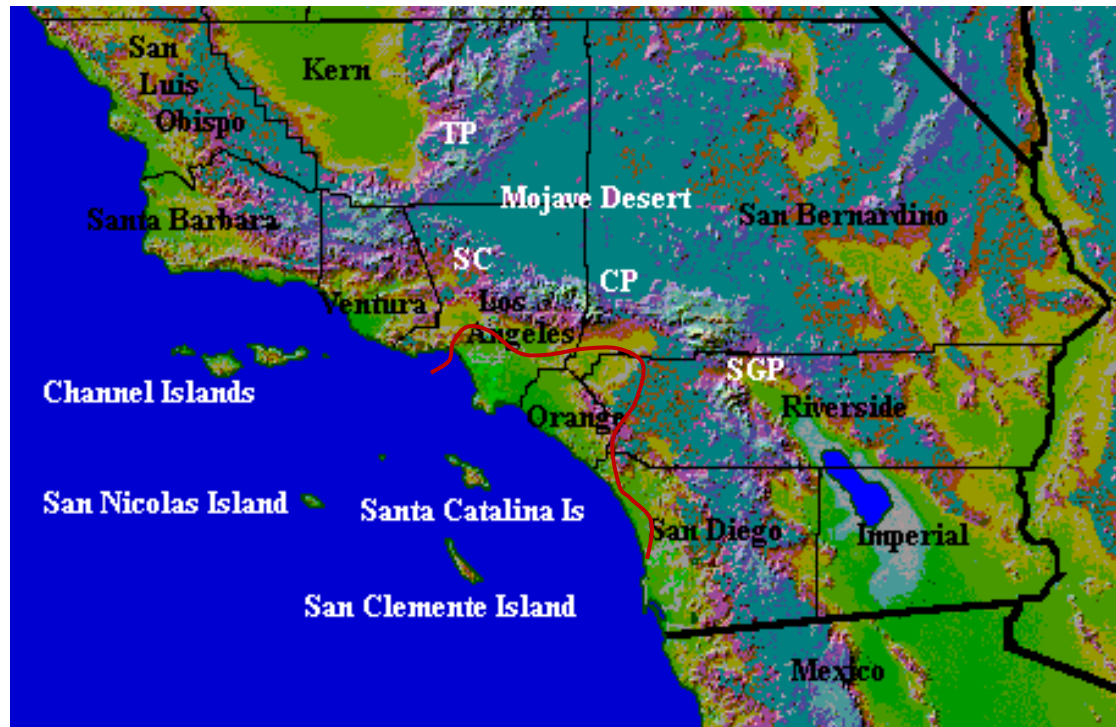
Στο **πέμπτο κεφάλαιο** εξετάζεται με βάση τα πειραματικά στοιχεία η μετεωρολογία κατά τη διάρκεια των ημερών αυτών, κατά την οποία επικρατούν συνθήκες αντικυκλωνικής κυκλοφορίας, θέρμανσης και ισχυρής αναστροφής ύψους. Ο συνδυασμός θαλάσσιας αύρας και αναβατών ανέμων, δημιουργούν ζώνες σύγκλισης στα περάσματα μεταξύ των βουνών, υπεύθυνες για τη συσσώρευση ρύπων.

Στο **έκτο κεφάλαιο** δίνονται τα αποτελέσματα των διαφορετικών προσομοιώσεων (απλή, με αφομοίωση αναλύσεων και μετρήσεων) με το μοντέλο MM5 και γίνεται σύγκριση μεταξύ τους αλλά και με τα πειραματικά στοιχεία.

Στο **έβδομο κεφάλαιο** γίνεται ανακεφαλαίωση της μελέτης και αναφορά στη χρησιμότητά της και σε μελλοντική έρευνα.



Σχ. (1) : Το λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες (τοπογραφία ανά 100m)



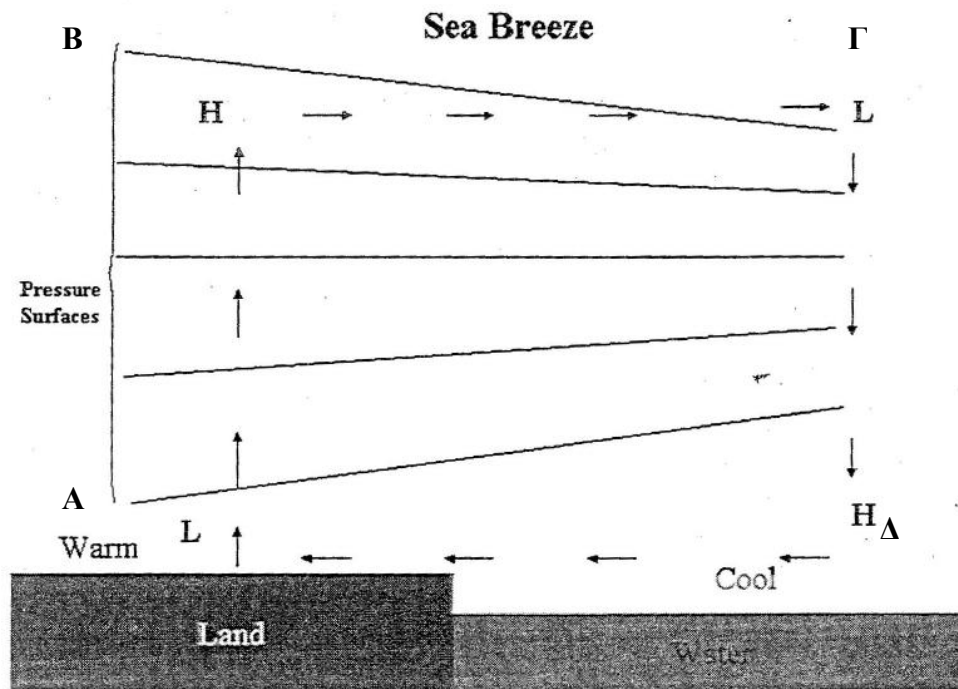
Σχ (2) Έγχρωμη απεικόνιση του Λεκανοπεδίου του Λος Άντζελες. Με μαύρα γράμματα τα γεωγραφικά διαμερίσματα (counties) , και με άσπρα τα γεωγραφικά στοιχεία (TP-Tehachapi Pass, SC-Soledad Canyon, CP-Cajon Pass, SGP-San Gorgonio Pass). Με κόκκινη γραμμή περικλείεται η αστική περιοχή του ΛΑ.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1-Θαλάσσια Αύρα: θεωρητικό υπόβαθρο**

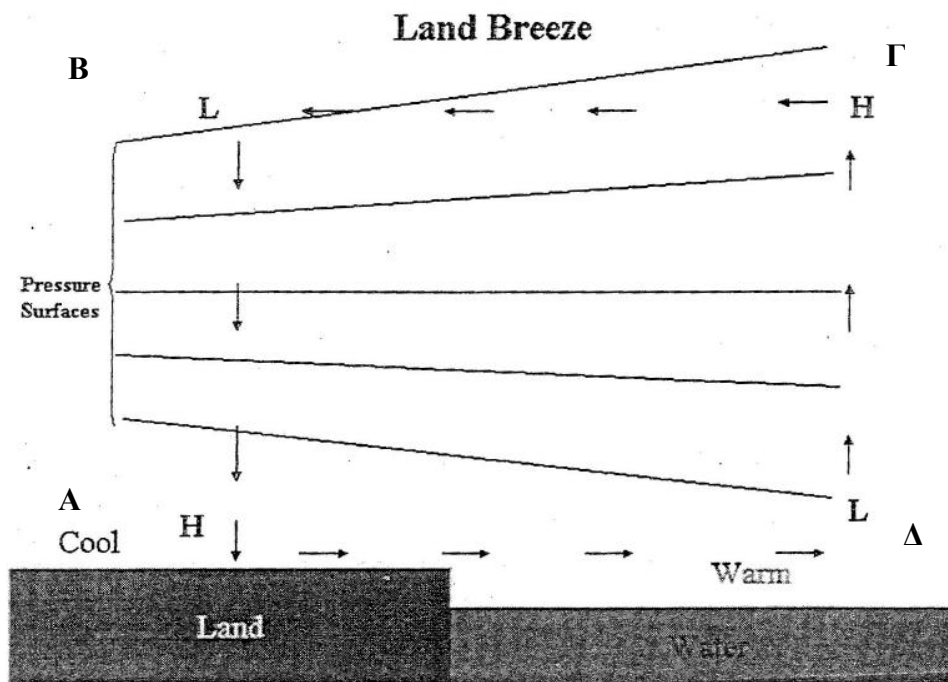
### **1.1 Δημιουργία και δομή θαλάσσιας αύρας.**

Η θαλάσσια αύρα ανήκει στην κατηγορία των ημερήσιων ανέμων και είναι αποτέλεσμα της θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Λόγω της μεγαλύτερης θερμοχωρητικότητας της θάλασσας σε σχέση με την ξηρά, (4.2 έναντι 1.3 KJ/K ανά kg) κατά τη διάρκεια της ημέρας η ξηρά θερμαίνεται γρηγορότερα από τη θάλασσα σχηματίζοντας αρχικά βαθμίδα θερμοκρασίας της τάξης του 1K ανά 20km (Hsu, 1967) στο οριζόντιο επίπεδο. Αντίστοιχα θερμαίνεται και η στήλη αέρα πάνω από την ξηρά και εκτονώνεται γρηγορότερα από την αντίστοιχη πάνω από τη θάλασσα. (Σχ. 1.1.1α). Λόγω της εκτόνωσης του αέρα, η απόσταση μεταξύ των ισοβαρών είναι τώρα μεγαλύτερη πάνω από την ξηρά από ότι πάνω από τη θάλασσα και οι ισοβαρείς κάμπτονται. Σε ένα σταθερό επίπεδο πάνω από ξηρά και θάλασσα, (κατά μήκος της ΒΓ) η πίεση είναι τώρα μεγαλύτερη στο θερμότερο αέρα πάνω από την ξηρά από τον αντίστοιχο ψυχρότερο πάνω από τη θάλασσα. Η βαθμίδα αυτή πίεσης (της τάξης του 1mb στα 50km, Atkinson 1981) προκαλεί ροή αέρα από το σημείο Β στο Γ (από τη μεγαλύτερη προς τη μικρότερη πίεση). Η ροή αυτή εκτοπίζει αέρα από το σημείο Β πάνω από την ξηρά, με αποτέλεσμα η πίεση (που αντιστοιχεί στο βάρος αέρα πάνω από την ξηρά) σε χαμηλά επίπεδα (στο Α) να πέφτει. Αντίστοιχα, η πίεση στο Δ σταδιακά αυξάνει λόγω της συσσώρευσης αέρα πάνω από τη θάλασσα και κατά συνέπεια δημιουργείται ροή αέρα μεταξύ Δ και Α λόγω της βαθμίδας πίεσης. Η ροή αυτή είναι η θαλάσσια αύρα.

Αποτέλεσμα της οριζόντιας ροής είναι και οι κατακόρυφες κινήσεις. Στην ξηρά, το εισερχόμενο ρεύμα συσσωρεύει αέρα στα χαμηλά επίπεδα, ενώ στα υψηλά επίπεδα το ρεύμα προς τη θάλασσα αφαιρεί αέρα. Το αποτέλεσμα είναι ο αέρας στην ξηρά να ανέρχεται από τα χαμηλά προς τα ψηλά επίπεδα ώστε να αντικαταστήσει αυτόν που εκτοπίζεται. Δημιουργείται έτσι κλειστό σύστημα κυκλοφορίας με τη θαλάσσια αύρα να πνέει κοντά στην επιφάνεια, ανοδικές κινήσεις πάνω από την ξηρά, καθοδικές πάνω από τη θάλασσα, και ένα ρεύμα επιστροφής. (Σχ. 1.1.1α).

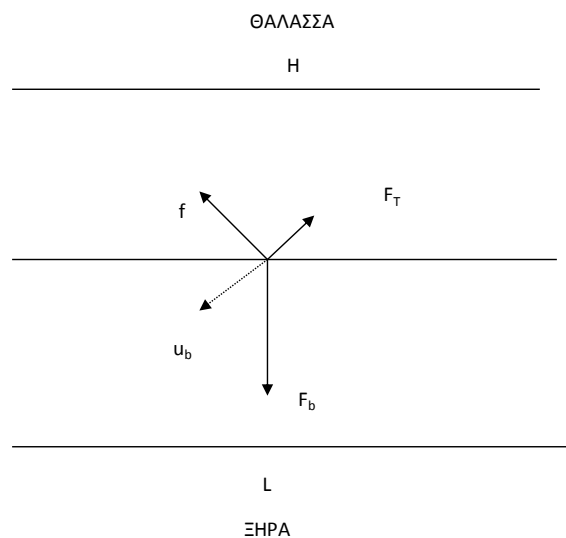


Σχ (1.1.1 α) Κλειστή κυκλοφορία θαλάσσιας αύρας όπου φαίνεται η ροή του αέρα από την ψυχρότερη θάλασσα προς την ξηρά κοντά στην επιφάνεια και το ρεύμα επιστροφής στα ανώτερα επίπεδα.  
(Σχήμα από Sterbis, 2000)



Σχ (1.1.1β) Κλειστή κυκλοφορία απόγειας αύρας όπου φαίνεται η ροή του αέρα από την ψυχρότερη ξηρά προς τη θάλασσα κοντά στην επιφάνεια και το ρεύμα επιστροφής στα ανώτερα επίπεδα.(Σχήμα από Sterbis, 2000)





**Σχ. (1.1.2) Δυνάμεις που επιδρούν για το σχηματισμό της θαλάσσιας αύρας ( $U_b$ ). Δύναμη βαροβαθμίδας ( $F_b$ ), δύναμη τριβής ( $F_T$ ), δύναμη Coriolis ( $f$ )**

Με τη δύση του ήλιου, η ηλιακή θέρμανση έχει υποχωρήσει και υπερτερεί η ψύξη εξ' αιτίας της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος. Έτσι, η βαθμίδα θερμοκρασίας μειώνεται σταδιακά και οι ισοβαρείς ξαναγίνονται οριζόντιες με αποτέλεσμα την εξασθένηση έως και εξαφάνιση της αύρας. Αργότερα, και ενώ η ψύξη συνεχίζεται, η στήλη αέρα κοντά στην ξηρά είναι ψυχρότερη από ότι αυτή πάνω από τη θάλασσα λόγω και πάλι της μικρότερης θερμοχωρητικότητας του εδάφους. Σε αντιστοιχία με το κύτταρο της θαλάσσιας αύρας, η πίεση τώρα σε υψηλότερα επίπεδα είναι σχετικά μεγαλύτερη πάνω από τη θάλασσα (στο Γ) (Σχ. 1.1.1β) και μικρότερη πάνω από την ξηρά. Το ρεύμα από την θάλασσα προς την ξηρά κατά μήκος της (ΓΒ) που δημιουργείται οδηγεί σε εκτόπιση του αέρα πάνω από τη θάλασσα, συσσώρευση αέρα στο Β και αντίστοιχα αύξηση της πίεσης στα χαμηλά επίπεδα πάνω από την ξηρά. Κατά συνέπεια δημιουργείται ροή αέρα από την ξηρά προς τη θάλασσα σε χαμηλά επίπεδα σαν αποτέλεσμα της οριζόντιας βαροβαθμίδας. Αυτή η ροή είναι η απόγεια αύρα. Η κλειστή κυκλοφορία συμπληρώνεται με ανοδικές κινήσεις πάνω από τη θάλασσα και καθοδικές πάνω από την ξηρά.

Επειδή οι διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς-θάλασσας είναι μικρότερες τη νύχτα, οι απόγειες αύρες είναι ασθενέστερες από τις ημερήσιες. Λόγω της ευστάθειας του νυκτερινού οριακού στρώματος πάνω από την ξηρά η κατακόρυφη ανάμιξη περιορίζεται

κοντά στο έδαφος, και έτσι η απόγεια αύρα φτάνει σε χαμηλότερο ύψος από την ημερήσια.

Ο σχηματισμός και η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας εξαρτάται κυρίως από τους παρακάτω παράγοντες:

- διαφορά θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας που έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία οριζόντιας βαροβαθμίδας.
- δύναμη τριβής, η οποία είναι αντίθετης φοράς και την επιβραδύνει. Εξαρτάται από τη φύση του εδάφους στην ξηρά.
- συνοπτικός άνεμος που μπορεί να τη διαμορφώσει
- δύναμη Coriolis, η οποία στρέφει το άνυσμα της προς τα δεξιά στο βόρειο ημισφαίριο και αριστερά στο νότιο.
- κατακόρυφες διακυμάνσεις της τυρβώδους διάχυσης,
- ευστάθεια, η οποία περιορίζει την κατακόρυφη ανάπτυξή της.
- Τοπογραφία και εδαφική ετερογένεια

Οι βασικές δυνάμεις που επηρεάζουν τη δημιουργία της θαλάσσιας αύρας που απεικονίζονται στο Σχήμα (1.1.2) και είναι: η δύναμη βαροβαθμίδας ( $F_b$ ) κάθετη στις ισοβαρικές επιφάνειες μεταξύ ξηράς-θάλασσας, η δύναμη Coriolis ( $f$ ) που εκτρέπει το άνυσμα της θαλάσσιας αύρας ( $u_b$ ) προς τα δεξιά και η δύναμη τριβής ( $F_t$ ) που είναι αντίθετη προς την κίνηση. Οι δυνάμεις αυτές ισορροπούν μεταξύ τους ώστε η κίνηση να είναι ευθύγραμμη και ομαλή.

Στα παρακάτω κεφάλαια αναλύονται με λεπτομέρεια οι παράγοντες που επηρεάζουν τη δομή και εξέλιξη της θαλάσσιας αύρας.

## **1.2 Έκταση και διάρκεια της θαλάσσιας αύρας.**

Έχει υπολογιστεί ότι για το σχηματισμό της αύρας, διαφορές θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας των 5K περίπου τουλάχιστο είναι αναγκαίες. (Simpson, 1994). Οι εντονότερες βαθμίδες πίεσης και θερμοκρασίας όπως είναι αναμενόμενο, εμφανίζονται κοντά στο όριο ξηράς-θάλασσας. Κατά συνέπεια, η αύρα είναι ισχυρότερη κοντά στην ακτή και η

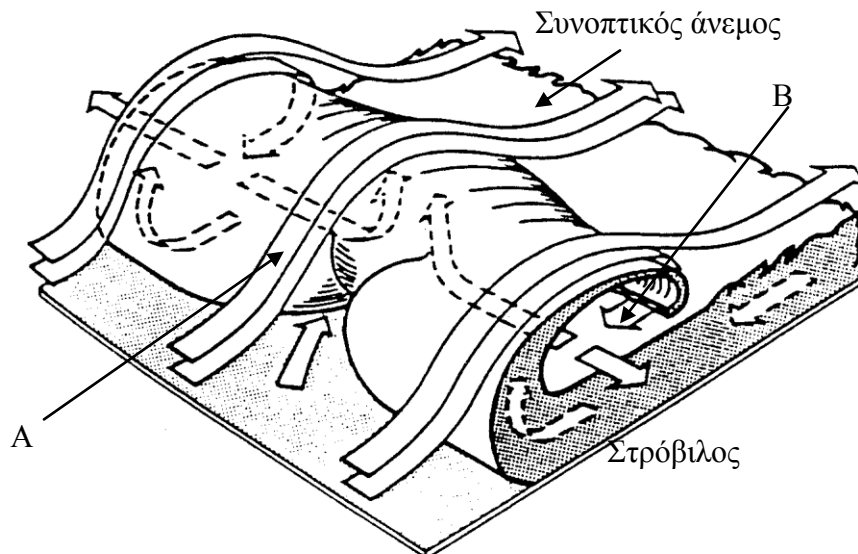
έντασή της μειώνεται συναρτήσει της απόστασης στο εσωτερικό. Επειδή η μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας παρατηρείται το απόγευμα, οι θαλάσσιες αύρες είναι ισχυρότερες το απόγευμα. Αυτό επηρεάζει και το βάθος της, το οποίο νωρίς το πρωί, φτάνει τα 50m στην ακτή και αργότερα ανέρχεται σε μεγαλύτερα ύψη που μπορεί να φτάσουν και τα 3km σε απόσταση 20-50km από την ακτή (Simpson, 1994) Η επέκταση του κυττάρου προς την πλευρά της θάλασσας έχει υπολογιστεί μεγαλύτερη από αυτή στην ξηρά (Arritt, 1989). Τη μεγαλύτερη κατακόρυφη έκταση έχουν οι ημερήσιες αύρες σε τροπικές περιοχές (Wexler, 1946). Η δύναμη τριβής που είναι αντίθετη στο άνυσμα της αύρας, παίζει σημαντικό ρόλο στη διάρκεια και την ώρα της μέγιστης τιμής της. Η μέγιστη ταχύτητα της ημερήσιας αύρας παρατηρείται σε ύψη γύρω στα 100m, πάνω από το στρώμα τριβής, όπου οι τιμές σε αυτό το ύψος δεν επηρεάζονται ιδιαίτερα από τους συνοπτικούς ανέμους (Keen and Lyons 1978, Mizuma and Kakuta 1974).

Η μέγιστη απόσταση που μπορεί να εισχωρήσει η αύρα σε επίπεδη ακτή καθώς και το ύψος που φτάνει εξαρτάται από τη θερμότητα που προσλαμβάνει ο αέρας από την ξηρά η οποία καθορίζει και την ένταση της θερμοβαθμίδας. (Pearson, 1973). Έτσι, ενώ στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (Moroz 1967) η έκταση αυτή είναι της τάξης των 20-50km, στις τροπικές περιοχές η θαλάσσια αύρα εκτείνεται σε μεγαλύτερο μήκος που φτάνει τα 300km (Wexler 1946). Μελέτες όπως Segal et al., (1997), έδειξαν ότι το βάθος της θαλάσσιας αύρας, και η κλίμακα της ταχύτητάς της είναι ανάλογα της τετραγωνικής ρίζας της ροής αισθητής θερμότητας.

Οι ενεργειακές διαδικασίες που συμβάλλουν στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας εξαρτώνται από την αισθητή θερμότητα που εισέρχεται στον αέρα και από το βάθος στο οποίο αυτή ανακατανέμεται. Η ένταση του παραγόμενου συστήματος εξαρτάται από τη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια και τη μετατροπή της σε κινητική (Βαρβαγιάννη, 1994). Οι Green and Dalu (1980) υπολόγισαν με αναλυτικές σχέσεις τη δυναμική ενέργεια και το μέτρο των αναμενόμενων ταχυτήτων μετά τη μετατροπή της σε κινητική. Σημαντικό ρόλο στην ανακατανομή της ενέργειας παίζουν οι τυρβώδεις διαδικασίες μεταφοράς θερμότητας. Ο Briere (1987), χρησιμοποιώντας υψηλής τάξης παραμετροποίηση των τυρβωδών διαδικασιών συμπέρανε ότι αυτές παρεμποδίζουν την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας υποβαθμίζοντας το ποσοστό μετατροπής της δυναμικής ενέργειας σε μέση κινητική, και καταστρέφουν τη θερμοβαθμίδα. Επομένως, τις πρωινές και

μεσημβρινές ώρες, λόγω της έντονης τυρβώδους ανάμιξης αναμένεται αργή εισχώρηση του κυττάρου προς την ξηρά, ενώ αργά το απόγευμα λόγω της μείωσης των τυρβωδών αναταράξεων, αναμένεται μεγαλύτερη επιτάχυνση. Για το λόγο αυτό οι μελέτες για τη σχέση της αισθητής θερμότητας με την ένταση της θαλάσσιας αύρας δίστανται (Crosman and Horel, 2010).

Η εισχώρηση της θαλάσσιας αύρας προς το εσωτερικό παρουσιάζει τη μορφή ψυχρού μετώπου μια και ψυχρός και υγρός αέρας συναντά το θερμό και ξηρό. Το μέτωπο αυτό καθώς προχωρά προς το εσωτερικό, δημιουργεί πτώση θερμοκρασίας ακριβώς πίσω του. Η μορφή του μετώπου της αύρας μελετήθηκε και οριστικοποιήθηκε με την πειραματική μελέτη του Koschmieder (1936) στο Danzig (Πολωνία) με pilot balloons. Στη μελέτη αυτή και σε άλλες που ακολούθησαν όπως Wallington (1961), η ταχύτητα της θαλάσσιας αύρας πίσω από τη μετωπική επιφάνεια (A) (Σχ. 1.2.1) βρέθηκε να είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα της κίνησης του μετώπου (B). Το ρεύμα του πυκνότερου αέρα της αύρας ανέρχεται στη μετωπική επιφάνεια και κατέρχεται προς τα πίσω σχηματίζοντας στροβίλους που κάνουν τη ροή τριδιάστατη. Το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας παρομοιάστηκε από τον Simpson (1994) με μέτωπο βαρύτητας μια και δημιουργείται από μάζες με διαφορετικές πυκνότητες.



Σχ. (1.2.1) Μέτωπο θαλάσσιας αύρας. (A) Ροή θαλάσσιας αύρας πίσω από τη μετωπική επιφάνεια. (B) Ροή μπροστά από τη μετωπική επιφάνεια (Simpson 1994)

Όταν υπάρχει απότομη μεταβολή θερμοκρασίας κατά μήκος ενός μετώπου, ο θερμότερος και ελαφρότερος αέρας στο εμπρός μέρος της μετωπικής επιφάνειας ανέρχεται και συγκλίνει. Η σύγκλιση αυτή δημιουργεί ανοδικές κινήσεις που σε συνθήκες υγρασίας συμπυκνώνουν υδρατμούς και σχηματίζουν σύννεφα. Έτσι, η προς την ξηρά έκταση της αύρας πολλές φορές προσδιορίζεται από την παρουσία των χαρακτηριστικών αυτών νεφών. Σε αρκετές περιοχές όπως η Florida, οι γραμμές αυτές σύγκλισης είναι ιδιαίτερα έντονες και δημιουργούν βροχοφόρα νέφη, που προκαλούν καταιγίδες (Ahrens, 1998).

Η έναρξη της θαλάσσιας αύρας μπορεί να καταγραφεί από την αλλαγή στην ένταση και διεύθυνση ανέμου, την πτώση της θερμοκρασίας και την αύξηση της σχετικής υγρασίας. Μετρήσεις σε παραλιακούς σταθμούς σε διάφορες αποστάσεις από την ακτή στη νότια Αγγλία (Simpson, 1994) έδειξαν ότι στους σταθμούς πολύ κοντά στη θάλασσα η έναρξη της αύρας είναι σταδιακή ενώ στους εσωτερικούς και σε απόσταση 30-40km η εξάπλωση είναι πιο γρήγορη με απότομη αλλαγή στα παραπάνω χαρακτηριστικά. Η διάλυση της δομής της θαλάσσιας αύρας αρχίζει με την ψύξη του εδάφους και εκδηλώνεται πρώτα στην περιοχή της ακτής (Dalu and Pielke, 1989).

Το ρεύμα αναστροφής που προβλέπεται από τη θεωρητική δομή της αύρας, αρκετές φορές δεν παρατηρείται, ιδιαίτερα όταν υπάρχει ισχυρός άνεμος βαθμίδας (Frizzola and Fischer, 1963). Όταν αυτό εμφανίζεται, έχει ένταση περίπου μισή από αυτή της θαλάσσιας αύρας, λόγω της μικρότερης βαθμίδας πίεσης σε μεγαλύτερο ύψος. Το βάθος του αναμένεται περίπου διπλάσιο από αυτό της αύρας, επειδή, λόγω της αρχής της συνέχειας, ίδια ποσότητα μάζας που μεταφέρεται από την αύρα στα χαμηλά επίπεδα, μεταφέρεται και από το ρεύμα επιστροφής.

Η απόγεια αύρα είναι ασθενέστερη και η οριζόντια έκτασή της δεν ξεπερνά τα 25km. Η κατακόρυφη δε έκτασή της είναι της τάξης των 100m μόνο, λόγω και της μεγαλύτερης ευστάθειας της ατμόσφαιρας στην περιοχή της θάλασσας (Meyer 1971). Η απόγεια αύρα όπως προκύπτει από το κύτταρο της κυκλοφορίας της, δημιουργεί ανοδικό ρεύμα και σύγκλιση πάνω από τη θάλασσα. Έτσι εξηγείται η παρουσία νεφών πάνω από τη

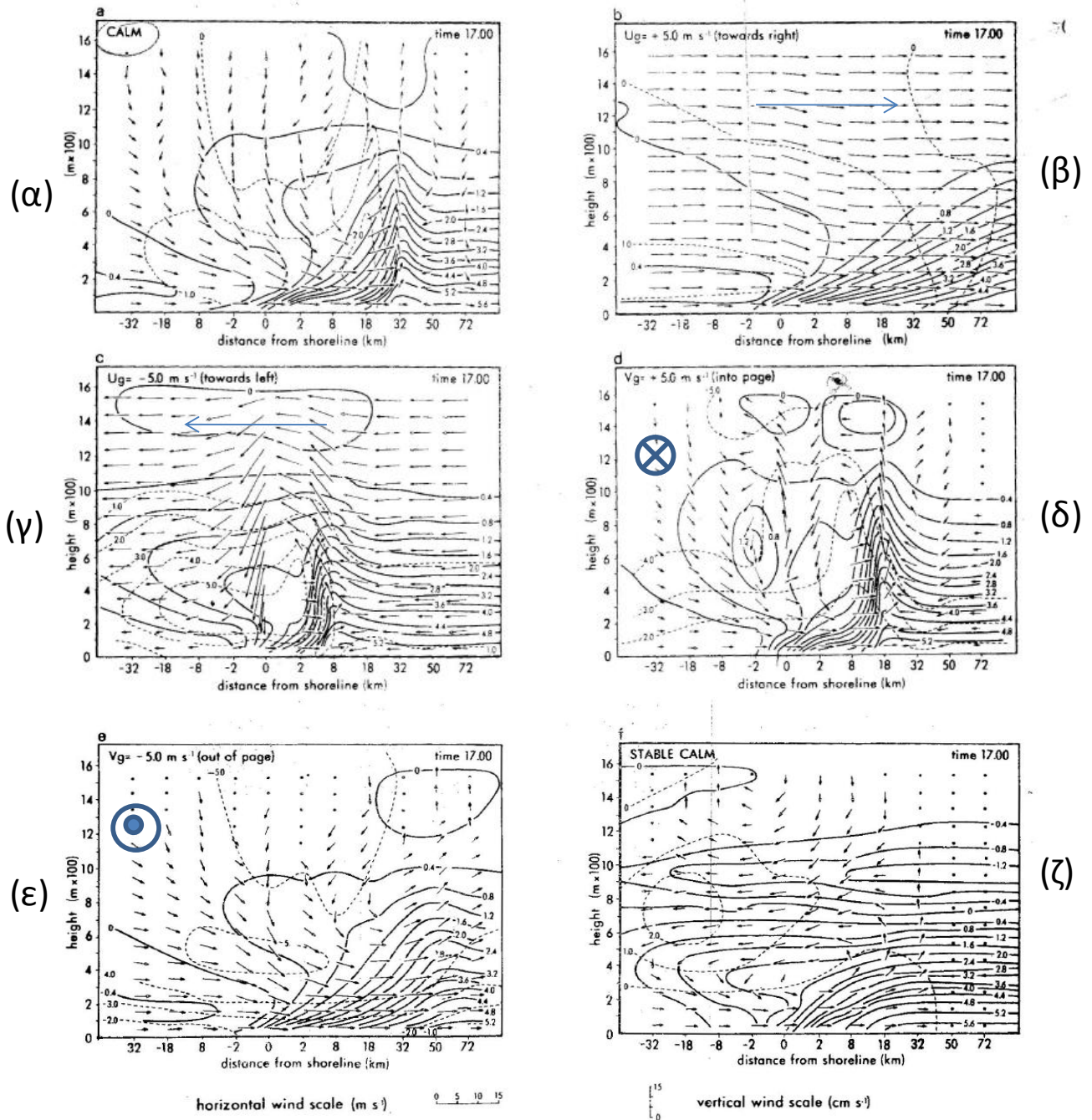
θάλασσα τη νύχτα αλλά και η εμφάνιση αστραπών πάνω από τον ωκεανό σε υγρές περιοχές, όπως οι ανατολικές ακτές των ΗΠΑ (Ahrens,1998).

### **1.3 Επίδραση του συνοπτικού ανέμου**

Σημαντικό ρόλο στην ένταση και εξάπλωση της αύρας παίζει η ένταση και διεύθυνση του συνοπτικού ανέμου. Όπως φαίνεται από τις πρώτες αριθμητικές προσομοιώσεις του Estoque (1962) η διεύθυνση από την ψυχρή προς τη θερμή επιφάνεια (από τη θάλασσα προς την ξηρά) ασθενούς μέχρι μέτριου ανέμου μειώνει την ένταση της οριζόντιας θερμοβαθμίδας και κατά συνέπεια και την ένταση της αύρας. (Σχ. 1.3.1β). Αν ο άνεμος δεν είναι ιδιαίτερα ισχυρός, μπορεί να δημιουργηθεί ασθενής αύρα, και ο συνδυασμός τους να δημιουργήσει ασθενή μετωπική δραστηριότητα και μεταφορά του κυττάρου προς την ξηρά.(Arritt, 1989).

Οι άνεμοι αντίθετης φοράς (από την ξηρά προς τη θάλασσα) (Σχ 1.3.1γ) ενισχύουν την κυκλοφορία της αύρας (ενισχύουν τις οριζόντιες βαθμίδες πίεσης και θερμοκρασίας λόγω της αντίστασης που δημιουργούν) και 'σπρώχνουν' τη βαθμίδα πίεσης και θερμοκρασίας πίσω προς τη θάλασσα με αποτέλεσμα την αργότερη επέκταση της. Έτσι, η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας μπορεί να ξεκινήσει ακόμα και από τη μεριά της θάλασσας, η επέκταση της είναι πιο περιορισμένη και φτάνει στο εσωτερικό αργότερα το απόγευμα. Το μέτωπο δε που προκαλείται είναι ιδιαίτερα έντονο. Μικρή μετατόπιση της αύρας επίσης είναι δυνατό να προκληθεί έτσι ώστε να χάσει τη συμμετρία της ως προς την ακτή (Finkle et. al., 1995) και να μην είναι πια κλειστή κυκλοφορία (Banta et. al, 1993). Αν όμως ο συνοπτικός άνεμος είναι αρκετά ισχυρός (>10 m/s), η θαλάσσια αύρα μπορεί και να μην εμφανιστεί καθόλου (Biggs and Graves, 1962). Αυτό μπορεί να συμβεί ακόμη κι αν η διαφορά μεταξύ θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας είναι μεγάλη. Σε αυτό το συμπέρασμα κατέληξε και ο Arritt (1993) μετά από ιδεατές προσομοιώσεις με διαφορετικούς γεωστροφικούς ανέμους υπολόγισε ότι η μέγιστη τιμή της οριζόντιας ταχύτητας της θαλάσσιας αύρας εμφανίζεται όχι σε κατάσταση άπνοιας, αλλά όταν επικρατεί χαμηλός αντίθετος συνοπτικός άνεμος. Αντίστοιχα, κάτω από τις ίδιες συνθήκες παρατηρείται η μέγιστη τιμή της κατακόρυφης ταχύτητας με την προϋπόθεση όμως το αντίθετο ρεύμα που 'σπρώχνει' την αύρα να μην είναι υπερβολικά ισχυρό ώστε να μην αφήνει το μέτωπο της αύρας από τη θάλασσα να φτάσει μέχρι την ακτή.

Επιπλέον, το βάθος της ροής της αύρας, ελαττώνεται όσο ενισχύεται το αντίθετο ρεύμα. Οι Frizzola and Fisher (1963), μετά από σειρά παρατηρήσεων στη Νέα Υόρκη, συμπέραναν ότι σε μέρες με σχετικά ισχυρούς αντίθετους ανέμους, η θαλάσσια αύρα σχηματίστηκε αργότερα, το βάθος της ήταν χαμηλότερο, και η διάρκειά της μικρότερη.

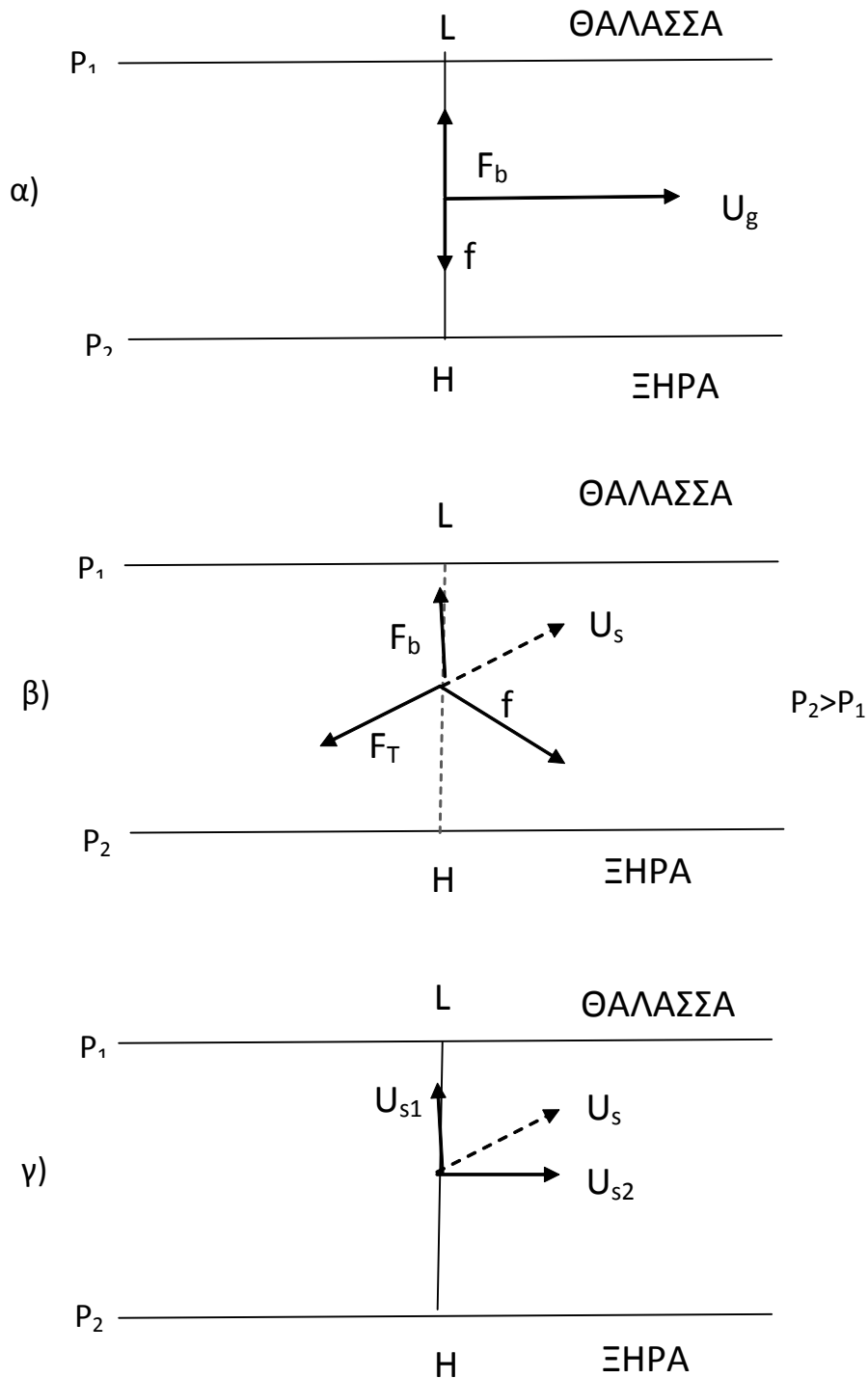


Σχ. (1.3.1) Κατακόρυφες κατατομές προσομοίωσης της θαλάσσιας αύρας Estoque (1962) μετά από 9 ώρες όπου φαίνεται η επίδραση του γεωστρωφικού ανέμου. Οι πλήρεις γραμμές παριστάνουν τη μεταβολή θερμοκρασίας από την αρχή της προσομοίωσης. Οι διακεκομμένες παριστάνουν τη συνιστώσα της ταχύτητας (m/sec) παράλληλη στην ακτή. (α) χωρίς άνεμο (β) με γεωστρωφικό 5 m/sec προς την ακτή (γ) με γεωστρωφικό 5 m/sec προς τη θάλασσα (δ) με γεωστρωφικό 5 m/sec κάθετο στην ακτογραμμή με την ξηρά προς τα δεξιά (ε) με γεωστρωφικό 5 m/sec κάθετο στην ακτογραμμή με την ξηρά προς τα αριστερά (ζ) με μηδενικό άνεμο και ισόθερμο επιφανειακό στρώμα πάνω από την ξηρά. Με αρνητικό αριθμό km συμβολίζεται η απόσταση της θάλασσας από την ακτή.



Οι θεωρητικές προσεγγίσεις του Estoque (1962) δείχνουν επίσης την επίδραση του γεωστροφικού ανέμου όταν αυτός πνέει παράλληλα στην ακτογραμμή. Στην περίπτωση αυτή, ο επιφανειακός άνεμος λόγω της επίδρασης της επιφανειακής τριβής δεν είναι παράλληλος στην ακτογραμμή αλλά έχει συνιστώσα με διεύθυνση κάθετη σε αυτή, όπως και η θαλάσσια αύρα, και επιδρά σε αυτή ανάλογα με τη φορά του. Αυτό αναλύεται παρακάτω:

Αν οι χαμηλές πιέσεις πάνω από το στρώμα τριβής, στο ύψος του οριακού στρώματος είναι πάνω από τη θαλάσσια επιφάνεια, ο γεωστροφικός άνεμος πνέει παράλληλα προς τις ισουψείς λόγω ισορροπίας της δύναμης βαροβαθμίδας και Coriolis και έχει δεξιά του τις υψηλές πιέσεις, κατά συνέπεια την ξηρά (Σχ.1.3.2α). Στην επιφάνεια, (Σχ. 1.3.2β) η αντίστοιχη ισορροπία δυνάμεων περιλαμβάνει και τη δύναμη τριβής η οποία στρέφει τον άνεμο προς τις χαμηλές πιέσεις. Έτσι, ο άνεμος έχει τώρα και συνιστώσα με φορά από την ξηρά προς τη θάλασσα (αντίθετα στην αύρα δηλαδή) (Σχ.1.3.2γ). Κατά συνέπεια, η οριζόντια βαθμίδα πίεσης στην επιφάνεια ενισχύεται λόγω επίδρασης αντιθέτου προς τη ροή ανέμου (Σχ 1.3.1δ). Αντίθετα, αν οι χαμηλές πιέσεις πάνω από το στρώμα τριβής είναι από τη μεριά της ξηράς, ο γεωστροφικός θα έχει δεξιά του τη θάλασσα, και στην επιφάνεια, η συνιστώσα του επιφανειακού ανέμου θα έχει διεύθυνση από τη θάλασσα προς την ξηρά, ίδια με τη θαλάσσια αύρα δηλαδή, με αποτέλεσμα την εξασθένηση της βαθμίδας πίεσης (Σχ. 1.3.1ε). Η επίδραση τους όμως είναι μικρότερης κλίμακας. Στις διδιάστατες προσομοιώσεις των Bechtold et al. (1991), άνεμοι παράλληλοι στην ακτή είχαν αξιόλογη επίδραση μόνο στην κυκλοφορία της απόγειας αύρας αλλά όχι της θαλάσσιας. Ανασταλτικός παράγοντας στην ανάπτυξη της κυκλοφορίας της αύρας είναι η ευστάθεια της ατμόσφαιρας, που λειτουργεί σαν μηχανισμός καταστολής της κατακόρυφης μεταφοράς και την περιορίζει σε χαμηλότερα επίπεδα, (Schultz and Warner,1982) ενώ οι ασταθείς συνθήκες ευνοούν την ανάπτυξη της οριζόντια και κατακόρυφα (Σχ.1.3.1ζ). Η δυσκολία ανάπτυξης θαλάσσιας αύρας σε ευσταθή ατμόσφαιρα σχετίζεται με ανεπάρκεια της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για μετατροπή σε κινητική (Βαρβαγιάννη, 1994).



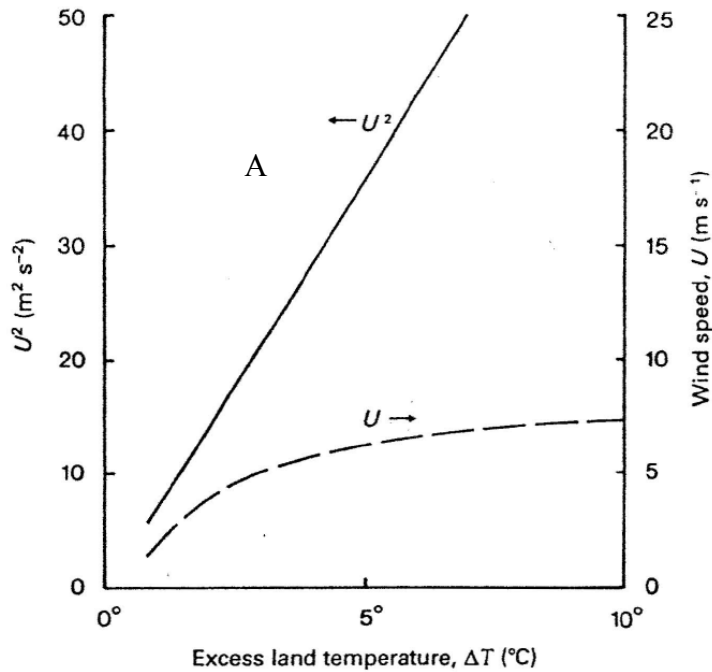
Σχ. (1.3.2 α) Ισορροπία δυνάμεων βαροβαθμίδας ( $F_b$ ) Coriolis ( $f$ ) και γεωστροφικού ανέμου ( $U_g$ ) στα 1500m, (β) Ισορροπία δυνάμεων  $F_b$ ,  $f$ , δύναμης τριβής ( $F_T$ ) και ανέμου επιφάνειας ( $U_s$ ) στην επιφάνεια (γ) ανάλυση συνιστωσών ανέμου επιφάνειας ( $U_{s1}$ ,  $U_{s2}$ ) όπου  $U_{s1}$  έχει φορά από την ξηρά προς τη θάλασσα.

Ένας εμπειρικός τρόπος πρόγνωσης της αύρας που προκύπτει από διαστατική ανάλυση πειραματικών δεδομένων (Biggs and Graves, 1962) γίνεται με το δείκτη  $U^2/\Delta T$  και στηρίζεται στο γεγονός ότι όταν ο επικρατών συνοπτικός άνεμος  $U$  είναι αρκετά ισχυρός, η διαφορά θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας  $\Delta T$  δεν είναι αρκετή ώστε να εμφανίζεται η αύρα.

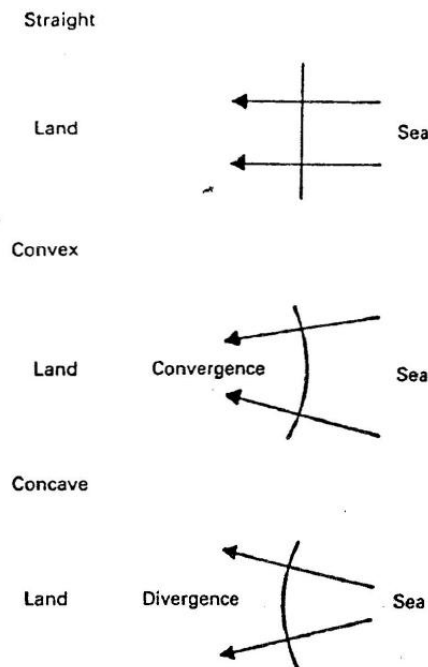
Μεγάλες τιμές ( $>7-10$ ) του λόγου αυτού σε έναν τόπο είναι ένδειξη ότι η ταχύτητα του ανέμου είναι σημαντικότερη από τη διαφορά θερμοκρασίας και δεν επιτρέπει στην αύρα να σχηματιστεί. Συγκεκριμένα, για το Thorny Island στη Μ. Βρετανία (Simpson 1994), όπως φαίνεται από το Σχ.(1.3.3), έχει σχεδιαστεί η διαφορά θερμοκρασίας της ξηράς σε σχέση με τη θάλασσα σε συνάρτηση με την ταχύτητα του ανέμου  $U$  και  $U^2$ . Η γραμμή αντιπροσωπεύει την τιμή του λόγου  $U^2/\Delta T=7$  που είναι οριακή για τη δημιουργία της αύρας για τη συγκεκριμένη περιοχή. Αν δηλαδή οι συνθήκες είναι τέτοιες ώστε ο λόγος να έχει τιμή που βρίσκεται στην περιοχή Α πάνω από την καμπύλη, ο σχηματισμός της αύρας δεν είναι δυνατός, ενώ η αύρα σχηματίζεται για τιμές που αντιστοιχούν στην περιοχή Β.

#### **1.4 Επίδραση της ακτογραμμής και αναγλύφου.**

Όταν η ακτή δεν είναι ευθύγραμμη, το ρεύμα της αύρας δεν είναι οριζόντια ομογενές, αλλά συγκλίνει και ενισχύεται αν η ακτή είναι κυρτή ή αποκλίνει και εξασθενεί αν είναι κοίλη (Σχ. 1.4.1). Στις περιοχές σύγκλισης, αέρας ανέρχεται με αποτέλεσμα δημιουργία ακόμης και νεφών ή βροχής. Το φαινόμενο αυτό έχει παρατηρηθεί έντονα στην Αγγλία (Bradbury, 1990) και Florida (Byers and Rodebush, 1948). Ζώνη σύγκλισης με ανοδικές κινήσεις που προκαλούν νέφη σχηματίζεται επίσης, στην περίπτωση που δύο μέτωπα αύρας συναντηθούν. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το φαινόμενο της αύρας της ‘διπλής ακτής’ (Clarke, 1984). Αν αύρες από τα δύο άκρα μιας χερσονήσου συναντηθούν, ‘συγκρούονται’, και το αποτέλεσμα της σύγκρουσης προκαλεί απότομη άνοδο ψυχρού αέρα από τη θάλασσα αέρα, που τελικά επιφέρει δημιουργία δύο κυμάτων που οδεύουν προς τα πίσω, από το κέντρο προς τα άκρα δηλαδή της χερσονήσου.



Σχ. (1.3.3) Διαχωριστική γραμμή για την εμφάνιση της θαλάσσιας αύρας στο Thorney island (πλήρης γραμμή) για την οποία ισχύει  $U^2/\Delta T=7\text{m}^2/(\text{sec.deg})$  και πάνω από την οποία (περιοχή A) σχηματίζεται θαλάσσια αύρα ενώ κάτω από αυτή (περιοχή B) δεν σχηματίζεται. Η διακεκομμένη γραμμή είναι η συνάρτηση του ανέμου  $U$  με τη διαφορά θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας  $\Delta T$ . (Από Simpson, 1994)



Σχ.(1.4.1) Επίδραση μη ευθύγραμμων ακτογραμμών στην ένταση της θαλάσσιας αύρας. Ενισχύεται στις κυρτές ακτές και εξασθενεί στις κοίλες. (Από Simpson, 1994)

Οι διαταραχές αυτές, οδεύουν με την ίδια περίπου ταχύτητα των δύο αρχικών μετώπων αύρας. Οι Abe and Yoshida (1982), βρήκαν ότι χερσόνησοι με πλάτη 30-50km έχουν τις ιδανικές διαστάσεις για τη δημιουργία του φαινομένου. Περιοχές που βρίσκονται ανάμεσα σε δύο ακτές όπως το Halifax, Nova Scotia, εμφανίζουν οδογράφους που προκύπτουν από τη γραφική άθροιση των επιμέρους ελλειπτικών οδογράφων των δύο ακτών.

Σημαντικό ρόλο παίζει επίσης η τοπογραφία μιας περιοχής στην κυκλοφορία της αύρας. Ορεινοί όγκοι σχετικά χαμηλού ύψους κοντά στην ακτή ενισχύουν την αύρα επειδή οι πλαγιές θερμαίνονται γρηγορότερα από την επίπεδη επιφάνεια. (Ahrens, 1998) Σε αυτή την περίπτωση η θαλάσσια αύρα σε ορεινές περιοχές συνδυάζεται με τους αναβάτες ανέμους, είναι ισχυρότερη, το κύτταρό της τροποποιείται και γι αυτό πολλές φορές το μέτωπό της είναι δύσκολο να προσδιοριστεί. Οι Banta et al. (1993) παρατήρησαν θαλάσσιες αύρες χωρίς ρεύμα επιστροφής και υπέθεσαν ότι οι αναβάτες παρείχαν τη μάζα αντιστάθμισης, ενώ αντίθετα οι Miao et al. (2003), βρήκαν ότι η κλίση του εδάφους το ενίσχυσε. Ο αέρας που φτάνει στην κορυφή των ορεινών όγκων αναμιγνύεται σε μεγάλα ύψη με ισχυρές ανοδικές κινήσεις. Αν το βουνό είναι αρκετά ψηλό, μπορεί να εμποδιστεί η εισχώρηση του ρεύματος. Ανάλογα με τη γεωμετρία του βουνού, το συνοπτικό άνεμο και την ευστάθεια μπορεί και να δημιουργηθεί καναλισμός στα κενά μεταξύ των βουνών. Η ισχυρή και σχετικά χαμηλή αναστροφή ύψους στις περιοχές των δυτικών ακτών των ΗΠΑ, ενισχύει τη συμπεριφορά αυτή, μια και λόγω ευστάθειας, η αύρα εισέρχεται ανάμεσα στους ορεινούς όγκους αντί να τους υπερκαλύπτει. Θαλάσσιες αύρες που συναντούν ορεινούς όγκους διαχωρίζονται σε δύο διαφορετικά ρεύματα που ενώνονται στην άλλη άκρη του ορεινού όγκου σχηματίζοντας ζώνες σύγκλισης, ιδιαίτερα σημαντικές για τη συσσώρευση των ρύπων. Στο σημείο σύγκλισης εμφανίζεται έντονη κατά μήκος μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου γνωστή σαν 'γραμμή διάτμησης' (Simpson, 1994).

Η μελέτη των κυκλοφοριών αύρας στο Los Angeles, αποτελεί κύριο αντικείμενο της μελέτης αυτής, και στο επόμενο κεφάλαιο αναλύονται πιο εκτεταμένα τα ειδικά χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας με την παρουσία έντονης αναστροφής ύψους.

Η χρήση γης έχει επίσης επίδραση στην αύρα, μια και ξηρές και άγονες περιοχές θερμαίνονται γρηγορότερα από φυτοκαλυμμένες. Σε αστικές περιοχές, η θαλάσσια αύρα

αλληλεπιδρά με την κυκλοφορία της θερμικής νησίδας, και διαφοροποιείται ανάλογα με τη θέση της πόλης σε σχέση με την ακτή. Συγκεκριμένα η θαλάσσια αύρα μπορεί να έχει μεγαλύτερη κατακόρυφη έκταση (λόγω της σύγκλισης με την κυκλοφορία της αστικής νησίδας), μικρότερες τιμές στο έδαφος λόγω επιφανειακής τριβής (surface drag) και καθυστέρηση στην εξάπλωσή της. (Dandou et al., 2009). Από την άλλη πλευρά η κυκλοφορία της αστικής νησίδας μπορεί να μετατοπιστεί λόγω της επίδρασης της θαλάσσιας αύρας.

### 1.5. Στροφή της θαλάσσιας αύρας

Η θαλάσσια αύρα περιστρέφεται σταδιακά σε σχέση με την ακτογραμμή κατά τη διάρκεια της ημέρας λόγω της επίδρασης της δύναμης Coriolis (Atkinson, 1981) η οποία την εκτρέπει δεξιόστροφα στο βόρειο και αριστερόστροφα στο νότιο ημισφαίριο ενώ η επίδραση της αυξάνει με το γεωγραφικό πλάτος και είναι πιο σημαντική τις απογευματινές ώρες (Yan and Anthes, 1987). Αποκλίσεις από την αναμενόμενη δεξιόστροφη μεταβολή διεύθυνσης στο βόρειο ημισφαίριο (Staley, 1959) που φτάνουν μέχρι περιπτώσεις κυκλωνικής στροφής, υποδηλώνουν ότι υπάρχουν κι άλλοι υπεύθυνοι παράγοντες για τη στροφή αυτή. Ο Neumann (1977), υπολόγισε τη χρονική μεταβολή της γωνίας  $\alpha$  (γωνία μεταξύ της διεύθυνσης του ανέμου και του άξονα  $x$  που είναι κάθετος στην ακτή) χρησιμοποιώντας διδιάστατες εξισώσεις διατήρησης ορμής, με γραμμικούς όρους για την περιγραφή της τύρβης.

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = -f + \frac{1}{V^2} \left[ \frac{v}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f(uu_g + vv_g) \right] \quad (1.5.1)$$

Ο πρώτος όρος του δεξιού μέρους της εξίσωσης είναι η δύναμη Coriolis που είναι σταθερή με το χρόνο και στρέφει πάντα προς τα δεξιά. Οι όροι μέσα στην παρένθεση όμως είναι χρονικά μεταβαλλόμενοι κατά τη διάρκεια της ημέρας. Συγκεκριμένα ο δεύτερος όρος περιγράφει τη στροφή που προκαλείται από τη δύναμη βαροβαθμίδας (που εξαρτάται από τη θερμοβαθμίδα) στον κινούμενο αέρα και το πρόσημό του εξαρτάται από τον εκάστοτε προσανατολισμό της δύναμης αυτής σε σχέση με το διάνυσμα του ανέμου στην ακτή, και τον τομέα διευθύνσεων που βρίσκονται τα

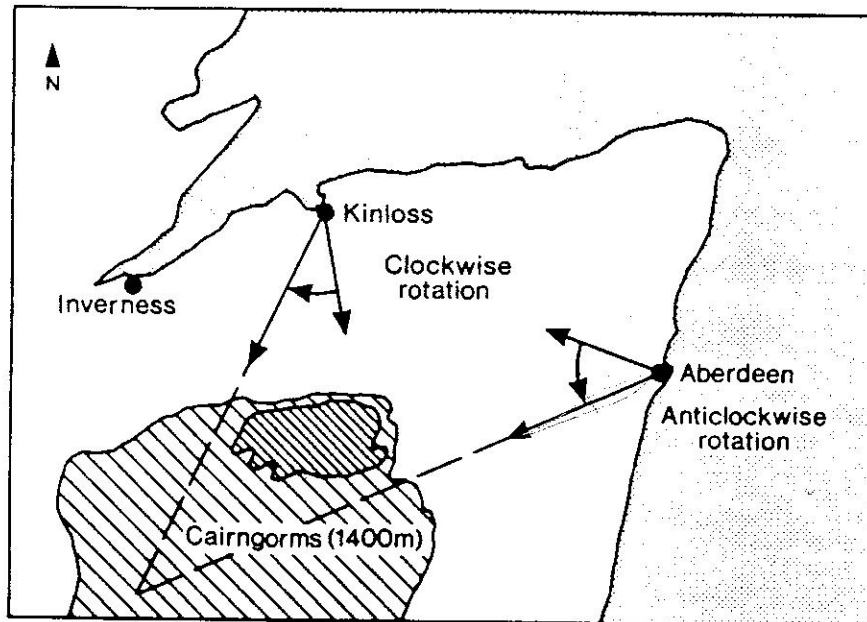
ανύσματα. Αν το εξωτερικό τους γινόμενο είναι αρνητικό (θετικό) η στροφή είναι δεξιόστροφη (αριστερόστροφη) (Neumann, 1977). Η επίδραση της δύναμης αυτής φτάνει σε περιορισμένο ύψος και οριζόντια έκταση εφόσον η θερμοβαθμίδα εξασθενεί προς το εσωτερικό. Αντίστοιχη είναι και η επίδραση του τρίτου όρου που περιγράφει την επίδραση του συνοπτικού ανέμου που όμως έχει βρεθεί μικρότερης σημασίας από τους δύο πρώτους (Steyn and Kallos, 1992).

Οι Lecluyse-Neumann (1986) αναπτύσσουν πιο ολοκληρωμένο μοντέλο τριών διαστάσεων που συμπεριλαμβάνει επιπλέον και τις επιδράσεις της τριβής και των μη γραμμικών όρων μεταφοράς που σχετίζονται με την καμπυλότητα (χαμηλό, υψηλό) και με διαστατική ανάλυση κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για μέσα γεωγραφικά πλάτη όπου η  $f$  είναι σημαντική, οι μη γραμμικοί όροι είναι αμελητέοι ενώ ο όρος στροφής λόγω τριβής είναι συγκρίσιμος με τον αντίστοιχο όρο της βαροβαθμίδας.

$$\frac{\partial a}{\partial t} = -f + \frac{1}{\rho V^2} \left[ \left( \frac{\partial p}{\partial x} - v \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \frac{1}{V^2} f(uu_g + vv_g) + \frac{1}{V^2} (uF_y - vF_x) - \left( u \frac{\partial a}{\partial x} + v \frac{\partial a}{\partial y} + w \frac{\partial a}{\partial z} \right) \right] \quad (1.5.2)$$

Η τοπογραφία επίσης επηρεάζει τη στροφή του ανύσματος της αύρας. Αποκλίσεις από την αναμενόμενη δεξιόστροφη μεταβολή διεύθυνσης που φτάνουν μέχρι περιπτώσεις κυκλωνικής στροφής, αποδίδονται στην ορογραφία. Δηλαδή, ενώ το αρχικό θεωρητικό μοντέλο είναι για ευθύγραμμη και επίπεδη ακτή, στην πραγματικότητα, οι ακτές παρουσιάζουν ανωμαλίες και επηρεάζουν τη διαμόρφωση του πεδίου πίεσης και τον προσανατολισμό της δύναμης τριβής, επιδρώντας στη στροφή του ανύσματος της αύρας. Έτσι, περιοχές που βρίσκονται σε διαφορετικές θέσεις σε σχέση με έναν ορεινό όγκο, να παρουσιάζουν τελείως διαφορετική συμπεριφορά. Συγκεκριμένα οι Kusuda and Alpert (1983) με μοντέλο που λαμβάνει υπόψη και την κατά μήκος της ακτής βαροβαθμίδα, έδειξαν ότι η αριστερόστροφη στροφή της αύρας είναι σημαντική λόγω της αλληλεπίδρασης της με τη βαροβαθμίδα κάθετη στην ακτή. Η τοπογραφία και η ανώμαλη ακτογραμμή δημιουργούν τέτοιες βαθμίδες των οποίων οι γωνίες ανάλογα με τον προσανατολισμό τους αντίστοιχα συμβάλλουν στη δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη συνιστώσα.

Η αριστερόστροφη στροφή του ανύσματος της αύρας στο Aberdeen στο Σχήμα (1.5.1) σε σχέση με την αντίστοιχη δεξιόστροφη στο Kinloss της Σκωτίας οφείλεται στην επίδραση των αναβατών λόγω των ορεινών όγκων.



Σχ. (1.5.1). Χάρτης με τις τοποθεσίες Kinloss και Aberdeen. Φαίνεται η στροφή του ανύσματος της αύρας λόγω της επίδρασης του ορεινού όγκου

Αντίστοιχα εξηγείται από τους Orlic et al. (1988) η διαφοροποίηση της στροφής σε σταθμούς στην Αδριατική. Στο σταθμό Senj που βρίσκεται σε κοιλάδα κάθετη στην ακτή, οι αναβάτες και άνεμοι κοιλάδας δημιουργούν βαθμίδες πίεσης παράλληλες στην ακτή και εμφανίζουν αριστερόστροφη στροφή του ανύσματος της αύρας, ενώ οι γειτονικοί σταθμοί εμφανίζουν την αναμενόμενη δεξιόστροφη.

Μελέτες στο λεκανοπέδιο της Αττικής), (Varvayanni et al. 1998), (Ζαχαρία, 2000) που αποτελεί ενδιαφέρουσα περίπτωση μελέτης λόγω της αλληλεπίδρασης κυρίως δύο κυττάρων αύρας, του Σαρωνικού και του Ευβοϊκού, έδειξαν ότι στις δυτικές περιοχές που επηρεάζονται από την αύρα του Σαρωνικού, η στροφή είναι κυρίως αριστερόστροφη, ενώ στις ανατολικές που βρίσκονται κοντά στον Ευβοϊκό, δεξιόστροφη. Η συμπεριφορά αυτή οφείλεται στην τοπογραφία και το διαφορετικό προσανατολισμό των περιοχών ως προς τη θάλασσα, που διαμορφώνουν τις βαθμίδες



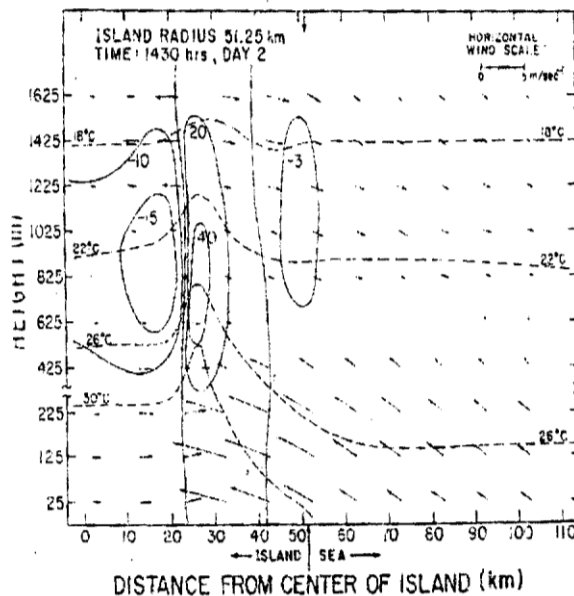
πίεσης και τριβής καθώς και στη συνοπτική ροή. Στην περιοχή του Ευβοϊκού κυριαρχεί ο γεωστροφικός όρος με την παράμετρο Coriolis που στρέφουν το άνυσμα της αύρας δεξιόστροφα ενώ οι άλλοι όροι αλληλοαναιρούνται (Ζαχαρία, 2000). Στο Σαρωνικό ο όρος οριζόντιας μεταφοράς και οι όροι πίεσης μέσης κλίμακας και τριβής έχουν μεγαλύτερες τιμές από ότι στον Ευβοϊκό, και συνεισφέρουν αρνητικά στο πρόσημο της στροφής, οπότε τελικά το άνυσμα της αύρας στρέφεται αριστερόστροφα.

### **1.6 Θαλάσσιες αύρες σε νησιά**

Λόγω της κλειστής καμπύλης των ακτών στα νησιά σχηματίζονται θαλάσσιες αύρες από όλες τις πλευρές, με έντονες ζώνες σύγκλισης. Συγκεκριμένα, στη Μάλτα, (26x12km), νησί χωρίς ιδιαίτερα ανώμαλη τοπογραφία, οι ζώνες σύγκλισης την ημέρα εμφανίζονται σε περιοχές κοντά στο κέντρο του νησιού και κάθετα στον άνεμο βαθμίδας (Lamb, 1955). Τον Αύγουστο και Σεπτέμβριο τα σύννεφα που σχηματίζονται λόγω των ανοδικών αυτών κινήσεων, μπορεί να προκαλέσουν πρόσκαιρες καταιγίδες. Αργά το απόγευμα, οι ζώνες μετατοπίζονται προς την υπήνεμη πλευρά του νησιού μέχρι και τη θάλασσα, πριν σταδιακά υποχωρήσουν και αρχίσει η εμφάνιση της απόγειας αύρας.

Σε νησιά με ανώμαλη τοπογραφία όπως η Mallorca, οι ζώνες σύγκλισης είναι πιο πολύπλοκες και προκύπτουν από τις αλληλεπιδράσεις αύρας και αναβατών (Jansa & Jaume, 1946). Οι Neumann & Mahrer (1974b) μελέτησαν την εξέλιξη του μετώπου της θαλάσσιας αύρας σε κυκλικά ιδεατά νησιά χρησιμοποιώντας διδιάστατο μοντέλο με συντεταγμένες την απόσταση από το κέντρο του νησιού και το ύψος. Εδειξαν, ότι με απουσία ανέμου βαθμίδας, σε νησί με διάμετρο 100km το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας βρίσκεται κοντά στο κέντρο του νησιού και είναι πιο οργανωμένο από αυτό στην περίπτωση ευθύγραμμης ακτής. Η διατμητική τάση του μέσου ανέμου, που σε επίπεδη ακτή είναι σημαντική μόνο κατά την κατακόρυφη διεύθυνση, στην περίπτωση της κυρτής ακτογραμμής του νησιού εμφανίζεται και στην οριζόντια διεύθυνση λόγω της σύγκλισης. Το μέτωπο της αύρας εμφανίζει οριζόντια σύγκλιση μέχρι το ύψος 400-500m μπροστά του και απόκλιση πίσω του. Το αντίθετο συμβαίνει σε μεγαλύτερα ύψη. Μπροστά από το μέτωπο εμφανίζονται έντονες ανοδικές κινήσεις και πίσω από αυτό καθοδικές που όμως είναι ασθενέστερες από αυτές της ευθύγραμμης ακτής. Ένα ενδιαφέρον και όχι ιδιαίτερα αναμενόμενο αποτέλεσμα των προσομοιώσεων είναι ο

σχηματισμός ενός ‘οφθαλμού’ κατακορύφων καθοδικών ταχυτήτων (Σχ.1.6.1), στις 1500LT (Local Time) στο κέντρο του νησιού, μπροστά από το μέτωπο.



**Σχ. (1.6.1) Σχηματισμός ‘οφθαλμού’ κατακορύφων ταχυτήτων στο κέντρο του νησιού και άνεμοι αντίθετης φοράς σχηματίζουν το μέτωπο της αύρας που βρίσκεται στο κέντρο περίπου του νησιού. (Neumann and Mahrer, 1974). Οριζόντιοι άνεμοι (βέλη), κατακόρυφες ταχύτητες (συνεχείς γραμμές), θερμοκρασία (διακεκομμένες γραμμές).**

Αργότερα, στις 1800LT το κέντρο του νησιού μετατρέπεται σε κέντρο ανοδικών κινήσεων. Τα παραπάνω είναι αποτελέσματα αστάθειας κοντά στο μέτωπο που περιλαμβάνει τη δημιουργία και εξέλιξη ενός θερμού βαρομετρικού χαμηλού στη θέση του μετώπου. Οι απόγειες αύρες εμφανίζονται ασθενέστερες, και είναι ισχυρότερες στη θάλασσα πιο μακριά από την ακτή παρά πιο κοντά. Αυτό αναμένεται λόγω της απόκλισης της οριζόντιας ταχύτητας στην πλευρά της θάλασσας σε κοίλες ακτές (convex) προς τη μεριά της θάλασσας.

Οι προσομοιώσεις των Neumann and Mahrer (1974b) έδειξαν επίσης ότι σε νησιά μικρότερης διαμέτρου (50km) οι κατακόρυφες ταχύτητες είναι τρεις φορές μεγαλύτερες από ότι στα αντίστοιχα με διπλάσια διάμετρο. Οι μικρές διαστάσεις του νησιού συντελούν στο να φτάσει το μέτωπο νωρίτερα στο κέντρο του. Η μετωπική όμως αστάθεια που εμφανίζεται στα μικρότερα νησιά είναι λιγότερο έντονη επειδή η θερμότητα που παράγεται είναι σημαντικά μικρότερη λόγω της μικρότερης επιφάνειας

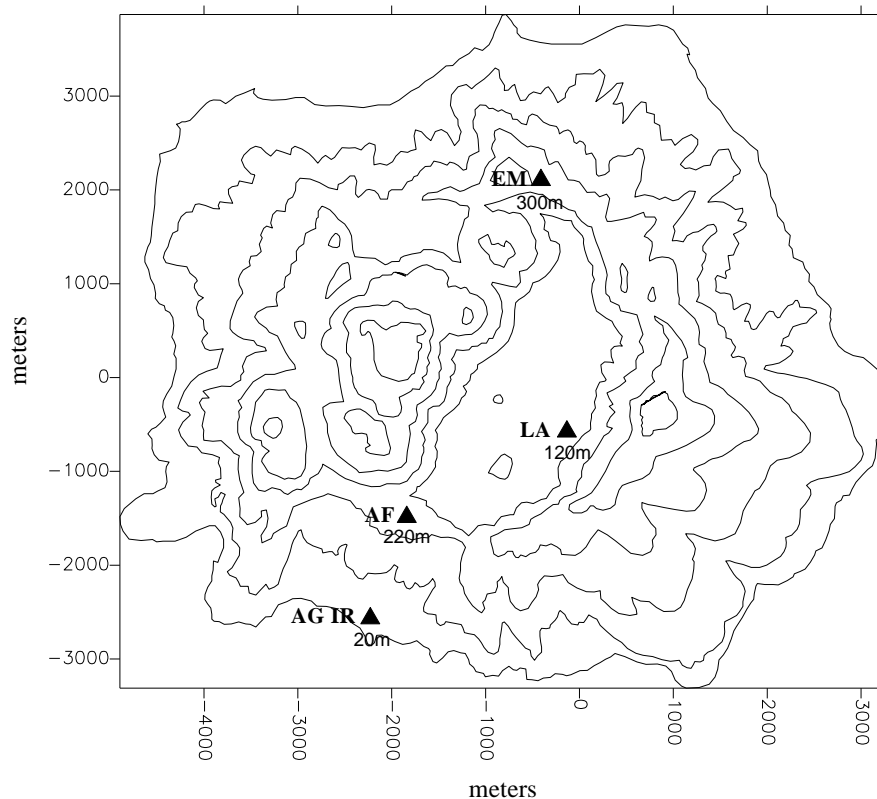
και υποχωρεί γρηγορότερα. (συγκεκριμένα στις 1430 LT, ενώ στο μεγαλύτερο νησί υποχωρεί στις 1600 LT). Η νυκτερινή συμπεριφορά της απόγειας αύρας είναι παρόμοια με αυτή του μεγαλύτερου νησιού. Οι Melas (2000) προσομοίωσαν θαλάσσιες αύρες στη Σαρδηνία (120x267km). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η δημιουργία ενός κυκλωνικού στροβίλου στο υπήνεμο τμήμα του νησιού αργά το απόγευμα, αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης του πεδίου ανέμου γύρω από το νησί και της θαλάσσιας αύρας. Οι διδιάστατες προσομοιώσεις των Xian and Pielke (1991) σε έκταση ξηράς μέσα σε θάλασσα έδειξαν ότι υπάρχει ιδεατή έκταση (100-150 km) για την οποία οι θαλάσσιες αύρες από κάθε πλευρά συγκλίνουν και παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη ένταση, ενώ η παρουσία συνοπτικού ανέμου μειώνει την έντασή της.

Το μικρό νησί της Νισύρου που εξετάζεται στο επόμενο κεφάλαιο εμφανίζει επίσης χαρακτηριστικά σύγκλισης τοπικών κυκλοφοριών.

#### ***1.6.1 Χαρακτηριστικά τοπικών κυκλοφοριών στο ηφαιστειογενές νησί της Νισύρου.***

Το μικρό σχεδόν κυκλικό νησί της Νισύρου έχει διάμετρο μόλις 8km και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω του ηφαιστείου με υψόμετρο 600m. Ο κρατήρας του έχει διάμετρο 6km και σχηματίζει κοιλάδα σε ελλειπτικό σχήμα (Σχ. 1.6.2). Βλάστηση υπάρχει κυρίως στο βόρειο τμήμα του νησιού ενώ στον κρατήρα το έδαφος είναι ξηρό. Το νησί παρουσιάζει ενδιαφέρον στη μελέτη συνδυασμού ροών λόγω ανώμαλης τοπογραφίας και αλληλεπίδρασης ξηράς-θάλασσας.

Μια μετεωρολογική εκστρατεία που έγινε κατά τη διάρκεια του 1990, Lalas et al. (1992) παρείχε μετρήσεις έντασης και διεύθυνσης (σε κλίμακα 12 διευθύνσεων) ανέμου σε 4 σταθμούς σε ύψος 10m AGL: Εμποριό, Αυχένας (στο βόρειο και νότιο ύψωμα της κοιλάδας αντίστοιχα), Αγ. Ειρήνη (στη νότια ακτή) και Λακκί (μέσα στον κρατήρα).



**Σχ.( 1.6.2) Το νησί της Νισύρου με τη θέση των 4 σταθμών ( Αυχένας (AF), Αγ. Ειρήνη (AG IR), Λακκί (LA), Εμποριό (EM)). Η τοπογραφία δίνεται ανά 100m.**

Λόγω των χαμηλών πιέσεων στην Ασία και υψηλών στα Βαλκάνια οι επικρατούντες άνεμοι στο Νοτιοανατολικό Αιγαίο όπου ανήκει το νησί, είναι οι Β-ΒΔ. Όταν οι άνεμοι είναι αρκετά ισχυροί επικρατεί η ροή γύρω από το νησί. Όταν όμως είναι ασθενείς επικρατούν οι θερμικές κυκλοφορίες.

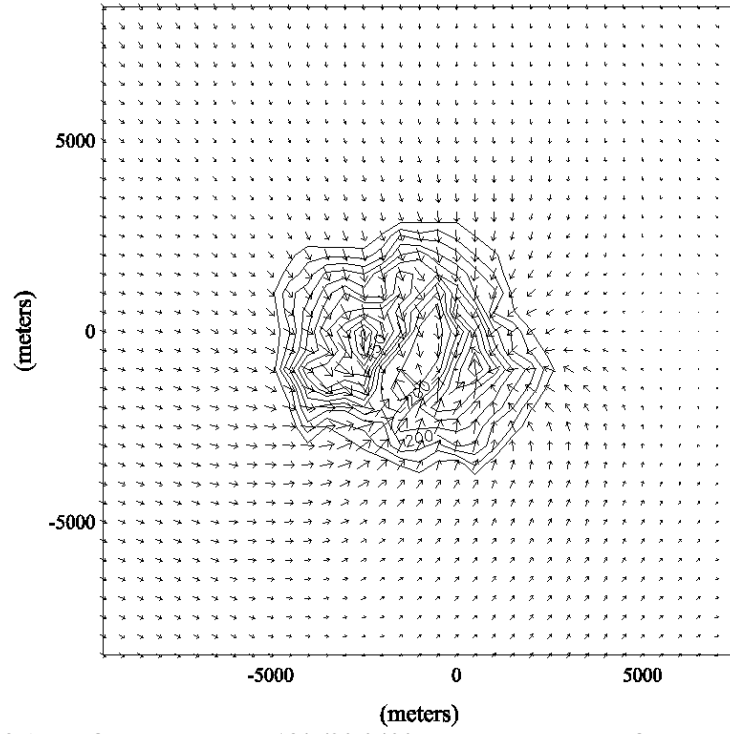
Γίνεται προσομοίωση του πεδίου ανέμου με το τρισδιάστατο μη υδροστατικό μοντέλο Topographic Vorticity Model (TVM) (Schayes et al., 1996) για τις 13/5/90, αντιπροσωπευτική μέρα με αίθριο καιρό και ασθενή βαροβαθμίδα. Η οριζόντια διακριτότητα του μοντέλου είναι 500m και το κατώτερο κατακόρυφο επίπεδο είναι τα 10m. Όπως φαίνεται από το Σχ. (1.6.3α) η προσομοίωση δίνει ασθενές πεδίο ανέμου τη νύκτα. Σταδιακά όμως από τις 1000LT αρχίζει ανάπτυξη των θερμικών κυκλοφοριών και ο συνδυασμός αύρας-αναβατών συγκλίνει προς το εσωτερικό του νησιού. Στις 1400 LT Σχ. (1.6.3β) η σύγκλιση είναι μέγιστη ενώ σταδιακά υποχωρεί από τις 1600 LT.

Γίνεται μία προσπάθεια κατηγοριοποίησης της διακύμανσης της διεύθυνσης και έντασης του ανέμου σε κάθε σταθμό, για σύνολο ημερών του έτους 1990, κατά τις οποίες ο επικρατών άνεμος είναι ασθενής (< 5m/sec) και παράλληλα υπάρχει διακύμανση στην

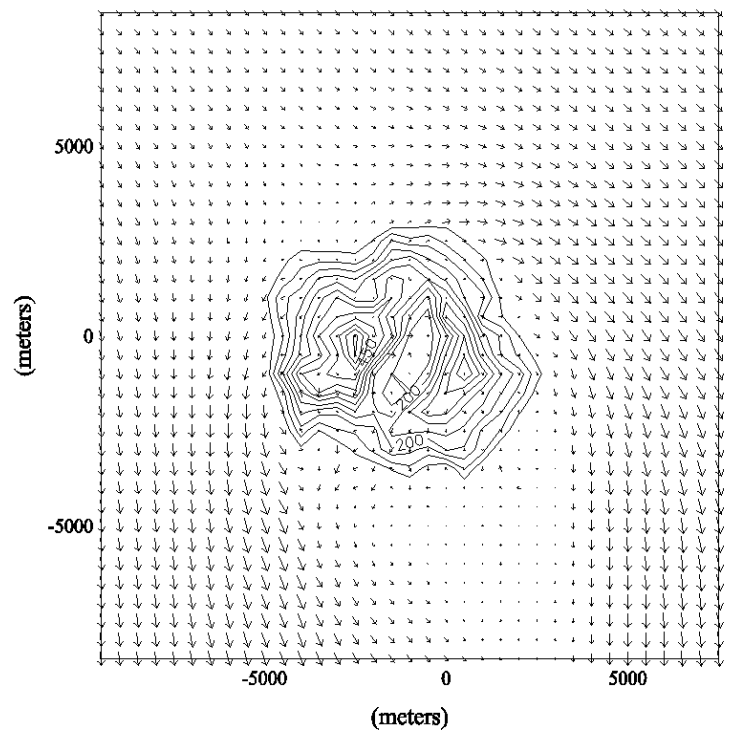
ημερήσια διεύθυνση του ανέμου στο σταθμό του Αυχένα (ο οποίος λόγω της θέσης του είναι πιο ευαίσθητος).

Όπως φαίνεται στο Σχ.(1.6.4α), για το σταθμό του Αυχένα, επικρατούσα διεύθυνση τις μεσημβρινές ώρες είναι η ΝΔ ενώ τις βραδινές η ΒΑ. Αυτό είναι αναμενόμενο λόγω της επίδρασης της θαλάσσιας αύρας και των αναβατών την ημέρα, ενώ αντίστοιχα τη νύχτα επικρατούν οι καταβάτες. Οι ορεινοί όγκοι που περιβάλλουν το σταθμό επίσης εμποδίζουν τους ανέμους από άλλες διευθύνσεις. Παρόμοιες είναι και οι επικρατούσες διευθύνσεις στο Λακκί, (Σχ. 1.6.4β) είναι όμως πιο διεσπαρμένες λόγω της θέσης του στο κέντρο της κοιλάδας. Στην Αγία Ειρήνη, Σχ. (1.6.4γ) οι επικρατούσες διευθύνσεις την ημέρα είναι πιο δυτικές από ότι στον Αυχένα και αυτό επιβεβαιώνεται από την κατανομή στο Σχ. (1.6.3β) όπου η επικρατέστερη διεύθυνση τις μεσημβρινές ώρες είναι η δυτική. Λίγες μόνο μέρες δείχνουν απόγειες αύρες βόρειας διεύθυνσης. Η δυτική συνιστώσα είναι πιθανόν αποτέλεσμα της επίδρασης του πεδίου ανέμου γύρω από το νησί. Ο σταθμός του Εμπορίου λόγω του υψομέτρου εμφανίζει μεγαλύτερη διακύμανση μια και δεν υπάρχουν φυσικά εμπόδια που να παρεμποδίζουν κάποια διεύθυνση. Σύμφωνα με την κατανομή (Σχ. 1.6.4δ), κατά τη διάρκεια της ημέρας ευνοούνται λίγο περισσότερο βόρειοι άνεμοι που προέρχονται από αναβάτες. Το γενικότερο συνοπτικό βόρειο ρεύμα επίσης επηρεάζει το σταθμό αυτό, λόγω του υψομέτρου του.

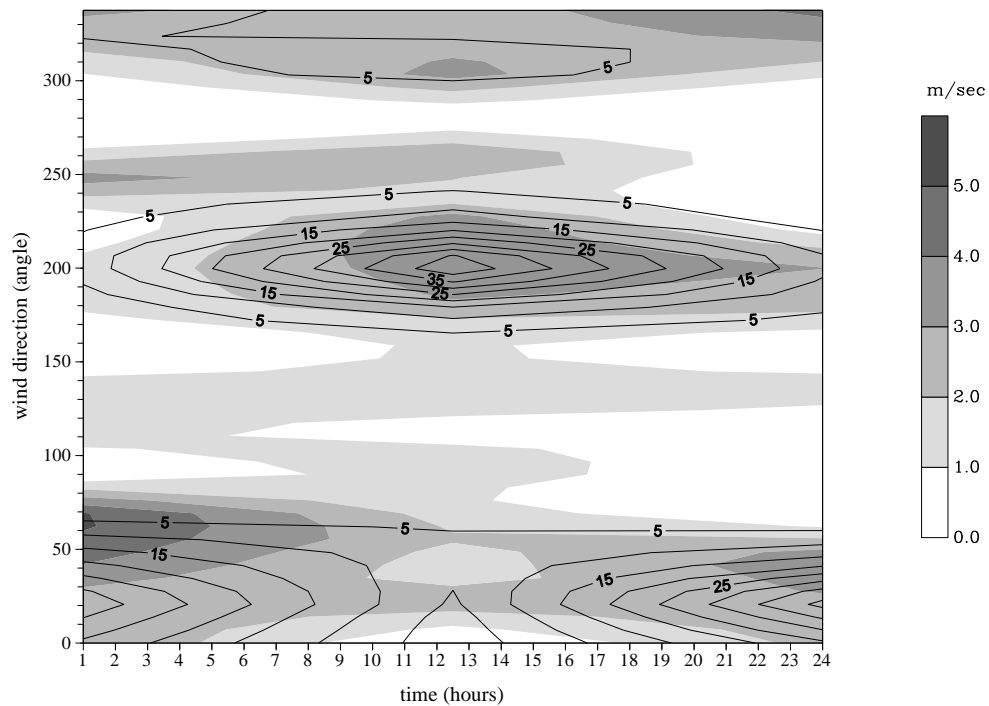
Η προσομοίωση με το μοντέλο TVM στα σημεία των μετρήσεων για την 13/5, αν και υποεκτιμά τις νυκτερινές τιμές, δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα μόνο στο σταθμό του Αυχένα (Σχ. 1.6.5α) όπου το πεδίο ανέμου εμφανίζει σταθερότητα ως προς τη διεύθυνση και ένταση. Στην Αγ. Ειρήνη (Σχ. 1.6.5γ) τις μεσημβρινές ώρες, το μοντέλο δίνει αρκετά ικανοποιητικά τη δυτική συνιστώσα του ανέμου. Αντίθετα, στο σταθμό του Εμπορίου (Σχ.1.6.5β) και Λακκίου (Σχ.1.6.5δ) όπου οι πραγματικοί άνεμοι μεταβάλλονται έντονα με το χρόνο, είναι πρακτικά ανέφικτο να προβλεφθούν σωστά από το μοντέλο. Στο Λακκί συγκεκριμένα, αυτό ισχύει και λόγω της θέσης του μέσα στον κρατήρα όπου η χωρική ανάλυση από το μοντέλο είναι περιορισμένη.



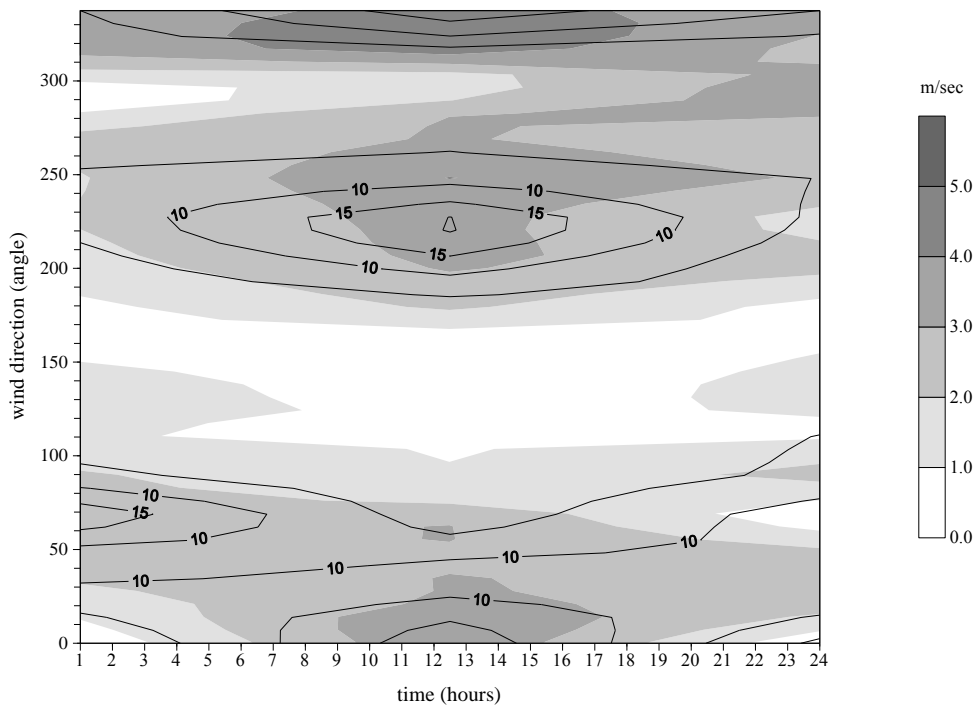
Σχ. (1.6.3α) Πεδίο ανέμου στις 13/5/90 0400LT. Η τοπογραφία δίνεται ανά 100m.



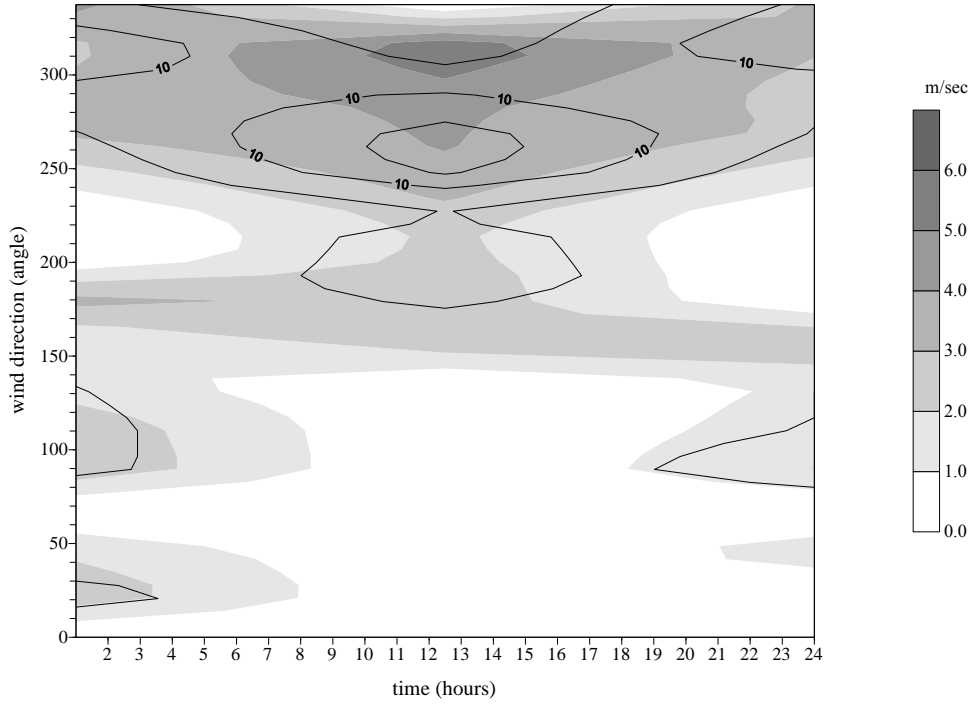
Σχ. (1.6.3β) Όπως το Σχ. (1.6.3α) αλλά για τις 1400LT



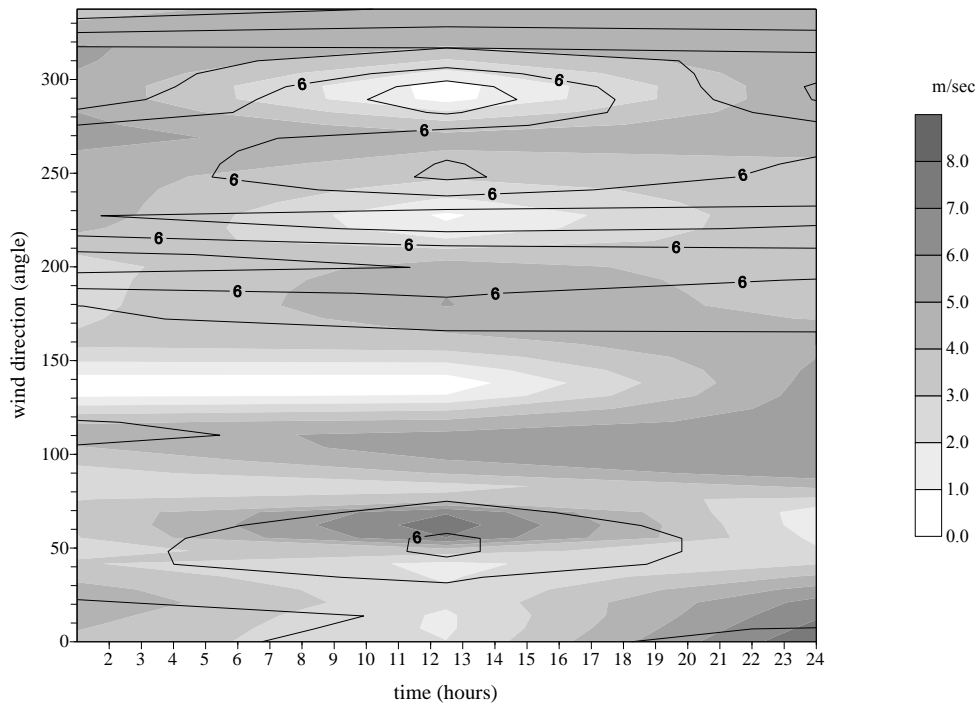
**Σχ. (1.6.4 α)** Ημερήσια κατανομή διευθύνσεων για το σταθμό του Αυχένα για τις μέρες του 1990 με ασθενή συνοπτική κατάσταση. Οι αριθμοί δείχνουν το πλήθος ημερών του έτους με συγκεκριμένη διεύθυνση. Οι σκιασμένες περιοχές δείχνουν την ένταση του ανέμου.



**Σχ. (1.6.4β)** Όπως το Σχ.(1.6.4α) αλλά για το Λακκί

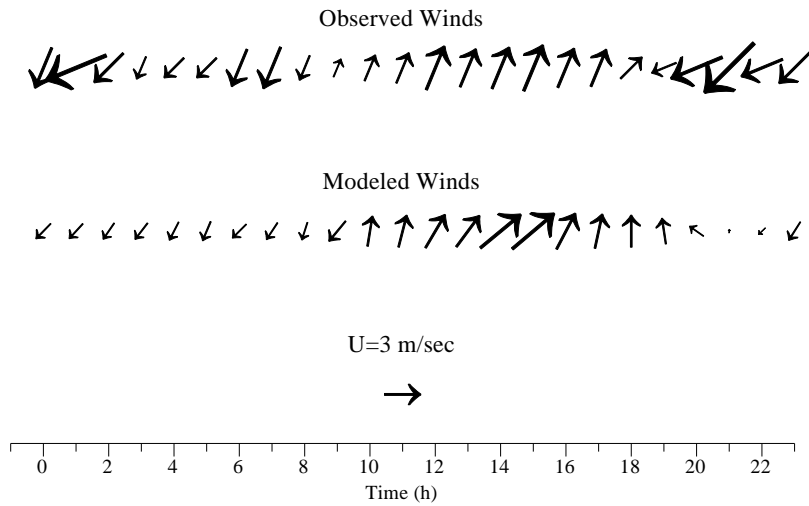


**Σχ.( 1.6.4γ) Όπως το Σχ. (1.6.4α) αλλά για την Αγ. Ειρήνη**

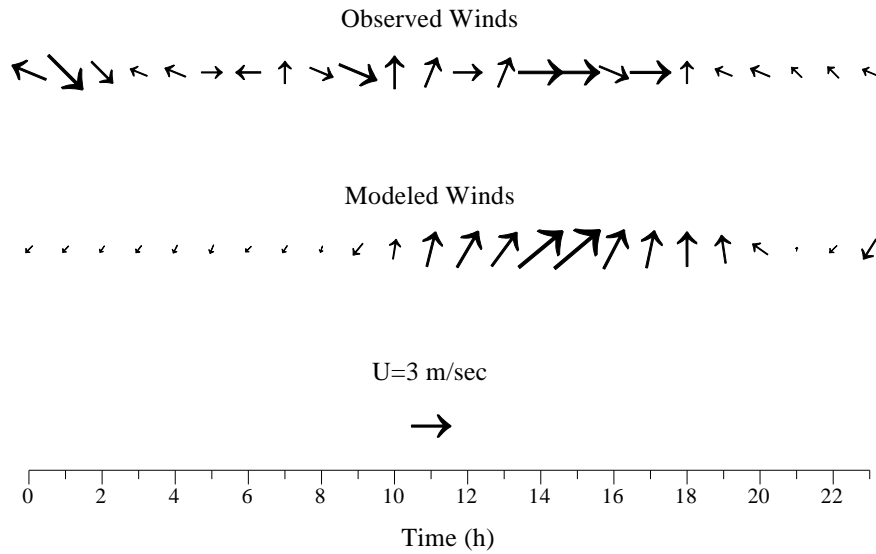


**Σχ. (1.6.4δ) Όπως το Σχ. (1.6.4α) αλλά για το Εμποριό**

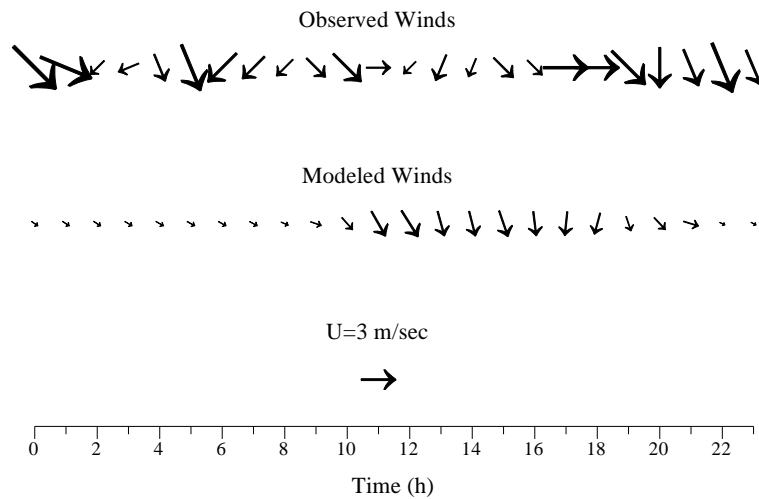




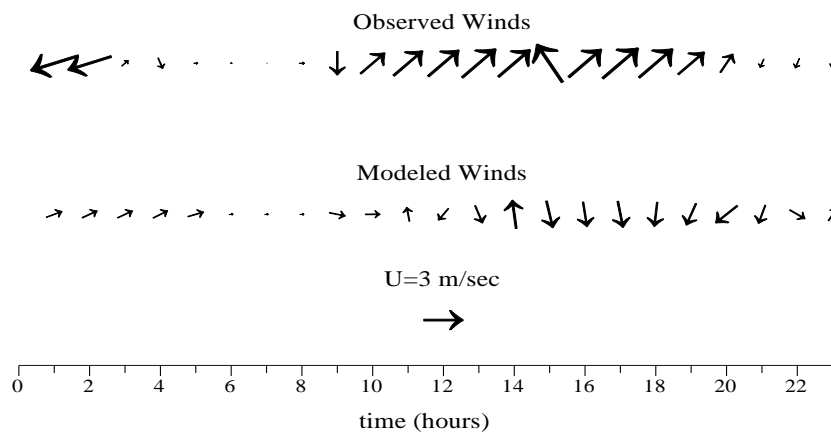
Σχ. (1.6.5α) Παρατηρούμενα και υπολογιζόμενα ανύσματα ανέμου στο σταθμό του Αυχένα στις 13/5/90



Σχ. (1.6.5β) Όπως το Σχ. (1.6.4 α) αλλά για το σταθμό της Αγ. Ειρήνης



Σχ. (1.6.5γ) Όπως το Σχ.(1.6.5α) αλλά για το σταθμό του Εμπορίου



Σχ. (1.6.5δ) Όπως το Σχ.(1.6.5α) αλλά για το Λακκί

## **1.7 Προσομοίωση θαλάσσιας αύρας- Ιστορική αναδρομή**

Παρά τη φαινομενική απλότητα του μηχανισμού της αύρας, οι θεωρητικές μελέτες είναι σπάνιες στη βιβλιογραφία πριν από το 1945. Μετά από την περίοδο αυτή και μέχρι σήμερα, έχουν διερευνηθεί μαθηματικά τα περισσότερα προβλήματα που σχετίζονται με τη θαλάσσια αύρα. Τα τελευταία χρόνια η πρόγνωση της θαλάσσιας αύρας έχει αποκτήσει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω της σημαντικής επιρροής της στη διασπορά των ρύπων.

Αναλυτικά και αριθμητικά μοντέλα για τη μελέτη της θαλάσσιας αύρας έχουν αναπτυχθεί και περιγράφονται συνοπτικά παρακάτω.

### **1.7.1 Αναλυτικά μοντέλα**

Τα αναλυτικά μοντέλα, που ήταν διαδεδομένα μέχρι το 1955 πριν την εξέλιξη των υπολογιστών, καλύπτουν τη βασική φυσική της αύρας. Στηρίζονται σε απλοποιήσεις των βασικών εξισώσεων, παραλείποντας τους μη γραμμικούς όρους μεταφοράς, και δίνουν μια ικανοποιητική θεωρητική εικόνα του φαινομένου.

Το μοντέλο του Jeffrey (1922) είναι η πρώτη απόπειρα μιας ποσοτικής εκτίμησης της αύρας και στηρίζεται στην προϋπόθεση ότι η δύναμη τριβής εξισορροπείται από την δύναμη οριζόντιας βαροβαθμίδας. Το μοντέλο αγνοεί τη δύναμη Coriolis και τις τοπικές παραγώγους του ανέμου. Παρά την απλότητα του μοντέλου, η προκύπτουσα κατακόρυφη δομή της αύρας είναι αρκετά ικανοποιητική σαν μια πρώτη προσέγγιση.

Ενα χαρακτηριστικό διδιάστατο μοντέλο που περιγράφει τη χρονική εξέλιξη της θαλάσσιας αύρας με την επίδραση της τριβής είναι αυτό του Haurwitz (1947). Το μοντέλο αυτό αγνοεί την επίδραση της Coriolis και περιγράφεται συνοπτικά:

Σε ιδεατό επίπεδο 2 διαστάσεων  $x-z$  (όπου  $x$  επίπεδο κάθετο στην ευθύγραμμη ακτογραμμή) χωρίς επιδράσεις μεγάλης κλίμακας, οι δυνάμεις που δρουν στη μονάδα μάζας του αέρα κατά τη διεύθυνση  $x$  είναι η δύναμη βαροβαθμίδας ανάλογη της διαφοράς θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας και η δύναμη τριβής που είναι αντίθετη σε αυτή και είναι ανάλογη της ταχύτητας  $u$ . Αντίστοιχες είναι και οι δυνάμεις στο επίπεδο  $z$  όπου η κατακόρυφη κίνηση εξαρτάται από την κατακόρυφη βαροβαθμίδα, την τριβή

και τη δύναμη βαρύτητας. Ετσι, η χρονική μεταβολή της οριζόντιας (u) και κατακόρυφης (w) ταχύτητας είναι :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - k_f u \quad (1.7.1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g - k_f w$$

Ο συντελεστής  $k_f$  είναι σταθερά που εκφράζει την ένταση της δύναμης τριβής.

Αν οι παραπάνω εξισώσεις πολλαπλασιαστούν με dx και dz αντίστοιχα και προστεθούν, και η προκύπτουσα εξίσωση ολοκληρωθεί σε μια κλειστή καμπύλη στο επίπεδο x-z, υπολογίζεται ο ρυθμός μεταβολής της κυκλοφορίας C:

$$\frac{dC}{dt} = \oint \left( \frac{du}{dt} dx + \frac{dw}{dt} dz \right) = -\oint \frac{dp}{\rho} - \oint g dz - k_f C \quad (1.7.2)$$

Η πυκνότητα  $\rho$  σύμφωνα με την καταστατική εξίσωση των αερίων, εκφράζεται :  $\rho = P/RT$ , όπου P η πίεση, R η παγκόσμια σταθερά των αερίων και T η θερμοκρασία. Ετσι η εξίσωση (2) γίνεται

$$\frac{dC}{dt} = -R \oint \frac{T dp}{p} - \oint g dz - k_f C \quad (1.7.3)$$

Ο πρώτος όρος ολοκληρώνεται σε ένα τετράπλευρο που έχει όρια τις πιέσεις  $p_0$  και  $p_1$  στο οριζόντιο επίπεδο και τις ισοθέρμους  $T_a$  (πάνω από την ξηρά) και  $T_b$  (πάνω από τη θάλασσα) στο κατακόρυφο (Σχ 1.7.1). Το ολοκλήρωμα που περιέχει το g είναι μηδέν. Ετσι η εξίσωση (3) γίνεται :

$$\frac{dC}{dt} = R(T_a - T_b) \ln \frac{p_0}{p_1} - k_f C \quad (1.7.4)$$

Αν το μήκος του τετραπλεύρου όπου γίνεται η ολοκλήρωση είναι L και η μέση επιτάχυνση κατά μήκος του είναι  $d\bar{V}/dt$ , όπου  $\bar{V}$  είναι η μέση ταχύτητα, τότε η κυκλοφορία C εκφράζεται:  $C = \bar{V} L$  και η εξίσωση (4) γίνεται :

$$\frac{d\bar{V}}{dt} + k_f \bar{V} = (T_a - T_b) \frac{R}{L} \ln \frac{p_0}{p_1} \quad (1.7.5)$$

Η διαφορά θερμοκρασίας που είναι περιοδική ως προς το χρόνο μπορεί να εκφραστεί σαν συνημιτονοειδής συνάρτηση του χρόνου με γωνιακή ταχύτητα  $\Omega=0.7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (τη γωνιακή ταχύτητα της γης) με υπόθεση ότι ο χρόνος ξεκινά από τη στιγμή που η διαφορά θερμοκρασίας είναι μέγιστη.

$$(T_a - T_b) \frac{R}{L} \ln \frac{p_0}{p_1} = A \cos \Omega t \quad (1.7.6)$$

$$\text{Όπου } A = \frac{R}{L} \ln \frac{p_0}{p_1} (T_a - T_b)_{\max}$$

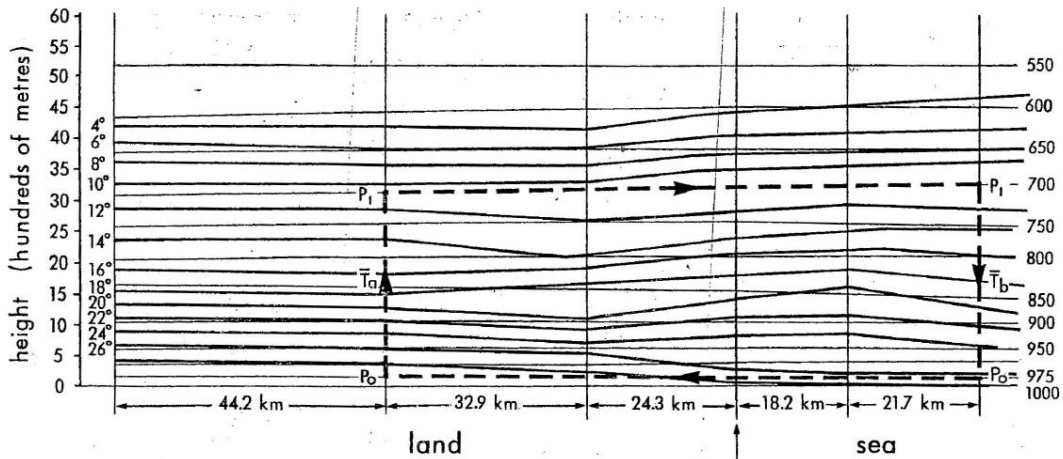
Και η (5) γίνεται :

$$\frac{d\bar{V}}{dt} + k_f \bar{V} = A \cos \Omega t \quad (1.7.7)$$

Ολοκληρώνοντας ως προς το χρόνο και θέτοντας  $\chi = \tan^{-1}(\Omega/k_f)$  παίρνουμε την έκφραση για τη μέση ταχύτητα της θαλάσσιας αύρας στο χώρο τη χρονική στιγμή t:

$$\bar{V} = B.e^{-k_f t} + A(k_f^2 + \Omega^2)^{-1/2} \cos(\Omega t - \chi) \quad (1.7.8)$$

Η σταθερά του πρώτου όρου είναι μηδενική ( $B=0$ ) μια και για μηδενική διαφορά θερμοκρασίας ( $A=0$ ) η ταχύτητα  $\bar{V}$  είναι μηδενική. Ο δεύτερος όρος είναι περιοδική συνάρτηση του χρόνου και  $\chi$  είναι η διαφορά φάσης μεταξύ της μέγιστης διαφοράς θερμοκρασίας και της μέγιστης έντασης της αύρας. Με απουσία τριβής  $k_f=0$ ,  $\Omega/k_f$  τείνει στο άπειρο και  $\chi=0$ . Η μέγιστη τιμή της αύρας εμφανίζεται τη χρονική στιγμή  $\pi/2\Omega$  όταν το συνημίτονο στην (1.7.8) παίρνει τη μέγιστη τιμή  $\cos(\pi)$ . Από την εξίσωση (6) φαίνεται ότι τη χρονική αυτή στιγμή η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς-θάλασσας έχει φτάσει στο μηδέν μια και ο δεξιός όρος περιέχει το  $\cos(\pi/2)$ . Στην πραγματικότητα, η μέγιστη τιμή εμφανίζεται σχεδόν ακριβώς την ώρα της μέγιστης διαφοράς. Η διαφοροποίηση οφείλεται στην επίδραση της τριβής μέσω του συντελεστή  $k_f$  ο οποίος όμως δεν είναι εύκολο να προσδιοριστεί εμπειρικά από παρατηρήσεις. Ο Haurwitz υπολόγισε τη μέγιστη τιμή της αύρας τρεις ώρες μετά τη μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας, και η απόκλιση οφείλεται στο σφάλμα εκτίμησης του  $k_f$  και στην αγνόηση των μη γραμμικών όρων και των όρων μεταφοράς.



**Σχ (1.7.1) Βαροκλιτικό και βαροτροπικό πεδίο θαλάσσιας αύρας στην ακτή του Τέξας. Οι λεπτές γραμμές παριστάνουν ισοβαρικές επιφάνειες (σε mb) ενώ οι έντονες τις ισόθερμες (σε βαθμούς C). Η διακεκομμένη γραμμή παριστάνει τη διαδρομή ολοκλήρωσης της κυκλοφορίας της αύρας (Από Atkinson, 1981)**

Ο Schmidt (1947) στο μοντέλο του περιλαμβάνει συμπιεστότητα του αέρα και μεταβολές ως προς το κατακόρυφο επίπεδο. Η τριβή, υπολογίζεται, όπως και από τον Haurwitz σαν δύναμη ανάλογη της ταχύτητας με υπολογισμό όμως και των κατακόρυφων μεταβολών της. Ο Schmidt καθορίζει τη χρονική εξέλιξη της κατανομής θερμοκρασίας στο οριζόντιο και κατακόρυφο επίπεδο. Συγκεκριμένα, η διαφορά θερμοκρασίας μειώνεται εκθετικά με το ύψος, παρουσιάζει ημιτονοειδή μεταβολή με το χρόνο και είναι συνάρτηση της απόστασης από την ακτή. Υπολογίζει ικανοποιητικά την κατακόρυφη μεταβολή της θαλάσσιας αύρας αλλά όχι και της απόγειας.

Ο Pierson (1950) εισάγει τους όρους της τυρβώδους διάχυσης στον υπολογισμό της κατακόρυφης μεταβολής της θερμοκρασίας και αντικαθιστά τους όρους τριβής με όρους τυρβώδους διάχυσης  $K_z^M \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$ , όπου  $K_z^M$  συντελεστής κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης. Οι προσομοιώσεις του εμφανίζουν σπείρα Ekman που είναι σε συμφωνία με την παρατηρούμενη στροφή του ανέμου με το ύψος, ενώ εμφανίζεται και ρεύμα επιστροφής.

Ο Defant (1950) στο τριδιάστατο μοντέλο του, παράλληλα με την Coriolis και την τριβή, λαμβάνει υπ' όψη και την οριζόντια και κατακόρυφη ροή θερμότητας που είναι η

μεγαλύτερη συμβολή στη θεωρία του. Το ύψος του στρώματος της θαλάσσιας αύρας υπολογίζεται καλύτερα από ότι στα προηγούμενα μοντέλα.

Η γραμμική όμως θεωρία στην οποία στηρίζονται τα αναλυτικά μοντέλα, έχει περιορισμούς: Εκτός από την παράλειψη των μη γραμμικών όρων, δεν περιλαμβάνει τη χρονική μεταβολή της κατακόρυφης στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας, μεταβολές της τυρβώδους διάχυσης με το ύψος, θερμικό ισοζύγιο, μεταφορά θερμότητας στο έδαφος, τοπογραφία. Τα αναλυτικά μοντέλα αγνοούν τους όρους μεταφοράς και την αλληλεπίδραση μεταξύ της κατανομής της θερμοκρασίας και ανέμου.

Σαν αποτέλεσμα, οι κυκλοφορίες της θαλάσσιας και απόγειας αύρας που δίνονται από τα μοντέλα αυτά εμφανίζονται συμμετρικές στο χώρο ενώ η δημιουργία και εξέλιξη του μετώπου είναι αδύνατο να προσομοιωθεί.

### ***1.7.2 Αριθμητικά μοντέλα***

Με την εξέλιξη των υπολογιστών, ξεκινά η χρήση αριθμητικών μοντέλων, και η επίλυση των εξισώσεων κίνησης πραγματοποιείται χωρίς τους περιορισμούς της γραμμικής θεωρίας. Τα αριθμητικά μοντέλα λύνουν σύστημα πολύπλοκων εξισώσεων. Λόγω όμως της χρήσης πεπερασμένων σημείων πλέγματος, τα μοντέλα αυτά είναι ιδιαίτερα ευαίσθητα στις απότομες βαθμίδες θερμοκρασίας και ταχύτητας κοντά στην ακτή. Μέχρι το 1970, τα περισσότερα αριθμητικά μοντέλα που μελετούν την αύρα είναι διδιάστατα και χρονικά μεταβαλλόμενα.

Αρχική προσπάθεια αποτελεί το μοντέλο του Pearce (1955). Το μοντέλο του περιλαμβάνει τις εξισώσεις κίνησης μαζί με τους μη γραμμικούς όρους, την εξίσωση συνέχειας και μία συνάρτηση θέρμανσης του αέρα. Σε αντίθεση με τα προηγούμενα μοντέλα όπου η συνάρτηση θερμοκρασίας είναι προκαθορισμένη, ο Pearce υποθέτει μια συνάρτηση κατανομής πηγών θέρμανσης και ψύξης και ξεκινά το μοντέλο με μία αρχικά ισόθερμη ατμόσφαιρα πάνω από τις επιφάνειες της ξηράς και της θάλασσας, οι οποίες θερμαίνονται διαφορετικά στη συνέχεια, από ρεύματα ανοδικών κινήσεων αποκαθιστώντας μια αδιαβατική θερμοβαθμίδα μέχρι ένα ορισμένο ύψος. Τα αποτελέσματα του μοντέλου έχουν καλή προσέγγιση με τις μετρήσεις όσον αφορά τη δομή του κυττάρου της θαλάσσιας αύρας (Atkinson, 1981).

Ο Fisher (1961) αναπτύσσει παρόμοιο μοντέλο με διαφορετική όμως συνάρτηση θερμοκρασίας. Η αρχική θερμοκρασία στην ξηρά και θάλασσα προέρχεται από μετρήσεις ενώ η θερμοκρασία της θάλασσας θεωρείται σταθερή κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης. Οσον αφορά την κατακόρυφη δομή, η αρχική κατατομή θερμοκρασίας θεωρείται ισόθερμη για τα 500 πρώτα μέτρα, και αδιαβατική πιο πάνω. Λαμβάνεται υπόψη κατακόρυφος συντελεστής διάχυσης μεταβλητός καθ' ύψος. Προσομοιώνεται με επιτυχία το ύψος όπου εμφανίζεται το μέγιστο στην κατακόρυφη κατανομή ταχύτητας. Επίσης οι κατακόρυφες ταχύτητες καθώς και η κατανομή θερμοκρασίας προσομοιώνονται πιο ικανοποιητικά από ότι στο μοντέλο του Pearce (Atkinson,1981).

Βασικό μοντέλο που χρησιμοποιείται στη μετέπειτα έρευνα είναι αυτό του Estoque (1961). Σημαντική καινοτομία του μοντέλου αποτελεί η διαίρεση του κατακόρυφου πεδίου σε δύο στρώματα. Ένα λεπτό στρώμα κοντά στο έδαφος όπου οι ροές ορμής και θερμότητας παραμένουν σταθερές, και ένα μεταβατικό που παρουσιάζει κατακόρυφη γραμμική μείωση του συντελεστή διάχυσης, και φτάνει τα 2km. Το μοντέλο, προσομοιώνει ικανοποιητικά τη ζώνη σύγκλισης κοντά στην ακτή και είναι η πρώτη φορά που ένα μοντέλο προσεγγίζει ικανοποιητικά το μέτωπο της αύρας. Ο Magata (1965) εισάγει την επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας και της υγρασίας με αποτέλεσμα το μέτωπο της αύρας να είναι πιο ισχυρό. Το μοντέλο του Estoque αναπτύσσεται σε 3 διαστάσεις από τον McPherson (1970) ο οποίος μελετά την εξέλιξη του μετώπου της αύρας σε ανώμαλες ακτές. Προσομοιώνει την αύρα σε τετράγωνη ακτή και βρίσκει σημαντικές παραμορφώσεις (deformations) στην τριδιάστατη ροή. Οι Neumann and Mahrer (1974a,b) συμπεριλαμβάνουν το συντελεστή οριζόντιας διάχυσης που είναι σημαντικός στις προσομοιώσεις σε κυρτές ακτογραμμές όπως τα κυκλικά νησιά λόγω της σημαντικής μεταβολής του ανέμου στο οριζόντιο επίπεδο. Το πλέγμα των 5km που χρησιμοποιεί είναι όμως αρκετά μεγάλο για λεπτομερή προσομοίωση του μετώπου της αύρας. Ο Lambert (1974) χρησιμοποιεί το μοντέλο του Estoque με οριζόντιο πλέγμα με βήμα 1km και χρονικό βήμα 40sec και τα αποτελέσματα του προσεγγίζουν καλύτερα τις πειραματικές τιμές του μετώπου.

Μεταγενέστερα αριθμητικά μοντέλα είναι του Pielke (1974a) ο οποίος προσομοιώνει τη θαλάσσια αύρα στη Florida και συμπεραίνει ότι σε μέρες με ασθενή συνοπτικό άνεμο, οι



ζώνες σύγκλισης της αύρας είναι η βασική αιτία της νέφωσης και βροχόπτωσης. Οι Mahrer and Pielke (1977) εισάγουν την επίδραση της τοπογραφίας και μελετούν το συνδυασμό αύρας και ανέμων ορέων. Οι Steyn and Mc Kendry (1988) χρησιμοποιούν το μοντέλο στην περιοχή του Vancouver εισάγοντας και την επίδραση της αντικυκλωνικής κατολίσθησης. Το μοντέλο δίνει λιγότερο ικανοποιητικά αποτελέσματα κατά τη νυκτερινή και μεταβατική (προς το βράδυ) περίοδο και έχει την τάση υπερεκτίμησης του ανέμου την ημέρα.

Σήμερα, τα περισσότερα μη υδροστατικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται σαν ερευνητικά εργαλεία και λύνουν τις πλήρεις εξισώσεις κίνησης έχουν τη δυνατότητα ικανοποιητικής προσομοίωσης της θαλάσσιας αύρας. Ο συνδυασμός σωστής εισαγωγής της συνοπτικής κατάστασης, των οριακών συνθηκών και η όσο το δυνατό πυκνότερη απεικόνιση της τοπογραφίας σε συνδυασμό με ικανοποιητικό χρόνο προσομοίωσης είναι τα κυριότερα στοιχεία που οδηγούν στην ακριβέστερη προσομοίωση. Συχνά, προς όφελος της υπολογιστικής ταχύτητας, το πεδίο αναφοράς της προσομοίωσης δεν είναι αρκετά εκτεταμένο με αποτέλεσμα να χάνεται η γενική εικόνα της συνοπτικής κατάστασης και της τοπογραφίας. Το μοντέλο MM5 (Dudhia, 1993) που χρησιμοποιείται στη μελέτη αυτή για την περιοχή του Λος Αντζελες και περιγράφεται εκτεταμένα στο Κεφάλαιο 3 περιέχει δυνατότητα πεπλεγμένων πεδίων και ανανέωσης της συνοπτικής κατάστασης, ιδιότητες που προσπαθούν να λύσουν τα παραπάνω προβλήματα.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2- Υπάρχουσα γνώση σχετικά με την κλιματολογία και τις τοπικές κυκλοφορίες στο λεκανοπέδιο του Los Angeles**

### **2.1 Εισαγωγή**

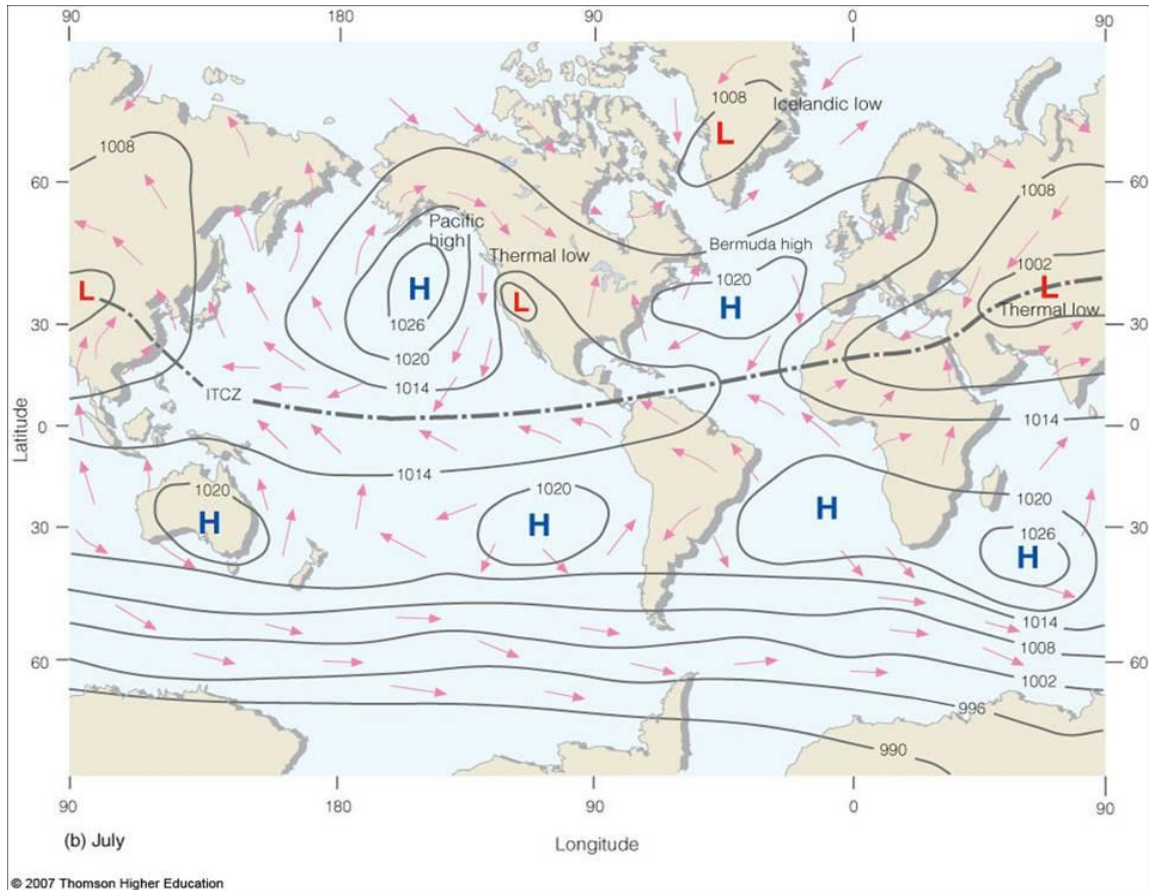
Οι μετεωρολογικές συνθήκες στο Los Angeles (ΛΑ) κατά τη θερινή περίοδο παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω της κλιματολογίας και τοπογραφίας της περιοχής. Η αντικυκλωνική κυκλοφορία στον Ειρηνικό, το θερμικό χαμηλό στην ακτή και η διαρκής παρουσία αναστροφής ύψους είναι οι κυριότεροι μετεωρολογικοί παράγοντες οι οποίοι σε συνδυασμό με την τοπογραφία διαμορφώνουν τις τοπικές κυκλοφορίες, και κυρίως τη θαλάσσια αύρα και τους αναβάτες. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η δημιουργία ζωνών σύγκλισης στο πέρασμα ανάμεσα στους ορεινούς όγκους, σημαντικός παράγοντας για τη συσσώρευση των ρύπων. Οι Shultz and Warner (1982), συμπέραναν ότι η επίδραση του φαινομένου της αστικής νησίδας είναι μικρή.

### **2.2. Γενική κλιματολογία της περιοχής του ΛΑ**

Το λεκανοπέδιο του Los Angeles (Εισαγωγή-Σχ. 1,2) βρίσκεται στην παραλιακή πεδινή περιοχή κοντά στην ακτή μεταξύ του Ειρηνικού ωκεανού στα δυτικά, και της ορεινής περιοχής στα βόρεια, ανατολικά και νότια. Τα βουνά Santa Monica (με κορυφή 948m) και San Gabriel (3km) οριοθετούν τη βορειοδυτική και βόρεια πλευρά του ΛΑ αντίστοιχα, τα βουνά San Bernardino (3km) και San Jacinto (3288m) την ανατολική και το βουνό Santa Ana (1733m) τη νοτιοανατολική. Το ΛΑ είναι επίπεδο κοντά στην παραλία, λοφώδες στο κέντρο και επίπεδο αλλά υπερυψωμένο (κατά 250m περίπου), στην ανατολική πλευρά. Στη λοφώδη κεντρική περιοχή βρίσκονται οι Puente Hills, που αποτελούν προέκταση της οροσειράς Santa Ana προς βορρά. Η νοτιοανατολική περιοχή που συνορεύει με το Μεξικό είναι ερημική. Το ΛΑ έχει κλίμα που χαρακτηρίζεται από δύο διακεκριμένες εποχές: βροχερό χειμώνα και ξηρό καλοκαίρι. Σύμφωνα με την κλίμακα Köppen έχει κλίμα μεσογειακό. Επηρεάζεται ιδιαίτερα από τον αντικυκλώνα του Ειρηνικού, αποτέλεσμα της γενικής κυκλοφορίας

Το χειμώνα, το κέντρο αυτό των υψηλών πιέσεων βρίσκεται νότια του ΛΑ, οπότε τα μέτωπα εισέρχονται ανεμπόδιστα στην περιοχή. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, (Σχ

2.2.1) ο Αντικυκλώνας του Ειρηνικού βρίσκεται βόρεια του ΛΑ, εκτοπίζοντας τα συστήματα προς βορρά. Καθοδικές κινήσεις στην ανατολική πλευρά του αντικυκλώνα προκαλούν θέρμανση και ξήρανση του αέρα ενώ οι συνοπτικοί άνεμοι είναι ασθενείς.

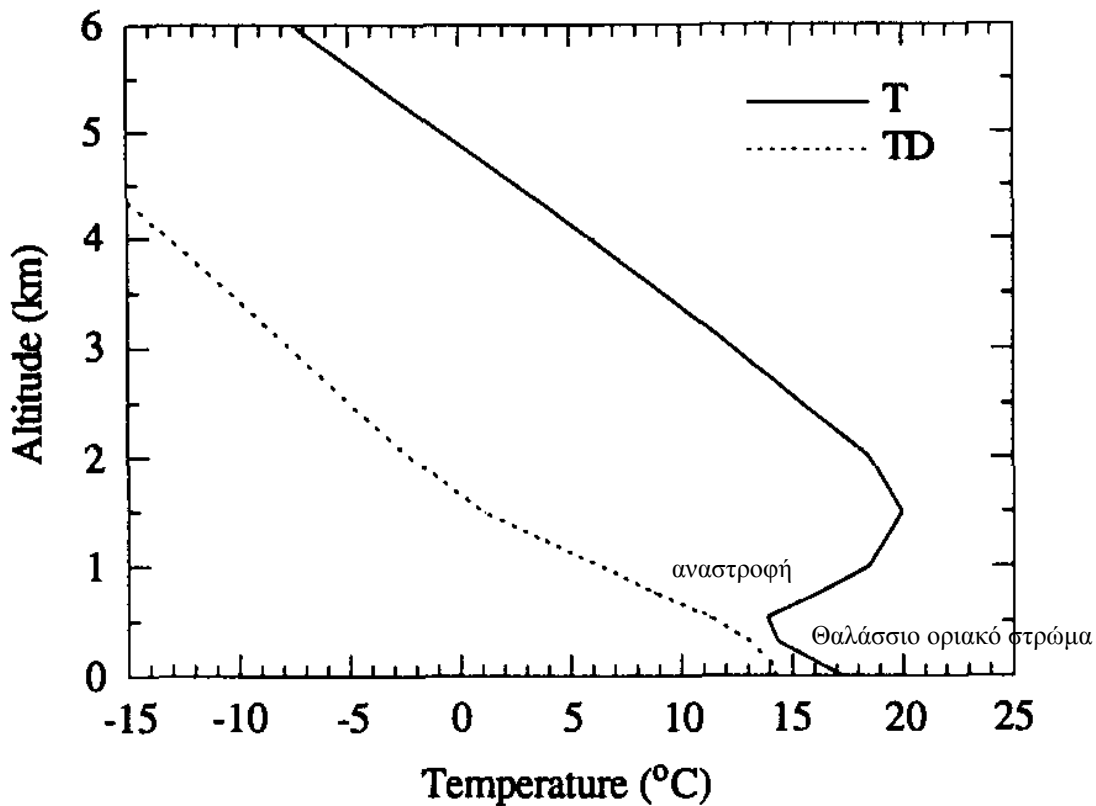


Σχ. (2.2.1) Αντιπροσωπευτική κατανομή βαρομετρικών πιέσεων στην επιφάνεια στις ΗΠΑ το καλοκαίρι

Στο εσωτερικό του ΛΑ, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες με αποτέλεσμα την παρουσία μιας θερμικής αντεστραμμένης ύφεσης. Οι διαφορές πίεσης μεταξύ των υψηλών πιέσεων στη θαλάσσια περιοχή και των χαμηλών στο εσωτερικό, προκαλούν βορειοδυτικό ρεύμα τύπου μουσώνα. Το ρεύμα αυτό ενισχύεται από τοπικές θαλάσσιες αύρες κοντά στην ακτή, και θερμικούς αναβάτες ανέμους στο εσωτερικό. Υγρό ρεύμα αέρα που έρχεται από τα θερμότερα νερά του Ειρηνικού προς την ψυχρότερη παράκτια περιοχή, προκαλεί ομίχλη και σύννεφα stratus. Το στρώμα ομίχλης-stratus εξατμίζεται γρήγορα, πριν εισέλθει στο εσωτερικό του ΛΑ.

Έτσι, οι εσωτερικές θερμοκρασίες είναι πολύ μεγαλύτερες από τις παράκτιες. Τη νύκτα οι ροές που κυριαρχούν στο ΛΑ είναι η απόγειος αύρα και οι καταβάτες άνεμοι.

Ο ξηρός και θερμός αέρας λόγω των καθοδικών κινήσεων του αντικυκλώνα συναντά τον ψυχρό υγρό θαλάσσιο αέρα κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας που αποτελεί το θαλάσσιο οριακό στρώμα (ΘΟΣ) με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας έντονης αναστροφής ύψους ανάμεσα στους δύο τύπους αερίων μαζών. (Σχ.2.2.2). Η αναστροφή αυτή έχει εύρος 5-10° C σε στρώμα 200-500m και περιορίζει την κατακόρυφη ανάμιξη του υγρού αέρα και των ρύπων και συνήθως φτάνει σε απόσταση 50km από την ακτή.



Σχ. (2.2.2) Τυπική αναστροφή ύψους στο ΛΑ. Με συνεχή γραμμή η κατατομή θερμοκρασίας και με διακεκομμένη η κατατομή του σημείου δρόσου

Όταν ο αντικυκλώνας ενισχύεται ή πλησιάζει τη δυτική ακτή, η αναστροφή γίνεται πιο έντονη και το βάθος του ΘΟΣ μικραίνει.

Οι αίθριες καιρικές συνθήκες στο ΛΑ αρκετές φορές διακόπτονται από την εμφάνιση ενός κυκλωνικού στροβίλου γύρω από το νησί Catalina (Catalina eddy), (Σχ. 2.2.3) που αλλάζει τη διεύθυνση της ροής του ανέμου από ΒΔ σε Ν-ΝΑ κοντά στη νότια παραλιακή

ακτή του ΛΑ . Ο συνδυασμός του νοτίου αυτού ρεύματος σε συνδυασμό με τη βόρεια ροή στα δυτικά δημιουργεί κυκλωνική κυκλοφορία. Ο στρόβιλος συνοδεύεται με απότομη πτώση της θερμοκρασίας και αυξημένη νέφωση. Έχει συνήθως διάμετρο 200-300km, και η εμφάνιση του είναι πιο συχνή το Μάιο και τον Ιούνιο.

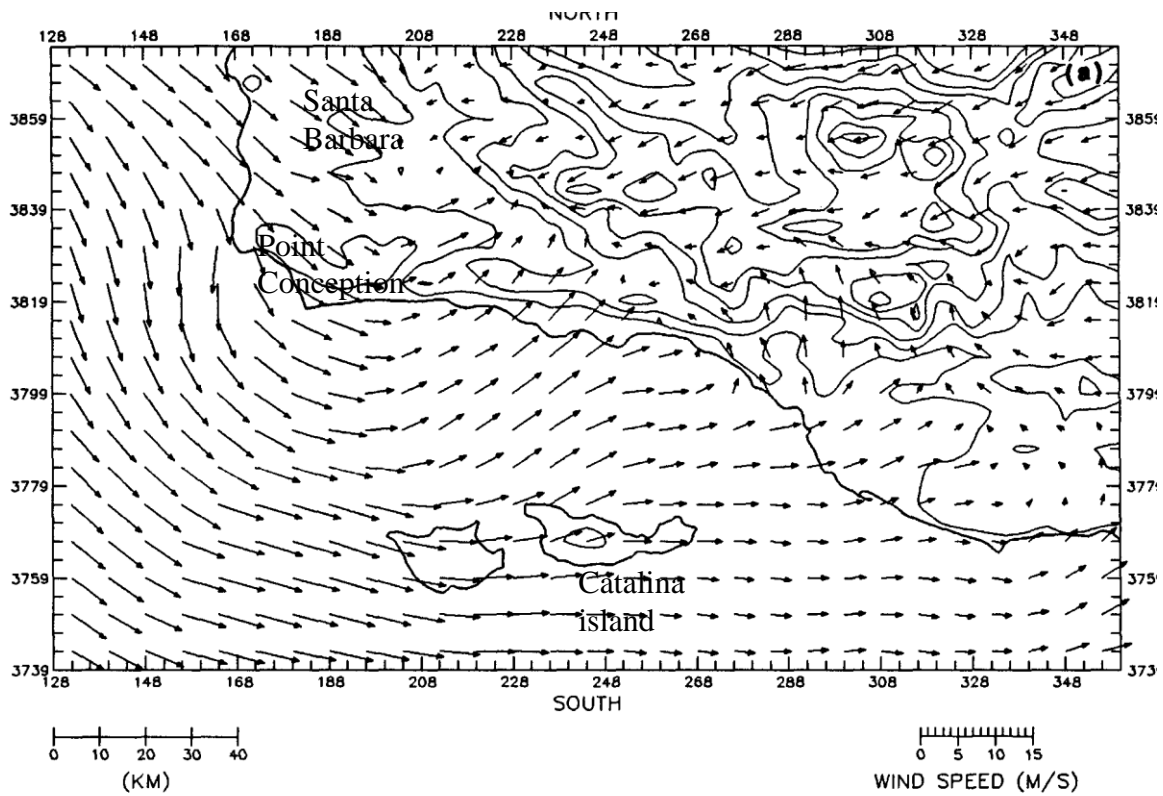


Σχ. (2.2.3) Ο στρόβιλος Catalina

Ο μηχανισμός δημιουργίας της κυκλωνικής κυκλοφορίας αποδίδεται (Mass and Albright ,1989), Rosenthal (1968) σε μικρού μήκους ύφεσης στη βορειοδυτική ακτή των ΗΠΑ, που δημιουργείται από την πτώση πίεσης στην υπήνεμη πλευρά των βουνών (lee-troughing) αποτέλεσμα της βόρειας συνιστώσας του ανέμου. Ο στρόβιλος χαρακτηρίζεται από βόρειους-βορειοανατολικούς ανέμους στην περιοχή του Point Conception και νότια ροή κοντά στην ακτή. Έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση του βάθους του ΘΟΣ, και την έντονη ανάμιξη των ρύπων μέσα σε αυτό. Κατά συνέπεια, αποτελεί βοηθητικό παράγοντα για την απομάκρυνσή τους.

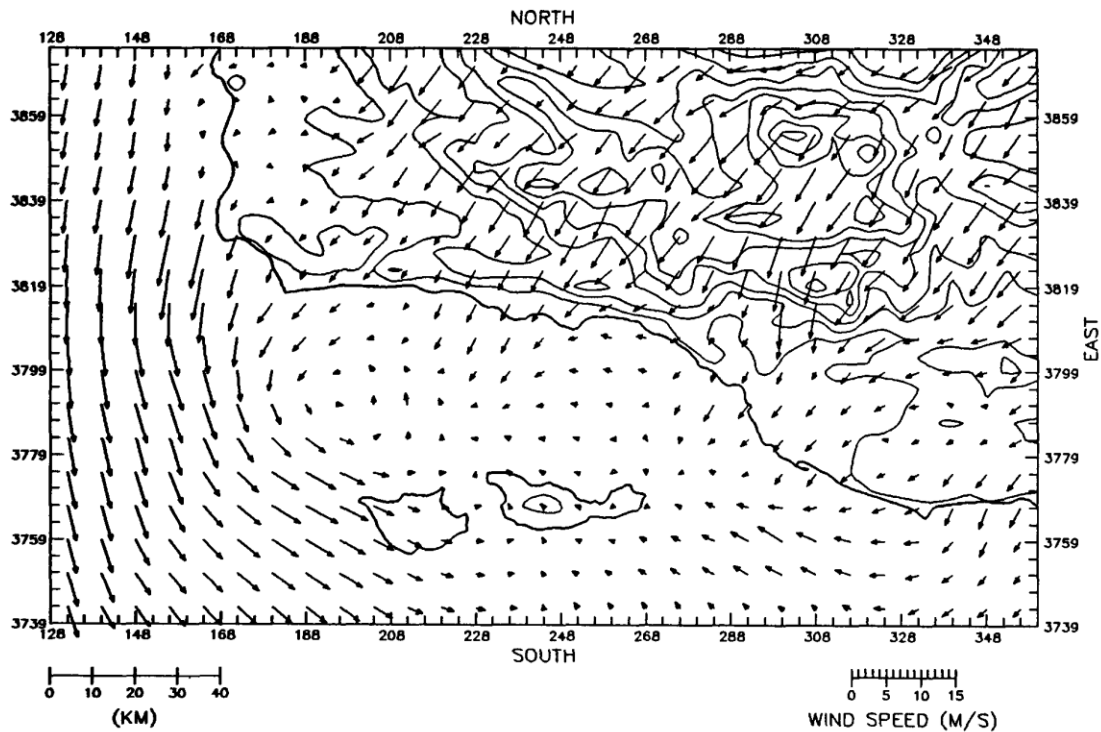
Δύο ακόμα είδη μικρότερων κυκλωνικών στροβίλων έχουν παρατηρηθεί στο Santa Barbara Channel. Ο στρόβιλος Gaviota (Douglas and Kessler,1991) (Σχ. 2.2.4) έχει διάμετρο 20km και εμφανίζεται κατά τη διάρκεια της μέρας. Είναι αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης του βορειοδυτικού ρεύματος στην περιοχή της Santa Barbara

διαμορφωμένο από την κυρτή ακτή στο Point Conception, με το ρεύμα προς την ακτή (θαλάσσια αύρα).



Σχ. (2.2.4) Διαγνωστικό πεδίο ανέμου επιφάνειας για τις 12/9/85 1500 PDT όπου φαίνεται στρόβιλος Gaviota (από Douglas and Kessler, 1991).

Ο στρόβιλος Midchannel διαμέτρου 20-50km (Kessler and Douglas, 1991) εμφανίζεται τις νυκτερινές και πρώτες πρωινές ώρες και είναι αποτέλεσμα ανατολικού ρεύματος στα παραλιακά υψώματα (Σχ. 2.2.5). Το ρεύμα αυτό εμφανίζεται τις βραδινές ώρες με την απόγεια αύρα που στη συνέχεια ενισχύεται από τους νυκτερινούς καταβάτες. Το ανατολικό ρεύμα σε συνδυασμό με στη δυτική ροή στον ωκεανό σχηματίζουν στρόβιλο.



Σχ (2.2.5) Διαγνωστικό πεδίο ανέμου για τις 2/10/85 0300 PDT όπου φαίνεται ο στρόβιλος midchannel (Douglas and Kessler, 1991)

### 2.3 Ειδικά χαρακτηριστικά και εξέλιξη τοπικών κυκλοφοριών στο ΛΑ

Οι θαλάσσιες αύρες παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στην κλιματολογία της περιοχής του ΛΑ, ιδίως το καλοκαίρι όταν η συνοπτική κατάσταση είναι ασθενής. Σε μία τυπική καλοκαιρινή μέρα, η θαλάσσια αύρα είναι αισθητή στις 1100 PDT το πρωί περίπου πνέοντας σχεδόν κάθετα στην ακτή. Αναβάτες δημιουργούνται στις πλαγιές των βουνών και συγκλίνουν στις κορυφές. Η κυκλοφορία αυτή εμφανίζει τη μεγαλύτερη έντασή της στις 1700 PDT (Lu and Turco, 1994b). Η τοπογραφία της περιοχής έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία ζωνών σύγκλισης στην San Fernando Valley και στα περάσματα μεταξύ των ορεινών όγκων (Cajon και Elsinore) (Σχ. 1,2). Οι ζώνες σύγκλισης δημιουργούν έντονες ανοδικές κινήσεις.

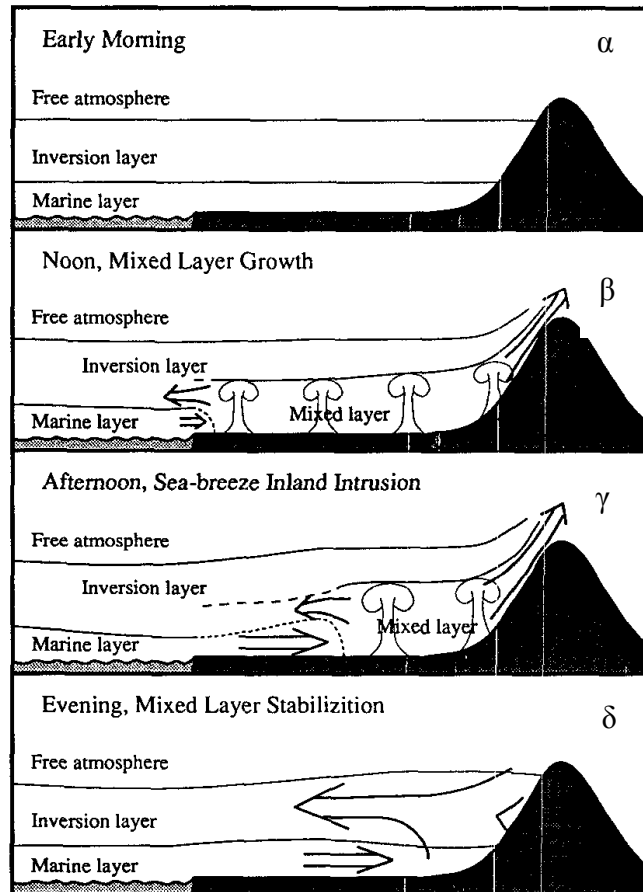
Λόγω του συνδυασμού αύρας-αναβατών, το μέτωπο της αύρας είναι συχνά δύσκολο να προσδιοριστεί από επιφανειακούς ανέμους. Επιπλέον, οι μεταβολές της θερμοκρασίας σε παραλιακούς σταθμούς δεν δείχνουν πάντα την αναμενόμενη πτώση, λόγω της γρήγορης θέρμανσης της θαλάσσιας αέριας μάζας στην επιφάνεια. Έτσι, συχνά το μέτωπο της αύρας προσδιορίζεται από τις μεταβολές του βάθους του θαλάσσιου οριακού



στρώματος (ΘΟΣ) και τη βαθμίδα συγκέντρωσης των δευτερογενών ρύπων. Ο Edinger (1959) βρήκε για πρώτη φορά ότι στην ακτή του ΛΑ το βάθος του ΘΟΣ είναι μέγιστο τις πρωινές ώρες κοντά στη θάλασσα και μετατοπίζεται από την παραλία προς το εσωτερικό με την εισχώρηση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας.

Η εξέλιξη του ΘΟΣ σε τυπικές συνθήκες κατατομής θερμοκρασίας για την περιοχή, δηλαδή με την παρουσία αναστροφής ύψους μελετήθηκαν για πρώτη φορά από τον Edinger (1959). Νωρίς το πρωί, η ατμόσφαιρα είναι σχετικά ήρεμη και αποτελείται από τρία στρώματα: Το υγρό ΘΟΣ κοντά στην επιφάνεια, το στρώμα αναστροφής ύψους, και την ελεύθερη τροπόσφαιρα. (Σχ.2.3.1α). Τις πρωινές ώρες (Σχ. 2.3.1 β), το ΘΟΣ πάνω από την ξηρά θερμαίνεται από τυρβώδη μεταφορά ενέργειας από την επιφάνεια, γίνεται πιο ασταθές και ξηρό, και σταδιακά βαθιάει μέχρι το μεσημέρι όταν η θερμοκρασία στην επιφάνεια γίνεται μέγιστη. Έχει υπολογιστεί ότι για αύξηση θερμοκρασίας επιφάνειας 7K το ύψος αυξάνει στα 300m (Edinger, 1959). Έτσι, το ύψος του αναμένεται να παρουσιάζει απότομη αύξηση στην ακτή. Η ροή θαλάσσιας αύρας όμως, που μεταφέρει ψυχρό και υγρό αέρα, σχηματίζει μέτωπο που εξομαλύνει τη βαθμίδα αυτή και τη μεταφέρει σταδιακά προς το εσωτερικό. Το πρωί, όταν η θαλάσσια αύρα είναι σχετικά ασθενής, το στρώμα του υγρού αέρα που φτάνει στο εσωτερικό έχει περισσότερο χρόνο να θερμανθεί, από ότι το απόγευμα, όταν λόγω της ενίσχυσης της θαλάσσιας αύρας, ο χρόνος που διανύθηκε στην ξηρά είναι μικρότερος. Αυτό είναι αιτία να περιορίζεται η κατακόρυφη ανάμιξη, και έτσι από το μεσημέρι μέχρι την ώρα της μέγιστης έντασης της αύρας το απόγευμα, αρχίζει η μείωση του ΘΟΣ. Ο Edinger (1963) συνέκρινε τα ύψη της βάσης της αναστροφής και του υγρού στρώματος από την ακτή στο εσωτερικό, και παρατήρησε ότι η βάση της αναστροφής είναι κατά τι χαμηλότερη από το υγρό στρώμα σε σταθμούς περίπου 20km από την ακτή λόγω των θερμικών ανοδικών κινήσεων, που σταδιακά την καταστρέφουν από τη βάση της.

Η εξέλιξη της στρωμάτωσης χωρίς παρουσία ανέμου βαθμίδας μελετήθηκε και με ιδεατές δισδιάστατες προσομοιώσεις από τους Lu and Turco (1994a) (Σχ.2.3.1).



Σχ.(2.3.1) Εξέλιξη της στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας από Lu and Turco (1994a) (α) το πρωί (β) το μεσημέρι (γ) το απόγευμα (δ) το βράδυ.

Η θαλάσσια αέρια μάζα αρχίζει να εισέρχεται προς το εσωτερικό δημιουργώντας μέτωπο του οποίου η οριζόντια απόσταση από την ακτή καθορίζεται από τη μέγιστη κατακόρυφη προς τα πάνω ταχύτητα. Το ρεύμα επιστροφής της αύρας δημιουργεί καθοδικές κινήσεις που λόγω της κλίσης του μετώπου, πιέζουν το ΘΟΣ προς τα κάτω. Έτσι, το ΘΟΣ είναι χαμηλότερο κοντά στην ακτή από ότι στη θάλασσα (Σχ.2.3.1γ). Η ταχύτητα του μετώπου μεγαλώνει το απόγευμα σαν αποτέλεσμα της ολικής θέρμανσης της ατμόσφαιρας από τον ήλιο (Pearson,1973). Αργά το απόγευμα, η διαφορά θερμοκρασίας και πυκνότητας μεταξύ του ψυχρού θαλάσσιου αέρα και του θερμότερου ουδέτερου πλέον πάνω από την ξηρά συνεχίζει να ωθεί την αύρα σαν κύμα βαρύτητας πλέον. Σταδιακά αποκαθίσταται η αρχική στρωμάτωση της ατμόσφαιρας. (Σχ. 2.3.1δ). Η αύρα

δημιουργεί πλέον κλίση με την ακτογραμμή λόγω της στροφής Coriolis και σταδιακά εμφανίζεται η απόγεια αύρα κατά τη διάρκεια της νύκτας.

Οι Schultz and Warner (1982) που συνέκριναν προσομοιώσεις με και χωρίς την παρουσία της αναστροφής ύψους, έδειξαν ότι η αναστροφή κάνει την κυκλοφορία της αύρας πιο χαμηλή και πιο ισχυρή (μεγαλύτερη θερμοβαθμίδα) επειδή η ροή θερμότητας πάνω από την αναστροφή είναι περιορισμένη.

Η παρουσία ορεινών όγκων τροποποιεί την εξέλιξη της θαλάσσιας αύρας ανάλογα με το μέγεθος και τη μορφή του βουνού και την απόστασή του από την ακτή. Οι Lu and Turco (1994α) με δισδιάστατες προσομοιώσεις έδειξαν ότι ορεινοί όγκοι σε μικρή απόσταση από παραλιακές περιοχές έχουν σαν αποτέλεσμα την πλήρη ενσωμάτωση της θαλάσσιας αύρας με τους αναβάτες ανέμους. Αν το βουνό είναι αρκετά χαμηλό, (Santa Monica) και η κορυφή του είναι χαμηλότερα από τη βάση της αναστροφής, κυριαρχεί η κυκλοφορία της αύρας που περνά πάνω από το βουνό, και η επίδραση του βουνού είναι μικρή.

Σε μεγαλύτερα βουνά (San Gabriel) (Σχ. 2.3.2α), η κορυφή βρίσκεται πάνω από την αναστροφή και ο συνδυασμός των ροών ανέρχεται στην πλαγιά του βουνού. Ο θαλάσσιος ψυχρός αέρας που ψύχεται περταίρω αδιαβατικά λόγω ανοδικών κινήσεων εξισορροπείται από τη διαβατική θέρμανση στις πλαγιές με αποτέλεσμα η αέρια μάζα να μην είναι αρκετά ψυχρή και ένα μέρος της να περάσει από το στρώμα ανάμιξης στην αναστροφή. Το στρώμα επιστροφής που σχηματίζεται μέσα στην αναστροφή, λόγω της κλίσης του βουνού προκαλεί καθοδικές κινήσεις και αδιαβατική θέρμανση. Έτσι, ο αέρας πάνω από το στρώμα ανάμιξης θερμαίνεται. Το βάθος του οριακού στρώματος πάνω από τις πλαγιές των βουνών μικραίνει τις απογευματινές ώρες. Τέτοιου μεγέθους ορεινοί όγκοι εμποδίζουν την εξάπλωση της αύρας το απόγευμα.

Σε μεσαίου μεγέθους βουνά με κορυφή μέσα στην αναστροφή, (Santa Ana) (Σχ. 2.3.2β) σε αντίθεση με την προηγούμενη περίπτωση, ο ανερχόμενος αέρας δεν μπορεί να εισχωρήσει στο στρώμα της αναστροφής και να περάσει πάνω από την κορυφή του βουνού. Το ρεύμα επιστροφής όμως που βρίσκεται μέσα στην αναστροφή, αναμιγνύει τον αέρα της ελεύθερης ατμόσφαιρας με τον ευσταθή της αναστροφής.

Σε υψηλά βουνά μακριά από την παραλία όπως το San Bernardino, η θαλάσσια αύρα δεν φτάνει παρά μόνο κατά τις απογευματινές ώρες. Στην περίπτωση αυτή η αύρα είναι αποκομμένη από τους αναβάτες και οι δύο κυκλοφορίες δρουν ανεξάρτητα. Αργά το

απόγευμα το στρώμα ανάμιξης σταθεροποιείται και περιορίζεται κοντά στην ακτή λόγω της παρουσίας των βουνών.

Η κυκλοφορία της αύρας έχει μεγάλη σημασία στη μεταφορά των ρύπων. Στην περιοχή του ΛΑ η μεταφορά τους προς το εσωτερικό αυξάνει τη συγκέντρωσή τους τις απογευματινές ώρες. Ο ρυπασμένος αέρας μπορεί να εισχωρήσει στην αναστροφή λόγω ανάμιξης σχηματίζοντας στρώματα ρύπων καθ' ύψος που παραμένουν στην αναστροφή κατά τη διάρκεια της νύκτας και εξαπλώνονται σε όλο το λεκανοπέδιο. Έτσι, μπορούν να εμφανιστούν μεγάλες συγκεντρώσεις ρύπων στην επιφάνεια τις πρωινές ώρες λόγω του φαινομένου τις καμινάδας. Οι Schultz and Warner (1982), έδειξαν ότι η επίδραση του φαινομένου της αστικής νησίδας στην περιοχή δεν είναι σημαντική.

#### **2.4 Ανασκόπηση των μελετών στο ΛΑ**

Λόγω του ιδιαίτερου κλιματολογικού ενδιαφέροντος που παρουσιάζει η περιοχή λόγω και της αυξημένης ρύπανσης έχουν γίνει πολλές μελέτες με βασικό θέμα τη συσχέτιση των μέσης κλίμακας κυκλοφοριών με τις αυξημένες συγκεντρώσεις ρύπων. Έχουν γίνει πειραματικές εκστρατείες και προσομοιώσεις με μετεωρολογικά μοντέλα οι οποίες αναφέρονται στο κεφάλαιο αυτό.

##### **2.4.1. Πειραματικές μελέτες.**

Οι Mc Elroy and Smith (1986) επεξεργάστηκαν μετρήσεις lidar από το καλοκαίρι του 1982, και έδειξαν ότι ο συνδυασμός θαλάσσιας αύρας, ζωνών σύγκλισης και αναβατών, είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία στρωμάτων aerosol σε ανώτερα επίπεδα.

Μετρήσεις επιφάνειας και ύψους για την περίοδο 8-10 Αυγούστου 1984 από το πρόγραμμα BASIN (Basic Studies on Airflow, Smog and Inversions) επεξεργάστηκαν από τον Wakimoto (1987). Κατά την περίοδο αυτή εμφανίστηκε Catalina Eddy που μείωσε τις συγκεντρώσεις όζοντος στο εσωτερικό του ΛΑ, με αντίστοιχη αύξησή τους βορειοδυτικά του ΛΑ.

Μεταγενέστερη πειραματική εκστρατεία ήταν η SCCAMP (South Central Coast Cooperative Aerometric Monitoring Program) (Hanna et al.,1991) που παρείχε βάσεις δεδομένων για το φθινόπωρο του 1985 στην περιοχή της Santa Barbara. Με στοιχεία

αυτής της βάσης δεδομένων οι Mc Elroy and Smith (1991) παρομοίασαν το θαλάσσιο οριακό στρώμα με ψυχρό μέτωπο, που έχει βάθος 150m πάνω από τη θάλασσα, αυξάνει εσωτερικά λόγω αύξησης τραχύτητας και ανοδικών κινήσεων, είναι κεκλιμένο κοντά στην ακτή και τελικά φτάνει μέχρι τα 1800m στο εσωτερικό. Η εξάπλωσή του παρεμποδίζεται από τους ορεινούς όγκους. Οι Scire and Chang (1991) μελέτησαν τη συνοπτική κατάσταση που ευνοεί τις αυξημένες συγκεντρώσεις όζοντος στη Santa Barbara και βρήκαν ότι κατά κύριο λόγο επικρατεί (α) αντικυκλωνική κυκλοφορία (με αποτέλεσμα αυξημένες καθοδικές κινήσεις και συνεπώς περιορισμένη κατακόρυφη ανάμιξη), (β) υψηλές θερμοκρασίες στα 850 mb και (γ) ανατολική ή νότια συνοπτική ροή. Παρόμοιες μελέτες έγιναν από τους Smith (1984), Moore and Reynolds (1986) και Smith and Lehrman (1987). Με στοιχεία της SCCAMP επίσης οι Douglas and Kessler (1991) μελέτησαν τις ημέρες κατά τις οποίες εμφανίζονται στρόβιλοι Gaviota και έδειξαν ότι η θαλάσσια αύρα που αναπτύσσεται κάτω από τέτοιες συνθήκες λόγω και της μορφολογίας της ακτής, έχει κατά κύριο λόγο συνιστώσα παράλληλη προς την ακτή. Το στρώμα της φτάνει τα 600-1000m και η οριζόντια έκτασή της τα 20-50km. Ισχυρό ανατολικό ρεύμα καθυστερεί ή εμποδίζει την εμφάνισή της.

Νεώτερη εκτενής μελέτη για το ΛΑ είναι η SCAQS (Southern California Air Quality Study) που έλαβε χώρα το καλοκαίρι και φθινόπωρο του 1987 (Lawson, 1990). Οι μέγιστες συγκεντρώσεις όζοντος παρατηρήθηκαν το απόγευμα της 27 Αυγούστου στη Riverside φτάνοντας τα 240 ppb (Lu et al., 1997). Οι Ulrikson and Mass (1990a) έκαναν στατιστική επεξεργασία των συνθηκών επεισοδίων ρύπανσης για αυτή τη βάση δεδομένων και συμπέραναν ότι κατά τη θερινή περίοδο στα 500mb υπάρχει εντονότερη υφειακή δραστηριότητα πάνω από τον Ειρηνικό και εντονότερη έξαρση στη δυτική ακτή των ΗΠΑ από ότι σε ομαλές συνθήκες. Στα 850mb, παρατηρείται μια θερμή ανεστραμμένη ύφεση που συνοδεύεται από ανατολικούς και βορειοανατολικούς ανέμους. Στην επιφάνεια, η αντεστραμμένη ύφεση που επικρατεί το καλοκαίρι δεν εμφανίζει αξιόλογη μεταβολή, όμως ο αντικυκλώνας του Ειρηνικού πλησιάζει πιο κοντά στη δυτική ακτή των ΗΠΑ.

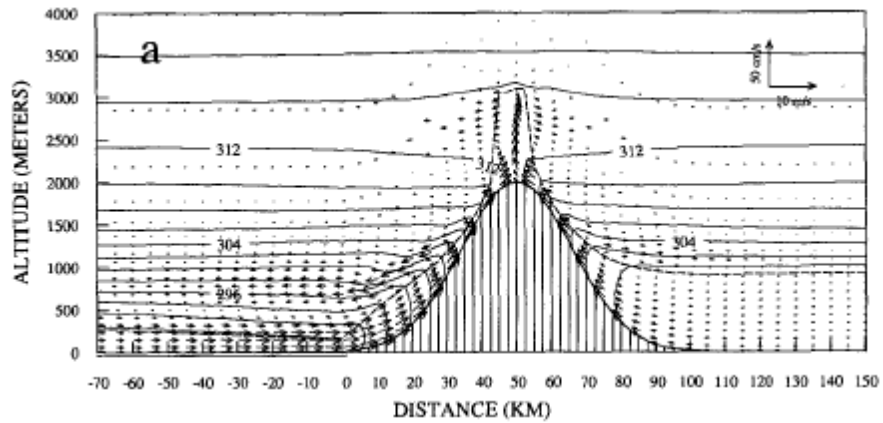
Οι παραπάνω πειραματικές μελέτες παρέχουν μια γενική εικόνα των πολύπλοκων μετεωρολογικών και χημικών διεργασιών που οδηγούν σε υψηλές συγκεντρώσεις ρύπων

στο ΛΑ και αποτελούν σημαντικές βάσεις δεδομένων σε περιορισμένη όμως έκταση του ΛΑ. Θεωρητικές μελέτες προσομοίωσης με τρισδιάστατα μετεωρολογικά μοντέλα συγκρίθηκαν με τα στοιχεία και έδωσαν συμπληρωματικές πληροφορίες.

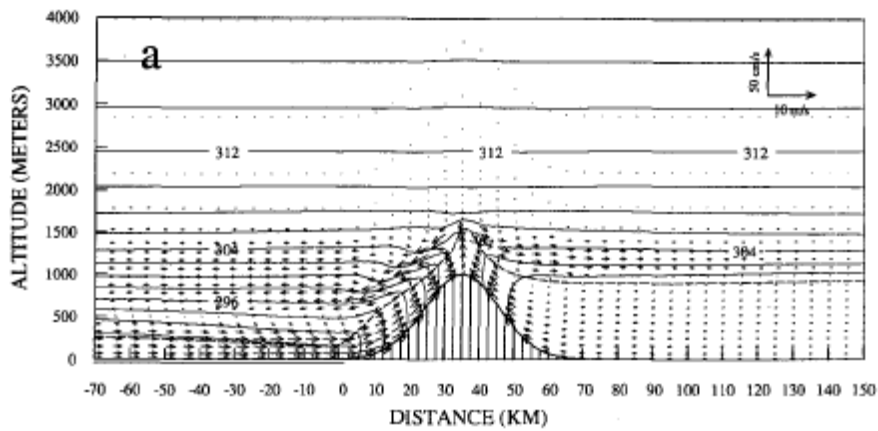
#### **2.4.2. Θεωρητικές μελέτες**

Οι Ulrickson and Mass (1990a) χρησιμοποίησαν το μοντέλο CSUMM (Colorado State University Mesoscale Model) για την προσομοίωση ατμοσφαιρικών ροών κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού. Οι ημερήσιοι άνεμοι υπολογίστηκαν καλύτερα από τους νυκτερινούς μικρής έντασης. Οι προσομοιώσεις από τους Ulrickson and Mass (1990b) έδωσαν τα στοιχεία εισόδου για μοντέλο διάχυσης τροχιών. Οι ανοδικές κινήσεις στις περιοχές σύγκλισης προκαλούν αύξηση του οριακού στρώματος και ανάμιξη των ρύπων στο ανυψωμένο στρώμα αναστροφής, οι οποίοι τη νύκτα συσσωρεύονται, και τις πρωινές ώρες διοχετεύονται στην επιφάνεια. Ενδιαφέρον παρουσιάζει και η μελέτη μέσης κλίμακας ροών που συνδέονται με το στρόβιλο midchannel που αναφέρθηκε στην Παράγραφο 2.2. Το διαγνωστικό mass-consistent μοντέλο ανέμου του Douglas and Kessler (1991), χρησιμοποιεί τα δεδομένα του SCCAMP όμως δεν μπορεί να προσομοιώσει με επιτυχία την εξέλιξή του. Καλύτερα αποτελέσματα επιτυγχάνονται με το δυναμικό μοντέλο CSUMM (Kessler and Douglas, 1991) αν και η απόγειος αύρα μερικές φορές υπερεκτιμάται, πιθανώς λόγω των αρχικών συνθηκών εκκίνησης που δεν περιλαμβάνουν πολλές λεπτομέρειες μεγάλης κλίμακας.

Ο Taha (1997) χρησιμοποίησε το ίδιο μοντέλο σε συνδυασμό με το UAM (Urban Airshed Model) για την προσομοίωση της επίδρασης της αύξησης του albedo λόγω αστικοποίησης. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η αύξηση του albedo οδηγεί σε μείωση των θερμοκρασιών επιφανείας και βάθους ανάμιξης, επηρεάζει τους ρυθμούς εκπομπής και αντίδρασης των ρύπων, και οδηγεί σε μείωση των μεγίστων τιμών όζοντος. Αποτελέσματα προσομοίωσης του μοντέλου SMOG (Surface Meteorology and Ozone Generation) του Πανεπιστημίου California στο Λος Άντζελες, (Lu, 1994) από τους Lu and Turco (1996), αποδίδουν ποιοτικά τα χαρακτηριστικά του ρυπασμένου οριακού στρώματος, τις ατμοσφαιρικές ροές και τις ζώνες σύγκλισης. Η ανύψωση των ρύπων στην αναστροφή ύψους έχουν αποτέλεσμα την παραμονή τους κατά τη διάρκεια της νύχτας και την πρωινή τους κατακρήμνιση (φαινόμενο καμινάδας).



Σχ. (2.3.2 α) Προσομοίωση με το μοντέλο Lu and Turco (1994) για υψηλό παράκτιο βουνό με κορυφή πάνω από την αναστροφή για τις 1500 PDT. Με συνεχή γραμμή η δυνητική θερμοκρασία και με διακεκομμένη η κορυφή του στρώματος ανάμιξης. Οι αρνητικές αποστάσεις είναι στη θάλασσα.



Σχ. (2.3.2β) Όπως το Σχ.(2.3.2α) αλλά για μεσαίο βουνό (με κορυφή μέσα στην αναστροφή)

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3-Το μοντέλο MM5

### **3.1. Εισαγωγή.**

Τα μετεωρολογικά πεδία είναι απαραίτητα στοιχεία εισόδου για Eulerian μοντέλα ποιότητας αέρα και συχνά περιλαμβάνουν σημαντικά λάθη που συνεισφέρουν σε ασάφειες στις προσομοιώσεις των χημικών στοιχείων. Τα μετεωρολογικά δεδομένα έχουν τη δυνατότητα να παρέχονται από τρεις κατηγορίες μοντέλων:

- Τα διαγνωστικά, που δημιουργούν δυναμικά συμβατά (dynamically consistent) πεδία σε 3 διαστάσεις χρησιμοποιώντας παρατηρήσεις σε διακριτά σημεία, Λόγω των περιορισμένων γενικά μετρήσεων, το μετεωρολογικό πεδίο δεν είναι ικανοποιητικό σε μικρές κλίμακες (με πλέγμα 1km) ως προς την προσομοίωση τοπικών ροών όπως π.χ. οι θαλάσσιες αύρες, αν δεν υπάρχει μέτρηση ακριβώς στην περιοχή του φαινομένου.
- Τα δυναμικά, που βασίζονται στην αριθμητική λύση των εξισώσεων διατήρησης και μπορεί να είναι υδροστατικά ή μη. Υπερέχουν ως προς τα διαγνωστικά ως προς το ότι παρέχουν το μετεωρολογικό πεδίο σε κλίμακες μέχρι και 1km χωρίς να εξαρτώνται από το δίκτυο των μετρήσεων. Το μειονέκτημά των μοντέλων αυτών είναι το γεγονός ότι αγνοούνται όλες οι μετρήσεις, εκτός από αυτές που χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία αρχικών συνθηκών. Έτσι, τα σφάλματα (λόγω φυσικής, αριθμητικών μεθόδων) που δημιουργούνται και συσσωρεύονται με το χρόνο στα δυναμικά μοντέλα, τα καθιστούν ακατάλληλα για προσομοιώσεις που διαρκούν 4-6 ημέρες.
- Τα τετραδιάστατα μοντέλα αφομοίωσης δεδομένων (FDDA) παρέχουν μέθοδο διόρθωσης των σφαλμάτων των δυναμικών μοντέλων με βάση την κατανομή των μετρήσεων στο χώρο και το χρόνο. Έχουν τα πλεονεκτήματα των δυναμικών μοντέλων και επίσης χρησιμοποιούν όλες τις υπάρχουσες μετρήσεις κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης, έτσι ώστε το παραγόμενο πεδίο να είναι αξιόπιστο και μετά από 48 ώρες.



Στη μελέτη αυτή χρησιμοποιείται το μοντέλο MM5 που παρέχει τη δυνατότητα αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων και επομένως δίνει πιο αξιόπιστο πεδίο μετεωρολογικών παραμέτρων.

### **3.2. Σύντομη περιγραφή του μοντέλου MM5.**

Το MM5 (Dudhia, 1993), είναι τρισδιάστατο μη υδροστατικό μοντέλο μέσης κλίμακας πέμπτης γενιάς. Η πρώτη του έκδοση αναπτύχθηκε στο Pennsylvania State University (PSU) το 1971. Μετά από τη γενική ελεύθερη χρήση το 1982, βελτιώθηκε και επεκτάθηκε από το PSU, το National Center of Atmospheric Research (NCAR) και άλλους χρήστες. Επιπλέον, βοηθητικοί προ-επεξεργαστές αναπτύχθηκαν με σκοπό την προεπεξεργασία των δεδομένων εισόδου. Το μοντέλο έκδοσης 2.12 και οι προ-επεξεργαστές περιγράφονται με λεπτομέρεια από τους Grell et al. (1994) και Haagenson et al. (1994). Σύντομη περιγραφή γίνεται παρακάτω.

Ο πρώτος προ-επεξεργαστής (TERRAIN) παράγει πεδία τοπογραφίας και χρήσης γης στο πλέγμα για το πεδίο της εφαρμογής από βάσεις δεδομένων με μεγαλύτερη δυνατή οριζόντια ανάλυση 30 δευτερόλεπτα.

Το REGRID παράγει μετεωρολογικά πεδία στο πλέγμα του MM5 που προκύπτουν από διάφορες αναλύσεις μεγάλης κλίμακας, όπως : National Center for Environmental Prediction (NCEP/NCAR), European Center for Medium Range Forecast (ECMWF), ECMWF global model analyses for the Tropical Ocean and Global Atmosphere Program (ECMWF/TOGA), NCEP/GDAS (Global Data Assimilation System). Τα δεδομένα έχουν ανάλυση 2.5 μοίρες ως προς γεωγραφικό μήκος και πλάτος, εκτός από την NCEP/NCAR που έχει ανάλυση γεωγραφικού πλάτους 1.9 μοίρες. Ο επεξεργαστής κάνει κατακόρυφη παρεμβολή των αναλύσεων σε υποχρεωτικά επίπεδα πίεσης : 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 και 10mb.

Βελτίωση των τιμών των αναλύσεων γίνεται μέσω του επεξεργαστή RAWINS που αφομοιώνει τιμές βάσεων δεδομένων μετρήσεων από το National Weather Service (NWS). Πραγματοποιεί παρεμβολή σε επιπλέον επίπεδα πίεσης, και κάνει ποιοτικό έλεγχο των μετρήσεων, αποκλείοντας τις ύποπτες τιμές.

Στη συνέχεια, ο επεξεργαστής INTERP κάνει κατακόρυφη παρεμβολή από τα επίπεδα πίεσης στο κατακόρυφο σίγμα σύστημα συντεταγμένων του MM5 που επηρεάζεται από την τοπογραφία. Συγκεκριμένα:

$$\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t) \quad (3.2.1)$$

Όπου είναι  $p$  η πίεση,  $p_t$  μια σταθερή τιμή πίεσης στο ανώτατο επίπεδο, και  $p_s$  η πίεση στην επιφάνεια. Οι τιμές  $\sigma$  κυμαίνονται από 0 έως 1.

Ο αριθμός και οι τιμές των επιπέδων  $\sigma$ , είναι στοιχεία εισόδου που παρέχονται από το χρήστη. Έτσι, δημιουργούνται τα αρχεία εισόδου του κυρίως προγράμματος του MM5.

Ο τελικός επεξεργαστής MM5 χρησιμοποιεί προγνωστικές εξισώσεις για τον υπολογισμό των τριών συνιστωσών του ανέμου ( $u, v, w$ ), θερμοκρασίας ( $T$ ), αναλογίας μίγματος ( $q_v$ ), και διαταραχής πίεσης ( $p'$ ) σε τρεις διαστάσεις. Οι προγνωστικές εξισώσεις υπολογίζουν τις μεταβλητές πολλαπλασιασμένες με την πίεση αναφοράς  $p^* = p_s - p_t$ .

Χρήση της πίεσης αναφοράς στις εξισώσεις βελτιώνει την ακρίβεια των υπολογισμών κλίσεων σε περιοχές ανώμαλης τοπογραφίας. Το πλέγμα του MM5 είναι οριζόντιο staggered τύπου B. Έτσι, οι οριζόντιες συντεταγμένες της ταχύτητας υπολογίζονται στις γωνίες του πλέγματος, ενώ η κατακόρυφη ταχύτητα και οι άλλες βαθμωτές μεταβλητές στο κέντρο.

Το MM5 έχει τη δυνατότητα να δεχτεί μέχρι και 9 πεπλεγμένα πεδία, κινούμενα πλέγματα και διαφορετικούς χρόνους εκκίνησης για κάθε πεδίο. Η ανταλλαγή πληροφορίας μεταξύ των πεδίων στα όρια μπορεί να επιλεγεί σαν μονόπλευρη ή δίπλευρη. Στην απλή μονόπλευρη (simple one-way), τα πεδία εκτελούνται διαδοχικά. Προσομοίωση με το αραιότερο πεδίο εκτελείται αρχικά, και τα αποτελέσματα καταχωρούνται κατά τακτά χρονικά διαστήματα (τυπικά κάθε ώρα) που παρέχουν τις πλευρικές συνθήκες για το πυκνότερο. Γίνεται κατόπι νέα προσομοίωση, για το πυκνότερο πεδίο με τη χρήση του επεξεργαστή INTERP στην προσαρμογή των αποτελεσμάτων για τη νέα προσομοίωση. Στη διαδικασία αυτή γίνεται ανταλλαγή πληροφορίας μόνο από το αραιό προς το πυκνό πεδίο.

Στη δίπλευρη (two-way), παρέχεται ανταλλαγή πληροφορίας μεταξύ του αραιότερου και πυκνότερου πλέγματος και αντίστροφα, σε κάθε χρονικό βήμα. Ολα τα πεδία εκτελούνται σε μία ταυτόχρονη προσομοίωση με λόγο 3:1 μεταξύ του οριζοντιου πλεγματού βήματος.

Υπάρχει όμως η δυνατότητα να γίνει μονόπλευρη ανταλλαγή πληροφορίας ακόμα και αν τα πεδία εκτελούνται ταυτόχρονα (one-way continuous nesting). Με αυτό τον τρόπο, οι τιμές του αραιού πλέγματος τροφοδοτούν το πυκνό πλέγμα σε κάθε χρονικό βήμα. Η μέθοδος αυτή πλεονεκτεί ως προς την απλή, (Lozej and Bornstein, 1999) γιατί κάθε αλλαγή στο αραιό πλέγμα, τροφοδοτείται αυτόματα στο πυκνό. Ο τρόπος εκτέλεσης της προσομοίωσης είναι ίδια με τη δίπλευρη, με μηδενισμό όμως του δείκτη που επιτρέπει την ανταλλαγή πληροφορίας από το πυκνό στο αραιό πλέγμα. (IFEED=0).

Το μοντέλο είναι συμπίεστο και έχει τις διάφορες επιλογές για παραμετροποίηση υγρασίας, ακτινοβολίας, οριακού στρώματος και δημιουργίας νεφών. Grell (1994) :

### **3.3. Τεχνικές αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων**

Το MM5 έχει τη δυνατότητα τετραδιάστατης αφομοίωσης δεδομένων (Four Dimensional Data Assimilation (FDDA)). Είναι βασισμένη στη γραμμική παρεμβολή Newtonian relaxation approach or nudging, όπως περιγράφεται από Stauffer and Seaman (1990) και Seaman et al. (1995). Το nudging είναι μια τεχνική που κατευθύνει την τιμή του μοντέλου προς μια πειραματική τιμή (αφομοίωση μετρήσεων) ή σε τιμή που προκύπτει από την ανάλυση των μεγάλης κλίμακας μοντέλων (αφομοίωση αναλύσεων) προσθέτοντας σε μία ή περισσότερες από τις προγνωστικές εξισώσεις τεχνητούς όρους τάσης που προέρχονται από τη διαφορά μεταξύ των δύο καταστάσεων.

#### **3.3.1. Αφομοίωση αναλύσεων**

Στην περίπτωση αυτή, Stauffer and Seaman (1990), Shafran et al. (2000) ο όρος χρονικής μεταβολής μιας μεταβλητής είναι ανάλογος της διαφοράς μεταξύ της τιμής της μεταβλητής που υπολογίζεται από το μοντέλο και της τιμής των 3-Δ αναλύσεων μεγάλης κλίμακας βασισμένων σε συνοπτικές παρατηρήσεις, στο συγκεκριμένο σημείο. Η προγνωστική εξίσωση για μια εξαρτημένη μεταβλητή  $\alpha$  έχει τη μορφή :

$$\frac{\partial p^* a}{\partial t} = F(a, x, t) + G_a W_a \varepsilon_a(x) p^*(a_0 - a) \quad (3.2.1)$$

Η τιμή που προκύπτει από τις αναλύσεις είναι η  $a_0$ .

Όλοι οι φυσικοί μηχανισμοί του μοντέλου (μεταφορά, Coriolis) συμβολίζονται με F. Με  $a$  συμβολίζονται οι εξαρτημένες,  $x$  οι ανεξάρτητες μεταβλητές και  $t$  ο χρόνος. Ο δεύτερος όρος στο δεξί μέρος της εξίσωσης είναι ο όρος nudging ο οποίος είναι γινόμενο 4 παραγόντων. Ο συντελεστής  $G_a$ , δρα σαν συντελεστής βαρύτητας και καθορίζει την τιμή του όρου nudging σε σχέση με όλες τις άλλες διεργασίες που υπολογίζονται από το μοντέλο (F). Επειδή ο συντελεστής nudging είναι τεχνητός, δεν πρέπει να είναι ο κυρίαρχος όρος στις κύριες εξισώσεις και πρέπει να είναι της τάξης της πιο αργής φυσικής διεργασίας του μοντέλου. Έτσι, ο  $G_a$ , είναι συνήθως της τάξης της παραμέτρου Coriolis και πρέπει να ικανοποιεί το κριτήριο αριθμητικής ευστάθειας  $G_a \leq 1/\Delta t$ . Τυπικές τιμές του  $G_a$  είναι της τάξης του  $10^{-4}$  με  $10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ . Μια πολύ μεγάλη τιμή κατευθύνει το μοντέλο πολύ απότομα προς την τιμή της ανάλυσης. Αυτό δεν είναι επιθυμητό, γιατί η ικανότητα του μοντέλου να παράγει τα δικά του μετεωρολογικά φαινόμενα εμποδίζεται από την εισαγωγή των μετρήσεων που μπορεί να περιέχουν και σφάλματα. Από την άλλη, αν ο  $G_a$  είναι πολύ μικρός, οι μετρήσεις θα έχουν μηδαμινή επίδραση στις τιμές του μοντέλου, επιτρέποντας σφάλματα διαφοράς φάσης να μεγαλώνουν. Ο συντελεστής ανάλυσης  $\varepsilon_a(x)$  που κυμαίνεται μεταξύ 0 και 1, βασίζεται στην ποιότητα και κατανομή των δεδομένων από τα οποία προέκυψε η ανάλυση μεγάλης κλίμακας.

Η χωρική και χρονική μεταβολή καθορίζεται κυρίως από την τετραδιάστατη συνάρτηση βάρους  $W_a = w_{xy} w_\sigma w_t$  που καθορίζει την οριζόντια, κατακόρυφη και χρονική βαρύτητα του όρου. Η συνάρτηση αναλύεται στο κεφάλαιο της αφομοίωσης μετρήσεων. Στην περίπτωση της αφομοίωσης αναλύσεων, η οριζόντια συνάρτηση βάρους  $w_{xy}$  είναι ίση με τη μονάδα επειδή το σημείο του πλέγματος που δίνεται η τιμή της ανάλυσης του μεγάλης κλίμακας μοντέλου συμπίπτει με το σημείο που υπολογίζεται και η τιμή από το μοντέλο. Ο κατακόρυφος συντελεστής βάρους  $w_\sigma$  παίρνει τιμές από 0 ως 1 και μπορεί να έχει διαφορετικές τιμές σε κάθε κατακόρυφο επίπεδο. Ο συντελεστής  $w_t$  είναι συνήθως 1 (εκτός αν υπάρχει μεταβολή στο χρονικό βήμα του nudging). Αναφέρεται ως ‘συνεχής’

γιατί οι όροι nudging εφαρμόζονται σε κάθε χρονικό βήμα, ελαχιστοποιώντας τα shock στο μοντέλο που μπορεί να το επηρεάσει σε ασυνεχή σχήματα αφομοίωσης δεδομένων.

Η καινοτομία των Shafran et al. (2000) προτείνει την εφαρμογή της analysis nudging μόνο πάνω από το επίπεδο του οριακού στρώματος (1.5 km) με σκοπό την ομαλή εξέλιξη των φαινομένων μέσης κλίμακας. Τέτοια φαινόμενα όπως καναλισμός γύρω από βουνά, δεν ορίζονται ικανοποιητικά από το δίκτυο των συνοπτικών μετρήσεων αλλά μπορούν να προσομοιωθούν καλύτερα με το MM5. Εισαγωγή του επιπλέον όρου analysis nudging σε αυτά τα επίπεδα, θα προκαλούσε αδικαιολόγητη εξομάλυνση των αριθμητικών λύσεων. Η analysis nudging πάνω από 1.5 km επιδρά άμεσα στα ανώτερα επίπεδα, και μόνο έμμεσα στα κατώτερα, μειώνοντας σφάλματα μεγάλης κλίμακας, όπως διαφορές φάσης στη συνοπτική ροή. Οι Seaman et al., (1995) για τη μελέτη της San Joaquin Valley, CA, χρησιμοποιούν τρία πεπλεγμένα πεδία, με χρήση της analysis nudging στα δύο εξωτερικά μόνο. Ο συντελεστής  $G_a$  στο ενδιάμεσο πλέγμα είναι κατά 40% μικρότερος από αυτή του εξωτερικού, ώστε να μειώνεται η εξομάλυνση των φαινομένων μέσης κλίμακας που προσομοιώνονται από το μοντέλο από την επίδραση των συνοπτικών αναλύσεων.

### 3.3.2. Αφομοίωση μετρήσεων

Η αφομοίωση μετρήσεων (observational nudging) γίνεται όταν υπάρχει δίκτυο μετρήσεων επιφάνειας και ύψους. Σε κάθε χρονικό βήμα αφομοιώνονται μετρήσεις που περιλαμβάνονται σε ένα προκαθορισμένο χρονικό παράθυρο κεντραρισμένο στο χρονικό αυτό βήμα. Οι διαφορές μεταξύ τιμής προσομοίωσης και μέτρησης ( $a_o - a'$ ) υπολογίζονται στα σημεία των μετρήσεων, και επιδρούν στην τιμή στο σημείο του πλέγματος του μοντέλου ( $a$ ), σε προκαθορισμένη απόσταση που περικλείει τις μετρήσεις.

$$\frac{\partial p^* a}{\partial t} = F(a, x, t) + G_a p^* \frac{\sum_{i=1}^N W_i^2(x, t) \gamma_i (a_o - a')_i}{\sum_{i=1}^N W_i(x, t)} \quad (3.3.1)$$

Οι όροι  $F$ ,  $G_a$  είναι αντίστοιχοι της προηγούμενης περίπτωσης. Ο συντελεστής ποιότητας  $\gamma$  κυμαίνεται από 0 ως 1 και αντιπροσωπεύει την αξιοπιστία των μετρήσεων.

Η τετραδιάστατη συνάρτηση βάρους για κάθε μέτρηση ορίζεται ως:

$$W_i(x,t)=w_{xy}w_{\sigma}w_t \quad (3.3.2)$$

Όπου  $w_{xy}$  είναι η οριζόντια συνάρτηση βάρους που ορίζεται :

$$w_{xy} = \frac{R^2 - D^2}{R^2 + D^2} \quad 0 \leq D \leq R$$

και (3.3.3)

$$w_{xy} = 0 \quad D > R$$

$R$  είναι η οριζόντια ακτίνα επιρροής και  $D$  η απόσταση της κάθε μέτρησης από το σημείο του πλέγματος στο οποίο υπολογίζεται η μεταβλητή  $\alpha$ . Δηλαδή, μια μέτρηση έχει επιρροή μόνο όταν βρίσκεται μέσα στον κύκλο ακτίνας  $R$  από το αναφερόμενο σημείο. Η ακτίνα  $R$  έχει μια αρχική τιμή στην επιφάνεια και αυξάνει γραμμικά με το ύψος, φτάνοντας μια προκαθορισμένη τιμή  $R'=2R$  σε μια τιμή πίεσης  $p'$  στην ελεύθερη ατμόσφαιρα που προκαθορίζεται στα 500mb.

Αντίστοιχα, η κατακόρυφη συνάρτηση βάρους  $w_{\sigma}$  είναι ανάλογη του ύψους και ορίζεται ως:

$$w_{\sigma} = 1 - \frac{|\sigma_{obs} - \sigma|}{R_{\sigma}} \quad \text{όταν} \quad |\sigma_{obs} - \sigma| \leq R_{\sigma}$$
(3.3.4)

$$w_{\sigma} = 0 \quad \text{όταν} \quad |\sigma_{obs} - \sigma| > R_{\sigma}$$

Όπου  $R_{\sigma}$  είναι η κατακόρυφη ακτίνα επιρροής και  $\sigma_{obs}$  είναι η κατακόρυφη απόσταση της κάθε μέτρησης από το σημείο του πλέγματος.

Η χρονική συνάρτηση επιρροής δίνεται από :

$$w_t = 1 \quad |t - t_0| < \tau/2$$

$$w_t = \frac{\tau - |t - t_0|}{\tau / 2} \quad \tau/2 \leq |t - t_0| \leq \tau \quad (3.3.5)$$

$$w_t = 0 \quad |t - t_0| > \tau$$

Όπου  $t$  είναι το χρονικό σημείο της προσομοίωσης,  $t_0$  είναι η χρονική στιγμή της μέτρησης εκφρασμένη σε μονάδα χρόνου της προσομοίωσης, και  $\tau$  είναι η ημιπερίοδος ενός προκαθορισμένου χρονικού παραθύρου στο οποίο η μέτρηση επιδρά στην τιμή του μοντέλου. Από τη σχέση (3.3.5) φαίνεται ότι η επίδραση της μέτρησης μειώνεται γραμμικά από τη μέση του χρονικού παραθύρου.

Σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή ώστε η επίδραση των επιφανειακών μετρήσεων που βρίσκονται σε κοιλάδες, να μην είναι μεγάλη σε σημεία πλέγματος που βρίσκονται σε γειτονικά βουνά και αντίστροφα. Έτσι, η  $D$  γίνεται μικρότερη και μη κυκλική και δίνεται σαν συνάρτηση της διαφοράς επιφανειακής πίεσης μεταξύ του σημείου του πλέγματος ( $p_s$ ) και του σταθμού μέτρησης ( $p_{s0}$ ) (Stauffer and Seaman, 1994). Συγκεκριμένα η  $D$  αντικαθίσταται με :

$$D_m = D + R_s C_m^{-1} |p_{s0} - p_s| \quad (3.3.6)$$

Όπου  $R_s$  είναι η ακτίνα επιρροής στην επιφάνεια και  $C_m$  είναι σταθερή και είναι τυπικά 75mb. Όταν η διαφορά πίεσης μεταξύ των δύο σημείων μεγαλώνει, ο δεύτερος όρος πλησιάζει το  $R_s$ , και ο όρος  $w_{xy}$  τείνει στο μηδέν γρηγορότερα για ένα συγκεκριμένο  $D$ . Αυτό ελαχιστοποιεί την πιθανότητα της επίδρασης των μετρήσεων σε περιοχές που δεν είναι αντιπροσωπευτικές.

Μια σημαντική διαφοροποίηση που εισήγαγαν οι Seaman et al.(1995), είναι το ότι η αφομοίωση των μετρήσεων θερμοκρασίας γίνεται μόνο πάνω από το οριακό στρώμα (1500m). Οι Stauffer and Seaman (1990) έδειξαν ότι η αφομοίωση των επιφανειακών τιμών θερμοκρασίας ( $T_s$ ) μπορεί να μειώσει σφάλματα για τη μεταβλητή αυτή, αλλά μπορεί να επηρεάσει αρνητικά την προσομοίωση των υψών ανάμιξης, που είναι ευαίσθητα στις μεταβολές της  $T_s$  κυρίως αν χρησιμοποιείται το σχήμα Blackadar. Άλλες παραμετροποιήσεις των υψών ανάμιξης που χρησιμοποιούν την ΤΚΕ, είναι λιγότερο ευαίσθητα στις μεταβολές αυτές.

Το MM5 έχει χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για τη μελέτη ατμοσφαιρικών ροών και μεγάλων συγκεντρώσεων όζοντος στην Καλιφόρνια. Οι Hegarty et al. (1998) χρησιμοποίησαν το MM5 για την προσομοίωση των δεδομένων SCAQS χρησιμοποιώντας two-way nesting σε τρία πεδία, αρχικές συνθήκες από το μοντέλο ECMWF-TOGA και μέσες θερμοκρασίες θάλασσας από την U.S. Navy. Δεν χρησιμοποίησαν όμως αφομοίωση αναλύσεων και γι αυτό η πρόγνωση ήταν ικανοποιητική μόνο για τις πρώτες 48 ώρες. Οι Seaman et al. (1995) προσομοίωσαν μία περίοδο έξι ημερών τον Αύγουστο του 1990 στη βόρεια Καλιφόρνια (San Joaquin Valley) χρησιμοποιώντας FDDA (αφομοίωση αναλύσεων και μετρήσεων) Παρόλο που τα αποτελέσματα ήταν ικανοποιητικά, το μοντέλο υποεκτιμά τις απογευματινές τιμές του ανέμου πάνω από την ξηρά κατά 1-2 m/s, και υπερεκτιμά τις νυκτερινές θερμοκρασίες κατά 1-2K. Οι Stauffer et al. (2000), χρησιμοποίησαν το MM5 για την προσομοίωση του ανεμολογικού πεδίου του ΛΑ με σκοπό το σχεδιασμό της πειραματικής εκστρατείας SCOS97, και τον εντοπισμό των θέσεων των μετρήσεων. Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιείται αυτή η βάση δεδομένων και γίνονται προσομοιώσεις με το μοντέλο MM5 στο ΛΑ, με τη διαδικασία που περιγράφεται στα επόμενα κεφάλαια.



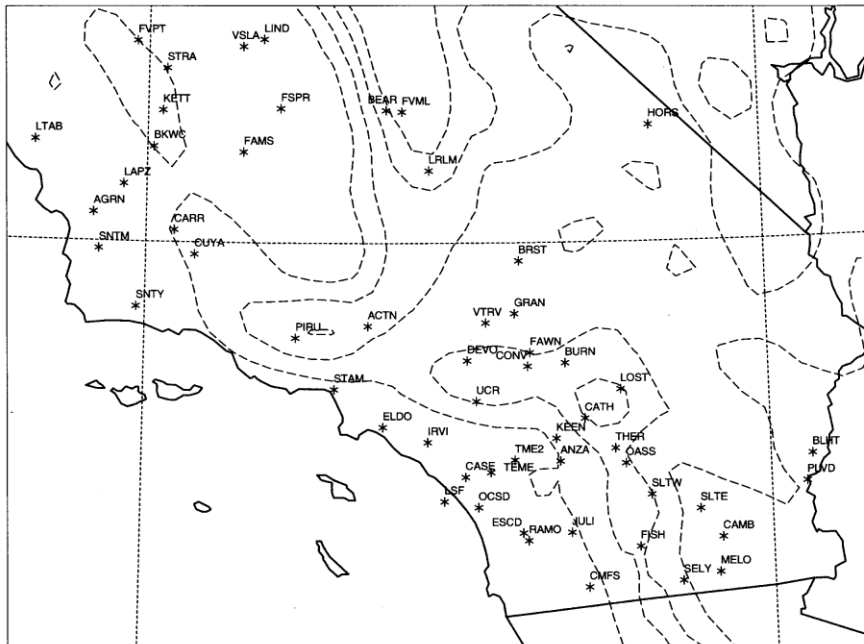
## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4- Μεθοδολογία για τη μελέτη της μετεωρολογίας της περιόδου ενδιαφέροντος : 4-6 Αυγούστου 1997**

### **4.1 Πειραματικά δεδομένα**

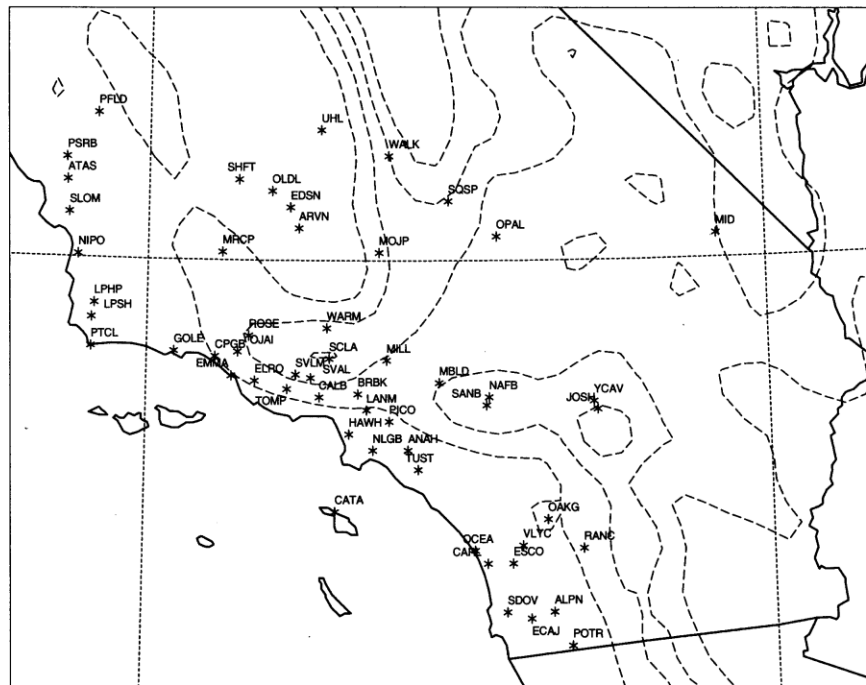
Για την παρούσα μελέτη της μετεωρολογίας της περιοχής του ΛΑ χρησιμοποιήθηκε η βάση δεδομένων της California Air Resources Board (CARB). Η βάση αυτή αναπτύχθηκε με σκοπό την ανάλυση μετεωρολογικών στοιχείων και χρήση φωτοχημικών μοντέλων για μια καλύτερη κατανόηση των διαδικασιών που οδηγούν στην παραγωγή υψηλών συγκεντρώσεων όζοντος στο ΛΑ και στη Νότια Καλιφόρνια. Η CARB, η EPA (Environmental Protection Agency), η U.S. Navy, και οι τοπικές αυτοδιοικήσεις της Καλιφόρνιας χρηματοδότησαν τη μελέτη SCOS97-NARSTO (Southern California Ozone Study-North American Research Strategy for Tropospheric Ozone). Το δίκτυο μετρήσεων μετεωρολογικών παραμέτρων και ποιότητας αέρα, συγκέντρωσε δεδομένα από τις 16 Ιουνίου μέχρι 15 Οκτωβρίου 1997. Η βάση αυτή είναι η πληρέστερη μέχρι σήμερα (2012).

Η παρούσα διδακτορική διατριβή επικεντρώνεται στην περίοδο 4-6 Αυγούστου 1997, λόγω του ιδιαίτερου ενδιαφέροντος που παρουσιάζει ως προς τις αυξημένες συγκεντρώσεις όζοντος με μέγιστες τιμές (187ppb) το απόγευμα της 5/8 στη νοτιοδυτική πλευρά του San Gabriel. Τα διαθέσιμα πειραματικά δεδομένα για αυτή τη μελέτη (Fujita et al., 2000) είναι : Ωριαίες τιμές ανέμου, θερμοκρασίας, και σχετικής υγρασίας από 256 επιφανειακούς σταθμούς. Μετά από ποιοτικό έλεγχο από τις CARB και SJSU (περιγράφεται στο κεφάλαιο υπολογιστικής μεθοδολογίας) επιλέχτηκαν οι 110 πιο αξιόπιστοι σταθμοί. (Σχ.4.1.1α,β). Οι μετρήσεις της θερμοκρασίας και υγρασίας είναι στα 2m ενώ του ανέμου στα 7m κατά μέσο όρο.

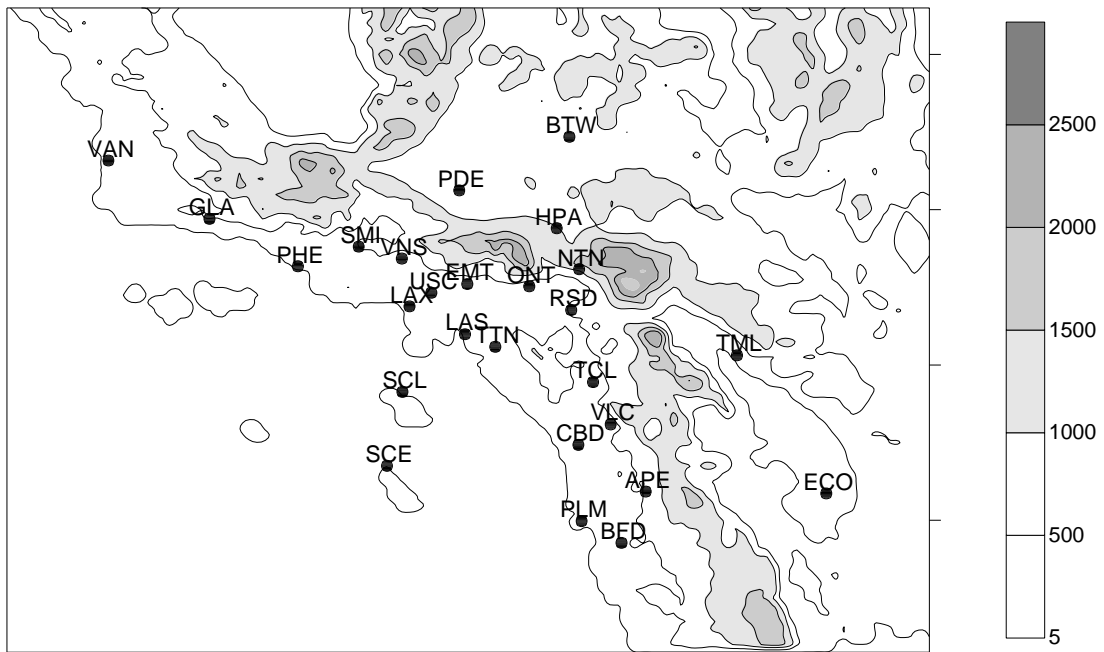
Οι μετρήσεις ανώτερης ατμόσφαιρας περιλαμβάνουν ωριαίες μέσες τιμές ανέμου και θερμοκρασίας (με κέντρο τη μισή ώρα) από 26 Radar Wind Profilers/ Radar Acoustic Sounding System (RWP/RASS) (Σχ.4.1.2α) και μετρήσεις ανέμου, θερμοκρασίας, πίεσης και σχετικής υγρασίας από ραδιοβολίσεις σε 12 σταθμούς ανά 6 ώρες περίπου. (Σχ. 4.1.2β). Τα δεδομένα των profilers ξεκινούν από τα 100m και φτάνουν στα 1000m για τη θερμοκρασία, 4000m για τον άνεμο και έχουν μέση απόσταση 100m.



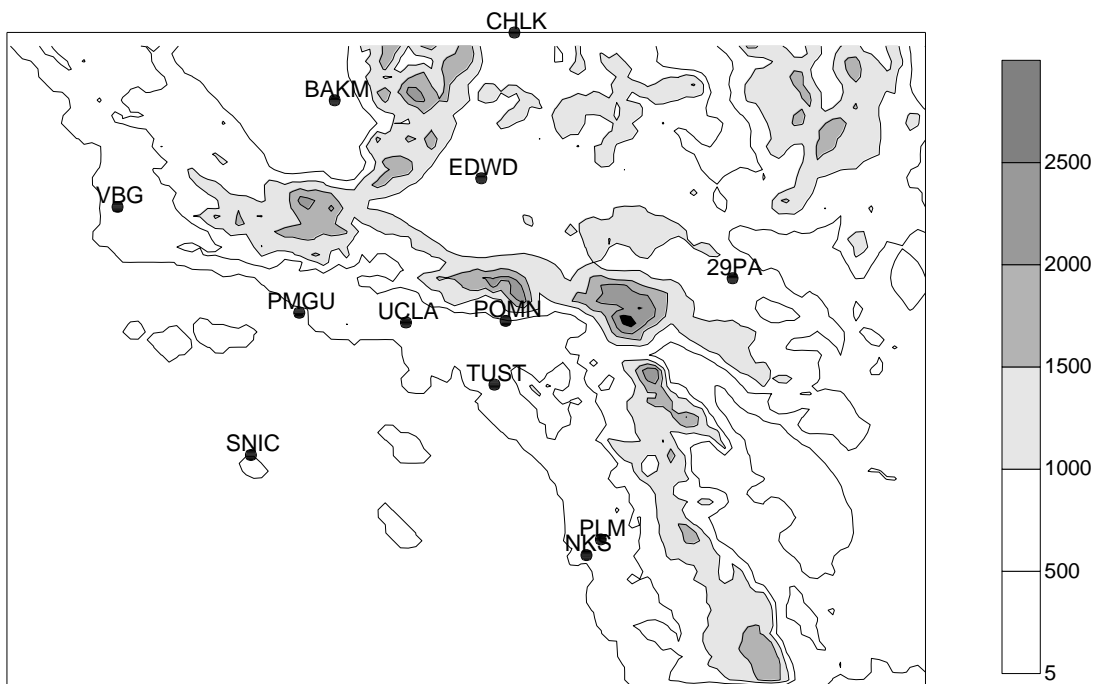
Σχ. (4.1.1α) Επιφανειακοί Σταθμοί Ι (Με διακεκομμένες η τοπογραφία ανά 1000m)



Σχ. (4.1.1β). Επιφανειακοί Σταθμοί ΙΙ



Σχ. (4.1.2 α) Σταθμοί Radar profilers ( Η τοπογραφία ανά 500m)



Σχ. (4.1.2β) Σταθμοί ραδιοβολίσεων

Για κάθε σταθμό υπάρχουν δύο διαφορετικές κλίμακες ανέμου καθ' ύψος. Μια πυκνή, που περιέχει καλύτερη πληροφορία κάτω από τα 1000m και μια αραιή που παρέχει καλύτερη πληροφορία πάνω από αυτό το ύψος. Έτσι, για μια καλύτερη εικόνα, γίνεται συνδυασμός των δύο κλιμάκων. Τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων αρχίζουν από 50m και φτάνουν στα 10km με μέση απόσταση 50m.

Ποιοτικός έλεγχος των μετρήσεων των profilers έγινε από το NOAA-ERL (National Oceanic and Atmospheric Administration- Environmental Research Laboratory) από τους Wolfe and Weber (1999), και των ραδιοβολίσεων στο SJSU (San Jose State University) και CARB. Οι συντεταγμένες και τα ονόματα των σταθμών επιφάνειας και ύψους δίνονται στο Παράρτημα II ( Πίνακας II.1).

#### **4.2 Μεθοδολογία για την υπολογιστική επεξεργασία των μετρήσεων και γραφημάτων**

Οι μετρήσεις επιφάνειας από 256 σταθμούς που παρείχε το CARB ήταν σε διάφορες μορφές ανάλογα με την πηγή προέλευσης. Αναπτύχθηκε κώδικας για την επεξεργασία τους και την καταγραφή τους σε ενιαίο σύστημα. Έγινε έτσι ποιοτικός έλεγχος των μετρήσεων και αποκλείστηκαν σταθμοί για τους οποίους οι μετρήσεις : ήταν σε μεγάλο βαθμό ελλειπείς, δεν ακολουθούσαν λογική πορεία ανάλογα με την ώρα της ημέρας, ή ήταν υπερβολικά μεγάλες ή μηδενικές.

Με βάση τις διακριτές μετρήσεις των 110 σταθμών που επιλέχθηκαν και τις συντεταγμένες τους (Πίνακας 4.Π) μετά από μετατροπή των συντεταγμένων σε Lambert (ώστε να υπάρχει συμφωνία με το MM5) έγινε οριζόντια παρεμβολή με τη βοήθεια σχήματος inverse distance-square weighting objective-analysis scheme του Daley (1991) και εξομάλυνσης που ανέπτυξε ο Lin (2000). Σχηματίστηκαν έτσι αρχεία με πλέγματα τιμών θερμοκρασίας ανά 10km (δεν ήταν εφικτό από το πρόγραμμα μικρότερη διακριτική ικανότητα). Για την απεικόνιση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν τα NCAR Graphics .

Για την καλύτερη ανάλυση των δεδομένων, έγινε γραμμική παρεμβολή των μετρήσεων από τις ραδιοβολίσεις και profilers σε διάφορα επίπεδα (300, 800, 3000m) πάνω από την επιφάνεια του εδάφους AGL (above ground level). Με σκοπό τη χάραξη ισοπληθών

καμπυλών στα βαθμωτά μεγέθη, έγινε οριζόντια παρεμβολή με χρήση σχήματος αντίστροφου τετραγώνου και εξομάλυνση με σχήμα τεσσάρων σημείων Lin (2000) σε χώρο Lambert. Στη συνέχεια ακολουθήθηκε η παραπάνω διαδικασία προκειμένου να απεικονιστούν οι μετρήσεις στα επιλεγμένα ανώτερα επίπεδα.

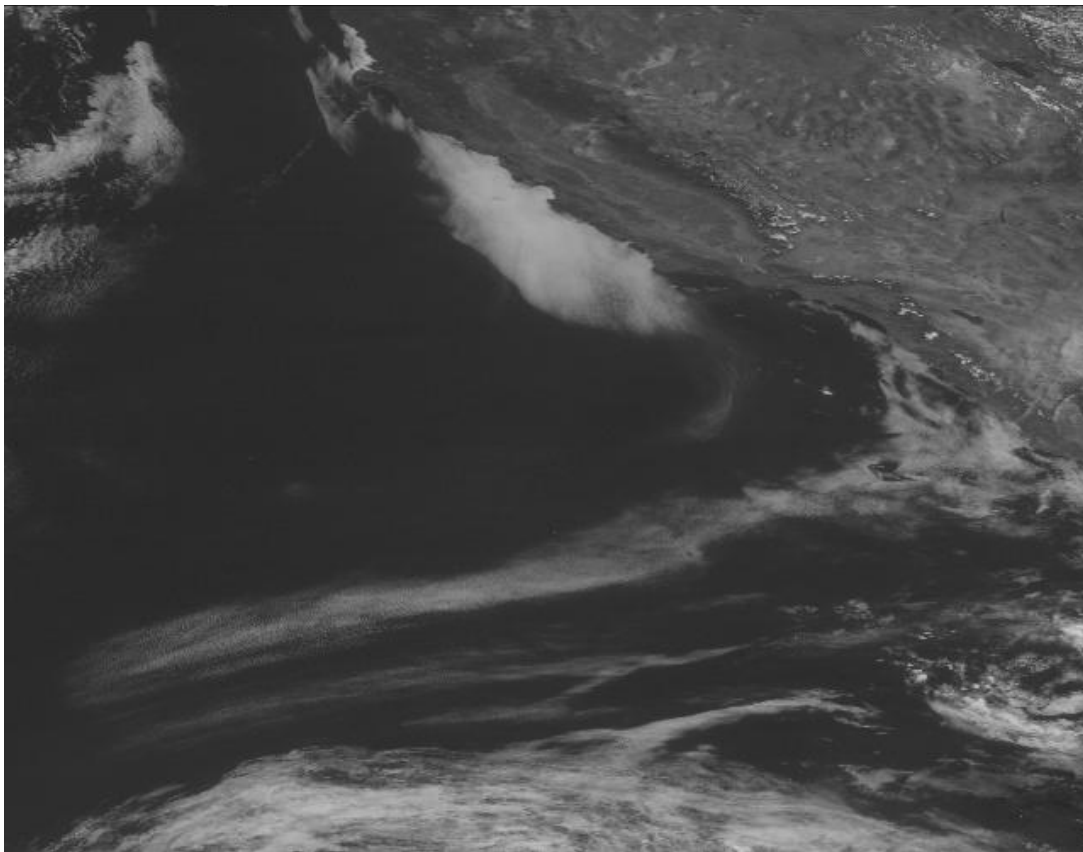
#### **4.3 Συνοπτική κατάσταση κατά την περίοδο μελέτης.**

Κατά την περίοδο 4/8-8/8 η συνοπτική κατάσταση δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή. Στα 300mb (Sterbis, 2000) ο πολικός αεροχειμαρρος βρίσκεται μακριά από την περιοχή μελέτης δηλαδή δεν υπάρχει υφειακή δραστηριότητα.

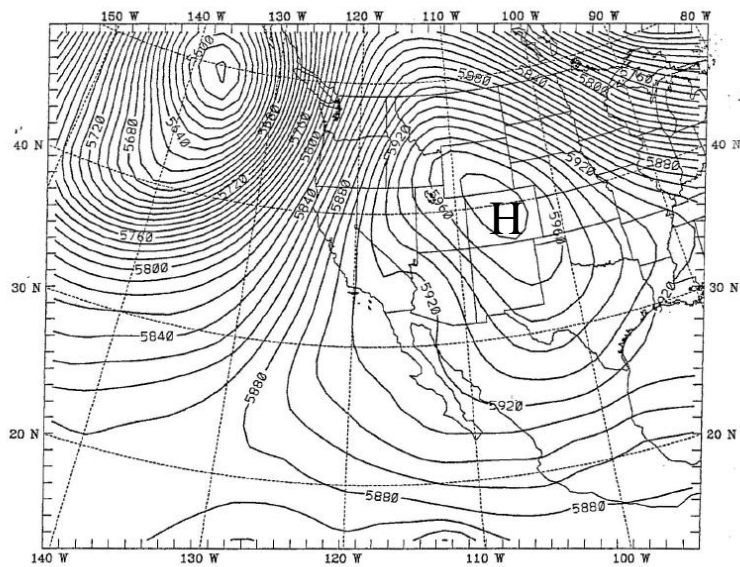
Οι συνοπτικοί χάρτες των 500mb από τα στοιχεία των αναλύσεων NCEP-GDAS, στις 4/8 0000 UTC ( 3/8 1700 Pacific Daylight time, PDT) (Σχ.4.3.1α), δείχνουν χαμηλό αποκόλλησης δυτικά του Vancouver Island και έξαρση υψών στις κεντρικές ΗΠΑ. Τις επόμενες 36 ώρες το χαμηλό αυτό βαθαίνει, ενώ η έξαρση ενισχύεται και επεκτείνεται δυτικά (Σχ. 4.3.1β), με δημιουργία κλειστού υψηλού συστήματος που βρίσκεται πάνω από τη δυτική Καλιφόρνια. Στις 6/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT), η έξαρση έχει τη μέγιστη ένταση της και μετατοπίζεται προς το κέντρο της Καλιφόρνια. (Σχ. 4.3.1γ). Στις 7/8 0000 UTC (6/8 1700 PDT), (Σχ. 4.3.1δ) η έξαρση σταδιακά εξασθενεί και γίνεται πιο πεπλατυσμένη.

Οι χάρτες των 850mb δείχνουν θερμική ανεστραμμένη ύφεση και γενική θέρμανση κατά την περίοδο της μελέτης. Ο χάρτης των 4/8 0000 UTC (3/8 1700 PDT) Σχ. (4.3.2α) δείχνει 25° C στη νότια Καλιφόρνια, ενώ 24 ώρες αργότερα (5/8 0000 UTC, 4/8 1700 PDT) Σχ. (4.3.2β) η θερμοκρασία έχει αυξηθεί κατά 3K και είναι έντονη η θερμή μεταφορά. Στις 6/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT) η θερμή προεξοχή βρίσκεται ακριβώς πάνω από την περιοχή μελέτης (Σχ.4.3.2γ). Η προεξοχή αρχίζει σταδιακά και μετατοπίζεται ανατολικά, και μειώνεται η θερμή μεταφορά, όπως φαίνεται από το χάρτη της 7/8 0000 UTC ( 6/8 1700 PDT) (Σχ. 4.3.2δ), ενώ σταδιακά αρχίζει και η ψύξη της ατμόσφαιρας. Οι χάρτες επιφανείας των 0000UTC στις 4 και 5/8 αντίστοιχα (Σχ. 4.3.3α,β) εμφανίζουν θερμικό χαμηλό στη Νότια Καλιφόρνια. Στις 6/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT) (Σχ.4.3.3γ) το θερμικό χαμηλό βαθαίνει στα 1008mb και μετατοπίζεται προς την ακτή. Παράλληλα, το κέντρο των υψηλών πιέσεων του Ειρηνικού, δυτικά της

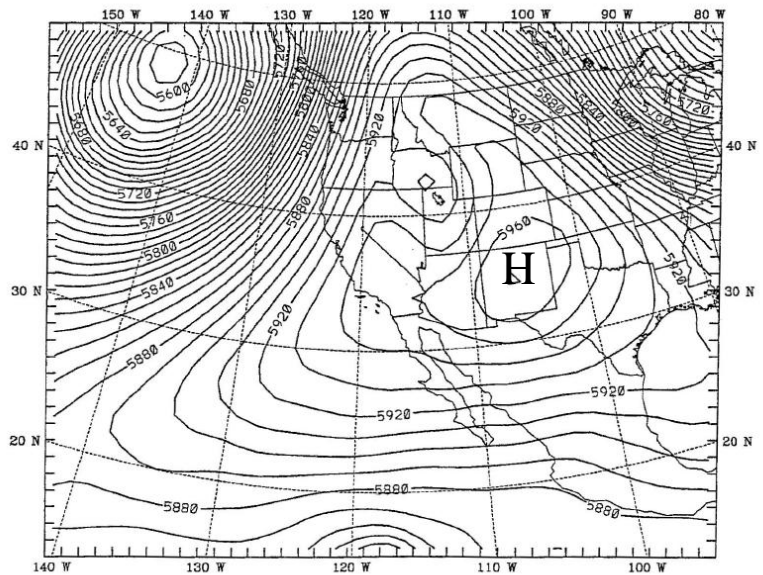
Κεντρικής Καλιφόρνιας αυξάνει από 1020 σε 1024 mb μεταξύ 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) και 6/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT). Η ώρα αυτή αντιστοιχεί στη μέγιστη τιμή της έξαρσης στα ανώτερα επίπεδα. Το αποτέλεσμα είναι ενίσχυση της βαθμίδας πίεσης στην ακτή της Καλιφόρνια για το χρονικό διάστημα 1700-2400 PDT στις 5/8. Μετά την ώρα αυτή, όπως φαίνεται στο Σχ. 4.3.3δ για τις 7/8 0000UTC (6/8 1700 PDT), το υψηλό του Ειρηνικού συνεχίζει να ενισχύεται, αλλά μετατοπίζεται βορειοδυτικά, επιδρώντας λιγότερο στην Καλιφόρνια, ενώ η θερμική ύφεση μετατοπίζεται ανατολικά, στην αρχική της θέση και εξασθενεί. Οι Rosenthal et al., (2003), μελετώντας δορυφορικές εικόνες, διαπίστωσαν την παρουσία σχηματισμού Catalina eddy στις 6/8, με την ανάπτυξη χαμηλής νέφωσης. (Σχ.4.3.4), πράγμα που δεν είναι εμφανές στους συνοπτικούς χάρτες.



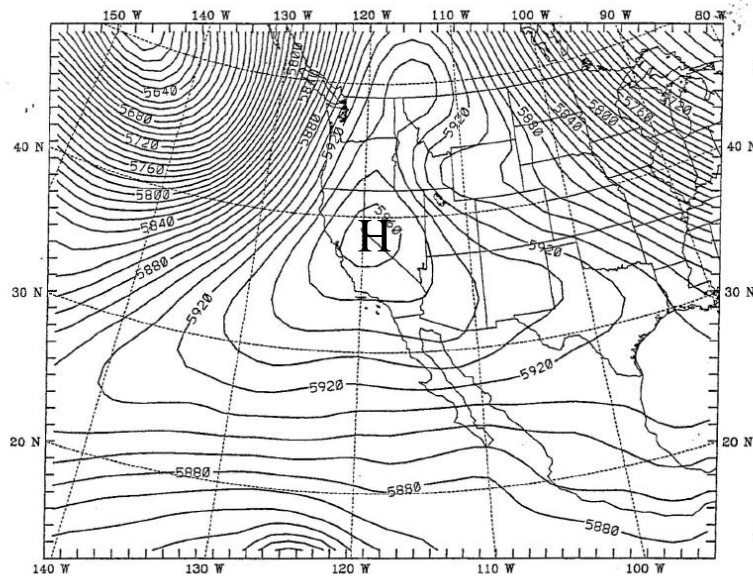
**Σχ (4.3.4) Δορυφορική φωτογραφία της ακτής του ΛΑ (ορατό) στις 6/8 1800 UTC ( 6/8 1100 PDT) όπου η χαμηλή νέφωση χαρακτηρίζει την αρχή στροβίλου Catalina ( από Rosenthal et al., 2003)**



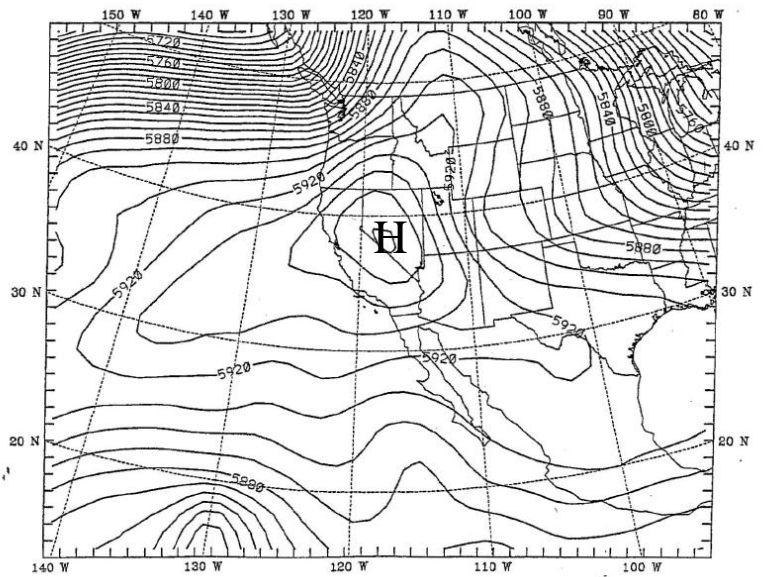
**Σχ.(4.3.1α) Ισοϕείς στα 500mb (ανά 10gm) για τις  
4/8 0000 UTC (3/8 1700 PDT) (NCEP-GDAS)**



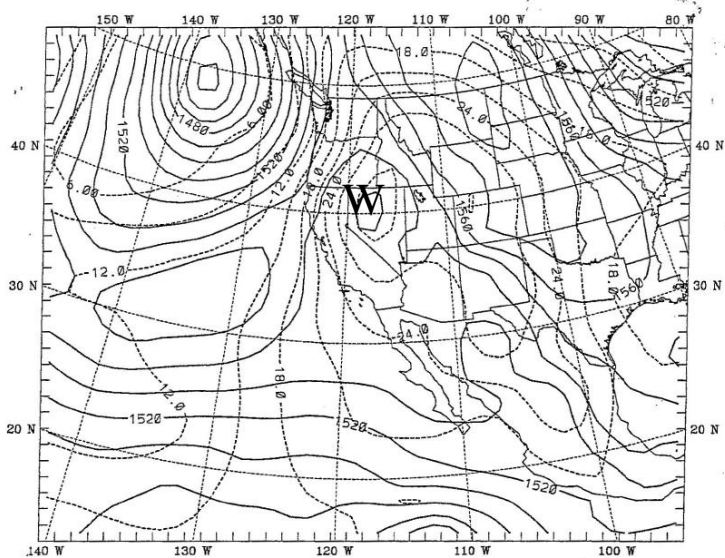
**Σχ.(4.3.1β) Όπως το Σχ. (4.3.1α) αλλά για τις  
5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT)**



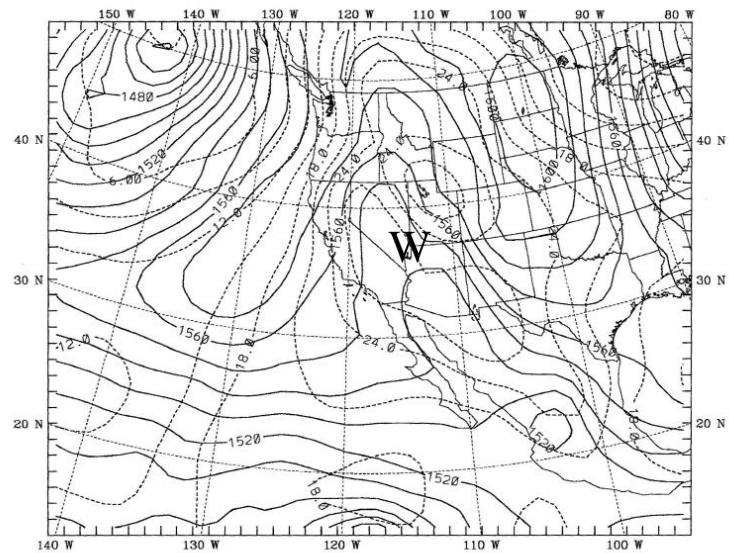
**Σχ. (4.3.1γ) Όπως το Σχ. (4.3.1α) αλλά για τις 6/8  
0000 UTC (5/8 1700 PDT)**



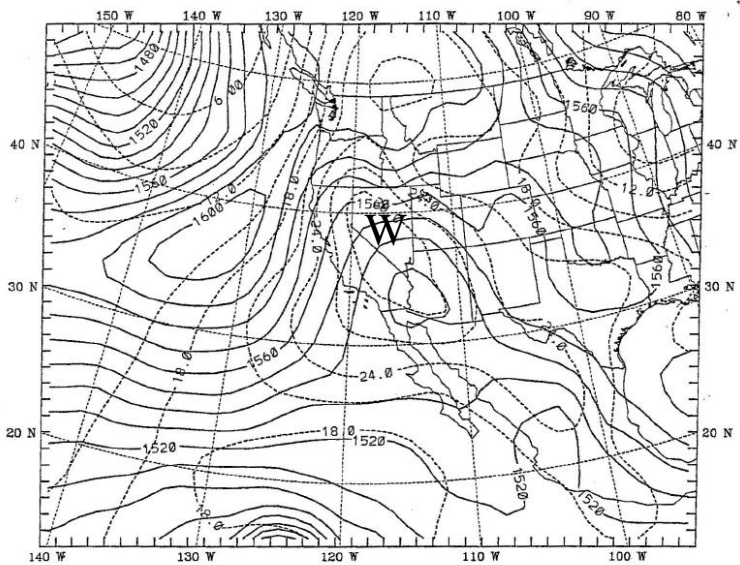
**Σχ.(4.3.1δ) Όπως το Σχ.(4.3.1α) αλλά για τις  
7/8 0000 UTC (6/8 1700 PDT)**



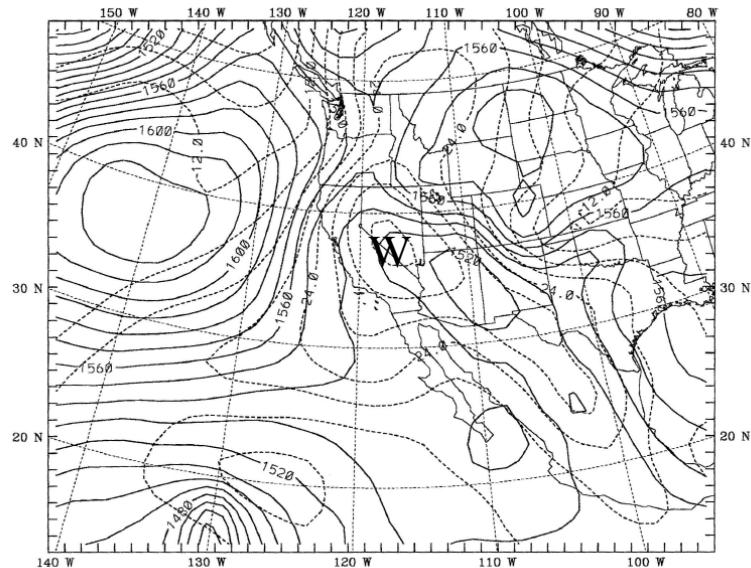
**Σχ.(4.3.2α) Ισοϖείς στα 850mb ανά 10gm (συνεχείς) και ιςόθερμες ανά 3°C (διακεκομμένες) για τις 3/8 0000 UTC (3/8 1700 PDT)**



**Σχ.(4.3.2β) Όπως το Σχ. (4.3.2α) αλλά για τις 4/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT)**

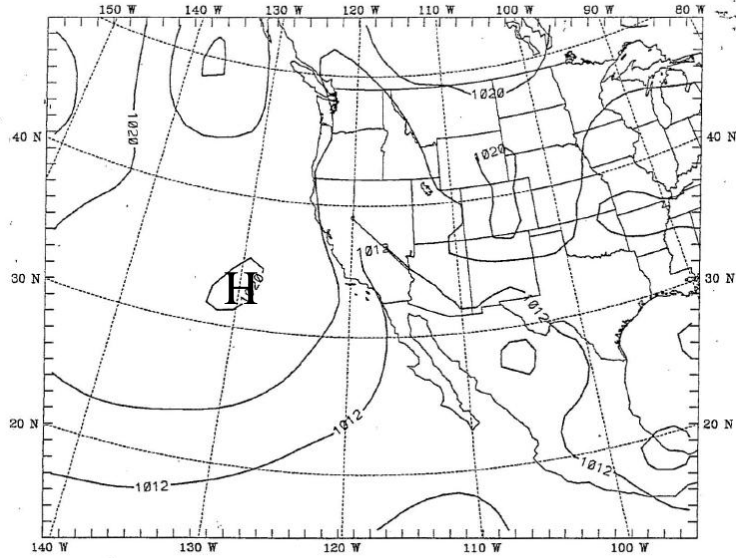


**Σχ.(4.3.2γ) Όπως το Σχ. (4.3.2α) αλλά για τις 5/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT)**

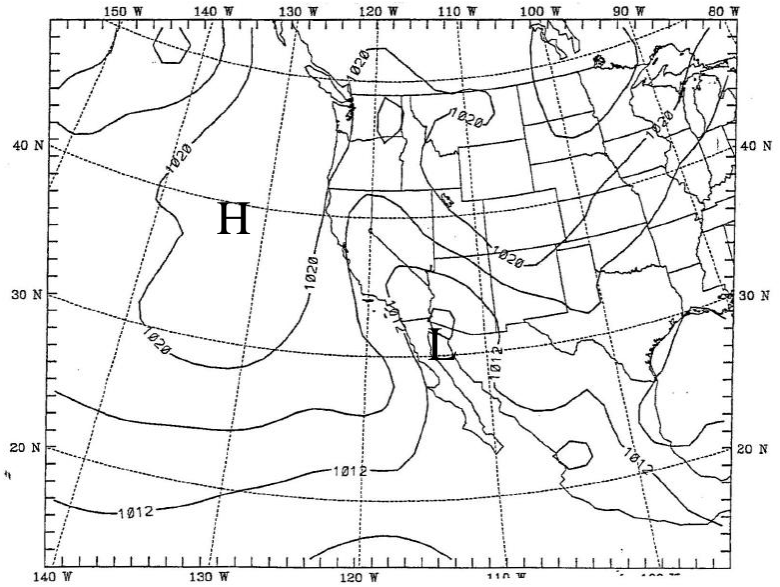


**Σχ.(4.3.2δ) Όπως το Σχ. (4.3.2α) αλλά για τις 6/8 0000 UTC (6/8 1700 PDT)**

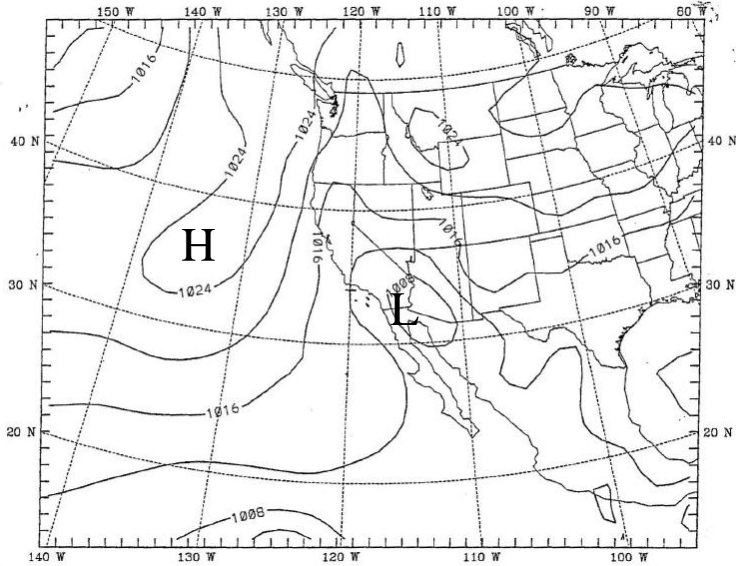




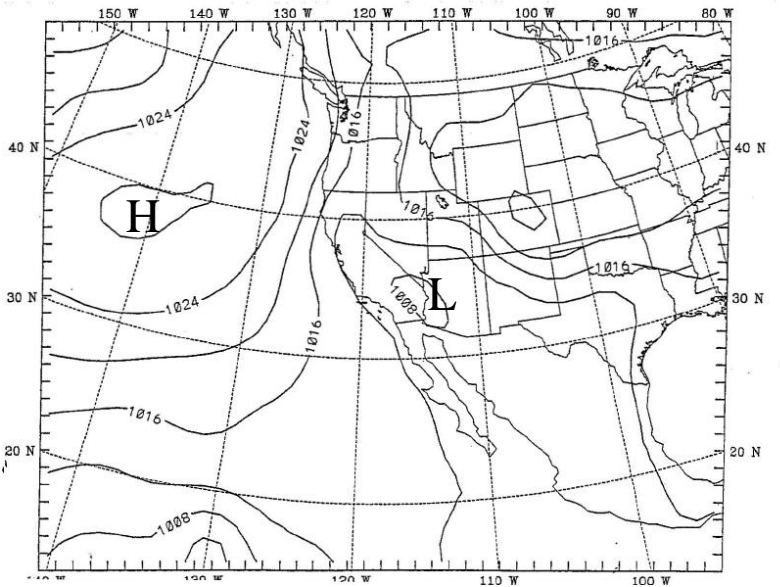
Σχ.(4.3.3α) Ισοβαρείς επιφανείας (ανά 4 mb ) για τις  
4/8 0000 UTC (3/8 1700 PDT)



Σχ.(4.3.3β) Όπως το Σχ.(4.3.3α) αλλά για τις  
5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT)



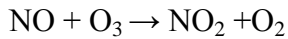
Σχ.(4.3.3γ) Όπως το Σχ.(4.3.3α) αλλά για τις  
6/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT)



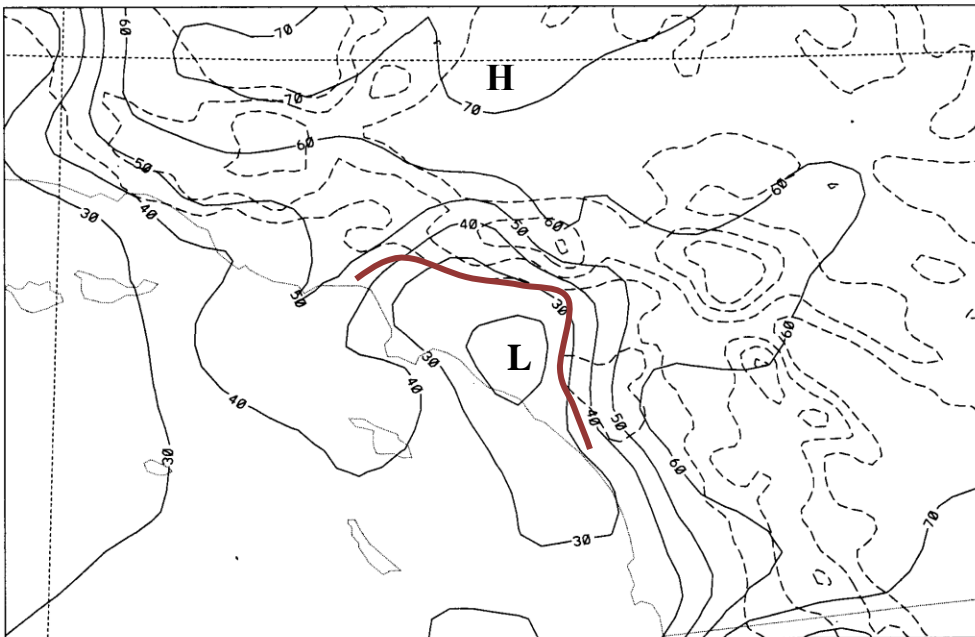
Σχ.(4.3.3δ) Όπως το Σχ.(4.3.3α) αλλά για τις  
7/8 0000 UTC (6/8 1700 PDT)

#### 4.4. Συγκεντρώσεις όζοντος κατά την περίοδο μελέτης

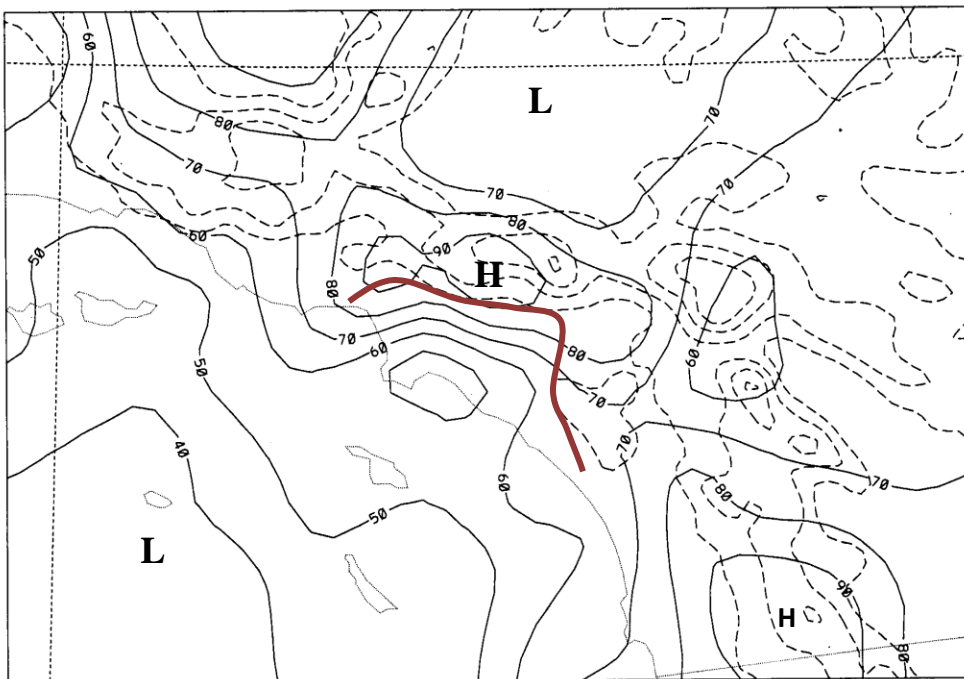
Η παραγωγή του όζοντος κατά τη διάρκεια της ημέρας επιτυγχάνεται από μια σειρά μη γραμμικών φωτοχημικών αντιδράσεων (Sillman, 1999) στις οποίες συμμετέχουν τα NO<sub>x</sub> και VOC με τη βοήθεια του ηλιακού φωτός. Κατά τη διάρκεια της νύχτας ή τις πρώτες πρωινές ώρες, με την απουσία ηλιακού φωτός, μεγάλες συγκεντρώσεις NO<sub>x</sub> μπορεί να οδηγήσουν σε καταστροφή (titration) όζοντος :



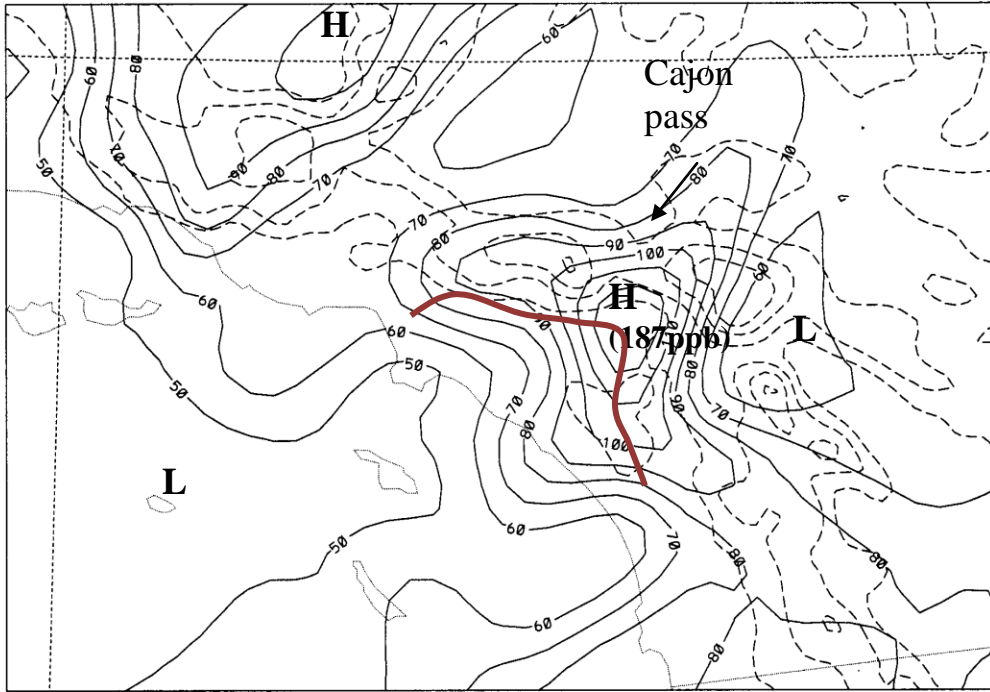
Τα στοιχεία από μετρήσεις όζοντος στους σταθμούς επιφάνειας (μετά από τη χάραξη των ισοπληθών) έδειξαν ότι οι μέγιστες συγκεντρώσεις παρατηρήθηκαν στις 5/8 τις μεσημβρινές ώρες. Συγκεκριμένα, οι πρωινές συγκεντρώσεις 5/8 1700 UTC (5/8 1000 PDT), στην αστική περιοχή είναι ακόμη σε χαμηλά επίπεδα (20 ppb) λόγω καταστροφής όζοντος από αυξημένες εκπομπές NO<sub>x</sub> από τα αυτοκίνητα (Σχ.4.4.1α). Τρεις ώρες αργότερα, με την επίδραση του ήλιου, αρχίζει η συσσώρευση όζοντος προς την ορεινή περιοχή με μέγιστη τιμή τα 121ppb. (Σχ. 4.4.1β). Στις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 UTC) (Σχ. 4.4.1γ) το μέγιστο του όζοντος έχει εισχωρήσει στο πέρασμα Cajon με μεγαλύτερη τιμή τα 187ppb. Μετά από δύο ώρες, (Σχ. 4.4.1δ) το μέγιστο αρχίζει να οπισθοχωρεί νότια προς την ακτή και η μεγαλύτερη τιμή έχει τώρα μειωθεί σε 100ppb. Την επόμενη μέρα (6/8), (δεν παρουσιάζεται) η μέγιστη τιμή των συγκεντρώσεων στην ορεινή περιοχή μειώνεται σε 150ppb, ενώ δημιουργείται δευτερογενές μέγιστο της τάξης των 130ppb, στην περιοχή της Ventura. Rosenthal (2003), Yarwood et al. (2008).



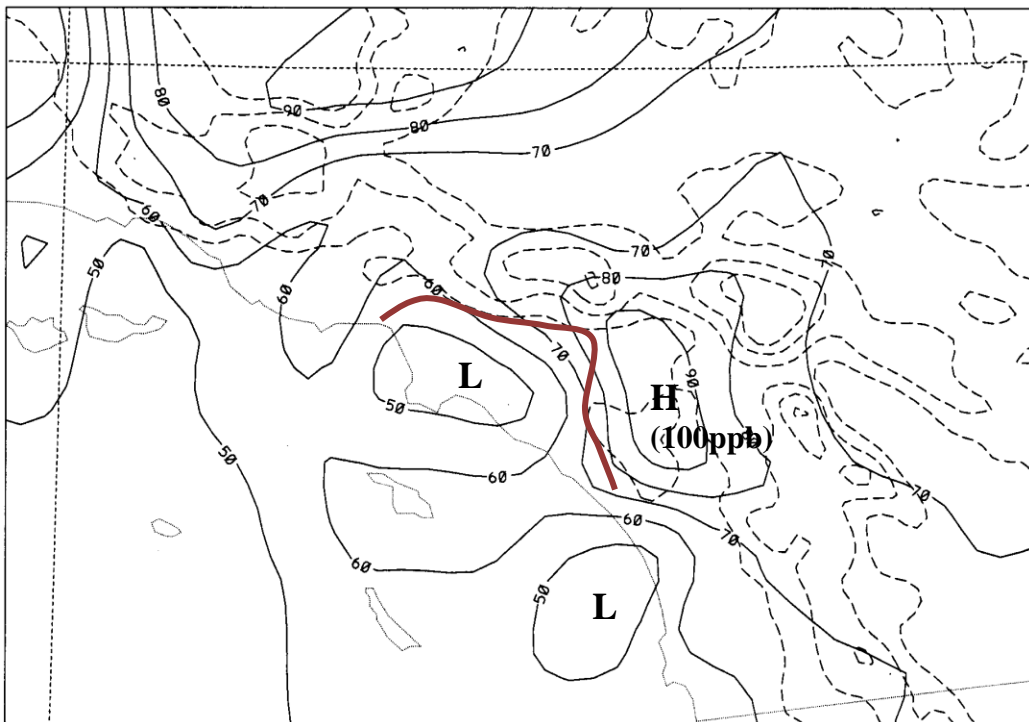
**Σχ. (4.4.1α)** Συγκεντρώσεις όζοντος (συνεχής γραμμή) σε ppb στις 5/8 1700 UTC (5/8 1000 PDT).  
 Με L και H σημειώνονται ελάχιστα και μέγιστα συγκεντρώσεων. Με διακεκομμένη γραμμή η  
 τοπογραφία ανά 500m. Με κόκκινη γραμμή τα όρια της αστικής περιοχής του ΛΑ.



**Σχ. (4.4.1β).** Όπως το Σχ. (4.4.1α) αλλά για τις 5/8 1900 UTC ( 5/8 1200 PDT)



Σχ. (4.4.1γ) Όπως το Σχ. (4.4.1α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC ( 5/8 1500 PDT)



Σχ. (4.4.1δ) Όπως το Σχ. (4.4.1α) αλλά για τις 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT)

#### **4.5 Σχεδιασμός της προσομοίωσης για το λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες.**

Στη μελέτη αυτή χρησιμοποιείται η έκδοση 2.12+ του μοντέλου MM5. Η έκδοση αυτή είναι όμοια με την έκδοση 2.12 με τη διαφορά ότι η επιλογή του σχήματος Gayno and Seaman για την προσομοίωση του οριακού στρώματος είναι επίσης διαθέσιμη. Η έκδοση αυτή περιέχει επιπλέον τη δυνατότητα χρήσης της δυναμικής αρχικής συνθήκης με το σχήμα του θαλάσσιου οριακού στρώματος Leidner et al. (2001) το οποίο προσαρμόζει γρήγορα το ΘΟΣ σε κατακόρυφη κατατομή που βασίζεται σε κλιματολογικά δεδομένα του ύψους αναστροφής για τη περιοχή του ΛΑ.

Το μοντέλο χρησιμοποιείται στην μη υδροστατική επιλογή, και οι φυσικές παραμετροποιήσεις είναι οι παρακάτω:

Cumulus: (Kain and Fritsch, 1990) (μόνο στα 3 εξωτερικά πεδία)

Μετατροπή φάσεων: απλός πάγος (Dudhia, 1989)

Ακτινοβολία: (Dudhia, 1989)

Οι τυρβώδεις διαδικασίες και το ύψος του στρώματος ανάμιξης υπολογίζονται με χρήση του σχήματος Gayno and Seaman (Gayno, 1994) -1.5 βαθμού των Mellor and Yamada (1974), το οποίο κάνει explicitly πρόγνωση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (TKE). Η τυρβώδης διάχυση υπολογίζεται διαγνωστικά από την τοπική TKE ενώ το ύψος του οριακού στρώματος υπολογίζεται επίσης διαγνωστικά από την κατακόρυφη κατατομή της TKE. Η μέθοδος της force-restore χρησιμοποιείται για την πρόγνωση της θερμοκρασίας εδάφους (Zhang and Anthes, 1982). Τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας είναι συνάρτηση της χρήσης γης.

Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκαν τέσσερα πεπλεγμένα πεδία, (Σχ. 4.5.1) σε μια προβολή Lambert Conformal Projection. Το πεδίο 1 (εξωτερικό) έχει κέντρο 34.5N, 118W, έχει οριζόντια διακριτική ανάλυση 135km, και 41x33 οριζόντια πλεγματικά σημεία στις E-W και N-S διευθύνσεις αντίστοιχα. Το πεδίο έχει διαστάσεις που περιλαμβάνουν τον αντικυκλώνα του Ειρηνικού. Το πεδίο 2, έχει διακριτική ανάλυση 45km και διαστάσεις 67x61. Το πεδίο 3 έχει διακριτική ανάλυση 15km και διαστάσεις 91x85. Το πεδίο 4 έχει διακριτική ανάλυση 5km και διαστάσεις 121x85. Η ανταλλαγή

πληροφορίας από το αραιότερο προς το πυκνότερο πλέγμα γίνεται με τη μέθοδο one-way continuous nesting. Χρησιμοποιούνται 30 κατακόρυφα επίπεδα με το κατώτατο σίγμα επίπεδο στα 46m. Οι άνεμοι και οι θερμοκρασίες υπολογίζονται στα σίγμα ημι-επίπεδα. Δηλαδή η πρώτη επιφανειακή τιμή των μετεωρολογικών παραμέτρων είναι στα 23m. Η κατανομή χρήσης γης της U.S Geological Survey (USGS) που περιλαμβάνει 25 κατηγορίες, χρησιμοποιείται για την παρούσα μελέτη. Η διακριτή ανάλυση (σε γεωγραφικό μήκος και πλάτος) είναι 10 λεπτά για τα πεδία 1 και 2, 5 λεπτά για το πεδίο 3, και 30 δευτερόλεπτα για το πεδίο 4. Οι τιμές της τοπογραφίας σε κάθε σημείο πλέγματος, αποκτήθηκαν από τις βάσεις δεδομένων των Pennsylvania State University (PSU)/NCAR για το πεδίο 1, Geophysical Data Center για τα πεδία 2 και 3, και Defense Mapping Agency για το πεδίο 4.

Οι αναλύσεις του NCEP/GDAS που έχουν καλύτερη αξιοπιστία για τη δυτική ακτή των ΗΠΑ, λόγω καλύτερου δικτύου μετρήσεων (Seaman, 2000), χρησιμοποιήθηκαν για τις αρχικές και οριακές συνθήκες. Οι αναλύσεις αυτές παρέχονται ανά 12 ώρες και έχουν διακριτή ανάλυση 2.5x2.5 μοίρες. Από την ίδια βάση δεδομένων και με την ίδια διακριτή ανάλυση προήλθαν και οι επιφανειακές τιμές θερμοκρασίας θάλασσας. Οι οριακές συνθήκες, διαθέσιμες ανά 12 ώρες, παρεμβάλλονται με γραμμική παρεμβολή στα ενδιάμεσα χρονικά βήματα. Το μοντέλο ξεκινά στις 2/8 1200 UTC (0500 PDT) και διαρκεί μέχρι τις 7/8 1200 UTC και καλύπτει την περίοδο ενδιαφέροντος (4-6/8). Το διάστημα των δύο ημερών από τις 2/8 μέχρι τις 4/8 είναι αρκετά μεγάλο ώστε να ελαχιστοποιηθούν τα σφάλματα λόγω speed up.

Το σχήμα Leidner et al. (2001) που προσαρμόζει την κατανομή του ΘΟΣ στις κλιματικές συνθήκες της περιοχής του Ειρηνικού είναι ενεργό τις 13 πρώτες ώρες της προσομοίωσης, ώστε η κατατομή του ΘΟΣ να αποκαθίσταται γρήγορα. Σε κανονικές συνθήκες εκκίνησης του μοντέλου, χρειάζονται 48 ώρες για τη διαδικασία αυτή.

Το χρονικό βήμα της προσομοίωσης, είναι 405 δευτερόλεπτα, το τριπλάσιο δηλαδή της τιμής του οριζοντίου πλέγματος. Τα χρονικά βήματα για τα εσωτερικά πεδία υπολογίζονται από το μοντέλο και είναι μικρότερα από αυτό του εξωτερικού. Τα μικρής διακριτής ανάλυσης πεδία του GDAS βελτιώθηκαν με αφομοίωση δεδομένων από 70 σταθμούς ανώτερης ατμόσφαιρας και μερικές εκατοντάδες επιφανειακές τιμές (μέσω του επεξεργαστή RAWINS) από τη βάση δεδομένων του NCAR στο πεδίο 1, ώστε να

δημιουργηθούν οι αρχικές συνθήκες για την εκτέλεση του MM5. Οι αρχικές συνθήκες για τα τρία εσωτερικά πεδία προέρχονται από διαδοχικές παρεμβολές του κάθε πεδίου από το προηγούμενο πιο εξωτερικό σε αυτό.

#### **4.5.1. Περιγραφή προσομοιώσεων**

Πραγματοποιήθηκαν τέσσερις διαφορετικές προσομοιώσεις :

1) RUN1: Απλή, χωρίς εφαρμογή FDDA.

Στη συγκεκριμένη προσομοίωση οι αναλύσεις μεγάλης κλίμακας χρησιμοποιούνται για τις αρχικές και οριακές συνθήκες

2) RUN2 : FDDA με αφομοίωση αναλύσεων

Η αφομοίωση αναλύσεων γίνεται στα τρία εξωτερικά πεδία και μόνο πάνω από τα 1500m. Ο συντελεστής  $G_a$  για τον άνεμο και τη θερμοκρασία είναι  $2.5 \times 10^{-4}$  για τα δύο πρώτα εξωτερικά πεδία (D01, D02) και  $10^{-4}$  (D03) για το τρίτο, ενώ για την αναλογία μείγματος και για τα τρία πεδία είναι  $10^{-5}$ . Οι τιμές αυτές πληρούν τη συνθήκη  $G_a < 1/\Delta t$  και προτάθηκαν από τον Stauffer (1991).

3) RUN3 : FDDA με συνδυασμό αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων

Στην προσομοίωση αυτή γίνεται συνδυασμός της αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων. Αφομοίωση αναλύσεων για τον άνεμο γίνεται μόνο στο πεδίο D01 και στα τρία εξωτερικά D01, D02, D03 για τη θερμοκρασία.

Αφομοίωση παρατηρήσεων γίνεται μόνο στο εσωτερικό πεδίο D04 με μετρήσεις που βρίσκονται σε μία προκαθορισμένη ακτίνα επιρροής  $R_s$  και για χρονικό παράθυρο δύο ωρών. Οι μετρήσεις αφομοιώνονται αφού πρώτα εκφραστούν στα  $i, j$ , και σίγμα επίπεδα του MM5 με τη βοήθεια ειδικών επεξεργαστών GENREF και GINT (Stauffer, 2001). Αφομοίωση μετρήσεων ανέμου επιφάνειας και ύψους γίνεται για όλη την κατακόρυφη έκταση του μοντέλου, ενώ μετρήσεις θερμοκρασίας και υγρασίας αφομοιώνονται μόνο πάνω από το οριακό στρώμα. Βάσει του Stauffer (2001), η μέση απόσταση μεταξύ των μετρήσεων της επιφάνειας που είναι 20km, αναλογεί σε ακτίνα επιρροής  $R_s=75$ km. Η τιμή αυξάνει σταδιακά και διπλασιάζεται στα 500mb, μια και ο

αριθμός των μετρήσεων καθ' ύψος μικραίνει, και μειώνεται η επίδραση της τοπογραφίας. Η ακτίνα επίδρασης στο κατακόρυφο επίπεδο  $R_\sigma$  έχει την τιμή 0.001 σε μονάδες σίγμα κατακόρυφου επιπέδου και είναι μικρότερη από την απόσταση μεταξύ των σίγμα επιπέδων. Στην προσομοίωση αυτή γίνεται επίσης προσαρμογή της κατηγορίας χρήσης γης στο πλέγμα σύμφωνα με τα σημερινά χαρτογραφικά δεδομένα, μια και έχει επεκταθεί η αστική περιοχή. Επιπλέον το μήκος τραχύτητας  $z_0$  για ορισμένες κατηγορίες χρήσης γης προσαρμόζεται με βάση τον Πίνακα 4.5.I. Συγκεκριμένα για την αστική περιοχή, η τιμή 50cm είναι πολύ μικρή για μια πόλη όπως το ΛΑ όπου το  $z_0$  φτάνει μέχρι και 400-500cm (Arya,1988). Για τη μελέτη αυτή χρησιμοποιείται η τιμή 150cm. Λόγω επίσης της ανώμαλης τοπογραφίας της περιοχής, αυξάνονται τα  $z_0$  και για άλλους τύπους χρήσης γης (Πίνακας 4.5.1). Συγκεκριμένα για τον ωκεανό, η σχέση του Kitaigorodski (1970), που συσχετίζει τις τιμές  $z_0$  της επιφάνειας της θάλασσας με το ύψος κύματος, δίνει  $z_0$  για το νερό που φτάνει μέχρι και 10cm. Κατά συνέπεια, για τη μελέτη αυτή το  $z_0$  του νερού αυξάνεται από 0.01 σε 1cm.

4) RUN4: Όπως το RUN3, με την προσθήκη 2 ακόμη σίγμα επιπέδων, με 32 τώρα κατακόρυφα επίπεδα με το κατώτατο σίγμα επίπεδο στα 14m. Επειδή οι άνεμοι και θερμοκρασίες υπολογίζονται στα σίγμα ημιεπίπεδα, η πρώτη επιφανειακή τιμή των μετεωρολογικών παραμέτρων είναι τώρα στα 7m. Το ύψος αυτό είναι αυτό στο οποίο κατά μέσο όρο γίνονται οι μετρήσεις του ανέμου, και πλησιάζει τα 2m, το ύψος των μετρήσεων της θερμοκρασίας.

Με σκοπό τη βελτίωση των αποτελεσμάτων, γίνεται προσαρμογή της θερμοκρασίας βάθους στην εξίσωση ισοζυγίου ενέργειας στην επιφάνεια του εδάφους.

Συγκεκριμένα ο υπολογισμός της θερμοκρασίας εδάφους  $T_g$  βασίζεται στη μέθοδο δράσης- ανάδρασης Blackadar (Zhang and Anthes, 1982)

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - L_u E_s \quad (4.5.1)$$

Όπου  $C_g$  είναι η θερμοχωρητικότητα του εδάφους ανά μονάδα επιφάνειας,  $R_n$  η καθαρή ροή ακτινοβολίας,  $H_m$  η ροή θερμότητας στο υπέδαφος,  $H_s$  η αισθητή ροή θερμότητας



στην ατμόσφαιρα,  $L_0$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης και  $E_s$  η ροή υγρασίας στην επιφάνεια. Η ροή θερμότητας στο υπέδαφος  $H_m$  υπολογίζεται από τη σχέση :

$$H_m = K_m C_g (T_g - T_m) \quad (4.5.2)$$

Όπου  $K_m$  είναι ο συντελεστής μεταφοράς θερμότητας και  $T_m$  η θερμοκρασία βάρους. Ανάλυση του προγνωστικού σχήματος θερμοκρασίας της δράσης-αντίδρασης, Bornstein et al. (1996) έδειξε ότι οι νυκτερινές ελάχιστες θερμοκρασίες εξαρτώνται από τη θερμοκρασία βάρους. Η παράμετρος αυτή αντιπροσωπεύει τη νυκτερινή ‘επαναφορά’ στο σχήμα πρόγνωσης της θερμοκρασίας. Στο MM5, η τιμή αυτή προσδιορίζεται εμπειρικά από μέσο όρο επιφανειακών τιμών μεταξύ των ωρών 0000 και 1200 UTC όπως προκύπτουν από το μεγάλης κλίμακας μοντέλο, χωρίς ο υπολογισμός αυτός να είναι απόλυτα ακριβής. Έτσι, η προσομοίωση επαναλαμβάνεται, με μείωση αυτής της θερμοκρασίας κατά 4 K. Η τιμή αυτή προσδιορίζεται μετά από δοκιμές.

Η σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με τις παρατηρήσεις, εκτός από ποιοτικά, γίνεται και ποσοτικά με τη βοήθεια του στατιστικού πακέτου Alpine Geophysics Model Analysis and Plotting System (MAPS) (Tesche, 1991, 1994). Συγκεκριμένα στη μελέτη αυτή γίνεται σύγκριση χρονοσειρών των παρατηρήσεων και των τιμών του μοντέλου στο σημείο της παρατήρησης μετά από bilinear interpolation. Με το πακέτο αυτό γίνονται και γραφικές παραστάσεις καθ’ ύψος κατατομών με τα αποτελέσματα του μοντέλου.

Για τις ανάγκες αναγωγής των αποτελεσμάτων θερμοκρασίας από τα 23m στα 2m χρησιμοποιείται η λογαριθμική σχέση βάσει της θεωρίας Monin- Obukhov :

$$\theta(z) - \theta(z_1) = -\frac{\theta_*}{k} \left[ \ln \frac{z_1}{z} + \frac{\beta}{L} (z_1 - z) \right] \quad (4.5.3)$$

Όπου:

$k$  η σταθερά Von Karman (0.4)

$L$  το μήκος Monin-Obukhov

$\beta$  μία σταθερά (5)

$z_1$  είναι το ύψος της υπολογισμένης τιμής (23m).

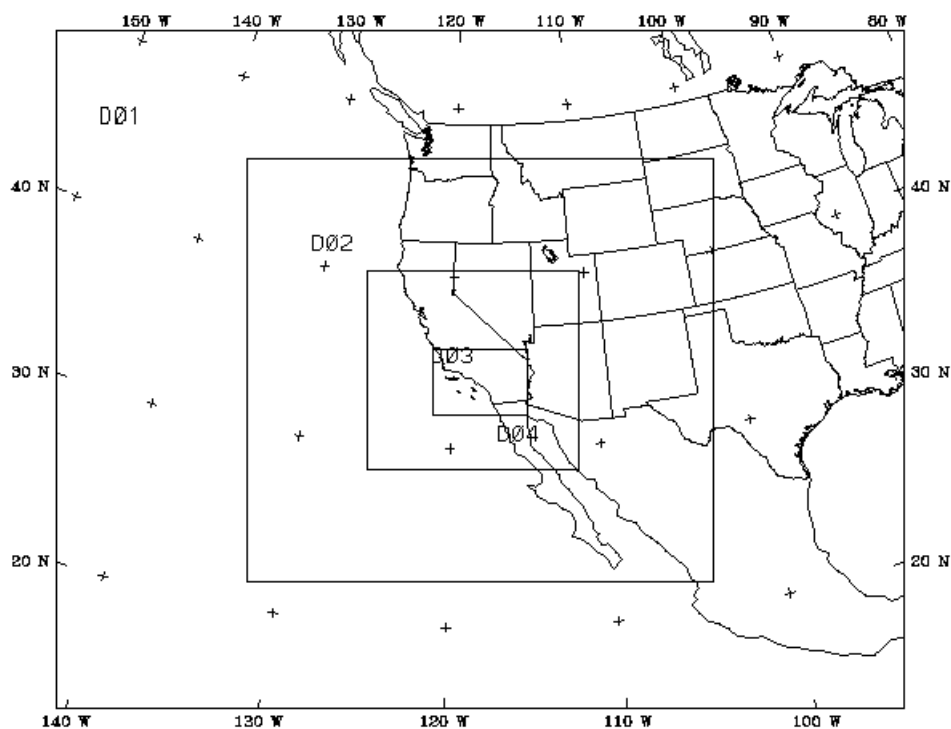
$z$  είναι το ύψος στο οποίο θέλουμε να υπολογίσουμε την τιμή (2m)

Η κλίμακα θερμοκρασίας  $\theta_*$  υπολογίζεται από τη σχέση

$$\theta_* = \frac{-H_o}{\rho C_p u_*} \quad (4.5.4)$$

Όπου  $H_o$  είναι η ροή θερμότητας ,

$C_p$  η ειδική θερμότητα σε σταθερή πίεση,  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα και  $u_*$  η ταχύτητα τριβής.



Σχ. (4.5.1) Τα 4 πεπλεγμένα πεδία της προσομοίωσης

Πίνακας 4.5.1 : Οι τύποι χρήσης γης και οι μεταβολές του ύψους τραχύτητας.

MM5 Land use Class	Land use	Old $z_0$ (MM5) (cm)	New $z_0$ (cm)
1	Urban	50	150
7	Grassland	0.12	10
8	Shrub land	10	20
9	Shrub land and grass	11	30
10	Savanna	15	40
11	Deciduous broadleaf	50	100
14	evergreen	50	100
16	Water bodies	0.01	1



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5- Ανάλυση πειραματικών δεδομένων.

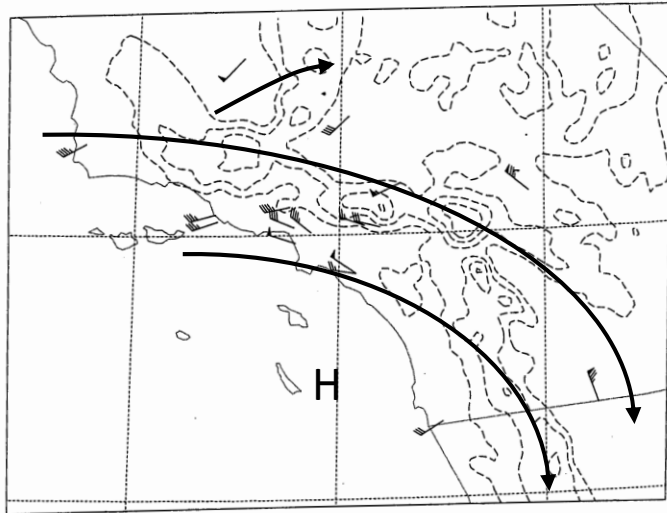
### **5.1 Γενικά Χαρακτηριστικά**

Στο κεφάλαιο αυτό, εξετάζεται η μέσης κλίμακας μετεωρολογία για την περίοδο μελέτης, με βάση το δίκτυο των μετρήσεων επιφάνειας και ύψους όπως αναφέρεται στα Bornstein et al. (2001), Bornstein and Boucouvala (2000), Boucouvala and Bornstein (2003).

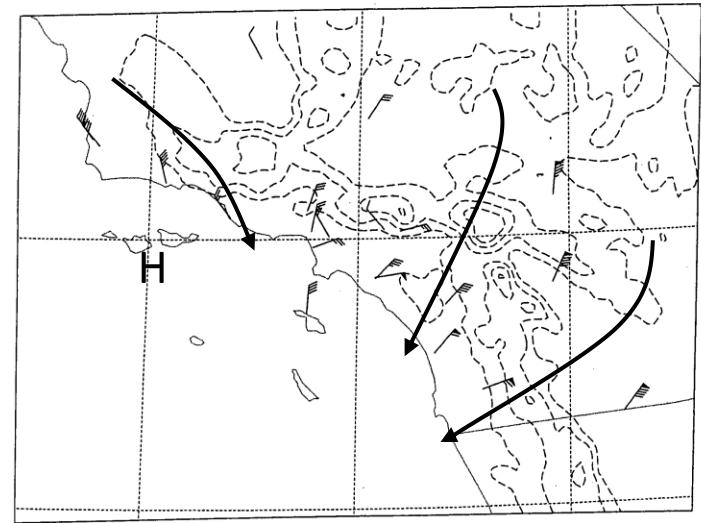
Χαρακτηριστικό της κατάστασης που επικρατεί κατά τη διάρκεια της περιόδου αυτής είναι η σταδιακή μεταβολή της διεύθυνσης του ανέμου στα ανώτερα επίπεδα από δυτικές προς ανατολικές διευθύνσεις. Αυτό αναμένεται λόγω της προς τα δυτικά κίνησης του ridge των ανωτέρων επιπέδων όπως αναφέρθηκε στη συνοπτική ανάλυση στο κεφάλαιο 4. Περισσότερες λεπτομέρειες για τοπικά κέντρα υψηλών με επίκεντρο το ΛΑ δίνονται εξετάζοντας τα οριζόντια επίπεδα του πεδίου ανέμου στα 3800m (το ανώτατο ύψος στο οποίο υπάρχουν επαρκή στοιχεία ανώτερης ατμόσφαιρας από τους profilers) που αντιστοιχούν σε επίπεδο πίεσης περίπου 650mb. Στο επίπεδο αυτό θεωρείται ότι η επίδραση της κυκλοφορίας των τοπικών ροών είναι αμελητέα.

Σε συνέπεια με τη γενική αντικυκλωνική κυκλοφορία, το πεδίο ανέμου στα 3800m εμφανίζει αντικυκλωνική ροή, και δημιουργείται επιπλέον τοπικό ridge πάνω από το ΛΑ το οποίο μετακινείται με το χρόνο. Παρακάτω παρουσιάζονται ενδεικτικές ώρες κατά τις οποίες είναι εμφανής η κίνηση του:

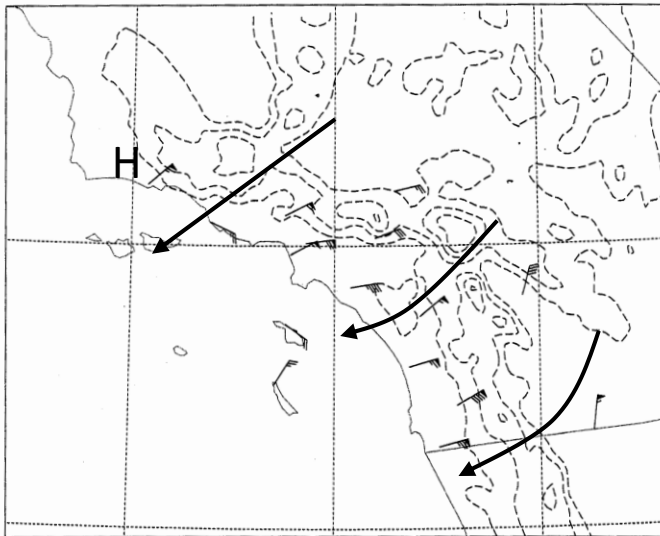
Στις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT) το κέντρο του εντοπίζεται στη θαλάσσια περιοχή παράγοντας βορειοδυτικό ρεύμα κατά μήκος της ακτής. (Σχ.5.1.1α). Στις 5/8 0600 UTC (4/8 2300 PDT) (Σχ 5.1.1β), το ridge μετατοπίζεται βορειοδυτικά, (σε συμφωνία με την προς τα δυτικά επέκταση του υψηλού συστήματος στα 500mb, (Σχ.4.3.1β,γ) και το ρεύμα στην παραλιακή περιοχή αρχίζει να στρέφεται προς βορειοανατολικές διευθύνσεις. Έξι ώρες αργότερα, (5/8 1200 UTC, 5/8 0500 PDT) (δεν παρουσιάζεται), η έξαρση βρίσκεται πάνω από τα βουνά Santa Monica, βόρεια από το ΛΑ. Στη συνέχεια σταδιακά αρχίζει να κινείται ανατολικά (προς την ξηρά). Στις 5/8 2000 UTC (5/8 1300 PDT) (Σχ 5.1.1γ), δύο ώρες πριν παρατηρηθούν οι μέγιστες συγκεντρώσεις όζοντος, η έξαρση έχει μετατοπιστεί λίγο βορειοανατολικά προς το εσωτερικό και η ροή έχει στραφεί σε ανατολική σε όλο το ΛΑ. Στις 6/8 1200 UTC, (6/8 0500 PDT) (Σχ 5.1.1δ),



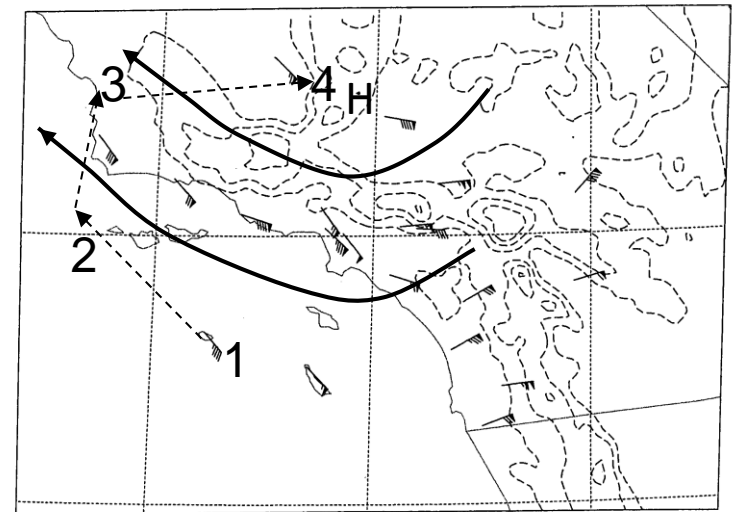
Σχ. ( 5.1.1α ) Πεδίο ανέμων στα 3800m AGL (650mb) και θέση της τοπικής έξαρσης (H) στις 4/8 18 UTC (4/8 11 PDT). Τα βέλη δίνουν τη γενική διεύθυνση του πεδίου ανέμου



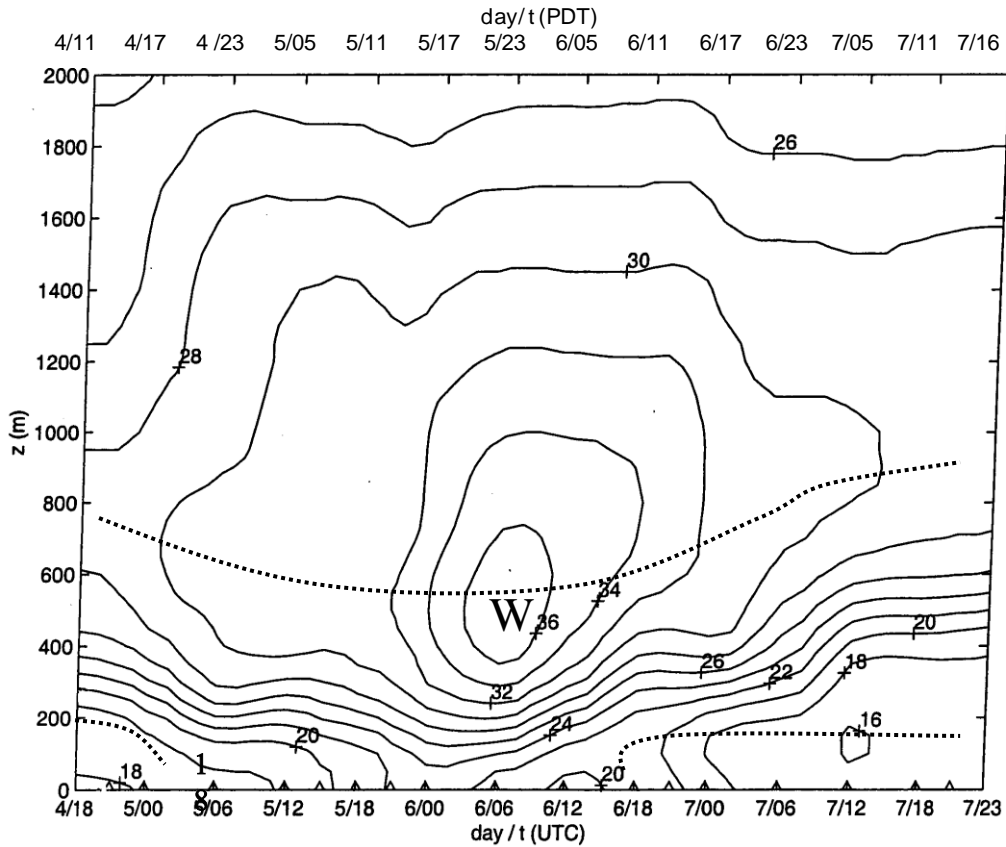
Σχ. (5.1.1β). Όπως το Σχ. (5.1.1α) αλλά για τις 5/8 06 UTC (4/8 23 PDT)



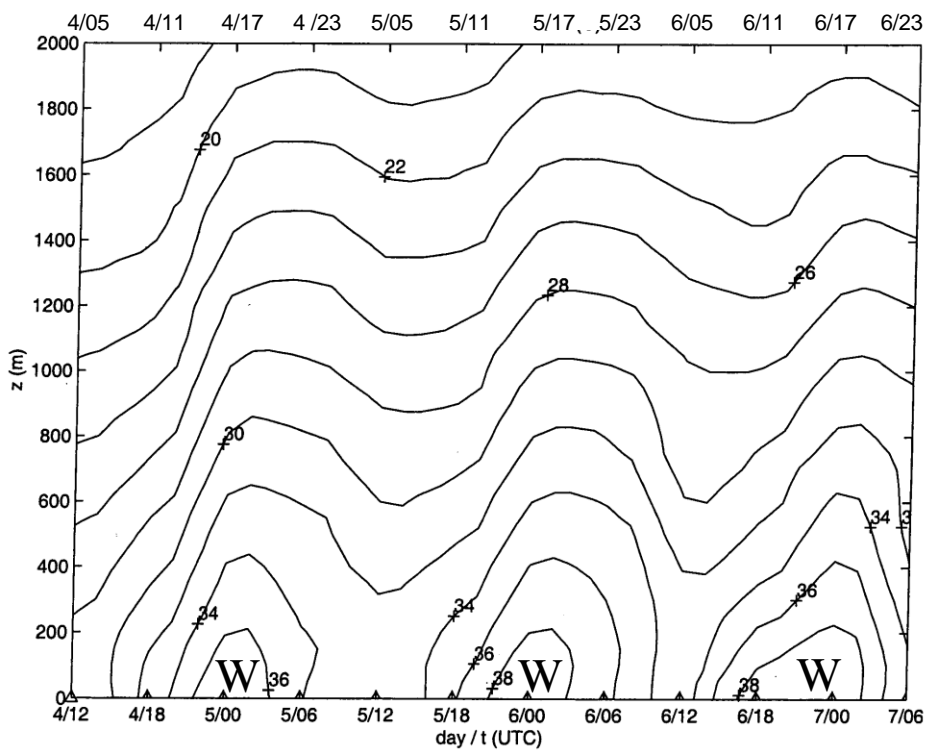
Σχ. ( 5.1.1γ) Όπως το Σχ.( 5.1.1α) αλλά για τις 5/8 20 UTC ( 5/8 13 PDT)



Σχ. ( 5.1.1δ). Όπως το Σχ. (5.1.1α) αλλά για τις 6/8 12 UTC (6/8 05 PDT). Τα διακεκομμένα βέλη και οι αριθμοί δείχνουν τη χρονική πορεία της τοπικής έξαρσης.



Σχ. (5.1.2α) Χρονική εξέλιξη της κατατομής θερμοκρασίας στο νησιωτικό σταθμό SNIC με βάση τις ραδιοβολίσεις ανά 6 ώρες. Με συνεχή γραμμή δίνεται η T (°C) και με διακεκομμένη τα όρια της αναστροφής ύψους.



Σχ. (5.1.2β). Όπως το Σχ. (3.3.2α) αλλά για τον εσωτερικό σταθμό 29PA

το ridge έχει τώρα μετατοπιστεί ακόμη πιο ανατολικά προς το εσωτερικό, διατηρώντας το βορειοανατολικό ρεύμα στο ανατολικό ΛΑ ενώ κατά μήκος της δυτικής ακτής επικρατεί τώρα νοτιοανατολικό ρεύμα. Αυτό είναι ένδειξη της αντικυκλωνικής στροφής του ανύσματος του ανέμου με αποτέλεσμα τη σταδιακή επαναφορά του ρεύματος σε βορειοδυτικές διευθύνσεις όπως στις 4/8.

Η χρονική κατανομή των ανά 6 ώρες κατατομών των ραδιοβολίσεων είναι ένδειξη της μεταβολής της θερμοκρασίας κατά τη χρονική περίοδο της μελέτης. Οι νησιωτικοί και παραλιακοί σταθμοί που επηρεάζονται από την αντικυκλωνική κυκλοφορία παρουσιάζουν μια έντονη (κατά τη διάρκεια της ολικής περιόδου), ημερήσια και νυκτερινή ισχυρή αντικυκλωνική αναστροφή (10-12K) που φτάνει σε ύψος 600-800m. με μεγαλύτερη ένταση στα 200-400m. Η βάση της αναστροφής είναι περίπου στα 100-200m ύψος πριν και μετά την περίοδο θέρμανσης, ενώ είναι δύσκολο να προσδιοριστεί η τιμή της κατά την περίοδο θέρμανσης μια και φτάνει πολύ κοντά στην επιφάνεια (50-100m) όπου οι μετρήσεις είναι περιορισμένες. Αυτό φαίνεται από τις κατατομές του νησιωτικού σταθμού SNIC (Σχ.5.1.2α). Από την κατατομή αυτή φαίνεται ότι η περίοδος θέρμανσης είναι μεταξύ (5/8 0000 UTC και 6/8 1200 UTC), (4/8 1700 PDT και 6/8 0500 PDT) με μετέπειτα σταδιακή ψύξη. Η θέρμανση στα ανώτερα επίπεδα έχει σαν αποτέλεσμα ισχυρότερη και χαμηλότερη αναστροφή στις 5/8 λόγω των εντονότερων καθοδικών κινήσεων. Η μέγιστη θέρμανση στο σταθμό αυτό παρατηρείται τις πρώτες πρωινές της 6/8. Αντίστοιχες κατατομές θερμοκρασίας εμφανίζουν και οι παραλιακοί σταθμοί όπως η UCLA, με μέγιστη θέρμανση το απόγευμα της 5/8, νωρίτερα δηλαδή από τον νησιωτικό σταθμό, σε συμφωνία με την προς τα δυτικά κίνηση του ridge στα 650mb.

Αντίθετα, οι κατατομές των θερμοκρασιών στον εσωτερικό σταθμό 29PA, ανατολικά του San Bernardino (Σχ. 5.1.2β), δεν παρουσιάζουν την αντίστοιχη εικόνα, γιατί η επίδραση των καθοδικών κινήσεων του αντικυκλώνα επηρεάζει λιγότερο τις εσωτερικές περιοχές και το θαλάσσιο οριακό στρώμα καταστρέφεται λόγω των θερμικών ανοδικών κινήσεων. Οι κατατομές δείχνουν τα αναμενόμενα ισόθερμα νυκτερινά στρώματα ασθενούς επιφανειακής αναστροφής ακτινοβολίας.

Οι παραπάνω παρατηρήσεις είναι σε συμφωνία με τις συνθήκες που αναφέρουν οι Ulrikson and Mass (1990a,b) για την εμφάνιση σχετικά σπάνιων επεισοδίων όζοντος στο



ΛΑ τα οποία συμβαίνουν όταν η συνοπτική κατάσταση συνοδεύεται από : Ενίσχυση του αντικυκλώνα του Ειρηνικού στην επιφάνεια και έξαρσης στα 500mb, αντεστραμμένη θερμική ύφεση από την επιφάνεια μέχρι τα 850mb και επικράτηση ανατολικού ρεύματος πάνω από το ΛΑ. Η θέρμανση που προκύπτει ευνοεί επίσης τη δημιουργία όζοντος λόγω αύξησης του ρυθμού φωτόλυσης.

## **5.2. Μετεωρολογικό πεδίο κοντά στην επιφάνεια**

Το αρκετά πυκνό δίκτυο μετρήσεων στην ξηρά (όχι όμως στη θάλασσα) επιτρέπει μια πρώτη εκτίμηση της οριζόντιας κατανομής θερμοκρασίας και ανέμου κοντά στην επιφάνεια. Παρουσιάζονται επίσης κατανομές από profilers στα επίπεδα των 300 και 800m τα οποία βρίσκονται μέσα στην αναστροφή. Τέλος δίνονται κατατομές θερμοκρασίας μέχρι τα 1000m από αντιπροσωπευτικούς profilers ώστε να εκτιμηθεί η ημερήσια εξέλιξη της κατατομής θερμοκρασίας σε σταθμούς με διαφορετικές αποστάσεις από την ακτή.

### **5.2.1. Θερμοκρασίες**

Από την κατανομή της θερμοκρασίας επιφανείας (στα 2m) (μετά από εξομάλυνση των μετρήσεων) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT) (τη νύκτα πριν από την περίοδο γενικής θέρμανσης) παρατηρείται ότι οι παραλιακές περιοχές (20 °C) είναι ψυχρότερες από τις εσωτερικές (25 °C), με μέση διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ τους της τάξης των 5K , ενώ η έλλειψη μετρήσεων στη θάλασσα περιορίζει την εκτίμηση της θερμοβαθμίδας ξηράς-θάλασσας Σχ. (5.2.1α). Είναι όμως γεγονός ότι λόγω της χαμηλής επιφανειακής θερμοκρασίας νερού του Ειρηνικού (17°C) η θερμοκρασία θάλασσας δεν είναι αισθητά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη στην ακτή κατά τη διάρκεια της νύκτας. Οι μέγιστες θερμοκρασίες εμφανίζονται στην ανατολική ερημική κοιλάδα κοντά στα σύνορα με το Μεξικό, (29-30 °C) η οποία έχει υπερθερμανθεί κατά τη διάρκεια της ημέρας, και ένα δευτερογενές μέγιστο εμφανίζεται στο εσωτερικό υψίπεδο ανατολικά του San Gabriel (25-26 °C). Οι περιορισμένες μετρήσεις στις ορεινές περιοχές ( σταθμοί BEAR, ANZA) δείχνουν ότι οι ελάχιστες θερμοκρασίες παρατηρούνται (όπως αναμένεται) στις κορυφές των βουνών (17 °C).

Τις μεσημβρινές ώρες 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT) (Σχ. 5.2.1β), η θερμοκρασία έχει παντού αυξηθεί σε σχέση με τη νυκτερινή περίοδο. Συγκεκριμένα, κοντά στην ακτή κατά 12 K (φτάνοντας τους 32 °C) και στο εσωτερικό κατά 11 K (φτάνοντας τους 36 °C) ενώ η οριζόντια θερμοβαθμίδα ακτής – εσωτερικού φτάνει τώρα τους 10-12 K. Η θερμοβαθμίδα αυτή είναι ευνοϊκή για τη δημιουργία θαλάσσιας αύρας.

Τη νύκτα που ακολουθεί 5/8 1200 (5/8 0500 PDT) (Σχ. 5.2.1γ), η επίδραση της γενικής θέρμανσης αρχίζει να γίνεται αισθητή, κυρίως στην ερημική περιοχή (που βρίσκεται ανατολικότερα) αυξάνοντας τη θερμοκρασία κατά 2-3 K, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές κατά 1-2 K σε σχέση με την προηγούμενη νύχτα.

Το μεσημέρι της 5/8 και συγκεκριμένα στις 2200 UTC (1500 PDT), (ώρα της μέγιστης συγκέντρωσης όζοντος), (Σχ. 5.2.1δ), οι θερμοκρασίες στην παραλία αλλά και στο εσωτερικό είναι κατά 4-6 K μεγαλύτερες σε σχέση με την προηγούμενη μέρα φτάνοντας τους 35 και 39 °C αντίστοιχα. Σε σταθμούς όπως UCR, ECO οι θερμοκρασίες φτάνουν τους 40-42 °C ενώ στην ερημική περιοχή τους 43-44 °C. Σταδιακά από τις πρωινές ώρες της 6/8 οι υψηλές θερμοκρασίες υποχωρούν από τα παράλια προς το εσωτερικό και φτάνουν στα επίπεδα της 4/8 αργά το απόγευμα.

Η θερμοκρασιακή κατανομή στα 300m (στο κατώτερο μέρος της αναστροφής ύψους που επηρεάζεται από επιφανειακές ροές θερμότητας) όπως προκύπτει από εξομάλυνση τιμών profilers, έχει αντίστοιχη μορφή με αυτή της επιφάνειας με ψυχρότερες τις παράκτιες από τις εσωτερικές περιοχές. Οι θερμοκρασίες είναι τώρα μεγαλύτερες από την επιφάνεια μια και το επίπεδο αυτό βρίσκεται μέσα στην αναστροφή. Συγκεκριμένα, τη νύχτα της 4/8, 1200 UTC (4/8 0500 PDT), η θερμοκρασία στην εσωτερική παραλιακή περιοχή φτάνει τους 26 °C (5-6K πάνω από την επιφανειακή θερμοκρασία) ενώ στην κοιλάδα τους 32-33 °C (3K πάνω από την αντίστοιχη επιφανειακή) (Σχ.5.2.2α). Να σημειωθεί ότι δεν υπάρχουν μετρήσεις στις κορυφές βουνών σε αυτό το ύψος. Το απόγευμα που ακολουθεί, στις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT), οι θερμοκρασίες έχουν αυξηθεί κατά 3 K (Σχ. 5.2.2β), ξεκινώντας από τους 28 °C στην παραλία και φτάνοντας τους 36 °C στην έρημο. Επέρχεται σταδιακή θέρμανση, και έτσι το απόγευμα της 5/8, αν και η γενική κατανομή θερμοκρασίας δεν αλλάζει αισθητά, οι θερμοκρασίες

ανεβαίνουν κατά 2-3K (Σχ. 5.2.2δ), ενώ επέρχεται σταδιακή ψύξη από τις μεσημβρινές ώρες της 6/8.

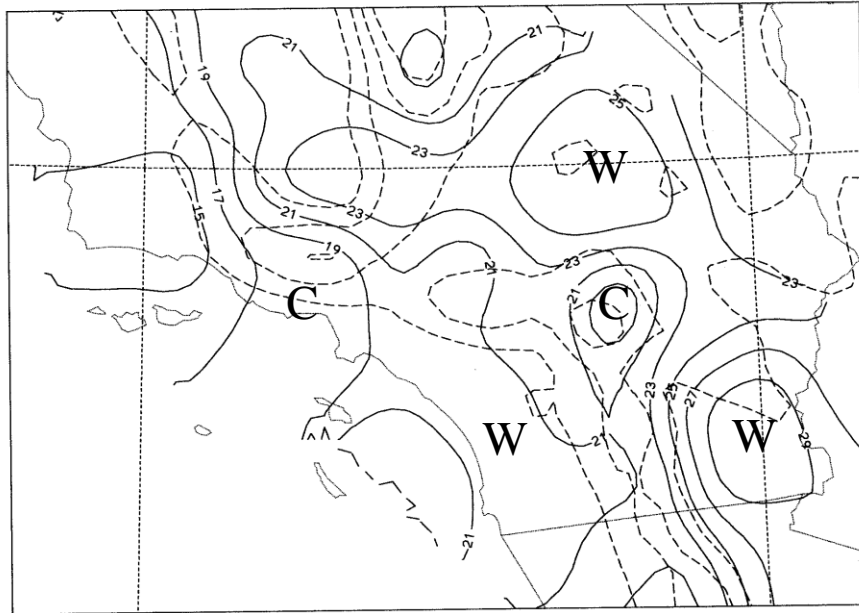
Λίγο υψηλότερα, στα 800m, κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4/8, στις 1200 UTC (4/8 0500 PDT) (Σχ. 5.2.2ε) οι παράκτιες θερμοκρασίες είναι κατά 2K μεγαλύτερες σε σχέση με τα 300m, (Σχ. 5.2.2η) και αυτό οφείλεται στην αναστροφή ύψους. Η επίδρασή της όμως είναι περιορισμένη στις εσωτερικές περιοχές, όπως φάνηκε στο Σχ. (5.1.2β) για το σταθμό 29PA, και έτσι οι αντίστοιχες θερμοκρασίες είναι 1-2 K μικρότερες λόγω ψύξης καθ' ύψος. Η παρουσία της αναστροφής εμποδίζει τη ροή θερμότητας από την επιφάνεια και εξηγεί την ανεστραμμένη θερμοβαθμίδα (σε σχέση με τα δύο μικρότερα ύψη). Τις απογευματινές ώρες, 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT), (Σχ. 5.2.2θ) οι θερμοκρασίες είναι κατά 2K μεγαλύτερες από τη νύχτα, και διατηρείται ακόμα η ανεστραμμένη θερμοβαθμίδα εκτός από την περιοχή κοντά στην ακτή όπου υπάρχει εισχώρηση ψυχρού αέρα λόγω του ρεύματος από τη θάλασσα προς την ξηρά, ένδειξη της παρουσίας της θαλάσσιας αύρας. Οι περιορισμένες μετρήσεις δεν επιτρέπουν σωστή εκτίμηση της οριζόντιας θερμοβαθμίδας για τη νύχτα και το μεσημέρι της 5/8, Σχ. (5.2.2 η, θ) παρατηρείται όμως η αναμενόμενη άνοδος της θερμοκρασίας, ενώ και σε αυτό το ύψος αρχίζει σταδιακή ψύξη από το μεσημέρι της 6/8.

Κατά συνέπεια, οι θερμοκρασιακές κατανομές στην επιφάνεια και τα 300m διέπονται κυρίως από ημερήσια διακύμανση, ενώ στα 800m, σημαντικό ρόλο παίζει η θερμοκρασιακή αναστροφή. Άνοδος θερμοκρασίας λόγω της γενικής θέρμανσης είναι εμφανής και στα τρία επίπεδα.

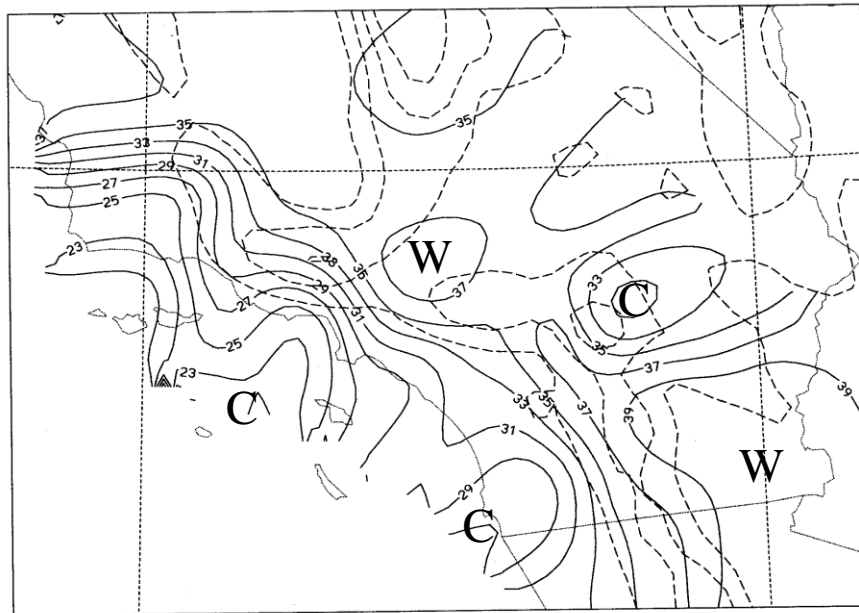
Η προς το εσωτερικό διέλευση της θαλάσσιας αύρας γίνεται αισθητή από τη σταδιακή πτώση της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια λόγω της μεταφοράς ψυχρού αέρα προς το εσωτερικό. Παρακάτω δίνονται κατακόρυφες κατατομές θερμοκρασίας profilers σε τρεις κατά σειρά απόστασης από την ακτή σταθμούς ανά τρίωρο (από 0800 PDT μέχρι 1700 PDT). Στον παραλιακό σταθμό LAX στις 4/8 (Σχ. 5.2.3α) φαίνεται η σταδιακή αυτή μικρή πτώση (3K) στα 100-200m, με εμφανή την παρουσία του ΘΟΣ μέχρι το επίπεδο αυτό, ενώ η αναστροφή ύψους είναι σχετικά ισχυρή και φτάνει τους 7K/200m. Στον ενδιάμεσο σταθμό USC (20 km από την ακτή) (με δεδομένα όμως από 200m και πάνω), (Σχ. 5.2.3δ) οι θερμοκρασίες από 0800 PDT μέχρι 1400 PDT παραμένουν σχεδόν

σταθερές (με μικρή άνοδο 0.5K από 0800-1100 PDT), και η ψύξη κατά 3K είναι τώρα εμφανής μόνο από τις 1700 PDT λόγω της μεγαλύτερης απόστασης από την ακτή, ενώ το ΘΟΣ φτάνει μέχρι τα 300m. Στον εσωτερικό σταθμό EMT (45 km από την ακτή), (Σχ. 5.2.3η) σε αντίθεση με τους προηγούμενους σταθμούς, από 0800 PDT, μέχρι 1400 PDT παρατηρείται θέρμανση κατά 10K στα 200m, και μικρή ψύξη μόνο στις 1700 PDT, με θερμοκρασίες όμως κατά 9K μεγαλύτερες από τις 0800 PDT, ενώ η αναστροφή έχει εξασθενήσει και φτάνει τους 2K/200m περίπου.

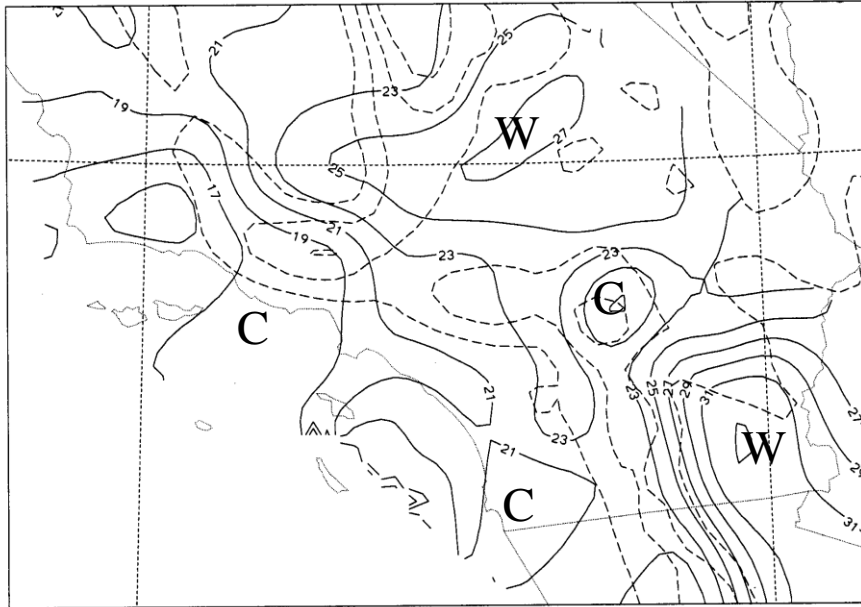
Την επόμενη μέρα (5/8), οι θερμοκρασίες των κατατομών και στους τρεις σταθμούς είναι μεγαλύτερες κατά 4-5K λόγω της γενικής θέρμανσης. Στον LAX, (Σχ. 5.2.3β) ,η ψύξη στο επίπεδο 100-200m από 0800 PDT μέχρι 1100 PDT είναι 3K, που σημαίνει ότι ψύχεται πιο γρήγορα από τις αντίστοιχες ώρες της 4/8, ενώ παραμένει σταθερή μέχρι τις 1700 PDT. Αυτό δείχνει τη γρηγορότερη διέλευση της θαλάσσιας αύρας στις 5/8, που όμως δεν έχει μετέπειτα εξέλιξη μετά το μεσημέρι. Το βάθος του ΘΟΣ είναι μικρότερο, μια και η αναστροφή φτάνει χαμηλότερα λόγω της ενίσχυσης του αντικυκλώνα. Στο σταθμό USC (Σχ.5.2.3ε), μικρή ψύξη (1K) παρατηρείται στις 1400 PDT, ένδειξη θαλάσσιας αύρας την ώρα αυτή, ενώ λόγω της θέρμανσης του εδάφους, το ΘΟΣ έχει σχεδόν ενσωματωθεί με τον υπερκείμενο αέρα. Στο σταθμό EMT, (Σχ. 5.2.3θ) παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας κατά 10 K από 0800 PDT μέχρι 1400 PDT και μικρή ψύξη στις 1700 PDT. Η θαλάσσια αύρα έχει μικρή επίδραση στο σταθμό αυτό. Στις 6/8 στο LAX (Σχ. 5.2.3γ) η αναστροφή είναι ασθενέστερη και η βάση της έχει ανέλθει, μια και υποχωρεί η γενική θέρμανση, ενώ αισθητή πτώση θερμοκρασίας παρατηρείται μόνο από τις 1700 PDT, που πιθανότερα να οφείλεται στη γενική ψύξη της ατμόσφαιρας και όχι σε θαλάσσια αύρα, δεδομένου ότι από 0800 PDT μέχρι 1100 PDT παρατηρείται θέρμανση κατά 4K. Θέρμανση αντίστοιχα παρατηρείται και στους σταθμούς USC και EMT (Σχ. 5.2.3ε,θ), όπου η αναστροφή είναι ακόμη ασθενέστερη. Κατά συνέπεια, στις 6/8, φαίνεται να υπάρχει μικρότερη επίδραση της θαλάσσιας αύρας.



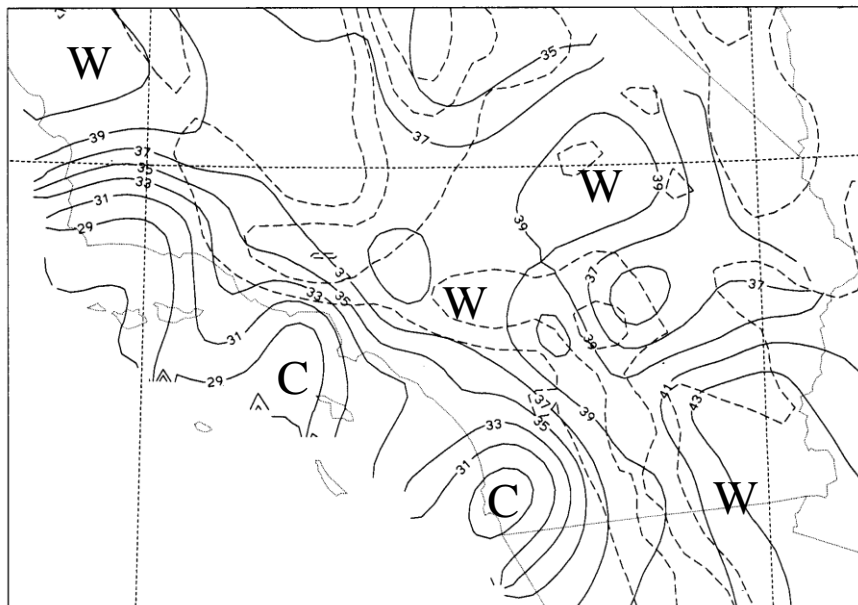
Σχ. (5.2.1α) Θερμοκρασιακή κατανομή επιφάνειας στις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT) . Με συνεχείς γραμμές δίνεται η T (ανά 2 °C) ενώ με διακεκομμένες η τοπογραφία (ανά 500m). Με W και C συμβολίζονται αντίστοιχα οι θερμότερες και ψυχρότερες περιοχές.



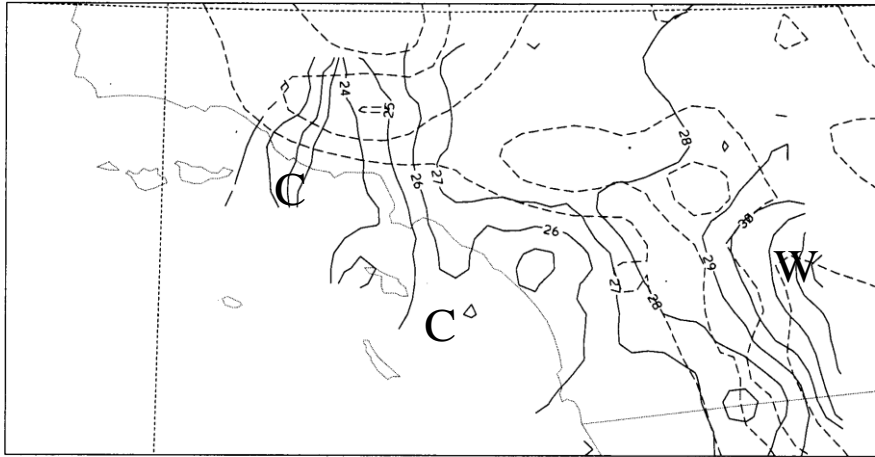
Σχ. (5.2.1β). Όπως το Σχ. (5.2.1α), αλλά για τις 4/8 2200 UTC ( 4/8 1500 PDT).



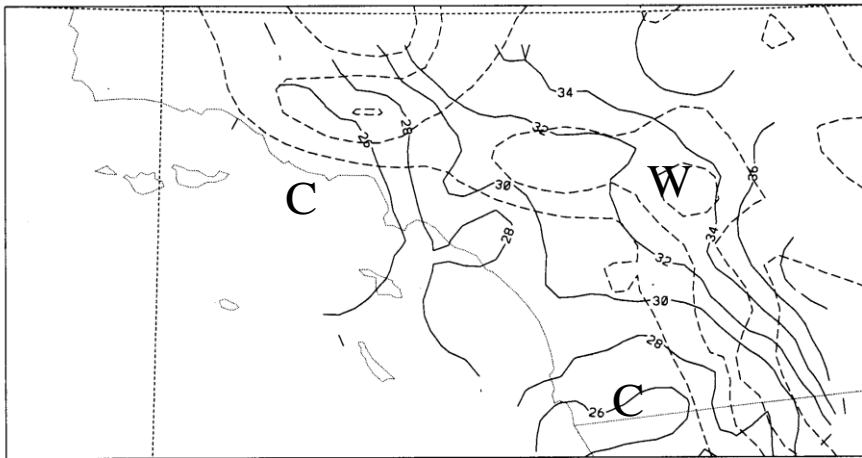
Σχ. ( 5.2.1γ). Όπως το Σχ. ( 5.2.1α), αλλά για τις 5/8 1200 UTC ( 5/8 0500 PDT).



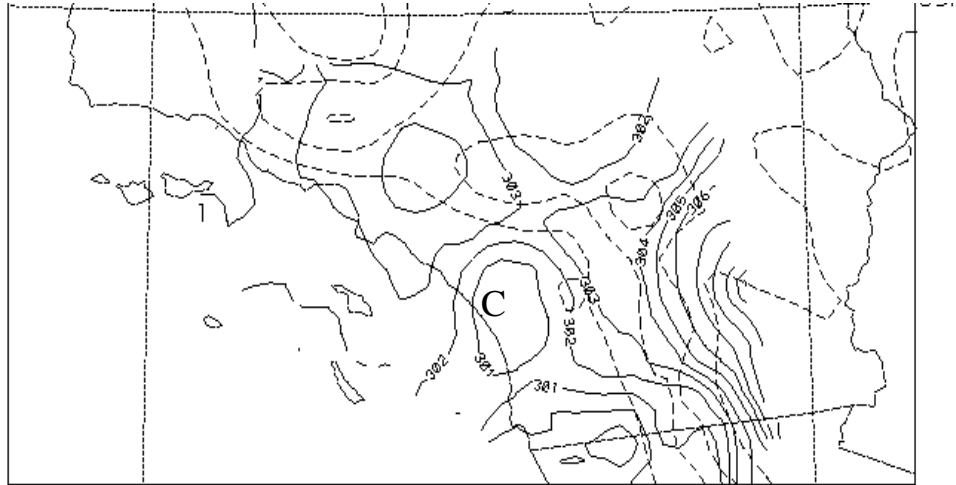
Σχ. (5.2.1δ). Όπως το Σχ. (5.2.1α), αλλά για τις 5/8 2200 UTC ( 5/8 1500 PDT).



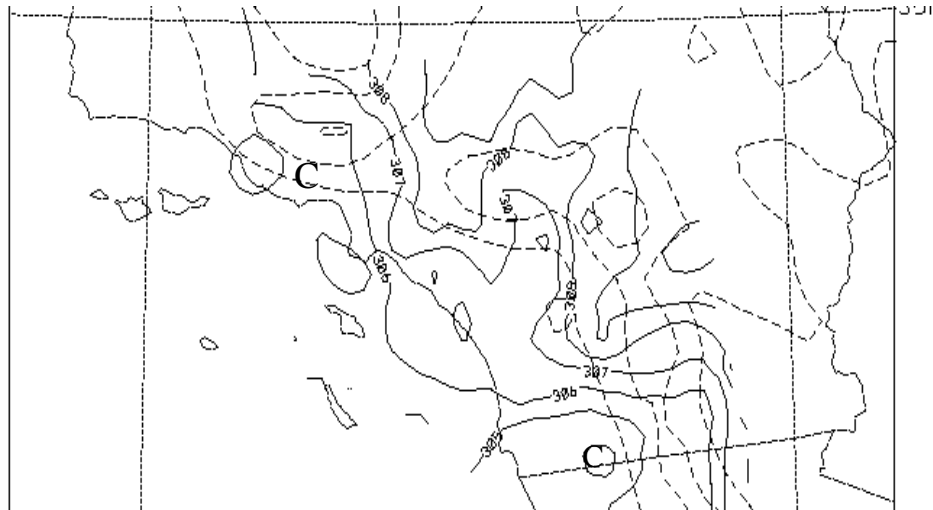
**Σχ.(5.2.2α) Οριζόντια κατανομή θερμοκρασίας στα 300m AGL (ανά 1 ° C)  
για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)**



**Σχ.(5.2.2β). Όπως το Σχ.(5.2.2α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC( 4/8 1500 PDT)**

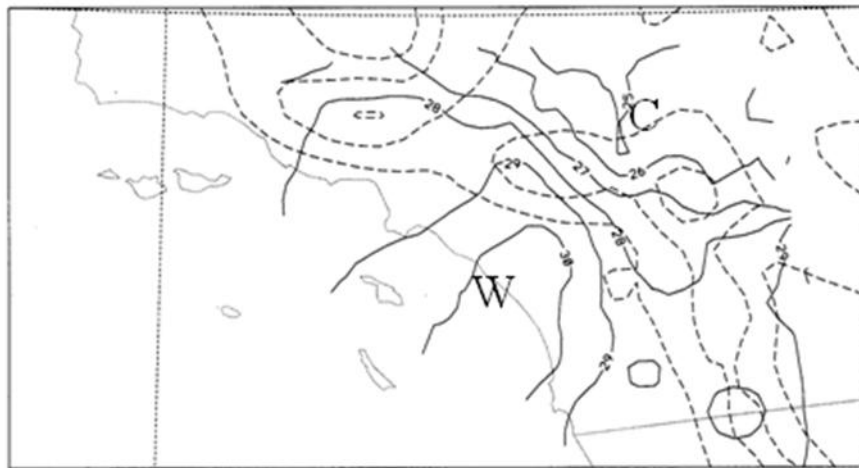


Σχ. (5.2.2γ). Όπως το Σχ. (5.2.2α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC  
(5/8 0500 PDT)

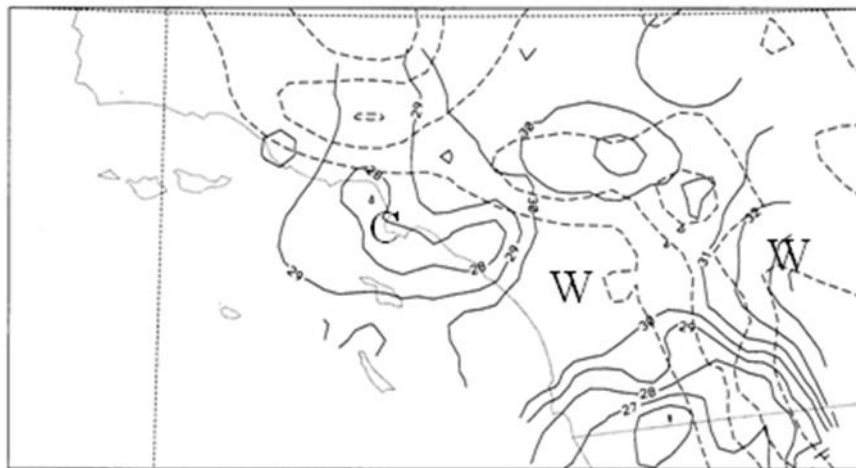


Σχ. (5.2.2δ). Όπως το Σχ. (5.2.2α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC  
(5/8 1500 PDT)

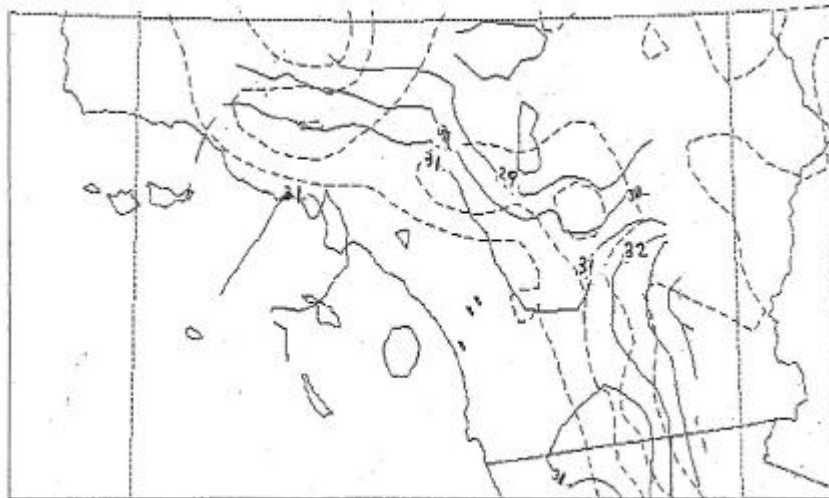




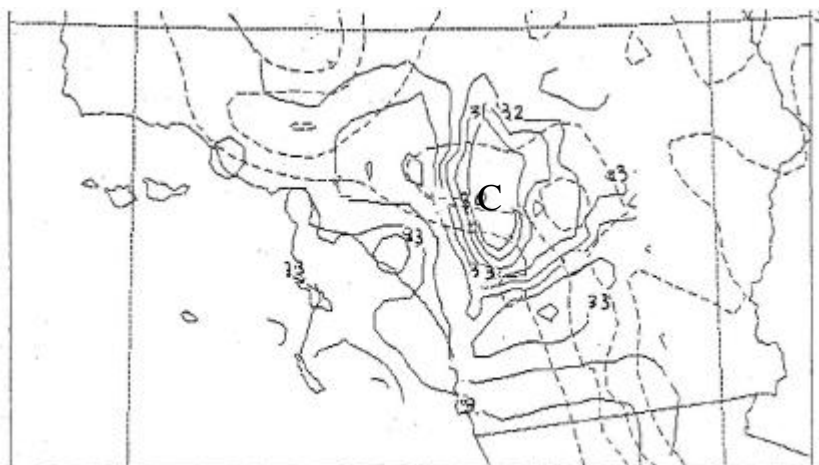
Σχ. (5.2.2ε) Οριζόντια κατανομή θερμοκρασίας στα 800m AGL (ανά 1 °C) για τις 4/8 1200 UTC ( 4/8 0500 PDT)



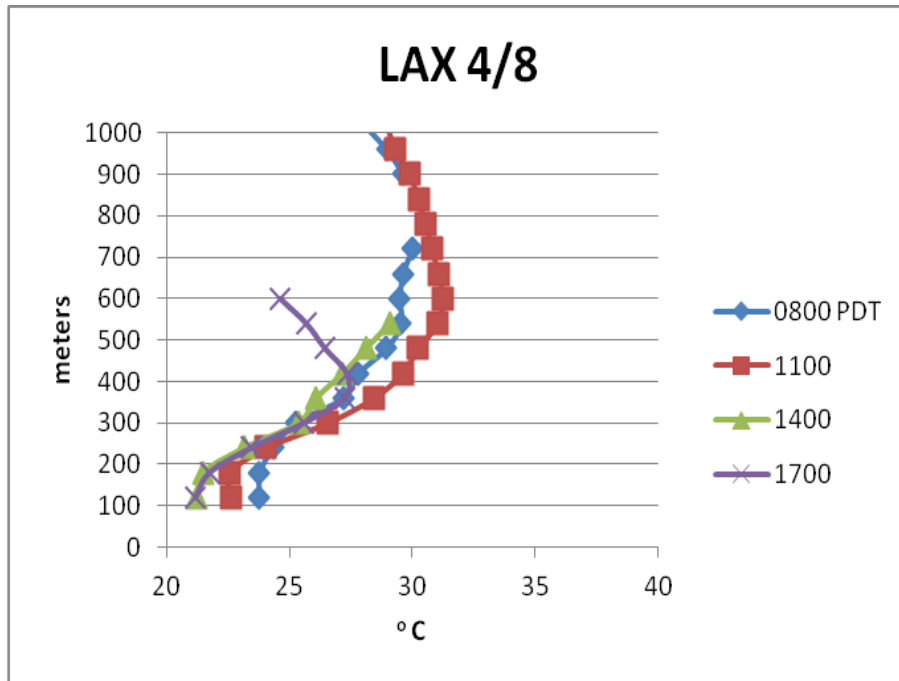
Σχ. (5.2.2ζ). Όπως το Σχ. (5.2.2ε) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



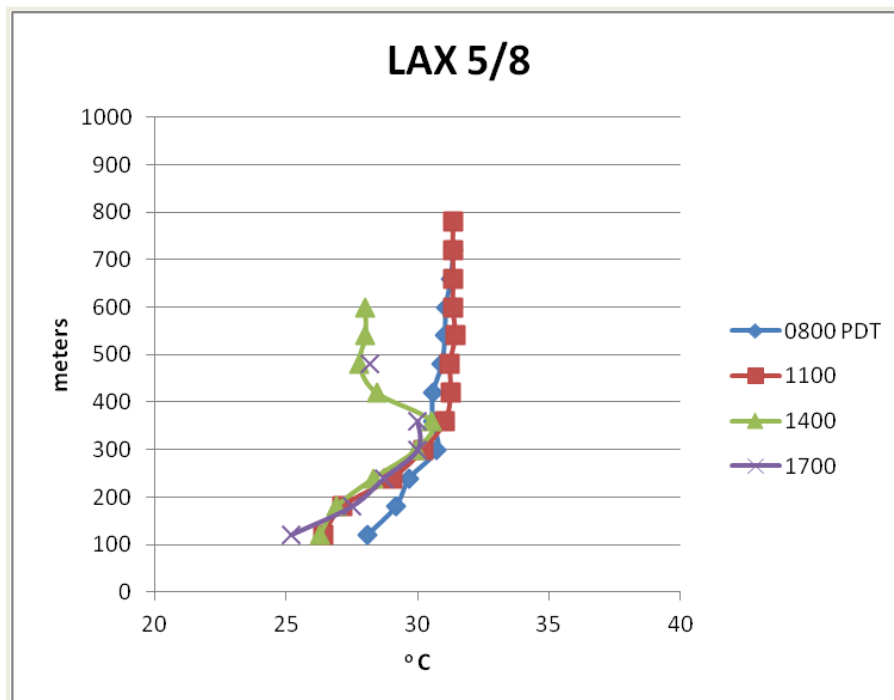
Σχ. (5.2.2η). Όπως το Σχ. (5.2.2ε) αλλά για τις 5/8 1200 UTC  
(5/8 0500 PDT)



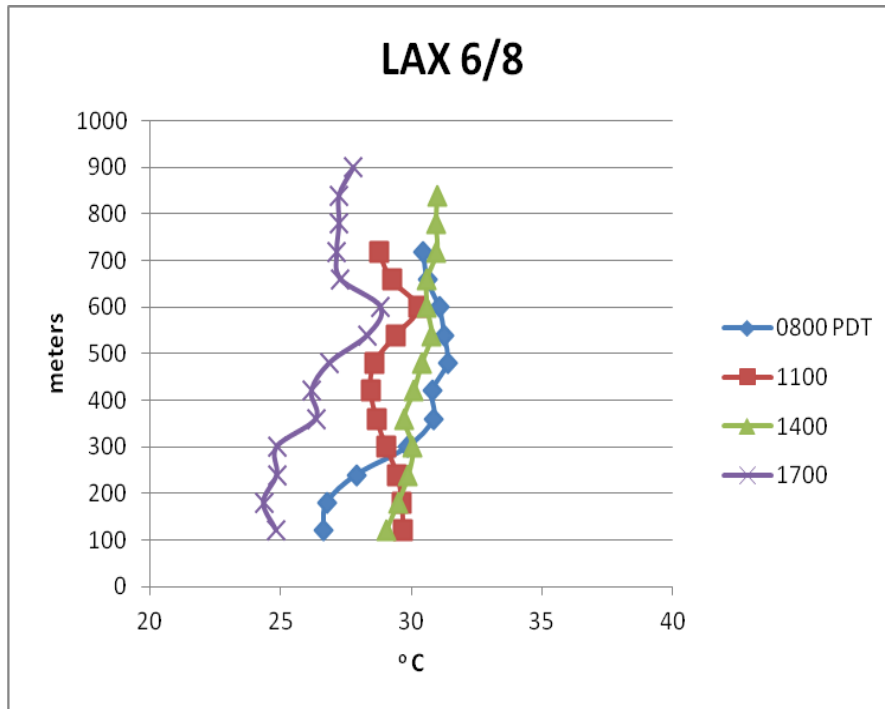
Σχ. (5.2.2θ). Όπως το Σχ. (5.2.2η) αλλά για τις 5/8 2200 UTC  
(5/8 2200 PDT)



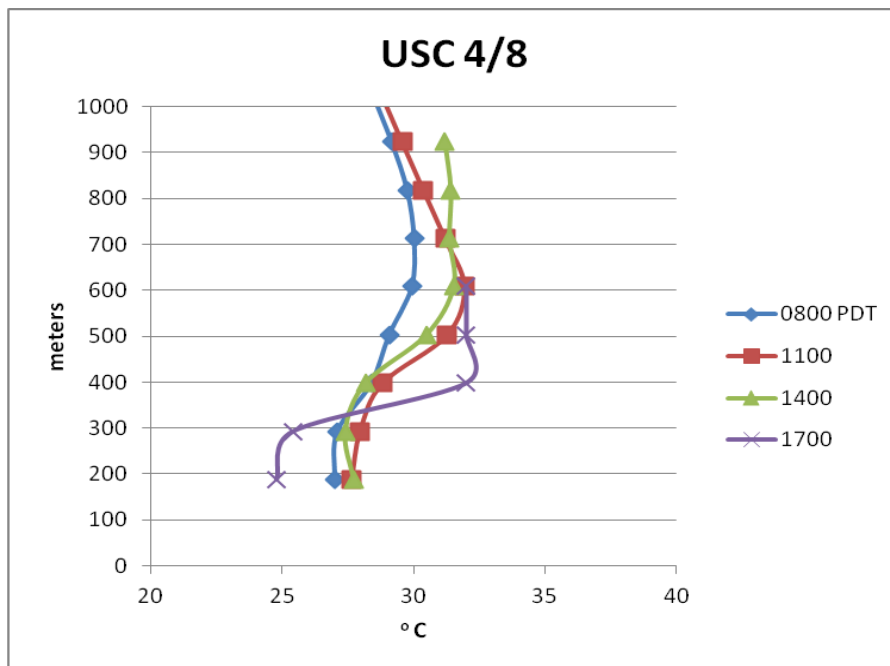
Σχ. (5.2.3α) Κατακόρυφη κατατομή T (profiler) για το σταθμό LAX στις 4/8



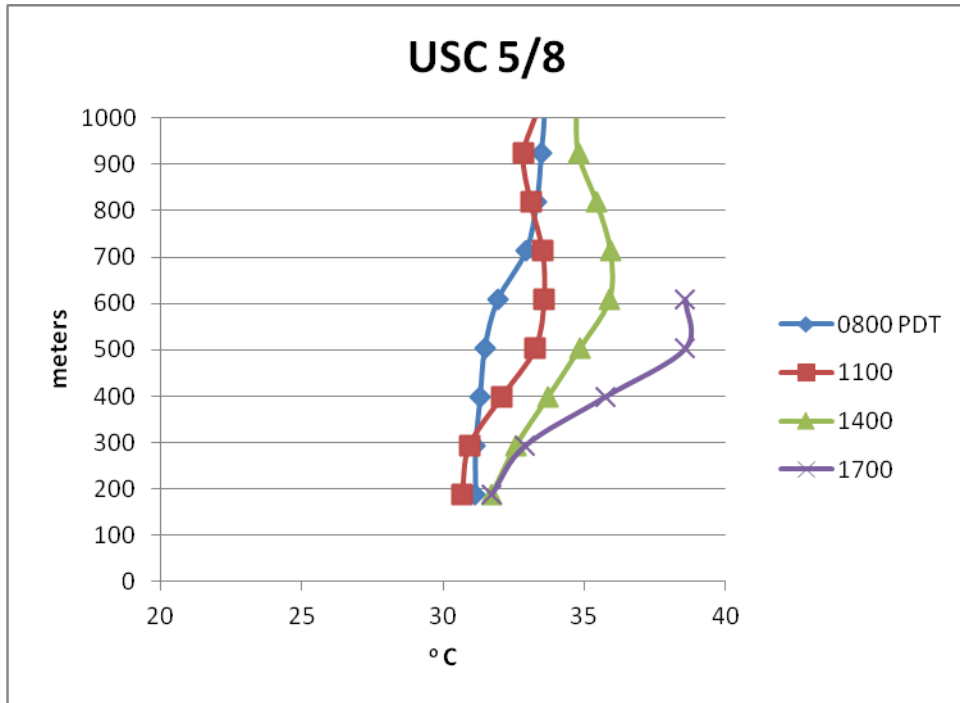
Σχ. (5.2.3β). Όπως το (Σχ. 5.2.3α) αλλά για τις 5/8



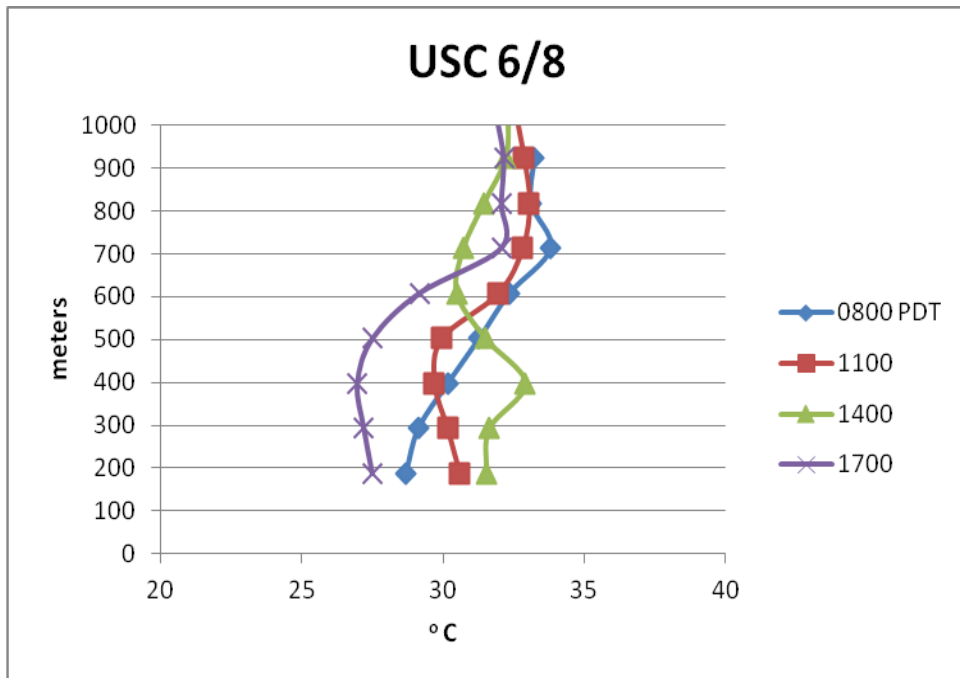
Σχ. (5.2.3γ). Όπως το (Σχ. 5.2.3α) αλλά για τις 6/8



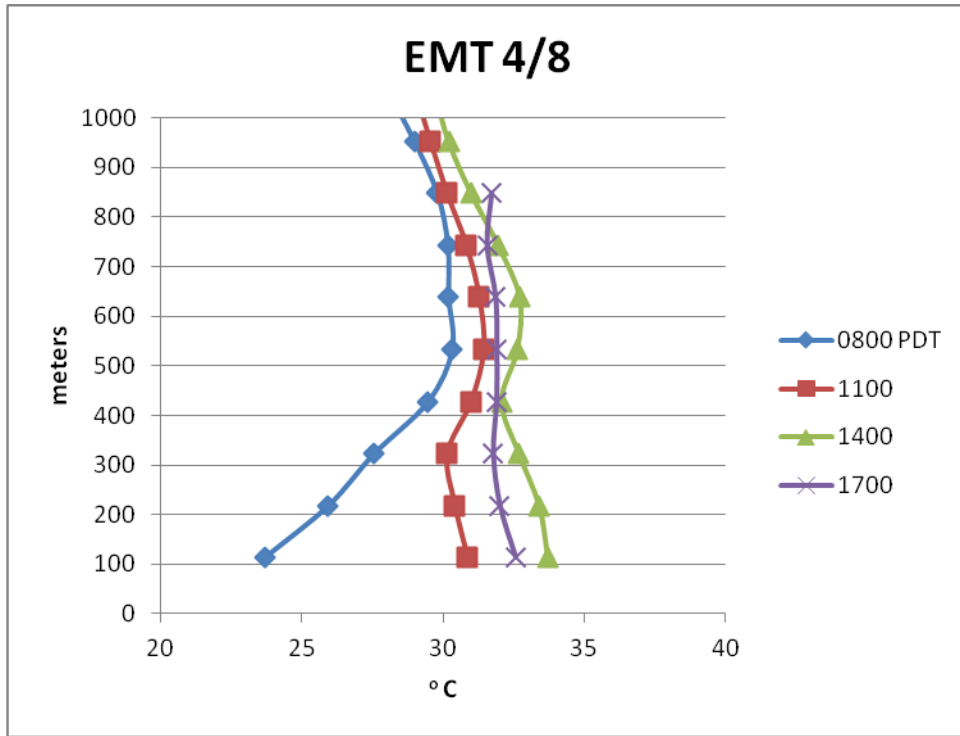
Σχ. (5.2.3δ). Όπως το (Σχ. 5.2.3α) αλλά για το σταθμό USC



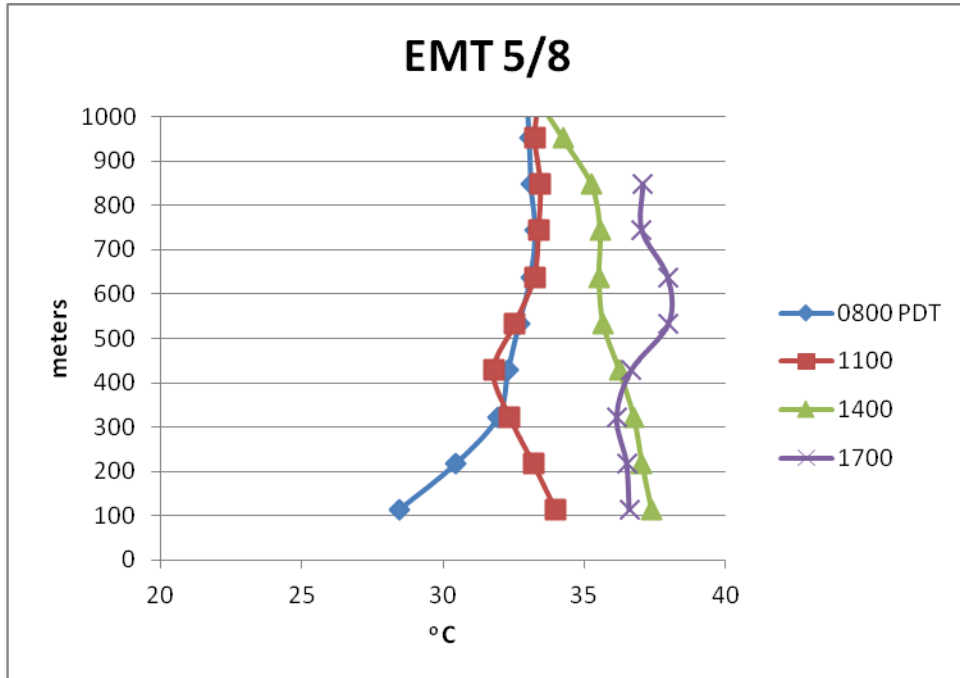
Σχ. (5.2.3ε). Όπως το (Σχ. 5.2.3δ) αλλά για τις 5/8



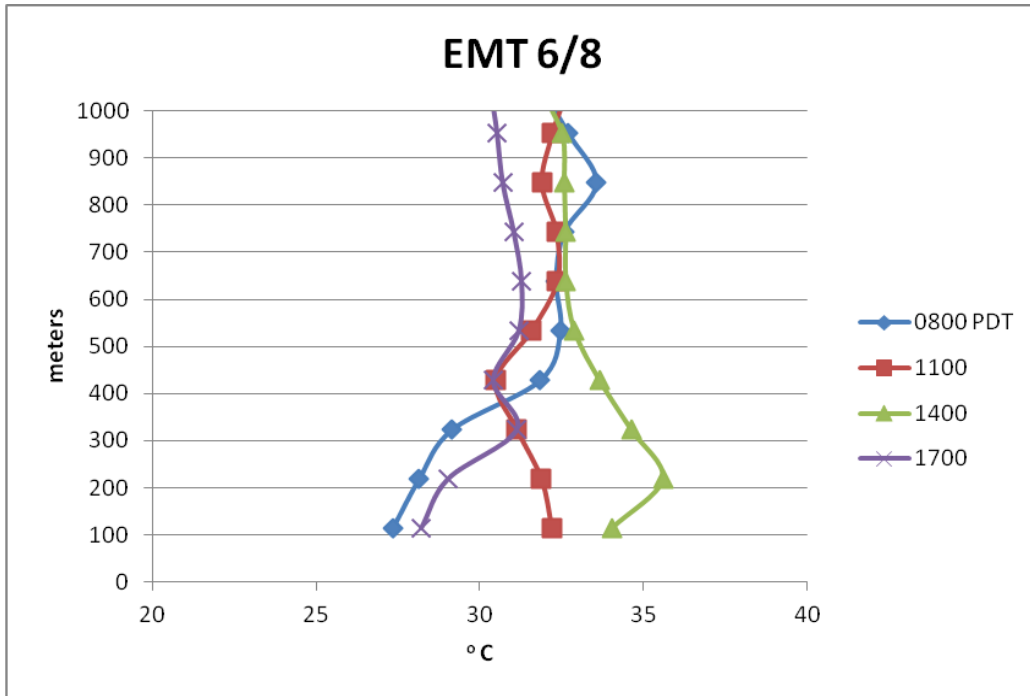
Σχ. (5.2.3ζ). Όπως το (Σχ. 5.2.3ε) αλλά για τις 6/8



Σχ. (5.2.3η). Όπως το (Σχ. 5.2.3α) αλλά για το σταθμό EMT



Σχ. (5.2.3θ). Όπως το (Σχ. 5.2.3 η) αλλά για τις 5/8



Σχ. (5.2.3ι). Όπως το (Σχ. 5.2.3θ) αλλά για τις 6/8

### 5.2.2. Άνεμοι.

Η επιφανειακή θερμοκρασιακή κατανομή και οι άνεμοι στα ανώτερα επίπεδα διαμορφώνουν το πεδίο του ανέμου κοντά στην επιφάνεια κατά την περίοδο μελέτης.

Κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4/8, 1200UTC (4/8 0500 PDT) (Σχ.5.2.4α), παρατηρείται πολύπλοκος συνδυασμός από ασθενείς ανέμους. Στις ορεινές περιοχές του ΛΑ υπάρχουν ενδείξεις καταβατών ανέμων, δεν είναι όμως εμφανής η παρουσία απόγειας αύρας. Αυτό οφείλεται στη μικρή διαφορά θερμοκρασίας θάλασσας /ξηράς, στην επίδραση της επιφανειακής τριβής, αλλά και στη συνοπτική βαροβαθμίδα που επικρατεί καθ' όλη τη διάρκεια της χρονικής περιόδου με μεγαλύτερες πιέσεις στη θάλασσα (αντικυκλώνας) και μικρότερες στην ξηρά (θερμικό χαμηλό). (Σχ. 4.3.3). Τις πρωινές ώρες, στις 4/8 1500 UTC (4/8 0800 PDT) (Σχ.5.2.4β), το πεδίο ανέμου είναι ακόμη πολύπλοκο. Όμως, λόγω της θέρμανσης των ορεινών όγκων (οι κεκλιμένες επιφάνειες θερμαίνονται γρηγορότερα από τις επίπεδες) υπάρχουν ήδη ενδείξεις ασθενών αναβατών ανέμων στα ορεινά. Δύο ώρες αργότερα, 4/8 1700 UTC (4/8 1000 PDT) (Σχ.5.2.4γ) η παρουσία του ρεύματος της θαλάσσιας αύρας αρχίζει να γίνεται αισθητή, και το ρεύμα επεκτείνεται σε όλη την ακτή. Φαίνεται δε, (από τις λίγες μετρήσεις που δείχνουν παράλληλο ρεύμα ή άπνοια) να είναι διαχωρισμένο από τους αναβάτες που έχουν επίσης ενισχυθεί.

Τις μεσημβρινές ώρες 4/8 2200 UTC ( 4/8 1500 PDT) (Σχ. (5.2.4δ), η θαλάσσια αύρα φτάνει στη μέγιστη ένταση της, και τα όρια μεταξύ των δύο εισερχομένων ρευμάτων (αύρας και αναβατών) παύουν να υφίστανται. Είναι η ώρα που θερμοβαθμίδα έχει επίσης τη μέγιστη τιμή. Η ακριβής έκταση της θαλάσσιας αύρας είναι δύσκολο να προσδιοριστεί με ακρίβεια λόγω της αλληλεπίδρασης με τους αναβάτες.

Το δυτικό ρεύμα αύρας-αναβατών την ώρα αυτή φαίνεται να εισέρχεται από το πέρασμα Cajon και να φτάνει στις ανατολικές πλαγιές των ορεινών όγκων χωρίς να ευνοείται ιδιαίτερα η δημιουργία ζώνης σύγκλισης η οποία θα προκαλούσε αυξημένη συσσώρευση ρύπων. Οι μετρήσεις στα ανατολικά του San Bernardino όπου το υψόμετρο είναι στο 1km δεν εμφανίζουν οργανωμένο ρεύμα αναβατών ανέμων. Η δυτική ροή στα ανώτερα επίπεδα την ώρα αυτή (Σχ.5.1.1α), είναι επίσης πιθανό να μην ευνοεί την ανάπτυξή τους. Αργά το απόγευμα, στις 5/8 0200 UTC (4/8 1900 PDT) (Σχ. 5.2.4ε), η ένταση της αύρας έχει εξασθενήσει, αλλά η έκτασή της σε συνδυασμό με τους



δυτικούς αναβάτες στα ορεινά, είναι μέγιστη. Σταδιακά επανέρχεται η νυκτερινή κατάσταση η οποία σταθεροποιείται στις 5/8 0600 UTC ( 4/8 2300 PDT) ενώ το πεδίο ανέμου στα ανώτερα επίπεδα σταδιακά στρέφεται προς ανατολικές διευθύνσεις και αρχίζει η γενική θέρμανση. Το πεδίο ανέμου επιφάνειας στις 5/8 1200 UTC ( 4/8 0500 PDT) (Σχ. 5.2.4ζ) είναι και πάλι πολύπλοκο και ασθενές χωρίς εμφανείς ενδείξεις απόγειας αύρας. Τρεις ώρες αργότερα όμως, στις 5/8 1500 UTC (5/8 0800 PDT) (Σχ. 5.2.4η), σε αντίθεση με την προηγούμενη μέρα, κάνουν την εμφάνισή τους λόγω της μεγαλύτερης θέρμανσης της ξηράς, οι πρώτες ασθενείς θαλάσσιες αύρες στις παραλιακές περιοχές, μαζί με αναβάτες στις ορεινές περιοχές. Δύο ώρες αργότερα (5/8 1700 UTC, 5/8 1000 PDT) (Σχ.5.2.4θ), το ρεύμα της θαλάσσιας αύρας στην επιφάνεια ενισχύεται και είναι σχεδόν κάθετο στην ακτή. Ήδη από αυτή την ώρα, είναι αισθητή η παρουσία ασθενέστερων αναβατών στις δυτικές πλαγιές των βουνών και ισχυρότερων στις ανατολικές, σε σχέση με την προηγούμενη μέρα. Η γενική θέρμανση κατ' αρχή ευνοεί την ενίσχυση των αναβατών, η επίδραση όμως του συνοπτικού βορειοανατολικού ρεύματος αντίθετης φοράς, είναι ανασταλτική για τους δυτικούς αναβάτες και ενισχυτική για τους ανατολικούς.

Τις μεσημβρινές ώρες, 5/8 2200 UTC ( 5/8 1500 PDT) (Σχ. 5.2.4ι), λόγω της αύξησης της θερμοβαθμίδας σε σχέση με την προηγούμενη μέρα αναμένεται ενίσχυση του ρεύματος και μεγαλύτερη έκταση της θαλάσσιας αύρας προς το εσωτερικό πράγμα που δεν αντανακλάται στις παρατηρήσεις επιφάνειας. Η περιορισμένη επέκταση οφείλεται αφ' ενός στο ανατολικό ρεύμα καθ' ύψος που έχει αντίθετη φορά, και αφ' ετέρου στους ισχυρότερους αναβάτες στις ανατολικές πλαγιές. Συγκεκριμένα οι αναβάτες στην ανατολική πλαγιά του San Bernardino, είναι βόρειοι-βορειοανατολικοί, πιο οργανωμένοι από την προηγούμενη μέρα και αντίθετοι στο ρεύμα της αύρας, με αποτέλεσμα τη δημιουργία πιο έντονων ζωνών σύγκλισης στο πέρασμα Cajon.

Το απόγευμα, στις 6/8 0200 UTC (5/8 1900 PDT), η θαλάσσια αύρα έχει εξασθενήσει και δεν έχει την οριζόντια έκταση της προηγούμενης μέρας. Συγκρίνοντας το πεδίο ανέμου για το μεσημέρι της 5/8 με αυτό της επόμενης μέρας, 6/8 2200 UTC, (6/8 1500 PDT), (Σχ.5.2.4κ) η διαφοροποίηση είναι αισθητή. Συγκεκριμένα την ώρα αυτή έχει αρχίσει να υποχωρεί η γενική θέρμανση. Στα ανώτερα επίπεδα το ρεύμα έχει τώρα στραφεί σε νοτιοανατολικό, (όπως φαίνεται από τις καθ' ύψος κατατομές των profilers

σε επόμενο κεφάλαιο). Το ρεύμα προς την ακτή έχει αντίστοιχα στραφεί προς νότιες διευθύνσεις, κάθετες προς την ακτή, ενώ το ρεύμα στην ορεινή περιοχή είναι τώρα νοτιοδυτικό. Η δυτική-νοτιοδυτική ροή στο πέρασμα Cajon είναι αρκετά οργανωμένη, μη επιτρέποντας τη συσσώρευση των ρύπων. Οι διευθύνσεις αυτές είναι χαρακτηριστικές της παρουσίας στροβίλου Catalina. Έντονη κυκλωνική δραστηριότητα που συνεχίζεται και κατά τη διάρκεια της 7/8, κοντά στο νησί San Clemente, προκαλούν νότιους ανέμους από το San Diego μέχρι τη Santa Monica. Οι Rosenthal et al. (2003) αναφέρουν ότι η επέκταση των νότιων αυτών ανέμων μέχρι το εσωτερικό εμφανίζεται συχνά, σε περιόδους εμφάνισης στροβίλων.

Όσον αφορά τώρα στο πεδίο ανέμου στα 300m, φαίνεται ότι κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4/8, 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT) (Σχ. 5.2.5α) αυτό εμφανίζεται λιγότερο πολύπλοκο από την επιφάνεια και σε αρκετούς σταθμούς κοντά στην ακτή επικρατούν διευθύνσεις από την ξηρά προς τη θάλασσα (πιθανόν απόγειες αύρες), που διατηρούνται για και τις πρώτες πρωινές ώρες, 4/8 1500 UTC (4/8 0800 PDT) (Σχ. 5.2.5β). Οι άνεμοι σταδιακά στρέφονται προς την ξηρά αρχικά στο δυτικό ΛΑ, όπως φαίνεται στο Σχ. (5.2.5γ) για τις 4/8 1700 UTC (4/8 1000 PDT). Τις μεσημβρινές ώρες, 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT) (Σχ.5.2.4δ), το ρεύμα της αύρας είναι ισχυρότερο από την επιφάνεια λόγω της απουσίας επιφανειακής τριβής ενώ τα ανύσματα του ανέμου στο νότιο ΛΑ είναι στραμμένα δεξιόστροφα σε σχέση με την επιφάνεια όπως αναμένεται από τη στροφή Ekman.

Αργά το απόγευμα, (5/8 0200 UTC, 4/8 1900 PDT) (Σχ. 5.2.5ε) το ρεύμα διατηρείται ακόμη ισχυρό, σε αντίθεση από την επιφάνεια όπου την αντίστοιχη ώρα έχει εξασθενήσει, γεγονός που δείχνει ότι οι το ρεύμα της αύρας εξασθενεί σταδιακά από την επιφάνεια προς τα πάνω (Σχ.5.2.5ζ). Τη νυκτερινή περίοδο που ακολουθεί και συγκεκριμένα στις 5/8 1200 UTC ( 5/8 0500 PDT) το πεδίο ανέμου είναι ασθενές και στην ακτή επικρατούν άνεμοι προς τη θάλασσα (Σχ. 5.2.5η). Τρεις ώρες αργότερα, (5/8 1500 UTC, 4/8 0800 PDT) σε αντίθεση με την επιφάνεια όπου ήδη έχουν εμφανιστεί ασθενείς άνεμοι προς την ξηρά, στα 300m η διεύθυνση τους είναι ακόμη προς τη θάλασσα. Δύο ώρες αργότερα, στα 300m, ( 5/8 1700 UTC, 5/8 1000 PDT) (Σχ. 5.2.5θ), το πεδίο ανέμου γίνεται τώρα πολύπλοκο, πράγμα που δείχνει ότι αυτή την ώρα γίνεται η

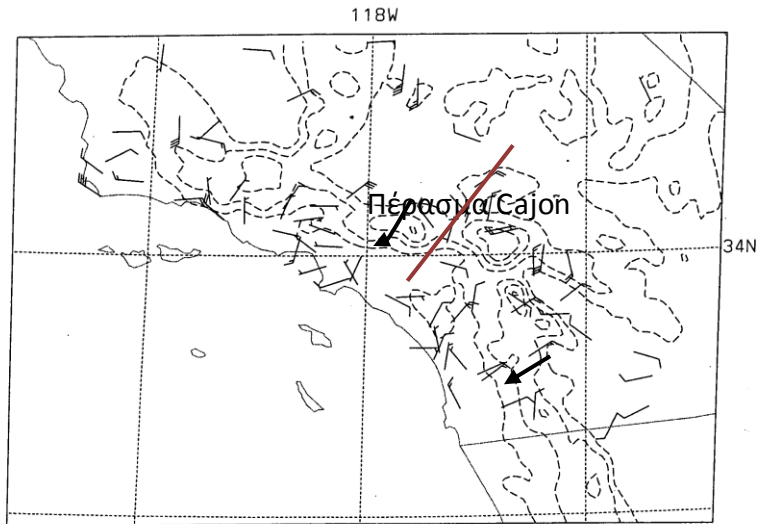
αλλαγή της διεύθυνσης σε αυτό το επίπεδο, ενώ στην επιφάνεια (Σχ. 5.2.4γ) έχει ήδη εμφανιστεί ρεύμα θαλάσσιας αύρας, ένδειξη της σταδιακής του ενίσχυσης από κάτω προς τα πάνω. Τις μεσημβρινές ώρες, 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT) (Σχ. 5.2.5ι) στα 300m, το ρεύμα είναι ισχυρότερο από την επιφάνεια αλλά και από την αντίστοιχη ώρα της προηγούμενης μέρας. Σε αυτό συντελεί και η ενίσχυση της βαροβαθμίδας στην ακτή, το απόγευμα της 5/8. Την επόμενη μέρα, η στροφή των ανέμων σε νότιους παρατηρείται και στο επίπεδο αυτό (Σχ. 5.2.5κ) για τις 6/8 2200 UTC (6/8 1500 PDT). Να σημειωθεί ότι οι μετρήσεις στα ανατολικά των ορεινών όγκων είναι περιορισμένες, με αποτέλεσμα την ασάφεια ως προς τη δημιουργία ζωνών σύγκλισης.

Στο επίπεδο των 800m, κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4/8 (4/8 1200 UTC, 4/8 0500 PDT) το ρεύμα είναι παράλληλο στην ακτογραμμή (Σχ. 5.2.6α), και η διεύθυνση αυτή διατηρείται για ακόμη πέντε ώρες μέχρι τις 4/8 1700 UTC, (4/8 1000 PDT) (Σχ. 5.2.6β). Σταδιακά οι άνεμοι στρέφονται προς την ξηρά, και στις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT) (Σχ. 5.2.6γ) έχουν αντίστοιχες με τα 300m διευθύνσεις θαλάσσιας αύρας οι οποίες διατηρούνται μέχρι αργά το απόγευμα 4/8 0200 UTC (4/8 1900 PDT). (Σχ. 5.2.6δ). Κατά τη νυκτερινή περίοδο της 5/8, λόγω της σταδιακής στροφής του ανέμου στα ανώτερα επίπεδα σε ανατολικούς, οι άνεμοι στις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT) (Σχ. 5.2.6ε) είναι βορειότεροι σε σχέση με την προηγούμενη μέρα και πέντε ώρες αργότερα (Σχ. 5.2.6ζ) στρέφονται ακόμη ανατολικότερα. Σταδιακά όμως το ρεύμα προς την ξηρά επικρατεί και σε αυτό το επίπεδο, και έτσι τις μεσημβρινές ώρες στις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT) (Σχ. 5.2.6η) επανέρχεται η εικόνα της προηγούμενης μέρας με λίγο πιο ενισχυμένο ρεύμα .

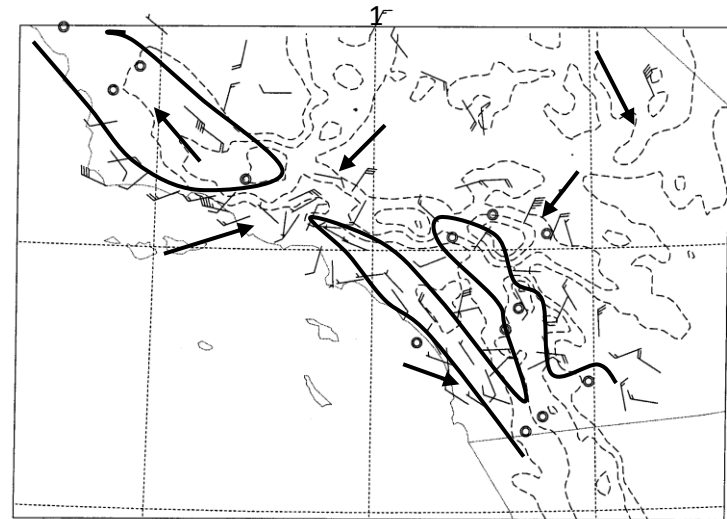
Την επόμενη μέρα, όπως φαίνεται στο (Σχ. 5.2.6θ) για τις 6/8 2200 UTC (6/8 1500 PDT) οι άνεμοι έχουν επίσης στραφεί σε νότιες διευθύνσεις (όπως και στα δύο χαμηλότερα επίπεδα).

Συνοψίζοντας, με βάση τις μετρήσεις κοντά στην επιφάνεια, φαίνεται ότι η θαλάσσια αύρα αρχίζει να οργανώνεται γύρω στις 1000 PDT, με ενίσχυση από τη επιφάνεια προς τα πάνω, με μέγιστη ένταση στις 1500 PDT και σταδιακή εξασθένηση από πάνω προς τα κάτω. Στις 5/8, λόγω της γενικής θέρμανσης το ρεύμα της θαλάσσιας αύρας ενισχύεται,

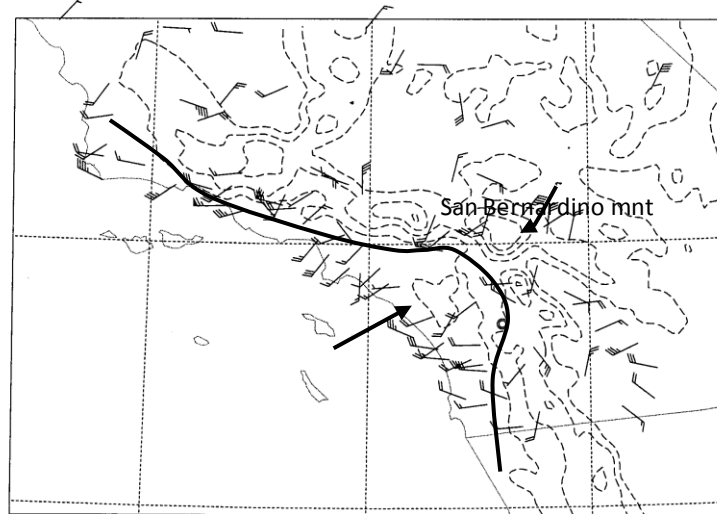
κυρίως πάνω από την επιφάνεια, (ενώ αρχίζει και η επίδραση του βορειοδυτικού ανέμου βαθμίδας κοντά στην ακτή) ενώ η οριζόντια έκτασή της, κυρίως στην επιφάνεια περιορίζεται, λόγω των ισχυρότερων αναβατών στα ανατολικά των ορεινών όγκων. Το αποτέλεσμα είναι δημιουργία ζώνης σύγκλισης στο πέρασμα των βουνών όπου και σημειώνονται οι μέγιστες τιμές όζοντος. Την επόμενη μέρα, 6/8 υποχωρεί η γενική θέρμανση, οι άνεμοι στην ακτή στρέφονται προς νότιες διευθύνσεις και εμφανίζεται στρόβιλος Catalina που μεταφέρει ρύπους δυτικά του ΛΑ, μειώνοντας τις συγκεντρώσεις στο λεκανοπέδιο.



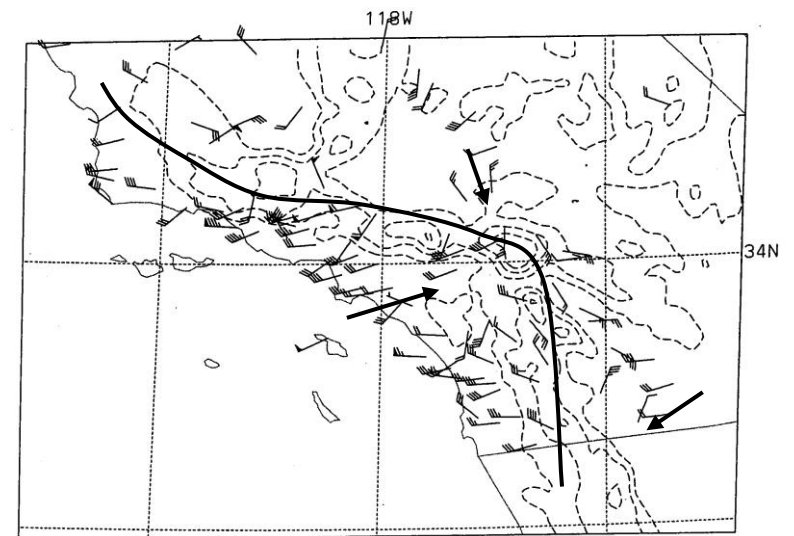
Σχ. (5.2.4α) Πεδίο ανέμου (m/sec) στην επιφάνεια στις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT). Με διακεκομμένη γραμμή η τοπογραφία ανά 500m. Τα βέλη και οι καμπύλες είναι ενδεικτικά της γενικής διεύθυνσης του ρεύματος.



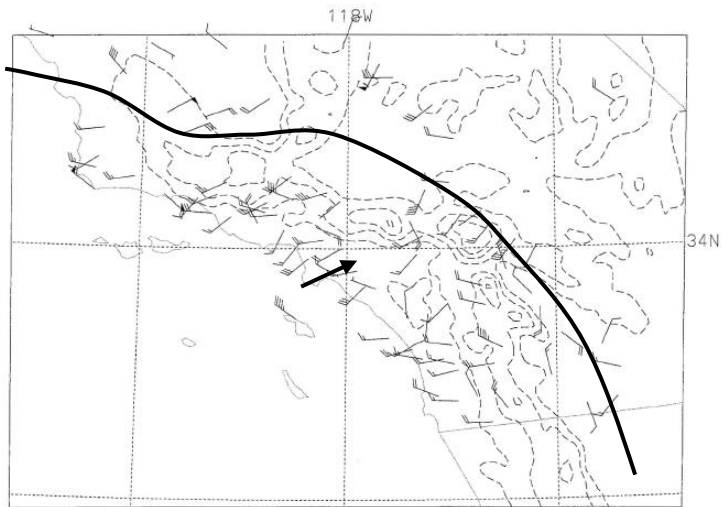
Σχ. (5.2.4β) Όπως το Σχ. (5.2.4α) αλλά για τις 4/8 1500 UTC (4/8 0800 PDT). Οι μικροί κύκλοι συμβολίζουν άπνοια.



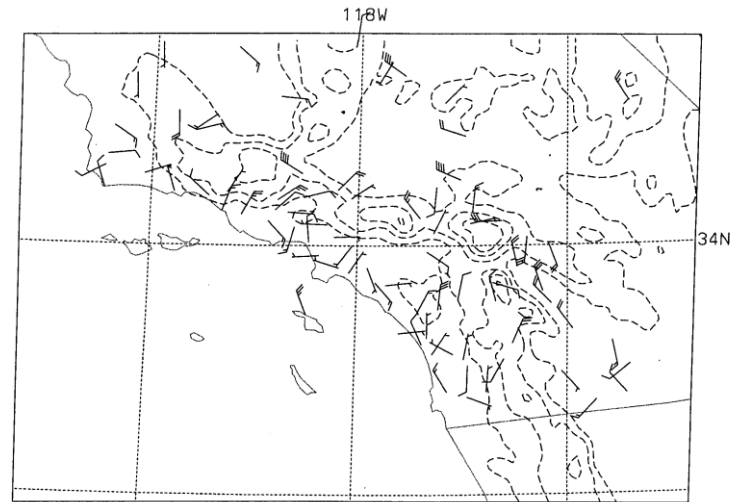
Σχ. (5.2.4γ) Όπως το Σχ. (5.2.4α) αλλά για τις 4/8 1700 UTC (4/8 1000 PDT)



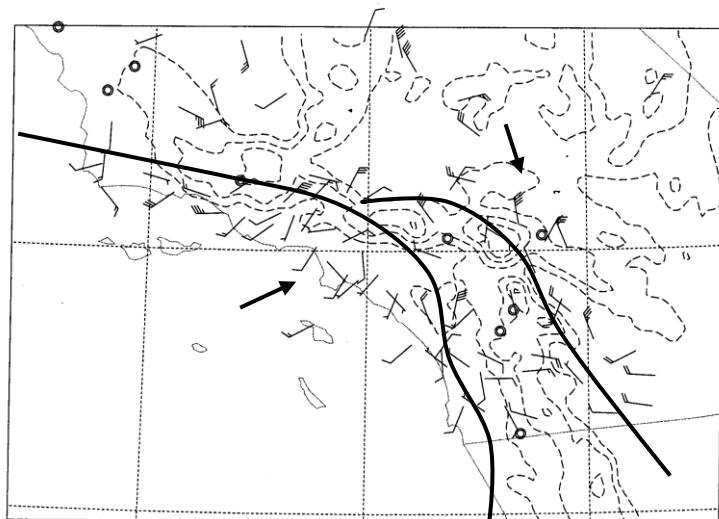
Σχ. (5.2.4δ) Όπως το Σχ. (5.2.4α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



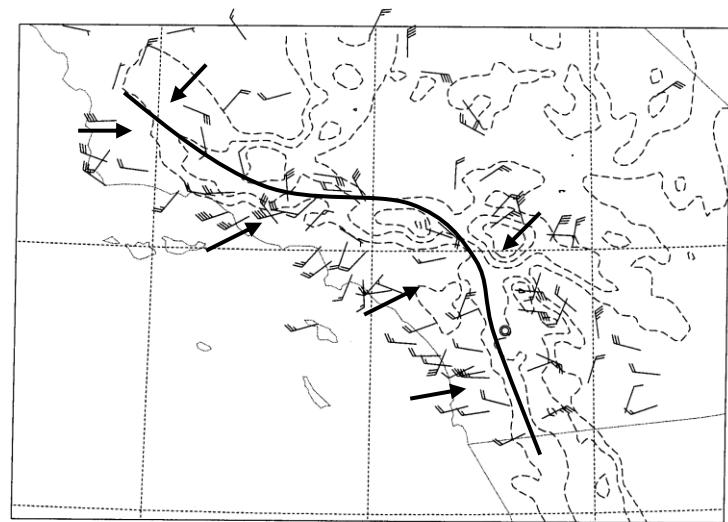
Σχ.(5.2.4ε) Όπως το Σχ.(5.2.4α) αλλά για τις 5/8 0200 UTC (4/8 1900 PDT)



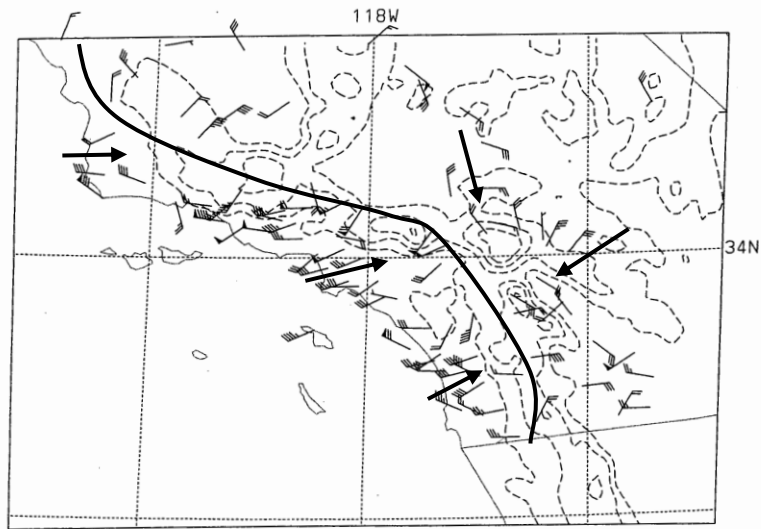
Σχ. (5.2.4ζ) Όπως το Σχ.( 5.2.4α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC ( 5/8 0500 PDT)



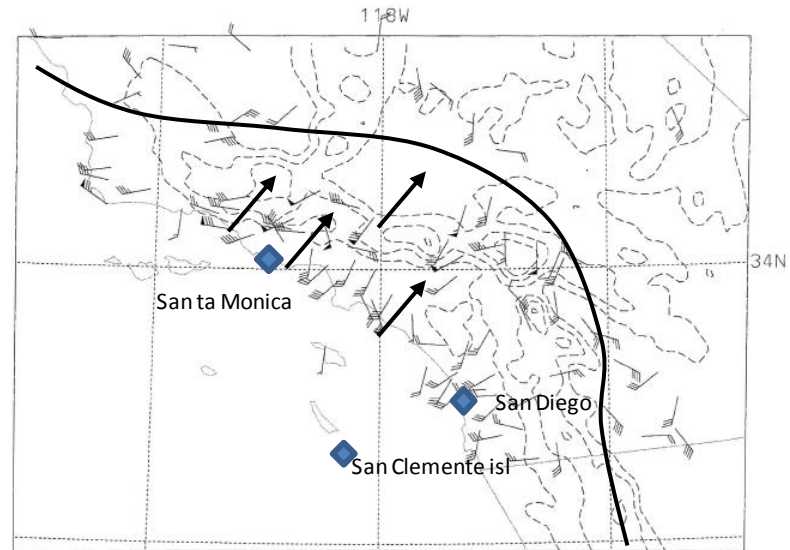
Σχ. (5.2.4η) Όπως το Σχ.( 5.2.4α ) αλλά για τις 5/8 1500 UTC ( 5/8 0800 PDT)



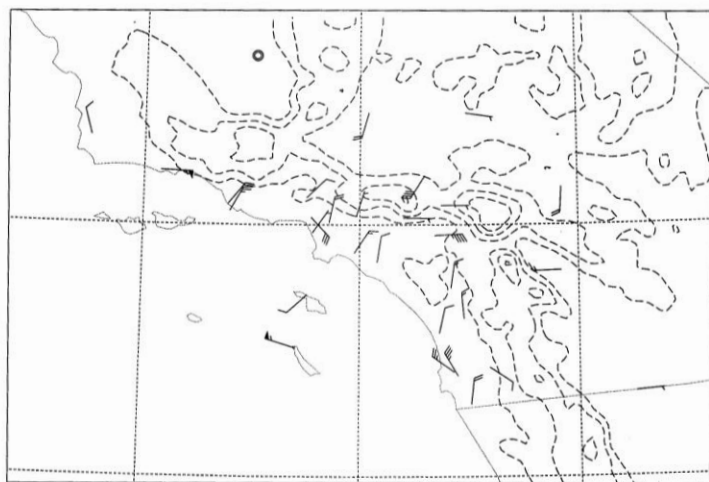
Σχ. (5.2.4θ) Όπως το Σχ.( 5.2.4α) αλλά για τις 5/8 1700 UTC ( 5/8 1000 PDT)



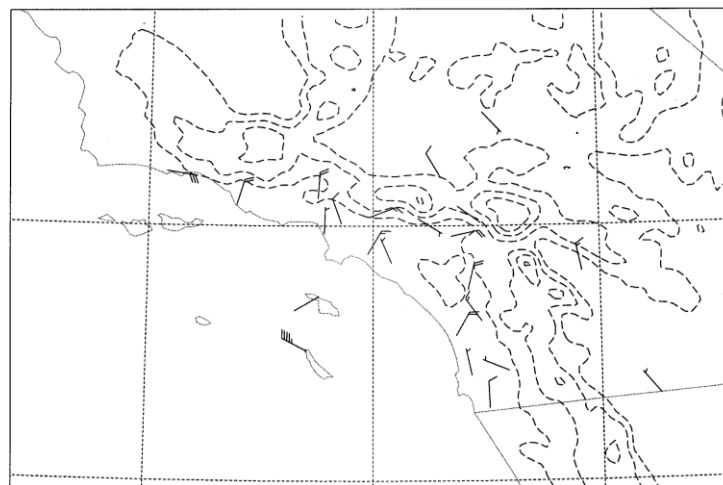
Σχ. ( 5.2.4ι) Όπως το Σχ. ( 5.2.4α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC ( 5/8 1500 PDT)



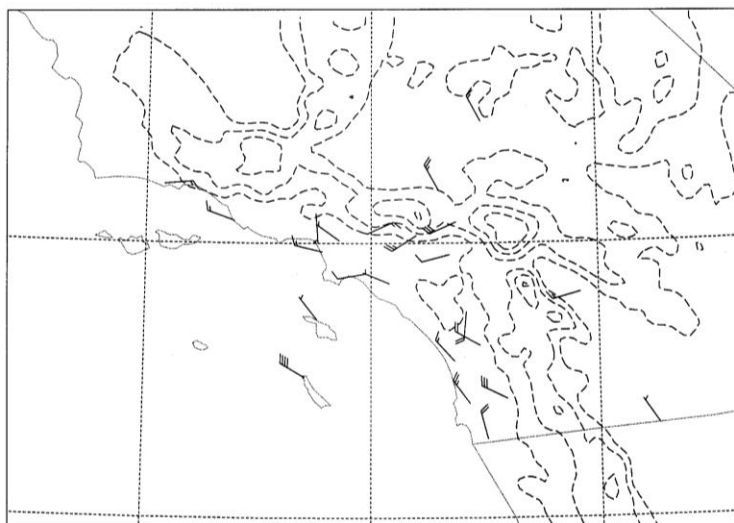
Σχ. ( 5.2.4κ) Όπως το Σχ ( 5.2.4α ) αλλά για τις 6/8 2200 UTC ( 6/8 1500 PDT)



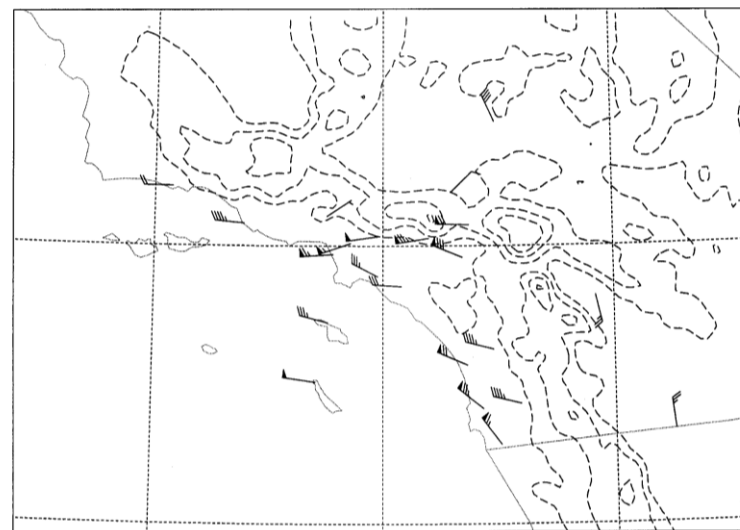
**Σχ. (5.2.5α)** Πεδίο ανέμου στο επίπεδο 300m AGL στις 4/8 1200UTC (4/8 0500 PDT)



**Σχ. (5.2.5β)** Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 4/8 1500UTC (4/8 0800 PDT)

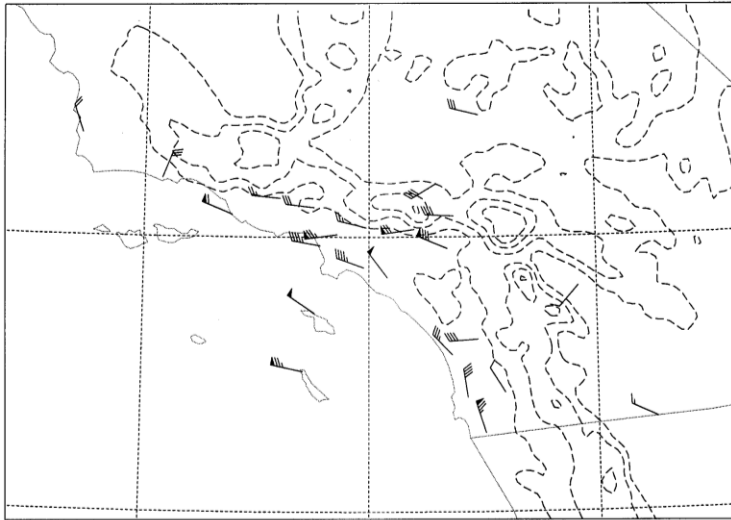


**Σχ. (5.2.5γ)** Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 4/8 1700UTC (4/8 1000 PDT)

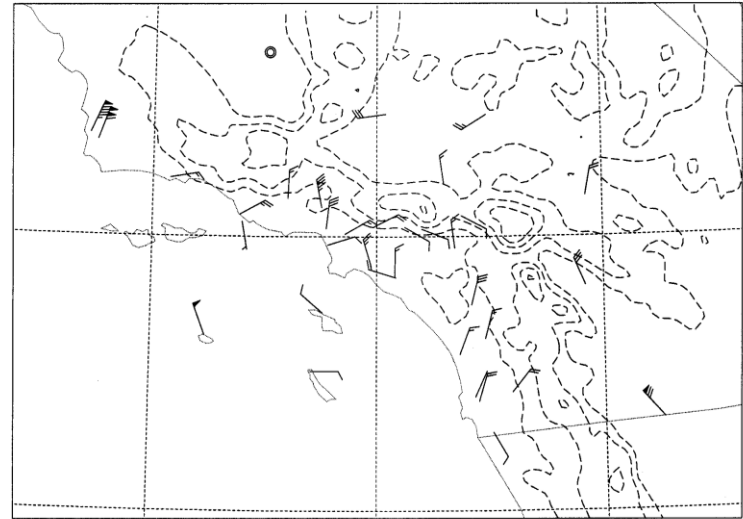


**Σχ. (5.2.5δ)** Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 4/8 2200UTC (4/8 1500 PDT)

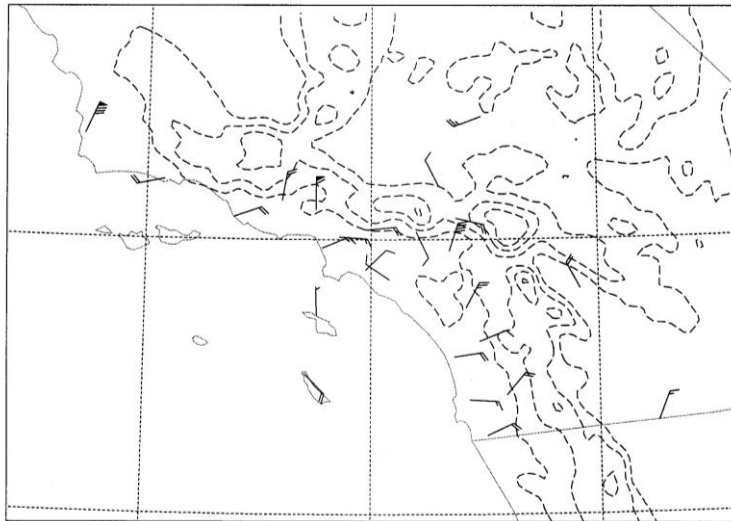




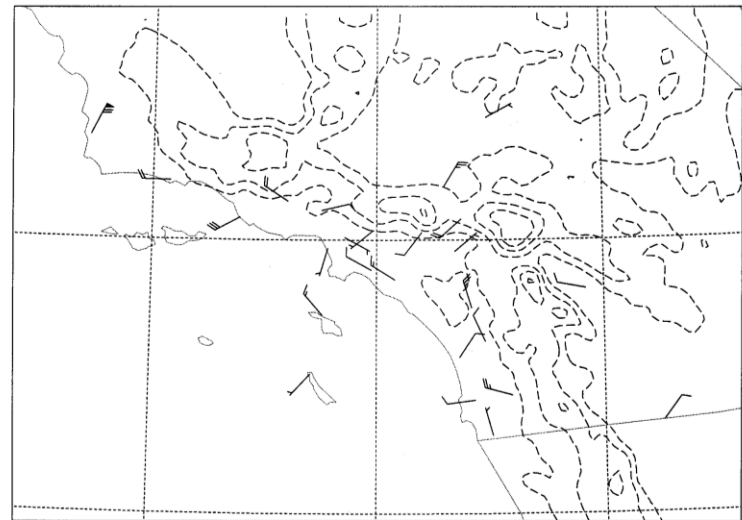
**Σχ. (5.2.5 ε). Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 5/8  
0200UTC ( 4/8 1900 PDT)**



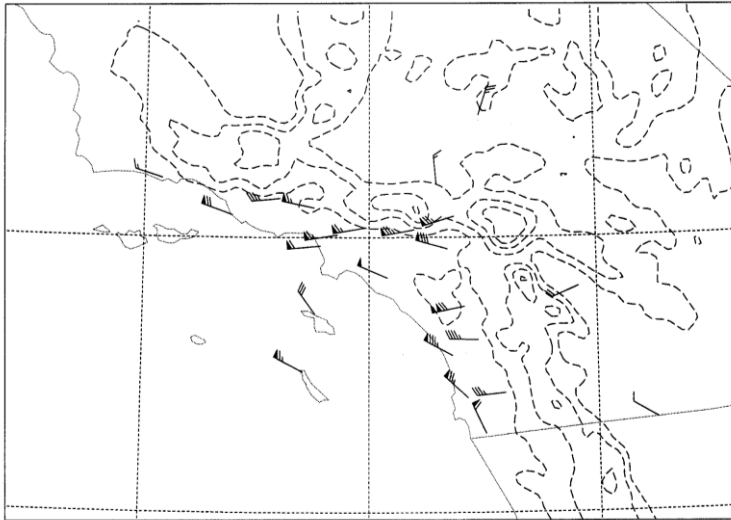
**Σχ. (5.2.5ζ) Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 5/8  
1200UTC (5/8 0500 PDT)**



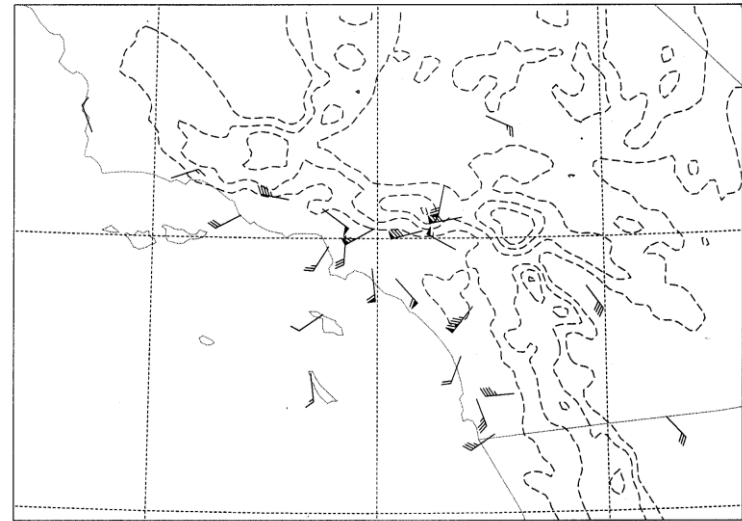
**Σχ. (5.2.5η). Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 5/8  
1500UTC ( 5/8 0800 PDT)**



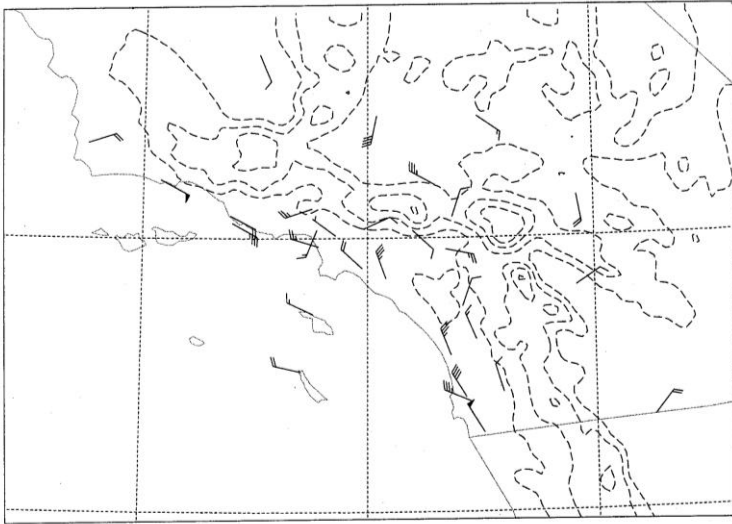
**Σχ. ( 5.2.5θ). Όπως το Σχ. (5.2.5α) αλλά για τις 5/8  
1700UTC ( 5/8 1000 PDT)**



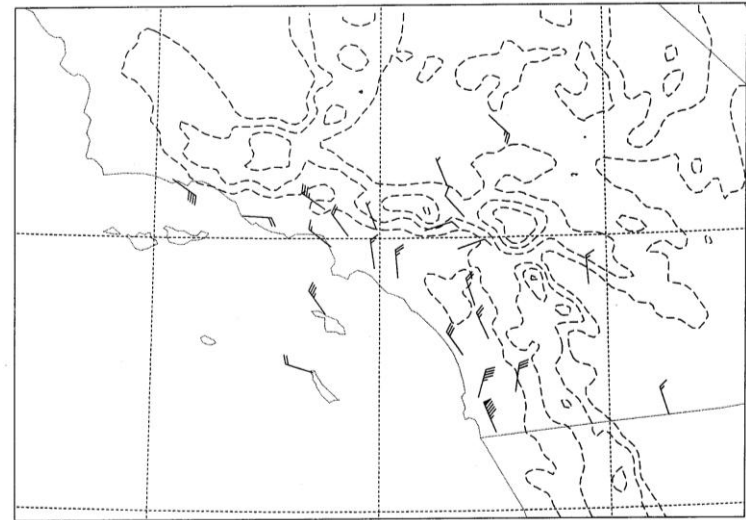
**Σχ. (5.2.5ι) Όπως το Σχ. ( 5.2.5α) αλλά για τις 5/8 2200  
UTC (5/8 1500 PDT)**



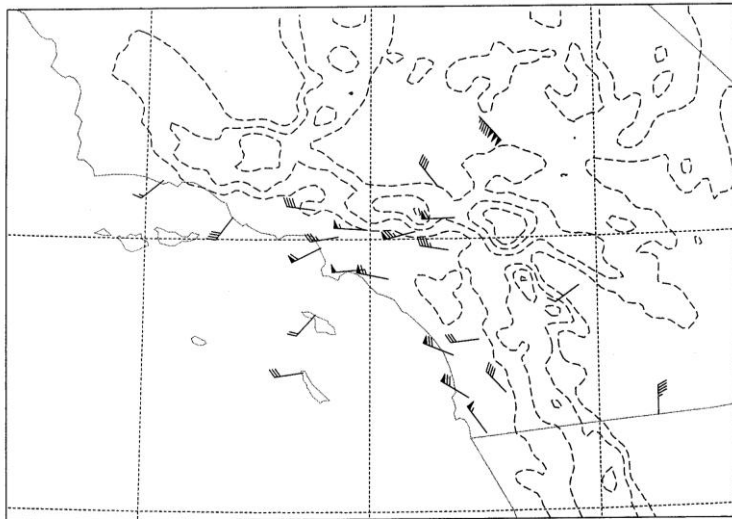
**Σχ. (5.2.5 κ) Όπως το Σχ. ( 5.2.5α) αλλά για τις 6/8 2200  
UTC (6/8 1500 PDT)**



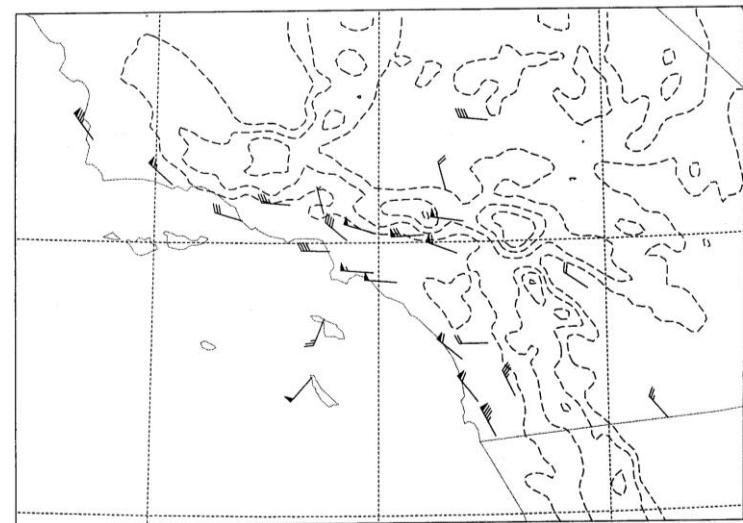
**Σχ. (5.2.6α).** Πεδίο ανέμου στο επίπεδο των 800m AGL στις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)



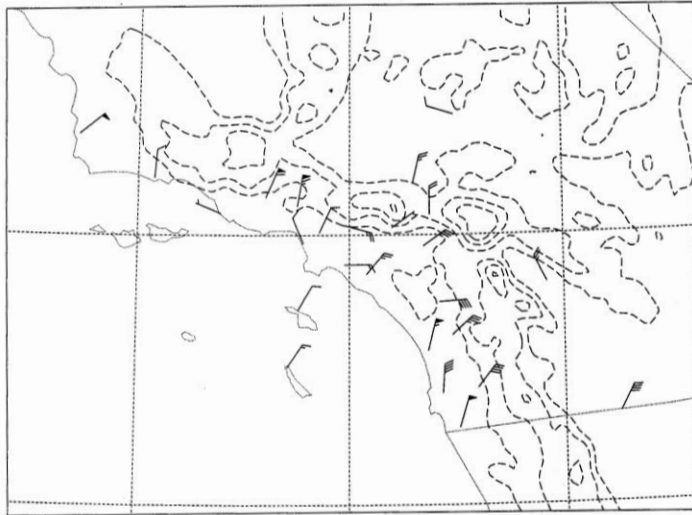
**Σχ. (5.2.6β)** Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 4/8 1700UTC (4/8 1000 PDT)



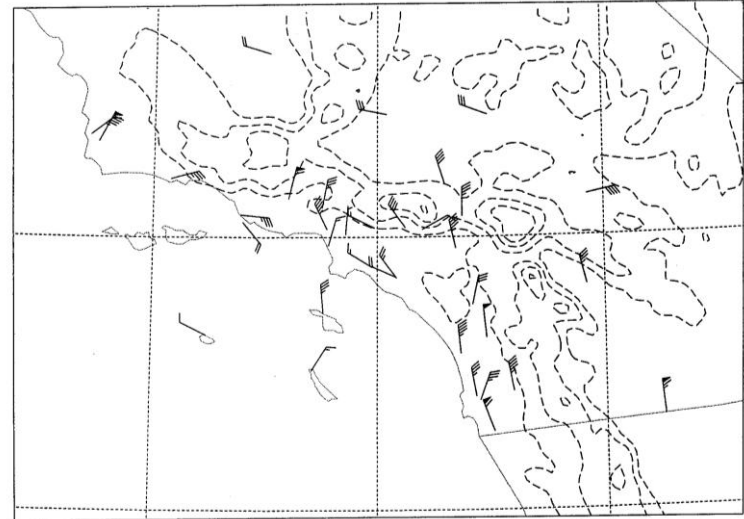
**Σχ. (5.2.6γ)** Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 4/8 2200UTC (4/8 1500 PDT)



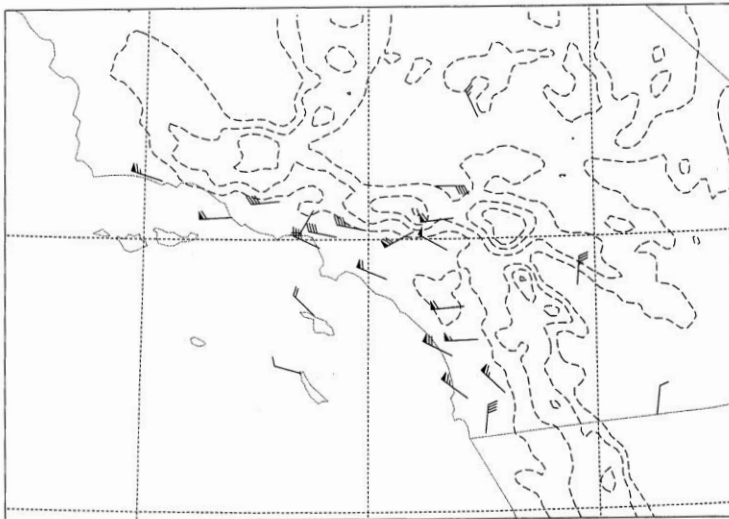
**Σχ. (5.2.6δ).** Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 5/8 0200UTC (4/8 1900 PDT)



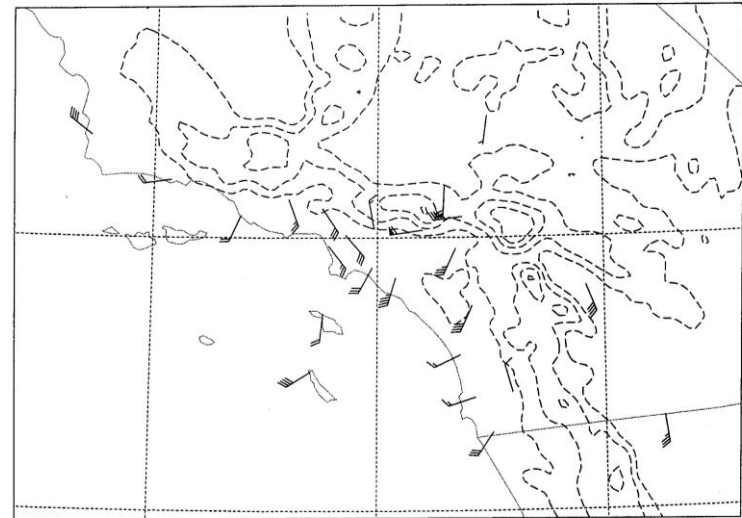
Σχ. (5.2.6ε) Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 5/8 1200UTC (5/8 0500 PDT)



Σχ. (5.2.6ζ) Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 5/8 1700 UTC (5/8 1000 PDT)



Σχ. (5.2.6η) Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 5/8 2200UTC- (5/8 1500 PDT)



Σχ. (5.2.6θ) Όπως το Σχ. (5.2.6α) αλλά για τις 6/8 2200UTC (6/8 1500 PDT)

### 5.3 Κατατομές Μετεωρολογικών παραμέτρων καθ' ύψος.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η χρονική εξέλιξη του ανέμου καθ' ύψος σε δύο αντιπροσωπευτικούς σταθμούς profilers που επιλέχθηκαν με βάση τη θέση τους και την επάρκεια στοιχείων και συγκεκριμένα, στον παραλιακό σταθμό LAX και στον ορεινό εσωτερικό HPA, ο οποίος βρίσκεται ανατολικά από το πέρασμα Cajon σε υψόμετρο 1km (Σχ.4.2.1α). Στη συνέχεια παρουσιάζονται χαρακτηριστικές κατατομές από ραδιοβολίσεις για τον παραλιακό σταθμό PMGU και τον εσωτερικό EDWD (με υψόμετρο 700m) Σχ. (4.1.2β).

Μια μέρα πριν από την περίοδο ενδιαφέροντος, η χρονική εξέλιξη του ανέμου στο σταθμό LAX έχει ως εξής : Κατά τη διάρκεια του απογεύματος της 3/8 , (Σχ. 5.3.1 α), το ρεύμα πάνω από τα 2km είναι αρχικά νότιο και σχετικά ισχυρό (5-7 m/s) και διατηρείται μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες της 4/8. Χαμηλότερα, παρατηρείται ρεύμα θαλάσσιας αύρας που φτάνει τα 1500m περίπου ενώ δεν εμφανίζεται ρεύμα επιστροφής επειδή η ένταση του ρεύματος πάνω από τα 2km είναι ανασταλτικός παράγοντας. Η κατακόρυφη > 1000m έκταση της θαλάσσιας αύρας οφείλεται (Glendening et al., 1986) στο ότι γενικά η αύρα στο ΛΑ είναι συνδυασμός ενός μεγάλης κλίμακας κυττάρου που δημιουργείται λόγω της εκτεταμένης θέρμανσης της ξηράς, και της μικρότερης κλίμακας αύρας στην ακτή. Κοντά στην επιφάνεια, η δυτική αυτή ροή διαρκεί μέχρι τις (4/8 0400 UTC, 3/8 2100 PDT), τις βραδινές δηλαδή ώρες, ενώ ψηλότερα (από τα 700 μέχρι τα 1400m) διατηρείται οκτώ ακόμη ώρες με μικρότερη ένταση. Η ροή αυτή υπερκαλύπτει το νυκτερινό ρεύμα (συνδυασμός απόγειας αύρας και τοπικών καταβατών) το οποίο εμφανίζεται στις 4/8 0500 UTC ( 3/8 2200 PDT) και έχει βάθος 600m.

Την επόμενη μέρα, (αρχική της περιόδου ενδιαφέροντος) στις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT) το στρώμα θαλάσσιας αύρας σταδιακά επανέρχεται από την επιφάνεια προς τα πάνω, μετά από 6 περίπου ώρες χαωτικής μεταβατικής περιόδου, με βάθος περίπου ίδιο με την προηγούμενη μέρα. Πάνω από τα 3km, το ρεύμα έχει τώρα στραφεί σε βορειοδυτικό (5-7m/sec) είναι όμως ασθενέστερο (3-4 m/s) στα 2km και η ένταση του επιτρέπει την εμφάνιση ασθενούς ρεύματος επιστροφής.

Σταδιακά, το μεσημέρι και απόγευμα της 4/8 (Σχ. 5.3.1β), το στρώμα θαλάσσιας αύρας οργανώνεται ενώ το ρεύμα επιστροφής ενισχύεται και έχει πάχος 600m. Χαωτικό ρεύμα πάχους 700m εμφανίζεται μεταξύ αύρας-ρεύματος επιστροφής.

Τη νυκτερινή περίοδο που ακολουθεί, το ρεύμα πάνω από τα 2km στρέφεται σταδιακά προς ανατολικές διευθύνσεις από τις 5/8 1000 UTC ( 5/8 0300 PDT) λόγω της κίνησης του τοπικού υψηλού στα 700mb, όπως περιγράφηκε στο κεφάλαιο 5.1. Στα χαμηλότερα επίπεδα, μέχρι τα 500m επικρατεί ο συνδυασμός απόγεια αύρας-καταβατών ο οποίος διαρκεί μέχρι τις (5/8 1700 UTC, 5/8 1000 PDT). Μία ώρα αργότερα, εμφανίζεται και πάλι ρεύμα θαλάσσιας αύρας που διαρκεί μέχρι περίπου τις 6/8 0500 UTC (5/8 2200 PDT). (Σχ.5.3.1γ). Ο χρόνος διάρκειας του ρεύματος είναι περίπου ίδιος με αυτόν της προηγούμενης μέρας, αλλά η ένταση και το ύψος του στρώματος είναι μεγαλύτερα. Το ύψος φτάνει τώρα τα 2km, αλλά πρέπει να σημειωθεί σε αυτό το σημείο από τις 1700 PDT και μετά επιδρά η πρόσκαιρη ενίσχυση της βαροβαθμίδας, ώστε το ρεύμα να φτάνει τόσο ψηλά. Αντίθετα με το προηγούμενο 24ωρο, το ρεύμα της αύρας αρχικά καλύπτεται από χαωτικό στρώμα που όμως σταδιακά εξαφανίζεται μια και επικρατεί το συνοπτικό ρεύμα, ενώ δεν εντοπίζεται ρεύμα επιστροφής.

Στις 6/8 0600 UTC (5/8 2300 PDT), στην αρχή της νύκτας, το ρεύμα κοντά στην επιφάνεια στρέφεται και πάλι προς ανατολικές διευθύνσεις και είναι ενισχυμένο, ενώ η κατακόρυφη έκτασή του σταδιακά από τα 500m φτάνει τα 1300m (σε αντίθεση με το σταθερό 700m στρώμα των δύο προηγούμενων ημερών). Διαρκεί δε 4 ώρες περισσότερο από την προηγούμενη νύχτα. Η απόγεια αύρα και καταβάτες που είναι ισχυρότεροι από την προηγούμενη μέρα, αλλά και η επίδραση του συνοπτικού ανατολικού ρεύματος πιθανόν να είναι το αίτιο της μεγαλύτερης κατακόρυφης έκτασης. Το επιφανειακό ρεύμα διατηρεί την ανατολική συνιστώσα μέχρι και τις πρωινές ώρες της 6/8, ενώ λόγω της δημιουργίας του τροβίλου Catalina, οι άνεμοι στην επιφάνεια στρέφονται σε σταδιακά σε νότιους, και δεν έχουν διευθύνσεις θαλάσσιας αύρας όπως τις δύο προηγούμενες μέρες.

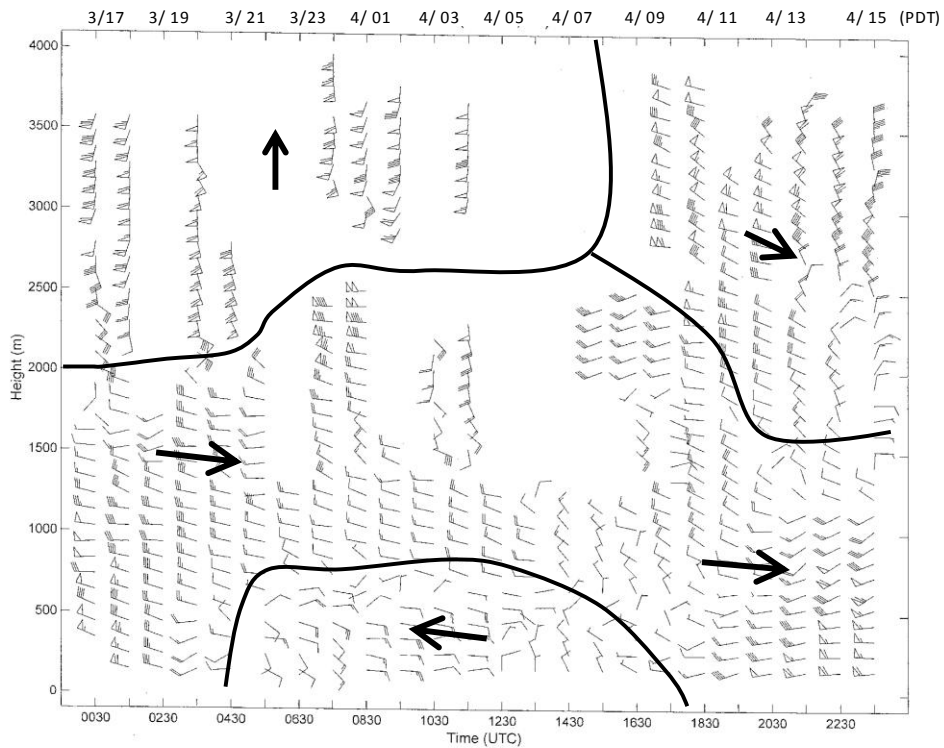
Ο εσωτερικός σταθμός HPA περικλείεται από ορεινούς όγκους που εμποδίζουν τη διέλευση θαλασσιών ρευμάτων. Επομένως, το πεδίο ανέμου επηρεάζεται κυρίως από τη συνοπτική ροή και από αλληλεπιδράσεις αναβατών και καταβατών ανέμων. Η χρονική

εκτίμηση της αλλαγής διεύθυνσης του ρεύματος είναι ευκολότερη από ότι στο σταθμό LAX λόγω της έλλειψης κενών στις μετρήσεις.

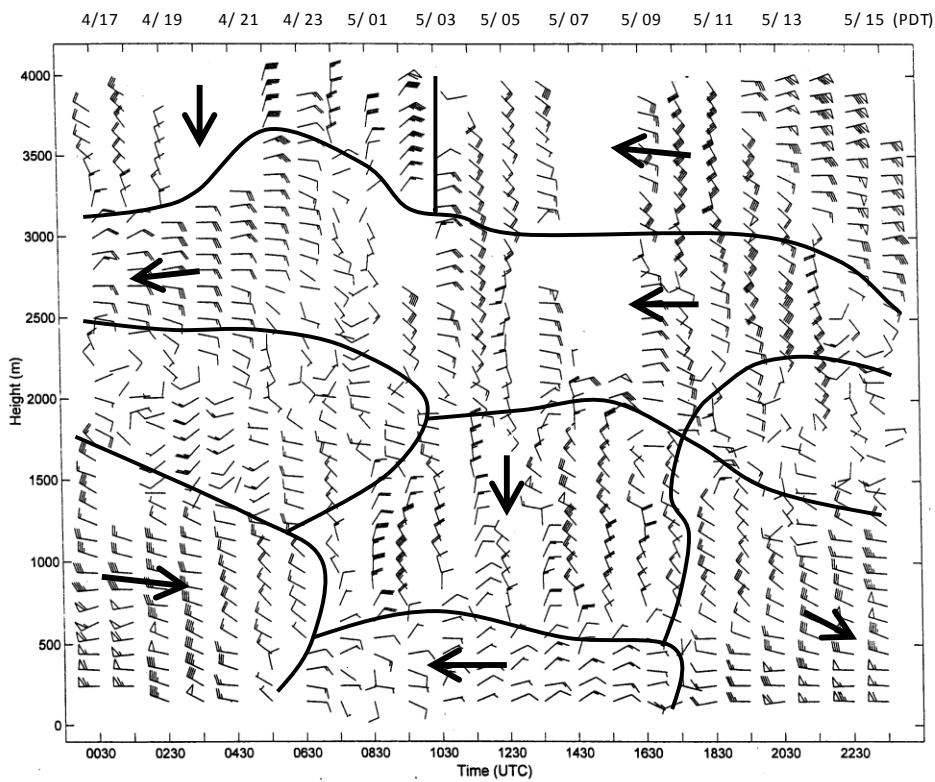
Από το απόγευμα της 3/8, (Σχ. 5.3.2α) το ρεύμα πάνω από τα 2 km είναι ήδη δυτικό στις 4/8 0100 UTC (3/8 1800 PDT) 13 ώρες πριν από τον παραλιακό σταθμό LAX. Στη συνέχεια, στρέφεται σταδιακά και γίνεται ανατολικό στις 5/8 0500 UTC (4/8 2300 PDT) (Σχ. 5.3.2β), περίπου 4-6 ώρες πριν την αντίστοιχη στροφή στον LAX. Είναι ισχυρότερο και πιο οργανωμένο από ότι στον LAX και διατηρείται μέχρι και το απόγευμα της 6/8. Η διαφορά στις ώρες στροφής μεταξύ παραλιακών και εσωτερικών σταθμών οφείλονται στην κίνηση του τοπικού υψηλού.

Κοντά στην επιφάνεια, κατά τη διάρκεια της ημέρας της 3 και 4/8, το ρεύμα είναι νοτιοδυτικό, λόγω αναβατών, και πιθανόν μικρής εισχώρησης της θαλάσσιας αύρας.

Κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4-5/8, (Σχ. 5.3.2β), επικρατεί βορειοδυτικό ρεύμα κοντά στην επιφάνεια το οποίο διαρκεί μέχρι τις πρωινές ώρες 5/8 1800 UTC (5/8 1100 PDT). Το ρεύμα σταδιακά κατά τη διάρκεια της ημέρας στρέφεται σε ανατολικό βορειοανατολικό (λόγω επίδρασης του συνοπτικού πεδίου και ισχυρότερων αναβατών) σε αντίθεση με τις δύο προηγούμενες ημέρες, και διαρκεί μέχρι τις 6/8 0200 UTC (5/8 1900 PDT). Η ανατολική συνιστώσα του ρεύματος εμποδίζει την εισχώρηση του δυτικού ρεύματος θαλάσσιας αύρας-αναβατών με αποτέλεσμα τη δημιουργία ζωνών σύγκλισης, οι οποίες ευνοούν τη συσσώρευση των ρύπων. Τη νύκτα που ακολουθεί, το ρεύμα γίνεται και πάλι δυτικό, ενώ την επόμενη μέρα, 6/8 (Σχ. 5.3.2γ) οι άνεμοι στα κατώτερα στρώματα έχουν και σε αυτό το σταθμό νότια συνιστώσα.

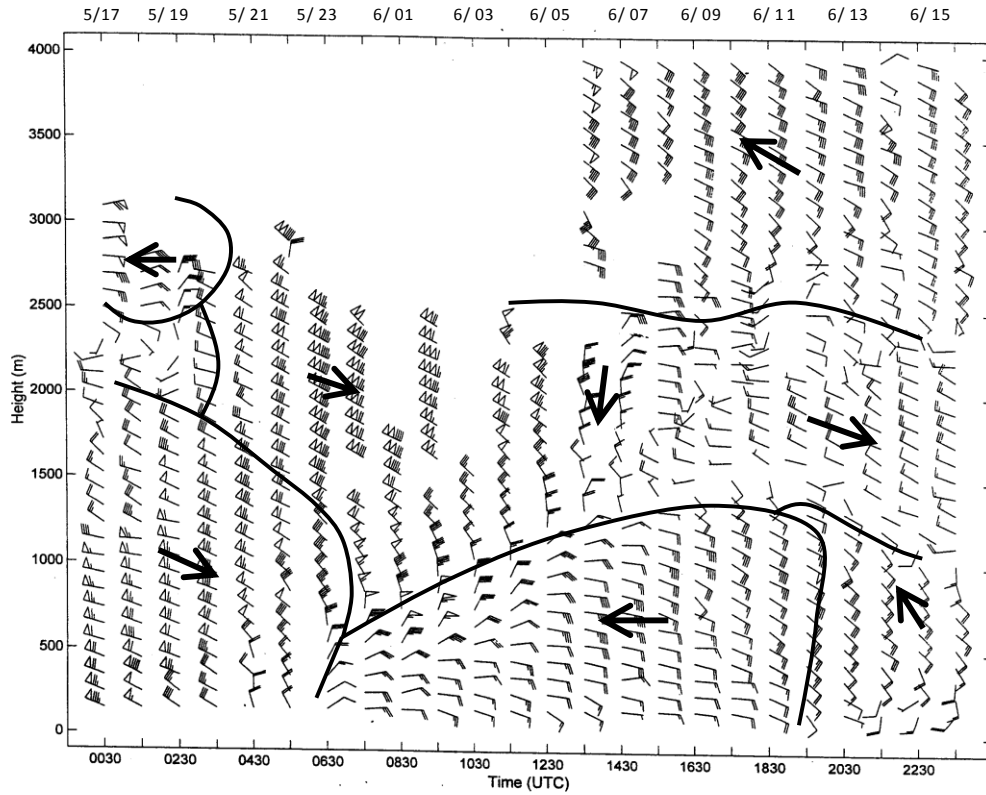


**Σχ ( 5.3.1α) Χρονική κατανομή ανέμου καθ' ύψος από profilers από τις 4/8 0000 UTC ( 3/8 1700 PDT) μέχρι 4/8 2300 UTC (4/8 1600 PDT) για τον παραλιακό σταθμό LAX. Τα βέλη δείχνουν τη γενική διεύθυνση του ανέμου. Οι άνεμοι δίνονται σε m/sec.**

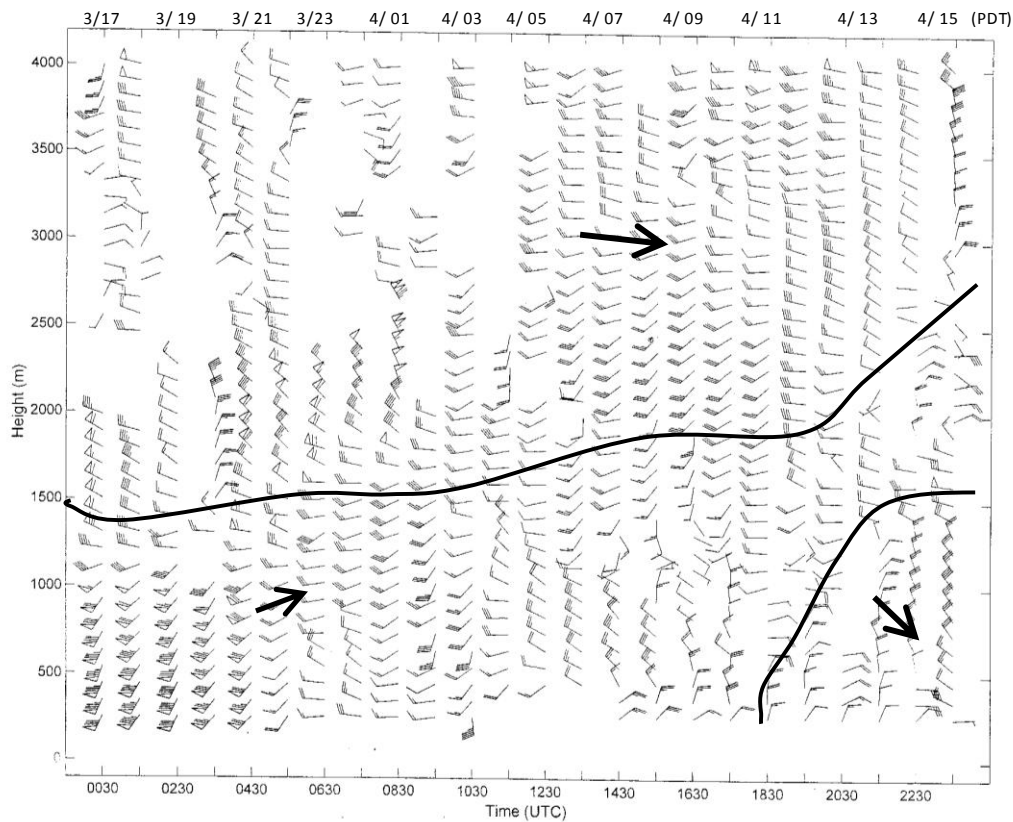


**Σχ(5.3.1β). Όπως στο Σχ (5.3.1α) αλλά από 5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT) μέχρι 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT)**

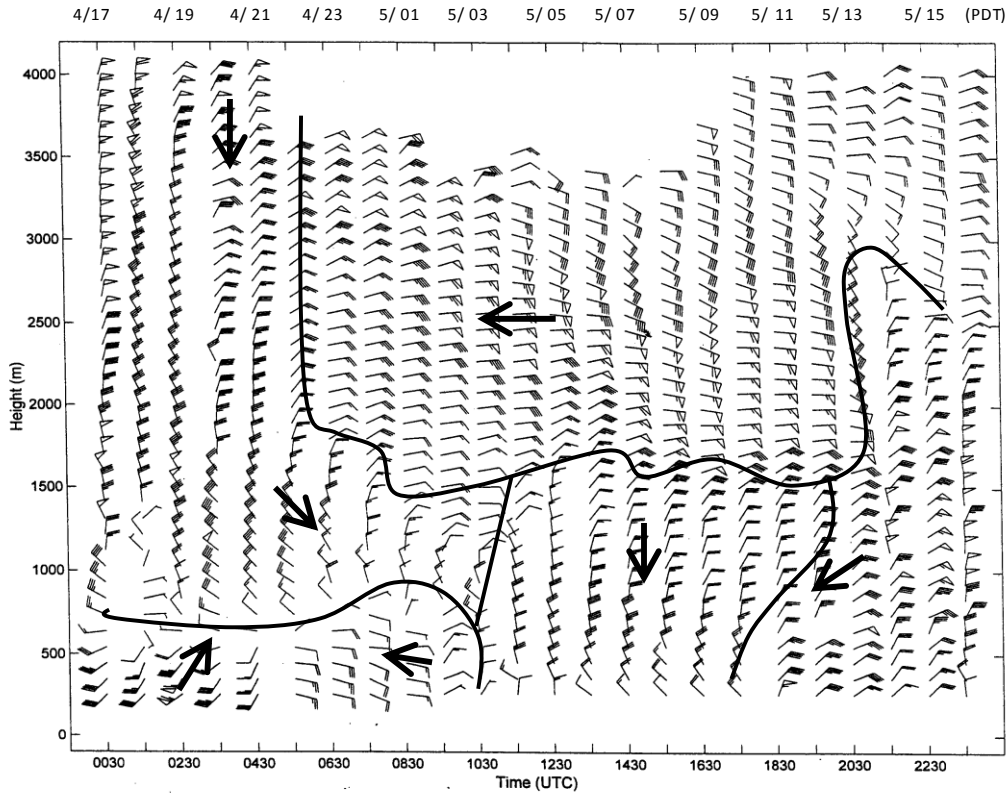




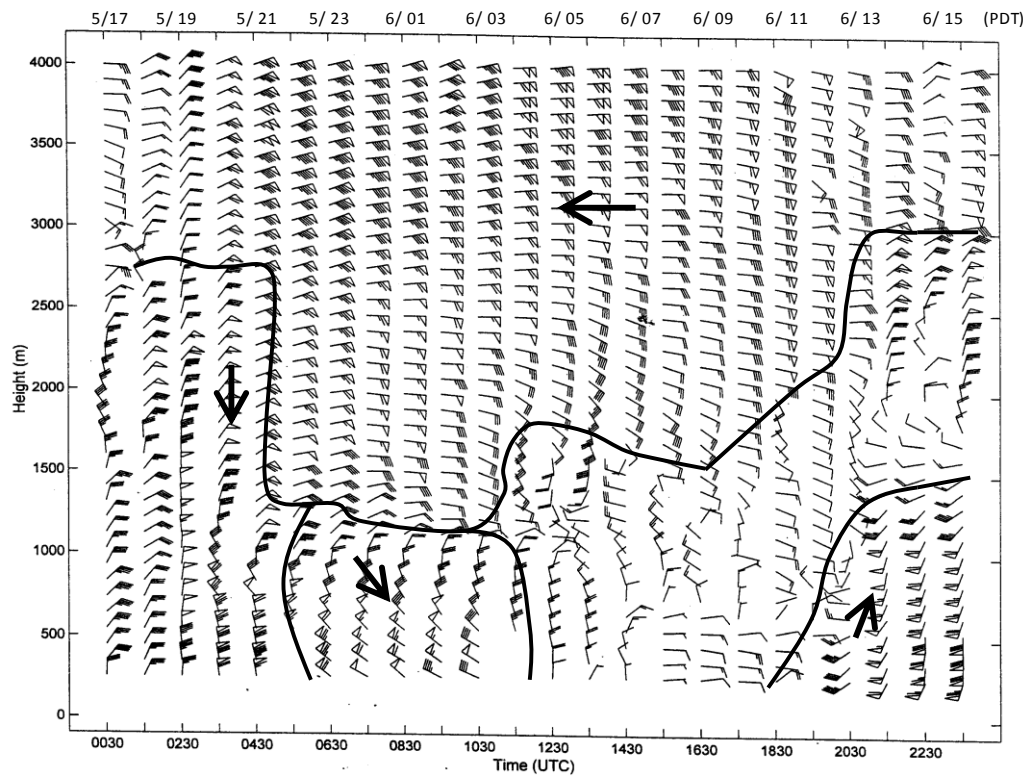
Σχ(5.3.1γ). Όπως στο Σχ (5.3.1α) αλλά από 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι 6/8 2300 UTC (5/8 1600 PDT )



Σχ(5.3.2α) Χρονική κατανομή ανέμου καθ' ύψος από profilers από τις 4/8 0000 UTC ( 3/8 1700 PDT) μέχρι 4/8 2300 UTC (4/8 1600 PDT) για τον εσωτερικό σταθμό ΗΡΑ.



Σχ. (5.3.2β). Όπως στο Σχ. (5.3.2α) αλλά από 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι 6/8 0000 UTC (6/8 1700 PDT )



Σχ. (5.3.2γ). Όπως στο Σχ. (5.3.2α) αλλά από 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι 7/8 0000 UTC (6/8 1700 PDT )

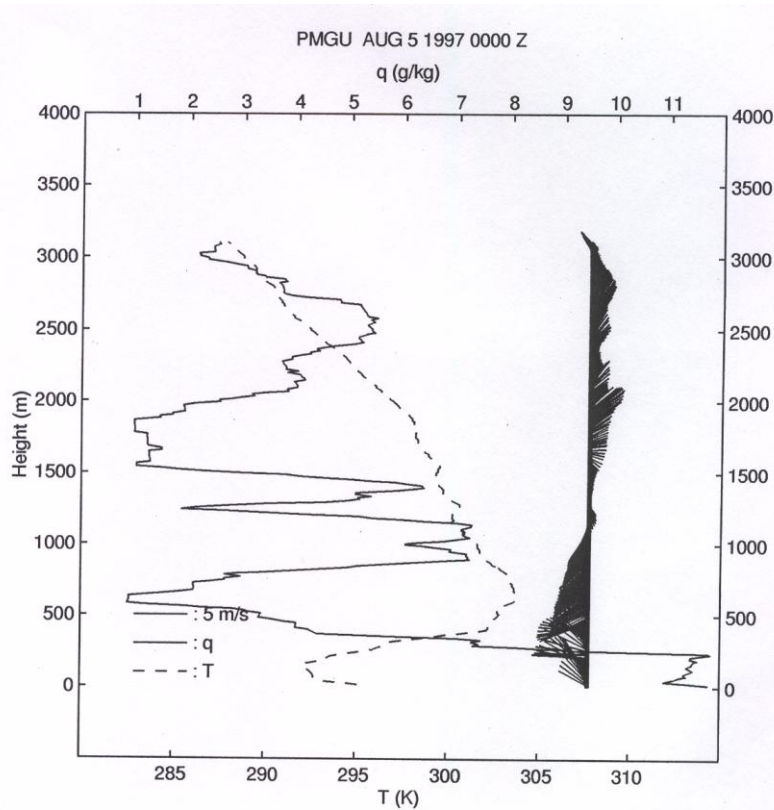
Συγκρίνοντας τις κατακόρυφες κατατομές ραδιοβολίσεων για τον παραλιακό σταθμό PMGU το απόγευμα της 4/8 και 5/8 αντίστοιχα φαίνεται ότι :

Στις 5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT) (Σχ. 5.3.3α), η θερμοκρασιακή αναστροφή έχει βάση στα (~250m ) και κορυφή στα 600m. Κάτω από αυτή διακρίνεται το ΘΟΣ το οποίο είναι υπεραδιαβατικό και υγρό με την υγρασία να μειώνεται από τη βάση μέχρι την κορυφή της αναστροφής. Το στρώμα της θαλάσσιας αύρας φτάνει μέχρι τα 1000m με σταδιακή στροφή του ανέμου από αυτό το επίπεδο.

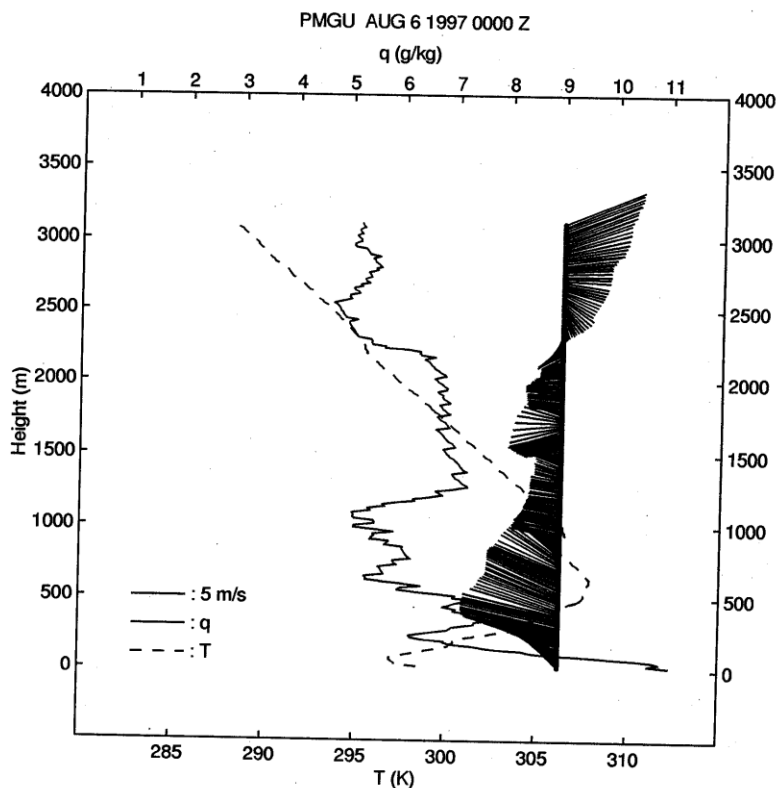
Την αντίστοιχη ώρα της επόμενης μέρας, (Σχ. 5.3.3β), η θερμοκρασία στο έδαφος είναι κατά 4 K μεγαλύτερη, η βάση της αναστροφής έχει κατέλθει σχεδόν στα 100m και το ΘΟΣ είναι χαμηλότερο από την προηγούμενη μέρα, λόγω της εντονότερης αντικυκλωνικής κυκλοφορίας . Το ρεύμα προς το εσωτερικό είναι τώρα ισχυρότερο λόγω και της επίδρασης του ανέμου βαθμίδας, και φτάνει τώρα στο ύψος των 2km σε αντιστοιχία με τον παραλιακό σταθμό profiler LAX.

Αντίστοιχα, στον εσωτερικό σταθμό EDWD, το απόγευμα της 4/8, 5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT) (Σχ. 5.3.3γ), δεν παρατηρείται αναστροφή, ενώ η θερμοκρασία και υγρασία παρουσιάζουν την αναμενόμενη σταδιακή πτώση με το ύψος. Η κατατομή ανέμου εμφανίζει δυτική ροή σε όλη την έκτασή της. Την αντίστοιχη ώρα της επόμενης μέρας (Σχ. 5.3.3δ), η θερμογρομετρική κατατομή δεν φαίνεται να έχει αλλάξει σημαντικά, ενώ επικρατεί ανατολικό ρεύμα στα ανώτερα επίπεδα. Στα κατώτερα στρώματα, στο σταθμό αυτό το ρεύμα παραμένει δυτικό είναι όμως ασθενέστερο από την προηγούμενη μέρα λόγω της επίδρασης ισχυρότερων αναβατών ανέμων.

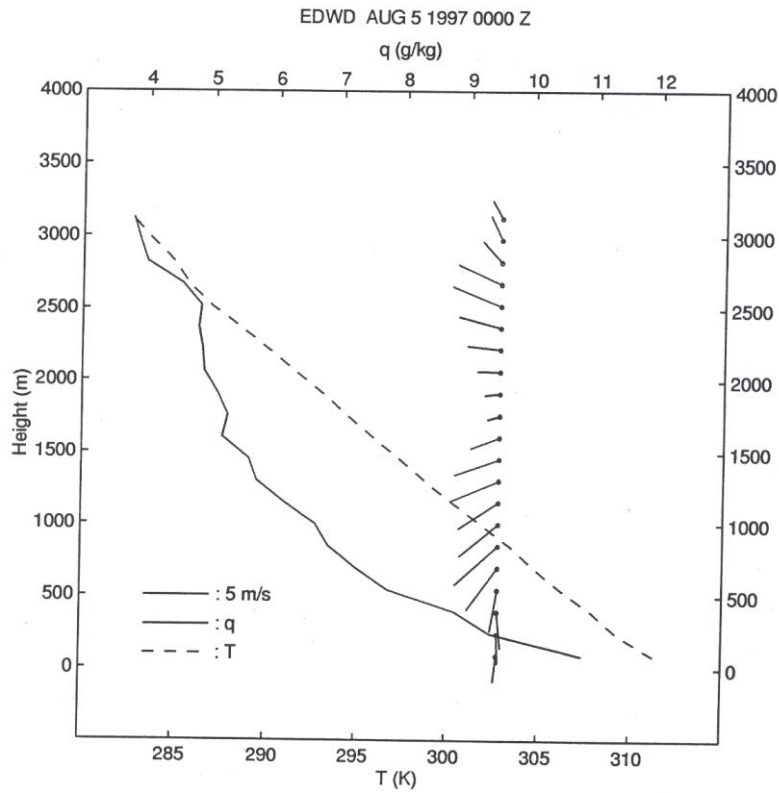
Οι παραπάνω λοιπόν αντιπροσωπευτικοί σταθμοί δείχνουν σταδιακή στροφή του συνοπτικού ρεύματος (> 3000m ) από δυτικές σε ανατολικές διευθύνσεις σταδιακά από το εσωτερικό προς τα παράλια, λόγω της κίνησης της τοπικού ridge. Στις 5/8, η θαλάσσια αύρα επικρατεί τις πρωινές και μεσημβρινές ώρες ενώ το απόγευμα επισκιάζεται από τον ίδιας διεύθυνσης ενισχυμένο άνεμο βαθμίδας. Ο συνδυασμός με το ανατολικό ρεύμα που κατά κανόνα επικρατεί στους εσωτερικούς σταθμούς, ευνοεί τη δημιουργία ζωνών σύγκλισης.



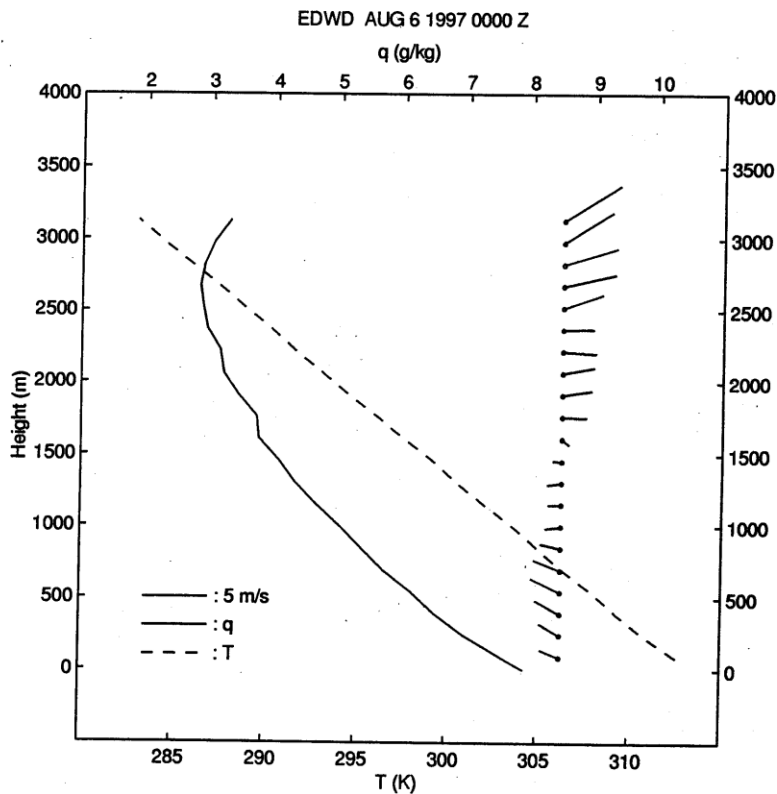
Σχ. (5.3.3α). Ραδιοβόλιση στον παραλιακό σταθμό PMGU στις 5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT). Με συνεχή γραμμή η υγρασία, με διακεκομμένη η θερμοκρασία. Επίσης, δίνονται τα ανύσματα του ανέμου με το ύψος.



Σχ (5.3.3β). Όπως το Σχ. (5.3.3α) αλλά για τις 6/8 0000 UTC (5/8 1700 PDT)



Σχ. (5.3.3γ). Όπως το Σχ. (5.3.3α) αλλά για τον εσωτερικό σταθμό EDWD



Σχ. (5.3.3δ). Όπως το Σχ. (5.3.3β) αλλά για τον εσωτερικό σταθμό EDWD

Για καλύτερη απεικόνιση της θερμοκρασιακής κατανομής καθ' ύψος στην ακτή, γίνεται παρεμβολή των τιμών θερμοκρασίας των πλησιέστερων σταθμών στην τομή BB' παράλληλη στην ακτογραμμή (Σχ. 5.3.4). Στις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT), (Σχ. 5.3.5 α) αναστροφή ύψους εντοπίζεται πάνω από όλους τους σταθμούς εκτός από VAN και ECO, και η κορυφή της φτάνει τα 650m. Η βάση της διακρίνεται στους σταθμούς LAX, GLA και PLM και είναι 200-300m. Την επόμενη μέρα 5/8 1800 UTC (5/8 1100 PDT), (Σχ. 5.3.5 β) η αναστροφή φτάνει και στο σταθμό VAN, ενώ έχει τώρα κορυφή στα 800m, και οι θερμοκρασίες έχουν αυξηθεί κατά 3-4K σε σχέση με την προηγούμενη μέρα. Στις 6/8 1800 UTC (6/8 1100 PDT), (Σχ. 5.3.5 γ) το ύψος της αναστροφής φτάνει τώρα τα 900-1000m και είναι ασθενέστερη από την προηγούμενη μέρα, μια και θερμοκρασίες είναι τώρα χαμηλότερες κατά 3K σε αυτό το ύψος σε σχέση με την 5/8.

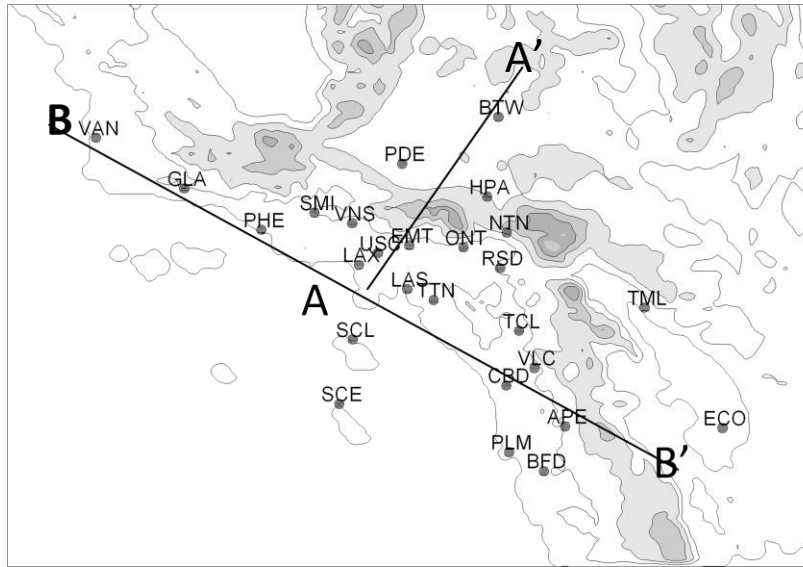
Μια ακόμα εικόνα του ανεμολογικού πεδίου από τη θάλασσα προς το εσωτερικό δίνεται κατά μήκος της τομής AA' (Σχ. 5.3.4) που διέρχεται από το όρος San Bernardino. Κατά τη νυκτερινή περίοδο, 4/8 0600 UTC (3/8 2300 PDT) (Σχ. 5.3.6α), οι άνεμοι είναι κατά κύριο λόγο δυτικοί. Νότιο ρεύμα επικρατεί μόνο σε ύψος μεγαλύτερο από τα 2km πάνω από τους παραλιακούς σταθμούς ενώ ανατολικό ρεύμα απόγειας αύρας και καταβατών ανέμων που φτάνει τα 600m παρατηρείται στους παραλιακούς σταθμούς LAX, USC και ONT. Το επόμενο πρωί, στις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT) (Σχ. 5.3.6β) το ρεύμα πάνω από τα 2km έχει στραφεί σε δυτικό πάνω από τις παραλιακές περιοχές, ενώ κοντά στην επιφάνεια αρχίζει να εμφανίζεται ασθενής θαλάσσια αύρα. Την ώρα αυτή εμφανίζεται ρεύμα επιστροφής στο σταθμό EMT (σε ύψος 1700m AGL) ο οποίος είναι ενδιάμεσος μεταξύ παραλίας και εσωτερικού και αυτό είναι ένδειξη ότι η έναρξη του ρεύματος αυτού ξεκινά από το εσωτερικό. Ο ONT εμφανίζει ασθενείς ανέμους (μεταβατική περιοχή) ενώ ο πιο εσωτερικός NTN, έντονο ρεύμα αναβατών. Φαίνεται λοιπόν ότι τα ρεύματα αύρας και αναβατών είναι ακόμα διακεκριμένα. Στους εσωτερικούς σταθμούς HPA και BTW το ρεύμα είναι ασθενές ανατολικό, ένδειξη της επικράτησης αναβατών ανέμων.

Τις μεσημβρινές ώρες, στις 4/8 2200 UTC ( 4/8 1500 PDT ) (Σχ. 5.3.6γ), το ρεύμα στα ανώτερα επίπεδα εξακολουθεί να είναι δυτικό, ενώ η θαλάσσια αύρα ενισχύεται και η

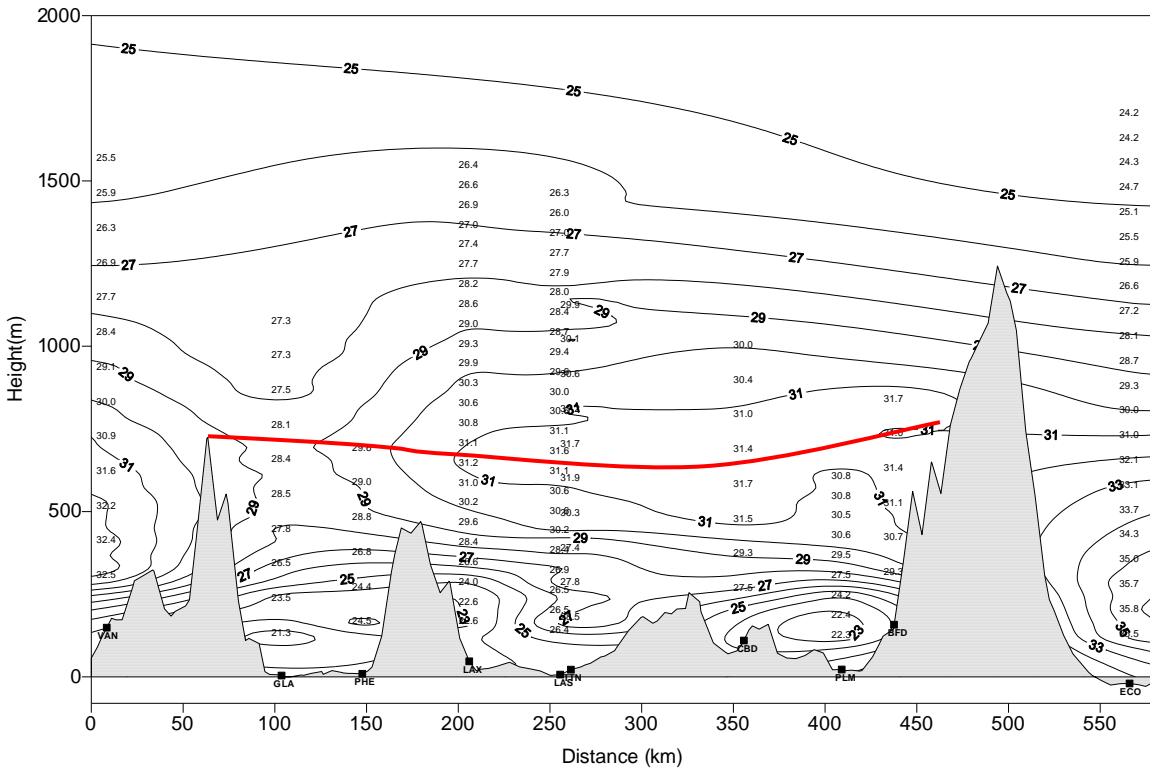
έκτασή της φτάνει μέχρι το σταθμό NTN. Το στρώμα επιστροφής εμφανίζεται κυρίως στους εσωτερικούς σταθμούς. Ασθενές ρεύμα εμφανίζει ο υπήνεμος σταθμός HPA. Κατά τη νυκτερινή περίοδο (5/8 0600 UTC, 4/8 2300 PDT), οι άνεμοι στα ανώτερα επίπεδα στρέφονται προς ανατολικές διευθύνσεις.

Το επόμενο μεσημέρι, (5/8 2200 UTC, 5/8 1500 PDT) (Σχ. 5.3.6δ), το ρεύμα προς το εσωτερικό είναι πολύ πιο οργανωμένο από την προηγούμενη μέρα, ενώ διατηρείται η ανατολική διεύθυνση του στα ανώτερα επίπεδα. Το ανατολικό αυτό ρεύμα φτάνει μέχρι την επιφάνεια στο σταθμό HPA, ένδειξη ροής αντίθετης στη θαλάσσια αύρα που επικρατεί στους εσωτερικούς σταθμούς.

Το βράδυ που ακολουθεί, στις 6/8 0600 UTC (5/8 2300 PDT) (Σχ. 5.3.6ε), το ανατολικό ρεύμα πάνω από τα 2km είναι ακόμη οργανωμένο. Κοντά στην επιφάνεια, η ροή έχει μια ασθενή συνιστώσα προς την ακτή, ένδειξη ασθενούς απόγειας αύρας και καταβατών ανέμων. Πάνω από αυτό το στρώμα, επικρατεί ισχυρό δυτικό ρεύμα βαροβαθμίδας προς το εσωτερικό όπως φάνηκε και στο (Σχ. 5.3.1γ) για το σταθμό LAX. Το απόγευμα της 6/8 (6/8 2200 UTC, 6/8 1500 PDT), (Σχ. 5.3.6ζ) οι άνεμοι στα ανώτερα επίπεδα στρέφονται σε νοτιοανατολικούς, με το ρεύμα αυτό να επηρεάζει και τους παραλιακούς σταθμούς LAX και USC, ενώ το νοτιοδυτικό ρεύμα στο σταθμό EMT και NTN είναι και συνδυασμός θαλάσσιας αύρας που με αναβάτες ανέμους που ενισχύεται προς το εσωτερικό. Νοτιοδυτικό ρεύμα επικρατεί στα πρώτα 2km πάνω από το σταθμό HPA, ένδειξη της εισχώρησης του ρεύματος από ορεινά περάσματα.

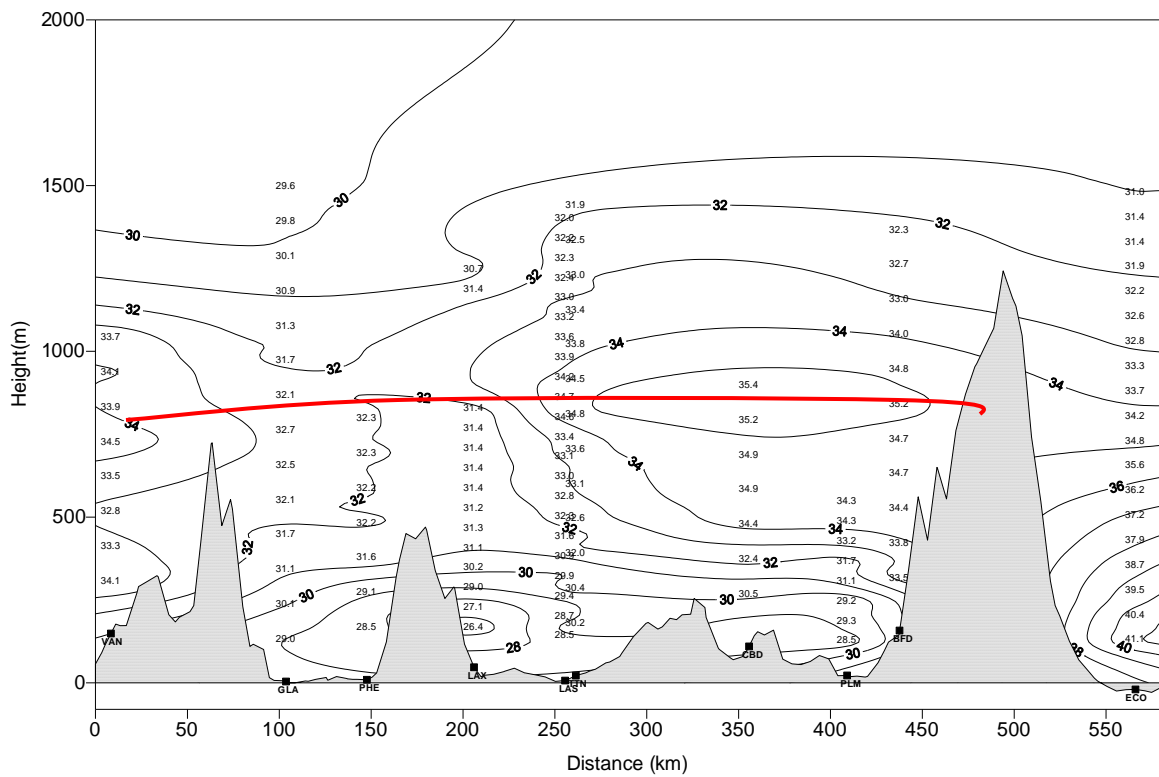


Σχ. ( 5.3.4) Τομές κάθετα (AA') και κατά μήκος (BB') της παραλίας.

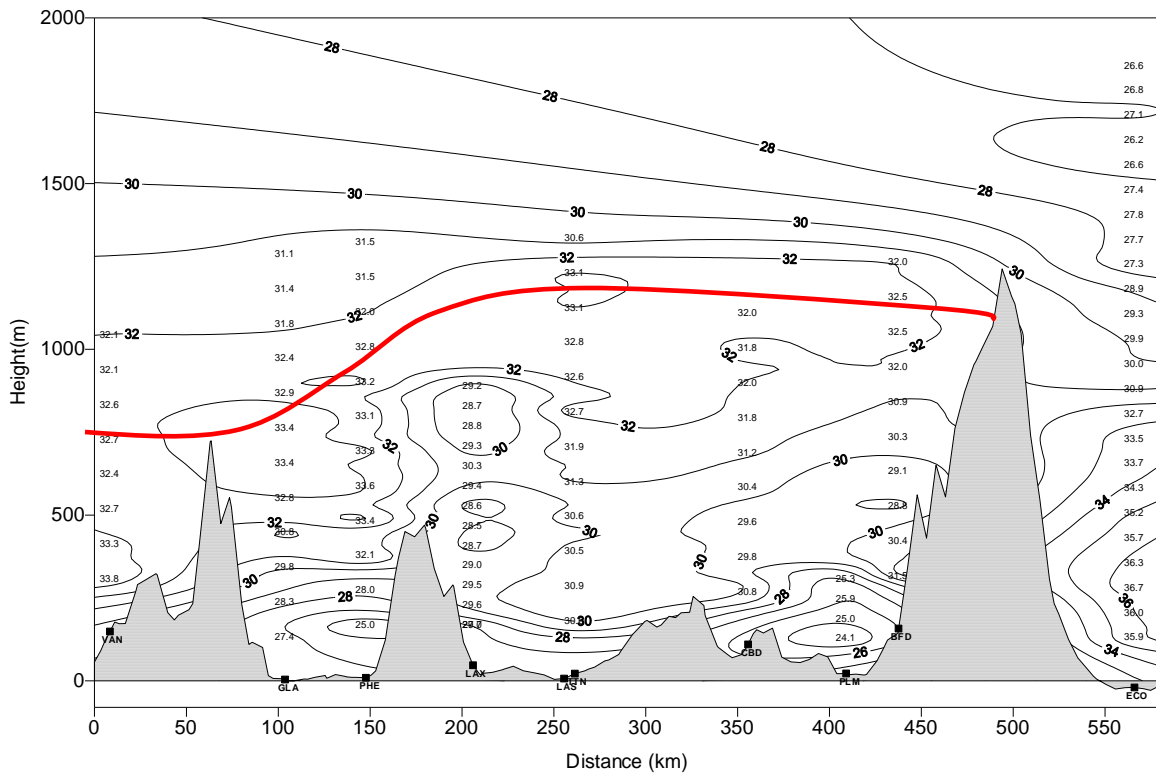


Σχ. (5.3.5a) Κατακόρυφη θερμοκρασιακή κατανομή κατά μήκος της ακτής (BB') με στοιχεία των profilers για τις 4/8 1800 UTC ( 4/8 1100 PDT). Με κόκκινη γραμμή η κορυφή της αναστροφής

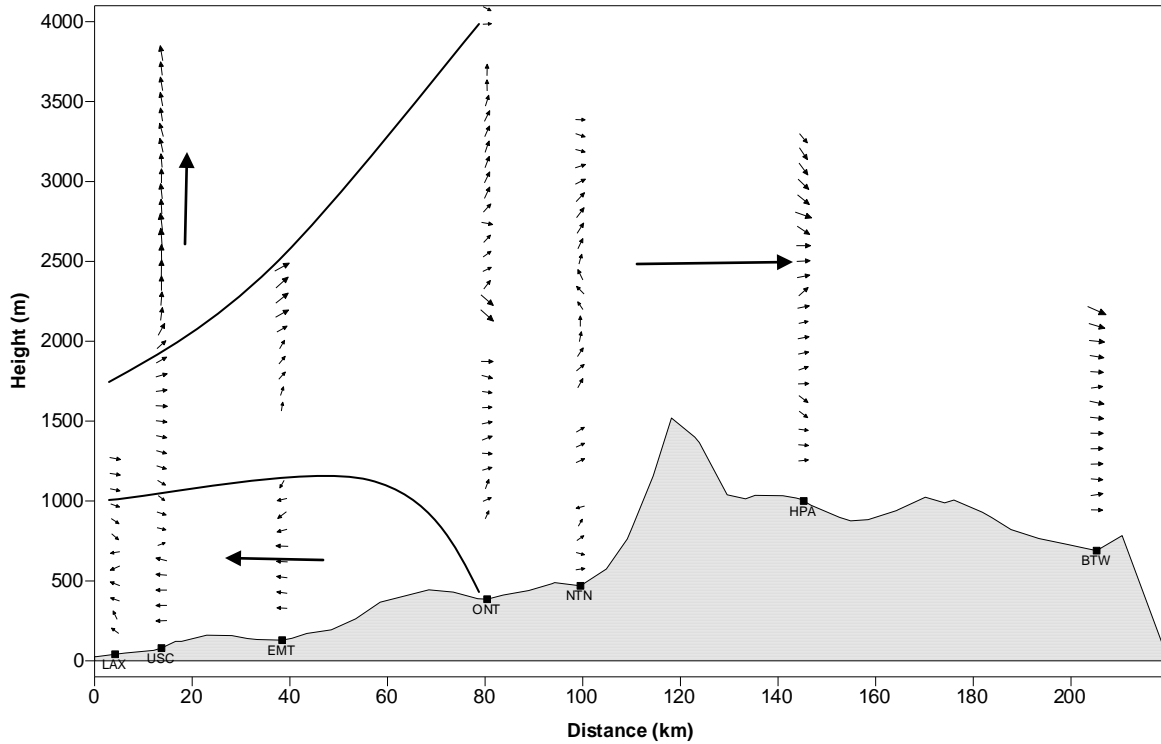




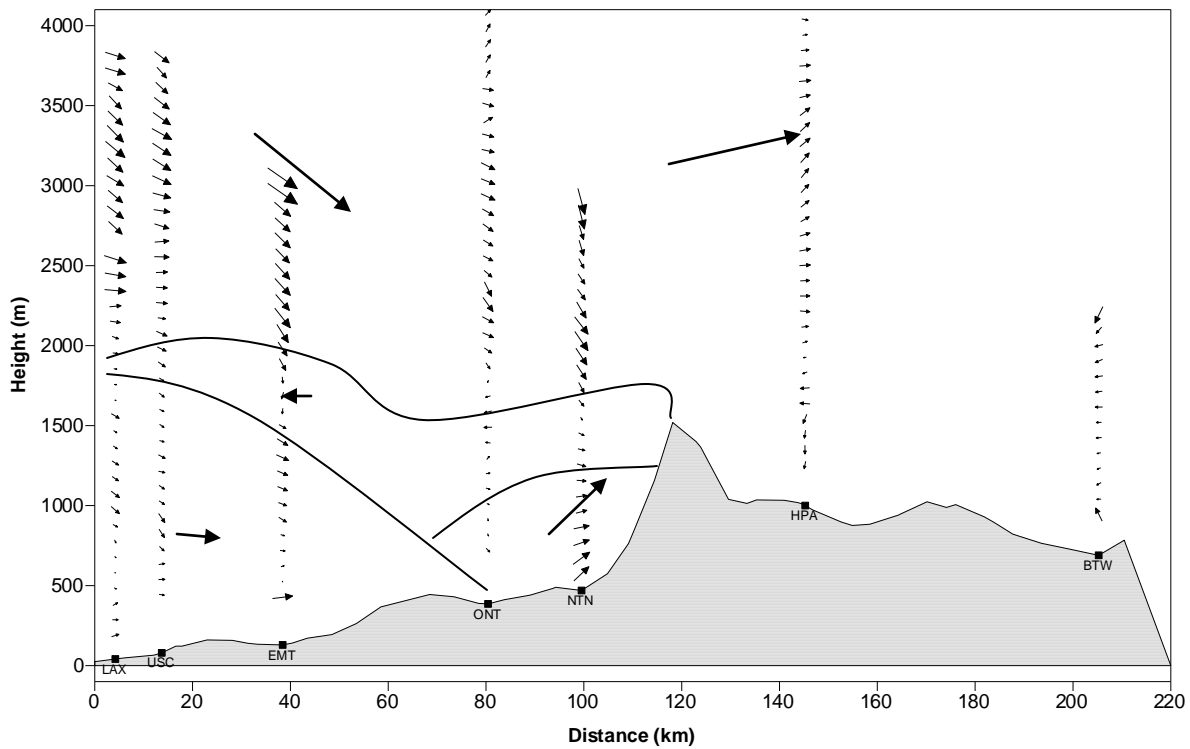
Σχ. (5.3.5β) Όπως το Σχ. (5.3.5 α) αλλά για τις 5/8 1800 UTC (5/8 1100 PDT)



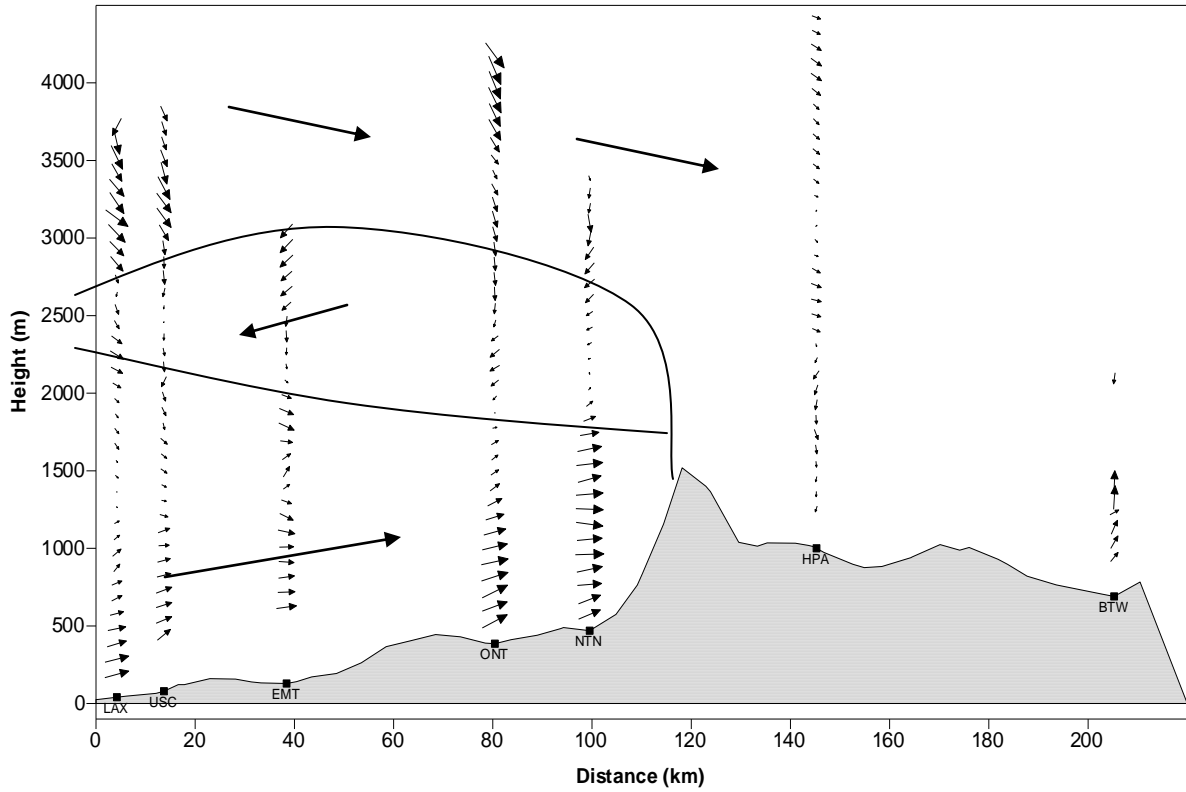
Σχ. (5.3.5γ) Όπως το Σχ. (5.3.5 α) αλλά για τις 5/8 1800 UTC (5/8 1100 PDT)



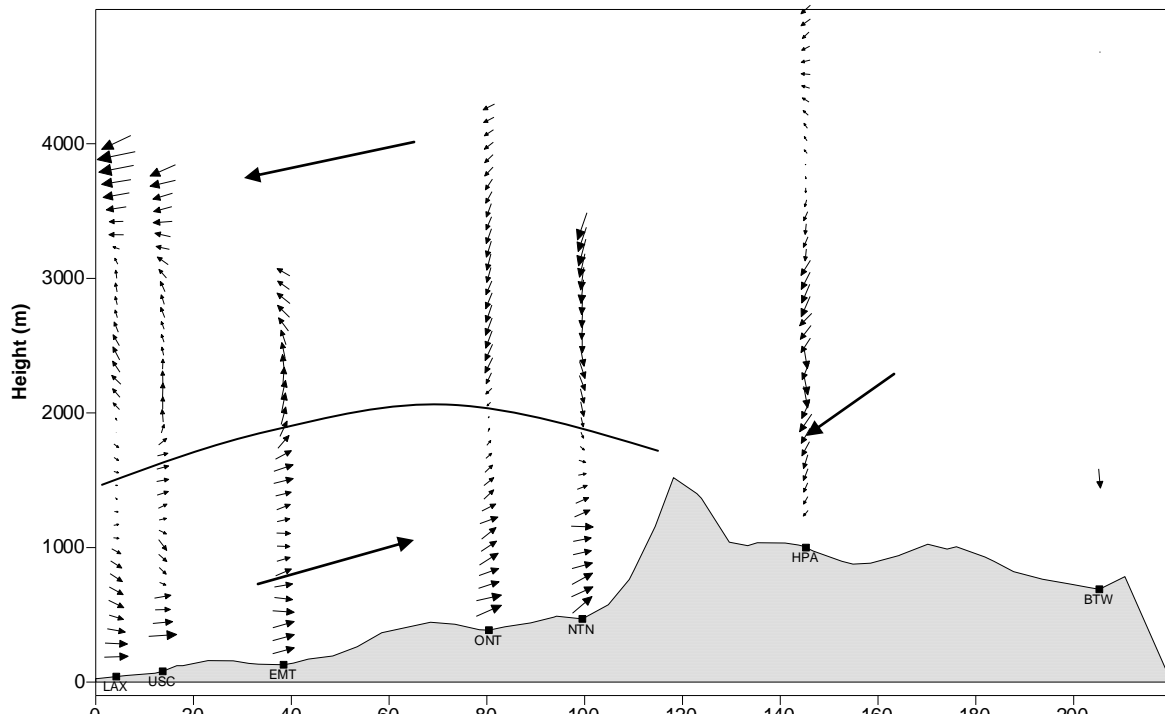
Σχ. (5.3.6α) Κατατομές ανέμου σε τομή κάθετη προς την ακτή (AA') για τις 4/8 0600 UTC ( 3/8 2300 PDT)



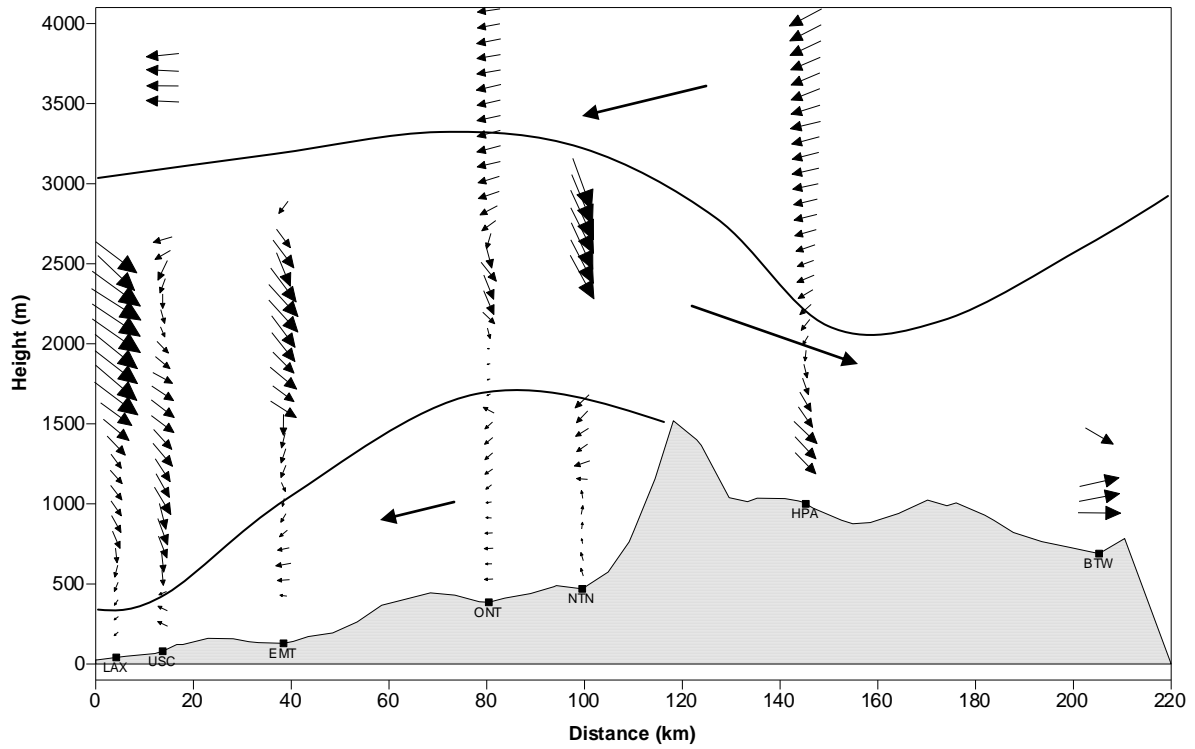
Σχ. (5.3.6β) Όπως το Σχ.( 5.3.6α) αλλά για τις 4/8 1800 UTC ( 4/8 1100 PDT)



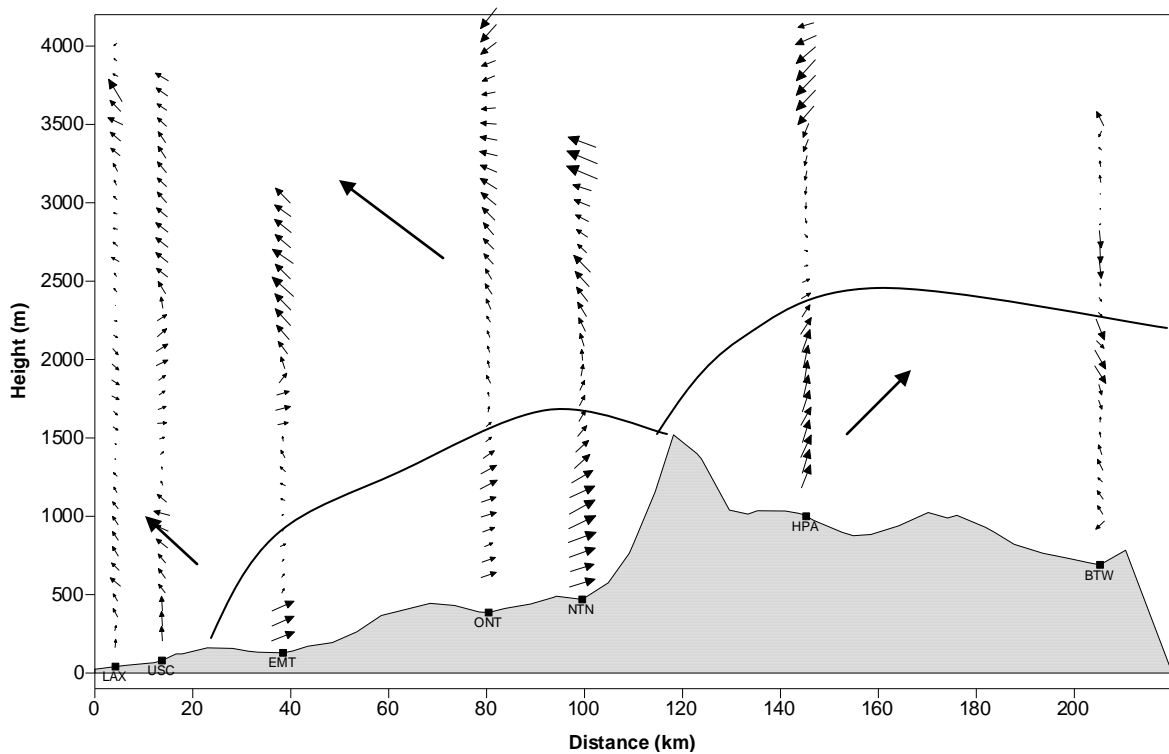
Σχ. (5.3.6γ) Όπως το Σχ.(5.3.6α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



Σχ. (5.3.6δ) Όπως το Σχ.( 5.3.6α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC ( 5/8 1500 PDT)



Σχ. (5.3.6ε) Όπως το Σχ. (5.3.6α) αλλά για τις 6/8 0600 UTC ( 5/8 2300 PDT)



Σχ. (5.3.6ζ) Όπως το Σχ. (5.3.6α) αλλά για τις 6/8 2200 UTC ( 6/8 1500 PDT)

#### 5.4. Ανακεφαλαίωση

Η ανάλυση των πειραματικών δεδομένων κατά την περίοδο 4-6 Αυγούστου 1997 δείχνει σταδιακή μεταβολή της διεύθυνσης του ανέμου στα ανώτερα επίπεδα από δυτικές προς ανατολικές διευθύνσεις και θέρμανση της ατμόσφαιρας στις 5/8. Οι νησιωτικοί και παραλιακοί σταθμοί που επηρεάζονται από την αντικυκλωνική κυκλοφορία παρουσιάζουν μια έντονη, ημερήσια και νυκτερινή ισχυρή αναστροφή ύψους που φτάνει σε ύψος 600-900m και είναι ισχυρότερη στις 5/8. Η παρουσία της θαλάσσιας αύρας είναι αισθητή από την παρουσία του ΘΟΣ στους παραλιακούς σταθμούς και την πτώση της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια λόγω της μεταφοράς ψυχρού αέρα.

Το ρεύμα θαλάσσιας αύρας σε συνδυασμό με τους αναβάτες ενισχύεται κατά τη διάρκεια της ημέρας, αρχικά στην επιφάνεια, και σταδιακά καθ' ύψος. Το απόγευμα της 5/8, το ρεύμα αυτό είναι ισχυρότερο και σταδιακά επισκιάζεται από τον άνεμο βαθμίδας κυρίως πάνω από την επιφάνεια. Τις μεσημβρινές ώρες, αφ' ενός λόγω του ανατολικού ρεύματος στα ανώτερα επίπεδα, και αφ' ετέρου λόγω των ισχυρότερων αναβατών στα ανατολικά των βουνών εξ' αιτίας της θέρμανσης, δημιουργούνται ζώνες σύγκλισης στο πέρασμα μεταξύ των ορεινών όγκων, όπου και παρατηρούνται οι μέγιστες τιμές όζοντος. Στις 6/8 οι άνεμοι σταδιακά στρέφονται προς νότιες διευθύνσεις και υπάρχουν ενδείξεις σχηματισμού στροβίλου Catalina, με αποτέλεσμα τη μεταφορά του όζοντος προς την περιοχή Santa Barbara.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6- Αποτελέσματα προσομοιώσεων με το μοντέλο MM5**

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται αποτελέσματα από τις 4 διαφορετικές προσομοιώσεις, και γίνεται σύγκριση με τα πειραματικά δεδομένα, όπως περιγράφονται στα Bornstein et al. (2001), Boucouvala and Bornstein (2000) και Boucouvala et al. (2003). Σύντομη περιγραφή των προσομοιώσεων που αναφέρθηκαν στο κεφάλαιο της Μεθοδολογίας, δίνεται παρακάτω:

### **6.1 Σύντομη περιγραφή προσομοιώσεων**

1) **RUN1**: Απλή προσομοίωση.

Όπως προαναφέρθηκε στο κεφάλαιο της μεθοδολογίας, το μεγάλης κλίμακας μοντέλο (NCEP-GDAS) χρησιμοποιείται μόνο για τις αρχικές και οριακές συνθήκες που ανανεώνονται κάθε 12 ώρες. Σε αυτή όπως και στις επόμενες προσομοιώσεις χρησιμοποιείται σχήμα προσαρμογής θαλασσίου οριακού στρώματος (Leidner et al., 2001). Να σημειωθεί ότι τα αποτελέσματα για την επιφάνεια δίνονται σε ύψος 23m AGL περίπου, ενώ οι μετρήσεις θερμοκρασίας και ανέμου είναι στα 2m και 7m αντίστοιχα.

2) **RUN2** : προσομοίωση με αφομοίωση αναλύσεων.

Γίνεται αφομοίωση αναλύσεων από το μεγάλης κλίμακας μοντέλο (NCEP-GDAS) κάθε 12 ώρες στα τρία εξωτερικά πλέγματα και (όπως προαναφέρθηκε) με αφομοίωση θερμοκρασίας και υγρασίας μόνο πάνω από τα 1500m. Με σκοπό τη βελτίωση των αποτελεσμάτων, στην προσομοίωση αυτή και σε αυτές που ακολουθούν γίνεται προσαρμογή τιμής της θερμοκρασίας βάθους στην εξίσωση ισοζυγίου ενέργειας στην επιφάνεια του εδάφους όπως περιγράφεται στο Κεφάλαιο 4. (Σχέσεις 4.5.1, 4.5.2).

3) **RUN3**: Προσομοίωση με συνδυασμό αφομοίωσης αναλύσεων και μετρήσεων- Four Dimensional Data Assimilation (FDDA).

Γίνεται συνδυασμός της αφομοίωσης αναλύσεων και παρατηρήσεων. Αφομοίωση αναλύσεων για τον άνεμο γίνεται εδώ μόνο στο πιο εξωτερικό πλέγμα και στα τρία εξωτερικά για τη θερμοκρασία. Αφομοίωση παρατηρήσεων γίνεται για όλες τις

διαθέσιμες μετρήσεις επιφάνειας και ύψους στο πιο εσωτερικό πλέγμα. Να σημειωθεί όμως ότι δεν χρησιμοποιούνται οι μετρήσεις θερμοκρασίας πάνω από το οριακό στρώμα. Γίνεται επίσης προσαρμογή της κατηγορίας χρήσης γης στο πλέγμα σύμφωνα με τα πρόσφατα χαρτογραφικά δεδομένα, και προσαρμογή του μήκους τραχύτητας  $z_0$ , όπως περιγράφεται στο Κεφάλαιο 4, (Πίνακας 4.5.1).

- 4) **RUN4**: Όπως το RUN3, με την προσθήκη 2 ακόμη οριζόντιων επιπέδων, με σκοπό τον υπολογισμό του ανέμου και θερμοκρασίας στα 7m.

Να σημειωθεί ότι μόνο στις μετρήσεις επιφάνειας υπάρχει διαφορά μεταξύ του RUN3 και RUN4, ενώ για τις κατακόρυφες κατατομές και τις τιμές καθ' ύψος, δεν υπάρχουν αξιόλογες διαφορές μεταξύ των δύο προσομοιώσεων, και κατά συνέπεια, αναφέρονται μόνο αποτελέσματα του RUN4. Έγινε επίσης δοκιμή προσομοίωσης με αρχικές συνθήκες από το μοντέλο NCEP-NCAR χωρίς όμως αξιόλογη διαφορά στα αποτελέσματα.

Το μεγαλύτερο μέρος των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων δίνονται στο Παράρτημα I. Στη συνέχεια του κεφαλαίου αυτού τα σχήματα που έχουν αρίθμηση που αρχίζει από I αναφέρονται στο Παράρτημα I, ενώ κάποια επιλεγμένα σχήματα που περιλαμβάνονται στο κεφάλαιο αυτό έχουν την αρίθμηση της αντίστοιχης παραγράφου.

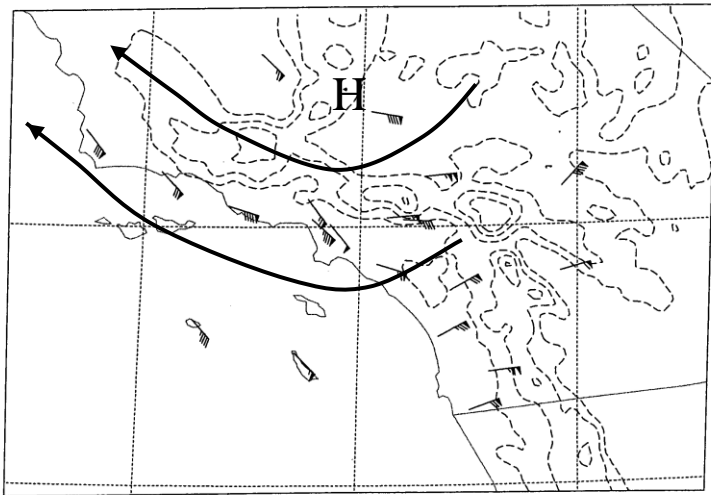
## **6.2 Άνεμοι στα 3800m**

Στο κεφάλαιο αυτό συγκρίνονται οι προσομοιώσεις όσον αφορά τη θέση του τοπικού ridge και τη μεταβολή του πεδίου ανέμου στα 650mb. Κατά τη διάρκεια της περιόδου 4/8-6/8 οι παρατηρήσεις (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.1.1 α-δ) έδειξαν σταδιακή στροφή του ρεύματος από δυτικές προς ανατολικές διευθύνσεις. Στο RUN1, (Παράρτημα I, Σχ. I.1.1α-δ) αυτό δεν αναπαράγεται ικανοποιητικά μια τις πρωινές ώρες της 4/8, επικρατεί νότιο ρεύμα πάνω από τη θαλάσσια περιοχή και ανατολικό πάνω από το ΛΑ, ενώ οι άνεμοι είναι παντού ανατολικοί σε όλη τη διάρκεια της υπόλοιπης περιόδου μέχρι τις 6/8. Επιπλέον, δεν διακρίνεται το τοπικό ridge. Στο RUN2 (Παράρτημα I, Σχ. I.1.2α-δ) αντίθετα, υπολογίζεται δυτικό ρεύμα το πρωί της 4/8 (4/8 1800 UTC, 4/8 1100 PDT) το οποίο σταδιακά στρέφεται σε ανατολικό. Η παρουσία του τοπικού ridge, διακρίνεται

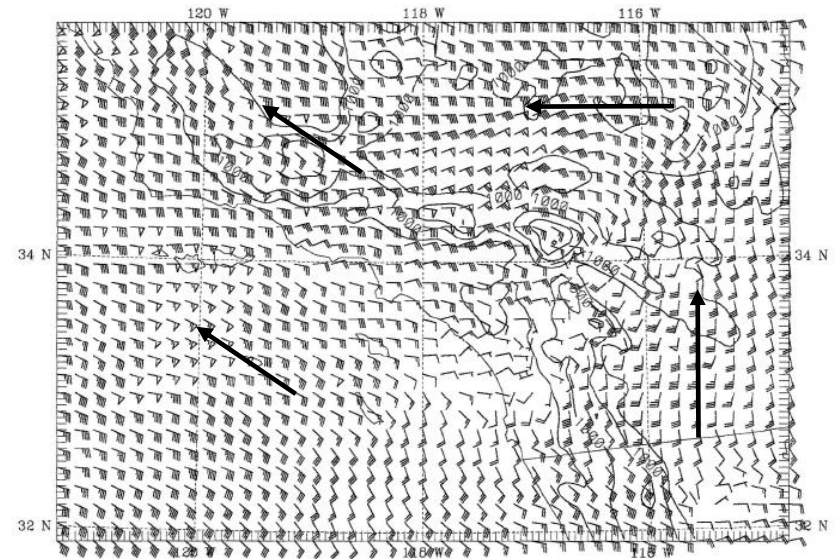


τώρα στις 5/8 0600UTC (4/8 2300 PDT) και 6/8 1200UTC (5/8 0500 PDT), εντοπίζοντάς το καλύτερα από το RUN1. Η μεταβολή συνεπώς των συνοπτικών συνθηκών που υπεισέρχονται μέσω της αφομοίωσης αναλύσεων επέδρασε θετικά στην αλλαγή διεύθυνσης και τη διαμόρφωση πιο τοπικών χαρακτηριστικών .

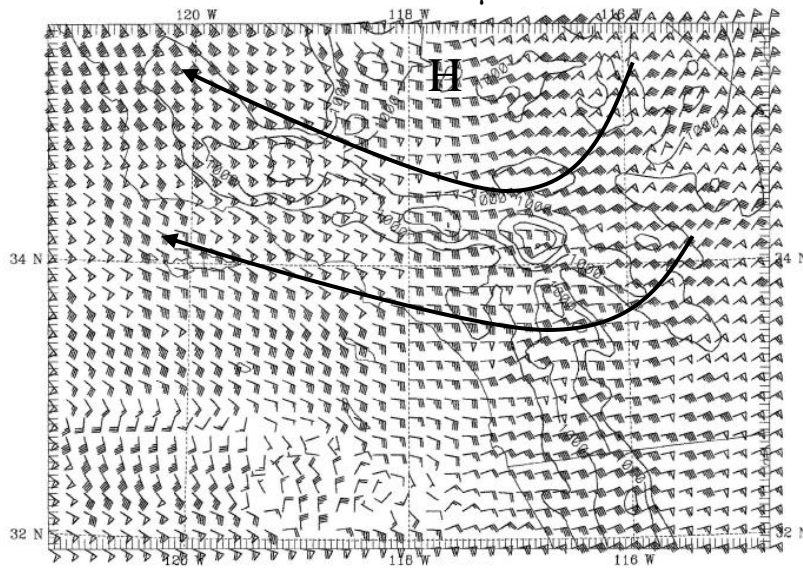
Στο RUN4, (Παράρτημα I, Σχ. I.1.3α-δ), η αφομοίωση των μετρήσεων βελτιώνει ακόμη την εικόνα της κατανομής του ανέμου μια και εκτός από τη μεταβολή της διεύθυνσης, διακρίνονται και οι λεπτομέρειες στην εικόνα και διαμόρφωση του τοπικού ridge, που εντοπίζεται αρχικά στη θαλάσσια περιοχή, 5/8 0600UTC (4/8 2300 PDT), και κατόπιν πάνω από την ορεινή περιοχή της Santa Monica, με κίνηση προς στο εσωτερικό, σε συνέπεια με την αντίστοιχη εικόνα των παρατηρούμενων τιμών. Στο (Σχ.6.1.1α-δ) φαίνεται η διαφορά των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων σε σχέση με τις μετρήσεις για τις 6/8 1200UTC (6/8 0500 PDT).



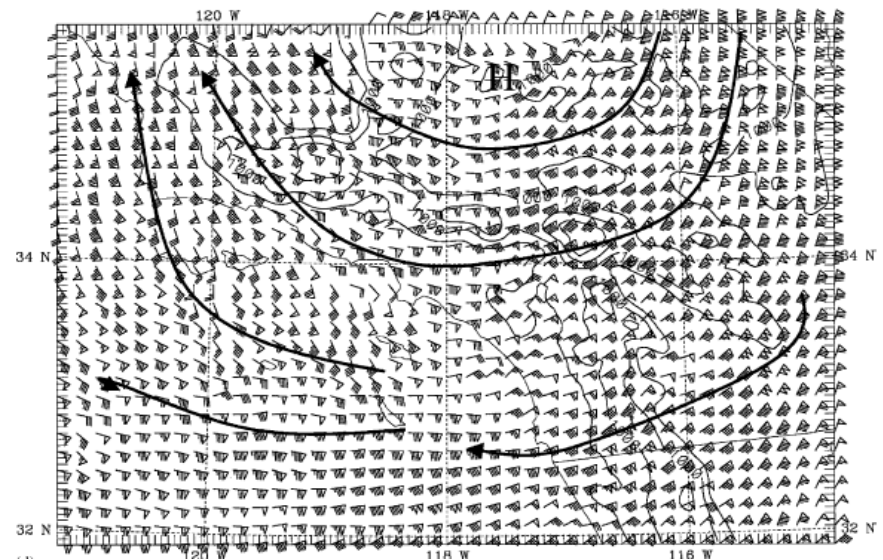
Σχ.(6.1.1α) Πεδίο ανέμου παρατηρήσεων στα 3800m για τις 6/8 1200 UTC (6/8 0500 PDT). Τα βέλη δίνουν τη γενική ροή του πεδίου ανέμου



Σχ.(6.1.1β) Όπως το Σχ.( 6.1.1α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές ανέμου από το RUN1



Σχ.(6.1.1γ) Όπως το Σχ.( 6.1.1α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές ανέμου από το RUN2



Σχ.(6.1.1δ) Όπως το Σχ.( 6.1.1α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές ανέμου από το RUN4

### **6.3 Επιφανειακή κατανομή θερμοκρασίας και ανέμου.**

#### **6.3.1 Θερμοκρασίες επιφάνειας**

Παρακάτω περιγράφεται η εξέλιξη της επιφανειακής κατανομής θερμοκρασίας κυρίως με την προσομοίωση RUN4 που περιλαμβάνει αφομοίωση αναλύσεων και μετρήσεων με υπολογισμό των τιμών στα 7m, και αναφέρονται οι κυριότερες διαφορές από τα υπόλοιπα RUNs. Να σημειωθεί ότι στο κεφάλαιο αυτό για λόγους σύγκρισης στα Σχ. 6.3.1 και 6.3.2 παρουσιάζονται οι μετρήσεις και οι υπολογιζόμενες τιμές θερμοκρασίας από τις προσομοιώσεις RUN1, RUN2 και RUN4 για τις μεσημβρινές ώρες της 4 και 5/8 ενώ τα αποτελέσματα του RUN3 δίνονται μόνο στο Παράρτημα I.

Κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4/8 (πριν από τη γενική θέρμανση) στις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT) όλες οι προσομοιώσεις, (Παράρτημα I, Σχ. I.2.1α, Σχ. I.2.2α Σχ. I.2.3α και Σχ. I.2.4α) υπολογίζουν (σε συνέπεια με τις παρατηρήσεις) (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.1α) την αύξηση της θερμοκρασίας από την ακτή προς το εσωτερικό, το μέγιστο στην ανατολική ερημική κοιλάδα κοντά στα σύνορα με το Μεξικό και το δευτερογενές μέγιστο στο εσωτερικό υψίπεδο ανατολικά των ορέων San Gabriel. Οι ελάχιστες τιμές υπολογίζονται στις κορυφές των ορεινών όγκων. Οι τιμές του RUN4 (Σχ. I.2.4α) δεν διαφέρουν αισθητά από τις παρατηρούμενες τιμές και είναι 18°C στη ακτή, 22-23°C στα εσωτερικά παράλια, 30-31°C στην ερημική περιοχή και 18 °C στις κορυφές των βουνών. Η θερμοκρασία πάνω από τη θάλασσα του Ειρηνικού (όπου δεν υπάρχουν μετρήσεις) υπολογίζεται κατά μέσο όρο 16- 17°C και δεν είναι αισθητά μεγαλύτερη από αυτή στην ακτογραμμή. Να σημειωθεί ότι το RUN1, την ίδια ώρα δίνει κατά 2K μεγαλύτερες θερμοκρασίες σε όλη την ξηρά, κυρίως όμως στις ανατολικές περιοχές.

Τις μεσημβρινές ώρες, 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT) όλα τα RUNs (Παράρτημα I, Σχ. I.2.1β, Σχ. I.2.2β Σχ. I.2.3β Σχ. I.2.4β) αναπαράγουν την αύξηση της ημερήσιας θερμοκρασίας ξηράς σε σχέση με τη νυκτερινή περίοδο που δείχνουν οι παρατηρήσεις (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.2.1β και Σχ.6.3.1α για το RUN4) ενώ η θερμοκρασία πάνω από τη θάλασσα παραμένει σχεδόν αμετάβλητη με αποτέλεσμα την ισχυρή θερμοβαθμίδα στην ακτή. Στην ερημική περιοχή οι θερμοκρασίες φτάνουν σε υψηλά επίπεδα ξεπερνώντας

τους 40 °C ενώ οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται και πάλι στις ορεινές περιοχές. Στο RUN4 (Παράρτημα I, Σχ. I.2.4β και Σχ. 6.3.1δ) οι τιμές που υπολογίζονται είναι 29°C στην ακτή, 35-36°C στα εσωτερικά παράλια, 41°C στην ερημική περιοχή και 24-25 °C στις κορυφές των βουνών.

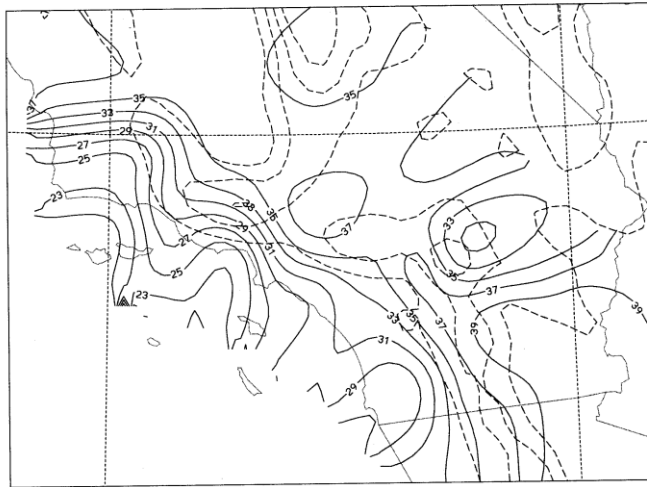
Την επόμενη νύχτα, 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT) οι παρατηρούμενες τιμές θερμοκρασίας είναι κατά 1-2K μεγαλύτερες από την προηγούμενη, λόγω της επερχόμενης θέρμανσης. (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.1γ). Οι υπολογιζόμενες τιμές από το RUN4 είναι κατά 2-3K μεγαλύτερες, (Παράρτημα I, Σχ. I.2.4γ). Να σημειωθεί ότι στο RUN1 (Παράρτημα I, Σχ. I.2.1γ) οι θερμοκρασίες έχουν επίσης αυξηθεί αλλά φαίνεται ότι είναι μεγαλύτερες από τις μετρούμενες κατά 2K.

Το επόμενο μεσημέρι στις (5/8 2200 UTC, 5/8 1500 PDT) (μια ώρα πριν από το μέγιστο των συγκεντρώσεων όζοντος) το RUN4 (Παράρτημα I, Σχ. I.2.4θ και Σχ. 6.3.2δ) υπολογίζει τη θέρμανση σε σχέση με την προηγούμενη μέρα, κυρίως στη δυτική πλευρά των ορεινών όγκων. Οι τιμές είναι τώρα 27-28 °C στη ακτή, 40-41 °C στα εσωτερικά παράλια, 41-42 °C στην ερημική περιοχή και 24-25 °C στις ορεινές περιοχές. Οι θερμοκρασίες είναι κατά 2-3 K μεγαλύτερες από την προηγούμενη μέρα, και είναι σε καλή συμφωνία με τις παρατηρούμενες (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.2.1δ και Σχ. 6.3.2α) οι οποίες δίνουν 33 °C, 39 °C, 43 °C αντίστοιχα ενώ στις ορεινές περιοχές δεν μπορεί να γίνει καλή σύγκριση λόγω έλλειψης επαρκών μετρήσεων. Να σημειωθεί ότι το RUN1 δεν δίνει τη θέρμανση αυτή σε σχέση με την προηγούμενη μέρα.

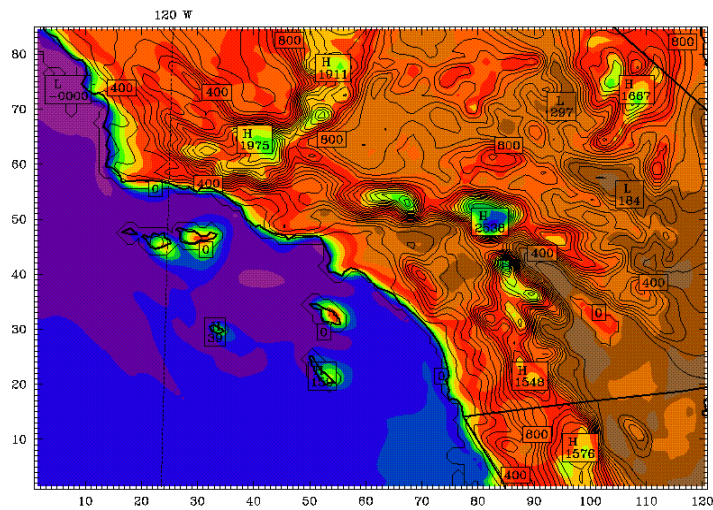
Τις μεσημβρινές ώρες της 6/8 2200 UTC ( 6/8 1500 PDT) (Παράρτημα I, Σχ. I.2.4ζ), το RUN4 υπολογίζει την ελάττωση της θερμοκρασίας με τιμές στα επίπεδα της 4/8, ενώ αντίθετα οι τιμές του RUN1 (Παράρτημα I, Σχ. I.2.1ζ) δεν παρουσιάζουν αξιόλογη μεταβολή σε σχέση με την αντίστοιχη ώρα των προηγούμενων ημερών.

Με βάση τα παραπάνω, οι κυριότερες διαφορές μεταξύ των προσομοιώσεων είναι :

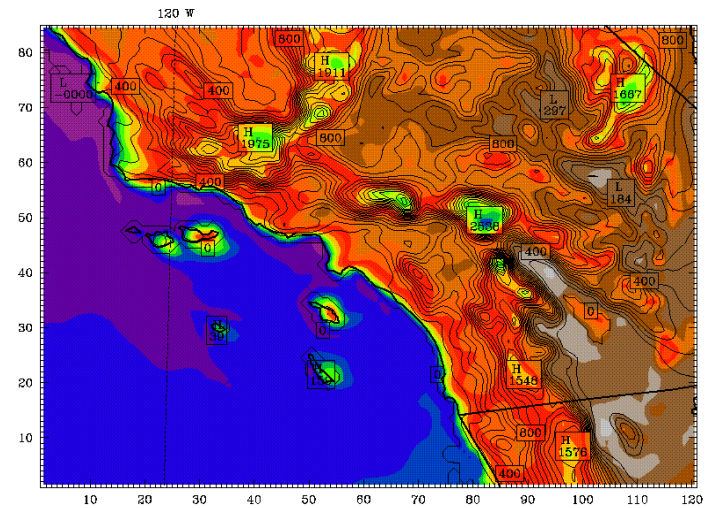
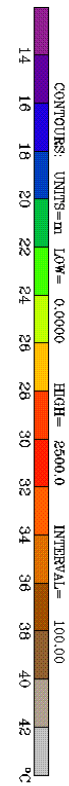
- Το RUN1 δεν υπολογίζει ικανοποιητικά την παρατηρούμενη διακύμανση της θερμοκρασίας λόγω της γενικής θέρμανσης κατά τη διάρκεια της περιόδου 4 με 6/8. Η αύξηση αυτή υπολογίζεται στις υπόλοιπες προσομοιώσεις και αυτό αποδεικνύει ότι κατ' αρχή η αφομοίωση αναλύσεων και κατόπι αυτή των παρατηρήσεων είχε θετική επίδραση στην πρόγνωση της θερμοκρασίας.
- Αξίζει να σημειωθεί το RUN4, στο οποίο οι τιμές υπολογίζονται στα 7m, οι θερμοκρασίες εμφανίζουν μικρές διαφορές σε σχέση με το RUN3, και συγκεκριμένα τη νύχτα μικρότερες τιμές κοντά στην ακτή (κατά 2-3K), και αντίστοιχα μεγαλύτερες την ημέρα, αποτέλεσμα του πλησιέστερου προς το έδαφος επιπέδου υπολογισμού σε συνδυασμό και με την περιορισμένη ανάμιξη.



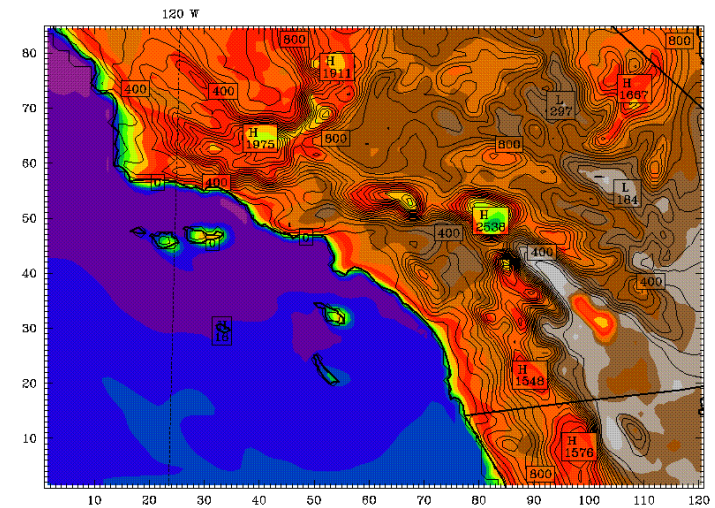
Σχ. (6.3.1α). Επιφανειακή κατανομή (2m) θερμοκρασίας για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT). Με διακεκομμένη γραμμή δίνεται η τοπογραφία ανά 1000m.



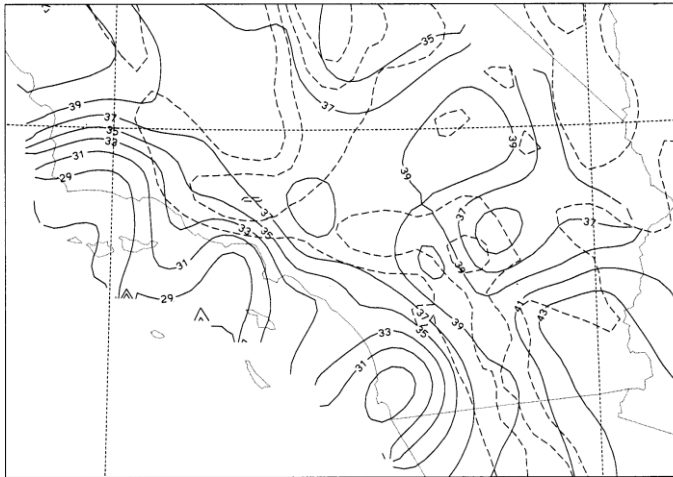
Σχ. (6.3.1γ). Όπως το Σχ. (6.3.1α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN2



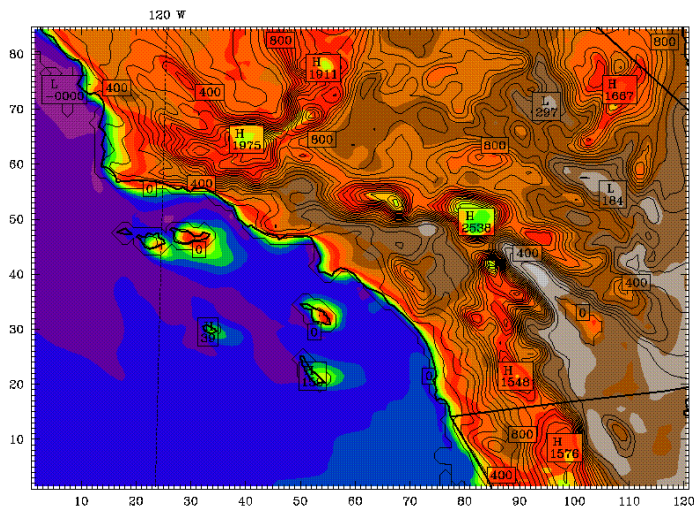
Σχ. (6.3.1β). Όπως το Σχ. (6.3.1α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN1



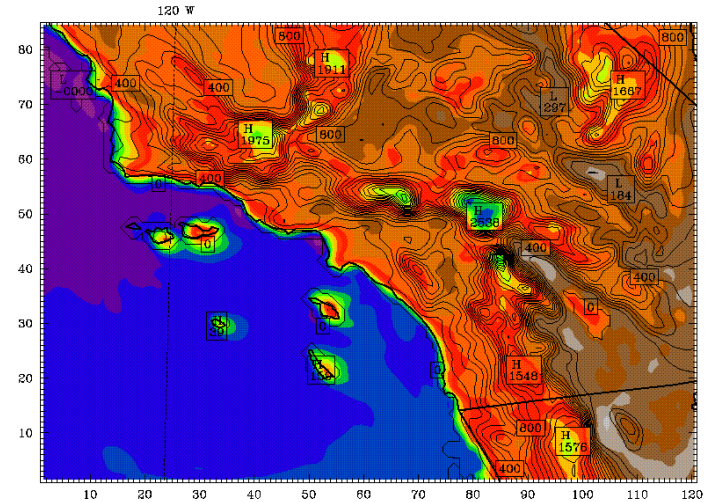
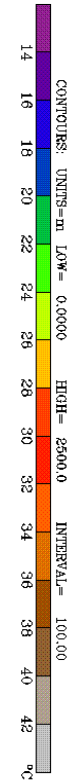
Σχ. (6.3.1δ). Όπως το Σχ. (6.3.1α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 7m) από το RUN4



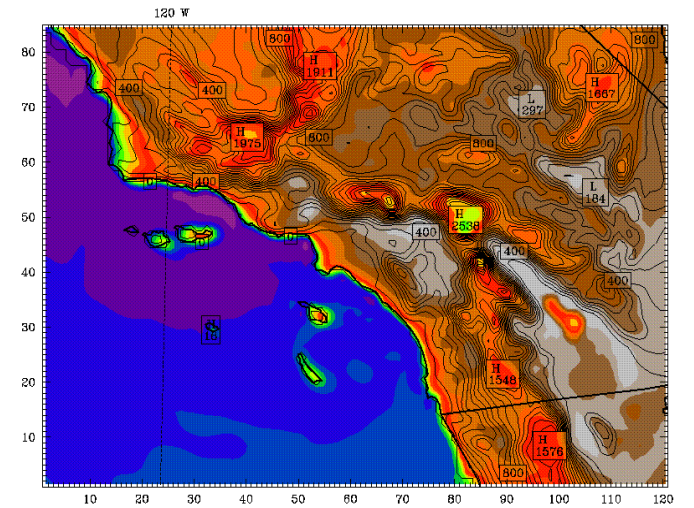
Σχ. (6.3.2α). Όπως το Σχ. (6.3.1α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT).



Σχ. (6.3.2γ). Όπως το Σχ. (6.3.2α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN2



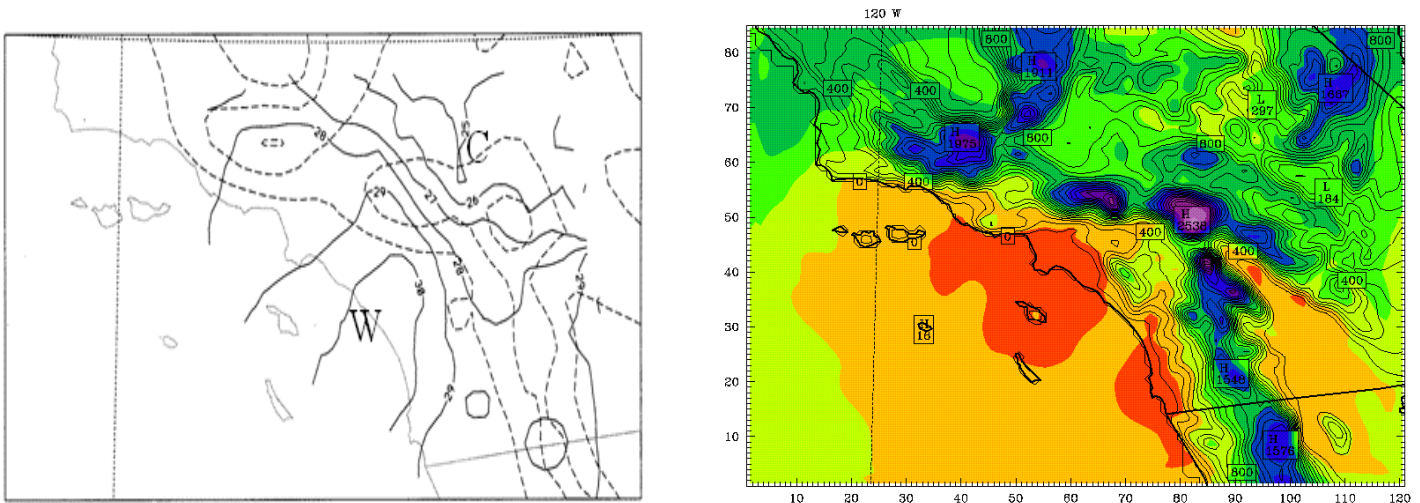
Σχ. (6.3.2β). Όπως το Σχ. (6.3.2α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN1



Σχ. (6.3.2γ). Όπως το Σχ. (6.3.2α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 7m) από το RUN4

### 6.3.2 Κατανομή θερμοκρασίας στα 800m AGL

Με βάση τους υπολογισμούς από το RUN4, η κατανομή θερμοκρασίας στα 800m, τη νύχτα της 4/8, και συγκεκριμένα στις (4/8 1200 UTC, 4/8 0500 PDT) Σχ. (6.3.3), η οριζόντια θερμοβαθμίδα είναι αντεστραμμένη σε σχέση με την επιφάνεια με θερμότερη ακτή (30°C), ψυχρότερη εσωτερική παραλιακή περιοχή (27°C), ψυχρές ορεινές περιοχές (12°C) και σχετικά ψυχρή ερημική περιοχή (27°C). Οι πραγματικές τιμές στην ακτή και παράλια για την αντίστοιχη ώρα είναι σε καλή συμφωνία με τα παραπάνω αποτελέσματα, ενώ δεν υπάρχουν μετρήσεις για επαλήθευση στις ορεινές και στην ερημική περιοχή. Η αντεστραμμένη θερμοβαθμίδα είναι αποτέλεσμα της θερμοκρασιακής αναστροφής, που αυξάνει τη θερμοκρασία καθ' ύψος κυρίως στις παραλιακές που είναι ισχυρότερη, και λιγότερο στις εσωτερικές περιοχές.



Σχ. ( 6.3.3). Σύγκριση θερμοκρασιακής κατανομής στα 800m στις 4/8 1200 UTC (4/8 0500) με τις μετρήσεις (αριστερά) και με το RUN4 (δεξιά)

Τις μεσημβρινές ώρες, 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT) (Παράρτημα I, Σχ. I.2.5β), η θερμοβαθμίδα εξακολουθεί να είναι αντεστραμμένη και οι θερμοκρασίες έχουν αυξηθεί σε σχέση με τη νύχτα, ενώ φαίνεται περιοχή λίγο ψυχρότερου αέρα στην κεντρική περιοχή της ακτής, όπως και στις αντίστοιχες πραγματικές τιμές (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.2ζ). Την επόμενη νύχτα 5/8 1200 UTC( 5/8 0500 PDT), (Παράρτημα I, Σχ.I.2.5γ) η αντεστραμμένη θερμοβαθμίδα στην ακτή είναι ασθενέστερη, λόγω της θέρμανσης στα

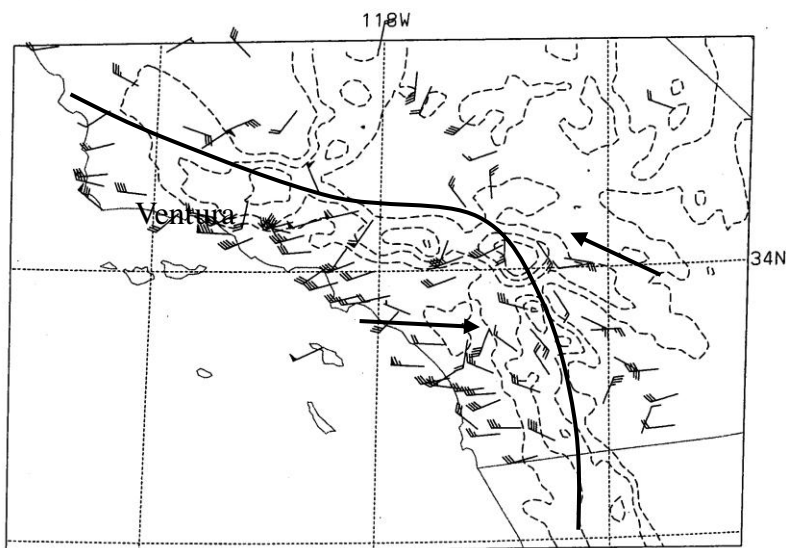


ανώτερα επίπεδα ενώ η θερμοκρασία στην ακτή είναι τώρα 30 °C. Το επόμενο μεσημέρι, 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT) (Παράρτημα I, Σχ. I.2.5δ), οι θερμοκρασίες στο εσωτερικό δεν έχουν αλλάξει σημαντικά, η ακτή όμως έχει θερμανθεί κατά 3 K, σε σχέση με την προηγούμενη μέρα. Αυτό σχετίζεται με την προς τα ανατολικά κίνηση του τοπικού ridge το οποίο όπως προαναφέρθηκε, την ώρα αυτή βρίσκεται πάνω από την ακτή και τη θερμαίνει λόγω καθοδικών κινήσεων.

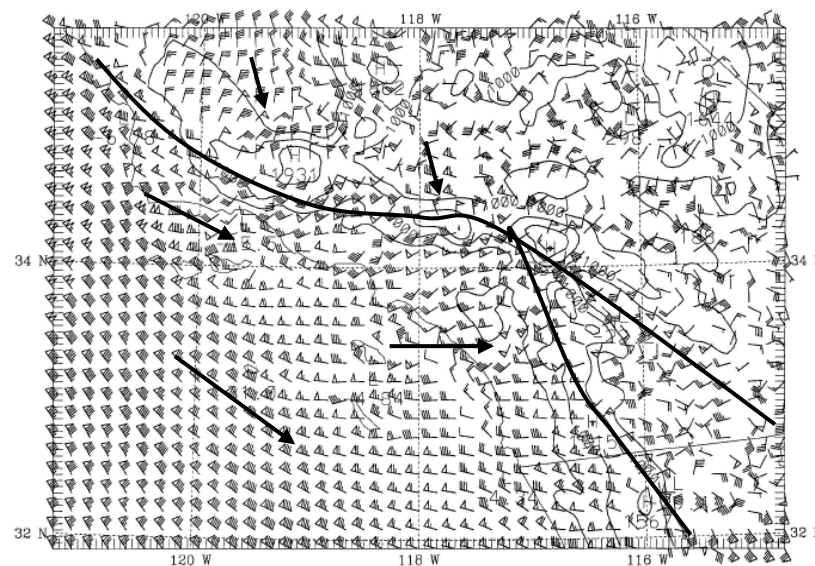
### **6.3.3 Άνεμοι στην επιφάνεια**

Οι προσομοιώσεις δίνουν τη γενική εικόνα των παρατηρήσεων και υπολογίζουν σχετικά ισχυρό (10-15m/sec) βορειοδυτικό ρεύμα στον ωκεανό, αποτέλεσμα της συνοπτικής βαροβαθμίδας (υψηλές πιέσεις στον ωκεανό, και χαμηλές στην ξηρά). (Παράρτημα I, Σχ. I.3.1-4) Το ρεύμα αυτό δεν φαίνεται στις πραγματικές τιμές (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.4 α-κ) λόγω έλλειψης στοιχείων στη θάλασσα. Παρακάτω περιγράφεται η εξέλιξη του πεδίου ανέμου με την προσομοίωση RUN4 και αναφέρονται οι κυριότερες διαφορές από τα υπόλοιπα RUNs. Να σημειωθεί ότι για λόγους σύγκρισης στα (Σχ. 6.3.4) και (Σχ. 6.3.5) παρουσιάζονται οι παρατηρούμενες και υπολογιζόμενες τιμές ανέμου από τις προσομοιώσεις RUN1, RUN2 και RUN4 για τις μεσημβρινές ώρες της 4 και 5/8 αντίστοιχα.

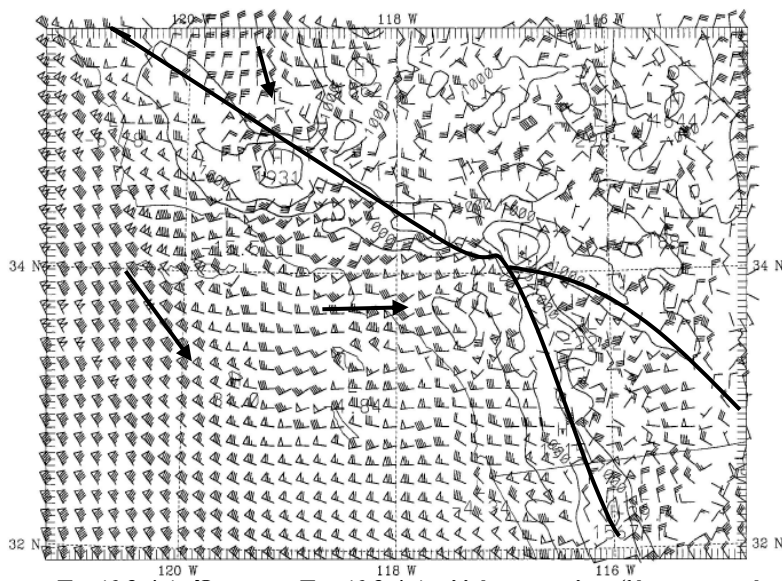
Κατά τη νυκτερινή περίοδο 4/8 1200UTC (4/8 0500 PDT) οι παρατηρήσεις δίνουν ασθενείς ανέμους στην παραλιακή περιοχή του ΛΑ, καταβάτες άνεμοι ήδη εμφανίζονται στις ορεινές περιοχές, ενώ δεν υπάρχουν ενδείξεις απόγειας αύρας. (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.2.4α).



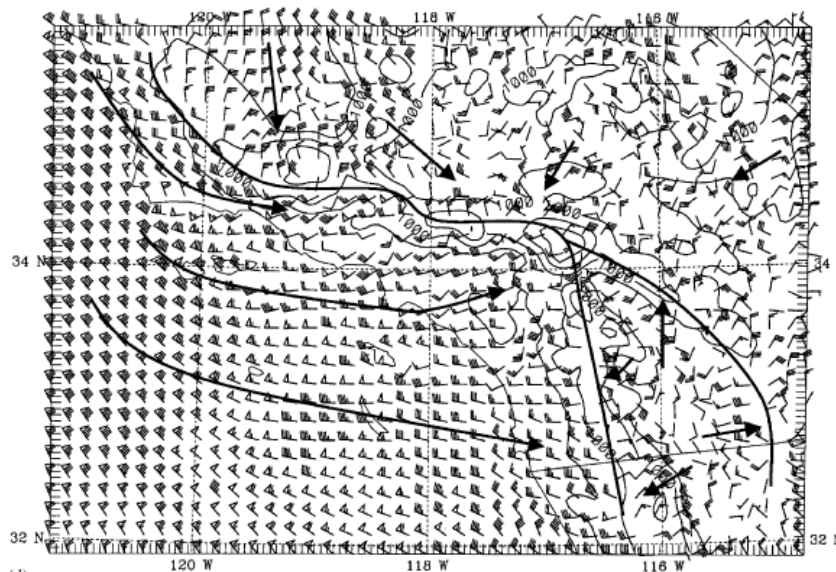
Σχ.(6.3.4α). Επιφανειακή κατανομή παρατηρούμενων τιμών ανέμου (7m) για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT). Τα βέλη δίνουν τη γενική ροή του πεδίου ανέμου



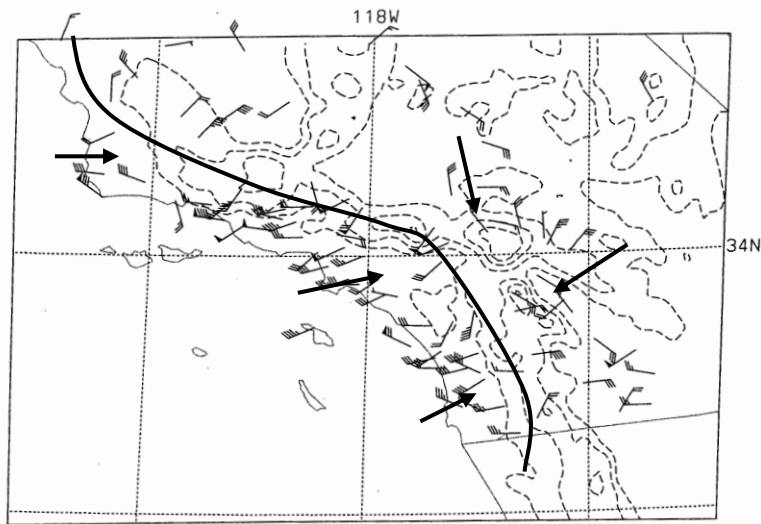
Σχ.(6.3.4β). Όπως το Σχ. (6.3.4α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN1



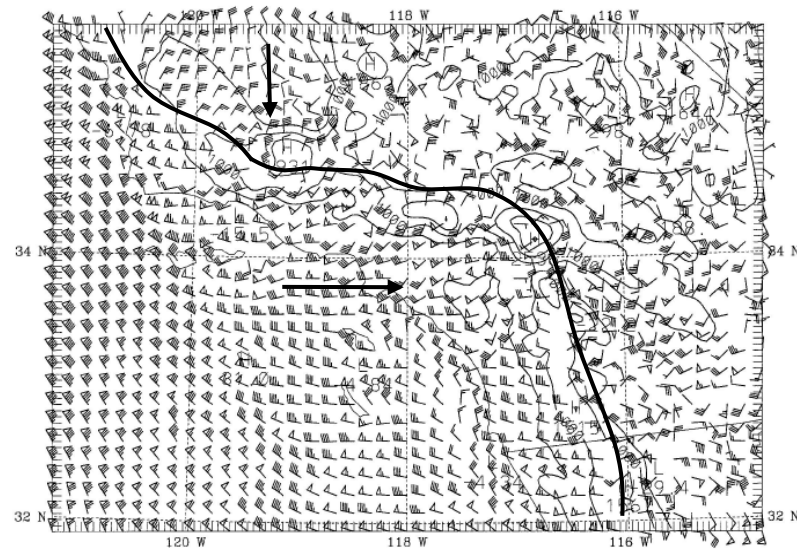
Σχ.(6.3.4γ). Όπως το Σχ. (6.3.4α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN2



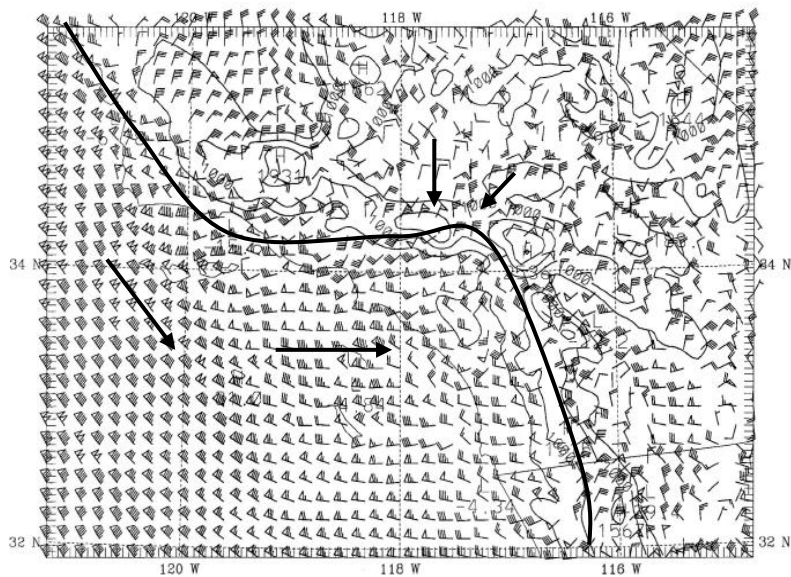
Σχ.(6.3.4δ). Όπως το Σχ. (6.3.4α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 7m) από το RUN4



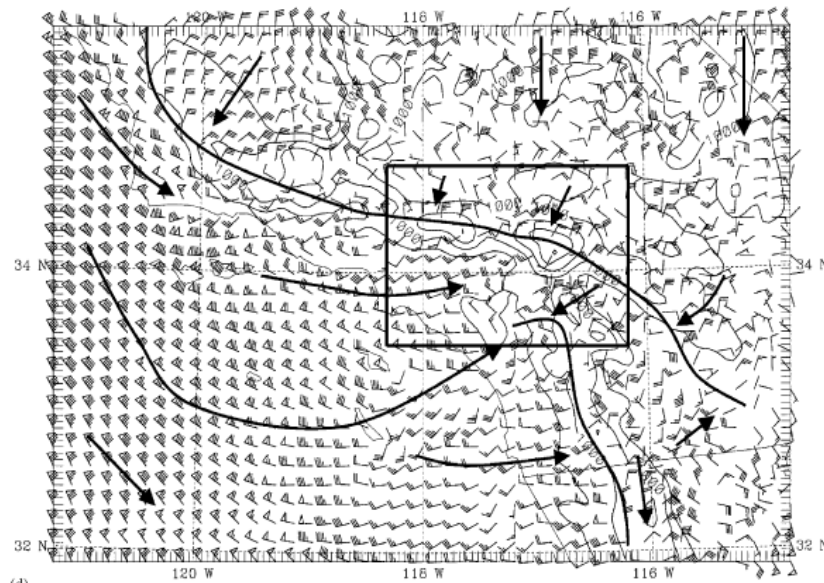
Σχ. (6.3.5α) Κατανομή παρατηρούμενων τιμών ανέμου στην επιφάνεια (7m) για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT). Τα βέλη δίνουν τη γενική ροή του πεδίου ανέμου



Σχ. (6.3.5β). Όπως το Σχ. (6.3.5α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN1



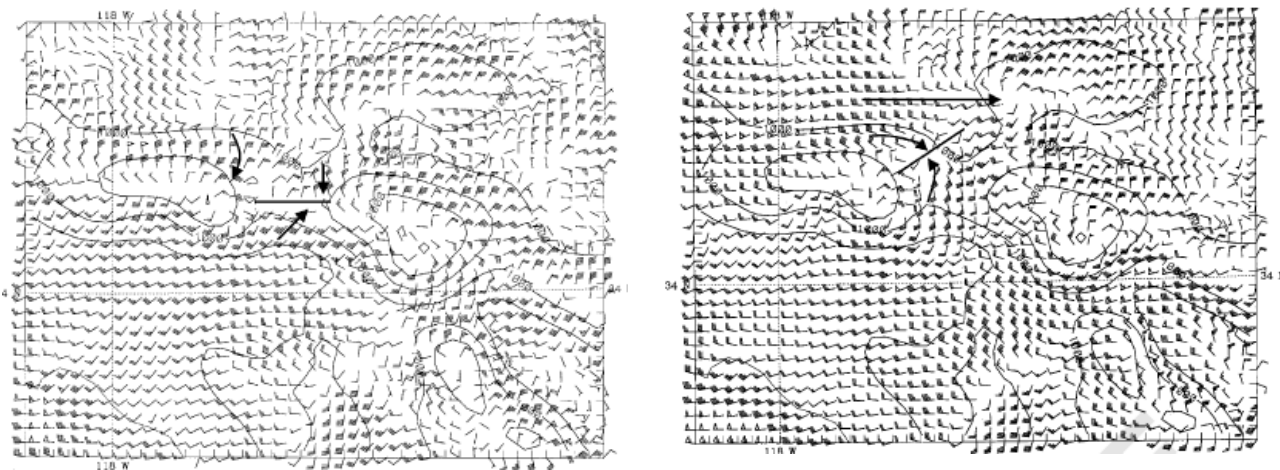
Σχ. (6.3.5γ). Όπως το Σχ. (6.2.1) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 23m) από το RUN2



Σχ. (6.3.5δ). Όπως το Σχ. (6.3.5α) αλλά με υπολογιζόμενες τιμές (στα 7m) από το RUN4. Στο τετράγωνο περικλείεται η ζώνη σύγκλισης.

Η γενική εικόνα του πεδίου ανέμου υπολογίζεται ικανοποιητικά από το RUN4, οι καταβάτες όμως υπολογίζονται ισχυρότεροι από τις μετρήσεις (4m/s έναντι 2.5 m/s). (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4α). Στις 4/8 1500UTC, (4/8 0800PDT), (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4β), εντοπίζεται η παράκτια περιοχή σχετικής άπνοιας, ενώ οι καταβάτες έχουν εξασθενήσει, και αυτή είναι η περίοδος μετάβασης από τους καταβάτες σε αναβάτες ανέμους. Οι μετρήσεις την ώρα αυτή (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.4β) δείχνουν γενικά μεγαλύτερη περιοχή σχετικής άπνοιας, αλλά την ίδια περίπου εικόνα όσον αφορά τους ανέμους στις ορεινές περιοχές.

Τρεις ώρες αργότερα, στις 4/8 1800UTC (4/8 1100PDT), (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4γ), το ρεύμα θαλάσσιας αύρας αρχίζει να διακρίνεται, με την ίδια διεύθυνση του γενικού δυτικού ρεύματος βαθμίδας. Οι αναβάτες άνεμοι που σχηματίζονται στις προσήνεμες πλαγιές των βουνών έχουν επίσης την ίδια διεύθυνση, ενώ στις υπήνεμες το ρεύμα είναι αντίθετο (ανατολικό). Στις 4/8 2200, (4/8 1500 PDT), (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4 δ και Σχ. 6.3.4δ) το υπήνεμο ρεύμα αναβατών ενισχύεται στο πέρασμα Cajon, συγκλίνει με το ρεύμα που κατευθύνεται προς το εσωτερικό, ενώ οι προσήνεμοι αναβάτες και η θαλάσσια αύρα έχουν ενοποιηθεί. Λεπτομέρειες για την εξέλιξη του πεδίου ανέμου στις 4/8 2100, (4/8 1400 PDT) και 5/8 0100 UTC (4/8 1800 PDT) φαίνονται στα Σχ. (6.3.6 α,β) όπου η ασθενής ζώνη σύγκλισης που δημιουργείται τις μεσημβρινές ώρες δεν υφίσταται πλέον μετά από 4 ώρες.



Σχ. ( 6.3.6 α,β) Λεπτομέρεια στο πεδίο ανέμου που περικλείεται στο τετράγωνο του Σχ. (6.3.5δ) στις (α) 4/8 2100 UTC (4/8 1400 PDT) και (β) 5/8 0100 UTC (4/8 1800 PDT) όπου φαίνεται η ασθενής ζώνη σύγκλισης στο πέρασμα Cajon και η μετέπειτα καταστροφή της.

Στις 5/8 0400 UTC, ( 4/8 2100 PDT), (δεν παρουσιάζεται) η αύρα έχει υποχωρήσει, και δύο ώρες αργότερα, το πεδίο ανέμου στην ακτή είναι χαοτικό ενώ στα ορεινά εμφανίζονται και πάλι καταβάτες.

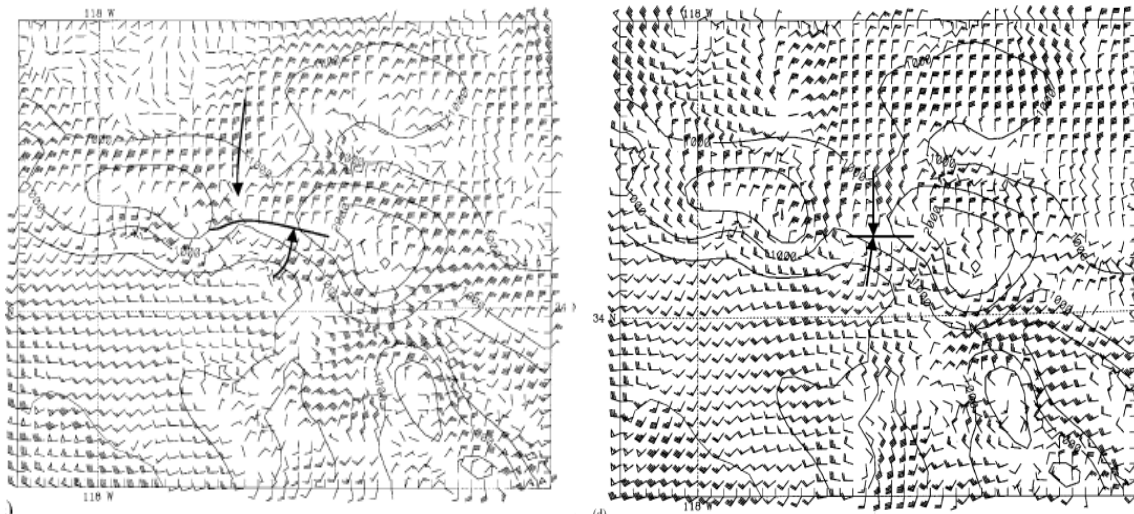
Στις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT) (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4ε), το RUN4 υπολογίζει παρόμοιο με την προηγούμενη νύκτα πεδίο ανέμου, όμως το ρεύμα κατά μήκος του νότιου ΛΑ έχει τώρα στραφεί από δυτικό σε βόρειο. Επιπλέον, το ανατολικό ρεύμα στο βορειοανατολικό τμήμα του ΛΑ είναι πιο οργανωμένο. Η αλλαγή αυτή, που σχετίζεται με την προς τα ανατολικά στροφή του ανέμου στα ανώτερα επίπεδα, δεν φαίνεται στη μία και μοναδική μέτρηση στην περιοχή αυτή στον επιφανειακό σταθμό OPAL (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.2.4ζ).

Τρεις ώρες αργότερα, (0800 PDT) (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4ζ), το RUN4 δεν έχει ακόμα εμφανίσει θαλάσσια αύρα ή δυτικούς αναβάτες στην προσήνεμη πλευρά των ορεινών όγκων. Όμως, έχει ήδη οργανωθεί ανατολικό ρεύμα στην υπήνεμη πλευρά τους, κυρίως λόγω της θέρμανσης αλλά και λόγω της επίδρασης του ανατολικού ρεύματος που οφείλεται στη θέση του ridge στα ανώτερα επίπεδα και έχει επίδραση στις περιοχές με μεγαλύτερο υψόμετρο. Οι μετρήσεις την ώρα αυτή (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.2.4η) παρουσιάζουν ενδείξεις ασθενούς θαλάσσιας αύρας αλλά όχι ακόμη δυτικών αναβατών ανέμων. Τρεις ώρες αργότερα 5/8 1800UTC, (5/8 1100 PDT), (Παράρτημα I, Σχ. I.3.4 η) τα ρεύματα θαλάσσιας αύρας και καταβατών είναι ακόμη διακριτά μεταξύ τους. Λόγω όμως της επίδρασης του ανατολικού ρεύματος στα ανώτερα επίπεδα η θαλάσσια αύρα είναι πιο περιορισμένη σε έκταση από ότι την προηγούμενη μέρα. Οι πραγματικές τιμές συμφωνούν με τα παραπάνω χωρίς όμως να μπορούν να ξεχωρίσουν τις περιοχές άπνοιας μεταξύ των ρευμάτων λόγω έλλειψης μετρήσεων.

Στις 5/8 2200UTC (5/8 1500 PDT) (ώρα της μέγιστης συγκέντρωσης όζοντος), η ζώνη σύγκλισης φαίνεται αρκετά καλά στα RUN2 και RUN4. (Σχ. 6.3.5 γ, δ).

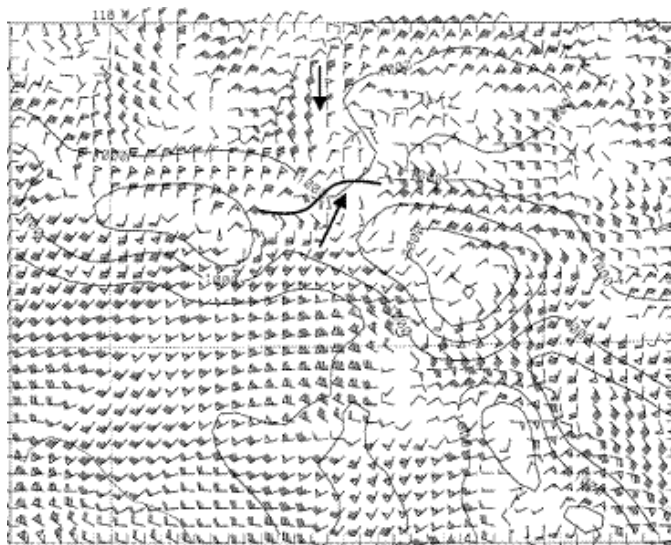
Η εξέλιξή της με το χρόνο σε σχέση με την προηγούμενη μέρα είναι σημαντική και εξετάζεται σε μεγαλύτερη λεπτομέρεια στο RUN4 (Σχ.6.3.7α,β). Εδώ φαίνεται καλύτερα η διαφορά από τις αντίστοιχες ώρες της 4/8. Εδώ η σύγκλιση εξακολουθεί και μέχρι τις 6/8 0100 UTC (5/8 1800 PDT), σε αντίθεση με την προηγούμενη μέρα, ενώ το ρεύμα

των αναβατών σε συνδυασμό με το ανατολικό ρεύμα είναι τώρα ισχυρότερο και εμποδίζει τη μεταφορά των ρύπων.



Σχ. (6.3.7 α, β) Όπως το Σχ. 6.3.6 αλλά για τις (α) 5/8 2100 UTC (5/8 1400 PDT) και (β) 6/8 0100 UTC (5/8 1800 PDT) από τα οποία φαίνεται η διατήρηση της ζώνης σύγκλισης.

Αντίθετα, στο RUN1, Σχ. (6.3.7), το δυτικό ρεύμα ήδη από τις 5/8 2100 UTC (5/8 1400 PDT), έχει εισχωρήσει στο πέρασμα.



Σχ. ( 6.3.7) Όπως το Σχ. (6.3.5) αλλά για το RUN1 στις 5/8 2100 UTC (5/8 1400 PDT), όπου φαίνεται η εισχώρηση του δυτικού ρεύματος

Στις 6/8 0300 UTC (5/8 2000 PDT) (δεν παρουσιάζεται) το ρεύμα της αύρας οπισθοχωρεί στην ακτή. Η σταδιακή στροφή του ανέμου σε νότιες διευθύνσεις σε όλα τα RUNs ξεκινά από την επόμενη νύχτα με τη δημιουργία μικρών στροβίλων στις νησιωτικές περιοχές για τις 6/8 1200 UTC, 6/8 0500 PDT), (Παράρτημα I, Σχ. I.3.1-2 ε, I.3.4ι) και είναι πια εμφανής το μεσημέρι της 6/8, (6/8 2200 UTC , 6/8 1500 PDT) (Παράρτημα I, Σχ. I.3.1-2ζ, I.3.4κ) σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.4κ). Η ροή προς το εσωτερικό είναι οργανωμένη και διέρχεται από το πέρασμα Cajon, μη διευκολύνοντας τη συσσώρευση ρύπων στον ίδιο βαθμό με τις 5/8. Η σύγκλιση και την ώρα αυτή είναι μικρότερη στο RUN1, όπου το ρεύμα διεισδύει μέσα από τα περάσματα (Παράρτημα I, Σχ. I.3.1ζ). Η νότια συνιστώσα των ανέμων οφείλεται σε εμφάνιση κυκλωνικής ροής στη θαλάσσια περιοχή νότια του Point Conception (Catalina Eddy), Rosenthal (2003).

Οι κυριότερες διαφοροποιήσεις από τα προηγούμενα RUNs είναι. (Σχ. 6.3.4, 6.3.5).

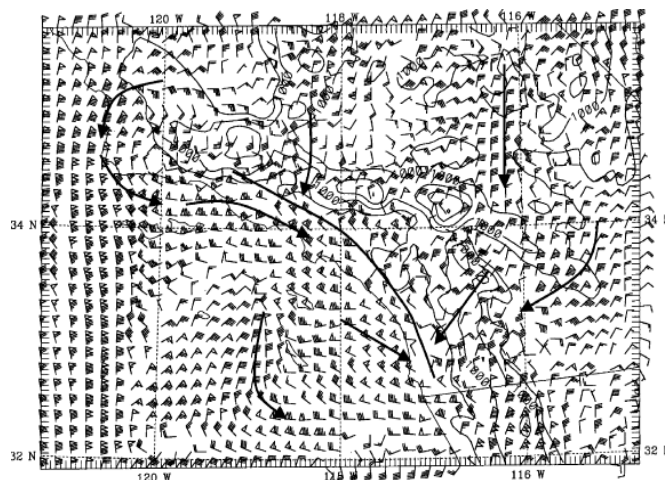
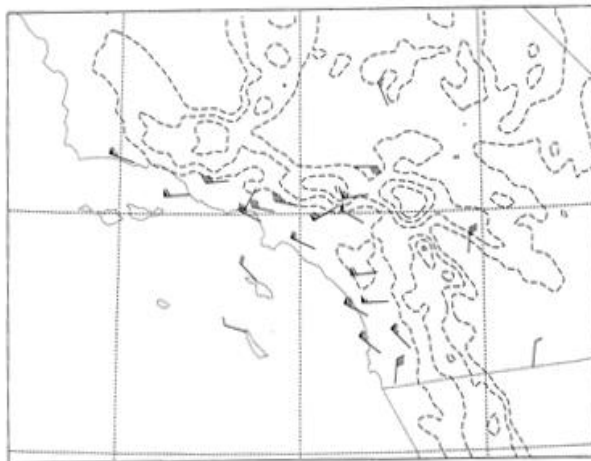
- Στο RUN4 υπολογίζονται μικρότερες τιμές του βορειοδυτικού ρεύματος στη θάλασσα σε σχέση με τα υπόλοιπα RUNs που οφείλεται στην αύξηση του  $z_0$ , και το διαφορετικό ύψος υπολογισμού του ανέμου.
- Λόγω της προσαρμογής του μήκους τραχύτητας  $z_0$  στην περιοχή του ΛΑ και το διαφορετικό ύψος υπολογισμού του ανέμου το RUN4 υπολογίζει κατά 3-4m/sec ασθενέστερους καταβάτες ανέμους από τα προηγούμενα RUNs, και οι τιμές είναι σε καλύτερη συμφωνία με τις ασθενείς μετρούμενες τιμές.
- Για τον ίδιο λόγο οι επιφανειακές τιμές θαλάσσιας αύρας υπολογίζονται λίγο ασθενέστερες στο RUN3 και RUN4.
- Η περιοχή σύγκλισης στις 5/8 είναι σχετικά ασθενής στο RUN1, λόγω της μη ικανοποιητικής πρόγνωσης της θέσης του τοπικού ridge, της θέρμανσης και της έντασης των αναβατών. Η αφομοίωση αναλύσεων και στη συνέχεια η αφομοίωση μετρήσεων βελτιώνουν τα αποτελέσματα.
- Σχετικά ισχυροί άνεμοι της τάξης των 10-15 m/sec στην περιοχή της Ventura υπολογίζονται στα RUN1 και RUN2, ενώ οι υπάρχουσες μετρήσεις στην περιοχή (4m/sec) δεν δικαιολογούν την ένταση αυτή. Όμως, στο RUN3 (λόγω της αύξησης του  $z_0$  στο νερό) και στο RUN4 (λόγω και του υπολογισμού του ανέμου

στα 7m) οι άνεμοι στον ωκεανό και στην περιοχή της Ventura υπολογίζονται ασθενέστεροι και προσεγγίζουν καλύτερα τις πειραματικές τιμές.

#### **6.3.4. Πεδίο ανέμου στα 800m AGL**

Με βάση την προσομοίωση RUN4, το πεδίο ανέμου κατά τη νυκτερινή περίοδο της 4/8, (4/8 1200 UTC, 4/8 0500 PDT), (Παράρτημα I, Σχ.Ι.4.3α) είναι λιγότερο πολύπλοκο από την επιφάνεια, λόγω μικρότερης επίδρασης της τριβής. Στο εσωτερικό εμφανίζονται καταβάτες, ενώ κοντά στην ακτή οι άνεμοι πνέουν κατά μήκος της (σε συμφωνία με τις πραγματικές τιμές) (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.2.6α), μια και η επίδραση της απόγειας αύρας δε φτάνει σε αυτό το ύψος. Όμως, το νοτιοανατολικό ρεύμα κατά μήκος του βόρειου ΛΑ που έδειξαν οι λίγες μετρήσεις στους σταθμούς 29PA και BTW την ώρα αυτή, δεν συμφωνεί με το βορειοδυτικό της προσομοίωσης. Στις (4/8 2200 UTC, 4/8 1500 PDT) (Παράρτημα I, Σχ.Ι.4.3β), το ρεύμα προς το εσωτερικό ενισχύεται και οι άνεμοι είναι ισχυρότεροι από τους αντίστοιχους στην επιφάνεια. Το αντίθετο ρεύμα των αναβατών είναι επίσης λίγο ισχυρότερο και πιο οργανωμένο από την επιφάνεια. Οι παρατηρήσεις (Κεφάλαιο 5-Σχ. 5.2.6γ), συμφωνούν με τις τιμές του RUN4 στην παραλιακή περιοχή όμως στο εσωτερικό δεν υπάρχουν αρκετές μετρήσεις για επιβεβαίωση. Κατά τη νυκτερινή περίοδο που ακολουθεί, (5/8 1200 UTC, 5/8 0500 PDT), (Παράρτημα I, Σχ.Ι.4.3γ) η προσομοίωση (όπως και οι παρατηρήσεις) (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.2.6ε) δίνουν πιο οργανωμένο βορειοδυτικό ρεύμα σε όλο σχεδόν το ΛΑ σε σχέση με την αντίστοιχη ώρα της 4/8, (Κεφάλαιο 5-Σχ. 5.2.6ε). Τις μεσημβρινές ώρες (5/8 2200 UTC, 5/8 1500 PDT), (Παράρτημα I, Σχ.Ι.4.3δ) και Σχ.(6.3.8) όπως και στην επιφάνεια επικρατεί ανατολικό βορειοανατολικό ρεύμα στις εσωτερικές πλαγιές των βουνών ενώ οι άνεμοι κοντά στην παραλία είναι τώρα παράλληλοι προς την ακτή και συμφωνούν με τις μετρήσεις. (Κεφάλαιο 5-Σχ. 5.2.6η). Την ώρα αυτή παρουσιάζεται σημαντική βελτίωση σε σχέση με την προσομοίωση RUN2 (Παράρτημα I, Σχ.Ι.4.2δ) η οποία δίνει ανατολικό ρεύμα στην κεντρική ακτή.





Σχ. (6.3.8 α, β). Σύγκριση πεδίου ανέμου στα 800m στις 5/8 2200 UTC (5/8 1500) μεταξύ (α) μετρήσεων και (β) προσομοίωσης με το RUN4.

## 6.4 Κατακόρυφες κατατομές μετεωρολογικών παραμέτρων

### 6.4.1. Προσομοιώσεις *profilers*

Η εξέλιξη της κατατομής του ανέμου με το χρόνο καθ' ύψος στον παραλιακό σταθμό LAX και στον εσωτερικό HPA (Κεφάλαιο 4, Σχ. 4.1.2α) υπολογίζεται και από τις προσομοιώσεις. (RUN1, RUN2, RUN4). Το λογισμικό MAPS, το οποίο χρησιμοποιείται για σύγκριση με τις παρατηρήσεις δίνει την υπολογιζόμενη κατατομή στα αντίστοιχα επίπεδα του μοντέλου όταν υπάρχουν και αρκετές μετρήσεις ώστε να γίνει παρεμβολή τους σε αυτό το επίπεδο. Γι αυτό και στα σημεία έλλειψης μετρήσεων εμφανίζονται κενά. Παρακάτω θα συζητηθούν οι προσομοιώσεις μόνο από τις 4/8 μέχρι 6/8 που είναι η περίοδος ενδιαφέροντος.

Από την ποιοτική σύγκριση των κατατομών των μετρήσεων (Κεφάλαιο 5- Σχ. 5.3.1 α-γ) και των προσομοιώσεων στον παραλιακό σταθμό LAX, (Παράρτημα I, Σχ. I.5.1) φαίνεται ότι αναπαράγονται ικανοποιητικά τα γενικά χαρακτηριστικά των πειραματικών τιμών με βελτίωση στη γενική εικόνα με την εισαγωγή της αφομοίωσης αναλύσεων (RUN2) και περαιτέρω βελτίωση με την αφομοίωση μετρήσεων (RUN4). Συγκεκριμένα:

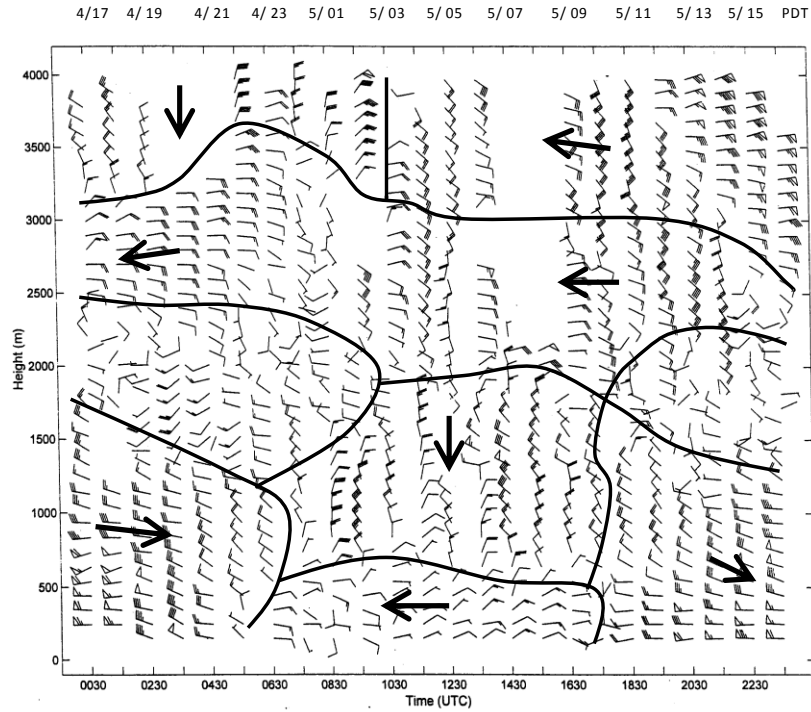
A) Στο επίπεδο των 3000-4000m οι πραγματικές τιμές δείχνουν στροφή του ανέμου από δυτικές σε ανατολικές διευθύνσεις τη νύχτα της 5/8, συγκεκριμένα στις 5/8 1000 UTC, (5/8 0300 PDT). Το RUN1 (Παράρτημα I, Σχ.Ι.5.1α), δεν υπολογίζει στροφή του ανέμου και το ρεύμα είναι από την αρχή ανατολικό όπως άλλωστε φάνηκε και από το πεδίο ανέμου στα 3800m. Στο RUN2 (Παράρτημα I, Σχ. I.5.2α) η στροφή του ρεύματος από δυτικό σε ανατολικό γίνεται το απόγευμα της 4/8 (5/8 0000 UTC, 4/8 1700 PDT) ( 10 ώρες νωρίτερα από τις μετρήσεις) ενώ στο RUN4 (Παράρτημα I, Σχ. I.5.3α) και Σχ. (6.4.1β) αυτή επιτυγχάνεται κατά τη νυκτερινή περίοδο της 5/8 στις 1000 UTC (5/8 0300 PDT) και συμπίπτει με την ώρα που δίνουν οι πραγματικές τιμές.

B) Όσον αφορά την κατακόρυφη έκταση του συνδυασμού θαλάσσιας αύρας και ρεύματος βαθμίδας, οι πραγματικές τιμές δίνουν στρώμα 1500m με τιμές της τάξης των 5m/sec το απόγευμα της 4/8 ενώ το απόγευμα της 5/8 οι τιμές διαμορφώνονται σε 2km και 8m/sec αντίστοιχα. Στο RUN1 (Παράρτημα I, Σχ. I.5.1α,β) και RUN2 (Παράρτημα I, Σχ. I.5.2α,β) η κατακόρυφη έκταση του στρώματος υπολογίζεται ίδια και τις δύο μέρες και δεν φαίνεται η αύξηση στην έκταση και ένταση του ρεύματος στις 5/8 που οφείλεται κυρίως στην επικράτηση του ανέμου βαθμίδας. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του RUN4 είναι αισθητά βελτιωμένα σε σχέση με τις προηγούμενες προσομοιώσεις, και πλησιάζουν περισσότερο τις μετρήσεις όπως είναι άλλωστε αναμενόμενο μια και οι τιμές των κατακόρυφων μετρήσεων είναι ενσωματωμένες. Συγκεκριμένα, τις απογευματινές ώρες της 4/8 (Παράρτημα I, Σχ. I.5.3 α) η κατακόρυφη έκταση του δυτικού βορειοδυτικού ρεύματος της θαλάσσιας αύρας υπολογίζεται 1200m, και υπάρχει οργανωμένο ρεύμα επιστροφής. Σημαντική βελτίωση σε σχέση με τα προηγούμενα RUNs είναι η πρόγνωση της ενίσχυσης του ρεύματος και η αύξηση της κατακόρυφης έκτασης του στα 2km τις απογευματινές ώρες της 5/8 σε σχέση με την προηγούμενη μέρα. Στο (Παράρτημα I, Σχ. I.5.3α) και (Σχ. 6.4.1) γίνεται σύγκριση των μετρήσεων με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης RUN4 το απόγευμα της 5/8.

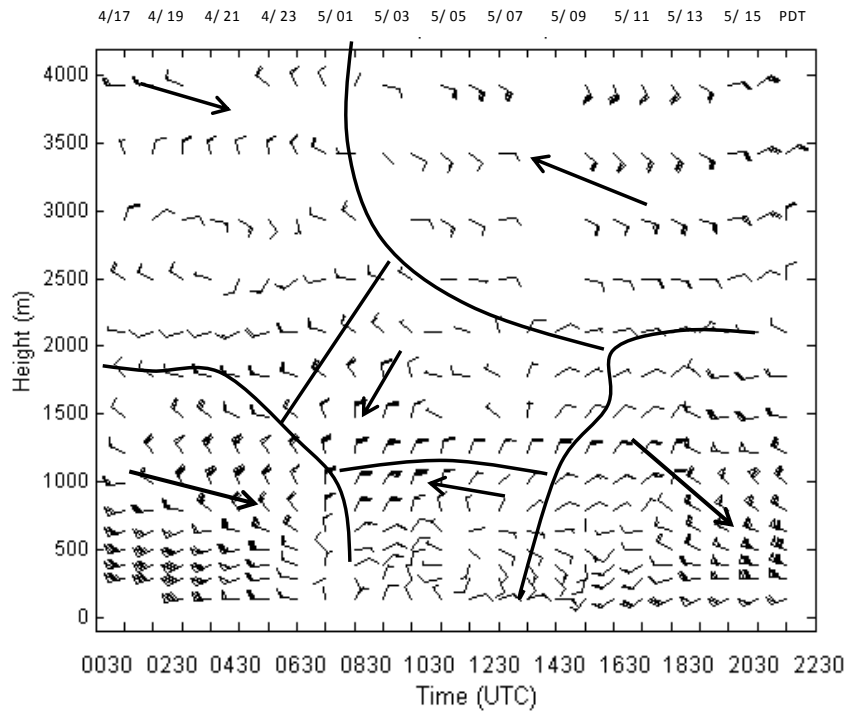
Μια ακόμη βελτίωση του RUN4 σε σχέση με τα προηγούμενα RUNs είναι η πρόγνωση της σταδιακής αύξησης της κατακόρυφης έκτασης (από 700 σε 1300m) του ανατολικής διεύθυνσης νυκτερινού πεδίου ανέμου καταβατών κατά τη διάρκεια της

νύχτας της 5/8, το οποίο διατηρείται μέχρι και τις πρωινές ώρες τις 6/8 (Παράρτημα Ι, Σχ. Ι.5.3.β) ενώ σταδιακά τις πρωινές ώρες αρχίζουν να εμφανίζονται οι νότιοι άνεμοι στην επιφάνεια, όπως δείχνουν και οι πραγματικές τιμές.

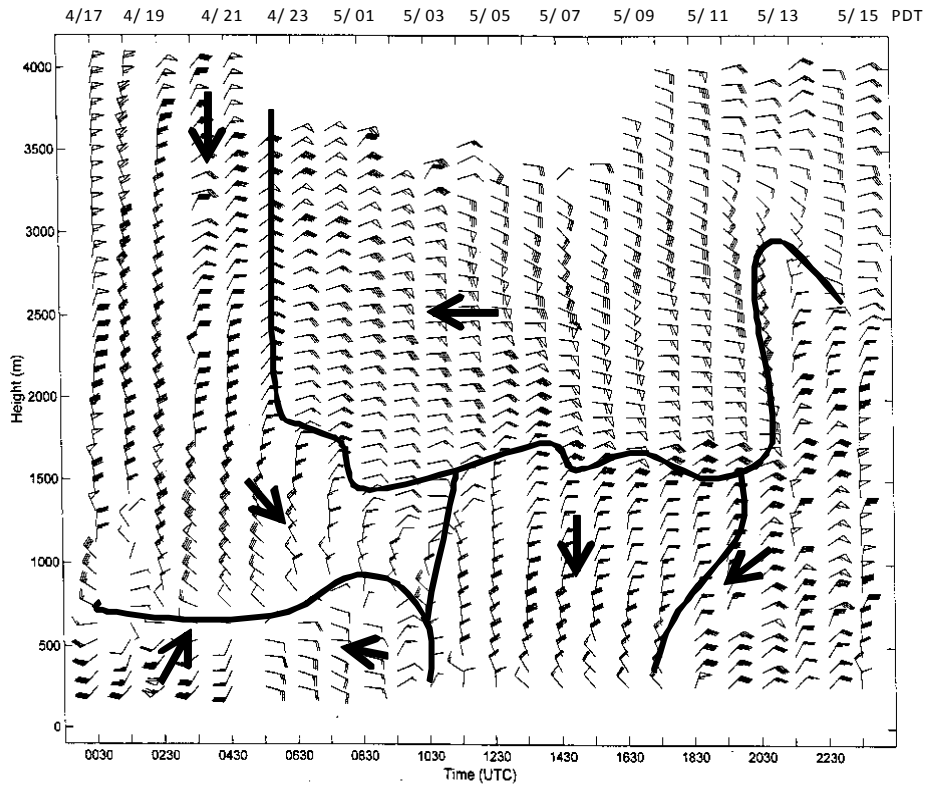
Στον εσωτερικό σταθμό HPA το πιο ενδιαφέρον χαρακτηριστικό των πραγματικών τιμών (Κεφάλαιο 5, Σχ. 5.3.2 α-δ) είναι το βορειοανατολικό ρεύμα των μεσημβρινών ωρών της 5/8 το οποίο ξεκινά από την επιφάνεια, φτάνει μέχρι τα 2km, και ευνοεί τη σύγκλιση στην ορεινή περιοχή, μια και είναι αντίθετο στο δυτικό ρεύμα που κατευθύνεται προς το εσωτερικό. Στο RUN1 (Παράρτημα Ι Σχ. Ι.5.1 γ-δ) το ρεύμα αυτό εμφανίζεται στις αρχές του μεσημεριού μόνο μέχρι τις 1400 PDT, είναι λιγότερο ισχυρό από τις παρατηρούμενες τιμές (Κεφάλαιο 5, Σχ.5.3.2.β,γ), και στη συνέχεια στρέφεται σε δυτικό. Στο RUN2 (Παράρτημα Ι Σχ. Ι.5.2γ-δ) και RUN4 (Παράρτημα Ι Σχ. Ι.5.3γ-δ ) αντίθετα, το ρεύμα είναι οργανωμένο και διατηρείται βορειοανατολικό μέχρι και τις βραδινές ώρες αναπαράγοντας την αναμενόμενη ροή κοντά στην επιφάνεια που ευνοεί τη σύγκλιση στην ορεινή περιοχή. Στο Σχ. (6.4.2) δίνεται η σύγκριση των μετρήσεων με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης RUN4 το απόγευμα της 5/8.



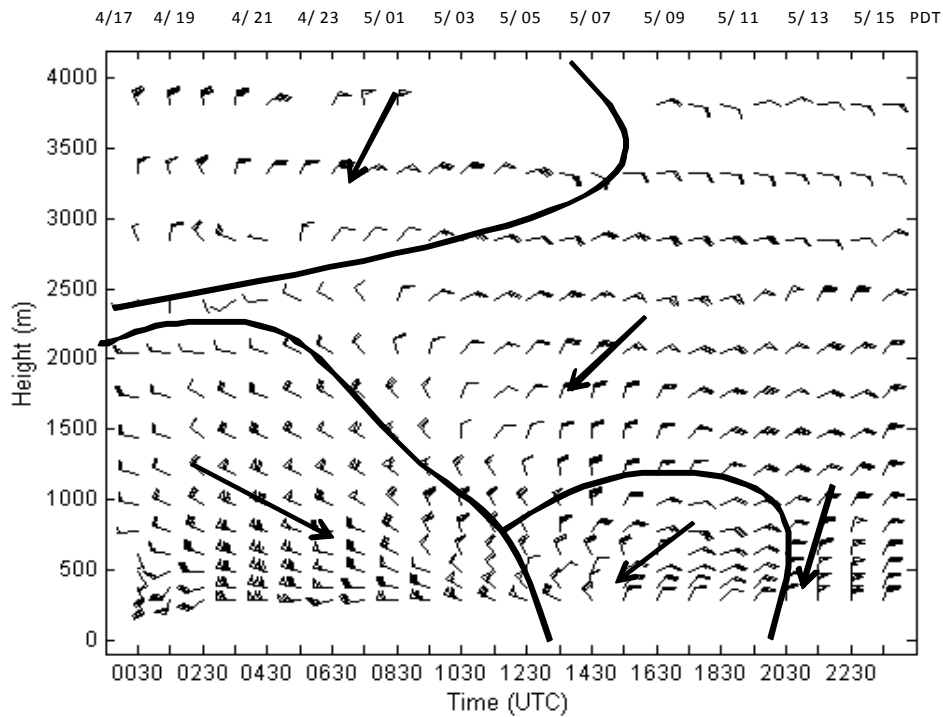
Σχ. (6.4.1α) Χρονική κατανομή ανέμων καθ' ύψος από profilers από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι 5/8 2300 UTC (5/8 1600 PDT) για τον παραλιακό σταθμό LAX. Τα βέλη δείχνουν τη γενική διεύθυνση του ανέμου. Οι άνεμοι δίνονται σε m/sec.



Σχ. ( 6.4.1β) Όπως το Σχ. (6.4.1α) αλλά με το RUN4



Σχ. (6.4.2α) Όπως το Σχ. (6.4.1α) αλλά για τον εσωτερικό σταθμό ΗΡΑ



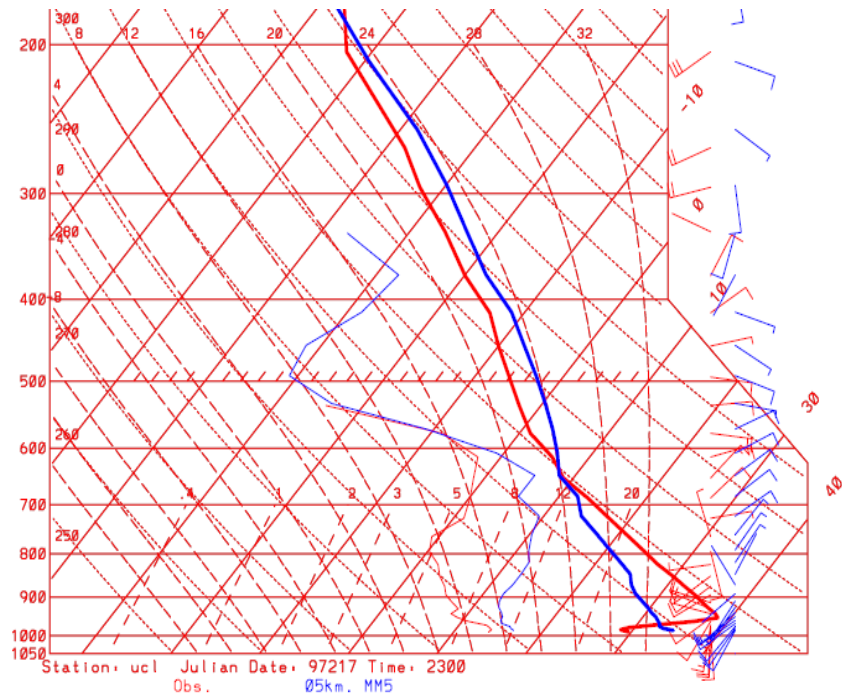
Σχ. (6.4.2β) Όπως το Σχ. (6.4.2α) αλλά με το RUN4

#### **6.4.2 Προσομοιώσεις ραδιοβολίσεων**

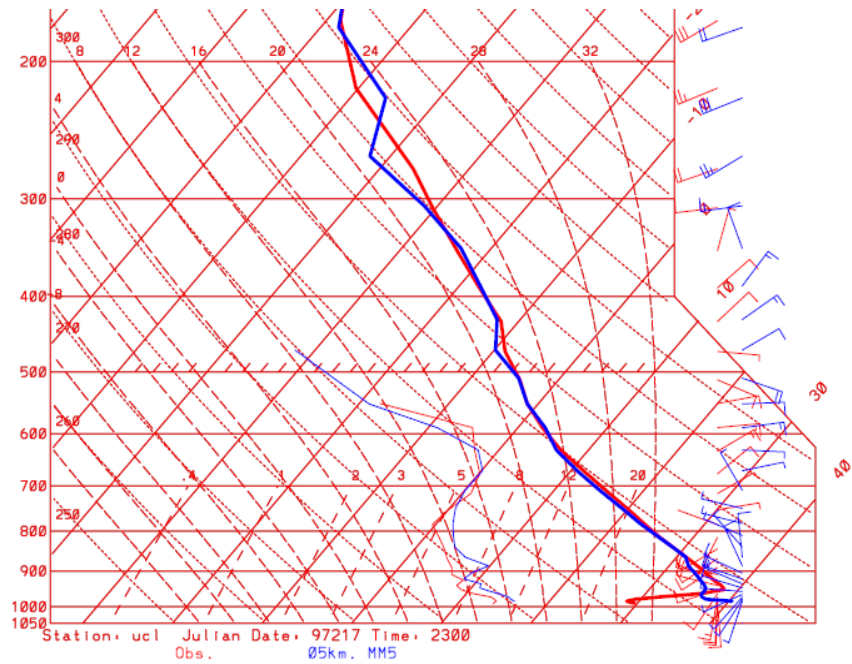
Μια ακόμη εκτίμηση των αποτελεσμάτων με τις μετρήσεις γίνεται με τη σύγκριση των τιμών των παρατηρούμενων και υπολογιζόμενων τιμών ραδιοβολίσεων σε έναν αντιπροσωπευτικό παραλιακό σταθμό (UCLA) τις απογευματινές ώρες της 4/8 και 5/8. Οι κατακόρυφες κατατομές θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου υπολογίζονται ικανοποιητικά ενώ η προσέγγιση βελτιώνεται και εδώ με την εισαγωγή αφομοίωσης αναλύσεων και παρατηρήσεων. Τα σχήματα δίνονται στο Παράρτημα I ενώ στο παρόν κεφάλαιο στο Σχήμα (6.4.3α,β) παρουσιάζονται οι κατατομές ραδιοβολίσεων για το RUN1 και RUN4 το απόγευμα της 5/8.

Η παρατηρούμενη κατατομή θερμοκρασίας το απόγευμα της 4/8 (5/8 0000 UTC, 4/8 1700 PDT), (Παράρτημα I, Σχ. I.6.1α) δίνει την αναστροφή μέχρι τα 900 mb, και σταδιακή πτώση μέχρι την τροπόπαυση. Η κατατομή προσεγγίζεται πολύ καλύτερα στο RUN4 (Παράρτημα I, Σχ. I.6.3α) που δίνει και την αναστροφή στην επιφάνεια (Παράρτημα I, Σχ. I.6.1<sup>α</sup>, Σχ. I.6.2α). Από την κατατομή της υγρασίας φαίνεται ότι υπάρχει απότομη μείωση στην περιοχή της αναστροφής και υγρότερο στρώμα μέχρι τα 600 mb. Αν και σε όλα τα RUNs αναπαράγονται τα γενικά χαρακτηριστικά της κατατομής και είναι εμφανής η μείωση της υγρασίας στην περιοχή της αναστροφής, το RUN4 προσεγγίζει την κατατομή της με μεγαλύτερη ακρίβεια.

Οι παρατηρούμενες κατατομές του ανέμου δίνουν νοτιοδυτικό ρεύμα από τα 500mb, και πάνω, ενδιάμεσο ασθενές δυτικό μέχρι τα 800 mb, και πιο κάτω δυτικό (θαλάσσια αύρα) μέχρι την επιφάνεια. Το ανώτερο νοτιοδυτικό ρεύμα υπολογίζεται ικανοποιητικά σε όλες τις προσομοιώσεις. Όμως το ενδιάμεσο ρεύμα, υπολογίζεται ανατολικό στο RUN1 και RUN2, και μόνο στο RUN4 είναι μεταβλητό και πιο κοντά στις παρατηρούμενες τιμές. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι υπολογιζόμενοι άνεμοι στα δύο πρώτα RUNs, στρέφονται σε ανατολικούς πιο γρήγορα από ότι οι πραγματικοί, πράγμα που φάνηκε και στην αντίστοιχη σύγκριση με τα στοιχεία των profilers. Κοντά στην επιφάνεια, η κατακόρυφη έκταση του ρεύματος θαλάσσιας αύρας είναι μεγαλύτερη στο RUN4 σε σχέση με τα προηγούμενα RUNs. και συμφωνεί καλύτερα με τις παρατηρήσεις.



**Σχ. (6.4.3α) Σύγκριση πραγματικής (κόκκινη γραμμή) και RUN1 (μπλε) ραδιοβόλισης στο σταθμό UCLA στις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT). Η πιο έντονη γραμμή είναι η θερμοκρασία και η πιο λεπτή η θερμοκρασία δρόσου.**



**Σχ. (6.4.3β) Όπως το Σχ. (6.4.3α) αλλά για το RUN4.**

Το επόμενο μεσημέρι, στις 5/8, η πραγματική κατατομή θερμοκρασίας δίνει την αναμενόμενη θέρμανση (κατά 2-3K) κάτω από τα 700mb, πράγμα που δεν υπολογίζεται στο RUN1 (Παράρτημα I, Σχ.Ι.6.1β και Σχ.6.4.3α) το οποίο δίνει ίδιες τιμές με την προηγούμενη μέρα. Η πρόγνωση της θέρμανσης στα χαμηλότερα στρώματα αλλά και η γενική εικόνα της κατατομής θερμοκρασίας, βελτιώνεται στο RUN2 (Παράρτημα I, Σχ. Ι.6.2β) και είναι ακόμη καλύτερη στο RUN4 (Παράρτημα I, Σχ.Ι.6.3β και 6.4.3β) όπου η υπολογιζόμενη κατατομή σχεδόν συμπίπτει με την πραγματική, εκτός από την επιφάνεια όπου η αναστροφή υπολογίζεται και εδώ ασθενέστερη. Ικανοποιητική είναι και η πρόγνωση της υγρασίας στο RUN4 και αυτή την ώρα.

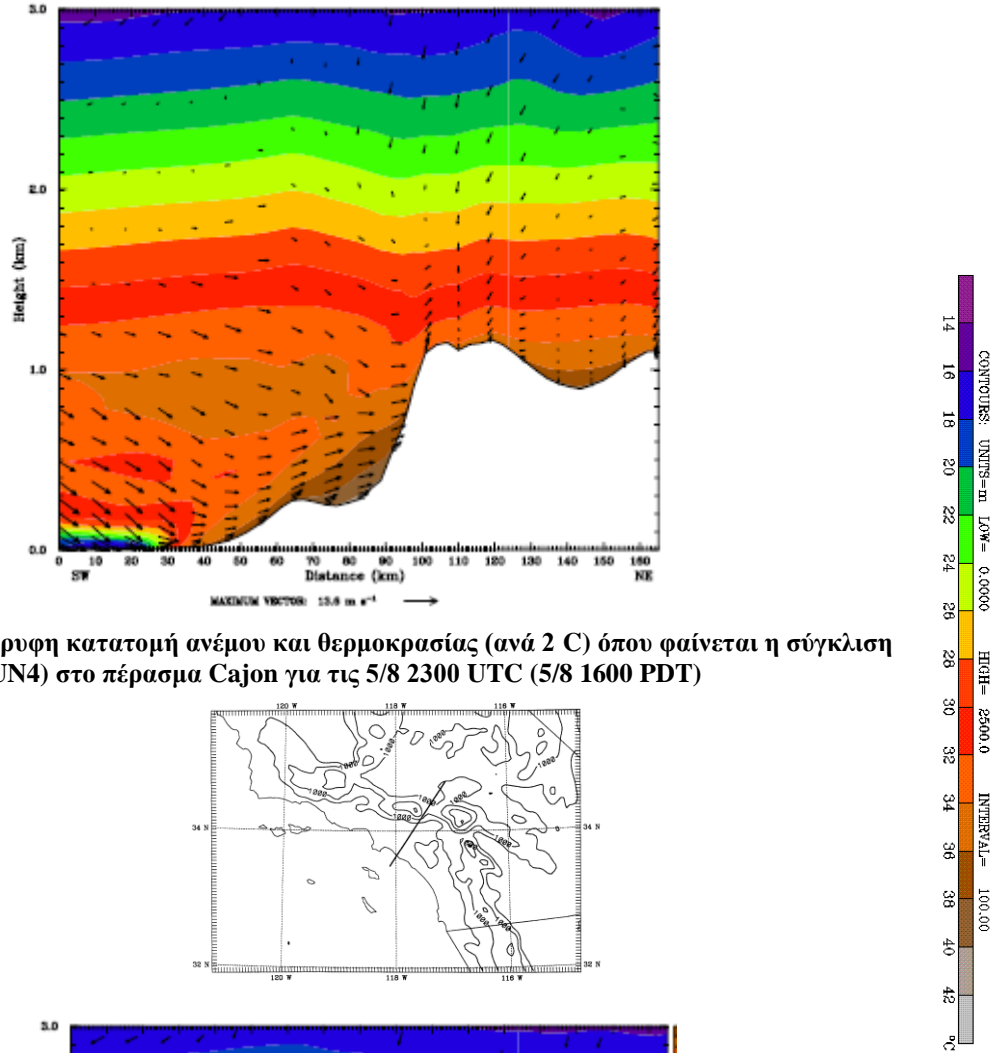
Οι παρατηρούμενες κατατομές του ανέμου δίνουν και αυτή την ώρα ανώτερο δυτικό ρεύμα πάνω από τα 500mb, ενώ το ενδιάμεσο μέχρι τα 800 mb έχει τώρα στραφεί σε ανατολικό, και η θαλάσσια αύρα εκτείνεται από τα 850 mb μέχρι την επιφάνεια. Το ανώτερο ρεύμα υπολογίζεται ικανοποιητικά στο RUN2 και RUN4 (Σχ. 6.4.3β), ενώ το RUN1 (Σχ. 6.4.3α) δίνει ασθενέστερους ανέμους με ανατολική διεύθυνση. Το ενδιάμεσο ρεύμα, υπολογίζεται ανατολικό σε όλα τα RUNs ενώ κοντά στην επιφάνεια, η κατακόρυφη έκταση του ρεύματος θαλάσσιας αύρας είναι μεγαλύτερη στο RUN4.

#### **6.4.3 Προσομοιώσεις κατακόρυφων κατατομών στο ορεινό πέρασμα Cajon**

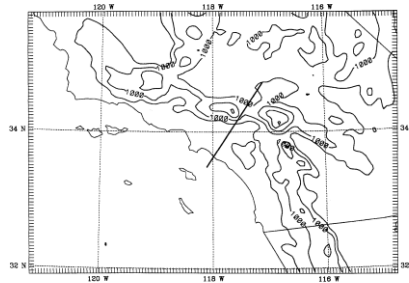
Παρακάτω γίνεται σύγκριση της εκτίμησης της σύγκλισης στο πέρασμα Cajon με βάση τις προσομοιώσεις. Δίνεται η κατακόρυφη κατατομή του ανέμου το απόγευμα της 4/8 και 5/8 (2300 UTC 1600 PDT) και η εξέλιξή της τις επόμενες δύο ώρες (0100 UTC, 1800 PDT). Τα σχήματα δίνονται στο Παράρτημα I και στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του RUN4 για τις 5/8. Με βάση την εικόνα του RUN1, (Παράρτημα I, Σχ. 1.7.1α-δ) η σύγκλιση δεν ευνοείται μια και τις δύο μέρες στην προσήνεμη πλευρά των ορεινών όγκων επικρατεί το δυτικό ρεύμα θαλάσσιας αύρας-βαθμίδα, ενώ και στην υπήνεμη το ρεύμα είναι επίσης δυτικών διευθύνσεων. Στο RUN2, (Παράρτημα I, Σχ. 1.7.2α-δ) η εικόνα της 4/8 δεν διαφέρει σημαντικά από το RUN1, ενώ στις 5/8, σε αντίθεση με το RUN1, διακρίνεται η ζώνης σύγκλισης η οποία δεν μετατοπίζεται κατά τη διάρκεια του απογεύματος. Αυτό είναι αποτέλεσμα



του οργανωμένου βορειοανατολικού ρεύματος στην υπήνεμη πλευρά των ορεινών όγκων, που οφείλεται, όπως προαναφέρθηκε, εκτός από τους οργανωμένους αναβάτες, και στο ισχυρότερο ανατολικό ρεύμα στα ανώτερα επίπεδα. Η ζώνη σύγκλισης στις 5/8 φαίνεται και στο RUN4 (Παράρτημα I, Σχ. 1.7.3α-δ) (Σχ. 6.4.4β), αλλά η κατακόρυφη έκταση του δυτικού ρεύματος είναι μεγαλύτερη από τα προηγούμενα RUNs και κατά συνέπεια η ζώνη σύγκλισης έχει μεγαλύτερη κατακόρυφη έκταση. Η αύξηση της θερμοκρασίας κοντά στην επιφάνεια είναι επίσης εμφανής στο RUN4.



Σχ. (6.4.4 α) Κατακόρυφη κατατομή ανέμου και θερμοκρασίας (ανά 2 C) όπου φαίνεται η σύγκλιση (RUN4) στο πέρασμα Cajon για τις 5/8 2300 UTC (5/8 1600 PDT)



Σχ. (6.4.4β) Όπως το Σχ. (6.4.4 α) αλλά για τις 6/8 0100UTC (5/8 1800 PDT)

## **6.5. Σύγκριση πειραματικών-υπολογιζόμενων χρονοσειρών θερμοκρασίας και ανέμου στους σταθμούς της επιφάνειας**

Οι παρακάτω καμπύλες (Σχ. 6.5.1-6.5.3) υπολογίζονται με βάση τις μέσες τιμές όλων των παρατηρήσεων ανά ώρα και συγκρίνονται με τις αντίστοιχες μέσες τιμές υπολογιζόμενων τιμών από το μοντέλο στα σημεία της μέτρησης.

### **6.5.1. Θερμοκρασίες**

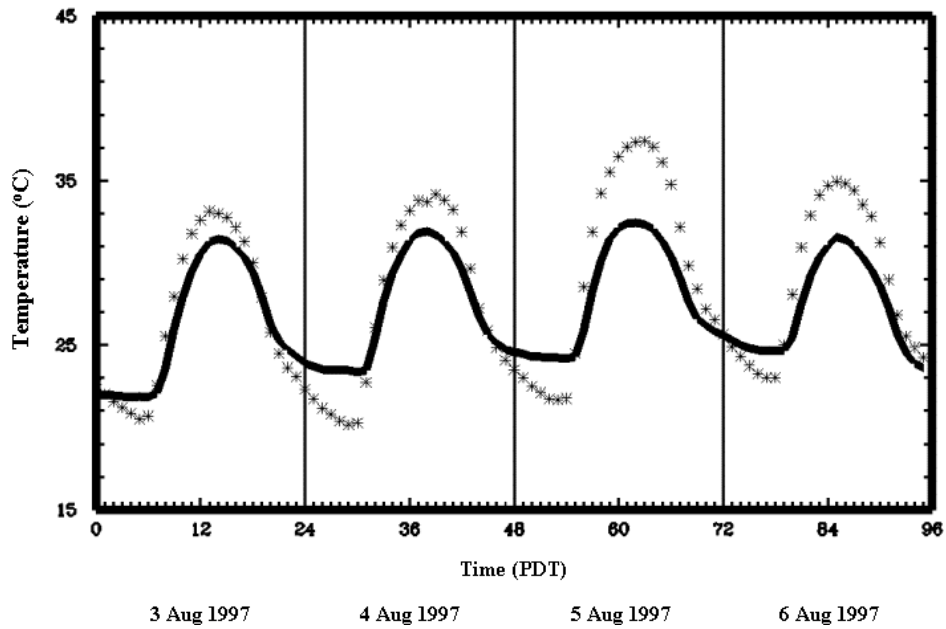
Οι μέσες τιμές παρατηρούμενων και υπολογιζόμενων τιμών θερμοκρασίας στα σημεία των μετρήσεων, (Σχ.6.5.1α-ε) δείχνουν γενικά συμβατές πορείες ημερήσιας διακύμανσης. Η συμφωνία φάσης μεταξύ των κυμάτων των πειραματικών και υπολογιζόμενων τιμών είναι αναμενόμενη και λόγω της μικρής νεφοκάλυψης. Στο RUN1 (Σχ. 6.5.1α), το κύμα των υπολογιζόμενων τιμών την ημέρα παραμένει σχεδόν αμετάβλητο με μικρή αύξηση μόνο τη νυκτερινή περίοδο, ενώ το αντίστοιχο των πραγματικών μεταβάλλεται, δίνοντας την αναμενόμενη θέρμανση κατά τη διάρκεια της ημέρας της 5/8 και την επερχόμενη ψύξη στις 6/8. Στην προσομοίωση αυτή, το μέγιστο των ημερησίων θερμοκρασιών υποεκτιμάται κατά 5K και η νυκτερινή ελάχιστη θερμοκρασία υπερεκτιμάται κατά 2 K. Το RUN2 (Σχ.6.5.1β) παρουσιάζει σημαντική βελτίωση και υπολογίζει την αναμενόμενη θέρμανση στις 5/8. Η υποεκτίμηση της μέγιστης ημερήσιας θερμοκρασίας έχει τώρα μειωθεί στους 3K, ενώ η αντίστοιχη της ελάχιστης νυκτερινής θερμοκρασίας δεν έχει αλλάξει. Για να γίνει καλύτερη αξιολόγηση της ποιότητας της προσομοίωσης, η υπολογισμένη τιμή στα 23m ανάγεται στα 2m (επίπεδο των μετρήσεων θερμοκρασίας) όπως αναφέρεται στο Κεφάλαιο 4 (Μεθοδολογία), με τη χρήση της σχέσης (4.5.3) σε κάθε σημείο του πλέγματος σε κάθε ώρα αποτελεσμάτων του μοντέλου. Ενώ η διόρθωση είναι επιτυχής για τις ημερήσιες τιμές, μια και εξαλείφει τελείως όλες τις διαφορές, δεν έχει πρακτικά κανένα αποτέλεσμα στις νυκτερινές τιμές λόγω της χαμηλής τιμής της  $\theta_*$  τη νύκτα (Σχ. 6.5.1γ). Η επόμενη διόρθωση είναι η μείωση της θερμοκρασίας βάθους  $T_m$  στην εξίσωση ισοζυγίου κατά 4 K όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 4. (Σχέσεις 4.5.1, 4.5.2). Οι υψηλές θερμοκρασίες της περιόδου προσομοίωσης, δικαιολογούν το μη αντιπροσωπευτικό υπολογισμό της  $T_m$ , με το μέσο όρο των επιφανειακών τιμών των αναλύσεων, οπότε μείωση της τιμής αυτής είναι δικαιολογημένη. Μετά από την αλλαγή αυτή, τα κύματα

πειραματικών και υπολογιζόμενων τιμών συμφωνούν σχεδόν απόλυτα. (Σχ. 6.5.1δ). Στην προσομοίωση RUN4, όπου γίνεται αφομοίωση μετρήσεων και το ύψος υπολογισμού είναι τα 7m, οι παραπάνω καμπύλες δεν χρειάζονται διόρθωση ύψους και είναι πολύ κοντά στις πραγματικές. (Σχ. 6.5.1ε).

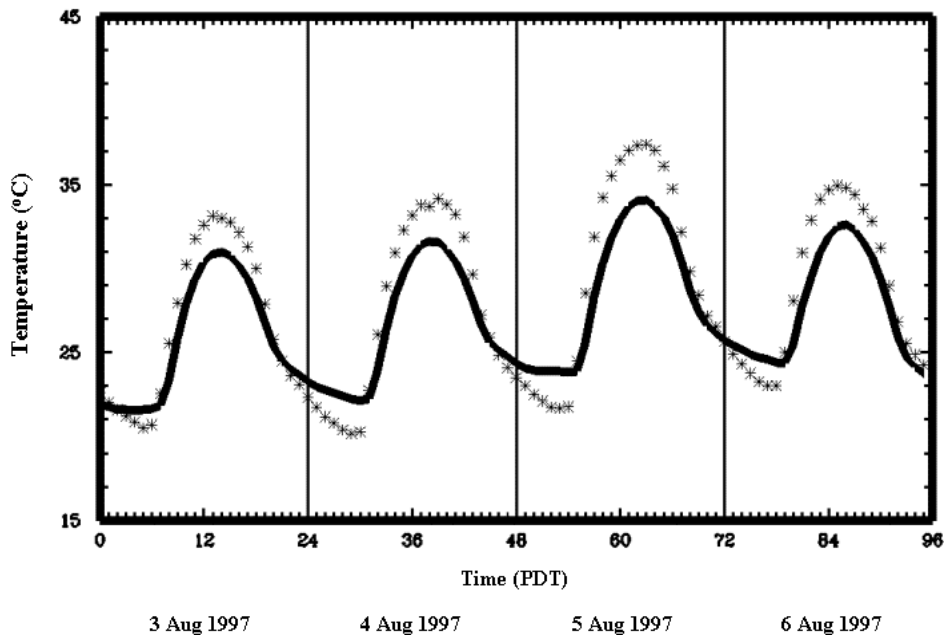
### **6.5.2. Άνεμοι**

Γίνεται σύγκριση των μέσων τιμών παρατηρούμενων (στα 7m) και υπολογιζόμενων (στο πρώτο σίγμα επίπεδο, 23m) τιμών έντασης βαθμωτού ανέμου στα σημεία των μετρήσεων (Σχ.6.5.2). Τα αποτελέσματα γενικά δεν είναι ιδιαίτερα ικανοποιητικά. Το κύμα των παρατηρήσεων, όπως είναι αναμενόμενο, παρουσιάζει μέγιστο κατά τη διάρκεια της ημέρας. Οι υπολογιζόμενες τιμές από το RUN1 (Σχ.6.5.2α), εμφανίζουν παρόμοια κύμανση, με μέγιστα που παρατηρούνται την ίδια ώρα (1400 PDT). Όμως, ενώ υπάρχει καλή συμφωνία τις πρωινές και μεσημβρινές ώρες, η ένταση του ανέμου υπερεκτιμάται (μέχρι 2m/sec) τις απογευματινές και νυκτερινές ώρες. Τα αποτελέσματα του RUN2 (Σχ. 6.5.2β) δεν παρουσιάζουν βελτίωση μια και εδώ η ένταση του ανέμου υπερεκτιμάται ακόμη περισσότερο τις απογευματινές και βραδινές ώρες (2m/sec σε τιμές 4.3m/sec). Φαίνεται λοιπόν ότι η αφομοίωση αναλύσεων, παρόλο που βελτίωσε τη γενική εικόνα του πεδίου ανέμου, δημιούργησε αυξήσεις στην ένταση του. Προσπάθειες αναγωγής του ανέμου στα 7m με λογαριθμικό νόμο δεν βελτίωσαν τα αποτελέσματα, προκαλώντας μεγαλύτερες διαφορές φάσης μεταξύ των δύο κυμάτων.

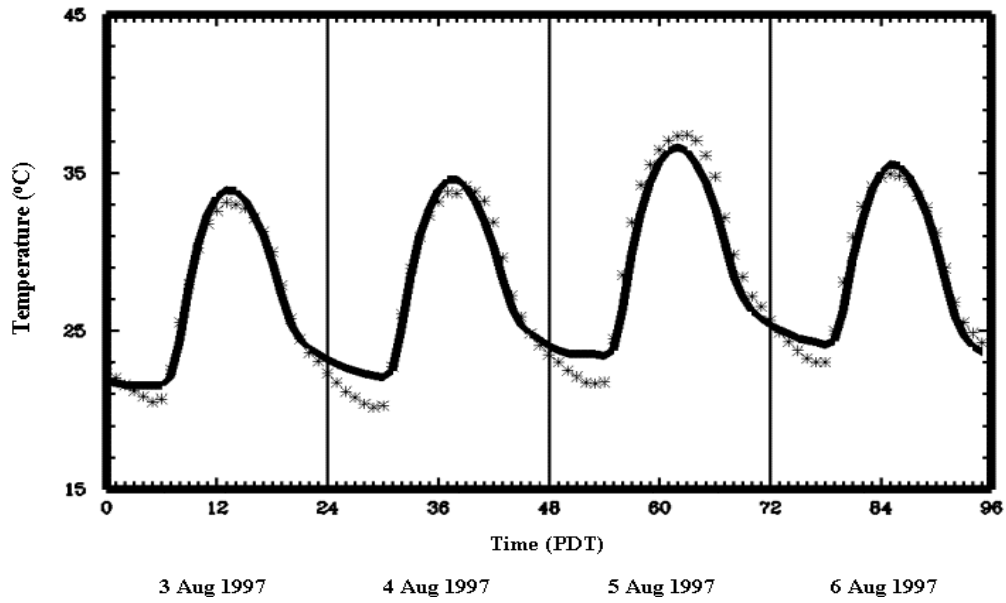
Στο RUN3, όπου γίνεται αφομοίωση μετρήσεων, οι υπολογιζόμενες τιμές παρουσιάζουν ακόμη μεγαλύτερες αποκλίσεις, (Σχ.6.5.2γ), μια και η ημερήσια διακύμανση του βαθμωτού ανέμου δείχνει μεγάλη υπερεκτίμηση (3-4m/sec) κατά τη διάρκεια της νύκτας για τις 4 και 5/8. Σημαντική επίπτωση στο αποτέλεσμα αυτό είναι οι μεγάλες υπολογιζόμενες τιμές των ανέμων στις ορεινές περιοχές. Στην προσπάθεια να φανεί ποιες τιμές ανέμου που αφομοιώθηκαν είχαν αυτή την αρνητική επίδραση, έγινε προσομοίωση με αφομοίωση επιφανειακών μόνο τιμών ανέμου. Τα αποτελέσματα δείχνουν (Σχ. 6.5.2δ) ότι το κύμα επανέρχεται σχεδόν στα επίπεδα του RUN2, κατά συνέπεια οι τιμές καθ' ύψος είναι υπεύθυνες για το αποτέλεσμα αυτό. Στο RUN4, όπου ο άνεμος υπολογίζεται στα 7m, (Σχ. 6.5.2ε) γίνεται σταθερή υποεκτίμηση των μεγίστων της έντασης του ανέμου και υστέρηση σε σχέση με τις πραγματικές τιμές.



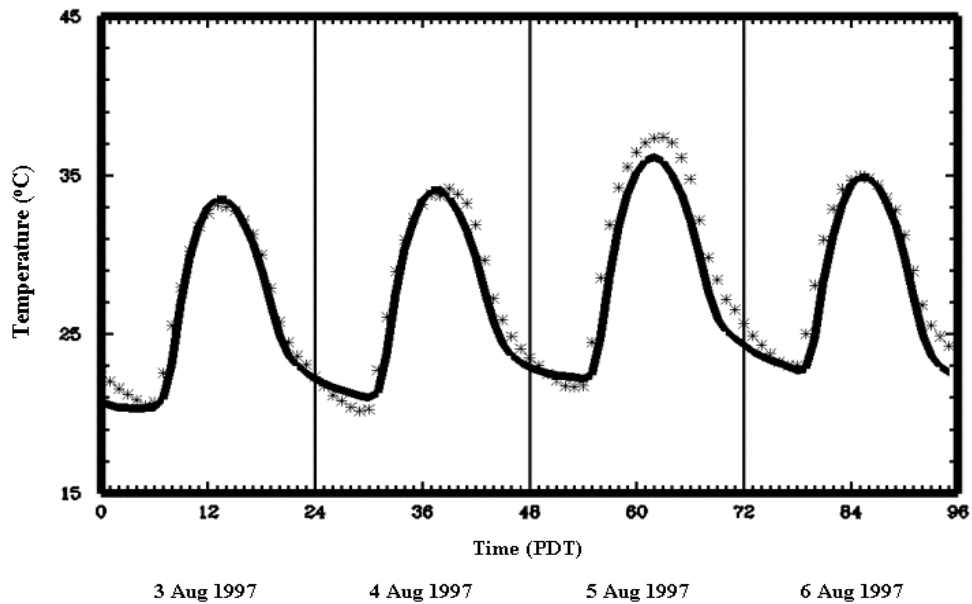
Σχ. (6.5.1α) Κύμα μέσω παρατηρούμενων (αστερίσκοι) και υπολογιζόμενων ( RUN1) τιμών θερμοκρασίας επιφάνειας (συνεχής γραμμή) από 3 μέχρι 6/8



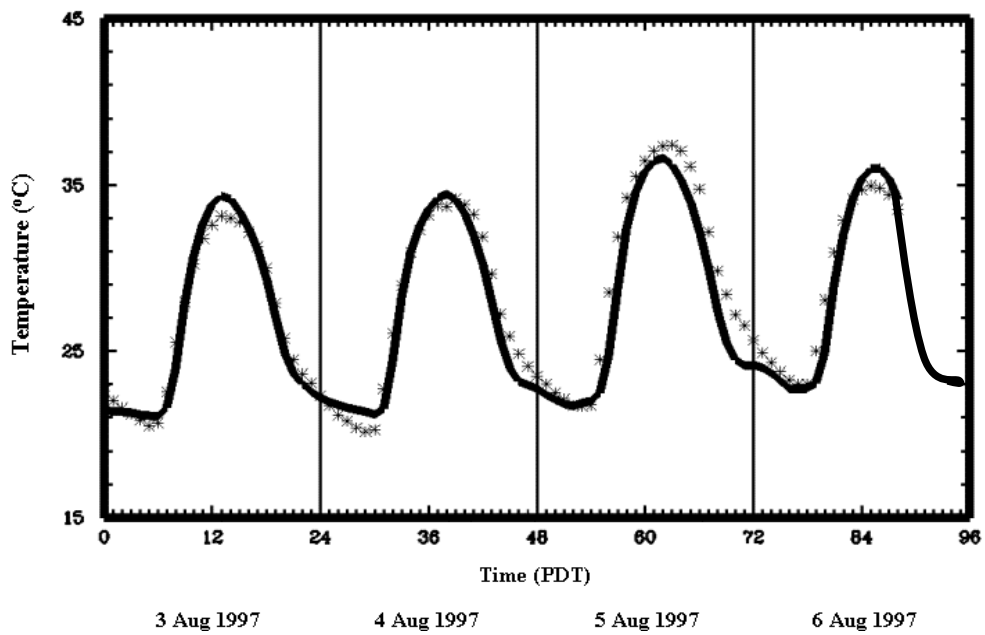
Σχ.( 6.5.1β) Όπως το Σχ. (6.5.1α) αλλά για το RUN2



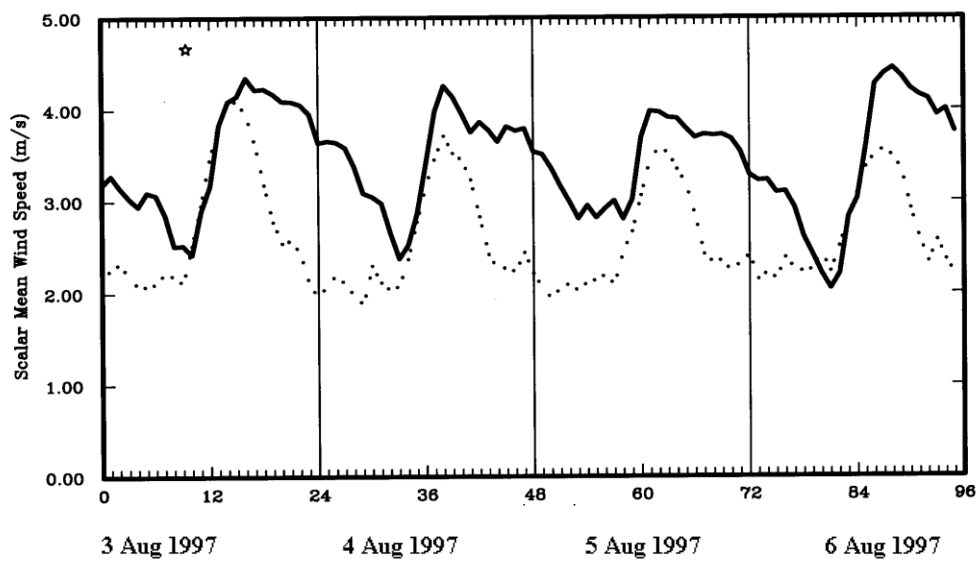
Σχ.(6.5.1γ) Όπως το Σχ. (6.5.1β) (RUN2) αλλά με αναγωγή στα 2m



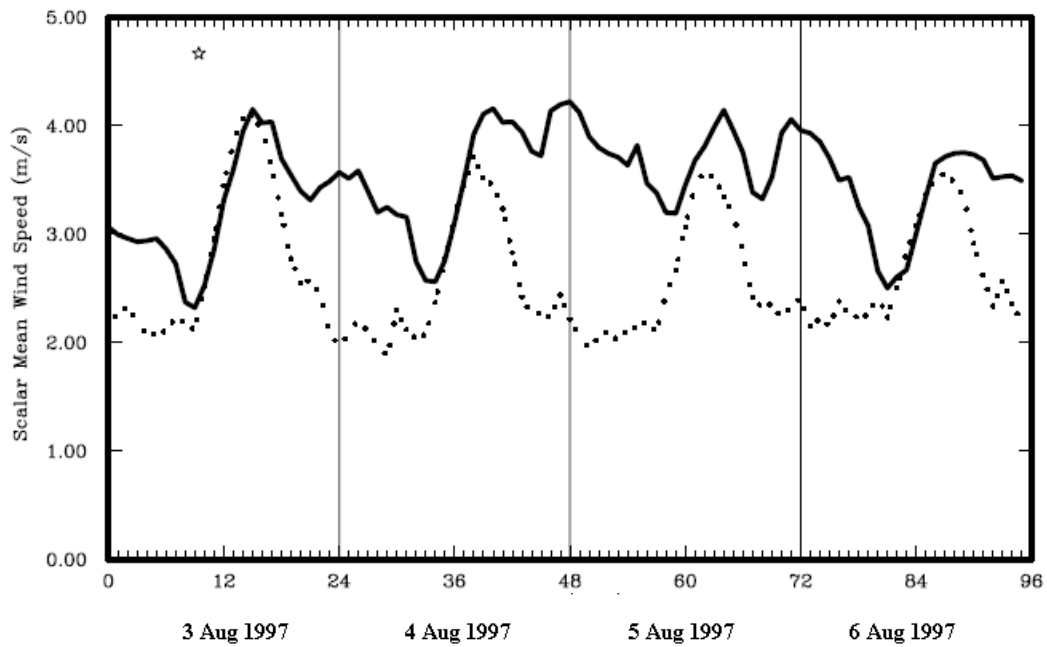
Σχ.( 6.5.1δ) Όπως το Σχ. (6.5.1γ) (RUN2) αλλά με διόρθωση της θερμοκρασίας βάθους



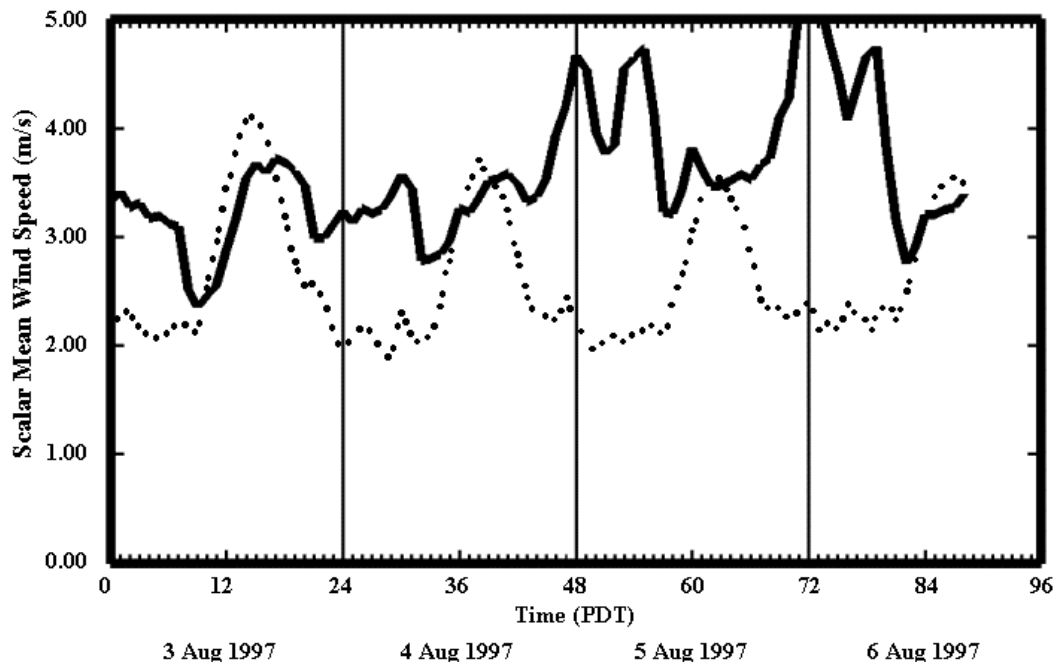
Σχ.(6.5.1ε) Όπως το Σχ. (6.5.1δ), αλλά για το RUN4



Σχ. ( 6.5.2α) Κόμα μέσω παρατηρούμενων (διακεκομμένη γραμμή) και υπολογιζόμενων (RUN1) τιμών ανέμου επιφάνειας (συνεχής γραμμή) από 3 μέχρι 6/8

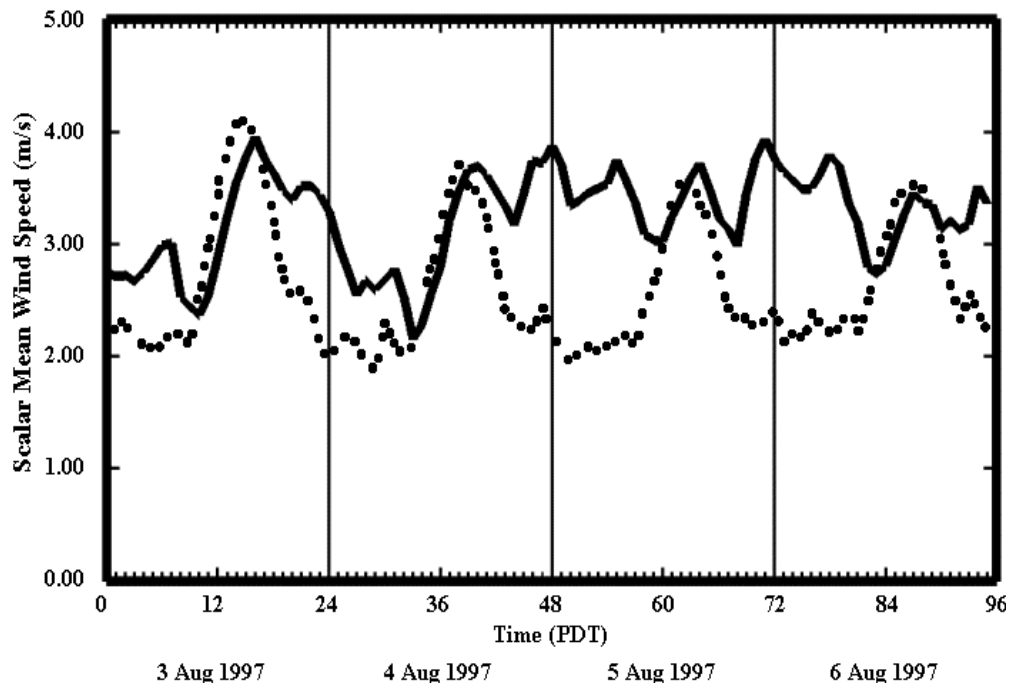


Σχ.( 6.5.2β) Όπως το Σχ. (6.5.1α) αλλά για το RUN2

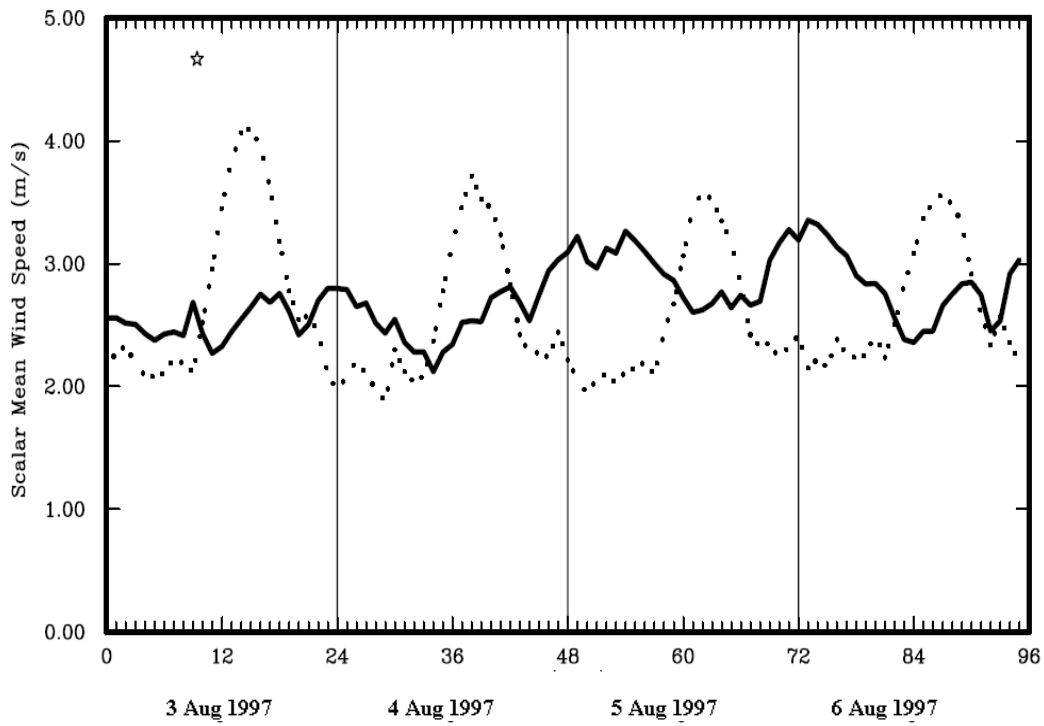


Σχ.( 6.5.2γ) Όπως το Σχ. ( 6.5.2α). αλλά για το RUN3





Σχ.( 6.5.3δ) Όπως το Σχ. (6.5.3γ) αλλά με αφομοίωση μόνο των μετρήσεων επιφάνειας



Σχ. (6.5.3ε) Όπως το Σχ. ( 6.5.3α). αλλά για το RUN4

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7- Ανακεφαλαίωση- Συμπεράσματα- Μελλοντική έρευνα**

### **7.1. Ανακεφαλαίωση-Συμπεράσματα**

Στη διατριβή αυτή έγινε μελέτη τοπικών κυκλοφοριών και κυρίως της θαλάσσιας αύρας σε περιοχές με ανώμαλη τοπογραφία και κυρίως στο λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες (ΛΑ).

Αρχική διερεύνηση της θαλάσσιας αύρας έγινε για το μικρό, σχεδόν κυκλικό, νησί της Νισύρου, για το οποίο υπήρχαν διαθέσιμα ανεμολογικά δεδομένα τεσσάρων σταθμών από πειραματική εκστρατεία που έγινε το 1990 και είχε χρονική διάρκεια ενός έτους. Συγκεκριμένα, έγινε ομαδοποίηση των στοιχείων με σκοπό τον προσδιορισμό των χρονικών περιόδων όπου επικράτησαν τοπικές κυκλοφορίες. Από την ομαδοποίηση προέκυψε σαφής ημερήσια διακύμανση της διεύθυνσης του ανέμου λόγω θερμικών κυκλοφοριών στους σταθμούς κοντά στην ακτή, ενώ στους εσωτερικούς σταθμούς το πεδίο ήταν σχετικά πολύπλοκο. Η προσομοίωση του πεδίου ανέμου με το μη-υδροστατικό μοντέλο TVM έδειξε ότι το μοντέλο υποεκτιμά τις τιμές του ανέμου τη νύχτα, ενώ δεν ήταν εφικτό να υπολογίσει ικανοποιητικά τους χαμηλής έντασης ανέμους στο εσωτερικό του νησιού.

Στο κυριότερο μέρος της διατριβής αναφέρθηκε η μελέτη της εξέλιξης της θαλάσσιας αύρας κατά την περίοδο 4-6 Αυγούστου 1997, στο λεκανοπέδιο του Λος Άντζελες (ΛΑ). Το ενδιαφέρον της περιόδου αυτής οφείλεται στις αυξημένες συγκεντρώσεις επιφανειακού όζοντος, όπου οι μέγιστες τιμές παρατηρήθηκαν στα όρια της ορεινής περιοχής, ανατολικά του λεκανοπεδίου, τις μεσημβρινές ώρες της 5/8. Η μελέτη της συγκεκριμένης περιόδου έγινε αρχικά με την ανάλυση των παρατηρήσεων θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου επιφάνειας και ύψους, καθώς και επιφανειακών μετρήσεων όζοντος, στα πλαίσια της εκστρατείας SCOS97.

Χαρακτηριστικό της μετεωρολογίας της περιόδου ήταν η μη συνήθης προς τα δυτικά μετατόπιση του ridge των κεντρικών ΗΠΑ πάνω από την περιοχή μελέτης. Παράλληλα, στην επιφάνεια ενισχύθηκε ο αντικυκλώνας του Ειρηνικού και η θερμική αντεστραμμένη ύφεση στην επιφάνεια, ο συνδυασμός των οποίων δημιούργησε βαροβαθμίδα με μέγιστη τιμή το απόγευμα της 5/8. Αποτέλεσμα της βαροβαθμίδας ήταν η πρόσκαιρη ενίσχυση

βορειοδυτικού ρεύματος στη θαλάσσια περιοχή και την ακτή του ΛΑ. Στα 850mb, η αντεστραμμένη trough και η έντονη θερμή μεταφορά, είχαν σαν αποτέλεσμα τη θέρμανση της ατμόσφαιρας, από το μεσημέρι της 4/8 μέχρι και το πρωί της 6/8. Παράλληλα, η πρόσκαιρη προς τα δυτικά κίνηση τοπικού ridge στα 700mb, έστρεψε το ρεύμα στο επίπεδο αυτό, από τη συνήθη δυτική στην πιο σπάνια ανατολική βορειοανατολική διεύθυνση, στις 5/8.

Αποτέλεσμα της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας ήταν η ισχυρή (5-10 K) θερμοκρασιακή αναστροφή ύψους με κορυφή στα 800m, και βάση στα 50-100m πάνω από την επιφάνεια, χαρακτηριστικό της θερμοκρασιακής δομής κυρίως στους νησιωτικούς και παραλιακούς σταθμούς, η οποία ήταν ισχυρότερη και χαμηλότερη στις 5/8. Ο υγρός και ψυχρός αέρας κάτω από τη βάση της αναστροφής, χαρακτηρίζει το θαλάσσιο οριακό στρώμα (ΘΟΣ).

Η θέρμανση της ξηράς είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία ισχυρής θερμοβαθμίδας στην ακτή η οποία συνετέλεσε στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας, γεγονός που αντανακλάται και από την ανάλυση των επιφανειακών μετρήσεων. Η εμφάνιση της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας ακολούθησε εκείνης των αναβατών δεδομένου ότι οι κεκλιμένες επιφάνειες των ορεινών όγκων θερμαίνονται νωρίτερα από τις αντίστοιχες πεδινές. Το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας εντοπίστηκε από την ανάλυση των στοιχείων των profilers και ραδιοβολίσεων.

Η μεταφορά του ψυχρού και υγρού αέρα του ΘΟΣ μέσω της θαλάσσιας αύρας, έγινε αισθητή με τη μικρή πτώση της θερμοκρασίας και αύξηση της υγρασίας στα επίπεδα 100-200m, κάτω από την αναστροφή ύψους σε παραλιακούς σταθμούς. Λόγω της θέρμανσης του εδάφους και των θερμικών ανοδικών κινήσεων, σταδιακά οι διαφορετικές αυτές αέριες μάζες αναμίχθηκαν μεταξύ τους, η αναστροφή ύψους εξασθένησε σε πιο εσωτερικούς σταθμούς (στα 20km από την ακτή), η βάση της έγινε υψηλότερη, ενώ ο υποκείμενος αέρας ξηρότερος και βαθύτερος. Στους ορεινούς σταθμούς στο ανατολικό ΛΑ δεν υπήρχε αναστροφή ύψους, λόγω της μικρότερης επίδρασης του αντικυκλώνα ο οποίος λόγω της θέσης του είχε μεγαλύτερη επίδραση στις δυτικές περιοχές. Την επόμενη μέρα (6/8), οι επιφανειακοί άνεμοι στράφηκαν προς νότιες διευθύνσεις, και

σχηματίστηκε χαρακτηριστικός στρόβιλος με κέντρο το νησί Catalina (Catalina eddy). Η αναστροφή εξασθένησε, το στρώμα ανάμιξης αυξήθηκε και οι συγκεντρώσεις στην ορεινή περιοχή μειώθηκαν, ενώ μεταφέρθηκαν ρύποι στη δυτική πλευρά του ΛΑ.

Οι κατακόρυφες κατατομές ανέμου, στις 4/8 από τα στοιχεία των profilers, έδωσαν δυτικούς (προς την ξηρά) ανέμους μέχρι τα 1000m στους παραλιακούς σταθμούς, με ενδείξεις ρεύματος επιστροφής τις μεσημβρινές και απογευματινές ώρες. Χαρακτηριστικό της κατάστασης ήταν ότι το ρεύμα της αύρας δεν περιορίστηκε από τη θερμοκρασιακή αναστροφή ύψους, αλλά τη διαπέρασε. Κατά τη νυκτερινή περίοδο το ρεύμα στράφηκε σε ανατολικό (προς τη θάλασσα) λόγω της απόγειας αύρας και των καταβατών. Τις μεσημβρινές ώρες της 5/8, αν και οι επιφανειακές μετρήσεις ανέμου έδωσαν ανάλογες τιμές με την προηγούμενη μέρα, στα επίπεδα πάνω από τα 500m το ρεύμα σταδιακά ενισχύθηκε, με αποτέλεσμα τις απογευματινές ώρες, μετά τις 1700 τοπική ώρα, όταν η συνοπτική βαροβαθμίδα στην επιφάνεια-850mb έφτασε στη μέγιστη ένταση, οι ισχυροί δυτικοί βορειοδυτικοί άνεμοι να μην οφείλονται πλέον σε θαλάσσια αύρα αλλά στο συνοπτικό άνεμο. Σημαντική διαφορά μεταξύ των μεσημβρινών ωρών της 4/8 και 5/8 που οφείλεται στη θέρμανση της 5/8, ήταν οι ενισχυμένοι ανατολικών διευθύνσεων αναβάτες, στην ανατολική ορεινή περιοχή του ΛΑ. Παράλληλα, το ανατολικό-βορειοανατολικό ρεύμα στα 700mb, (λόγω της θέσης του τοπικού ridge) έδωσε μια ανατολική συνιστώσα στους σταθμούς με μεγαλύτερο υψόμετρο. Ο συνδυασμός των ρευμάτων αυτών εμπόδισαν την εισχώρηση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να ευνοηθεί η δημιουργία σύγκλισης και η συσσώρευση όζοντος στα δυτικά των ορεινών όγκων. Οι αυξημένες τιμές σημειώθηκαν στην επιφάνεια (187ppb) λόγω και της παρουσίας της αναστροφής ύψους που εμπόδισε τη διασπορά τους προς τα πάνω.

Στη συνέχεια έγινε προσομοίωση του φαινομένου με την εφαρμογή του μη υδροστατικού μοντέλου MM5. Σκοπός ήταν η βέλτιστη αναπαραγωγή των μετεωρολογικών παραμέτρων και η χρήση αυτών από την υπηρεσία περιβάλλοντος της Καλιφόρνια για τη προσομοίωση της ποιότητας αέρα με φωτοχημικό μοντέλο, με σκοπό τη διερεύνηση των επεισοδίων ρύπανσης στην περιοχή.

Για τις προσομοιώσεις χρησιμοποιήθηκαν 4 πεπλεγμένα πεδία από τα οποία το εσωτερικό είχε ανάλυση 5 km. Στη βασική προσομοίωση αναφοράς, μόνο οι αρχικές και οι οριακές συνθήκες υπολογίστηκαν από αναλύσεις μεγάλης κλίμακας. Στη δεύτερη προσομοίωση έγινε αφομοίωση των τιμών των αναλύσεων κάθε 12 ώρες. Στην τρίτη προσομοίωση, επιπλέον ενσωματώθηκαν (με χωρική και χρονική παρεμβολή) όλες οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις, επιφάνειας και ύψους. Έγινε επίσης αναπροσδιορισμός της χρήσης γης του λεκανοπεδίου με βάση νεότερους χάρτες, και διορθώσεις στις τιμές του μήκους τραχύτητας. Στην τέταρτη προσομοίωση προστέθηκαν δύο ακόμα οριζόντια επίπεδα με το κατώτερο στα 7m για καλύτερη ανάλυση κοντά στην επιφάνεια.

Τα αποτελέσματα της απλής προσομοίωσης (προσομοίωση α), εκτός από την ημερήσια κύμανση, δεν είχαν ιδιαίτερη διαφοροποίηση κατά τη χρονική περίοδο ενδιαφέροντος (4-6/8). Συγκεκριμένα οι θερμοκρασίες παρέμειναν σταθερές, το πεδίο ανέμου χωρίς σημαντικές διαφοροποιήσεις, και δεν υπολογίστηκε η αναμενόμενη ζώνη σύγκλισης στις 5/8.

Η εισαγωγή της αφομοίωσης αναλύσεων (προσομοίωση β) βελτίωσε την ποιότητα της πρόγνωσης, υπολογίζοντας καλύτερα τη θέση του τοπικού ridge στα 700mb, την αύξηση της θερμοκρασίας στις 5/8, την ενίσχυση των αναβατών, και το σχηματισμό της ζώνης σύγκλισης. Στην ίδια προσομοίωση, μετά από αναπροσδιορισμό της θερμοκρασίας βάθους εδάφους στην εξίσωση θερμικού ισοζυγίου στο έδαφος, οι τιμές της θερμοκρασίας τη νύχτα μειώθηκαν κατά 10%, και ήρθαν πιο κοντά στις μετρούμενες τιμές. Η επιπλέον αφομοίωση των μετρήσεων (προσομοίωση γ) έφερε μικρές τοπικές μεταβολές στα επιφανειακά πεδία και η βελτίωση στην πρόγνωση φάνηκε κυρίως στη σύγκριση των στοιχείων καθ' ύψος. Ο υπολογισμός των παραμέτρων κοντά στην επιφάνεια, (προσομοίωση δ) μείωσαν την ένταση του ανέμου στη θάλασσα και σε ορεινές περιοχές του λεκανοπεδίου, όπου οι προηγούμενες προσομοιώσεις έδωσαν υψηλές τιμές.

## 7.2 Χρησιμότητα της μελέτης-Μελλοντική έρευνα

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης RUN4 χρησιμοποιήθηκαν από τους Yarwood et al. (2008) για την επιβεβαίωση της σωστής πρόγνωσης των συγκεντρώσεων όζοντος για τις 4-6/8 χρησιμοποιώντας το φωτοχημικό μοντέλο CAMx (Comprehensive Air Quality model with extensions) (ENVIRON, 2005). Τα αποτελέσματα ήταν αρκετά ικανοποιητικά και η μέγιστη τιμή όζοντος του απογεύματος της 5/8 (187ppb) υπολογίστηκε σε 164.3 ppb, ενώ στις 6/8 η αντίστοιχη μέγιστη τιμή (154ppb) υπολογίστηκε στα 150ppb, και στη σωστή θέση. Στη συνέχεια τα αποτελέσματα των μετεωρολογικών παραμέτρων της 5/8 χρησιμοποιήθηκαν με βάση δεδομένων εκπομπών NO<sub>x</sub> και ROG (reactive organic gases) σαββατοκύριακου ώστε να γίνει σύγκριση των συγκεντρώσεων όζοντος μεταξύ εργασιμών και αργιών. Λόγω της μειωμένης τιμής των NO<sub>x</sub> τις πρώτες πρωινές ώρες των αργιών, η καταστροφή του όζοντος είναι μικρότερη και η μέγιστη ωριαία συγκέντρωση όζοντος υπολογίστηκε τώρα στα 197.4 ppb. Στην ίδια μελέτη έγινε προσπάθεια εκτίμησης του όζοντος για το έτος 2010, με μειωμένες κατά 50 % περίπου τιμές των εκπομπών ρύπων και οι προβλεπόμενες μέγιστες τιμές υπολογίστηκαν κατά 8.5% μικρότερες.

Οι Sang Mi Lee et al. (2009), βασισμένη στην παραπάνω μελέτη έκαναν παρόμοιες προσομοιώσεις με το MM5, με 3 πεπλεγμένα πλέγματα, για επεισόδια όζοντος (μέγιστο 170ppb) για το καλοκαίρι του 2004 και 2005, χρησιμοποιώντας επίσης διορθωμένες τιμές για το z<sub>0</sub> νερού και υγρασίας εδάφους. Έκαναν επίσης αφομοίωση επιλεγμένων μετρήσεων επιφάνειας. Σκοπός ήταν η καλύτερη προσομοίωση του νοτιοανατολικού ρεύματος στην περιοχή της Santa Clarita (δυτικά του San Gabriel), ακόμη και όταν δεν παρατηρείται Catalina eddy, και η πρόγνωση των αυξημένων συγκεντρώσεων όζοντος στην περιοχή αυτή.

Οι δημοσιεύσεις της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκαν επίσης σαν αναφορές από τους Lebassi et al.(2009), Rosenthal et al. (2003), Croes and Fujita (2003).

Βελτίωση των αποτελεσμάτων του μοντέλου αναμένεται με εισαγωγή ακόμη ενός πεπλεγμένου πεδίου με χωρικό βήμα 1.7km (το ένα τρίτο του 5km). Επίσης χρήση νεώτερης έκδοσης του μοντέλου MM5 Version 3 με καλύτερη παραμετροποίηση της αστικής νησίδας (Dandou et al. 2005). Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων θα

μπορούσαν επίσης να συγκριθούν με αντίστοιχα μετά από εφαρμογή του νεώτερου μοντέλου WRF (Skamarock et al., 2005) όπως έγινε για τη μελέτη επεισοδίου όζοντος στην περιοχή της Κεντρικής Καλιφόρνιας (Su Tzai Soong et al., 2006) στην οποία οι προσομοιώσεις με το MM5 (με χρήση FDDA) και WRF (χωρίς όμως χρήση FDDA) έδωσαν παρόμοια αποτελέσματα.

Όσον αφορά μελλοντική πειραματική εκστρατεία στην ίδια περιοχή, μετά από την επεξεργασία των αποτελεσμάτων φάνηκε ότι το δίκτυο μετρήσεων, που ήταν αρκετά εκτεταμένο, παρείχε μεν ικανοποιητικό αριθμό μετρήσεων στις παραλιακές περιοχές αλλά υπήρχαν ελλείψεις στις ορεινές και εσωτερικές περιοχές οι οποίες θα μπορούσαν με την αφομοίωση τους να βελτιώσουν ακόμη τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων.

Παρ' όλα αυτά μέχρι σήμερα δεν έχει πραγματοποιηθεί ξανά τόσο εκτεταμένη εκστρατεία με in situ μετρήσεις. Μεταγενέστερη μελέτη με μετρήσεις όμως από αεροσκάφη, είναι η ARCTAS-CARB-2008 (Huang et al., 2010) με μέγιστη ωριαία συγκέντρωση όζοντος 110ppb, στην οποία διερευνάται κυρίως η μεταφορά ρύπων από τον Ειρηνικό. Πρόσφατα έχει ξεκινήσει και η χρήση δορυφόρων για την εκτίμηση των μετεωρολογικών παραμέτρων και ποιότητας αέρα.

Οι πειραματικές εκστρατείες και οι προσομοιώσεις που έχουν γίνει μέχρι σήμερα για την περιοχή του Λος Άντζελες έχουν συντελέσει στην έγκαιρη πρόγνωση των επεισοδίων ρύπανσης, με αποτέλεσμα την έγκαιρη λήψη εκτάκτων μέτρων ώστε οι συγκεντρώσεις των ρύπων να μην φτάνουν πλέον σε ιδιαίτερα υψηλά επίπεδα.





## BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Abbe, S., and T. Yoshida, 1982: The effect of the width of a peninsula to the sea breeze. *J. Met. Soc. Japan*, **60**, 1074-1084
2. Ahrens, C. D., 1998: *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere* Second Edition., Wadsworth Publishing Company, 444pp
3. Arritt R., W., 1989: Numerical modeling of the offshore extent of sea breezes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **115**, 547-570
4. Arritt, R. W., 1993: Effects of large scale flow on characteristic features of the sea breeze, *J. Appl. Meteor.* **32**, 116-125
5. Arya, P., 1988: *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, New York, 307 pp.
6. Atkinson, B.W., 1981: *Mesoscale Atmospheric circulations*. Academic Press, London, 495pp
7. Banta, R. M., L. D. Olivier, and D. H. Levinson, 1993: Evolution of the Monterey Bay sea-breeze layer as observed by pulsed Doppler lidar. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3959-3982.
8. Baxter, R. A., 1991: Determination of mixing heights from data collected during the 1985 SCCCAMP Field Program. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 598-606.
9. Bechtold, P., J.-P. Pinty, and P. Mascart, 1991: A numerical investigation of the influence of large-scale winds on sea-breeze- and inland-breeze-type circulations. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1268–1279.
10. Biggs W.G., and M.E. Graves, 1962: A lake breeze index. *J. Appl. Meteorol.*, **1**, 474-480
11. Blackadar, A., 1979: High resolution models of the PBL. *Advances in Environ. Sci. and Engin.*, J. Pfafflin and E. Ziegler, Eds, **1**, Gordon and breach, 50-85.
12. Bornstein, R. D., P. Thunis, P. Grossi, and G. Schayes, 1996: Development of the Topographic Vorticity-mode Mesoscale (TVM) Model: Part II-Evaluation. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1824-1834.
13. Bornstein, R., and D. Boucouvala, 2000: Preliminary meteorological analysis of a 1997: Southern California ozone study (SCOS'97) episode. *11<sup>th</sup> Joint AMS/AWMA Conf. on Applications of Air Pollution Meteor.*, 9-14 Jan, Long Beach, 70-73.

14. Bornstein, R., Boucouvala, D., Wilkinson, J., Yadav, A., Seaman, N., Stauffer, D., Hunter, G. and D. Miller, 2001: Improvement and evaluation of the mesoscale meteorological model MM5 for air quality applications in southern California and the San Joaquin Valley. SJSU Report to CARB, Contract No. 97-310, 237pp.
15. Boucouvala, D., and R. Bornstein, 2000: MM5 simulation of the meteorological conditions during a Southern California ozone study (SCOS'97) episode. *NATO/ITM Conf. on Air Pollution Modelling*, 15-19 May, Boulder, CO.
16. Boucouvala, D., and R. Bornstein, 2003: Analysis of transport patterns during an SCOS97-NARSTO episode. *Atmos. Environ.* **37**, 2, 73-94.
17. Boucouvala, D., Bornstein R., Wilkinson J. and D. Miller, 2003: MM5 simulations of a SCOS97-NARSTO episode. *Atmos. Environ.* **37**, 2, 95-117.
18. Bradbury, T., 1990: Big Cumulus lines. *Sailplane and Gliding*, **41**, 122-124
19. Briere, S., 1987: Energetics of Daytime Sea Breeze Circulation as Determined from a Two-Dimensional, Third-Order Turbulence Closure Model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1455-1474.
20. Byers, H.R., and H.R. Rodebush, 1948: Causes of thunderstorms of the Florida peninsula. *J. Meteorol.*, **5**, 275-280
21. Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**, 639-640.
22. Clarke, R.H., 1984: Colliding sea breezes and the internal atmospheric waves: a numerical model. *Aust. Meteorol. Mag.*, **11**, 47-52
23. Croes, B. and E. Fujita, 2003: Overview of the 1997 Southern California Ozone Study (SCOS97-NARSTO). *Atmospheric Environment* **37** (2), 3-26
24. Crosman, E., and J. Horel, 2010: Sea and lake breezes: A review of numerical studies. *Boundary-Layer Meteorology*, **137**,(1), 1-29
25. Daley, R., 1991: *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge Univ. Press, Atmospheric and Space Sciences Series, No. 2, 457 pp.
26. Dalu, G.A. and R.A. Pielke, 1989: An analytical study of the sea breeze. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1815-1825.
27. Dandou, A., Tombrou, M. and N. Soulakellis., 2009: The Influence of the City of Athens on the Evolution of the Sea-Breeze Front. *Boundary-Layer Meteorology*, **131**, 35-51.
28. Dandou, A., M. Tombrou, E. Akylas, N. Soulakellis and E. Bossioli E., 2005:

- Development and evaluation of an urban parameterization scheme in the Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **110**, D10102, doi: 10.1029/2004JD005192
29. Davies, H. C., and R. E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 225-245.
  30. Deardorff, J., 1972: Parameterization of the PBL for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 93-106.
  31. Defant, F., 1950: Theorie der Land und Seewinde. *Arch. Met. Geophys. Bioklim. A*, **2**, 404-425.
  32. Douglas, S. G., and R. C. Kessler, 1991: Analysis of mesoscale airflow patterns in the South-Central Coast air basin during the SCCAMP 1985 intensive measurement periods. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 607-631.
  33. Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
  34. Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
  35. Edinger J.G., 1959: Changes in the depth of the marine layer over the Los Angeles basin. *J. Meteor.*, **16**, 219-226.
  36. Edinger J.G., 1963: Modification of the marine layer over Coast of South California. *J. Appl. Meteor.*, **2**(6), 706-712.
  37. ENVIRON, 2005: User's guide for the comprehensive air quality model with extensions (CAMx), Version 4.20, ENVIRON International Corp., Novato, California, USA (www. Camx.com)
  38. EPA, 1996: Guidance on the use of modeled results to demonstrate attainment of the ozone NAAQS. EPA-454/B-95-007.
  39. Estoque, M.A., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze. *Q. Jl. met Soc.*, **87**, 136-146.
  40. Estoque, M.A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing situation. *J. atmos. Sci.*, **19**, 244-250.
  41. Fischer, E.L., 1961: A theoretical study of the sea breeze. *J. Met.*, **18**, 216-233.
  42. Finkele, K., 1998: Inland offshore propagation speeds of a sea breeze from simulations and measurements. *Bound.-Layer Meteor.*, **87**, 307-329.

43. Frizzola, J.A., and E.L. Fischer, 1963: A series of sea-breeze observations in the New York City area. *J. Appl. Met.*, **2**, 722-739
44. Fujita, E., et al., 2000: SCOS97 Southern California Ozone Study and Aerosol Study. Final report to CARB, Contract No. 93-326, DRI, Reno, NV, 225 pp.
45. Gayno, G. A., 1994: Development of a Higher-Order, Fog-Producing Boundary Layer Model Suitable for Use in Numerical Weather Prediction. M.S. Thesis, The Pennsylvania State Univ., 104 pp.
46. Glendening, J. W., 1990: A mixed-layer simulation of daytime boundary-layer variations within the Los Angeles Basin. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1531-1550.
47. Glendening J.W., B. Ulrickson and J. Businger, 1986: Mesoscale variability of boundary layer properties in the Los Angeles Basin *Monthly Weather Review*, **114**, 2537-2549.
48. Green, J. S. A., and G. A. Dalu, 1980: Mesoscale energy generated in the boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 721-726.
49. Grell, G. A., J. Dudhia, and D. Stauffer, 1994: A Description of the Fifth Generation Penn State/ NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note, NCAR TN-398-STR, 138 pp.
50. Haagenson, P. L., J. Dudhia, G. A. Grell, and D .R. Stauffer, 1994: The Penn State/NCAR Meso-scale Model (MM5) Source Code Documentation. NCAR Tech. Note NCAR/TN-392+ STR, 172 pp.
51. Hanna S., D, Strimaitis , J.Scire, G Moore,and R. Kessler,1991: Overview of results of analysis of data from the South Central Coast Cooperative Aerometric Monitoring Program (SCCCAMP). *J Appl. Met.*, **30**,511-533.
52. Haurwitz , B.,1947: Comments on the sea breeze circulation. *J.Met.*,**4**, 1-8.
53. Haurwitz , B.,1959: A linear sea breeze model. Quarterly Progress report no. 3, Project no. 3-36-05-401, College of Engineering, Research Division, New York University, New York
54. Hegarty, J., M. Leidner, and M. Iakono, 1998: Modeling Air Pollution in the Los Angeles Basin using the MM5-SAQM modeling system. Part I: meteorological simulations. Preprints, *10<sup>th</sup> Joint Conference on the applications of Air Pollution Meteorology with A&WMA*, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc., 345-348.
55. Hsu, S.A., 1967. Mesoscale Surface Temperature Characteristics of the Texas Coast Sea Breeze, Technical Report No. 6, Atmospheric Science Group, College of Engineering, University of Texas, Austin.

56. Huang, M., G. R. Carmichael, B. Adhikary, S. N. Spak, S. Kulkarni, Y. Cheng, C. Wei, Y. Tang, D. D. Parrish, S. J. Oltmans, A. D'Allura, A. Kaduwela, C. Cai, A. J. Weinheimer, M. Wong, R. B. Pierce, J. A. Al-Saadi, D. G. Streets and Q. Zhang, 2010: Impacts of transported background ozone on California air quality during the ARCTAS-CARB period - a multi-scale modeling study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(14), 6947-6968, [10.5194/acp-10-6947-2010](https://doi.org/10.5194/acp-10-6947-2010).
57. Jansa, J.M., and E. Jaume, 1946 : The sea breeze regime in the Majorca island. *Rev Geofis.*, **19**, 304-328.
58. Jeffrey, H., 1922 : On the Dynamics of the Wind. *Q. Jl R. met Soc.*, **48**, 29-47.
59. Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
60. Keen, C.S., and W.A. Lyons, 1978: Lake/land breeze circulations on the western shore of Lake Michigan. *J. Appl. Met.*, **17**, 1843-1855.
61. Kessler, R. C., and G. Douglas, 1991: A numerical study of mesoscale eddy development over the Santa Barbara channel. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 633-651.
62. Kitaigorodski, S., 1970: The physics of air-sea interaction. *Gidromet. Izdatel'stvo, Leningrad*. (Israel Prog. Sci. Transl., Jerusalem).
63. Koschmieder, H., 1936: Danziger Seewindstudien., I *Dan. Meteorol. Forsh*, **8**, 45pp.
64. Kusuda, M. and , P. Alpert, 1983 : Anticlockwise Rotation of the Wind Hodograph. Part I: Theoretical Study. *J. Atmos. Sci.* **40**, 487-499.
65. Lalas, D. P., Asimakopoulos, D. N., Tombrou, M. and M. Petrakis, 1992: *Environmental impact study of the Geothermal PPC Nisyros Power Station*. University of Athens and Lamda-Technical, Ltd Report, Athens, 132 pp. (in Greek).
66. Lamb. H.H., 1955: Malta's sea breezes. *Weather*, **10**, 256-264.
67. Lambert, S., 1974: High resolution numerical study of the sea breeze front. *Atmosphere*, **12**, 97-105.
68. Lawson, D. R., 1990: The southern California air quality study. *J. Air Waste Manage. Assoc.*, **40**, 156-165.
69. Lebassi, B., González J., Fabris D., Maurer E., Miller N, Milesi C., Switzer P., and R. Bornstein, 2009: Observed 1970–2005 Cooling of Summer Daytime Temperatures in Coastal California. *J. Climate*, **22**, 3558–3573.

70. Lecluyse, A., and J. Neumann, 1986: On the local rate of turning of wind direction. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **112**, 285-288.
71. Leidner, S.M., D.R. Stauffer, and N.L. Seaman, 2001: Improving Short-Term Numerical Weather Prediction in the California Coastal Zone by Dynamic Initialization of the Marine Boundary Layer. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 275–294.
72. Lin, Q., 2000: Urban influences on summertime convective thunderstorms in Atlanta. M. S. Thesis, Dept. of Meteor., SJSU, San Jose, CA, 116 pp.
73. Lindsey, C. G., S. E. Ray, B. M. Schoell, T. S. Dye, and M. Arthur, 1996: Data collected by a network of radar profilers, rawinsonde sounding stations, and surface meteorological monitoring sites during IMS-95. Final Data Report STI-95080-1622-FDR, Sonoma Technology Inc., Santa Rosa, CA, 352 pp.
74. Lozej, C., and R. Bornstein, 1999: Comparison of nesting techniques within a meteorological model. *Air Pollution VII*, Southampton, UK, 1009-1021.
75. Lu, R., 1994 : Development of an integrated air pollution modeling system and simulations of ozone distributions over the Los Angeles basin. Ph.D. Thesis dissertation. Univ. California, Los Angeles.
76. Lu, R., and R.P. Turco, 1994a: Air Pollutant Transport in a Coastal Environment. Part I: Two-Dimensional Simulations of Sea-Breeze and Mountain Effects. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2285–2308.
77. Lu, R., and R. P. Turco, 1994b: Air pollutant transport in a coastal environment-II: Three-dimensional simulations over the Los Angeles Basin. *Atmos. Environ.*, **29**, 1499-1518.
78. Lu, R., and R. P. Turco, 1996: Ozone distributions over the Los Angeles Basin: Three-dimensional simulations with the SMOG model. *Atmos. Environ.*, **30**, 4155-4176.
79. Lu, R., R. P. Turco, and M. Jacobson, 1997: An integrated air pollution modeling system for urban and regional scales: Part 1. Structure and performance. *J. Geophys. Res.*, **102**, 663-6079.
80. Magata, M., 1965: A study of the sea breeze by the numerical experiment. *Pap. Met. Geophys.*, **16**, 23-36.
81. Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1977: The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151-1162.
82. Mass, C. F., and M. D. Albright, 1989: Origin of the Catalina eddy. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2406–2436.

83. McElroy, J. L., et al., 1983: Airborne downward looking LIDAR measurements during the San Diego oxidant transport study. TS-AMD-83612, US EPA, Las Vegas, NV.
84. McElroy, J. L., and T. B. Smith, 1986: Vertical pollutant distributions and boundary layer structure observed by airborne lidar near the complex Southern California coastline. *Atmos. Environ.*, **20**, 1555-1566.
85. McElroy, J. L., and T. B. Smith, 1991: LIDAR Descriptions of Mixing-layer thickness characteristics in a complex terrain/coastal environment. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 585-597.
86. McPherson, R.D., 1970: A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *J. appl. Met.*, **9**, 767-777.
87. Melas, D., 2000: An investigation of the boundary layer dynamics of Sardinia Island under sea breeze condition, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 4, 516-524.
88. Mellor, G.L., and T. Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary-Layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
89. Meyer, J.H., 1971 : Radar Observations of land breeze fronts. *J.Appl.Met.*, **10**, 1224-1232.
90. Miao J.-F, L. J. M. Kroon, J. Vila`-Guerau de Arellano, and A. A. M. Holtslag 2003 : Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. *Meteorol Atmos Phys* , **84**, 157-170.
91. Mizuma, M and M. Kakuta, 1974 : Observational study on land and sea breezes in the Tokai village area. *J. Met. Soc. Jap.*, **52**, 417-427.
92. Moroz, W.J., 1967: A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan : observation and model, *J. atmos. Sci.*, **24**, 337-355.
93. Moore, G. E., and S. D. Reynolds, 1986: Meteorological and air quality analysis in support of the 1985 SCCCAMP monitoring program. Document SYSAPP-86/003, 116 pp. [Available from Systems Applications Inc., San Rafael, CA 94903.]
94. Moore, G. E., S. G. Killus, R. C. Kessler, and J. P. Killus, 1991: Identification and tracking of polluted air masses in the south-central coast air basin. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 715-732.
95. Neumann , J., 1977: On the rotation rates of sea breeze and land breezes. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1913-1917.
96. Neumann, J., and Y. Mahrer, 1974a: Evolution of a sea breeze front; a numerical study. *Bonn Met. Abh.*, **17**, 481-492.

97. Neumann, J., and Y. Mahrer, 1974b: A theoretical study of the sea and land breezes of circular islands. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 2027-2039.
98. Orlic, M., B. Penzar, and I. Penzar, 1988: Adriatic Sea and Land Breezes: Clockwise Versus Anticlockwise Rotation. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 675-679.
99. Pearce, R.P., 1955: The calculation of a sea breeze circulation in terms of the differential heating across the coast line. *Q. Jl. R. met. Soc.*, **81**, 351-381.
100. Pearson, R.A., 1973: Properties of the sea breeze front as shown by a numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1050-1060.
101. Pielke, R.A., 1974a: A comparison of three-dimensional and two-dimensional numerical predictions of sea breezes. *J. atmos. Sci.*, **33**, 2107-2135.
102. Pierson, W.J., 1950: The effects of eddy viscosity, coriolis deflection and temperature fluctuation on the sea breeze as a function of time and height. *Met .Pap.*, **1**(2), 7-29.
103. Rosenthal, J., 1968: Picture of the month: A Catalina Eddy. *Monthly Weather Review* **96**, 742- 743.
104. Rosenthal, J., R. Helvey, T. Battalino, C. Fisk, and P. Greiman, 2003: Ozone transport by mesoscale and diurnal wind circulations across southern California. *Atmos. Environ.* **37**, (2). 51-71.
105. Sang-Mi Lee, M. Princevac, S. Mitsutomi and J. Cassmassi, 2009: MM5 simulations for air quality modeling: An application to a coastal area with complex terrain *Atmospheric Environment*, **43**, 447-457.
106. Schayes, G., Thunis, P. and R. Bornstein, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale (TVM) Model. Part I: Formulation *J. Appl. Meteor.*, **35**: 1815-1823.
107. Scire, J. S., and J. C. Chang, 1991: Analysis of historical ozone episodes in the SCCAMP region and comparison with SCCAMP 1985 monitoring study. MMS-89-0047, SYSAPP-88 /112. [Available from Systems Applications Inc., San Rafael, CA 94903.]
108. Schmidt, F.H., 1947: An elementary theory of the land and sea breeze circulation. *J.Met.*, **4**, 9-15
109. Schultz, P., and T. Warner, 1982: Characteristics of summertime circulations and pollutant ventilation in the Los Angeles basin. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 672-682.



110. Seaman, N.L: 2000: Personal communication.
111. Seaman, N. L., D. R. Stauffer, and A. M. Lario, 1995: A multiscale four-dimensional data assimilation system applied in the San Joaquin Valley during SARMAP. Part I: Modeling design and basic performance characteristics. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1739-1761.
112. Shafran, P. C., N. L. Seaman, and G. A. Gayno, 2000: Evaluation of Numerical Predictions of Boundary-Layer Structure during the Lake Michigan Ozone Study (LMOS). *J. Appl. Meteor.*, **39**, 412-426.
113. Sillman, S., The relation between ozone, NO<sub>x</sub> and hydrocarbons in urban and polluted rural environments. Millennial Review series, *Atmos. Environ.*, **33**, 12, 1821-1845, 1999.
114. Simpson, John ,1994: Sea Breeze and Local Winds, Cambridge University Press, 234pp.
115. Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J. G. Powers, 2005: A Description of the Advanced Research WRF Version 2 NCAR Technical note NCAR/TN-468+STR.
116. Smith, T. B., 1984: A conceptual model of the air quality environment in Ventura-Santa Barbara counties. Rep. for Western Oil and Gas Association, 12 pp. [Available from T.B. and Associates, Inc., Pasadena, CA.]
117. Smith, T. B., and D. E. Lehrman, 1987: Meteorological conditions associated with ozone exceedances in Santa Barbara County. Report For Western Oil and Gas Association, 45 pp. [Available from T. B. and Associates, Inc., Pasadena, CA.]
118. Stauffer, D. R., 2001: Personal communication.
119. Stauffer, D. R., and N. L. Seaman, 1990: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic data. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1250-1277.
120. Stauffer, D. R., and N. L. Seaman, 1994: On multi-scale four-dimensional data assimilation. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 416-434.
121. Stauffer, D. R., N. L. Seaman, G. K. Hunter, S. M. Leidner, A. M. Lario-Gibbs, and S. Tanrikulu, 2000a: Field-Coherence Technique for Meteorological Field-Program Design for Air-Quality Studies. Part I: Description and Interpretation. . *J. Appl. Meteor.*, **39**, 297-316.
122. Stauffer, D. R., R. C. Munoz, and N. L. Seaman, 1999: In-cloud turbulence and explicit micro-physics in the MM5. 9<sup>th</sup> PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop. Boulder, CO, 23-25 June, 177-180.

123. Sterbis, C., 2000: An analysis of short-term mesoscale forecasts in the Los Angeles basin using SCOS97 data. M. S. Thesis, Dept. of Meteor., NPGS, Monterey, CA, 101 pp.
124. Steyn, D.G., and I.G. Mc Kendry, 1988: Quantitative and qualitative evaluation of a three-dimensional mesoscale numerical model of a sea breeze in complex terrain, *Monthly Weather Review*, **116**, 10, 1914-1926.
125. Staley, D. O., 1959: Some observations of surface-wind oscillations in a heated basin. *J. Meteor.*, **16**, 364-370.
126. Steyn, D., and G. Kallos, 1992: "A study of the dynamics of hodograph rotation in the sea breezes of Attica, Greece". *Boundary-Layer Meteorol.* **58**, 215-228.
127. Su-Tzai Soong, P. T. Martien, C. L. Archer, S. Tanrikulu, J. M. Wilczak, J.-W. Bao, S. A. Michelson, Y. Jia, and C. A. Emery, 2006: Comparison of WRF/CAMx and MM5/CAMx simulations for an ozone episode in California. Eighth Conference on Atmospheric Chemistry, Atlanta, Georgia, 29 January-2 February 2006.
128. Taha, H., 1997: Modeling the impacts of large-scale albedo changes on ozone air quality in the South Coast Air Basin. *Atmos. Environ.*, **31**, 1667-1676.
129. Tesche, T. W., 1991. Evaluation Procedures for Using Numerical Meteorological Models as Input to Photochemical Models. *7th Joint Conference on Applications of Air Pollution Meteorology*, AMS, New Orleans, LA, 14-18 January.
130. Tesche, T. W., 1994: Evaluation procedures for regional emissions, meteorological, and Photochemical models. *86th Annual Meeting of the Air and Waste Management Association*, 14-18 June, Denver CO.
131. Ulrickson, B. L., and C. F. Mass, 1990a: Numerical investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles Basin. Part I: A verification study. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2138-2161.
132. Ulrickson, B. L., and C. F. Mass, 1990b: Numerical investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles Basin. Part II: Synoptic Influences and Pollutant transport. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2162-2184.
133. Varvayanni, M., Catsaros, N., Conte, P., Statharas, J. and Bartzis J.G., 1998: Development and interaction of thermally driven flows over Attiki peninsula under northerly background wind - a case study. *Atmospheric Environment*, **32**, 2291-2311
134. Wakimoto, R. M., 1987: The Catalina Eddy and its effect on Pollution over Southern California. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 837-855.

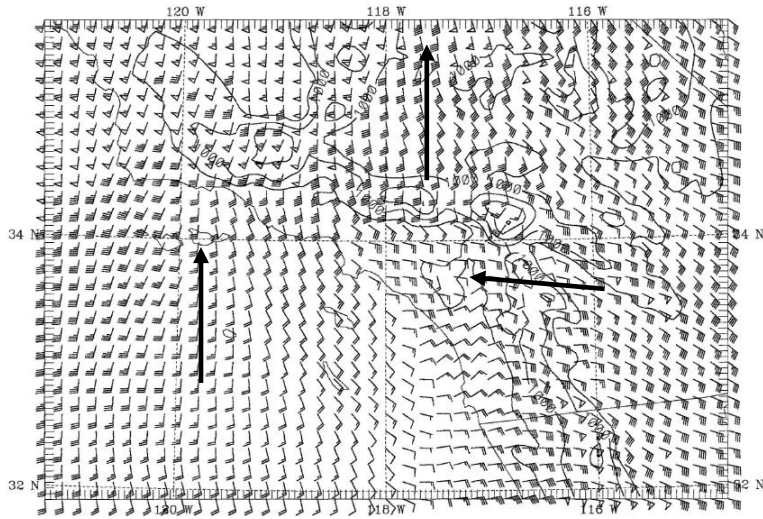
135. Wakimoto, R. M., and J. L. McElroy, 1986: Lidar Observation of elevated pollution layers over Los Angeles. *J. Appl. Meteor.*, **25**, 1583-1599.
136. Wallington, C. E., 1961: *Meteorology for Glider Pilots*. London: John Murray, 279pp.
137. Wexler R., 1946: Theory and observations of land and sea breezes. *Bull. Am. met. Soc.* **27**, 272-287.
138. Wolfe, D., and B. Weber, 1999: Data Management-Upper-Air Meteorological Network. Draft Final Report to CARB on Contract 96-323, NOAA ERL, Boulder, CO, 122 pp.
139. Xian, Z., Pielke, R. A., 1991: The effects of width of land masses on the development of sea breezes. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1280-1304.
140. Yan H, Anthes R. 1987: The effect of latitude on sea breeze. *Monthly Weather Review* **115**, 936–956.
141. Yarwood, G., Grant, J., Koo, B., and Dunker, A.M., 2008: Modeling weekday to weekend changes in emissions and ozone in the Los Angeles basin for 1997 and 2010. *Atmos. Environ.*, **42**(16), 3765-3779
142. Zhang, D. L., and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer. Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.
143. Βαρβαγιάννη Μ., 1994: Μελέτη των επιδράσεων της συνοπτικής ροής και της τοπογραφίας στην ανάπτυξη και εξέλιξη της Θαλάσσιας Αύρας. Διδακτορική Διατριβή. Τομέας Φυσικής Εφαρμογών Πανεπιστήμιο Αθήνας, 256pp.
144. Ζαχαρία Σ., 2000: Μελέτη των χαρακτηριστικών της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή του Ευβοϊκού και Σαρωνικού κόλπου. Διπλωματική Εργασία. Τομέας Φυσικής Εφαρμογών Πανεπιστήμιο Αθήνας, 89pp.



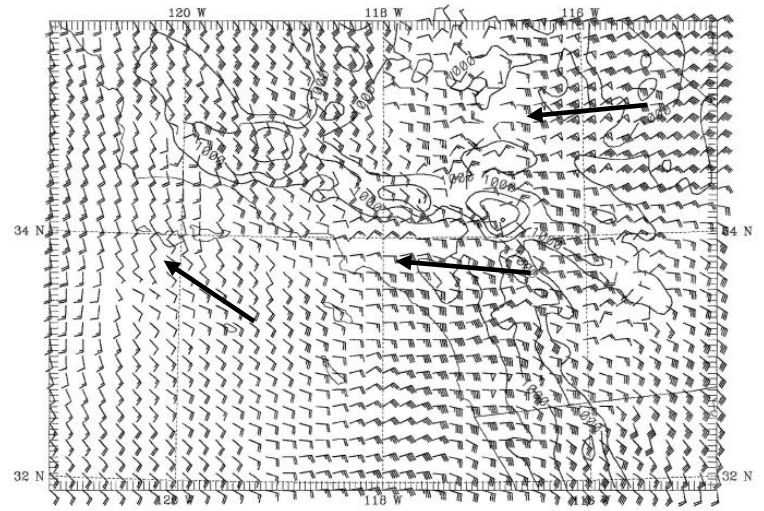
# **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι**

## **Αποτελέσματα Προσομοιώσεων**

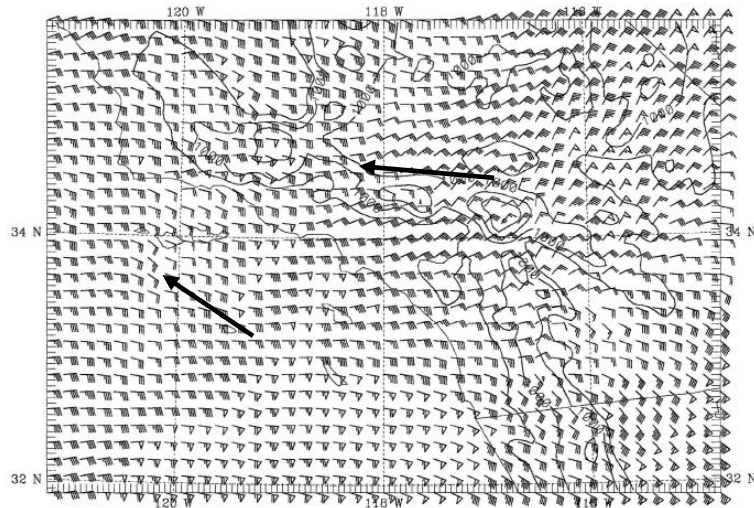
## I.1 Προσομοιώσεις ανέμου στα 3800m



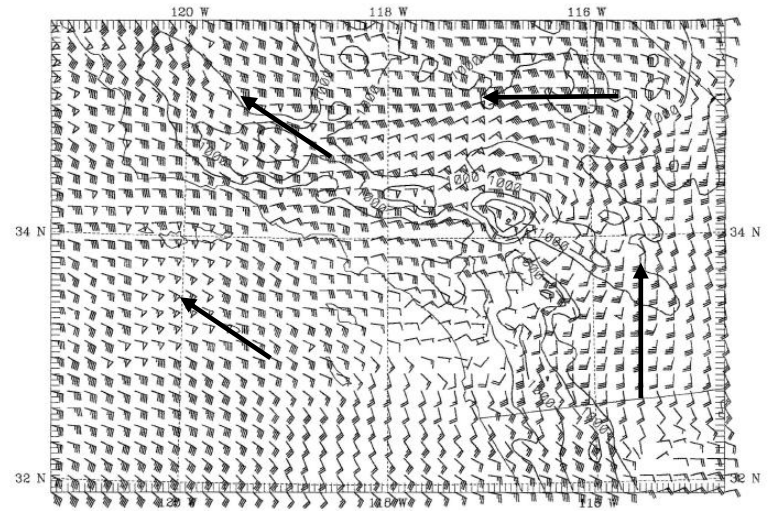
Σχ.( I.1.1α ) Πεδίο ανέμου στα 3800m (RUN1) για τις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT).



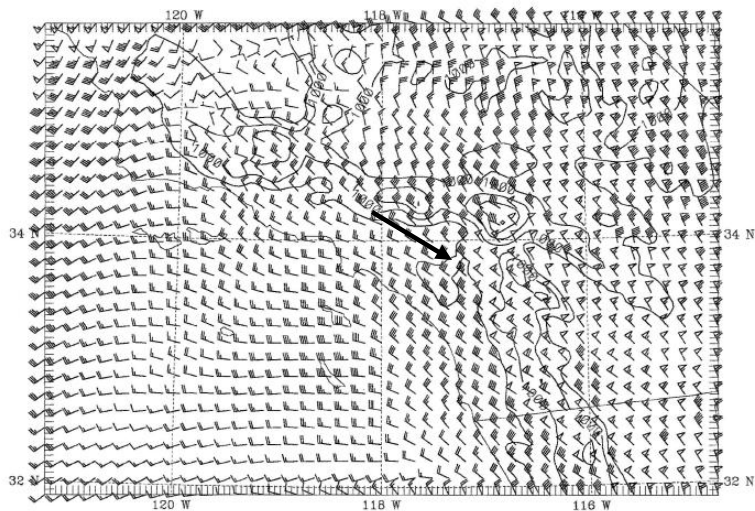
Σχ. ( I.1.1β) Όπως το Σχ.( I.1.1α) αλλά για τις 5/8 0600 UTC ( 4/8 2300 PDT)



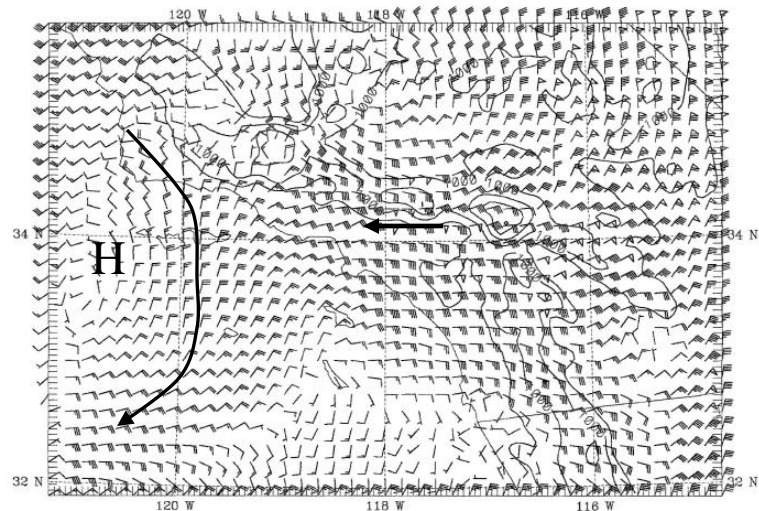
Σχ. (I.1.1γ) Όπως το Σχ.( I.1.1 α) αλλά για τις 5/8 2000 UTC ( 5/8 1300 PDT)



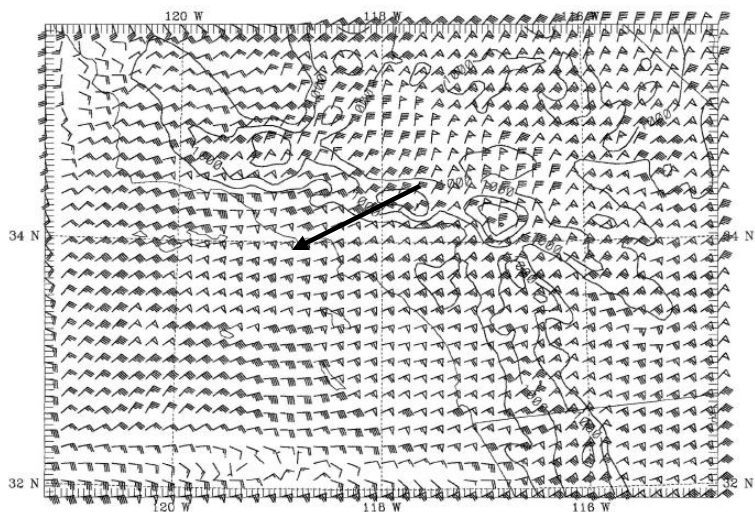
Σχ.( I.1.1δ) Όπως το Σχ.( I.1.1α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC ( 6/8 0500 PDT)



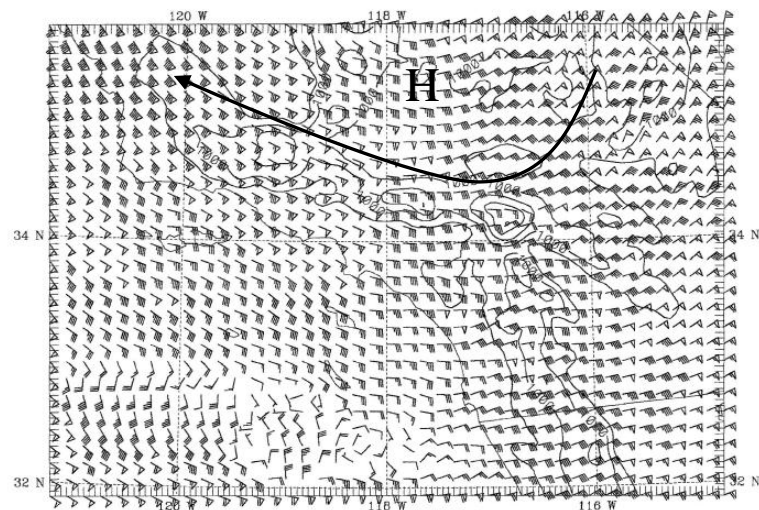
**Σχ. (I.1.2 α) Πεδίο ανέμων στα 3800m (RUN2) για τις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT).**



**Σχ. (I.1.2 β) Όπως το Σχ.(I.1.1.α) αλλά για τις 5/8 0600 UTC (4/8 2300 PDT)**

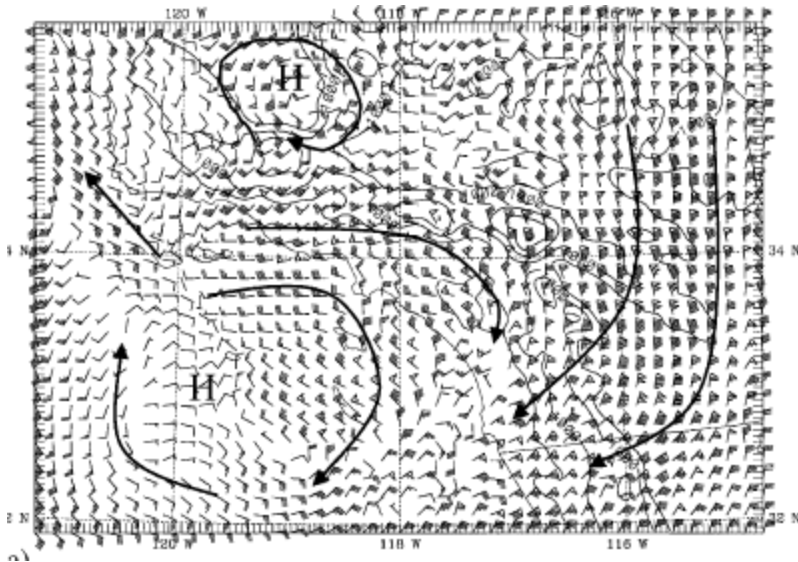


**Σχ. (I.1.2 γ) Όπως το Σχ.(I.1.2 α) αλλά για τις 5/8 2000 UTC (5/8 1300 PDT)**

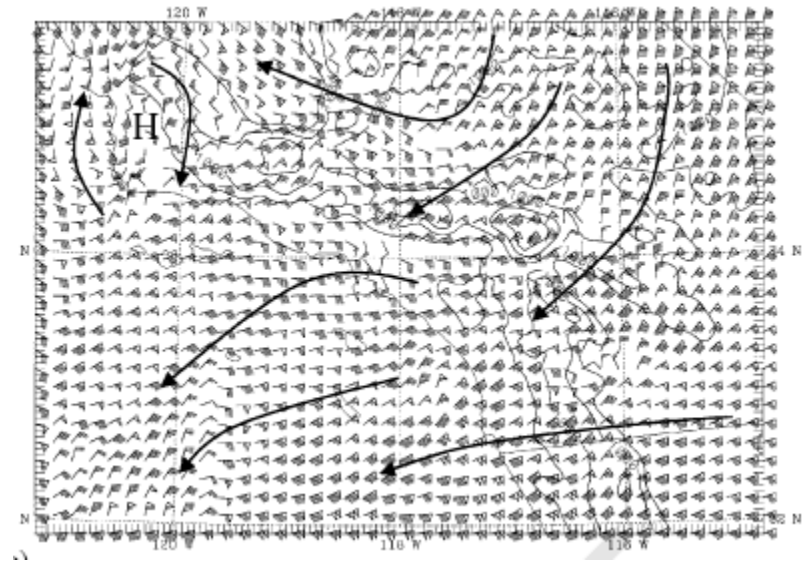


**Σχ. (I.1.2 δ) Όπως το Σχ. (I.1.2 α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC (6/8 0500 PDT)**

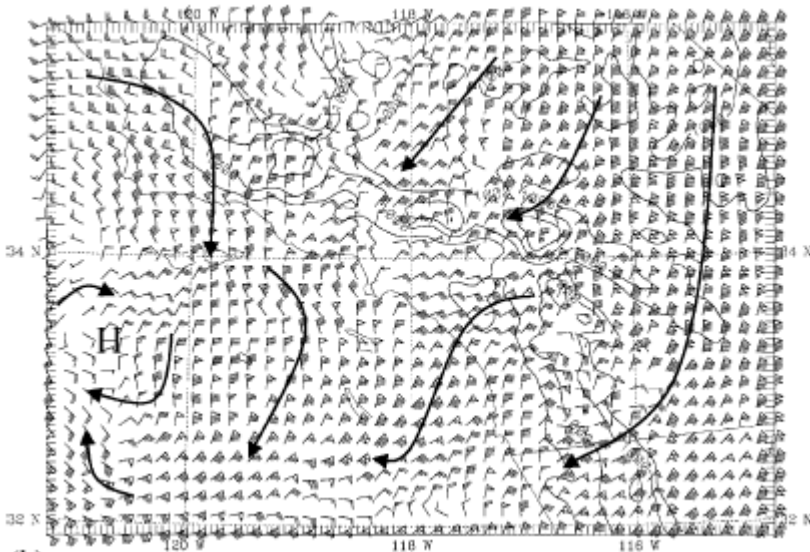




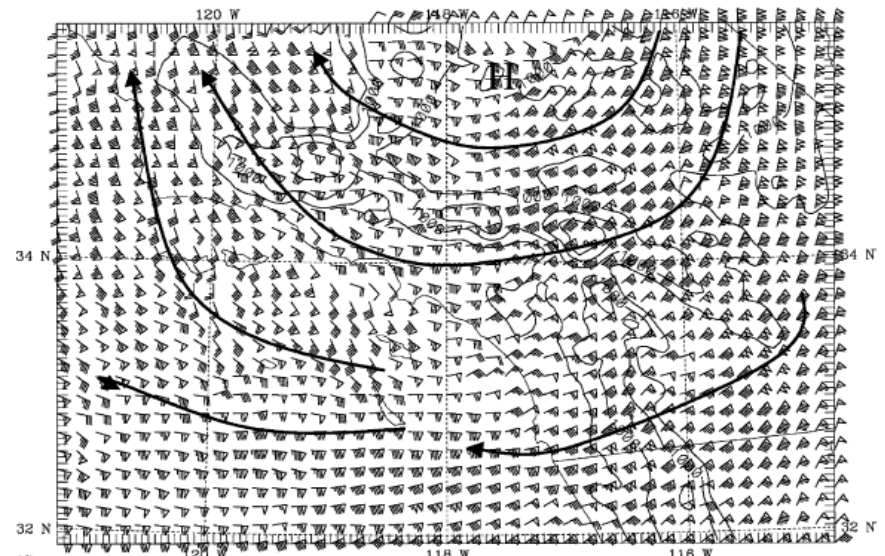
Σχ. (I.1.3α) Πεδίο ανέμου στα 3800m (RUN4) για τις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT).



Σχ. (I.1.3β) Όπως το Σχ. (I.1.3α) αλλά για τις 5/8 0600 UTC (4/8 2300 PDT)

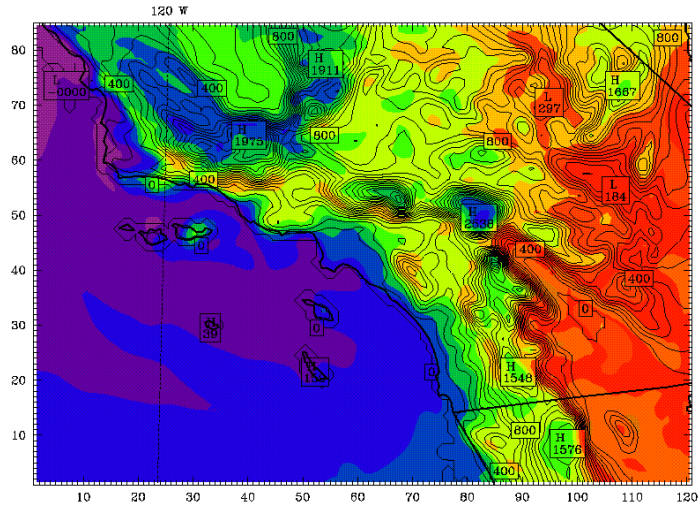


Σχ. (I.1.3γ) Όπως το Σχ. (I.1.3α) αλλά για τις 5/8 2000 UTC (5/8 1300 PDT)

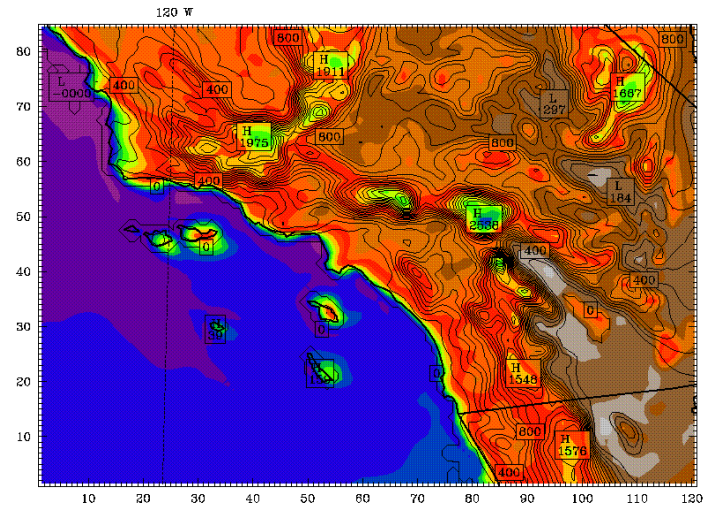


Σχ. (I.1.3δ) Όπως το Σχ. (I.1.3α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC (6/8 0500 PDT)

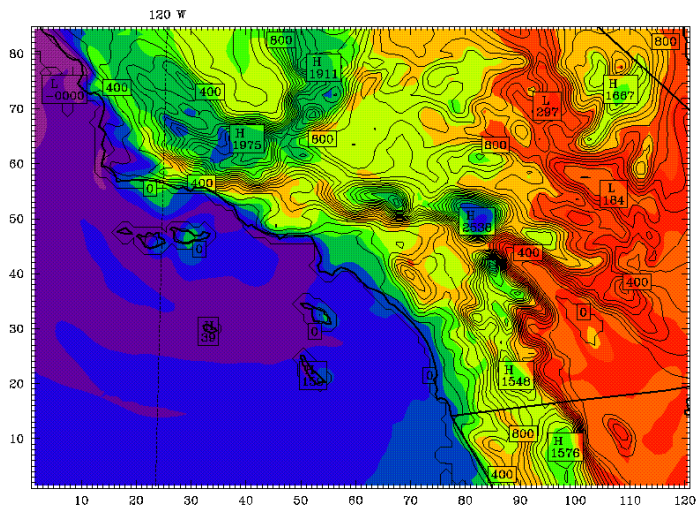
## I.2 Προσομοιώσεις θερμοκρασίας στην επιφάνεια και τα 800m



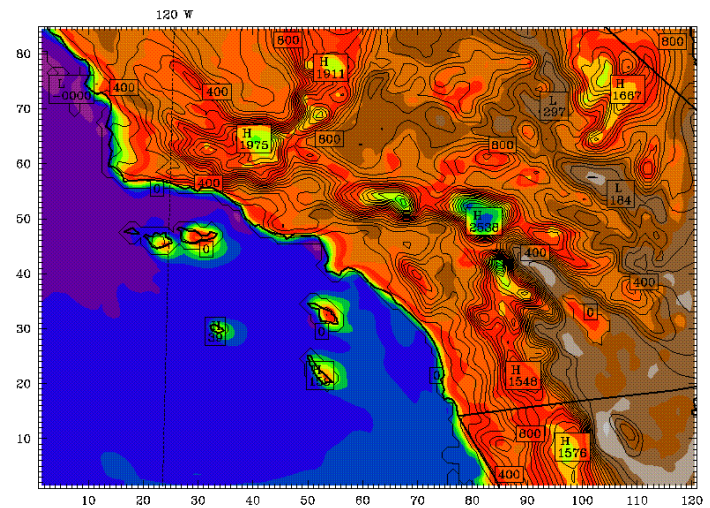
Σχ.(I.2.1.α) Πεδίο θερμοκρασίας ανά (2° C) (RUN1) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT).



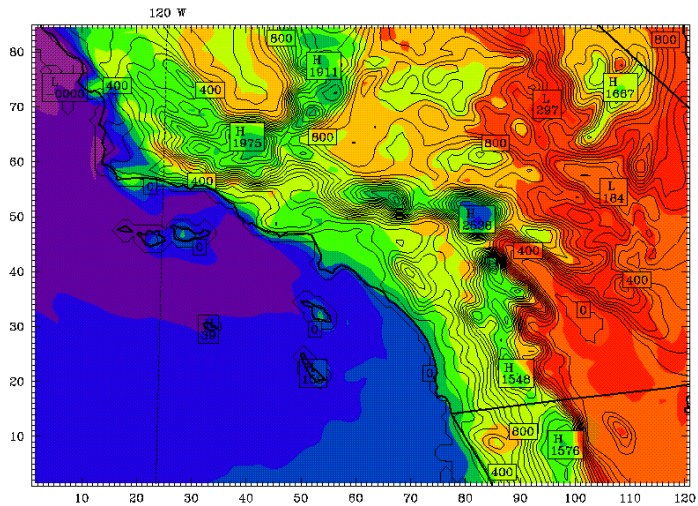
Σχ.(I.2.1.β) Όπως το Σχ. (I.2.1.α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC ( 4/8 1500 PDT)



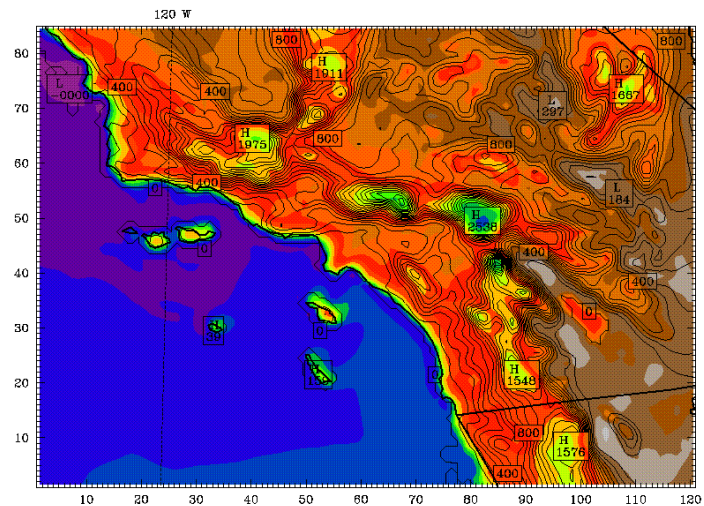
Σχ. (I.2.1.γ) Όπως το Σχ.(I.2.1.α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC ( 5/8 0500 PDT)



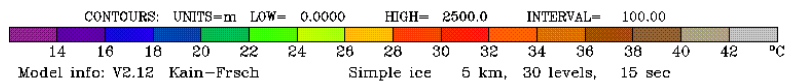
Σχ. (I.2.1.δ) Όπως το Σχ. (I.2.1.α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC ( 5/8 1500 PDT)

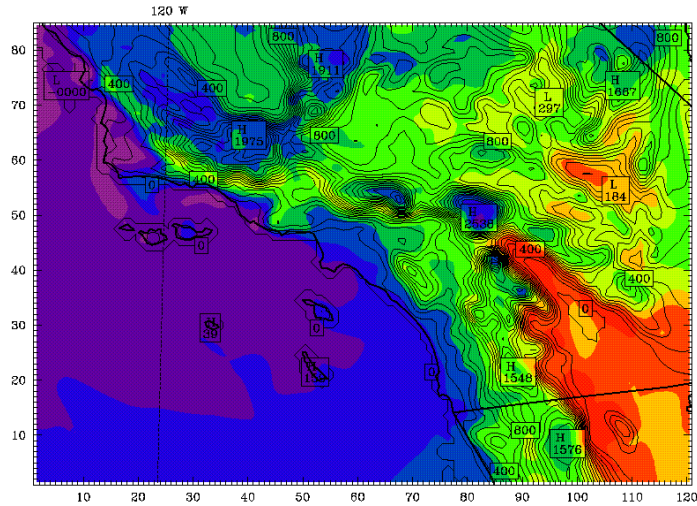


Σχ. (I.2.1ε) Όπως το Σχ. (I.2.1α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC  
( 6/8 0500 PDT)

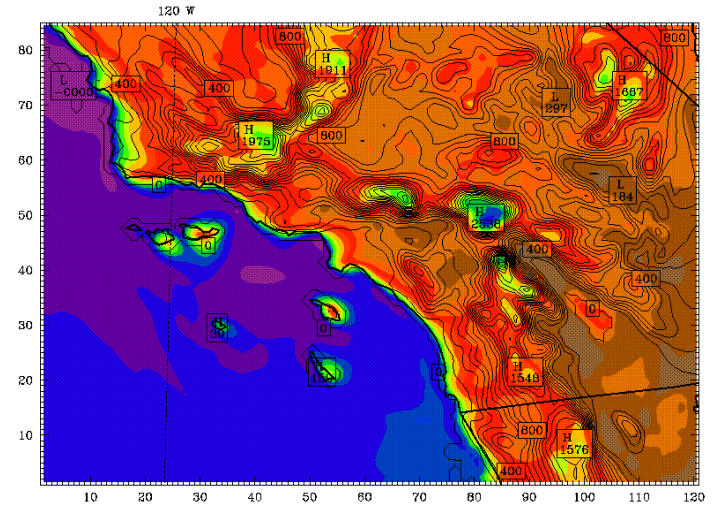


Σχ. (I.2.1ζ) Όπως το Σχ. (I.2.1α) αλλά για τις 6/8 2200 UTC  
( 6/8 1400 PDT)

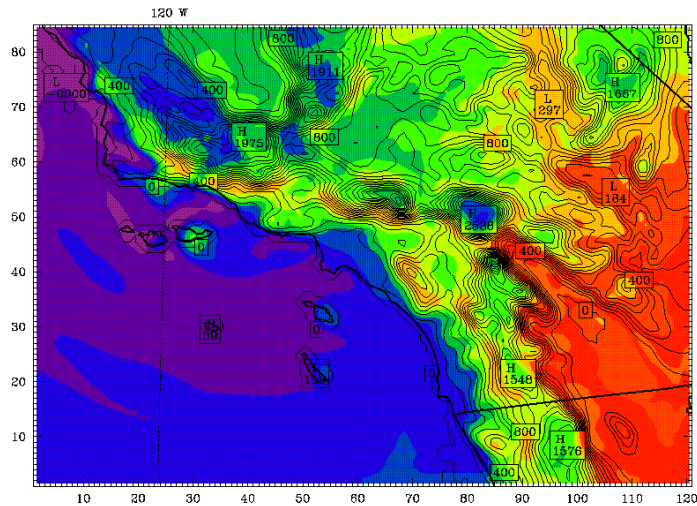




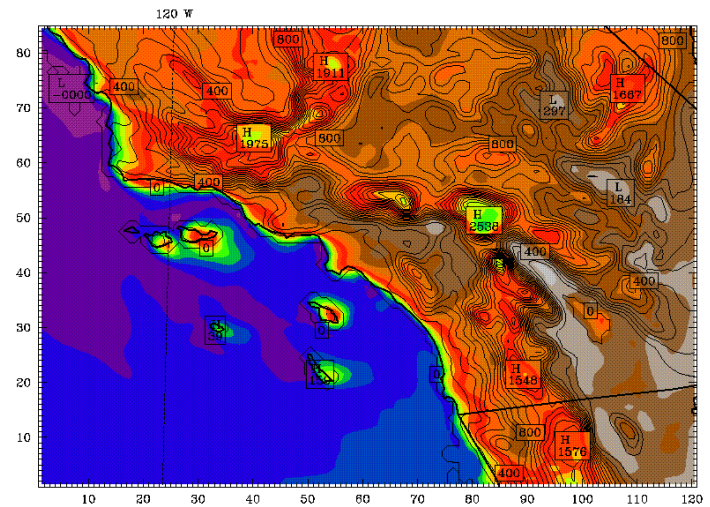
Σχ. (I.2.2α) Πεδίο θερμοκρασίας ανά (2° C) (RUN2) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT).



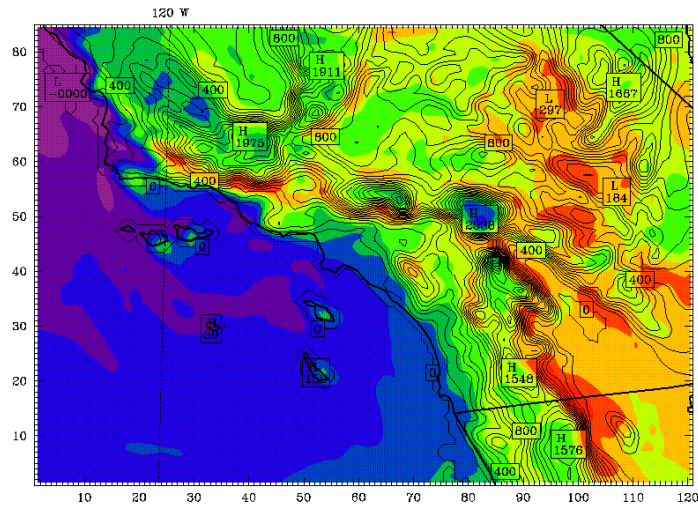
Σχ. (I.2.2β) Όπως το Σχ. (I.2.2α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1400 PDT)



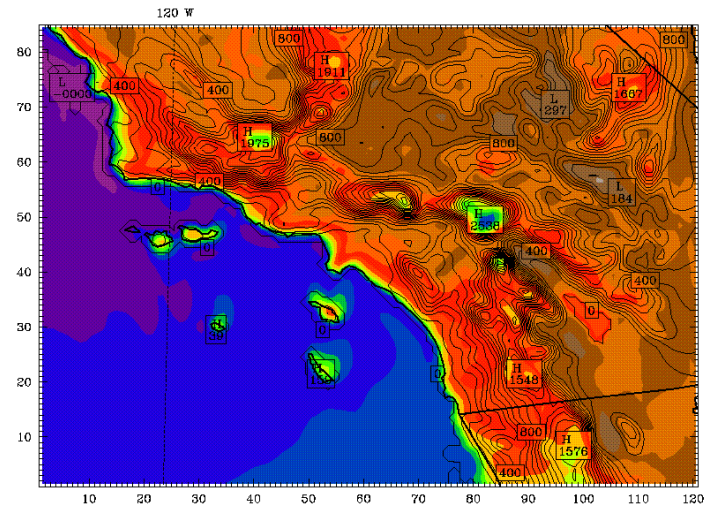
Σχ. (I.2.2γ) Όπως το Σχ. (I.2.2α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



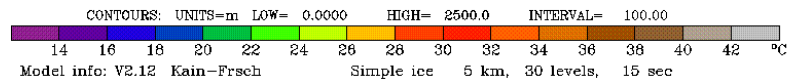
Σχ. (I.2.2δ) Όπως το Σχ. (I.2.2α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1400 PDT)

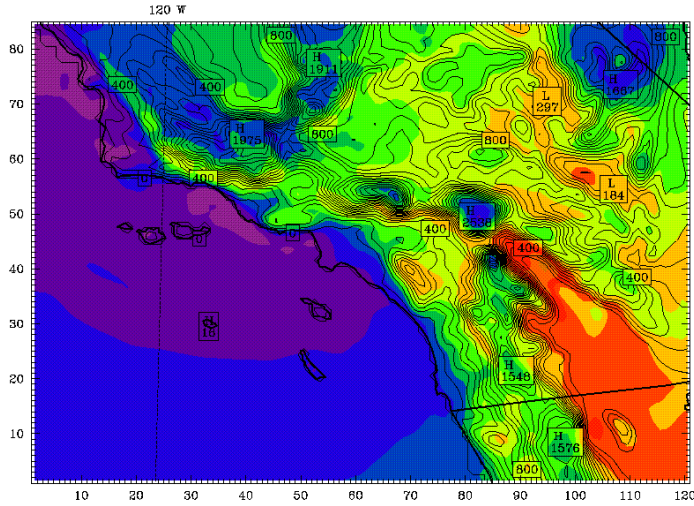


Σχ. (I.2.2ε) Όπως το Σχ. (I.2.2α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC  
(6/8 0500 PDT)

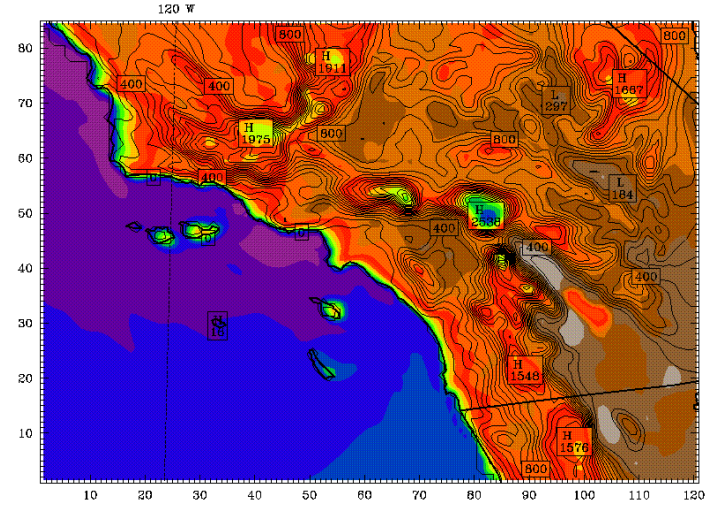


Σχ. (I.2.2ζ) Όπως το Σχ. (I.2.2α) αλλά για τις 6/8 2200 UTC  
(6/8 1400 PDT)

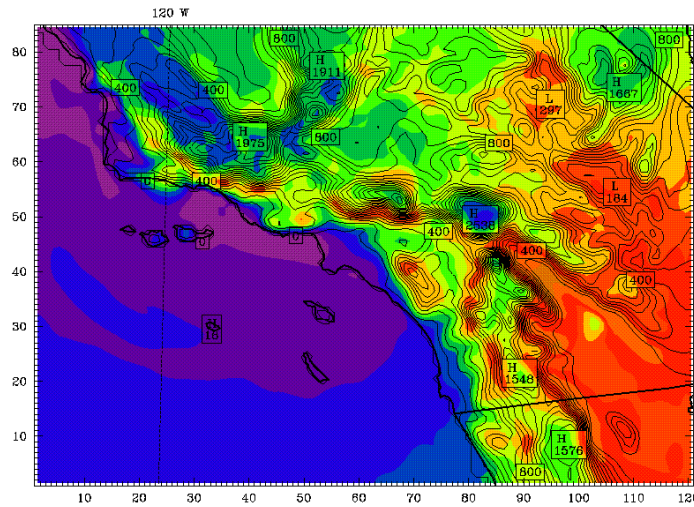




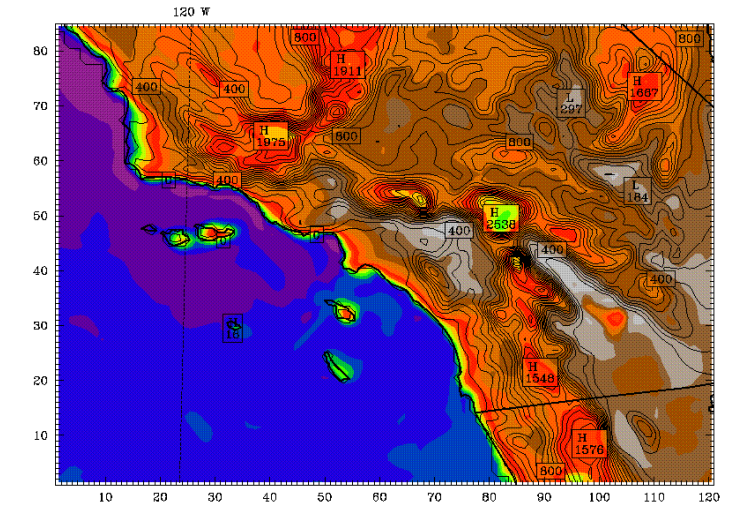
Σχ. ( I.2.3α) Πεδίο θερμοκρασίας (ανά 2° C) (RUN3) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT).



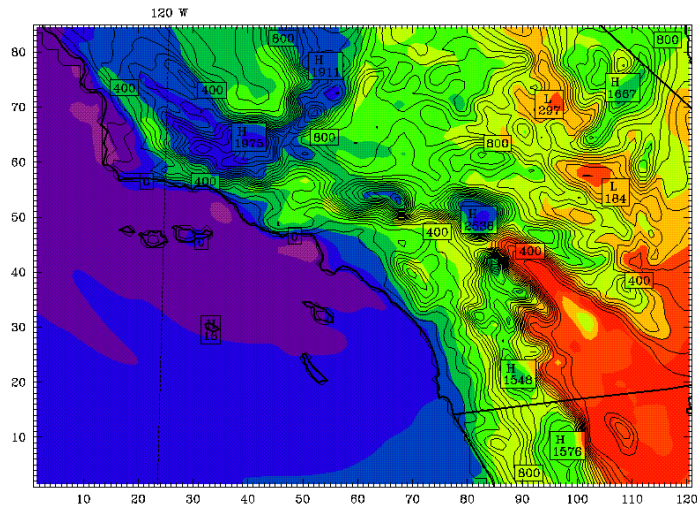
Σχ. (I.2.3β) Όπως το Σχ. (I.2.3α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



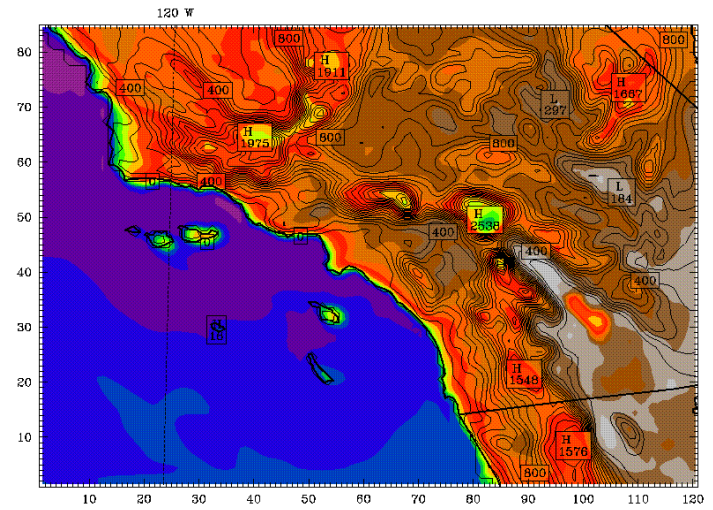
Σχ. ( I.2.3γ) Όπως το Σχ. (I.2.3α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



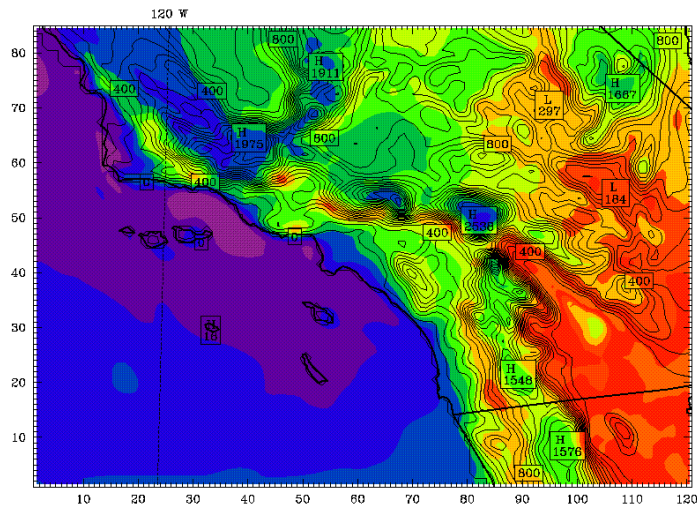
Σχ. (I.2.3δ). Όπως το Σχ. (I.2.3α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)



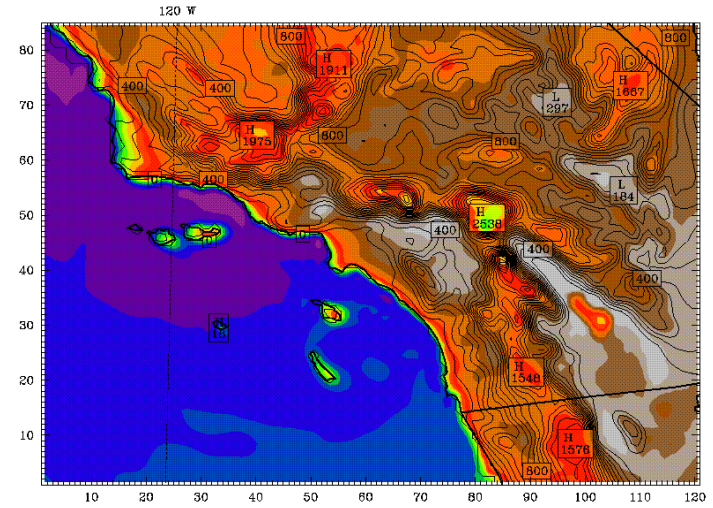
Σχ. (I.2.4α) Επιφανειακή κατανομή θερμοκρασίας (ανά 2° C) (RUN4) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)



Σχ. (I.2.4β) Όπως το Σχ. (I.2.4α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)

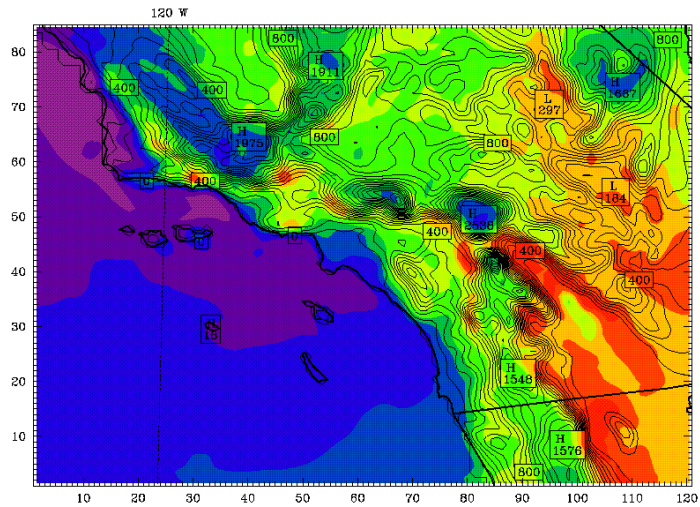


Σχ. (I.2.4γ) Όπως το Σχ. (I.2.4α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)

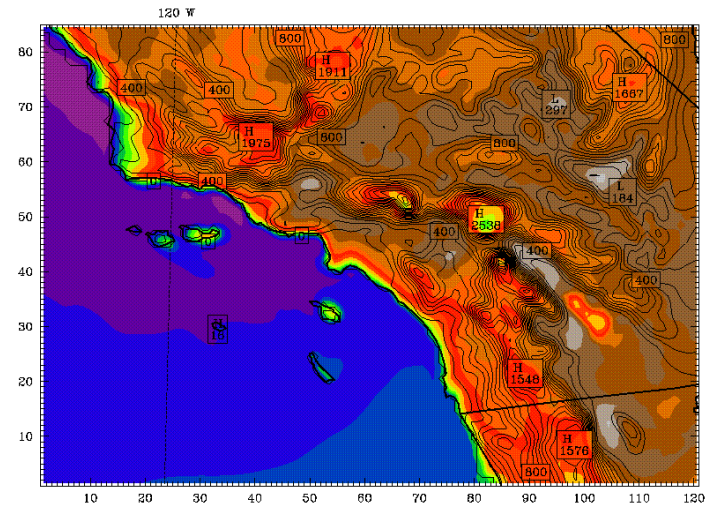


Σχ. (I.2.4δ) Όπως το Σχ. (I.2.4α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)

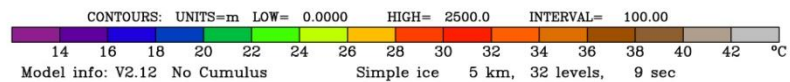


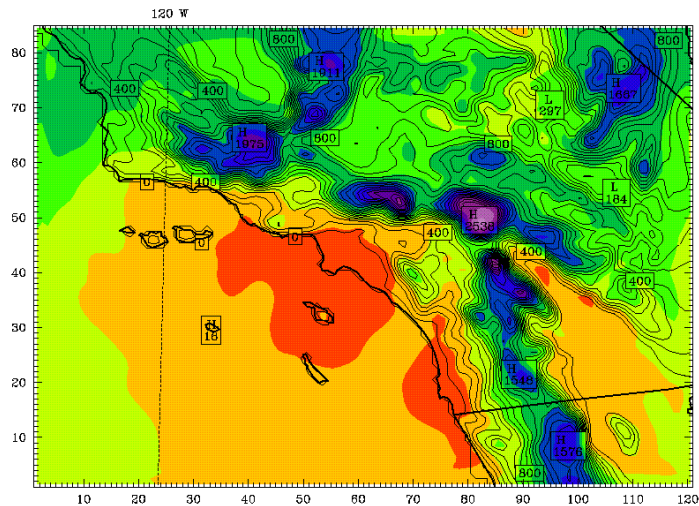


Σχ. ( I.2.4ε) Όπως το Σχ. (I.2.4α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC  
(6/8 0500 PDT)

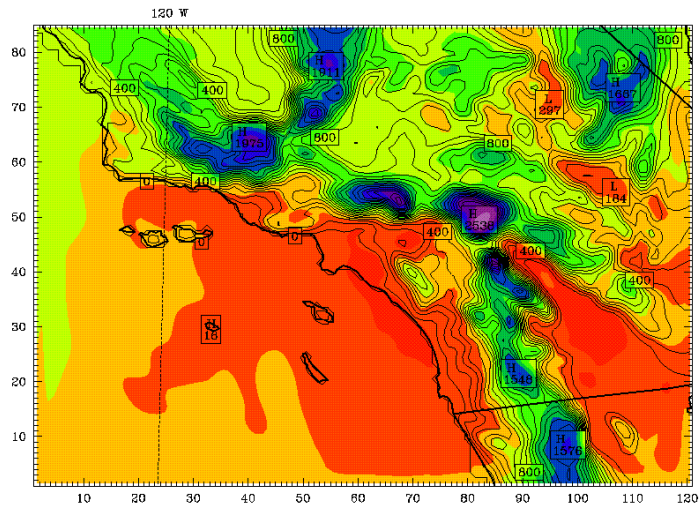


Σχ. ( I.2.4ζ) Όπως το Σχ. (I.2.4α) αλλά για τις 6/8 2200 UTC  
(6/8 1400 PDT)

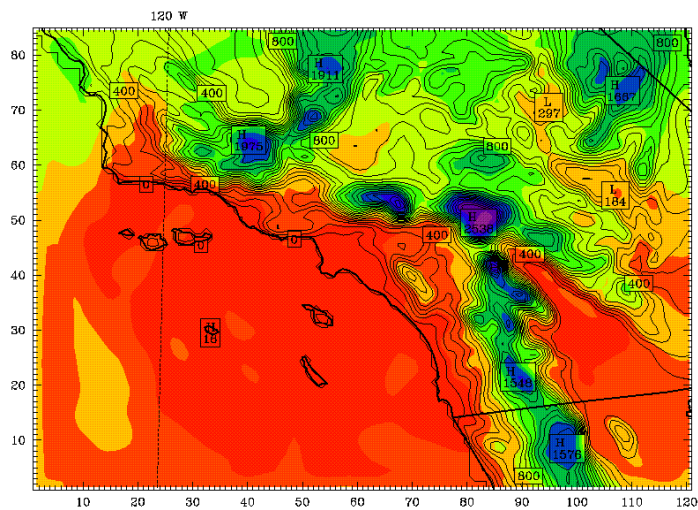




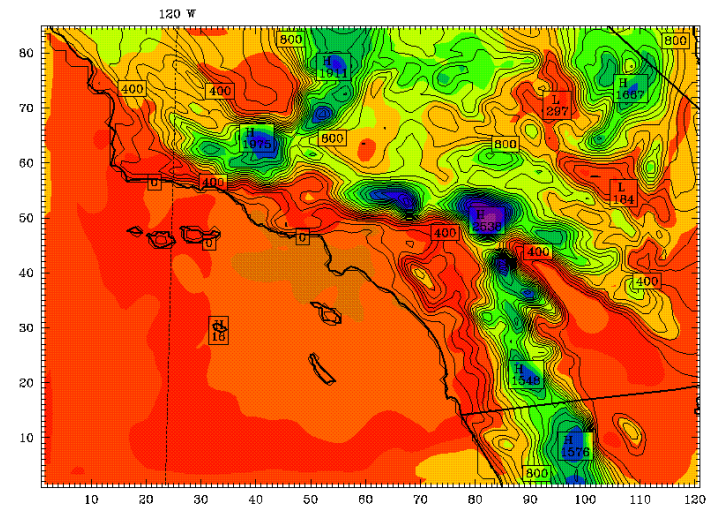
Σχ. (I.2.4ε) Θερμοκρασιακή κατανομή στα 800m (ανά 2 ° C) (RUN4)  
για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)



Σχ. (I.2.4ζ) Όπως το Σχ. (I.2.4ε) αλλά για τις 4/8 2200 UTC  
(4/8 1500 PDT)

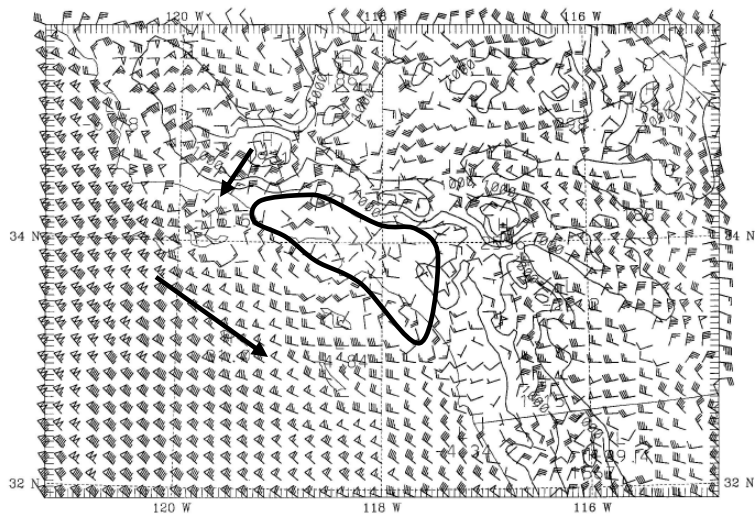


Σχ. (I.2.4η) Όπως το Σχ. (I.2.4ε) αλλά για τις 5/8 1200 UTC  
(5/8 0500 PDT)

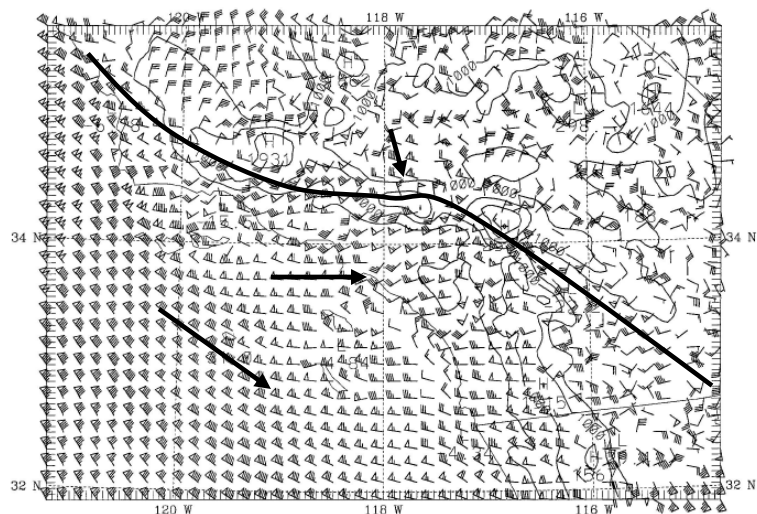


Σχ. (I.2.4θ) Όπως το Σχ. (I.2.4ε) αλλά για τις 5/8 2200 UTC  
(5/8 1500 PDT)

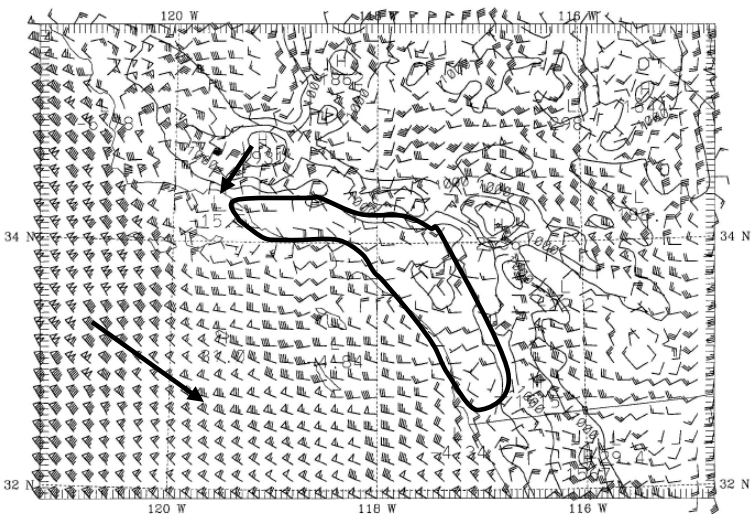
### Ι.3 Προσομοιώσεις ανέμου στην επιφάνεια



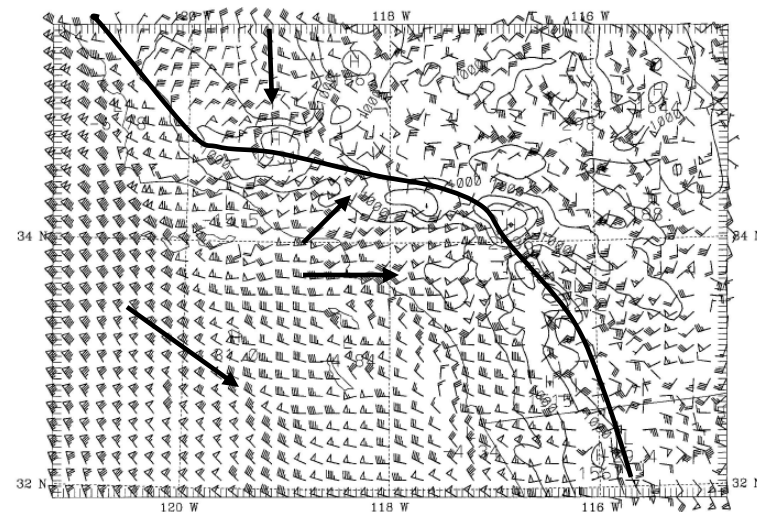
Σχ. (I.3.1α) Πεδίο ανέμου επιφάνειας (RUN1) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT). Οι γραμμές συμβολίζουν όρια περιοχών με σχετικά ομοιόμορφη διεύθυνση ανέμου



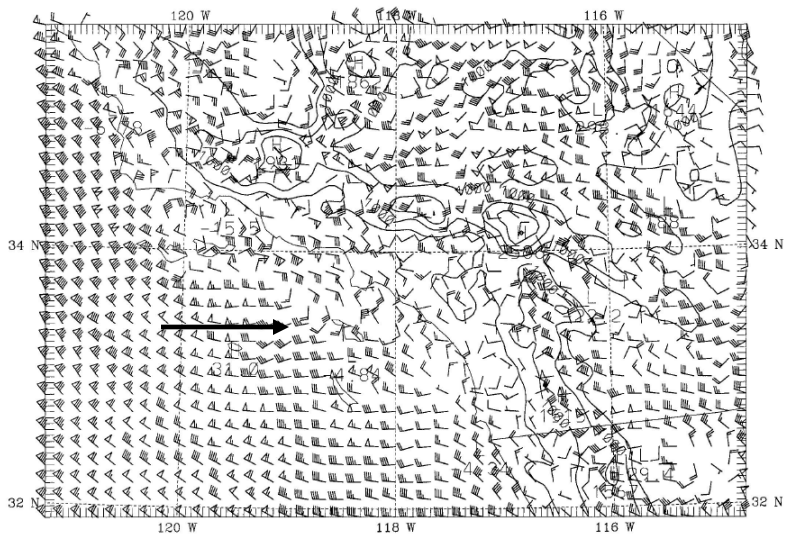
Σχ. (I.3.1β) Όπως το Σχ. (I.3.1α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



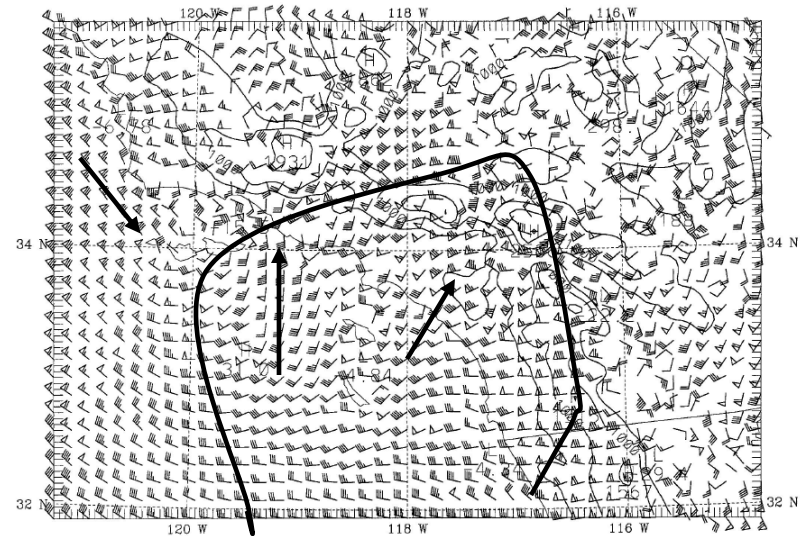
Σχ. (I.3.1γ) Όπως το Σχ.(I.3.1α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



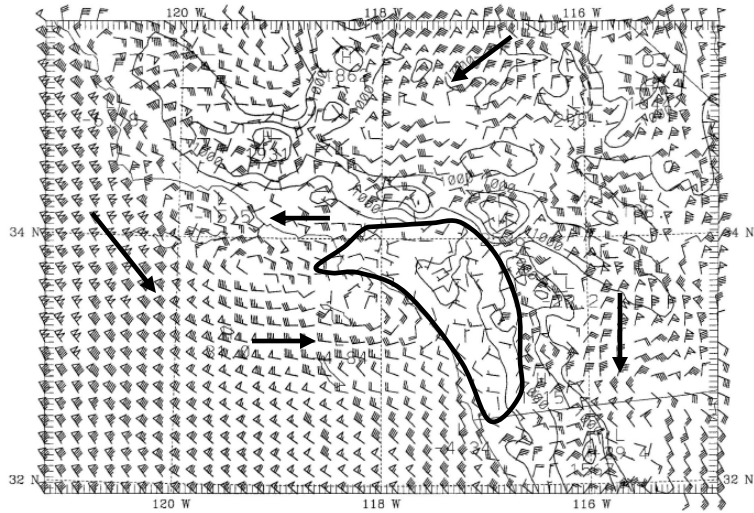
Σχ. (I.3.1δ) Όπως το Σχ. (I.3.1α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)



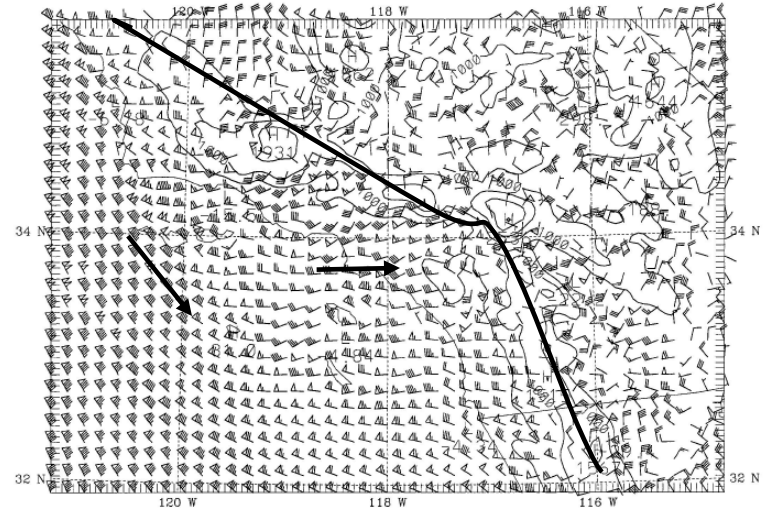
**Σχ.(I.3.1 ε) Όπως το Σχ. (I.3.1 α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC  
( 6/8 0500 PDT)**



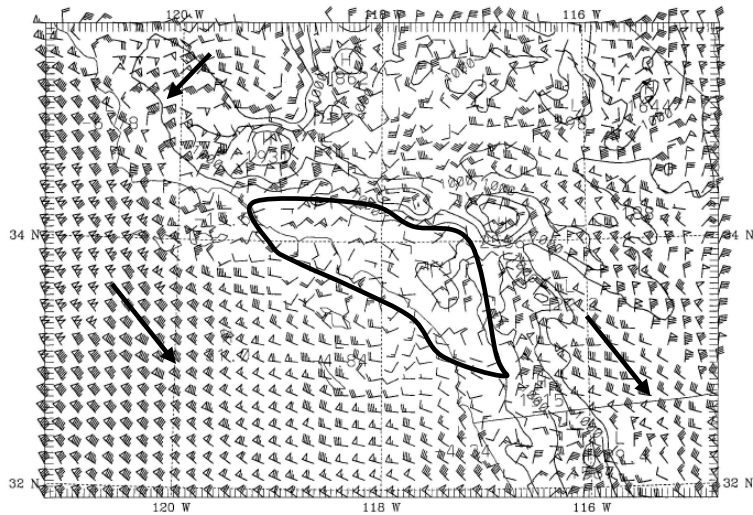
**Σχ. (I.3.1ζ) Όπως το Σχ. (I.3.1α) αλλά για τις 6/8 2200 UTC  
( 6/8 1500 PDT)**



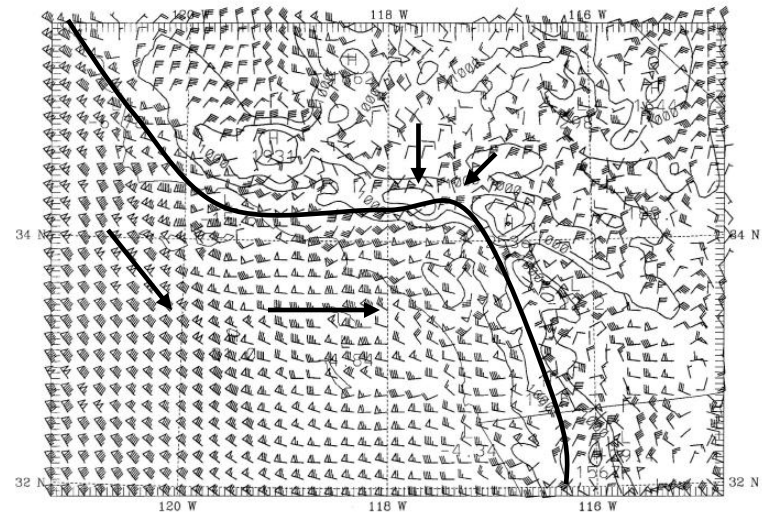
Σχ. (1.3.2α) Πεδίο ανέμων επιφάνειας (RUN2) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)



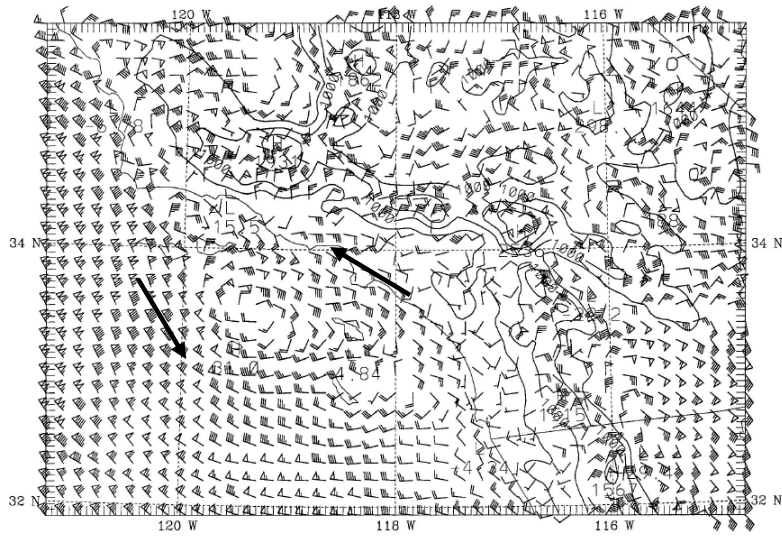
Σχ. (1.3.2β) Όπως το Σχ. (1.3.2 α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



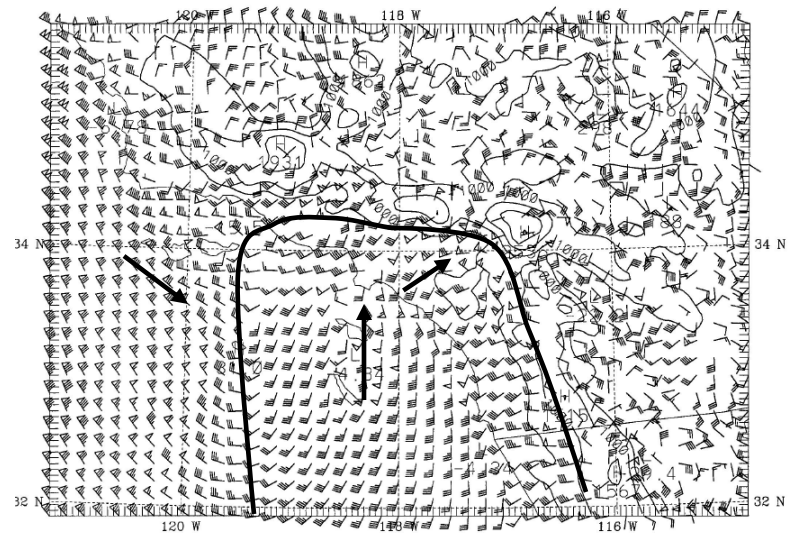
Σχ. (1.3.2γ) Όπως το Σχ. (1.3.2α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



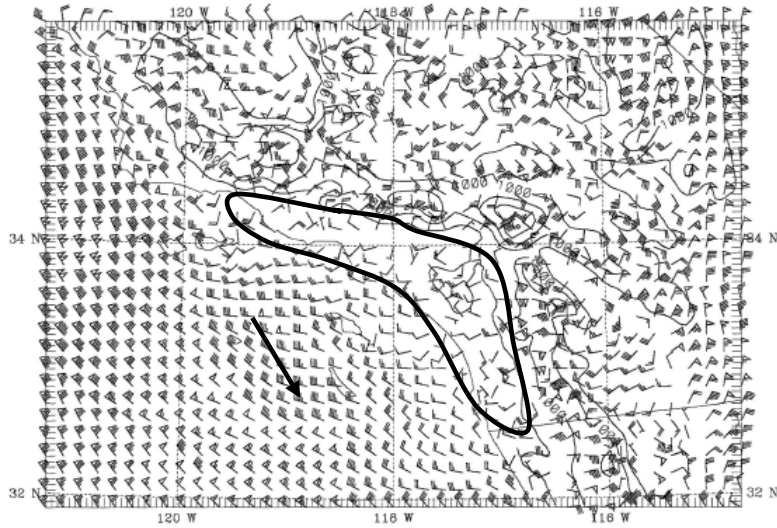
Σχ. (6.2.4 δ) Όπως το Σχ. (1.3.2α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)



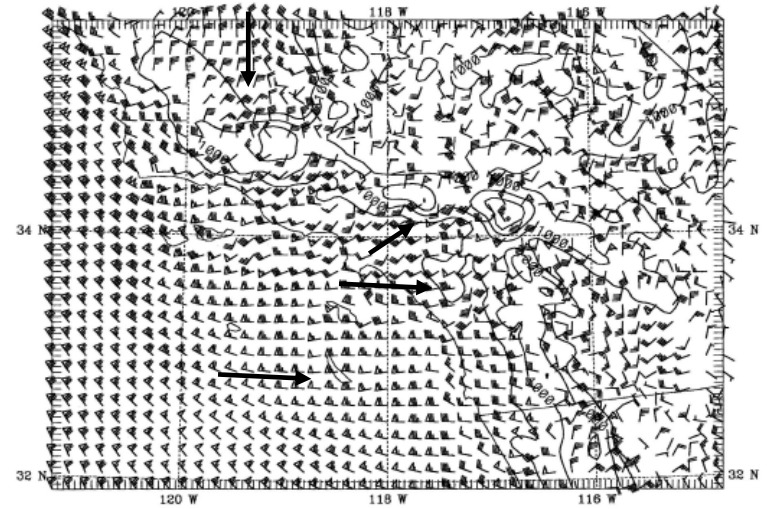
**Σχ. (Ι.3.2ε) Όπως το Σχ. (Ι.3.2α) αλλά για τις 6/8 1200 UTC  
( 6/8 0500 PDT)**



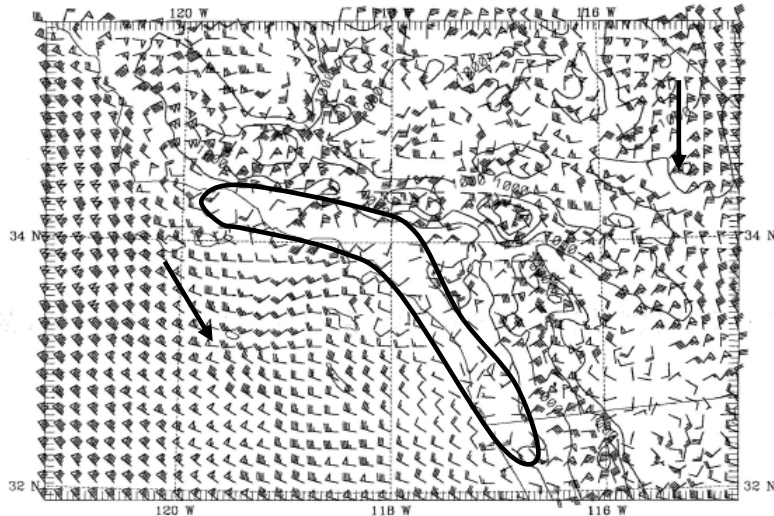
**Σχ. (Ι.3.2ζ) Όπως το Σχ. (Ι.3.2α) αλλά για τις 6/8 2200 UTC  
( 6/8 1500 PDT)**



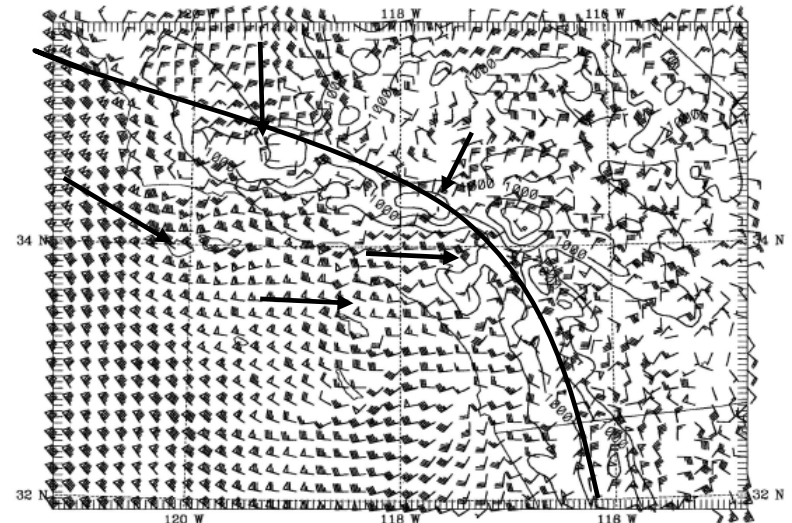
Σχ. (I.3.3α) Πεδίο ανέμου επιφάνειας (RUN3) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT).



Σχ. (I.3.3β) Όπως το Σχ. (I.3.3α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)

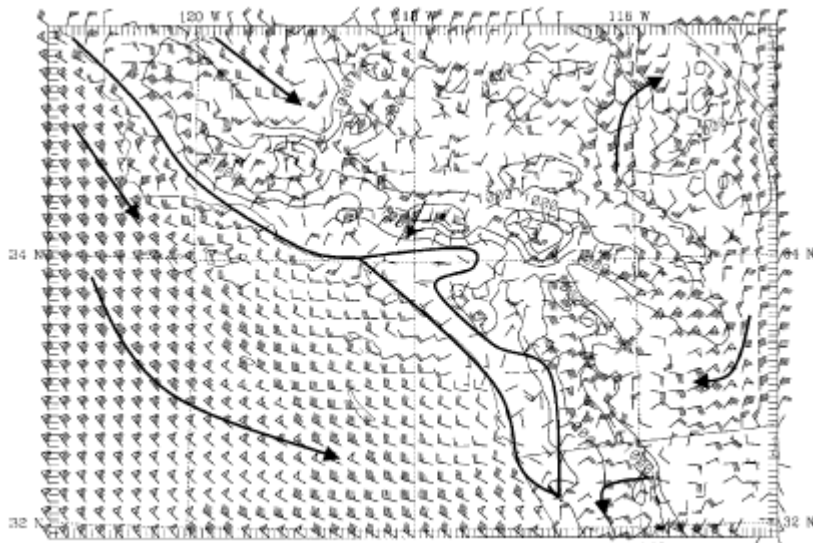


Σχ. (I.3.3γ) Όπως το Σχ. (I.3.3α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)

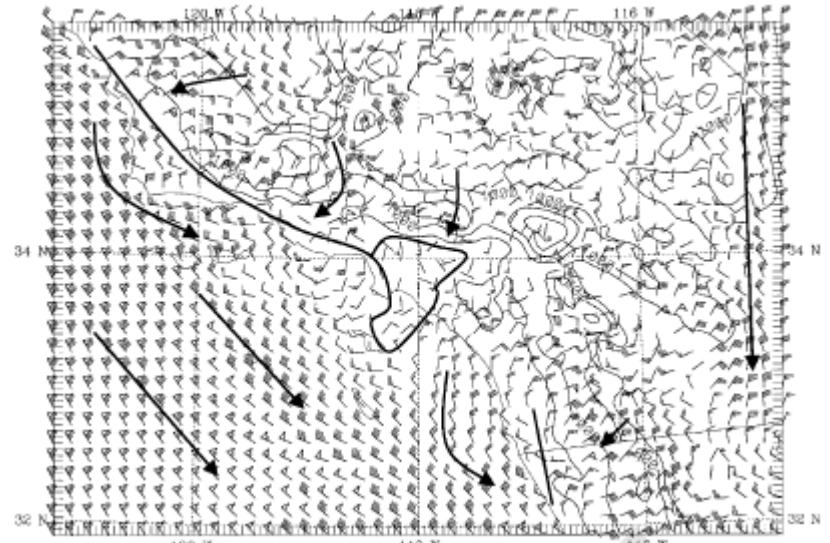


Σχ. (I.3.3δ) Όπως το Σχ. (I.3.3α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)

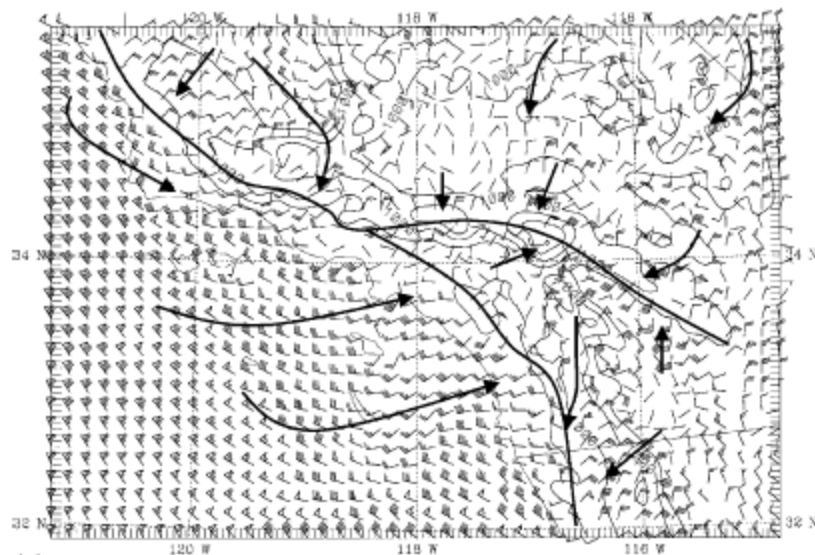




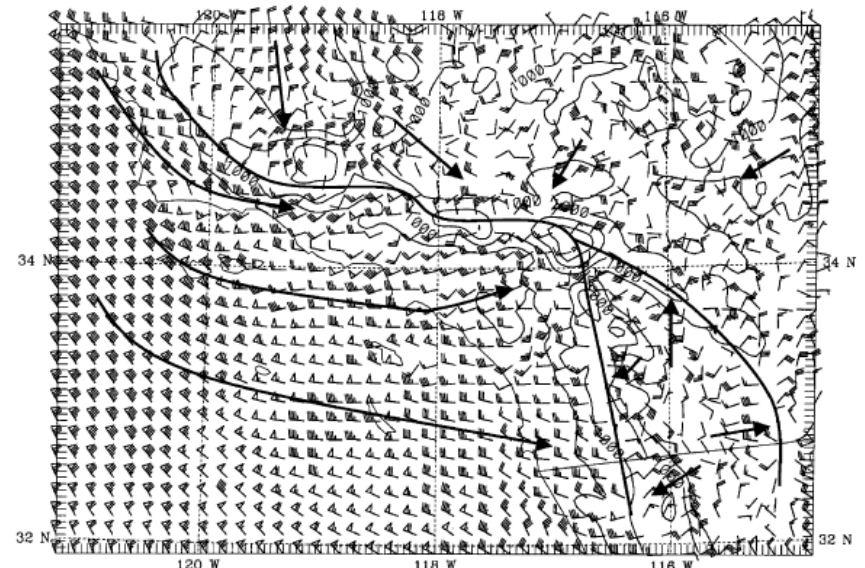
(α) Σχ. (I.3.4 α) Πεδίο ανέμου επιφανείας (RUN4) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)



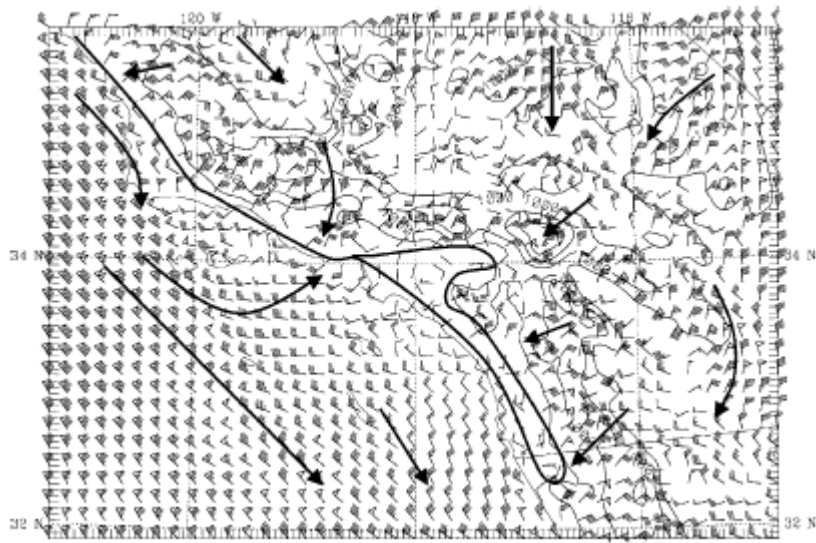
Σχ. (I.3.4 β) Όπως το Σχ. (I.3.4α) αλλά για τις 4/8 1500 UTC (4/8 0800 PDT)



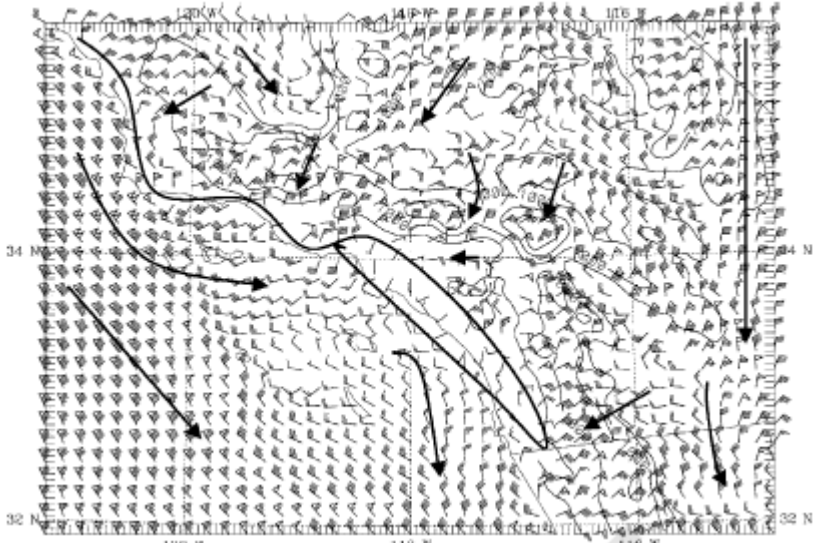
(γ) Σχ. (I.3.4 γ). Όπως το Σχ. (I.3.4α) αλλά για τις 4/8 1800 UTC (4/8 1100 PDT)



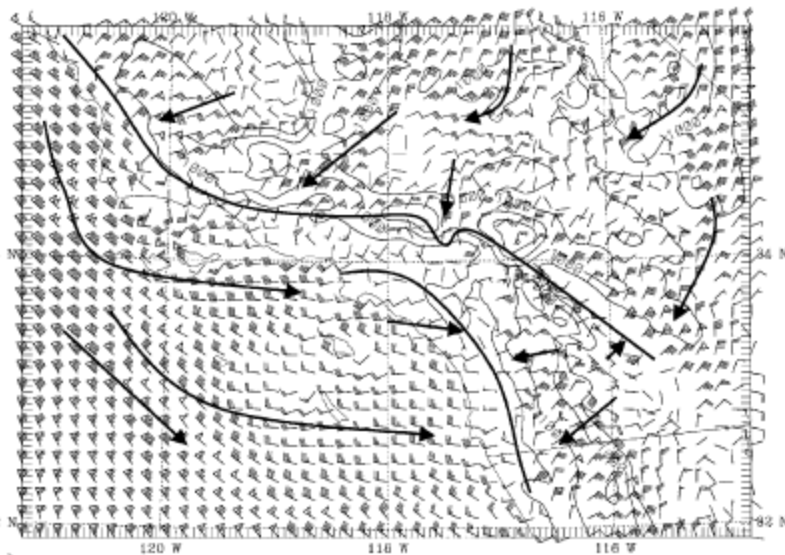
Σχ. (I.3.4 δ) Όπως το Σχ. (I.3.4 α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



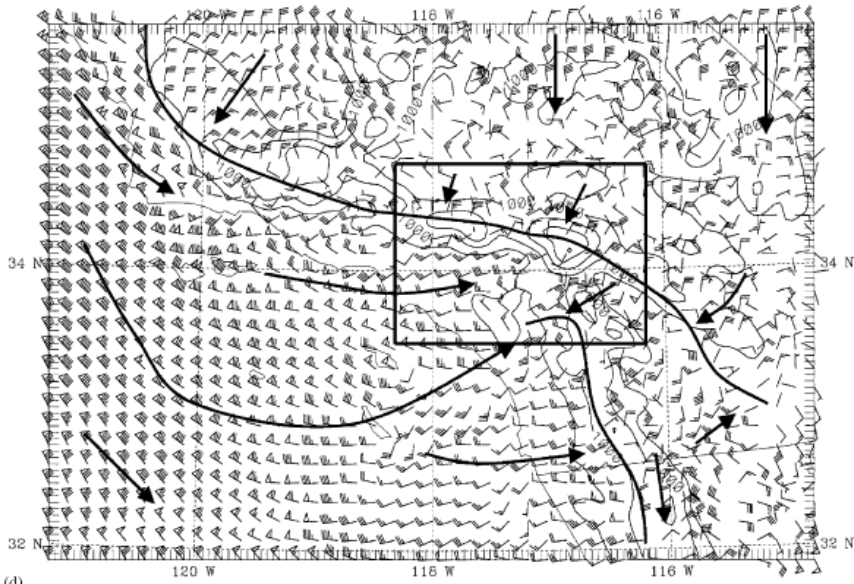
Σχ. (I.3.4ε) Όπως το Σχ. (I.3.4α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



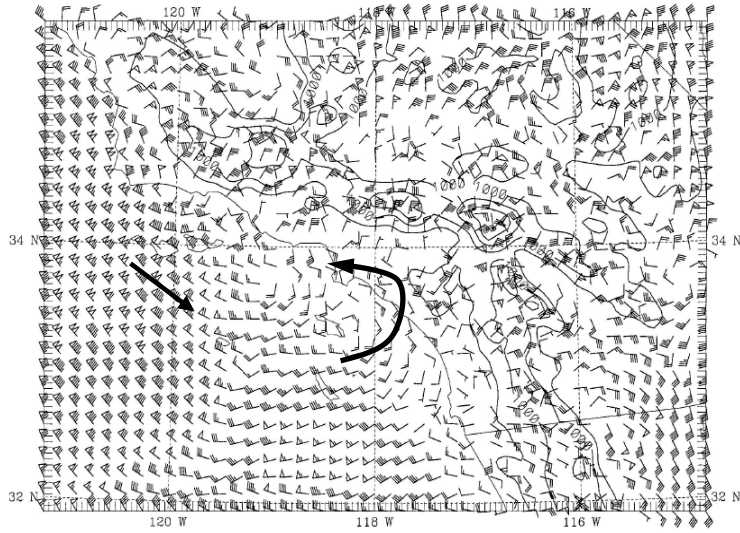
Σχ. (I.3.4ζ) Όπως το Σχ. (I.3.4α) αλλά για τις 5/8 1500 UTC (5/8 0800 PDT)



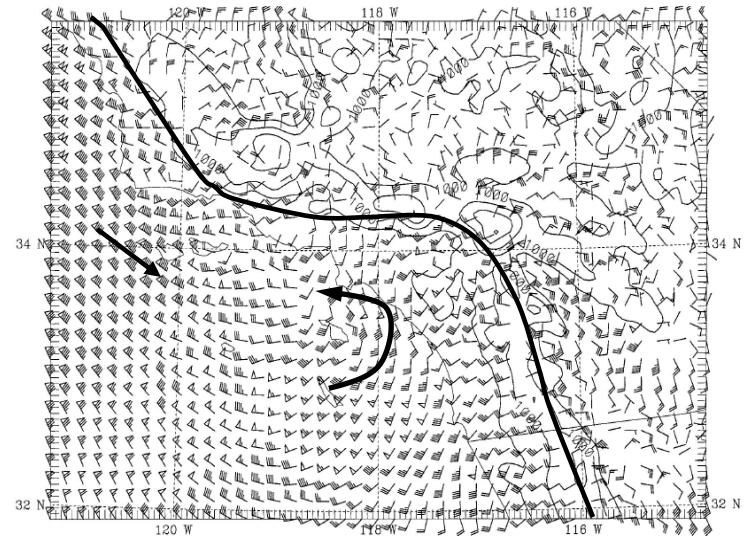
Σχ. (I.3.4η) Όπως το Σχ. (I.3.4α) αλλά για τις 5/8 1800 UTC (5/8 1100 PDT)



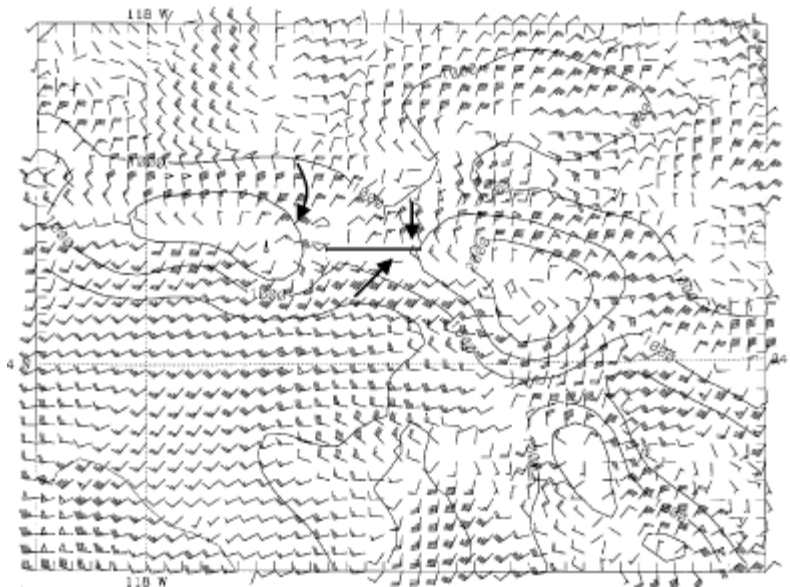
Σχ. (I.3.4θ) Όπως το Σχ. (I.3.4α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT). Το τετράγωνο περικλείει την περιοχή σύγκλισης



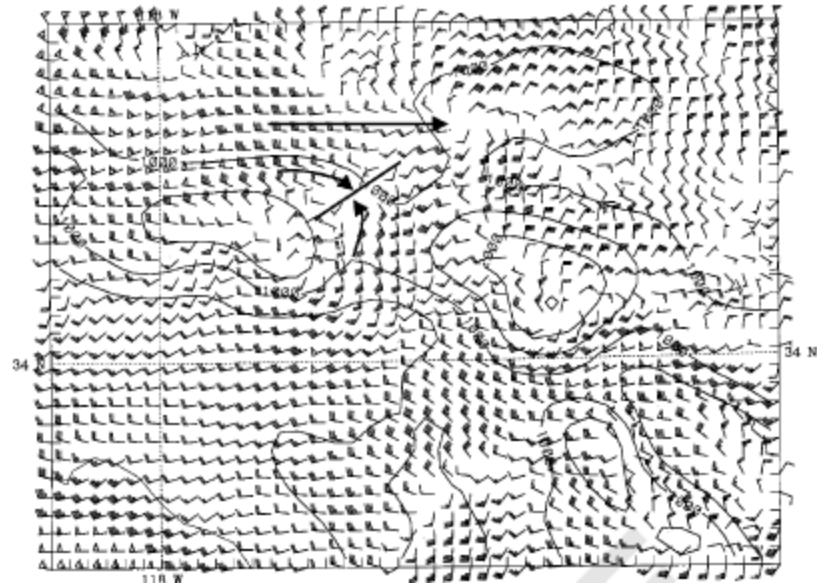
Σχ. (I.3.4 ι) Όπως το Σχ. (I.3.4 α ) αλλά για τις 6/8 1200 UTC  
(6/8 0500 PDT)



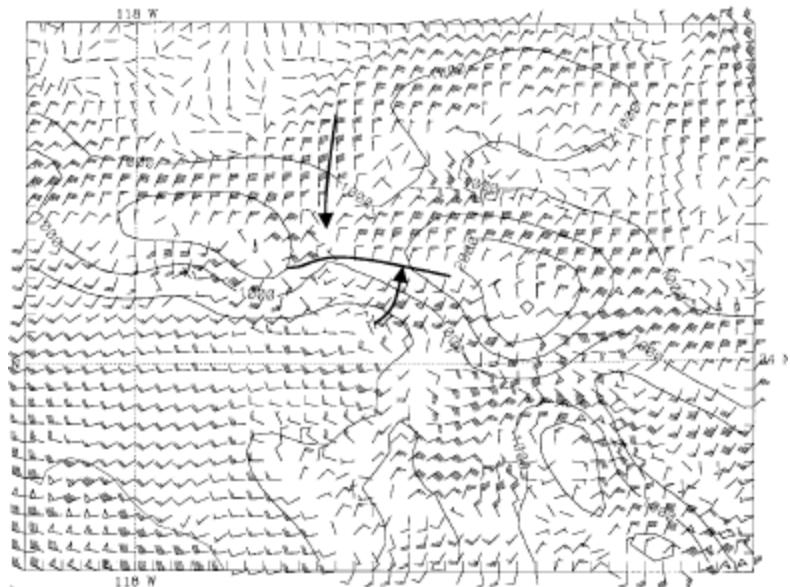
Σχ. (I.3.4 κ) Όπως το Σχ. (I.3.4 α ) αλλά για τις 6/8 2200 UTC  
(6/8 1500 PDT)



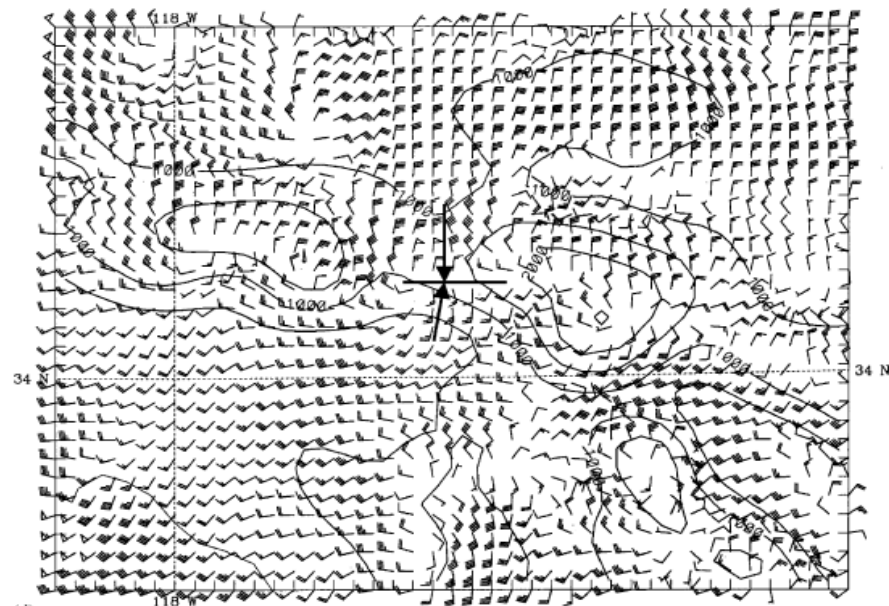
Σχ. (1.3.5α) Περιοχή σύγκλισης ( RUN4) για τις 4/8 2100 UTC  
(4/8 1500 PDT)



Σχ. (1.3.5 β) Όπως στο Σχ. (1.3.5 α) αλλά για τις 5/8 0100 UTC  
(4/8 1800 PDT)

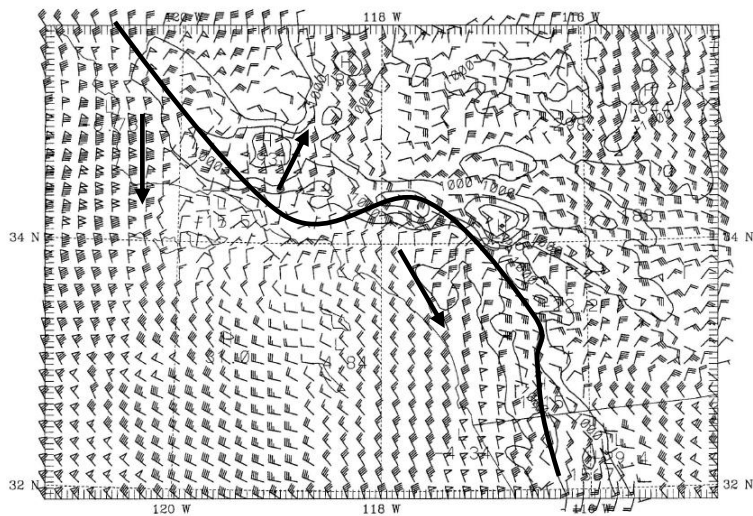


Σχ. (1.3.5γ) Όπως στο Σχ. (1.3.5 α) αλλά για τις 5/8 2100 UTC  
(5/8 1500 PDT)

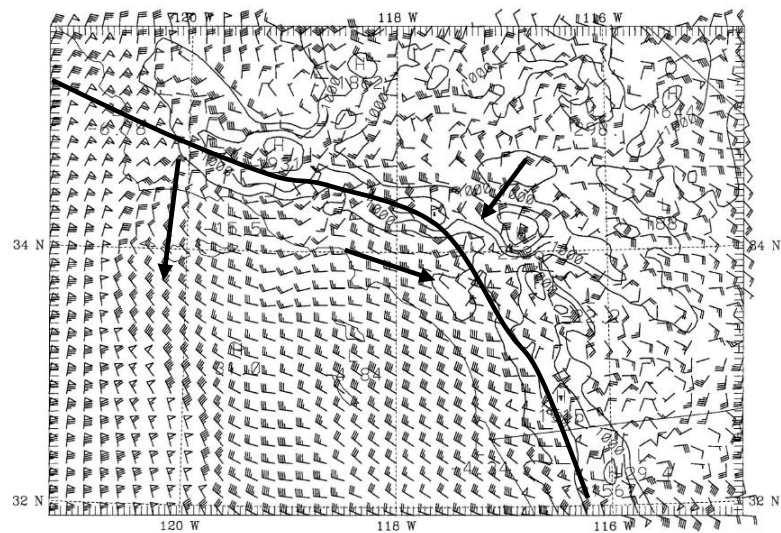


Σχ. (1.3.5δ) Όπως στο Σχ. (1.3.5 α) αλλά για τις  
6/8 0100 UTC (5/8 1800 PDT)

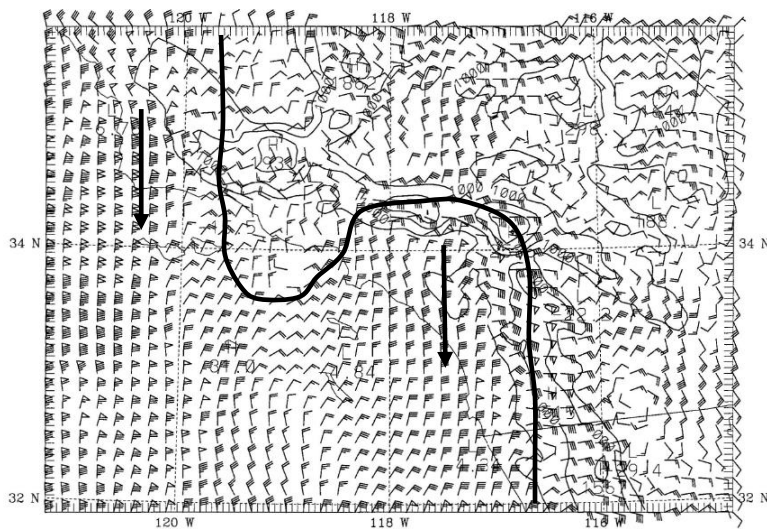
## I.4 Προσομοιώσεις ανέμου στα 800m



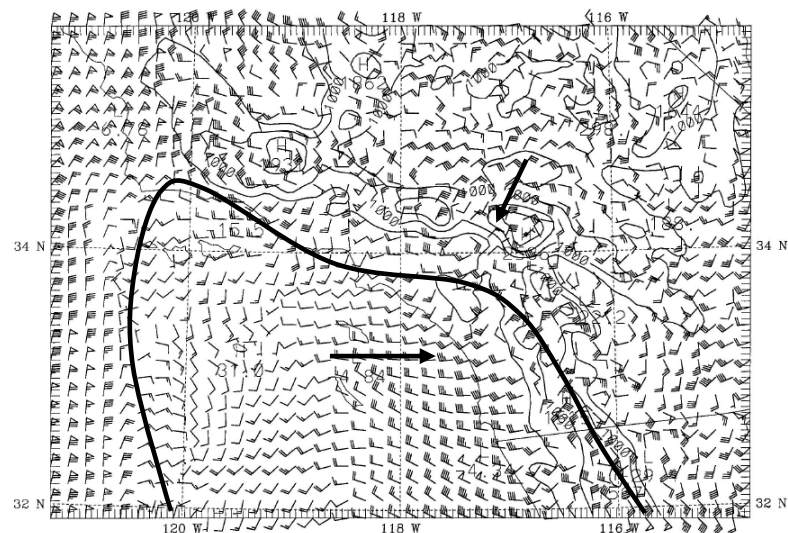
**Σχ. (I.4.1α)** Πεδίο ανέμων στα 800m AGL (RUN1) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT).



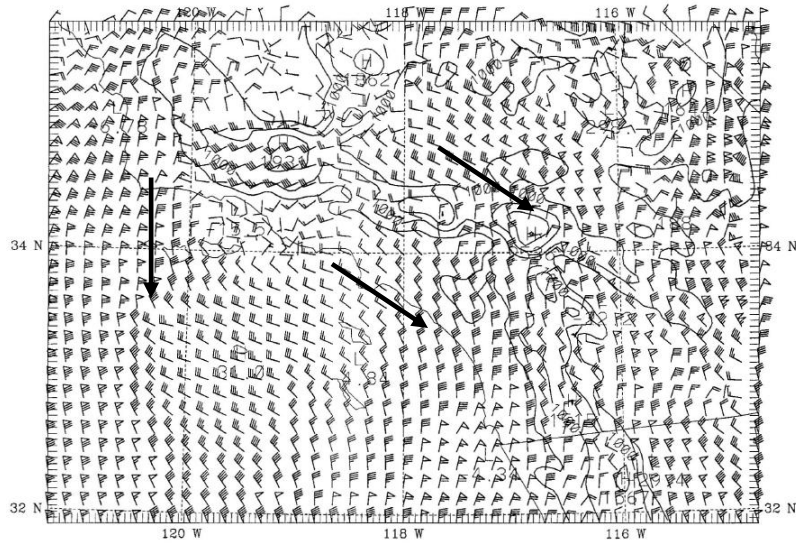
**Σχ. (I.4.1β)** Όπως το Σχ. (I.4.1α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



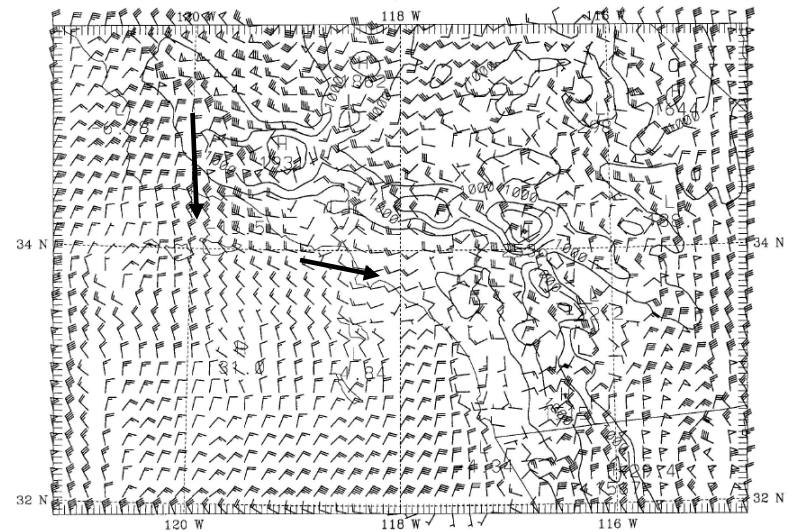
**Σχ. (I.4.1γ)** Όπως το Σχ. (I.4.1α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



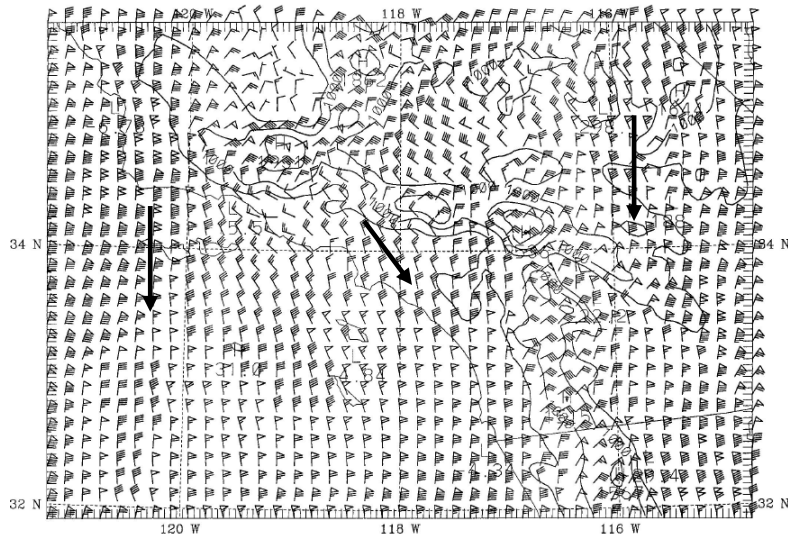
**Σχ. (I. 4.1δ)** Όπως το Σχ. (I.4.1 α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC (5/8 1600 PDT)



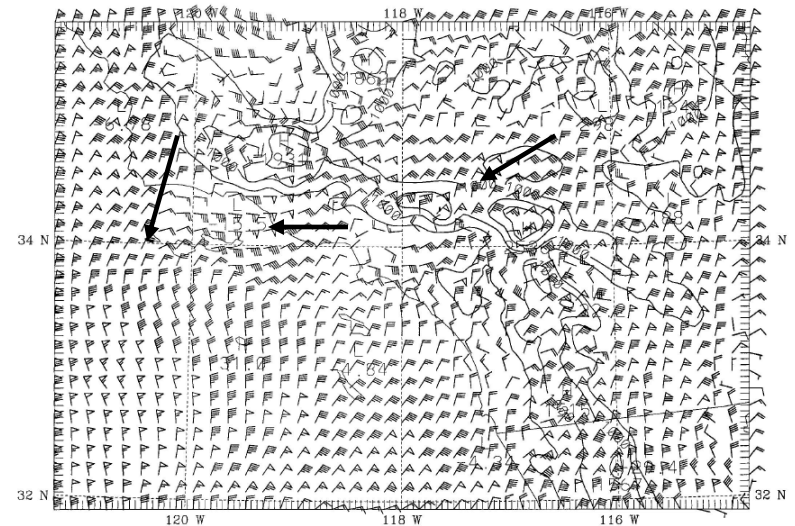
**Σχ. (I.4.2 α) Πεδίο ανέμου στα 800m AGL (RUN2) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT).**



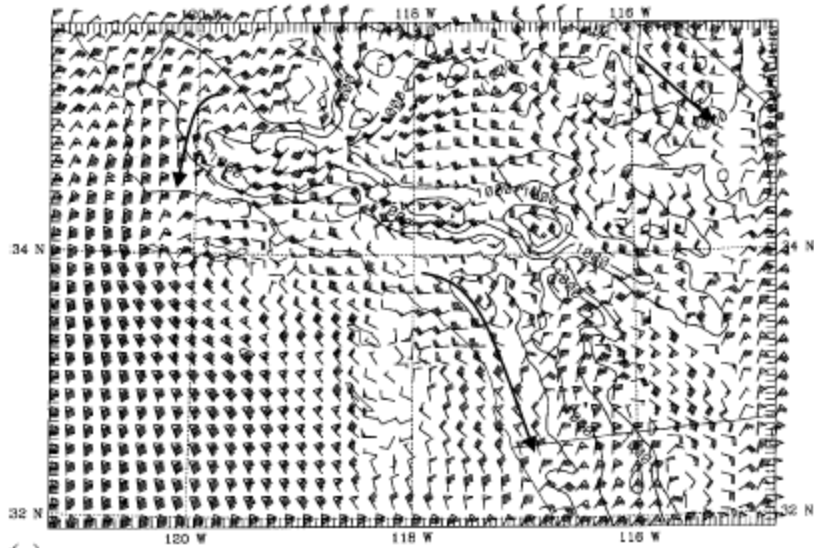
**Σχ. (I.4.2β) Όπως το Σχ. (I.4.2 α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)**



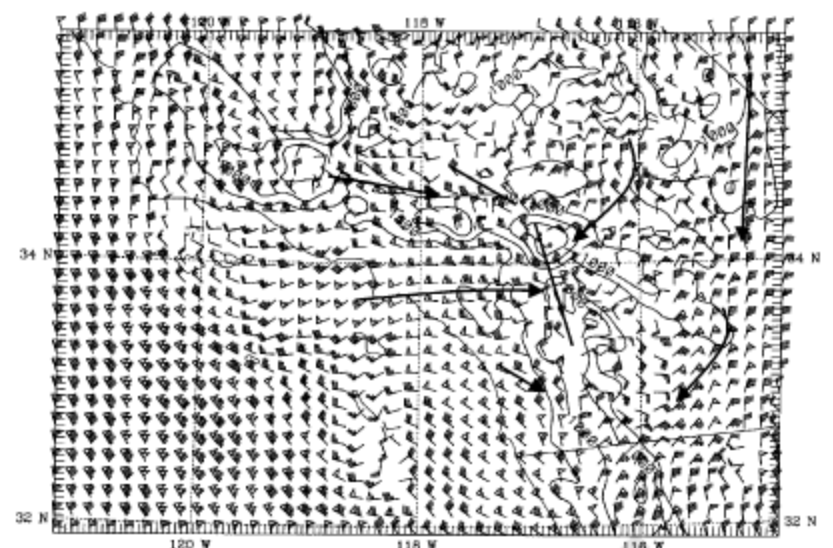
**Σχ. (I.4.2γ) Όπως το Σχ. (I.4.2 α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)**



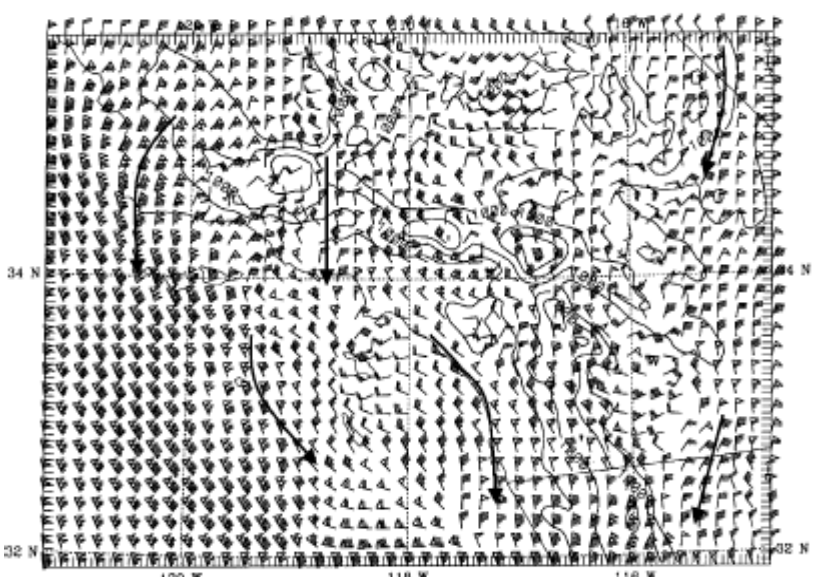
**Σχ. (I.4.2 δ) Όπως το Σχ. (I.4.2α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)**



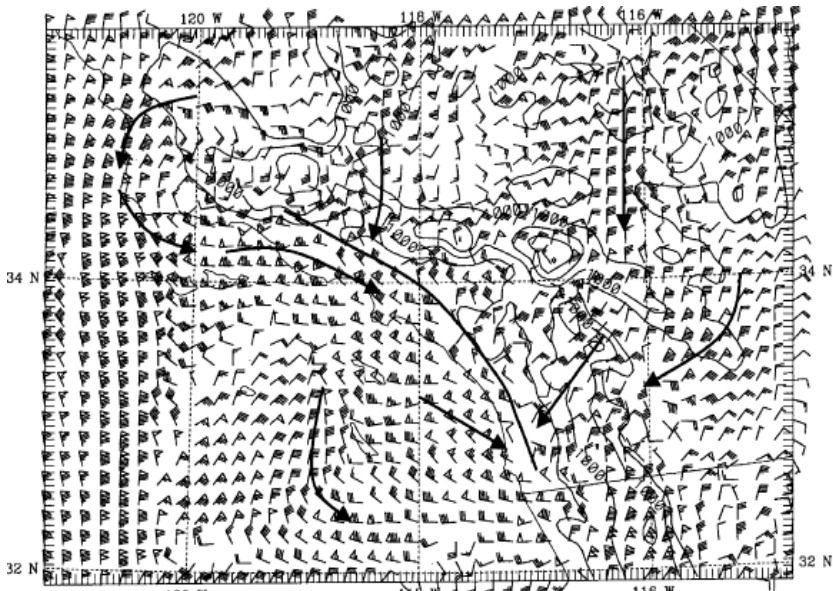
Σχ. (I.4.3 α) Πεδίο ανέμου 800m AGL ( RUN4) για τις 4/8 1200 UTC (4/8 0500 PDT)



Σχ. (I.4.3 β) Όπως το Σχ. (I. 4.3 α) αλλά για τις 4/8 2200 UTC (4/8 1500 PDT)



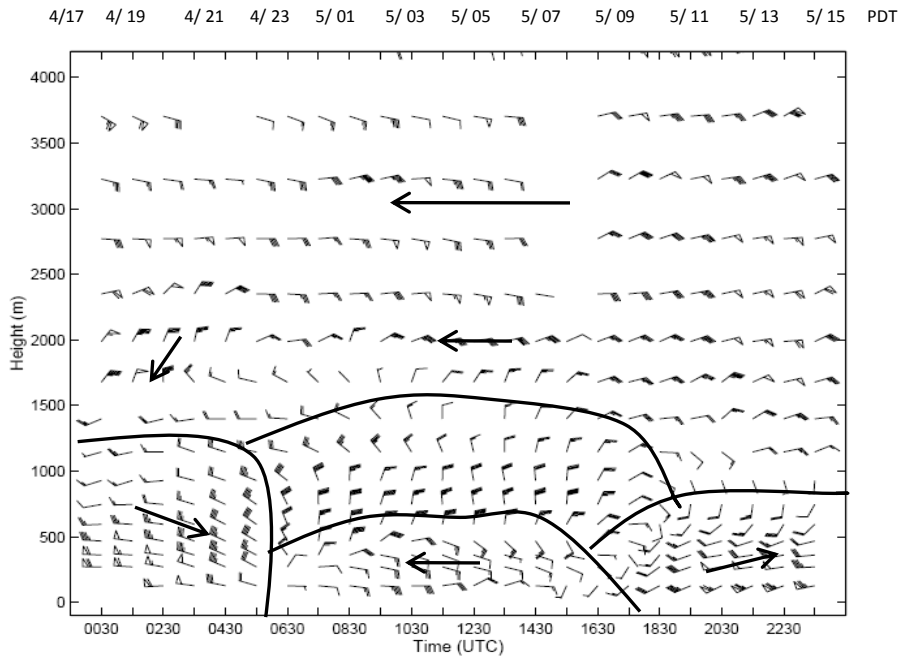
Σχ. (I.4.3 γ) Όπως το Σχ. (I. 4.3 α) αλλά για τις 5/8 1200 UTC (5/8 0500 PDT)



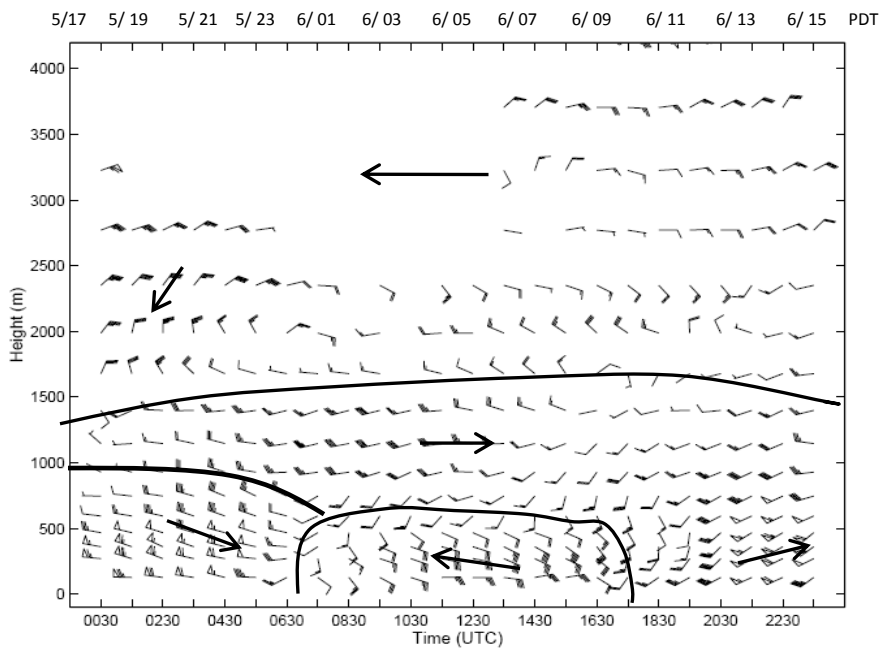
Σχ. (I.4.3δ) Όπως το Σχ. (I. 4.3 α) αλλά για τις 5/8 2200 UTC (5/8 1500 PDT)



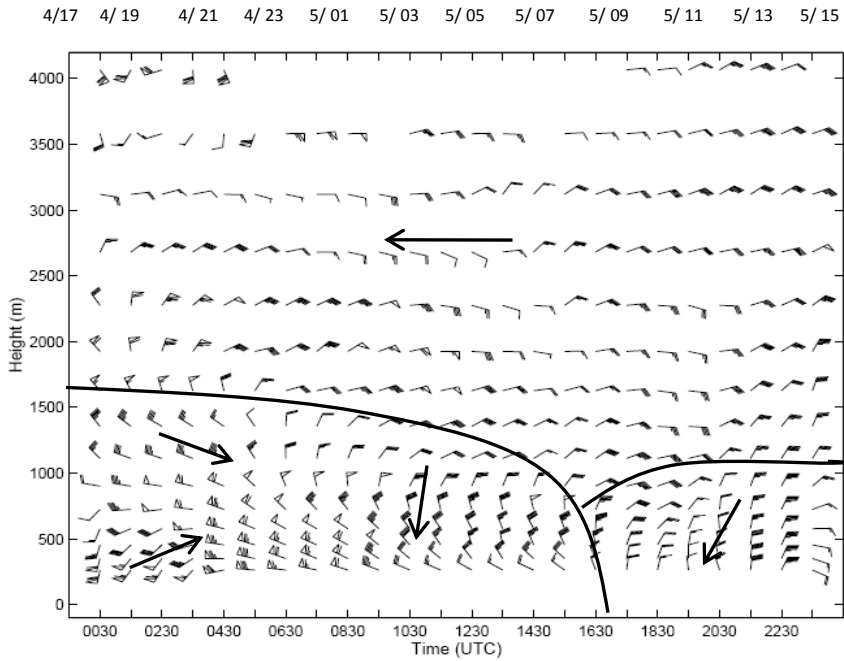
## I.5. Προσομοιώσεις profilers στους σταθμούς LAX και HPA



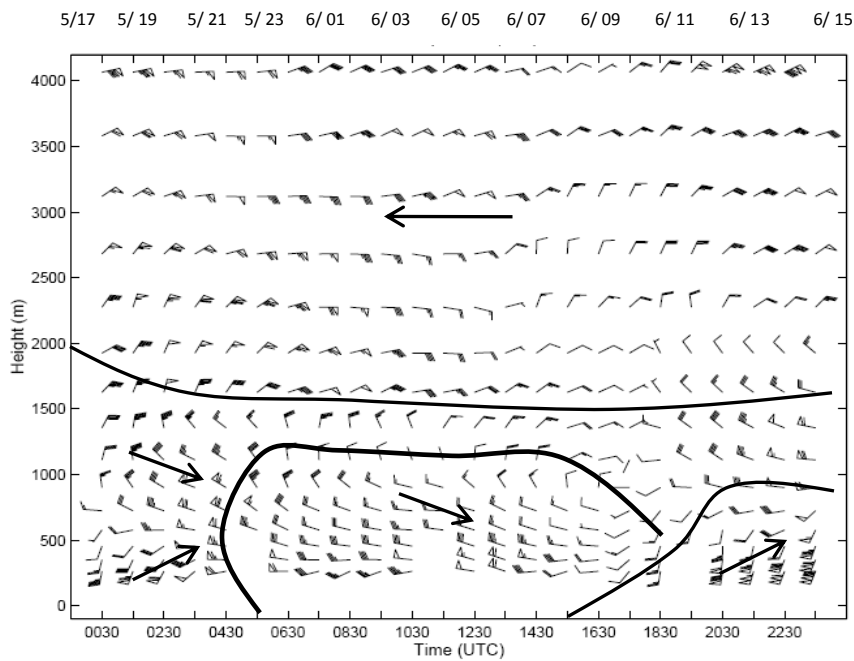
Σχ. (I.5.1 α) Κατακόρυφες κατατομές ανέμων ( RUN1) για το σταθμό LAX από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)



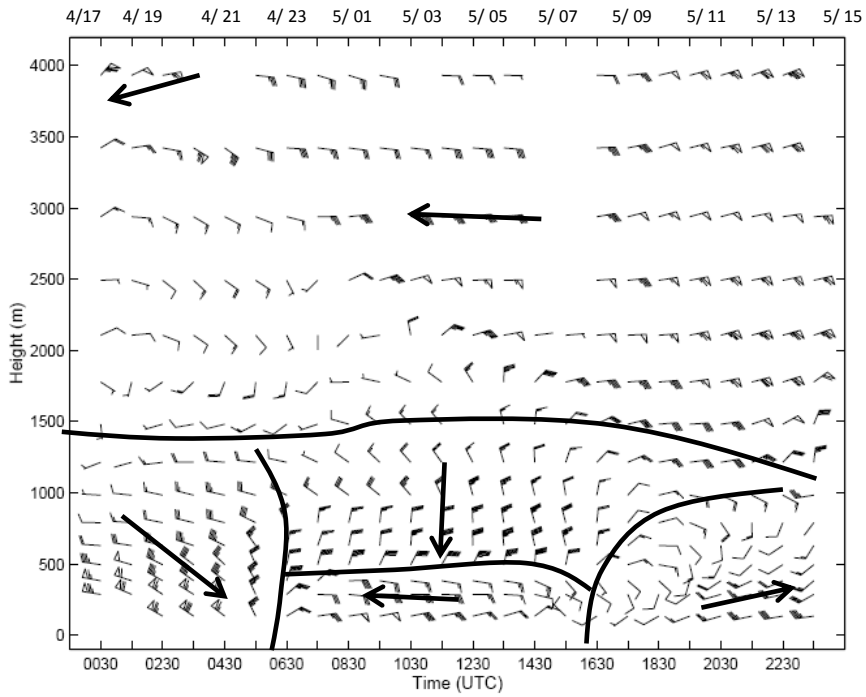
Σχ. (I.5.1β) Όπως το Σχ. (6.1.7 α) αλλά για την περίοδο 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι τις 6/8 2300 UTC ( 6/8 1600 PDT)



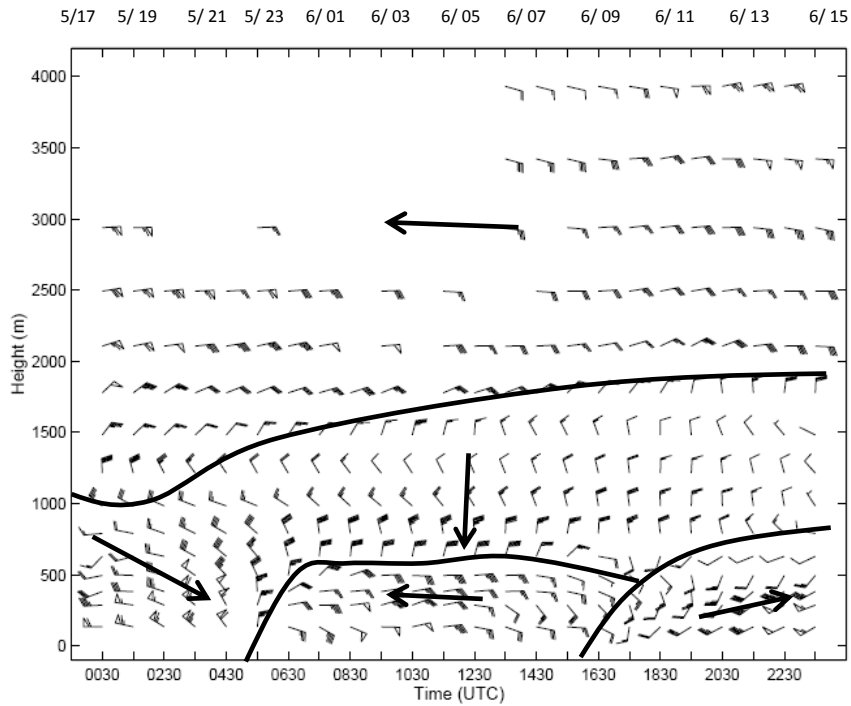
**Σχ. (I.5.1γ) Κατακόρυφες κατατομές ανέμου (RUN1) για το σταθμό ΗΡΑ από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)**



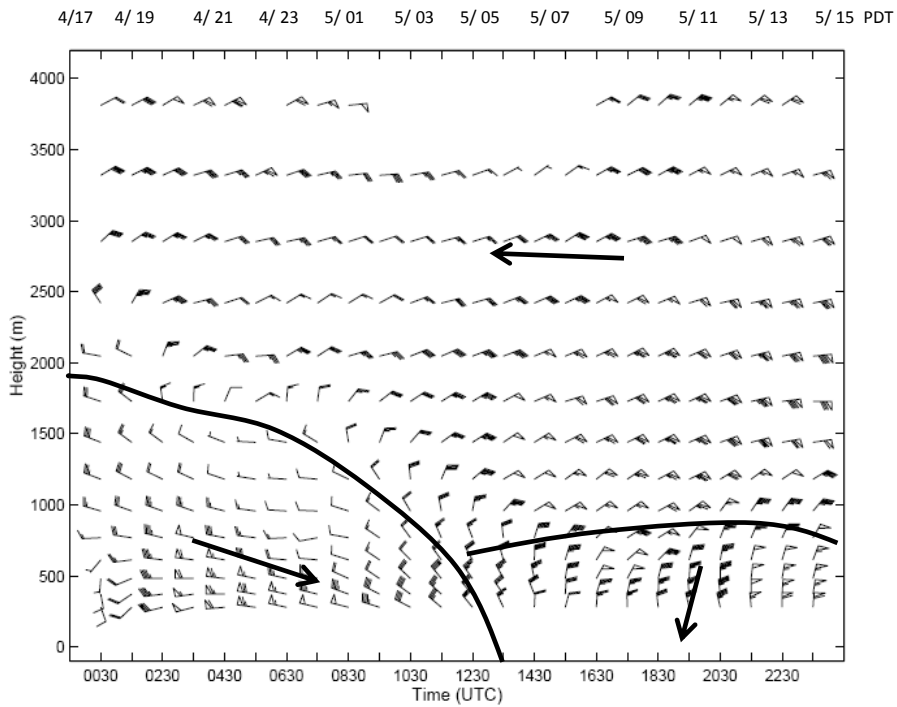
**Σχ. (I.5.1δ) Όπως το Σχ. (I.5.1γ) αλλά για την περίοδο 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι τις 6/8 2300 UTC ( 6/8 1600 PDT)**



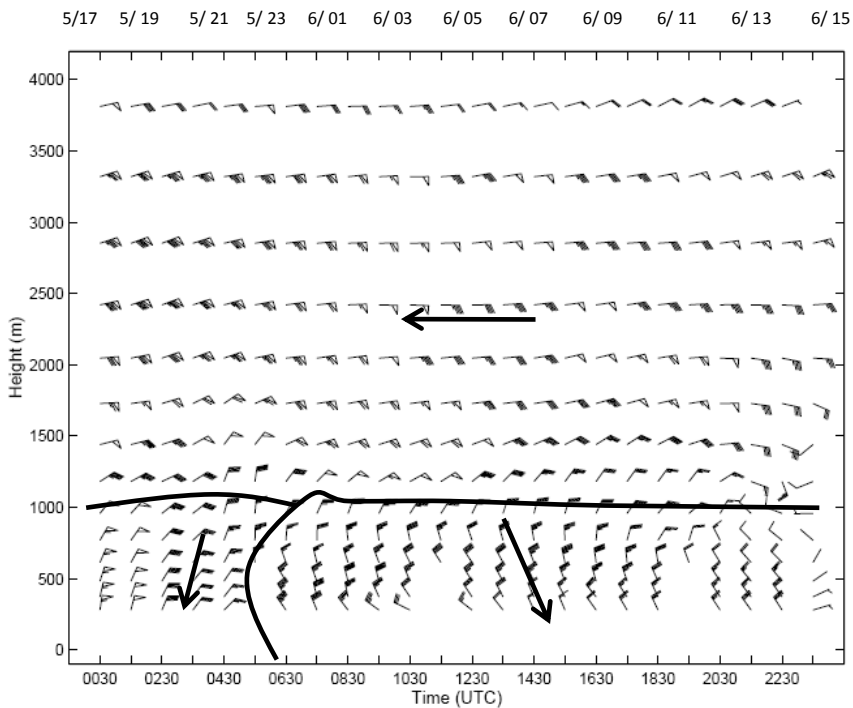
**Σχ. (I.5.2α) Κατακόρυφες κατατομές ανέμου (RUN2) για το σταθμό LAX από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)**



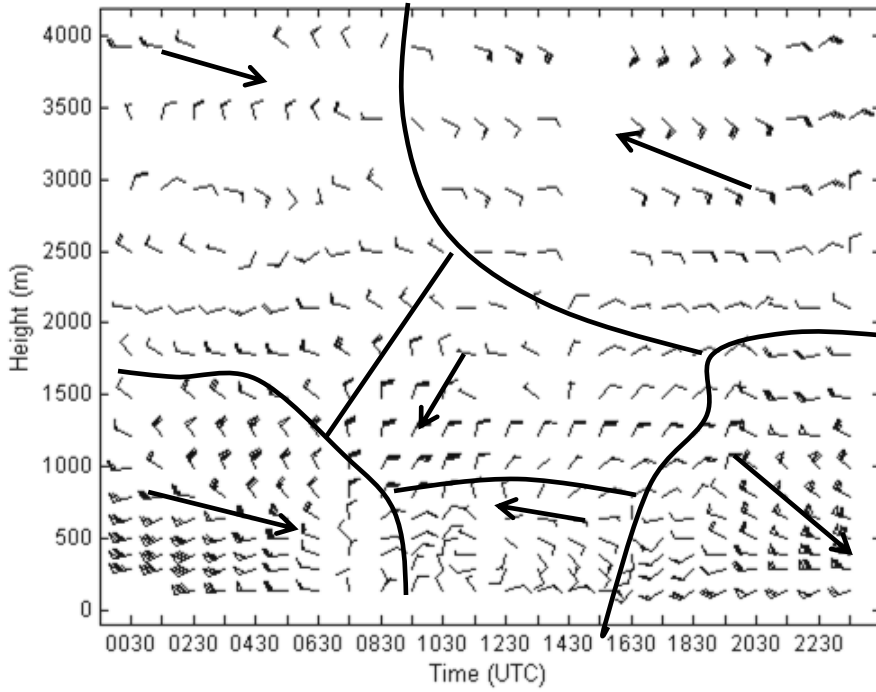
**Σχ. (I.5.2β) Όπως το Σχ. (I.5.2 α) αλλά για την περίοδο 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι τις 6/8 2300 UTC ( 6/8 1600 PDT)**



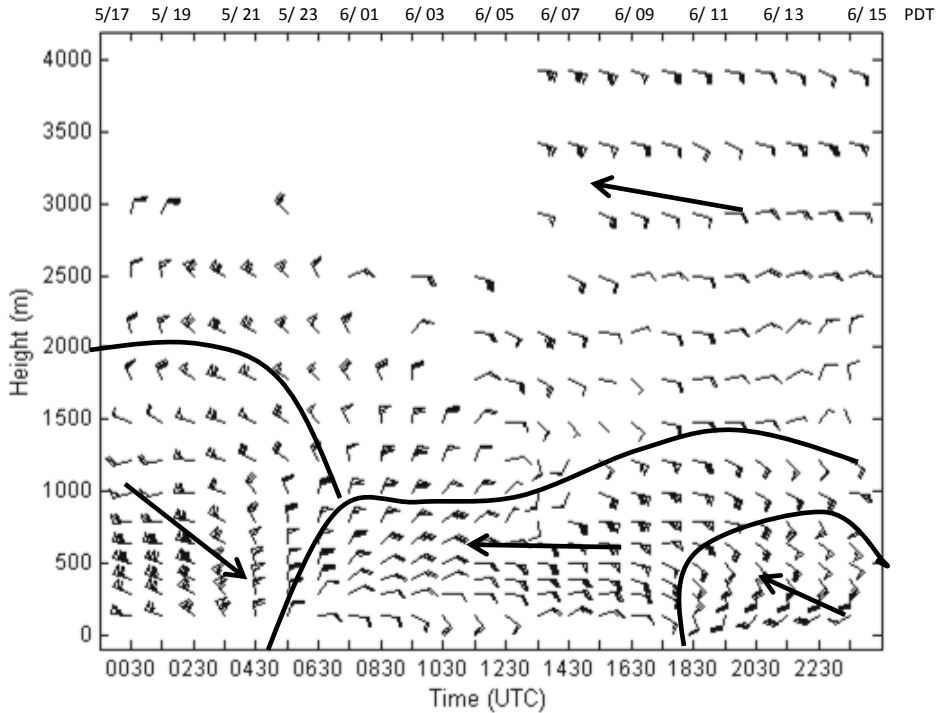
**Σχ. (I.5.2γ) Κατακόρυφες κατατομές ανέμων (RUN2) για το σταθμό ΗΡΑ από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)**



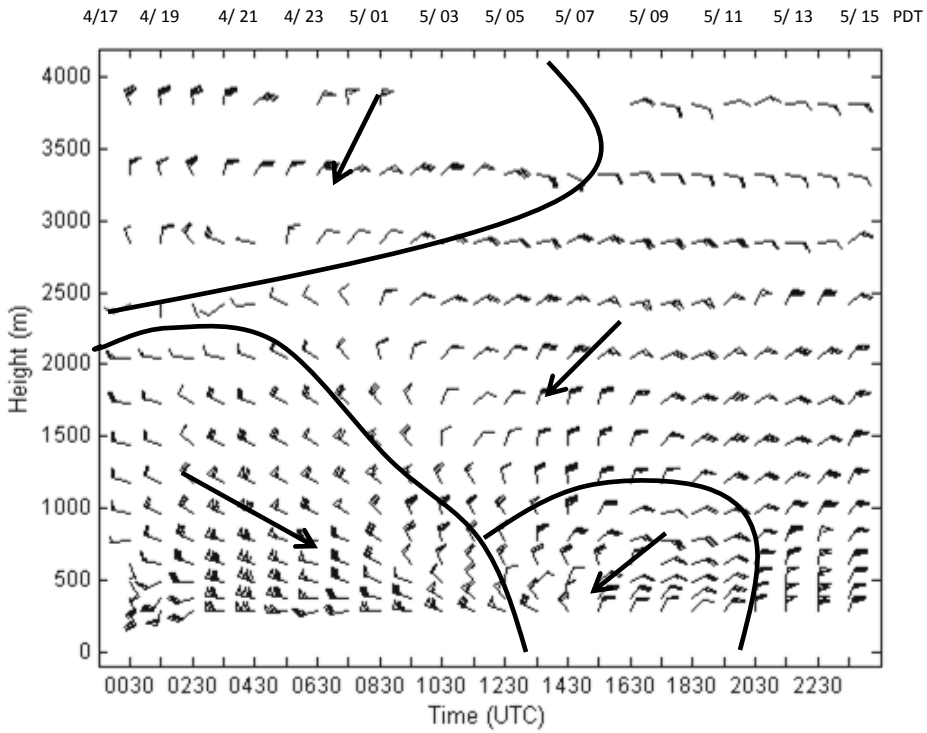
**Σχ.(I.5.2δ) Όπως το Σχ. (I.5.2γ) αλλά για την περίοδο 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι τις 6/8 2300 UTC ( 6/8 1600 PDT)**



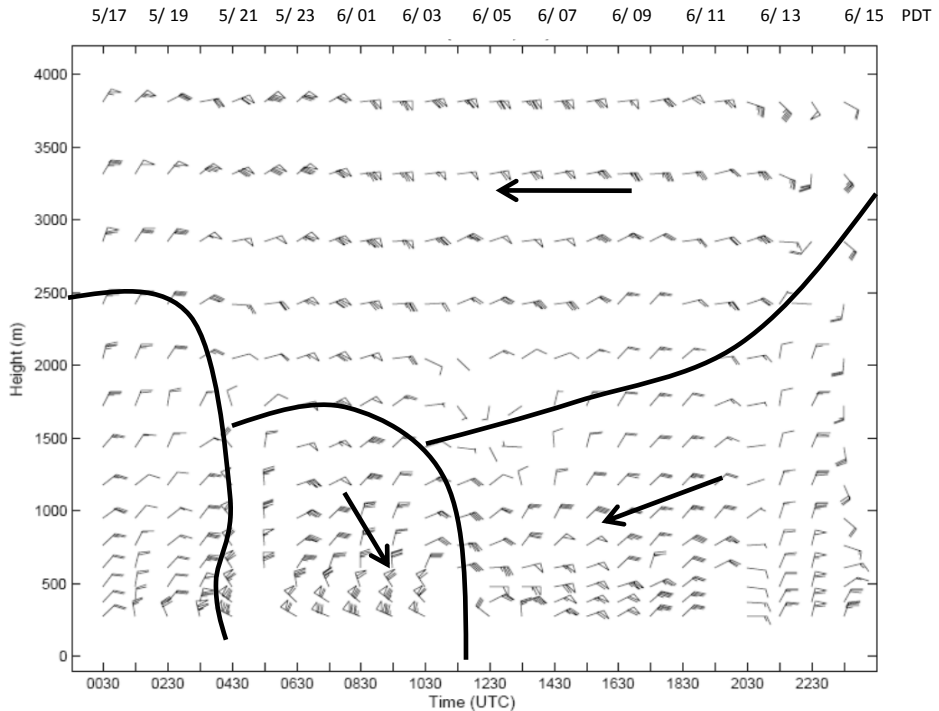
**Σχ. (I.5.3 α) Κατακόρυφες κατατομές ανέμων ( RUN4) για το σταθμό LAX από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)**



**Σχ. (I.5.3 β) Όπως το Σχ. (I.5.3 α) αλλά για την περίοδο 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι τις 6/8 2400 UTC ( 6/8 1700 PDT)**



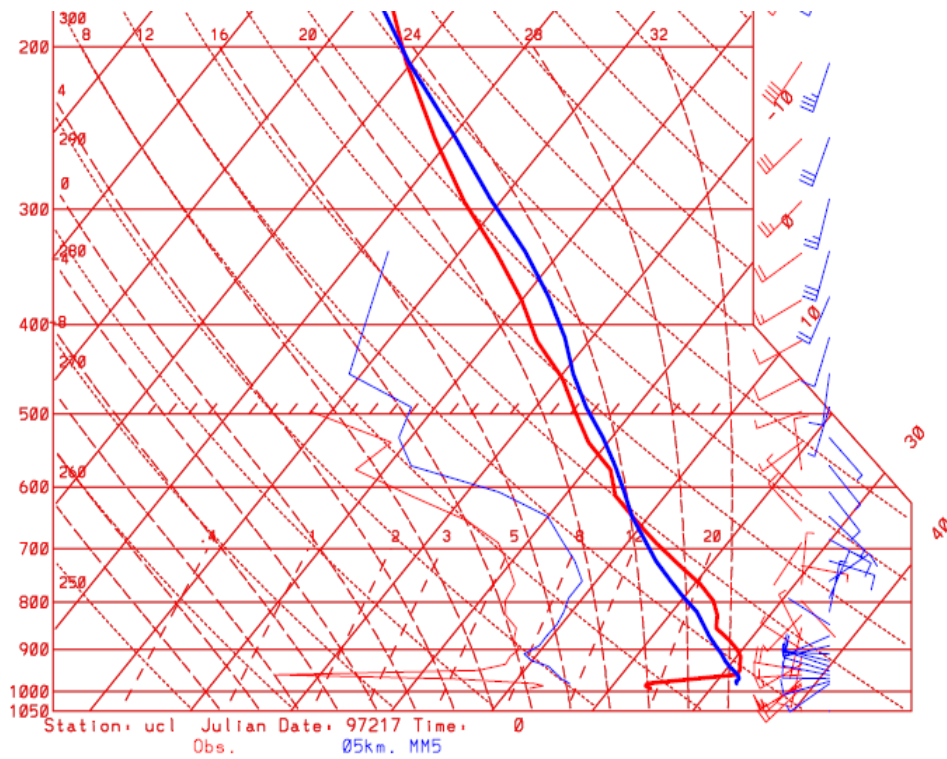
Σχ. (I.5.3γ) Κατακόρυφες κατατομές ανέμου (RUN4) για το σταθμό HPA από τις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT) μέχρι τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)



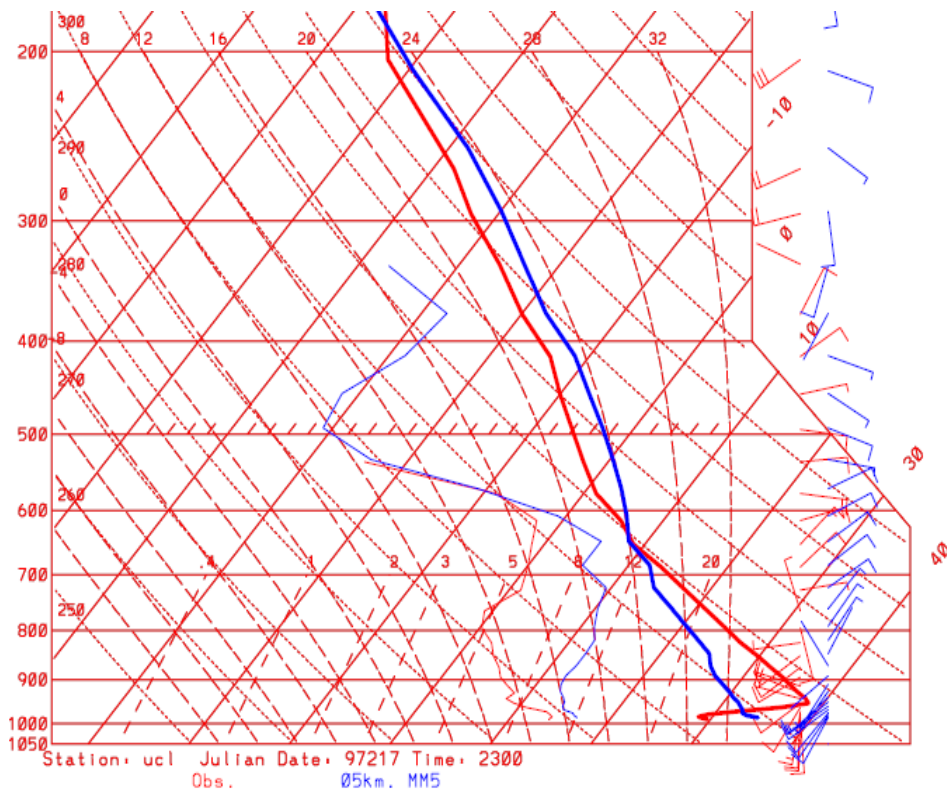
Σχ. (I.5.3δ) Όπως το Σχ. (I.5.3γ) αλλά για την περίοδο 6/8 0000 UTC ( 5/8 1700 PDT) μέχρι τις 6/8 2400 UTC ( 6/8 1700 PDT)

## Ι.6. Προσομοιώσεις ραδιοβολίσεων στον παραλιακό σταθμό UCLA

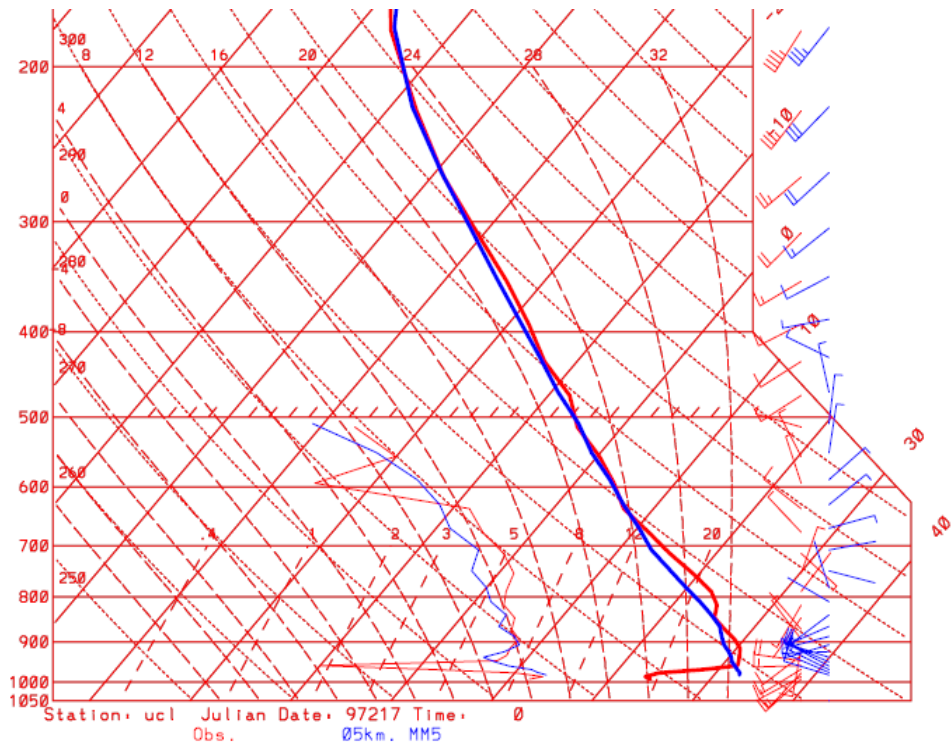




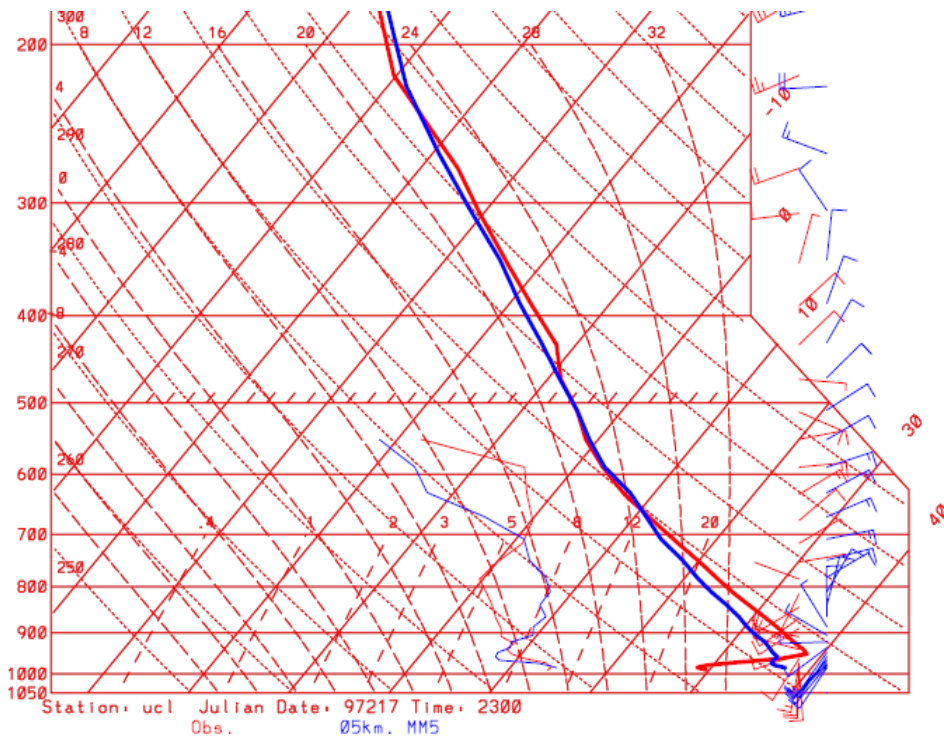
Σχ. (I.6.1α) Σύγκριση πραγματικής (κόκκινη γραμμή) και RUN1 (μπλε) ραδιοβόλησης στο σταθμό UCLA στις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT). Η πιο έντονη γραμμή είναι η θερμοκρασία και η πιο λεπτή το σημείο δρόσου.



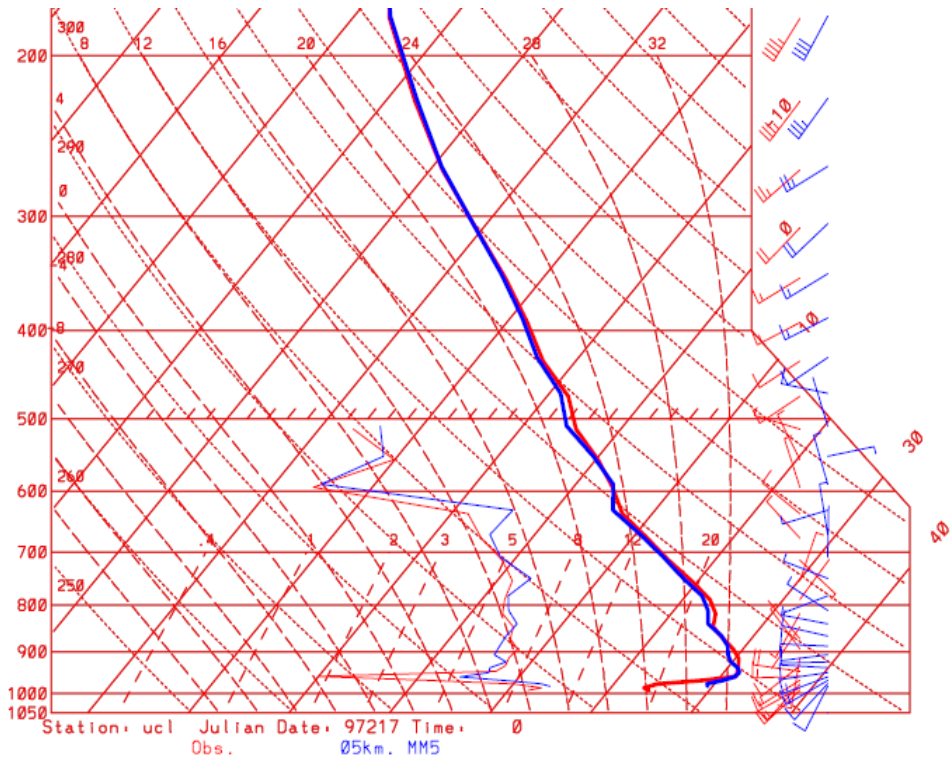
Σχ. (I.6.1β) Όπως το Σχ. (I.6.1α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT).



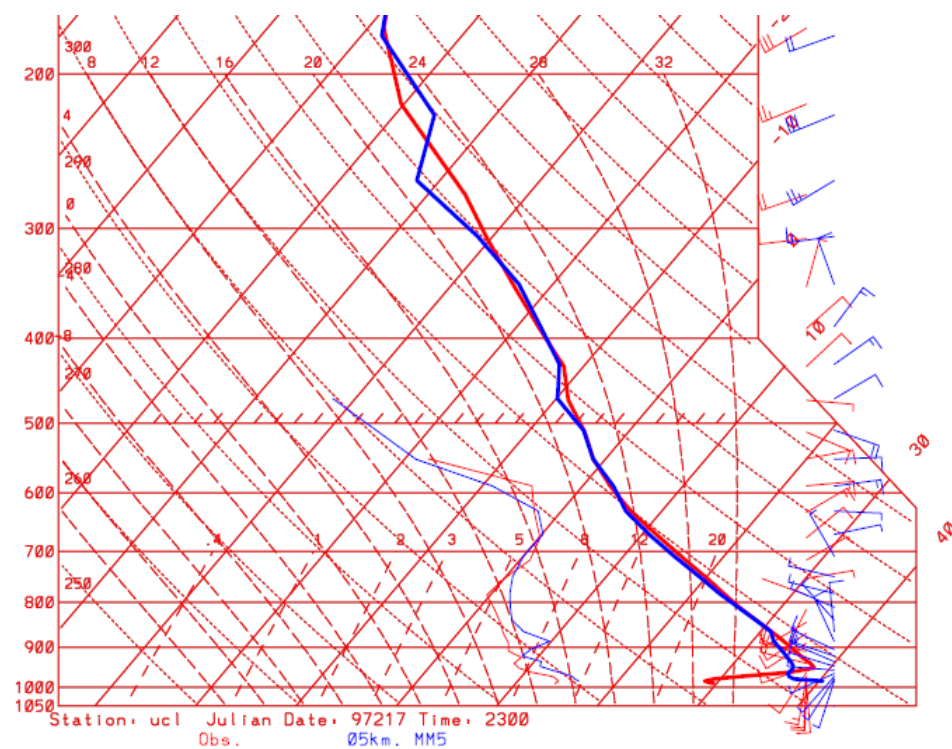
Σχ. (I.6.2α) Σύγκριση πραγματικής (με κόκκινη γραμμή) και RUN2 (με μπλε) ραδιοβόλησης στο σταθμό UCLA στις 5/8 0000 UTC ( 4/8 1700 PDT). Η πιο έντονη γραμμή είναι η θερμοκρασία και η πιο λεπτή το σημείο δρόσου..



Σχ.( I.6.2β) Όπως το Σχ. (I.6.2α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT).

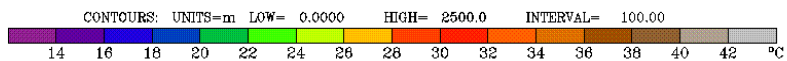
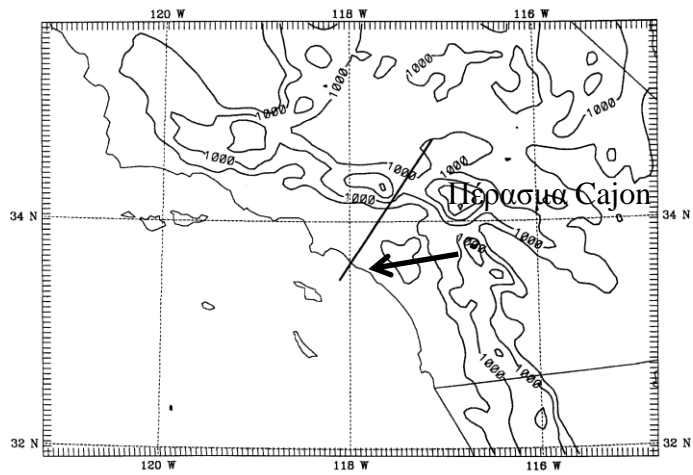


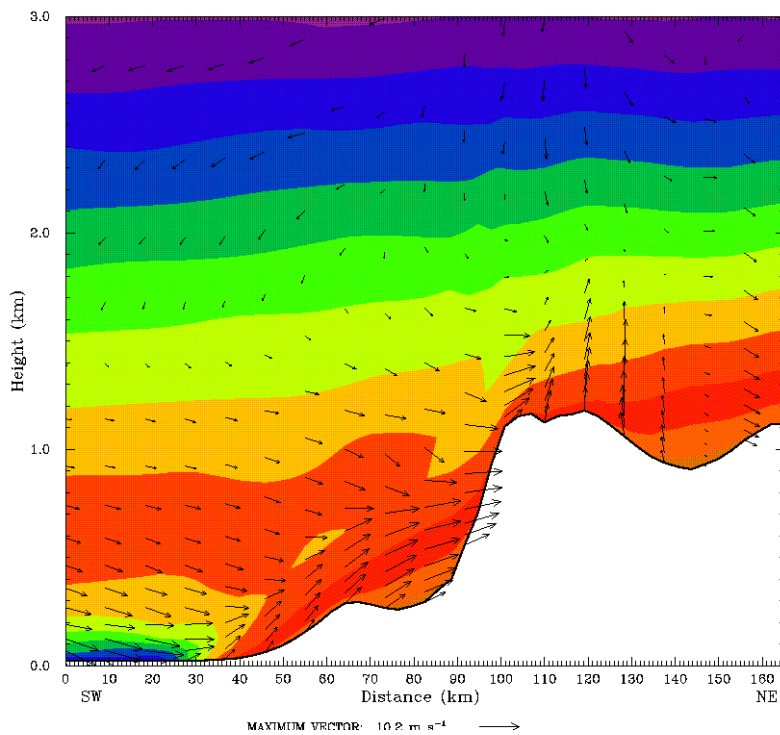
Σχ. (I.6.3α) Σύγκριση πραγματικής (με κόκκινη γραμμή) και RUN4 (με μπλε) ραδιοβόλισης στο σταθμό UCLA στις 5/8 0000 UTC (4/8 1700 PDT). Η πιο έντονη γραμμή είναι η θερμοκρασία και η πιο λεπτή το σημείο δρόσου.



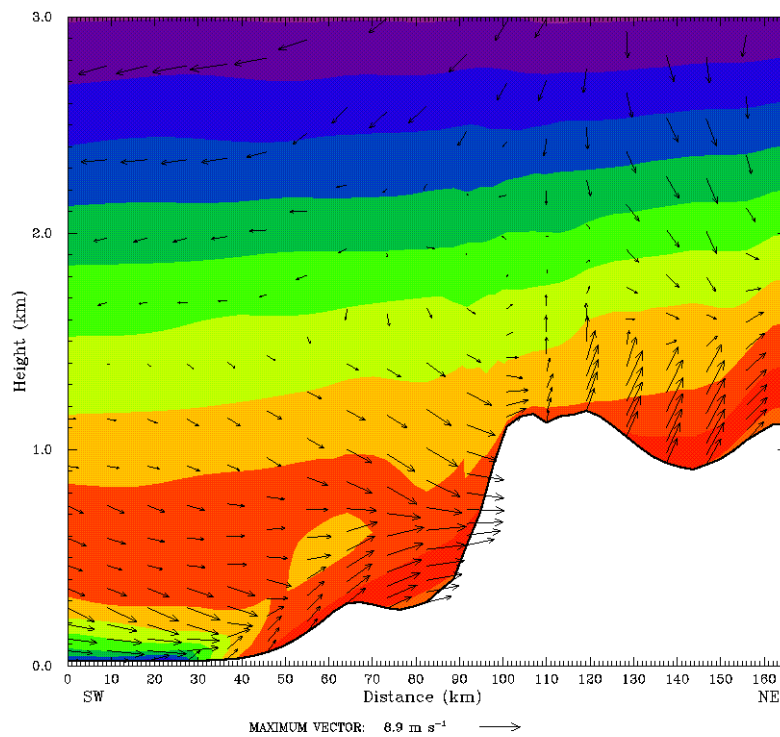
Σχ. (I.6.3β) Όπως το Σχ. (I.6.3α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT).

# I.7. Προσομοιώσεις πεδίου ανέμου στο ορεινό πέρασμα Cajon

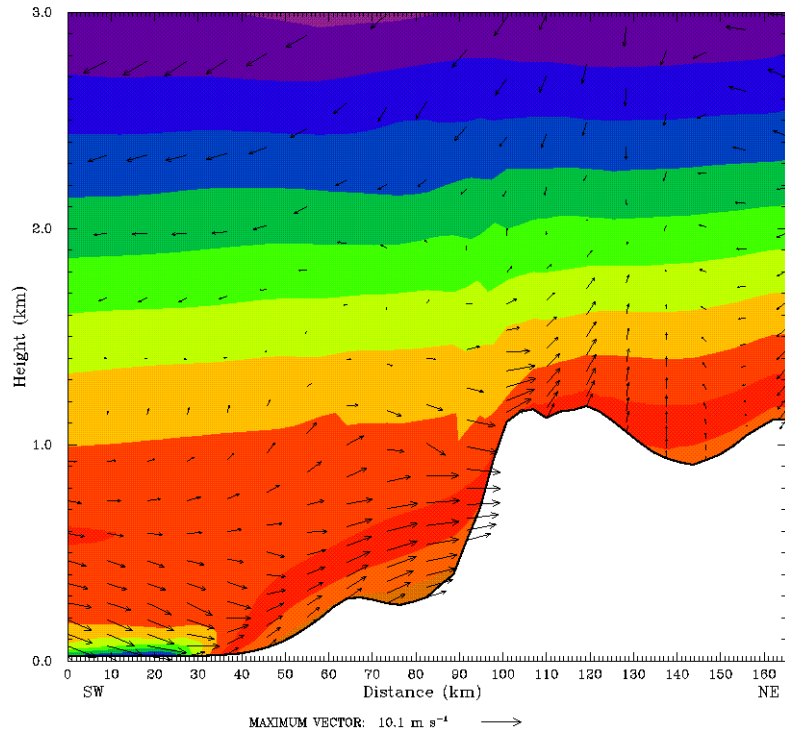




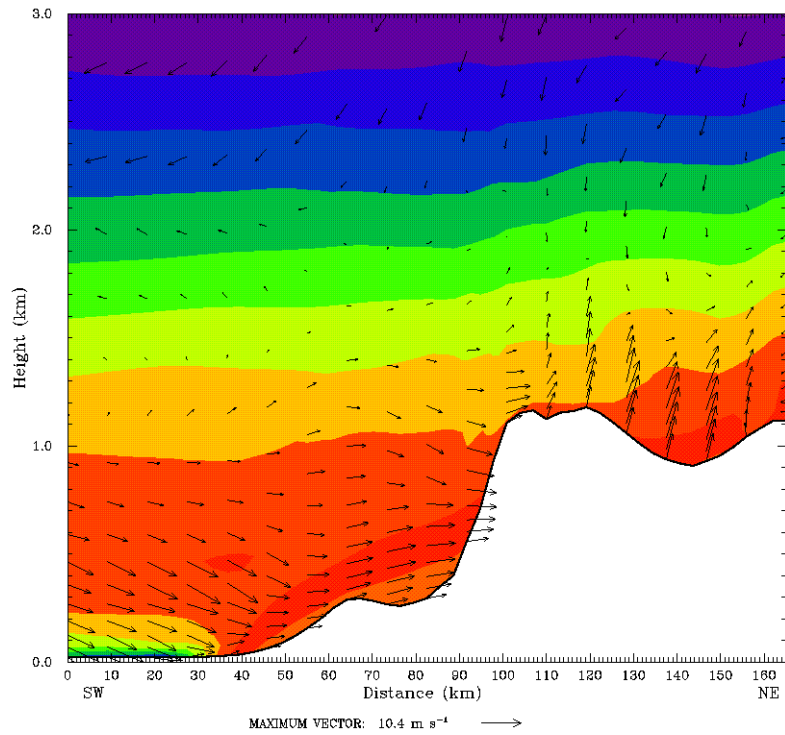
Σχ. (I.7.1α) Κατακόρυφη κατατομή ανέμου και θερμοκρασίας (ανά 2° C) (RUN1) κατά μήκος του περάσματος Cajon για τις 4/8 2300 UTC (4/8 1600 PDT).



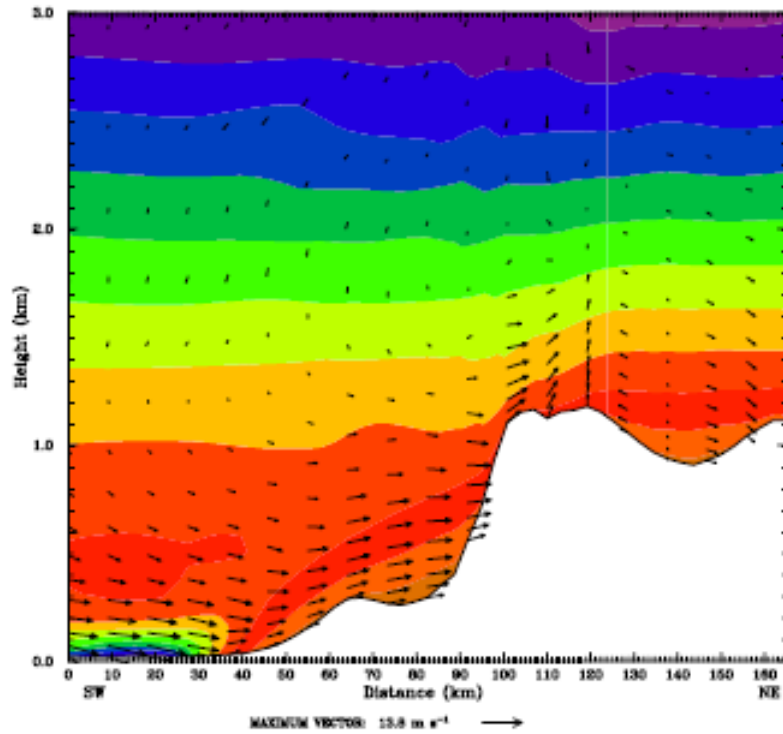
Σχ. (I.7.1β) Όπως το Σχ. (I.7.1 α) αλλά για τις 5/8 0100 UTC (4/8 1800 PDT)



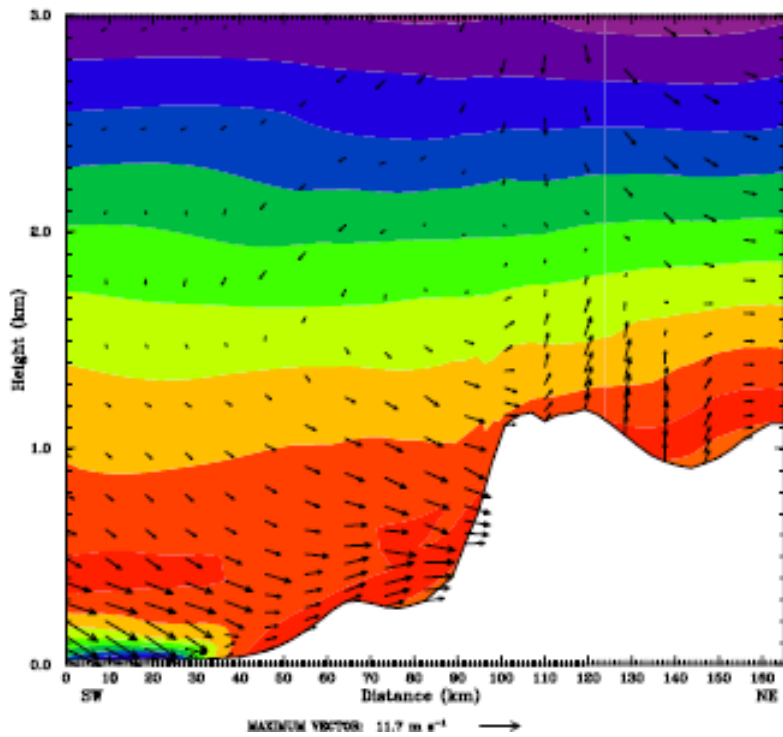
Σχ. (I.7.1γ) Όπως το Σχ.(I.7.1α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)



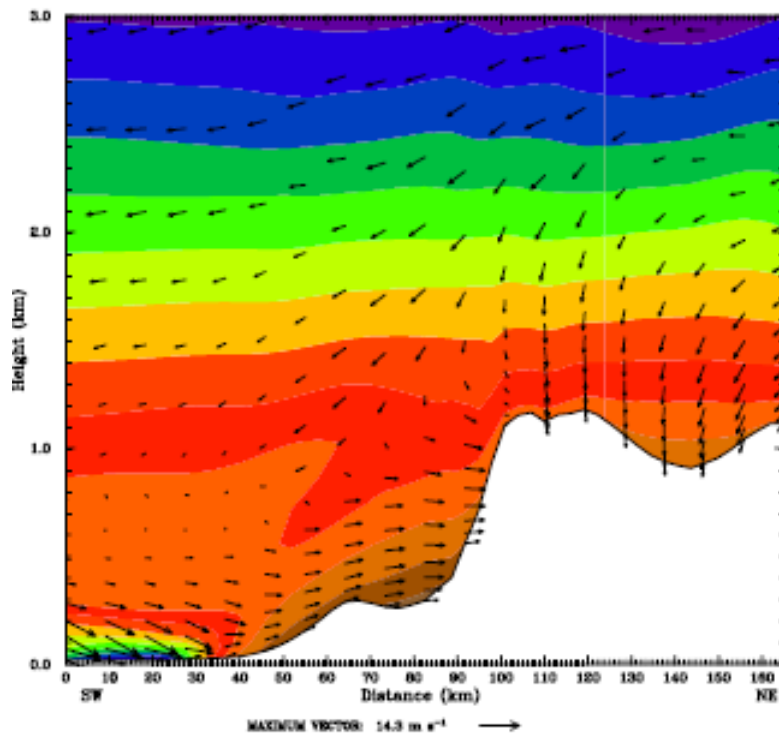
Σχ. (I.7.1δ) Όπως το Σχ. (I.7.1α) αλλά για τις 6/8 0100 UTC ( 5/8 1800 PDT)



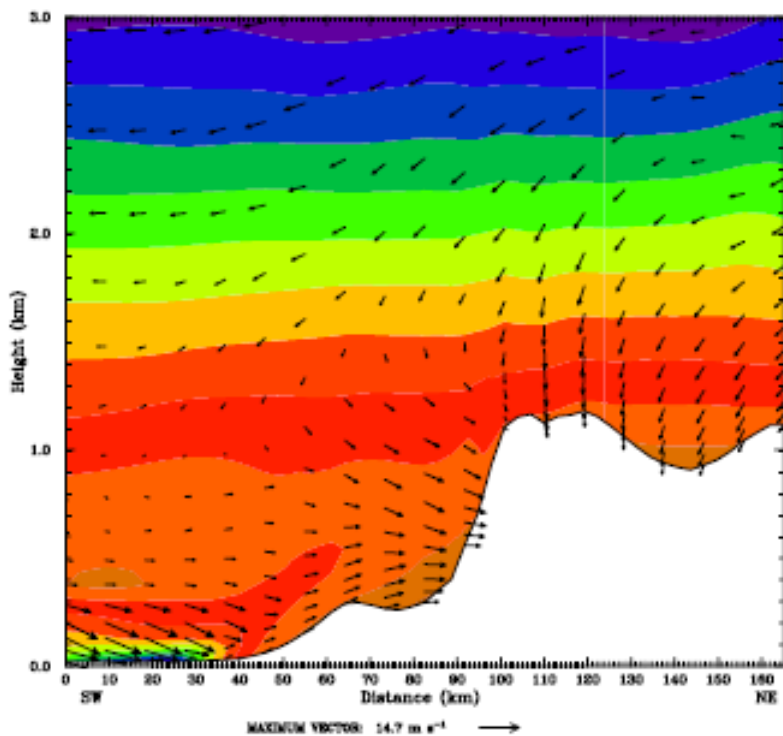
Σχ. (Ι.7.2α) Κατακόρυφη κατατομή ανέμου και θερμοκρασίας (ανά 2° C) (RUN2) στο πέρασμα Cajon για τις 4/8 2300 UTC ( 4/8 1600 PDT)



Σχ. (Ι.7.2β) Όπως το Σχ. (Ι.7.2α) αλλά για τις 5/8 0100 UTC ( 4/8 1800 PDT)

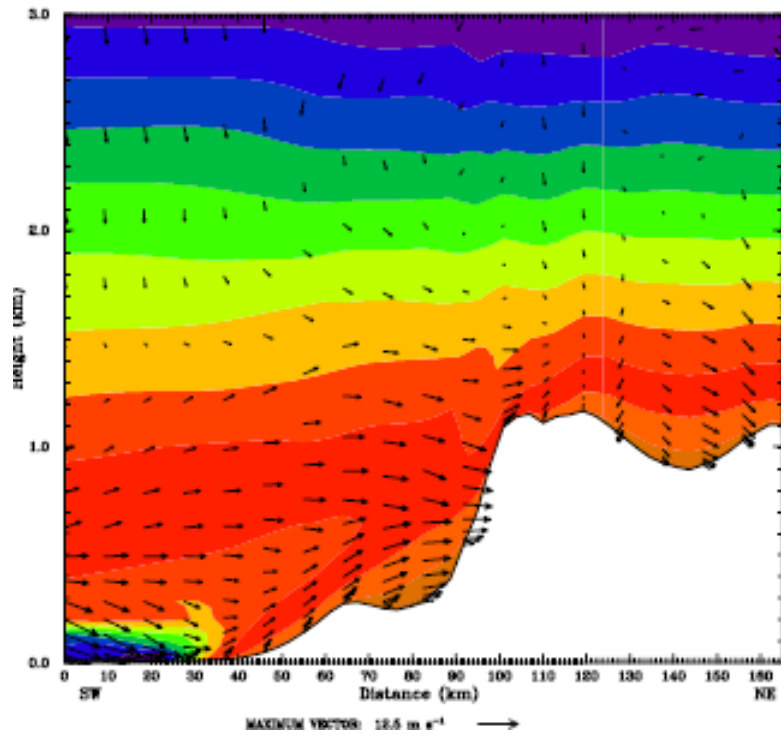


Σχ. (I.7.2γ) Όπως το Σχ. (I.7.2α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC ( 5/8 1600 PDT)

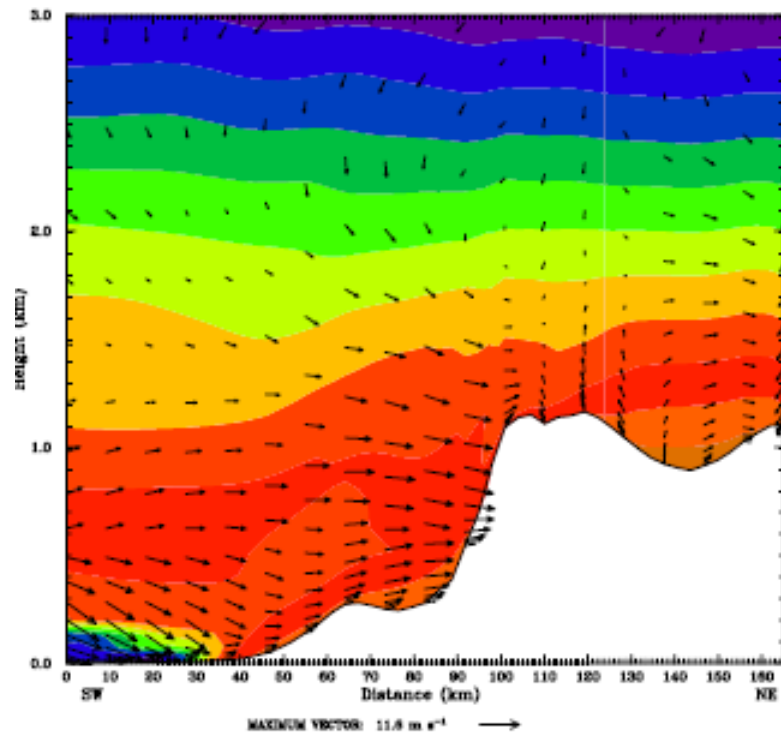


Σχ. (I.7.2δ) Όπως το Σχ. (I.7.2α) αλλά για τις 6/8 0100 UTC ( 5/8 1800 PDT)

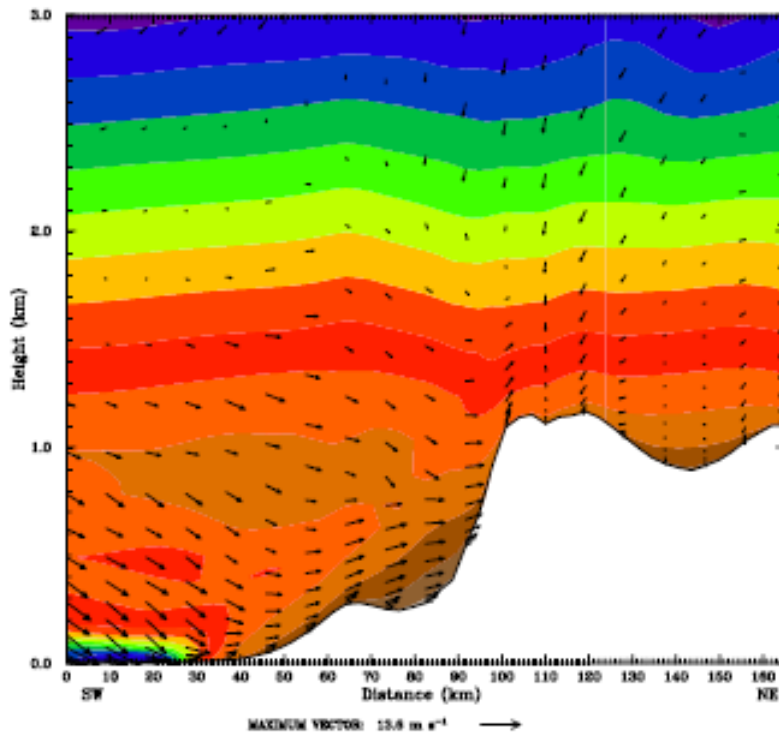




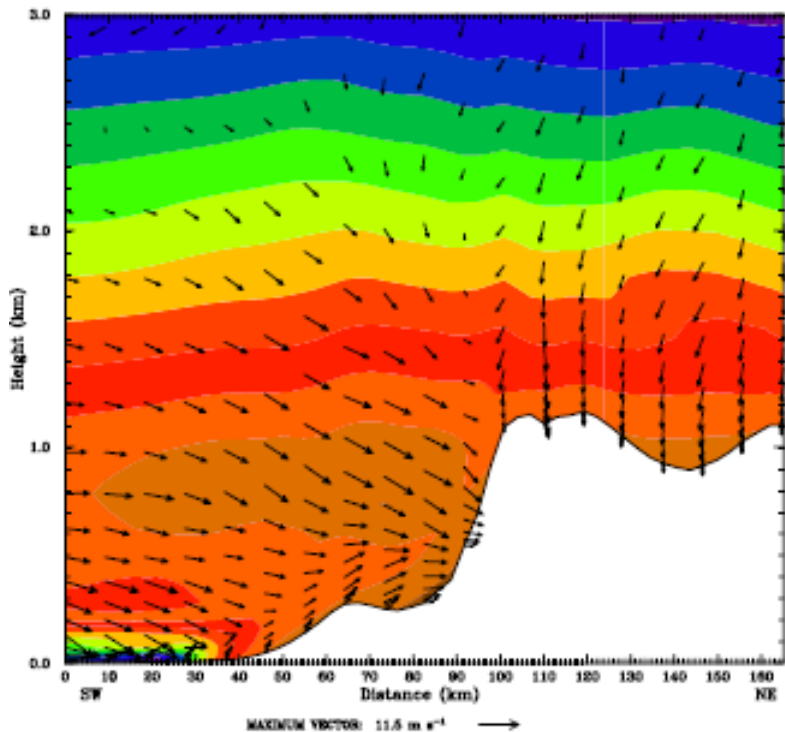
Σχ. (I.7.3α) Κατακόρυφη κατατομή ανέμου και θερμοκρασίας (ανά 2C) (RUN4) στο πέρασμα Cajon για τις 4/8 2300 UTC ( 4/8 1600 PDT)



Σχ. (I.7.3β) Όπως το Σχ. (I.7.3α) αλλά για τις 5/8 0100 UTC ( 4/8 1800 PDT)



Σχ. (I.7.3γ) Όπως το Σχ. (I.7.3α) αλλά για τις 5/8 2300 UTC (5/8 1600 PDT)



Σχ. (I.7.1δ) Όπως το Σχ. (I.7.3α) αλλά για τις 6/8 0100 UTC (5/8 1800 PDT)

## Παράρτημα II

### **Στοιχεία σταθμών μετρήσεων SCOS97**

## ΠΙΝΑΚΑΣ ΙΙ. 1 . Στοιχεία σταθμών profilers και ραδιοβολίσεων

### 1. RADAR PROFILER SITES

CODE	SITE	LAT (deg N)	LON (deg W)	ELEV (m, MSL)
APE	ALPINE	32,865	116,808	463
BFD	BROWN FIELD	32,572	116,979	158
BTW	BARSTOW	34,895	117,024	694
CBD	CARLSBAD	33,139	117,267	110
ECO	EL CENTRO	32,83	115,57	-18
EMT	EL MONTE	34,09	118,033	95
GLA	GOLETA	34,429	119,846	4
HPA	HESPERIA	34,391	117,405	975
LAS	LOS ALAMITOS	33,788	118,049	7
LAX	LA AIRPORT	33,94	118,436	47
NTN	NORTON AFB	34,153	117,25	318
ONT	ONTARIO AP	34,056	117,603	280
PDE	PALMDALE	34,612	118,09	777
PHE	PORT HUENEME	34,165	119,219	2
PLM	POINT LOMA	32,7	117,25	23
RSD	RIVERSIDE	33,917	117,308	488
SCI	SAN CLEMENTE	33,019	118,585	53
SCL	STA CATALINA	33,446	118,482	37
SMI	SIMI VALLEY	34,283	118,795	279
TCL	TEMECULA	33,5	117,161	335
TML	THERMAL	33,64	116,16	-36
TTN	TUSTIN	33,707	117,838	16
USC	CENTRAL LA	34,019	118,284	67
VAN	VANDERGERG	34,75	120,57	149
VLC	VALLEY CENTER	33,255	117,043	415
VNS	VAN NUYS	34,216	118,492	241

## 2. RAWINSONDE SITES

CODE	SITE	LAT (deg N)	LON (deg W)	ELEV (m, MSL)
29PA	29 PALMS	34,3	116,15	611
BAKM	BAKERSFIELD	35,35	118,97	99
CHLK	CHINA LAKE	35,75	117,68	665
EDWD	EDWARDS AFB	34,9	117,92	723
NKS	NORTH ISLAND	32,71	117,2	2
PLM	POINT LOMA	32,8	117,1	134
PMGU	PT. MUGU	34,11	119,2	2
POMN	POMONA	34,07	117,75	274
SNIC	SAN NICOLAS IS	33,28	119,52	14
TUST	TUSTIN	33,7	117,83	17
UCLA	WESTWOOD	34,06	118,45	149
VBG	VANDERBERG	34,7	120,5	100

## ΠΙΝΑΚΑΣ Π. 2. Συντεταγμένες σταθμών επιφανείας

CODE	ELEV (m)	Lat/deg	min	sec	Long/deg	min	sec
ACTN	2600	34	26	45	118	12	0
AGRN	615	35	11	31	120	25	54
ALPN	603	32	49	58	116	45	0
ANAH	45	33	49	11	117	54	46
ANZA	3920	33	33	18	116	40	23
ARVN	145	35	12	28	118	47	2
ATAS	860	35	29	27	120	40	4
BEAR	2509	35	53	3	118	3	6
BKWC	215	35	38	59	119	57	30
BLHT	84	33	33	24	114	39	59
BRBK	168	34	10	33	118	18	57
BRST	622	34	53	3	116	59	0
BURN	1829	34	12	30	116	37	15
CALB	320	34	8	55	118	36	46
CAMB	-33	33	2	37	115	24	56
CARL	100	33	7	42	117	16	48
CARR	759	35	5	47	119	46	22
CASE	2320	33	26	43	117	25	5
CATA	15	33	26	40	118	28	55
CATH	12	33	50	33	116	28	44
CMFS	3250	32	43	17	116	27	47
CONV	5618	34	11	1	116	55	1
CPGB	137	34	24	10	119	27	28
CUYA	698	34	55	54	119	36	17
DEVO	2080	34	13	16	117	24	11
ECAJ	143	32	47	27	116	56	31
EDSN	425	35	20	45	118	51	3
ELDO	5	33	47	50	118	5	38
ELRO	34	34	15	53	119	8	2
EMMA	3	34	17	23	119	19	50
ESCD	137	33	5	24	116	58	52
ESCO	204	33	7	40	117	4	26
FAMS	127	35	36	14	119	12	45
FAWN	6900	34	15	58	116	53	56
FISH	232	32	59	0	116	3	28
FSPR	210	35	53	32	118	54	54
FVML	4150	35	52	18	117	55	6
FVPT	87	36	20	11	120	6	47
GOLE	12	34	26	41	119	47	38
GRAN	1439	34	32	8	117	1	33
HAWH	21	33	55	51	118	22	8
HORS	1524	35	46	14	115	54	33
IRVI	125	33	41	19	117	43	14
JOSH	379	34	4	15	116	23	27

<b>CODE</b>	<b>ELEV (m)</b>	<b>Lat/deg</b>	<b>min</b>	<b>sec</b>	<b>Long/deg</b>	<b>min</b>	<b>sec</b>
JULI	4240	33	4	33	116	35	27
KEEN	1500	33	42	47	116	42	48
KETT	104	35	52	8	119	53	39
LANM	87	34	4	1	118	14	31
LAPZ	1630	35	22	52	120	11	15
LIND	146	36	21	26	119	3	31
LOST	1280	34	1	4	116	11	16
LPHP	173	34	43	8	120	25	54
LPSH	24	34	38	16	120	27	21
LRLM	4390	35	28	42	117	41	56
LSF	100	33	17	20	117	35	30
LTAB	1300	35	39	20	120	55	22
MBLD	1219	34	14	14	117	39	15
MELO	-14	32	48	24	115	26	46
MID	1650	35	9	58	115	24	55
MILL	1070	34	23	0	118	4	0
MOJP	853	35	3	3	118	8	45
MRCP	289	35	3	14	119	24	14
NAFB	34	34	9	12	117	15	0
NIPO	60	35	1	19	120	34	8
NLGB	6	33	49	26	118	11	20
OAKG	2752	33	23	36	116	47	42
OASS	4	33	31	32	116	9	15
OCEA	37	33	12	10	117	22	1
OCSD	15	33	15	21	117	19	11
OJAI	231	34	26	49	119	16	11
OLDL	180	35	26	20	119	0	57
OPAL	988	35	9	15	117	10	32
PFLD	1535	35	53	56	120	25	55
PICO	75	34	0	46	118	3	32
PIRU	195	34	22	30	118	47	20
PLVD	70	33	23	15	114	43	21
POTR	0	32	36	22	116	36	29
PSRB	100	35	37	55	120	41	23
PTCL	40	34	27	7	120	27	28
RAMO	409	33	2	58	116	56	18
RANC	4180	33	12	44	116	30	19
ROSE	1016	34	32	35	119	11	3
SANB	0	34	6	28	117	16	22
SCLA	375	34	23	16	118	32	2
SCLR	375	34	23	16	118	32	2
SDOV	135	32	49	40	117	7	58
SELY	12	32	45	34	115	43	54
SHFT	126	35	30	14	119	16	19
SLOM	66	35	17	2	120	39	14
SLTE	-20	33	13	12	115	34	48
SLTW	-20	33	19	38	115	57	0
SNTM	82	34	57	16	120	23	3
SNTY	149	34	34	59	120	4	41

<b>CODE</b>	<b>ELEV (m)</b>	<b>Lat/deg</b>	<b>min</b>	<b>sec</b>	<b>Long/deg</b>	<b>min</b>	<b>sec</b>
SQUA	1104	35	22	0	117	34	5
STAM	104	34	2	28	118	28	34
STRA	59	36	9	27	119	51	0
SVAL	310	34	16	40	118	41	5
SVLM	366	34	17	27	118	47	52
TEME	433	33	29	25	117	13	20
THER	-8	33	38	47	116	14	30
TME2	468	33	33	24	117	1	49
TOMP	232	34	12	35	118	52	8
TUST	5	33	42	0	117	49	48
UCR	311	33	57	54	117	20	8
VLYC	1370	33	13	34	116	59	32
VSLA	107	36	18	3	119	13	23
VTRV	269	34	28	42	117	15	40
WALK	1699	35	39	53	118	3	25
WARM	1226	34	35	0	118	33	0
YCAV	3260	34	7	24	116	24	28