



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΧΑΡΙΚΛΕΙΑ Α. ΣΙΔΕΡΟΠΟΥΛΟΥ
Πτυχιούχος Φυσικός

ΜΕΛΕΤΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΣΑΧΑΡΙΑΣ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2013

ΧΑΡΙΚΛΕΙΑ Α. ΣΙΔΕΡΟΠΟΥΛΟΥ
Πτυχιούχος Φυσικός

ΜΕΛΕΤΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΣΑΧΑΡΙΑΣ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών 'Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον'
Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης:

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Αναπληρωτής καθηγητής κ. Πρόδρομος Ζάνης, Επιβλέπων
Καθηγητής κ. Θεόδωρος Καρακώστας, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
Επίκουρος καθηγητής κ. Ιωάννης Πυθαρούλης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°

© Χαρίκλεια Α. Σιδεροπούλου, 2013

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΜΕΛΕΤΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΣΑΧΑΡΙΑΣ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Αφιερώνεται με αγάπη
στους γονείς μου

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ

1.1 Αιωρούμενα σωματίδια	11
1.1.1 Μέγεθος και σχήμα των αιωρούμενων σωματιδίων	11
1.1.2 Κατακόρυφη κατανομή, μηχανισμοί απομάκρυνσης και ταχύτητα καθίζησης των αιωρούμενων σωματιδίων	15
1.2 Σκέδαση και απορρόφηση ακτινοβολίας από τα αιωρούμενα σωματίδια	18
1.3 Επίδραση σωματιδίων σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών της ατμόσφαιρας	18
1.4 Επιπτώσεις των αιωρούμενων σωματιδίων	19
1.5 Αφρικανική σκόνη – Κυριότερες πηγές εκπομπής σωματιδίων σκόνης	22
1.5.1 Η Παγκόσμια ζώνη σκόνης	22
1.5.2 Κύριες πηγές σκόνης	25
1.5.3 Η περιοχή της Σαχάρας	27
1.6 Εποχική διακύμανση εμφάνισης της σκόνης-Αιτίες δημιουργίας και ανάπτυξης του φαινομένου	28
1.6.1 Γενικά	28
1.6.2 Ετήσιος κύκλος της σκόνης	29
1.6.3 Έλεγχοι στον ετήσιο κύκλο της σκόνης	31
1.6.4 Η περιοχή της Μεσογείου	32
1.6.5 Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού	33
1.6.6 Χαρακτηριστικά κυκλώνων της Βόρειας Αφρικής	34
1.7 Σαχάριο ατμοσφαιρικό στρώμα	36
1.8 Τροχιές-Μεταφορά σκόνης	37
1.9 Κατακόρυφη κατανομή των σωματιδίων σκόνης	41
1.10 Συχνότητα φαινομένου	42

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΒΑΣΙΚΩΝ ΕΝΝΟΙΩΝ

2.1 Μοντέλο Dream	43
2.2 Μοντέλο Hysplit	45
2.3 Η δορυφορική αποστολή του CALIPSO	47
2.4 Οπτικό Βάθος	49
2.5 Εκθέτης Angstrom	51

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ-ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

3.1 Κλιματολογική μελέτη	52
3.1.1 Εισαγωγή	52
3.1.2 Μέση ημερήσια διακύμανση των συγκεντρώσεων PM10 στο μοντέλο Dream και τους σταθμούς της Θεσσαλονίκης	52
3.1.3 Μέση μηνιαία διακύμανση των συγκεντρώσεων PM10 στο μοντέλο Dream και τους σταθμούς της Θεσσαλονίκης	55
3.1.4 Μέση μηνιαία συσχέτιση των συγκεντρώσεων PM10 μεταξύ μοντέλου Dream και των σταθμών της Θεσσαλονίκης	57
3.1.5 Μέση ημερήσια διακύμανση των τιμών AOD στο μοντέλο Dream και το δορυφόρο Terra και οι αντίστοιχες συσχετίσεις	58
3.1.6 Μέση μηνιαία διακύμανση των τιμών AOD μεταξύ μοντέλου Dream και του δορυφόρου Terra	59
3.1.7 Συσχετίσεις μεταξύ των τιμών PM10 του μοντέλου Dream και των σταθμών της Θεσσαλονίκης, τις ημέρες μεταφοράς σκόνης	59
3.1.8 Συσχετίσεις μεταξύ των τιμών AOD του μοντέλου Dream και του δορυφόρου Terra, τις ημέρες μεταφοράς σκόνης	60
3.2 Συνοπτική μελέτη ενός επεισοδίου σκόνης	61
3.2.1 Επιλογή επεισοδίου μεταφοράς	62
3.3 Δορυφορικές εικόνες CALIPSO	63
3.4 Συνοπτική μελέτη του επεισοδίου	68

3.4.1	Πρώτο στάδιο	71
3.4.2	Δεύτερο στάδιο	99
3.5	Θερμοδυναμική μελέτη του επεισοδίου	121
3.5.1	Ξηρή απόθεση	121
3.5.2	Υγρή απόθεση	132
3.6	Δυναμική μελέτη του επεισοδίου	138
3.7	Στροβιλισμός	140
3.8	Οπισθόδρομες τροχιές	142
3.8.1	Τροχιές που φτάνουν Θεσσαλονίκη στις 12:00UTC 12/4/2008	142
3.8.2	Τροχιές που φτάνουν Θεσσαλονίκη στις 12:00UTC 13/4/2008	156
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ		166
ΠΕΡΙΛΗΨΗ-ABSTRACT		169
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ		171

ΠΡΟΛΟΓΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ

Η ατμόσφαιρα της Γης περιέχει αμέτρητα μικροσκοπικά σωματίδια, τα αεροζόλ, τα οποία προέρχονται από πολλές πηγές, συμπεριλαμβανομένων της ξηράς, τα ηφαίστεια, τους ωκεανούς, τα φυτά και τις βιομηχανικές δραστηριότητες. Αυτά παίζουν σημαντικό ρόλο στο κλιματικό σύστημα τροποποιώντας το ενεργειακό ισοζύγιο, τις ιδιότητες των νεφών, την ατμοσφαιρική κυκλοφορία, και τους παγκόσμιους βιο-γεωχημικούς κύκλους. Τα αιωρούμενα σωματίδια σκόνης είναι ο κυρίαρχος τύπος αεροζόλ της τροπόσφαιρας σε παγκόσμιο επίπεδο και κατέχουν σημαντική θέση στη διαμόρφωση του κλίματος της Γης. Ως επί το πλείστον εκπέμπονται από τις ερήμους του πλανήτη και μεταφέρονται σε μεγάλα σύννεφα σκόνης πολλές χιλιάδες χιλιόμετρα μακριά από τις πηγές τους. Μία από τις σημαντικότερες συνέπειες μιας αμμοθύελλας είναι ότι λειτουργεί σαν παράγοντας αντίδρασης στην υπερθέρμανση του πλανήτη, χαμηλώνοντας τη θερμοκρασία στο έδαφος και αυξάνοντάς την στην ατμόσφαιρα, προκαλώντας προσωρινά και τοπικά μία ανισορροπία. Τα τελευταία χρόνια υπάρχει σαφής ένταση του φαινομένου, η οποία παρατηρείται και στον ελλαδικό χώρο, εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής και των ανθρώπινων δραστηριοτήτων στις ερήμους και ιδιαιτέρως στην αφρικανική ήπειρο. Η εφαρμογή αριθμητικών προγνωστικών μοντέλων στον κύκλο ζωής της ερημικής σκόνης θεωρείται πρωταρχικής σημασίας, για τη διερεύνηση της συνεισφοράς των αεροζόλ αυτών στη μεταβλητότητα και αλλαγή του κλίματος. Ο τελικός στόχος των ερευνών είναι η καλύτερη κατανόηση των μηχανισμών των σωματιδίων αυτών και η βελτίωση της πρόγνωσης των επεισοδίων μεταφοράς σκόνης από τις ερήμους, ούτως ώστε να είναι εφικτή η αποφυγή των αρνητικών συνεπειών της σε τομείς όπως η υγεία, η αεροπορία και η γεωργία.

Σκοπός της παρούσας μελέτης είναι να εξετάσει με τη βοήθεια συνοπτικών και θερμοδυναμικών δεδομένων τα αίτια δημιουργίας, μεταφοράς και διάλυσης του φαινομένου μεταφοράς σωματιδίων σκόνης από την έρημο Σαχάρα πάνω από τη Μεσόγειο και προς τον ελλαδικό χώρο και συγκεκριμένα στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Ταυτόχρονα γίνεται μία στατιστική μελέτη με σκοπό την εξακρίβωση της συσχέτισης, μεταξύ της συγκέντρωσης των σωματιδίων σκόνης σε σύγκριση με αυτή των υπόλοιπων ρύπων στην ατμόσφαιρα της πόλης, ούτως ώστε να αξιολογηθεί κατά πόσο επιβαρύνουν την ατμόσφαιρά της.

Η δομή της εργασίας οργανώνεται στα παρακάτω κεφάλαια ως εξής:

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αιωρούμενα σωματίδια, οι κατηγορίες αυτών ανάλογα με το μέγεθος, το σχήμα και τη σύστασή τους. Αναλύονται οι ιδιότητες και επιδράσεις των αιωρούμενων σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα καθώς και η κατακόρυφη κατανομή τους. Ταυτόχρονα γίνεται εστίαση στη σκόνη από τη Σαχάρα, τη γεωγραφική έκταση του φαινομένου, τη συχνότητα εμφάνισής του, τις αιτίες δημιουργίας του και στην τροχιά που καταγράφεται ξεκινώντας από τη βόρεια Αφρική μέχρι τις ελληνικές εκτάσεις.

Στο δεύτερο κεφάλαιο μελετάται η συνεισφορά των ερημικών σωματιδίων της Σαχάρας, στη ρύπανση της ατμόσφαιρας της Θεσσαλονίκης. Υπολογίζονται οι μέσες συγκεντρώσεις αυτών, καθώς και οι μέσες τιμές δεδομένων οπτικού πάχους και με στατιστική επεξεργασία συγκρίνονται με τις αντίστοιχες τιμές του ατμοσφαιρικού μοντέλου μεταφοράς σκόνης (Dust REgional Atmospheric Model - DREAM), οπότε και προκύπτουν τα ανάλογα αποτελέσματα.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η συνοπτική, δυναμική και θερμοδυναμική μελέτη της μεταφοράς της σκόνης από τη Σαχάρα, πάνω από την Κεντρική - Ανατολική Μεσόγειο, τη Βαλκανική Χερσόνησο προς τον ελλαδικό χώρο, που συνέβη τη χρονική περίοδο 7-15 Απριλίου 2008. Μελετώνται και αναλύονται τα αίτια ανάπτυξης του συγκεκριμένου επεισοδίου, τα αίτια μεταφοράς της σκόνης στον ελλαδικό χώρο, η διάρκεια και η έντασή του. Η ανάλυση συνεχίζεται με τη μελέτη των οπισθόδρομων τροχιών του μοντέλου HYSPLIT, των δορυφορικών εικόνων CALIPSO και ολοκληρώνεται με τη μελέτη χαρτών συγκέντρωσης και γραφημάτων κατακόρυφης κατανομής της σκόνης στις υπό μελέτη περιοχές.

Στο τέλος της εργασίας παρατίθενται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη σύνθεση και ολοκλήρωση της διατριβής ειδίκευσης.

Από τη θέση αυτή θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον κ. Πρόδρομο Ζάνη, επιβλέποντα καθηγητή, για την πολύτιμη καθοδήγηση, το συνεχές ενδιαφέρον, τις πολύ χρήσιμες συμβουλές και την αμέριστη συμπαράσταση που μου παρείχε καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της μελέτης. Ιδιαίτερη αναφορά θα πρέπει να γίνει στον καθηγητή κ. Θεόδωρο Καρακώστα, μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής και στον οποίο θα ήθελα να εκφράσω την ειλικρινή μου ευγνωμοσύνη, για την ανεκτίμητη συμπαράστασή του σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά και τον επίκουρο καθηγητή κ. Ιωάννη Πυθαρούλη, μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, για τη σημαντική βοήθεια και τις πολύ χρήσιμες συμβουλές και παρατηρήσεις του για την ολοκλήρωση αυτής της διατριβής.

Θεσσαλονίκη, Ιούλιος 2013

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ

1.1 ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ

Ως αιωρούμενα σωματίδια (Suspended Particulate Matter, SPM), τα οποία ονομάζονται και αερολύματα, χαρακτηρίζουμε όλα τα σταθερά αιωρήματα στερεών ή υγρών σωματιδίων ή και των δύο που βρίσκονται σε διασπορά στον αέρα. Παρόλο που, σύμφωνα με τον ορισμό τους τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα είναι ο συνδυασμός όλων των συμπυκνωμένων συστατικών που είναι παρόντα στην ατμόσφαιρα, όπως επίσης και ο αέρας στον οποίο περιέχονται, σε πολλές περιπτώσεις με τον όρο αυτόν αναφερόμαστε μόνο στο σωματιδιακό τους τμήμα, το οποίο έχει μέγεθος μεγαλύτερο από αυτό των απλών μορίων.

Οι τύποι των αεροζόλ μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με την πηγή τους (φυσική, ανθρωπογενή), τη γεωγραφική προέλευσή τους ή το μέγεθός τους. Στην κατηγορία φυσικής προέλευσης ανήκουν τα σωματίδια σκόνης εδάφους, καπνού, η ηφαιστειακή τέφρα και σωματίδια χλωριούχου νατρίου από τις κορυφές των κυμάτων της θάλασσας. Στην κατηγορία ανθρωπογενούς προέλευσης περιλαμβάνονται τα σωματίδια από εκπομπές αυτοκινήτων και βιομηχανιών. Αερολύματα που διαφεύγουν απευθείας από τις πηγές τους στην ατμόσφαιρα, χαρακτηρίζονται ως πρωτογενή ενώ αν δημιουργούνται μέσω μετατροπής μορίων αερίων (CO , SO_2 , NO_x και VOC) σε σωματίδια ονομάζονται δευτερογενή (Λαζαρίδης, 2005; Seinfeld και Pandis, 1998). Παρακάτω αναλύεται η ταξινόμηση των αιωρούμενων σωματιδίων με κριτήριο το μέγεθός τους.

1.1.1 Μέγεθος και σχήμα των αιωρούμενων σωματιδίων

Τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα παρουσιάζουν κατανομή μεγεθών, η οποία κυμαίνεται από λίγα νανόμετρα (nm) έως και αρκετές δεκάδες μικρόμετρα (μm). Ανάλογα με το μέγεθός τους διακρίνονται σε λεπτόκοκκα (fine particles) και χονδρόκοκκα (coarse particles). Σωματίδια με ισοδύναμη διάμετρο μικρότερη των $2,5\mu\text{m}$ ανήκουν στην πρώτη κατηγορία και εμφανίζουν μεγάλους χρόνους παραμονής στην ατμόσφαιρα, ενώ στη δεύτερη περιλαμβάνονται εκείνα με διάμετρο μεγαλύτερη των $2,5\mu\text{m}$ και εμφανίζουν μικρούς χρόνους παραμονής. Εκείνα, των οποίων η διάμετρος είναι μικρότερη από $10\mu\text{m}$ συμβολίζονται ως PM_{10} (Λαζαρίδης, 2005; Seinfeld και Pandis, 1998). Σύμφωνα με τους Μπάη κ.ά. (2011), τα αιωρούμενα σωματίδια απαντώνται στην ατμόσφαιρα σε διάφορες μορφές, οι πιο συνηθισμένες από τις οποίες είναι οι εξής:

Σκόνη (dust): σχηματίζεται από διάβρωση ή κατακερματισμό στερεών υλικών και είναι στερεά σωματίδια σχετικά μεγάλου μεγέθους ($D > 1\mu\text{m}$). Συγκεκριμένα η διάμετρός τους μπορεί να κυμαίνεται από $1\mu\text{m}$ έως $10000\mu\text{m}$, με τη σκόνη μικρής διαμέτρου να είναι μικρότερη των $100\mu\text{m}$ και τη σκόνη μεγάλης διαμέτρου μεγαλύτερη των $100\mu\text{m}$ (Ζάνης, 2008).

Ομίχλη: ορατά υδροσταγονίδια σε διασπορά στην ατμόσφαιρα συνήθως κοντά στο έδαφος, με διάμετρο μεταξύ $10\mu\text{m}$ - $20\mu\text{m}$ (Ζάνης, 2008).

Υδροσταγονίδια: με διάμετρο μεταξύ $10\mu\text{m}$ - $200\mu\text{m}$ (Ζάνης, 2008).

Σταγόνες βροχής: με διάμετρο μεγαλύτερη των $1000\mu\text{m}$ (Ζάνης, 2008).

Κάπνα: σωματίδια που προκύπτουν από συμπύκνωση ατμών, κυρίως από πτητικές ουσίες ή ως αποτέλεσμα (προϊόν) οξειδωτικών αντιδράσεων ($D < 1\mu\text{m}$).

Αχλύς: μικρά σωματίδια ($D < 1\mu\text{m}$), μείγμα υδροσταγονιδίων, ρύπων και σκόνης. Μειώνουν την ορατότητα.

Νέφος: συνδυασμός ομίχλης και καπνού.

Καπνός (smoke): μικρά στερεά σωματίδια ($D < 0.01\mu\text{m}$) που προέρχονται από ατελή καύση κυρίως άνθρακα ή άλλων καυσίμων, σε ικανή συγκέντρωση ώστε να είναι ορατά.

Αιθάλη: συσώρευση στερεών σωματιδίων άνθρακα που δημιουργούνται από την ατελή καύση ανθρακικών ενώσεων.

Εκνεφώματα από την επιφάνεια της θάλασσας (sea salt aerosols): σχηματίζονται όταν ο άνεμος και τα κύματα εξαναγκάζουν φυσαλίδες αέρα να σκάνε στην επιφάνεια της θάλασσας ($D > 2\mu\text{m}$).

Η σκόνη από το έδαφος ανήκει στα αεροζόλ που προέρχονται από τις ερημικές εκτάσεις του πλανήτη και αποτελεί το αντικείμενο μελέτης της παρούσας εργασίας. Είναι σημαντικός ρύπος για την Ελλάδα και φθάνει διασυνοριακά από την έρημο Σαχάρα. Η σκόνη επαναιωρείται λόγω της τυρβώδους ροής του ανέμου και μεταφέρεται στη συνέχεια με τη βοήθεια αυτού σε μεγάλες αποστάσεις. Έτσι μεγάλες ποσότητες φθάνουν στην Ελλάδα δημιουργώντας μαζί με τις εγχώριες εκπομπές άμεσα (μείωση της ορατότητας) και έμμεσα (αλληλεπιδράσεις με άλλα χημικά στοιχεία της ατμόσφαιρας όπως το όζον) προβλήματα. Τα αιωρούμενα σωματίδια των ερήμων έχουν μεγάλο μέγεθος, έως και $100\mu\text{m}$, αλλά μόνο τα μικρότερα των $10\mu\text{m}$ και ελαφρύτερα μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις, συνήθως πάνω από 5.000km , διότι τα μεγαλύτερα, ως βαρύτερα καθιζάνουν καθ' οδόν (Λαζαρίδης, 2005; Seinfeld και Pandis, 1998).

Η σχηματική αναπαράσταση της κατανομής μεγέθους των αιωρούμενων σωματιδίων παρουσιάζεται στα παρακάτω σχήματα (Σχήμα 1.1 και Σχήμα 1.2), όπου παρατηρείται η ύπαρξη τριών μεγίστων, ανάλογα με το μηχανισμό δημιουργίας των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα.

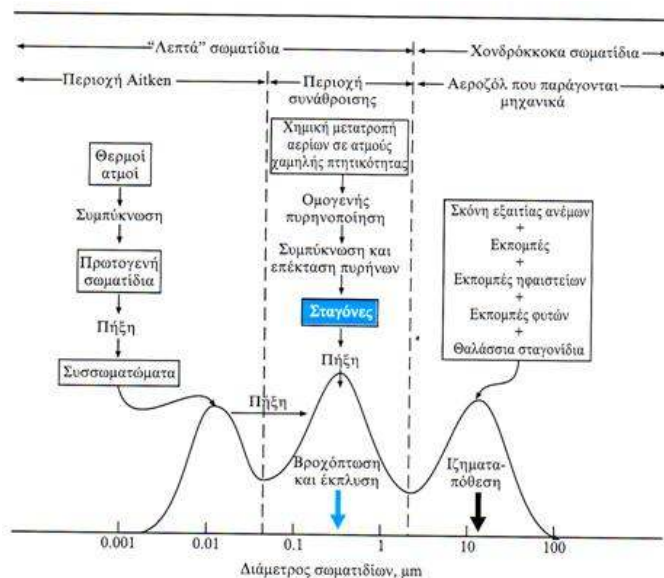
Λεπτά σωματίδια (Fine particles): σωματίδια με μέγιστο κοντά στο $0.2\mu\text{m}$ προκύπτουν από το μηχανισμό πήξης και συμπύκνωσης, ενώ η διάμετρός τους εκτείνεται μέχρι τα $2.5\mu\text{m}$. Τα λεπτά σωματίδια περιέχουν την περιοχή πυρηνοποίησης (Nucleation mode - Σχήμα 1.2), την περιοχή Aitken (Aitken mode) και την περιοχή συνάθροισης (Accumulation mode).

Περιοχή πυρηνοποίησης: ανήκουν τα σωματίδια με διάμετρο μεταξύ $10^{-3}\mu\text{m}$ - $10^{-2}\mu\text{m}$.

Περιοχή Aitken: στο εύρος των μεγεθών μεταξύ $10^{-2}\mu\text{m}$ - $0.1\mu\text{m}$ βρίσκονται οι πυρήνες Aitken που είναι σε διαρκή κίνηση. Πιθανές πηγές τους είναι οι εξατμίσεις αυτοκινήτων, φωτο-οξειδωτικές αντιδράσεις και βιομηχανικές πηγές.

Περιοχή συνάθροισης: ανήκουν τα σωματίδια με διάμετρο μεταξύ $0.1\mu\text{m}$ - $1\mu\text{m}$ και με μέγιστο κοντά στο 0.2 .

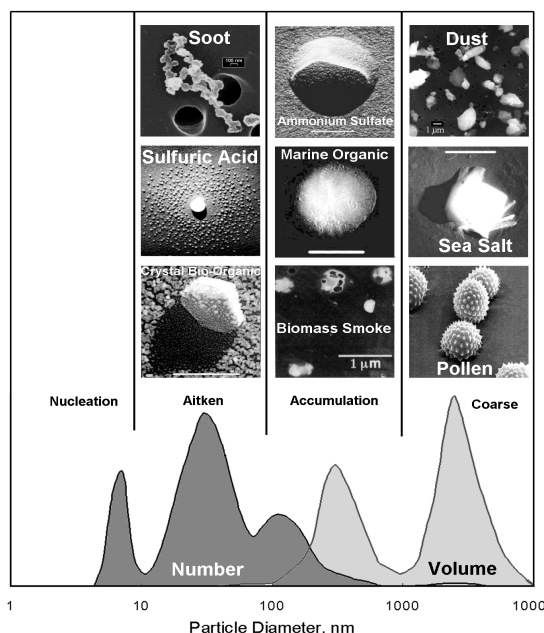
Χονδρόκοκκα σωματίδια (Coarse particles): ανήκουν τα σωματίδια με διάμετρο μεγαλύτερης του $1\mu\text{m}$ και με μέγιστο στα $10\mu\text{m}$. Εισάγονται στην ατμόσφαιρα από την επιφάνεια της γης και της θάλασσας.



Σχήμα 1.1 Σχηματική αναπαράσταση της κατανομής επιφανείας ατμοσφαιρικών σωματιδίων. Φαίνονται οι πηγές, οι βασικές διεργασίες και οι μηχανισμοί σχηματισμού και απομάκρυνσης (Ζάνης, 2008).

Οι διάφοροι τύποι αεροζόλ, ανάλογα με το μέγεθός τους, παρουσιάζονται σε εικόνες μικροσκοπίου (Σχήμα 1.2). Τα ανθρωπογενή αερολύματα βρίσκονται κυρίως στην περιοχή κάτω του μικρομέτρου ενώ τα φυσικά αερολύματα στην περιοχή άνω του μικρομέτρου. Παραδείγματα σωματιδίων στην περιοχή Αitken είναι η αιθάλη, το θειικό οξύ και τα οργανικά σωματίδια. Η περιοχή συσσώρευσης περιλαμβάνει θειικό αμμώνιο και νιτρικό αμμώνιο, οργανικά σωματίδια και καπνό από την καύση βιομάζας ή άλλες πυρκαγιές. Η περιοχή των χονδρόκοκκων σωματιδίων αποτελείται από αερολύματα εδαφικής σκόνης, θαλασσινού άλατος και γύρης.

Ταυτόχρονα, στο σχήμα αναπαρίσταται η αριθμητική κατανομή (Number) και η κατανομή όγκου των διαφόρων αιωρούμενων σωματιδίων. Ο αριθμός των λεπτών σωματιδίων φαίνεται να είναι μεγαλύτερος σε σύγκριση με τον αριθμό των χονδρόκοκκων. Αντίθετα, τα χονδρόκοκκα σωματίδια καταλαμβάνουν μεγαλύτερο όγκο από ότι τα λεπτά σωματίδια.



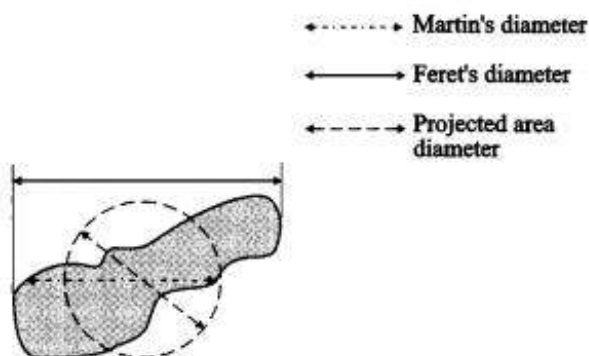
Σχήμα 1.2 Ομαδοποιημένοι τύποι ατμοσφαιρικών σωματιδίων, σε σύγκριση με τον αριθμό τους και τον όγκο που καταλαμβάνουν (Ζάνης, 2008).

Το μέγεθος των αιωρούμενων σωματιδίων καθορίζεται από τη διάμετρό τους. Για σφαιρικά σωματίδια, συνήθως υγρά, η διάμετρος αυτή είναι η γεωμετρική διάμετρος κύκλου, ενώ στην ατμόσφαιρα η πιο συνήθης περίπτωση είναι αυτή των μη-σφαιρικών σωματιδίων. Τα στερεά σωματίδια, άρα και η σκόνη από τις ερήμους, ανήκουν σε αυτή την κατηγορία, έχουν ακανόνιστα σχήματα και δεν μπορούν να περιγραφούν μέσω της γεωμετρικής διαμέτρου. Για τα μη-σφαιρικά αερολύματα διακρίνονται οι εξής διάμετροι:

Διάμετρος Martin: το μήκος της γραμμής που χωρίζει το σωματίδιο σε δύο ίσα μέρη.

Διάμετρος Feret: η μέγιστη απόσταση από τη μια άκρη του σωματιδίου έως την άλλη.

Διάμετρος προβαλλόμενης επιφάνειας: η διάμετρος ενός σφαιρικού σωματιδίου που έχει προβολή ίσου εμβαδού με το εν λόγω σωματίδιο.



Σχήμα 1.3 Σχηματική αναπαράσταση δύο διαστάσεων (2-D) των διαμέτρων μη σφαιρικών αιωρούμενων σωματιδίων (T. Allen, 1990; Chapman και Hall, 1990; <http://158.110.32.35/CLASS/IMP-CHIM/PGSF21-42.pdf>).

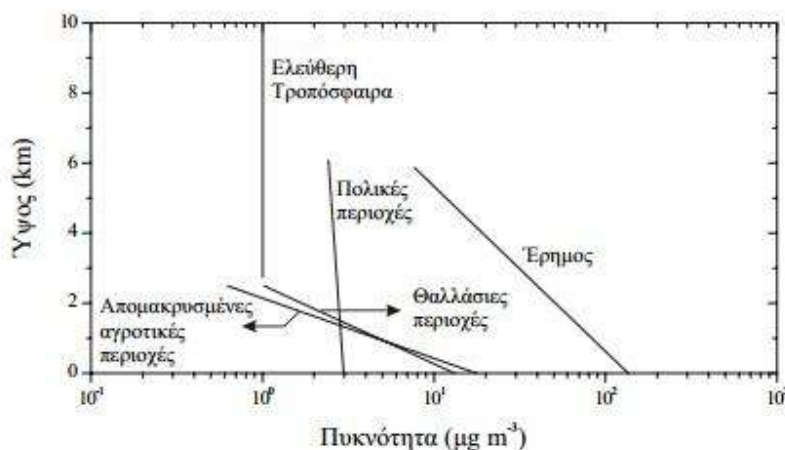
1.1.2 Κατακόρυφη κατανομή, μηχανισμοί απομάκρυνσης και ταχύτητα καθίζησης των αιωρούμενων σωματιδίων

Σε κανονικές ατμοσφαιρικές συνθήκες, η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων μειώνεται εκθετικά με το ύψος από το έδαφος, ενώ τα σωματίδια σκόνης εκτείνονται μέχρι 4-5 χιλιόμετρα μέσα στην ατμόσφαιρα. Η ύπαρξή τους στην ελεύθερη τροπόσφαιρα οφείλεται κυρίως στην οριζόντια μεταφορά τους μέσω του ανέμου. Η κατακόρυφη κατανομή της πυκνότητας μπορεί να εκφραστεί από τη σχέση:

$$M(z) = M(0) \cdot \exp\left(-\frac{z}{H_p}\right)$$

όπου $M(0)$ είναι η συγκέντρωση μάζας στην επιφάνεια του εδάφους και H_p η υψομετρική κλίμακα ύψους. Πάνω από το ύψος H_p , η πυκνότητα παραμένει σταθερή. Η κλίμακα ύψους είναι διαφορετική για τις κατηγορίες των αιωρούμενων σωματιδίων και η τιμή που έχει προταθεί για τα σωματίδια στις ερήμους είναι: $H_p = 2000m$ (Μπάης κ.α, 2011; Αναγνωστόπουλος, 1993).

Σύμφωνα με την τυπική αυτή τιμή για την υψομετρική κλίμακα, η κατακόρυφη κατανομή της πυκνότητας για τα ερημικά αιωρούμενα σωματίδια παρουσιάζεται στο σχήμα 1.4:



Σχήμα 1.4 Αντιπροσωπευτικές κατακόρυφες κατανομές πυκνότητας για διάφορους τύπους αιωρημάτων (Μπάης κ.α, 2011).

Διαδικασίες απομάκρυνσης των σωματιδίων από την ατμόσφαιρα αποτελούν η βαρυτική καθίζηση, η ξηρή και υγρή εναπόθεση.

Βαρυτική καθίζηση: είναι η κατακόρυφη ροή προς τα κάτω ιδίως των μεγαλύτερων σωματιδίων.

Ξηρή εναπόθεση: είναι η διαδικασία μεταφοράς τους, απουσία βροχόπτωσης, από την ατμόσφαιρα στην επιφάνεια της γης όπου και δεσμεύονται. Οι παράγοντες που ρυθμίζουν την ξηρή εναπόθεση είναι τα επίπεδα της ατμοσφαιρικής τύρβης, οι χημικές ιδιότητες των εναποτιθέμενων σωματιδίων και η φύση της επιφάνειας που γίνεται η εναπόθεση.

Υγρή εναπόθεση: ονομάζεται η διαδικασία μεταφοράς ύλης από την ατμόσφαιρα της Γης στην επιφάνειά της μέσω της βροχόπτωσης. Πραγματοποιείται κατά τη σάρωση της ατμόσφαιρας από τις σταγόνες της βροχής, τις νιφάδες του χιονιού και το χαλάζι (Καραθανάσης, 2007).

Η ταχύτητα καθίζησης ενός σφαιρικού σωματιδίου λόγω βαρύτητας, χρησιμοποιώντας την εξίσωση του Νόμου του Stokes είναι:

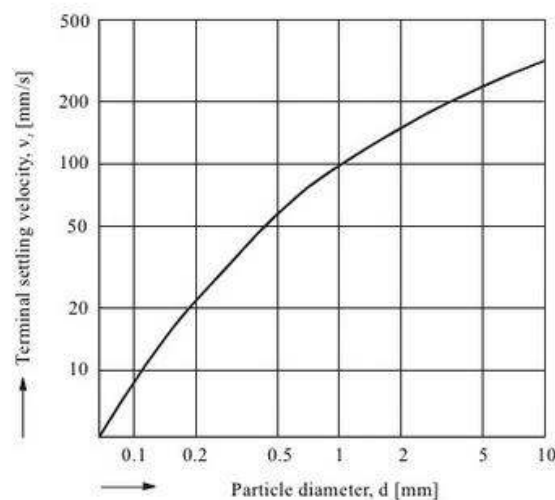
$$V_{TS} = \frac{gD^2\rho_{part}}{18\mu}$$

όπου, η V_{TS} μετράται σε (m/s), g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, D η διάμετρος του σωματιδίου, ρ_{part} η πυκνότητα του σωματιδίου και μ το ιξώδες του αέρα.

Στα μη-σφαιρικά σωματίδια επομένως και στη σκόνη από τις ερημικές περιοχές, το μη-σφαιρικό σχήμα τους μειώνει την ταχύτητα καθίζησης. Η μείωση της ταχύτητας καθίζησης εξαιτίας του μη σφαιρικού σχήματος, ποσοτικοποιείται με τον παράγοντα σχήματος

$$\xi = \frac{V_T}{V_{TS}} \quad (kg / m^3)$$

όπου V_T (m/s) είναι η ταχύτητα καθίζησης ενός μη-σφαιρικού σωματιδίου.



Σχήμα 1.5 Ταχύτητα πτώσης μη-σφαιρικών σωματιδίων, ανάλογα με τη διάμετρό τους. (www.slideshare.net)

Σύμφωνα με το σχήμα 1.5, στα αιωρούμενα σωματίδια μεγάλης διαμέτρου, σημειώνεται σημαντική ταχύτητα πτώσης στην ατμόσφαιρα σε σταθερές συνθήκες. Αντίθετα, τα σωματίδια με μικρή διάμετρο έχουν πολύ μικρή ταχύτητα πτώσης, με αποτέλεσμα να παραμένουν στην ατμόσφαιρα για μεγάλο χρονικό διάστημα και να προκαλούν προβλήματα στη δημόσια υγεία.

1.2 ΣΚΕΔΑΣΗ ΚΑΙ ΑΠΟΡΡΟΦΗΣΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΑΠΟ ΤΑ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ

Όταν ένα σωματίδιο παρεμβληθεί στην πορεία ηλεκτρομαγνητικής κύμανσης, τα ηλεκτρικά φορτία του σωματιδίου πάλλονται υπό την επίδραση του ηλεκτρικού πεδίου της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Τα παλλόμενα φορτία αποτελούν ένα ή περισσότερα ηλεκτρικά δίπολα, η ταλάντωση των οποίων έχει για αποτέλεσμα είτε την επανεκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας σε στερεά γωνία 4π με κέντρο το σωματίδιο (σκέδαση), είτε τη μετατροπή μέρους της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε θερμική ενέργεια (απορρόφηση). Σύμφωνα με την αρχή διατήρησης της ενέργειας, η εξασθένιση της προσπίπτουσας ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας ισούται με το άθροισμα της ενέργειας απορρόφησης και της ενέργειας της σκεδαζόμενης από το σωματίδιο ακτινοβολίας προς όλες τις διευθύνσεις (Μπάης κ.α., 2011). Έτσι, η παρουσία σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα προκαλεί και την εξασθένιση της εισερχόμενης και εξερχόμενης ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα.

1.3 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΩΝ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Η ροή ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης από τον ήλιο αντισταθμίζεται από μία ίση ροή υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη γη προς το μεσοπλανητικό χώρο. Αυτό είναι το ενεργειακό ισοζύγιο ακτινοβολίας της Γης και καθορίζει το κλίμα της. Όταν αυτές οι ενεργειακές ροές βρίσκονται σε ισορροπία, τότε η Γη βρίσκεται σε κατάσταση θερμικής ισορροπίας και το κλίμα είναι ευσταθές. Κάθε απόκλιση από αυτήν την ισορροπία οδηγεί το κλίμα σε μία νέα θερμότερη ή ψυχρότερη κατάσταση. Η ταχύτητα με την οποία η νέα ισορροπία αποκαθίσταται, εξαρτάται από το μέγεθος της διαταραχής και την αποθηκευμένη θερμότητα της γης, ιδιαίτερα των ωκεανών.

Τα αιωρούμενα σωματίδια επηρεάζουν τόσο άμεσα όσο και έμμεσα το ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας άρα και το κλίμα. Σαν άμεση επίδραση θεωρούμε τη σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας πίσω στο διάστημα από τα σωματίδια. Σαν έμμεση θεωρούμε την επίδραση των αερολυμάτων στη φυσική των νεφών, δηλαδή το κατά πόσο η εμπλοκή των σωματιδίων έχει επιπτώσεις στην ανακλαστικότητα και την απορροφητικότητα των νεφών. Το πρόσημο της μεταβολής της ανακλαστικότητας του πλανήτη μας λόγω των αιωρούμενων σωματιδίων, καθορίζει αν η επίδραση στο κλίμα θα είναι θετική (θέρμανση) ή αρνητική (ψύξη).

Το μέγεθος της άμεσης επίδρασης των αιωρούμενων σωματιδίων στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας για έναν συγκεκριμένο τόπο και για δεδομένο χρόνο, έχει να κάνει με το ποσοστό

της ηλιακής ακτινοβολίας που οπισθοσκεδάζεται προς το μεσοπλανητικό χώρο που με τη σειρά του εξαρτάται από το μέγεθος και τις οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων καθώς και τη ζενίθεια γωνία. Τα αιωρούμενα σωματίδια επηρεάζουν τόσο την εξερχόμενη από τη γη όσο και την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, και λόγω της χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας των οπτικών και χημικών ιδιοτήτων και της συγκέντρωσής τους ο τρόπος επίδρασής τους στο ισοζύγιο ακτινοβολίας της ατμόσφαιρας γίνεται πολύπλοκος (Pandis et al., 1993; Μπάης κ.α, 2011; Lyamani et al., 2008).

1.4 ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ

Επιπτώσεις στην ορατότητα: Η μείωση της ορατότητας είναι ένα άμεσο επακόλουθο της ατμοσφαιρικής ρύπανσης. Η μείωση της ορατότητας οφείλεται στην απορρόφηση και τη σκέδαση του φωτός από τα αέρια και τα σωματίδια, όμως το πιο σημαντικό φαινόμενο που συνεισφέρει στη μείωση της ορατότητας είναι η σκέδαση του φωτός από τα αιωρούμενα σωματίδια. Όταν αυτή η θόλωση αυξηθεί, τότε σημειώνεται σχετικά υψηλή πτώση της θερμοκρασίας του αέρα στην επιφάνεια του εδάφους.

Επιπτώσεις στο κλίμα: Για επιφάνειες μεγάλης ανακλαστικότητας όπως οι περιοχές με χιονοκάλυψη και οι έρημοι, η απορρόφηση από τα σωματίδια ελαττώνει την ανακλώμενη από την επιφάνεια ηλιακή ακτινοβολία και οδηγεί σε μία ολική μείωση της ακτινοβολίας που εξέρχεται από το σύστημα ατμόσφαιρα-γη. Τα θερμοκηπικά αέρια (GreenHouse Gases - GHGs) ανακλούν ένα ποσοστό της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπει η γη με αποτέλεσμα να έχουμε μεγαλύτερες επιφανειακές θερμοκρασίες. Σε αντίθεση με τα GHGs που αλληλεπιδρούν μόνο με την εξερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία, τα αιωρούμενα σωματίδια επηρεάζουν τόσο την εξερχόμενη από τη γη όσο και την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (Μπάης κ.α, 2011). Στην περιοχή του ορατού, η ηλιακή ακτινοβολία σκεδάζεται έντονα από τα σωματίδια σκόνης, διαφεύγοντας έτσι ένα τμήμα της πίσω στο διάστημα, με αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας στη γήινη επιφάνεια. Αντίθετα, στην περιοχή του υπέρυθρου, τα σωματίδια απορροφούν και επανεκπέμπουν την ακτινοβολία έντονα, με αποτέλεσμα η σκόνη να λειτουργεί ως θερμοκηπικό αέριο (Tegen, 2003; IPCC, 2007). Σύμφωνα με μία ακόμη μελέτη, τα αεροζόλ σκόνης ψύχουν την επιφάνεια της γης εξαιτίας της οπισθοσκέδασης και απορρόφησης της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος, ενώ θερμαίνουν την κορυφή του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος λόγω απορρόφησης της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας, κατά τη διάρκεια της ημέρας (Choobari et al., 2012). Έτσι η σκόνη μεταφέρει τη θερμότητα από την επιφάνεια της γης, στην ατμόσφαιρα (Miller et al., 2009).

Επιπτώσεις στην ανθρώπινη υγεία: Στις περιοχές όπου η συγκέντρωση των σωματιδίων σκόνης είναι ιδιαίτερα υψηλή, η σκόνη συμπεριφέρεται ως ρύπος, επηρεάζοντας την ποιότητα του αέρα (Mitsakou et. al., 2008). Η κατανομή του μεγέθους είναι μια βασική παράμετρος για το χαρακτηρισμό των χημικών, φυσικών και οπτικών ιδιοτήτων των αεροζόλ και για τις επιπτώσεις τους στην υγεία. Το κατώτερο και ανώτερο όριο μεγέθους των αερολυμάτων σκόνης κυμαίνεται από μερικά νανόμετρα έως 100 μm περίπου, ενώ οι ιδιότητες των αερολυμάτων αλλάζουν σημαντικά σε αυτό το εύρος μεγέθους. Αρκετές μελέτες έδειξαν ότι αερομεταφερόμενα σωματίδια (PM) έχουν επίδραση στους βιογεωχημικούς κύκλους των οικοσυστημάτων και την ανθρώπινη υγεία. Τα τελευταία χρόνια στο δημόσιο τομέα της υγείας, η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων έχει γίνει ένα θέμα μεγάλης σημασίας, δεδομένου ότι επιδημιολογικές μελέτες έχουν δείξει ότι η έκθεση σε σωματίδια με αεροδυναμική διάμετρο μικρότερη των 10 μm (PM10) και ιδιαίτερα μικρότερη των 2,5 μm (PM2.5) προκαλεί αύξηση καρκίνου των πνευμόνων και θνησιμότητα λόγω καρδιοαναπνευστικών προβλημάτων. Έτσι, η ατμοσφαιρική ρύπανση φαίνεται να έχει αρνητικές επιπτώσεις στο αναπνευστικό και το καρδιαγγειακό σύστημα, κάτι που μπορεί να οδηγήσει σε μια οξεία μείωση της λειτουργίας των πνευμόνων, επιδείνωση του άσθματος, αυξημένο κίνδυνο πνευμονίας σε άτομα μεγάλης ηλικίας, χαμηλό βάρος γέννησης και υψηλά ποσοστά θνησιμότητας στα νεογννήτα (Rashki et al., 2012). Ειδικά κατά τη διάρκεια αμμοθύελλας για περιοχές κοντά στην πηγή, η συγκέντρωση των σωματιδίων σκόνης ξεπερνάει τα επιτρεπτά όρια τα οποία έχουν θεσπιστεί από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Nickling et al., 1993).

Περιβαλλοντικές επιπτώσεις:

Θερμός και ξηρός αέρας γνωστός ως Ατμοσφαιρικό Σαχάριο Στρώμα (Saharan Air Layer- SAL) που συχνά συνοδεύει τις καταιγίδες σκόνης από τη Σαχάρα, σύμφωνα με μελέτη των Dunion και Velden (2004) και Wu (2007), μπορεί να καταστείλλει την τροπική κυκλογένεση και να αναστείλλει το σχηματισμό τυφώνων στην περιοχή του Ατλαντικού. Στοιχεία δείχνουν την καταστολή ανάπτυξης ενός τυφώνα, εξαιτίας της ξηρής και φορτωμένης - με σωματίδια σκόνης - ατμόσφαιρας του ατμοσφαιρικού σαχάρου στρώματος, όπου η αυξημένη συγκέντρωση των πυρήνων συμπύκνωσης διαταράσσουν την κυκλοφορία των τροπικών κυκλώνων (Evan et al., 2006). Άλλες αιτίες είναι: α) η ενισχυμένη χαμηλή αναστροφή θερμοκρασίας που συνδέεται με το SAL καταστέλλει τα ανοδικά ρεύματα αέρα και β) η κατακόρυφη διάτμηση ανέμου που συνδέεται με τον αφρικανικό ανατολικό αεροχείμαρρο, αποτρέπει την ενίσχυση των τροπικών κυκλώνων (Gray, 1968; Rogers et al., 2003; Evan et al., 2006; Dunion και Velden (2004); nasa.gov). Οι Kamal et al. (2012) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι μέσα στο SAL δημιουργείται ένα εξαιρετικά ξηρό περιβάλλον λόγω της μείωσης της σχετικής υγρασίας, συνθήκες που δεν ευνοούν την ενίσχυση των τυφώνων. Προσομοιώσεις έδειξαν πως ο ξηρός και θερμός αέρας του ατμοσφαιρικού σαχάρου στρώματος, εισβάλλει στον πυρήνα ενός αναπτυσσόμενου κυκλώνα καταστέλλοντας τα ανοδικά ρεύματα καταλήγοντας να τον αποδυναμώσει.

Αποτελέσματα δείχνουν ότι υπάρχει αρνητική συσχέτιση μεταξύ της σαχάριας σκόνης και της θερμοκρασίας του Ατλαντικού Ωκεανού. Αύξηση (μείωση) των συγκεντρώσεων σωματιδίων σκόνης συνδέεται με ψύξη (θέρμανση) του Ατλαντικού κατά την περίοδο Ιούλιο - Αύγουστο - Σεπτέμβριο (Lau et al., 2007). Υποστήριξαν ότι η εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια των ωκεανών, λόγω της υπερβολικής ποσότητας σκόνης τους μήνες Ιούνιο - Ιούλιο του 2006 (σε σχέση με το 2005), μπορεί να κατέχει σημαντικό ρόλο στην απότομη ψύξη ολόκληρου του Ατλαντικού Ωκεανού.

Χρησιμοποιώντας το περιοχικό μοντέλο Weather Research and Forecasting with Chemistry (WRF / Chem), επαληθεύθηκε ότι η «μεταβολή λόγω επίδρασης της ακτινοβολίας» ή “radiative forcing” εξαιτίας της σκόνης, μειώνει τη θερμοκρασία στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας, αλλά την αυξάνει στα ανώτερα. Η ψύξη της επιφανείας σχετίζεται με μείωση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (Turbulent Kinetic Energy-TKE) και άρα της κατακόρυφης ανάμιξης της οριζόντιας ορμής. Οι αλλαγές αυτές στο κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας σε περιοχές (με γεωγραφικό πλάτος $\phi=10^{\circ}-17^{\circ}\text{N}$) που είναι υπό την επίδραση ενός αεροχειμάρρου χαμηλού ύψους (Low Level Jet - LLJ) και συγκεκριμένα του Αφρικανικού Ανατολικού Αεροχειμάρρου (African Easterly Jet - AEJ), φαίνεται να οδηγούν στην ενίσχυση του LLJ και της ταχύτητας των ανέμων κοντά στην επιφάνεια και σε εξασθένιση των ανέμων στα μεγαλύτερα ύψη (Alizadeh Choobari et al., 2013). Αυτές οι αλλαγές στο πεδίο ροής της ταχύτητας του ανέμου διαφέρουν από τα αποτελέσματα προηγούμενων μελετών (e.g., Jacobson and Kaufman, 2006), τα οποία υποστήριζαν τη μείωση της ταχύτητας του ανέμου στη χαμηλότερη ατμόσφαιρα και την αύξησή της στο ανώτερο οριακό στρώμα (Miller et al., 2004). Οι αλλαγές στο κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας επηρεάζουν την ευστάθεια της ατμόσφαιρας, η οποία μπορεί να μεταβάλλει την ένταση του LLJ (Jacobson and Kaufman, 2006; Alizadeh Choobari et al., 2013).

Τα σωματίδια σκόνης παίζουν σημαντικό ρόλο στις οπτικές, φυσικές και χημικές διεργασίες στην ατμόσφαιρα, ενώ η εναπόθεσή τους προσθέτει εξωγενή οργανικά υλικά στις χερσαίες επιφάνειες, έχοντας σημαντικές επιπτώσεις στα οικοσυστήματα της Γης και τους βιογεωχημικούς κύκλους. Η επίδραση των αερολυμάτων σκόνης εξαρτάται κυρίως από τα χαρακτηριστικά των σωματιδίων, όπως το μέγεθος, το σχήμα και η χημική τους σύσταση, τα οποία καθορίζονται από τις πηγές από τις οποίες προέρχονται (Rashki et al., 2012). Μερικές από τις αρνητικές επιπτώσεις που έχουν στο γεωργικό τομέα είναι, η μείωση της παραγωγής των καλλιεργειών λόγω της κάλυψης των φυτών από τη σκόνη, η απώλεια φυτικών ιστών και η μείωση φωτοσυνθετικής ικανότητας καθυστερώντας την ανάπτυξη των φυτών. Ακόμη, η αύξηση της διάβρωσης του εδάφους και η επιτάχυνση της διαδικασίας ερημοποίησης καθώς και η μείωση της ποιότητας των υδάτων των ποταμών εξαιτίας των ιζημάτων που τα επηρεάζουν. Μια θετική επίδραση της σκόνης, είναι η γονιμοποίηση των ορυκτών του εδάφους των χερσαίων οικοσυστημάτων, λόγω των ευεργετικών συστατικών (ιόντα σιδήρου) της άμμου της ερήμου (Stefanski et al., 2009).

Όταν αεροζόλ σκούρου χρώματος (π.χ. αεροζόλ σκόνης) εναποθεθούν σε περιοχές καλυμμένες με χιόνι και σε παγετώνες, σκουραίνουν τις επιφάνειες αυτές, με αποτέλεσμα την αυξημένη πλέον απορρόφηση του ηλιακού φωτός και άρα την εντονότερη θέρμανσή τους και την τήξη του πάγου (Painter et al., 2012).

Η επίδραση της ερημικής σκόνης στις ιδιότητες των νεφών και τη βροχοπτώση έχει μέχρι σήμερα μελετηθεί αποκλειστικά με τη χρήση θεωρητικών μοντέλων, τα οποία προβλέπουν ότι οι βροχοπτώσεις θα ενισχυθούν. Οι Rosenfeld et al. (2001) κατέλειξαν σε αποτελέσματα που δείχνουν το αντίθετο. Η επίδραση της σκόνης στις ιδιότητες των νεφών είναι να αναστέλλει τις βροχοπτώσεις και εξαρτάται από το μέγεθος των σωματιδίων και τη χημική τους σύσταση. Τα σύννεφα που σχηματίζονται μέσα σε ερημική σκόνη περιέχουν μικρά σταγονίδια και παράγουν μικρά ποσά βροχής. Άμεση συνέπεια είναι το ξηρότερο έδαφος, το οποίο με τη σειρά του ευνοεί την ανύψωση περισσότερης σκόνης, προκαλώντας περαιτέρω μείωση των βροχοπτώσεων.

Αιωρούμενα σωματίδια σκόνης που περνούν πάνω από μολυσμένες περιοχές συχνά μπορούν να επικαλυφθούν με θείο, λόγω χημικών διεργασιών στην επιφάνειά τους. Στη συνέχεια να λειτουργήσουν ως γιγαντιαίοι πυρήνες συμπύκνωσης (CCN), να ενισχύσουν τη σύγκρουση και συνένωση των σταγονιδίων και συνεπώς να βοηθήσουν το σχηματισμό βροχοπτώσης και να μειώσουν την ανακλαστικότητα (albedo) των νεφών (Rosenfeld et al., 2001). Η σαχάρια σκόνη προσφέρει πολύ μεγάλες συγκεντρώσεις CCN κυρίως μικρού μεγέθους. Αυτά οδηγούν στο σχηματισμό νεφών που αποτελούνται από μικρά σταγονίδια, με αποτέλεσμα τη μειωμένη συνένωσή τους και άρα μειωμένη βροχή. Λόγω της μεγάλης χωρικής και χρονικής έκτασης της σκόνης της ερήμου στην ατμόσφαιρα, οι αλληλεπιδράσεις της με τα σύννεφα μπορούν να έχουν σημαντικές κλιματικές επιπτώσεις (Rosenfeld et al., 2001).

1.5 ΑΦΡΙΚΑΝΙΚΗ ΣΚΟΝΗ – ΚΥΡΙΟΤΕΡΕΣ ΠΗΓΕΣ ΕΚΠΟΜΠΗΣ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ

1.5.1 Η Παγκόσμια ζώνη σκόνης

Η συντριπτική πλειοψηφία των αιωρούμενων σωματιδίων σκόνης βρίσκεται στο βόρειο ημισφαίριο, σε μια περιοχή που αναφέρεται από τους Prospero et al. (2002) ως «Παγκόσμια ζώνη σκόνης». Η περιοχή αποτελείται από πηγές σκόνης στη Βόρεια Αφρική, την Αραβία, την Ινδική υποήπειρο, και την Ασία. Κάθε περιοχή είναι μοναδική στο χαρακτηρισμό της πηγής και στην εποχικότητα της παραγωγής αερολυμάτων σκόνης.

Η μεγαλύτερη συνεισφορά στην παγκόσμια ζώνη σκόνης συντελείται από την έρημο Σαχάρα / Σαχέλ στη Βόρεια Αφρική. Η Βόρεια Αφρική θεωρείται ευρέως ως η μεγαλύτερη πηγή

σωματιδίων σκόνης στη Γη όσον αφορά την εμφάνιση αλλά και την ένταση (Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003; Liu et al., 2008), εισάγοντας περίπου 400-700Tg στην ατμόσφαιρα κάθε χρόνο (Washington et al., 2003). Η έκταση των ερήμων της Βόρειας Αφρικής μπορεί να οριστεί ευρέως ως η περιοχή που καλύπτεται από περίπου 15°B έως την ακτή της Μεσογείου και από τις ακτές του Ατλαντικού στα δυτικά, μέχρι την Ερυθρά Θάλασσα στα ανατολικά όπου η ετήσια βροχόπτωση είναι συνήθως μικρότερη από 200mmyr⁻¹. Η έρημος Σαχάρα είναι η πιο σημαντική πηγή σκόνης στον κόσμο. Η μεταφορά σωματιδίων σκόνης στο Βόρειο Ατλαντικό και στη Μεσόγειο υφίσταται όλο το χρόνο. Περιοχές - πηγές στην ανατολική Αλγερία, την Τυνησία, τη Λιβύη και την Αίγυπτο επηρεάζουν συχνά τη Μεσόγειο στα τέλη της άνοιξης / αρχές του καλοκαιριού.

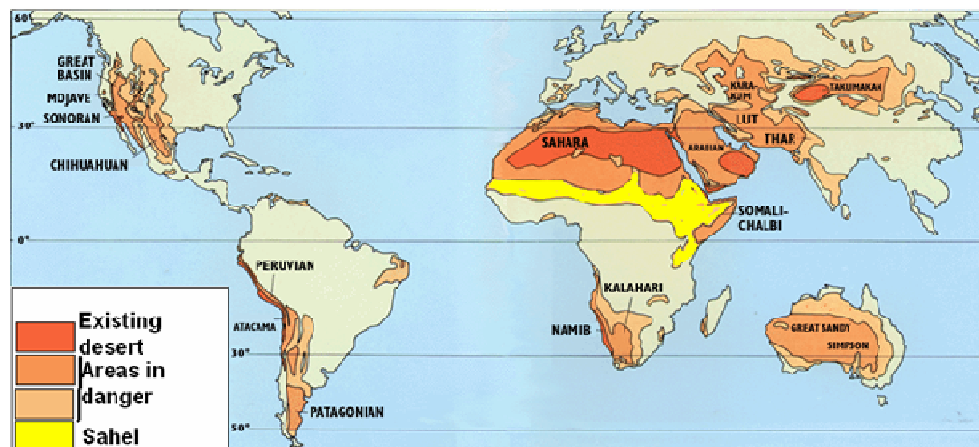
Παρόλο που οι ακριβείς τοποθεσίες και η ένταση εκπομπής των πηγών σκόνης δεν είναι καλά καθορισμένες, τα δεδομένα υποδηλώνουν ότι η πλειονότητα των αερομεταφερόμενων σωματιδίων προέρχεται από τοπογραφικές υφές ή κλειστά λεκανοπέδια, όπου προσχωματική ροή συλλέγεται από τη διάβρωση των ξηρών λιμνών και η ετήσια βροχόπτωση είναι χαμηλή (Prospero et al., 2002). Η ξηρασία από μόνη της δεν έχει βρεθεί να είναι ένας καλός δείκτης της θέσης προέλευσης της σκόνης. Για παράδειγμα, οι εκπομπές σκόνης από την Αυστραλία είναι σχετικά χαμηλές, παρά το γεγονός ότι η ήπειρος είναι πάνω από το 1/3 της, έρημος (Prospero et al., 2002.).

Πρόσφατες μελέτες έχουν δείξει ότι οι πηγές σκόνης της Βόρειας Αφρικής μπορεί να ποικίλουν στη διάρκεια του έτους, καθώς οι μετεωρολογικές συνθήκες αλλάζουν (Washington et al., 2003) και διαφορετικές πηγές φαίνεται να ανταποκρίνονται στη διαφορετική δυναμική της ατμόσφαιρας. Δορυφορικά δεδομένα συχνά χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό πηγών σκόνης της Βόρειας Αφρικής (Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003; Engelstaedter και Washington, 2007) και χρονικών μεταβολών της έντασης των εκπομπών τους (Goudie και Middleton, 2001; Prospero et al., 2002). Τα αποτελέσματα δείχνουν πολλές περιοχές τόσο επί της Σαχάρας όσο και επί της Σαχέλ, μερικές από τις οποίες φαίνεται να παρουσιάζουν μεταβλητότητα στις εκπομπές σωματιδίων για εποχές και χρόνια.

Μια πηγή ιδιαίτερης σημασίας είναι η Λεκάνη της Λίμνης Τσαντ και η Ύψωση Μποντελέ, οι οποίες εκπέμπουν σκόνη όλο το χρόνο και πρόκειται για την κυρίαρχη πηγή σκόνης παγκοσμίως (Washington et al., 2003). Βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα της Βόρειας Αφρικής (Prospero et al., 2002) και είναι υπεύθυνη για το 6-18% των παγκόσμιων εκπομπών σκόνης (Todd et al., 2007). Εκπομπές από άλλες μικρότερες, αλλά εξίσου σημαντικές, πηγές σκόνης στη δυτική Αφρική φαίνεται να είναι πολύ πιο μεταβλητές σε εποχιακή κλίμακα.

Οι πηγές της ερήμου Σαχάρας θεωρούνται μακράν οι πλέον ενεργές στον κόσμο, παρόλο που η συμβολή τους περιορίζεται κυρίως στο βόρειο ημισφαίριο την άνοιξη και το καλοκαίρι. Εκτός από τη Βόρεια Αφρική, σημαντική δραστηριότητα της σκόνης είναι εμφανής στην Αραβική Χερσόνησο, στο Ιράν, το Τουρκμενιστάν, το Αφγανιστάν, το Πακιστάν, τη Βόρεια Ινδία, το Namib και την έρημο Καλαχάρι και τη Tarim Basin στην Κίνα. Μικρή δραστηριότητα

συναντάται στις δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής, το Μεξικό και την Κεντρική Αυστραλία. Οι εκτιμήσεις της ισχύος της Σαχάρας κυμαίνονται μεταξύ $130 - 760 \text{ Tg yr}^{-1}$ (Goudie και Middleton, 2001), αν και μια πρόσφατη μελέτη εκτιμά ετήσιες εκπομπές σκόνης από τη Σαχάρα να είναι περίπου 1600 Tg yr^{-1} . (Σχήμα 1.6, Πίνακας 1)



Σχήμα 1.6 Οι κυριότερες πηγές σωματιδίων σκόνης, παγκοσμίως
<http://ih-igcse-geography.wikispaces.com>

Περιοχή	Μέση ετήσια συνεισφορά στην παγκόσμια εκπομπή ερημικής σκόνης (%)
Σαχάρα	50.7
Κεντρική Ασία	16.0
Αυστραλία	14.5
Βόρειος Αμερική	5.2
Ανατολική Ασία	4.9
Αραβία	4.2

Πίνακας 1 Μέση ετήσια συνεισφορά στην παγκόσμια εκπομπή ερημικής σκόνης (Miller et al., 2004)

Οι πηγές σκόνης συνήθως συνδέονται με τοπογραφικά χαμηλά σε ξηρές περιοχές (Prospero et al., 2002). Η παραγωγή σκόνης εξαρτάται από τη διαθέσιμη συγκέντρωση διαβρωμένου υλικού του εδάφους, λόγω του ανέμου, το οποίο συνήθως σχηματίζεται από τη διάβρωση ποταμών, την επακόλουθη ξήρανση και την απώλεια ή απουσία βλάστησης, η οποία επιτρέπει στα μικρά σωματίδια να ανυψωθούν στην ατμόσφαιρα (Jickells et al., 2005). Η σκόνη που εκπέμπεται από κάθε πηγή εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους της πηγής, και ως εκ τούτου η σκόνη που εκπέμπεται από διαφορετικές πηγές είναι πιθανό να έχει διαφορετική σύνθεση και ορυκτολογία.

1.5.2 Κύριες πηγές σκόνης

Λεκανοπέδιο της Λίμνης Τσαντ και Ύφεση Μποντελέ

Αυτή η περιοχή έχει χαρακτηριστεί ως η πλέον ενεργή και έντονη πηγή της σκόνης στον κόσμο, με βάση παρατηρήσεις δορυφόρων και εδάφους (Prospero et al., 2002). Δορυφορικοί χάρτες αεροζόλ δείχνουν ότι το κέντρο της δραστηριότητας βρίσκεται μεταξύ 16° και 18°B και εκτείνεται από 15° έως 19°E στο κέντρο της Ύφεσης Μποντελέ. Επίσης, σε αντίθεση με τις περισσότερες άλλες πηγές σκόνης στον κόσμο, η Μποντελέ είναι ενεργή όλο το χρόνο, ακόμη και κατά τους φθινοπωρινούς και χειμερινούς μήνες του Οκτωβρίου-Δεκεμβρίου, όταν η υπόλοιπη Σαχάρα είναι ανενεργή. Η Ύφεση Μποντελέ είναι μία αποξηραμένη λίμνη, και συνδέεται με τη Λίμνη Τσαντ. Η περιοχή είναι πολύ ξηρή, με μέση ετήσια βροχόπτωση περίπου 17 mm (Goudie και Middleton, 2006), που σημαίνει τόσο ότι υπάρχει πολύ λίγη βλάστηση (η βλάστηση εμποδίζει την εκπομπή σκόνης) και χαμηλή πιθανότητα υγρής εναπόθεσης των σωματιδίων σκόνης. Η Ύφεση Μποντελέ είναι τόσο σημαντική πηγή λόγω τριών παραγόντων: βρίσκεται σε μια περιοχή με ισχυρούς ανέμους, περιέχει σημαντική ποσότητα των μικροσωματιδίων, και βρίσκεται κατάντη περιοχής αμμολόφων, την Erg du Djourab, η οποία παράγει χονδρόκοκκα σωματίδια που αναπηδούν.

Βόρεια Σαχάρα: Βόρεια Αλγερία, Τυνησία

Η Ύφεση βρίσκεται μεταξύ 5° - 10°E και 30° - 35°N νότια της βόρειας οροσειράς του Ατλαντα, στα σύνορα μεταξύ Αλγερίας και Τυνησίας, καθώς η περιοχή εκπομπής αποτελείται από ένα εκτεταμένο σύστημα λιμνών άλατος και αποξηραμένων λιμνών, έχει μέση ετήσια βροχόπτωση μικρότερη των 100 mm (Prospero et al., 2002). Αυτή η περιοχή έχει περιγραφεί ως ένας συνδυασμός πλαγιών και καναλιών. Ισχυρές δραστηριότητες σκόνης αρχίζουν τον Απρίλιο και το Μάιο και συνεχίζονται μέχρι το Σεπτέμβριο. Το κέντρο εκπομπής της σκόνης, όπως

προκύπτει από τις δορυφορικές εικόνες, εμφανίζεται στην περιοχή νοτίως των αλυκών που ονομάζονται chotts. Οι μεγαλύτερες από αυτές τις λίμνες είναι 4900 km², γνωστή ως Chott Jerid, βρίσκεται στη δυτική Τυνησία και η Chott Melrhir, η οποία βρίσκεται στη βορειοδυτική Αλγερία. Το κέντρο της ισχυρής εκπομπής σκόνης προσδιορίζεται ως μια περιοχή που βρίσκεται στα νότια των εν λόγω chotts¹ και στις 33°B και 6°E περίπου, με τις μέγιστες εκπομπές να συμβαίνουν μεταξύ Απρίλιο και Αύγουστο.

Η περιοχή η οποία λειτούργησε ως πηγή σκόνης για τον ελλαδικό χώρο, στο επεισόδιο που μελετάται στην παρούσα εργασία, είναι η περιοχή του Μπεχάρ (Bechar) στη βορειοδυτική Αλγερία. Βρίσκεται στις 31°N και 2°W και σε υψόμετρο 747 μέτρων. Η έκταση αυτή καλύπτεται από βραχώδη υψίπεδα, τα οποία φτάνουν μέχρι και τα 1.206 μέτρα στα ανατολικά της πόλης. Ακόμη πιο βορειοανατολικά, ανεβαίνει υψηλότερα, μέχρι τα 1.953 μέτρα (Σχήμα 1.7).



Σχήμα 1.7 Γεωγραφική απεικόνιση του Βορείου τμήματος της Αφρικανικής Ηπείρου και της περιοχής Μπεχάρ, πηγής σωματιδίων σκόνης στο επεισόδιο μελέτης της παρούσας εργασίας.
www.nationalgeographic.com

Ανατολική Λιβυκή Έρημος

Μια σημαντική περιοχή εκπομπών της Σαχάρας, η οποία είναι ιδιαίτερα έντονη την καλοκαιρινή περίοδο, βρίσκεται σε μια μεγάλη ύφεση στη βορειοανατολική Λιβύη και εκτείνεται μέχρι τη δυτική Αίγυπτο. Τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών των περιοχών είναι οι αποξηραμένες λίμνες.

¹ Chott: ρηχό υφάλμυρο ή αλατούχο έλος ή λίμνη στη Β. Αφρική, συνήθως ξηρό κατά τη διάρκεια του θέρους.

Δυτική Αφρική (Μάλι, Μαυριτανία, Νίγηρας)

Η δυτική Αφρική είναι η άλλη κύρια πηγή σκόνης στη Σαχάρα. Σύμφωνα με τους Prospero et al. (2002), υπάρχει μια μεγάλη ενεργή περιοχή, που καλύπτει μεγάλα τμήματα του Μάλι, της Μαυριτανίας και της νότιας Αλγερίας. Σύμφωνα με τους Goudie και Middleton (2006), η περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλό ανάγλυφο οριοθετημένο προς τα βόρεια και ανατολικά ορεινών περιοχών. Η δυτική Αφρική εκπέμπει σκόνη, περισσότερο εποχιακά απ' ό,τι η Μποντελέ, με πολύ χαμηλές εκπομπές κατά τη χειμερινή περίοδο. Μεταξύ Απριλίου και Σεπτεμβρίου, δορυφορικές παρατηρήσεις δείχνουν την υπεροχή πηγών της Δυτικής Αφρικής. Η περιοχή του Μάλι και της Μαυριτανίας ορίζεται στα ανατολικά από την κορυφογραμμή της οροσειράς Ahaggar, ύψους 500-1000m. Η πηγή σκόνης του Νίγηρα αποτελείται από χαμηλό ανάγλυφο εβρισκόμενο μεταξύ ορεινών πλαγιών και βρίσκεται μεταξύ 18° και 23°B και 6°E στα δυτικά του Νίγηρα.

Αίγυπτος

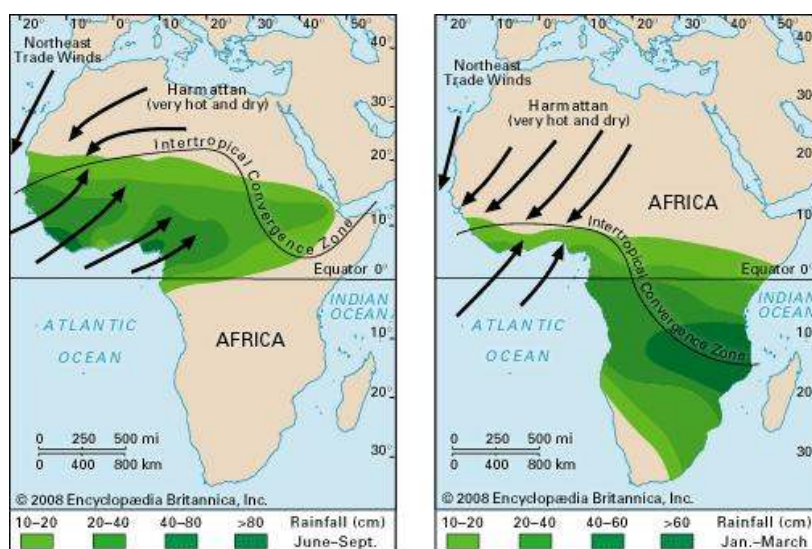
Η περιοχή της Αιγύπτου λειτουργεί ως πηγή ερημικής σκόνης την περίοδο Μαρτίου - Οκτωβρίου. Το σημαντικότερο σημείο εκπομπής της σκόνης βρίσκεται βόρεια του Ασουάν και συνδέεται με την ανατολική λυβική έρημο. Στα ανατολικά επεκτείνεται μέχρι τη δυτική όχθη του Νείλου.

1.5.3 Η περιοχή της Σαχάρας

Η Μεσόγειος ελέγχεται από δυτικούς ανέμους το χειμώνα και υποτροπικούς αντικυκλώνες το καλοκαίρι (Barry και Chorley, 1998). Εισβολές ηπειρωτικών και θαλάσσιων Αρκτικών αερίων μαζών είναι σχετικά σπάνιες (6-9 εισβολές / έτος), αλλά εισβολές θαλάσσιων πολικών αερίων μαζών είναι πολύ πιο συχνές και κρίσιμες για το σχηματισμό υφέσεων της Μεσογείου. Υφέσεις του Ατλαντικού Ωκεανού που εισέρχονται στη δυτική Μεσόγειο φέρνουν βροχές, αλλά οι σαχαριανές υφέσεις νότια της οροσειράς του Άτλαντα (Αλγερία) είναι οι πιο σημαντικές αιτίες βροχοπτώσεων στα τέλη του χειμώνα και την άνοιξη. Οι σαχαριανές υφέσεις και εκείνες που προέρχονται από τη Δυτική Μεσόγειο, κινούνται προς ανατολάς δημιουργώντας μια ζώνη χαμηλών πιέσεων και συχνά μεταφέρουν ηπειρωτικό τροπικό αέρα από τα νότια προς τα βόρεια, σαν θερμό και με σωματίδια σκόνης άνεμο, γνωστό ως Sirocco ειδικά την άνοιξη και το φθινόπωρο (Barry και Chorley, 1998).

Τα κύρια χαρακτηριστικά του σαχάριου κλίματος υπαγορεύονται από τους αληγείς ανέμους Harmattan, οι οποίοι έχουν βορειοανατολική διεύθυνση, μεταξύ των υποτροπικών

υψηλών πιέσεων και των χαμηλών πιέσεων του Ισημερινού, ανάμεσα στη Μεσόγειο και 17°N το καλοκαίρι και 30°N και την ακτή της Γουινέας το χειμώνα. Οι Harmattan έχουν ηπειρωτικό τροπικό θερμό και ξηρό αέρα που προέρχεται από τις υποτροπικές υψηλές πιέσεις και πνέουν με μέτρια έως ισχυρή ένταση από τα βόρεια, στα ανατολικά της Σαχάρας και από τα βορειοανατολικά στα δυτικά. Οι Harmattan είναι υπεύθυνοι για την κινητοποίηση μεγάλων ποσοτήτων σκόνης στην περιοχή της Σαχάρας (Σχήμα 1.8).



Σχήμα 1.8 Αληγείς άνεμοι στην Αφρικανική Ήπειρο.
www.britannica.com

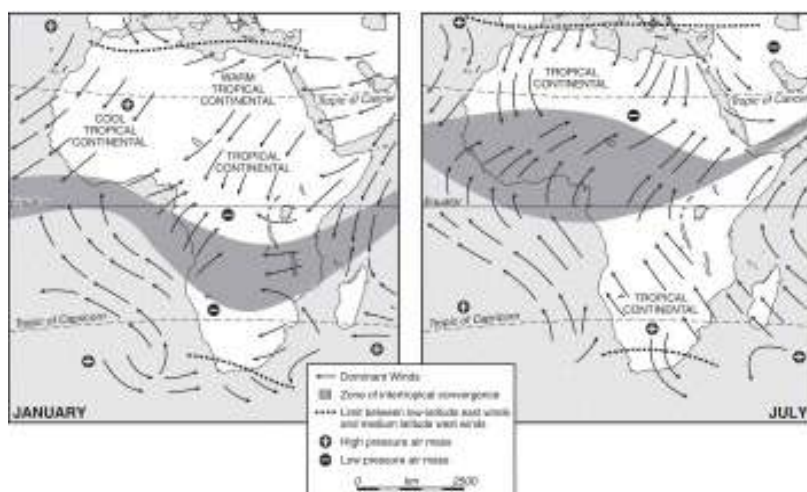
1.6 ΕΠΟΧΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΤΗΣ ΣΚΟΝΗΣ - ΑΙΤΙΕΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΚΑΙ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ

1.6.1 Γενικά

Η μεταφορά της σκόνης από την Αφρική είναι σε συνάρτηση με την εποχή και τις μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν. Η σκόνη μπορεί να μεταφερθεί είτε προς τη Μεσόγειο θάλασσα, είτε προς τον Ατλαντικό Ωκεανό. Οσον αφορά τη μεταφορά σκόνης προς τον Ατλαντικό, μετρήσεις της συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης στα Μπαρμπέιντος, τις Βερμούδες και το Μαϊάμι δείχνουν ότι μεγάλες περιοχές του Βορείου Ατλαντικού Ωκεανού επηρεάζονται από την ατμοσφαιρική σκόνη με ανώτατο όριο τον Ιούνιο-Ιούλιο και ελάχιστο όριο το Δεκέμβριο - Φεβρουάριο (Prospero, 1996).

Τους καλοκαιρινούς μήνες μεγάλα σύννεφα σκόνης μεταφέρονται από τη δυτική ακτή της Βόρειας Αφρικής, μαζί με τα αφρικανικά ανατολικά κύματα τα οποία διασχίζουν τη Βόρεια Αφρική από τα ανατολικά προς τα δυτικά (Prospero και Carlson, 1981; Jones et al., 2004). Η διάρκεια αυτών των επεισοδίων σκόνης είναι 3 έως 5 ημέρες, ανάλογα με τη διάρκεια των υφέσεων, οι οποίες τα ευνοούν. Η δομή αυτών των θυσάνων σκόνης είναι περίπλοκη, και μερικές τροχιές μεταφέρουν επίσης, σκόνη προς τη δυτική Ευρώπη όπου συνδέονται με την παρουσία κυκλώνων (Moulin et al., 1997; Middleton και Goudie, 2001). Χρειάζεται περίπου μια εβδομάδα για τα σύννεφα σκόνης να διασχίσουν τον τροπικό Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό από την Αφρική προς την Καραϊβική (Ott et al., 1991). Η μεταφορά ερημικής σκόνης στην περιοχή της Μεσογείου, θα αναφερθεί παρακάτω εκτενέστερα.

Στην περιοχή της κεντρικής και νότιας Αφρικής, η διακύμανση της βροχόπτωσης στο έτος, εξαιτίας της εποχιακής μετατόπισης της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης (Intertropical Convergence Zone - ITCZ), επηρεάζει τον ετήσιο κύκλο της σκόνης (Σχήμα 1.9). Ωστόσο, οι ισχυρότερες πηγές βρίσκονται βορειότερα στις υπερ-άνυδρες περιοχές της Βόρειας Αφρικής, όπου οι βροχοπτώσεις και η κάλυψη βλάστησης είναι εξαιρετικά χαμηλές. Ως εκ τούτου, ο ετήσιος κύκλος της σκόνης στις περιοχές αυτές κατά πάσα πιθανότητα ελέγχεται από τις μεταβολές στο πεδίο των ανέμων επιφανείας (Engelstaedter et al., 2006).



Σχήμα 1.9 Εποχική μετατόπιση της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης, M. Denison (2005).

1.6.2 Ετήσιος κύκλος της σκόνης

Τόσο οι δορυφορικές όσο και οι μετρήσεις επιφανείας δείχνουν ένα ξεχωριστό εποχικό κύκλο με περιόδους υψηλής δραστηριότητας εκπομπής σκόνης (π.χ., η δυτική Αφρική στις

αρχές του καλοκαιριού) και περιόδους που εμφανίζονται σχεδόν χωρίς σκόνη (π.χ., Νοέμβριος-Δεκέμβριος). Οι παρατηρήσεις επιφανείας από μετεωρολογικούς σταθμούς, όπως η ορατότητα (σε περιοχές ερήμων εξαρτάται από την ατμοσφαιρική σκόνη) και η συχνότητα εμφάνισης, έχουν επίσης χρησιμοποιηθεί για να περιγράψουν τον ετήσιο κύκλο της σκόνης (Bertrand et al., 1979; Goudie και Middleton, 2001; Littmann, 1991).

Ο ετήσιος κύκλος της σκόνης στη δυτική Αφρική παρουσιάζει θετική συσχέτιση με τις αλλαγές της σύγκλισης κοντά στην επιφάνεια η οποία σχετίζεται με την ετήσια Βορρά-Νότου μετατόπιση της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης (ITCZ). Οι εκπομπές σκόνης στη Δυτική Αφρική είναι υψηλότερες τον Ιούνιο, και συμπίπτει με τη διέλευση της ζώνης σύγκλισης στα βόρεια τμήματά της, πάνω από τα hot spots². Η αύξηση της σύγκλισης οδηγεί σε ενισχυμένους ανέμους επιφανείας, υποδηλώνοντας ότι η ξηρή ανωμεταφορά και η κατακόρυφη ταχύτητα είναι οι κύριες διαδικασίες που ελέγχουν τον ετήσιο κύκλο σκόνης στις πηγές της Δυτικής Αφρικής (Engelstaedter et al., 2006). Πάνω από τον Ατλαντικό, η ζώνη μέγιστης μεταφοράς σκόνης μετατοπίζεται βόρεια από το χειμώνα στο καλοκαίρι. Αυτή η εποχιακή μετακίνηση συνδέεται με την κατά γεωγραφικό πλάτος μετατόπιση της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας, συμπεριλαμβανομένης της ενδοτροπικής Ζώνης Σύγκλισης. Η ζώνη σύγκλισης κινείται πολύ βορειότερα από τη ζώνη βροχοπτώσεων λόγω των μουσσώνων. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, τα ερημικά αερολύματα μεταφέρονται πάνω από τον Ατλαντικό προς τη βορειοανατολική ακτή της Νότιας Αμερικής. Η εξάρτηση στον ετήσιο κύκλο της σκόνης, προερχόμενης από τη Δυτική Αφρική, δεν είναι πλήρως κατανοητή, αν και συνοπτικά συστήματα, όπως τα Αφρικανικά Ανατολικά Κύματα, τα οποία είναι πιο σημαντικά από τον Ιούνιο έως τον Οκτώβριο, έχουν συσχετιστεί με την παραγωγή σκόνης το καλοκαίρι (Engelstaedter et al., 2006; Jones et al., 2003).

Οι εκπομπές σκόνης της Βορείου Αφρικής ακολουθούν έναν εποχικό κύκλο. Κατά τη χειμερινή περίοδο (Νοέμβριος-Φεβρουάριος) σκόνη μεταφέρεται με τους βορειοανατολικούς αληγείς ανέμους από την έρημο της Σαχάρας προς τον Κόλπο της Γουινέας. Προς το καλοκαίρι, η παραγωγή σκόνης στη Δυτική Σαχάρα γίνεται πολύ έντονη, με μέγιστο στην ένταση, τον Ιούνιο και τον Ιούλιο, καλύπτοντας μεγάλα τμήματα του κεντρικού Μάλι, της Μαυριτανίας και της νότιας Αλγερίας. Προς το τέλος του έτους, η δραστηριότητα της σκόνης μειώνεται σε όλα τα μέρη της Βόρειας Αφρικής με το Νοέμβριο να αντιπροσωπεύει το μήνα με τις χαμηλότερες εκπομπές σκόνης. Κάποια δραστηριότητα σκόνης εμφανίζεται το καλοκαίρι στην κεντρική και βόρεια Αλγερία (Ιούνιος-Αύγουστος) και στην κεντρική Λιβύη, την Αίγυπτο και το Σουδάν (Απρίλιος-Αύγουστος). Αυτή η βαθμίδα βορρά-νότου ταιριάζει με την εποχιακή μετατόπιση της τροπικής ανωμεταφοράς και των βροχοπτώσεων, η οποία συνδέεται με την κίνηση της ITCZ (Engelstaedter et al., 2006).

² Hot spot: περιοχή έντονης θερμότητας ή ακτινοβολίας.

1.6.3 Έλεγχοι στον ετήσιο κύκλο της σκόνης

Βροχόπτωση

Στην κεντρική Αφρική, η κίνηση του ITCZ και των βροχοπτώσεων είναι πιθανό να σχετίζονται με το μέγεθος των εκπομπών σκόνης. Οι εκπομπές είναι μεγαλύτερες το χειμώνα, όταν το Σαχέλ είναι ξηρότερο. Από τον Ιανουάριο και μετά, η ITCZ αρχίζει να κινείται βόρεια, φέρνοντας τη βροχή των μουσώνων στην κεντρική Αφρική. Η βροχή οδηγεί σε αύξηση της υγρασίας του εδάφους και της βλάστησης στις περιοχές προέλευσης της σκόνης μειώνοντας έτσι τις εκπομπές σκόνης (Moulin et al., 1997).

Η περιοχή βόρεια των μουσώνων, κυρίως κεντρική δυτική Αφρική, ενεργοποιείται από την άνοιξη μέχρι νωρίς το καλοκαίρι και κορυφώνεται τον Ιούνιο / Ιούλιο. Προς τα βόρεια, η διάρκεια της περιόδου των βροχών βαθμιαία γίνεται μικρότερη και η ένταση της βροχής μειώνεται, χάνοντας έτσι την επιρροή της στις εκπομπές σκόνης. Τα αφρικανικά ανατολικά κύματα (AEW) έχουν συσχετιστεί με την εκπομπή και τη μεταφορά της σκόνης στη Δυτική Αφρική (Jones et al., 2003, 2004). Η εμφάνιση των AEWs είναι το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, όταν η ατμοσφαιρική σκόνη στην Κεντρική Αφρική είναι στο ελάχιστο και οι εκπομπές στην κεντρική Δυτική Σαχάρα είναι στο μέγιστο. Αυτή η βαθμίδα βορρά-νότου στην εμφάνιση της σκόνης μπορεί να εξηγηθεί από τα μέσης κλίμακας καταγλιδοφόρα συστήματα του νότιου τμήματος των AEW τα οποία σχετίζονται με τις βροχοπτώσεις και τη μείωση της ατμοσφαιρικής σκόνης, ενώ το βόρειο τμήμα των AEW είναι σχεδόν ελεύθερο βροχόπτωσης, με αποτέλεσμα να μην απομακρύνεται η σκόνη (Engelstaedter et al., 2006).

Ατμοσφαιρική κυκλοφορία κοντά στην επιφάνεια, στην Κεντρική Σαχάρα

Επιφανειακή ταχύτητα ανέμων

Όλες οι σημαντικές πηγές σκόνης βρίσκονται στις άνυδρες περιοχές της ερήμου της Σαχάρας, όπου υπάρχει μικρή ή καθόλου βλάστηση. Έτσι, η παραγωγή σκόνης είναι, σε μεγάλο βαθμό, μία συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου επιφανείας. Υπάρχει δηλαδή μια θετική συσχέτιση μεταξύ σκόνης και ταχύτητας ανέμου στον ετήσιο κύκλο της σκόνης, έτσι ώστε η αύξηση της ταχύτητας του ανέμου επιφανείας, να ενισχύει την παραγωγή σκόνης.

Επιφανειακή Σύγκλιση

Σε περιοχές με ισχυρή σύγκλιση επιφανείας, που σχετίζονται με ξηρή ανωμεταφορά και αυξημένη κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου, δημιουργούνται συνθήκες (αυξάνεται η τυρβώδης ροή) που ευνοούν τις εκπομπές σκόνης και τη μεταφέρουν σε μεγαλύτερα ύψη (Engelstaedter et al., 2006).

1.6.4 Η περιοχή της Μεσογείου

Πάνω από τη Μεσόγειο, η αφρικανική μεταφορά σκόνης παρουσιάζει μέγιστο στην κεντρική και ανατολική περιοχή κατά τη διάρκεια της άνοιξης, καθώς και στην κεντρική και δυτική περιοχή κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού. Η άνοιξη και νωρίς το καλοκαίρι αποτελούν ευνοϊκή περίοδο για τους κυκλώνες Sharav που τείνουν να κινούνται κατά μήκος της βόρειας αφρικανικής ακτής και να διασχίζουν τη Μεσόγειο προς τα βόρεια.

Η μεταφορά σαχάριας σκόνης πάνω από τη Μεσόγειο έχει ένα εποχικό κύκλο, με μέγιστο την άνοιξη και ελάχιστο το χειμώνα. Το καλοκαίρι, η μεταφορά της σκόνης πάνω από την περιοχή είναι επίσης συχνή, λόγω της μεγαλύτερης διάρκειας εναιώρησης των σωματιδίων, που ευνοείται από τις σταθερές καιρικές συνθήκες την απουσία υφέσεων και βροχοπτώσεων (Nastos et al., 2012).

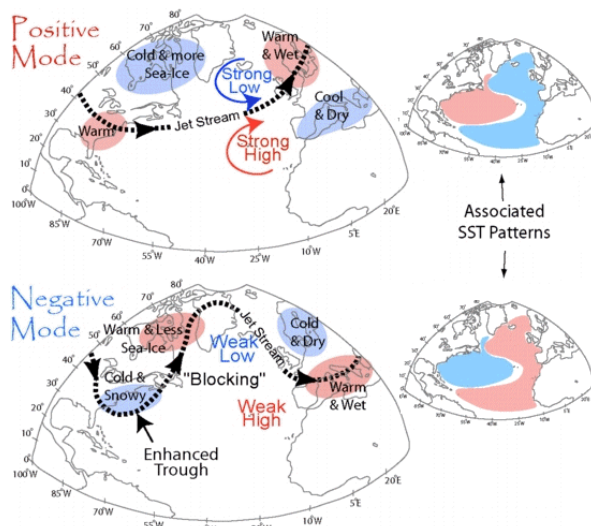
Κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου και του χειμώνα, υπάρχει πολύ μικρή μεταφορά σκόνης διότι η Μεσόγειος επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από βροχοπτώσεις το διάστημα αυτό. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, στη Μεσόγειο επικρατούν ξηρές συνθήκες και η μεταφορά σκόνης ευνοείται (Moulin et al., 1997).

Έχει αποδειχθεί ότι ο Απρίλιος έχει τα περισσότερα επεισόδια μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα, διότι το διάστημα αυτό υπάρχει έντονη ανύψωση σκόνης πάνω από τη Βόρεια Αφρική σε συνδυασμό με τις σαχάριες υφέσεις που αναπτύσσονται την περίοδο αυτή (Moulin et al., 1997). Τον Ιούνιο, η έκταση των πηγών της Βόρειας Αφρικής μειώνεται, ενώ η εκπομπή σκόνης μετατοπίζεται προς τα δυτικά. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, η σκόνη προέρχεται κυρίως από τη βορειοδυτική Σαχάρα.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης, η περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται από δύο αεροχειμάρρους: τον πολικό, που συνήθως βρίσκεται πάνω από την Ευρώπη, και τον υποτροπικό ο οποίος συνήθως βρίσκεται πάνω από τη Βόρεια Αφρική. Ο συνδυασμός αυτών των δύο στα τέλη του χειμώνα και την άνοιξη βοηθούν στη μετακίνηση των τροπικών κυκλώνων προς τα ανατολικά και νοτιοανατολικά, με αποτέλεσμα τη μεταφορά νέφους σκόνης στη Μεσόγειο (Kallos et al., 2006). Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, η συγκέντρωση των μεταφερόμενων αερολυμάτων είναι σχεδόν διπλάσια από αυτή που συντελείται το χειμώνα (Kallos et al., 2006)

1.6.5 Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation – NAO)

Η Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (NAO, Σχήμα 1.10) επηρεάζει μεταβολές μεγάλης κλίμακας, τόσο στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία όσο και στον υδρολογικό κύκλο, στο βόρειο ημισφαίριο. Ο δείκτης του NAO ορίζεται από τη διαφορά μεταξύ εξομαλυσμένης ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της θάλασσας, το χειμώνα, μεταξύ της Λισαβόνας, στην Πορτογαλία, και του Stykkisholmur, στην Ισλανδία. Οι χειμώνες με υψηλούς δείκτες NAO χαρακτηρίζονται από τη βάθυνση του Ισλανδικού χαμηλού που συνδέεται με ισχυρότερο αντικυκλώνα των Αζορών. Οι αλλαγές αυτές προκαλούν μια μετατόπιση προς τα βόρεια, των δυτικών ανέμων του βορείου Ατλαντικού οι οποίοι παρέχουν το μεγαλύτερο μέρος της ατμοσφαιρικής υγρασίας στη Βόρεια Αφρική και την Ευρώπη. Στην περίπτωση της υψηλής τιμής του δείκτη NAO, η ατμόσφαιρα οδηγείται σε ξηρότερες συνθήκες πάνω από τη νότια Ευρώπη, τη Μεσόγειο και τη Βόρεια Αφρική. Κατά τη διάρκεια χαμηλής ένδειξης του NAO, η βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη πάνω από τη Μεσόγειο και τη Βόρεια Αφρική, περιορίζοντας την ένταση ανύψωσης και μεταφοράς της σκόνης. Με αυτόν τον τρόπο ο δείκτης NAO εξηγεί τη σημαντική εποχιακή διακύμανση πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό και τη Μεσόγειο Θάλασσα και ελέγχει τη μεταφορά σωματιδίων σκόνης από την Αφρική (Moulin et al., 1997).



Σχήμα 1.10 Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (NAO)

www.vukcevic.talktalk.net

1.6.6 Χαρακτηριστικά κυκλώνων της Βόρειας Αφρικής

Μελέτες δείχνουν ότι η μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα προς τη Μεσόγειο οφείλεται κυρίως στους έντονους κυκλώνες Sharav, νότια της οροσειράς του Άτλαντα (Μαρόκο). Οι κυκλώνες αυτοί δημιουργούνται από τη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ του ψυχρού αέρα του Ατλαντικού Ωκεανού και του θερμού ηπειρωτικού αέρα πάνω από τη Βόρεια Αφρική, κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού. Επιπλέον, τα θερμικά χαμηλά που αναπτύσσονται πάνω από τις ερημικές περιοχές τη θερμή περίοδο του έτους ευνοούν την ανύψωση της σκόνης στα ανώτερα ατμοσφαιρικά επίπεδα και τη μεταφορά της σε μεγάλες αποστάσεις. Την ψυχρή περίοδο, οι κυκλώνες Sharav και τα θερμικά χαμηλά στη Σαχάρα δεν ευνοούνται με αποτέλεσμα να μην υποβοηθάται και η μεταφορά σκόνης σε μεγάλες αποστάσεις. Επιπλέον, λόγω των συχνών βροχοπτώσεων και της παρουσίας υφέσεων και ισχυρών ανέμων, τα σωματίδια σκόνης αποτίθενται στην επιφάνεια κοντά στην πηγή ενώ η διάρκεια ζωής τους στην ατμόσφαιρα είναι περιορισμένη. Ωστόσο, υπό συγκεκριμένες καιρικές συνθήκες, κυρίως με την παρουσία ισχυρών ανέμων επιφανείας πάνω από τη Σαχάρα και συστημάτων χαμηλής πίεσης, μεταφορά σκόνης μπορεί να παρατηρηθεί και το χειμώνα (Nastos et al., 2012). Οι κυκλώνες Sharav ονομάζονται επίσης σαχάριες υφέσεις, υφέσεις του Άτλαντα ή υφέσεις Khamsin.

Βαθείς αυλώνες στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα προσανατολισμένα κατά τη διεύθυνση βορρά - νότου, μεταφέρουν ψυχρό αέρα από τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη προς τη Βόρεια Αφρική. Κατά μήκος του μετώπου μεταξύ του ψυχρού και θερμού αφρικανικού αέρα, σχηματίζονται έντονα χαμηλά συστήματα τα οποία δημιουργούν θερμούς νότιους ανέμους οι οποίοι μεταφέρουν σωματίδια σκόνης. Οι Σαχάριες υφέσεις είναι ο πιο συχνός τύπος κυκλώνων της Μεσογείου ξεκινούν συνήθως από την υπήνεμη πλευρά -ανατολική και νότια- της οροσειράς του Άτλαντα, ως αποτέλεσμα της παρουσίας αυλώνα ανώτερης ατμόσφαιρας στα δυτικά.

Προηγούμενες μελέτες (Prezerakos et al., 1990; Dayan et al., 1991; Barkan et al., 2005), έχουν επισημάνει το ρόλο τουλάχιστον πέντε μηχανισμών για την εμφάνιση αυτών των υφέσεων πάνω από τη Βόρεια Αφρική:

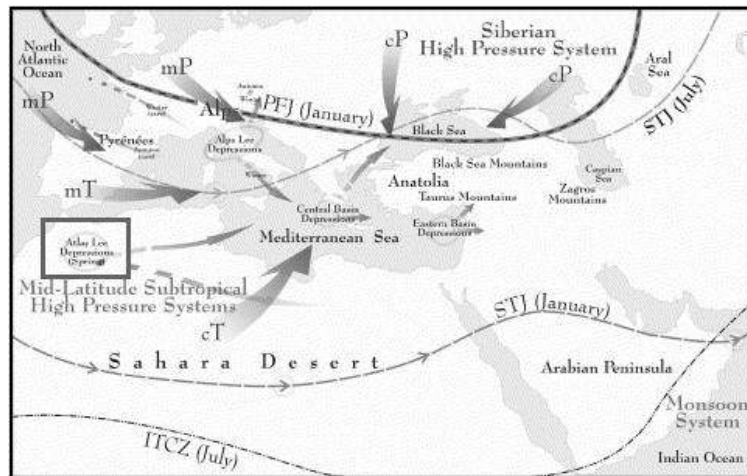
- 1) Ασθενής βαροκλινικότητα μεγάλης κλίμακας.
- 2) Έντονη βαροκλινικότητα οριακού στρώματος, λόγω της ισχυρής μεσημβρινής βαθμίδας της θερμοκρασίας κατά μήκος της βόρειας αφρικανικής ακτής.
- 3) Παρουσία υποτροπικού αεροχειμάρρου και αλληλεπίδρασή του με τον πολικό αεροχείμαρρο.
- 4) Κύματα lee στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα.
- 5) Παρουσία ροής μεγάλης κλίμακας, η οποία παράγει έντονο νοτιοδυτικό ρεύμα πάνω από τη βορειοδυτική Αφρική.

Σύμφωνα με τους Bou Karam et al., (2006) οι σαχάριοι κυκλώνες έχουν τα εξής χαρακτηριστικά:

- 1) Ένα θερμό μέτωπο στα ανατολικά και βορειοανατολικά των χαμηλών πιέσεων το οποίο σχετίζεται με υψηλές θερμοκρασίες επιφανείας. Συνήθως παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας της επιφάνειας κατά 7-8°C.
- 2) Ένα ψυχρό μέτωπο στα δυτικά και νοτιοδυτικά των χαμηλών πιέσεων, το οποίο συχνά χαρακτηρίζεται από πτώση των θερμοκρασιών επιφάνειας κατά 10-20°C.
- 3) Κινούνται προς ανατολάς, κυρίως ακολουθώντας την ακτή της Βορείου Αφρικής, με ταχύτητα μεγαλύτερη από 10 ms⁻¹.
- 4) Έχουν διάρκεια ζωής περίπου 4 ημέρες.
- 5) Συνδέονται με χαμηλή πίεση στην επιφάνεια. Η συμπεριφορά των κυκλώνων αυτών διαμορφώνεται από τον ημερήσιο κύκλο της θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα η δημιουργία τους και το ώριμο στάδιό τους επιτυγχάνεται ως επί το πλείστον αργά το απόγευμα ή νωρίς κατά τη διάρκεια της νύχτας, ενώ διάλυσή τους τείνει να λάβει χώρα νωρίς το πρωί.
- 6) Κοντά στην επιφάνεια, έχουν διάμετρο της τάξης των 500-1000 km. Βρίσκονται στην κατώτερη τροπόσφαιρα με κατακόρυφη έκταση 3-5 χιλιομέτρων.

Σύμφωνα με τους Horvath et al., (2008) οι υφέσεις της Βορείου Αφρικής είναι συστήματα χαμηλών πιέσεων τα οποία βρίσκονται νότια της οροσειράς του Άτλαντα στα αρχικά τους στάδια και οι παράγοντες που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην εξελίξή τους είναι:

- 1) Μεγάλης κλίμακας ροή, η οποία δημιουργεί ένα έντονο νοτιοδυτικό ρεύμα πάνω από τη βορειοδυτική Αφρική.
- 2) Έναν κινούμενο αυλώνα ανώτερης ατμόσφαιρας. Χωρίς την παρουσία αυλώνα και τη μεταφορά θετικού στροβολισμού, οι υφέσεις της Βορείου Αφρικής δεν έχουν τη δυνατότητα να αποκτήσουν μεγάλη ένταση.
- 3) Αλληλεπίδραση του πολικού και υποτροπικού αεροχειμάρρου.
- 4) Η οροσειρά του Άτλαντα, η οποία δρα ως εμπόδιο στο χαμηλότερο τροποσφαιρικό αέρα από τα βόρεια και τη δημιουργία βαρυτικών κυμάτων lee στην υπήνεμη πλευρά.



Σχήμα 1.11 Κυκλοφορία της ατμόσφαιρας που ευνοεί το σχηματισμό σαχαριανών υφέσεων. Είναι σημειωμένη η περιοχή εμφάνισης των υφέσεων, στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα.

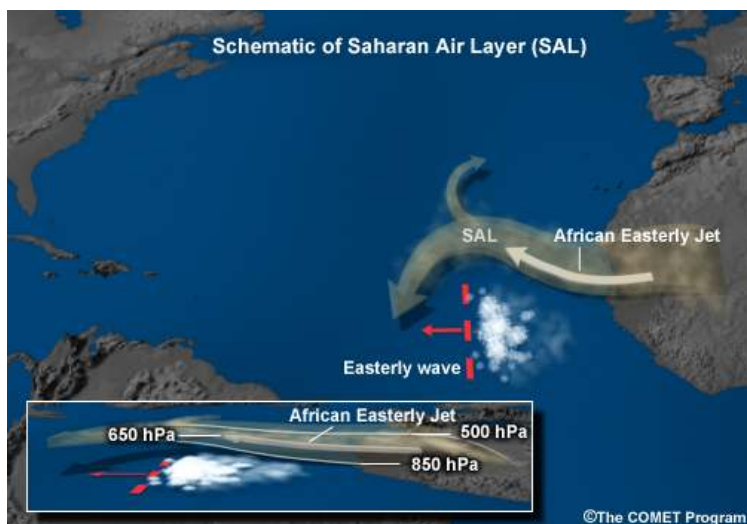
Σύμφωνα με τον Καρούλια (1976), ο βασικός παράγοντας που καθορίζει τη δημιουργία σαχαριανών υφέσεων είναι η αλληλεπίδραση θαλάσσιων πολικών αερίων μαζών στην περιοχή του Ατλαντικού ωκεανού, οι οποίες καθώς μετακινούνται σε νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη και αφού περάσουν την οροσειρά του Άτλαντα συναντούν τις ήδη υπάρχουσες ηπειρωτικές-τροπικές αέριες μάζες, ακριβώς στη νότια πλευρά, κάτι που ενισχύει το σχηματισμό των υφέσεων. Αυτές οι αέριες μάζες μετά το πέρασμά τους, χάνουν το μεγαλύτερο ποσοστό της υγρασίας τους, αφήνοντάς την στις ακτές του Μαρόκου, ενώ κατά την καθοδική τους πορεία, στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς, θερμαίνονται χάνοντας με αυτό τον τρόπο περισσότερη υγρασία (τύπου Föhn). Παρατηρούνται κυρίως την άνοιξη και το φθινόπωρο. Ο υποτροπικός αεροχείμαρρος, ο οποίος βρίσκεται στα γεωγραφικά πλάτη της Αφρικής και της Μεσογείου, παίζει σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό της κυκλογένεσης. Η παρουσία ισχυρού στροβιλισμού είναι εμφανής όταν στο επίπεδο των 500hPa και 700hPa ισχυρός αυλώνας κινείται σε νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη στη βορειοδυτική Αφρική και περνά πάνω από την οροσειρά.

1.7 ΣΑΧΑΡΙΑΝΟ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

Κατά τη διάρκεια της καλοκαιρινής περιόδου, καθώς ο ατμοσφαιρικός αέρας θερμαίνεται και συντελείται μια έντονη ξηρή ανωμεταφορά πάνω από τη Βόρεια Αφρική και τη Σαχάρα, ένα καλά αναμεμειγμένο οριακό στρώμα μπορεί να γίνει αρκετά βαθύ, και να εκτείνεται αρκετά χιλιόμετρα από την επιφάνεια. Καθώς η τροποσφαιρική ροή είναι προς

δυσμάς, αυτός ο ξηρός θερμός αέρας ρέει προς τα δυτικά πάνω από τον Ατλαντικό, όπου εκεί αποκόπτεται από τον υγρότερο και πυκνότερο θαλάσσιο αέρα, ή το θαλάσσιο οριακό στρώμα και μετατρέπεται στο σαχαριανό ατμοσφαιρικό στρώμα (Saharan Air Layer - SAL). Το όριο μεταξύ του θαλάσσιου οριακού στρώματος και του SAL χαρακτηρίζεται από θερμοκρασιακή αναστροφή, η οποία εγκλωβίζει οποιαδήποτε ανωμεταφορά που προκύπτει από το θαλάσσιο στρώμα.

Η βάση του SAL (Σχήμα 1.12) βρίσκεται σε υψόμετρο 1-2χλμ, και η κορυφή του παραμένει σε ύψη συγκρίσιμα με την κορυφή του σαχάριου στρώματος ανάμειξης (5-6χλμ) (Carlson και Caverly, 1977). Μεταφέρεται πάνω από τον Ατλαντικό επί χρονικό διάστημα 5-6 ημερών με ταχύτητα περίπου 8ms^{-1} (Carlson και Prospero, 1972). Τα χαρακτηριστικά του στρώματος αυτού είναι θερμός, ξηρός, ευσταθής αέρας, χαρακτηρίζεται από ανατολική ροή και συνήθως εκτείνεται από τα 850 έως τα 500hPa (Carlson και Prospero, 1972).



Σχήμα 1.12 Σαχάριο ατμοσφαιρικό στρώμα
www.britannica.com

1.8 ΤΡΟΧΙΕΣ – ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΣΚΟΝΗΣ

Τρεις κύριες διαδρομές μεταφοράς σκόνης, από τις πηγές της Βόρειας Αφρικής μπορούν να διακριθούν.

1) Η σκόνη μεταφέρεται σε μεγάλες αποστάσεις πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό προς τις Ηνωμένες Πολιτείες, την Καραϊβική και τη Νότια Αμερική (Swap et al, 1992; Perry et al, 1997; Prospero και Lamb, 2003)

2) Η σκόνη μεταφέρεται προς τη Μεσόγειο και την Ευρώπη (Franzen et al, 1994; Moulin et al, 1998)

3) Η σκόνη μεταφέρεται προς την ανατολική Μεσόγειο και τη Μέση Ανατολή (Engelstaedter et al., 2006).

Επιπλέον, μια πρόσφατη μελέτη προτείνει διηπειρωτική μεταφορά σκόνης από τη Βόρεια Αφρική και τη Μέση Ανατολή στην Ανατολική Ασία, η οποία μπορεί να οδηγήσει σε συνθήκες σκόνης στην Ιαπωνία (Tanaka et al., 2005).

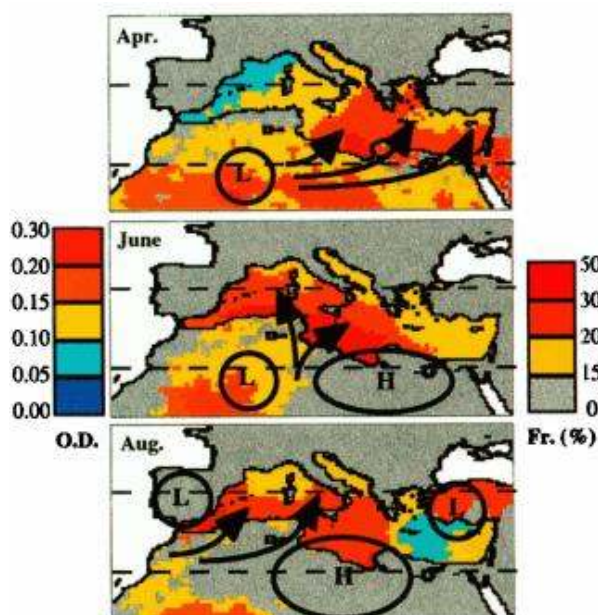
Υπάρχουν τρεις διαφορετικές καταστάσεις κυκλογένεσης (Σχήμα 1.13) οι οποίες μπορούν να εξηγήσουν τη μεταφορά σκόνης προς τα βόρεια, τους μήνες Απρίλιο, Ιούνιο και Αύγουστο (Moulin et al, 1998).

1) Η άνοιξη και το καλοκαίρι είναι οι πιο ευνοϊκές περίοδοι για την ανάπτυξη των θερμικών χαμηλών της Σαχάρας (Sharav κυκλώνες), νότια της οροσειράς του Άτλαντα, υπό την επίδραση της ισχυρής οριζόντιας θερμοβαθμίδας μεταξύ ξηράς-θάλασσας. Κυκλώνες αυτού του είδους κινούνται προς ανατολάς κατά μήκος αυτής της θερμικής βαθμίδας ακριβώς πάνω από την ακτή της Βόρειας Αφρικής και τελικά διασχίζουν τη Μεσόγειο μεταξύ της Λιβύης και της Αιγύπτου, όπου μεταφέρουν μεγάλες συγκεντρώσεις ερημικής σκόνης (Alpert και Ziv, 1989). Οι τροχιές τους συμφωνούν με τη σημαντική μεταφορά σκόνης την άνοιξη, πάνω από την ανατολική και κεντρική Μεσόγειο.

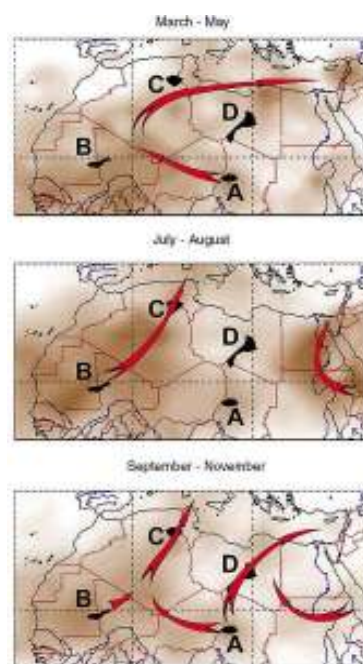
2) Η μεταφορά σκόνης το καλοκαίρι είναι διαφορετική, διότι συνδέεται με δύο συνοπτικές καταστάσεις. Παρατηρείται παρουσία κυκλώνα της Σαχάρας ενώ ταυτόχρονα οι υψηλές πιέσεις πάνω από τη Λιβύη αποτρέπουν να ακολουθήσει βορειοανατολική διεύθυνση. Η μετεωρολογική αυτή κατάσταση προκαλεί έντονο νότιο ή νοτιοδυτικό ρεύμα μεταξύ των δύο συστημάτων και χαρακτηρίζεται από ισχυρή μεταφορά σκόνης από την Τυνησία και τη δυτική Λιβύη.

3) Προς το τέλος του καλοκαιριού, οι Βαlearίδες Νήσοι γίνονται ένα ενεργό κέντρο ύφεσης, όπου Ατλαντικά χαμηλά ενισχύονται προτού πάνε σε όλη τη Μεσόγειο προς την κατεύθυνση της Κορσικής και της Ιταλίας.

Άλλοι ερευνητές (Engelstaedter et al., 2006) με δορυφορικές μετρήσεις βρήκαν πως: Την άνοιξη, η σκόνη μεταφέρεται από την περιοχή του Τσαντ και ίσως από μια πηγή στην Αλγερία. Το καλοκαίρι, η σκόνη προέρχεται κατά πάσα πιθανότητα από πηγές της Ερυθράς Θάλασσας. Το φθινόπωρο ο εντοπισμός της προέλευσης της σκόνης είναι δύσκολος. Η σκόνη μεταφέρεται από τις λιβυκές ακτές προς την ανατολική Μεσόγειο, αλλά η μεταφορά σκόνης στις λιβυκές ακτές είναι ίσως από την περιοχή του Τσαντ, πηγές κοντά στην Ερυθρά Θάλασσα, και από τις λιβυκές πηγές (Σχήμα 1.14). Στο σχήμα 1.14 οι μαύρες περιοχές υποδηλώνουν τις κύριες πηγές σκόνης ενώ τα βέλη δείχνουν σχηματικά τις τροχιές μεταφοράς της σκόνης - από πάνω προς τα κάτω στοιχεία για το Μάρτιο-Μάιο, Ιούλιο-Αύγουστο και Σεπτέμβριο-Νοέμβριο.



Σχήμα 1.13 Μετεωρολογικές συνοπτικές καταστάσεις και η μεταφορά σκόνης κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού (Moulin et al., 1998).



Σχήμα 1.14 Η περιοχή της Βόρειας Αφρικής και της Μεσογείου (Engelstaedter et al., 2006).

Οι Μιχαηλίδης κ.α. (1999) μελετώντας ένα επεισόδιο σκόνης τις ημέρες 20-22 Μαρτίου 1997, παρουσιάζουν τα εργαλεία με τη βοήθεια των οποίων γίνεται η ανίχνευση και πρόγνωση των επεισοδίων σκόνης, η οποία προέρχεται από τις ερήμους της Βόρειας Αφρικής και επηρεάζει την ανατολική Μεσόγειο. Οι συνοπτικές παρατηρήσεις από σταθμούς κατέχουν σημαντική θέση στην ανίχνευση της σκόνης, ενώ με τη δορυφορική τεχνολογία παρέχονται καλύτερα αποτελέσματα, τα οποία μπορούν και να ποσοτικοποιηθούν. Η ανύψωση, μεταφορά και εναπόθεση σωματιδίων σκόνης μπορούν να προβλεφθούν με τη βοήθεια μοντέλων,

χρησιμοποιώντας την επιστήμη των μαθηματικών, ενώ η αξιολόγηση αυτών γίνεται με τη βοήθεια των μετρήσεων απόθεσης της σκόνης. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η μεταφορά σαχάριας σκόνης προς τη Μεσόγειο παρουσιάζει μία εποχιακή κύμανση, με μέγιστο την άνοιξη, η οποία επηρεάζεται από την παρουσία χαμηλών πιέσεων στην περιοχή.

Οι Καλυβίτης κ.α. (2007) χρησιμοποιώντας επιφανειακές μετρήσεις μάζας PM₁₀ στην περιοχή της Κρήτης, σε συνδυασμό με δορυφορικά (TOMS) και επίγεια δεδομένα (AERONET) τηλεπισκόπησης, μελετούν τη μεταφορά σκόνης στην ανατολική Μεσόγειο, εστιάζοντας στα διάφορα ύψη μεταφοράς της. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η σκόνη μπορεί να φτάσει στην Κρήτη, είτε ταυτόχρονα εβρισκόμενη στην κατώτερη ελεύθερη τροπόσφαιρα και εντός του οριακού στρώματος (VET-Vertical Extended Transport) είτε εβρισκόμενη αποκλειστικά στην ελεύθερη τροπόσφαιρα με τα βαρύτερα σωματίδια σταδιακά να καθιζάνουν μέσα στο οριακό στρώμα (FTT-Free Troposphere Transport). Η σημαντική συνδιακύμανση που προέκυψε μεταξύ των μετρήσεων PM₁₀ και του οπτικού πάχους AOD, κατά τη διάρκεια της διαδρομής VET, φανερώνει πως τα επίπεδα οπτικού πάχους των αεροζόλ σκόνης μπορούν να εκτιμηθούν από τα επίπεδα PM₁₀ στην επιφάνεια. Έτσι οι μετρήσεις επιφανείας είναι κρίσιμες για την αξιολόγηση των μετρήσεων τηλεπισκόπησης. Κατέληξαν πως η αιτία ανύψωσης της σκόνης μέχρι την ελεύθερη τροπόσφαιρα και στους δύο τύπους μεταφοράς, είναι το γεγονός πως η μεταφορά λαμβάνει χώρα στην ανατολική πλευρά των συστημάτων χαμηλής πίεσης, όπου η ανωμεταφορά μπορεί να οδηγήσει σε ανοδική κίνηση της σκόνης. Τα αποτελέσματα έδειξαν πως την περίοδο του θέρους οι περιπτώσεις FTT είναι πιο συχνές, αντίθετα το χειμώνα και το φθινόπωρο κυριαρχούν οι VET, ενώ την περίοδο της άνοιξης και οι δύο τύποι παρουσιάζουν ίση συχνότητα.

Ο Νάστος (2012) μελετά τα μετεωρολογικά συστήματα τα οποία χαρακτηρίζουν τρία έντονα επεισόδια μεταφοράς σαχάριας σκόνης πάνω από τον ελλαδικό χώρο, τους μήνες Φεβρουάριο και Μάρτιο του 2009. Η συνοπτική ανάλυση έδειξε την παρουσία συστημάτων χαμηλής πίεσης στις δυτικές ακτές της Ευρώπης υποβοηθούμενα από αυλώνα ανώτερης ατμόσφαιρας στις ακτές της Βόρειας Αφρικής, με αποτέλεσμα τους ισχυρούς ΝΔ ανέμους στην επιφάνεια και στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Στα δύο πρώτα επεισόδια η σκόνη μεταφέρθηκε πάνω από την Ελλάδα σε αντικυκλωνική τροχιά ξεκινώντας από την Αφρική. Αυτού του είδους η μεταφορά ευνοείται την άνοιξη, με τη σκόνη να εμφανίζεται στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας (~4000m) με αποτέλεσμα να μην επηρεάζει σημαντικά τη συγκέντρωση των PM₁₀ στο έδαφος. Στο τρίτο επεισόδιο η σκόνη μεταφέρθηκε σε κυκλωνική τροχιά από τη Λιβύη, επηρεάζοντας σημαντικά τις συγκεντρώσεις PM₁₀ στο έδαφος. Αυτού του είδους η μεταφορά ευνοείται κυρίως το χειμώνα.

Οι Κασκαούτης κ.α. (2010) μελέτησαν τρία επεισόδια μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα στην περιοχή της Αθήνας, όπου το καθένα αντιστοιχούσε σε διαφορετικό μηχανισμό μεταφοράς. Τρεις μηχανισμοί μεταφοράς σκόνης προσδιορίστηκαν: (1) Κατακόρυφη μεταφορά (VT-Vertical Transport) σε ολόκληρη ατμοσφαιρική στήλη, (2) μεταφορά στην ανώτερη ατμόσφαιρα (UAT-Upper Atmosphere Transport) πάνω από το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα και (3) μεταφορά μέσα στο οριακό στρώμα (BLT-Boundary Layer Transport). Οι διαφορές αυτές αναφέρονται στο ύψος του θυσάνου σκόνης που έφτασε στην Αθήνα. Με τη χρήση τριών εργαλείων: προσομοιώσεις μοντέλου DREAM, δορυφορικές μετρήσεις και τροχιές αερίων μαζών προσδιόρισαν τους μηχανισμούς μεταφοράς καθώς και τις οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων σκόνης. Τα αποτελέσματα έδειξαν υψηλές τιμές οπτικού πάχους στα 550nm (AOD_{550}) στην περίπτωση μεταφοράς της σκόνης σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη και χαμηλές τιμές όταν η σκόνη βρισκόταν αποκλειστικά μέσα στο οριακό στρώμα. Όμοια για τον Aerosol Index, σε περιπτώσεις όπου η σκόνη βρισκόταν στην ανώτερη ατμόσφαιρα αυτός παρουσίαζε υψηλές τιμές, ενώ για ύψη εντός του οριακού στρώματος παρουσίαζε χαμηλές τιμές.

1.9 ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ

Τα κατακόρυφα προφίλ της σκόνης επηρεάζονται από τις μετεωρολογικές καταστάσεις και διαφέρουν μεταξύ ξηράς και θάλασσας, καθώς και μεταξύ ξηρών και υγρών εποχών. Η εποχιακή δυναμική της ατμόσφαιρας στη δυτική Αφρική, με την εντονότερη ανωμεταφορά να συντελείται κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου, επιτρέπει την ανύψωση των σωματιδίων σκόνης σε μεγαλύτερα υψόμετρα, ενώ η ασθενέστερη ανωμεταφορά κατά τη διάρκεια της ξηρής περιόδου οδηγεί τα στρώματα σκόνης να βρίσκονται σε χαμηλά επίπεδα. Τα ύψη του οριακού στρώματος συνδέονται με το κατακόρυφο προφίλ της σκόνης. Πάνω από την επιφάνεια της γης οι μέγιστες συγκεντρώσεις σκόνης βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια, ενώ η συγκέντρωση μειώνεται με το ύψος.

Πιο συγκεκριμένα, μετρήσεις έδειξαν ότι στη Βόρεια Αφρική η σκόνη κυμαίνεται συνήθως σε ύψος 1-2km κατά τη διάρκεια όλου του έτους, ενώ φτάνει μέχρι το ύψος των 6km σε όλες τις εποχές. Κατά τη διάρκεια του Δεκεμβρίου - Φεβρουαρίου κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 0.2-1km. Την περίοδο της άνοιξης και του θέρους το μέσο ύψος είναι στα 4km, ενώ σημαντική ποσότητα σκόνης υπάρχει μέχρι τα 6km. Το χειμώνα η σκόνη βρίσκεται σε ένα μέσο ύψος 2km, ενώ φτάνει και τα 4km (Liu et al., 2008).

Σύμφωνα με τους Κασκαούτη κ.α. (2010), η κατακόρυφη κατανομή της σαχάριας σκόνης είναι διαφορετική για τροχιές μεταφοράς προς τη Μεσόγειο και για τροχιές μεταφοράς προς Ατλαντικό ωκεανό εξαιτίας του διαφορετικού ύψους στο οποίο βρίσκεται. Στην πρώτη περίπτωση φτάνει σε ύψη 8km, ενώ πάνω από τον Ατλαντικό βρίσκεται σε ύψη μικρότερα των 5km.

1.10 ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ

Δορυφορικές και επίγειες παρατηρήσεις δείχνουν ότι οι εκπομπές σκόνης διαφέρουν σημαντικά κατά τη διάρκεια μεγάλων χρονικών περιόδων με τα περισσότερα στοιχεία να δείχνουν μια γενική αύξηση της σκόνης κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών (Goudie και Middleton, 1992). Η συχνότητα των καταιγίδων σκόνης την ξηρή περίοδο (Οκτώβριος-Απρίλιος) αυξήθηκε σε μεγάλες περιοχές της Δυτικής Αφρικής. Επίσης, οι συγκεντρώσεις σκόνης στις περιοχές απόθεσης είναι υψηλότερες από τα προηγούμενα χρόνια (Prospero και Lamb, 2003). Η μακροπρόθεσμη τάση των βροχοπτώσεων διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη ρύθμιση των εκπομπών σκόνης στη Βόρεια Αφρική, όπου φάσεις αυξημένης σκόνης σχετίζονται με μειωμένες συνθήκες βροχόπτωσης (Goudie και Middleton, 1992; Moulin και Chiapello, 2004). Η Ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού (NAO) χαρακτηρίζεται από πολυετή μεταβλητότητα. Δεδομένου ότι αυτό το ατμοσφαιρικό φαινόμενο επηρεάζει τις βροχοπτώσεις και τη γενική κυκλοφορία, αναμένεται ότι ο NAO σχετίζεται με τη μεταβλητότητα της σκόνης (Moulin et al., 1997; Ginoux et al., 2004).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΒΑΣΙΚΩΝ ΕΝΝΟΙΩΝ

2.1 ΜΟΝΤΕΛΟ DREAM (Dust REgional Atmospheric Model)

Στην παρούσα εργασία, για την εκτίμηση της μεταφοράς της Σαχάριας σκόνης στον ελλαδικό χώρο, χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα του μοντέλου DREAM (Dust Regional Atmospheric Model). Το DREAM είναι ένα ντετερμινιστικό αριθμητικό μοντέλο, σχεδιασμένο για την πρόβλεψη και προσομοίωση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας των αεροζόλ σκόνης της ερήμου (Nickovic et al., 2001). Επιλύοντας μη γραμμικές διαφορικές εξισώσεις Ουλεριανού τύπου, υπολογίζει τη ροή μάζας της σκόνης και προσομοιώνει την εκπομπή, διάχυση, μεταφορά και απόθεση αυτής σε γνωστές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Ο μηχανισμός παραγωγής της σκόνης βασίζεται σ'ένα πολύπλοκο σύστημα παραμετροποίησης της κυκλοφορίας της σκόνης, με υψηλής ανάλυσης δεδομένα εδάφους όπως η τοπογραφία και ο τύπος εδάφους και βλάστησης. Βασίζεται στο επιχειρησιακό μοντέλο πρόγνωσης Eta/NCEP (National Centers for Environmental Prediction).

Κατά την ολοκλήρωση του μοντέλου, γίνονται υπολογισμοί της επιφανειακής ροής της σκόνης πάνω στα πλεγματικά σημεία του μοντέλου τα οποία λειτουργούν ως πηγές εκπομπής σκόνης από ερήμους. Οι περιοχές αυτές που περιλαμβάνει το DREAM ως πηγές σκόνης, βρίσκονται στη Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Σαχάρα, καθώς και στην Αραβική Χερσόνησο. Η διάβρωση του εδάφους, από τον άνεμο, στην παραμετροποίηση του DREAM ελέγχεται από διάφορους παράγοντες, όπως το είδος του εδάφους (υφή του εδάφους), το είδος της βλάστησης, η υγρασία του εδάφους και οι επιφανειακές ατμοσφαιρικές αναταράξεις (τυρβώδης ροή του ανέμου). Μόλις εισέρχονται στην ατμόσφαιρα τα αεροζόλ σκόνης, οδηγούνται μέσω των αναταράξεων στο αρχικό στάδιο της διαδικασίας, όπου η σκόνη ανυψώνεται από το έδαφος προς τα ανώτερα στρώματα, και στη συνέχεια με τη βοήθεια των ανέμων στα μεταγενέστερα στάδια της διαδικασίας, όπου η σκόνη απομακρύνεται από τις πηγές. Το μοντέλο DREAM περιλαμβάνει τις διαδικασίες της υγρής (Giorgi, 1986) και ξηρής εναπόθεσης.

Το μοντέλο χρησιμοποιείται για να παράγει καθημερινά προβλέψεις της τρισδιάστατης (3D) κατανομής των συγκεντρώσεων σκόνης σε οποιοδήποτε σημείο της γης και κυρίως πάνω από την περιοχή της Μεσογείου, τη Μέση Ανατολή, την Ευρώπη και τον Ατλαντικό Ωκεανό. Ταυτόχρονα έχει τη δυνατότητα να καλύψει εκτάσεις εδάφους κάθε διάστασης ενώ η οριζόντιά του ανάλυση κυμαίνεται από 100km έως 4km. Η αξιολόγηση του μοντέλου DREAM βασίζεται σε τεχνικές σύγκρισης των αποτελεσμάτων του, με δεδομένα PM_{2.5} και PM₁₀ αιωρούμενων

σωματιδίων προερχόμενα από επίγειους περιβαλλοντικούς σταθμούς παρατήρησης, δορυφορικές εικόνες θυσάνων σκόνης και από όργανα ελέγχου εξασθενίσεως του ηλιακού φωτός.

Πάνω από τη Μεσόγειο (20W - 45E, 15N - 50N), η οριζόντια ανάλυση μιας τρισδιάστατης πρόγνωσης επεισοδίου σκόνης είναι 0,3 μοίρες, και το μοντέλο έχει 24 κάθετα επίπεδα μεταξύ 86 μέτρων και περίπου 15 χιλιομέτρων πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Το μοντέλο DREAM ξεκινά με την ανάλυση NCEP και τα πλευρικά όρια ανανεώνονται κάθε έξι ώρες με το μοντέλο NCEP GFS. Το «τρέξιμο» του μοντέλου ξεκινά στις 12:00 UTC και οι προγνώσεις γίνονται για περιόδους 3 έως και 72 ωρών μπροστά.

Το μοντέλο DREAM δημιουργήθηκε από τους Nickovic και Dobricic το 1996 και διαιρείται σε δύο κύρια μέρη: 1) στο μοντέλο ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας όπου βασίζεται στο μοντέλο Eta/NCEP και 2) στο μοντέλο συγκέντρωσης της σκόνης.

Η εξίσωση του μοντέλου DREAM που περιγράφει τον κύκλο εναιώρησης της σκόνης, προερχόμενης από ερήμους, είναι η εξής:

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} = -u \frac{\partial C_k}{\partial x} - v \frac{\partial C_k}{\partial y} - (w - v_{gk}) \frac{\partial C_k}{\partial z} - \nabla \cdot (K_H \nabla C_k) - \frac{\partial}{\partial z} (K_Z \frac{\partial C_k}{\partial z}) + (\frac{\partial C_k}{\partial t})_{SOURCE} - (\frac{\partial C_k}{\partial t})_{SINK}$$

$k=1, \dots, K$

Όπου: K είναι μία ανεξάρτητη μεταβλητή που δηλώνει τον τύπο των αιωρούμενων σωματιδίων. Υπάρχουν 4 τιμές του K διότι τόσες είναι και οι κατηγορίες των σωματιδίων (clay, small silt, large silt, sand). C_k είναι η συγκέντρωση σωματιδίων τύπου k . Οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας παριστάνονται με u , v ενώ η κατακόρυφη ταχύτητα με w . Ως v_{gk} συμβολίζεται η ταχύτητα καθίζησης των σωματιδίων. K_H είναι ο συντελεστής διάχυσης και K_Z ο συντελεστής τυρβώδους ροής. Τέλος ως $(\frac{\partial C_k}{\partial t})_{SOURCE}$ αναπαριστάται ο ρυθμός εκπομπής της σκόνης από την πηγή, ενώ ως $(\frac{\partial C_k}{\partial t})_{SINK}$ ο ρυθμός απομάκρυνσης της σκόνης από την ατμόσφαιρα λόγω υγρής και ξηρής εναπόθεσης.

Η ολική συγκέντρωση σκόνης συμβολίζεται με C , είναι το άθροισμα των συγκεντρώσεων σωματιδίων K κλάσης και δίνεται από την εξίσωση:

$$C = \sum_{k=1}^K \delta_k C_k$$

(Πηγή: Nickovic, et al., 2001, www.bsc.es/earth-sciences, <http://gcmd.nasa.gov>)

Τα δεδομένα του DREAM που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, είναι α) ωριαίες τιμές συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) και οπτικού πάχους (AOD) για τη χρονική περίοδο 2001-2009 της στατιστικής μελέτης που αναλύεται στη συνέχεια και β) δεδομένα σε μορφή προγνωστικών χαρτών ανά εξάωρο, για το χρονικό διάστημα μεταξύ 00:00UTC 7/4/2008 και 12:00UTC 15/4/2008, που είναι και η χρονική διάρκεια του υπό μελέτη επεισοδίου της παρούσας εργασίας (www.bsc.es/projects/earthsciences/BSC-DREAM/), και παρατίθενται παρακάτω:

- Οπτικό βάθος αιωρούμενων σωματιδίων στα 550nm
- Ξηρή και υγρή απόθεση της σκόνης σε mg/m^2
- Επιφανειακή πυκνότητα σωματιδιακού φόρτου g/m^2
- Συγκεντρώσεις σκόνης στο κατώτερο επίπεδο του μοντέλου $\mu\text{g}/\text{m}^3$
- Κατανομή της καθ' ύψος συγκέντρωσης σκόνης $\mu\text{g}/\text{m}^3$
- Δωδεκάωρος συνολικός υετός και πίεση στο επίπεδο της Μέσης Στάθμης της Θάλασσας

2.2 MONTEAO HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory)

Τα ατμοσφαιρικά μοντέλα διασποράς, δηλαδή η χρήση αριθμητικών μεθόδων για τον υπολογισμό του χρονικού ιστορικού των συγκεντρώσεων αέριων ρύπων, διαίρονται σε δύο κύριες κατηγορίες: στα Ουλεριανά και τα Λαγκρανσιανά μοντέλα. Στα Λαγκρανσιανά, οι συνιστώσες της οριζόντιας μεταφοράς και της διάχυσης υπολογίζονται ξεχωριστά.

Το μοντέλο HYSPLIT είναι ένα ολοκληρωμένο σύστημα για τον υπολογισμό τροχιών πακέτων αέρα έως και πολύπλοκων προσομοιώσεων οριζόντιας μεταφοράς σε μεγάλες αποστάσεις, διασποράς και εναπόθεσης των ατμοσφαιρικών ρύπων. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων μπορεί να είναι απλές τροχιές ή ακόμη και συγκεντρώσεις των ρύπων. Το μοντέλο βρίσκει εφαρμογή σε ατμοσφαιρικά επεισόδια έκτακτης ανάγκης, όπως τυχαία έκλυση ακτινοβολίας και έκρηξη ηφαιστειακής τέφρας, σε case studies και σε κλιματολογικές αναλύσεις. Η υπολογιστική μέθοδος του μοντέλου είναι ένα υβριδικό σύστημα μεταξύ της Ουλεριανής και Λαγκρανσιανής προσέγγισης. Συγκεκριμένα, οι υπολογισμοί της οριζόντιας μεταφοράς και της διάχυσης γίνονται σε Λαγκρανσιανό πλαίσιο. Η αρχική πηγή αντιπροσωπεύεται από έναν σωματιδιακό ρύπο. Καθώς το αρχικό αυτό σωματίδιο διαχέεται σε περιοχές με διαφορετική διεύθυνση και ένταση ανέμου, διαχωρίζεται σε πολλαπλά σωματίδια έτσι ώστε να παρέχεται μία περισσότερο ακριβής αναπαράσταση του πολύπλοκου πεδίου ροής.

Το μοντέλο εξελίχθηκε κατά τη διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας. Τα νέα χαρακτηριστικά του περιλαμβάνουν βελτιωμένους αλγόριθμους μεταφοράς των ρύπων και εξισώσεις της διασποράς τους, χρησιμοποιώντας πλεγματικά μετεωρολογικά δεδομένα σε πλέγμα

γεωγραφικών συντεταγμένων. Η απεικόνιση γίνεται πάνω σε μία από τις παρακάτω προβολές : Πολική, τύπου Lambert και Μερκατορική. Τα δεδομένα αυτά μπορεί να προέλθουν από ένα εκ των τεσσάρων κατακόρυφων συστημάτων συντεταγμένων, έχοντας ως μεταβλητή την ατμοσφαιρική πίεση. Υπάρχουν περιπτώσεις όπου είναι απαραίτητη η χρήση δεδομένων όπως οι οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου, η θερμοκρασία, η πίεση στην επιφάνεια και το πεδίο της βροχόπτωσης. Τα πλεγματικά πεδία των μετεωρολογικών μεταβλητών απαιτούνται σε τακτά χρονικά διαστήματα. Το χρονικό βήμα μεταξύ των πεδίων πρέπει να είναι συνεχές για κάθε καθορισμένο πλέγμα. Το μοντέλο μπορεί να τρέξει στο διαδίκτυο μέσω του συστήματος READY στην ιστοσελίδα του «Air Resources Laboratory»

(Πηγή: NOAA Technical Memorandum ERL ARL - Air Resources Laboratory Silver Spring, Maryland, USA, www.ofcm.gov, www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php)

Για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη μεταφορά Σαχάριας σκόνης από την Αφρική στον ελλαδικό χώρο, χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα του μοντέλου Hysplit, τα οποία παρέχονται από το φορέα ARL (Air Resources Laboratory).

Η μελέτη του φαινομένου αφορά την περιοχή της Θεσσαλονίκης για τις ημέρες 12,13 Απριλίου 2008, όπου σημειώθηκε έντονο επεισόδιο μεταφοράς σκόνης. Για το χρονικό αυτό διάστημα υπολογίστηκαν οι οπισθόδρομες τροχιές του ανέμου, με τελικό σκοπό τον εντοπισμό της περιοχής που λειτούργησε ως πηγή σκόνης. Με τον όρο «οπισθόδρομη τροχιά» ή «οπισθοτροχιά» (back trajectory) υποδηλώνεται η πορεία που ακολουθούν οι αέριες μάζες, ξεκινώντας από την πηγή προέλευσης και φτάνοντας στην τοποθεσία ενδιαφέροντος, αλλά αντίστροφα στο χρόνο.

Τα αποτελέσματα του μοντέλου καταγράφονται σε αρχεία. Κάθε αρχείο αντιστοιχεί σε μία από τις ημέρες μελέτης του επεισοδίου, για τις 12:00UTC, δηλαδή με βάση τον πρώτο μεσημβρινό του Greenwich. Στα αρχεία αυτά παρουσιάζονται γραφήματα τα οποία παρέχουν όλες τις απαραίτητες πληροφορίες, όπως: α) τη γραφική παράσταση της τροχιάς των αερίων μαζών. Στη συγκεκριμένη προσομοίωση καταγράφονται τροχιές για τρία διαφορετικά ύψη άφιξης των αερίων μαζών (προσεγγιστικά 500, 1500, 4000m) πάνω από τη Θεσσαλονίκη. β) τα διάφορα ύψη όπου φτάνουν οι αέριες μάζες μέσα στην ατμόσφαιρα και εμφανίζονται στο αριστερό και δεξιό τμήμα του γραφήματος. Ως μηδενικό ύψος ορίζεται αυτό της επιφάνειας της θάλασσας. Οι πληροφορίες αυτές αναπαρίστανται συναρτήσει των γεωγραφικών συντεταγμένων και αντίστροφα στο χρόνο, φτάνοντας 120 ώρες (5 ημέρες) πίσω. Η κάθε ημέρα χωρίζεται σε τέσσερα χρονικά πεδία διάρκειας έξι ωρών.

2.3 Η ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΑΠΟΣΤΟΛΗ ΤΟΥ CALIPSO

Το δορυφορικό σύστημα CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) είναι τμήμα της ομάδας δορυφόρων Aqua (A-train), η οποία αποτελείται από τους δορυφόρους Aqua, CloudSat, CALIPSO, PARASOL, και Aura. Περιστρέφεται σε προκαθορισμένη τροχιά (ηλιοσύγχρονη τροχιά) γύρω από τη γη, σε ύψος 705 km από την επιφάνειά της και με κλίση 98° . Οι μετρήσεις αφορούν μεγέθη όπως η συγκέντρωση ατμοσφαιρικών συστατικών (αερολύματα, ρύποι) και η κατακόρυφη κατανομή μετεωρολογικών παραμέτρων (θερμοκρασία, υγρασία, άνεμος). Ο κύριος στόχος της αποστολής CALIPSO είναι η κατανόηση της συνεισφοράς που έχουν τα ατμοσφαιρικά σωματίδια και τα νέφη στην επίδραση του γήινου καιρού, κλίματος και της ποιότητας του αέρα. Παρέχοντας δηλαδή αποτελέσματα των χωρικών και οπτικών ιδιοτήτων των νεφών και των αεροζόλ, αξιολογούνται οι άμεσες και έμμεσες επιδράσεις των αεροζόλ στο climate forcing και στο cloud-climate feedback (Winker et al., 2007, 2009). Ειδικότερα, η μέθοδος της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι μία μέθοδος τηλεπισκόπησης και χρησιμοποιείται για να ανιχνευτούν οι συγκεντρώσεις των αεροζόλ στην ατμόσφαιρα. Με τη σειρά τους οι συγκεντρώσεις των αεροζόλ δίνουν πληροφορίες για την κατακόρυφη δομή του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος, παραδείγματος χάριν για το στρώμα αναμείξεως. Είναι αποτέλεσμα συνεργασίας της αμερικανικής (NASA) και της γαλλικής (CNES) διαστημικής υπηρεσίας και τέθηκε σε τροχιά τον Ιούνιο του 2006 (Münkel et al., 2007).

Ο δορυφόρος CALIPSO αποτελείται από τρία όργανα ευθυγραμμισμένα και προσανατολισμένα στο ναδίρ: α) το δορυφορικό σύστημα lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), το οποίο εκτελεί μετρήσεις οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας σε δύο συγκεκριμένα μήκη κύματος στην περιοχή του ορατού και του υπέρυθρου (532 και 1064nm) και δίνει τις υψηλής ανάλυσης κατακόρυφες κατανομές των αεροζόλ και των νεφών στην ατμόσφαιρα. β) ένα υπέρυθρο ραδιόμετρο (IIR) που παρέχει βαθμονομημένη υπέρυθρη ακτινοβολία στα μήκη κύματος 8.7μ, 10.5 μ και 12 μ.. γ) Μία κάμερα υψηλής ανάλυσης ευρέως οπτικού πεδίου (WFC).

Το σύστημα LiDAR (Light Detection and Ranging) αποτελείται από α) μία παλμική πηγή laser, β) ένα τηλεσκόπιο, σύστημα το οποίο ανιχνεύει την οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία και τη μετατρέπει σε ηλεκτρικό σήμα και γ) ένα σύστημα καταγραφής και ψηφιοποίησης του ηλεκτρικού σήματος συναρτήσει του χρόνου.

Η βασική αρχή ενός lidar είναι η εκπομπή μιας παλμικής ακτίνας laser στην ατμόσφαιρα, όπου μέρος της σκεδάζεται ή απορροφάται από τα ατμοσφαιρικά μόρια και aerosols. Η σκεδαζόμενη ακτινοβολία επανεκπέμπεται από το στόχο προς όλες τις κατευθύνσεις. Το μέρος της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας το οποίο σκεδάζεται κατά 180° ως προς την αρχική προσπίπτουσα πορεία, ονομάζεται οπισθοσκεδαζόμενο. Η οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία

φτάνοντας στο τηλεσκόπιο ανιχνεύεται, μετατρέπεται σε ηλεκτρικό σήμα και ψηφιοποιείται για περαιτέρω ανάλυση. Οι πληροφορίες που μπορούν να εξαχθούν είναι το είδος του στόχου-σκεδαστή, η απόστασή του από την πηγή, η χωρική κατανομή του και η κατακόρυφη κατανομή των αιωρούμενων σωματιδίων και των νεφών (βάση και κορυφή στρωμάτωσης) ως προς την επιφάνεια του εδάφους (Πηγή: <http://calipsooutreach.hamptonu.edu>, <http://aura.gsfc.nasa.gov>, www.wy.nrcs.usda.gov, www-calipso.larc.nasa.gov, www.mpimet.mpg.de).

Ορισμένα από τα προϊόντα που προκύπτουν από το lidar είναι: η εξασθενημένη οπισθοσκέδαση (attenuated backscatter), ο λόγος αποπόλωσης δ (depolarization ratio) και ο τύπος των αεροζόλ.

Εξασθενημένη οπισθοσκέδαση: οι μετρήσεις της ολικής οπισθοσκέδασης δίνουν πληροφορίες για τα ακριβή ύψη των αεροζόλ και των νεφών. Ο συντελεστής οπισθοσκέδασης συμβολίζεται με $\beta(x,\lambda)$, ενώ η διαπερατότητα της ατμόσφαιρας μεταξύ του lidar του στόχου-σκεδαστή συμβολίζεται με $\tau(x,\lambda)$, όπου λ είναι το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας laser και x η απόσταση μεταξύ του lidar και στόχου. Η ποσότητα $\beta(x,\lambda)\tau^2(x,\lambda)$ ονομάζεται εξασθενημένη οπισθοσκέδαση και είναι το αποτέλεσμα του συντελεστή οπισθοσκέδασης β , στο εύρος x , επί το τετράγωνο της διαπερατότητας της ατμόσφαιρας τ^2 μεταξύ του lidar και του στόχου (Münkel et al., 2007).

Λόγος αποπόλωσης δ : ορίζεται ως ο λόγος της σκεδαζόμενης έντασης που είναι κάθετη στο επίπεδο σκέδασης ως προς την ένταση που είναι παράλληλη με το επίπεδο σκέδασης. Δίνει πληροφορίες για το σφαιρικό σχήμα των σωματιδίων. Το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα μιας γραμμικά πολωμένης δέσμης λέιζερ από σφαιρικά σωματίδια, είναι ολικά γραμμικά πολωμένη ($\delta=0$). Τα σωματίδια μπορεί να υποθεθεί ότι είναι σφαιρικά στην περίπτωση ομίχλης, σταγονιδίων νέφους, και μικρών σταγόνων βροχής. Η αποπόλωση του καθαρού μοριακού αέρα είναι μη μηδενική, λόγω της ανισοτροπίας του αέρα. Αν τα σωματίδια είναι μη-σφαιρικά (όπως κρύσταλλοι πάγου, νιφάδες χιονιού ή σωματίδια σκόνης), το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα περιέχει μια εγκάρσια πολωμένη συνιστώσα ($0<\delta<1$) (Rogers et al., 2011; Iwasaka et al., 2003; Mona et al., 2011).

Οι εικόνες του δορυφόρου που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα επεξεργασία αφορούν το χρονικό διάστημα μεταξύ 12:10 και 12:23 UTC και μεταξύ 01:03 και 01:16 UTC της 12ης Απριλίου 2008. Οι εικόνες αυτές είναι:

- Η καθ' ύψος κατανομή του συντελεστή ολικής εξασθενημένης οπισθοσκέδασης ($\text{Km}^{-1}\text{sr}^{-1}$) στα 532nm και 1064nm (total attenuated backscatter coefficient).
- Η καθ' ύψος κατανομή του λόγου αποπόλωσης (depolarization ratio).

- Από εκτεταμένες και συνεχόμενες περιοχές από τις οποίες λαμβάνεται οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία (Vertical Feature Mask) όπως σύννεφα, σκόνη, αιωρούμενα σωματίδια, γήινη επιφάνεια κ.α.

- Από περιοχές που συγκεντρώνουν τους διάφορους τύπους των αιωρούμενων σωματιδίων (σκόνη, καπνός, μολυσμένα αιωρούμενα σωματίδια κ.α.)

Στην παρούσα εργασία υποθέτουμε ότι τα δεδομένα των κατανομών του δορυφόρου CALIPSO έχουν βαθμονομηθεί και προσδιοριστεί κατάλληλα ως προς το ύψος, κατά τη διάρκεια της ανάλυσης των δεδομένων Level 1.

2.4. ΟΠΤΙΚΟ ΒΑΘΟΣ

Το οπτικό βάθος (optical depth) ή οπτικό πάχος (optical thickness) ορίζει το βαθμό εξασθένισης μιας δέσμης ακτινοβολίας καθώς αυτή περνά μέσα από ένα στρώμα της ατμόσφαιρας. Εξαιτίας της αλληλεπίδρασής της με τα μόρια του αέρα και τα αιωρούμενα σωματίδια στην ατμόσφαιρα, μέσω των διαδικασιών σκέδασης και απορρόφησης, η ακτινοβολία εξασθενεί.

Ένας πιο τεχνικός ορισμός, το εκφράζει σαν το βαθμό στον οποίο τα μόρια του αέρα και τα αεροζόλ αποτρέπουν τη διάδοση του φωτός και άρα κατά πόσο πυκνό είναι το μέσο μέσα στο οποίο διαδίδεται η ακτινοβολία. Το οπτικό βάθος είναι αδιάστατο μέγεθος, συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα τ και δίνεται από τον τύπο:

$$\tau_{\lambda} = - \int_{TOA}^0 \sigma_{ext}^{\lambda} dz \quad (2.1)$$

όπου τ_{λ} είναι το οπτικό βάθος για μήκος κύματος λ , σ_{ext} ο συντελεστής εξασθένισης με μονάδες αντιστροφής μήκους $[m^{-1}]$ λόγω σκέδασης και απορρόφησης στο μήκος κύματος λ και dz είναι η κατακόρυφη οπτική διαδρομή κατά τη οποία μετράται το οπτικό βάθος ξεκινώντας από το ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας (Top Of the Atmosphere-TOA, όπου $\tau_{TOA}=0$) προς τα κάτω μέχρι την επιφάνεια του εδάφους, οπότε και το τ_{λ} αυξάνεται καθώς το ύψος z μειώνεται. Το αρνητικό πρόσημο οφείλεται στο ότι μετράμε το ύψος αντίθετα από το οπτικό βάθος.

Αντίστοιχα, από το νόμο των Beer-Lambert το οπτικό βάθος δίνεται από τη σχέση:

$$\tau_{\lambda} = -\ln \frac{I^{\lambda}}{I_o^{\lambda}}$$

όπου I_o είναι η αρχική ένταση της ακτινοβολίας στο ύψος του στρώματος όπου θεωρούμε ότι $z=0$ και I η εξασθενημένη ένταση μετά τη διέλευση από το ατμοσφαιρικό στρώμα, δηλαδή σε ύψος z .

Για διάδοση ακτινοβολίας σε πλάγια διαδρομή μέσα στην ατμόσφαιρα και όχι κατακόρυφη, η παραπάνω σχέση γίνεται

$$\tau_{\lambda} = -\frac{1}{m} \ln \frac{I^{\lambda}}{I_o^{\lambda}}$$

όπου $\tau' = m\tau_{\lambda}$ είναι το οπτικό βάθος για κεκλιμένη οπτική διαδρομή, m είναι η σχετική μάζα του αέρα διορθωμένη για τις ανξομειώσεις της πίεσης και ισούται με $m = \sec\theta$ όπου θ είναι η ζενίθια γωνία που αντιστοιχεί στη συγκεκριμένη διαδρομή (Ζερεφός, 2001; Augustine et al., 2002; <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

Το οπτικό βάθος αεροζόλ (Aerosol Optical Depth-AOD) ή οπτικό πάχος αεροζόλ (Aerosol Optical Thickness-AOT) είναι ένα μέτρο εξασθένησης της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας εξαιτίας της σκέδασης και απορρόφησής της από τα τροποσφαιρικά αιωρούμενα σωματίδια (π.χ. σκόνη ερήμου, σωματίδια καπνού, θαλάσσιο άλας). Το οπτικό βάθος των αεροζόλ είναι ένα φυσικό μέγεθος που εξαρτάται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, λόγω της εξάρτησης του συντελεστή εξασθένησης από το μήκος κύματος. Ποικίλει ανάλογα με τον τύπο των αεροζόλ και για το ορατό τμήμα του φάσματος παίρνει τιμές από 0.05 για καθαρές μέρες έως 1.0 σε περιοχές κοντά στις πηγές (Μπάης κ.α., 2011). Το ποσό της εξασθένησης της εισερχόμενης ακτινοβολίας εξαιτίας της σκέδασης και απορρόφησής της από τα αεροζόλ σύμφωνα με το νόμο των Beer-Lambert είναι:

$$AOD \equiv \tau_{\lambda}^{aer} = \ln\left(\frac{I_{SFC}^{clr}}{I_{SFC}^{aer}}\right) \cos(\theta)$$

όπου I είναι η ένταση ακτινοβολίας σε W/m^2 , το SFC αναφέρεται στην επιφάνεια, τα clr και aer υποδηλώνουν την ακτινοβολία που θα μετρούσαμε κάτω από ανέφελο ουρανό (χωρίς παρουσία αεροζόλ) και με την παρουσία αεροζόλ αντίστοιχα. Έτσι το AOD είναι μία εξασθένηση που συμβαίνει σε συγκεκριμένο μήκος κύματος εξαιτίας της παρουσίας αεροζόλ.

2.5 ΕΚΘΕΤΗΣ ANGSTROM

Η σχέση μεταξύ μήκους κύματος της ακτινοβολίας και οπτικού βάθους αεροζόλ ορίζεται από τον εκθέτη Angstrom, α . Το οπτικό βάθος των μεγάλων αεροζόλ παρουσιάζει μικρή εξάρτηση από το μήκος κύματος, ενώ τα μικρά σωματίδια δείχνουν μεγαλύτερη εξάρτηση του οπτικού βάθους τους από το μήκος κύματος. Ο εκθέτης αυτός δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\tau_{\lambda}}{\tau_{\lambda_o}} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_o}\right)^{-\alpha} \Rightarrow \alpha = -\frac{\ln\left(\frac{\tau_{\lambda}}{\tau_{\lambda_o}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda}{\lambda_o}\right)}$$

Στη θέση του οπτικού βάθους μπορεί να είναι και ο συντελεστής εξασθένισης σ_{ext} ή ο συντελεστής σκέδασης σ_{scat} , εφόσον ισχύει η (2.1). Δηλαδή ο εκθέτης Angstrom υπολογίζεται από μετρήσεις του οπτικού βάθους, του συντελεστή εξασθένισης ή του συντελεστή σκέδασης σε δύο μήκη κύματος λ και λ_o . Οι πληροφορίες που παρέχει ο α αφορούν την κατανομή μεγέθους των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα, αφού η σκέδαση και η εξασθένιση σε συγκεκριμένο μήκος κύματος συνδέονται με το μέγεθος του σωματιδίου. Έτσι μικρές ή αρνητικές τιμές του Angstrom υποδηλώνουν την παρουσία μεγάλων σωματιδίων, ενώ μεγάλες τιμές φανερώνουν την ύπαρξη μικρού μεγέθους σωματιδίων στην ατμόσφαιρα.

Τυπικές τιμές του Angstrom είναι:

$\alpha=4$ σκέδαση Rayleigh

$\alpha=0$ γεωμετρική σκέδαση (μεγάλα σωματίδια)

$\alpha=1.3$ τυπικά ατμοσφαιρικά αεροζόλ

Μεγάλου μεγέθους αεροζόλ συνήθως έχουν $\alpha < 1.3$ (π.χ. σκόνη, θαλάσσιο άλας)

Μικρού μεγέθους αεροζόλ συνήθως έχουν $\alpha > 1.3$ (π.χ. σωματίδια καπνού)

Συγκεκριμένα όταν η σκέδαση προέρχεται από σκόνη εδάφους, ο Angstrom παίρνει τιμές μικρότερες του 0.7 (Zάνης, Maarten Krol, 2006; <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ-ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΩΝ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

3.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα στατιστική επεξεργασία ο στόχος είναι ο υπολογισμός της επίδρασης της σαχάριας σκόνης στα επίπεδα της σωματιδιακής ρύπανσης PM₁₀ στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Η μελέτη έγινε χρησιμοποιώντας επίγεια δεδομένα συγκέντρωσης αιωρούμενων σωματιδίων PM₁₀ από τους σταθμούς Αγίας Σοφίας, Πανοράματος, Καλαμαριάς, Σίνδου και Κορδελιού. Οι τιμές αυτές συγκρίθηκαν με τα δεδομένα μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα του ατμοσφαιρικού μοντέλου DREAM, για την κοινή περίοδο Ιανουαρίου 2001 - Δεκεμβρίου 2009.

Στη συνέχεια επαναλήφθηκε η ίδια μέθοδος επεξεργασίας δεδομένων, συγκρίνοντας αυτή τη φορά τιμές οπτικού πάχους (AOD) στα 500nm, του δορυφόρου Terra και του μοντέλου DREAM. Η κοινή περίοδος μελέτης είναι από τον Ιανουάριο του 2003 έως το Δεκέμβριο του 2009.

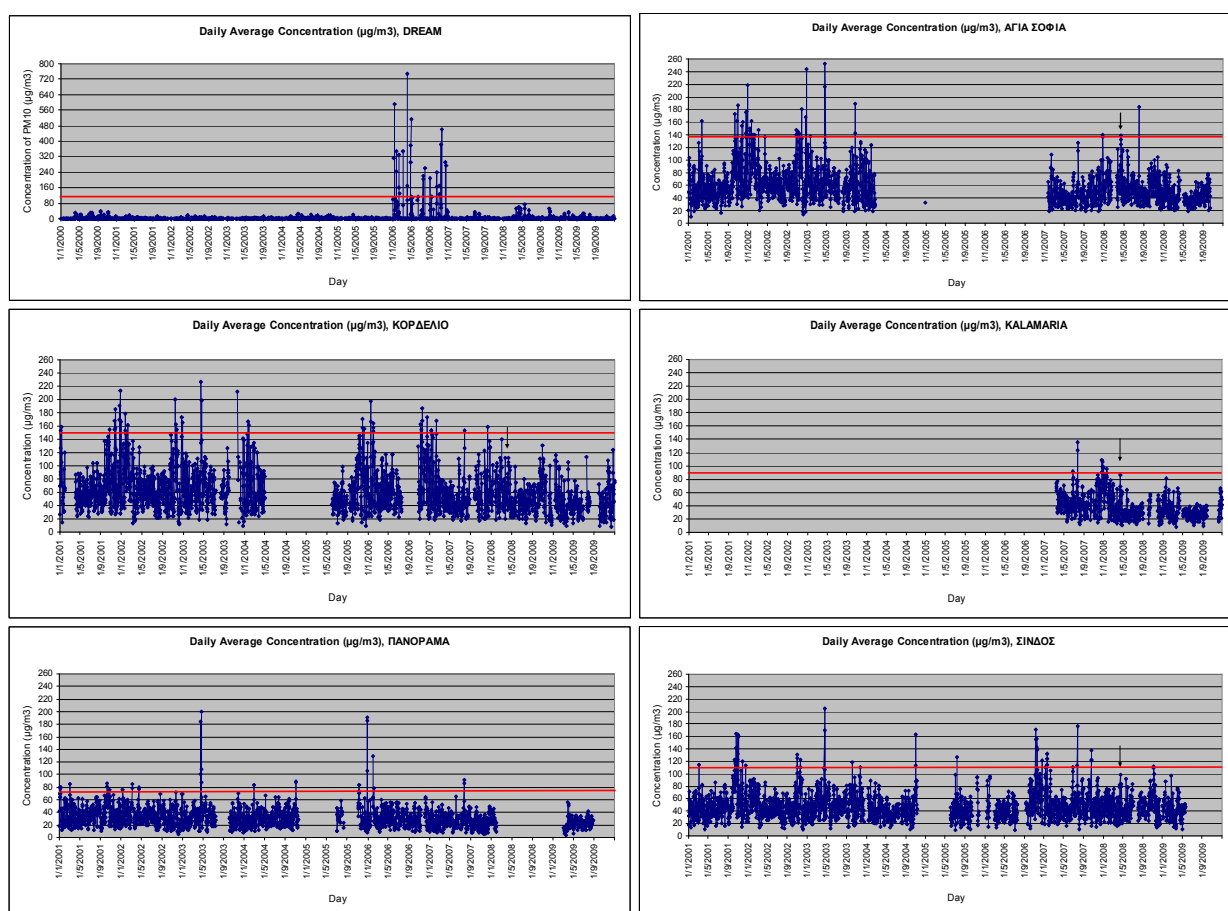
Τα δεδομένα των σταθμών δόθηκαν από την Περιφέρεια Θεσσαλονίκης, ενώ τα δεδομένα του μοντέλου DREAM και του δορυφόρου Terra δόθηκαν από τον κ. Βασίλη Αμοιρίδη, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών.

3.1.2 Μέση ημερήσια διακύμανση των συγκεντρώσεων PM₁₀ στο μοντέλο DREAM και τους σταθμούς της Θεσσαλονίκης

Τα δεδομένα τα οποία ελήφθησαν από το μοντέλο DREAM και τους σταθμούς ήταν οι ωριαίες τιμές συγκέντρωσης σωματιδίων PM₁₀ (μg/m³) για τα έτη 2001-2009. Από αυτές υπολογίστηκαν οι μέσες ημερήσιες τιμές της συγκεντρώσεως σωματιδίων. Κατασκευάστηκαν τα

γραφήματα που ακολουθούν και αναπαριστούν τη μέση ημερήσια καταγραφή των συγκεντρώσεων του μοντέλου και των σταθμών αντίστοιχα (σε $\mu\text{g}/\text{m}^3$) για τα έτη 2001-2009.

Με στατιστική επεξεργασία, χρησιμοποιώντας την ποσότητα της τυπικής απόκλισης s και την ιδιότητά της πως «το 99,7% περίπου των παρατηρήσεων βρίσκεται στο διάστημα με άκρο $\bar{x} \pm 3s$ », όπου $\bar{x}$ είναι η μέση τιμή των παρατηρήσεων ενώ το $\bar{x} \pm 3s$ αναπαρίσταται από τη συνεχόμενη κόκκινη γραμμή, εντοπίστηκαν οι περισσότερες ακραίες τιμές συγκεντρώσεων αιωρούμενων σωματιδίων. Με βελος σημειώνεται το επεισόδιο το οποίο επιλέχθηκε στη συνέχεια για μελέτη.



Σχήμα 3.1 Χρονοσειρές μέσων ημερήσιων συγκεντρώσεων PM10 για το μοντέλο και τους σταθμούς, για την περίοδο Ιανουάριος 2001 - Δεκέμβριος 2009.

Αρχικά να επισημανθεί το γεγονός ότι οι τιμές του μοντέλου Dream αφορούν αποκλειστικά συγκεντρώσεις σωματιδίων σκόνης, σε αντίθεση με εκείνες των επίγειων σταθμών οι οποίοι καταγράφουν συγκεντρώσεις αιωρούμενων σωματιδίων προερχόμενα από διάφορες πηγές, συμπεριλαμβανομένων και εκείνων από ερημικές εκτάσεις.

Μοντέλο Dream: Στο σχήμα 3.1 παρατηρούμε ότι όλες σχεδόν οι συγκεντρώσεις έχουν ελάχιστες τιμές και συγκεκριμένα στα $0.02 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Οι τιμές του έτους 2006 είναι μέγιστες και πιθανόν να οφείλονται σε λάθος μετρήσεις.

Αγία Σοφία: Στο σταθμό της Αγίας Σοφίας παρατηρείται μια έξαρση στις τιμές των συγκεντρώσεων κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου, η οποία πιθανόν να οφείλεται στις αυξημένες τοπικές εκπομπές προερχόμενες από ανθρωπογενή δραστηριότητα, όπως (μεταφορές και κεντρική θέρμανση). Οι τιμές που αντιστοιχούν στην αρχή της άνοιξης, δηλαδή τους μήνες Μάρτιο και Απρίλιο χαρακτηρίζονται και αυτές από μέγιστες συγκεντρώσεις, γεγονός που μπορεί να δικαιολογηθεί από τη μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα, οπότε επαληθεύονται η θεωρία με τα πειραματικά αποτελέσματα. Την περίοδο τέλη Απριλίου έως Ιούλιο λόγω έλλειψης δεδομένων δεν είναι δυνατόν να επαληθευτεί η μεταφορά σωματιδίων σκόνης, γνωρίζοντας βέβαια ότι τη συγκεκριμένη περίοδο έχουμε αυξημένη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα του ελλαδικού χώρου. Κατά τη θερμή περίοδο οι συγκεντρώσεις τείνουν πάλι να μειωθούν, με εξαίρεση λίγες περιπτώσεις το μήνα Αυγουστο, λόγω της αποκέντρωσης.

Κορδελιό: Παρατηρούνται αυξημένες συγκεντρώσεις σωματιδίων PM10 με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται τη χειμερινή και την εαρινή περίοδο.

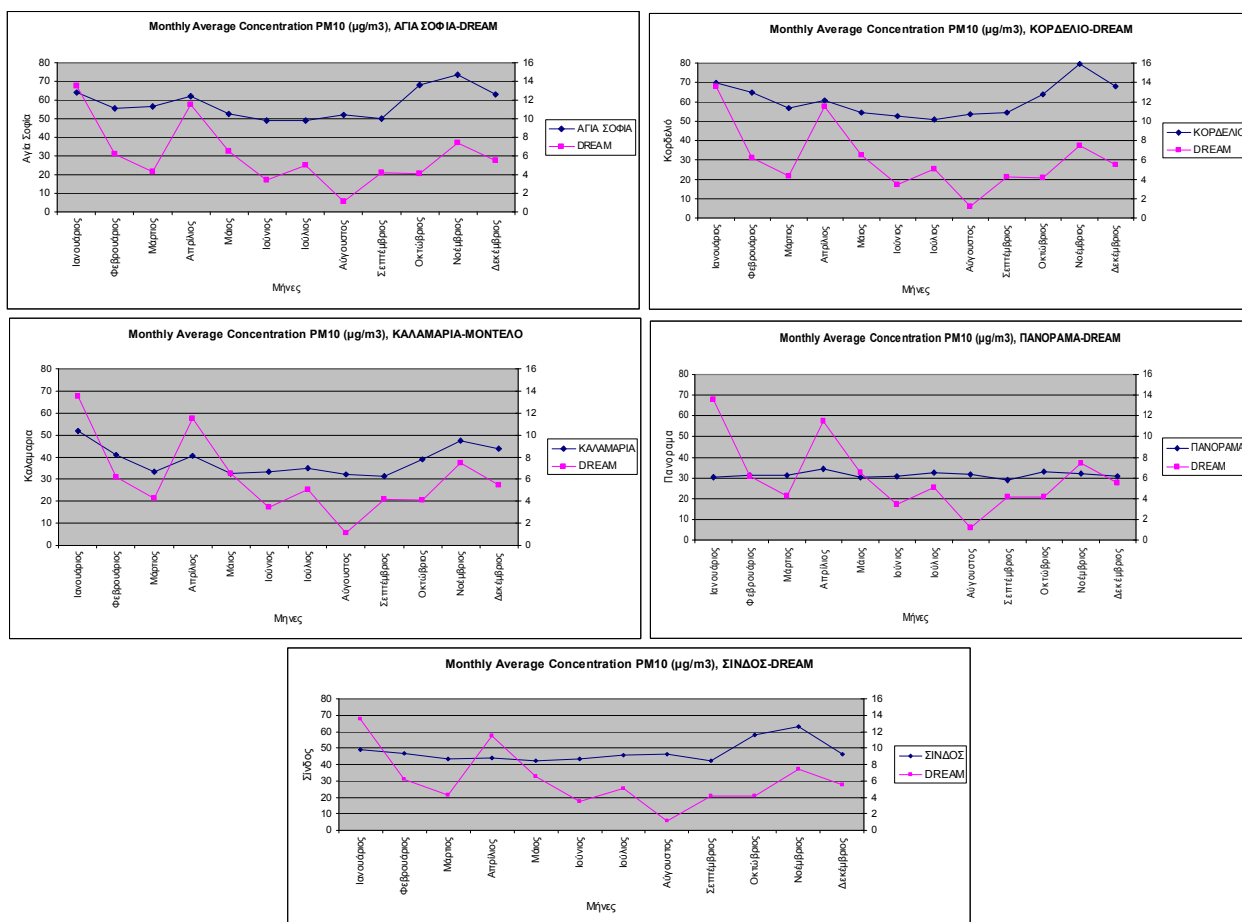
Καλαμαριά: Υπάρχει ανεπάρκεια δεδομένων.

Πανόραμα: Στο σταθμό του Πανοράματος δεν παρατηρούνται ιδιαίτερες αυξομειώσεις στις τιμές της συγκέντρωσης, γεγονός που αιτιολογείται με βάση τη γεωγραφική τοποθεσία του σταθμού, η οποία βρίσκεται σε σχετικά μεγαλύτερο υψόμετρο και μακριά από το κέντρο της πόλης, με αποτέλεσμα να μην επηρεάζεται από ανθρωπογενείς εκπομπές ρύπων. Το γεγονός αυτό καθιστά το σταθμό ιδανική επιλογή για τη σύγκριση τιμών με το μοντέλο DREAM. Ωστόσο παρατηρούνται δύο μέγιστα, το ένα εκ των οποίων το μήνα Απρίλιο με αποτέλεσμα να αυξάνεται η πιθανότητα τα σωματίδια αυτά να είναι ερημικής προέλευσης.

Σίνδος: Παρατηρούνται σχετικά υψηλές τιμές, χωρίς όμως να παρουσιάζεται κάποια διακύμανση στις συγκεντρώσεις.

3.1.3 Μέση μηνιαία διακύμανση των συγκεντρώσεων PM10 στο μοντέλο Dream και τους σταθμούς της Θεσσαλονίκης

Στην πορεία υπολογίστηκαν οι μέσες μηνιαίες τιμές της ίδιας χρονικής περιόδου και κατασκευάστηκαν τα παρακάτω διαγράμματα εποχικών κύκλων, στα οποία συγκρίνονται οι τιμές των σταθμών με τις αντίστοιχες του μοντέλου.



Σχήμα 3.2 Χρονοσειρές μέσων μηνιαίων συγκεντρώσεων PM10 για το μοντέλο και τους σταθμούς, για την περίοδο Ιανουάριος 2001 - Δεκέμβριος 2009.

Θα πρέπει να αναφερθεί ότι σε κάθε διάγραμμα, ο πρώτος κατακόρυφος άξονας δείχνει τιμές συγκεντρώσεων του αντίστοιχου σταθμού της Θεσσαλονίκης, ενώ ο δεύτερος τις τιμές του μοντέλου DREAM.

Αγία Σοφία-Μοντέλο: Παρατηρείται σχετικά όμοια διακύμανση των τιμών, με με δύο ταυτόχρονες αυξήσεις των συγκεντρώσεων, την περίοδο Μαρτίου-Απριλίου και Οκτωβρίου-Νοεμβρίου. Η αύξηση της περιόδου Μαρτίου-Απριλίου, ενισχύει την υπόθεση ότι πρόκειται για μεταφορά σωματιδίων από ερημικές περιοχές της Αφρικής. Η αύξηση αυτή είναι περισσότερο εμφανής στην περίπτωση του μοντέλου Dream.

Κορδελιό-Μοντέλο: Παρατηρείται σχετικά όμοια διακύμανση των τιμών, με δύο ταυτόχρονες αυξήσεις των συγκεντρώσεων, την περίοδο Μαρτίου-Απριλίου και Οκτωβρίου-Νοεμβρίου. Λαμβάνοντας υπόψιν την πρώτη αύξηση μπορούμε να πιθανολογήσουμε ότι οφείλεται σε σωματίδια ερημικής προελεύσεως, δεδομένου ότι το μέγιστο αυτό παρατηρείται και στα υπόλοιπα διαγράμματα, όπως θα φανεί παρακάτω.

Καλαμαριά-Μοντέλο: Παρατηρούνται τα ίδια μέγιστα όπως και προηγουμένως. Οι τιμές του σταθμού της Καλαμαριάς παρουσιάζονται, όπως ήταν αναμενόμενο, μικρότερες συγκριτικά με εκείνες των σταθμών που επηρεάζονται από τη ρύπανση ανθρωπογενούς προέλευσης.

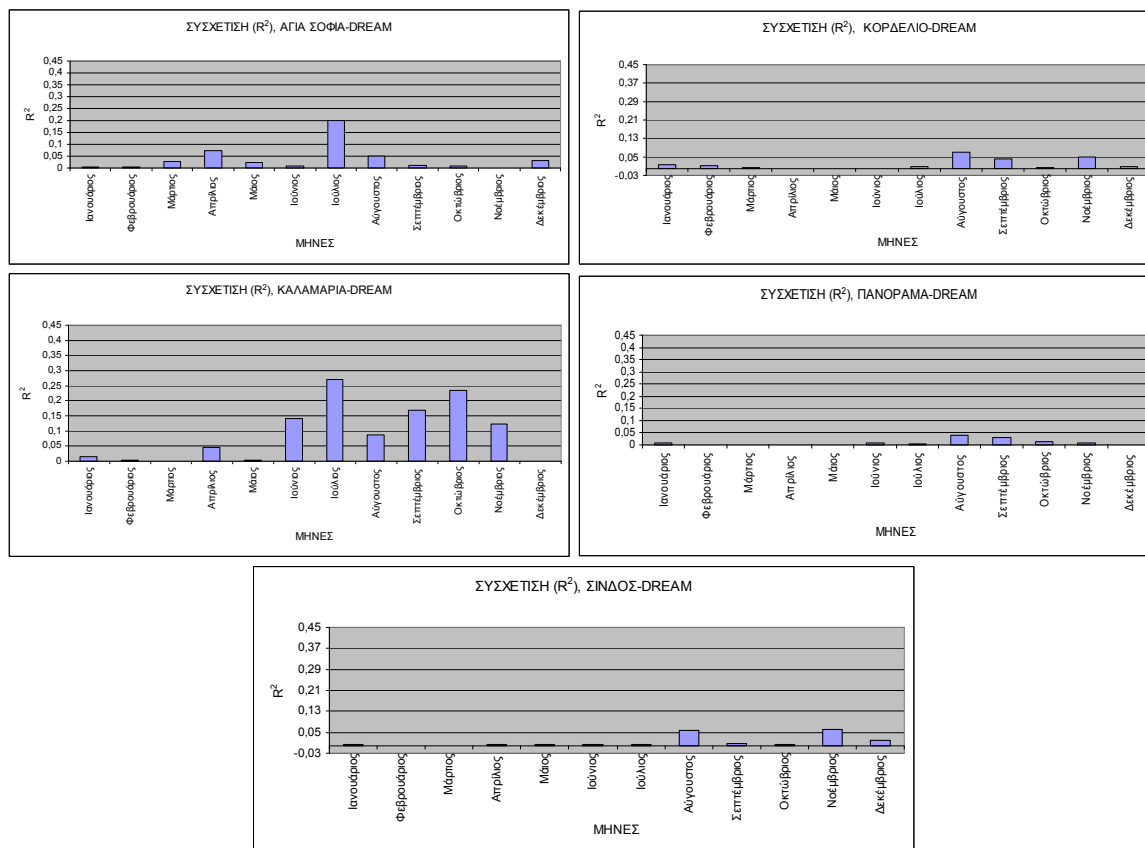
Πανόραμα-Μοντέλο: Παρατηρούνται τα δύο ίδια μέγιστα με ακόμη ένα κατά την περίοδο Ιουνίου-Ιουλίου. Οι συγκεντρώσεις PM10 του σταθμού του Πανοράματος παρουσιάζουν τις χαμηλότερες τιμές συγκριτικά με τους υπόλοιπους σταθμούς, για λόγο ο οποίος αναφέρθηκε στην προηγούμενη παραγράφο.

Σίνδος-Μοντέλο: Υπάρχει μόνο ένα μέγιστο, τους καλοκαιρινούς μήνες, όμως σε αντίθεση με τα προηγούμενα διαγράμματα δεν συμπίπτουν ακριβώς στον ίδιο μήνα. Επίσης παρατηρείται σχετικά ομαλή διακύμανση των τιμών του σταθμού η οποία οφείλεται στην πολύ ρυπασμένη ατμόσφαιρα της περιοχής της Σίνδου εξαιτίας της βιομηχανικής περιοχής που εδρεύει εκεί με αποτέλεσμα την αυξημένη συγκέντρωση ρύπων καθ'όλη τη διάρκεια της περιόδου.

Σε όλα τα διαγράμματα παρατηρείται μεγάλη απόκλιση στις τιμές των παρατηρήσεων και του μοντέλου. Οι τιμές του μοντέλου Dream είναι συγκριτικά πολύ μικρότερες και αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι συγκεντρώσεις αυτές είναι αποκλειστικά σωματιδίων σκόνης, σε αντίθεση με εκείνες των σταθμών που περιέχουν το σύνολο σωματιδιακών ρύπων PM10.

3.1.4 Μέση μηνιαία συσχέτιση των συγκεντρώσεων PM10 μεταξύ μοντέλου Dream και των σταθμών της Θεσσαλονίκης

Παρακάτω αναπαρίστανται οι μηνιαίες συσχετίσεις των συγκεντρώσεων PM10 μεταξύ μοντέλου και σταθμών και προέκυψαν από επεξεργασία ημερήσιων δεδομένων.

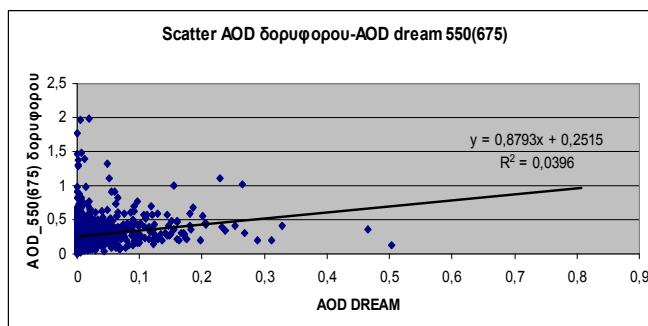
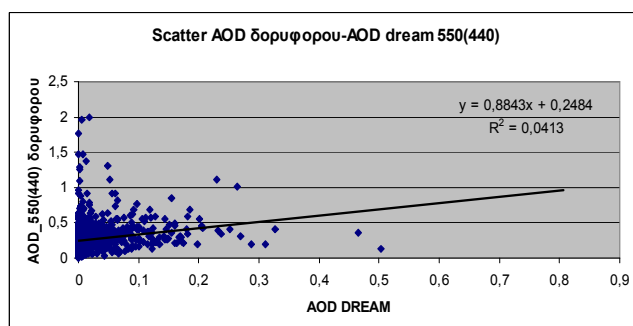
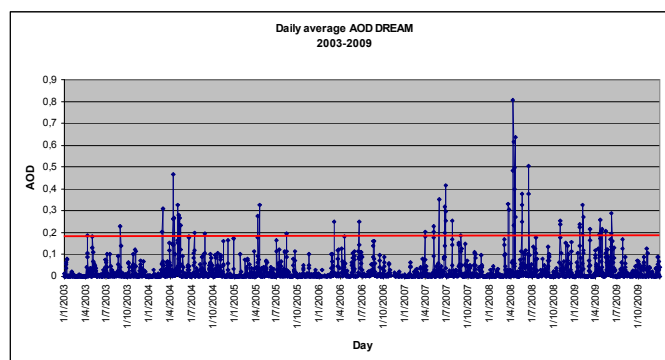


Σχήμα 3.3 Μηνιαίες συσχετίσεις των συγκεντρώσεων PM10 μεταξύ μοντέλου και σταθμών για την περίοδο Ιανουάριος 2001 - Δεκέμβριος 2009.

Σε όλα τα προηγούμενα γραφήματα παρατηρείται ελάχιστη συσχέτιση και στατιστικά μη σημαντική στο επίπεδο εμπιστοσύνης 95% μεταξύ των συγκεντρώσεων PM10 του μοντέλου και των σταθμών της Θεσσαλονίκης, με εξαίρεση εκείνες στο σταθμό της Καλαμαριάς. Η μέγιστη συσχέτιση που σημειώνεται είναι $R^2=26\%$, στο σταθμό της Καλαμαριάς το μήνα Ιούλιο. Τα αποτελέσματα αυτά μπορούν να βασιστούν στο γεγονός ότι η Θεσσαλονίκη είναι μία αρκετά ρυπασμένη πόλη, ενώ ταυτόχρονα τα σωματίδια ερημικής προέλευσης εισάγονται στην ατμόσφαιρα της πόλης κατά εποχιακά διαστήματα και αυτό για λίγες ημέρες, με αποτέλεσμα η συνεισφορά της σαχάριας σκόνης στην περιφέρεια να είναι μικρή και επομένως να μην υπάρχει συσχέτιση.

3.1.5 Μέση ημερήσια διακύμανση των τιμών AOD στο μοντέλο Dream και το δορυφόρο Terra και οι αντίστοιχες συσχετίσεις

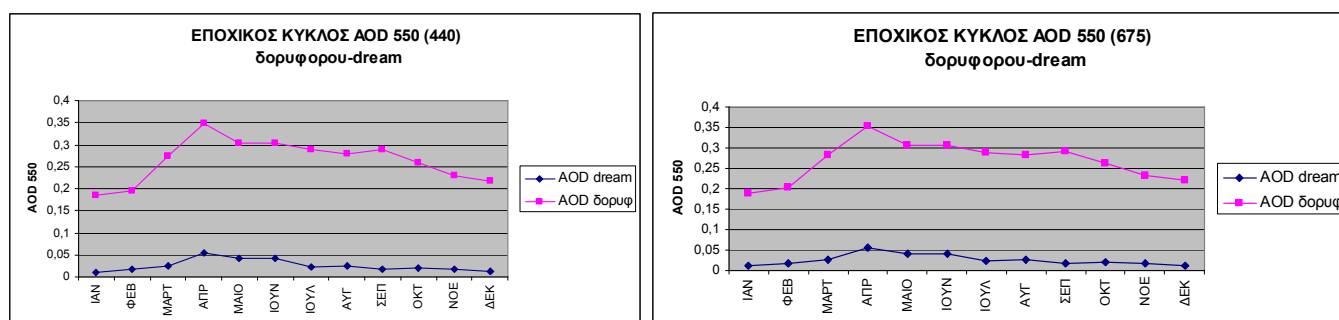
Τα δεδομένα τα οποία ελήφθησαν από το μοντέλο Dream και τον ανιχνευτή Modis του δορυφόρου Terra ήταν οι ωριαίες τιμές οπτικού πάχους αεροζόλ στα 550nm. Από αυτές υπολογίστηκαν οι μέσες ημερήσιες τιμές και κατασκευάστηκαν τα γραφήματα που ακολουθούν και αναπαριστούν τη μέση ημερήσια καταγραφή του οπτικού πάχους του μοντέλου και των σταθμών αντίστοιχα, καθώς και τη συσχέτιση μεταξύ μοντέλου και δορυφόρου. Η κοινή περίοδος μελέτης είναι από τον Ιανουάριο του 2003 έως το Δεκέμβριο του 2009. Και σε αυτά τα αποτελέσματα προκύπτει ότι η συσχέτιση μεταξύ των μεγεθών είναι στατιστικά μη σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%.



Σχήμα 3.4 Μέση ημερήσια διακύμανση των τιμών AOD στο μοντέλο Dream και το δορυφόρο Terra και οι αντίστοιχες συσχετίσεις.

3.1.6 Μέση μηνιαία διακύμανση των τιμών AOD μεταξύ μοντέλου Dream και του δορυφόρου Terra

Υπολογίστηκαν οι μέσες μηνιαίες τιμές του AOD στα 550nm και κατασκευάστηκαν τα παρακάτω διαγράμματα εποχικών κύκλων, στα οποία συγκρίνονται οι τιμές του δορυφόρου με τις αντίστοιχες του μοντέλου. Όπως και στα αποτελέσματα των PM₁₀, έτσι και εδώ παρατηρείται μέγιστο τον Απρίλιο.

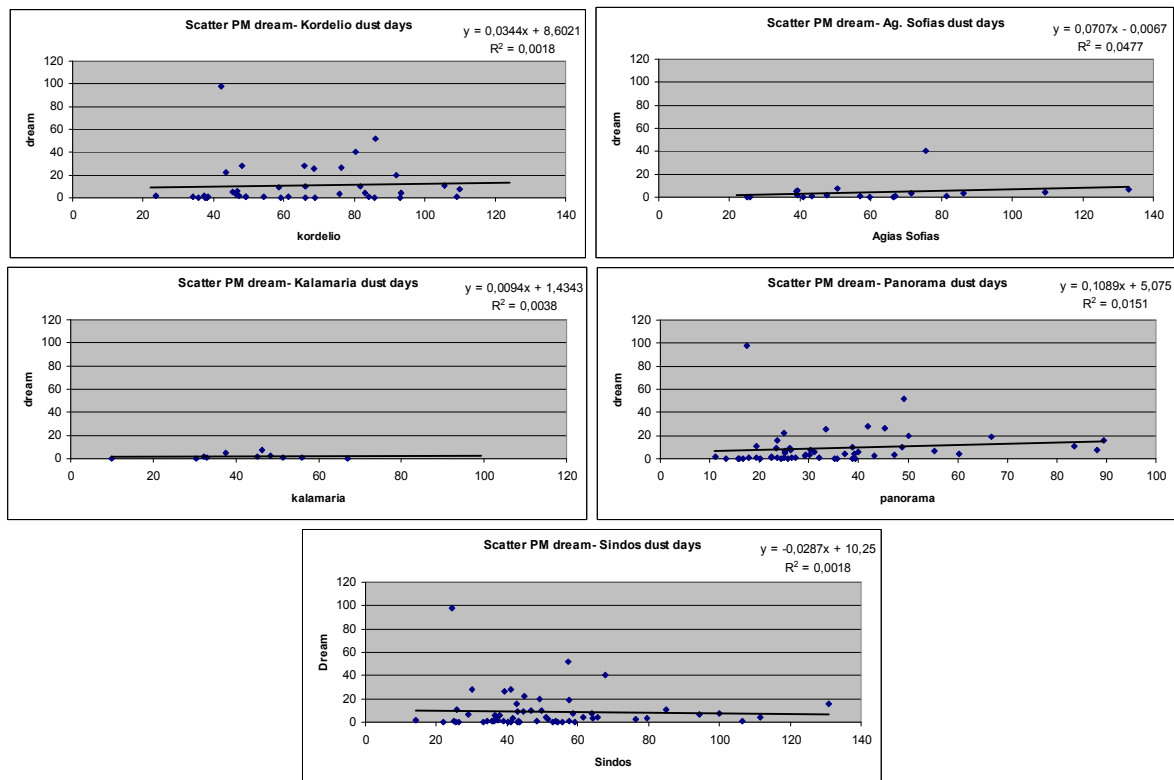


Σχήμα 3.5 Μέση μηνιαία διακύμανση των τιμών AOD στο μοντέλο Dream και το δορυφόρο Terra.

3.1.7 Συσχετίσεις μεταξύ των τιμών PM₁₀ του μοντέλου Dream και των σταθμών της Θεσσαλονίκης τις ημέρες μεταφοράς σκόνης

Στις δορυφορικές τιμές, υπολογίστηκε ο συντελεστής Angstrom και με τη θεώρηση ότι για τιμές αυτού μικρότερες από 0,7 έχω σωματίδια σκόνης, βρέθηκαν οι μέρες κατά τις οποίες υπήρξε μεταφορά σκόνης στη Θεσσαλονίκη. Επελέγη η πιο έντονη περίπτωση και με τη μεγαλύτερη διάρκεια, τα χαρακτηριστικά της οποίας αναλύονται σε επόμενη ενότητα.

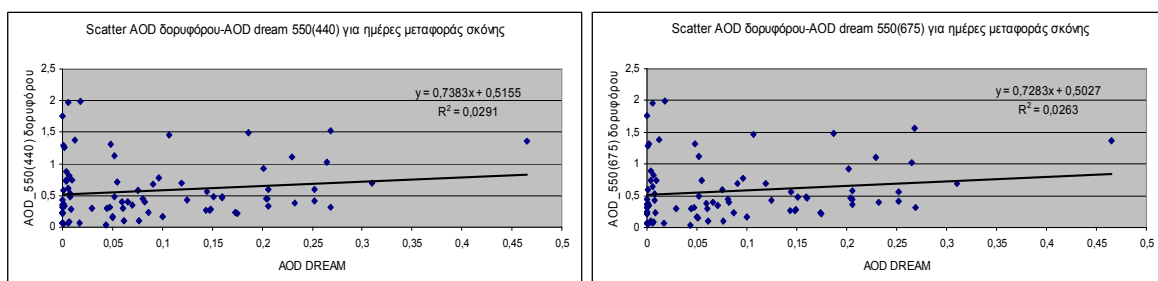
Παρακάτω παρουσιάζονται οι συσχετίσεις των συγκεντρώσεων, τις ημέρες επεισοδίων σκόνης στη Θεσσαλονίκη. Οι συσχετίσεις μεταξύ των μεγεθών είναι στατιστικά μη σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%.



Σχήμα 3.6 Συσχετίσεις των συγκεντρώσεων PM10 μεταξύ μοντέλου και σταθμών για τις ημέρες σκόνης.

3.1.8 Συσχετίσεις μεταξύ των τιμών AOD του μοντέλου Dream και του δορυφόρου Terra τις ημέρες μεταφοράς σκόνης

Παρακάτω παρουσιάζονται οι συσχετίσεις των τιμών AOD στα 550nm, τις ημέρες επεισοδίων σκόνης στη Θεσσαλονίκη. Οι συσχετίσεις μεταξύ των μεγεθών είναι στατιστικά μη σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%.



Σχήμα 3.7 Συσχετίσεις των τιμών AOD μεταξύ μοντέλου και δορυφόρου για τις ημέρες σκόνης.

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΣΚΟΝΗΣ - CASE STUDY

3.2 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα επεξεργασία βασίζεται σε συνοπτική, δυναμική και θερμοδυναμική μελέτη της μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα, πάνω από τον ελλαδικό χώρο αλλά και γενικότερα πάνω από την Κεντρική-Ανατολική Μεσόγειο και τη Βαλκανική Χερσόνησο που συνέβη τη χρονική περίοδο 7-15 Απριλίου, 2008. Το επεισόδιο αυτό, παρά το ότι χαρακτηρίστηκε ως ένα τυπικό εποχιακό παράδειγμα μεταφοράς σκόνης απευθείας από τη Σαχάρα, απέκτησε μεγάλο ενδιαφέρον εξαιτίας της έντασής του, όπου η σκόνη έφτασε μέχρι τη Νότια Ρωσία και την Ουκρανία, αλλά και της εμφάνισης νεφών με ασυνήθιστο πορτοκαλί-κίτρινο χρώμα σε ολόκληρο τον ελλαδικό χώρο.

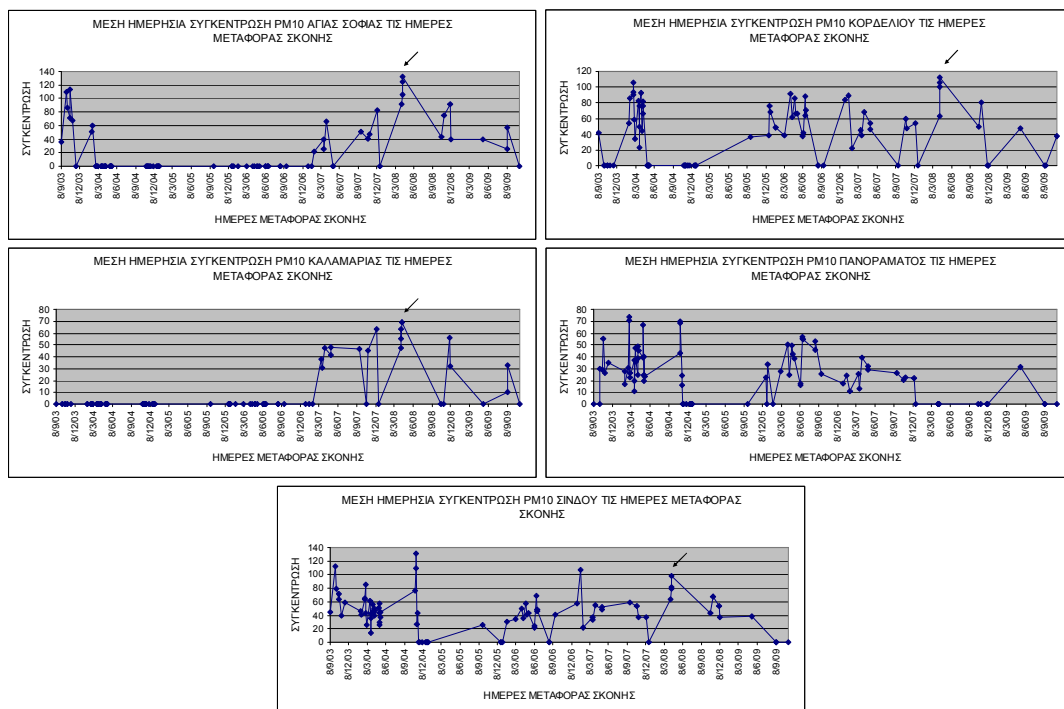
Ο στόχος της επεξεργασίας αυτής είναι να διαπιστωθούν τα αίτια δημιουργίας και ανάπτυξης του συγκεκριμένου επεισοδίου, τα αίτια μεταφοράς της σκόνης πάνω από τον ελλαδικό χώρο, η διάρκεια, η έντασή του, καθώς και η καθώς και οι λόγοι απομάκρυνσης ή διάλυσης του φαινομένου. Αρχικά με τη χρήση δορυφορικών εικόνων CALIPSO επαληθεύεται το υπό μελέτη επεισόδιο σκόνης, τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Στη συνέχεια, με τη βοήθεια ραδιοβολίσεων μελετάται η ατμόσφαιρα καθ' ύψος και τα χαρακτηριστικά του συστήματος στον ελλαδικό και αφρικανικό χώρο. Καταγράφονται οι νότιοι άνεμοι καθ' ύψος και μελετάται η ένταση της λασποβροχής που επιφέρει το φαινόμενο. Η ανάλυση συνεχίζεται με τη μελέτη των οπισθοδρομών τροχιών με τη βοήθεια του μοντέλου HYSPLIT και χαρτών συγκέντρωσης της σκόνης στις υπό μελέτη περιοχές. Η περιοχή της Αφρικής που καταφαίνεται πηγή προέλευσης της σκόνης στα γραφήματα των οπισθοτροχιών είναι η Μπεχάρ (Bechar) και επαληθεύεται με εκείνη που υποδεικνύουν οι συνοπτικοί χάρτες και οι χάρτες φορτίου σκόνης.

Για την ανάλυση που ακολουθεί, χρησιμοποιήθηκαν συνοπτικοί χάρτες επιφανείας στις 00:00UTC από τη Βρετανική Μετεωρολογική Υπηρεσία και τεφιγράμματα των πόλεων της Θεσσαλονίκης (40.31°N,22.58°E) και του Bechar, της Αλγερίας (31.37°N,2.13°W με 816m υψόμετρο) στη ΒΔ Αφρική στις 00:00UTC, 06:00UTC (αν υπήρχαν) και 12:00UTC από το University of Wyoming. Πιο συγκεκριμένα, οι συνοπτικοί χάρτες της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας και της θερμοκρασίας κατασκευάστηκαν μέσω του προγράμματος Grads. Οι μετεωρολογικές παράμετροι, που μελετώνται και περιγράφουν τη διαδρομή της μεταφερόμενης σκόνης προς τα Νότια Βαλκάνια, είναι: η βαρομετρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (hPa), το γεωδυναμικό ύψος (gpm), η θερμοκρασία (°C), η κατακόρυφη ταχύτητα w (Pa/sec), ο ζωνικός άνεμος u (ms^{-1}), ο μεσημβρινός άνεμος v (ms^{-1}), η μέση ημερήσια ένταση του ανέμου (ms^{-1}) και η σχετική υγρασία RH (%). Στη συνοπτική μελέτη ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στην ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας και στο γεωδυναμικό ύψος στα 500hpa καθώς οι παράμετροι αυτοί συνδέονται άμεσα με τη δημιουργία ατμοσφαιρικών διαταραχών, ενώ τα δεδομένα της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου (Pa/sec) στα 700hpa βοήθησαν στον

εντοπισμό της πηγής και των σημείων εναπόθεσης της σκόνης. Τα απεικονισμένα δεδομένα που συλλέχθηκαν για τη μελέτη της μεταφοράς της σκόνης, είναι δεδομένα “Re-analysis” και προέρχονται από το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικής Πρόβλεψης (National Centre Environmental Prediction, NCEP) με χρονική ευκρίνεια έξι (6) ωρών και με ανάλυση πλέγματος $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Τέλος βρίσκονται και στα εξής πέντε (5) επίπεδα καθ’ ύψος: 1000, 850, 700, 500 και 300hpa. Η περιοχή μελέτης ορίζεται από τους μεσημβρινούς των 20°W και 50°E και τους παράλληλους των 10°N και 50°N . Η συνοπτική μελέτη της μεταφοράς της σκόνης γίνεται τόσο χρονικά όσο και χωρικά (Θεσσαλονίκη και Bechar). Η χρονική μελέτη χωρίζεται σε δύο φάσεις. Η 1η φάση αφορά τη χρονική περίοδο από 7/4/2008 00:00UTC μέχρι και 9/4/2008 18:00UTC όταν το πρώτο κύμα μεταφοράς σκόνης έλαβε μέρος, ενώ η 2η φάση αφορά τη χρονική περίοδο από 10/4/2008 00:00UTC μέχρι και 15/4/2008 00:00UTC, όπου παρατηρήθηκαν και οι υψηλότερες συγκεντρώσεις σκόνης στην ατμόσφαιρα πάνω από τη Θεσσαλονίκη. Η θερμοδυναμική μελέτη χωρίζεται ανάλογα με τον τρόπο απόθεσης της σκόνης, δηλαδή την ξηρή ή υγρή απόθεσή της στην πόλη της Θεσσαλονίκης, ενώ η δυναμική μελέτη χωρίζεται με βάση τις οπισθόδρομες τροχιές που φτάνουν στη Θεσσαλονίκη. Στους χάρτες συγκέντρωσης της σκόνης και απόθεσής της (μοντέλο Dream-Barcelona Center), όσοι από αυτούς είναι προγνωστικοί είναι διότι δεν υπάρχουν αναλύσεις τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή.

3.2.1 ΕΠΙΛΟΓΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΣΚΟΝΗΣ

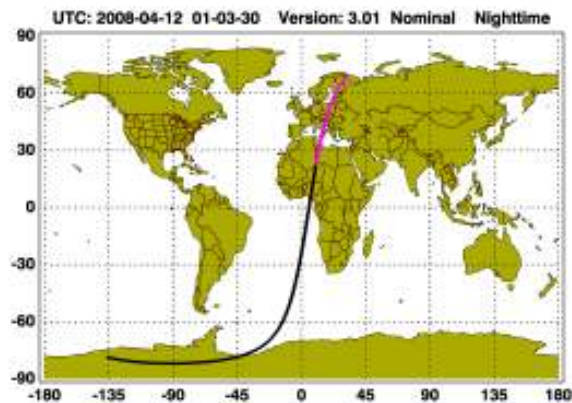
Χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα του εκθέτη Angstrom και γνωρίζοντας πως για τιμές του μικρότερες από 0.7 πρόκειται για σωματίδια ερημικής προέλευσης, επιλέγεται επεισόδιο αερομεταφερόμενης σκόνης προς τη Θεσσαλονίκη, η μελέτη του οποίου έχει σκοπό τη διερεύνηση των αιτίων δημιουργίας του φαινομένου, μεταφοράς των σωματιδίων σκόνης και διάλυσής του στη Θεσσαλονίκη. Παρακάτω παρουσιάζονται τα αντίστοιχα διαγράμματα, όπου στον κατακόρυφο άξονα αντιστοιχεί η μέση ημερήσια συγκέντρωση PM_{10} του κάθε σταθμού, για τις ημέρες επεισοδίων σκόνης στην πόλη. Με βέλος δείχνεται το επεισόδιο που τελικά επελέγη για μελέτη, και στο οποίο οι συγκεντρώσεις παρουσιάζουν μέγιστες τιμές, ενώ η διάρκειά του είναι σχετικά μεγάλη.



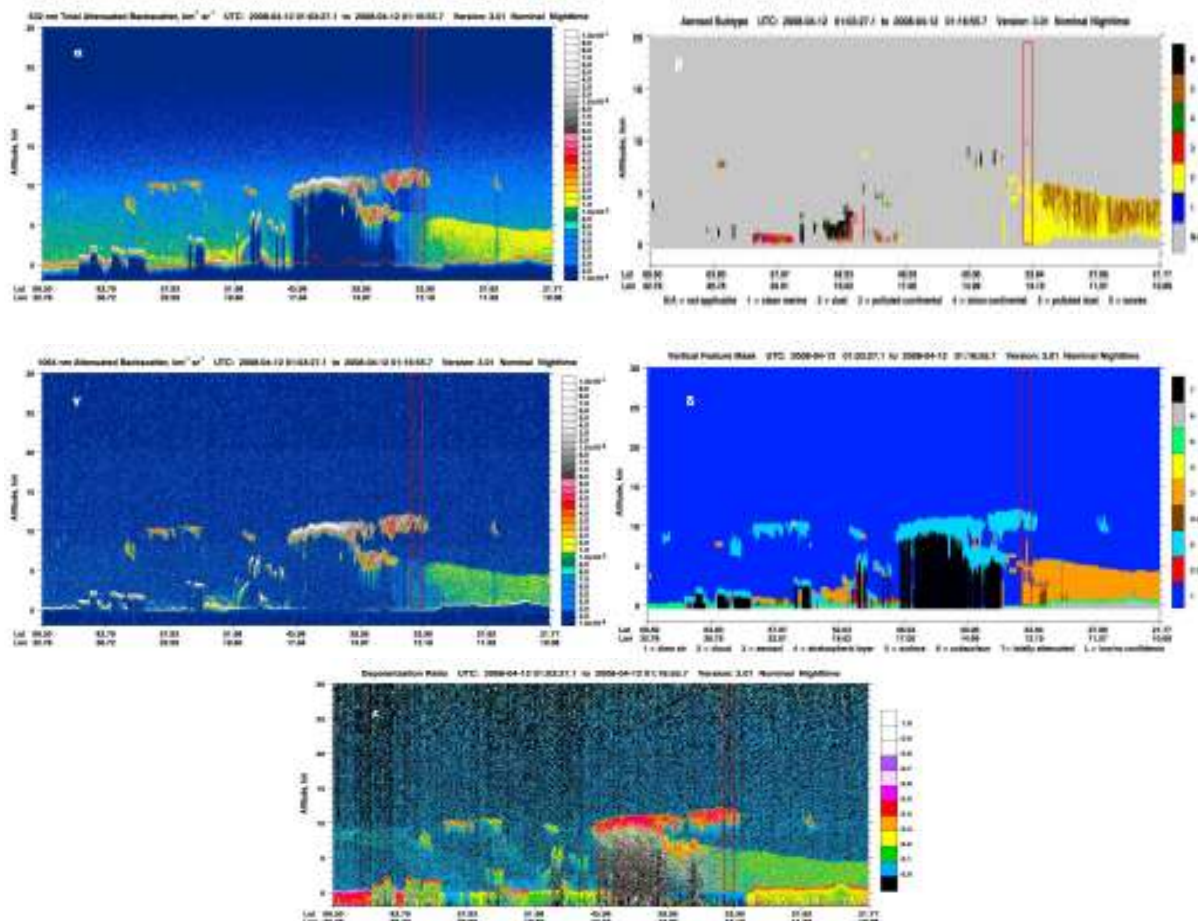
Σχήμα 3.8 Χρονοσειρές μέσων ημερήσιων συγκεντρώσεων PM10 για τους σταθμούς, τις ημέρες μεταφοράς σκόνης.

3.3 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΕΙΚΟΝΕΣ CALIPSO

Στο σχήμα (ii) απεικονίζεται η περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα το βράδυ της 12ης Απριλίου 2008 όπως παρατηρήθηκε από το CALIPSO. Οι εικόνες α) και γ) είναι βασισμένες στο συντελεστή εξασθενημένης οπισθοσκέδασης για τα 532nm και 1064nm αντίστοιχα. Με το κόκκινο πλαίσιο φαίνεται η περιοχή που αφορά νοτίως της Σικελίας στη Μεσόγειο Θάλασσα. Από την εικόνα α) και γ) παρατηρείται μία στρωμάτωση υψηλών σύννεφων στα 10km και μεταξύ 37°N και 34°N ως αποτέλεσμα του ψυχρού μετώπου πάνω από την Κεντρική Ιταλία. Κάτω από αυτή τη στρωμάτωση και μεταξύ των 3 και 6km υπάρχει μία στρωμάτωση σκόνης, η οποία αποδεικνύεται από τα διαγράμματα β) και δ) όπου παρατηρούνται αιωρούμενα σωματίδια τύπου σκόνης, με υψηλό συντελεστή εξασθενημένης οπισθοσκέδασης ($1-1,5 \cdot 10^{-3} \text{Km}^{-1} \text{sr}^{-1}$). Η περιοχή στρωμάτωσης δεν είναι ευδιάκριτη λόγω της παρουσίας νεφώσεων στα ανώτερα επίπεδα. Στην εικόνα ε) ο λόγος αποπόλωσης (depolarization ratio) παίρνει τιμές μεταξύ 20% και 40% όταν η τυπική τιμή του για τη σκόνη είναι 31% (Teschke et al., 2008). Αντίστοιχα στο σχήμα (i) απεικονίζεται η τροχιά του δορυφορικού συστήματος CALIPSO.

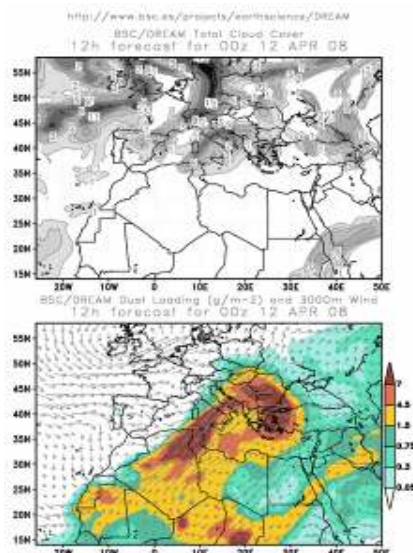


Σχήμα i: Τροχιά του δορυφόρου CALISPO στις 12/4/2008.



Σχήμα ii: Φαίνονται οι εκτεταμένες περιοχές από τις οποίες λαμβάνεται οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία στα α) και γ). Συντελεστής ολικής εξασθενημένης οπισθοσκέδασης (total attenuated backscatter) για τα 532nm (α) και 1064nm (γ) στις 12 Απριλίου 2008 για τη χρονική περίοδο μεταξύ 01:03 και 01:16UTC. Στη β) και δ) παριστάνονται οι τύποι των αιωρούμενων σωματιδίων. Στην ε) απεικονίζεται ο λόγος αποπόλωσης.

Για την επιβεβαίωση της στρωματοποίησης που πραγματοποιήθηκε τη δεδομένη χρονική στιγμή στις 12/4/2008 χρησιμοποιήθηκαν προγνωστικοί αναλυτικοί χάρτες της επιφανειακής πυκνότητας σωματιδιακού φόρτου (Εικόνα iii) που αφορούν τη σκόνη που μεταφέρθηκε από την έρημο Σαχάρα, σύμφωνα με το μοντέλο DREAM.



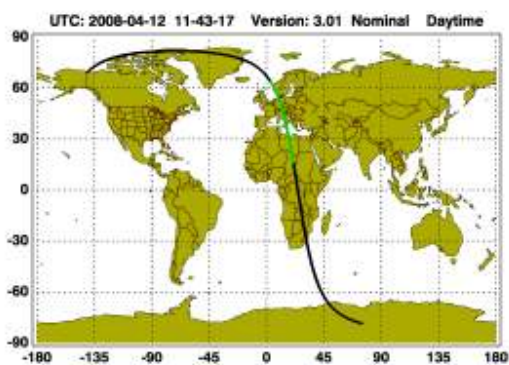
Σχήμα iii: Επιφανειακή πυκνότητα σωματιδιακού φόρτου λόγω μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα, σύμφωνα με το μοντέλο DREAM, στις 00:00UTC 12 Απριλίου 2008.

Οι ισχυρές καθοδικές κινήσεις που εμφανίζονται στα 300hpa λόγω της κυκλοφορίας που δημιουργεί ο κλάδος του δακτυλίου του Hadley πάνω από το γ.π. των 33°N οδήγησαν την αέρια μάζα από τα 9000m στα 4000m μέσα σε 84 ώρες (12:00UTC 7/4/2008 μέχρι 00:00UTC 11/4/2008). Χρησιμοποιώντας την εξίσωση του Νόμου του Stokes που δίνει την ταχύτητα πτώσης ενός σφαιρικού σωματιδίου λόγω βαρύτητας:

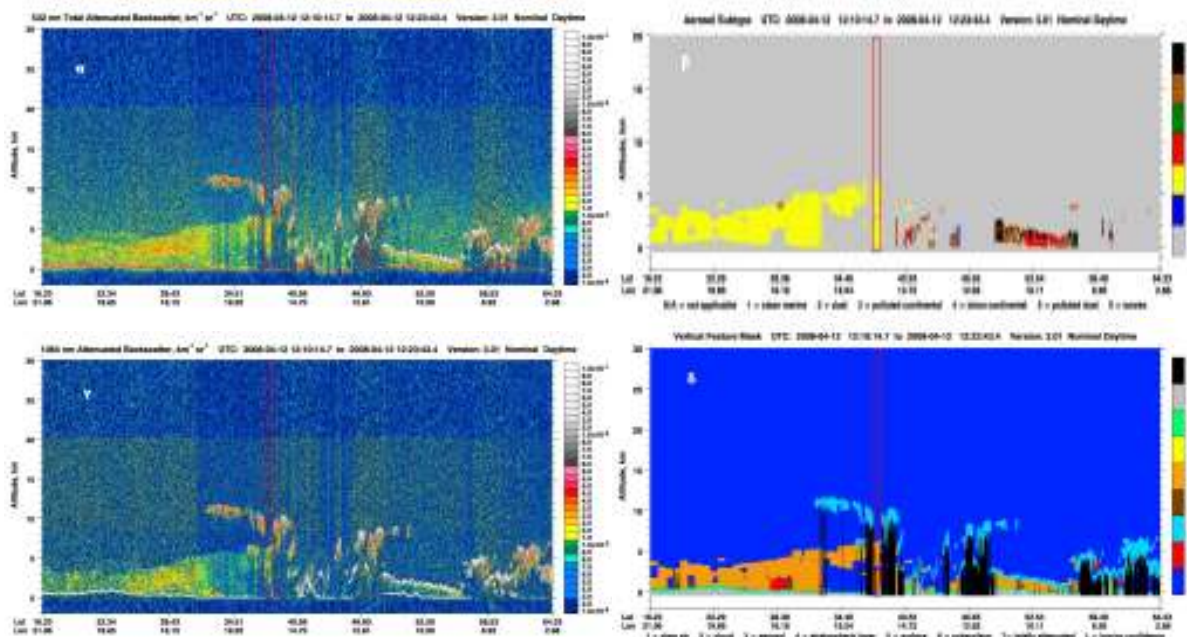
$$V_{TS} = \frac{gD^2 \rho_{part}}{18\mu}$$

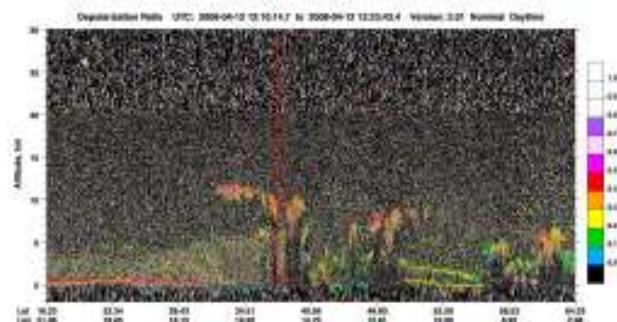
και λαμβάνοντας ένα σωματίο ακτίνας π.χ. 10^{-6}m και πυκνότητας 2650kgm^{-3} , βρίσκουμε την ταχύτητα καθίζησης ίση με $0,8 \cdot 10^{-4}\text{ms}^{-1}$, για τιμές $g=9,81\text{ms}^{-2}$ και $\mu=1,733 \cdot 10^{-5}\text{m}^2\text{s}^{-1}$. Απουσία ανέμου και χωρίς αρχική ταχύτητα το σωματίο σκόνης θα έπρεπε μετά από 17361 ώρες να έχει διανύσει 5000m. Όμως, το σύννεφο σκόνης κινούμενο σε αντικυκλωνική τροχιά εισέρχεται σε ισχυρό καθοδικό ατμοσφαιρικό πεδίο κινήσεων το οποίο μαζί με τη βαρυτική δύναμη αυξάνουν την πτωτική του ταχύτητα στα 0,025m/s ή 0.25Pa/s δικαιολογώντας το χρονικό διάστημα των 84 ωρών που χρειάζεται το σωματίο να κατέλθει από τα 9000m στα 4000m.

Η αέρια μάζα που φτάνει στα 1400m πάνω από τη Θεσσαλονίκη στις 12:00UTC 13/4/2008 (Σχήμα trajectories 12:00UTC 13/4/2008) βρίσκεται 24ώρες πριν στην Καλαβρία της Νότιας Ιταλίας σε ύψος 1800m. Στο σχήμα ν) απεικονίζεται η περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα το μεσημέρι της 12ης Απριλίου 2008 όπως παρατηρήθηκε από το CALIPSO. Οι εικόνες α) και γ) είναι βασισμένες στο συντελεστή εξασθενημένης οπισθοσκέδασης για τα 532nm και 1064nm αντίστοιχα. Με το κόκκινο πλαίσιο φαίνεται η περιοχή που αφορά την Καλαβρία της Νότιας Ιταλίας η οποία είναι καθαρή από σύννεφα και επομένως να πρόκειται σε κοίλα επιφάνεια του βαρυτικού κύματος. Από τις εικόνες α) και γ) παρατηρείται μία στρωμάτωση μεταξύ 2km και 6km με υψηλό συντελεστή εξασθενημένης οπισθοσκέδασης ($3-3,5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) και με χρήση των διαγραμμάτων β) και δ) αποδεικνύεται ότι αυτό το στρώμα μεταξύ 2-6km περιέχει σωματίδια σκόνης. Στην εικόνα ε) ο λόγος αποπόλωσης (depolarization ratio) παίρνει τιμές μεταξύ 0,2 και 0,3 όταν η τυπική τιμή του για τη σκόνη είναι 0,31 (Teschke et al., 2008). Αντίστοιχα στο σχήμα (iv) απεικονίζεται η τροχιά του δορυφορικού συστήματος CALIPSO.



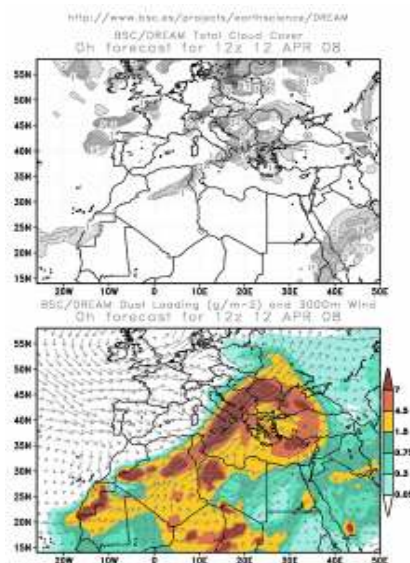
Σχήμα iv: Τροχιά του δορυφόρου CALIPSO στις 12/4/2008.





Σχήμα ν: Φαίνονται οι εκτεταμένες περιοχές από τις οποίες λαμβάνεται οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία στα α) και γ). Συντελεστής ολικής εξασθενημένης οπισθοσκέδασης (total attenuated backscatter) για τα 532nm (α) και 1064nm (γ) στις 12 Απριλίου 2008 για τη χρονική περίοδο μεταξύ 01:03 και 01:16UTC. Στη β) και δ) παριστάνονται οι τύποι των αιωρούμενων σωματιδίων. Στην ε) απεικονίζεται ο λόγος αποπόλωσης.

Για την επιβεβαίωση της στρωματοποίησης που πραγματοποιήθηκε τη δεδομένη χρονική στιγμή στις 12/4/2008 χρησιμοποιήθηκαν προγνωστικοί αναλυτικοί χάρτες της επιφανειακής πυκνότητας σωματιδιακού φόρτου (Σχήμα νι) που αφορούν τη σκόνη που μεταφέρθηκε από την έρημο Σαχάρα, σύμφωνα με το μοντέλο DREAM.

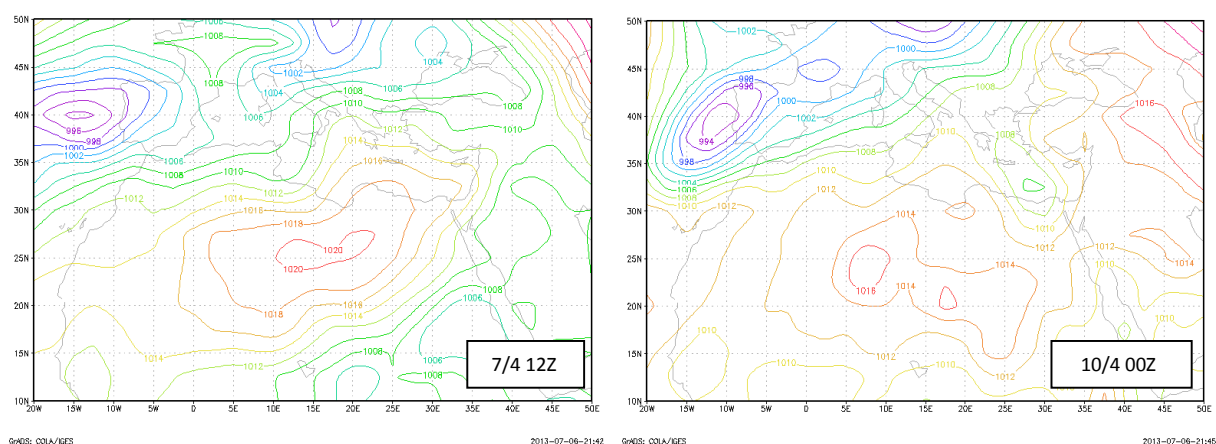


Σχήμα νι: Επιφανειακή πυκνότητα σωματιδιακού φόρτου λόγω μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα, σύμφωνα με το μοντέλο DREAM, στις 12:00UTC 12 Απριλίου 2008.

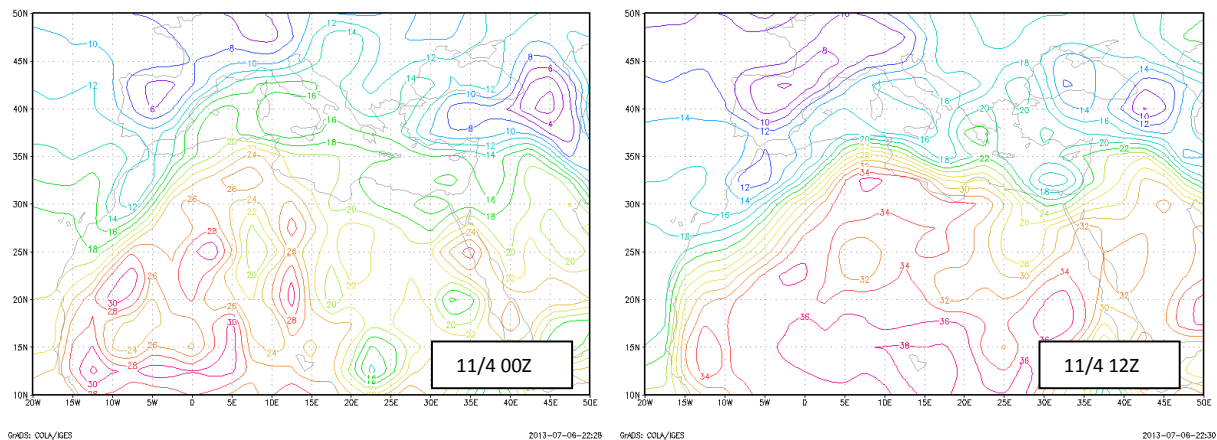
3.4 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ

Η συνοπτική μελέτη περιλαμβάνει την ανάλυση των χαρτών του γεωδυναμικού ύψους, της θερμοκρασίας και της κατακόρυφης ταχύτητας στις στάθμες μεταξύ 1000hpa και 300hpa για τη χρονική περίοδο μεταξύ 7/4/2008 και 16/4/2008 ανά 12 ώρες.

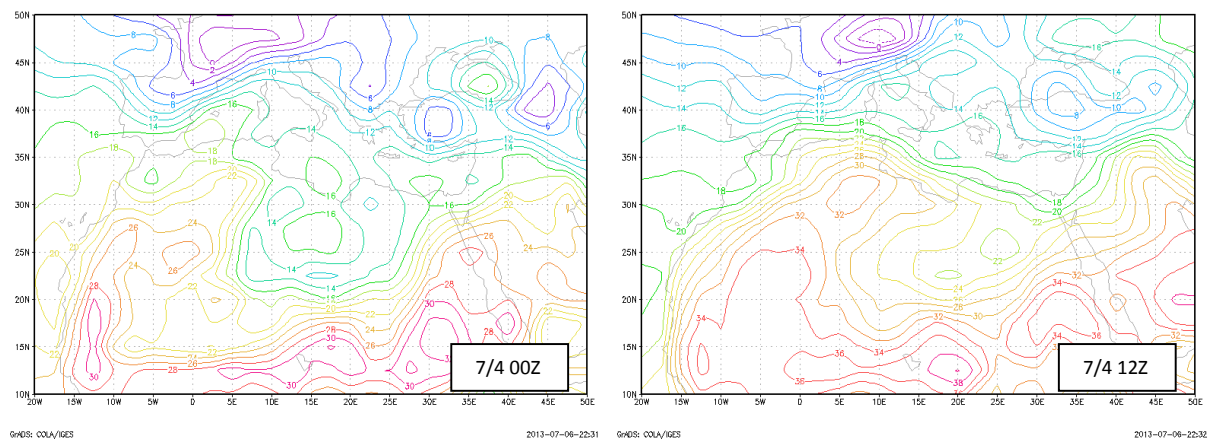
Τα υψηλά ποσά υγρασίας στην Ελλάδα, η επικράτηση ισχυρού ΝΔ ρεύματος σε όλα τα τροποσφαιρικά επίπεδα στο Bechar της ΒΔ Αλγερίας και η έντονη βαροκλινικότητα κοντά στην επιφάνεια πριν την εκδήλωση κυκλογένεσης είναι τα κύρια χαρακτηριστικά του φαινομένου της μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα. Η βαροκλινικότητα μεγιστοποιείται εξαιτίας της ψυχρής μεταφοράς αερίων μαζών προς τα νότια κοντά στη ΒΔ Αφρική και τη συναντησή τους με τις υπάρχουσες θερμές αέριες μάζες της περιοχής (Σχήμα 3.1). Επίσης, παρατηρείται έντονη βαροκλινικότητα κοντά στις ακτές της Ανατολικής Μεσογείου εξαιτίας της θερμικής ασυνέχειας μεταξύ της σχετικά θερμότερης ξηράς και της ψυχρής θάλασσας κατά τους μεταβατικούς μήνες (Μάρτιο-Απρίλιο-Μάιο) (Σχήμα 3.1). Η διαφοροποίηση του πεδίου της θερμοκρασίας από μέρα σε νύχτα οφείλεται στην έντονη θερμική επίδραση της ξηράς κατά τη διάρκεια της μέρας, καθώς η διαφορά της θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας αυξάνει, σε σχέση με τη νύχτα, κατά τους μήνες της άνοιξης. Αυτό επαληθεύεται από τη χαρακτηριστική μεταβολή της οριζόντιας θερμοβαθμίδας μεταξύ Βόρειας Αφρικής και Νότιας Κρήτης (~300km) κατά τη διάρκεια ενός 24ώρου: 1°C/300km στις 11/00Z, 8°C/300km στις 11/12Z (Σχήμα 3.2), 0°C/300km στις 7/00Z και 5°C/300km στις 7/12Z (Σχήμα 3.3).



Σχήμα 3.1 Πίεση στη Μ.Σ.Θ. σε hPa, 7/4/2008 12UTC και 10/4/2008 00UTC
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

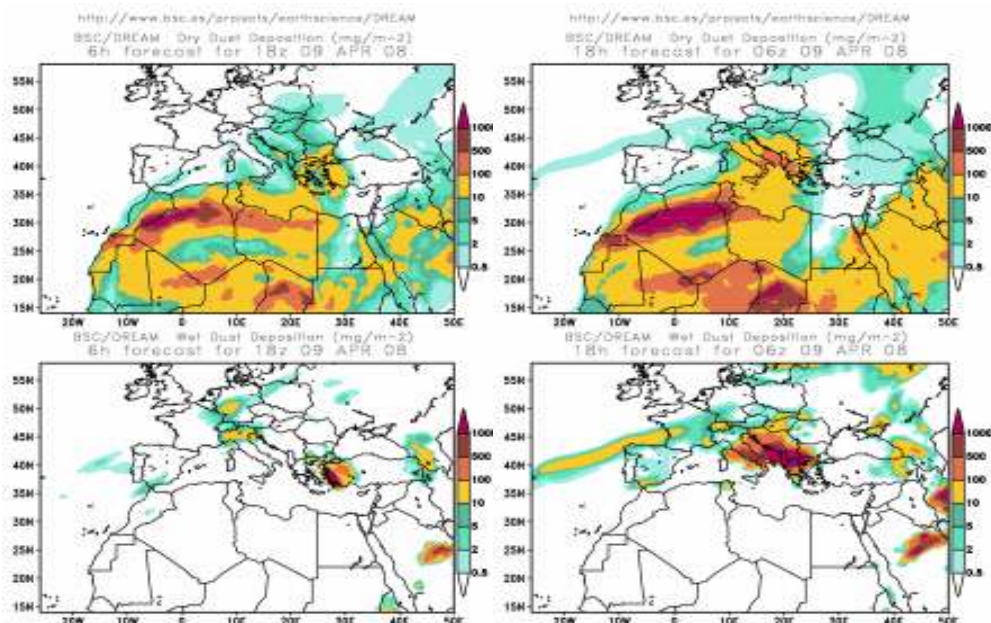


Σχήμα 3.2 Θερμοκρασία επιφανείας σε °C, 11/4/2008 00Z και 11/4/2008 12Z
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

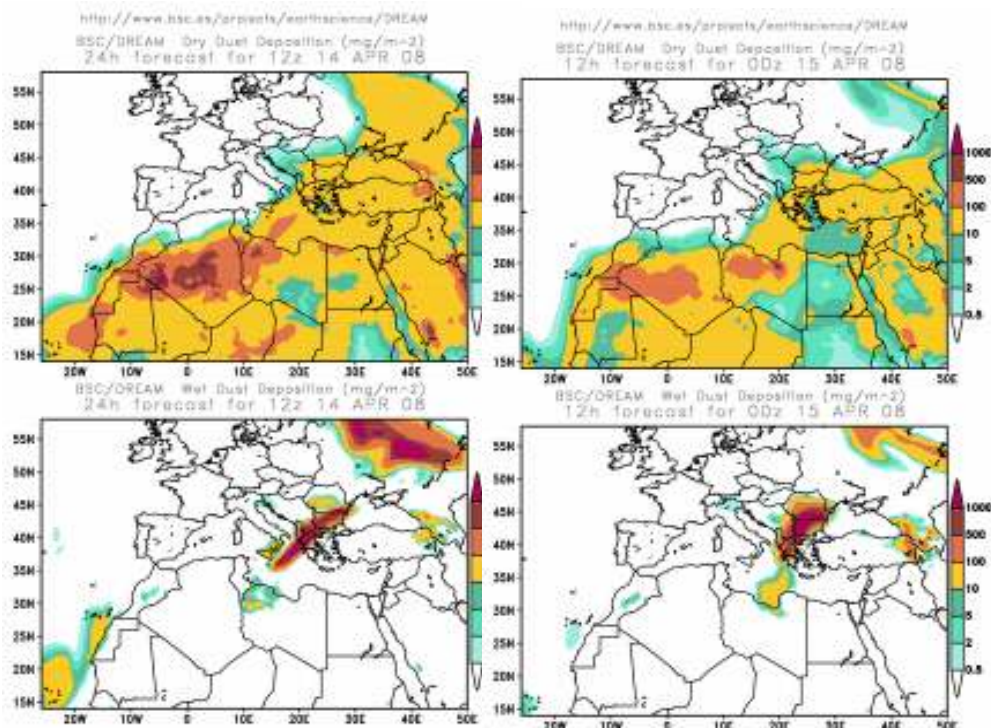


Σχήμα 3.3 Θερμοκρασία επιφανείας σε °C, 7/4/2008 00Z και 7/4/2008 12Z
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

Στη Θεσσαλονίκη (40.31°N,22.58°E), επεισόδια ασθενούς έντασης λασποβροχής έλαβαν μέρος μεταξύ 02:00π.μ. και 06:00π.μ. και αργότερα στις 03:00μ.μ. Στις 9 Απριλίου 2008 καθώς επίσης μεταξύ 08:30π.μ.-10:30π.μ. και αργότερα στις 06:30μ.μ. στις 14 Απριλίου 2008. Το πρώτο επεισόδιο άφησε συνολικό ημερήσιο νετό 1.2mm και το δεύτερο 2.4mm. Αργά το βράδυ (11:30 μ.μ.) της 14ης Απριλίου 2008, οι καταιγίδες που έπληξαν την πόλη της Θεσσαλονίκης άφησαν άλλα 17.8mm νετού μέχρι τις 03:00 π.μ. της 15ης Απριλίου. Όλες τις προηγούμενες επτά ημέρες (7/4-14/4 του 2008) η θόλωση στην ατμόσφαιρα που επικρατούσε πάνω από την πόλη ήταν αποτέλεσμα μεταφοράς σκόνης από τη Δυτική Σαχάρα (Σχήμα 3.4 και Σχήμα 3.5).



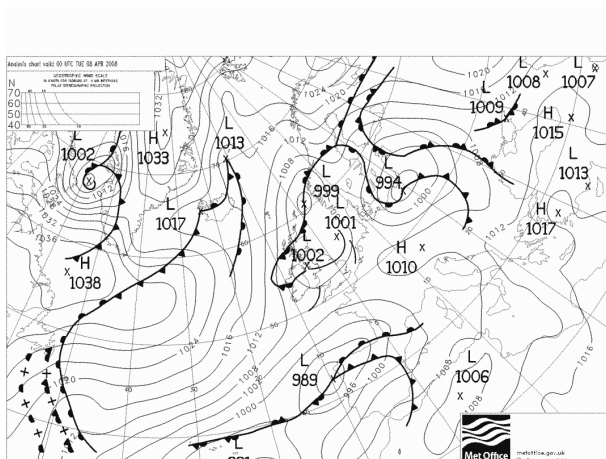
Σχήμα 3.4 Ξηρή απόθεση σκόνης, 18h forecast για τις 06:00UTC 9/4/2008 και 6h forecast για τις 18:00UTC 9/4/2008 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



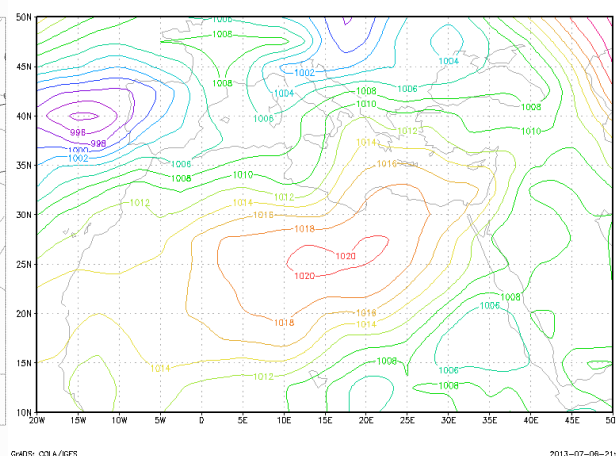
Σχήμα 3.5 Υγρή απόθεση σκόνης, 24h forecast 12:00UTC 14/4/2008 και 12h forecast 00:00UTC 15/4/2008 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

3.4.1 Πρώτο στάδιο

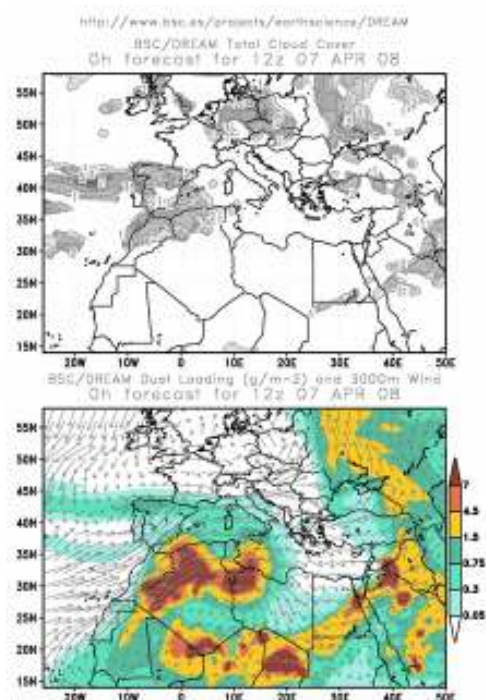
Η πρώτη φάση αρχίζει στις 00:00UTC 7 Απριλίου και τελειώνει στις 18:00UTC 9 Απριλίου. Οι υψηλές πιέσεις στο Β. Ατλαντικό (1038mb) αναγκάζουν τις ψυχρές αέριες μάζες να κατέβουν σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Η συνάντησή τους με τις ήδη υπάρχουσες θερμές αέριες μάζες της περιοχής θα βοηθήσουν μετέπειτα στη δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού με κέντρο 43°N-10°W και πίεση 989mb λίγο έξω από τις ΒΔ ακτές της Πορτογαλίας στον Ατλαντικό Ωκεανό στις 00:00UTC 8/4/2008 (Σχήμα 3.6). Το χαμηλό αυτό σε συνδυασμό με τις υψηλές πιέσεις (1020mb) σε γ.π. 25°N (υποτροπική περιοχή) που καλύπτουν την έρημο της Σαχάρας και οι οποίες μέσα στην ημέρα κινούνται προς το νοτιανατολικό άκρο της Μεσογείου βρίσκονται σε έντονη βαροκλινικότητα κοντά στην επιφάνεια πάνω από τη ΒΔ Αλγερία και πολύ θυελλώδεις νοτιοδυτικούς ανέμους στο Bechar (Σχήμα 3.7). Η έντασή τους φτάνει τη δύναμη των 9 Μποφόρ με ριπαίους στα 11 στην επιφάνεια του εδάφους δημιουργώντας συνθήκες αμμοθύελλας. Το σύννεφο σκόνης καλύπτει ολόκληρη τη Β-ΒΔ Αλγερία, τη Νότια Τυνησία και τη ΒΔ Λιβύη (Σχήμα 3.8).



Σχήμα 3.6 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 8/4/2008 (www.wetterzentrale.de)



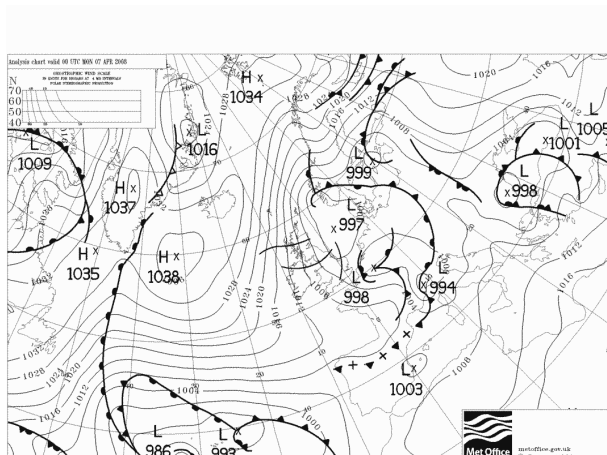
Σχήμα 3.7 Πίεση στη Μ.Σ.Θ. σε hPa, 7/4/2008 12UTC
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



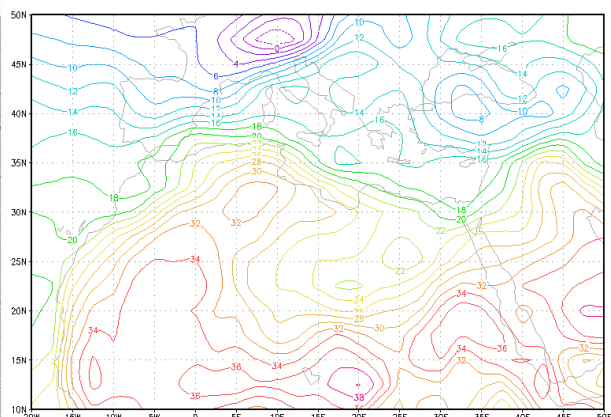
Σχήμα 3.8 Νεφοκάλυψη και Φορτίο σκόνης (dust load), 0h forecast 12:00UTC 7/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Επίσης, η πίεση στην περιοχή του Bechar σημειώνει πτώση με μέγιστο ρυθμό τα 5mb ανά 4 ώρες (METAR Αεροδρομίου). Στο νοτιανατολικό κομμάτι της Ευρώπης ό,τι απέμεινε από μια διαταραχή που πέρασε τις προηγούμενες ημέρες από την Ελλάδα, επηρεάζουν όλο το Ανατολικό Αιγαίο (Σχήμα 3.9).

Το χαμηλό αυτό, με κέντρο 43°N-28°E και πίεση 998mb βρίσκεται πάνω από την ανατολική ακτή της Ρουμανίας. Στη Θεσσαλονίκη η θερμοκρασία φτάνει τους 15°C ενώ στο Bechar τους 20°C στα 1000hpa (Σχήμα 3.10). Επίσης παρατηρείται έντονη οριζόντια θερμοβαθμίδα πάνω από τις Βαλεαρίδες νήσους και τον κόλπο του Λέοντα στη Γαλλία εξαιτίας της εκδήλωσης κυκλογένεσης πάνω από την περιοχή (Σχήμα 3.10).

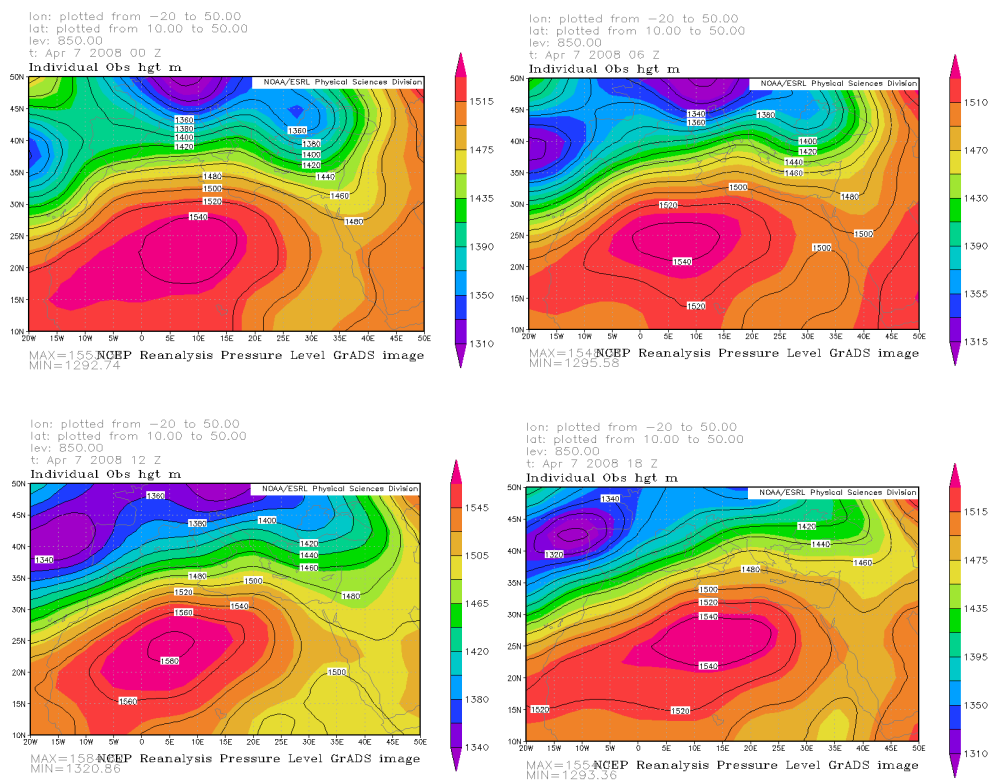


Σχήμα 3.9 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας,
00:00UTC 7/4/2008 (www.wetterzentrale.de)

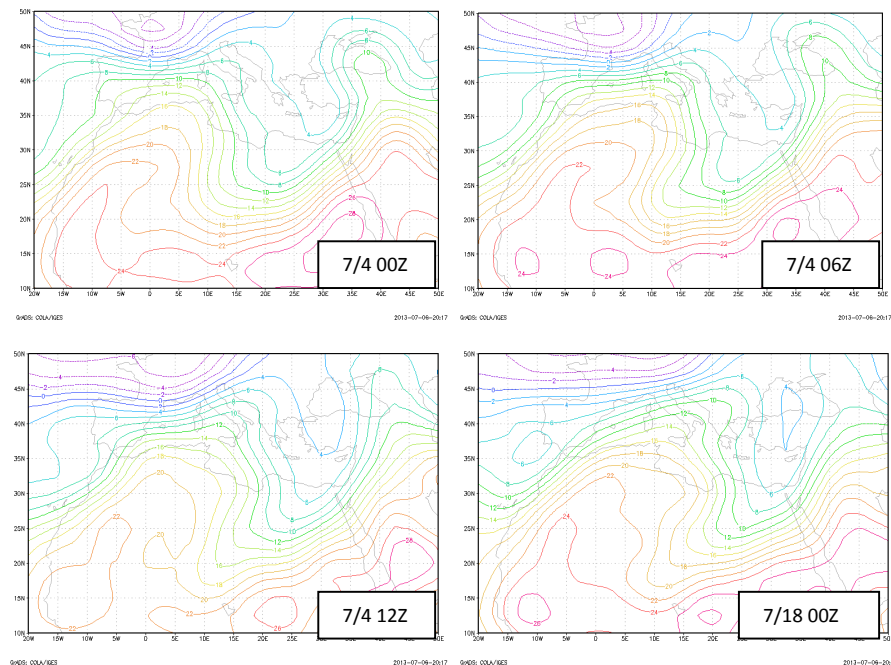


Σχήμα 3.10 Θερμοκρασία επιφανείας σε °C, 7/4/2008
12Z . Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

Στη στάθμη των 850hpa οι ισοϋψείς καμπύλες πάνω από την Ελλάδα έχουν ΒΔ ροή δημιουργώντας ράχη (ridge) πάνω από την Κεντρική Μεσόγειο και αυλώνα (trough) πάνω από τη Μαύρη Θάλασσα. Ευδιάκριτος επίσης είναι και ο αυλώνας με κέντρο 38N στα ανοιχτά των Πορτογαλικών ακτών ο οποίος προκαλεί έξαρση ισόθερμων πάνω από τη ΒΔ Αφρική. Στη ΒΔ Αλγερία οι ισοϋψείς καμπύλες σχηματίζουν ράχη υψηλών πιέσεων με ΔΝΔ ροή. Το γεωδυναμικό ύψος πάνω από τη Βορειοανατολική Ελλάδα είναι περίπου 1380gpm, 1400gpm στη Βόρεια Ελλάδα, 1420gpm στην Κεντρική και 1440gpm στην Κρήτη ενώ στη ΒΔ Αλγερία είναι 1510gpm. Η θερμοκρασία πάνω από τον ηπειρωτικό κορμό της Ελλάδας αγγίζει τους 4°C και τους 19°C στη ΒΔ Αλγερία. Αυτή η θερμή αέρια μάζα στη ΒΔ Αφρική πρόκειται να επηρεάσει την Κεντρική Μεσόγειο και την Ελλάδα τις επόμενες ημέρες. Η έντονη οριζόντια θερμοβαθμίδα πάνω από τις Βαlearίδες νήσους και τον κόλπο του Λέοντα στη Γαλλία εμφανίζεται και σε αυτό το ύψος. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 850hpa κατά τη διάρκεια της 7ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.11, 3.12).

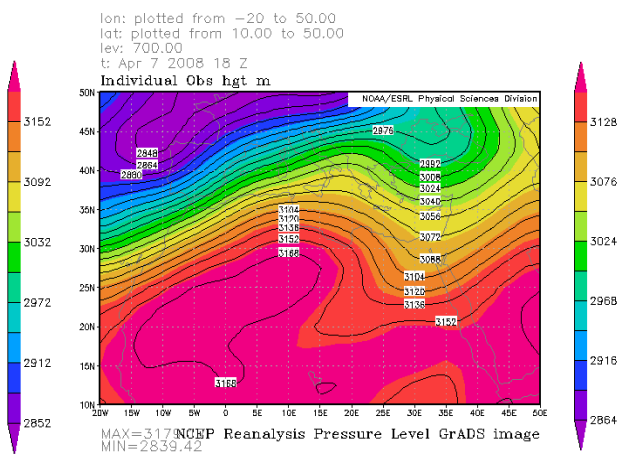
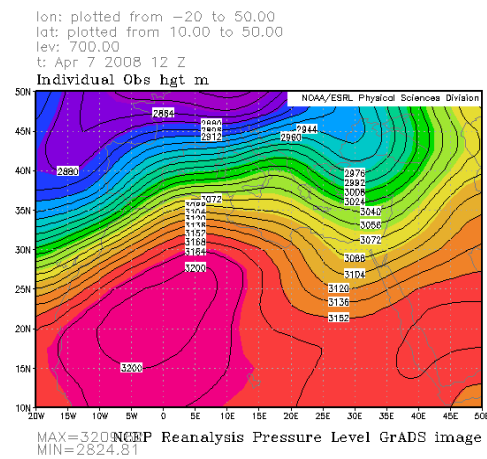
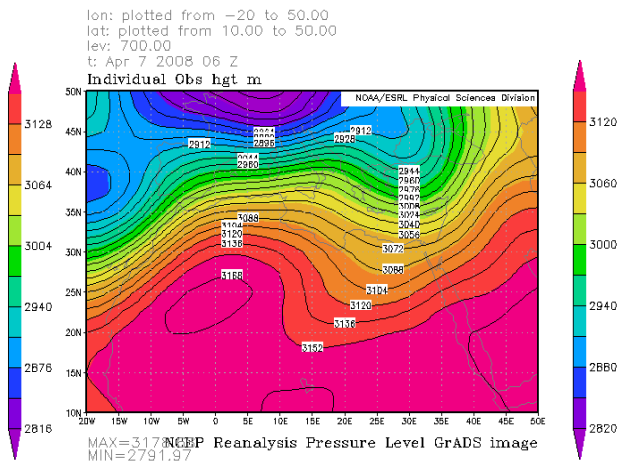
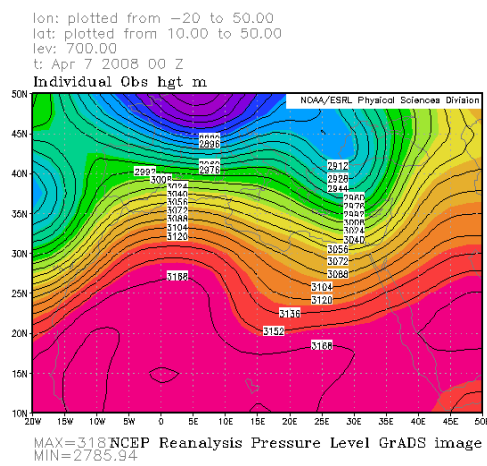


Σχήμα 3.11 Γεωδυναμικά ύψη, στα 850hpa μεταξύ 00:00UTC ΚΑΙ 18:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

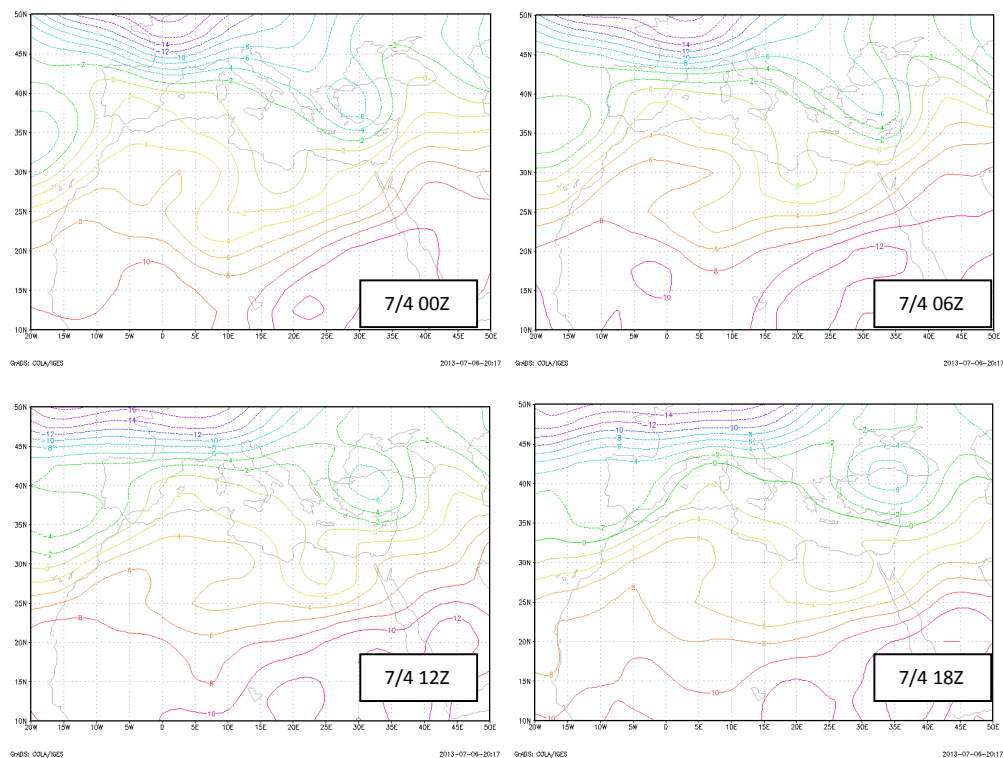


Σχήμα 3.12 Θερμοκρασία σε °C, στα 850hpa μεταξύ 00:00UTC ΚΑΙ 18:00UTC 7/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

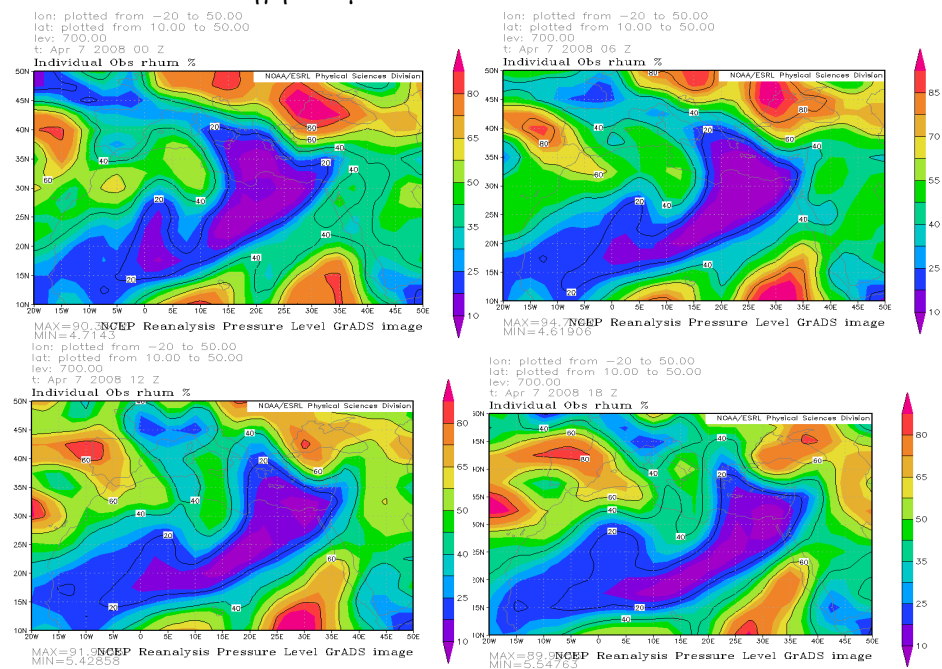
Στη στάθμη των 700hpa οι ισοϋψείς καμπύλες όπως και στα 850hpa πάνω από την Ελλάδα εμφανίζουν ΒΔ ροή ως αποτέλεσμα ενός αυλώνα με κέντρο τα δυτικά παράλια της Τουρκίας. Μέσα στον αυλώνα σχηματίζεται μία κλειστή ισόθερμη καμπύλη των -6°C η οποία εκτείνεται από τον Έβρο έως τα νοτιοδυτικά της Τουρκίας. Χαρακτηριστικό του αυλώνα αυτού, στις 00:00UTC 7/4/2008, είναι τα υψηλά ποσά υγρασίας, πάνω από τη Βόρεια Τουρκία, στα δεξιά του αξονά του ($<80\%$) ενώ στα αριστερά του, πάνω από τον Ελλαδικό χώρο, οι τιμές της σχετικής υγρασίας είναι εντυπωσιακά μικρότερες ($>20\%$). Την ίδια χρονική στιγμή οι θερμότερες υγρές αέριες μάζες ανυψώνονται στις περιοχές δεξιά του άξονα του αυλώνα ($\omega < -0,1\text{Pa/s}$) ενώ στην Ελλάδα και αριστερά του άξονά του επικρατούν καθοδικές και σχετικά ξηρότερες συνθήκες ($\omega > 0,1\text{Pa/s}$). Στη ΒΔ Αλγερία η ροή είναι ΝΔ και είναι εμφανής η ράχη που εκτείνεται βόρεια ως τα νότια παράλια της Ισπανίας. Το γεωδυναμικό ύψος πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα είναι περίπου 2925gpm, μέχρι 3000gpm στη Νότια Ελλάδα. Στη ΒΔ Αλγερία φτάνει μέχρι και τα 3150gpm. Δυτικά της Πορτογαλίας και πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό, σε γεωγραφικό πλάτος μεταξύ 45°N και 30°N σχηματίζεται ένας βαρομετρικός αυλώνας. Η θερμοκρασία κυμαίνεται από -6°C στη Βόρεια Ελλάδα και -3°C στη Νότια Ελλάδα ενώ σε ολόκληρη τη ΒΔ Αλγερία επικρατεί θερμοκρασία της τάξης των 4°C . Υγρές και θερμές αέριες μάζες καλύπτουν ολόκληρη την Ιβηρική χερσόνησο. Τα ποσά σχετικής υγρασίας φτάνουν τις τιμές των 60% στα δυτικά της Ισπανίας ενώ ανατολικότερα ξεπερνούν τα 80% στις 00:00UTC 7/4/2008. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους, της θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας και της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου στη στάθμη των 700hpa κατά τη διάρκεια της 7ης Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.13 έως 3.16).



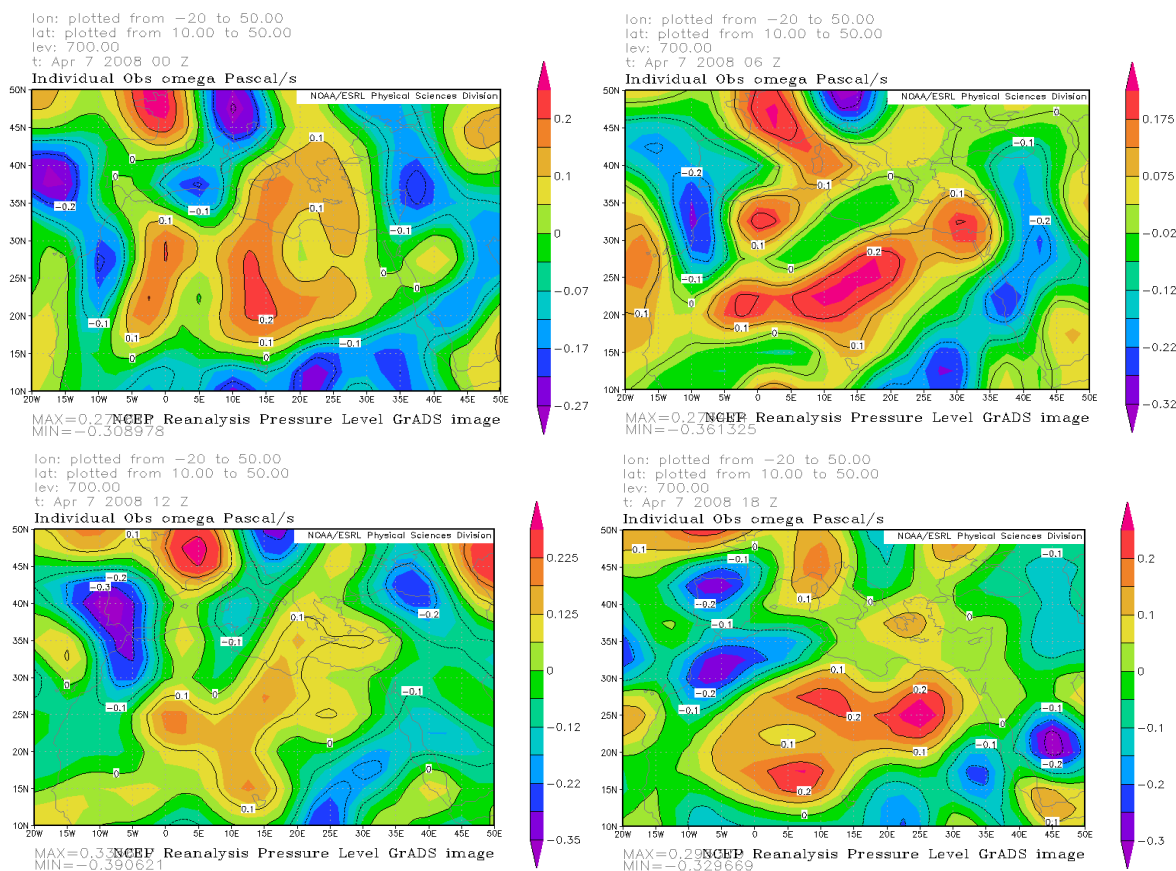
Σχήμα 3.13 Γεωδυναμικά ύψη, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.14 Θερμοκρασία σε °C, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

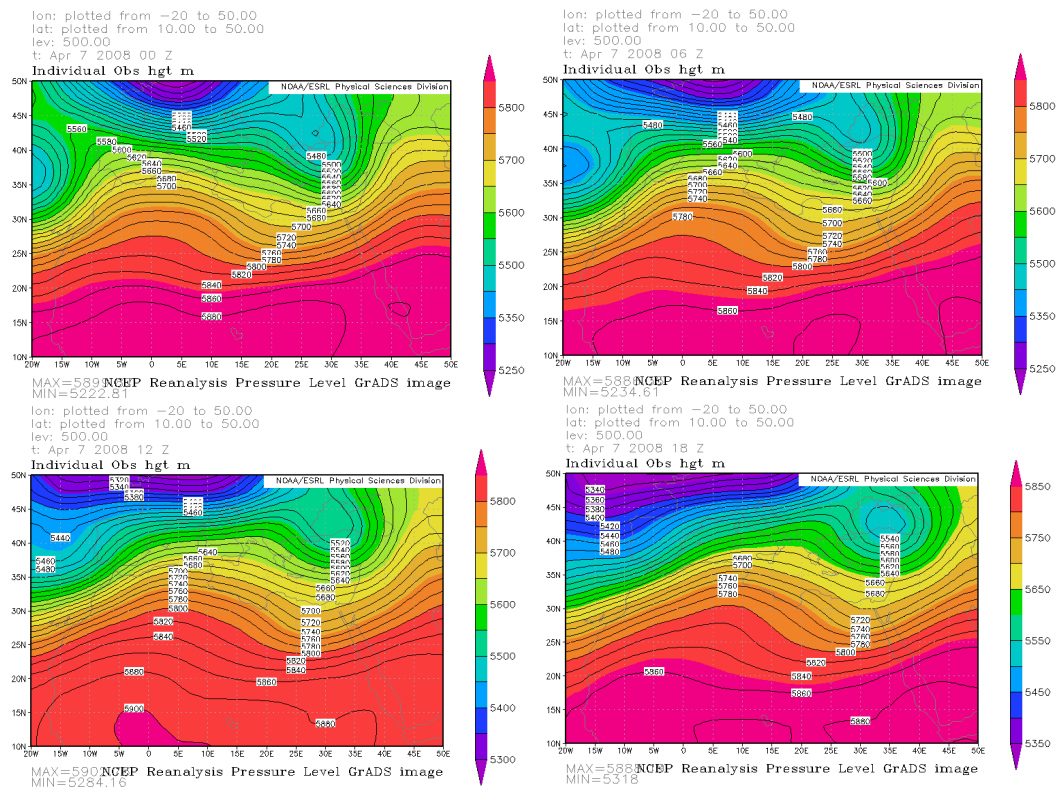


Σχήμα 3.15 Σχετική υγρασία, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

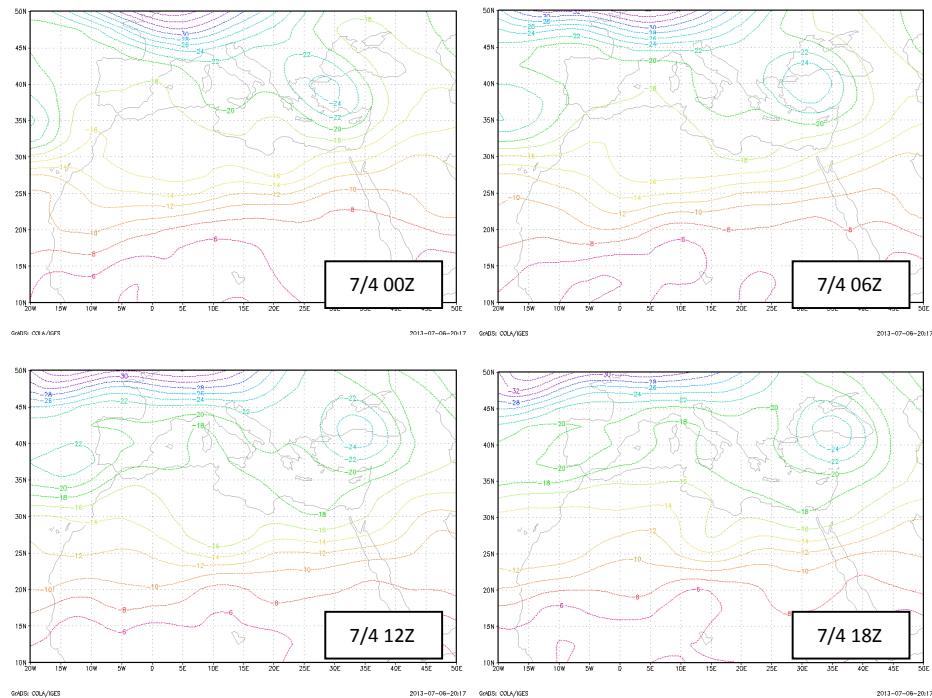


Σχήμα 3.16 Σχετική υγρασία, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Στα 500hpa παρατηρείται η ίδια ΒΔ ροή (~30knts) όπως και στις κατώτερες στάθμες πάνω από τον Ελλαδικό χώρο ως αποτέλεσμα ασθενούς εξάρσεως των ισοϋψών στην Κεντρική Μεσόγειο. Έτσι στη Βόρεια Ελλάδα έχουμε 5500grpm, ενώ στη Νότια 5580grpm. Η θέση του αυλώνα είναι πιο βόρεια και δυτικά με αυτή στα 700hpa μόνο που εδώ η κλειστή ισόθερμη καμπύλη είναι των -23°C. Η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ -22°C στη Βόρεια Ελλάδα και -20°C στη Νότια Ελλάδα ενώ σε ολόκληρη τη ΒΔ Αλγερία επικρατεί θερμοκρασία της τάξης των -17°C. Στο Bechar το γεωδυναμικό ύψος είναι 5760grpm με ΔΝΔ ροή και παρατηρείται επίσης η βαρομετρική ράχη που εκτείνεται ως τα ΒΔ της Πορτογαλίας και ο βαρομετρικός αυλώνας που σχηματίζεται μέσα στον Ατλαντικό Ωκεανό σε γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 45°N και 30°N. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 500hpa κατά τη διάρκεια της 7ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.17, 3.18).

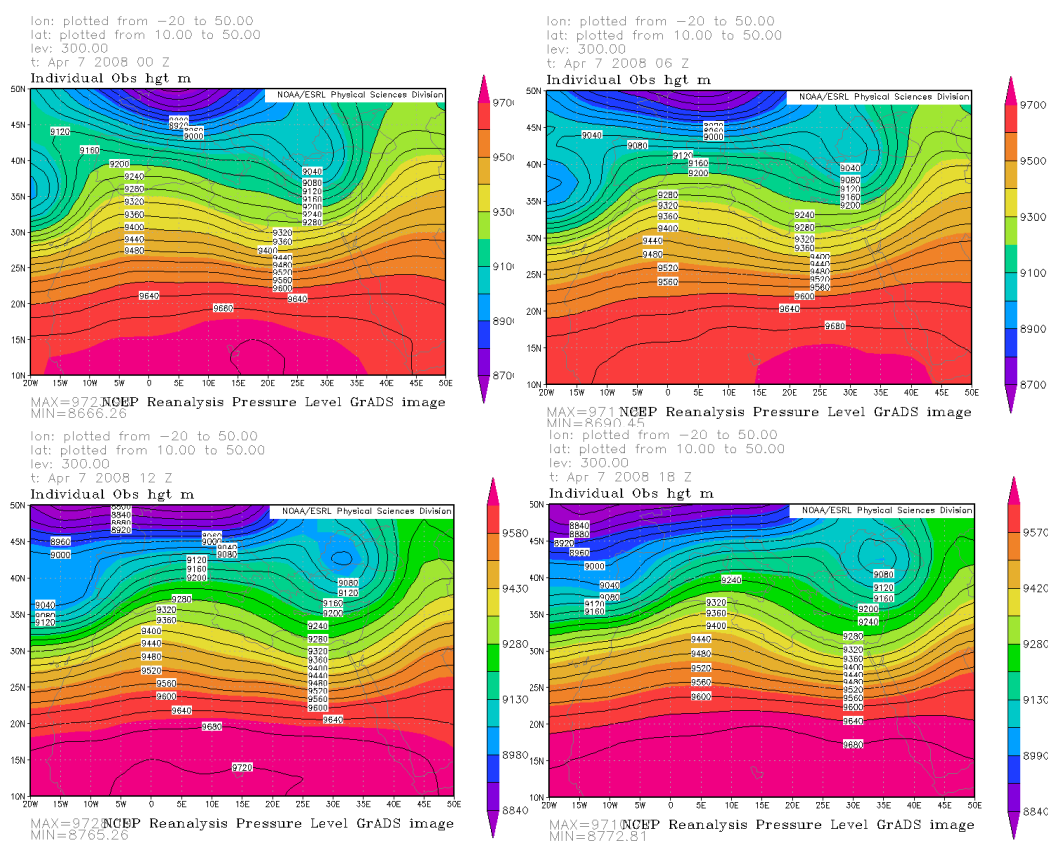


Σχήμα 3.17 Γεωδυναμικά ύψη, 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

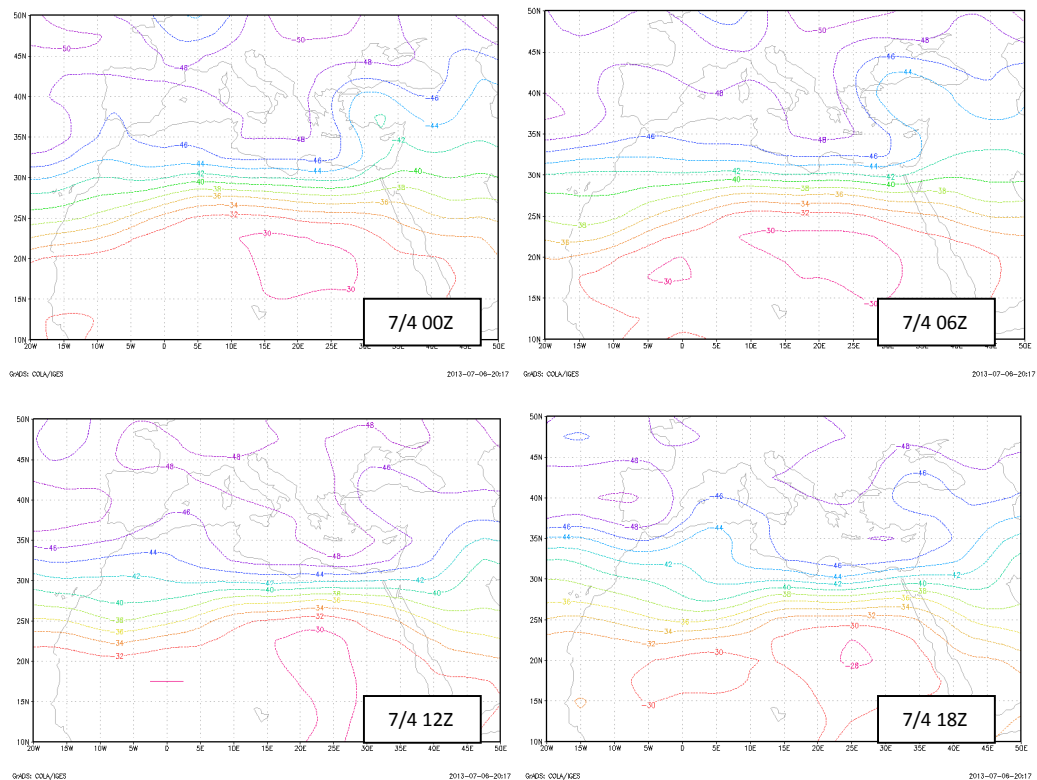


Σχήμα 3.18 Θερμοκρασία σε °C, 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

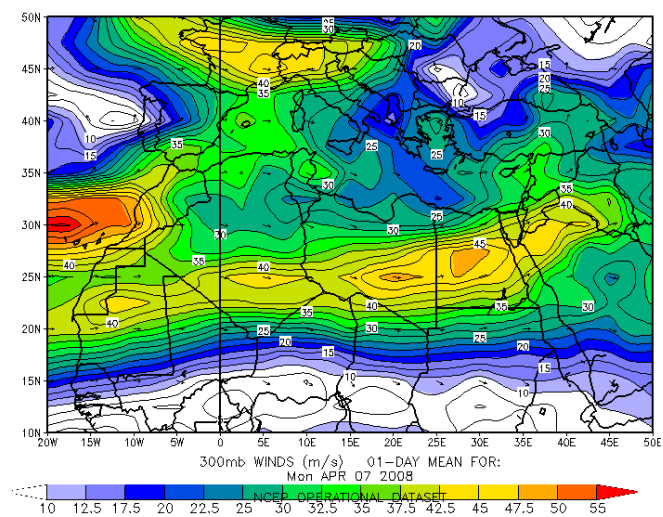
Στη στάθμη των 300hpa παρατηρείται ότι η ροή του ανέμου και η θέση του αυλώνα είναι παρόμοιες με τις κατώτερες στάθμες τόσο πάνω από τον ελλαδικό χώρο όσο και πάνω από τη ΒΔ Αφρική. Η μόνη διαφορά είναι ότι τώρα εμφανίζεται η κλειστή ισοϋψής καμπύλη των 9000grm πάνω από τη Βόρειοανατολική Ελλάδα. Το γεωδυναμικό ύψος φτάνει μέχρι 9200grm στη Βόρεια Κρήτη ενώ το Bechar εμφανίζει γεωδυναμικό ύψος της τάξης των 9400grm. Στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου δημιουργείται ισχυρή θερμοβαθμίδα ως συνέπεια της βάρυνσης του επιφανειακού χαμηλού κατά τη διάρκεια της κίνησής του πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος. Η θερμοκρασία είναι της τάξης των -48°C στη ΒΔ Ελλάδα και -43°C στη Νοτιοανατολική Ελλάδα παρόμοια με αυτή του Bechar. Η θέση του άξονα του υποτροπικού αεροχειμάρρου βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος 30°N βόρεια των Κανάριων Νήσων. Κατά μήκος του άξονα η μέση ημερήσια ένταση του ανέμου ξεπερνά τα 55m/s. Ο αυλώνας που σχηματίζεται μέσα στον Ατλαντικό Ωκεανό σε γ.π. 35°N είναι ευδιάκριτος και σε αυτό το επίπεδο. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους, της θερμοκρασίας και της μέσης έντασης του ανέμου στα 300hpa κατά τη διάρκεια της 7ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.19, 3.20, 3.21).



Σχήμα 3.19 Γεωδυναμικά ύψη, στα 300hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

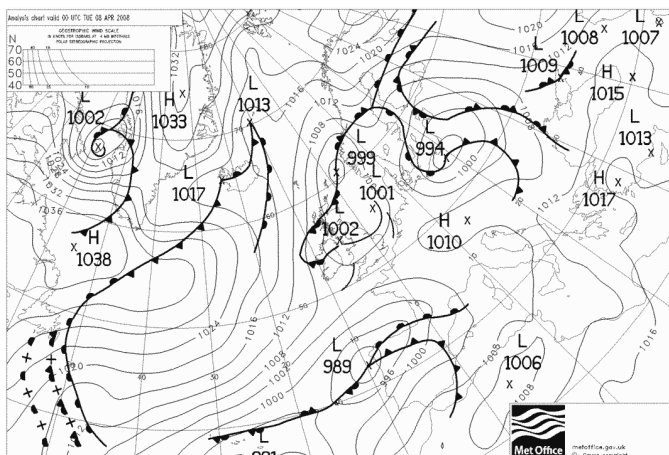


Σχήμα 3.20 Θερμοκρασία σε °C, στα 300hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 7/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

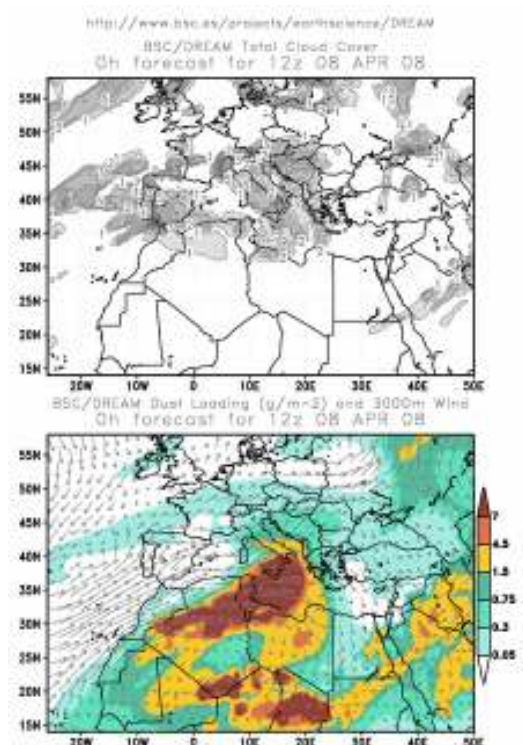


Σχήμα 3.21 Αεροχέιμαρρος, στα 300hpa 7/4/2008 (www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

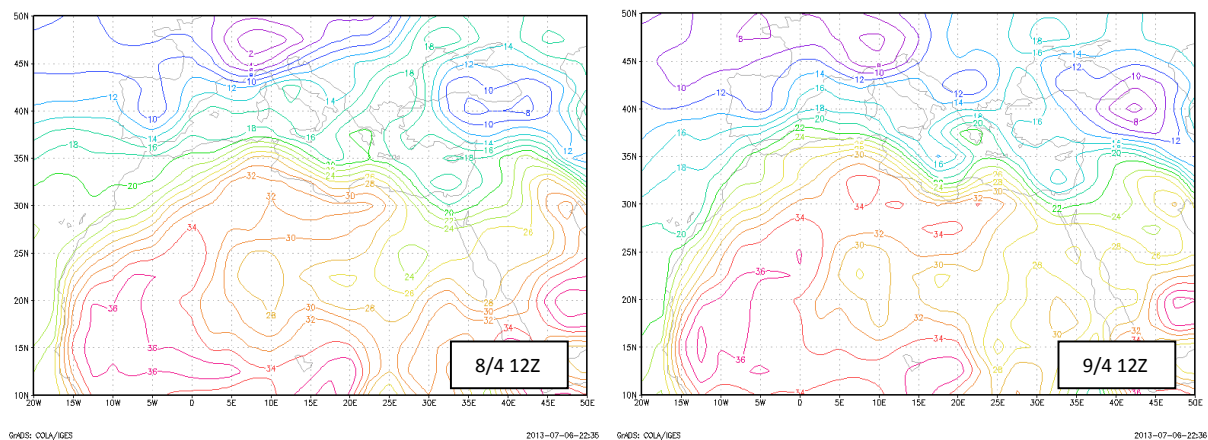
Στις 8/4/2008 00:00UTC (Σχήμα 3.22) λίγο έξω από τις ΒΔ ακτές της Πορτογαλίας στον Ατλαντικό Ωκεανό σχηματίζεται το βαρομετρικό χαμηλό με κέντρο 43°N-10°W, πίεση 989mb και κίνηση βορειοανατολική. Το θερμικό χαμηλό πάνω από τη Βόρεια Αλγερία και την Τυνησία έχει πίεση 1006mb και φαίνεται να διαλύεται στο δεύτερο μισό της ημέρας κάνοντας φανερό ότι πρόκειται για ένα ασθενές χαμηλό που δημιουργείται και συντηρείται για 12 ώρες από καθαρά θερμικά επιφανειακά αίτια. Οι υψηλές πιέσεις (1018mb) στη Σαχάρα βρίσκουν διέξοδο προς τη Νοτιοανατολική Μεσόγειο σπρώχνοντας το χαμηλό στη Ρουμανία ανατολικότερα. Ο συνδυασμός αυτός εξακολουθεί να επηρεάζει το Bechar με πολύ ισχυρούς νοτιοδυτικούς ανέμους (7 Μποφόρ) και έχει ως συνέπεια η μεταφερόμενη σκόνη να φτάσει στη Σικελία και στα νησιά του Ιονίου πελάγους (Σχήμα 3.23). Η Ελλάδα βρίσκεται μέσα σε ένα ομαλό πεδίο πιέσεων (1010mb-1014mb) έχοντας στη Δυτική Μεσόγειο τα κινούμενα βορειοανατολικά διαδοχικά χαμηλά και στην Ανατολική Μεσόγειο τη ράχη των υψηλών πιέσεων της Σαχάρας. Η θερμοκρασία σημειώνει άνοδο φτάνοντας τους 17°C στη στάθμη των 1000hpa και 32°C στο Bechar. Η βαροκλινικότητα εμφανίζει μέγιστες τιμές κοντά στις ακτές της Αφρικής, όπου παρατηρείται μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ της θερμής ξηράς και της ψυχρής θάλασσας. Τις μεσημεριανές ώρες (12:00UTC) η θερμική επίδραση της θάλασσας είναι εμφανής και πιστοποιείται και από τη διεύθυνση των ισόθερμων, που είναι παράλληλες προς τις ακτές της Αφρικής σε περιμετρική διάταξη. Η διάταξη αυτή συνεχίζει να υφίσταται και την επόμενη ημέρα στις 9/4/2008 (Σχήμα 3.24).



Σχήμα 3.22 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 8/4/2008 (www.wetterzentrale.de)

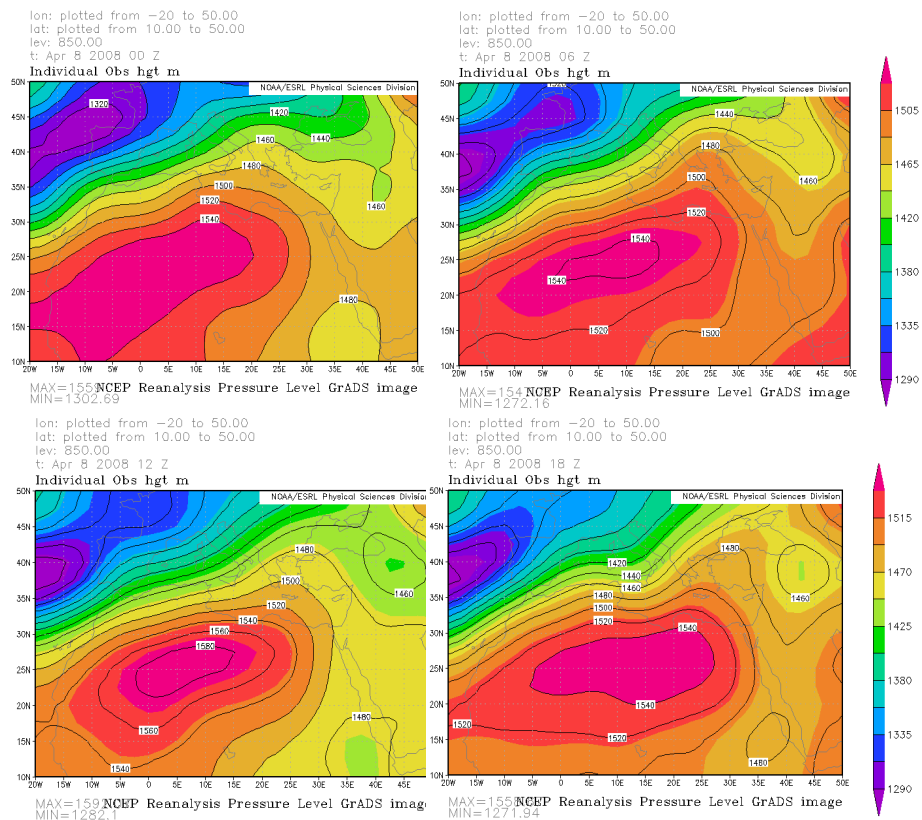


Σχήμα 3.23 Φορτίο σκόνης (dust load), 0h forecast 12:00UTC 8/4/2008 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

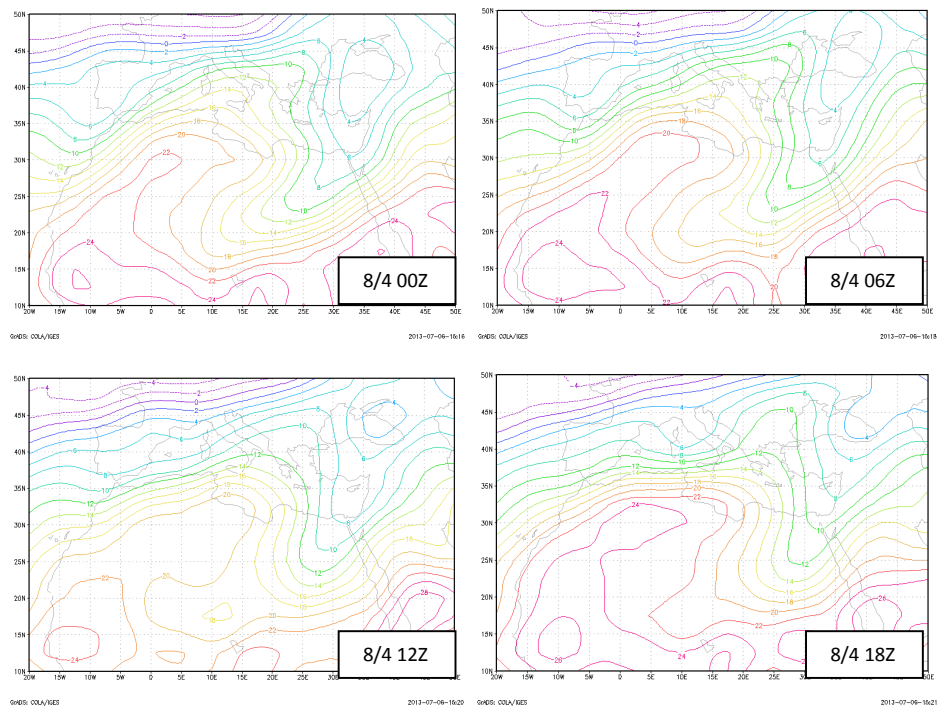


Σχήμα 3.24 Θερμοκρασία επιφανείας σε °C, 12:00UTC 8/4/2008 και 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

Στα 850hpa είναι εμφανής η πρόσκαιρη θερμή μεταφορά αερίων μαζών από την Αφρική προς την Ελλάδα. Το γεωδυναμικό ύψος πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα αυξάνεται στα 1480gpm όπως και η θερμοκρασία που φτάνει τους 10°C. Από την άλλη πλευρά το Bechar σημειώνει πτώση γεωδυναμικού στα 1480gpm στο πρώτο μισό της ημέρας αλλά και πάλι αυξάνεται στα 1520gpm στις 18:00UTC ενώ η θερμοκρασία παραμένει σταθερή στους 19°C. Η ροή πάνω από την Ελλάδα έχει αλλάξει και είναι πια ΝΔ ενώ παραμένει ίδιας διεύθυνσης (ΝΔ) στο Bechar. Στην προηγούμενη χρονική στιγμή ο αυλώνας που ήταν με κέντρο 38N στα ανοιχτά των Πορτογαλικών ακτών κινήθηκε βορειοανατολικά με κέντρο 44N και η έξαρση των ισόθερμων εμφανίζεται πάνω από τη Σικελία επηρεάζοντας και τον Ελλαδικό χώρο. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 850hpa κατά τη διάρκεια της 8ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.25, 3.26).

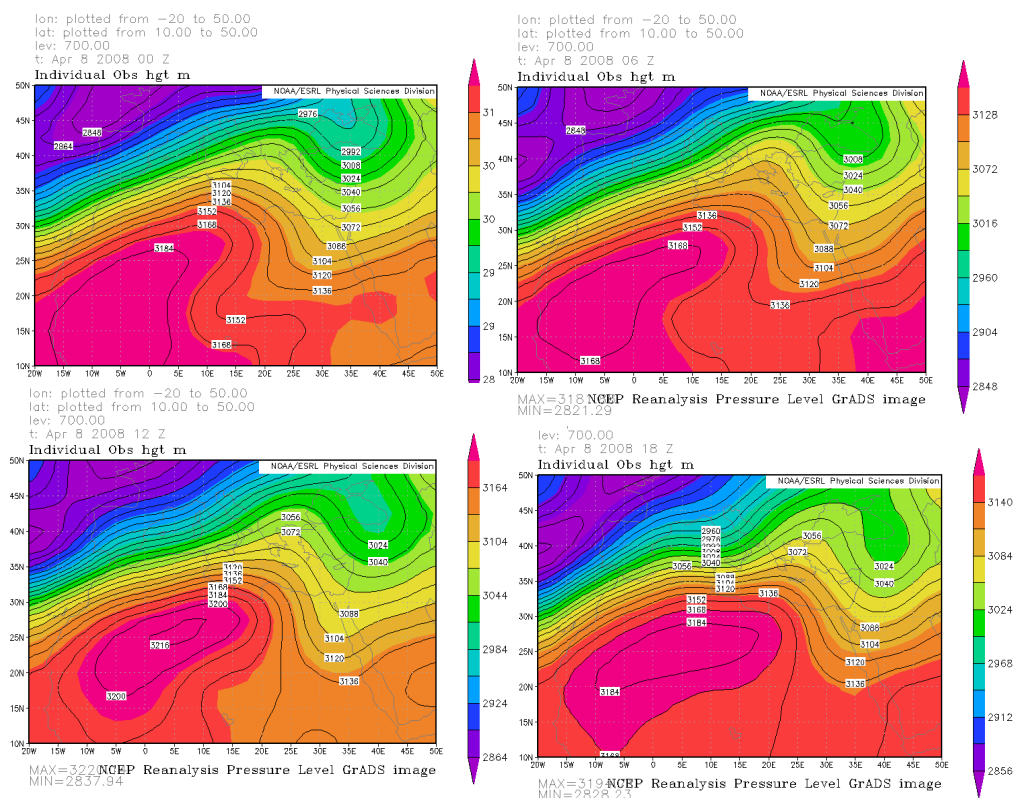


Σχήμα 3.25 Γεωδυναμικά ύψη, 850hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

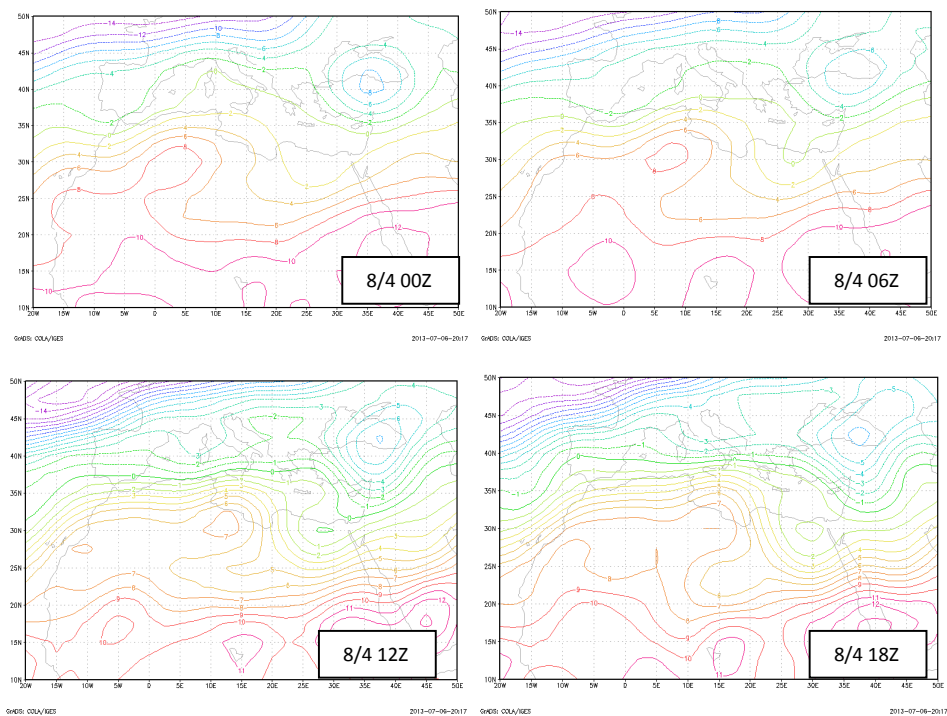


Σχήμα 3.26 Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

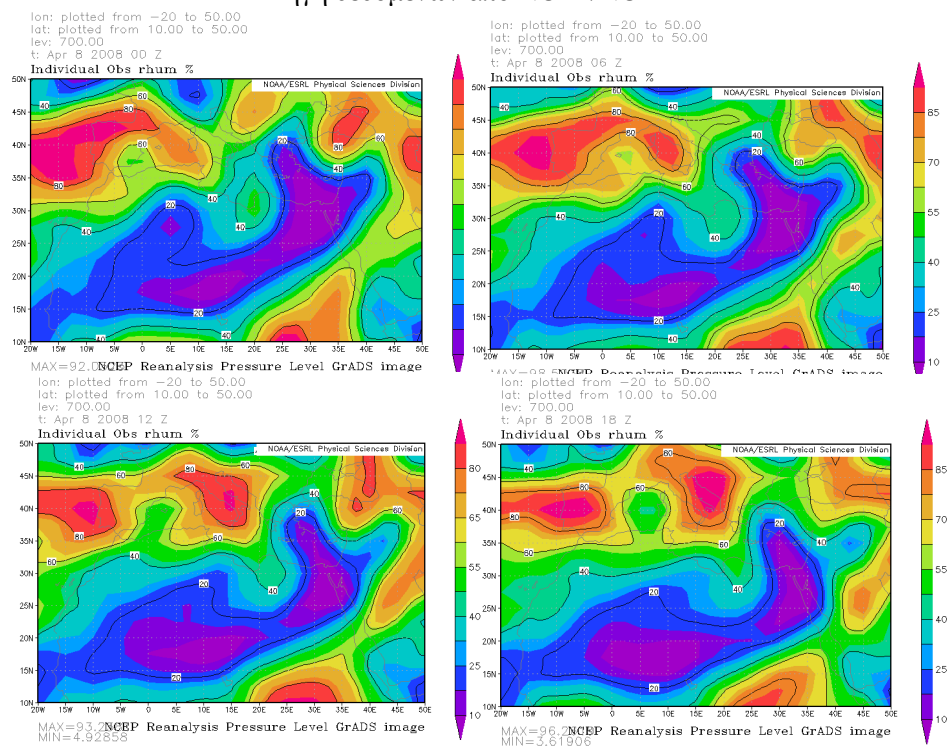
Στα 700hpa η ΝΔ ροή, άρα και η θερμή μεταφορά από την Αφρική, επεκτείνεται προς την Κεντρική Μεσόγειο. Η ράχη έχει μετακινηθεί ανατολικότερα και βρίσκεται πάνω από τη Σικελία με διέξοδο προς τα βορειανατολικά και τα Βαλκάνια. Το γεωδυναμικό ύψος αυξάνεται στα 3060gpm με μικρές κυματικές ταλαντώσεις πάνω από την Ελλάδα ενώ και η θερμοκρασία παρουσιάζει άνοδο και κυμαίνεται στους -2°C . Οι ανοδικές κινήσεις των θερμών και υγρών ($\text{RH}>60\%$) αερίων μαζών συντελούνται πάνω από την Κεντρική Ιταλία (ανατολικά του αυλώνα) και οι τιμές της κατακόρυφης ταχύτητας έχουν μειωθεί περισσότερο ($\omega<-0,3\text{Pa/s}$) ως αποτέλεσμα της οργάνωσης του επιφανειακού χαμηλού στις ΒΔ ακτές της Πορτογαλίας. Όσον αφορά το Bechar ισχύει παρόμοια κατάσταση με αυτή στα 850hpa μόνο που το γεωδυναμικό ύψος παίρνει τιμές μεταξύ των 3125gpm και 3150gpm. Η θερμοκρασία δεν παρουσιάζει αισθητή μεταβολή και κυμαίνεται μεταξύ 6°C και 8°C . Ο αυλώνας με κέντρο τα δυτικά παράλια της Τουρκίας την προηγούμενη χρονική στιγμή μετακινείται βορειανατολικά προς τη Μαύρη θάλασσα και ράχη υψηλών πιέσεων αρχίζει να καλύπτει τον Ελλαδικό χώρο. Παρατηρείται επίσης οριζόντια θερμοβαθμίδα στη Βόρεια Αλγερία η οποία κινείται ΑΒΑ προς την Τυνησία και τη Σικελία. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους, της θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας και της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου στη στάθμη των 700hpa κατά τη διάρκεια της 8ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.27 έως 3.30).



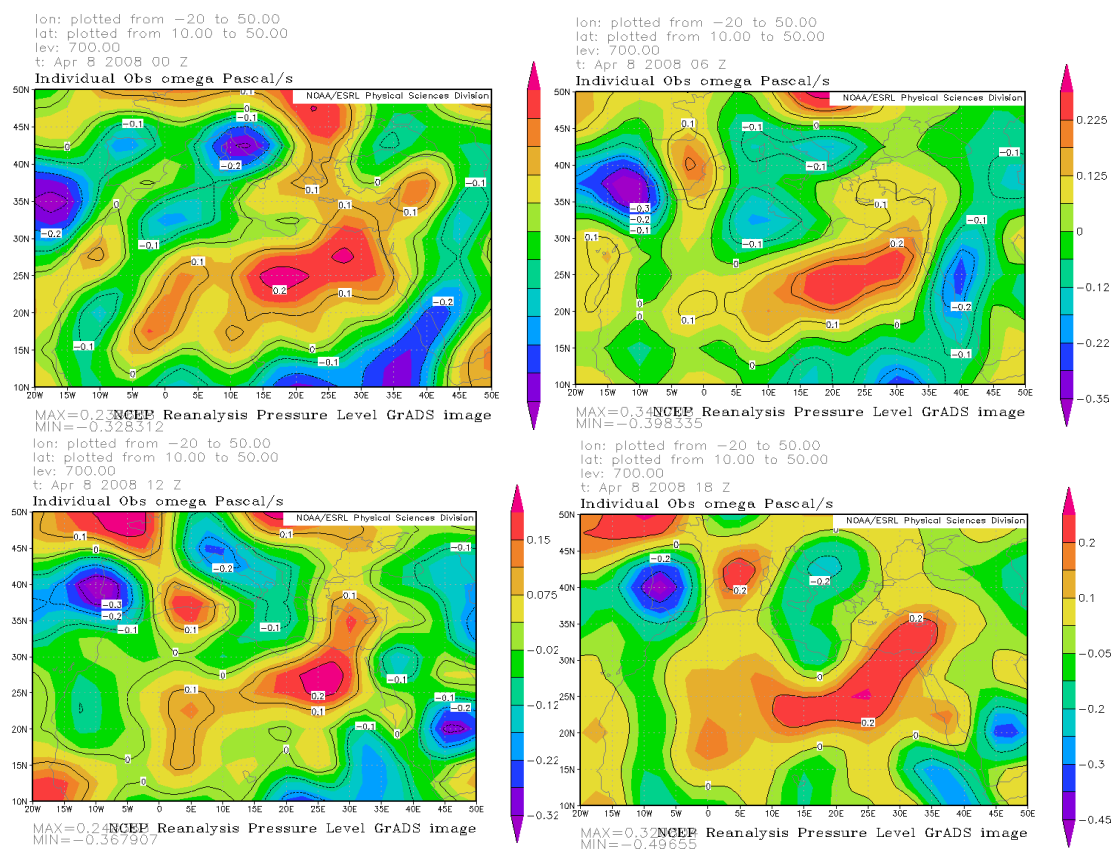
Σχήμα 3.27 Γεωδυναμικά ύψη, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.28 Θερμοκρασίες σε °C, στα 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

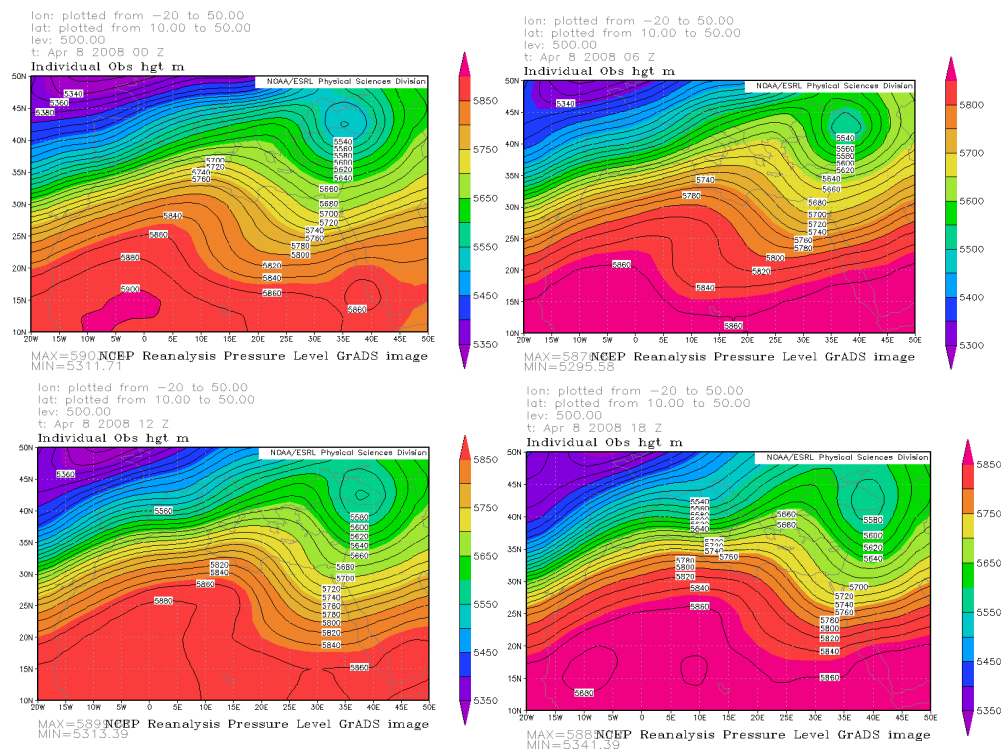


Σχήμα 3.29 Σχετική Υγρασία, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

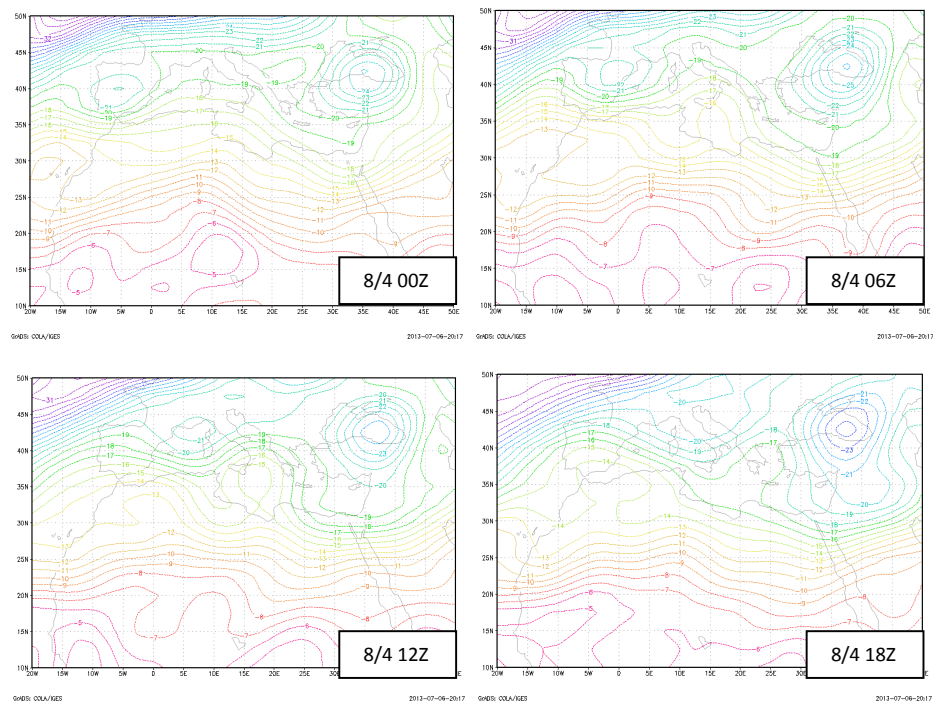


Σχήμα 3.30 Κατακόρυφη ταχύτητα, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Στα 500hpa επικρατεί παρόμοια κατάσταση με τις κατώτερες στάθμες. Η επικράτηση ΝΔ ρεύματος στην Κεντρική Μεσόγειο έχει ως αποτέλεσμα τη θερμή μεταφορά αερίων μαζών (δεν είναι τόσο έντονη σε αυτό το επίπεδο) προς την περιοχή. Η θερμοκρασία αυξάνεται στους -20°C πάνω από ολόκληρη την Ελλάδα και στο Bechar στους -14°C . Η ράχη υψηλών πιέσεων, που απλώνεται πάνω από τη Σαχάρα, φτάνει μέχρι και τα Βόρεια Βαλκάνια ενώ ο αυλώνας πάνω από τη Μαύρη Θάλασσα εξασθενεί. Διαδοχικοί αυλώνες σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη άνω του 45ου παραλλήλου κινούνται βορειοανατολικά από τον Ατλαντικό Ωκεανό προς τη ΒΔ Ευρώπη. Το γεωδυναμικό ύψος παρουσιάζει και αυτό αύξηση στα 5640gpm πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα και στα 5780gpm στο Bechar. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 500hpa κατά τη διάρκεια της 8ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.31, 3.32).

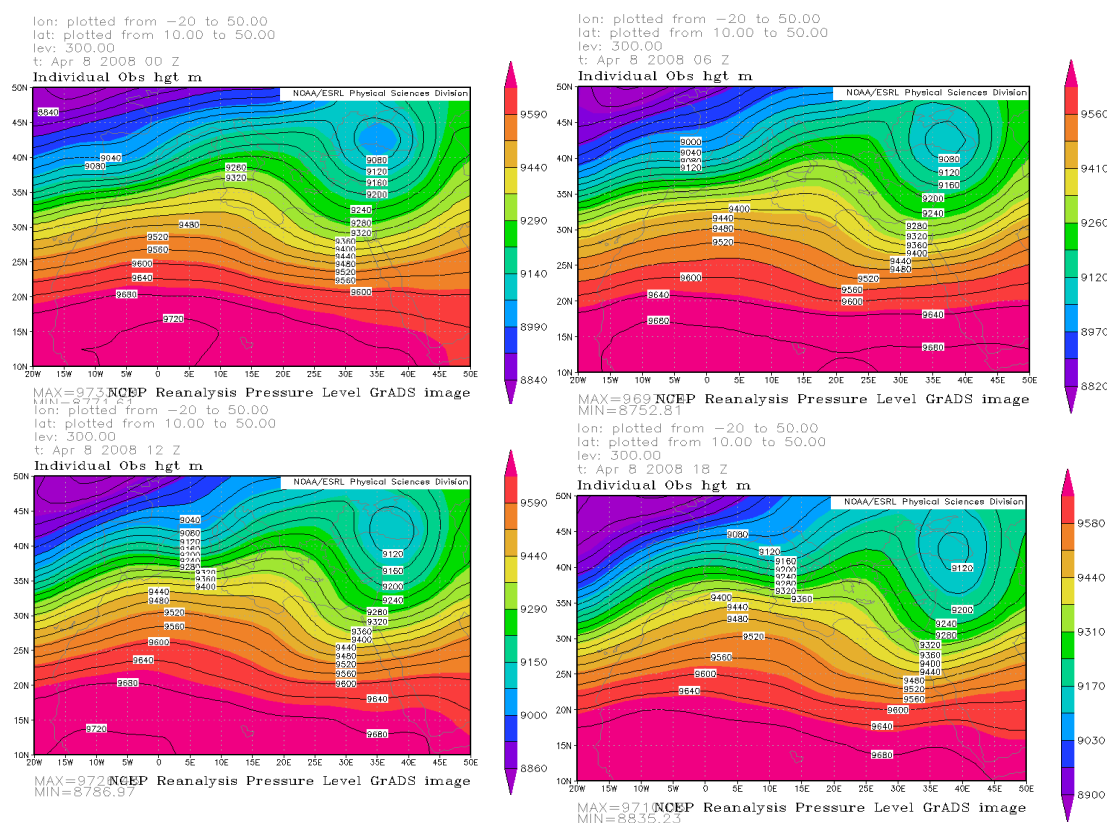


Σχήμα 3.31 Γεωδυναμικά ύψη, 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

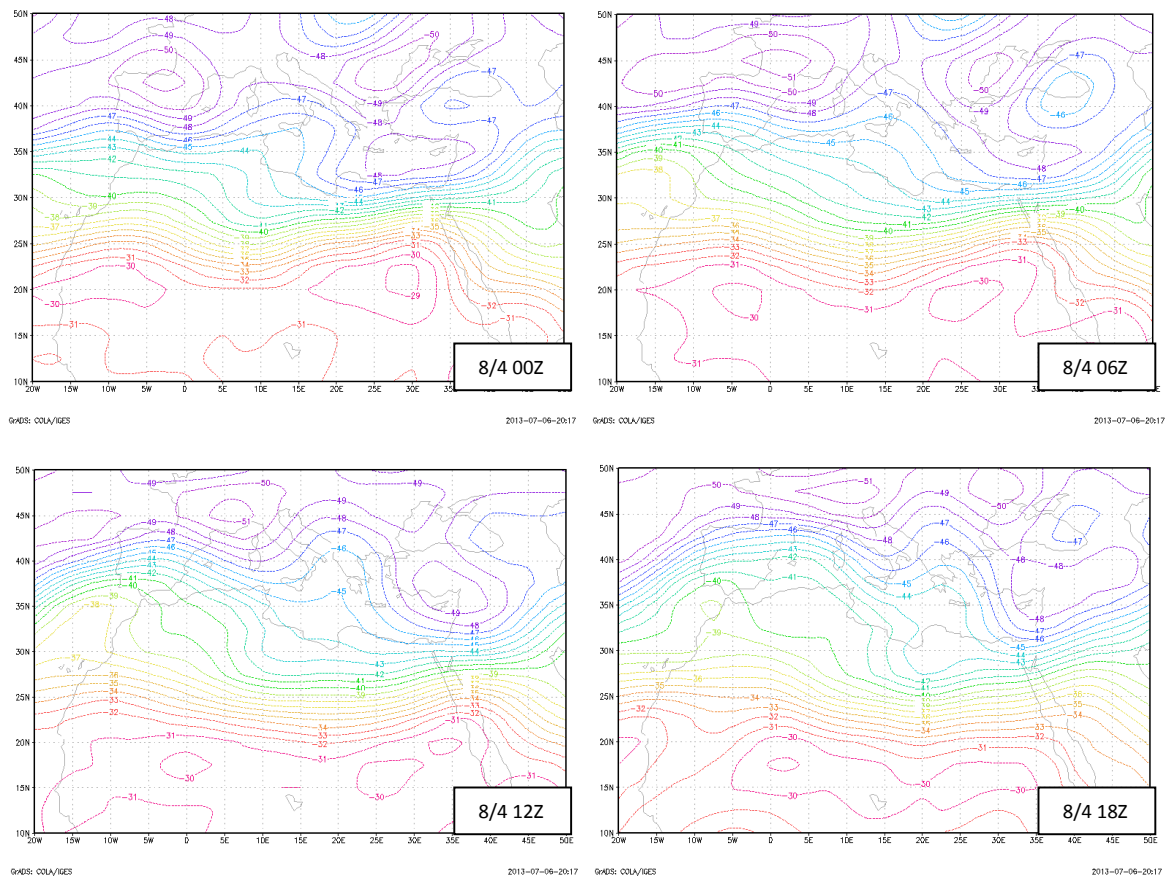


Σχήμα 3.32 Θερμοκρασίες σε °C, στα 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

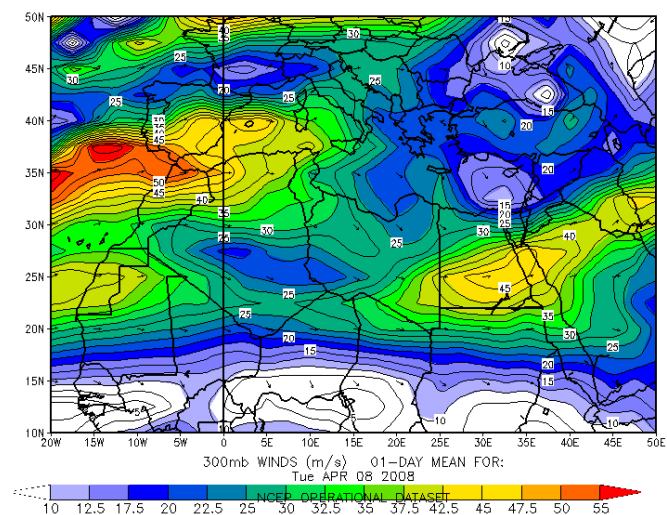
Στα 300hpa είναι εμφανής η θερμή μεταφορά από τα ΝΔ της Ελλάδας η οποία δεν είναι τόσο έντονη όσο στις κατώτερες στάθμες. Εντονότερη είναι στη Δυτική Μεσόγειο και συγκεκριμένα στα νότια της Ιβηρικής χερσονήσου. Η θερμοκρασία σημειώνει μικρή άνοδο και κυμαίνεται από -49°C μέχρι -46°C στη Βόρεια Ελλάδα ενώ στη ΒΔ Αλγερία είναι στους -39°C. Όσον αφορά το γεωδυναμικό ύψος, παρόλο τη μικρή αύξηση που εμφανίζει και στις δύο περιοχές, η Βόρεια Ελλάδα στα 9200gpm και η ΒΔ Αλγερία στα 9500gpm, δεν παρουσιάζει μεγάλες διαφορές ως προς τον κυματισμό του. Επικρατεί η ίδια ΝΔ ροή πάνω από την Ελλάδα και την Αλγερία με τη ράχη να απλώνεται μέχρι τα Βόρεια Βαλκάνια. Η θέση του αεροχειμάρρου μετατοπίζεται λίγο βορειοανατολικότερα στις 35°N-15°W πάνω από τις ΝΔ ακτές της Πορτογαλίας και της Ισπανίας με τη μέση ημερήσια ένταση ανέμου να ξεπερνά τα 55m/s. Ο αυλώνας πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό κινείται ΑΒΑ και βρίσκεται πάνω από την Ιβηρική χερσόνησο ενώ ο αυλώνας πάνω από τα δυτικά παράλια της Τουρκίας κινείται ΒΒΑ και βρίσκεται πάνω από τη Μαύρη Θάλασσα και εξασθενεί. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους, της θερμοκρασίας και της μέσης έντασης του ανέμου στα 300hpa κατά τη διάρκεια της 8ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.33 έως 3.35).



Σχήμα 3.33 Γεωδυναμικά ύψη, στα 300hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

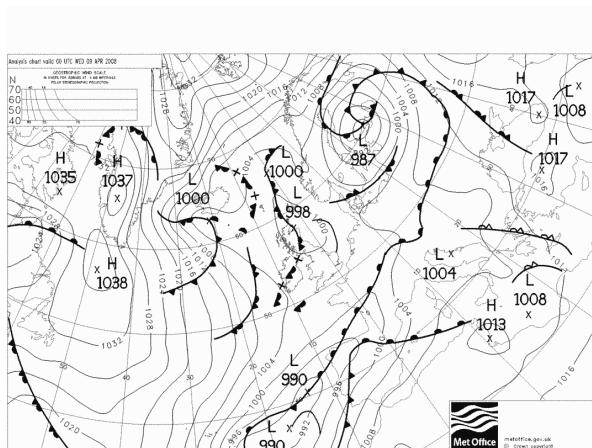


Σχήμα 3.34 Θερμοκρασίες σε °C, στα 300hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 8/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



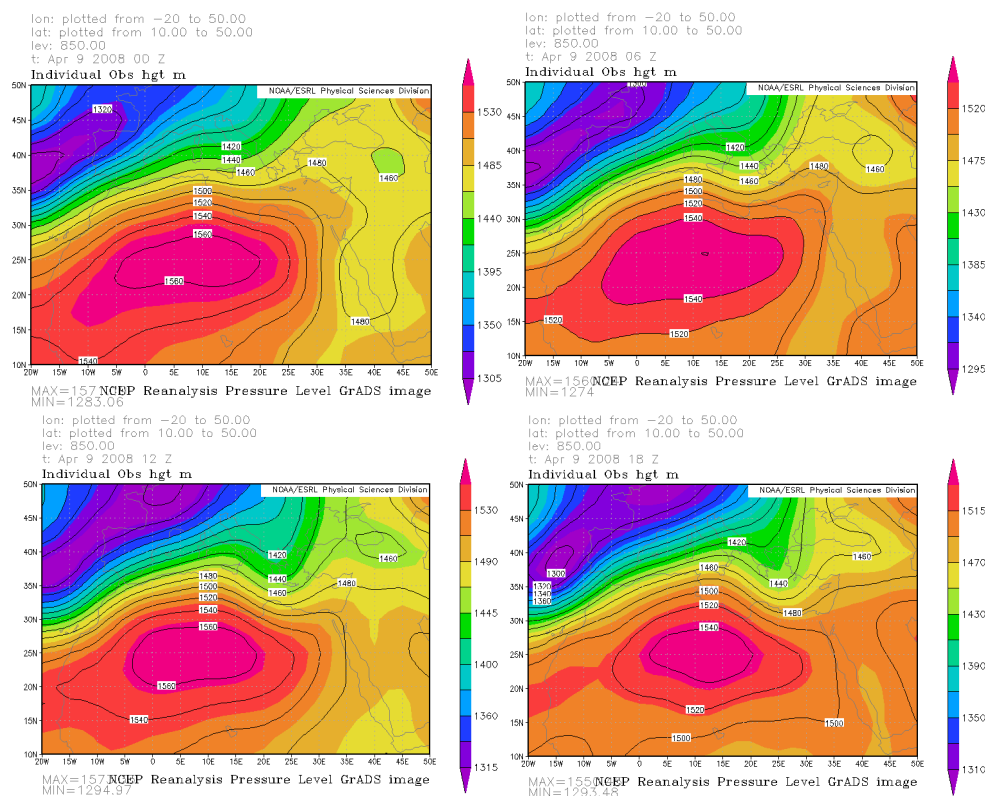
Σχήμα 3.35 Αεροχέιμαρρος, στα 300hpa 8/4/2008 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis>)
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Στις 9/4/2008 00:00UTC (Σχήμα 3.36) παρατηρείται μεσηβρινή διάταξη στο Β. Ατλαντικό μεταξύ 20°W-40°W και αύξηση της κυκλογένεσης στα νοτιοδυτικά της Πορτογαλίας. Η κίνηση των υφέσεων είναι πάντα BBA προς τη Δυτική και Βορειοδυτική Ευρώπη. Η νέα κατάβαση ψυχρών αερίων μαζών, που συντελείται εξαιτίας του φαινομένου του εμποδισμού (blocking effect) στον Β. Ατλαντικό, προκαλεί τη διαταραχή του πολικού μετώπου και τη δημιουργία μίας οικογένειας υφέσεων, δηλαδή τρεις υφέσεις (994mb, 996mb και 991mb) που ακολουθούν η μία την άλλη μέχρι τις 00:00UTC 10 Απριλίου 2008. Αυτές εκτείνονται προς τα βορειοανατολικά έως τις χώρες της Βαλτικής Θάλασσας και προς τα νοτιοδυτικά λίγο έξω από τις ακτές της Πορτογαλίας και τον Ατλαντικό Ωκεανό. Οι υψηλές πιέσεις (1018mb) στη Σαχάρα δεν βρίσκουν πια διέξοδο προς τη Νοτιοανατολική Μεσόγειο καθώς εκτοπίζονται προσωρινά στην αρχική τους θέση από ένα συνεσφιγμένο μέτωπο στην Κεντρική Μεσόγειο το οποίο κινείται ανατολικά προς την Ελλάδα. Το μέτωπο αυτό προκαλεί ασθενή τοπικά φαινόμενα λασποβροχής (1,2mm από πίνακα 3.3) τις πρώτες πρωινές ώρες της 9ης Απριλίου 2008 στη Βόρεια Ελλάδα και ουσιαστικά σηματοδοτεί το τέλος του πρώτου σταδίου μεταφοράς της σαχαριανής σκόνης πάνω από τον ελλαδικό χώρο (Σχήμα 3.37).

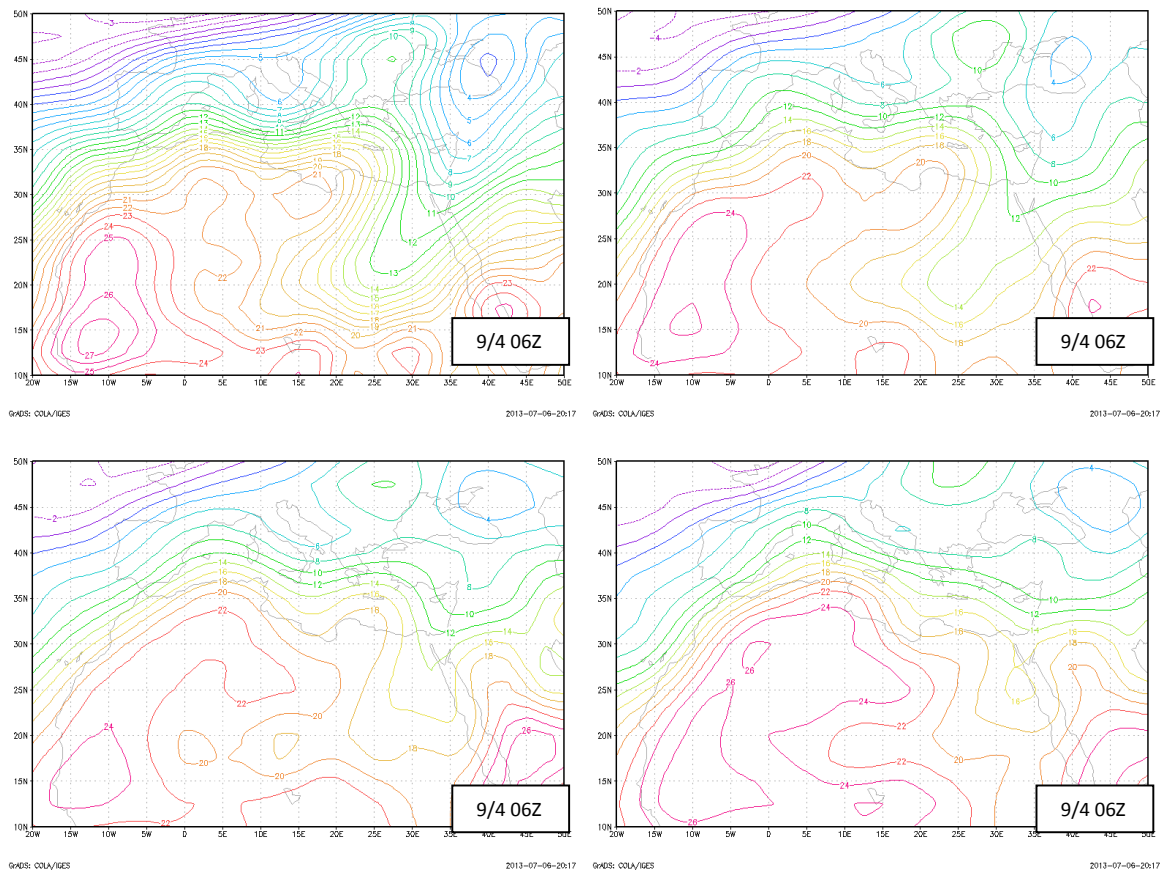


Στην περιοχή του Bechar, η ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας είναι σταθερή στα 1012mb ενώ στη Θεσσαλονίκη παρουσιάζει μείωση με ρυθμό 5mb ανά 12 ώρες (1013mb-1007mb) ως συνέπεια του περάσματος του συνεσφιγμένου μετώπου. Οι νοτιοδυτικοί άνεμοι στην περιοχή της Bechar έχουν εξασθενήσει, αλλά ακόμη πνέουν με εντάσεις έως και 6 Μποφόρ. Η θερμοκρασία παραμένει αμετάβλητη στους 15°C στη Θεσσαλονίκη και στους 32°C στη Bechar.

Στα 850hpa η θερμή μεταφορά παύει προσωρινά να υφίσταται πάνω από την Ελλάδα καθώς σκάφη χαμηλών πιέσεων επηρεάζει τον καιρό της χώρας προκαλώντας πτώση γεωδυναμικών υψών. Έτσι ενώ το γεωδυναμικό ύψος παραμένει σταθερό (1520gpm) στο Bechar, στη Θεσσαλονίκη εμφανίζει πτώση κατά 60gpm μέσα σε 24 ώρες και είναι της τάξης των 1420gpm. Χαμηλά γεωδυναμικά ύψη συνεχίζουν να υφίστανται στη ΒΔ Ευρώπη (σε γ.π. μεγαλύτερα του 35°N) καθώς βαρομετρικά χαμηλά συστήματα προερχόμενα από τον Ατλαντικό Ωκεανό κινούνται βορειανατολικά προς τη ΒΔ Ευρώπη. Η θερμοκρασία δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή και είναι στους 10°C στη Βόρεια Ελλάδα και στους 21°C στη ΒΔ Αλγερία. Η ΝΔ ροή συνεχίζεται στη ΒΔ Αφρική. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 850hpa κατά τη διάρκεια της 9ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.38, 3.39).

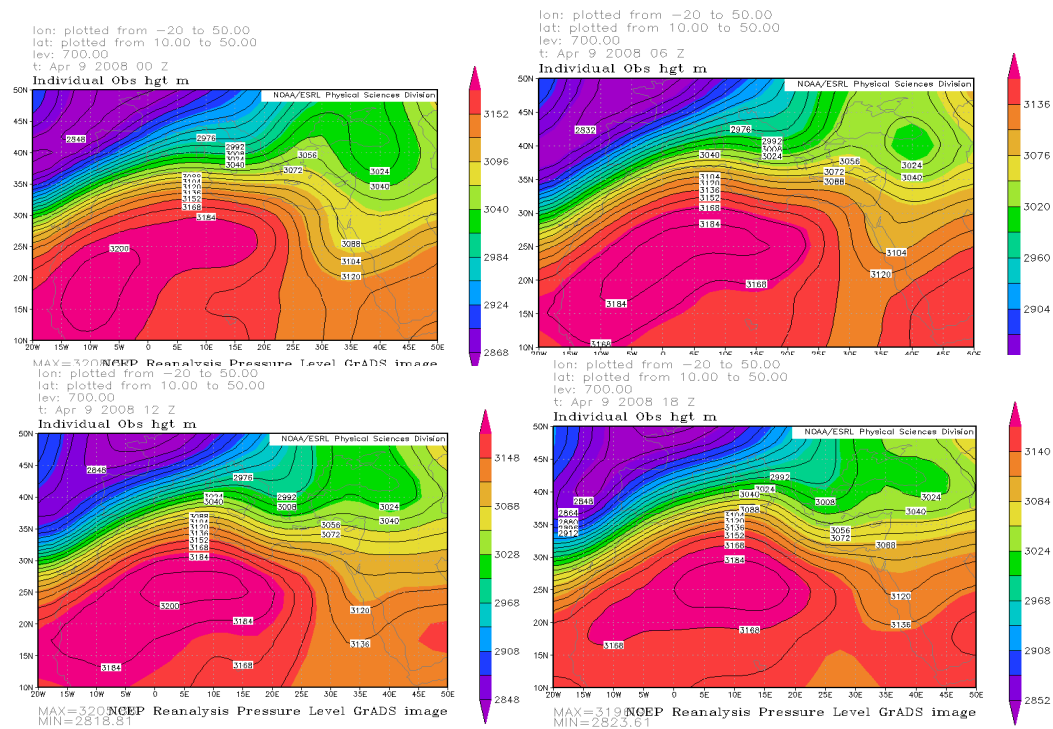


Σχήμα 3.38 Γεωδυναμικά ύψη, 850hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

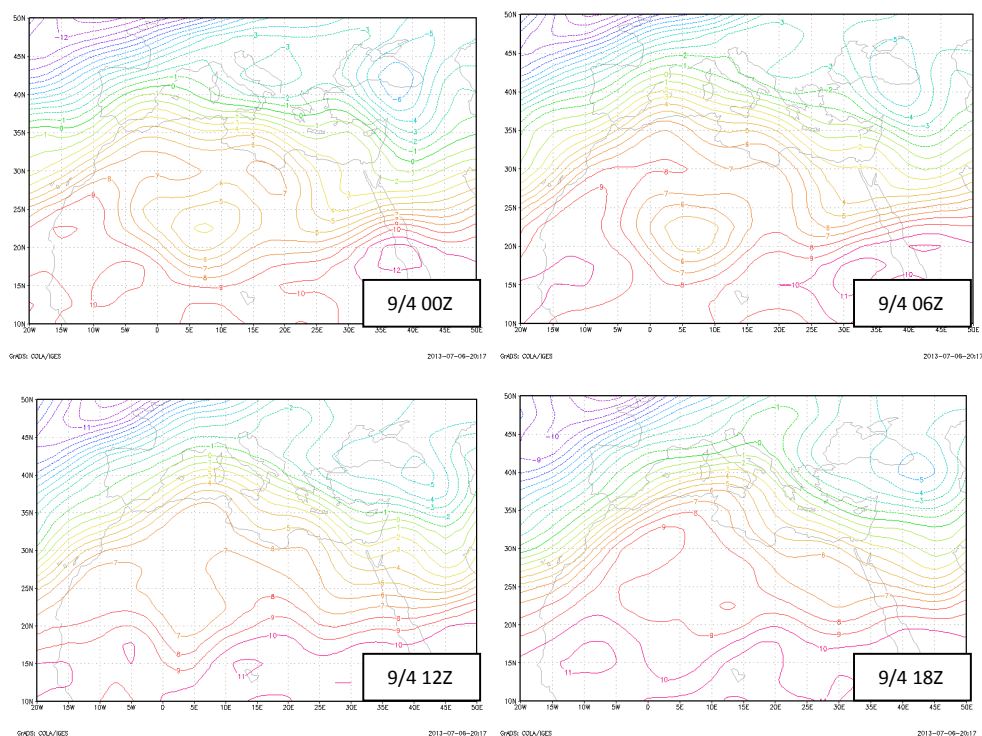


Σχήμα 3.39 Θερμοκρασίες σε °C, 850hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

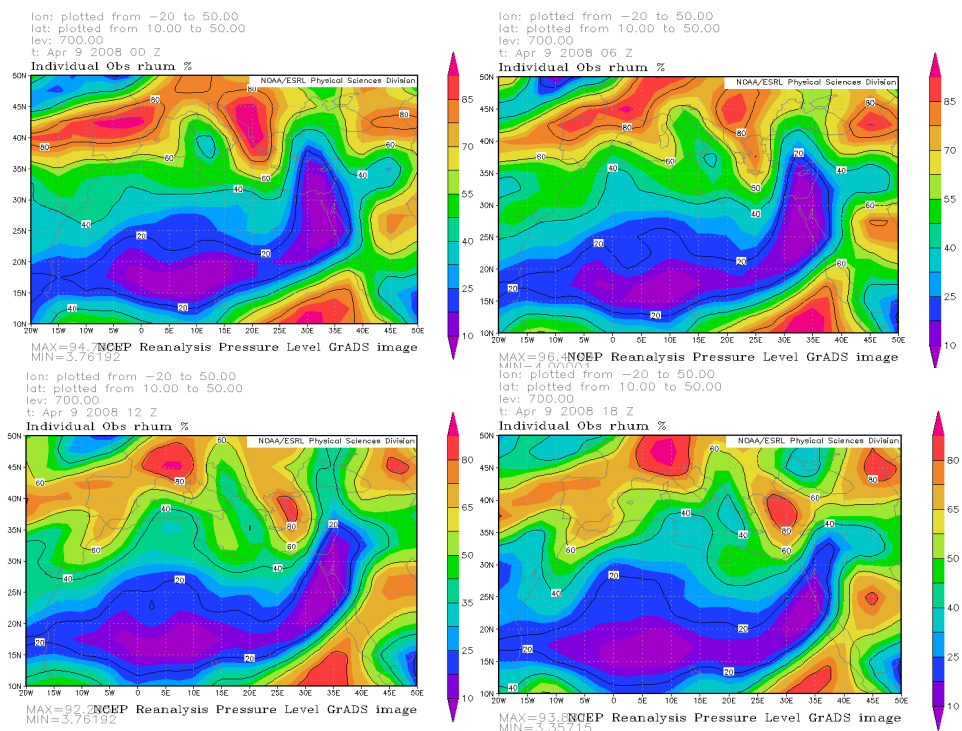
Στη στάθμη των 700hpa η κατάσταση παρουσιάζεται παρόμοια με τη στάθμη των 850hpa όπου τα γεωδυναμικά ύψη εμφανίζουν πτώση λόγω της παρουσίας του αυλώνα πάνω από την Ελλάδα και κυμαίνονται από 2980gpm στη Βόρεια Ελλάδα μέχρι 3050gpm στη Κρήτη. Μεγάλα ποσοστά σχετικής υγρασίας εμφανίζονται πάνω από τη ΒΔ Ελλάδα φτάνοντας σε τιμές 90% ενώ οι ισχυρές ανοδικές κινήσεις που επικρατούν σε ολόκληρο τον ηπειρωτικό κορμό μειώνουν την κατακόρυφη ταχύτητα σε τιμές των -0.3Pascal/s. Στη ΒΔ Αλγερία το γεωδυναμικό ύψος έχει μικρή ανοδική τάση φτάνοντας τα 3175gpm. Ο αυλώνας που βρίσκεται κοντά στον 35°N-15°W και εκτείνεται βορειοανατολικά προς τη ΒΔ Ευρώπη επηρεάζει την Ιβηρική χερσόνησο. Η θερμοκρασία παραμένει σταθερή τόσο στη Βόρεια Ελλάδα στους -2°C όσο και στη ΒΔ Αλγερία στους 8°C. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους, της θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας και της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου στη στάθμη των 700hpa κατά τη διάρκεια της 9ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.40 έως 3.43).



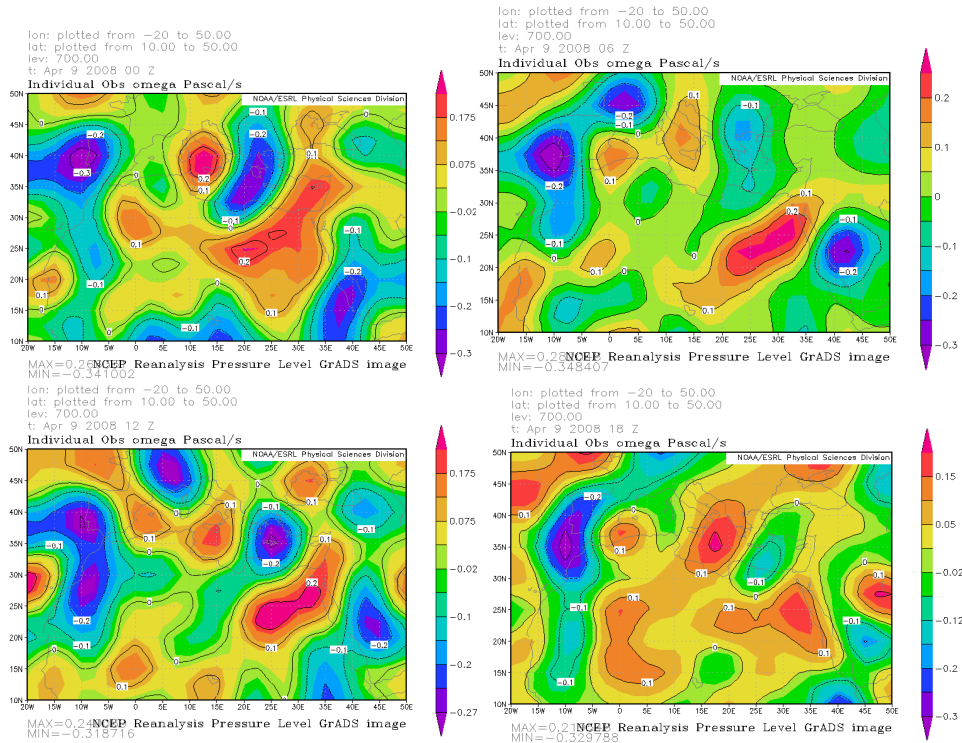
Σχήμα 3.40 Γεωδυναμικά ύψη, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.41 Θερμοκρασίες σε °C, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

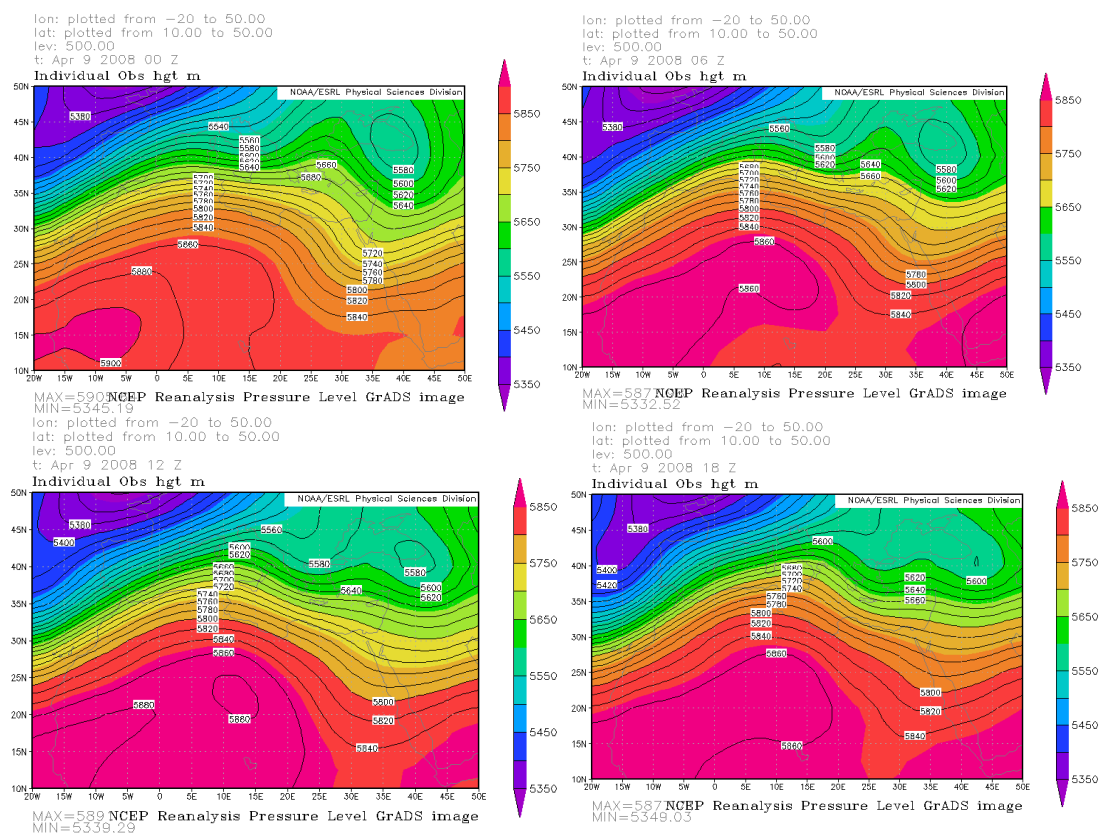


Σχήμα 3.42 Σχετική υγρασία, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

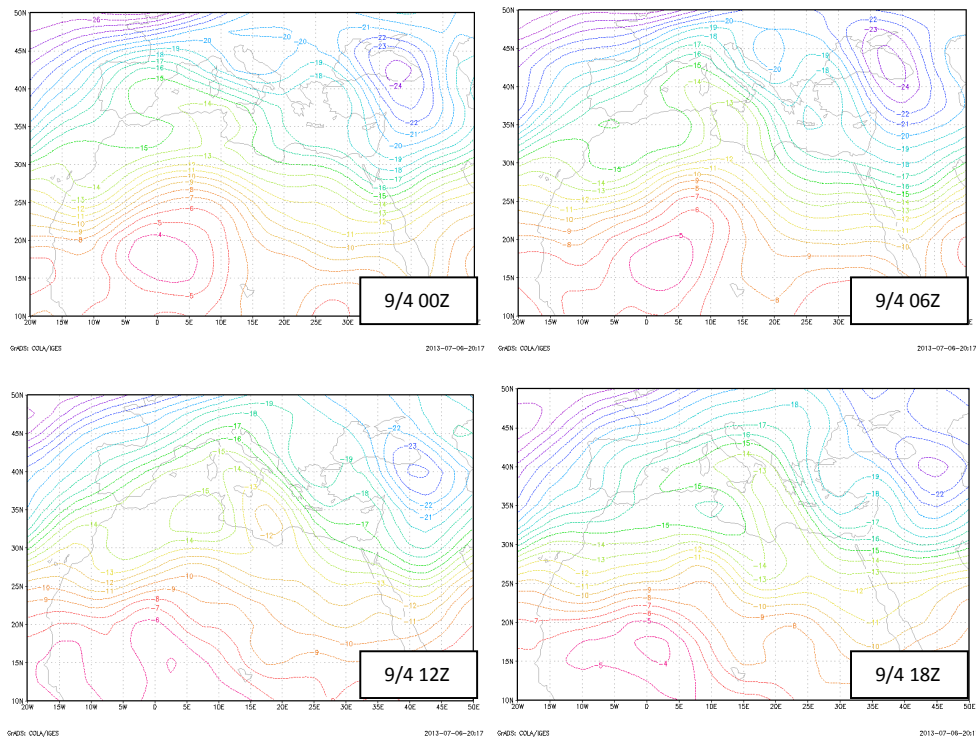


Σχήμα 3.43 Κατακόρυφη ταχύτητα, 700hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

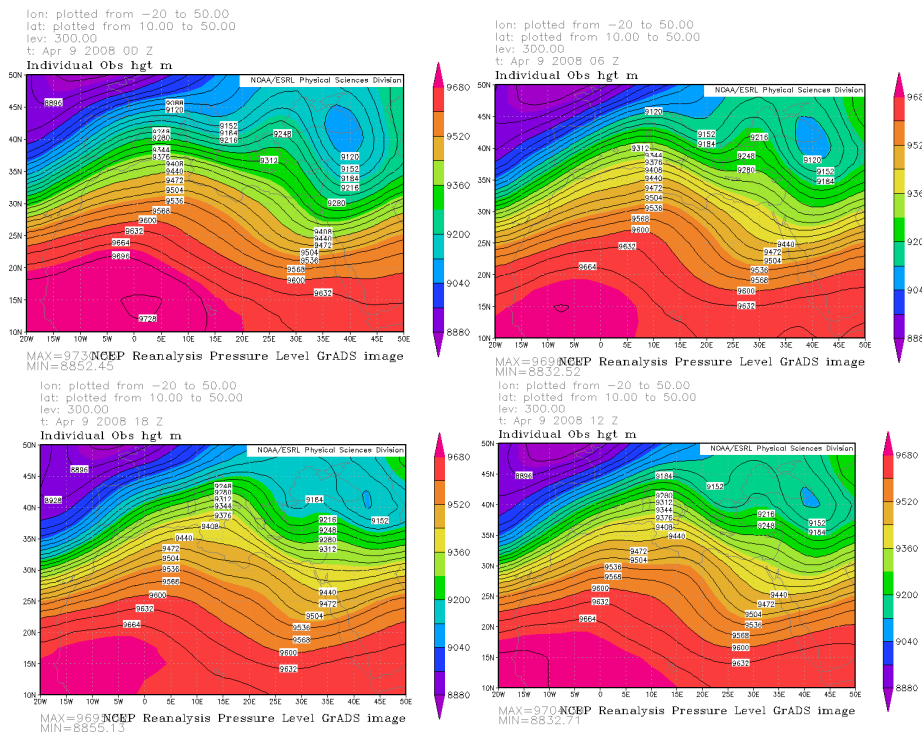
Τόσο στη στάθμη των 500hpa όσο και στη στάθμη των 300hpa αξιοσημείωτη είναι η παρουσία του αulonά στα ΒΔ της Ελλάδας (00:00UTC 9/4/2008) που επηρεάζει την Ελληνική επικράτεια και η ΒΒΑ κίνηση διαδοχικών σκαφών χαμηλής πίεσης πάνω από τη Δυτική Μεσόγειο. Και οι δύο στάθμες παρουσιάζουν πτώση γεωδυναμικού ύψους που συνεπάγεται εμφάνιση μετώπου στην επιφάνεια, ενώ η θερμοκρασία παραμένει σταθερή πάνω από την Ελλάδα. Η ΝΔ ροή συνεχίζεται στη ΒΔ Αφρική ενώ το γεωδυναμικό ύψος και η θερμοκρασία παραμένουν σταθερά και στα δυο επίπεδα. Ο άξονας του υποτροπικού αεροχειμάρρου στα 300hpa διατάσσεται ΝΔ-ΒΑ μεταξύ 44°N-30°N και 5°E-20°W. Η μέση ημερήσια ένταση του ανέμου φτάνει τα 55m/s κατά μήκος του άξονά του. Όλα τα παραπάνω φαίνονται στους χάρτες που αντιπροσωπεύουν την κατανομή του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στις στάθμες των 500hpa και 300hpa καθώς και της μέσης έντασης του ανέμου στα 300hpa κατά τη διάρκεια της 9ης Απριλίου 2008 (Σχήματα 3.44 - 3.48).



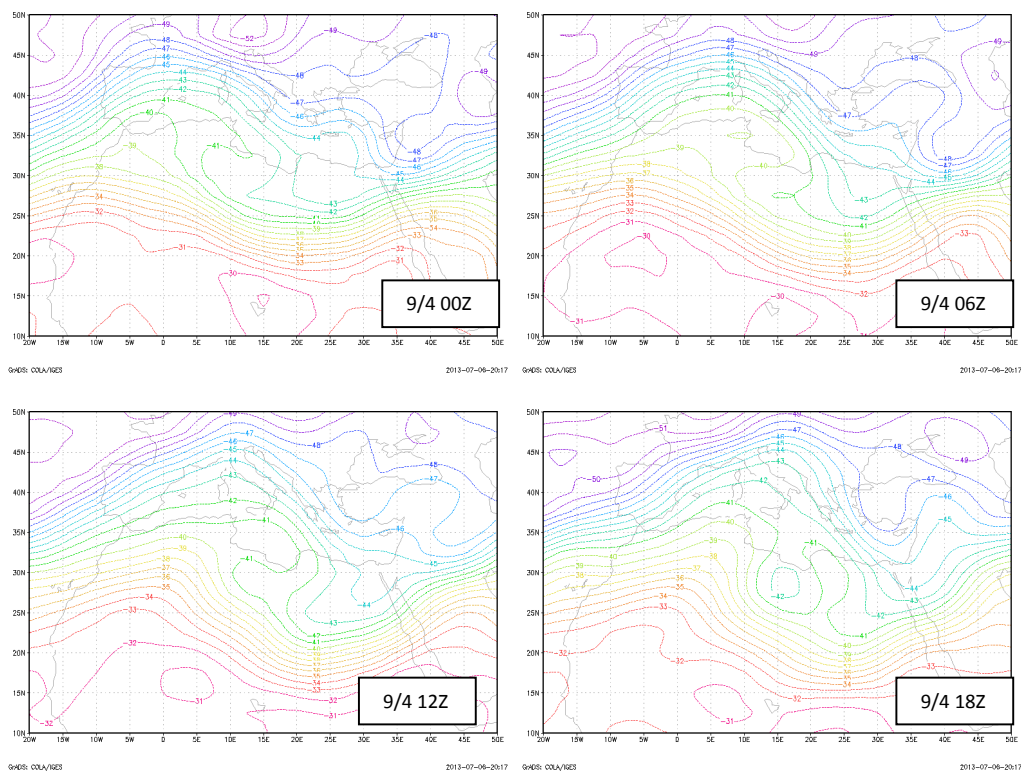
Σχήμα 3.44 Γεωδυναμικά ύψη, στα 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



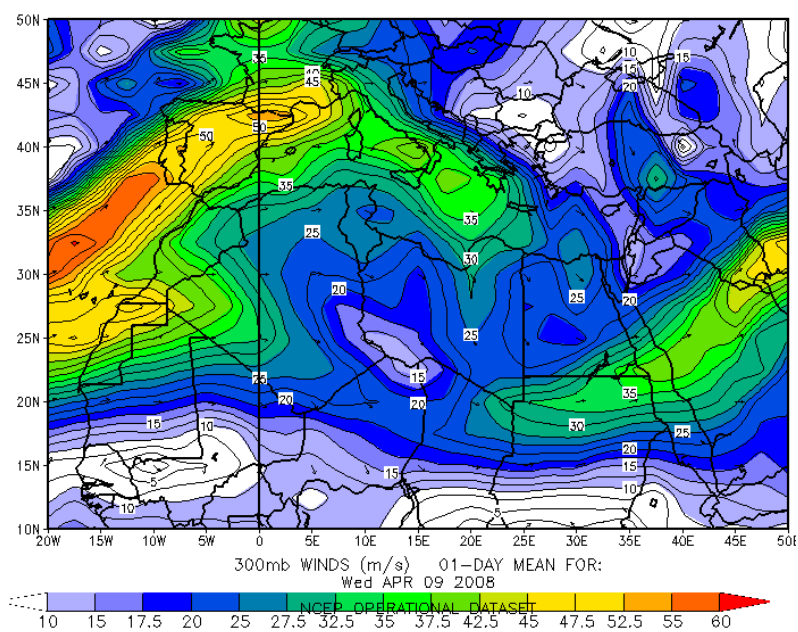
Σχήμα 3.45 Θερμοκρασίες σε °C, 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



Σχήμα 3.46 Γεωδυναμικά ύψη, 300hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



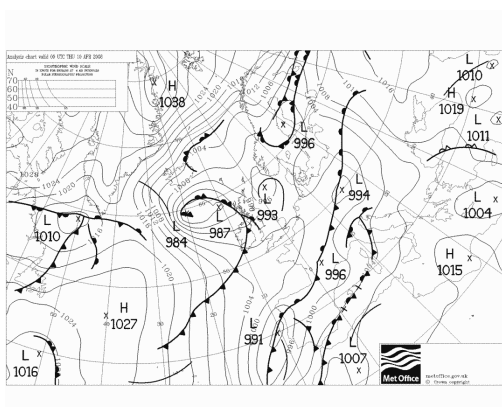
Σχήμα 3.47 Θερμοκρασίες σε °C, στα 300hpa μεταξύ 00:00UTC και 18:00UTC 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



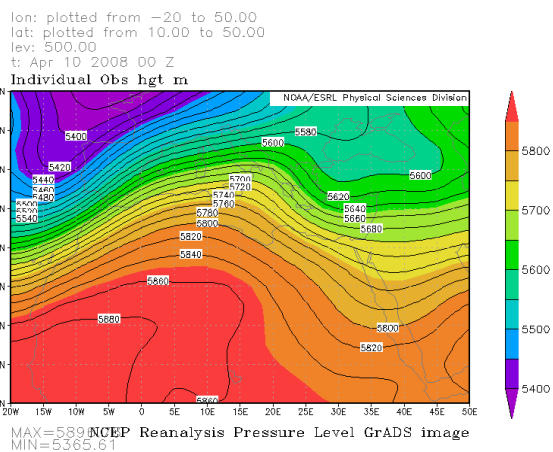
Σχήμα 3.48 Αεροχείμαρρος, 300hpa 9/4/2008 (www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

3.4.2 Δεύτερο στάδιο

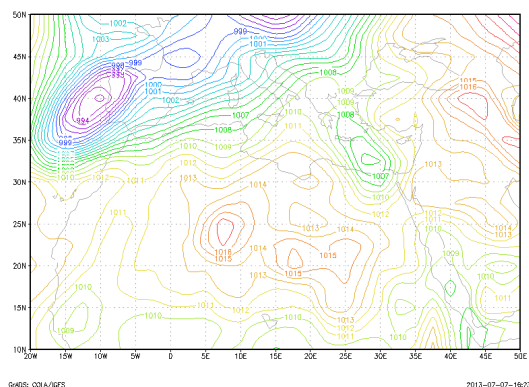
Η δεύτερη φάση αρχίζει στις 00:00UTC 10 Απριλίου και τελειώνει στις 00:00UTC 15 Απριλίου. Η όλη διαδικασία ξεκινάει με τη δημιουργία ενός βαρομετρικού χαμηλού (1007mb στη ΒΔ Αφρική στις 00:00UTC 10 Απριλίου (Σχήμα 3.49) με συνέπεια την εκδήλωση αμμοθύελλας στην περιοχή. Αυτό το βαρομετρικό χαμηλό, L_1 από εδώ και στο εξής, οργανώνεται με τη βοήθεια ενός αυλώνα ανώτερης ατμόσφαιρας (Σχήμα 3.50) και μίας ζώνης βαροκλινικότητας στα κατώτερα στρώματα (Σχήμα 3.51) νοτιοανατολικά της οροσειράς του Άτλαντα και κάτω από τον υποτροπικό αεροχείμαρρο (Σχήμα 3.52). Η κυκλογένεση αυτή λαμβάνει χώρα όταν έρχονται κοντά το πολικό μέτωπο και ο υποτροπικός αεροχείμαρρος εξαιτίας της κίνησης του πολικού μετώπου προς τα νότια (μικρότερα γεωγραφικά πλάτη) σε σημείο που να πλησιάζει τον υποτροπικό αεροχείμαρρο στη Βόρεια Αφρική.



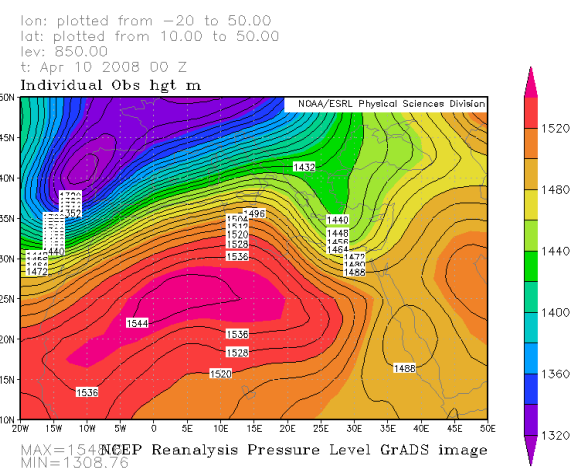
Σχήμα 3.49 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 10/4/2008 (www.wetterzentrale.de)

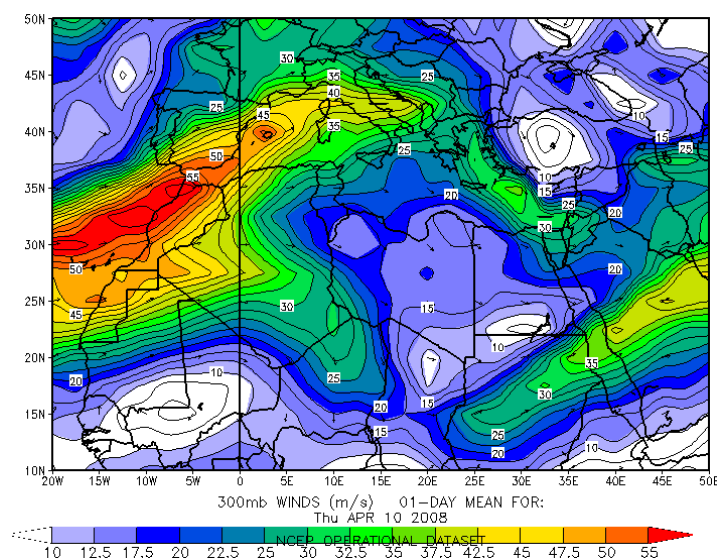


Σχήμα 3.50 Γεωδυναμικά ύψη 500hPa, 00:00UTC 10/4/2008 (www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.51 Πίεση στη Μ.Σ.Θ. σε hPa και γεωδυναμικά ύψη στα 850hPa, 00:00UTC 10/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

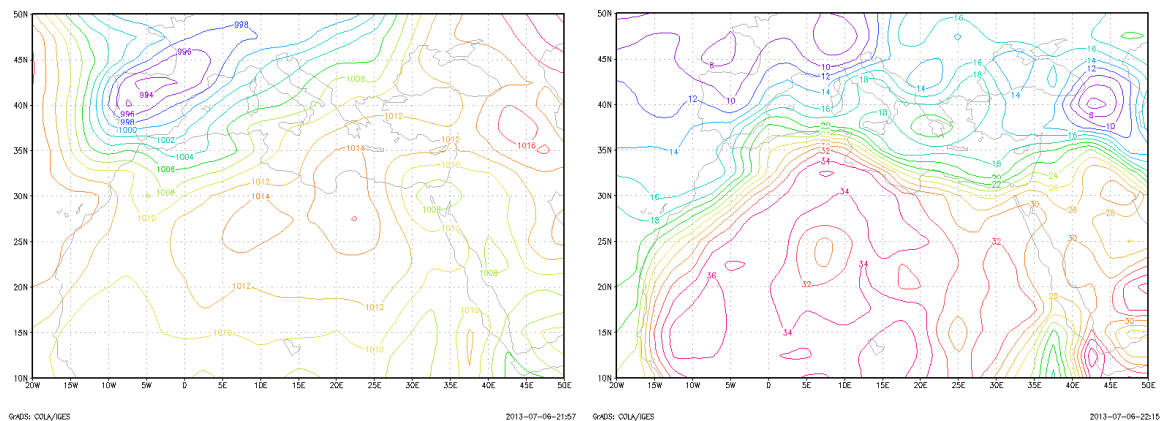




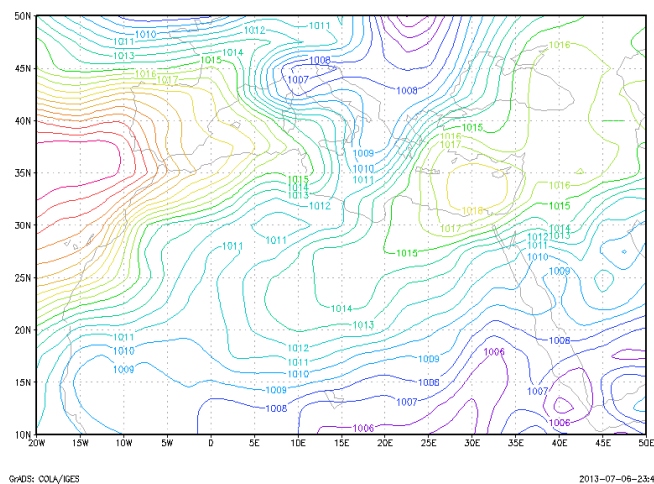
Σχήμα 3.52 Υποτροπικός αεροχείμαρρος στα 300hPa, 00:00UTC 10/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Πιο συγκεκριμένα:

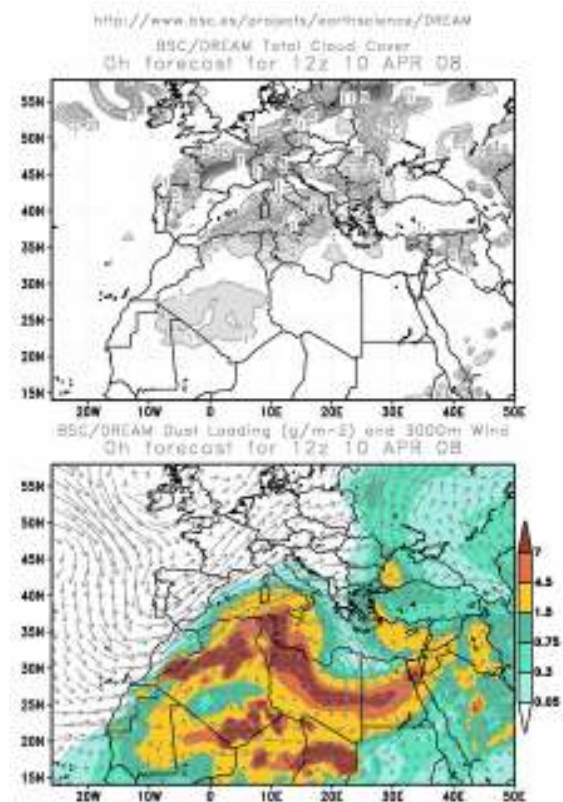
Στις 00:00UTC 10 Απριλίου (Σχήμα 3.49) και στη στάθμη των 1000hPa η διαταραχή του πολικού μετώπου δημιουργεί ακολουθία υφέσεων η οποία εκτείνεται από τα δυτικά παράλια της Πορτογαλίας στον Ατλαντικό Ωκεανό μέχρι τις χώρες της Βαλτικής στα βορειοανατολικά της Ευρώπης. Όλες μαζί κινούνται προς τα βορειοανατολικά στο διάστημα από 10/4 έως 15/4 2008. Το ίδιο αίτιο προκαλεί την εμφάνιση θερμικού χαμηλού, L_1 , με πίεση 1007mb (L_1 από εδώ και στο εξής). Κινούμενη και αυτή αργά βορειοανατολικά, οργανώνεται νότια από αυτή την ομάδα υφέσεων πάνω από το Μαρόκο (ΒΔ Αφρική) και στην υπήνεμη πλευρά των βουνών του Άτλαντα. Βαροκλινική ζώνη (όπου οι ισοβαρείς και οι ισόθερμες τέμνονται) εμφανίζεται στη ΒΔ Αλγερία και εκτείνεται μέχρι τις Βαlearίδες νήσους και τον κόλπο του Λέοντα στη Γαλλία (Σχήμα 3.53). Ενίσχυση της ζώνης αυτής όπως και επέκτασή της προς την Κεντρική Μεσόγειο και την Ελλάδα παρατηρείται στις 12/4/2008 (Σχήμα 3.54). Στο Bechar της ΒΔ Αλγερίας οι νοτιοδυτικοί άνεμοι εμφανίζουν σχετική μείωση στην έντασή τους πνέοντας όμως και πάλι πολύ ισχυροί έως 7 Μποφόρ στις 12:00UTC 10 Απριλίου 2008 (METAR Αεροδρομίου). Αυτό οφείλεται στο συνδυασμό των χαμηλών πιέσεων της ΒΔ Αλγερίας με τις υψηλές πιέσεις πάνω από την έρημο Σαχάρα δημιουργώντας ισχυρή βαροβαθμίδα πάνω από τη ΒΔ Αλγερία (Σχήμα 3.51). Συνθήκες αμμοθύελλας συνεχίζουν να επικρατούν στην περιοχή μεταφέροντας τη σκόνη προς την Κεντρική Μεσόγειο και τη Σικελία (Σχήμα 3.55).



Σχήμα 3.53 Πίεση στη Μ.Σ.Θ. σε hPa και θερμοκρασία επιφανείας σε °C, 12:00UTC 10/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

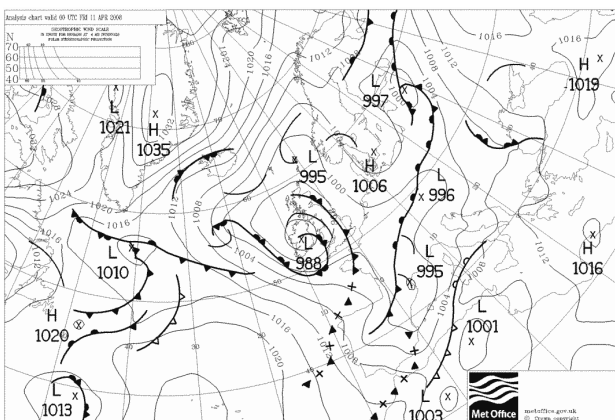


Σχήμα 3.54 Πίεση στη Μ.Σ.Θ. σε hPa, 12:00UTC 12/4/2008. Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

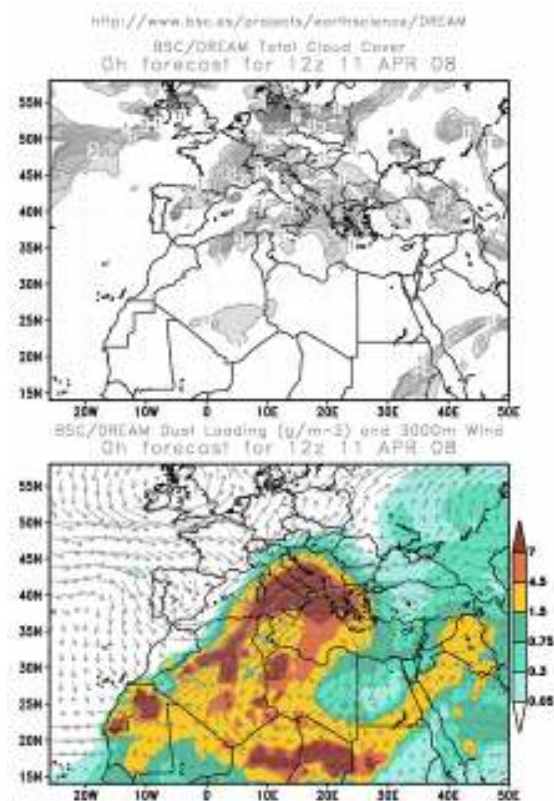


Σχήμα 3.55 Φορτίο σκόνης (dust load), 0h forecast 12:00UTC 10/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Στις 00:00UTC 11 Απριλίου 2008, το χαμηλό L₁ βρίσκεται στη υπήνεμη πλευρά των βουνών της Βόρειας Αλγερίας (Ορη της Ακτής) κοντά στα σύνορα με την Τυνησία (35N-5W) και βαθαίνει συνεχώς (1001mb) (Σχήμα 3.56 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ 00:00UTC 11/4/2008). Οι μετωπικές του επιφάνειες εκτείνονται ΒΑ πάνω από τη Σαρδηνία και ΝΔ πάνω από το Μαρόκο και τη ΒΔ Αλγερία όπου το ψυχρό μέτωπο του χαμηλού είναι παράλληλο με την οροσειρά του Άτλαντα. Οι ΝΔ άνεμοι στο Bechar συνεχίζουν να πνέουν με εντάσεις έως 7 Μποφόρ προκαλώντας φαινόμενα εκτεταμένης μεταφοράς σκόνης (Σχήμα 3.57 DUST LOAD 0h forecast 12:00UTC 11/4/2008). Στροφή των ανέμων σε Β-ΒΔ διεύθυνση και μείωση στην έντασή τους παρατηρείται στις 12 και 13 Απριλίου ως συνέπεια της απομάκρυνσης του βαρομετρικού χαμηλού L₁ προς την Κεντρική Μεσόγειο και της επιρροής του Αζορικού αντικυκλώνα στην περιοχή από τις 12/4/2008 και έπειτα (METAR Αεροδρομίου).

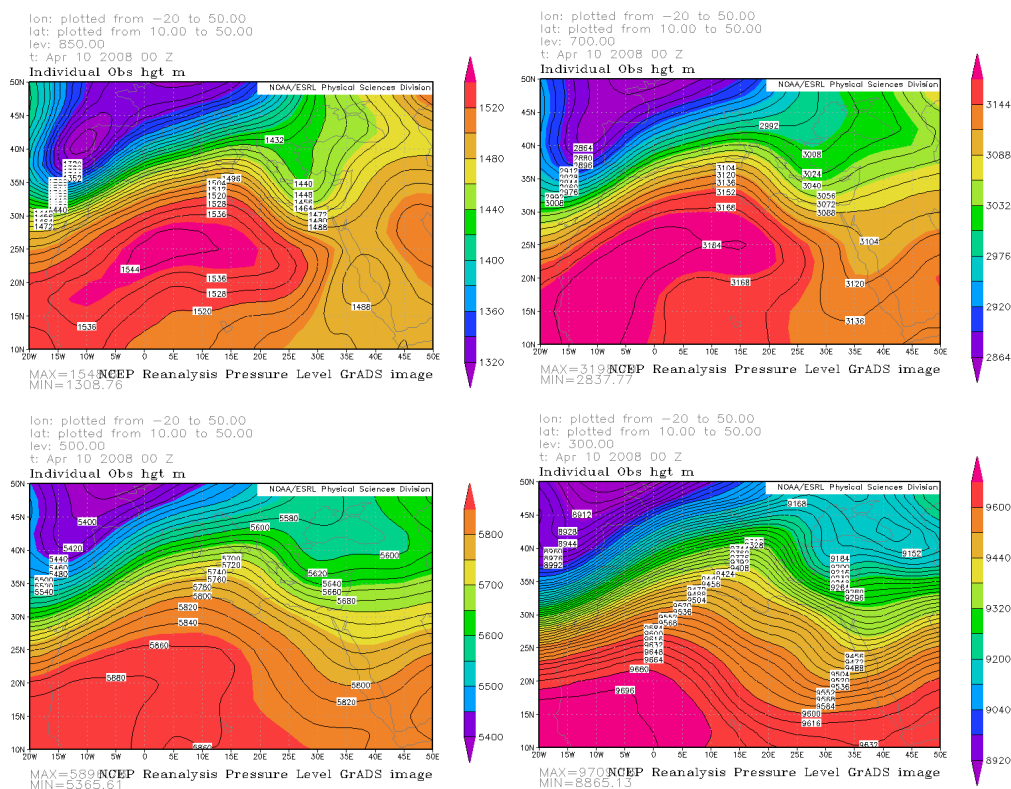


Σχήμα 3.56 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 11/4/2008 (www.wetterzentrale.de)

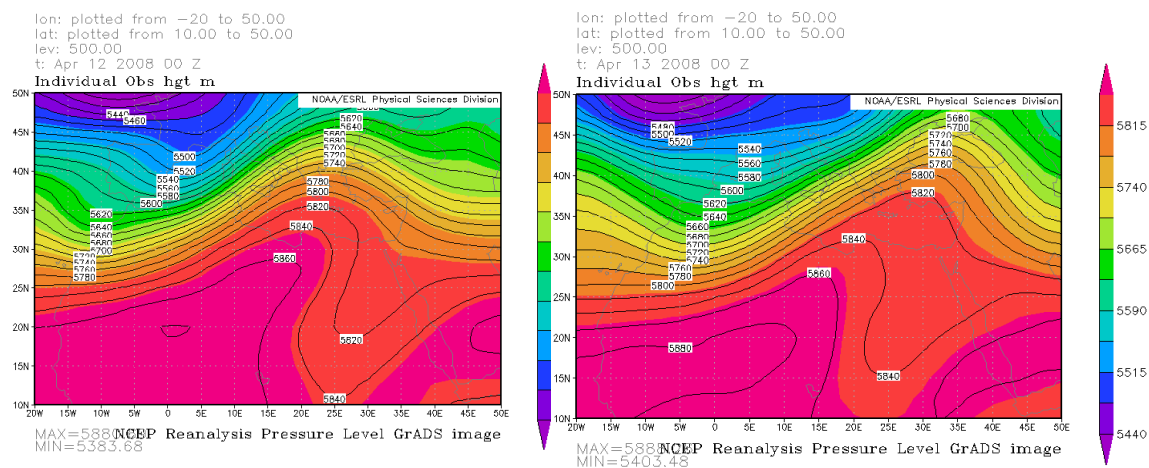


Σχήμα 3.57 Φορτίο σκόνης (dust load), 0h forecast 12:00UTC 11/4/2008 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

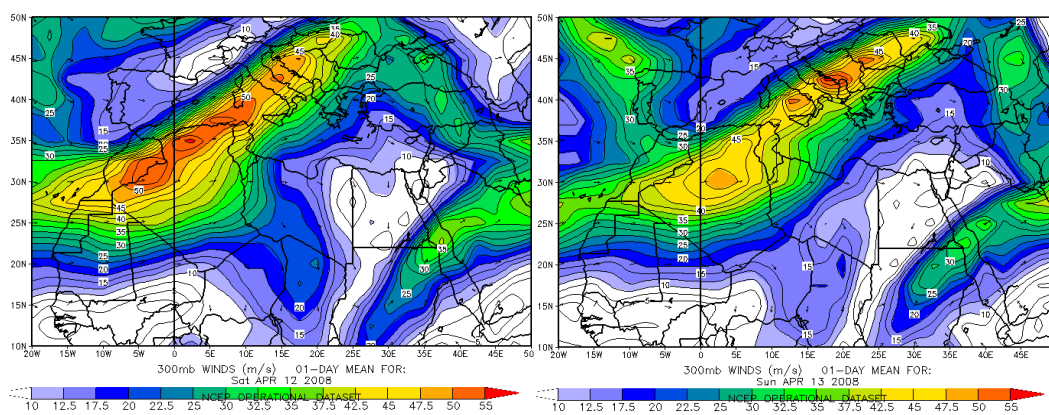
Στο πεδίο των ισοϋψών, ο αυλώνας πάνω από την Πορτογαλία εμφανίζεται σε όλες τις επιφάνειες από τα 850hpa μέχρι και τα 300hpa διατηρώντας μία αρνητική κλίση του άξονά του με το ύψος (Σχήμα 3.58). Ο άξονας προσανατολίζεται από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά και σχετίζεται με το επιφανειακό χαμηλό που εμφανίζεται στα δυτικά παράλια της Πορτογαλίας στις 10/4/2008. Τρεις (3) μέρες αργότερα, στις 13/4/2008, με την κίνηση του αυλώνα προς τα Ανατολικά-Βορειοανατολικά (ABA) (Σχήμα 3.59), ο προσανατολισμός του άξονά του μεταβάλλεται σε πιο μεσημβρινό καθώς το μήκος κύματος του αυλώνα μεγιστοποιείται (12 και 13/4/2008) και το μέγιστο του ανέμου στα 300hpa μετατοπίζεται ανατολικότερα (Σχήμα 3.60). Στις 14/4/2008, ο άξονας του αυλώνα παρουσιάζει βορειοδυτική-νοτιοανατολική διάταξη ενώ βρίσκεται δυτικά της Ελλάδας (Σχήμα 3.61). Ψυχρή μεταφορά σημειώνεται στα δυτικά και θερμή στα ανατολικά του αυλώνα, ενώ η βαροτροπική ζώνη της ατμόσφαιρας κινείται από τη Δυτική Μεσόγειο (10/4/2008) προς την Κεντρική Μεσόγειο (12/4/2008) και αργότερα προς την Ελλάδα (14/4/2008) (Σχήματα 3.62α, 3.62β). Αρχικά, όταν ο αυλώνας βρίσκεται στη Δυτική Μεσόγειο (Σχήμα 3.59), συνδυάζεται με μία βαροκλινική ζώνη πάνω από την Κεντρική Μεσόγειο η οποία κινείται ABA προς την Ελλάδα. Κατά αυτόν τον τρόπο, το ΝΔ ρεύμα αρχίζει να διαμορφώνεται, κυρίως στα 850hpa, αλλά και στις ανώτερες επιφάνειες, πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα στις 12/4/2008 (Σχήμα 3.63).



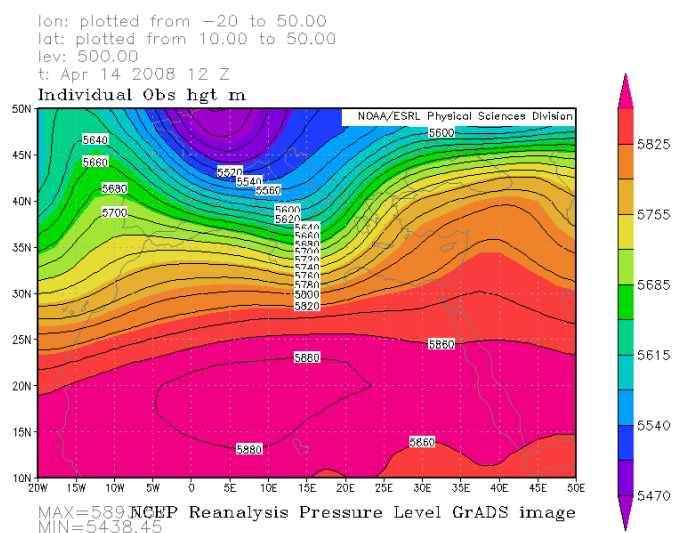
Σχήμα 3.58 Γεωδυναμικά ύψη 850, 700, 500, 300 hpa, 00:00UTC 10/4/2008 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis>)



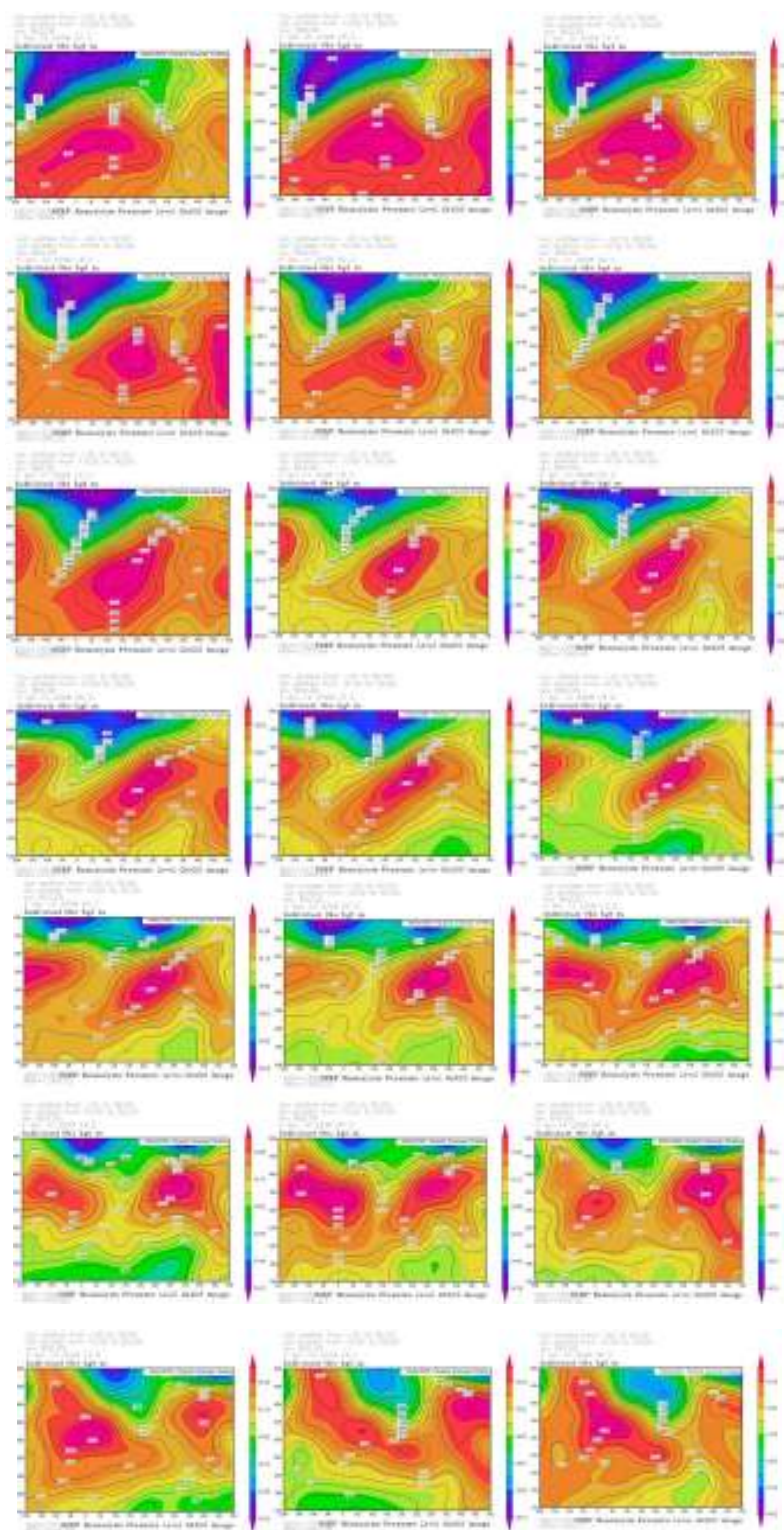
Σχήμα 3.59 Γεωδυναμικά ύψη 500hpa, 00:00UTC 12/4/2008 και 13/4/2008
(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis>)



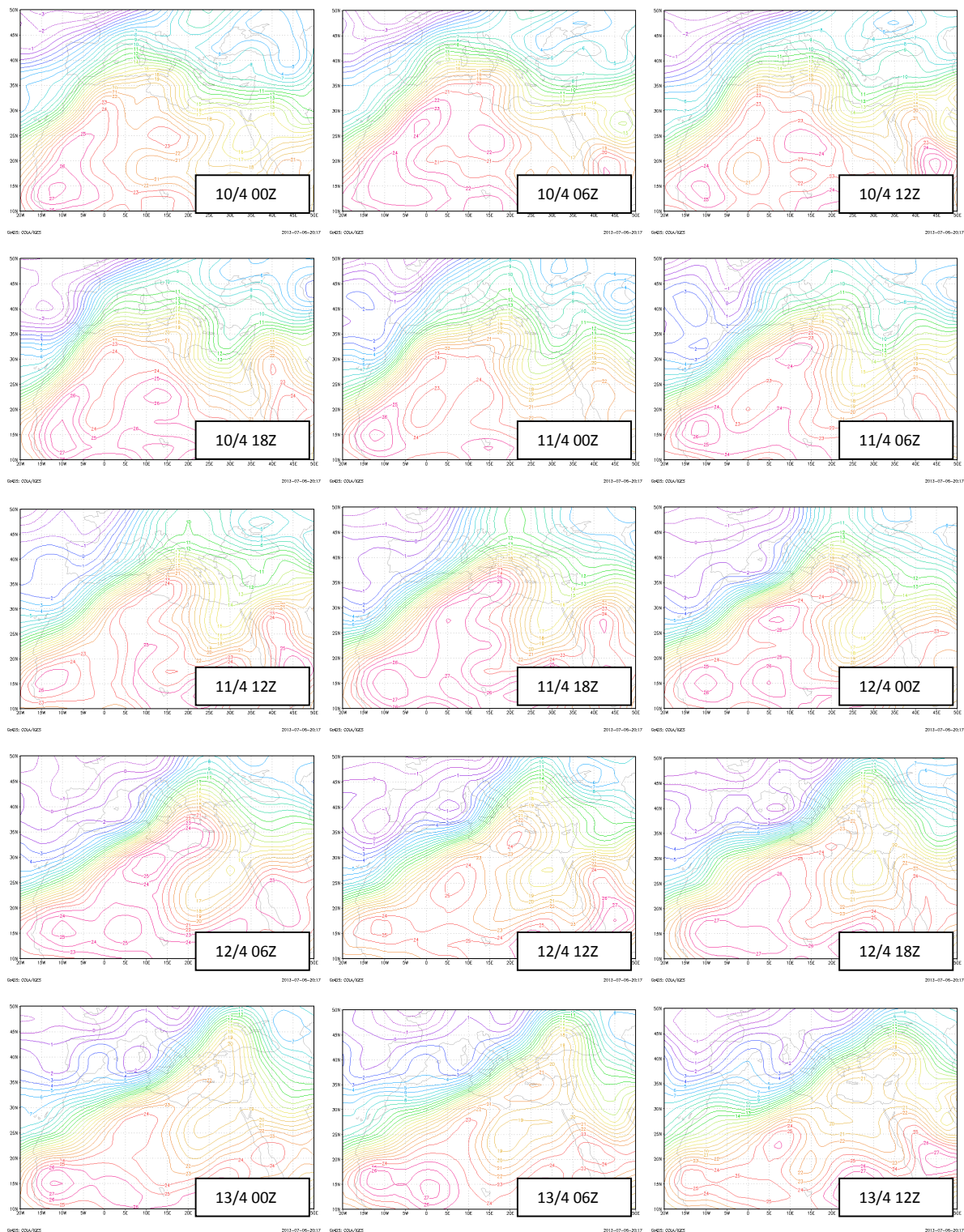
Σχήμα 3.60 Υποτροπικός αεροχείμαρρος 300hPa, 00:00UTC 12/4/2008 και 13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

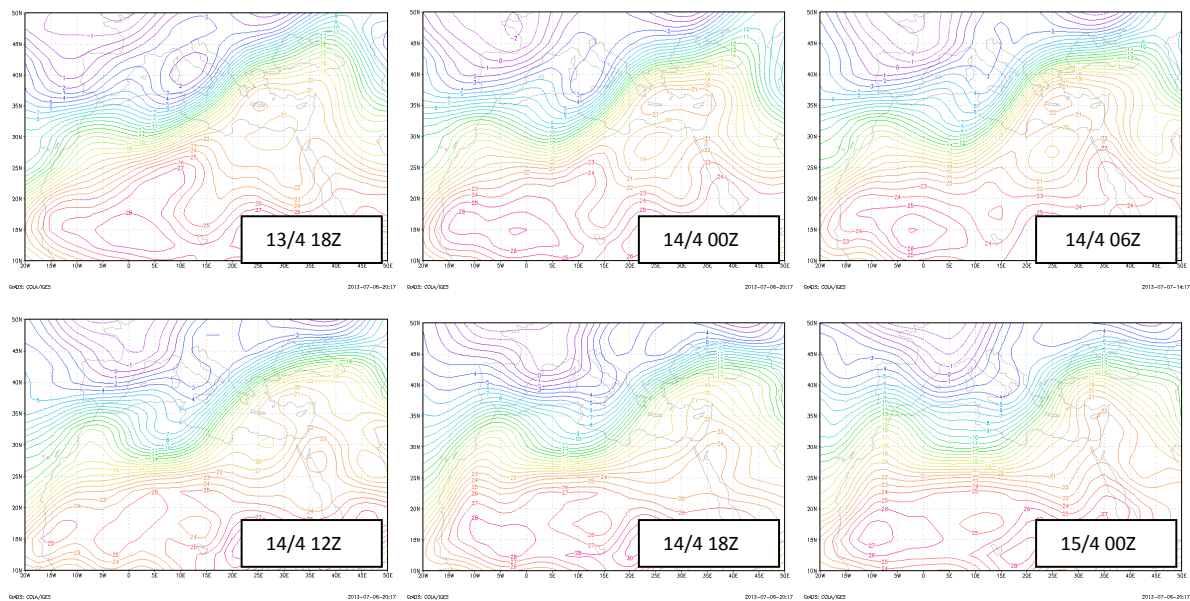


Σχήμα 3.61 Γεωδυναμικά ύψη 500hpa, 12:00UTC 14/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

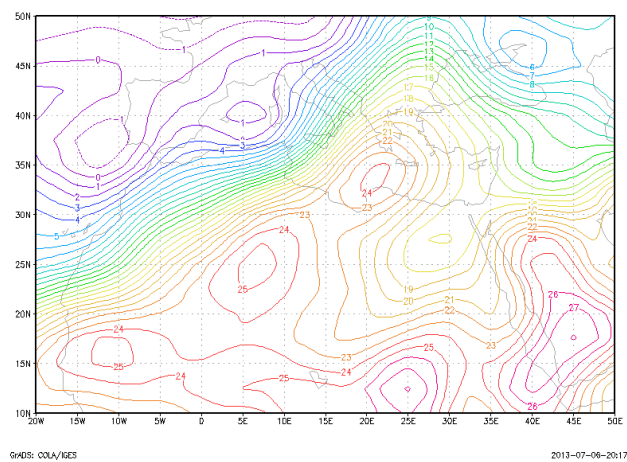


Σχήμα 3.62α Γεωδυναμικά ύψη στα 850hpa, 00:00UTC 10/4/2008 έως 00:00UTC 15/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



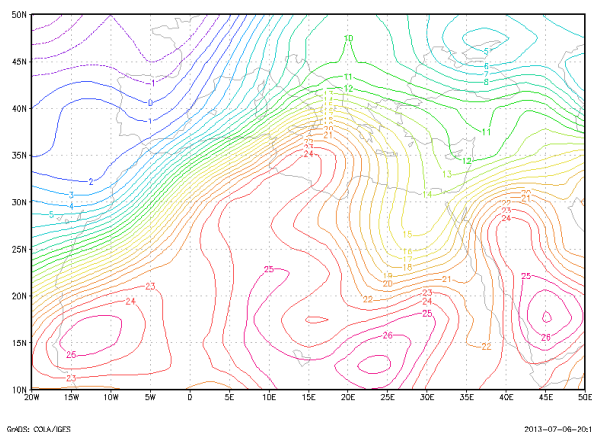


Σχήμα 3.62β Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa, 00:00UTC 10/4/2008 έως 00:00UTC 15/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

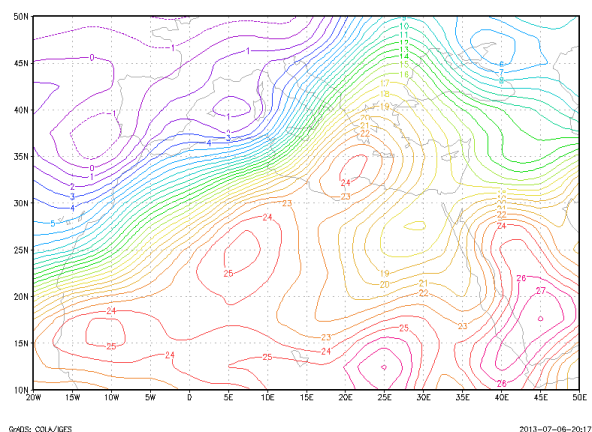


Σχήμα 3.63 Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa, 12:00UTC 12/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

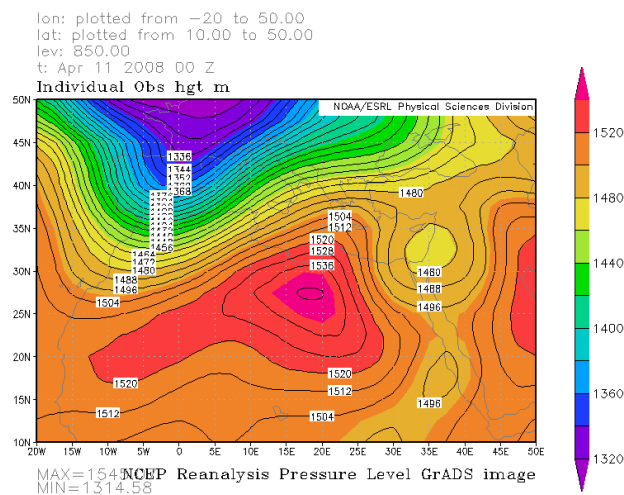
Στη στάθμη των 850hpa εμφανίζεται ΝΔ ρεύμα με έντονη θερμή μεταφορά από τη ΒΔ Αφρική προς την Κεντρική Μεσόγειο στις 11/4/2008 (Σχήμα 3.64) συμπεριλαμβανομένης και της Ελλάδας όπου εμφανίζεται από τις 12/4/2008 και μετά (Σχήμα 3.65). Η έντονη βαροκλινική ζώνη είναι εμφανής και σε αυτό το επίπεδο καλύπτοντας μία μεγάλη έκταση από τη Δυτική-Βορειοδυτική (ΔΒΔ) Αφρική μέχρι και τα Βόρεια Βαλκάνια (Σχήμα 3.66). Το σύννεφο σκόνης είναι ορατό στην ατμόσφαιρα της Θεσσαλονίκης δίνοντας ένα πορτοκαλί-κίτρινο χρώμα στον ουρανό της πόλης το μεσημέρι της 11ης Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.67). Στη βόρεια Ελλάδα η μέγιστη θερμοκρασία φτάνει στους 18°C στις 18:00UTC 12 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.68) ενώ στη ΒΔ Αλγερία φτάνει τους 21°C στις 18:00UTC 10 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.69). Το γεωδυναμικό ύψος παρουσιάζει μέγιστο πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα (1512gpm) στις 12:00UTC 13 Απριλίου 2008 εξαιτίας της κίνησης των υψηλών πιέσεων της Σαχάρας προς το νοτιοανατολικό άκρο της Μεσογείου (Σχήμα 3.70). Σε αντίθεση με τη ΒΔ Αλγερία όπου το γεωδυναμικό ύψος παρουσιάζει ελάχιστο (1480gpm) στις 18:00UTC 10 Απριλίου 2008 λόγω της βάθυνσης του χαμηλού L₁ (Σχήμα 3.71).



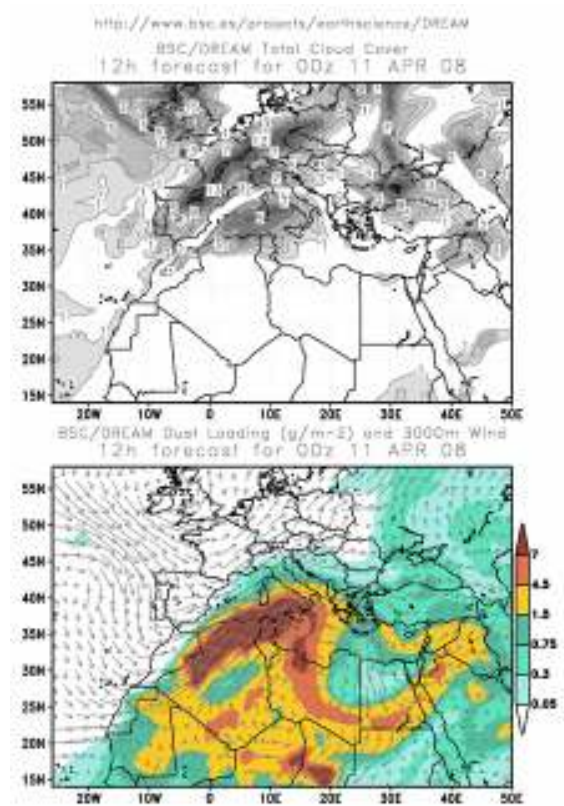
Σχήμα 3.64 Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa,
12:00UTC 11/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



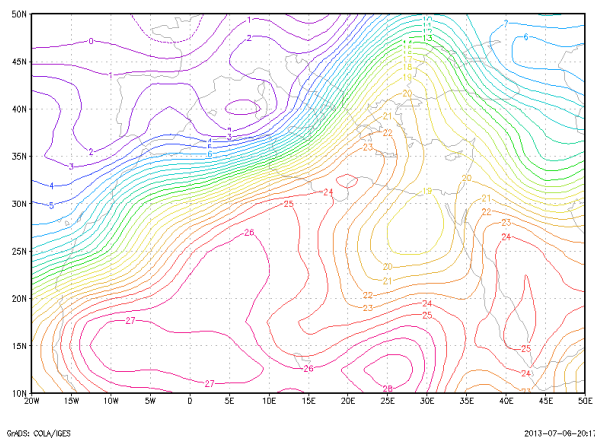
Σχήμα 3.65 Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa,
12:00UTC 12/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



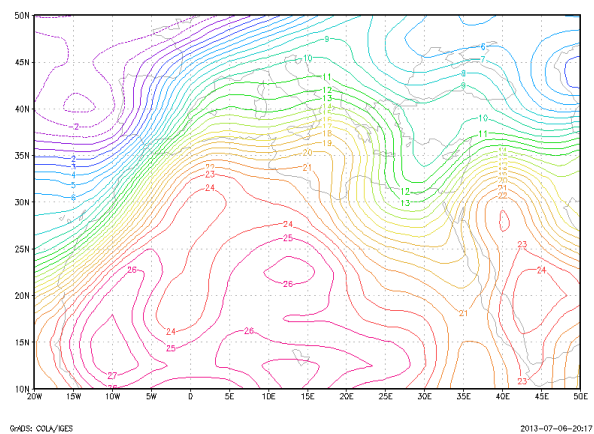
Σχήμα 3.66 Γεωδυναμικά ύψη 850hpa, 00:00UTC 11/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



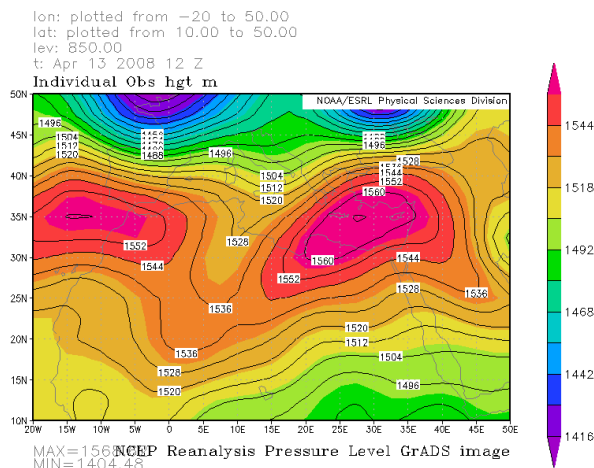
Σχήμα 3.67 Φορτίο σκόνης (dust load),
0h forecast 12:00UTC 11/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



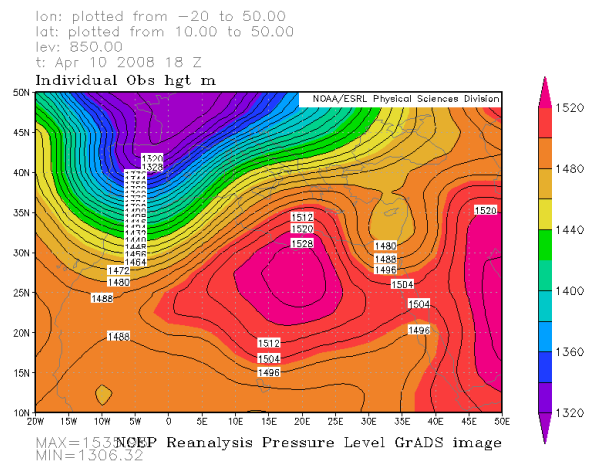
Σχήμα 3.68 Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa,
18:00UTC 12/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



Σχήμα 3.69 Θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa,
18:00UTC 10/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

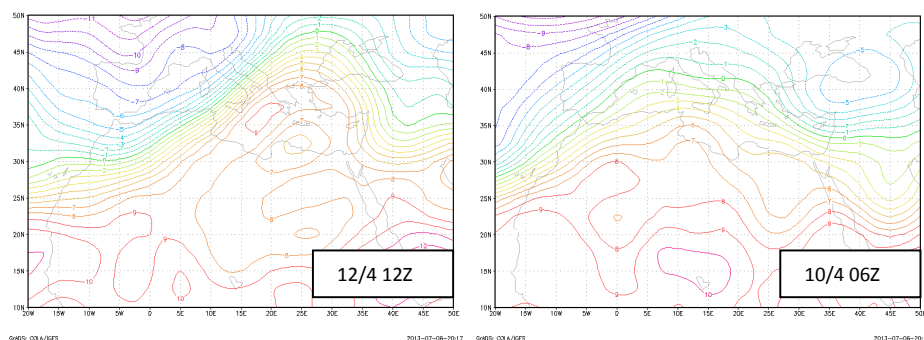


Σχήμα 3.70 Γεωδυναμικά ύψη 850hpa,
12:00UTC 13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

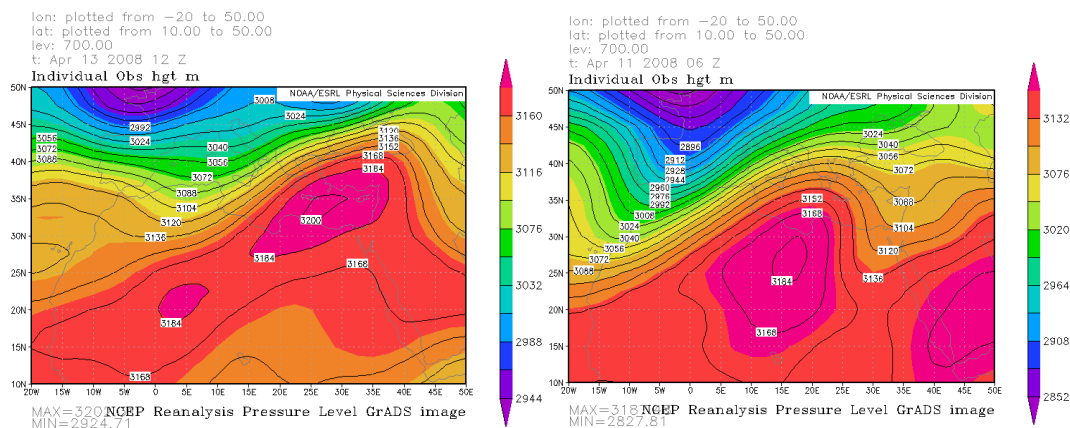


Σχήμα 3.71 Γεωδυναμικά ύψη 850hpa
18:00UTC 10/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Στη στάθμη των 700hpa η κατάσταση είναι παρόμοια με τη στάθμη των 850hpa όσον αφορά τη θερμή μεταφορά. Το ΝΔ ρεύμα συνεχίζει να επικρατεί και να μεταφέρει θερμές αέριες μάζες πάνω από την Ελλάδα. Η μέγιστη θερμοκρασία φτάνει τους 7°C στις 12:00UTC 12 Απριλίου 2008 στη Βόρεια Ελλάδα ενώ στη ΒΔ Αλγερία η ίδια τιμή θερμοκρασίας εμφανίζεται στις 06:00UTC 10 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.72). Η προεκβολή τμήματος του αντικυκλώνα της Σαχάρας, που κινείται ανατολικά-βορειοανατολικά (ABA), καλύπτει ολόκληρη την Ελλάδα και φτάνει μέχρι τη Μαύρη Θάλασσα. Στη Βόρεια Ελλάδα το μέγιστο γεωδυναμικό ύψος των 3120grm καταγράφεται στις 12:00UTC 13 Απριλίου 2008. Αντιθέτως, η ΒΔ Αλγερία εμφανίζει ελάχιστο γεωδυναμικό ύψος 3072grm στις 06:00UTC 11 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.73).

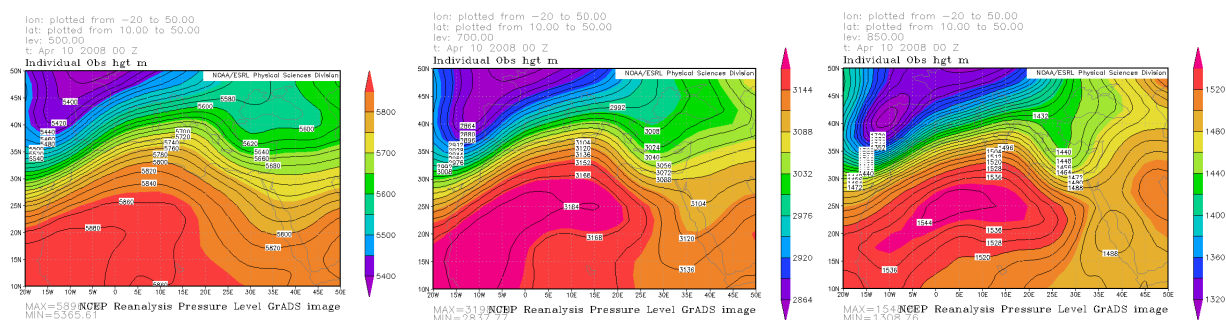


Σχήμα 3.72 Θερμοκρασίες σε °C, στα 700hpa, 12:00UTC 12/4/2008 και 06:00UTC 10/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



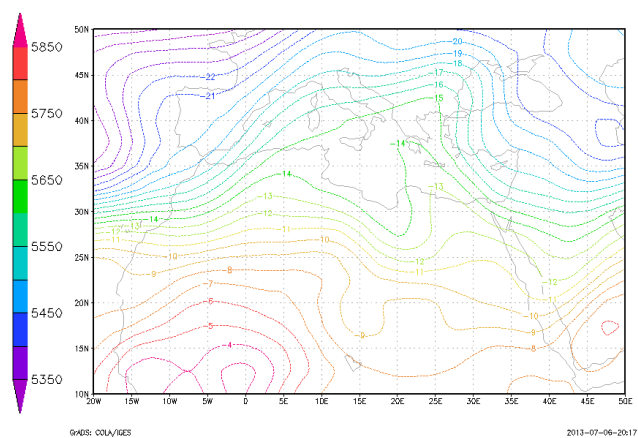
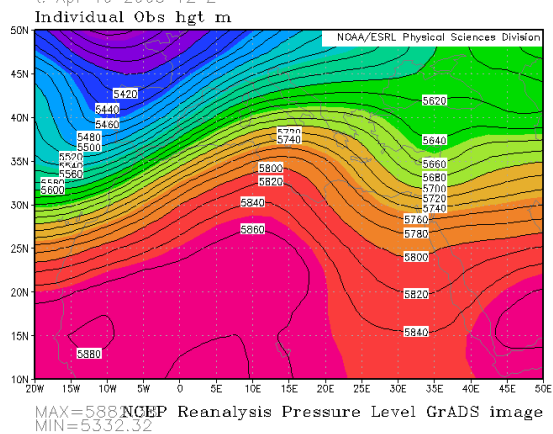
Σχήμα 3.73 Γεωδυναμικά ύψη 700hpa, 12:00UTC 13/4/2008 και 06:00UTC 11/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Ο μεγάλου μήκους κύματος αυλώνας πάνω από το Βισκαϊκό Κόλπο εμφανίζεται στη στάθμη των 500hpa, ενώ ο άξονάς του βρίσκεται ελαφρώς πιο βόρειοδυτικά από ότι στις κατώτερες στάθμες (Σχήμα 3.74). Στις 12:00UTC 10/4/2008 παρατηρείται έξαρση ισόθερμων και ισοϋψών στην Κεντρική Μεσόγειο ενώ η κυκλοφορία πάνω από την Ελλάδα είναι αντικυκλωνική (Σχήμα 3.75). Μετά τις 12:00UTC 10/4/2008 επικρατεί ΝΔ ρεύμα στον ελλαδικό χώρο ενώ ο αυλώνας βαθαίνοντας βρίσκεται στα δυτικά της Ιταλίας κινούμενος προς τα ανατολικά (Σχήμα 3.76α). Μία μέρα μετά, στις 14/4/2008, ο αυλώνας βρίσκεται δυτικά του Ελλαδικού χώρου και αναμένεται πτώση υψών (Σχήμα 3.76β).



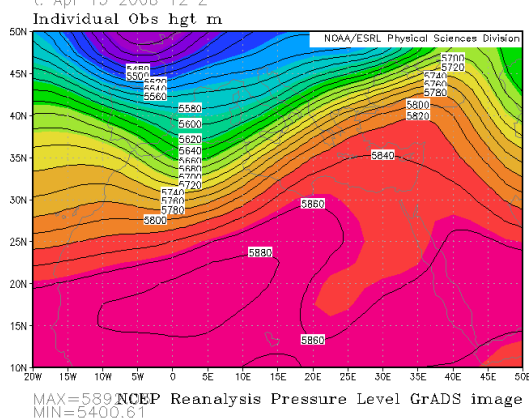
Σχήμα 3.74 Γεωδυναμικά ύψη 500, 700, 850hpa, 00:00UTC 10/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

lon: plotted from -20 to 50.00
lat: plotted from 10.00 to 50.00
lev: 500.00
t: Apr 10 2008 12 Z



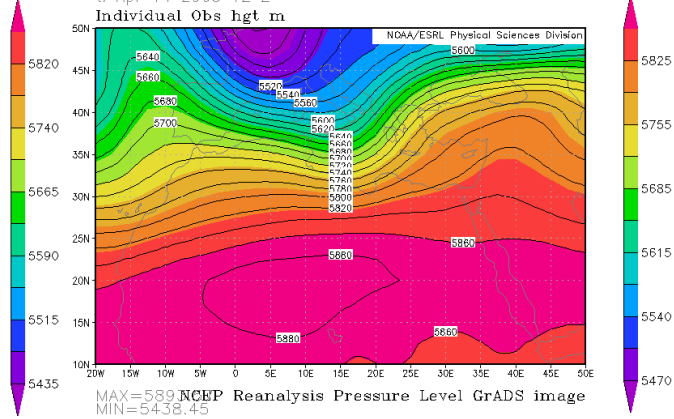
Σχήμα 3.75 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασίες σε °C, στα 500hpa, 12:00UTC 10/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR

lon: plotted from -20 to 50.00
lat: plotted from 10.00 to 50.00
lev: 500.00
t: Apr 13 2008 12 Z



Σχήμα 3.76α Γεωδυναμικά ύψη 500hpa,
12:00UTC 13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

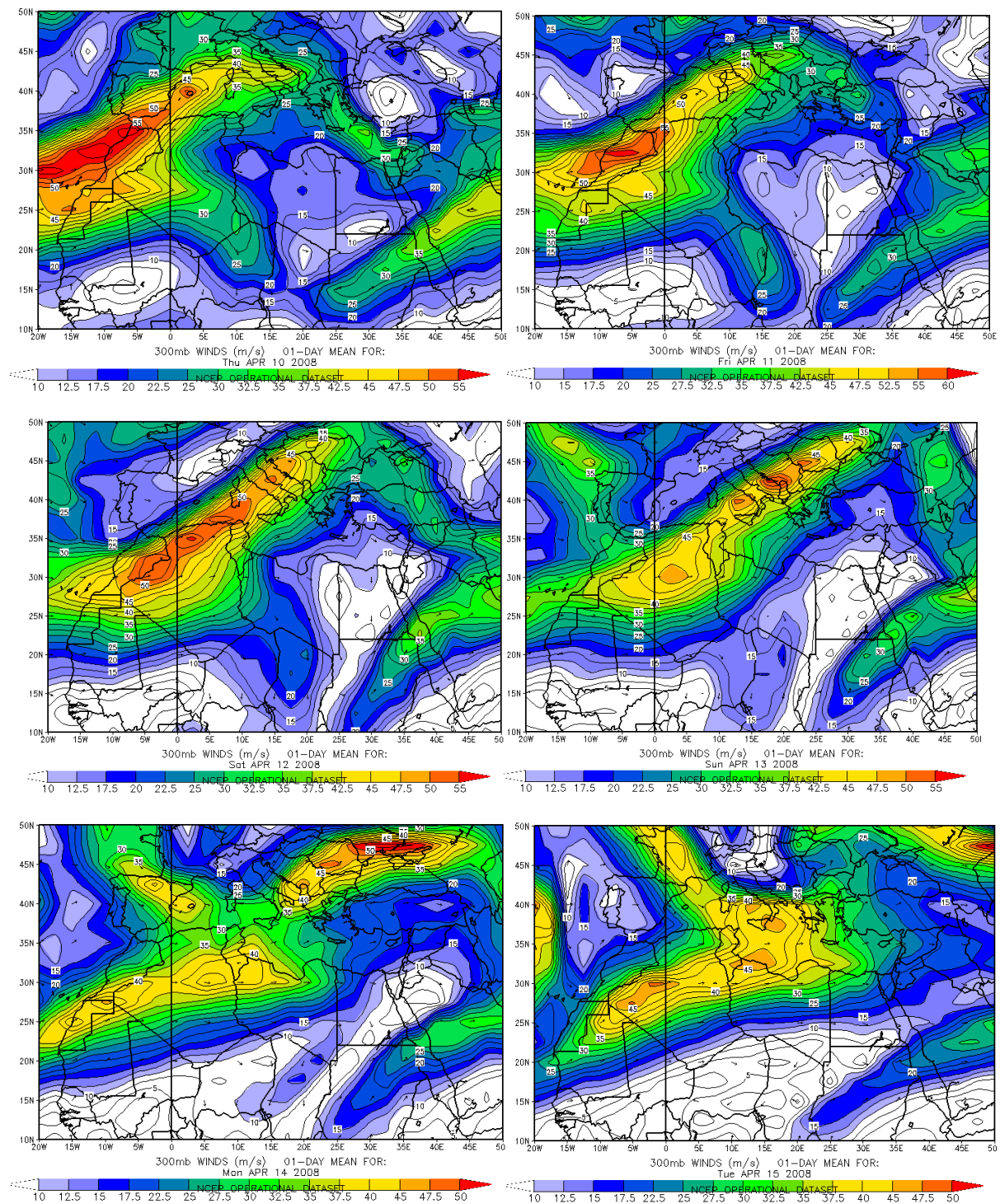
lon: plotted from -20 to 50.00
lat: plotted from 10.00 to 50.00
lev: 500.00
t: Apr 14 2008 12 Z



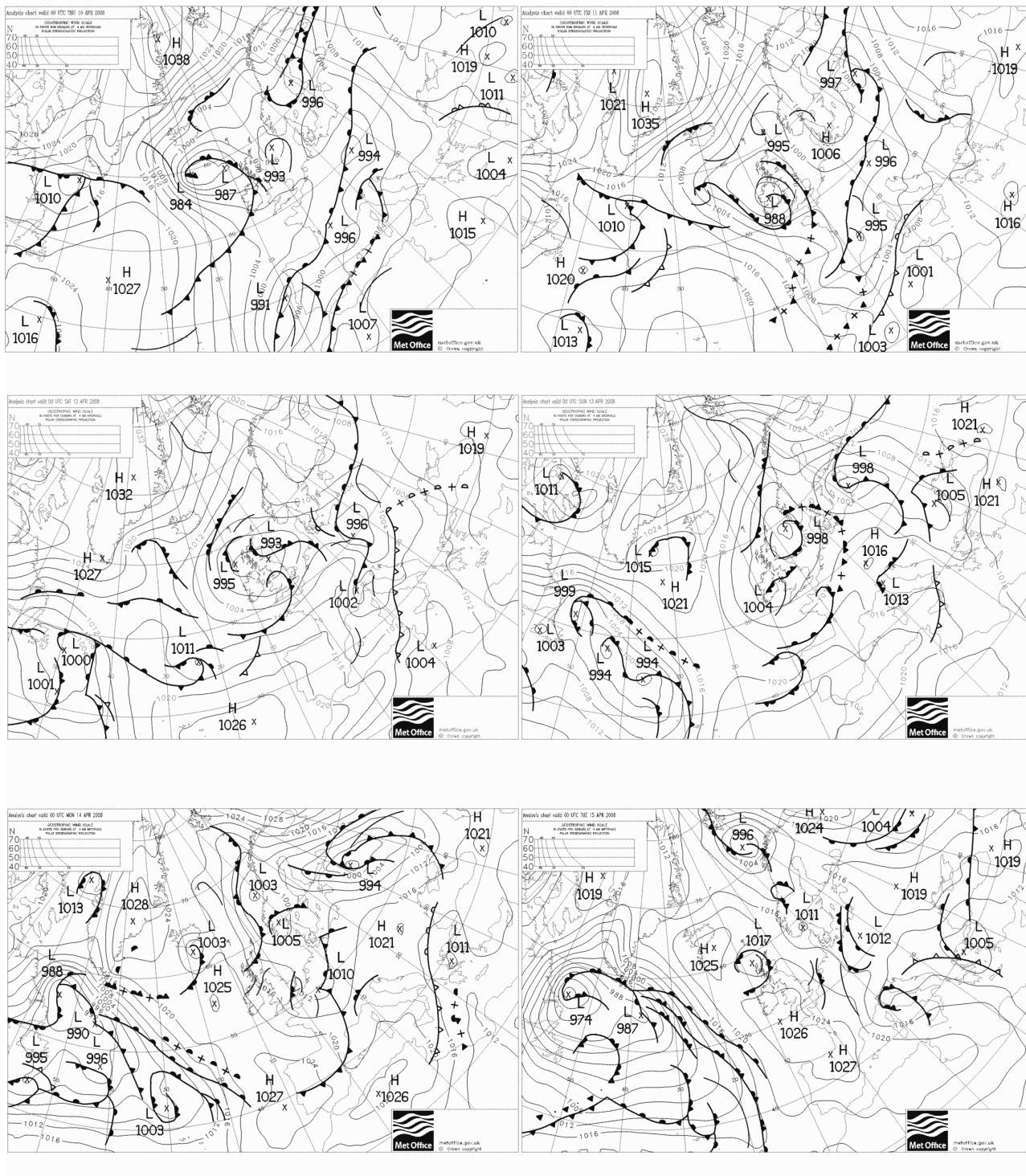
Σχήμα 3.76β Γεωδυναμικά ύψη 500hpa,
12:00UTC 14/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Ο αεροχείμαρρος στα 300hpa κινείται βορειοανατολικά με αρχική θέση (10/4/2008) τα νοτιοδυτικά της Ιβηρικής χερσονήσου στον Ατλαντικό Ωκεανό και τελική θέση (13/4/2008) τα βόρειοδυτικά της Ελλάδας. Εκτείνεται εκατοντάδες χιλιόμετρα (10°W - 35°E) μακριά σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση ενώ η ημερήσια ένταση του ανέμου κατά μήκος του άξονα κυμαίνεται μεταξύ 50-60m/s και εντοπίζεται πάνω από την ισχυρή βαροκλιτική ζώνη. Στις 14/4/2008 ο αεροχείμαρρος χωρίζεται σε δύο μικρότερα τμήματα πάνω από την Κεντρική Μεσόγειο. Το πρώτο τμήμα συνεχίζει τη βορειοανατολική του πορεία προς τη Μαύρη Θάλασσα ενώ το δεύτερο ενώνεται πάνω από τον Κόλπο της Σύρτης με ένα πολικής προέλευσης τμήμα πιθανώς του πολικού αεροχεμάρρου. Η ένωση αυτών των δύο διαφορετικής θερμοκρασίας τμημάτων θα προκαλέσει αύξηση της αστάθειας πάνω από την Ελλάδα ή αλλιώς θα ενισχύσει τις ανοδικές κινήσεις, οι οποίες με τη σειρά τους θα οδηγήσουν στην οργάνωση του βαρομετρικού χαμηλού πάνω από το Βόρειο Αιγαίο και το σχηματισμό αυλώνα στα βορειοδυτικά σύνορα της Ελλάδας στις 00:00UTC 15 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.77).

Μέχρι και το απόγευμα της 14ης Απριλίου 2008, οι δυτικές, κεντρικές και βόρειες περιοχές της Ελλάδας βρίσκονται μέσα στο θερμό τομέα των υφέσεων που διασχίζουν την Κεντρική Μεσόγειο με κατεύθυνση βορειοανατολική, ενώ οι νοτιοανατολικές επηρεάζονται από το αντικυκλωνικό σύστημα στη νοτιοανατολική Μεσόγειο (Σχήμα 3.78). Από τα Metar του αεροδρομίου της Μίκρας και κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος μεταξύ 10/4/2008 και 14/4/2008, η επιφανειακή πίεση στη Θεσσαλονίκη κυμαίνεται μεταξύ 1010mb και 1014mb στη μέση στάθμη της θάλασσας καθώς η πόλη βρίσκεται διαρκώς κάτω από την επίδραση ενός ομαλού πεδίου πιέσεων στην επιφάνεια. Οι άνεμοι στην επιφάνεια είναι κυρίως ασθενείς νοτιοανατολικοί ενώ υπάρχουν και μεγάλα χρονικά διαστήματα με νηνεμία στην περιοχή. Επικρατεί ζεστός (μέγιστη στους 24°C στις 12/4/2008) και υγρός ($\text{RH}>60\%$) καιρός με παροδικές νεφώσεις άλλοτε πυκνότερες ενώ δεν λείπουν και τα φαινόμενα ομίχλης τις πρωινές ώρες της 12ης και 13ης Απριλίου 2008 κυρίως στη γύρω περιοχή του αεροδρομίου της Μίκρας. Η αιτία που προκαλεί την εμφάνιση ομίχλης είναι η κίνηση του ανερχόμενου ζεστού και υγρού αέρα της Αφρικής πάνω από την ψυχρή γήινη επιφάνεια.

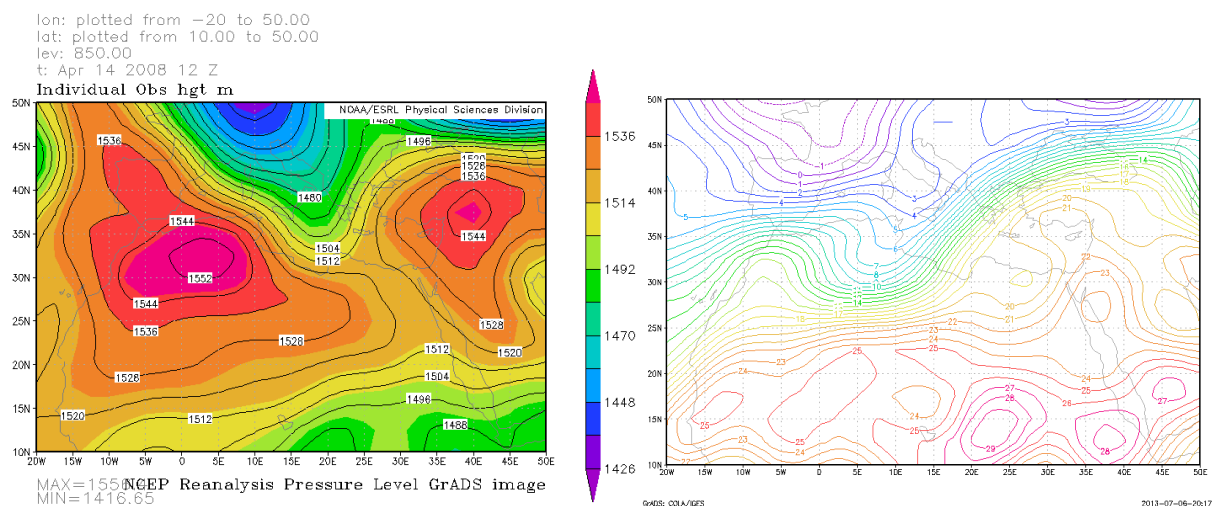


Σχήμα 3.77 Υποτροπικός αεροχείμαρρος 300hPa, 00:00UTC 10/4/2008 έως 00:00UTC 15/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

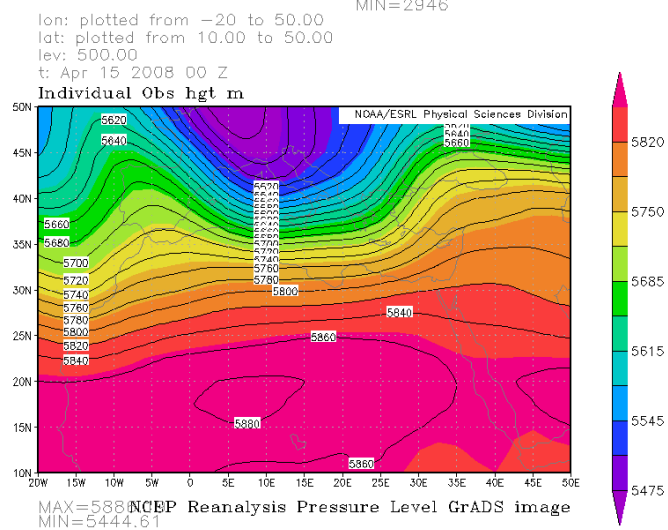
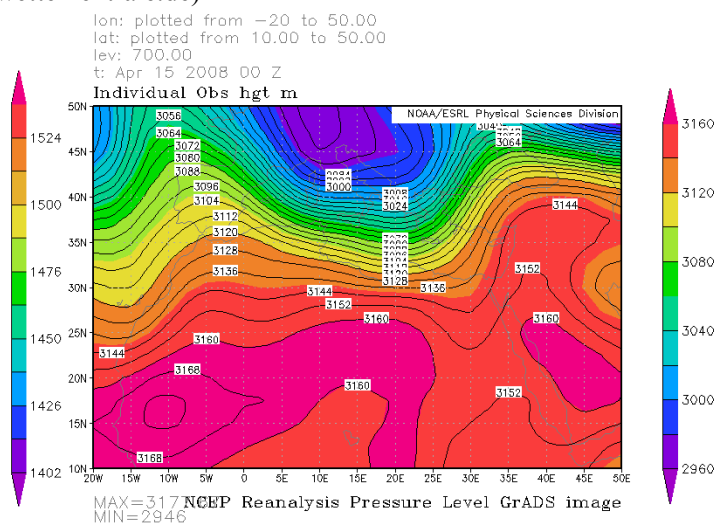
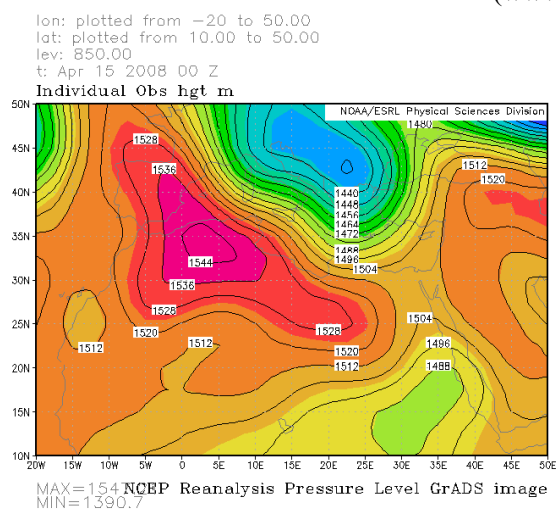
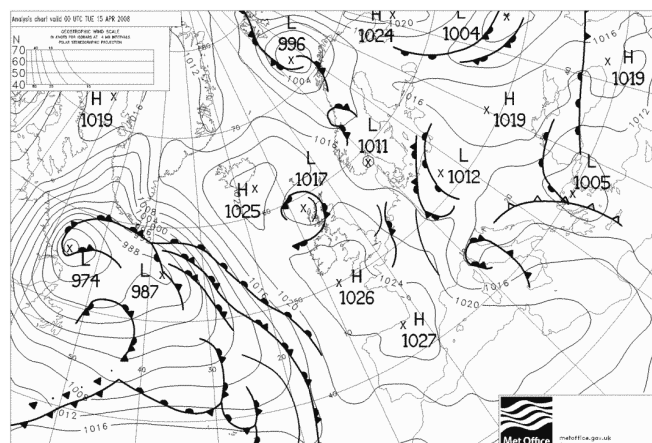


Σχήμα 3.78 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 10/4/2008 έως 00:00UTC 15/4/2008
(www.wetterzentrale.de)

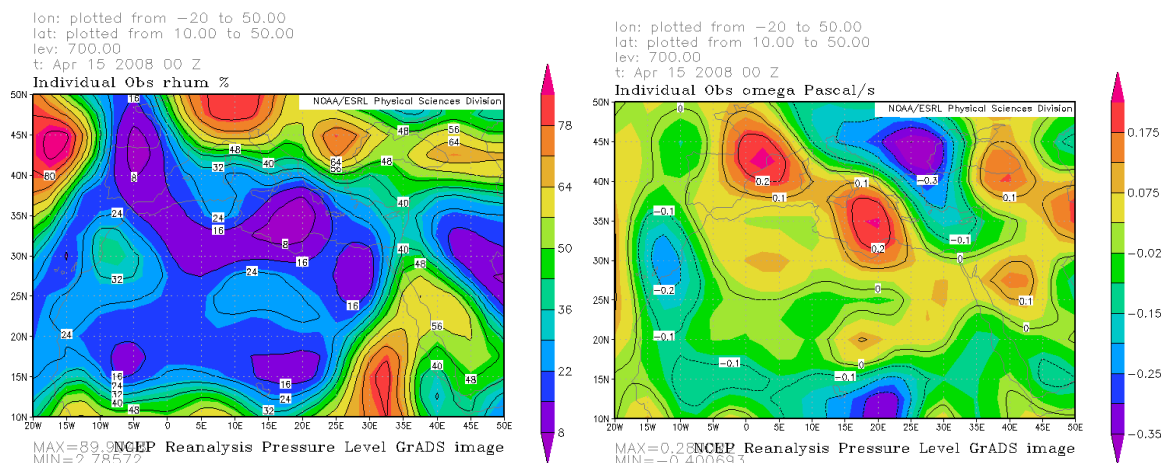
Η ΝΔ διεύθυνση της τροποσφαιρικής ροής αναγκάζει όλα τα ατμοσφαιρικά συστήματα, τις επιφανειακές υφέσεις και τους αυλώνες της ανώτερης τροπόσφαιρας να κινηθούν προς τα βορειοανατολικά. Μία σημαντική αλλαγή στον καιρό αρχίζει να φαίνεται ήδη από τις πρώτες πρωινές ώρες της 14ης Απριλίου όταν στις επιφάνειες των αυτοκινήτων εμφανίζονται τα πρώτα σημάδια λάσπης από τον ουρανό (υγρή απόθεση της σκόνης). Είναι η αρχή του τέλους του φαινομένου της μεταφερόμενης σκόνης από τη Σαχάρα. Το χαμηλό L₁, που τέσσερις ημέρες πριν βρισκόταν πάνω από τα βουνά του Άτλαντα στο Μαρόκο, κινούμενο A-BA είναι πάνω από το Βόρειο Αιγαίο (1011mb) στις 00:00UTC 14 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.78). Οι μετωπικές του επιφάνειες εκτείνονται σε ΝΔ-ΒΑ διεύθυνση ακουμπώντας τα ΒΔ σύνορα της Ελλάδας. Στα 850hpa, παρατηρείται σύσφιξη ισόθερμων πάνω από την Ελλάδα ενώ στα 500hpa ο αυλώνας βρίσκεται δυτικά του ελλαδικού χώρου και αναμένεται πτώση υψών (Σχήμα 3.79). Το χαμηλό παραμένει στάσιμο και βαθαίνει συνεχώς (1005mb) μέχρι τις 00:00UTC 15 Απριλίου 2008 (Σχήμα 3.80). Στις 00:00UTC 15 Απριλίου 2008, σε όλες τις ατμοσφαιρικές στάθμες παρατηρείται η εμφάνιση του αυλώνα στα δυτικά της Ελλάδας, ο οποίος κινείται ανατολικά-βορειοανατολικά (ΑΒΑ) (Σχήμα 3.81). Είναι αξιοσημείωτο το γεγονός ότι η θέση του αυλώνα μετακινείται ανατολικότερα καθώς «κατεβαίνουμε» τις ισοβαρικές στάθμες της ατμόσφαιρας. Στα 700hpa, μεγάλα ποσά υγρασίας στην ατμόσφαιρα εμφανίζονται στα βόρεια σύνορα της Ελλάδας δικαιολογώντας τις υψηλές τιμές της σχετικής υγρασίας (RH>70%) που επικρατούν στη Βόρεια-Βορειοανατολική (ΒΒΑ) Ελλάδα, στα Σκόπια και στη Βουλγαρία εξαιτίας του ΝΔ ρεύματος. Η ανοδική κίνηση που συντελείται μπροστά από το ψυχρό μέτωπο αγγίζει τιμές κατακόρυφης ταχύτητας μικρότερες των -0.35Pascal/s (Σχήμα 3.82).



Σχήμα 3.79 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασίες σε °C, στα 850hpa, 12:00UTC 14/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



Σχήμα 3.81 Γεωδυναμικά ύψη 850, 700, 500 hpa, 00:00UTC 15/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

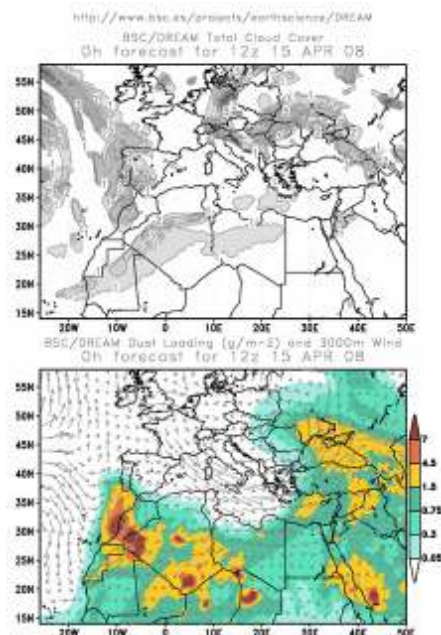


Σχήμα 3.82 Σχετική υγρασία και κατακόρυφη ταχύτητα, 700hpa 00:00UTC 15/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Από τα Metar του αεροδρομίου της Μίκρας, η επιφανειακή πίεση στη Θεσσαλονίκη μειώνεται αισθητά με ρυθμό 4mb ανά τρεις ώρες (μεταξύ 00:00π.μ. 14 Απριλίου και 03:00π.μ. 15 Απριλίου). Καθώς το ψυχρό μέτωπο του χαμηλού πλησιάζει όλο και πιο κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης, τα στρατόμορφα νέφη σε όλα τα τροποσφαιρικά επίπεδα και τα σωρειτόμορφα με βάσεις σε χαμηλότερα επίπεδα αρχίζουν να αυξάνονται, με αποτέλεσμα οι πρώτες λασποβροχές να κάνουν την εμφάνισή τους γύρω στις 11:30 το βράδυ της 14ης Απριλίου. Στη συνέχεια γύρω στις 02:00 τα ξημερώματα της 15ης Απριλίου σημειώνεται και καταιγίδα αφήνοντας συνολικά 17,8mm βροχής στην πόλη (Πίνακας 3.1 - δεδομένα μετεωρολογικού σταθμού Α.Π.Θ.). Οι επιφανειακοί άνεμοι από ασθενείς νοτιοανατολικούς που ήταν τις προηγούμενες ημέρες στρέφονται σε δυτικούς-βορειοδυτικούς με περιοδική εντάση που φτάνει τη δύναμη των 5 στην κλίμακα των Μποφόρ. Με την περαιτέρω βορειοανατολική κίνηση του χαμηλού προς τη Μαύρη Θάλασσα, τα νέφη απομακρύνονται και οι βροχές σταματούν εντελώς, κατά τις 04:00π.μ. της 15ης Απριλίου. Η ημέρα στις 15 Απριλίου είναι ηλιόλουστη (μέγιστη θερμοκρασία 15°C) με παροδικές νεφώσεις και πολύ καλή ορατότητα. Έως μέτριοι βορειοδυτικοί άνεμοι πνέουν στην περιοχή, χαρίζοντας μία μέρα με μεγάλη διαύγεια και χωρίς ίχνος αφρικανικής σκόνης στην ατμόσφαιρα (Σχήμα 3.83).

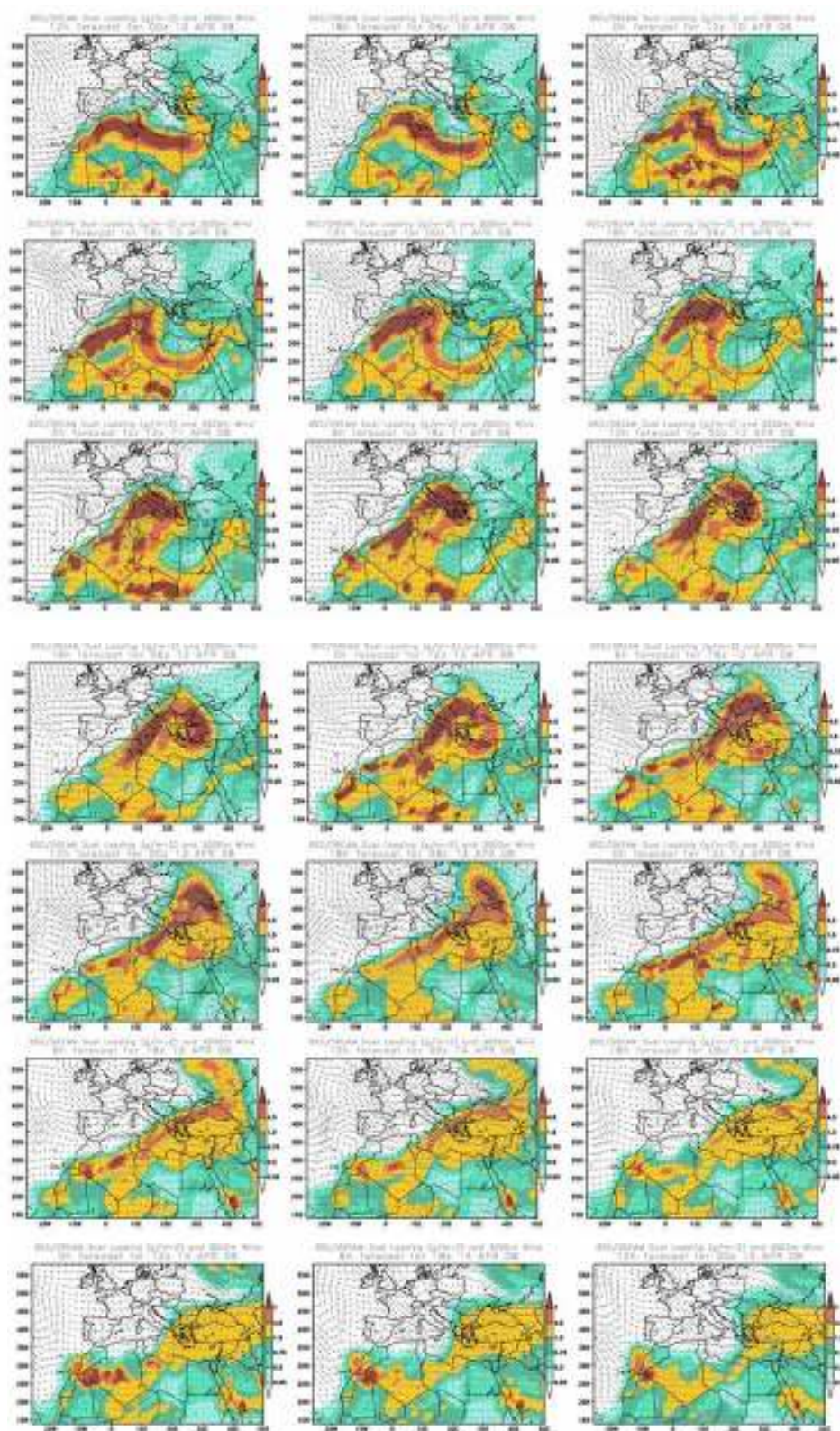
Year	Month	Day	Prec (mm)
2008	4	7	0,2
2008	4	8	0
2008	4	9	1,2
2008	4	10	0,2
2008	4	11	0
2008	4	12	0
2008	4	13	0,2
2008	4	14	2,4
2008	4	15	17,8
2008	4	16	0

Πίνακας 3.1 Συνολικός ημερήσιος νετός (mm) για το διάστημα 7/4-16/4 2008 στο Α.Π.Θ.
(Δεδομένα μετεωρολογικού σταθμού Α.Π.Θ.)



Σχήμα 3.83 Φορτίο σκόνης (dust load), 0h forecast 12:00UTC 15/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Κάτω από αυτή τη συνοπτική κατάσταση που επικρατεί όλο το διάστημα μεταξύ 00:00UTC 10 Απριλίου και 00:00UTC 15 Απριλίου, η σκόνη ανυψώνεται στην περιοχή του Bechar κοντά στη Δυτική Σαχάρα στις 10/4/2008 και γρήγορα μεταφέρεται προς την Κεντρική Μεσόγειο. Η παρουσία της στην ατμόσφαιρα πάνω από την πόλη της Θεσσαλονίκης θα διαρκέσει τέσσερις ημέρες (11,12,13 και 14 Απριλίου 2008). Η θόλωση που επικρατεί όλο αυτό το διάστημα (10/4-14/4 του 2008), πάνω από την πόλη της Θεσσαλονίκης, είναι αποτέλεσμα του ισχυρού νοτιοδυτικού ρεύματος, το οποίο μεταφέρει τη σαχαριανή σκόνη και μεγάλα ποσά υδρατμών πάνω από την Ελλάδα. Στο σχήμα 3.84 φαίνεται το εν λόγω επεισόδιο από το αρχείο του DREAM, όπου με τη βοήθεια της χρωματικής ανάλυσης παρουσιάζεται η ένταση της μεταφοράς της σκόνης. Για τρεις ημέρες (11/4, 12/4 και 13/4 2008) η Θεσσαλονίκη είναι μέσα στην πέμπτη βαθμίδα της χρωματικής κλίμακας του μοντέλου με υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης της τάξεως των τιμών 4.5-7 g/m². Υψηλότερες συγκεντρώσεις σκόνης (>7 g/m²) φαίνεται να εμφανίζουν η Κεντρονότια Ιταλία, η Σικελία, όλο το δυτικό κομμάτι της Βαλκανικής χερσονήσου, η Κεντρική Ελλάδα και η Ρουμανία. Στο σχήμα 3.84, αξιοσημείωτο να αναφερθεί είναι το γεγονός ότι αυτό το τεράστιο σύννεφο σκόνης παρουσιάζει αντικυκλωνική κυκλοφορία πάνω από το γύρω χώρο της Νοτιοανατολικής Μεσογείου ως αποτέλεσμα των αντικυκλωνικών συνθηκών που επικρατούν πάνω από την περιοχή το συγκεκριμένο αυτό διάστημα. Για αυτό το λόγο, πάνω από τη Ρουμανία και τη Μαύρη Θάλασσα (12/4/2008) η σκόνη φαίνεται να εκτρέπεται προς την Τουρκία και την Κύπρο και τελικά να εισχωρεί ξανά στον ελλαδικό χώρο από τα νοτιοανατολικά. Σε αυτές λοιπόν τις περιοχές (Τουρκία, Κύπρο και Νοτιοανατολική Ελλάδα) δεν εμφανίζεται το φαινόμενο της απ' ευθείας μεταφοράς της σκόνης αλλά της «εκτρεπόμενης» μεταφοράς με αντικυκλωνική περιστροφή.



Σχήμα 3.84 Φορτίο σκόνης (dust load), 12h forecast 00:00UTC 10/4/2008 έως 15/4/2008 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

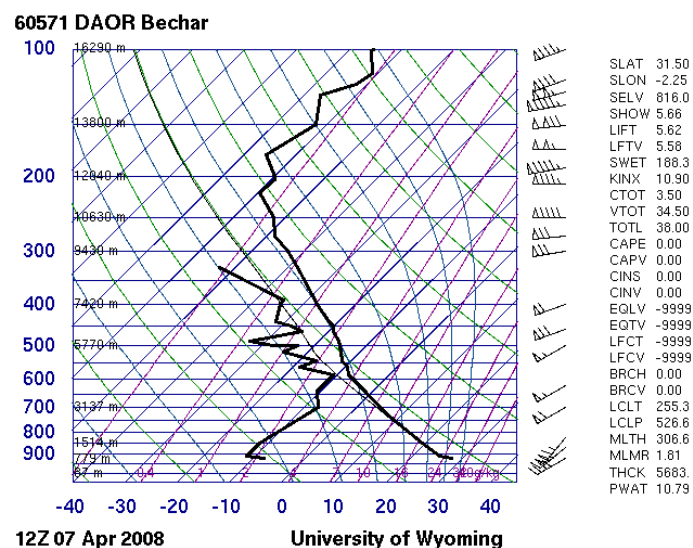
3.5 ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ

Η εξέταση της θερμοδυναμικής συμπεριφοράς της τροπόσφαιρας πάνω από τη ΒΔ Αφρική και τη Βόρεια Ελλάδα το χρονικό διάστημα 7/4-15/4 2008 πραγματοποιήθηκε μελετώντας θερμοδυναμικά διαγράμματα και METAR αεροδρομίων των πόλεων της Θεσσαλονίκης και του Bechar στις 00:00UTC και 12:00UTC καθώς και συγκεκριμένους δείκτες ευστάθειας.

Αρχικά θα πρέπει να αναφερθεί ότι το ανάγλυφο της περιοχής του Bechar (31.37°N, 2.13°W) παρουσιάζει ένα οροπέδιο πάνω στο οποίο είναι κτισμένη η πόλη στα 816 μέτρα υψόμετρο, ενώ στα ανατολικά και βορειοανατολικά εμφανίζονται υψίπεδα (έως 1200m) τα οποία ανήκουν στο σύνολο των ορεινών συμπλεγμάτων του Άτλαντα της Βόρειας Αφρικής. Επίσης, όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη ενότητα, στις 12:00UTC 7 Απριλίου η ένταση των νοτιοδυτικών ανέμων φτάνει τη δύναμη των 9 Μποφόρ (~42knts) με ριπαίους στα 11 (~60knts) στην επιφάνεια του εδάφους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η περιγραφή της τροποσφαιρικής δομής, από τη ραδιοβόλιση του σταθμού, να απεικονίζει περιοχές χιλιόμετρα μακριά προς τα βορειοανατολικά.

3.5.1 Ξηρή απόθεση

Το τεφίγραμμα στις 12:00UTC 7 Απριλίου 2008 στην πόλη του Bechar περιγράφει τρία ατμοσφαιρικά στρώματα στα οποία η δομή της τροπόσφαιρας είναι ελαφρώς διαφορετική (Σχήμα 3.85). Το πρώτο στρώμα εκτείνεται από την επιφάνεια έως τα 700mb (περίπου 3137m). Σε αυτό το στρώμα η περιβαλλοντική θερμοβαθμίδα ισούται με την ξηρή θερμοβαθμίδα ($\Gamma = \Gamma_d = 9,8^\circ\text{C/km}$) και επομένως το ξηρό πακέτο αέρα είναι σε ισορροπία με τον περιβάλλοντα αέρα. Στις συνθήκες αυτές το πακέτο αέρα δεν δείχνει καμμία τάση για μετακίνηση. Εξαιτίας, όμως, των πολύ ισχυρών ανέμων που επιδρούν με το ανάγλυφο της περιοχής η αέρια μάζα εξαναγκάζεται σε ανύψωση ενώ η τυρβώδης ροή, που εμφανίζεται ισχυρότερη στα κατώτερα επίπεδα αυτού του στρώματος (~10m), καθιστά την ατμόσφαιρα αναταρακτική. Οι αναταράξεις στην ατμόσφαιρα είναι υπεύθυνες για την κατακόρυφη ανάμειξη του αέρα και τη μεταφορά αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Η μη εμφάνιση αναστροφής σε όλα τα ατμοσφαιρικά επίπεδα έχει ως αποτέλεσμα την ελεύθερη κατακόρυφη διασπορά των σωματιδίων της σκόνης λόγω τοπογραφίας πάνω από την ατμόσφαιρα του Bechar.

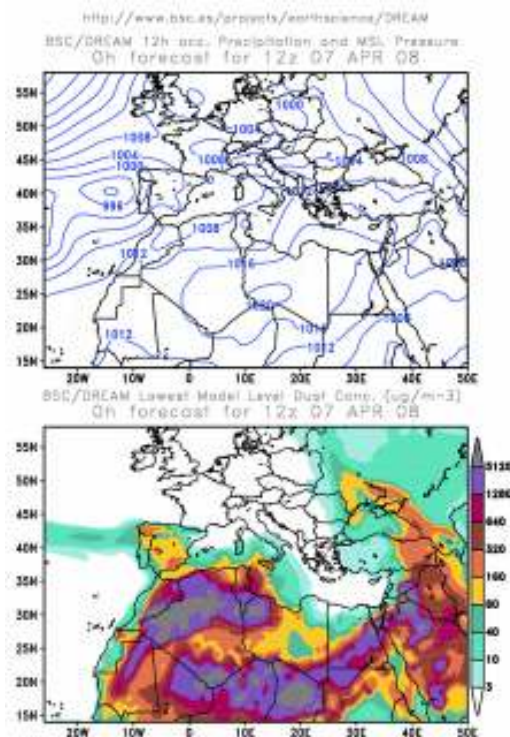


Σχήμα 3.85 Τεφίγραμμα, 12:00UTC 7/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)

Οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σκόνης οριοθετούνται μεταξύ της επιφάνειας και των 869mb (1325m) (Σχήμα 3.86), μέσα σε ένα πολύ ξηρό υπόστρωμα, στο οποίο παρατηρείται σχετική υγρασία, $RH \leq 10\%$, λόγος ανάμειξης, $w = 1.71\text{g/kg}$ στα 909mb (939m) και πολύ ισχυρό ΝΔ ρεύμα με μέγιστο τα 37knts.

Πάνω από αυτό το επίπεδο (869mb) και μέχρι την κορυφή αυτού του πρώτου στρώματος (700mb) ο ατμοσφαιρικός αέρας αποκτά μεγαλύτερες τιμές σχετικής υγρασίας, RH (έως 10-40%) και λόγου ανάμειξης, w (1.81-3.15g/kg) ενώ η ΝΔ ροή ενισχύεται φτάνοντας τα 60knts στα 700mb. Το δεύτερο στρώμα εκτείνεται από τα 700mb έως τα 543mb (5142m) όπου στην κορυφή του εντοπίζεται το επίπεδο συμπύκνωσης και συγκεκριμένα η βάση των νεφών. Κατά την ανοδική του κίνηση η αέρια μάζα ψύχεται σύμφωνα με την ξηρή αδιαβατική. Όσο το ανερχόμενο πακέτο αέρα παραμένει ψυχρότερο από το περιβάλλον του, η άνοδος θα συνεχισθεί μόνο όσο διαρκεί ο εξαναγκασμός λόγω της τοπογραφίας. Αντίθετα, αν το πακέτο αέρα γίνει θερμότερο από τον περιβάλλοντα αέρα θα συνεχίσει να ανέρχεται λόγω άνωσης. Σε αυτό το στρώμα η περιβαλλοντική θερμοβαθμίδα είναι μικρότερη από την ξηρή θερμοβαθμίδα δηλαδή ο ρυθμός μείωσης της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας με το ύψος είναι μικρότερος από την ξηρή αδιαβατική και επομένως ο ανερχόμενος ξηρός αέρας θα βρεθεί σε περιβάλλον θερμότερο και θα τείνει να κατέρχεται. Σύμφωνα με την εξίσωση της κίνησης (Σχέση 3.1), όπου $z < 0$ στην προς τα κάτω κίνηση, ο ξηρός αέρας θα επιταχύνεται. Το αριστερό μέρος της παρακάτω σχέσης δίνει την επιτάχυνση της ανερχόμενης αέριας μάζας ανά μονάδα ύψους.

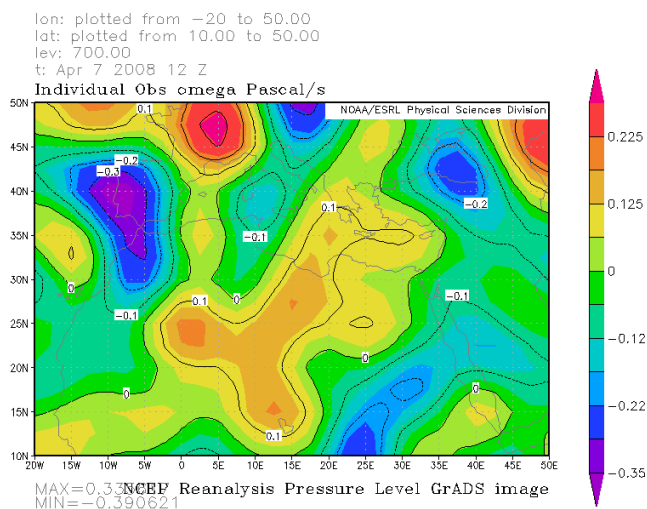
$$\frac{1}{z} \cdot \frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = \frac{g}{T} \cdot (\gamma - \gamma') \quad (3.1)$$



Σχήμα 3.86 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης, 0h forecast 7/4/2008 12:00UTC (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Επειδή ο ευσταθής αέρας παρουσιάζει αντίσταση στις ανοδικές κινήσεις (Σχήμα 3.87) θα τείνει να διαχυθεί οριζόντια. Έτσι σε ύψος 5142m πιθανόν να εμφανίζονται στρωματόμορφα νέφη που απλώνονται οριζόντια σε λεπτά στρώματα και έχουν επίπεδη επιφάνεια και κορυφή. Οι τιμές της σχετικής υγρασίας παρουσιάζουν απότομη αύξηση και κυμαίνονται από 40% στα 700mb έως 79% στα 584mb (4580m) ενώ ο ΝΔ άνεμος καταγράφει ένταση περίπου στα 55knts. Από το επίπεδο συμπύκνωσης μέχρι την κορυφή της ραδιοβόλισης εκτείνεται το τρίτο ατμοσφαιρικό στρώμα. Σε αυτή την περιοχή η περιβαλλοντική θερμοβαθμίδα είναι μικρότερη από την υγρή θερμοβαθμίδα και η υγρή αέρια μάζα βρίσκεται σε ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες και σε περιβάλλον θερμότερο με αποτέλεσμα η ψυχρότερη και βαρύτερη αέρια μάζα να αρχίσει να κατέρχεται. Οι τιμές της σχετικής υγρασίας παρουσιάζουν αυξομειωτική τάση ενώ το δυτικό-νοτιοδυτικό (ΔΝΔ) ρεύμα φτάνει τιμές κοντά στα 70knts στα 300hpa. Μία εξήγηση που μπορεί να δοθεί για τους πολύ θυελλώδεις ανέμους σε αυτό το επίπεδο είναι η κίνηση του υποτροπικού αεροχειμάρρου προς τις ακτές της ΒΔ Αφρικής. Τέλος, όλοι οι δείκτες ατμοσφαιρικής ευστάθειας παίρνουν τιμές που φανερώνουν το ευσταθές τεφίγραμμα (Πίνακας 3.2). Να σημειωθεί εδώ ότι χωρίς να γνωρίζουμε τα κατώφλια τιμών των δεικτών αυτών για τη συγκεκριμένη περιοχή δεν είμαστε σε θέση να κρίνουμε την ικανότητα της ατμόσφαιρας να παράγει φαινόμενα που έχουν σχέση με τη θερμική μεταφορά πάνω από την περιοχή του Bechar χρησιμοποιώντας μόνο τους δείκτες ευστάθειας. Επίσης αυτοί οι δείκτες είναι μόνο εμπειρικοί

και επομένως δεν εξαρτώνται από φυσικούς νόμους. Χρησιμοποιούνται από τους μετεωρολόγους για να δώσουν μια γρήγορη εκτίμηση της ατμοσφαιρικής κατάστασης και δεν είναι τίποτα παραπάνω από εργαλεία που προσδιορίζουν την υγρασία και την αστάθεια, τα δύο κύρια συστατικά για το σχηματισμό καταιγίδων.



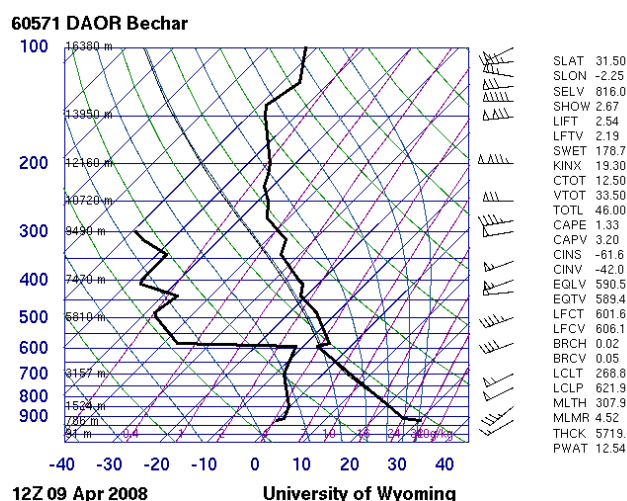
Σχήμα 3.87 Κατακόρυφη ταχύτητα, 700hpa 12:00UTC 7/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

ΔΕΙΚΤΗΣ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ	ΣΥΝΘΗΚΗ ΓΙΑ ΠΟΛΥ ΑΣΤΑΤΟ ΚΑΙΡΟ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ	ΤΙΜΕΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΟΥ BECHAR ΣΤΗ ΒΔ ΑΛΓΕΡΙΑ
Lifted Index, LI	Για LI<-3. Όσο μικραίνει η τιμή, τόσο η πιθανότητα καταιγίδας αυξάνεται	5.62
K-Index, KI	Για KI>20	10.9
Total Totals, TT	Για TT>48	38
Showalter Index, SI	Για SI<-2. Όσο μικραίνει η τιμή, τόσο η πιθανότητα καταιγίδας αυξάνεται	5.66
Sweat Index, SWET	SWET=250	188.3

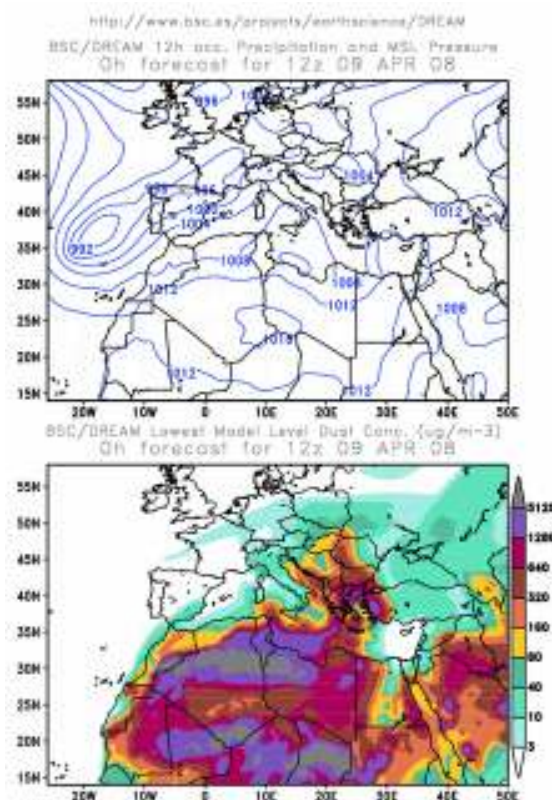
Πίνακας 3.2 Κατώφλια τιμών δεικτών ευστάθειας για την περιοχή της Αττικής και τιμές από την πόλη του Bechar στη ΒΔ Αλγερία στις 12:00UTC 7 Απριλίου 2008.

Το τεφίγραμμα της 9ης Απριλίου στις 12:00UTC απεικονίζει δύο διαφορετικά ατμοσφαιρικά στρώματα (Σχήμα 3.88). Το πρώτο στρώμα, αποκαλούμενο και ως στρώμα αναμείξεως, εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι τη στάθμη των 592mb (4500m) όπου συναντάται και το επίπεδο συμπύκνωσης (RH=70%). Μέσα σε αυτό το στρώμα, η θερμοβαθμίδα του ατμοσφαιρικού αέρα πλησιάζει την ξηρή αδιαβατική και επομένως η ατμοσφαιρική κατάσταση βρίσκεται κοντά σε ουδέτερη ισορροπία. Το άνω όριο του στρώματος αναμείξεως καθορίζεται από υπερυψωμένη αναστροφή της θερμοκρασίας. Οι υπερυψωμένες

αναστροφές εκδηλώνονται κατά τη διάρκεια της καθίζησης του αέρα σε περιοχές με υψηλές πιέσεις. Τα βυθιζόμενα στρώματα θερμαίνονται αδιαβατικά με αποτέλεσμα το σχηματισμό αναστροφών. Η τυρβώδης ανάμειξη που αναπτύσσεται στο στρώμα ανάμειξης αντενεργεί στην καθίζηση του αέρα και έτσι η καταβύθισή του δεν φθάνει στο έδαφος αλλά σταματάει σε κάποιο ύψος σχηματίζοντας υπερυψωμένες αναστροφές. Επίσης, υπερυψωμένες αναστροφές λόγω κατάπτωσης εμφανίζονται όταν ο αέρας ρέει πάνω από ένα εμπόδιο, όπως είναι ένας λόφος ή ένα βουνό. Ο κατερχόμενος, τυπικά πολύ ξηρός, αέρας θερμαίνεται λόγω αδιαβατικής συμπίεσης με συνέπεια την εμφάνιση υπερυψωμένης αναστροφής η οποία εμποδίζει την περαιτέρω κατακόρυφη κίνηση-ανάμειξη των σωματιδίων της σκόνης. Οι υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης (Σχήμα 3.89) στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας διασκορπίζονται μέσα στο στρώμα αναμειξέως χωρίς να διαφεύγουν πάνω από το ύψος αναστροφής.



Σχήμα 3.88 Τεφίγραμμα, 12:00UTC 9/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)



Σχήμα 3.89 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης,
0h forecast 9/4/2008 12:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

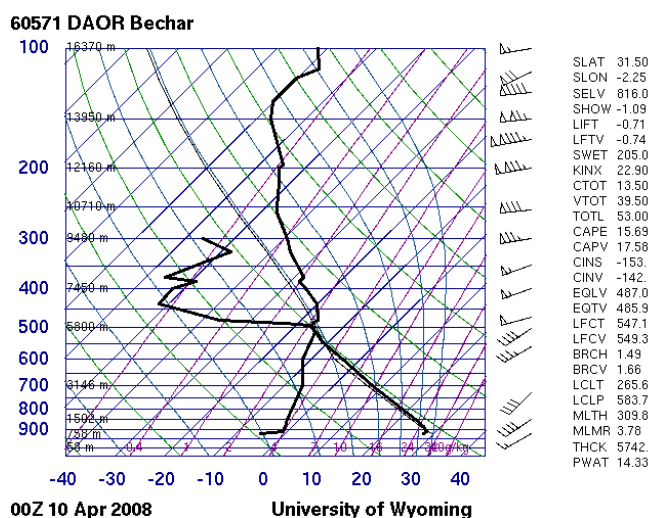
Η ένταση του ΝΔ ανέμου αγγίζει και τα 53knts στα 700mb (3157m) δημιουργώντας ισχυρές ατμοσφαιρικές αναταρράξεις, οι οποίες μαζί με την τοπογραφία της περιοχής είναι υπεύθυνες για την κατακόρυφη ανάμειξη των σωματιδίων της σκόνης μέχρι το ύψος που σημειώνεται η αναστροφή. Να σημειωθεί ότι οι άνεμοι παρουσίασαν σχετική μείωση πνέοντας στα 15knts τη στιγμή της ραδιοβόλισης. Το γεγονός αυτό ενδυνάμωσε τη θέρμανση των επιφανειακών στρωμάτων (διαβατική θέρμανση) με αποτέλεσμα την εμφάνιση μεγάλων θερμικών στροβίλων. Επομένως οι μεγάλοι θερμικοί στροβίλοι, η τοπογραφία της περιοχής και η αναταρρακτική κατάσταση της ατμόσφαιρας βοήθησαν στη δημιουργία στρώματος αναμείξεως με μεγάλο ύψος (4500m). Από την αναστροφή στα 4500m και πάνω, το πακέτο αέρα βρίσκεται σε ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες και περιγράφεται στη βάση του από ένα πολύ ξηρό στρώμα, πάχους 1500m (μεταξύ 4500-6000m). Το στρώμα αυτό εμφανίζει πολύ χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας, μόλις 4%-6% και λόγου ανάμειξης 0,3g/kg-0,1g/kg. Η απότομη μείωση της σχετικής υγρασίας, από 70% σε μόλις 6% παρουσιάζεται μέσα σε 100m. Το ΝΔ τροποσφαιρικό ρεύμα εμφανίζει τιμές έντασης γύρω στα 43knts σχετικά μικρότερες από αυτές μέσα στο στρώμα αναμείξεως.

Στο τεφίγραμμα του Bechar της 10ης Απριλίου 2008 στις 00:00UTC είναι εμφανή τρία ατμοσφαιρικά στρώματα (Σχήμα 3.90). Το πρώτο στρώμα εκτείνεται από την επιφάνεια έως τα 600mb (4393m) όπου βρίσκεται και το επίπεδο συμπύκνωσης το οποίο συμπίπτει με τη βάση των ορογραφικών νεφώσεων. Κόντα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης (Σχήμα 3.91) και οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι στατικά ουδέτερες ή οριακά ευσταθείς. Οι τιμές της σχετικής υγρασίας από 11% στην επιφάνεια αυξάνονται συνεχώς με το ύψος όπου στην κορυφή του στρώματος φτάνουν τα 54%. Περίπου 600m ψηλότερα στα 558mb (4959m) συναντάται το επίπεδο ελεύθερης ανωμεταφοράς όπου η ατμοσφαιρική κατάσταση εμφανίζει στατική αστάθεια ως αποτέλεσμα του σχηματισμού ύφεσης αστάθειας στην επιφάνεια του εδάφους. Η δημιουργία της ύφεσης αυτής συμβαίνει όταν το ψυχρό μέτωπο βρεθεί παράλληλα με τα Όρη της Ακτής στη Βόρεια Αλγερία (Σχήμα 3.92), και αναγκασθεί να τα υπερπηδήσει. Τότε οι ψυχρές αέριες μάζες βρίσκονται πάνω από τις θερμές της υπήνεμης πλευράς, με αποτέλεσμα τη δημιουργία αστάθειας και με συνέπεια την έκλυση ποσότητας λανθάνουσας θερμότητας. Κάτω από αυτές τις συνθήκες αστάθειας, η θερμοκρασία του κορεσμένου ατμοσφαιρικού αέρα είναι υψηλότερη από τη θερμοκρασία του περιβάλλοντα αέρα με αποτέλεσμα η αέρια μάζα να συνεχίσει λόγω άνωσης την ανοδική της πορεία. Το στρώμα αυτό έχει πάχος μόλις 931m με κορυφή τα 494mb (5890m) όπου συναντάται το επίπεδο ισορροπίας, δηλαδή η κορυφή των νεφών, το οποίο συμπίπτει με μία υπερυψωμένη μικρής έντασης αναστροφή ($\Delta T=0.4^{\circ}\text{C}$). Το μικρό πάχος του στρώματος αυτού επαληθεύεται από τη χαμηλή τιμή της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για ανωμεταφορά ($\text{CAPE}=15,69\text{J/Kg}$). Μέσα σε αυτό το στρώμα παρατηρούνται οι υψηλότερες τιμές σχετικής υγρασίας από 74-99%. Το τρίτο στρώμα έχει βάση αναστροφής στα 494mb (5890m) και κορυφή τα 300mb (9500μ). Χαρακτηρίζεται ως πολύ ξηρό καθώς εμφανίζει απότομη μείωση της σχετικής υγρασίας (από 60% σε 16% σε μόλις 140m) ενώ οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι απόλυτα ευσταθείς. Η ΝΔ ροή του ανέμου παρατηρείται σε όλες τις τροποσφαιρικές στάθμες με εντάσεις γύρω στα 40-

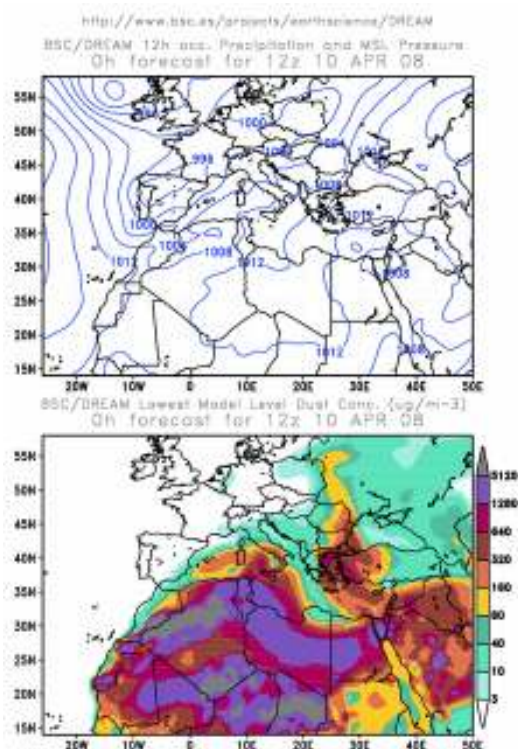
50knts ενώ απότομη αύξηση της έντασής του εμφανίζεται στα 200mb παρουσία του αεροχειμάρρου στο ύψος αυτό. Προφανώς ο ισχυρός, ξηρός ΝΔ άνεμος με τις υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης δρα ανασταλτικά στο σχηματισμό νεφώσεων κατακόρυφης ανάπτυξης και τελικά στην εκδήλωση καταιγίδων. Στον πίνακα παρακάτω, φαίνονται μερικοί από τους ατμοσφαιρικούς δείκτες ευστάθειας.

ΔΕΙΚΤΗΣ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ	ΣΥΝΘΗΚΗ ΓΙΑ ΠΟΛΥ ΑΣΤΑΤΟ ΚΑΙΡΟ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ	ΤΙΜΕΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΟΥ BECHAR ΣΤΗ ΒΔ ΑΛΓΕΡΙΑ
Lifted Index, LI	Για LI<-3. Όσο μικραίνει η τιμή, τόσο η πιθανότητα καταιγίδας αυξάνεται	-0.71
K-Index, KI	Για KI>20	22.9
Total Totals, TT	Για TT>48	53
Showalter Index, SI	Για SI<-2. Όσο μικραίνει η τιμή, τόσο η πιθανότητα καταιγίδας αυξάνεται	-1.09
Sweat Index, SWET	SWET=250	205

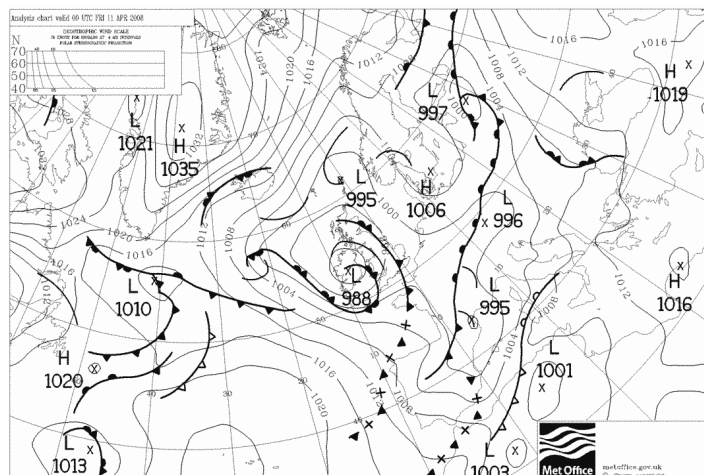
Πίνακας 3.3 Κατώφλια τιμών δεικτών ευστάθειας για την περιοχή της Αττικής και τιμές από την πόλη του Bechar στη ΒΔ Αλγερία στις 12:00UTC 10 Απριλίου 2008.



Σχήμα 3.90 Τεφίγραμμα, 00:00UTC 10/4/2008 (www.weather.uwyo.edu)



Σχήμα 3.91 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης, 0h forecast 10/4/2008 12:00UTC (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



Σχήμα 3.92 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 11/4/2008
(www.wetterzentrale.de)

Τα κύρια χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας ως προς τη στατική ισορροπία και τη σύστασή της πάνω από την πόλη του Bechar για το χρονικό διάστημα μεταξύ 7/4/2008 και 15/4/2008 είναι τα εξής:

- Ξηρές και ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες σε όλα τα τροποσφαιρικά στρώματα και κυρίως πάνω από τα 700-600mb (3200m-4200m).
- Υπερυψωμένες αναστροφές οι οποίες καθορίζουν και το ύψος του στρώματος αναμείξεως.
- Πολύ ισχυροί έως θυελλώδεις ΝΔ άνεμοι στην επιφάνεια οι οποίοι φτάνουν και τα 65knts στα 700hpa στρεφόμενοι σε πιο δυτικούς.
- Μεγάλο ύψος στρώματος αναμείξεως ($\geq 4000\text{m}$) και επιπέδου συμπύκνωσης ($\geq 3000\text{m}$).
- Υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης στην επιφάνεια λόγω αερομεταφοράς αλλά και στη μέση τροπόσφαιρα λόγω ανυψωτικής μεταφοράς.
- Τυρβώδης ροή στα κατώτερα στρώματα, ορογραφική ανύψωση λόγω υψιπέδων της περιοχής και διαβατική θέρμανση επιφανειακών στρωμάτων λόγω ηλιακής ακτινοβολίας.

Οι ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες στην τροπόσφαιρα μπορούν να δικαιολογηθούν, βάσει της διαδικασίας της στροφής του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος κατά την ίδια φορά, με εκείνη των δεικτών του ρολογιού η οποία συνοδεύεται με θερμή μεταφορά στην ανώτερη τροπόσφαιρα με αποτέλεσμα την αύξηση της ευστάθειας στην περιοχή μεταφοράς. Η κατακόρυφη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου, δηλαδή ο θερμικός άνεμος δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta V = V_2 - V_1 = (g/f) \cdot k \times (1/T) \cdot (\nabla_p T) \cdot \Delta z = V_T \quad (3.2)$$

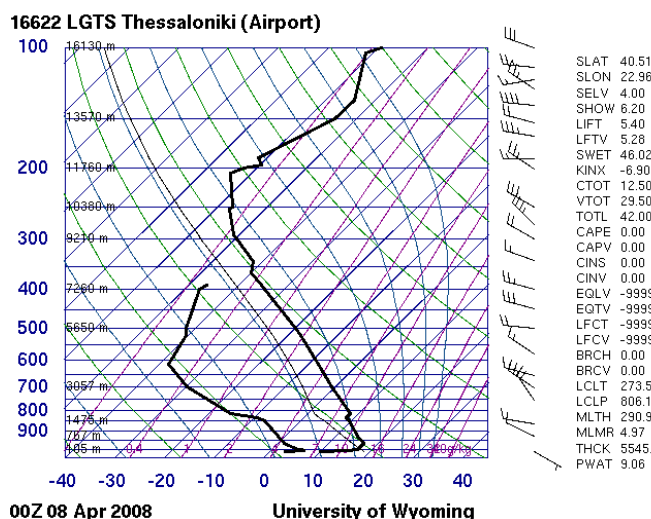
όπου προκύπτει ότι η κατακόρυφη μεταβολή ΔV του γεωστροφικού ανέμου είναι αφ' ενός κάθετη στην κλίση $\nabla_p T$ της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος και αφ' ετέρου ανάλογη της κλίσης αυτής και του πάχους του στρώματος Δz . Επίσης ο θερμικός άνεμος είναι παράλληλος προς τις ισόθερμες καμπύλες της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος (ισοπαχείς), έχοντας πάντα το θερμό αέρα προς τα δεξιά. Επειδή στην τροπόσφαιρα η βαθμίδα της μέσης θερμοκρασίας έχει κατεύθυνση από τους πόλους προς τον Ισημερινό ο θερμικός άνεμος είναι δυτικός, ενώ στην κατώτερη στρατόσφαιρα είναι ανατολικός λόγω του ότι η βαθμίδα της μέσης θερμοκρασίας έχει κατεύθυνση από τον Ισημερινό προς τους Πόλους.

Από τη σχέση (3.2) εξηγείται και το μέγεθος των εντάσεων του ανέμου στην ανώτερη και μέση τροπόσφαιρα. Πάνω από τις, κατά μέσο όρο, 30° και στην περιοχή του αεροχειμάρρου, η μεσημβρινή ροή χωρίζεται, με αποτέλεσμα ένας κλάδος του δακτυλίου του Hadley να μεταφέρει ψυχρό αέρα από τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας προς τα κατώτερα ενώ ταυτόχρονα θερμός αέρας ανέρχεται από τα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας προς τα ανώτερα. Ο συνδυασμός δύο διαφορετικών θερμοκρασιακά στρωμάτων έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία έντονης οριζόντιας θερμοβαθμίδας και την ενίσχυση του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος σύμφωνα με τη σχέση (3.2).

Αξιοσημείωτο να αναφερθεί, όσον αφορά την κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας πάνω από τη Θεσσαλονίκη, είναι το γεγονός ότι παρουσιάζει μεγάλες διαφορές με αυτή του Bechar. Η περιοχή όπου έγιναν οι ραδιοβολίσσεις (αεροδρόμιο Μίκρας) βρίσκεται στην κοιλάδα του Ανθεμούντα η οποία περιβάλλεται από λόφους και το όρος Χορτιάτη (1201m). Τις βραδυνές και πρώτες πρωινές ώρες και κάτω από κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες παρατηρούνται ισχυρές αναστροφές.

Μία τέτοιου μεγέθους αναστροφή λόγω ακτινοβολίας εμφανίζεται στις 00:00UTC 8 Απριλίου 2008 στη Θεσσαλονίκη (Σχήμα 3.93). Κατά τη διάρκεια των πρώτων βραδυνών ωρών, στην περιοχή επικρατούν ασθενείς ΝΑ άνεμοι (~7-8knts) και ο καιρός είναι αίθριος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα το έδαφος να ψυχθεί ακτινοβολώντας υπέρυθρη ακτινοβολία προς το διάστημα

μέσα από το ατμοσφαιρικό «παράθυρο» (8-12μm) με συνέπεια την εμφάνιση κοντά στο έδαφος ενός στρώματος με αναστροφή της θερμοκρασίας, το βάθος της οποίας είναι 131m και συμπίπτει με το ύψος του οριακού στρώματος. Η αύξηση της θερμοκρασίας είναι της τάξης των 7°C, από 10°C στην επιφάνεια στους 17°C στα 997mb (131m). Κατά τη διάρκεια της ισοβαρούς ψύξης, η ατμοσφαιρική μάζα που βρίσκεται κοντά στο έδαφος ψύχεται διαβατικά λόγω ακτινοβολίας ενώ η παρατηρούμενη μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι πρακτικά ασήμαντη. Άλλοτε αυτή η ψύξη οδηγεί μόνο σε μείωση της θερμοκρασίας και άλλοτε σε μείωση της θερμοκρασίας με ταυτόχρονη συμπύκνωση μέρους των υδρατμών προς σχηματισμό δρόσου ή πάχνης ή ακόμη και ομίχλης. Οι ευσταθείς συνθήκες που επικρατούν εμφανίζονται πάνω και κάτω από το ύψος της αναστροφής. Τέλος, ευδιάκριτο είναι και το ύψος της τροπόπαυσης στα 205mb (11609m) όπου από εκεί και πάνω η θερμοκρασία παρουσιάζει έντονη κατακόρυφη αύξηση.



Σχήμα 3.93 Τεφίγραμμα, 00:00UTC 8/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)

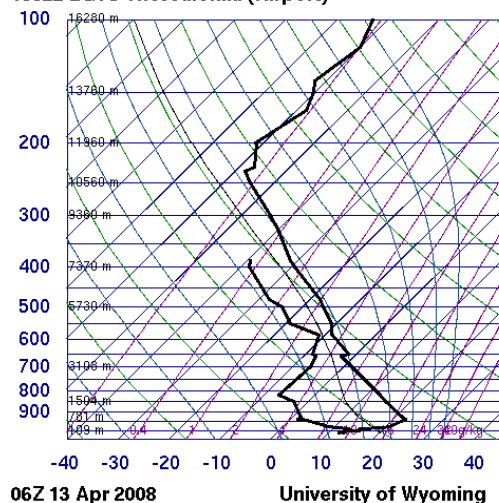
Το τεφίγραμμα της Θεσσαλονίκης στις 06:00UTC 13/4/2008 επαληθεύει την έντονη θερμή μεταφορά που συντελείται στην περιοχή και εμφανίζει τα εξής κύρια χαρακτηριστικά (Σχήμα 3.94).

1) Συνεχόμενες θερμοκρασιακές αναστροφές από την επιφάνεια μέχρι τα 938mb (660m). Στην περίπτωση αυτή παρατηρούνται συνεχόμενα λεπτά στρώματα τα οποία είναι θερμότερα από τα υποκείμενα. Η μέγιστη τιμή της σχετικής υγρασίας φτάνει τα 99%.

2) Ένα στρώμα, πάχους ~3000m, με τις υψηλότερες συγκεντρώσεις σκόνης (>2000μg/m³) να εμφανίζονται μεταξύ 1500m και 2200m (Σχήμα 3.95). Το στρώμα αυτό μπορεί εύκολα να χαρακτηριστεί ως στρώμα σαχαριανής σκόνης (SAL-Saharian Air Layer) καθώς παρουσιάζει απότομη μείωση της σχετικής υγρασίας (από 46% στα 317m σε 27% στα 660m)

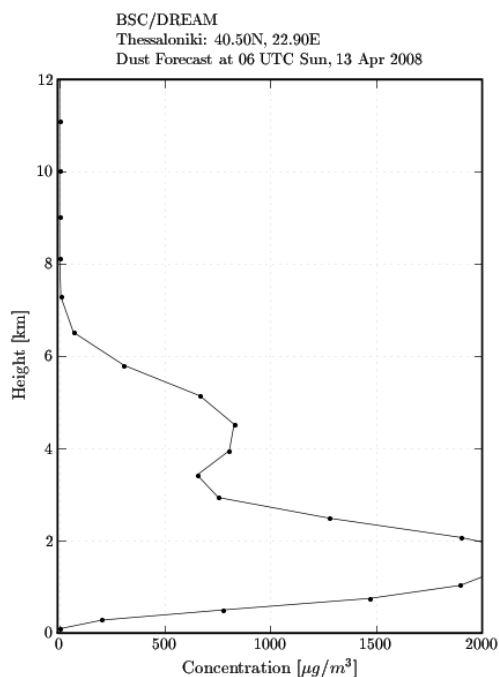
και η αναλογία μίγματος εμφανίζει τιμές μεταξύ 2-4g/kg. Επίσης εμφανίζει αναστροφή τόσο στη βάση του (660m) όσο και στην κορυφή του (3580m) με αποτέλεσμα οι μέγιστες συγκεντρώσεις σωματιδίων της σκόνης να βρίσκονται εγκλωβισμένες μέσα σε αυτό το στρώμα. Εξαιτίας της έντονης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας που σημειώνεται μέσα στο στρώμα αυτό, η θετική θερμοκρασιακή ανωμαλία μειώνεται γρήγορα με το ύψος. Μέσα σε ένα στρώμα αναστροφής, οι κατακόρυφες κινήσεις καταστέλλονται σε σύγκριση με τις οριζόντιες κινήσεις και η κατακόρυφη διάχυση των σωματιδίων της σκόνης είναι περιορισμένη. Το ύψος του οριακού στρώματος συμπίπτει με το ύψος της πρώτης αναστροφής αμέσως πιο πάνω από την επιφάνεια (134m) το οποίο είναι υπεύθυνο για τον εγκλωβισμό της σκόνης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (Σχήμα 3.95).

16622 LGTS Thessaloniki (Airport)



Σχήμα 3.94 Τεφίγραμμα, 06:00UTC 13/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)

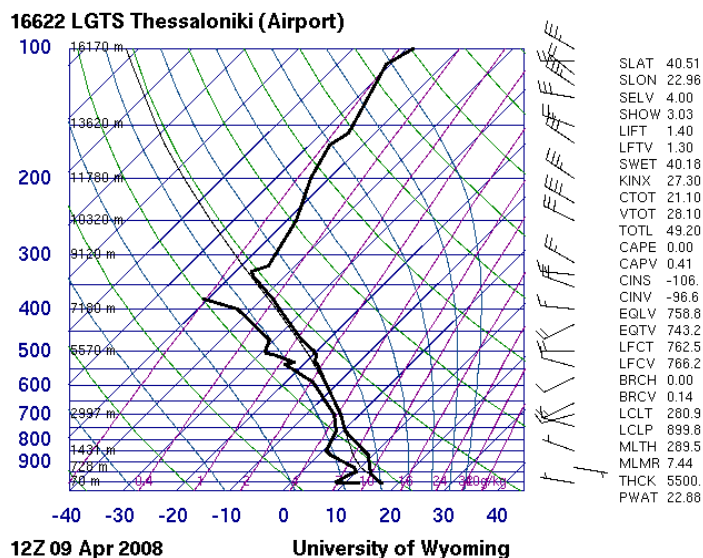
SLAT 40.51
SLON 22.96
SELV 4.00
SHOW 4.53
LIFT 3.11
LFTV 3.02
SWET -9999
KINX 19.90
CTOT 12.90
VTOT 30.90
TOTL 43.80
CAPE 0.00
CAPV 0.00
CINS 0.00
CINV 0.00
EQLV -9999
EQTV -9999
LFCT -9999
LFCV -9999
BRCH -9999
BRCV -9999
LCLT 281.7
LCLP 878.5
MLTH 292.3
MLMR 8.15
THCK 5621.
PWAT 20.07



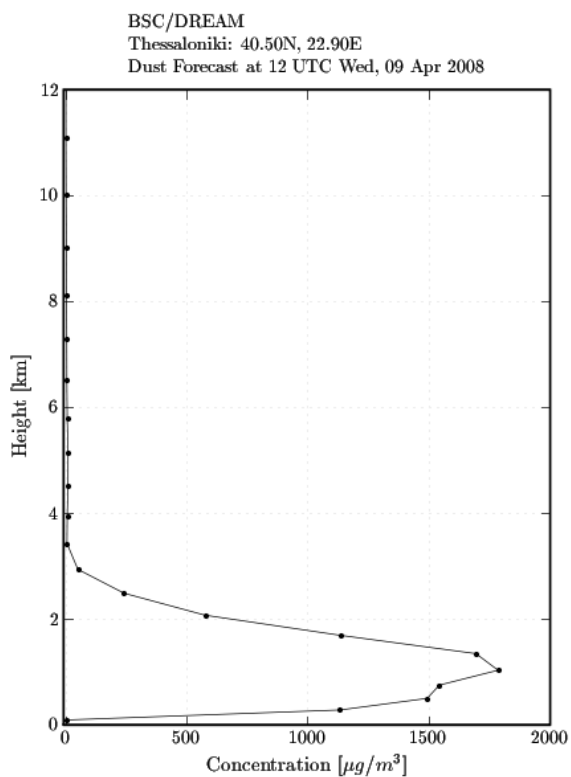
Σχήμα 3.95 Κατανομή συγκέντρωσης σκόνης
καθ' ύψος, στη Θεσσαλονίκη 06:00UTC 13/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

3.5.2 Υγρή απόθεση

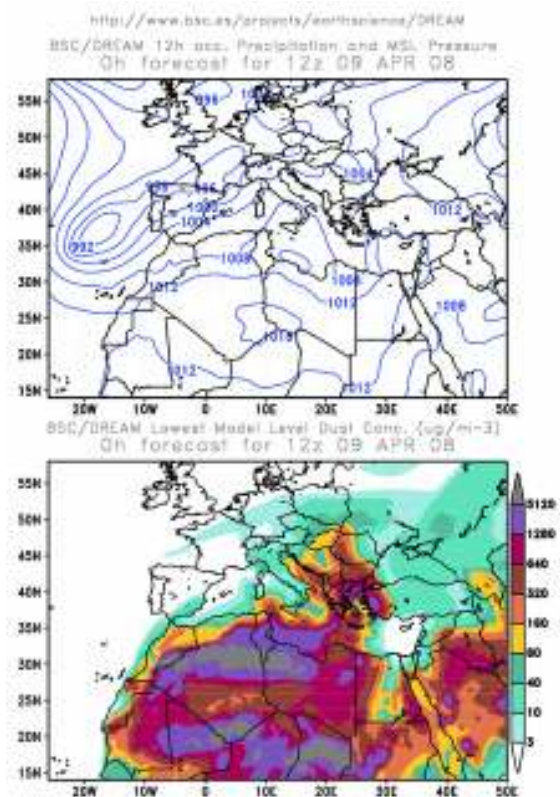
Αντιθέτως στο τεφίγραμμα της 9ης Απριλίου 2008 στις 12:00UTC δεν παρατηρείται καμμία αναστροφή (Σχήμα 3.96). Από το σχήμα (Σχήμα 3.97) της κατακόρυφης κατανομής της συγκέντρωσης της σκόνης, προκύπτει ότι οι μέγιστες συγκεντρώσεις ($1800\mu\text{g}/\text{m}^3$) εμφανίζονται σε ύψος περίπου 1000m (Σχήμα 3.98). Χαρακτηριστικό του στρώματος αυτού (πάχους 500m) είναι η απότομη μείωση της σχετικής υγρασίας, από 83% στα 925mb (728m) σε 62% στα 870mb (1239m). Η παρουσία συνεσφιγμένου μετώπου (Σχήμα 3.99) και το πέρασμα αυλών στα 500hpa μεταξύ 00:00UTC και 12:00UTC πάνω από την περιοχή έχουν ως αποτέλεσμα το επίπεδο συμπύκνωσης να κατέβει περίπου στα 900mb (~1000m) όπου εμφανίζονται διάσπαρτες νεφώσεις (από τα METAR του αεροδρομίου). Πάνω από το επίπεδο συμπύκνωσης και μέχρι τα 762mb (2320m) επικρατούν ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες και η αέρια μάζα καθίσταται κορεσμένη. Από το ύψος αυτό και μέχρι τα 574mb (4534m) παρουσιάζεται μία ατμοσφαιρική περιοχή με υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας (90%) όπου τα νέφη είναι συμπαγή. Πολύ πιθανόν οι σταγόνες των ασθενών επεισοδίων λασποβροχής που σημειώθηκαν στο πρώτο μισό της ημέρας να προέρχονται από το στρώμα αυτό της συμπαγούς νέφωσης (Σχήμα 3.100).



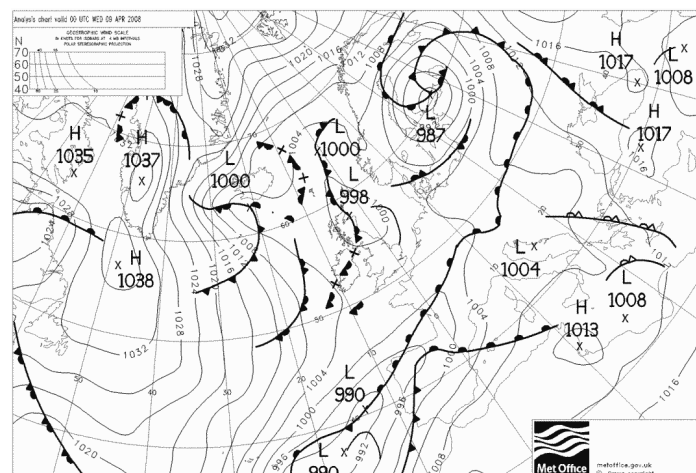
Σχήμα 3.96 Τεφίγραμμα, 12:00UTC 9/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)



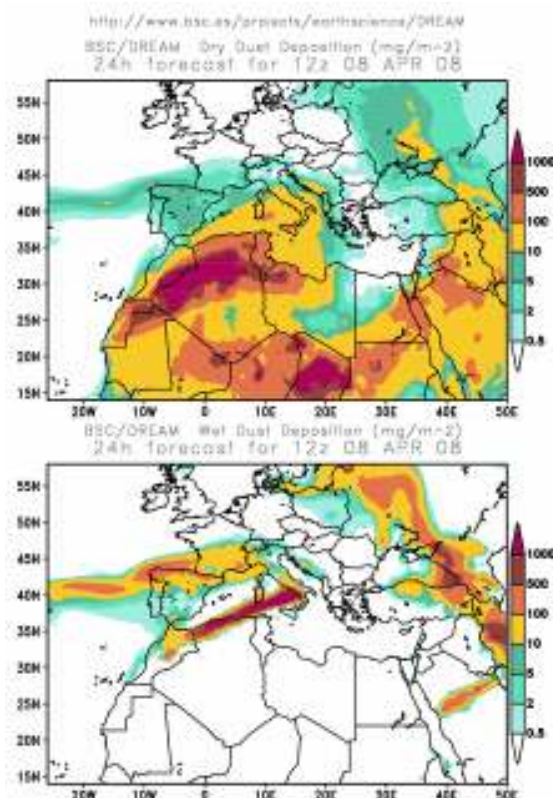
Σχήμα 3.97 Κατανομή συγκέντρωσης σκόνης καθ' ύψος, 12:00UTC 9/4/2008 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



Σχήμα 3.98 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης, 0h forecast 9/4/2008 12:00UTC (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



Σχήμα 3.99 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 9/4/2008 (www.wetterzentrale.de)



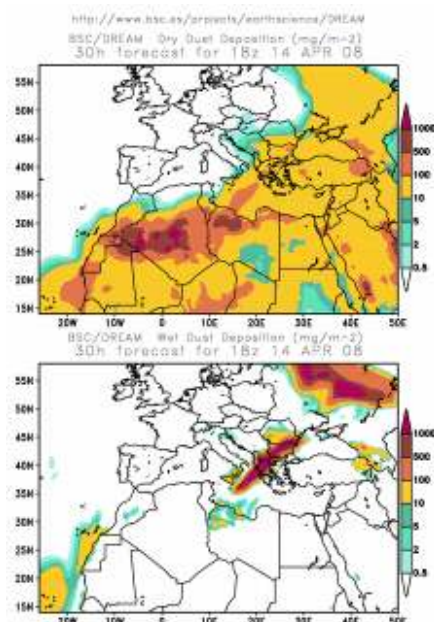
Σχήμα 3.100 Υγρή εναπόθεση σκόνης, (mg/m^2) 24h forecast 8/4/2008 12:00UTC
 (www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Όπως φαίνεται και από τον πίνακα 3.4, διάφορα επεισόδια λασποβροχής σημειώθηκαν στις 14 Απριλίου 2008 στη Θεσσαλονίκη αφήνοντας συνολικά 2,4mm νετού. Επίσης, το σχήμα 3.101, δείχνει την 30ωρη πρόγνωση της υγρής απόθεσης της σκόνης, με τη βοήθεια χρωματικής ανάλυσης. Στο σχήμα 3.102 παρουσιάζεται το τεφίγραμμα της Θεσσαλονίκης στις 06:00UTC (09:00 τοπικού χρόνου) της 14ης Απριλίου 2008 ενώ η κατακόρυφη κατανομή των συγκεντρώσεων σκόνης την ίδια χρονική στιγμή φαίνεται στο σχήμα 3.103). Οι υψηλότερες συγκεντρώσεις σκόνης ($\sim 1200 \mu\text{g}/\text{m}^3$) εμφανίζονται σε ένα στρώμα πάχους $\sim 1000\text{m}$, μεταξύ 956mb (490m) και 850mb (1488m), χαρακτηριστικό του οποίου είναι η απότομη μείωση της σχετικής υγρασίας, από 90% στα 985mb (236m) σε 63% και 47% στα 956mb (490m) και στα 850mb (1488m) αντίστοιχα καθώς και η μείωση του λόγου ανάμειξης κατά $4\text{g}/\text{kg}$ ($5,50 \text{ g}/\text{kg}$ στα 850mb). Χαμηλότερες τιμές συγκέντρωσης σκόνης ($< 500 \mu\text{g}/\text{m}^3$) παρατηρούνται μεταξύ 2000m και μέχρι τα 11000m. Στα 956mb (490m) παρατηρείται αναστροφή, λόγω οριζόντιας μεταφοράς θερμού αέρα πάνω από ψυχρότερη επιφάνεια, η οποία εγκλωβίζει το κατώτερο ατμοσφαιρικό στρώμα με τις υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας (90% από την επιφάνεια μέχρι τα 985mb) και με την τιμή $9,76\text{g}/\text{kg}$ αναλογία μίγματος στην επιφάνεια. Τα αίτια που προκάλεσαν την παραπάνω αναστροφή βρίσκονται στην κίνηση θερμού μετώπου πάνω από την περιοχή (προηγούμενη

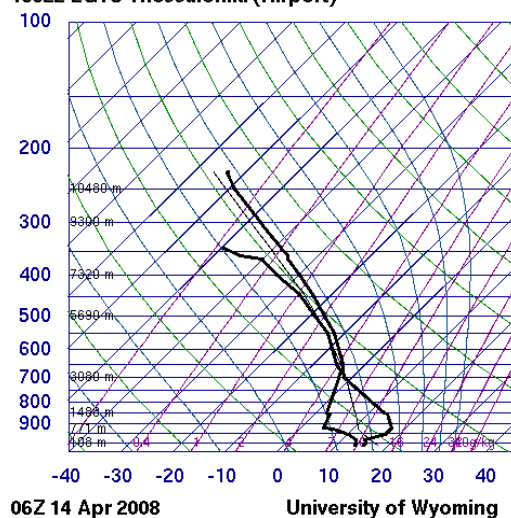
ενότητα-συνοπτική ανάλυση) και στην επικράτηση ΝΔ τροποσφαιρικού ρεύματος κατά τη διάρκεια των προηγούμενων ημερών. Συστατικά του ΝΔ ρεύματος είναι ο θερμός και πλούσιος σε υδρατμούς αέρας ο οποίος, όντας ελαφρύτερος, ανέρχεται με μικρή κλίση πάνω από τον ψυχρότερο αέρα δημιουργώντας αναστροφή σε χαμηλό ύψος πάνω από αρκετά εκτεταμένη επιφάνεια. Η εμφάνιση των μετωπικών επιφανειών πάνω από τον ελλαδικό χώρο (Σχήμα 3.104) και του αυλώνα στα 500hpa Δ-ΒΔ της Ελλάδας έχουν ως αποτέλεσμα το επίπεδο συμπύκνωσης να κατέβει περίπου στα 925mb (771m). Μέσα στο υποαδιαβατικό στρώμα, το οποίο εκτείνεται από το επίπεδο συμπύκνωσης και μέχρι τα 704mb (3034m) η ατμοσφαιρική κατάσταση είναι ευσταθής και η αέρια μάζα καθίσταται κορεσμένη. Από το ύψος αυτό και μέχρι τα 445mb (6552m) παρουσιάζεται μία ατμοσφαιρική περιοχή με την υψηλότερη τιμή σχετικής υγρασίας (98% στα 674mb ή 3381m) όπου επικρατούν νεφοσκεπείς καιρικές συνθήκες.

Year	Month	Day	Prec (mm)
2008	4	7	0,2
2008	4	8	0
2008	4	9	1,2
2008	4	10	0,2
2008	4	11	0
2008	4	12	0
2008	4	13	0,2
2008	4	14	2,4
2008	4	15	17,8
2008	4	16	0

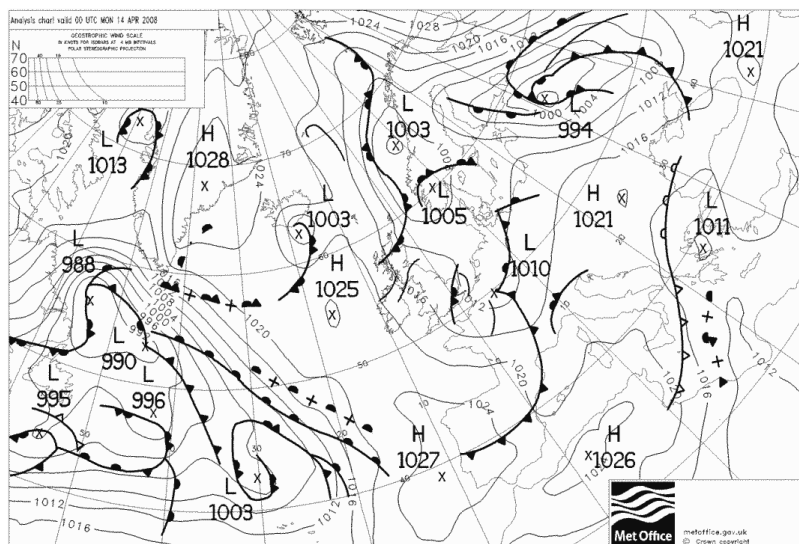
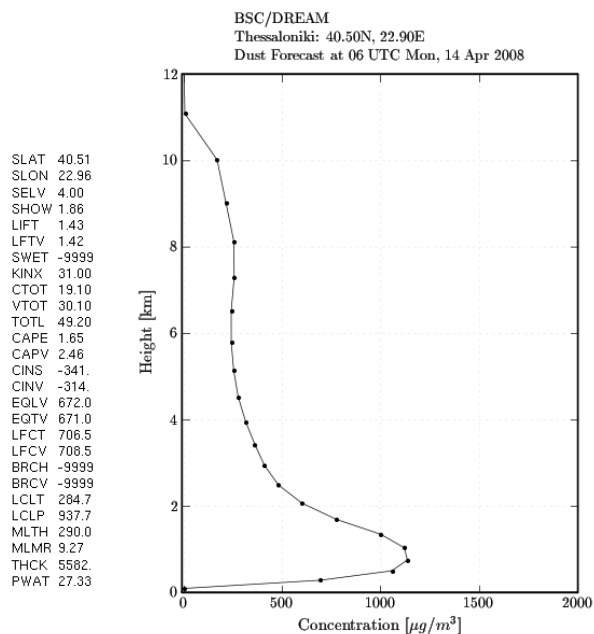
Πίνακας 3.4 Συνολικός ημερήσιος νετός (mm) για το διάστημα 7/4-16/4 2008 στο Α.Π.Θ .
Δεδομένα μετεωρολογικού σταθμού Α.Π.Θ.



Σχήμα 3.101 Υγρή εναπόθεση σκόνης, 30h forecast 14/4/2008 18:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



Σχήμα 3.102 Τερίγραμμα, 06:00UTC 14/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)



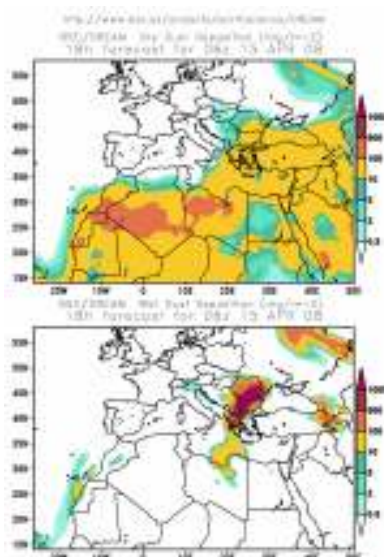
Μέσα στο νεφικό σχηματισμό, η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, γ_s , ή αλλιώς ο ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας με το ύψος, κατά την αδιαβατική εκτόνωση, με παράλληλη συμπύκνωση μέρους των υδρατμών δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma_s = -\frac{dT}{dz} = \gamma_d \cdot \frac{1 + \frac{r_s \cdot L}{R_a \cdot T}}{1 + \frac{r_s \cdot L^2}{c_{pa} \cdot R_u \cdot T^2}}$$

όπου, r_s είναι η αναλογία μίγματος της κορεσμένης αέριας μάζας θερμοκρασίας T , L η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης - εξάτμισης, $R_a=287\text{J/Kgr}\cdot\text{grad}$ η ειδική σταθερά του ατμοσφαιρικού αέρα, $R_u=462\text{J/Kgr}\cdot\text{grad}$ είναι η ειδική σταθερά των υδρατμών και $c_{pa}=1005\text{J/Kgr}\cdot\text{grad}$ η ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα σε σταθερή πίεση.

Κατά τη διάρκεια της αδιαβατικής εκτόνωσης μίας ανερχόμενης κορεσμένης αέριας μάζας δημιουργούνται νέφη μέσα στα οποία ένα μέρος των σωματιδίων της σκόνης από τα υψηλότερα επίπεδα λειτουργεί ως πυρήνες συμπύκνωσης ενώ τα εναπομείναντα σωματίδια στα κατώτερα επίπεδα, απομακρύνονται με τη βροχή.

Δεν υφίσταται ικανή η θερμοδυναμική μελέτη της ατμόσφαιρας πάνω από τη Θεσσαλονίκη λόγω μη ύπαρξης της ραδιοβόλισης από το αεροδρόμιο της Μίκρας στις 00:00UTC 15 Απριλίου 2008, όταν οι καταιγίδες που έπληξαν την πόλη της Θεσσαλονίκης άφησαν άλλα 17.8mm νετού μεταξύ 11:30μ.μ. της 14ης Απριλίου 2008 και 03:00π.μ. της 15ης Απριλίου. Οι καταιγίδες αυτές σήμαναν και το τέλος του επεισοδίου της μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα (Σχήμα 3.105).

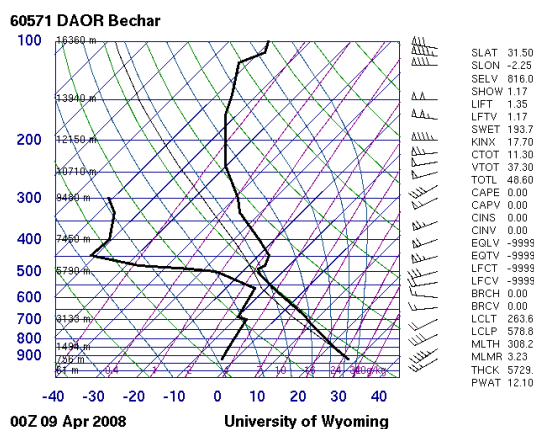


Σχήμα 3.105 Υγρή εναπόθεση σκόνης, 18h forecast 15/4/2008 18:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

3.6 ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Ο καλύτερος τρόπος εξακρίβωσης της πηγής και του συνόλου των διαδοχικών θέσεων που καταλαμβάνει ένα κινούμενο τμήμα αέριας μάζας (άρα και της σκόνης) πριν φτάσει σε διάφορα επίπεδα πάνω από τη Θεσσαλονίκη είναι η χρησιμοποίηση των χρονικά οπισθόδρομων τροχιών (backward trajectories) οι οποίες φτάνουν στη Θεσσαλονίκη τη χρονική στιγμή που λαμβάνουν χώρα τα υπό εξέταση φαινόμενα της ξηρής ή υγρής απόθεσης της σκόνης.

Στις 00:00UTC 8 Απριλίου 2008, εμφανίζεται βαρομετρικό χαμηλό με κέντρο 43°N-10°W και πίεση 989mb λίγο έξω από τις ΒΔ ακτές της Πορτογαλίας στον Ατλαντικό Ωκεανό. Λίγο νοτιοανατολικότερα και πάνω από τη Βόρεια Αλγερία και την Τυνησία κάνει την εμφάνισή του ένα χαμηλό (1006mb). Ο συνδυασμός των χαμηλών αυτών πιέσεων στη ΒΔ Αφρική με τις υψηλές πιέσεις (1020mb) που καλύπτουν την έρημο της Σαχάρας, σε γ.π. 25°N (υποτροπική περιοχή), προκαλούν ισχυρή βαροβαθμίδα πάνω από τη ΒΔ Αλγερία και πολύ θυελλώδεις νοτιοδυτικούς ανέμους στο Bechar. Η έντασή τους φτάνει τη δύναμη των 9 Μποφόρ με ριπαίους στα 11 στην επιφάνεια του εδάφους, δημιουργώντας συνθήκες αμμοθύελλας. Οι λόγοι που οδήγησαν στην αύξηση της έντασης του ανέμου με συνέπεια την ανύψωση της σαχαριανής σκόνης είναι η έντονη κατακόρυφη ανάμειξη αερίων μαζών με συνέπεια τη μεταφορά ορμής προς το έδαφος αλλά και οι ανοδικές κινήσεις λόγω σύγκλισης αερίων μαζών στην επιφάνεια αποτέλεσμα της εμφάνισης του θερμικού χαμηλού στη ΒΔ Αφρική. Στις 00:00UTC 8 Απριλίου 2008 λόγω των πολύ θυελλωδών ανέμων και της επίδρασης που έχει η δύναμη της τριβής (εσωτερικής και ολίσθησης) στην ταχύτητα με την οποία κινείται η αέρια μάζα δημιουργούνται μεγάλοι στρόβιλοι και η ατμόσφαιρα θα καταστεί αναταρακτική και η ροή τυρβώδης. Κάτω από αυτές τις συνθήκες το στρώμα ανάμειξης μπορεί να φτάσει και πάνω από τα 5000m (Σχήμα 3.106, τεφίγραμμα για την περιοχή του Bechar 00:00UTC 9/4/2008, αφού στις 00:00UTC 8/4/2008 δεν πραγματοποιήθηκε ραδιοβόλιση στην περιοχή).



Σχήμα 3.106 Τεφίγραμμα, 00:00UTC 9/4/2008
(www.weather.uwyo.edu)

Σύμφωνα με την εξίσωση της συνέχειας, η οποία εκφράζει τη διατήρηση της μάζας ενός ρευστού, η ποσοστιαία βαθμίδα αύξησης της πυκνότητας κατά την κίνηση ενός αερίου “πακέτου” ισούται με την αρνητική απόκλιση της ταχύτητας ή αλλιώς η σχετική αύξηση της πυκνότητας του αέρα, ενώ αυτός κινείται, ισούται με τη σύγκλιση (αρνητική απόκλιση) της ταχύτητάς του:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \bar{\nabla} \cdot \bar{V}$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του αέρα και V η μέση ταχύτητά του. Αν προς στιγμή θεωρήσουμε τον ατμοσφαιρικό αέρα ως ασυμπίεστο ρευστό, $d\rho/dt = 0$, τότε η απόκλιση της ταχύτητας θα είναι ίση προς μηδέν και επομένως, χρησιμοποιώντας το άνυσμα της ταχύτητας, θα ισχύει η σχέση:

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

ή

$$-(\bar{\nabla} \cdot \bar{V})_{op} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι όπου υπάρχει σύγκλιση (αρνητική απόκλιση) εκεί υπάρχει και ανοδική κίνηση, δηλαδή η κατακόρυφη συνιστώσα, w , της ταχύτητας είναι θετική, $w > 0$.

Με βάση την αρχή διατήρησης της μάζας, η οποία μας πληροφορεί ότι πουθενά στην ατμόσφαιρα δεν υπάρχουν πηγές ή απώλειες μάζας, θα πρέπει από κάποιο ύψος και μετά να συμβαίνει απόκλιση των αερίων μαζών (συνήθως πάνω από τα 500-600hpa όπου βρίσκεται το επίπεδο μηδενικής απόκλισης). Η απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα αντισταθμίζει την επιφανειακή σύγκλιση ή ορισμένες φορές είναι μεγαλύτερη από τη σύγκλιση οπότε και έχουμε βύθιση της ύφεσης. Η απόκλιση των αερίων μαζών είναι πολύ σημαντική, καθώς δημιουργείται ένα κενό προς το οποίο κινείται η ανερχόμενη αέρια μάζα μετά τη σύγκλισή της στην επιφάνεια για να το καλύψει. Η περιοχή λοιπόν της απόκλισης βρίσκεται πάνω από το επιφανειακό χαμηλό, ενώ ο αυλώνας στην ανώτερη ατμόσφαιρα εντοπίζεται δυτικά της ύφεσης. Η παραπάνω δομή της ατμόσφαιράς φαίνεται στους χάρτες ανάλυσης του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας των 1000hpa, 850hpa, 500hpa και 300hpa στο διάστημα 10-12 Απριλίου 2008. Στις 12:00UTC 11 Απριλίου 2008 η επιφανειακή ύφεση έχει κέντρο 35°N-5°E, ενώ ο άξονας του αυλώνα στα 850hpa εκτείνεται από τα ΝΔ προς ΒΑ κοντά στον κεντρικό Μεσημβρινό. Στα 500hpa ελαφρώς μετατοπίζεται δυτικότερα κοντά στα 2°W ενώ στα 300hpa βρίσκεται τρεις μοίρες δυτικότερα (5°W).

3.7 ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ

Παρατηρώντας τους χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας και πιο συγκεκριμένα της στάθμης των 500hpa, οι ισοϋψείς καμπύλες παρουσιάζουν άλλοτε κοίλες επιφάνειες (αυλώνες) και άλλοτε κυρτές (ράχες). Η καμπυλότητα που σχηματίζουν οι ρευματογραμμές (η γραμμή εκείνη που σε κάθε σημείο της η διεύθυνση της συνιστώσας V είναι εφαπτόμενη) είναι αποτέλεσμα τριών δυνάμεων σε ισορροπία: της βαροβαθμίδας, της Coriolis και της φυγόκεντρης δύναμης. Η καμπυλόγραμμη αλλά και η ευθύγραμμη κίνηση (αν η ταχύτητα αλλάζει κατά την κάθετη διεύθυνση προς τον άξονα ροής) είναι συνυφασμένες με το στροβιλισμό της ταχύτητας του ανέμου.

Σε ένα σημείο της κυκλοφορίας, ο σχετικός στροβιλισμός, ζ , της σχετικής ταχύτητας V , όπου R είναι η ακτίνα καμπυλότητας της ρευματογραμμής, δίνεται από τη σχέση:

$$\zeta = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial R}$$

Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι ο σχετικός στροβιλισμός είναι αποτέλεσμα αθροίσματος δύο παραγόντων: 1) της μεταβολής της σχετικής ταχύτητας του ανέμου κατά την κάθετη διεύθυνση προς τις ρευματογραμμές, $\partial V/\partial R$ και 2) της καμπυλότητας του ανέμου κατά μήκος των ρευματογραμμών, V/R . Έχοντας δεδομένο ότι η ακτίνα R είναι θετική σε κοίλες επιφάνειες (αυλώνες) και $V/R > \partial V/\partial R$, αποδεικνύεται ότι όταν ο άνεμος αυξάνει $\partial V/\partial R > 0$ ή ελαττώνεται $\partial V/\partial R < 0$ από το κέντρο προς την περιφέρεια, ο σχετικός στροβιλισμός είναι πάντα θετικός, $\zeta > 0$ και επομένως θα παρουσιάζεται στην περιοχή αυτή κυκλωνική ροή. Στις κυρτές επιφάνειες (ράχες), $R < 0$, ο σχετικός στροβιλισμός αποδεικνύεται ότι είναι αρνητικός, $\zeta < 0$, και συνδέεται με αντικυκλωνική ροή. Η κυκλωνική ή αντικυκλωνική κυκλοφορία εμφανίζεται όταν οι τιμές του σχετικού στροβιλισμού πέρνουν θετική ή αρνητική τιμή αντίστοιχα. Αυτό αποδεικνύεται από την παρακάτω εξίσωση του στροβιλισμού:

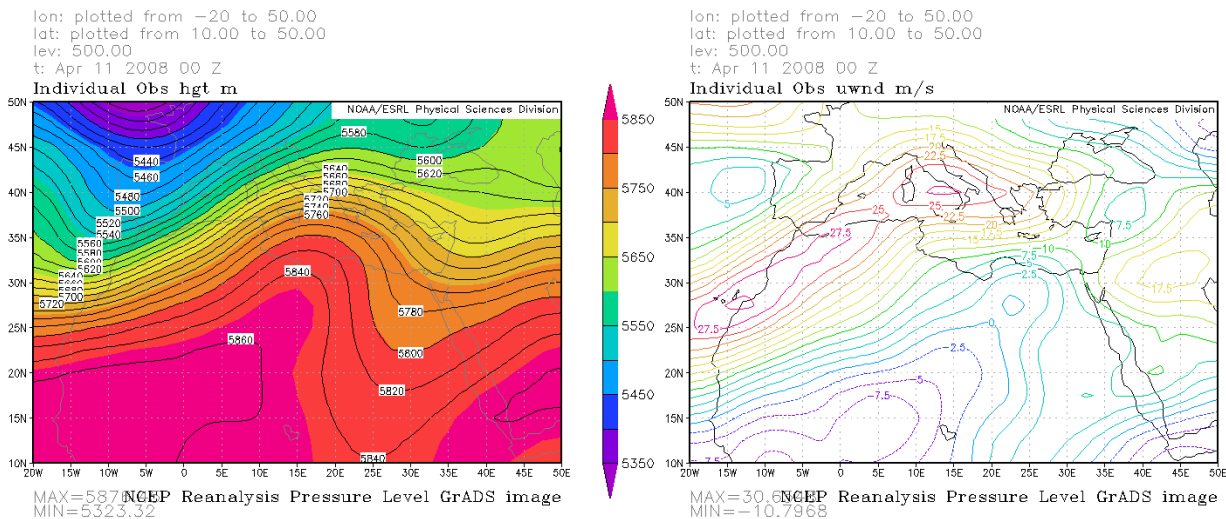
$$d(\zeta+f)/dt = -(\zeta+f)D - K + S = -(\zeta+f)D \Rightarrow$$

$$1/(\zeta+f) \cdot d(\zeta+f)/dt = -D$$

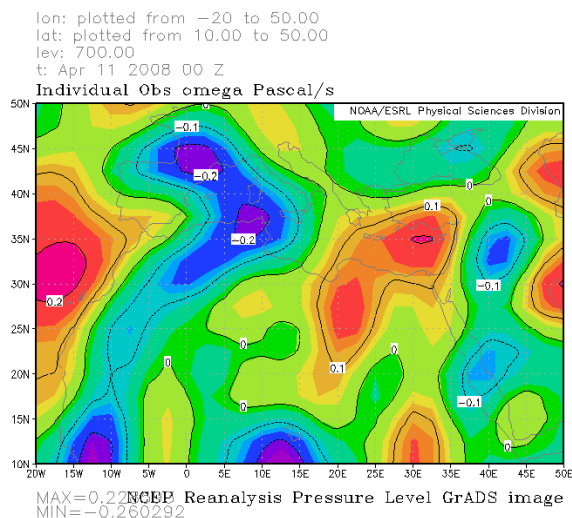
όπου ο όρος της κλίσης K και ο σωληνοειδής όρος S , μπορούν να εξαλειφθούν καθώς είναι της τάξεως των $10^{-11} \text{ sec}^{-2}$ και κατά πολύ μικρότεροι του 1ου όρου τάξεως 10^{-9} sec^{-2} . Επειδή η

παράμετρος Coriolis, f , είναι πάντοτε θετική στο Βόρειο Ημισφαίριο και μεγαλύτερη από την απόλυτη τιμή του σχετικού στροβιλισμού, ζ , συνεπάγεται ότι ο απόλυτος στροβιλισμός, $\xi = \zeta + f$, είναι πάντα θετικός και τελικά όταν υπάρχει απόκλιση, $D > 0$, συνεπάγεται αντικυκλωνική ροή, $d\xi/dt < 0$, ενώ όταν υπάρχει σύγκλιση, $D < 0$, συνεπάγεται κυκλωνική ροή, $d\xi/dt > 0$.

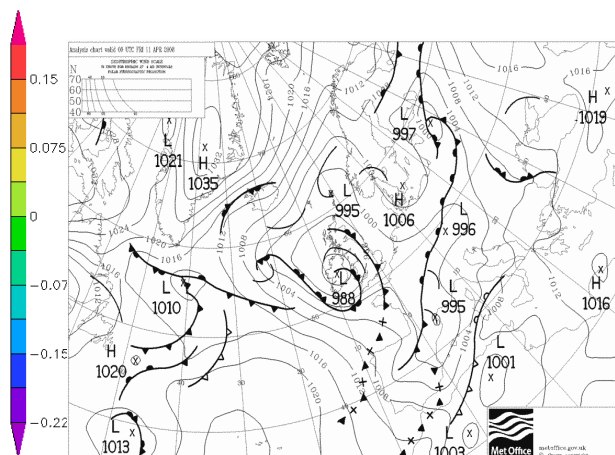
Επίσης, από τη σχέση του σχετικού στροβιλισμού προκύπτει ότι οι μεγαλύτερες τιμές έντασης ανέμου θα προκαλέσουν και μεγαλύτερες τιμές στροβιλισμού, οι οποίες εμφανίζονται συνήθως στα νότια και ανατολικά ενός αυλώνα. Οι χάρτες ανάλυσης του γεωδυναμικού ύψους και του ζωνικού ανέμου στα 500hpa στις 00:00UTC 11/4/2008 (Σχήμα 3.107), απεικονίζουν έναν αυλώνα που εκτείνεται ΝΔ-ΒΑ πάνω από το Βισκαϊκό Κόλπο και τα δυτικά παράλια του Μαρόκου καθώς και τις υψηλές τιμές της έντασης του ανέμου στη ΒΔ Αφρική και στην Κεντρική Μεσόγειο. Οι περιοχές που καταγράφονται οι μέγιστες τιμές έντασης του ανέμου, βρίσκονται νότια και ανατολικά του αυλώνα. Την ίδια χρονική στιγμή και πάνω από τη συγκεκριμένη περιοχή, παρατηρούνται ελάχιστες τιμές της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου ($< -0.2 \text{ Pascal/s}$) (Σχήμα 3.108), οι οποίες επαληθεύουν τις ανοδικές κινήσεις που συντελούνται πάνω από αυτή την περιοχή ως αποτέλεσμα της σύγκλισης αερίων μαζών που έχει συνέπεια το σχηματισμό επιφανειακού χαμηλού (Σχήμα 3.109).



Σχήμα 3.107 Γεωδυναμικά ύψη και ζωνικός άνεμος στα 500hpa, 00:00UTC 11/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



Σχήμα 3.108 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου
700hpa, 00:00UTC 11/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



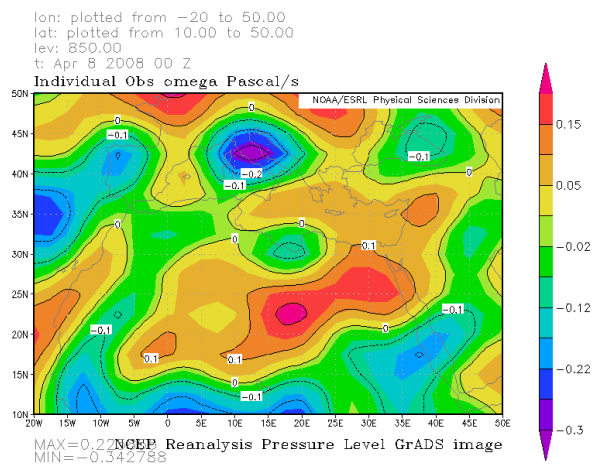
Σχήμα 3.109 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας,
00:00UTC 11/4/2008
(www.wetterzentrale.de)

3.8 ΟΠΙΣΘΟΔΡΟΜΕΣ ΤΡΟΧΙΕΣ

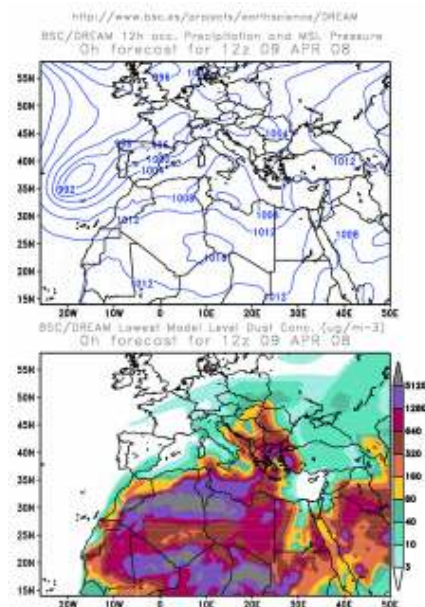
3.8.1 Τροχιές που φτάνουν Θεσσαλονίκη στις 12:00UTC 12/4/2008

Στην αρχή του χρονικού διαστήματος από 00:00UTC 8/4/2008 έως 12:00UTC 12/4/2008, οι υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης ($>5120\mu\text{g}/\text{m}^3$) (Σχήμα 3.110) αναμειγνύονται και ανυψώνονται από το έδαφος προς την ατμόσφαιρα μέχρι το ύψος του στρώματος ανάμειξης. Κινούμενες ανατολικά-βορειοανατολικά (ABA) φτάνουν την επόμενη ημέρα (9/4/2008) πάνω από τις ακτές της Τυνησίας στη Μεσόγειο και σε ύψος 1500m (Σχήμα 3.111). Στο σχήμα αυτό, παριστάνεται από την κόκκινη γραμμή. Άλλος ένας παράγοντας που βοήθησε στην ανύψωση της αέριας μάζας, άρα και των σωματιδίων της σκόνης, είναι η παρουσία ανοδικών ρευμάτων εξαιτίας της δημιουργίας θερμικού χαμηλού στις 00:00UTC 8 Απριλίου 2008 πάνω από το Μαρόκο (ΒΔ Αφρική) και τα βουνά του Ατλαντά. Το εν λόγω χαμηλό φαίνεται να διαλύεται στο δεύτερο μισό της ημέρας κάνοντας φανερό ότι πρόκειται για ένα ασθενές χαμηλό που δημιουργείται και συντηρείται για 12 ώρες από καθαρά θερμικά επιφανειακά αίτια. Η υπερθέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία προκαλεί διαβατική εκτόνωση με

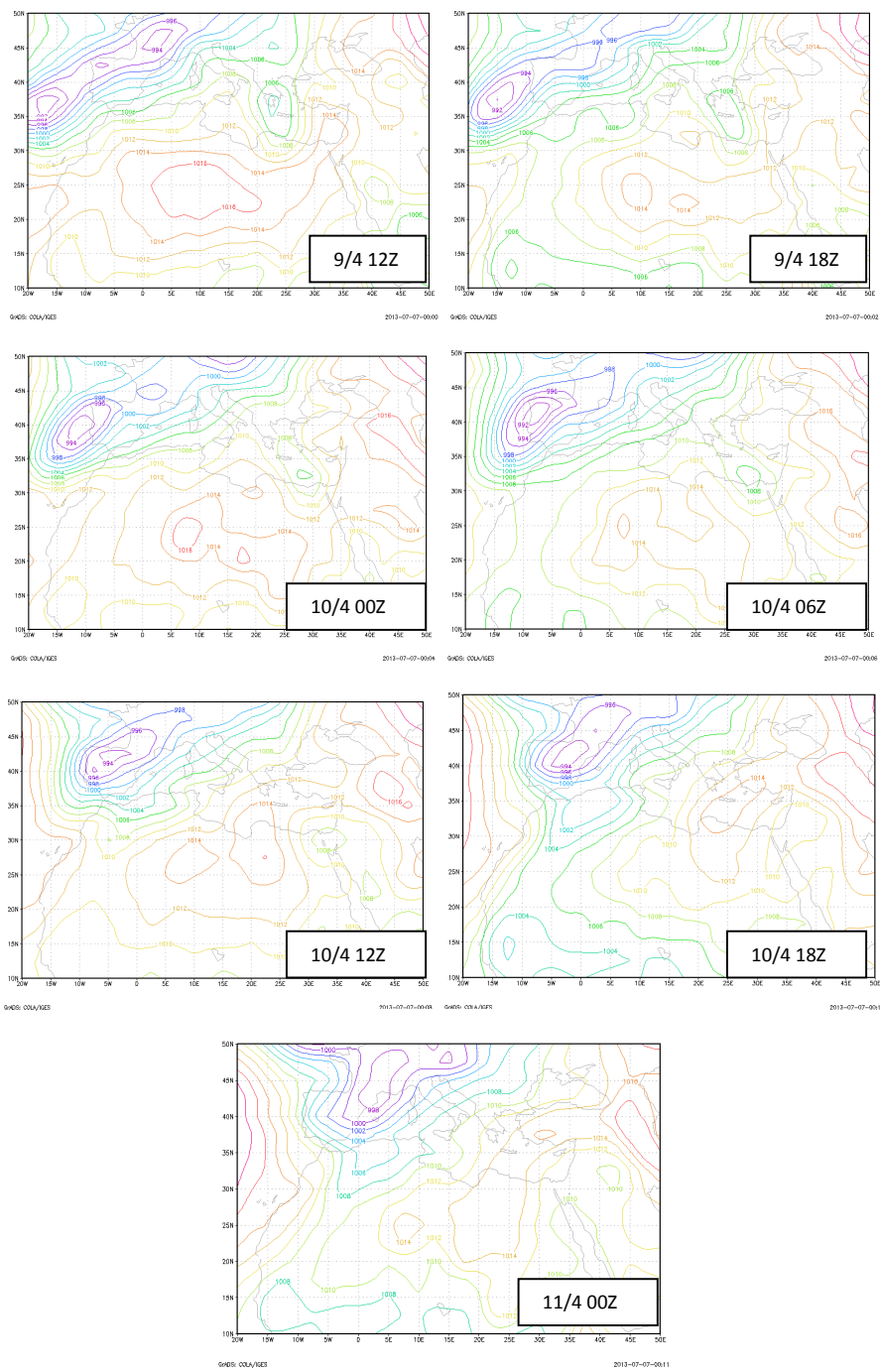
αποτέλεσμα η πυκνότητα του ατμοσφαιρικού αέρα να μειώνεται σημαντικά. Έτσι ξεκινούν οι ανοδικές κινήσεις οι οποίες συνοδεύονται από σύγκλιση στην επιφάνεια του εδάφους και η όλη κατάσταση παίρνει τη μορφή της κυκλωνικής κυκλοφορίας. Στους χάρτες του γεωδυναμικού της ανώτερης ατμόσφαιρας αυτό αποτυπώνεται με αυλόνες μικρού μήκους κύματος, γεγονός το οποίο φανερώνει ότι το θερμικό χαμηλό είναι αβαθές. Οι ανοδικές κινήσεις δικαιολογούνται από τις ελάχιστες τιμές της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου, ω , στα 850hpa ($<-0.2\text{Pascal/s}$) (Σχήμα 3.112). Πάνω από τα παράλια της Λιβύης, οι συγκεντρώσεις της σκόνης γίνονται μικρότερες ($1280\mu\text{g/m}^3$) (Σχήμα 3.113) καθώς το σύννεφο σκόνης διαχέεται όταν απομακρύνεται από την πηγή του. Η σκόνη από τη Σαχάρα αρχίζει να κατέρχεται και να εκτρέπεται προς τα νοτιοανατολικά με αποτέλεσμα στις 11/4/2008 να είναι και πάλι στα 500m πάνω από τον Κόλπο της Σύρτης (Σχήμα 3.111). Η αιτία που προκαλεί την κάθοδο και την εκτροπή των αερίων μαζών είναι η δημιουργία αντικυκλωνικής ροής στη συγκεκριμένη περιοχή το χρονικό διάστημα από 12:00UTC 9/4/2008 μέχρι 00:00UTC 11/4/2008 (Σχήμα 3.114). Επίσης αντικυκλωνικές συνθήκες δημιουργούνται και στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hpa με τη μορφή ράχης υψηλών πιέσεων οι οποίες εμφανίζουν έξαρση κινούμενες ΑΒΑ προς τη Νότια Ελλάδα. Όπως είναι γνωστό στην περίπτωση αντικυκλώνα, επικρατεί ισχυρή απόκλιση στην επιφάνεια του εδάφους. Δηλαδή οι άνεμοι αποκλίνουν από το κέντρο του συστήματος. Αποτέλεσμα αυτής της απόκλισης των ανέμων είναι η ασθενής στροβιλώδης κίνηση που επικρατεί καθ' ύψος στον αντικυκλώνα και η οποία οδηγεί αέριες μάζες από την ανώτερη ατμόσφαιρα προς το έδαφος. Οι καθοδικές κινήσεις πάνω από την περιοχή φαίνονται στις στάθμες των 850hpa και 700hpa. Οι μέγιστες τιμές είναι -0.4Pas^{-1} . Από εκεί και πέρα οι υγρές αέριες μάζες οδηγούνται προς την Ελλάδα εισερχόμενες από τα ΝΔ χωρίς κατακόρυφες διακυμάνσεις και τελικά καταφθάνουν στη Θεσσαλονίκη 60 ώρες μετά και σε υψόμετρο 500m το μεσημέρι στις 12/4/2008. Λόγω της τοπογραφίας στον ηπειρωτικό κορμό της Ελλάδας οι συγκεντρώσεις σκόνης ($100-500\text{mg/m}^2$) εναποτίθενται δυτικά της οροσειράς της Πίνδου και στην Πελοπόννησο σε συγκεντρώσεις $100-500\text{mg/m}^2$ (Σχήμα 3.115). Έτσι, στις 12:00UTC 12/4/2008, τα λιγότερο από $500\mu\text{g/m}^3$ σκόνης που αιωρούνται σε υψόμετρο 500m πάνω από τη Θεσσαλονίκη (Σχήμα 3.116) πιθανόν να προέρχονται από άλλη πηγή ενώ η ξηρή απόθεσή τους στην επιφάνεια φτάνει τα $10-100\text{mg/m}^2$. Ο συνολικός φόρτος των αιωρούμενων σωματιδίων της σκόνης στην ατμόσφαιρα είναι μεταξύ $1.5-4.5\text{g/m}^2$ τα οποία κινούνται προς βόρειες κατευθύνσεις.



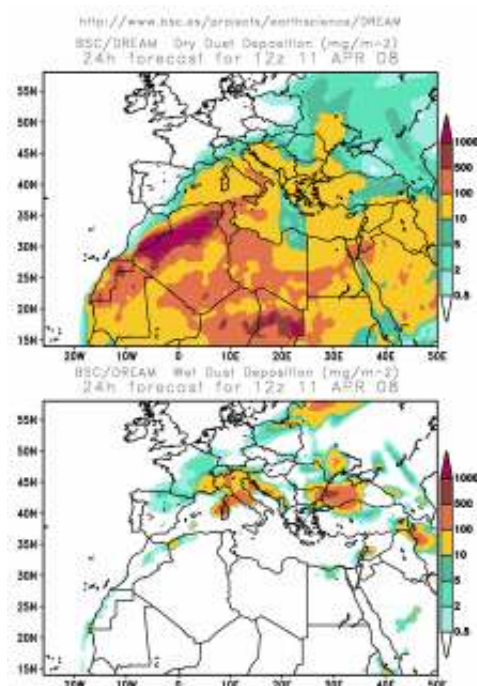
Σχήμα 3.112 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου
850hpa, 00:00UTC 8/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



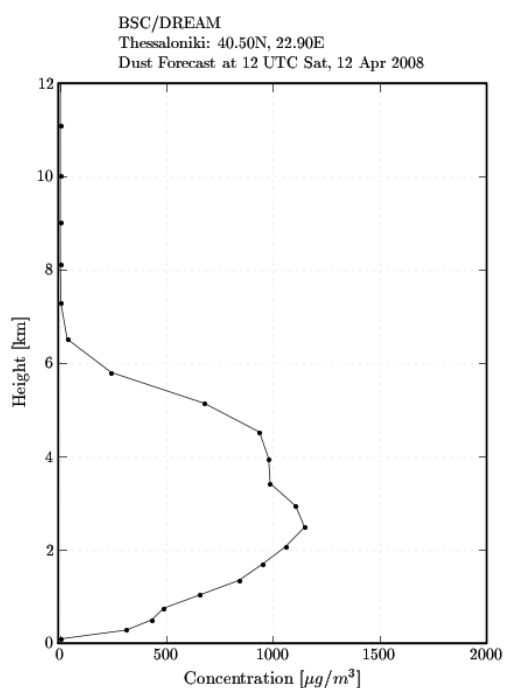
Σχήμα 3.113 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης,
0h forecast 9/4/2008 12:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



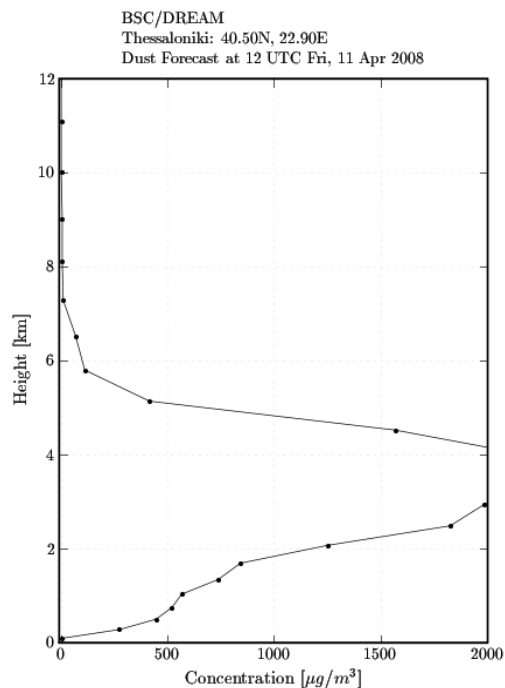
Σχήμα 3.114 Πίεση Μ.Σ.Θ. σε hPa, από 12:00UTC 9/4/2008 έως 00:00UTC 11/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



Σχήμα 3.115 Ξηρή απόθεση σκόνης, 24h forecast 11/4/2008 12:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



Σχήμα 3.116 Κατανομή συγκέντρωσης
σκόνης καθ' ύψος, 12:00UTC 12/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

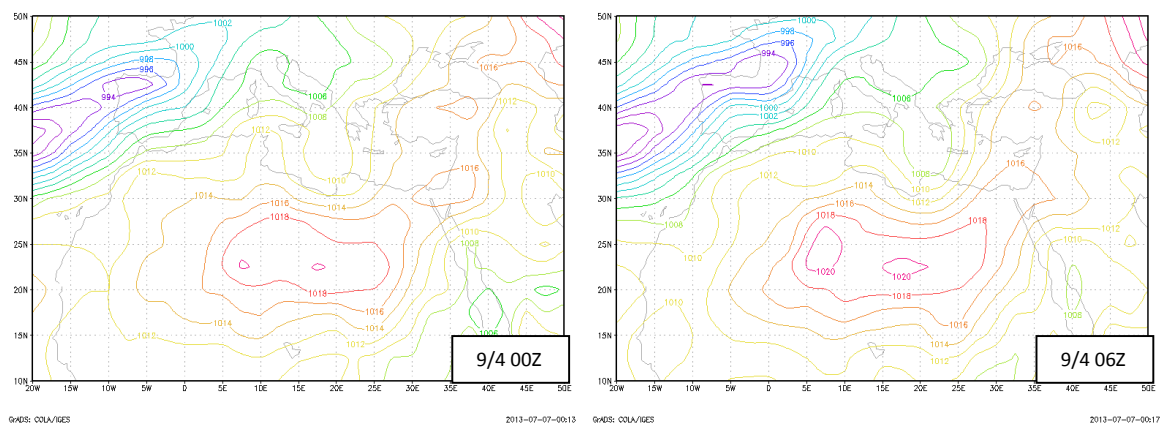


Σχήμα 3.117 Κατανομή συγκέντρωσης
σκόνης καθ' ύψος, 12:00UTC 11/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

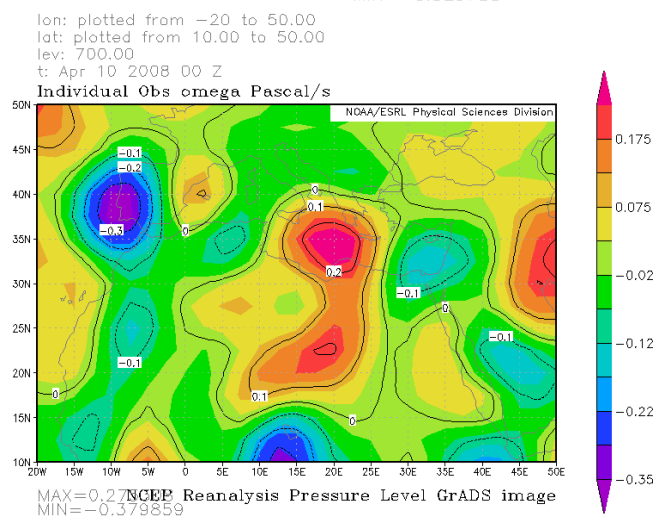
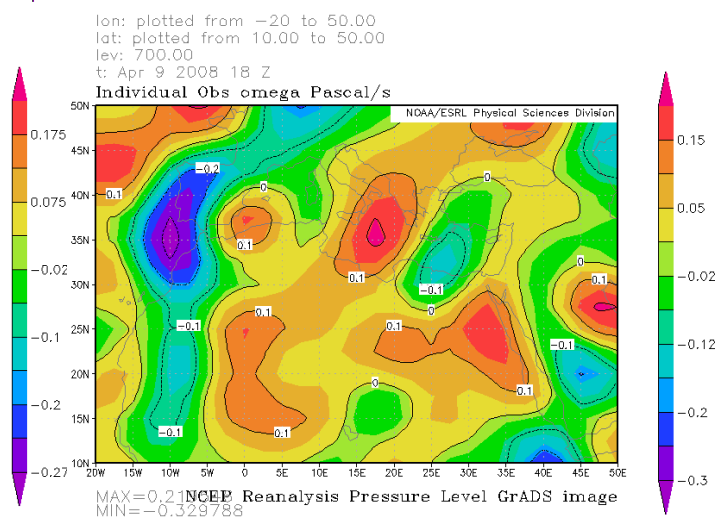
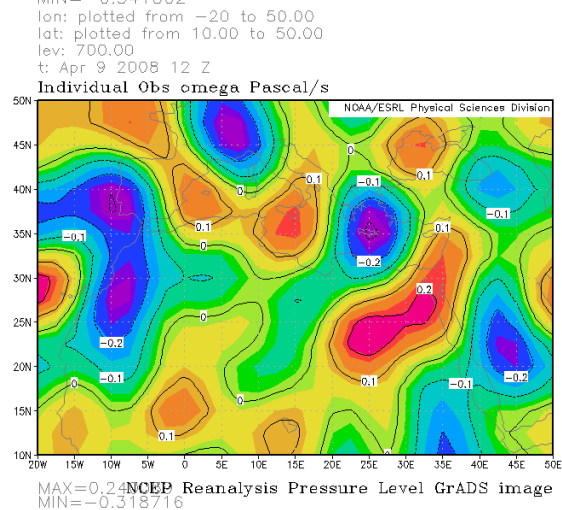
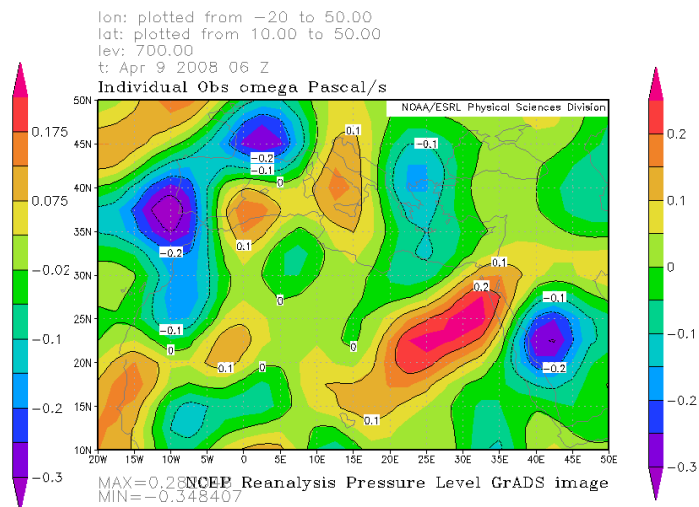
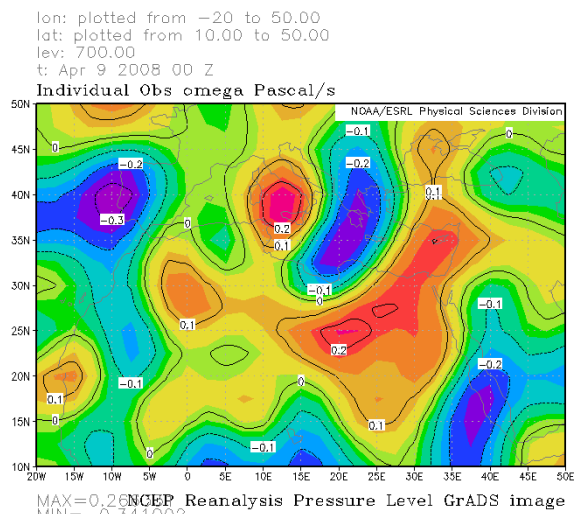
Αντιθέτως ο αέρας στα 1500m στις 12:00UTC 12/4/2008 πάνω από τη Θεσσαλονίκη, που παριστάνεται από την μπλε γραμμή στην εικόνα (Σχήμα 3.111, 12:00UTC 12/4/2008), περιέχει περίπου $1000\mu\text{g}/\text{m}^3$ συγκέντρωσης σκόνης (Σχήμα 3.117) προερχόμενος και πάλι από περιοχές της ΒΔ Αλγερίας. Πιο αναλυτικά στις 00:00UTC 9/4/2008 βρίσκεται στα 3600m πάνω από τα βουνά του Άτλαντα, με υψηλότερη κορυφή τα 4167m στο Μαρόκο. Μέσα σε 24 ώρες και αφού έχει κινηθεί ΒΑ πάνω από ερημικές περιοχές της Αλγερίας κατέρχεται στα 1500m στις 00:00UTC 10/4/2008 και βρίσκεται πάνω από τη Νότια Τυνησία. Την επόμενη μέρα εμφανίζει ΝΑ ανοδική κίνηση έως τα 3000m περνώντας από τα νότια της Τρίπολης πάνω από τη ΒΔ Λιβύη (00:00UTC 11/4/2008). Έπειτα εμφανίζει απότομη αλλαγή κατεύθυνσης, προς τα ΒΑ, και εισέρχεται στον Κόλπο της Σύρτης με ισχυρές καθοδικές κινήσεις με αποτέλεσμα να βρίσκεται στα ανοιχτά του Κόλπου της Σύρτης, μέσα στη Μεσόγειο, ξανά στα 500m στις 00:00UTC 12/4/2008. Από εκεί και πέρα εισέρχεται στον ελλαδικό χώρο ανερχόμενος από τα ΝΔ, βορείως της Λευκάδας, και τελικά φτάνει πάνω από τη Θεσσαλονίκη στα 1500m στις 12:00UTC 12/4/2008.

Το διάστημα από 00:00UTC 9/4/2008 μέχρι 00:00UTC 10/4/2008 η αέρια μάζα αφού έχει περάσει στην υπήνεμη πλευρά των βουνών του Άτλαντα εισέρχεται σε πεδίο ασθενών καθοδικών κινήσεων, $\sim 0,05\text{Pa/s}$, ευρισκόμενη στα βόρεια κράσπεδα των υψηλών πιέσεων της Σαχάρας (Σχήμα 3.114, 9-10/4/2008, Σχήμα 3.118α και Σχήμα 3.118β). Κινούμενη ανατολικά-βορειοανατολικά (ΑΒΑ) προς την Τυνησία περνάει πάνω από ερημικές περιοχές και εμπλουτίζεται με υψηλά ποσά συγκέντρωσης σκόνης τα οποία αιωρούνται μέσα στο στρώμα ανάμειξης της ατμόσφαιρας ($\sim 5000\text{m}$). Τα μεγάλα σε διάμετρο σωματίδια ($>10\mu\text{m}$) καθιζάνουν λόγω βαρύτητας σύμφωνα με το Νόμο του Stokes, ενώ τα μικρότερα συνεχίζουν αιωρούμενα να μεταφέρονται προς τα ανατολικά. Στις 00:00UTC 10/4/2008 η αέρια μάζα αρχίζει να ανυψώνεται πάνω από τα νότια της Τυνησίας με ρυθμό 1500m ανά 24 ώρες. Οι ανοδικές αυτές κινήσεις φαίνονται να συντελούνται στα 850hpa ($\sim 1500\text{m}$) ως αποτέλεσμα σύγκλισης στα κατώτερα στρώματα και εμφάνισης του χαμηλού L_1 στη ΒΔ Αφρική στις 00:00UTC 10/4/2008 που μέχρι το τέλος της ημέρας έχει μετακινηθεί ανατολικότερα και βρίσκεται πάνω από τη Βόρεια Αλγερία στις 00:00UTC 11/4/2008 (Σχήμα 3.119). Αντίθετα, στα 700hpa ($\sim 3000\text{m}$) επικρατούν ισχυρές καθοδικές κινήσεις ($>0,2\text{Pa/s}$) (Σχήμα 3.120) ως αποτέλεσμα απόκλισης στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Η κατάσταση αυτή εξηγεί και το γεγονός της βάθυνσης του επιφανειακού χαμηλού L_1 κατά 6mb μέσα σε 24ώρες. Στις 00:00UTC 11/4/2008 εκτρέπεται προς τα ΒΑ καθώς κατέρχεται από τα 3000m στα 500m (Σχήμα 3.121). Η θέση του στις 00:00UTC 12/4/2008 είναι στα ανοιχτά του Κόλπου της Σύρτης μέσα στη Μεσόγειο. Κατά τη διάρκεια της πορείας του συναντά τις ίδιες ισχυρές καθοδικές κινήσεις οι οποίες έχουν μετακινηθεί ΒΑ από την προηγούμενη χρονική στιγμή. Η κατάσταση αυτή είναι σύντομη καθώς η δημιουργία ψυχρού μετώπου πάνω από την Κεντρική Ιταλία (Σχήμα 3.122) συντελεί στην εμφάνιση ανοδικών ρευμάτων μπροστά από αυτό παρασύροντας τη σκόνη ανοδικά (Σχήμα 3.123) και ΝΔ προς την Ελλάδα (Σχήμα 3.124). Έτσι, εισέρχεται στον ελλαδικό χώρο ανερχόμενος από τα 500m, βορείως της Λευκάδας, και τελικά φτάνει πάνω από τη Θεσσαλονίκη στα 1500m το μεσημέρι στις 12/4/2008 από τα ΝΔ. Πάνω από τη Θεσσαλονίκη η συγκέντρωση σκόνης στα

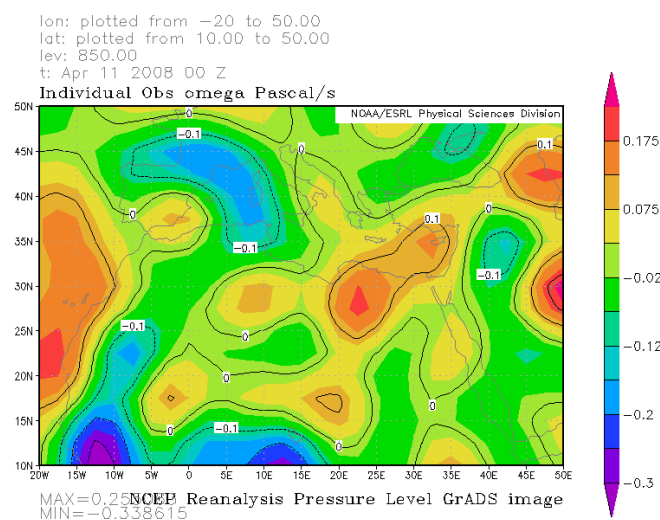
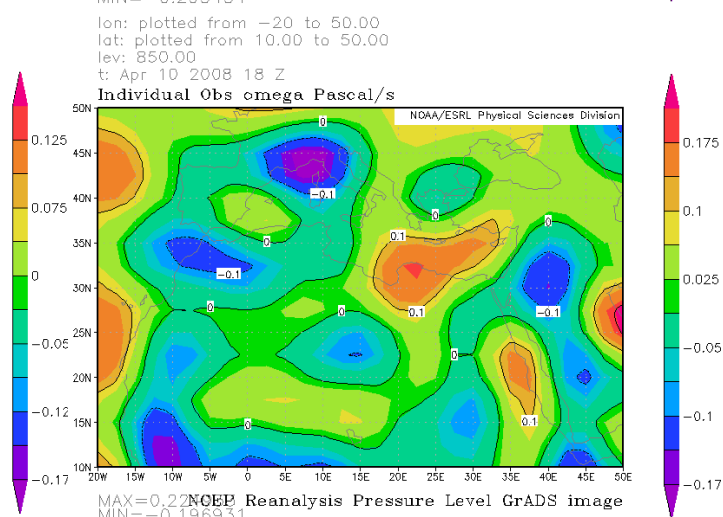
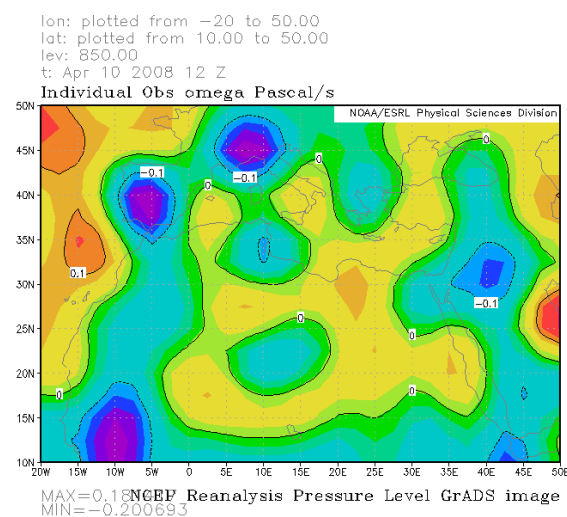
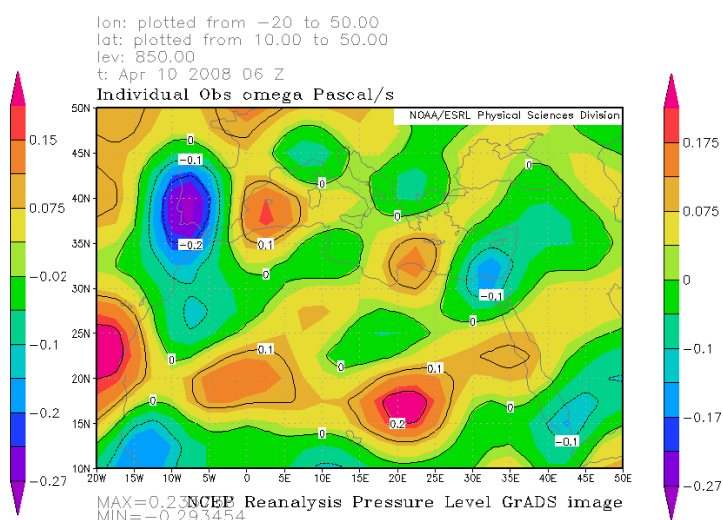
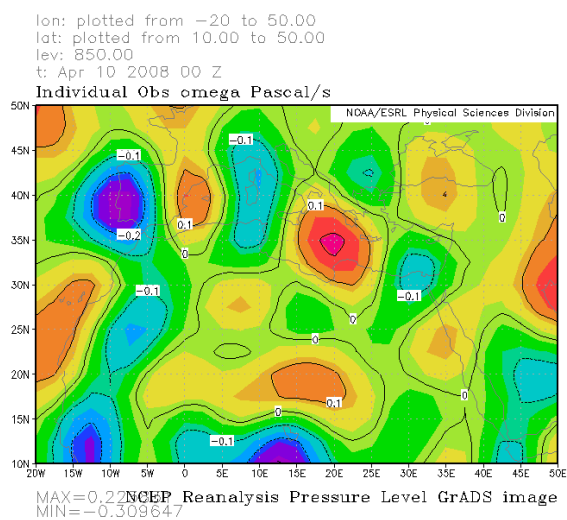
1500m είναι $1000\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Σχήμα 3.125) ενώ η ξηρή απόθεσή της κυμαίνεται από 10 μέχρι $100\text{mg}/\text{m}^2$ (Σχήμα 3.126).



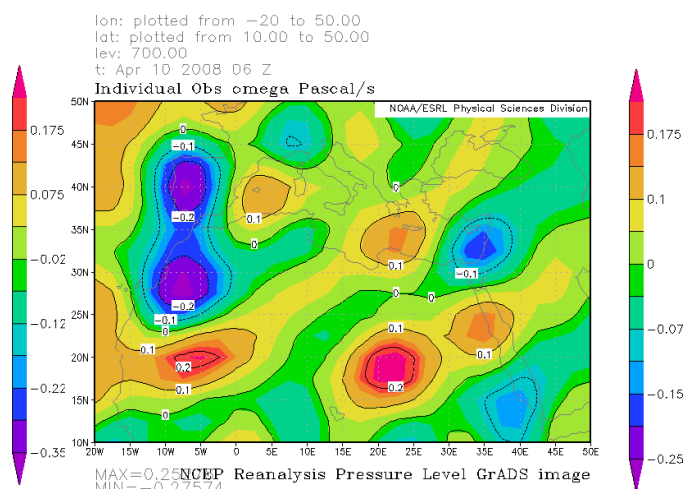
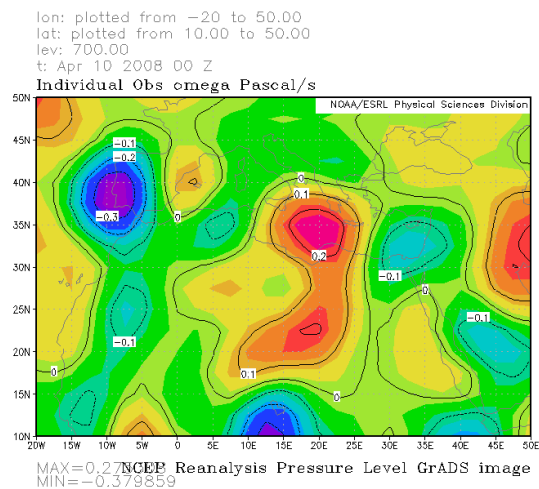
Σχήμα 3.118α Πίεση Μ.Σ.Θ. σε hPa, από 00:00UTC έως 06:00UTC 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



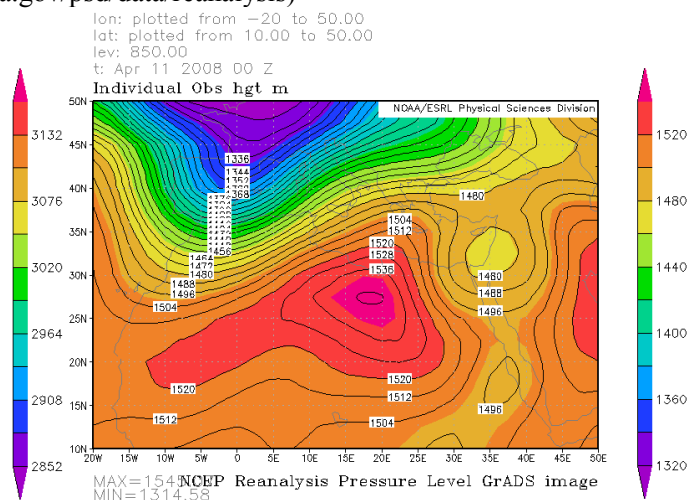
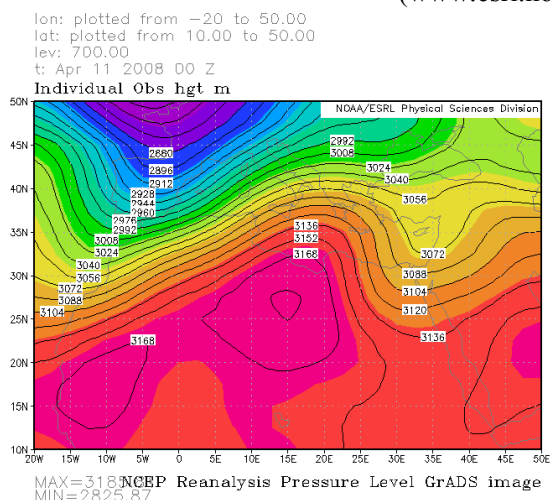
Σχήμα 3.118β Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου 700hpa, 9-10/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



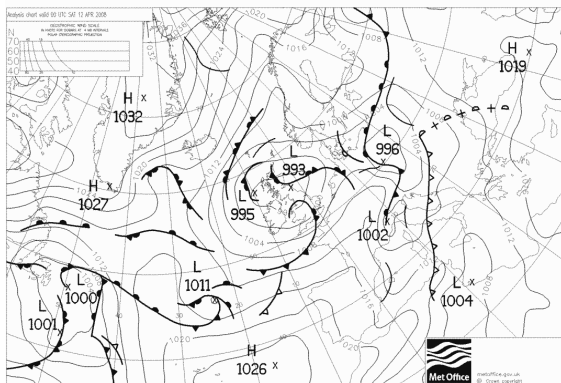
Σχήμα 3.119 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου 850hpa, 10-11/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



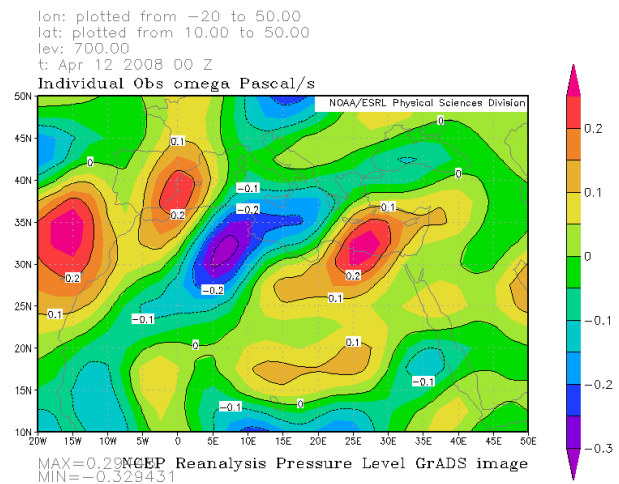
Σχήμα 3.120 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου 700hpa, 10-11/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



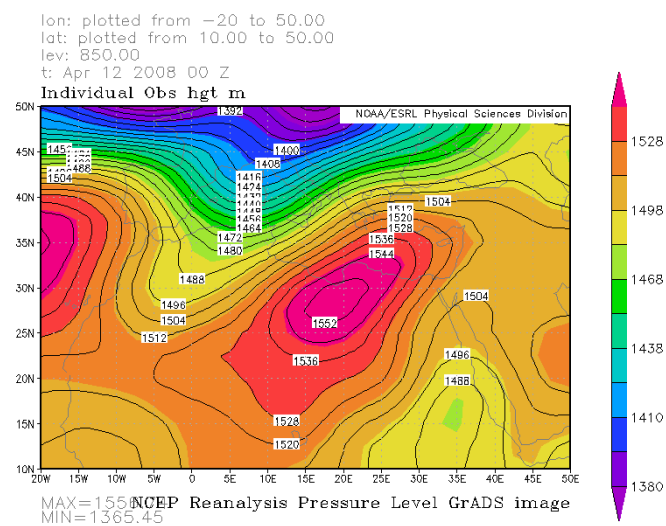
Σχήμα 3.121 Γεωδυναμικά ύψη 700, 850hpa, 00:00UTC 11/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



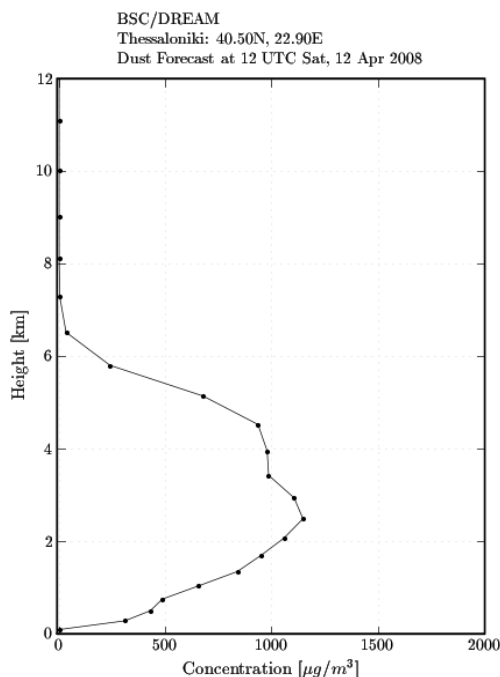
Σχήμα 3.122 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας,
00:00UTC 12/4/2008
(www.wetterzentrale.de)



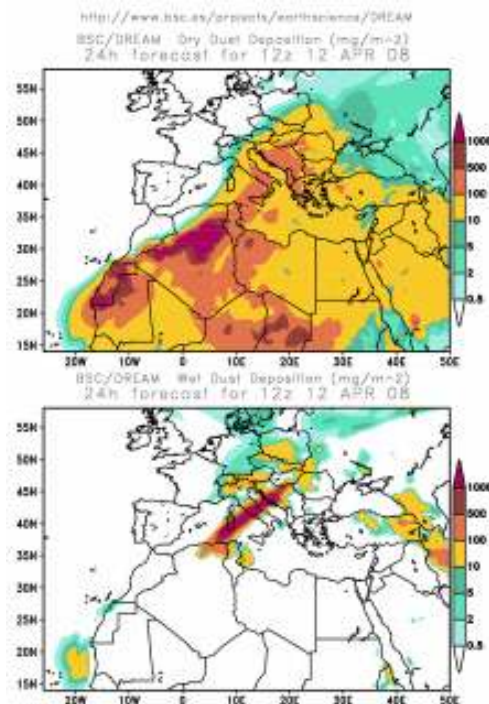
Σχήμα 3.123 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου
700hpa, 00:00UTC 12/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.124 Γεωδυναμικά ύψη 850hpa, 00:00UTC 12/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



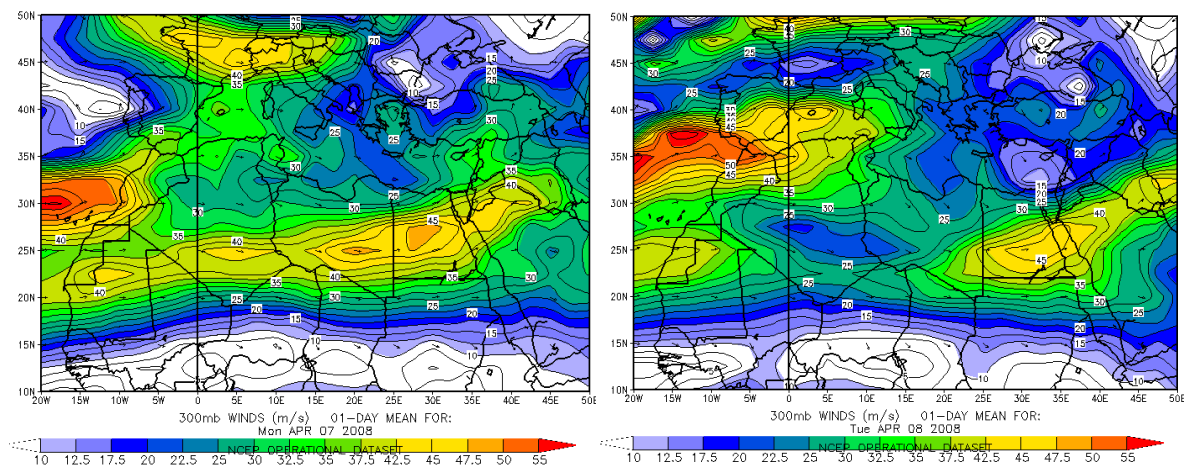
Σχήμα 3.125 Κατανομή συγκέντρωσης σκόνης
καθ' ύψος, 12:00UTC 12/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



Σχήμα 3.126 Ξηρή απόθεση σκόνης,
24h forecast 12/4/2008 12:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

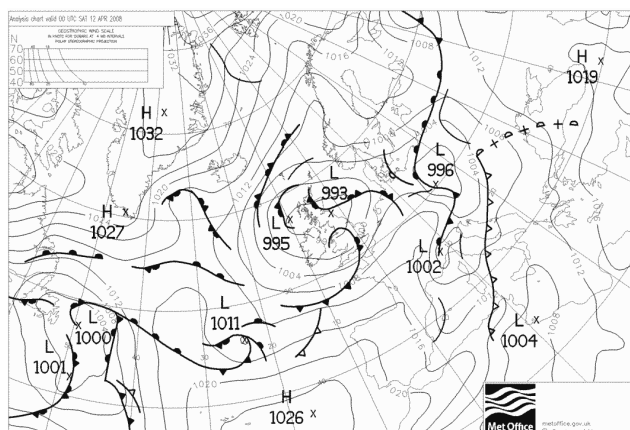
Η τροχιά που παριστάνεται με την πράσινη γραμμή στην εικόνα (Σχήμα 3.111) εμφανίζει αντικυκλωνική κυκλοφορία από τις 12:00UTC 7/4/2008 μέχρι 00:00UTC 11/4/2008 πάνω από τη Σαχάρα ενώ αργότερα κινείται προς ΒΑ κατεύθυνση μέχρι να φτάσει πάνω από τη Θεσσαλονίκη. Αρχικά θα πρέπει να αναφερθεί ότι το ύψος (9000m) από το οποίο η ψυχρή αέρια μάζα αρχίζει να κατέρχεται είναι το ύψος στο οποίο εμφανίζεται ο υποτροπικός αεροχειμάρρος (300hpa). Κάτω από την περιοχή του υποτροπικού αεροχειμάρρου και από τον Ισημερινό μέχρι, κατά μέσο όρο, τις 30° γεωγραφικό πλάτος εκτείνεται ο δακτύλιος των τροπικών πλατών (δακτύλιος του Hadley). Χαρακτηριστικό του δακτυλίου αυτού είναι οι έντονες ανοδικές κινήσεις στην περιοχή του Ισημερινού. Όταν το ανοδικό ρεύμα φτάσει στο ύψος της τροπόπαυσης ακολουθεί μεσημβρινή κίνηση προς τους πόλους. Στην περιοχή του υποτροπικού αεροχειμάρρου (Σχήμα 3.127) η μεσημβρινή ροή χωρίζεται δημιουργώντας ένα κλάδο ο οποίος μεταφέρει από τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας προς τα κατώτερα, μεγάλες ποσότητες αερίων μαζών. Η κυκλοφορία αυτή που δημιουργεί ο συγκεκριμένος κλάδος, είναι το δυναμικό αίτιο της δημιουργίας και της συντήρησης των μόνιμων υποτροπικών αντικυκλώνων (γ.π. των 35°). Φυσικά στην επιφάνεια δημιουργείται απόκλιση ροής με αποτέλεσμα τη δημιουργία αφ' ενός ροής προς τον Ισημερινό που κλείνει το δακτύλιο του Hadley και αφ' ετέρου ροής προς τους πόλους με αποτέλεσμα τη μεταφορά θερμών αερίων μαζών προς το πολικό μέτωπο. Με

αυτό τον τρόπο δικαιολογείται η απότομη κάθοδος της αέριας μάζας στην αρχή του χρονικού διαστήματος 7/4/2008-12/4/2008.



Σχήμα 3.127 Μέσος άνεμος, στα 300hpa 7-8/4/2008 (www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

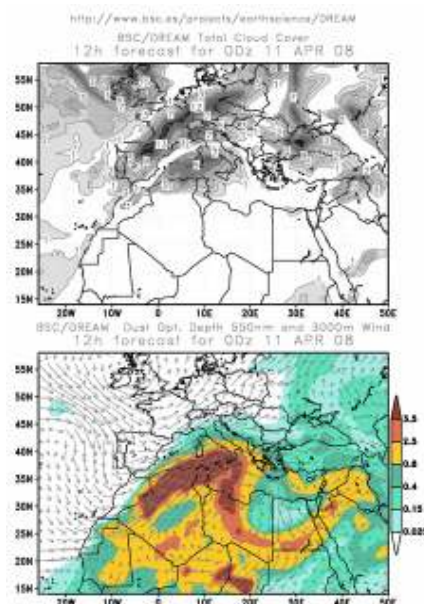
Στις 00:00UTC 11/4/2008 η αέρια μάζα εισέρχεται σε περιοχή ανοδικών ρευμάτων λόγω βάρυνσης του επιφανειακού χαμηλού L_1 που βρίσκεται στη Βόρεια Αλγερία. Κινούμενη ΒΑ ανέρχεται από τα 4000m στα 4500m όπου μία μέρα αργότερα βρίσκεται νότια της Σικελίας στη Μεσόγειο. Η πορεία που διαγράφει μέχρι να φτάσει στη Θεσσαλονίκη στα 4000m το μεσημέρι της 12/4/2008 δεν παρουσιάζει μεγάλες κατακόρυφες διακυμάνσεις. Το γεγονός αυτό δικαιολογεί ότι οι ανοδικές κινήσεις μπροστά από το ψυχρό μέτωπο της Κεντρικής Ιταλίας (Σχήμα 3.128), που εμφανίζονται στα κατώτερα στρώματα, δεν υφίστανται στο ύψος των 4000m. Στα 4000m πάνω από τη Θεσσαλονίκη οι συγκεντρώσεις σκόνης φτάνουν τα $1000\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Σχήμα 3.125).



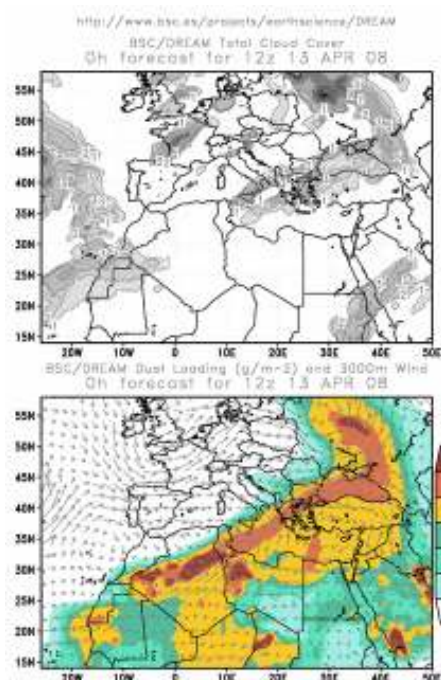
Σχήμα 4.129 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 12/4/2008 (www.wetterzentrale.de)

3.8.2 Τροχιές που φτάνουν Θεσσαλονίκη στις 12:00UTC 13/4/2008

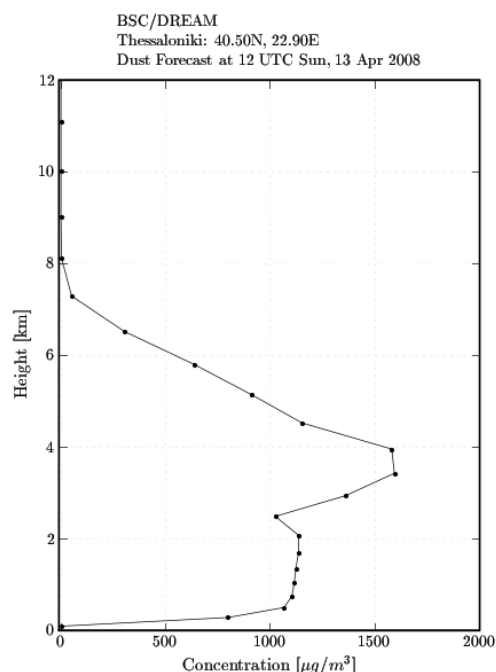
Η διαδρομή της αέριας μάζας ξεκινάει στις 12:00UTC 8/4/2008 πάνω από τον Ατλαντικό (28N-43W) και σε ύψος 4000m (μπλε τροχιά). Η κίνησή της είναι προς τα ανατολικά μέχρι να συναντήσει τις ΒΔ ακτές της Αφρικής όπου εκτρέπεται ΒΑ και εξαναγκάζεται σε ανύψωση στην προσήνεμη πλευρά των βουνών του Άτλαντα στο Μαρόκο. Η ισχυρή ΝΔ ροή (30m/s στα 500hpa) που επικρατεί στην περιοχή της ΒΔ Αφρικής έχει ως αποτέλεσμα η αέρια μάζα να υπερπηδήσει την κορυφή των βουνών και να βρεθεί στα 4500m πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα νοτίως της Ισπανίας στις 12:00UTC 10/4/2008. Μέσα σε 12ώρες και αφού έχει μετακινηθεί περίπου 1100km προς τα βορειοανατολικά κατέρχεται στα 1100m πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα νοτιοανατολικά της Σαρδηνίας. Η κατερχόμενη αέρια μάζα θερμαίνεται αδιαβατικά μέσα σε ευσταθές ατμοσφαιρικό περιβάλλον και στη συνέχεια εμφανίζει κυματοειδή κίνηση με μέγιστο πλάτος ~500m και μήκος ~777km. Τα βαρυτικά αυτά κύματα διαδίδονται μέχρι τη Θεσσαλονίκη, δηλαδή μία συνολική απόσταση ~1500km. Εμπλουτισμένη με υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης από τη Σαχάρα (Σχήμα 3.129) συνεχίζει την πορεία της προς τα ανατολικά, διασχίζοντας τη Μεσόγειο Θάλασσα. Τελικά, εισέρχεται στον ελλαδικό χώρο από τα νοτιοδυτικά και φτάνει στα 1400m πάνω από τη Θεσσαλονίκη το μεσημέρι της 13ης Απριλίου 2008 αφού έχει ανυψωθεί ελαφρώς λόγω ορογραφίας στις Δυτικές βουνοπλαγιές της Πίνδου. Οι υψηλές αυτές συγκεντρώσεις της σκόνης (Σχήμα 3.130) έρχονται να προστεθούν στην ήδη επιβαρυμένη ατμόσφαιρα με σωματίδια σκόνης από την προηγούμενη ημέρα. Η κατακόρυφη κατανομή συγκέντρωσης λόγω μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα φαίνεται στο σχήμα 3.131.



Σχήμα 3.129 Οπτικό πάχος, 12h forecast 00:00UTC 11/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/)



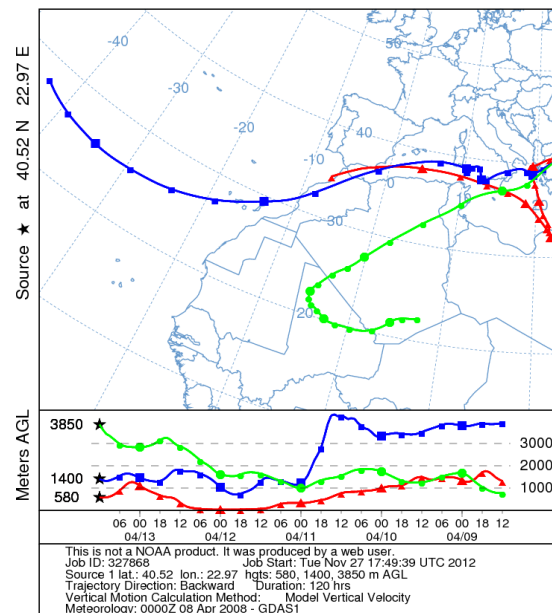
Σχήμα 3.130 Φορτίο σκόνης (dust load),
0h forecast 12:00UTC 13/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).



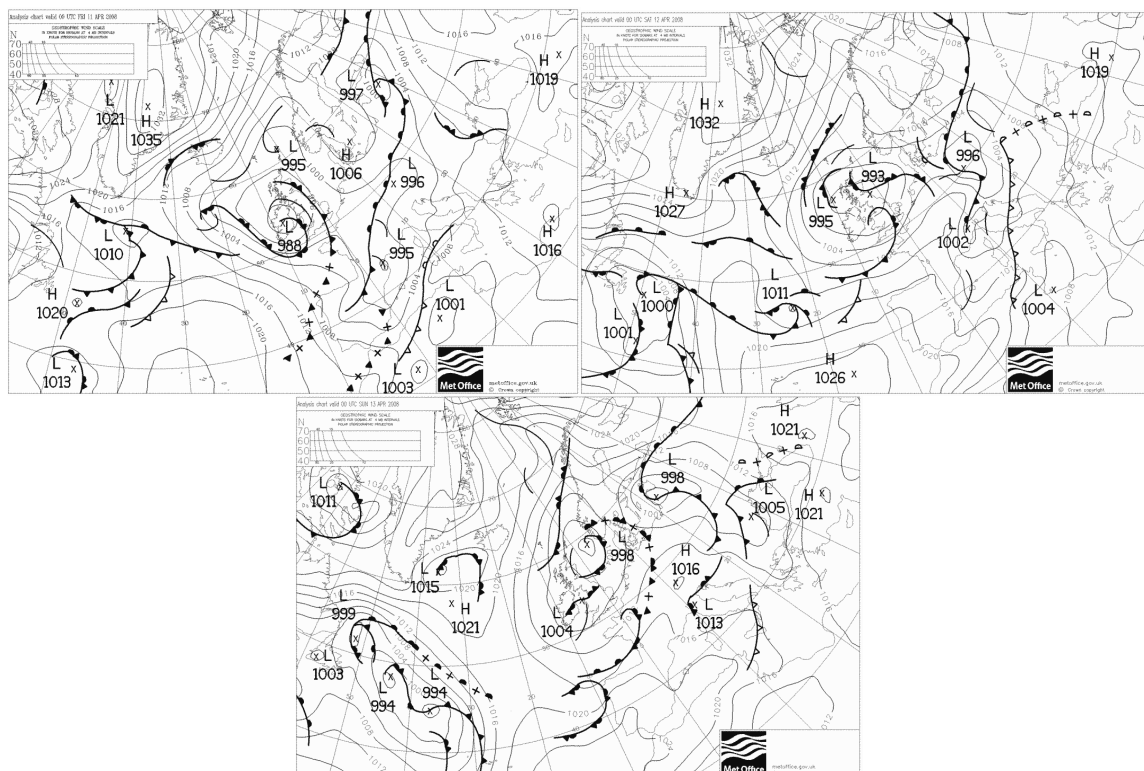
Σχήμα 3.131 Κατανομή συγκέντρωσης σκόνης
καθ' ύψος, 12:00UTC 13/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Η τροχιά που φτάνει σε ύψος 3850m πάνω από τη Θεσσαλονίκη στις 12:00UTC 13/4/2008 έχει ξεκινήσει από την υποτροπική ζώνη των υψηλών πιέσεων (25°N) και συγκεκριμένα από τα Νότια της Αλγερίας και τον ορεινό όγκο του Αχαγκάρ (ψηλότερη κορυφή 3003m) (Σχήμα 3.132). Η παρεμβολή του ορεινού όγκου του Αχαγκάρ στην ομοιόμορφη κίνηση του αέρα ($\zeta=0$) εξαναγκάζει την αέρια μάζα σε κυματική κίνηση (με μέγιστο πλάτος ~500m και μήκος 800Km) στην υπήνεμη πλευρά των βουνών ενώ οι ανατολικοί-βορειοανατολικοί (ABA) άνεμοι που επικρατούν στα νότια κράσπεδα των υψηλών πιέσεων της Σαχάρας μεταφέρουν την αέρια μάζα προς το Μάλι σε ύψος 1000m στις 00:00 11/4/2008. Κινούμενη σε αντικυκλωνική τροχιά εκτρέπεται προς τα ΒΑ και αφού έχει διασχίσει όλη την Αλγερία και την Τυνησία βρίσκεται στα 3000m πάνω από τα ΝΑ της Σικελίας στη Μεσόγειο Θάλασσα στις 00:00 13/4/2008. Όλο αυτό το διάστημα η ανοδική της κίνηση οφείλεται στην κυκλογένεση που συντελείται στη ΒΔ Αφρική με συνοδεία αυλώνα στα 500hpa πάνω από την Ιβηρική Χερσόνησο (Σχήμα 3.133α και Σχήμα 3.133β 500hpa και 700hpa τις ίδιες μέρες). Ουσιαστικά η αέρια μάζα βρίσκεται μέσα στην ισχυρή βαροκλινική ζώνη που εμφανίζεται σε όλα τα τροποσφαιρικά επίπεδα η οποία εκτείνεται από τη ΒΔ Αφρική μέχρι τα Βαλκάνια. Εμπλουτισμένη με μεγάλα ποσά σαχαριανής σκόνης (Σχήμα 3.134) εισέρχεται στον ελλαδικό χώρο από τα ΝΔ και φτάνει στα 3850m πάνω από τη Θεσσαλονίκη το μεσημέρι της 13ης Απριλίου 2008. Η κατακόρυφη κατανομή συγκέντρωσης σκόνης από την έρημο Σαχάρα φαίνεται στην εικόνα (Σχήμα 3.131).

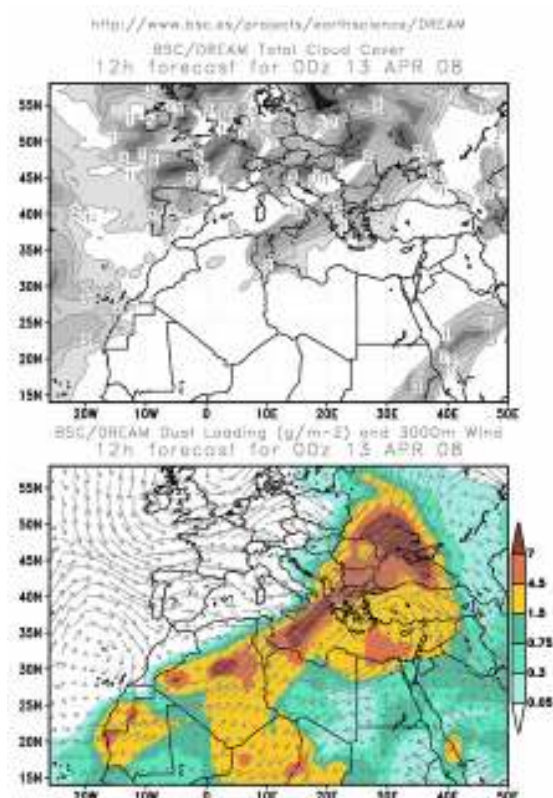
NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectories ending at 1200 UTC 13 Apr 08
GDAS Meteorological Data



Σχήμα 3.132 Οπισθοτροχιές σκόνης, 12:00UTC 13/4/2008
(<http://ready.arl.noaa.gov>)



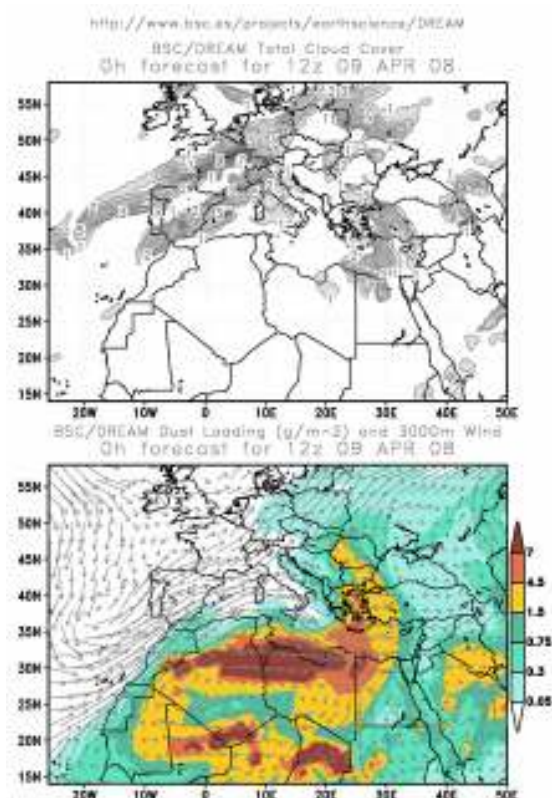
Σχήμα 3.133α Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, 00:00UTC 11-13/4/2008
(www.wetterzentrale.de)



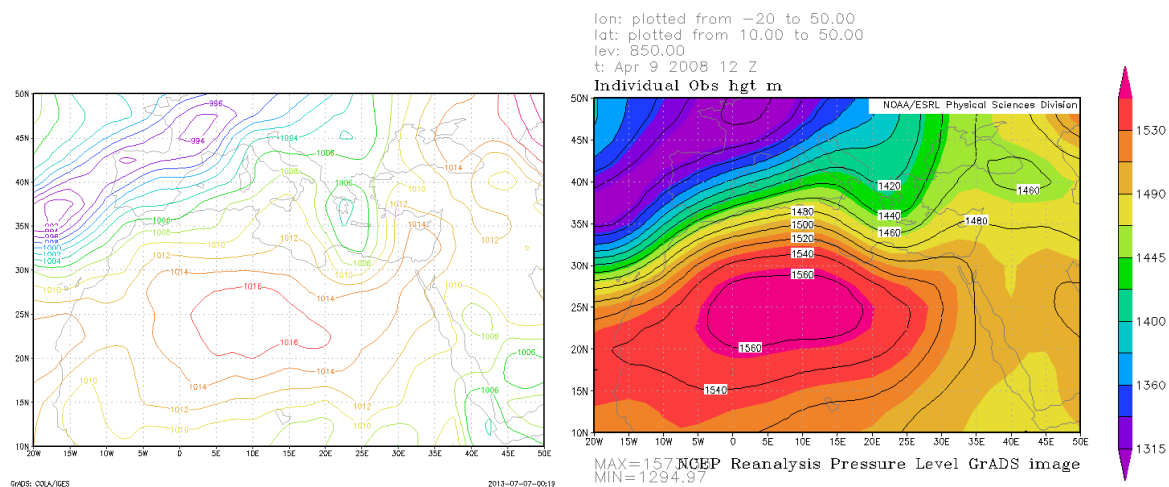
Σχήμα 3.134 Φορτίο σκόνης (dust load), 12h forecast 00:00UTC 13/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

Η τροχιά που απεικονίζεται με την κόκκινη γραμμή στην εικόνα (Σχήμα 3.132) εμφανίζει και αυτή κυματοειδή κίνηση στην αρχή της καθώς προσκρούει στον ορεινό όγκο του Άτλαντα στις 12:00UTC 8/4/2008. Η συνολική απόσταση διάδοσης του κύματος είναι περίπου ~2200km, το πλάτος του ~100m και το μήκος ~1000km. Η διάδοση του κύματος είναι προς τα ανατολικά μέχρι τις 12:00UTC 9/4/2008 όταν η αέρια μάζα βρίσκεται στα 1500m νοτίως της Σικελίας στην Κεντρική Μεσόγειο Θάλασσα. Περιέχει ελάχιστες ως μηδενικές συγκεντρώσεις σκόνης (Σχήμα 3.135) καθώς κινείται παράλληλα με το κύριο σύννεφο της σκόνης το οποίο βρίσκεται στα παράλια της Λιβύης στη Βόρεια Αφρική. Στη συνέχεια εκτρέπεται προς τα ΝΑ και ταυτόχρονα κατέρχεται μέχρι την επιφάνεια του εδάφους στην Κυρηναϊκή Χερσόνησο της Λιβύης στις 00:00UTC 11/4/2008. Η καθοδική της πορεία οφείλεται στην επέκταση επιφανειακών αντικυκλωνικών πιέσεων από τη Σαχάρα προς την Κεντρική Μεσόγειο με ταυτόχρονη εμφάνιση ράχης υψηλών πιέσεων στα 850hpa πάνω από την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου (Σχήμα 3.136). Οι ελάχιστες συγκεντρώσεις σκόνης που μεταφέρει η αέρια μάζα στο έδαφος επαληθεύονται και από τις εικόνες (Σχήμα 3.137 και Σχήμα 3.138). Στη Λιβύη, η αέρια μάζα εκτρέπεται και ακολουθεί μεσημβρινή πορεία προς τα βόρεια καθώς οι εκτοπισμένες, από τα βαρομετρικά χαμηλά στη ΒΔ Αφρική, επιφανειακές αντικυκλωνικές πιέσεις της Σαχάρας κινούνται γρήγορα προς το νοτιοανατολικό άκρο της Μεσογείου. Η καθοδική της πορεία φυσικά

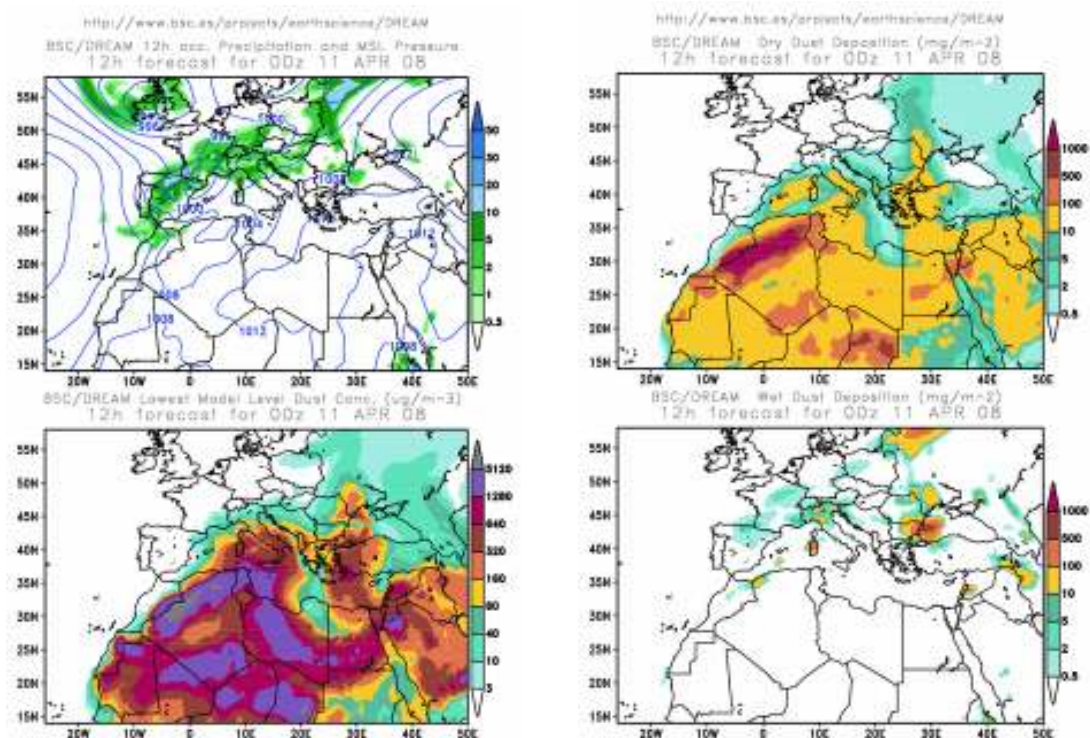
συνεχίζεται και στις 00:00UTC 12/4/2008 βρίσκεται σε λιγότερο από 100m νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου. Από αυτή τη χρονική στιγμή και μέχρι να φτάσει στα 1000m πάνω από την Κέρκυρα στις 00:00UTC 13/4/2008 εμπλουτίζεται με μεγάλα ποσά υδρατμών και σκόνης καθώς εισχωρεί μέσα σε ένα νέο σύννεφο σκόνης, το οποίο ανυψώθηκε τις προηγούμενες ημέρες (10 και 11/4/2008) απο τις ανοδικές κινήσεις που προκάλεσαν τα βαρομετρικά χαμηλά της ΒΔ Αφρικής, και μεταφέρθηκε μέχρι και τη Νότια Ρωσία περνώντας πάνω από την Ελλάδα (Σχήμα 3.130). Λόγω ορογραφίας της Πίνδου ανυψώνεται στα 1200m και στη συνέχεια κατέρχεται και φτάνει από τα ΝΔ στα 580m πάνω από τη Θεσσαλονίκη. Η εικόνα της κατακόρυφης κατανομής της συγκέντρωσης σκόνης στη Θεσσαλονίκη φανερώνει ότι στα 580m συγκεντρώνονται $\sim 1100\mu\text{g}/\text{m}^3$ σκόνης ενώ τα περισσότερα αποθετήθηκαν στην οροσειρά της Πίνδου κατά τη διάρκεια της κίνησης της αέριας μάζας πάνω από τον ορεινό όγκο (Σχήμα 3.139).



Σχήμα 3.135 Φορτίο σκόνης (dust load), 0h forecast 12:00UTC 9/4/2008
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

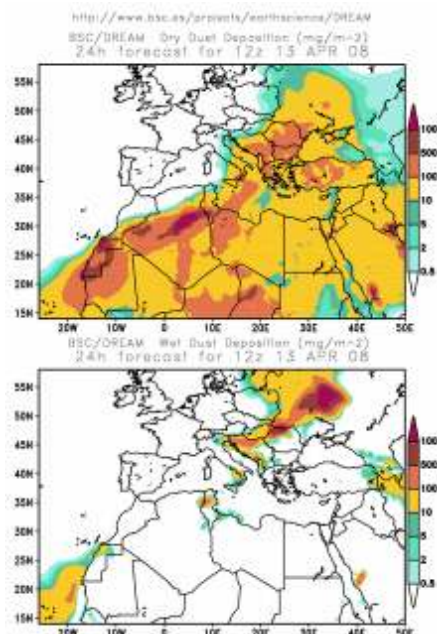


Σχήμα 3.136 Πίεση Μ.Σ.Θ. σε hPa και γεωδυναμικά ύψη στα 850hPa, 12:00UTC 9/4/2008
Πηγή δεδομένων από NCEP/NCAR



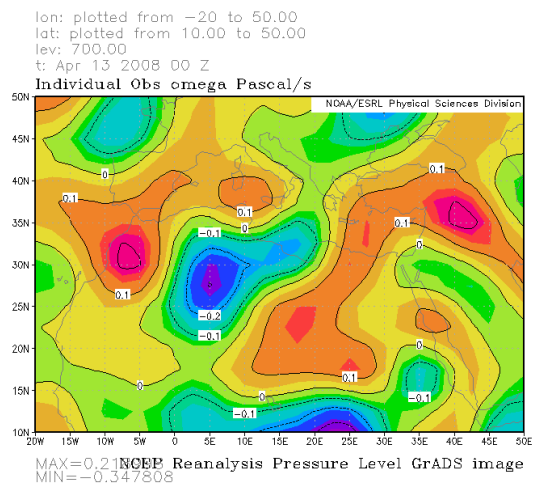
Σχήμα 3.137 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης,
12h forecast 11/4/2008 00:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/)

Σχήμα 3.138 Ξηρή απόθεση σκόνης,
12h forecast 11/4/2008 00:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

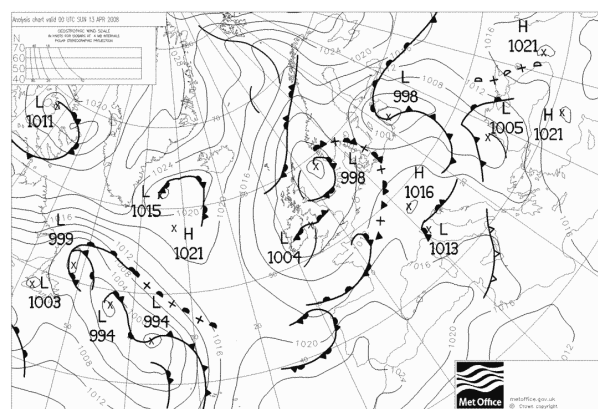


Σχήμα 3.139 Ξηρή απόθεση σκόνης, 24h forecast 13/4/2008 00:00UTC
(www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/).

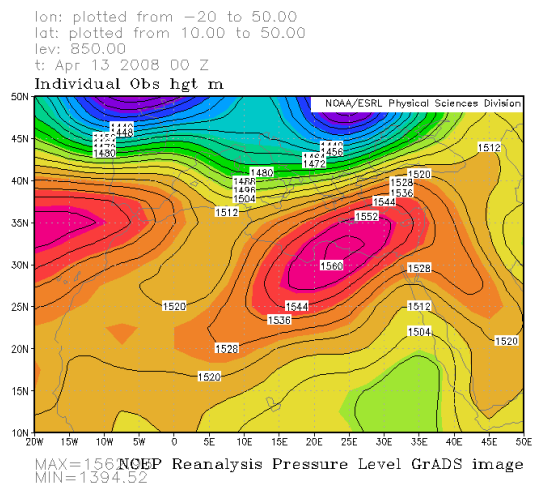
Συμπερασματικά, από την ανάλυση και των τριών τροχιών προκύπτει ότι όλες εμφανίζουν κυματοειδείς κινήσεις όταν παρεμποδίζονται από ορεινούς όγκους και επίσης ότι η μπλε και κόκκινη τροχιά συγκλίνουν στα 1200-1400m πάνω από την Κέρκυρα στις 00:00UTC 13/4/2008. Η σύγκλιση αυτή επαληθεύεται από τις ανοδικές κινήσεις που επικρατούν στη στάθμη των 700hpa πάνω από την περιοχή (Σχήμα 3.140), που με τη σειρά τους εξηγούνται από την εμφάνιση ψυχρού μετώπου στην επιφάνεια πάνω από τη Νότια Ιταλία (Σχήμα 3.141). Η παρουσία αυτών των μικρών κύματων στα 850hpa δυτικότερα του επιφανειακού μετώπου (Σχήμα 3.142), βοηθάει στη δημιουργία και διατήρηση του ανοδικού ρεύματος το οποίο ενισχύει τη συντήρηση της συγκλίσεως αερίων μαζών στην επιφάνεια του εδάφους. Άλλος ένας λόγος που συνηγορεί στη δημιουργία σύγκλισης σε αυτό το ύψος είναι το γεγονός ότι η περιοχή επιταχύνσεως του αεροχειμάρρου στα 300hpa (Σχήμα 3.143) βρίσκεται βόρεια της Κέρκυρας στα δυτικά παράλια του Κοσσόβου. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να παρατηρείται ισχυρή απόκλιση της ταχύτητας στα νότια της περιοχής επιτάχυνσης (δηλαδή πάνω από την Κέρκυρα), με επακόλουθο τη δημιουργία σύγκλισης και επομένως ανοδικής κίνησης στην επιφάνεια του εδάφους κάτω από την περιοχή της απόκλισης. Τέλος, η σύγκλιση των αερίων μαζών πάνω από το Βόρειο Ιόνιο διευκολύνει τη μεταφορά της σκόνης προς τη Θεσσαλονίκη η οποία συχνά ακολουθεί τις ισημερινικές (Πρεζεράκος, 2010) διατηρώντας τη κάθοδο ακόμη και στις 12:00UTC 13/4/2008 σε αντίθεση με τη συνοπτική ανοδική κίνηση που εμφανίζεται πάνω από τη Θεσσαλονίκη (Σχήμα 3.144).



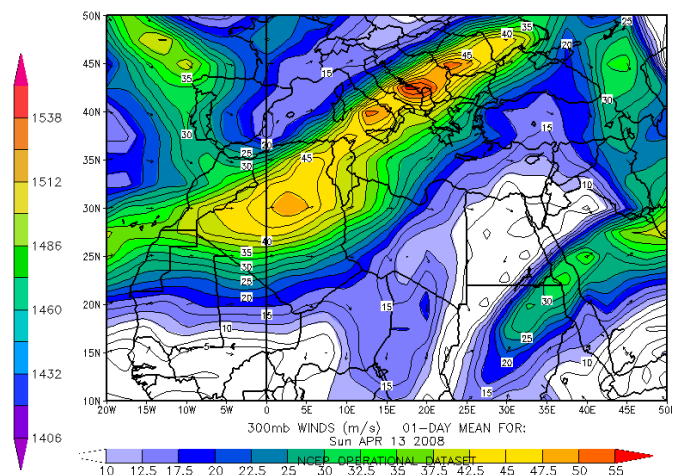
Σχήμα 3.140 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου
700hpa, 00:00UTC 13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



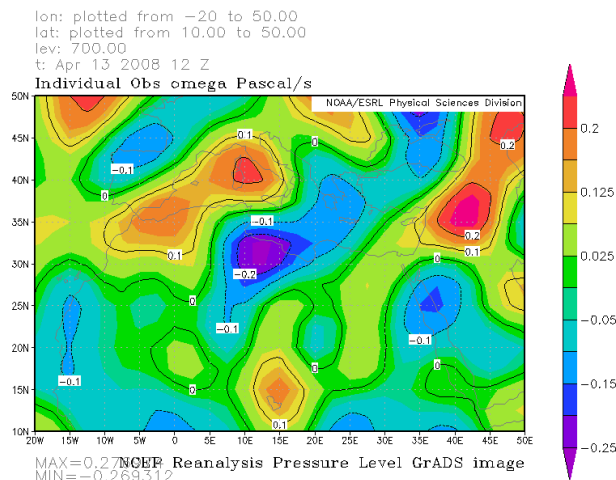
Σχήμα 3.141 Συνοπτικός χάρτης επιφανείας,
00:00UTC 13/4/2008
(www.wetterzentrale.de)



Σχήμα 3.142 Γεωδυναμικά ύψη 850hpa,
00:00UTC13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.143 Μέσος άνεμος, 300hpa 13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)



Σχήμα 3.144 Κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου 700hpa, 12:00UTC 13/4/2008
(www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis)

Σχετικά με τα κύματα βαρύτητας ισχύει ότι η κατακόρυφη διάδοσή τους ευνοείται με τις ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες ($\gamma < \gamma_d$), με πλατιά όρη (το μήκος κύματος, λ_z , αυξάνει με συνέπεια να αυξάνεται και η κατακόρυφη φασική τους ταχύτητα, Σχέση 2.1, $k_z = 2\pi/\lambda_z$) και με σχετικά ασθενή ζωνική ροή. Στην περίπτωση που εμφανίζεται ισχυρή αναστροφή πάνω από την κορυφή του βουνού μπορεί να δημιουργηθούν μεγάλου μήκους κύματα τα οποία να προκαλέσουν ισχυρούς καθοδικούς ανέμους στην υπήνεμη πλευρά του βουνού και ζώνες κάτω από τις κορυφές των κυμάτων και προς την επιφάνεια, με καθαρό καιρό και ισχυρές αναταράξεις (Wald, 1984). Παρατηρείται ότι όσο αυξάνει η μέση ζωνική ροή, τόσο αυξάνει και το μήκος κύματος μέσω του τύπου:

$$\lambda = u \cdot T$$

όπου λ το μήκος κύματος σε km, u η μέση ταχύτητα του ανέμου σε ms^{-1} και T η περίοδος του κύματος σε δευτερόλεπτα (s). Αναλύοντας την μπλε τροχιά του χάρτη στο σχήμα 3.132 και βασιζόμενοι στους χάρτες ζωνικής ροής από το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικής Πρόβλεψης (National Centre Environmental Prediction, NCEP), η μέση ταχύτητα του ανέμου είναι 9ms^{-1} στα 850hpa για το χρονικό διάστημα μεταξύ 00:00UTC 11/4/2008 και 12:00UTC 13/4/2008, ενώ η περίοδος του κύματος είναι 24ώρες. Έτσι το υπολογιζόμενο μήκος κύματος με τη βοήθεια της $\lambda = u \cdot T$ είναι 777km η οποία συμπίπτει με την τιμή ($7^\circ \times 111\text{km} = 777\text{km}$) που υπολογίζεται με τη βοήθεια του χάρτη (1° στο χάρτη ισούται με 111km). Η απόσταση υπολογίζεται από τη Δυτική Σικελία, 12°E , στις 00:00UTC 12/4/2008 μέχρι το Ιόνιο Πέλαγος, 19°E , στις 00:00UTC 13/4/2008.

Στην κόκκινη γραμμή, το κύμα παρουσιάζει μικρότερη μετακίνηση z , (250m) (k_z μικρότερο άρα και μικρότερη κατακόρυφη διάδοση, σύμφωνα με την κατακόρυφη συνιστώσα

της ομαδικής ταχύτητας, σε σύγκριση με το κύμα στην μπλε γραμμή (1000m). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το κύμα στην κόκκινη γραμμή υπερπηδάει στενότερο ορεινό όγκο από ότι το κύμα στην μπλε τροχιά. Λόγω μεγαλύτερης μέσης ταχύτητας της ζωνικής ροής (15ms^{-1}) και μεγαλύτερου μήκους κύματος διαδίδεται μακρύτερα (~2200km, ενώ στη μπλε ~1500km) όπως και το μήκος του (~1000km) είναι μεγαλύτερο της μπλε (~777km).

Τέλος, το κύμα στην πράσινη γραμμή έχει μήκος υπολογιζόμενο από το χάρτη ~800km (μεταξύ 3°W και 4°E) ενώ η σχέση $\lambda=u \cdot T$ δίνει μήκος κύματος 691km όταν η μέση ζωνική ταχύτητα είναι 8ms^{-1} .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία εξετάστηκε το φαινόμενο μεταφοράς σαχάριας σκόνης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Στο στατιστικό μέρος της εργασίας, μελετήθηκαν οι συγκεντρώσεις αιωρούμενων σωματιδίων PM10 και τιμές οπτικού πάχους στα 550nm, παρατηρήσεων και τιμών από το μοντέλο Dream. Σε ημερήσια βάση υπήρχε πολύ μικρή συσχέτιση, στατιστικά σημαντική, αναμενόταν όμως κάτι περισσότερο. Η σκόνη τελικά συνεισφέρει κατά κάποιο ποσοστό στην ατμόσφαιρα της Θεσσαλονίκης το οποίο δεν είναι μεγάλο. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί από το γεγονός ότι η πόλη είναι ήδη αρκετά επιβαρυνόμενη από σωματιδιακούς ρύπους με αποτέλεσμα η συνεισφορά της σκόνης να είναι μικρή, μιας και το φαινόμενο είναι εποχιακό. Επειδή η πόλη βρίσκεται στη βόρεια Ελλάδα, συμπεραίνεται ότι η μεταφορά σκόνης θα την επηρεάζει σε μικρότερο βαθμό σε σχέση με τη νότια Ελλάδα που βρίσκεται εγγύτερα στη Β. Αφρική. Η συμμεταβλητότητα κατά τον ίδιο τρόπο ήταν σχετικά μικρή.

Στη μελέτη συγκεκριμένου επεισοδίου, μελετήθηκαν τα φαινόμενα ανύψωσης, μεταφοράς και απόθεσης της Σαχάριας σκόνης με βάση θερμοδυναμικούς και δυναμικούς μηχανισμούς. Η υγρή απόθεση της σκόνης, που είναι συνδεδεμένη με την εκδήλωση λασποβροχής, είναι συχνό φαινόμενο πάνω από τη Θεσσαλονίκη ενώ η ξηρή απόθεσή της σε μεγάλες ποσότητες είναι πιο σπάνιο. Το τελευταίο καταγεγραμμένο περιστατικό συνέβη στις 4 Απριλίου 1988 (Πρεζεράκος 2010) όταν υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης ήταν ορατές στους δρόμους, στα αυτοκίνητα και στις στέγες των σπιτιών. Αντιθέτως, κατά τη διάρκεια του έτους, και κυρίως κατά τη διάρκεια της άνοιξης, παρατηρούνται συχνά ασθενή και ελάχιστα ορατά φαινόμενα ξηρής απόθεσης σκόνης πάνω από τα Νότια Βαλκάνια (Dayan, 1991). Και τα δύο φαινόμενα συνδέονται με την εμφάνιση βαρομετρικών χαμηλών τα οποία δημιουργήθηκαν στη ΒΔ Σαχάρα, νότια της οροσειράς του Άτλαντα κυρίως κατά τη διάρκεια της άνοιξης.

Βρέθηκε ότι περίπου δύο μέρες πριν την απόθεση της σκόνης πάνω από τη Θεσσαλονίκη, ένα σύννεφο σκόνης εμφανίστηκε πάνω από τη ΒΔ Σαχάρα εξαιτίας υφέσεων αστάθειας στην υπήνεμη πλευρά των βουνών του Άτλαντα. Η ροή σε ολόκληρη την τροπόσφαιρα, και κυρίως στο κατώτερο μισό της όπου οι κόκκοι της σκόνης μπορούσαν να αναμειχθούν, ήταν N-ND μεταφέροντας το σύννεφο σκόνης σε μεγάλες αποστάσεις μέχρι την Ελλάδα και τη Νότια Ρωσία.

Στην περίπτωση της λασποβροχής, το σύννεφο σκόνης έφτασε στη Θεσσαλονίκη με θερμή και υγρή οριζόντια μεταφορά καθώς και με ανοδικό ρεύμα με αποτέλεσμα την ψύξη των υδρατμών εξαιτίας αδιαβατικής εκτόνωσης. Τα σύννεφα που δημιουργήθηκαν χρησιμοποίησαν

ως πυρήνες συμπύκνωσης ένα μέρος των κόκκων της σκόνης από τα υψηλότερα στρώματα ενώ τα εναπομείναντα σωματίδια και αυτά που διασκορπίστηκαν στα κατώτερα επίπεδα, απομακρύνθηκαν από την ατμόσφαιρα μέσω της βροχόπτωσης.

Στην περίπτωση της ξηρής απόθεσης πάνω από τη Θεσσαλονίκη, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην αρχή της διαδρομής της σκόνης ήταν ισχυρά κυκλωνική ενώ προς το τέλος της διαδρομής, μία μέρα πριν και πάνω από τη Θεσσαλονίκη, κυριαρχούσε ασθενής αντικυκλωνική ροή με ομαλό πεδίο πιέσεων στην επιφάνεια.

Οι οπισθόδρομες τροχιές που ξεκινούσαν από τη Θεσσαλονίκη και τη χρονική στιγμή που έλαβε χώρα το φαινόμενο της ξηρής απόθεσης της σκόνης επαληθεύουν την πηγή της.

Τέλος, αξιοσημείωτο να αναφερθεί είναι το γεγονός ότι η διαδικασία που προηγήθηκε της δημιουργίας των βαρομετρικών χαμηλών του Άτλαντα, είναι η γνωστή και χαρακτηρίζεται από βαροκλινικά κύματα που ξεκινούν όταν το πολικό μέτωπο μετακινείται αρκετά νότια έτσι ώστε να φτάνει μέχρι τα βουνά του Άτλαντα στη ΒΔ Αφρική.

Τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της πηγής από την οποία ανυψώθηκε η σκόνη ήταν οι ξηρές και ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες σε όλα τα τροποσφαιρικά επίπεδα και κυρίως πάνω από τα 700-600mb (3200-4200m). Οι πολύ ισχυροί έως θυελλώδεις ΝΔ άνεμοι στην επιφάνεια σε συνδυασμό με την τοπογραφία της περιοχής οδήγησαν τη σκόνη σε μεγάλες αποστάσεις μακριά και σε ανάμειξη μέσα στο στρώμα αναμειξέως το οποίο έφτασε μέχρι και τα 5km από την επιφάνεια του εδάφους λόγω έντονης τυρβώδους ροής και διαβατικής θέρμανσης από την ηλιακή ακτινοβολία. Έτσι η ατμόσφαιρα κατέστη αναταρακτική με υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης στην επιφάνεια λόγω αερομεταφοράς αλλά και στη μέση τροπόσφαιρα λόγω ανύψωσης. Η συνάντηση του κατερχόμενου ξηρού και θερμού αέρα με τον ψυχρότερο αέρα μέσα στο στρώμα της σαχαριανής σκόνης (SAL) είχε ως αποτέλεσμα ο κατερχόμενος αέρας να μην μπορεί να σπρώξει τον πυκνότερο αέρα στα κατώτερα στρώματα και να αναγκασθεί να εξαπλωθεί πάνω από αυτόν δημιουργώντας υπερυψωμένες αναστροφές οι οποίες καθόριζαν το ύψος του στρώματος αναμειξέως.

Αντιθέτως στο σημείο απόθεσης της σκόνης (Θεσσαλονίκη) η ατμόσφαιρα περιείχε μεγάλα ποσά υγρασίας εξαιτίας της επιβολής του θερμού και υγρού ΝΔ ρεύματος το οποίο οδήγησε σε αναστροφές λόγω θερμής μεταφοράς πάνω από κρύες επιφάνειες. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την εμφάνιση ομίχλης στην ευρύτερη περιοχή η οποία λόγω της έντονης θερμής μεταφοράς διατηρήθηκε, σε κάποιες περιπτώσεις, μέχρι τις μεσημβρινές ώρες της ημέρας. Επίσης δημιουργήθηκαν αναστροφές ακτινοβολίας όταν ο καιρός ήταν αίθριος τις βραδυνές ώρες ως αποτέλεσμα του αναγλύφου της περιοχής. Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα βρισκόταν κοντά στα επιφανειακά στρώματα του οποίου το ύψος καθοριζόταν από το βάθος των αναστροφών και έτσι κάποιες συγκεντρώσεις σκόνης εγκλωβίζονταν πολύ κοντά στο έδαφος (μέχρι τα 100-200m).

Τέλος, το στρώμα της σαχαριανής σκόνης, πάχους ~700m, εμφάνιζε απότομη μείωση καθ' ύψος της σχετικής υγρασίας και του λόγου ανάμειξης με τιμές μικρότερες των 30% και 2-4g/kg αντίστοιχα. Ευδιάκριτες, επίσης ήταν οι δύο αναστροφές που καθόριζαν τη βάση και την κορυφή του ανάμεσα στις οποίες εγκλωβίζονταν υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης. Εξαιτίας της έντονης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας που σημειώνεται μέσα στο στρώμα αυτό, η θετική θερμοκρασιακή ανωμαλία μειωνόταν γρήγορα με το ύψος με συνέπεια την εμφάνιση αναστροφής στην κορυφή του.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της εργασίας είναι η μελέτη της μεταφοράς σωματιδίων σκόνης από την έρημο Σαχάρα της βορείου Αφρικής, στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Τα ερημικά σωματίδια ανυψώνονται σε μεγάλες ποσότητες, εξαιτίας των σαχαριανών υφέσεων, σχηματίζοντας έτσι μεγάλα σύννεφα σκόνης και φτάνοντας τα συνήθη ύψη των 5-8km στην ατμόσφαιρα. Στη συνέχεια μεταφέρονται με τις επικρατούσες αέριες μάζες σε μεγάλες αποστάσεις, επηρεάζοντας περιοχές ακόμη και σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Οι υφέσεις αυτές παίρνουν το όνομά τους από τον τόπο σχηματισμού τους και επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τον ελλαδικό χώρο.

Στο πρακτικό μέρος, αρχικά μελετάται η επίδραση της σκόνης στα επίπεδα σωματιδιακής ρύπανσης της Θεσσαλονίκης για τα έτη 2001-2009. Η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε είναι η σύγκριση επίγειων μετρήσεων συγκεντρώσεων PM₁₀ από διάφορους μετεωρολογικούς σταθμούς της πόλης και δορυφορικών δεδομένων οπτικού βάθους στα 550nm (AOD) από το δορυφόρο Terra, με τα αντίστοιχα του ατμοσφαιρικού μοντέλου DREAM (Dust Regional Atmospheric Model). Έπειτα επιλέγεται ένα επεισόδιο αερομεταφερόμενης σκόνης προς τη Θεσσαλονίκη, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα του συντελεστή Angstrom. Το επεισόδιο αυτό αποτελείται από δύο στάδια, μεταξύ των ημερών 9^{ης} - 14^{ης} Απριλίου 2008 και εξετάζεται σε συνοπτικό, θερμοδυναμικό και δυναμικό επίπεδο. Η μεταφορά των ερημικών σωματιδίων στην περιοχή ενδιαφέροντος πιστοποιείται και με τη χρήση του μοντέλου οπισθόδρομων τροχιών HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), με τη βοήθεια του οποίου εντοπίζεται και η περιοχή που λειτούργησε ως πηγή σκόνης στο εν λόγω επεισόδιο.

Συμπερασματικά, για το πρώτο μέρος της εργασίας, φαίνεται μία παρόμοια εποχιακή κύμανση των συγκεντρώσεων σκόνης μεταξύ των μετρήσεων και των δεδομένων του μοντέλου, με το μέγιστο να συντελείται το μήνα Απρίλιο. Ακόμη, από τις συσχετίσεις των μεγεθών προκύπτει ότι η ατμόσφαιρα της Θεσσαλονίκης είναι αρκετά επιβαρυνμένη με ρύπους με αποτέλεσμα η συγκέντρωσή τους να υπερσχύει κατά πολύ αυτής των σωματιδίων σκόνης. Στο δεύτερο μέρος αποδεικνύεται ότι τα χαρακτηριστικά της πηγής είναι οι πολύ ισχυροί έως θυελλώδεις νοτιοδυτικοί άνεμοι στην επιφάνεια, οι οποίοι σε συνδυασμό με την τοπογραφία της περιοχής οδήγησαν τη σκόνη σε μεγάλες αποστάσεις μακριά και σε ανάμειξη μέσα στο στρώμα αναμείξεως, το οποίο έφτασε μέχρι και τα 5km από την επιφάνεια του εδάφους λόγω έντονης τυρβώδους ροής και διαβατικής θέρμανσης από την ηλιακή ακτινοβολία. Έτσι η ατμόσφαιρα κατέστη αναταρρακτική, με υψηλές συγκεντρώσεις σκόνης στην επιφάνεια λόγω αερομεταφοράς αλλά και στη μέση τροπόσφαιρα λόγω ανύψωσης.

ABSTRACT

The aim of this study is to examine the transport of dust particles from the Sahara desert in North Africa, to the region of Thessaloniki. The desert particles are uplifted in large quantities because of the Saharan low pressure systems, forming this way large dust clouds and reaching the usual heights of 5-8km in the atmosphere. Then they are being transported by the dominant air masses over long distances, affecting areas even at high latitudes. These low pressure systems get their name from the place in which they are formed and they influence Greece to a great extent.

Regarding the practical part, initially the effect of the dust on the levels of particulate air pollution in Thessaloniki for the years 2001-2009 is studied. The methodology that has been adopted is the comparison of the ground measurements of PM concentrations by several meteorological stations of the city and of the satellite data of an optical depth at 550nm (AOD), by the satellite Terra, with those of the atmospheric model DREAM (Dust Regional Atmospheric Model). Then an incident of airborne dust to Thessaloniki is selected, using the results of the Angstrom exponent. This incident consists of two stages, between the 9th and the 14th April 2008 and it is examined in a synoptic, thermodynamic and dynamic level. The transport of desert particles in the region of interest is certified by the use of the HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) model of back-trajectories, with the help of which the area which has served as a source of dust in the incident in question is located.

In conclusion, for the first part of the paper, there appears to be a similar seasonal variation of dust concentrations in the measurements and the model data, according to which the maximum occurs in April. Furthermore, by the correlations of sizes it emerges that the atmosphere of Thessaloniki is quite burdened with pollutants and as a result their concentration prevails over that of dust particles. In the second part it is demonstrated that the characteristics of the source are the very strong, even gale force northwesterly winds at the surface, which in combination with the topography of the area led the dust away over long distances and led it to be mixed in the mixing layer, which has arrived up to 5km from the surface of the ground due to strong wind turbulence and transit heating by solar radiation. So the atmosphere became turbulent with high concentrations of dust on the surface due transport by air but also in the middle troposphere due to elevation.

Ελληνική βιβλιογραφία

- Αναγνωστόπουλος, Α.Κ., 1993: Η ρύπανση του περιβάλλοντος.
- Δημούτση, Σ., 2008: Ο αεροχείμαρρος και η τροπόπαυση πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης κατά τη θερμή περίοδο του έτους (Απρίλιος-Σεπτέμβριος), 8^ο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Αθήνα, Μάιος 26-26, 2006.
- Ζάνης Π., 2008: Σημειώσεις για τη ρύπανση και χημεία της ατμόσφαιρας
- Ζερεφός Χ., 2001: Μαθήματα φυσικής της ατμόσφαιρας και φυσικής του περιβάλλοντος. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκη. Εκδόση: Υπηρεσία δημοσιευμάτων
- Καραθανάσης Σ., 2007: Ατμοσφαιρική Ρύπανση
- Λαζαρίδης, 2005: Ατμοσφαιρική ρύπανση με στοιχεία Μετεωρολογίας
- Μακρογιάννης Τ., Σαχσαμάνογλου Χ., 1998: Γενική Μετεωρολογία. Εκδόσεις Ζήτη
- Μπρίκας, Δ., και Πέννας, Π., 2000: Η διατήρηση του Αφρικανικού Αεροχειμάρρου, 5^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη, 28-30 Σεπτεμβρίου, 2000.
- Μπάης Α., Μπαλής Δ., 2011: Σημειώσεις στο μάθημα Φυσική της Ατμόσφαιρας
- Μπαλής, Δ., 1998: Αιωρούμενα σωματίδια.
- Χατζόπουλος Ι., Χωριατέλλης Χ., Καντζάς Π., 2006: Χαρτογράφηση της σκόνης από τη Σαχάρα στην ατμόσφαιρα με τη χρήση δορυφορικών εικόνων και αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης.

Διεθνής βιβλιογραφία

- Alpert, P., and B. Ziv, 1989: The sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations, *J. Geophys. Res.*, 94(D15), 18,495–18,514.
- Andreae (MPI), M., T. Bond (UIUC), D. Bundy (NCAR), P. Khasibhatla (Duke), C. Luo (UCI), D. Muhs (USGS), T. Roush (NASA): National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO.
- Angouridakis, V. E. 1971. A case of coloured rain in the area of Thessaloniki. *Scientific Annales of the Faculty of Math and Physics of the Aristotelian University of Thessaloniki* 11, 595-603
- Arimoto, R., R.A. Duce, R.J. Ray, and C.K. Unni, 1985: Atmospheric trace elements at Enewetak Atoll, 2. Transport to the ocean by wet and dry deposition, *Journal of Geophysical Research*, 90, 2391-2408.
- Astitha, M., Lelieveld, J., Pozzer, A., and De Meij, A., 2010: Global circulation of dust using the EMAC model, 10th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, Patras, Greece, 25-28 May, 2010.
- AUGUSTINE JOHN A., CHRISTOPHER R. CORNWALL AND GARY B. HODGES, CHARLES N. LONG, CARLOS I. MEDINA, JOHN J. DELUISI, 2002: An Automated Method of MFRSR Calibration for Aerosol Optical Depth Analysis with Application to an Asian Dust Outbreak over the United States.
- Avila Remy, Vernin Jean, Masciadri Elena: Whole atmospheric-turbulence profiling with generalized scidar, *Applied Optics LP*, vol. 36, Issue 30, pp.7898-7905.
- Avila, A., Queralt-Mitjans, I., Alarco, N.M., 1997: Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *Journal of Geophysical Research* 102 (D18), 21977–21996.
- Baker J. E. and Eisenreich S.J., 1990: Concentrations and fluxes of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Polychlorinated Biphenyls across the air-water interface of lake Superior., *Environmental Science Technology*, 24, 342-352.
- Bardouki, H., et al., 2003: Chemical composition of size-resolved atmospheric aerosols in the eastern Mediterranean during summer and winter, *Atmos. Environ.*, 37, 195– 208.
- Barkan, J., Alpert, P., Kutiel, H., and Kishcha, P., 2005: The synoptic of dust transportation days from Africa toward Italy and Central Europe, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Barry, R.G., Chorley, J.R., 1998. Tropical weather and climate. In: *Atmosphere, Weather and Climate*, 7th Edition. Routledge, New York, pp. 235–288.

- Bertrand, J., Cerf, A., Domergue, J.L., 1979. Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara. WMO 538, 409–415
- Bidleman, T.F., 1988: Atmospheric processes: Wet and dry deposition of organic compounds are controlled by their vapor-particle partitioning. *Environmental Science and Technology* 22, 361-367.
- Bohren, C.F. and D.R., Huffman, 1983: *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*, John Wiley, New York, NY.
- Bonelli, P., and G. M. B. Marazzan, 1996: Elemental composition and air trajectories of African dust transported in northern Italy, in *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*, edited by S. Guerzoni and R. Chester, pp. 275– 283, Springer, New York.
- BOU KARAM DIANA, CYRILLE FLAMANT, JUAN CUESTA, EARLE WILLIAMS. 2010: DUST EMISSION AND TRANSPORT ASSOCIATED WITH A SAHARAN DEPRESSION
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci.*, 19, 77-90.
- Camara M., G. Jenkins², and A. Konare³ 2012: Impacts of dust on West African climate During, 2005
- Carlson, T. and Caverly, R. (1977). Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 82(21), 3141–3152.
- Carlson, T. N., and J. M. Prospero, 1972: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteor.*, 11, 283-297.
- Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Coakley, J.E. Hansen and D.J. Hoffman, 1992: Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255: 423-430.
- Chate, D. M. and Pranesha, T. S., 2004: Field studies of scavenging of aerosols by rain events, *J. Aerosol Sci.*, 35, 695–706.
- Choobari O. Alizadeh, P. Zawar-Reza, and A. Sturman 2013: Low level jet intensification by mineral dust aerosols
- Choobari Alizadeh, O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A 2012.: Feedback between windblown dust and planetary boundary layer characteristics: Sensitivity to boundary and surface layer parameterizations, *Atmos. Environ.*, 61, 29, doi:10.1016/j.atmosenv.2012.07.038.

- Chung, C. E., Ramanathan, V., and Kiehl, J. T.: Effects of the South Asian absorbing haze on the northeast monsoon and surface-air heat exchange, *J. Clim.*, 15, 2462–2476, 2002.
- Claquin, T., M. Schulz, and Y. J. Balkanski, 1999: Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources, *J. Geophys. Res.*, 104(D18), 22,243– 22,256, doi:10.1029/1999JD900416.
- Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., and Ganopolski, A., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene, *Geophysical research letters*, Vol. 26, NO. 14, Pages 2037-2040, July 15.
- Coakley, J. A., and Cess, R. D., 1985: Response of the NCAR community climate model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosols, *Journal of Atmospheric Science*, 42, 1677–1692.
- Coude-Gaussen, G., Desire, E.,Regrain, R., 1998: Particulate des poussières sahariennes distales tombées sur la Picardie et l'Île de France le 7 mai 1988. *Homme et Terres du Nord* 4, 246–251.
- D'Almeida, G., 1986: A model for Saharan Dust transport, *American Meteorological Society, Journal of Climate and Applied Meteorology*, July.
- Darwin, C., 1846: An account of this fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean, *Q. J. Geol. Soc. London*, 2, 26–30.
- Dayan, U., J. Heffter, J. Miller, and G. Gutman, 1991: Dust intrusion events into the Mediterranean basin, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1185– 1199.
- Denison S.M., M.A. Maslin^a, C. Boot^b, R.D. Pancost^b, V.J. Ettwein^a Precession-forced changes in South West African vegetation during Marine Isotope Stages 101–100
- Dentener, F. J., G. R. Carmichael, Y. Zhang, J. Lelieveld, and P. J. Crutzen, 1996: Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere, *J. Geophys. Res.*, 101(D17), 22,869– 22,889.
- Dockery, D., Pope, A., 1996: Epidemiology of acute health effects: summary of time-series studies. In: Wilson, R., Spengler, J.D. (Eds.), *Particles in our Air: Concentration and Health Effects*. Harvard University Press, Cambridge, MA, USA, pp. 123–147.
- DONGLIAN SUN, W. K. M. LAU,¹ MENAS KAFATOS, ZAFER BOYBEYI, GREGORY LEPTOUKH, CHAIWEI YANG, AND RUIXIN YANG* Numerical Simulations of the Impacts of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Development
- Dunion J. P. and C. S. Velden (2004), The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 353-365.

- Egger, J., P. Alpert, A. Taffner, and B. Ziv, 1995: Numerical experiments on the genesis of sharav cyclones, *Tellus, Ser. A*, 47, 162–174.
- Engelstaedter Sebastian and Richard Washington 2006: Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust.
- Evan, A., Dunion, J., Foley, J., Heidinger, A., and Velden, C. (2006). New evidence for a relationship between Atlantic tropical cyclone activity and African dust outbreaks. *Geophysical Research Letters*, 33(L19813). doi:10.1029/2006GL026408
- Franzen, L.G., Mattson, J.O., Martensson, U., 1994. Yellow snow over the Alps and sub-Arctic from dust storm in Africa, March 1991. *Ambio* 23 (3), 233–235.
- Franzen, L.G., Hjelmroos, M., Kallberg, P., Brorstrom-Lunden, E., Juntto, S., Savolainen, A.L., 1994: The yellowsnow episode of northern Fennoscandia, March 1991 — a case study of long distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmospheric Environment* 28(22), 3587–3604.
- Gaynor, J. E., Hall, F. F. Jr., Edinger, J. G. and Ochs, G. R., 1977: Measurement of vorticity in the surface layer using an acoustic sounder array. *Remote Sensing Environ.*, 6, 127–127.
- Genkova Iliana, Chris Velden, Mel Shapiro, Hsiao-Ming Hsu, Jason Dunion, Dave Stettner, Saharan dust motion extraction from MSG-SEVIRI, University of Wisconsin – Madison Space Science and Engineering Center Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies.
- Genkova, I., Agustí-Panareda, A., Beljaars, A., Cardinali, C., Thorncroft, C., 2010: Impact of assimilating AMMA SOP soundings on ECMWF analyses and forecasts. *Wea. Forecasting*, in press.
- Gerasopoulos, E., G. Kouvarakis, P. Babasakalis, M. Vrekoussis, J. P. Putaud, and N. Mihalopoulos (2006), Origin and variability of particulate matter (PM10) mass concentrations over the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, 40, 4679– 4690.
- Ginoux, P., J. Prospero, O. Torres, and M. Chin (2004), Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: Correlation with North Atlantic Oscillation, *Environ. Modell. Software*, 19, 113– 128.
- Giorgi, F. A particle dry-deposition parameterization scheme for use in tracer transport models. *J. Geophys. Res.*, 1986
- Goudie, A. S., 2002: *Great Warm Deserts of the World: Landscapes and Evolution*. Oxford and New York: Oxford University Press, 2002.

- Goudie, A. S., and N. J., Middleton, 2001: Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews* 56:179–204.
- Goudie, A.S., Middleton, N.J., 1992. The changing frequency of dust storms through time. *Climatic Change* 20 (3), 197–225.
- Goudie A S and Middleton N J 2006 *Desert Dust in the Global System* (Berlin: Springer).
- Gray W. M. (1968), Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Weather Rev.*, 96. Pages 669-700
- Guieu, C., M.-D., Loye-Pilot, C., Ridame, and C., Thomas, 2002: Chemical characterization of the Saharan dust end-member: Some biogeochemical implications for the western Mediterranean Sea. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 107, NO. D15, 10.1029/2001JD000582.
- Hann, J., *Lehrbuch der Meteorologie*, Vienna, 1906: (cited in Free, 1911 and Stuntz and Free, 1911).
- Harner T., Mackay D. and K.C. Jones, 1995: Model of the long-term exchange of PCBs between soil and the atmosphere in the southern UK. *Environ. Sci. Technol.*, v.29, pp. 1200-1209.
- Haywood, J. M., R. P. Allan, I. Culverwell, A. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and N. Clerbaux, 2005: Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, *J. Geophys. Res.*, 110, D05105, doi:10.1029/2004JD005232.
- Heinold, B., Tegen, I., Esselborn, M., Kandler, K., Knippertz, P. and coauthors, 2008: Regional Saharan Dust Modelling during the SAMUM 2006 Campaign. *Tellus* 61B, doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00387.x.
- Helmert, J., B. Heinold, I. Tegen, O. Hellmuth, and M. Wendisch, 2007: On the direct and semi-direct effect of Saharan dust over Europe: A modeling study, *J. Geophys. Res.*, 226 112, D13,208, doi:10.1029/2006JD007,444.
- Hester, R. E. and Harrison, R. M., 1999: *Air Pollution and Health*. Royal Society of Chemistry. Cambridge. 295.
- Holsen, T.M., Noll, K.E., Liu, S. and Lee, W., 1991: Dry Deposition of Polychlorinated Biphenyls in Urban Areas. *Environ. Sci. Technol.* 25: 1075–1081.
- Horvath K., L. Fita, R. Romero, B. Ivancan-Picek , and I. Stiperski, 2006: Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study.

- Hsu, N. C., J. R. Herman, and C. Weaver, 2000: Determination of radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE data, *J. Geophys. Res.*, 105, 620–649, 661.
- Huschke, R.E., 1959: *Glossary of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, Mass., pp. 638.
- Ingle, J. D., and S. T., Crouch, 1988: *Spectrochemical Analysis*, p. 136, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Iwasaka, Y et. Al, 2003: Large depolarization ratio of free tropospheric aerosols over the Taklamakan Desert revealed by lidar measurements: Possible diffusion and transport of dust particles.
- IPCC, 2001: Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 2001*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnon, Cambridge Univ. Press, New York, 2001.
- IPCC, 2007: <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-spm.pdf>, *Climate Change 2007: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jacobson, M. Z. and Kaufman, Y. J.: Wind reduction by aerosol particles, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24814, doi:10.1029/2006GL027838, 2006.
- Jickells, T., An, Z., Andersen, K., Baker, A., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J., Boyd, P., Duce, R., Hunter, K., Kawahata, H., Kubilay, N., laRoche, J., Liss, P., Mahowald, N., Prospero, J., Ridgwell, A., and Torres, R. (2005). Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry and Climate. *Science*, 308, 67–71.
- Jones, C., Mahowald, N., Luo, C., 2003. The role of easterly waves on African desert dust transport. *Journal of Climate* 16 (22), 3617–3628.
- Jones, C., Mahowald, N., Luo, C., 2004. Observational evidence of African desert dust intensification of easterly waves. *Geophysical Research Letters* 31 (17) (art. no.—L17208).
- Jones, C. Dominik, and A. G. G. M. Tielens, 1994: Disintegration of dust aggregates in interstellar shocks and the lifetime of dust grains in the ISM, *Astrophysics and Space Science* Volume 233, Numbers 1-2, 155-159, DOI: 10.1007/BF00627343.
- Jonsson, P., Cox, T. J., Primack, J. R., & Somerville, R. S. 2006: *ApJ*, 637, 255.

- Kalivitis N., E. Gerasopoulos, M. Vrekoussis, G. Kouvarakis, N. Kubilay, N. Hatzianastassiou, I. Vardavas and N. Mihalopoulos 2007: Dust transport over the eastern Mediterranean derived from Total Ozone Mapping Spectrometer, Aerosol Robotic Network, and surface measurements
- Kallos, G., P. Katsafados, A. Papadopoulos, and S. Nickovic (2006), Transatlantic Saharan dust transport: Model simulation and results, *J. Geophys. Res.*, 111, D09204, doi:10.1029/2005JD006207.
- Kallos G., Astitha M., Spyrou C., Solomos S., Kushta J., Mavromatidis E. and Mitsakou C., 2008: Saharan Dust and Anthropogenic Aerosols - Regional Characteristics, First International Conference: From Deserts to Monsoons, Aldemar Knossos Royal Village Conference Center, 1-6 June 2008, Crete, Greece.
- Kallos, G., et al., 1997: The Regional Weather Forecasting System SKIRON: An overview, in *Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, edited by G. Kallos, V. Kotroni, and K. Lagouvardos, pp. 109-122, Univ. of Athens, Greece.
- Karoulias, Apostolos S. 1976, Thesis edition: The Saharan depressions. Thessaloniki : [Meteorological Institute of the University of Thessaloniki.
- Kaskaoutis D.G., H.D. Kambezidis, P.T. Nastos, P.G. Kosmopoulos, 2008: Study on an intense dust storm over Greece. *Atmospheric Environment* 42 (2008) 6884–6896.
- Kaskaoutis, D.G., P. G. Kosmopoulos, H. D. Kambezidis, and P. T. Nastos, 2010: Identification of the Aerosol Types over Athens, Greece: The Influence of Air-Mass Transport. 168346, 15 pages doi:10.1155/2010/168346
- Kaskaoutis Dimitrios G.; Panagiotis T. Nastosb; Panagiotis G. Kosmopoulosb; Harry D. Kambezidis 2010: The combined use of satellite data, air-mass trajectories and model applications for monitoring dust transport over Athens, Greece *International Journal of Remote Sensing* Vol. 31, No. 19, 10 September 2010, 5089–5109
- Kaskaoutis D.G., P. G. Kosmopoulos, P. T. Nastos, H. D. Kambezidis, Manish Sharma & Waseem Mehdi, 2012: Geomatics, Natural Hazards and Risk Transport pathways of Sahara dust over Athens, Greece as detected by MODIS and TOMS. Vol. 3, No. 1, February 2012, 35–54

- Kaskaoutis D. G., A. K. Prasad, P. G. Kosmopoulos, P. R. Sinha, S. K. Kharol, P. Gupta, H. M. El-Askary and M. Kafatos, 2012: Synergistic Use of Remote Sensing and Modeling for Tracing Dust Storms in the Mediterranean. Article ID 861026, 14 pages doi:10.1155/2012/861026
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanre, P. Ginoux, and S. Fan, 2005: Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436.
- Kerker, M., 1969: The scattering of light, Academic Press, N.Y.
- Krishnamurthy Ravi, John W. Woods and Pierre Moulin, 1997: Frame Interpolation and Bidirectional Prediction of Video using Compactly-Encoded Optical Flow Fields and Label Fields.
- Kröpelin, S., et al., 2008: Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years, DOI: 10.1126/science.1154913, Science 320, 765.
- Kubilay, N., Nickovic, S., Moulin, C., and Dulac, F., 2000: An illustration of the transport and deposition of mineral dust onto the eastern Mediterranean. Atmos. Environ. 34: 1293–1303.
- Lau, K.M., and K. M., Kim, 2007: Cooling of the Atlantic by Saharan dust, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 34, L23811, 4 PP., 2007 doi:10.1029/2007GL031538.
- Lee, W.J., Su, C.C., Sheu, H.L., Fan, Y.C., Chao, H.R. and Fang, G.C., 1996 a: Monitoring and Modeling of PCB Dry Deposition in Urban Area. J. Hazard. Mater. 49: 57–88.
- Liao, H. and Seinfeld, J. H., 1998: Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables, J. Geophys. Res., 103, 31637–31645.
- Ligocki, M.P., Leuenberg, C. and Pankow, J.F., 1985: Trace organic compounds in rain-III Gas scavenging of neutral organic compounds. Atmospheric Environment 19, 1609-1617.
- Littmann, T., 1991: Dust storm frequency in Asia: climatic control and variability. International Journal of Climatology 11, 292–412.
- Liu, D., Wang, Z., Liu, Z., Winker, D., and Trepte, C. (2008). A Height Resolved Global View of Dust Aerosols from the First Year CALIPSO Lidar Measurements. *Journal of Geophysical Research*, 113(D16214).
- Loye-Pilot, M. D., J. M. Martin, and J. Morelli, 1986: Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean, Nature, 321, 427–428.

- Lyamani H., Oimo F.J., Alados-Arboledas L., (2008) Light scattering and absorption properties of aerosol particles in the urban environment of Granada, Spain, *Atmospheric Environment* 42, 2630-2642
- Mackay D., Paterson S. and Schroeder W., 1986: Model describing the rates of transfer processes of organic chemicals between atmosphere and water., *Environmental Science Technology*, 20, 810-816.
- Michaelides S., P. Evripidou², G. Kallos³ Article first published online, 2012: Monitoring and predicting Saharan Desert dust events in the eastern Mediterranean 1999.DOI: 10.1002/j.1477-8696.1999.tb05535.
- Miller, R. L., Slingo, A., Barnard, J. C., and Kassianov, E.: Seasonal contrast in the surface energy balance of the Sahel, *J. Geophys. Res.*, 114, D00E05, doi:10.1029/2008JD010521, 2009.
- Middleton, N. J., and A. S. Goudie, 2001: Saharan dust: Sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers* NS 26:165–81.
- Middleton, N. J., A. S. Goudie, and G. L. Wells., 1986: The frequency and source areas of dust storms. In *Aeolian geomorphology*, ed. W. G. Nickling, 237–59. Boston: Allen and Unwin.
- Miller, R. L., and I. Tegen, 1998: Climate response to soil dust aerosols, *J. Clim.*, 11, 3247–3267.
- Miller, R.L., Ja. Perlwitz, and I. Tegen, 2004: Feedback upon dust emission by dust radiative forcing through the planetary boundary layer. *J. Geophys. Res.*, 109, D24209, doi:10.1029/2004JD004912.
- Mishra, S. K., and S. N., Tripathi, 2008: Modeling optical properties of mineral dust over the Indian Desert, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JD010048, in press.
- Mitsakou, C., G. Kallos, N. Papantoniou, C. Spyrou, S. Solomos, M. Astitha, and C. Housiadas, 2008: Saharan dust levels in Greece and received inhalation doses, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7181–7192.
- Mitsakou, C., Kallos, G., Papantoniou, N., Spyrou, C., Solomos, S., Astitha, M., Housiadas, C. "Lung dose from mineral Saharan dust to Greek residents", 2008: Society of Environmental Geochemistry and Health 26th European Conference SEGHS 2008, Athens, Greece, 31/3-2/4, 2008.
- Mohammed M. Kamal, John J. Qu2 and Xianjun Hao2: A Study of Dust Aerosols Impact on Hurricanes with Multi-Sensors Measurement from Space 2012

- Moulin Cyril, Claude E. Lambert, Francois Dulac 1997: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation.
- Moulin, C., Chiapello, I., 2004. Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979–2000). *Geophysical Research Letters* 31.
- Moulin, J.J., 1997: A meta-analysis of epidemiological studies of lung cancer in welders. *Scand J Work Environ Health*, 23 :104-13.
- Mona L., Z. Liu, D. Muller, A. Omar, A. Papayannis, G. Pappalardo, N. Sugimoto, and M. Vaughan 2011: Lidar Measurements for Desert Dust Characterization: An Overview
- Münkel Christoph, Noora Eresmaa, Janne Räsänen, Ari Karppinen, 2007: Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer
- Murray M.W. and Andren A.W., 1992: Precipitation scavenging of Polychlorinated Biphenyl congeners in the Great Lakes region., *Atmospheric Environment*, 26A, 883-897.
- N’Tchayi Mbourou, G., J. J. Bertrand, and S. E. Nicholson, 1997: The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 868 – 882, doi:10.1175/1520 - 0450(1997)036<0868:TDASCO>2.0.CO;2.
- Nastos P. T., Meteorological Patterns Associated with Intense Saharan Dust Outbreaks over Greece in Winter , Volume 2012, Article ID 828301, 17 pages doi:10.1155/2012/828301
- Natalie Mahowald, Phil Rasch and Masaru Yoshioka, Climate and Global Dynamics Division, NCAR, Boulder, CO.
- Nickling, W. G., and J. A. Gillies, 1993: Dust emission and transport in Mali, West Africa, *Sedimentology*, 40, 859–868.
- Nickovic S. and S. Dobricic, 1996: A model for long-range transport of desert dust. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2537-2544.
- Nickovic, S., 1996: Modelling of dust process for the Saharan and Mediterranean area. In: *The impact of African dust across the Mediterranean*, Eds: S. Guerzoni, and R. Chester, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht., 15-23.
- Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos and O. Kakaliagou (2001), A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophysical Res.*, Vol. 106, D16, 18113-18129.

- NOAA Technical Memorandum ERL ARL - Air Resources Laboratory Silver Spring, Maryland, USA: «Description of the Hysplit 4 modelling system » και «An overview of the Hysplit 4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition».
- Ozsoy, E., Kubilay, N., Nickovic, S., Moulin, C., 2001: A hemispheric dust storm affecting the Atlantic and Mediterranean in April 1994: Analyses, modeling, ground – based measurements and satellite observations, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, NO. D16, p. 18, 439-18, 460, August 27.
- Ott, S.T., Ott, A., Martin, D.W., Young, J.A., 1991. Analysis of a trans-Atlantic Saharan dust outbreak based on satellite and gate data. *Monthly Weather Review* 119 (8), 1832–1850.
- Padma Kumari, B., J. M. Trigo-Rodríguez,¹ A. L. Londhe, D. B. Jadhav, and H. K. Trimbake, 2005: Optical observations of meteoric dust in the middle atmosphere during Leonid activity in recent years 2001–2003 over India, *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L16807, doi:10.1029/2005GL023434, Indian Institute of Tropical Meteorology, Pune, India.
- Painter Thomas H., S. McKenzie Skiles,^{2,3} Jeffrey S. Deems,^{4,5} Ann C. Bryant, and Christopher C. Landry⁷, 2012: Dust radiative forcing in snow of the Upper Colorado River Basin: A 6 year record of energy balance, radiation, and dust concentrations
- Pandis, S.N., Wexler, A.S., Seinfeld, J.H., 1993: Secondary organic aerosol formation and transport - II. Predicting the ambient secondary organic aerosol size distribution. *Atmospheric Environment* 27A, 2403-2416.
- Papadopoulos, A., Katsafados P., Kallos G., and Nickovic, S., 2002: The weather forecasting system for POSEIDON-An overview, *Global Atmosphere and Ocean System*, 8 (2-3), 219-237.
- Penner, J., et al., 2001: Aerosols: Their direct and indirect effects, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J. T. Houghton et al., pp. 289– 348, Cambridge Univ. Press, New York, 2001.
- Perry, K.D., Cahill, T.A., Eldred, R.A. et al. 1997: Long-range transport of North African dust to the eastern United States. *Journal of Geophysical Research* 102: 11,225-11, 238.
- Petroff, A., Mailliat, A., Amielh, M., and Anselmet, F., 2008a: Aerosol dry deposition on vegetative 10 canopies. Part I: Review of present knowledge, *Atmos. Environ.*, 42, 3625–3653, 1319.

- Petroff, A., Mailliat, A., Amielh, M., and Anselmet, F., 2008b: Aerosol dry deposition on vegetative canopies. Part II: A new modeling approach and applications, *Atmos. Environ.*, 42, 3654–3683, 1318, 1320, 1323.
- Prezerakos, N. G., S. C. Mechaelides and A. S. Vlassi, 1990: Atmospheric synoptic conditions associated with the initiation of northwest African depressions. *Int. J. of Climatology*, 10, 711-729
- Prospero, J. M., et al., 1996: Atmospheric deposition of nutrients to the North Atlantic basin, *Biogeochemistry*, 35, 27– 73.
- Prospero, J., and Lamb, P., 2003: African Droughts and Dust Transport to the Caribbean: Climate Change Implications, *Science* 7 November 2003: Vol. 302 no. 5647 pp. 1024-1027, DOI: 10.1126/science.1089915.
- Prospero, Joseph M, Mar 1999: Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States: Presented at the National Academy of Sciences. v 96, 7 , p 3396 -3403.
- Prospero, J.M., 1996. The atmospheric transport of particles to the ocean. In: Ittekkot, V., Schaefer, P., Honjo, S., Depetris, P.J. (Eds.), *Particle Flux in the Ocean*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 19–52.
- Prospero, J.M., Carlson, T.N., 1981. Saharan air outbreaks over the Tropical North-Atlantic. *Pure and Applied Geophysics* 119 (3), 677–691.
- Prospero, J.M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S.E., Gill, T.E., 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics* 40 (1) (art. no. 1002).
- Pye, K., 1987: *Aeolian Dust and Dust Deposits*, 334 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Ramaswamy, V., O. Boucher, J. Haigh, D. Hauglustaine, J. M. Haywood, G. Myhre, T. Nakajima, G. Y. Shi, and S. Solomon, 2001: Radiative forcing of climate change, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J. T. Houghton et al., pp. 349– 416, Cambridge Univ. Press, New York, 2001.
- Rashki v, Dimitris Kaskaoutis, C.J.deW. Rautenbach and Patrick Eriksson, 2012: Changes of Permanent Lake Surfaces, and Their Consequences for Dust Aerosols and Air Quality: The Hamoun Lakes of the Sistan Area, Iran

- Reed, R.J., Norquist, D.C., and Recker, E.E., 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317-333.
- Reiff, J., G. S. Forbes, F. T. M. Spijksma, and J. J. Reynders, 1986: African dust reaching northwestern Europe: A case study to verify trajectory calculations, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 1543–1567.
- Rogers R., S. Chen, J Tenerelli and H. Willoughby (2003), A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in hurricane Bonnie.
- Schollaert, S. E., J. A. Yoder, J. E. O'Reilly, and D. L. Westphal, 2003: Influence of dust and sulfate aerosols on ocean color spectra and chlorophyll *a* concentrations derived from SeaWiFS off the U.S. east coast, *J. Geophys. Res.*
- Schutz, L., R. Jaenicke, and H. Pietrek, 1981: Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean, *Geological Society of America Special Paper* 186, 87-100.
- Sciare, J., H. Bardouki, C. Moulin, and N. Mihalopoulos, 2002: Aerosol sources and their contribution to the chemical composition of aerosols in the eastern Mediterranean sea during summertime, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 2, 1287– 1315.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N., 1998: *Atmospheric Chemistry and Physics, From Air Pollution to Climate Change*, J. Wiley & Sons, New York, 1998.
- Shu Shoujuan and Liguang Wu, 2009: Analysis of the influence of Saharan air layer on tropical cyclone intensity using AIRS/Aqua data
- Slingo, A., T. P., Ackerman, R. P., Allan, E. I., Kassianov, S. A., McFarlane, G. J. Robinson, J. C. Barnard, M. A. Miller, J. E. Harries, J. E. Russell, and S. Dewitte, 2006: Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L24817.
- Slinn, W. G. N., 1983: A potpourri of deposition and resuspension questions. In: Pruppacher, Semonin and Slinn (Editors), *Precip. Scavenging., Dry Deposition, and Resuspension*. Elsevier, New York (1983), 1361-1416.
- Slinn, W.C.N., L. Hasse, B.B. Hicks, A.W. Hogan, D. Lal, P.S. Liss, K.O. Munnich, G.A. Sehmel, and O. Vittori, 1978: Wet – dry removal processes, *Atmos. Environ*, 12, 2055-2087.
- Sokolik, I., and G. Golitsyn, 1993: Investigation of optical and radiative properties of atmospheric dust aerosols. *Atmos. Environ.*, 27, 2509–2517.

- Spyrou, Christos, Christina Mitsakou, Panos Athanasiadis, George Kallos, and Christina Kalogeri, 2011: Study of the radiative effects of desert dust on weather and climate, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-12102, 2011, EGU General Assembly 2011, © Author(s) 2011.
- Stefanski, R., *et al* 2009; “Impacts of sand and dust storms on agriculture and potential agricultural applications of a SDSWS”; in *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 7, Number 1
- Swackhamer D.L., McVeety B.M. and Hites R.A., 1988: Deposition and evaporation of Polychlorobiphenyl congeners to and from Siskiwit lake, Isle Royale, lake Superior., *Environmental Science Technology*, 22, 664-672.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., Kallberg, P., 1992: Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus. Series B, Chemical and Physical Meteorology* 44 (2), 133–149.
- Tanaka, T.Y., Kurosaki, Y., Chiba, M., Matsumura, T., Nagai, T., Yamazaki, A., Uchiyama, A., Tsunematsu, N., Kai, K., 2005. Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia. *Atmospheric Environment* 39 (21), 3901–3909
- Todd, M., Washington, R., Martins, J., Dubovik, O., Lizcano, G., M'Bainayel, S., and Engelstaedter, S. (2007). Mineral dust emission from the Bod'el'e Depression, northern Chad, during BoDEx 2005. *J. Geophys. Res.*, 112.
- Tegen, I., 2003: Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system, *Quaternary Science Reviews*, 22, 1821-1834.
- Thorncroft, C.D., and Hoskins, B.J., 1994 a: An idealized study of African easterly waves, Part 1: A linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, 953-982.
- Thorncroft, C.D., and Hoskins, B.J., 1994 a: An idealized study of African easterly waves, Part 2: A linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, 983-1015.
- Tolosa I., Readman J.W., Fowler S.W., Villeneuve J.P., Dachs J., Bayona J.M. and Albaiges J., 1997: PCBs in the western Mediterranean. Temporal trends and mass balance assessment., *Deep-Sea Research II*, 44, 907-928.

- Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason, 1998: Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, 103, 17,099 – 17,110, 1998.
- Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, 8, 1251–1256.
- Twomey, S., 1977: *Atmospheric Aerosols*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Udden, J.A., 1896: Dust and Sand Storms in the West, *Pop. Sci. Mon.*, 49, 655-644 (cited in Free, 1911 and Stuntz and Free, 1911).
- Udden, J.A., 1898: The mechanical composition of wind deposits, *Augustana Library Publications* 1(cited in Free, 1911 and Stuntz and Free, 1911).
- Van Noort, P. and Wondergem, E., 1985: Scavenging of airborne polycyclic aromatic hydrocarbons by rain. *Environmental Science and Technology* 19, 1044-1048.
- Vaughan M. A., and D. M. Winker 2011: Assessment of the CALIPSO Lidar 532nm attenuated backscatter calibration using the NASA LaRC airborne High Spectral Resolution Lidar
- Washington, R. W., M. C. Todd, N. Middleton, and A. S. Goudie, 2003: Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93, 297–313.
- Wheeler, D.A., 1986: The meteorological background to the fall of Saharan dust, November 1984. *Meteorological Magazine* 115 (1362), 1–9.
- Winker, D., W. Hunt, and M. McGill (2007), Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A.: Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281, 2009.
- Wu L. (2007), Impact of Saharan air layer on hurricane peak intensity, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09802.
- Zender, Charlie, Mark Flanner, and Jim Randerson: *Dust-Snow/Ice Interactions: A Glacial Cycle*

Διαδικτυακή βιβλιογραφία

<http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>

<http://rst.gsfc.nasa.gov>

<http://gcmd.nasa.gov>

<http://terra.nasa.gov>

<http://www.meteosat.com>

IPCC, 2001: <http://www.ipcc.ch/>

www.ofcm.gov

http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php

<http://www.bsc.es/earth-sciences>

www.bsc.es/earth-sciences

<http://aura.gsfc.nasa.gov>

www.wy.nrcs.usda.gov

www-calipso.larc.nasa.gov