

Πτυχιακή Εργασία
**ΑΙΟΛΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ
ΚΑΙ
ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗΣ**



Θεοχάρη Κατερίνα

Εισηγητές: Κωστούλας Α.
Σταμούτσος Χ.

Πάτρα 2001

ΑΡΙΘΜΟΣ ΕΙΣΑΓΩΓΗΣ	3137
----------------------	------

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ, ΕΡΕΥΝΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΩΝ ΚΑΙ ΕΚΔΟΣΕΩΝ ΔΙΔΑΚΤΙΚΩΝ ΒΙΒΛΙΩΝ (ΙΤΥΣΣΕ)

Για την εκπόνηση αυτής της πτυχιακής εργασίας
μου προσέφεραν σημαντική βοήθεια οι
κ.κ. Κωστούλας Αχιλλέας και Σταμούτσος Χρήστος.
Τους ευχαριστώ πολύ.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

1.1 Ατμόσφαιρα	σελ. 1
1.2 Τροπόσφαιρα	3
1.3 Στρατόσφαιρα.....	4
1.4 Δημιουργία ανέμων.....	4
1.5 Ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα.....	5
1.6 Η τύρβη του ανέμου.....	8
1.7 Επίδραση των επιφανειακών εμποδίων.....	10
1.8 Επίδραση του τοπογραφικού ανάγλυφου της περιοχής.....	12
1.9 Χρονική μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου.....	15
1.10 Χωρική μεταβολή της έντασης του ανέμου.....	17
1.11 Χρήση αναλυτικών διανομών στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού.....	20
1.11.1 Καμπύλη Weibull.....	21
1.11.2 Καμπύλη Rayleigh.....	22

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

2.1 Τεχνικοί όροι.....	24
2.2 Μεγέθη που μετρούν οι ανεμογράφοι.....	26
2.3 Τύποι ανεμόμετρων.....	27

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

3.1 Αιτίες δημιουργίας του ανέμου.....	29
3.2 Ενέργεια του ανέμου.....	31
3.3 Κλίμακες κίνησης στην ατμόσφαιρα.....	31
3.4 Χωρικές μεταβολές	35
3.5 Χρονικές μεταβολές.....	37
3.5.1 Μακροχρόνιες μεταβολές.....	37
3.5.2 Εποχικές και μηνιαίες μεταβολές.....	38
3.5.3 Ημερήσιες μεταβολές.....	39

3.6 Το αιολικό δυναμικό σε πλανητική κλίμακα.....	40
3.7 Μεθοδολογίες ανάλυσης και αποτίμησης.....	41
3.7.1 Στατιστική και επικείμενη ανάλυση.....	41
3.7.2 Ποιοτικοί δείκτες του αιολικού δυναμικού.....	43
3.7.3 Μέθοδος του οριακού στρώματος και της επιφανειακής πίεσης.....	45

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

Χαρακτηριστικά του σταθερού ανέμου.....	46
4.1 Κατανομή της ταχύτητας του ανέμου.....	47
4.2 Συναρτήσεις της κατανομής της ταχύτητας κατά Weibull.....	48
4.3 Μεθοδολογίες εκτίμησης των παραμέτρων της διανομής Weibull.....	50
4.4 Δεδομένα της διανομής της ταχύτητας.....	51
4.5 Η επιμονή της ταχύτητας του ανέμου.....	51
4.6 Κάθετες κατανομές του σταθερού ανέμου.....	54
4.7 Λογαριθμικός/ ευθύγραμμος νόμος για τις κάθετες διανομές της ταχύτητας του ανέμου.....	56
4.8 Ατμοσφαιρική σταθερότητα και διάτμηση του ανέμου.....	57
4.8.1 Τυπικός ημερήσιος κύκλος της διάτμησης του ανέμου.....	58
4.8.2 Εμπειρικές εξισώσεις για τη συνάρτηση της ατμοσφαιρικής σταθερότητας.....	60
4.9 Ο εκθετικός νόμος για κάθετες κατανομές του σταθερού ανέμου.....	61
4.10 Έντονοι άνεμοι.....	64
4.10.1 Μέτρηση του αιολικού δυναμικού έντονων ανέμων.....	65
4.10.2 Διαστήματα επανάληψης.....	65
4.10.3 Ο κίνδυνος της υπέρβασης.....	66

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

Τύρβη.....	69
5.1 Κατηγορίες μοντέλων τύρβης.....	70
5.1.1 Μοντέλα τύρβης ασταθή στο χώρο και χρονικά σταθερά.....	70
5.1.2 Μοντέλα σταθερά στο χώρο και χρονικά ασταθή.....	71
5.1.3 Μοντέλα ασταθή στο χώρο και χρονικά ασταθή.....	72
5.1.4 Στοχαστικά μοντέλα.....	72

5.2	Φασματικά μοντέλα της συνεχούς τύρβης.....	74
5.2.1	Βασικές εξισώσεις.....	74
5.2.2	Το φάσμα της τύρβης του ανέμου σε ουδέτερη ατμόσφαιρα.....	75
5.2.3	Τύρβη και ένταση της τύρβης.....	77
5.2.4	Επίδραση της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στο φάσμα της τύρβης...	79
5.2.5	Το φάσμα της τύρβης σε πολύπλοκο γεωγραφικό ανάγλυφο.....	80
5.3	Διακριτά μοντέλα ριπής.....	81
5.3.1	Συνεκτική εξομίωση του περιβάλλοντος της ριπής.....	82
5.3.2	Μοντέλο του παράγοντα της ριπής για την οριζόντια ριπή με τη μέγιστη τιμή και διάρκεια.....	85
5.4	Διακριτές τιμές για αναλύσεις κόπωσης.....	86
5.5	Χωρικά μοντέλα τύρβης.....	88
5.5.1	Στατιστικές παράμετροι.....	89
5.6	Μικροκλίμακα των διακυμάνσεων της διάτμησης του ανέμου.....	94
5.7	Μοντέλο τύρβης προερχόμενο από ένα περιστρεφόμενο σύστημα αναφοράς.....	96
5.8	Κάθετες επίπεδες διατάξεις.....	96
5.9	Φασματική ανάλυση της περιστρεφόμενης δειγματοληψίας.....	98
5.10	Λαγκρατζιανά μαθηματικά μοντέλα τύρβης.....	100
5.11	Τύρβη του απορεύματος.....	104
5.12	Προσομοίωση τύρβης.....	105
5.12.1	Τεχνικές μετασχηματισμού.....	107
5.12.2	Τεχνικές συσχέτισης.....	108
5.12.3	Τεχνικές αρμονικής σειράς.....	108
5.12.4	Προσομοίωση της τύρβης στο ζεύγος συντεταγμένων κατά Lagrange (περιστρεφόμενο).....	109

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο

	Χωροθέτηση ανεμογεννητριών.....	110
6.1	Χωροθέτηση Α/Γ μικρής κλίμακας.....	110
6.2	Χωροθέτηση Α/Γ μεσαίας και μεγάλης κλίμακας για αιολικά πάρκα.....	111
6.3	Ο χαρακτηρισμός του ανέμου σε μια μεγάλη έκταση.....	112

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7^ο

7.1	Πειραματικός προσδιορισμός των παραμέτρων k, C	117
-----	--	-----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΑΙΟΛΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ

1.1 Ατμόσφαιρα

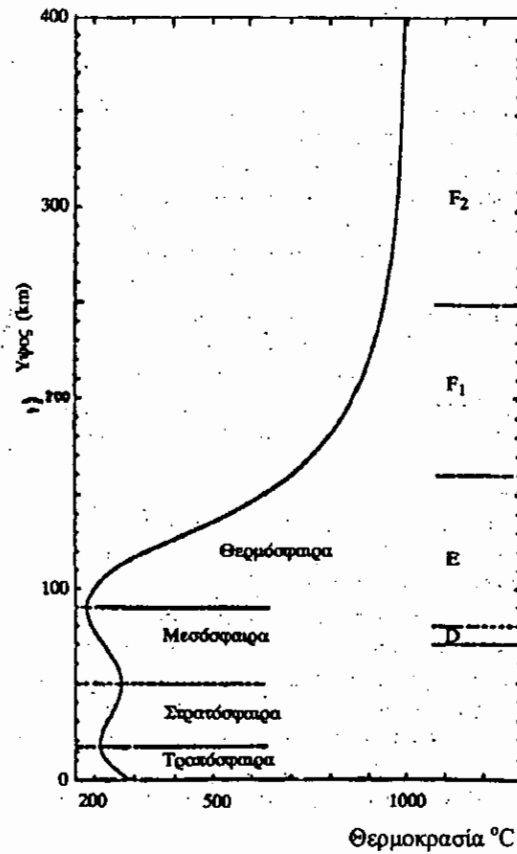
Ως ατμόσφαιρα ορίζεται το σφαιροειδές αέριο περίβλημα που περικλείει ένα ουράνιο σώμα. Η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία με τον πλανήτη λόγω των βαρυτικών δυνάμεων του πλανήτη. Σ' αυτό το χώρο δημιουργούνται όλα τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα και οφείλονται σε μικρές αποκλίσεις από την κατάσταση ισορροπίας.

Τα αέρια που συνιστούν την ατμόσφαιρα της Γης εκτείνονται μέχρι ύψους 800 με 1000 Km από την επιφάνεια του εδάφους, με μεγαλύτερο ύψος στον ισημερινό και μικρότερο στους πόλους. Το μείγμα των αερίων αυτών είναι ανομοιόμορφα κατανεμημένα και με τέτοιο τρόπο ώστε το 99,9% της ολικής μάζας να βρίσκεται στα πρώτα 50 Km και το 0,099% σε ύψος μεταξύ 50 και 100 Km.

Τα σπουδαιότερα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας είναι η σύνθεσή της, η θερμοκρασία, η πίεση και η πυκνότητα. Αυτά, εξαρτώνται από το υψόμετρο, την ώρα, την ηλιακή επίδραση και άλλους παράγοντες.

Για να μελετήσουμε πιο εύκολα τα διάφορα ατμοσφαιρικά φαινόμενα υποδιαιρούμε την ατμόσφαιρα σε ζώνες. Ο διαχωρισμός που χρησιμοποιείται περισσότερο είναι αυτός που στηρίζεται στην κατανομή της θερμοκρασίας με το ύψος. Η περιοχή που εκτείνεται από το επίπεδο του εδάφους μέχρι το πρώτο ελάχιστο της θερμοκρασίας καλείται Τροπόςφαιρα (σχ. 1.1α, 1.1β). Η δεύτερη περιοχή που εκτείνεται μέχρι το δεύτερο μέγιστο της θερμοκρασίας καλείται Στρατόςφαιρα. Η επόμενη περιοχή που φτάνει μέχρι το δεύτερο θερμοκρασιακό ελάχιστο είναι η Μεσόςφαιρα. Η τέταρτη περιοχή που ακολουθεί είναι η Θερμόςφαιρα. Μετά από αυτή αρχίζει μια άλλη περιοχή η

οποία δεν ορίζεται από την θερμοκρασία της, καλείται Εξώσφαιρα και πιστεύεται ότι βρίσκεται σε ύψος 400 Km περίπου.



Σχήμα 1.1α: Η ατμόσφαιρα της Γης

Υψος (km)	Στρώμα	Υπόστρωμα	Υδατός	Θερμοκρασία	Αέρια
40.000					
650	Θερμόσφαιρα		Καθόλου	Αργή αύξηση με το ύψος	Αραιωμένα
500		Ιονόσφαιρα		Απότομη αύξηση με το ύψος	Ατομικά H, O, N, He
80	Μεσόσφαιρα		Καθόλου	Μείωση με το ύψος	
50	Στρατόσφαιρα		Μικρή ποσότητα	Αύξηση με το ύψος	Στρώμα όζοντος O ₃
12	Τροπώσφαιρα		Περισσότερο υδατμός Σύννεφα	Μείωση με το ύψος	Διατομικά O ₂

Σχήμα 1.1β: Η σύνθεση της Ατμόσφαιρας

Ο κύριος όγκος της γήινης ατμόσφαιρας είναι ηλεκτρικά ουδέτερος. Μόνο ένα μικρό τμήμα της ατμόσφαιρας είναι ιονισμένο, σε ύψος πάνω από 50 Km, περιέχοντας ιόντα και ελεύθερα ηλεκτρόνια. Αυτή η περιοχή είναι η Ιονόσφαιρα και κύρια αίτια ιονισμού της είναι η υπεριώδης ακτινοβολία του ηλιακού φάσματος.

1.2 Τροπόσφαιρα

Η Τροπόσφαιρα εκτείνεται σ' ένα μέσο ύψος 11Km. Πάνω από τον ισημερινό το μέσο ύψος είναι περίπου 18 Km και πάνω από τους πόλους 8 Km.

Στην Τροπόσφαιρα έχουμε μια διαρκή κίνηση και ανάμιξη των αέριων μαζών, σχηματισμό των νεφών και μετακίνηση θερμών και ψυχρών μετώπων. Έχει τη μεγαλύτερη σπουδαιότητα για τον άνθρωπο καθώς είναι η πηγή του αέρα που αναπνέουμε και γιατί σ' αυτήν συμβαίνουν όλα τα καιρικά φαινόμενα βροχή, χιόνι, αστραπές. Στην Τροπόσφαιρα βρίσκεται όλη σχεδόν η ποσότητα του υδρατμού της ατμόσφαιρας και περιέχει περίπου το 80% της ολικής αέριας μάζας της.

Η χημική σύσταση του καθαρού, κανονικού, ξηρού αέρα της Τροπόσφαιρας παραμένει ουσιαστικά αναλλοίωτη με την αύξηση του ύψους γιατί έχουμε πλήρη ανάμιξη. Το άζωτο και το οξυγόνο συνιστούν το 99,03% κατ' όγκο του καθαρού, ξηρού αέρα και μαζί με διοξείδιο του άνθρακα και το αργό καταλαμβάνουν το 99,997% κατ' όγκο του αέρα.

Η συγκέντρωση μερικών από τα δευτερεύοντα αέρια όπως το Αργό, το Νέο και το Ήλιο παραμένει ουσιαστικά σταθερή, ενώ σε άλλα όπως το όζον, το διοξείδιο του θείου και το διοξείδιο του αζώτου μεταβάλλεται με μικρές αποκλίσεις από την κανονική τιμή. Εκτός από τα αέρια η Τροπόσφαιρα περιέχει και διάφορα στερεά σωματίδια όπως σκόνη, άνθρακα, άλατα βακτήρια. Επίσης περιέχει αιωρούμενες ποσότητες υγρών κυρίως νερού.

Η θερμοκρασία στην Τροπόσφαιρα μειώνεται σχεδόν γραμμικά με το ύψος λόγω της αυξανόμενης απόστασης από την πηγή θερμότητας που είναι η

επιφάνεια της Γης και που θερμαίνεται από την ηλιακή ακτινοβολία. Η μείωση αυτή είναι περίπου $6,5^{\circ}\text{C}$ ανά χιλιόμετρο αλλά δημιουργούνται αποκλίσεις λόγω των θερμοκρασιακών αναστροφών. Στην κορυφή της Τροπόσφαιρας η θερμοκρασία βρίσκεται στους -56°C .

1.3 Στρατόσφαιρα

Η Στρατόσφαιρα βρίσκεται πάνω από την Τροπόσφαιρα και εκτείνεται σε ύψος από 11 μέχρι 50 Km. Σ' αυτή τη περιοχή έχουμε τυρβώδεις κινήσεις και ανάμιξη του αέρα που μερικές φορές είναι μέχρι δύο φορές πιο ισχυρά από τα ρεύματα της Τροπόσφαιρας.

Η θερμοκρασία αυξάνεται με την αύξηση του ύψους. Από τα 11 Km μέχρι τα 20 Km υπάρχει μια ισόθερμη και από τα 20 μέχρι τα 50 Km παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας μέχρι τους -2°C που είναι στο όριο της Στρατόπαυσης.

1.4 Δημιουργία των ανέμων

Οι άνεμοι αποτελούν κίνηση της αέριας μάζας στην ατμόσφαιρα και προκαλούνται κυρίως από την ηλιακή ακτινοβολία. Ειδικότερα είναι αποτέλεσμα των θερμοκρασιακών διαφορών που δημιουργούνται στην Τροπόσφαιρα είτε λόγω γεωγραφικού πλάτους είτε λόγω διαφορετικής θερμοκρασίας στην επιφάνεια της γης.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας ο αέρας που είναι πάνω από λίμνες, θάλασσες, ωκεανούς παραμένει σχετικά κρύος σε σχέση με αυτόν που βρίσκεται πάνω από την ξηρά. Αυτό συμβαίνει γιατί οι θάλασσες παρουσιάζουν μεγάλη θερμοχωρητικότητα αφού, η θερμότητα μεταφέρεται προς τα κάτω μέσα στις υδάτινες μάζες. Ο αέρας της ξηράς έχει μικρότερη πυκνότητα, γιατί είναι πιο ζεστός, και ανυψώνεται με αποτέλεσμα ο βαρύτερος κρύος αέρας που βρίσκεται πάνω από το νερό να κινηθεί για να πάρει τη θέση του. Τότε παράγονται τα τοπικά παραλιακά ρεύματα. Τη νύκτα η θερμοκρασία της ξηράς ελαττώνεται γρηγορότερα από αυτή του νερού και ο ψυχρότερος αέρας της ξηράς κινείται, προς τη θάλασσα για να αναπληρώσει τον αέρα που

ανυψώνεται. Τότε τα παραλιακά ρεύματα αντιστρέφονται. Παρόμοια τοπικά ρεύματα έχουμε στις βουνοπλαγιές κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύκτας.

Οι **πλανητικοί άνεμοι** παράγονται λόγω της μεγαλύτερης θέρμανσης της επιφάνειας της γης στην επιφάνεια του Ισημερινού απ' ότι στους Πόλους. Ψυχροί επιφανειακοί άνεμοι φυσούν από τους πόλους προς τον ισημερινό για να αντικαταστήσουν τον αέρα που ανυψώνεται στις τροπικές περιοχές και κινείται στην ανώτερη ατμόσφαιρα προς τους πόλους.

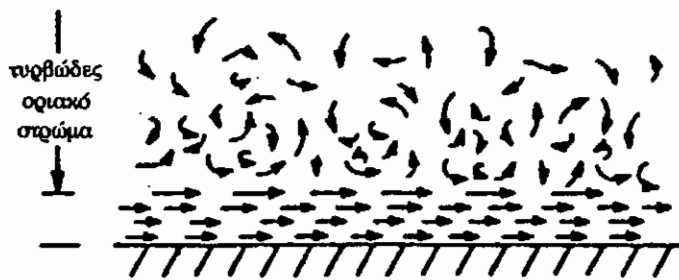
Υπάρχουν επίσης οι **εποχιακοί άνεμοι** (Μουσσώνες), που δημιουργούνται λόγω διαφορετικού γεωγραφικού πλάτους και είναι φαινόμενα σχεδόν σταθερά ή με μεγάλη περίοδο μεταβολής. Τα φαινόμενα αυτά επηρεάζονται και από την περιστροφή της γης γύρω από τον άξονά της. Αυτό συμβαίνει γιατί μετακινείται μεγάλη ατμοσφαιρική μάζα και καλύπτει μεγάλη γεωγραφική απόσταση.

Τέλος υπάρχουν τα **μελτέμια** που είναι ετήσιοι άνεμοι. Αυτοί παρουσιάζονται το καλοκαίρι κυρίως στην περιοχή του Αιγαίου. Είναι βόρειοι-βορειοανατολικοί μέχρι και βορειοδυτικής διεύθυνσης, πνέουν από τις αρχές Μαΐου και εξασθενούν μέσα Οκτωβρίου. Μεγαλύτερη ένταση και συχνότητα έχουν από τα μέσα Ιουλίου μέχρι τα μέσα Σεπτεμβρίου. Η ημερήσια διακύμανσή τους παρουσιάζει ένα μέγιστο κατά τις απογευματινές ώρες ενώ η έντασή τους κατά τη νύκτα ελαττώνεται.

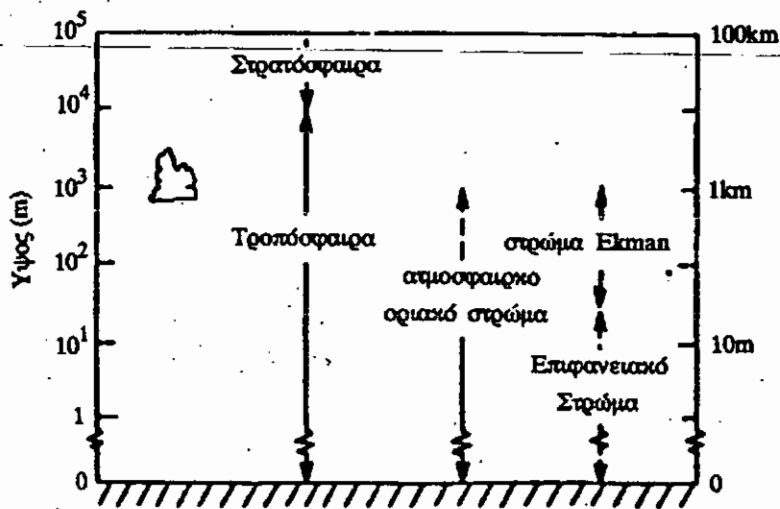
1.5 Ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα

Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα δημιουργείται - λόγω του ιξώδους του αέρα - από τη σχετική κίνηση της Γης με το κατώτατο τμήμα της ατμόσφαιρας. Σ' αυτό το οριακό στρώμα η ταχύτητα μεταβάλλεται από μηδέν πάνω στην επιφάνεια της Γης μέχρι μεγαλύτερες τιμές και λαμβάνονται υπόψη οι δυνάμεις τριβής.

Μέσα στο στρώμα αυτό μπορούν να διακριθούν τρία επί μέρους στρώματα. Σε άμεση επαφή με την επιφάνεια του εδάφους βρίσκεται το στρωτό οριακό υπόστρωμα του οποίου το πάχος είναι το πολύ μερικά χιλιοστά, σχήμα 1.2α. Ο αέρας που το αποτελεί προσκολλάται σε όλες τις επιφάνειες του στερεού ορίου. Το δεύτερο στρώμα, πάνω από το οριακό υπόστρωμα, είναι τυρβώδες και η τύρβη που παράγεται οφείλεται σε μηχανικά αίτια (χαρακτηριστικό της ουδέτερης κατάστασης της ατμόσφαιρας) παρά σε θερμικά. Το τυρβώδες οριακό στρώμα χωρίζεται σε δύο υποστρώματα, το *επιφανειακό στρώμα* και το στρώμα *Ekman*.



Σχήμα 1.2α: Στρωτή και τυρβώδης κίνηση του αέρα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους



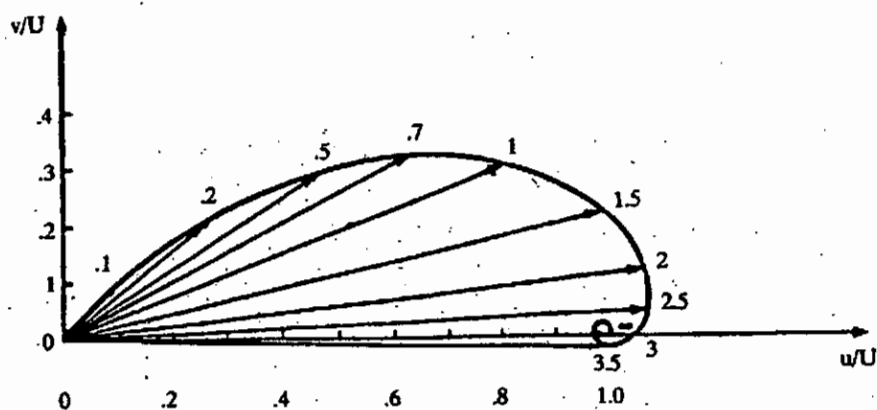
Σχήμα 1.2β: Διάκριση των στρωμάτων του ατμοσφαιρικού αέρα κοντά στο έδαφος

Το *επιφανειακό στρώμα*, σχήμα 1.2β, χαρακτηρίζεται από έντονη μικρής κλίμακας τύρβη η οποία δημιουργείται κυρίως από την τραχύτητα του

εδάφους και κατά δεύτερο λόγο από τη μεταφορά θερμότητας λόγω ρευμάτων. Η διανομή της ταχύτητας είναι τέτοια ώστε η οριζόντια διατμητική τάση να είναι σχεδόν σταθερή και ανεξάρτητη από το ύψος. Το πάχος του επιφανειακού οριακού στρώματος κατά τη διάρκεια της ημέρας φθάνει μέχρι τα 100 μέτρα ενώ τη νύχτα, το πάχος αυτό γίνεται μόνο μερικά μέτρα (ελαττώνεται το πάχος ολόκληρου του ΑΟΣ).

Το **στρώμα Ekman** εκτείνεται από την κορυφή του επιφανειακού στρώματος μέχρι το ύψος του ΑΟΣ και μέσα σε αυτό υπάρχει ισορροπία μεταξύ της δύναμης Coriolis, της δύναμης λόγω κλίσης της πίεσης και των διατμητικών τάσεων. Κύριο χαρακτηριστικό του στρώματος Ekman είναι η στροφή, καθώς αυξάνει το ύψος, του διανύσματος της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου γύρω από κατακόρυφο άξονα, με τέτοιο τρόπο ώστε, με προβολή των διανυσμάτων σε οριζόντιο επίπεδο, τα άκρα τους να βρίσκονται σε μία σπείρα, τη σπείρα Ekman, σχήμα 1.3. Αυτό οφείλεται στο ότι κάθε στρώμα του ρευστού επιβραδύνεται λόγω της τριβής από το στρώμα που βρίσκεται από κάτω και σαν αντίδραση η ταχύτητα του επάνω στρώματος, λόγω της περιστροφής της Γης, στρέφεται προς τα δεξιά της τάσης που εφαρμόζεται.

Καθώς η τάση μεταβιβάζεται από το ένα στρώμα στο άλλο, το διάνυσμα στρέφεται σταδιακά. Έτσι όσο προσεγγίζεται το έδαφος το διάνυσμα της ταχύτητας στρέφεται προς τα αριστερά του διανύσματος της ταχύτητας που επικρατεί σε ύψος 1km για το Βόρειο Ημισφαίριο της Γης και δεξιά για το Νότιο. Η ταχύτητα αυτή καλείται **γεωστροφική**.



Σχήμα 1.3: Η σπείρα του Ekman του διανύσματος της ταχύτητας

Το ιδανικό στρώμα Ekman που καλύπτει όλο το πάχος του ΑΟΣ παρατηρείται σπάνια λόγω του ότι ο συντελεστής τυρβώδους συνεκτικότητας μ_t που επηρεάζει τις δύο συνιστώσες της οριζόντιας ταχύτητας (U, V) $U/U_{ολ}$ και $V/U_{ολ}$ της σπείρας, μεταβάλλεται συνεχώς και πολύ γρήγορα με το ύψος κοντά στο έδαφος. Έτσι, η μαθηματική έκφραση του στρώματος Ekman ισχύει μόνο επάνω από το επιφανειακό στρώμα.

1.6 Η τύρβη του ανέμου

Ως **τύρβη** ορίζεται η διαταραχή της ταχύτητας (διαφορά στιγμιαίας ταχύτητας από τη μέση ταχύτητα) με περίοδο μικρότερη από την περίοδο ολοκλήρωσης της μέσης τιμής. Η μέση τιμή της ταχύτητας για περίοδο ολοκλήρωσης T ορίζεται ως:

$$\bar{U} = \frac{1}{T} \int_0^T U(t) dt \quad 1.6.1$$

Συνεπώς η τύρβη ορίζεται ως:

$$u(t) = U(t) - \bar{U} \quad 1.6.2$$

Η διακύμανση της ταχύτητας του ανέμου γύρω από μια μέση ταχύτητα είναι χαρακτηριστικό φαινόμενο της τυρβώδους ροής. Μέτρο της αποτελεί η διασπορά της ταχύτητας του ανέμου « σ_v », η οποία ορίζεται σαν :

$$\sigma_v^2 = \frac{1}{T} \cdot \int_0^T (U(t') - \bar{U})^2 \cdot dt' \quad (1.6.3)$$

με τυπική χρονική περίοδο μέτρησης $T = 10 \text{ min}$.

Ένταση της ανατάραξης, I , ονομάζουμε το λόγο της διασποράς προς τη μέση ταχύτητα του ανέμου. Αυτή είναι και η αδιάστατη τιμή της τύρβης και χαρακτηρίζει το επίπεδο της τύρβης της ατμόσφαιρας σε μια περιοχή. Έχουμε λοιπόν :

$$I = \sigma_v / \bar{U} \quad (1.6.4)$$

Η ένταση της ανατάραξης εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του εδάφους της περιοχής που μελετούμε καθώς και από το γενικό επίπεδο τύρβης της ατμόσφαιρας. Επίσης είναι ανάλογη της τραχύτητας του εδάφους και αντιστρόφως ανάλογη του ύψους μελέτης από το έδαφος. Αν με "z₀" συμβολίσουμε το μήκος της μέσης τοπικής τραχύτητας, η ένταση της ανατάραξης προσεγγίζεται ικανοποιητικά από τις εξισώσεις :

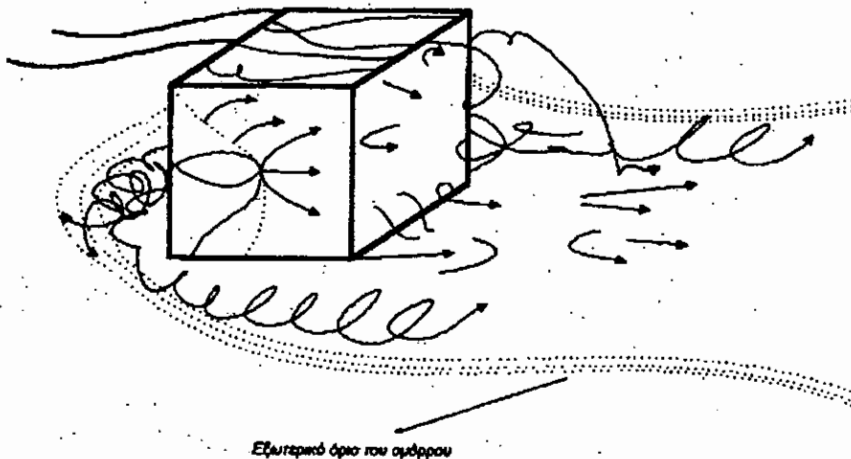
$$I = 1/\ln(z/z_0), \quad (z_0 < 0.20m) \quad (1.6.5)$$

και

$$I = (0.78 - 0.14 \ln z_0) / \ln(z/z_0), \quad (z_0 > 0.20m) \quad (1.6.6)$$

Η ένταση της ανατάραξης ή το επίπεδο τύρβης του αέρα επηρεάζει σημαντικά την αεροδυναμική συμπεριφορά μιας ανεμογεννήτριας όπως και τα χαρακτηριστικά ολόκληρης της εγκατάστασης.

Οι αναταράξεις του ανέμου είναι το αποτέλεσμα των τυχαίων στροβιλισμών που υπάρχουν σε κάθε τυρβώδες πεδίο ροής και ενισχύονται από την τραχύτητα της επιφάνειας του εδάφους. Εκτός όμως του στροβιλισμού της τύρβης, η παρουσία εμποδίων κάτω από ορισμένες ανεμολογικές συνθήκες είναι δυνατό να δημιουργήσουν **οργανωμένους στροβίλους**, οι οποίοι αλλοιώνουν συνολικά το πεδίο ταχύτητας του ανέμου, σχήμα 1.4. Ο στροβιλισμός των οργανωμένων στροβίλων επηρεάζει τόσο την παραγόμενη ισχύ μιας ανεμογεννήτριας, όσο και τη δυναμική συμπεριφορά των κατασκευαστικών στοιχείων της εγκατάστασης.

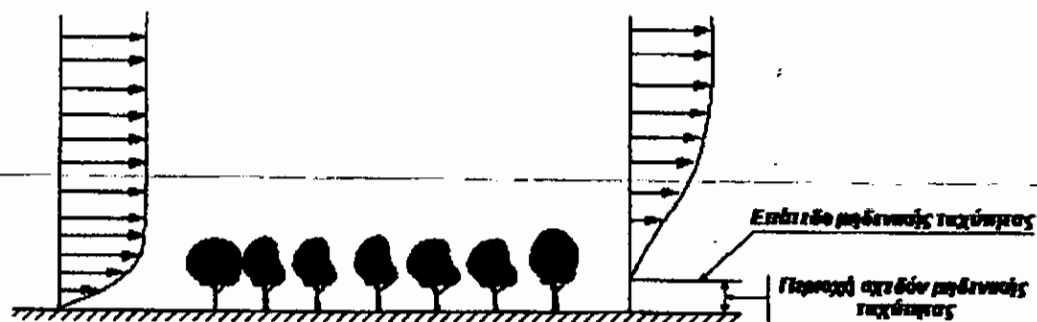


Σχήμα 1.4: Οργανωμένοι στροβίλοι λόγω εμποδίων

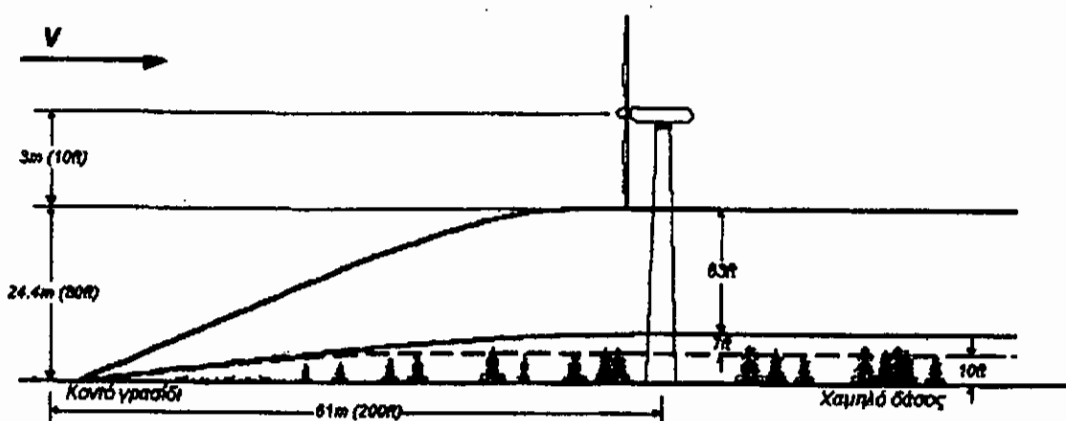
1.7 Επίδραση των επιφανειακών εμποδίων

Για να λειτουργεί σωστά μια αιολική μηχανή θα πρέπει η πτερωτή της ανεμογεννήτριας να βρίσκεται εκτός του πεδίου επιρροής τυχόν επιφανειακών εμποδίων. Με αυτό, πετυχαίνουμε μεγιστοποίηση της διαθέσιμης κινητικής ενέργειας του ανέμου, το πεδίο ροής είναι ελεύθερο στροβιλισμού και η τύρβη του ανέμου είναι η ελάχιστη δυνατή.

Η παρουσία συστοιχίας δέντρων έχει σαν αποτέλεσμα το μηδενισμό της ταχύτητας του ανέμου μέχρι και το ύψος της κορυφής των δέντρων (σχ. 1.5), ενώ το οριακό στρώμα φαίνεται να αναπτύσσεται από αυτό το σημείο και κατάντη. Το ύψος της ζώνης επιρροής είναι τουλάχιστον πέντε έως έξι φορές το μέσο ύψος των δέντρων. Τέλος, η τοποθέτηση της πτερωτής της ανεμογεννήτριας θα πρέπει να βρίσκεται εκτός του οριακού στρώματος που αναπτύσσεται στην περιοχή της συστοιχίας (σχ. 1.6).



Σχήμα 1.5: Νέα κατανομή ταχύτητας λόγω εμποδίων



Σχήμα 1.6: Ζώνη επιρροής χαμηλών εμποδίων καθ' ύψος

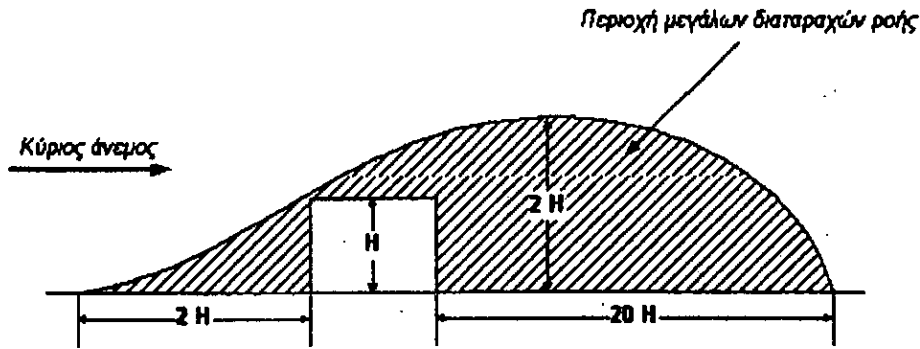
Στις περιπτώσεις υψηλών δέντρων στην τοποθεσία που μελετούμε, ίσως να υπάρχουν περιοχές, οι οποίες ονομάζονται **ανεμοφράκτες**, όπου έχουμε μηδενισμό της ταχύτητας του ανέμου και δημιουργία έντονων στροβίλων ανακυκλοφορίας. Οι τυπικές διαστάσεις της ζώνης επιρροής ενός ανεμοφράκτη δίνονται στο σχήμα 1.7.

Ένα άλλο είδος εμποδίων αποτελούν τα **παρακείμενα κτίρια** όπου διαταράσσουν σε σημαντικό βαθμό το πεδίο ροής του ανέμου. Επίσης οι οξείες γωνίες του κτιρίου αποτελούν την πηγή εκροής μεμονωμένων στροβίλων (σχ. 1.4) με αποτέλεσμα την πλήρη τροποποίηση των χαρακτηριστικών του ανέμου.

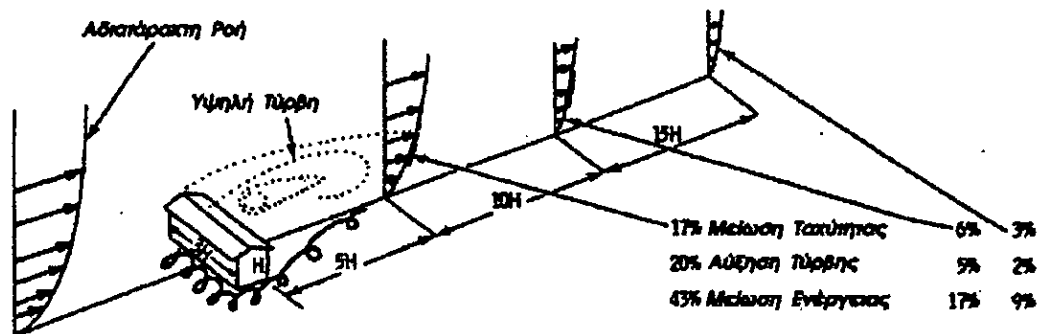


Σχήμα 1.7: Πεδίο ροής πλησίον ανεμοφράκτη

Από έρευνες που αφορούν τη ροή γύρω από κτίρια γνωρίζουμε ότι η ζώνη επιρροής των κτιρίων περιλαμβάνει δύο φορές το ύψος του κτιρίου ανάντη, δέκα φορές το ύψος του κτιρίου κατάντη και ύψος τουλάχιστον διπλάσιο του κτιρίου στην γύρω του περιοχή (σχ. 1.8, 1.9). Σαν παράδειγμα αναφέρεται ότι σε απόσταση δεκαπλάσια του ύψους του κτιρίου έχουμε κατά 5% αύξηση του επιπέδου της τύρβης και κατά 6% μείωση της ταχύτητας του αέρα, η οποία οδηγεί σε μείωση κατά 17% της διαθέσιμης ενέργειας του αδιατάρακτου ρεύματος στα ανάντη του κτιρίου.



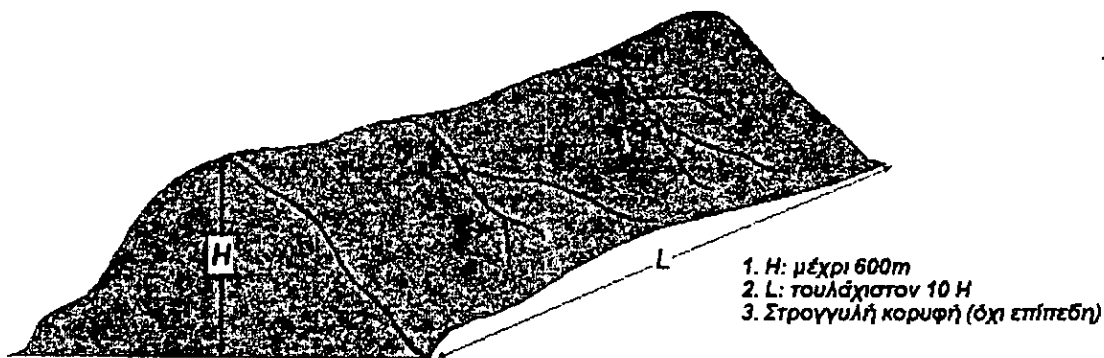
Σχήμα 1.8: Όριο διαταραγμένης ροής γύρω από κτίριο



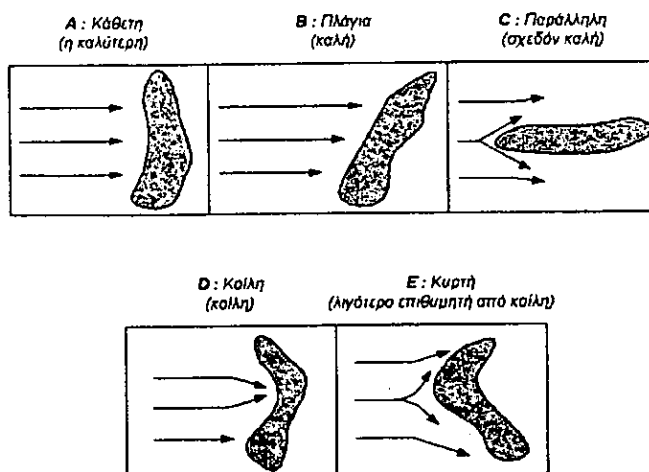
Σχήμα 1.9: Επίδραση εμποδίου σε Ενέργεια-Τύρβη της ροής

1.8 Επίδραση του τοπογραφικού ανάγλυφου της περιοχής

Οι αναλυτικές σχέσεις που περιγράφουν τη διανομή της ταχύτητας ισχύουν με μαθηματική ακρίβεια μόνο σε περιοχές που χαρακτηρίζονται ως επίπεδες επιφάνειες. Όμως η πλειοψηφία των περιοχών με υψηλό αιολικό δυναμικό χαρακτηρίζονται από έντονο ανάγλυφο. Επειδή λοιπόν, μεγαλύτερη επίδραση έχουν οι εδαφολογικές ιδιομορφίες στην περιοχή της πιθανής θέσης εγκατάστασης μιας αιολικής μηχανής θα αναφέρουμε μερικά προκαταρκτικά στοιχεία για την παρουσία λοφοσειρών και περασμάτων στην περιοχή που μελετούμε. Για ακριβέστερες αναλύσεις απαιτείται η μελέτη του τοπογραφικού ανάγλυφου της περιοχής είτε υπό κλίμακα σε αεροδυναμική σήραγγα είτε με τη χρήση αριθμητικών μεθόδων πλήρους ανάλυσης του πεδίου ροής.

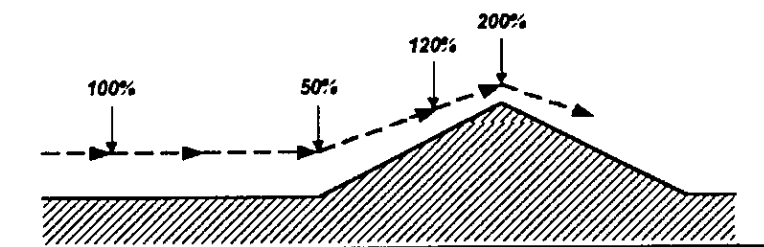


Σχήμα 1.10: Στοιχεία ορισμού λοφοσειράς



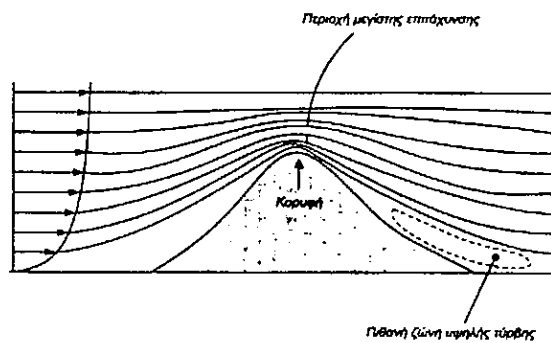
Σχήμα 1.11: Αξιολόγηση διεύθυνσης λοφοσειράς

Η έννοια της **λοφοσειράς** λαμβάνεται κάθετη στην επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου (σχ. 1.10). Το μέγιστο ύψος της λοφοσειράς δεν υπερβαίνει τα 600m, ενώ το πλάτος της είναι τουλάχιστον δεκαπλάσιο του ύψους της. Η ανάλυσή μας βασίζεται στην υπόθεση ότι ο άνεμος περνάει επάνω από τη λοφοσειρά και δεν την παρακάμπτει κινούμενος πλαγίως. Οι διάφορες διατάξεις λοφοσειρών δίνονται στο σχήμα 1.11, όπου η κάθετη διάταξη, (ο άξονας της λοφοσειράς είναι κάθετος στην κύρια διεύθυνση του ανέμου), θεωρείται η καλύτερη ενώ η κυρτή θεωρείται η λιγότερο επιθυμητή.



Σχήμα 1.12: Ταχύτητα ανέμου στην περιοχή υψώματος

Βασιζόμενοι στους κλασσικούς νόμους της αεροδυναμικής υποηχητικών ταχυτήτων (π.χ. εξίσωση Bernoulli), μπορούμε να πούμε ότι η κορυφή της λοφοσειράς είναι μια πολύ καλή θέση εγκατάστασης της ανεμογεννήτριας, δεδομένης της συμπίεσης των γραμμών ροής, η οποία ισοδυναμεί με επιτάχυνση της αέριας δέσμης. Ένας πιθανός διπλασιασμός της ταχύτητας του ανέμου στην περιοχή της κορυφής ισοδυναμεί με οκταπλασιασμό της διαθέσιμης ισχύος του ανέμου στην εν λόγω περιοχή (σχ. 1.12). Συχνά είναι προτιμότερο η εγκατάσταση της ανεμογεννήτριας να γίνει λίγο πριν την κορυφή της λοφοσειράς, ώστε να αποφευχθούν αρνητικές κλίσεις της ταχύτητας που συνοδεύουν τυχόν αποκόλληση της ροής και περιοχές έντονης τύρβης (σχ. 1.13).



Σχήμα 1.13: Ταχύτητα-τύρβη ανέμου στην κορυφή υψώματος

Ιδιαίτερη επίδραση στη συνολική διανομή της ταχύτητας του ανέμου έχει η διαμόρφωση του εδάφους, δεδομένου ότι η παρουσία εμποδίων στενώσεων ή ανοιγμάτων τροποποιεί σημαντικά τα αιολικά χαρακτηριστικά μιας περιοχής. Ακριβείς υπολογισμοί για τη διόρθωση της ταχύτητας του ανέμου παρουσία εμποδίων ή λόγω της τραχύτητας του εδάφους, μπορούν να γίνουν μόνο με την αριθμητική προσομοίωση της υπό εξέταση περιοχής και τη χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή. Τέλος σαν γενικός κανόνας πρέπει να θεωρηθεί η αρχή ότι ο δρομέας (πτερωτή) μιας ανεμογεννήτριας, πρέπει να βρίσκεται έξω από τη ζώνη επιρροής οποιουδήποτε επιφανειακού εμποδίου που βρίσκεται ανάντη της ανεμογεννήτριας, ώστε να μεγιστοποιηθεί η διαθέσιμη αιολική ενέργεια και να ελαχιστοποιηθεί η αναπτυσσόμενη ατμοσφαιρική τύρβη.

1.9 Χρονική μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου

Για τον υπολογισμό του διαθέσιμου αιολικού δυναμικού μιας περιοχής δεν επαρκεί η γνώση της μέσης ταχύτητας του ανέμου της περιοχής, αλλά χρειάζονται αναλυτικές πληροφορίες και για την κατανομή της πιθανότητας εμφάνισης των διαφόρων τιμών του ανέμου μέσα στο χρόνο, με έμφαση στην καταγραφή των διαστημάτων νηνεμίας καθώς και των διαστημάτων εμφάνισης πολύ ισχυρών ανέμων.

Για το σκοπό αυτό συγκεντρώνουμε τα διαθέσιμα ανεμολογικά δεδομένα της περιοχής, να τα επεξεργαστούμε στατιστικά και να δημιουργήσουμε τα αντίστοιχα διαγράμματα πυκνότητας πιθανότητας και διάρκειας των ανέμων. Επιπλέον είναι απαραίτητος ο εντοπισμός της συχνότητας και της διάρκειας των περιόδων χαμηλών ταχυτήτων και άπνοιας, οπότε και η ανεμογεννήτρια βρίσκεται εκτός λειτουργίας. Σ' αυτές τις χρονικές περιόδους αναζητούμε άλλες πηγές ενέργειας, γεγονός που επηρεάζει ταυτόχρονα και την επιλογή και καταπόνηση των συσσωρευτών αποθήκευσης ενέργειας.

Έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι προσαρμογής αναλυτικών εκφράσεων σε διαθέσιμες ανεμολογικές μετρήσεις. Οι ευρύτερα χρησιμοποιούμενες αναλυτικές διανομές πιθανότητας είναι η **διανομή Weibull** και η **διανομή Rayleigh**. Η διανομή που προτάθηκε από τον Weibull περιγράφει ικανοποιητικά τα ανεμολογικά χαρακτηριστικά στις περιοχές της εύκρατης ζώνης και για ύψος μέχρι 100m από το έδαφος. Αυτή η διανομή προσδιορίζει την πιθανότητα η ταχύτητα του ανέμου να βρίσκεται σε μια περιοχή της ταχύτητας V βάσει δύο μόνο παραμέτρων, των C και k οι οποίες θα αναλυθούν παρακάτω. Η αναλυτική έκφραση της **διανομής Weibull** δίνεται σαν :

$$f(U) = \frac{k}{C} \cdot \left[\frac{U}{C} \right]^{k-1} \cdot \exp \left\{ - \left[\frac{U}{C} \right]^k \right\} \quad (1.9.1)$$

Η παράμετρος C της εξίσωσης 1.9.1 συνδέεται με την μέση ταχύτητα \bar{U} σύμφωνα με τη σχέση :

$$\bar{U} = C \cdot \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \quad (1.9.2)$$

όπου με Γ συμβολίζουμε την αριθμητική συνάρτηση «Γάμμα». Τυπικές τιμές της συνάρτησης αυτής δίνονται από τον πίνακα 1.1, ενώ για γρήγορους υπολογισμούς (και για την περιοχή του Αιγαίου όπου η παράμετρος k παίρνει τιμές μεταξύ του 1.3 και του 2.0) μπορούμε να θεωρήσουμε ότι :

$$C = 1.1U \quad (1.9.3)$$

Για την συνάρτηση 'Γάμμα' ισχύει ότι :

$$\Gamma(n+1) = n \Gamma(n) \quad (1.9.4)$$

με αποτέλεσμα να είναι δυνατός ο υπολογισμός της « $\Gamma(n)$ » για κάθε τιμή του $n > 0$, με τη βοήθεια του πίνακα 1.1.

Η δεύτερη παράμετρος « k » της διανομής Weibull είναι αντιστρόφως ανάλογη της διασποράς « σ^2 » των ταχυτήτων του ανέμου ως προς τη μέση ταχύτητα, δηλαδή:

$$\sigma^2 = C^2 \cdot \left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \left(\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right)^2 \right] \quad (1.9.5)$$

Μεγαλύτερες τιμές του « k » εκφράζουν μικρότερη διασπορά των ταχυτήτων του ανέμου και συνεπώς μεγαλύτερη συγκέντρωσή τους γύρω από τη μέση τιμή της ταχύτητας.

Για να βρούμε την **καμπύλη διάρκειας** των ταχυτήτων του ανέμου πρέπει να προσδιορίσουμε το χρονικό διάστημα για το οποίο η μετρημένη ταχύτητα είναι μεγαλύτερη από κάποια προκαθορισμένη τιμή. Στην κατανομή Weibull η καμπύλη διάρκειας μπορεί να βρεθεί βάσει της συνάρτησης ολικής πιθανότητας, που είναι :

$$F(U \leq U_0) = 1 - \exp\left[-(U_0 / C)^k\right] \quad (1.9.6)$$

η οποία είναι συμπληρωματική (έχουν άθροισμα τη μονάδα) της καμπύλης διάρκειας και δίνει την πιθανότητα « F » η ταχύτητα « U » να είναι μικρότερη μιας τιμής « U_0 ».

n	Γ(n)
1.00	1.0000
1.10	0.9514
1.20	0.9182
1.30	0.8975
1.40	0.8873
1.50	0.8862
1.60	0.8935
1.70	0.9086
1.80	0.9314
1.90	0.9618
2.00	1.0000

Πίνακας 1.1: Συνάρτηση "Γάμμα", τυπικές τιμές

Η **διανομή Rayleigh** προκύπτει από τη διανομή Weibull όταν η παράμετρος «k» ληφθεί ίση με 2.0. Με τον τρόπο αυτό απλοποιούνται οι αναλυτικές σχέσεις και για τον προσδιορισμό της διανομής χρειάζεται μόνο η μέση ταχύτητα του ανέμου στην υπό μελέτη περιοχή :

$$f(U) = \frac{\pi U}{2\bar{U}^2} \cdot \exp\left[-\frac{\pi U^2}{4\bar{U}^2}\right] \quad (1.9.7)$$

Η διανομή Rayleigh χρησιμοποιείται εναλλακτικά στη θέση της διανομής Weibull επειδή παρουσιάζει συγκρίσιμα αποτελέσματα με λιγότερες μαθηματικές πράξεις.

1.10 Χωρική μεταβολή της έντασης του ανέμου

Η ροή του ανέμου επάνω στην επιφάνεια της γης υπόκειται στους κλασσικούς νόμους της μηχανικής των ρευστών. Ως εκ τούτου είναι δυνατή εκτός των πειραματικών μετρήσεων η χρήση των αναλυτικών και αριθμητικών μεθόδων, που χρησιμοποιούνται στη μηχανική των ρευστών και στην αεροδυναμική, για να μελετηθεί η διανομή της ταχύτητας του ανέμου σε διάφορες επιλεγμένες θέσεις. Πιο συγκεκριμένα η κατακόρυφη διανομή της ταχύτητας του ανέμου

ακολουθεί τη συμπεριφορά τυρβώδους οριακού στρώματος όπου βέβαια πρέπει να ληφθεί υπόψιν και η επίδραση της τραχύτητας του εδάφους με τη γενική της έννοια, δηλαδή η ύπαρξη κτιρίων, βράχων, δένδρων κλπ.

Για την περιγραφή της κατακόρυφης διανομής της ταχύτητας του ανέμου έχουν προταθεί διάφορες αναλυτικές σχέσεις, οι οποίες στηρίζονται στη θεωρία των οριακών στρωμάτων. Σαν γενική παρατήρηση πρέπει να λάβουμε υπόψη μας ότι η ταχύτητα του ανέμου αυξάνει σημαντικά με το ύψος από το έδαφος στο οποίο αναφέρονται οι μετρήσεις. Συνήθως η μεταβολή αυτή είναι αξιοσημείωτη μέχρι τα πρώτα εκατό (100m) μέτρα από το έδαφος, δηλαδή μέχρι το συνηθισμένο πάχος του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος.

Οι κυριότερες διανομές ταχύτητας που έχουν προταθεί είναι:

α. η **λογαριθμική διανομή (log-law)** η οποία εκφράζεται σαν:

$$V(z) = k_1 \cdot \ln(z/z_0) + k_2$$

$$\text{ή} \quad \frac{V(z)}{V(z_1)} = \frac{\ln((z - z^*)/z_0)}{\ln((z_1 - z^*)/z_0)} \quad (1.10.1)$$

και δίνει την ταχύτητα σε ύψος "z" από το έδαφος συναρτήσει κάποιων αριθμητικών σταθερών, του τυπικού ύψους τραχύτητας της περιοχής "z₀" και του ύψους μετατόπισης μηδενικού επιπέδου "z*". Στην περίπτωση πολύπλοκου τοπογραφικού ανάγλυφου η παράμετρος "z₀" εξαρτάται και από τη διεύθυνση του ανέμου.

β. η **εκθετική διανομή (power law)** η οποία εκφράζεται σαν:

$$\frac{V(z)}{V(z_1)} = \left(\frac{z}{z_1}\right)^a \quad (1.10.2)$$

και δίνει την ταχύτητα του ανέμου σε ύψος "z" από το έδαφος συναρτήσει της παραμέτρου "a", της οποίας η ακριβής τιμή εξαρτάται από την τραχύτητα του εδάφους αλλά και τη διεύθυνση του ανέμου. Οι τιμές της παραμέτρου "a" κυμαίνονται μεταξύ του 0.08 για παγωμένες επιφάνειες και του 0.45 για αστικές περιοχές.

Στη βιβλιογραφία αναφέρονται διάφορες εκτιμήσεις για την τιμή της παραμέτρου "a", όπως η αναλυτική σχέση που προτάθηκε από τους Justus και Mikhail (1976), η οποία δίνει:

$$a = \frac{0.37 - 0.088 \ln(V(z = z_1))}{1 - 0.088 \ln(z_1 - 10)} \quad (1.10.3)$$

Οι ίδιοι ερευνητές προτείνουν για γρήγορους υπολογισμούς μια μέση τιμή ίση με $a = 0.23 \pm 0.03$, ενώ ο Vadot προτείνει μια μέση τιμή ίση με $a=0.20$.

Από άλλους συγγραφείς έχει προταθεί συσχέτιση μεταξύ του ύψους τραχύτητας "z₀" και του εκθέτη "a" βάσει της σχέσης:

$$z_0 = 15.25 \exp\left(-\frac{1}{a}\right) \quad (1.10.4)$$

Τέλος, άλλοι συγγραφείς προτείνουν:

- $a=1/7$ για εκτεταμένη επίπεδη πεδιάδα χωρίς δένδρα ή για θάλασσα.
- $a=1/5$ για πεδινή περιοχή με δένδρα ή και χαμηλά σπίτια.
- $a=1/4$ για πυκνοκατοικημένες πόλεις με μεγάλα κτίσματα.

Ολοκληρώνοντας πιστεύουμε ότι για σχετικά γρήγορους υπολογισμούς μια τυπική τιμή $a=0.20$ μπορεί να χρησιμοποιηθεί με αρκετή ακρίβεια, εφ' όσον δεν υπάρχουν συγκεκριμένοι περιορισμοί για την υπό μελέτη τοποθεσία.

Όλες οι ανωτέρω εξισώσεις ισχύουν για επίπεδη επιφάνεια, η οποία ορίζεται βάσει των κάτωθι περιορισμών, δεχόμενοι πάντοτε ότι η θέση που γίνονται οι ανεμολογικές μετρήσεις συμπίπτει με τη θέση πιθανής εγκατάστασης μιας ανεμογεννήτριας:

1. Η διαφορά ύψους μεταξύ της θέσεως της ανεμογεννήτριας και του περιβάλλοντος χώρου σε ακτίνα 12km να μην είναι μεγαλύτερη των 60 μέτρων.
2. Όλοι οι λόφοι με λόγο ύψους προς πλάτος μικρότερο από 0.016 σε ακτίνα 4km πρέπει να έχουν διαφορά ύψους μεταξύ του υψηλότερου και

χαμηλότερου σημείου το πολύ το 1/3 της διαφοράς ύψους μεταξύ του κάτω μέρους του στροφείου της ανεμογεννήτριας και του χαμηλότερου σημείου του εδάφους.

Αξίζει να σημειωθεί ότι είναι σχεδόν πάντοτε απαραίτητη η αναγωγή των μετρήσεων των χαρακτηριστικών του ανέμου στο υπό μελέτη ύψος λειτουργίας της ανεμογεννήτριας, δεδομένου ότι οι μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου παρουσιάζονται συνήθως ανηγμένες σε ύψος 10 μέτρων. Όμως πρέπει να τονισθεί ότι η εφαρμογή των εξισώσεων (1.10.1) και (1.10.2) απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή, δεδομένης της αβεβαιότητας που υπεισέρχεται στην εκτίμηση των παραμέτρων "z₀" και "a". Για το λόγο αυτό και για τον περιορισμό του σφάλματος κατά τη μέτρηση της καμπύλης ισχύος των ανεμογεννητριών, οι κανονισμοί IEA (International Energy Association) συνιστούν την τοποθέτηση των ανεμόμετρων στο ύψος της πλήρους της μηχανής και όχι τη χρήση των παραπάνω εμπειρικών αναγωγικών σχέσεων. Τέλος, για τη χρησιμοποίηση των παραπάνω ημιεμπειρικών διανομών ταχύτητας για αποστάσεις μεγαλύτερες των 50m από το έδαφος είναι σκόπιμο να συμπεριληφθούν και διορθώσεις λόγω περιστροφής της γης.

1.11 Χρήση αναλυτικών διανομών στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού

Κατά την ανάλυση των ανεμολογικών στοιχείων μιας περιοχής για την εκτίμηση του αιολικού δυναμικού της, είναι συνηθισμένο να μετράμε την ένταση του ανέμου, που περιγράφεται από το μέτρο της ταχύτητας του, και τη διεύθυνση του η οποία καθορίζει την κατεύθυνση από την οποία έρχεται ο άνεμος μετρούμενη σύμφωνα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού. Επειδή η ένταση του ανέμου μεταβάλλεται συνεχώς και γρήγορα, οι μετρήσεις αναφέρονται συνήθως στη μέση ένταση για κάποιο καθορισμένο χρονικό διάστημα. Η διεύθυνση του ανέμου βρίσκεται συνήθως με τη βοήθεια ανεμοδεικτών, ενώ για τη μέτρηση της ταχύτητας χρησιμοποιούνται ανεμόμετρα ταχύτητας, πιέσεως, ηλεκτρονικά, ανεμόμετρα θερμού στοιχείου, ηχητικά κ.λ.π.

Κατά την επεξεργασία ανεμολογικών στοιχείων τα οποία αναφέρονται στην κλίμακα Beaufort είναι απαραίτητη η μετατροπή των μετρήσεων αυτών σε m/sec. Η μετατροπή αυτή έχει σημαντικά προβλήματα ακρίβειας εξαιτίας της σχετικής αβεβαιότητας που εισάγει η εν λόγω κλίμακα (πίνακας 1.2).

Πίνακας 1.2: Σχέση μονάδων μέτρησης έντασης ανέμων

Μονάδες	kn	m/s	mile/h	km/h	ft/s
kn	1	0.515	1.152	1.853	1.689
m/s	1.943	1	2.237	3.600	3.281
mile/h	0.868	0.447	1	1.609	1.467
km/h	0.540	0.278	0.621	1	0.911
ft/s	0.592	0.305	0.682	1.097	1

Τέλος, είναι απαραίτητη και η χρήση αναλυτικών διανομών ταχύτητας (τύπου τυρβώδους οριακού στρώματος) στην περίπτωση που θέλουμε να αναγάγουμε τις μετρημένες τιμές ταχύτητας ανέμου από το ύψος των μετρήσεων στο επιθυμητό ύψος, π.χ. βάσει της εξίσωσης 1.10.2. Μετά την αναγωγή των μετρήσεων στο επιθυμητό ύψος και τη χρήση στατιστικών τύπων για τον εντοπισμό και την απόρριψη «μη κανονικών» μετρήσεων, είναι δυνατή η προσαρμογή αναλυτικών διανομών ταχύτητας (Weibull, Rayleigh) για την εκτίμηση της ετήσιας πυκνότητας πιθανότητας να εμφανιστούν τιμές ταχύτητας κοντά στις επιθυμητές.

1.11.1 Καμπύλη Weibull

Η εξίσωση (1.9.6) μπορεί να γραφεί και σαν:

$$\ln(-\ln(1-F(V \leq V_0))) = -k \cdot \ln C + k \cdot \ln V_0 \quad (1.11.1.1)$$

Ο υπολογισμός λοιπόν των παραμέτρων «k» και «C», που αντιστοιχούν στις μετρήσεις μιας περιοχής, μπορεί να γίνει με τη χρήση ευθείας ελαχίστων τετραγώνων προσαρμοσμένης στις μετρήσεις, δηλαδή :

$$Y = A + BX \quad (1.11.1.2)$$

όπου:

$$Y = \ln(-\ln(1 - F(V \leq V_0))) \quad (1.11.1.3)$$

και

$$X = \ln V_0 \quad (1.11.1.4)$$

Έχοντας υπολογίσει τους συντελεστές «Α» και «Β» της εν λόγω ευθείας είναι δυνατός ο υπολογισμός των παραμέτρων k και C βάσει των παρακάτω εξισώσεων:

$$C = \exp(-A / B) \quad (1.11.1.5)$$

Και

$$k = B \quad (1.11.1.6)$$

Στις επόμενες δύο εξισώσεις παραθέτουμε τις σχέσεις υπολογισμού των συντελεστών «Α» και «Β» της εξίσωσης των ελαχίστων τετραγώνων, βάσει των μετρημένων τιμών των μεταβλητών «Υ» και «Χ». Έχουμε ότι:

$$A = \frac{(\sum y) \cdot (\sum x^2) - (\sum x) \cdot (\sum x \cdot y)}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \quad (1.11.1.7)$$

και

$$B = \frac{n(\sum x \cdot y) - (\sum x) \cdot (\sum y)}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \quad (1.11.1.8)$$

όπου n είναι το πλήθος των διακεκριμένων τιμών ταχύτητας του ανέμου που έχουμε λάβει υπόψη μας κατά τη διάρκεια της ανάλυσης.

1.11.2 Καμπύλη Rayleigh

Η διανομή Rayleigh χρειάζεται μόνο τη μέση ετήσια τιμή της ταχύτητας « \bar{V} » μιας περιοχής, η οποία μπορεί να υπολογιστεί βάσει των μετρημένων

ποσοστών εμφάνισης των διαφόρων τιμών της ταχύτητας. Μπορούμε λοιπόν να χρησιμοποιήσουμε την παρακάτω σχέση :

$$\bar{V} = \sum_{i=1}^{i=n} f_i(V) \cdot V_i \quad (1.11.2.1)$$

όπου n είναι το πλήθος των διακριτών τιμών ταχύτητας, που έχουμε λάβει υπόψη μας κατά τη διάρκεια της καταγραφής των μετρήσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Για τη μέτρηση του ανέμου και την εκτίμηση του αιολικού δυναμικού, χρησιμοποιούνται ειδικές συσκευές, τα ανεμόμετρα, που μετρούν την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου.

Οι μετρήσεις γίνονται ανά 1-2 sec, και ολοκληρώνονται ανά δέκα λεπτά ή μια ώρα. Στη συνέχεια αποθηκεύονται σαν μέσες ωριαίες τιμές. Ο συντελεστής μορφής k της κατανομής Weibull διαφοροποιείται σημαντικά, ακόμα και αν η μέση τιμή της ταχύτητας δεν μεταβάλλεται σημαντικά με την περίοδο ολοκλήρωσης των μετρήσεων. Για μετρήσεις ενός μήνα ολοκληρωμένες ανά μια ώρα βρέθηκε $k = 2,18$ ενώ ανά δέκα λεπτά $k = 1,86$.

2.1 Τεχνικοί όροι

Αισθητήριο μέτρησης (Sensor)

Είναι ένα ειδικό στοιχείο αίσθησης που αντιδρά σε αλλαγές του περιβάλλοντος (π.χ. αισθητήριο πίεσης).

Μετατροπέας ενέργειας (Transducer)

Είναι συσκευή για τη μετατροπή ενέργειας από τη μια μορφή στην άλλη (π.χ. μετατροπή της περιστροφικής κίνησης του ανεμομέτρου σε ηλεκτρικούς παλμούς).

Συλλέκτης δεδομένων (Data logger or data processor)

Είναι συσκευή που δέχεται εξόδους από διάφορα αισθητήρια ή transducers και τα μετατρέπει σε μορφή που να μπορούν να αποθηκευτούν.

Σύστημα απόκτησης δεδομένων (Data Acquisition System)

Είναι πλήρες σύστημα με αισθητήρια transducers, Data logger, μνήμη, κατάλληλο software και πομπό επικοινωνίας.

Ανεμογράφος ή ανεμόμετρο (Wind measuring system)

Είναι όργανο που περιλαμβάνει αισθητήρια και transducers, Data logger, πρόγραμμα συλλογής δεδομένων και ιστό στήριξης.

Διακριτικότητα ή ανάλυση (Resolution)

Είναι η μικρότερη μεταβολή στο περιβάλλον, που προκαλεί μια ανιχνεύσιμη μεταβολή στην ένδειξη ενός οργάνου, π.χ. +0.1m/sec.

Ακρίβεια οργάνου (Accuracy)

Είναι ο βαθμός με τον οποίο ένα όργανο μπορεί να μετρήσει μια μεταβλητή και σε σύγκριση με το πραγματικό της μέγεθος, π.χ. +0.2m/sec στα 10m/sec.

Ευαισθησία (Sensitivity)

Είναι ο λόγος των τιμών πλήρους κλίμακας εξόδου προς εισόδου και είναι διάφορο της Διακριτικότητας, π.χ. 10 παλμοί ανά m/sec.

Αξιοπιστία οργάνου (Reliability)

Είναι μια μέτρηση της πιθανότητας λειτουργίας του μέσα σε περιορισμένα όρια σφάλματος, για χρονική περίοδο και κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες.

Σφάλμα μέτρησης (Error)

Είναι η αλγεβρική διαφορά μεταξύ της τιμής ένδειξης και της πραγματικής τιμής του μετρούμενου μεγέθους, π.χ. +0.1m/sec.

Επαναληπτικότητα οργάνου (Repeatability)

Είναι η πλησιέστερη συμφωνία μεταξύ ενός αριθμού διαδοχικών μετρήσεων του ίδιου μεγέθους, κάτω από τις ίδιες συνθήκες.

Ταχύτητα απόκρισης (Speed of Response)

Είναι ο χρόνος που μεσολαβεί μετά από μια απότομη μεταβολή στην είσοδο ενός συστήματος, μέχρι η έξοδος να σταθεροποιηθεί ή να φθάσει το 90% της πλήρους μεταβολής της.

Σταθερά χρόνου (Time Constant)

Είναι η χρονική περίοδος που απαιτείται για ένα αισθητήριο, ώστε να ανταποκριθεί στο 63.2%(1-1/e) της τελικής του τιμής. Εφόσον στις μετεωρολογικές μετρήσεις η ένδειξη προκαλείται από άλλους περιβαλλοντικούς παράγοντες αυτοί θα πρέπει να καθορίζονται.

Σταθερά απόστασης (Distance constant)

Είναι το μήκος του ρευστού που πρέπει να περάσει από ένα αισθητήριο για να αποκριθεί αυτό στο 63.2% της μεταβολής της ταχύτητας του ρευστού.

Λόγος εξομάλυνσης (Damping Ratio)

Χρησιμοποιείται στα αισθητήρια διεύθυνσης που έχουν δευτέρας τάξης απόκριση στο σήμα διέγερσης.

Νεκρή ζώνη (Dead Band)

Είναι η περιοχή μέσα στην οποία μπορεί να μεταβάλλεται η είσοδος χωρίς να προκαλεί μεταβολή στο σήμα εξόδου του οργάνου, π.χ. στα συνηθισμένα αισθητήρια διεύθυνσης με ποτενσιόμετρο έχουμε 8 μοίρες Dead Band.

2.2 Μεγέθη που μετρούν οι ανεμογράφοι

Οι μετρήσεις των ανεμογράφων γίνονται σε ύψος 10 ή και 30 m από το έδαφος όπως συστήνει ο παγκόσμιος μετεωρολογικός οργανισμός (WMO) και καταγράφονται σε RAM, EEPROM, μαγνητοταινίες κ.λ.π. από ειδικό Data Logger που περιέχει κατάλληλο πρόγραμμα συλλογής και αποθήκευσης των μετρήσεων. Στη συνέχεια μεταφέρονται σε υπολογιστή όπου γίνεται η επεξεργασία τους με διάφορα προγράμματα.

Τα μεγέθη που μετρούν οι ανεμογράφοι είναι τα παρακάτω :

- Η μέση ταχύτητα του ανέμου ανά χρονική περίοδο μιας ώρας ή και λιγότερο ανάλογα με την ακρίβεια που απαιτείται.
- Η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου στην περίοδο αυτή.
- Η μέγιστη τιμή της ταχύτητας στην περίοδο αυτή (Gust).

- Η διεύθυνση της μέγιστης ταχύτητας.
- Η μέση τυπική απόκλιση (Standard Deviation).

Το κόστος ενός ανεμογράφου σήμερα είναι από 800.000 μέχρι 2.000.000 δρχ. ενώ υπάρχει και κόστος εγκατάστασης, κόστος λήψης των μετρήσεων όταν είναι τοποθετημένος σε απομακρυσμένη περιοχή, πιθανό κόστος συντήρησης, μπαταρίες κ.λ.π. Ο χρόνος ζωής του είναι πρακτικά απεριόριστος εκτός από τα κινητά μέρη των αισθητηρίων μέτρησης που πρέπει να βαθμονομούνται κάθε δύο χρόνια.

2.3 Τύποι ανεμόμετρων

Τα ανεμόμετρα ανάλογα με τον τύπο του αισθητηρίου της ταχύτητας που έχουν τα διακρίνουμε σε :

Περιστροφικά ή προπέλας (3 cups or propeller instruments)

Είναι τα ανεμόμετρα που χρησιμοποιούνται περισσότερο και η ταχύτητα περιστροφής τους είναι ανάλογη της ταχύτητας του ανέμου.

Η περιστροφή τους δίνει κίνηση σε μικρή ηλεκτρική γεννήτρια που παράγει σήμα μεταβλητής συχνότητας ή σε μαγνήτες που με τη βοήθεια πηνίου παράγουν παλμούς που μετρούνται και μεταφράζονται σε ταχύτητα ανέμου. Ακόμα χρησιμοποιούνται και φωτοηλεκτρικοί διακόπτες που παράγουν παλμούς.

Η σταθερά χρόνου τους μεταβάλλεται αντιστρόφως με την ταχύτητα του ανέμου και έτσι επιταχύνουν γρηγορότερα από ότι επιβραδύνουν. Άλλο ένα πρόβλημα που δημιουργείται είναι ότι επειδή μετρούν τις δύο μόνο οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας προκαλείται σφάλμα μέτρησης της τάξης του 6% από την κάθετη συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου (ιδιαίτερα σε ανώμαλη επιφάνεια εδάφους).

Προτιμούνται τα cups κωνικού τύπου αντί των ημισφαιρικών.

Με αισθητήριο τάσης, επίπεδο ή σφαιρικό (Strain gauges)

Με αισθητήριο που ανιχνεύει την μεταβολή της θερμοκρασίας ενός σύρματος εξαιτίας της ροής του ανέμου (Hot wire)

Αυτά τα ανεμόμετρα έχουν πολύ μικρή σταθερά χρόνου αλλά είναι ευαίσθητα.

Με μέτρηση της ταχύτητας του ήχου που εκπέμπεται και λαμβάνεται από δύο πομποδέκτες που βρίσκονται ο ένας απέναντι από τον άλλο (Sonic Effect)

Αν ο αέρας κινείται η ταχύτητα του ήχου ελαττώνεται. Έχουν πολύ μικρή σταθερά χρόνου και διακριτικότητα 5 mm/sec. Είναι όμως πολύ ακριβά και όχι φορητά.

Laser ανεμόμετρα.

Doppler ανεμόμετρα.

Στα περισσότερα από τα παραπάνω ανεμόμετρα διαπιστώνονται κοινά σφάλματα όπως :

1. Σφάλμα βαθμονόμησης
2. Σφάλμα από την σκιά του ιστού στήριξης
3. Σφάλμα περιόδου δειγματοληψίας
4. Σφάλμα από δυσκολία επεξεργασίας στην διάρκεια πολύ χαμηλών ανέμων
5. Σφάλμα τοποθέτησης όταν εμποδίζεται από μια πλευρά.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

3.1 Αιτίες δημιουργίας του ανέμου

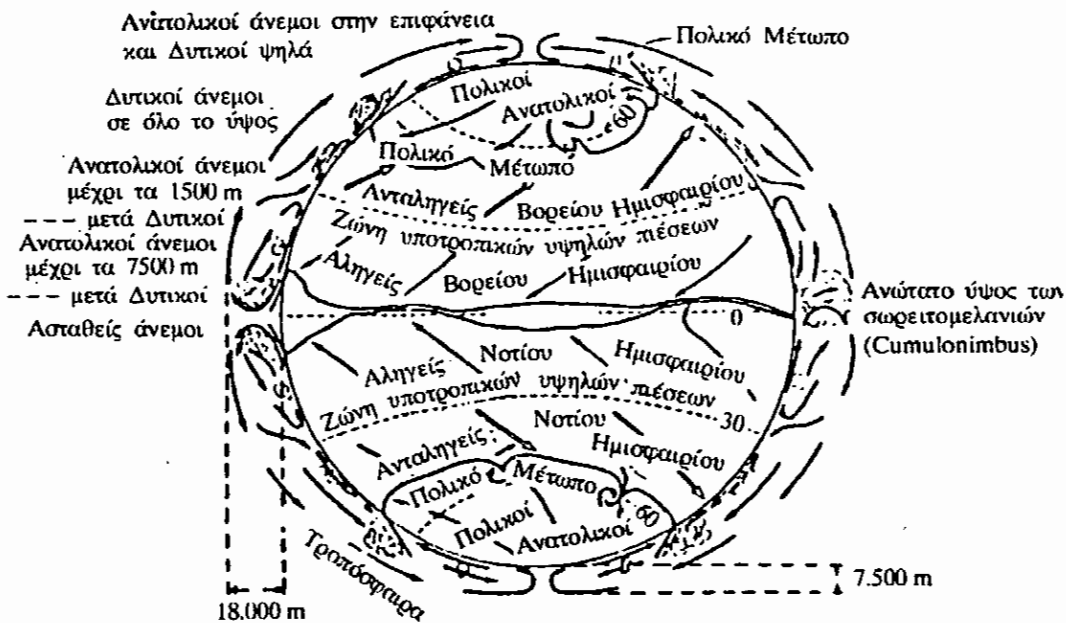
Πρωταρχική αιτία της κίνησης του αέρα είναι η ανομοιόμορφη θερμοκρασία πάνω στη γη λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας. Η ηλιακή ακτινοβολία αρχικά απορροφάται από την επιφάνεια της γης και στη συνέχεια, σε μεγάλο βαθμό, μεταφέρεται με διάφορες μορφές πίσω στην ατμόσφαιρα. Όταν η επιφάνεια της γης δεν είναι ομοιογενής (νερό, έρημος, δάση κ.λ.π.), το ποσό της ενέργειας το οποίο απορροφάται είναι διαφορετικό στο χώρο και στο χρόνο. Αυτό δημιουργεί διαφορές στην ατμοσφαιρική θερμοκρασία, πυκνότητα και πίεση και διαδοχικά δημιουργούνται δυνάμεις οι οποίες μετακινούν αέρα από περιοχή σε περιοχή. Για παράδειγμα, η ξηρά και το νερό κατά μήκος μιας ακτογραμμής απορροφούν διαφορετικά την ακτινοβολία, όπως γίνεται και στις κοιλάδες και στα βουνά, με αποτέλεσμα να δημιουργείται αύρα.

Κατά τη διάρκεια του χρόνου, οι τροπικές περιοχές λαμβάνουν περισσότερη ηλιακή ενέργεια από αυτή που ακτινοβολούν στο διάστημα, ενώ οι πολικές περιοχές λαμβάνουν λιγότερη. Μιας και οι τροπικές δεν γίνονται συνεχώς πιο θερμές από χρόνο σε χρόνο ούτε οι πολικές πιο κρύες, υπάρχει μια συναλλαγή θερμικής ενέργειας στο γεωγραφικό πλάτος, με τον άνεμο σαν μέσο μετάδοσης της θερμότητας με μεταγωγή. Λόγω της ανομοιόμορφης θερμότητας, ένας δεύτερος σημαντικός σταθερός όρος στην ευνοϊκή κλιμάκωση της μετακίνησης του ανέμου είναι η *περιστροφή της Γης*, η οποία αυξάνει δύο ποσότητες. Πρώτον, η περιστροφή επιδρά στη *δύναμη Coriolis* η οποία επιταχύνει κάθε κινούμενο σωματίδιο του αέρα. Αυτή η επιτάχυνση μετακινεί ένα σωματίδιο του αέρα προς τα δεξιά της διεύθυνσης κίνησης του στο νότιο ημισφαίριο, και προς τα αριστερά στο βόρειο ημισφαίριο. Όταν η κίνηση του αέρα φτάνει σε μόνιμη κατάσταση, η δύναμη Coriolis εξισορροπεί

την κλίση πίεσης θερμοκρασίας, αφήνοντας μια συνιστάμενη κίνηση περίπου *ισοβαρή* (γραμμές ίσης πίεσης) η οποία ονομάζεται *περιστροφικός άνεμος*. Η πραγματική κίνηση του αέρα πλησιάζει αυτήν την ιδανική κίνηση σε ύψος 600m και παραπάνω.

Η δεύτερη επίδραση της περιστροφής της Γης στη ροή του ανέμου εκδηλώνεται στο μέσο γεωγραφικό πλάτος. Εξαιτίας της περιστροφής, κάθε σωματίδιο της ατμόσφαιρας έχει μια γωνιακή ορμή που κατευθύνεται από τη δύση στην ανατολή. Καθώς ένα σωματίδιο κινείται ανάμεσα στους πόλους (παραμένοντας περίπου στο ίδιο ύψος) πλησιάζει στον άξονα περιστροφής. Η διατήρηση της γωνιακής ορμής απαιτεί αύξηση στις συνιστώσες της ταχύτητας της, στη διεύθυνση από δύση προς ανατολή. Η επίδραση αυτή είναι μικρή κοντά στον ισημερινό, αλλά στις εύκρατες ζώνες δημιουργεί τους δυτικούς ανέμους οι οποίοι βρίσκονται σε μια διεύθυνση αντίθετη της γενικής ροής και στα δύο ημισφαίρια.

Η ηλιακή ακτινοβολία και η περιστροφή της γης δημιουργούν συγκεκριμένα ημι-μόνιμα δείγματα κυκλοφορίας στην ατμόσφαιρα, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1. Είναι φανερό ότι οι περιοχές της Γης με δυτικούς ανέμους, είναι προτιμητέες από άλλες για την εξαγωγή ενέργειας από τον άνεμο στο όριο στρώμα της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 3.1: Το πεδίο κυκλοφορίας των ανέμων στην επιφάνεια της Γης

3.2 Ενέργεια του ανέμου

Το βασικό μέτρο εκτίμησης της αιολικής ενέργειας είναι η πυκνότητα αιολικής ισχύος ή ενέργεια ανά μονάδα επιφανείας κάθετη στη γωνία αζιμουθίου, η οποία υπολογίζεται από τη σχέση :

$$\rho_w = \frac{d}{dt}(q_d x) = 0.5U^2 \frac{dx}{dt} = 0.5\rho U^3 \quad (3.2.1)$$

όπου

ρ_w = πυκνότητα αιολικής ισχύος (W/m^2)

q_d = δυναμική πίεση του ανέμου (N/m^2)

x = η απόσταση που διανύει το ρεύμα του αέρα σε χρόνο t (m)

ρ = πυκνότητα του αέρα (Kg/m^3)

U = οριζόντια συνιστώσα της μέσης ταχύτητας του ελεύθερου ρεύματος του ανέμου (m/s)

Σημαντικός είναι ο ετήσιος μέσος όρος της πυκνότητας της αιολικής ισχύος, δηλαδή :

$$\rho_{w,a} = \frac{0.5\rho}{8760} \int_{year} U^3 dt \quad (3.2.2)$$

όπου

$\rho_{w,a}$ = ετήσια μέση πυκνότητα της αιολικής ισχύος (W/m^2)

t = χρόνος (h)

Οι αιολικοί χάρτες δίδουν μια γενική εκτίμηση της δυνατότητας αιολικής μετατροπής συναρτήσεις των κλάσεων αιολικής ισχύος. Κάθε κλάση αντιστοιχεί σε ένα εύρος ετησίων μέσων πυκνοτήτων αιολικής ισχύος. Περιοχές που αντιστοιχούν στην 3η κλάση ή μεγαλύτερη είναι κατάλληλες για εκμετάλλευση και πλέον εναπόκειται στο μηχανικό η εύρεση της βέλτιστης οικονομοτεχνικής διαδικασίας.

3.3 Κλίμακες κίνησης στην ατμόσφαιρα

Για να κατανοήσουμε την προέλευση του ανέμου και τη διανομή της στο χώρο και το χρόνο, είναι χρήσιμο να δούμε τις διάφορες κλίμακες του αέρα που

λαμβάνουν χώρα στον πλανήτη. Ενώ η μέγιστη πηγή ενέργειας της ατμοσφαιρικής ροής είναι ο ήλιος, ο άνεμος δεν οφείλεται απευθείας από την ηλιακή ακτινοβολία αλλά από είδη ενέργειας τα οποία προκαλούνται από διαφορετικές μορφές μετατροπής. Έτσι, ο μηχανικός που θα εγκαταστήσει μια ανεμογεννήτρια θα πρέπει να είναι εξοικειωμένος με τα φυσικά φαινόμενα (π.χ. δυναμικά, θερμοδυναμικά και ακτινοβολίας) που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα και επηρεάζουν την ταχύτητα του ανέμου.

Οι αέριες κινήσεις στην ατμόσφαιρα λαμβάνουν χώρα σε πολλές κλίμακες του χώρου και του χρόνου, ξεκινώντας από δευτερόλεπτα και κλάσματα του μέτρου και φτάνει σε χρόνια και χιλιάδες χιλιομέτρων. Οι πολύ μεγάλες ή κλιματικές κλίμακες περιλαμβάνουν εποχικές και ετήσιες διακυμάνσεις του ανέμου, οι οποίες είναι χρήσιμες στην εξέταση των τοπικών αιολικών πηγών. Οι διακυμάνσεις μεγάλης κλίμακας επηρεάζουν τις εξωτερικές θέσεις της ισχύος του ανέμου, με αποτέλεσμα οι επιλεγμένες θέσεις να εξαρτώνται από γνωστές τοπικές ατμοσφαιρικές κινήσεις. Οι διακυμάνσεις μικρής κλίμακας οι οποίες είναι περισσότερο τοπικές σε μέγεθος και μεγαλύτερες σε συχνότητα, μετρούνται καλύτερα με χρήση τοπικών ανεμόμετρων και καταγραφικών, παρέχοντας δεδομένα για το σχηματισμό μιας ανεμογεννήτριας και τη χωροθέτηση αιολικών πάρκων. Δεδομένης της ύπαρξης ενός αρχείου καταγραφής μιας μετεωρολογικής μεταβλητής, όπως η οριζόντια ταχύτητα του ανέμου, μπορούμε να την αναλύσουμε σε συνιστώσες που παριστάνουν μια χωρική ή χρονική μέση τιμή της διακύμανσής της η οποία υπερτίθεται πάνω από αυτήν. Η μέση τιμή της μεταβλητής θεωρείται ντετερμινιστική ποσότητα ενώ οι διακυμάνσεις αντιμετωπίζονται με στατιστική μεθοδολογία. Το φορτίο που εφαρμόζεται στη στροβιλομηχανή μπορεί να ταξινομηθεί σε δύο παράλληλες ομάδες: αυτά που συνδέονται με τη μέση ταχύτητα του ανέμου, τα οποία περιγράφονται ως ημισταθερά ή χρονικά μέσα φορτία και αυτά που σχετίζονται με τις ριπές ή την τύρβη του ανέμου, τα οποία χαρακτηρίζονται κυρίως δυναμικά. Έτσι για την οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας του ελεύθερου ρεύματος του ανέμου έχουμε :

$$u(t) = U + g(t) \quad (3.3.1a)$$

$$\int_0^{\Delta t} g(t) dt = 0 \quad (3.3.1b)$$

$$RMS[u(t) - U] = \sqrt{\frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} g^2(t) dt} = \sigma_0 \quad (3.3.1c)$$

όπου :

$u(t)$ = στιγμιαία οριζόντια ταχύτητα του ελεύθερου ρεύματος του αέρα (m/s)

U = μόνιμη οριζόντια ταχύτητα του ελεύθερου ρεύματος (m/s)

$g(t)$ = κυμαινόμενη ταχύτητα του ανέμου, στιγμιαία απόκλιση από τη U (m/s)

Δt = χρονικό διάστημα λήψης της μέσης τιμής (h)

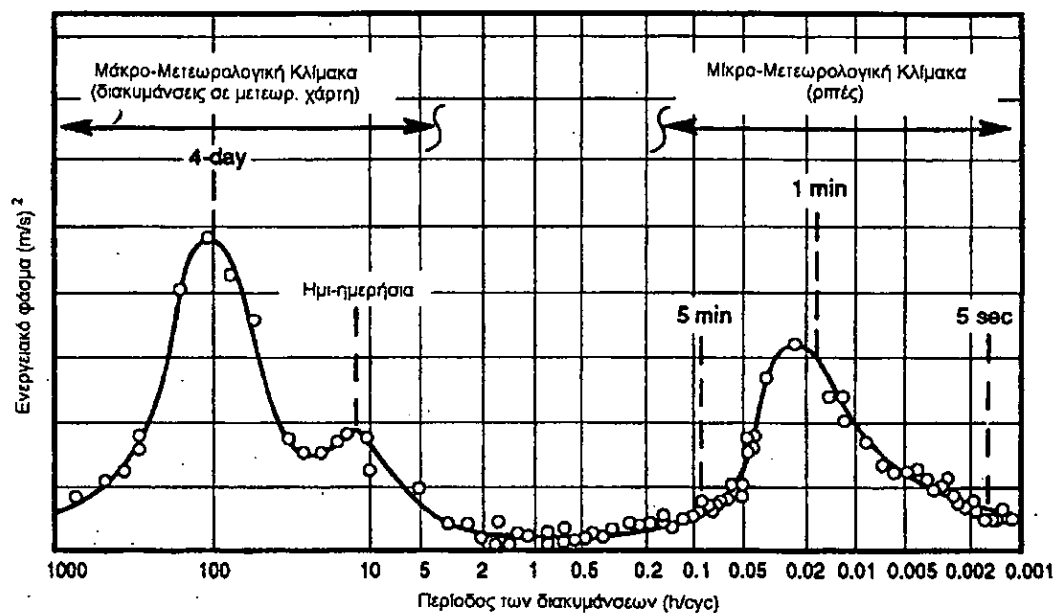
$RMS []$ = τετραγωνική ρίζα του μέσου τετραγώνου της []

σ_0 = περιβαλλοντική ή φυσική τύρβη (m/s)

Τα χαρακτηριστικά του σταθερού ανέμου και της διακύμανσης του ανέμου εξαρτώνται από την κύρια κλίμακα. Στην κλιματική ή μακρο-μετεωρολογική κλίμακα, οι μεταβολές της ταχύτητας αναφέρονται ως διακυμάνσεις της μόνιμης ταχύτητας του ανέμου, και η διακύμανση g παραλείπεται. Στην κατάσταση της μεγάλης κλίμακας, η μέση ταχύτητα U παριστάνει το πεδίο που είναι ισοδύναμο με τη μέση τιμή που έχει ληφθεί για χρονικό διάστημα μιας ώρας. Σ' αυτήν την κατηγορία το g περιλαμβάνει όλες τις κινήσεις που λαμβάνουν χώρα σε μικροκλίμακα.

Στο σχήμα 3.2 φαίνεται το φάσμα της ενέργειας του ανέμου, όπως αναπτύχθηκε από τον Van Der Hoven, το οποίο δείχνει ότι οι περισσότερες διακυμάνσεις του ανέμου περιέχονται στις μάκρο- και μικρο- μετεωρολογικές κλίμακες, και ανάμεσά τους υπάρχει μια περιοχή χαμηλής ενέργειας. Το φασματικό κενό για τις περιόδους ανάμεσα 0.1 και 5 ωρών προσδιορίζει μια κατάλληλη έκταση για περιόδους μέσων όρων, Δt , το οποίο μπορεί να αναφερθεί ως μόνιμη ταχύτητα του ανέμου. Η περίοδος που έχει επιλεγεί θα πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη για να ελαχιστοποιεί τις περιπτώσεις όπου παρουσιάζονται έντονες μεταβολές και αρκετά μικρή για να απεικονίζει μικρομεταβολές. Οι περίοδοι από 10 λεπτά έως 1 ώρα έχει βρεθεί ότι είναι

κατάλληλες για τον προσδιορισμό της ταχύτητας του μόνιμου ανέμου, προσθέτοντας μικρή εξάρτηση στον μέσο όρο της περιόδου.



Σχήμα 3.2: Ενεργειακό φάσμα των διακυμάνσεων της ταχύτητας του ανέμου στην ατμόσφαιρα

Οι ταχύτητες του μόνιμου ανέμου που απαιτούνται για την αποτίμηση του αιολικού δυναμικού διαφέρουν κατά την διάρκεια της ημέρας και από μέρα σε μέρα, αλλά παραμένουν ουσιαστικά σταθερές όσον αφορά την δυναμική συμπεριφορά των διακυμάνσεων σε μία τυπική ανεμογεννήτρια. Πολλά από τα δεδομένα του ανέμου χρησιμοποιούνται στην αποτίμηση μεθοδολογιών, ενώ, από μέσους όρους ενός λεπτού μέχρι μιας ώρας και λαμβάνονται δείγματα μια φορά την ώρα ή μια φορά κάθε τρεις ώρες. Το σχήμα 3.2 δείχνει καθαρά τον μέσο όρο του ανέμου σε ένα λεπτό (π.χ. $\Delta t=0.02h$) να περιέχει ένα μεγάλο επίπεδο ενέργειας διακύμανσης, στο οποίο η ανεμογεννήτρια γίνεται ευαίσθητη. Μιας και οι περισσότερες εκτεταμένες πηγές που έχουν δεδομένα ανέμου, δίνουν πληροφορίες αυτού του τύπου, οι μέσοι όροι ενός λεπτού χρησιμοποιούνται συχνά για να διατυπώσουν στατιστικά δεδομένα της διανομής διακυμάνσεως (αθροιστική διάρκεια με δεδομένες τιμές της ταχύτητας του ανέμου ανά χρόνο) και επιμονής (διάρκεια με τιμές της ταχύτητας του ανέμου ανά περιστατικό) του μόνιμου ανέμου.

3.4 Χωρικές μεταβολές

Αν παραλείψουμε την κλιματική κλίμακα, η πλανητική κλίμακα είναι η μεγαλύτερη σε μέγεθος και η μακρύτερη σε διάρκεια, ενώ η κλίμακα της τύρβης είναι μικρότερη και βραχύτερη. Στην πλανητική κλίμακα, τα ημιμόνιμα χαρακτηριστικά είναι μέρος μιας γενικής ανακύκλωσης της ατμόσφαιρας της Γης και βρίσκονται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη. Μερικά από αυτά τα χαρακτηριστικά σχετίζονται με το αξιοποιήσιμο δυναμικό της αιολικής ενέργειας και προσδίδουν εξαγόμενη ενέργεια, ενώ άλλα όχι. Η τύρβη, για παράδειγμα, δεν μπορεί να θεωρηθεί ως δυνατή πηγή ενέργειας ανέμου γιατί δεν μπορεί να μετατραπεί σε χρήσιμη ενέργεια. Ωστόσο, η τύρβη παίζει σημαντικό ρόλο στην κατασκευή της ανεμογεννήτριας.

Οι *αληγείς άνεμοι* αναδύονται στις υποτροπικές, αντικυκλωνικές περιοχές και στα δύο ημισφαίρια, είναι γνωστό δε, ότι δημιουργούν σταθερά συστήματα ανέμου στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Αυτοί πνέουν από την αρχή μέχρι το τέλος του χρόνου και, κατά μέσο όρο, αναπτύσσονται καλύτερα και δυνατότερα στα χειμερινά ημισφαίρια. Οι διαταραχές του περιοδεύοντος κύματος υπερτίθενται πάνω από τους αληγείς, διαφοροποιώντας τους στο χρόνο και στο χώρο. Ωστόσο το μεγαλύτερο μέρος των αληγών ανέμων περιέχει αρκετή ενέργεια καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου.

Οι *μουσώνες* είναι εποχικοί άνεμοι που διαρκούν κάποιους μήνες. Οι μουσώνες δημιουργούνται από ετήσιες ευνοϊκές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας του αέρα πάνω σε μεγάλες στερεές περιοχές, σε σύγκριση με αυτές των γειτονικών ωκεανών και των επιφανειών της θάλασσας. Αυτές οι διαφορές της θερμοκρασίας δημιουργούν πιέσεις οι οποίες κινούν τους ανέμους των μουσώνων. Πολλοί μουσώνες είναι αρκετά δυνατοί για χρήση αιολικής ενέργειας, ιδιαίτερα όπου το τοπογραφικό ανάγλυφο και άλλα χαρακτηριστικά αυξάνουν τις διαφορές της θερμοκρασίας ανάμεσα στις περιοχές στεριάς – θάλασσας.

Οι ευρείες ζώνες των δυτικών ανέμων εκτείνονται κατά μήκος του μέσου γεωγραφικού πλάτους και στα δύο ημισφαίρια. Αυτοί πνέουν όλο το χρόνο,

αλλά έχουν ελάχιστη μεταβολή στο χώρο και στο χρόνο, και εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες όπως η εποχή, το τοπογραφικό ανάγλυφο και η διαμόρφωση της στεριάς. Οι δυτικοί άνεμοι και οι υπό-πολικές ροές είναι πεδία με πολύ άστατο καιρικές καταστάσεις. Οι κυκλωνικές καταιγίδες στο μέσο γεωγραφικό πλάτος έρχονται κατά διαστήματα και έχουν περιοδικότητα 4 με 6 ημέρες. Όταν ένα κύμα περνάει από μια τοποθεσία, λαμβάνουν χώρα μεγάλες μεταβολές και στην ταχύτητα του ανέμου και στην διεύθυνση του. Ωστόσο, παρ' όλες τις μεταβολές, το μεγαλύτερο μέρος των ζωνών μέσου γεωγραφικού πλάτους έχουν δυτικούς ανέμους οι οποίοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την μετατροπή ενέργειας, με μέγιστες τιμές που λαμβάνονται συχνά την άνοιξη και το χειμώνα και ηρεμούν το καλοκαίρι.

Οι κινήσεις της συνοπτικής κλίμακας σχετίζονται με περιοδικά συστήματα, όπως είναι τα περιοδικά κύματα των τροπικών ανατολικών ανέμων ή των ήπιων δυτικών ανέμων, ή κινήσεις που γίνονται στα εύκρατα γεωγραφικά πλάτη. Μερικά τμήματα αυτών των κυμάτων έχουν πολύ καλό αιολικό δυναμικό (κατηγορία 5 ή και καλύτερη). Τυπικά η περιοχή διακύμανσης ενός περιοδεύοντος κύματος είναι της τάξης μεγέθους των 1.000 ή 1.500 km, με μία κλίμακα χρόνου γύρω στις δύο με τέσσερις μέρες.

Τα αιολικά συστήματα της μεσοκλίμακας μπορούν να συσχετιστούν είτε με περιοδικές διαταραχές είτε με τοπογραφικά χαρακτηριστικά (όπως οι κοιλάδες και οι παραλιακές περιοχές). Οι ζώνες αιφνίδιων ανέμων (μπουρίνια) είναι γενικά συστήματα μεταγωγής θερμότητας τα οποία συμφωνούν με αρκετά μόρια μεταγωγής θερμότητας των διάφορων νεφών. Οι άνεμοι που οφείλονται σε αυτές τις ζώνες μπορεί να είναι σφοδροί και καταστρεπτικοί, και συχνά να μην έχουν αξία για την παραγωγή αιολικής ενέργειας. Οι άνεμοι της μεσοκλίμακας που οφείλονται στη διαφορετική θερμοκρασία των τοπογραφικών χαρακτηριστικών είναι γνωστοί ως αύρα. Η αύρα έχει τα ίδια χαρακτηριστικά με ένα μουσώνα, αλλά κινείται σε μικρότερες κλίμακες, περίπου μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων και μερικών ωρών. Σε πολλές περιοχές η αύρα είναι συνηθισμένο, καθημερινό περιστατικό και επομένως,

έχει μεγάλη αξία ως πηγή αιολικής ενέργειας, ιδιαίτερα όταν αυξάνει τον άνεμο που επικρατεί.

Οι κινήσεις της μεταφορικής κλίμακας σχετίζονται με κατακόρυφες δραστηριότητες στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ειδικά σε σχέση με τους σωρείτες. Επειδή οι κλίμακες της μεταφορικής ροής κυμαίνονται από μερικά χιλιόμετρα και έως δύο ώρες, οι κινήσεις αυτές του αέρα δεν συμβάλλουν ικανοποιητικά στην παραγωγή της αιολικής ενέργειας. Εξαίρεση σ' αυτό είναι η περίπτωση στην οποία έχουμε ανύψωση του τοπογραφικού όπως συμβαίνει στην προσήνεμη πλευρά ενός βουνού. Η μεταφορική ενέργεια που θα προκύψει μπορεί να συντηρήσει τοπική κυκλοφορία για κάποιες ώρες. Στις περιοχές όπου οι άνεμοι είναι συχνότεροι από μία κατεύθυνση (π.χ. αληγείς άνεμοι), το φαινόμενο αυτό επαναλαμβάνεται μόνο του από μέρα σε μέρα, και τα εμπλουτισμένα κατώτερα στρώματα μπορεί να περιέχουν αρκετή ενέργεια που μπορούμε να εξάγουμε και να την χρησιμοποιήσουμε.

3.5 Χρονικές μεταβολές

3.5.1 Μακροχρόνιες μεταβολές

Οι μαθηματικές εξισώσεις για τον υπολογισμό της αιολικής ισχύος, δείχνουν ότι η δυνατότητα εκτίμησης της μέσης ετήσιας μεταβλητότητας σε μια τοποθεσία είναι σχεδόν τόσο σημαντική όσο η εκτίμηση της μέσης ετήσιας ταχύτητας του ανέμου. Η πολυπλοκότητα της αλληλεπίδρασης των μετεωρολογικών και τοπογραφικών παραγόντων που προκαλούν τη μέση ταχύτητα του ανέμου, διαφέρει από χρονικά και παρεμποδίζει την ανάπτυξη μιας αξιόπιστης μεθόδου πρόβλεψης.

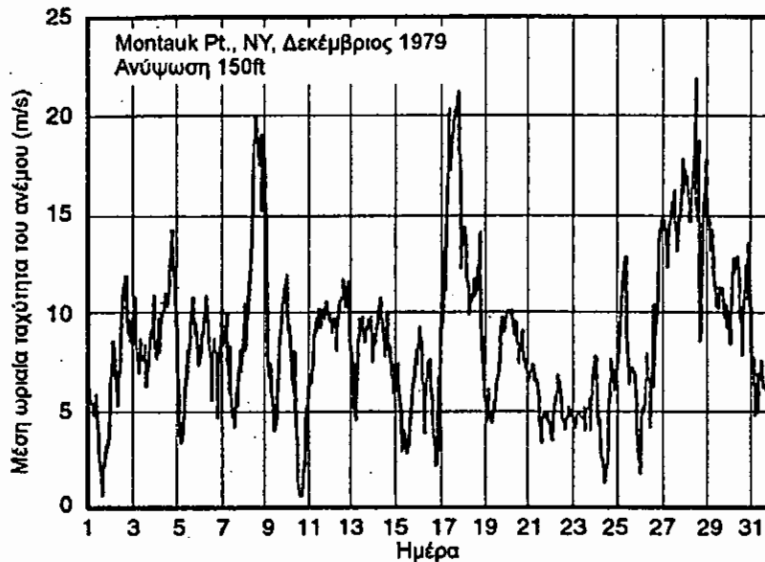
Ένας στατιστικά αναπτυγμένος εμπειρικός κανόνας είναι αυτός που έχει καταγράψει δεδομένα ενός χρόνου, τα οποία είναι γενικά επαρκή στην πρόβλεψη εποχικών μέσων ταχυτήτων σε μακροχρόνια κλίμακα με μία ακρίβεια του 10% και επίπεδο βεβαιότητας 90%. Μία μελέτη η οποία συγκρίνει επτά διαφορετικές μεθόδους εκτίμησης ταχυτήτων μακροχρόνιων μέσων όρων από δείγματα βραχυχρόνιων δεδομένων, δείχνει ότι η ακρίβεια

των περισσότερο σύνθετων μεθόδων (περιλαμβάνοντας την *ανάλυση κύριων συνιστωσών* και *ταξινόμηση καιρικών τύπων*) δεν είναι σημαντικά μεγαλύτερη από τις απλές, γραμμικές στατιστικές μεθόδους. Η ακρίβεια μετρήθηκε με βαθμούς συσχέτισης κάθε μιας από τις εκτιμήσεις και πραγματικών δεδομένων ταχυτήτων σε μακροχρόνια κλίμακα.

3.5.2 Εποχικές και μηνιαίες μεταβολές

Σημαντικές διαφορές στην ταχύτητα του ανέμου από εποχή σε εποχή είναι συχνές παντού στον κόσμο. Ο βαθμός της εποχικής μεταβλητότητας του ανέμου σε μία δοσμένη τοποθεσία, εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος και τη θέση εκτιμώντας τα ιδιαίτερα τοπογραφικά χαρακτηριστικά, όπως η στεριά και η θάλασσα. Γενικά, μέσες γεωγραφικά ηπειρωτικές τοποθεσίες οι οποίες είναι αρκετά εκτεθειμένες έχουν μεγαλύτερους ανέμους τον χειμώνα και την άνοιξη, κυρίως λόγω των δραστηριοτήτων των καταιγίδων μεγάλης κλίμακας. Ωστόσο, όταν ο άνεμος περνάει από το βουνό σε παραθαλάσσιες περιοχές μπορεί να έχουμε δυνατούς ανέμους και τη θερινή περίοδο καθώς κρύος, παραθαλάσσιος αέρας μετακινείται προς το εσωτερικό σε μια ζεστή κοιλάδα.

Σε μια δεδομένη εποχή, οι χρονικές μεταβολές του ανέμου μεταξύ περιόδων από μία ή περισσότερες μέρες, μπορεί να προκληθούν από διαταραχές στη συνολική ροή όπως είναι οι *κυκλωνικές καταιγίδες* (στα εύκρατα γεωγραφικά πλάτη) ή *τα περιοδικά συστήματα κυμάτων* (στα τροπικά). Αυτές οι ταραχές είναι ικανές να προκαλούν μεταβολή της απόδοσης της αιολικής ισχύος σε μια χρονική περίοδο ανάμεσα στο μηδέν και μιας σημαντικής ισχύος αρκετές φορές το μήνα. Αυτό το είδος της μεταβλητότητας του ανέμου φαίνεται στο σχήμα 3.3 σε μία θέση μέσου γεωγραφικού πλάτους. Εδώ οι αναταραχές της ταχύτητας του ανέμου έχει αρκετές διαφορετικές χρονικές περιόδους, αλλά επικρατούν τρεις διαφορετικές καταιγίδες σε δέκα περίπου ημέρες.



Σχήμα 3.3 Παράδειγμα των μεταβολών της ταχύτητας του ανέμου η οποία προκαλείται από σειρά κυκλωνικών καταιγίδων σε περιοχή με μεσαίο γεωγραφικό πλάτος.

Στις τροπικές περιοχές, οι άνεμοι που μεταβάλλονται από εποχή σε εποχή είναι αρκετά γνωστοί. Μια ζώνη από εξασθενημένους ανέμους η οποία ονομάζεται *διατροπική ζώνη σύγκλισης* (συχνά αναφέρεται και ως *ζώνη νηνεμίας*) κινείται από το νότο προς το βορρά ανάμεσα στους τροπικούς, ακολουθώντας την ετήσια τροχιά του ηλίου. Συνεπώς, μεγάλες εποχικές χρονικές μεταβολές του ανέμου συμβαίνουν στα περισσότερα τροπικά μέρη, σε όλες τις ηπείρους. Στη διάρκεια ενός χρόνου στις τροπικές περιοχές, είναι λογικό να περιμένουμε τρεις ή τέσσερις μήνες χαμηλών ως μέτριων ανέμων και οχτώ ή εννέα μήνες καλών ως εξαιρετικών συνθηκών αιολικής ενέργειας.

Η εμπειρία της αξιόπιστης πρόβλεψης της μεταβλητότητας του ανέμου στη χρονική κλίμακα από μία ή δύο μέρες φαίνεται ότι είναι πολύτιμη στην εκμετάλλευση της αιολικής ισχύος.

3.5.3 Ημερήσιες Μεταβολές

Στα τροπικά και εύκρατα κλίματα, μεγάλες μεταβολές του ανέμου μπορούν να συμβούν σε ημερήσια κλίμακα. Στα τροπικά, αυτές οι μεταβολές είναι περισσότερες στη στεριά και στη διάρκεια των ξηρών εποχών, όταν η υγρασία του αέρα είναι πολύ χαμηλή και ο ουρανός είναι συννεφιασμένος. Οι

μεταβολές στη διακύμανση της ακτινοβολίας στη διάρκεια της ημέρας αυξάνουν τη μεταφορά της ορμής προς κάθετες κατευθύνσεις ενώ αυτή η μεταφορά εμποδίζεται κατά τη διάρκεια της νύχτας. Ως αποτέλεσμα έχουμε, τη μέγιστη ταχύτητα του ανέμου στη διάρκεια του απογεύματος και την ελάχιστη νωρίς το πρωί. Σε ειδικές περιπτώσεις, αυτές οι ημερήσιες διακυμάνσεις της ταχύτητας του ανέμου μπορούν να φτάσουν στα 10 m/s. Τέτοιου είδους αιολικές μεταβολές δεν παρατηρούνται στις μηνιαίες ή εποχικές παρατηρήσεις, αλλά απαιτούν δειγματοληψία με χρονικές αναλύσεις μίας ώρας ή λιγότερο.

Οι ημερήσιες μεταβολές της ηλιακής ακτινοβολίας είναι επίσης υπεύθυνες για τις ημερήσιες μεταβολές του ανέμου στα εύκρατα κλίματα σε σχετικά ομοιόμορφες στεριές. Οι μεγαλύτερες ημερήσιες αλλαγές γενικά συμβαίνουν την άνοιξη και το καλοκαίρι, και οι μικρότερες το χειμώνα.

Τέλος, μεταβολές στην ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου διάρκειας μερικών λεπτών είναι σημαντικές για ΑΥΓ οι οποίες λειτουργούν με ρύθμιση βήματος η περιστροφής. Η μεταβλητότητα του ανέμου σ' αυτή τη χρονική κλίμακα είναι απόδειξη της αναταραχής της ροής η οποία μπορεί να δημιουργείται από τοπογραφικά χαρακτηριστικά αντίθετα στη ροή του ρεύματος, από την επιφανειακή τραχύτητα και από θερμική διαστρωμάτωση.

3.6 Το αιολικό δυναμικό σε πλανητική κλίμακα

Μια προκαταρκτική αποτίμηση του αιολικού δυναμικού σε πλανητική κλίμακα βασίζεται σε στατιστικές και αντικειμενικές αναλύσεις που δόθηκαν από τον Elliot (1981). Η πίεση και τα αιολικά πρότυπα, τα αιολικά δεδομένα της ανώτερης ατμόσφαιρας, τα μετεωρολογικά οριακά στρώματα, και η μέση ετήσια συχνότητα των διανομών χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση του αιολικού δυναμικού σε παγκόσμια κλίμακα. Από ανάγκη, αυτές οι εκτιμήσεις περιορίζονται σε λεπτομέρειες. Επομένως, αυτή η καταμέτρηση δίνει μια ενδεικτική, γενική περιγραφή του παγκόσμιου μέσου ετήσιου αιολικού δυναμικού. Το υψόμετρο που χρησιμοποιήθηκε γι' αυτές τις καταγραφές ήταν 50m, το οποίο είναι αρκετό ώστε ο άνεμος να είναι σχετικά ανεξάρτητος από

τα ασήμαντα, επιφανειακά χαρακτηριστικά και άμεσα χρήσιμος για τις ανεμογεννήτριες των μεσαίων –και μεγάλων- κλιμάκων. Συγχρόνως, είναι αρκετά κοντά στο έδαφος ώστε να επιτραπούν σημαντικές παρεμβολές στις μηχανές της μικρής κλίμακας.

Τα αποτελέσματα αυτής της προκαταρκτικής αποτίμησης του αιολικού δυναμικού περιέχονται στον χάρτη προβολής του *Molleweide*, ο οποίος δείχνει την εκτίμηση της διανομής των επτά κατηγοριών του αιολικού δυναμικού. Όπως είναι αναμενόμενο, ο χάρτης δείχνει είναι πιο πολύπλοκος στη στεριά απ' ό τι στη θάλασσα και γενικά εκφράζει τα δείγματα μόνο της μεγάλης κλίμακας. Υπάρχουν πολύ μεγαλύτερες χωρικές και χρονικές μεταβολές από αυτές που περιγράφονται, μιας και ο χάρτης δίνει μόνο μέσες ετήσιες εκτιμήσεις. Λόγω αυτών των εμποδίων, θα πρέπει να χρησιμοποιείται μόνο για γενική περιγραφή του αιολικού δυναμικού.

3.7 Μεθοδολογίες ανάλυσης και αποτίμησης

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού είναι τρεις: (1) στατιστική και επικείμενη ανάλυση των αιολικών μετρήσεων που υπάρχουν, άλλων μετεωρολογικών δεδομένων και των τοπογραφικών πληροφοριών, (2) ποιοτικοί δείκτες μακροπρόθεσμων σταθερών ταχυτήτων του ανέμου, και (3) εφαρμογές του οριακού στρώματος και η χρήση των παρατηρήσεων της επιφανειακής πίεσης.

3.7.1 Στατιστική και επικείμενη ανάλυση

Αυτή η μέθοδος στηρίζεται στη διαθεσιμότητα των αιολικών μετρήσεων παρουσιάζοντας μια ευρεία ανομοιομορφία στις γεωγραφικές, τοπογραφικές και κλιματολογικές συνθήκες. Χρησιμοποιείται ένας μεγάλος αριθμός μετεωρολογικών δεδομένων. Σε μη κατοικημένες περιοχές συχνά δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα και συνήθως τα κενά που υπάρχουν συμπληρώνονται από πηγές από κυβερνητικούς οργανισμούς και εργαστήρια. Αυτά τα δεδομένα αποτελούνται από διαγράμματα καταγραφικού σε ωριαία βάση.

Γενικά, προτιμούνται αιολικά δεδομένα σε περιληπτική ή ψηφιακή μορφή. Σε σταθμούς που είναι διαθέσιμα και τα δυο, τα ψηφιοποιημένα δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν στη βελτίωση των περιλήψεων που ήδη υπάρχουν. Οι αναλύσεις της ταχύτητας του ανέμου για περιόδους με σταθερό υψόμετρο του ανεμομέτρου, η τοποθεσία και η συχνότητα των παρατηρήσεων, είναι περισσότερο χρήσιμες απ' ό,τι οι συνηθισμένες περιλήψεις. Σε σταθμούς οι οποίοι έχουν διάφορους τρόπους συλλογής αιολικών δεδομένων επικαλύπτοντας ανομοιόμορφες χρονικές περιόδους, επιλέγονται μια ή δύο από τις καλύτερες περιλήψεις αυτών των σταθμών λαμβάνοντας υπόψη :

- Το πιο κατάλληλο σχήμα και διάταξη για την εκτίμηση του αιολικού δυναμικού
- Το μεγαλύτερο αρχείο
- Την τελευταία αλλαγή στο υψόμετρο του ανεμομέτρου και τη θέση
- Τις πιο συχνές καθημερινές παρατηρήσεις.

Το ίδιο κριτήριο θα πρέπει να εφαρμοστεί σε καθορισμένες περιοχές όπου υπάρχουν μετεωρολογικοί σταθμοί με μεγάλη πυκνότητα.

Δύο άλλες κατηγορίες αιολικών δεδομένων οι οποίες μπορεί να είναι σημαντικές είναι τα δεδομένα παράκτιας ή θαλάσσιας περιοχής (π.χ. παρατηρήσεις από πλοίο και παραθαλάσσιους σταθερούς σταθμούς) και τα *δεδομένα της ανώτερης ατμόσφαιρας*. Στις παραλιακές περιοχές όπου οι σταθμοί με καλή θέση είναι λίγοι, τα παραθαλάσσια δεδομένα αποτελούν ένα χρήσιμο συμπλήρωμα. Τα αιολικά δεδομένα της ανώτερης ατμόσφαιρας, είναι χρήσιμα στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού στις κορυφές των βουνών και των οροσειρών, όπου τα δεδομένα των σταθμών που υπάρχουν εκεί είναι σποραδικά. Ενώ υπάρχει μια καλή συσχέτιση ανάμεσα στις κορυφές των βουνών και στην ταχύτητα του ελεύθερου ανέμου, υπάρχει ταυτόχρονα μια μη γενική διαδικασία για αξιόπιστες εκτιμήσεις του αιολικού δυναμικού στις ορεινές περιοχές. Συγκεκριμένα, μια διαδικασία που εφαρμόζεται τη μία εποχή δε μπορεί να εφαρμοστεί στις άλλες.

Οι χρονικές κλίμακες που συνδέονται με την αιολική ενέργεια περιλαμβάνουν ετήσιες, εποχικές, μηνιαίες και (σε μικρότερο βαθμό) ημερήσιες αναλύσεις. Οι ετήσιες μέσες τιμές βασίζονται στον μέσο όρο της ταχύτητας του ανέμου, για παρατηρήσεις μίας ή τριών ωρών, και είναι αναγκαίο ένα πλήρες ετήσιο ημερολόγιο δεδομένων. Τα δεδομένα των σταθμών με παρατηρήσεις λιγότερες των 24 ωριαίων παρατηρήσεων (ή 8 παρατηρήσεις σε τρεις ώρες) την ημέρα, είναι χρήσιμα σαν ένα τελευταίο βοήθημα όταν υπολογίζονται μέσες ετήσιες ταχύτητες. Για τον υπολογισμό των μέσων εποχικών ταχυτήτων, οι μήνες των τεσσάρων εποχών χωρίζονται όπως φαίνεται παρακάτω:

- Χειμώνας : Δεκέμβριος, Ιανουάριος και Φεβρουάριος
- Άνοιξη : Μάρτιος, Απρίλιος και Μάιος
- Καλοκαίρι : Ιούνιος, Ιούλιος και Αύγουστος
- Φθινόπωρο : Σεπτέμβριος, Οκτώβριος και Νοέμβριος

Οι διαδικασίες υπολογισμού της πυκνότητας της αιολικής ισχύος από διάφορες κατηγορίες καταγραφικών αιολικών δεδομένων περιγράφονται από τους Elliot και Wegley, και περιλαμβάνουν δεδομένα για διαφορές στο υψόμετρο και υπολογισμούς για διαφορές στην πυκνότητα του αέρα. Συχνά, στην αποτίμηση των μέσων εποχικών και ετήσιων ταχυτήτων των σταθμών, η παραστατική εξέταση των δεδομένων εξασφαλίζουν μια γενική περιγραφή, αλλά γρήγορα και φθηνά μέσα δημιουργούν μια προκαταρκτική εκτίμηση της αιολικής του ενέργειας. Μια υποκειμενική εκτίμηση αυτού του τύπου εξαρτάται από την ικανότητα και την εμπειρία του παρατηρητή, αλλά συχνά εξασφαλίζει μόνο στιγμιαίες πληροφορίες για το αιολικό δυναμικό πολλών περιοχών.

3.7.2 Ποιοτικοί δείκτες του αιολικού δυναμικού

Σε πολλές απομακρυσμένες περιοχές τα αιολικά δεδομένα είναι αραιά ή δεν υπάρχουν και οι αποτιμήσεις του αιολικού δυναμικού βασίζονται περισσότερο σε ποιοτικές μεθόδους παρά σε ποσοτικές. Για παράδειγμα, υπάρχουν *τοπογραφικοί/μετεωρολογικοί δείκτες* και για υψηλές και για χαμηλές κατηγορίες αιολικής ισχύος. Παρακάτω υπάρχουν μερικοί δείκτες μιας δυναμικά υψηλής κατηγορίας αιολικής ισχύος:

- κενά, περάσματα και φαράγγια σε περιοχές με συχνές και έντονες βαθμίδες κλίσης
- μακρές κοιλάδες οι οποίες εκτείνονται κάτω από οροσειρές
- επίπεδες περιοχές σε μεγάλα υψόμετρα
- επίπεδες περιοχές με μόνιμη κατωφέρεια, οι οποίες συνδέονται με έντονες κλίσεις πίεσης
- κορυφογραμμές σε περιοχές με έντονους ανοδικούς ανέμους
- εκτεθειμένες περιοχές με έντονες ανοδικούς ανέμους ή έντονες θερμικές κλίσεις πίεσεως

Χαρακτηριστικοί δείκτες χαμηλών μέσων ταχυτήτων είναι οι ακόλουθοι :

- κάθετες κοιλάδες στους συχνότερους υψηλούς ανέμους
- προστατευμένες λεκάνες
- κοντές και/ή στενές κοιλάδες και φαράγγια
- περιοχές με μεγάλη τραχύτητα επιφανείας (π.χ. δάση, απότομο γεωγραφικό ανάγλυφο κ.λ.π.)

Ένδειξη των δυνατών, επίμονων ανέμων είναι η παραμορφωμένη βλάστηση εξαιτίας του ανέμου. Ο Hewson και άλλοι, προτείνουν μεθόδους στις οποίες η μέση ταχύτητα προκύπτει από την παραμόρφωση που προκαλεί ο άνεμος στα δέντρα και στους θάμνους. Έχει παρατηρηθεί ότι τα αδύναμα δέντρα δεν δηλώνουν απαραίτητα ασθενείς ανέμους. Αυτά τα δέντρα μπορεί να είναι εκτεθειμένα σε ανέμους όλων των κατευθύνσεων, με ανεπαρκή επιμονή προς μία κατεύθυνση ώστε να προκληθεί η μόνιμη κλίση. Οι μέθοδοι αναγνώρισης περιοχών με παραμορφωμένη βλάστηση εξαιτίας του ανέμου μπορούν να περιλαμβάνουν εναέρια χαρτογράφηση, έρευνα εδάφους, και κοινά ερωτηματολόγια.

Η μετακίνηση των επιφανειακών υλικών από τον άνεμο και η απόθεση ιζήματος σε επίπεδες περιοχές, αμμόλοφους και άλλους τύπους δομών του εδάφους δηλώνουν ανέμους από σχεδόν σταθερή διεύθυνση. Ωστόσο, η συσχέτιση των χαρακτηριστικών των δομών αυτών με τη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου δεν μπορούμε να την προβλέψουμε εύκολα.

3.7.3 Μέθοδος του οριακού στρώματος και της επιφανειακής πίεσης

Μια ομάδα Δανών επιστημόνων έχει αναπτύξει μια μέθοδο εκτίμησης του αιολικού δυναμικού, που βασίζεται στη θεωρία της ομοιότητας του οριακού στρώματος σε συνδυασμό με τις μετρήσεις της επιφανειακής πίεσης. Τα βασικά στοιχεία που χρησιμοποιούνται για ένα δεδομένο υψόμετρο από την επιφάνεια του εδάφους με καθορισμένη τραχύτητα, είναι η συνηθισμένη επιφανειακή πίεση του περιβάλλοντος που μετράται με συνοπτικές παρατηρήσεις. Οι υπάρχουσες μετρήσεις του ανέμου που χρησιμοποιήθηκαν για να επιβεβαιώσουν αυτή τη διαδικασία, και η καλύτερη συμφωνία ανάμεσα στις μετρήσεις και στις προβλέψεις υπάρχει όταν το γεωγραφικό ανάγλυφο δεν είναι πολύπλοκο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΣΤΑΘΕΡΟΥ ΑΝΕΜΟΥ

Η γενική αναφορά στον σταθερό άνεμο γίνεται όταν γίνεται εξέταση των πηγών αιολικής ενέργειας και της τοποθέτησης ανεμογεννήτριας. Αναφερόμαστε στην συνιστώσα της διακύμανσης του ανέμου όταν συζητούμε για την επίδραση της τύρβης στην κατασκευή στροβίλου και συστήματος ελέγχου. Προφανώς, τα χαρακτηριστικά των συνιστωσών του σταθερού ανέμου και της διακύμανσης βασίζονται στις κλίμακες του χώρου και του χρόνου που έχουν επιλεγεί για τον μέσο όρο.

Χρησιμοποιούνται κυρίως δύο παράμετροι για τον χαρακτηρισμό του σταθερού ανέμου σ' ένα δεδομένο ύψος και αυτές είναι η *διανομή της συχνότητας της ταχύτητας του ανέμου* και η *επιμονή*. Η «συχνότητα» δηλώνει τον *συνολικό χρόνο* που πνέει ο άνεμος με μια καθορισμένη τιμή ενώ η «επιμονή» είναι αυτή που προβλέπει στατιστικά τον *συνεχή χρόνο* που ο άνεμος εξασφαλίζει αυτή τη τιμή της ταχύτητας. Για παράδειγμα, μια διανομή συχνότητας μπορεί να δείχνει ότι ο καλοκαιρινός άνεμος είναι μικρότερος της κατώτερης τιμής λειτουργίας της ανεμογεννήτριας, ενώ η ανάλυση επιμονής δείχνει πως κατανέμεται αυτός ο χρόνος εκτός λειτουργίας σε περιόδους διαφορετικής διάρκειας.

Η κατανομή συχνότητας και η επιμονή είναι σημαντικοί παράγοντες στον σχεδιασμό και στην τοποθέτηση μιας ανεμογεννήτριας. Η ενέργεια που εισάγεται στο ανεμόμετρο μπορεί να υπολογιστεί από τη συχνότητα διανομής του ανέμου. Η τύρβη συνήθως, αυξάνεται απευθείας με την ταχύτητα του σταθερού ανέμου, με αποτέλεσμα η συχνότητα διανομής να αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα στη διάρκεια ζωής της Α/Γ. Η επιμονή του ανέμου είναι σημαντική στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού, μιας και η αξιοπιστία της παραγόμενης ενέργειας, τα επίπεδα αποθήκευσης, η χωρητικότητα της

εγκατάστασης, και ο σχεδιασμός των υβριδικών συστημάτων εξαρτάται από αυτήν την πληροφορία.

4.1 Κατανομή της συχνότητας της ταχύτητας του ανέμου

Η εξίσωση 3.2.2 της ετήσιας μέσης πυκνότητας της αιολικής ισχύος μπορεί να εκφραστεί με όρους της κατανομής της συχνότητας της ταχύτητας του ανέμου, όπως φαίνεται παρακάτω :

$$w_a = \frac{0.5\rho}{8.760} \int_{year} U^3 dt = \frac{0.5\rho}{8.760} \int_0^{\infty} U^3 f_U dU \quad (4.1.1a)$$

$$f_U = \left(\frac{dt}{dU} \right)_{year} = \frac{d}{dU} [F(U_1 \geq U)] \quad (4.1.1b)$$

όπου

- f_U = κατανομή της συχνότητα της ταχύτητας του σταθερού ανέμου [(h/y)/(m/s)]
- $F()$ = ετήσιος χρόνος της (), συνολική συχνότητα διανομής (h/y)
- U_1 = αυθαίρετη τιμή της U (m/s)

Η συνάρτηση της συχνότητας διανομής, f_U , εκφράζεται σαν μια συνάρτηση της ταχύτητας του σταθερού ανέμου. Θα πρέπει να αρχίζει από το μηδέν για μια μηδενική ταχύτητα, να αυξάνεται σε μια μέγιστη τιμή, και μετά να μειώνεται ως το μηδέν καθώς η ταχύτητα μεγαλώνει. Διάφορες μη Γκαουσιανές κατανομές έχουν προταθεί ως κατάλληλες για την f_U . Αυτές οι διανομές περιλαμβάνουν: τη κατανομή Γάμμα, η λογαριθμική διανομή, την αντίστροφη Γκαουσιανή κατανομή, τη κατανομή των τετραγωνικών μέσων, και τη κατανομή Weibull. Από αυτές τις κατανομές η Weibull έχει τη μεγαλύτερη χρήση στις αναλύσεις εκτίμησης του αιολικού δυναμικού και στη μελέτη αιολικών φορτίων. Επομένως, η ακόλουθη ανάλυση θα γίνει με χρήση της κατανομής Weibull, αν και όμοιες γενικές διαδικασίες μπορούν να γίνουν και για άλλα μαθηματικά μοντέλα.

4.2 Συναρτήσεις κατανομής της ταχύτητας κατά Weibull

Στην εξίσωση (4.1.1b) η F είναι η συνάρτηση αθροιστικής κατανομής η οποία καθορίζει την καμπύλη διάρκειας του ανέμου. Η εξίσωση Weibull για την καμπύλη διάρκειας είναι :

$$F(U, \geq U) = 8.760 \exp\left[-(U/C)^k\right] \quad (4.2.1)$$

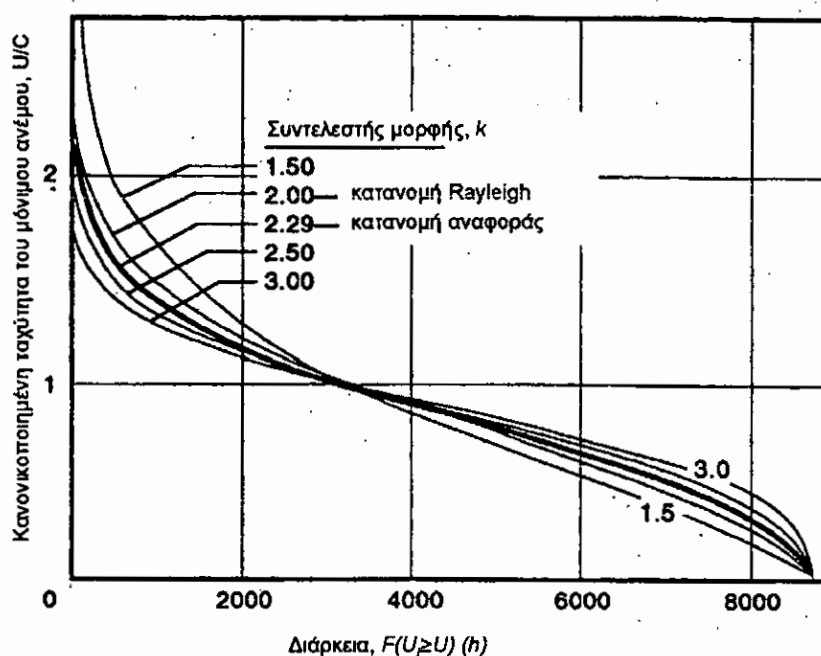
όπου :

$\exp[]$ = εκθετική συνάρτηση της $[]$

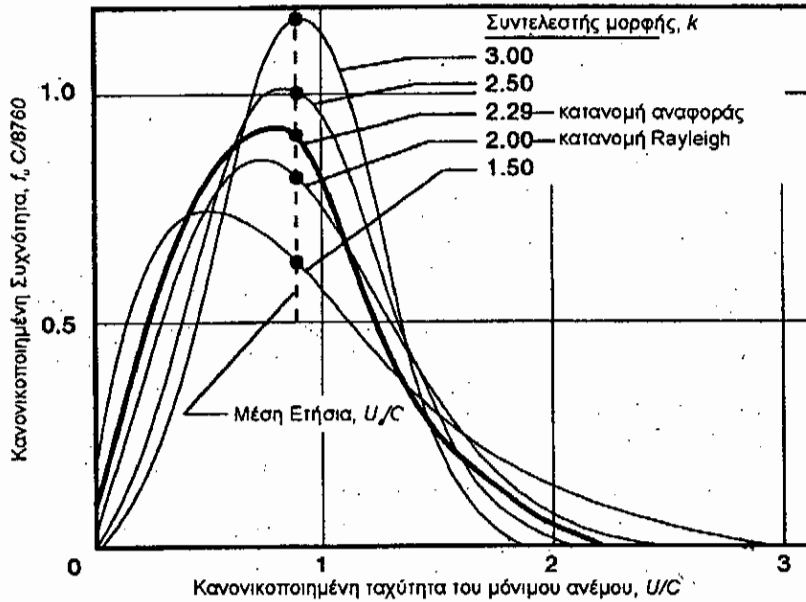
C = εμπειρική παράμετρος του Weibull (m/s)

k = εμπειρική παράμετρος διαμόρφωσης του Weibull

Οι καμπύλες διάρκειας για διάφορες τιμές της παραμέτρου k φαίνονται στο σχήμα 4.1. Οι διακυμάνσεις από 1.5 έως 3.0 της k περιλαμβάνουν τις περισσότερες θέσεις αιολικών συνθηκών. Η διανομή *Rayleigh* είναι μια ειδική περίπτωση της διανομής Weibull στην οποία η παράμετρος διαμόρφωσης είναι 2.0. Γενικά, θέσεις με ετήσια μέση ταχύτητα μεγαλύτερη από 4.5 m/s τείνουν να είναι κοντά στην αθροιστική διανομή *Rayleigh*.



Σχήμα 4.1: Καμπύλες διάρκειας της ταχύτητας του ανέμου σύμφωνα με τη διανομή Weibull



Σχήμα 4.2: Κατανομή της συχνότητας της ταχύτητας του ανέμου σε αδιάστατη μορφή, βασισμένη στη καμπύλη διάρκειας του Weibull

Αντικαθιστώντας την εξίσωση (4.2.1) στην (4.1.1b) η συνάρτηση διανομής Weibull γίνεται :

$$f_U = (8.760/C)k(U/C)^{k-1} \exp[-(U/C)^k] \quad (4.2.2)$$

από την οποία μπορούμε να υπολογίσουμε την ετήσια μέση ταχύτητα :

$$U_a = C\Gamma(1+1/k) \approx (0.90 \pm 0.01)C \quad (4.2.3)$$

όπου :

U_a = ετήσια μέση ταχύτητα (m/s)

$\Gamma ()$ = η συνάρτηση Γ της ()

Το σχήμα 4.2 παρουσιάζει τις καμπύλες διανομής Weibull συναρτήσεως των καμπυλών διάρκειας του σχήματος 4.1 και της ετήσιας μέσης ταχύτητας για κάθε τιμή του k . Παρατηρούμε ότι η ετήσια μέση ταχύτητα είναι μεγαλύτερη από τις πιο συχνά εμφανιζόμενες ταχύτητες, αλλά αυτές οι δύο παράμετροι είναι προσεγγιστικά ίσες για μεγαλύτερες τιμές του k .

4.3 Μεθοδολογίες εκτίμησης των παραμέτρων της διανομής Weibull

Υπάρχουν διάφορες μεθοδολογίες που μπορούν να χρησιμοποιηθούν στην εκτίμηση των παραμέτρων του Weibull, C και k , οι οποίες βασίζονται στα διαθέσιμα αιολικά στατιστικά και στην ανάλυση των δεδομένων. Αυτές είναι (1) οι καμπύλες των ελαχίστων τετραγώνων, (2) μέσου και τετάρτου, (3) ετήσια μέση και τυπική απόκλιση, (4) ετήσια μέση και μέγιστη μηνιαία και (5) διαφορά συναρτήσεως της ετήσιας μέσης τάσης

Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων απαιτεί ένα *ιστόγραμμα ταχυτήτων*, το οποίο έχει δεδομένα συχνότητας για n διαστήματα της ταχύτητας ή *δίνες*. Σχεδιάζεται έτσι μια καμπύλη διάρκειας από το ιστόγραμμα και τα αποτελέσματα καταγράφονται χρησιμοποιώντας την ευθύγραμμη σχέση

$$y = y_0 + mx \tag{4.3.1a}$$
$$x = \ln(U) \quad y = \ln[-\ln(F/8.760)]$$

Έχουμε έτσι, την καμπύλη των ελαχίστων τετραγώνων με κλίση εφαπτομένης m η οποία διακόπτεται στο σημείο y_0 , όπου

$$k = m, \quad C = \exp(-y_0/m) \tag{4.3.1b}$$

Η μέθοδος μέσου και τετάρτου είναι χρήσιμη όταν δεν είναι διαθέσιμο ένα πλήρες ιστόγραμμα, και απαιτεί μόνο ταχύτητες του ανέμου για $F = 2.190, 4.380, 6.579$ ώρες. Η τρίτη μέθοδος χρειάζεται την ετήσια μέση ταχύτητα, U_a , και την ετήσια μέση απόκλιση από αυτόν τον μέσο όρο, σ_a . Η τέταρτη μέθοδος χρησιμοποιεί την έκδοση *Τοπικά Κλιματολογικά Δεδομένα* (από το Εθνικό Κέντρο Κλιματολογικών Δεδομένων του Ashville, North Carolina), η οποία καταγράφει σε κατάλογο τις μηνιαίες μέσες ταχύτητες και μηνιαία μέγιστη ταχύτητα, U_{max} (μέση ταχύτητα σε σχέση για το μικρότερο χρονικό διάστημα που απαιτείται για να διανύσει ο άνεμος ένα μίλι, για πολλές τοποθεσίες των Η.Π.Α. Η παράμετρος k εξάγεται από την U_{max} και στη

συνέχεια η C υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την εξίσωση (4.2.3). Τέλος, έχει βρεθεί μια γενική τάση ανάμεσα στην ετήσια *διακύμανση* της διανομής του ανέμου (ίση με το τετράγωνο της τυπικής απόκλισης) και της ετήσιας μέσης ταχύτητας, έτσι ώστε η ποιοτική εκτίμηση της μέσης ταχύτητας του ανέμου να μπορεί να δώσει ικανοποιητικά μια πρόχειρη εκτίμηση των συντελεστών της κατανομής Weibull.

4.4 Δεδομένα της διανομής της ταχύτητας

Οι τιμές του C και του k , έχουν υπολογιστεί για ύψος 10m και βασίζονται σε δεδομένα που έχουν ληφθεί σε ένα λεπτό και σε δύο λεπτά. Θα πρέπει να γίνει κατανοητό, ότι οι καμπύλες διάρκειας της ταχύτητας του ανέμου εξαρτώνται από την τοποθεσία, λόγω των συνθηκών της *τραχύτητας της επιφάνειας*, και είναι αποτελεσματικές σε σχετικά επίπεδο ανάγλυφο του εδάφους. Τα δεδομένα της ταχύτητας του σταθερού ανέμου περιλαμβάνουν την διαταραχή της *ατμοσφαιρικής σταθερότητας* και των *χαρακτηριστικών του ανάγλυφου του εδάφους*, ιδιαίτερα στη θέση που μετρήθηκαν, αλλά η διαταραχή αυτών των συντελεστών είναι φυσιολογικά αρκετά μικρή κάτω από μεγάλες αιολικές συνθήκες όπου τα διαθέσιμα δεδομένα είναι μια καλή απεικόνιση του ανέμου για κατασκευαστικούς σκοπούς.

Οι συντελεστές στη κατανομή του Weibull έχουν ληφθεί για συγκεκριμένο υψόμετρο αλλά μπορούν να προσαρμοστούν για τον υπολογισμό της διάτμησης του ανέμου. Μια μέθοδος ρύθμισης των τιμών του C και του k όταν αλλάζει το υψόμετρο, χρησιμοποιεί εξισώσεις τις εξισώσεις ύψωσης σε δύναμη. Αυτές οι εξισώσεις είναι αποτελεσματικές στη διόρθωση του υψομέτρου σε μια αρκετά μεγάλη έκταση επιφανειακής τραχύτητας,

4.5 Η επιμονή της ταχύτητας του ανέμου

Η επιμονή είναι η διάρκεια της ταχύτητας του ανέμου μέσα σε μια δεδομένη διακύμανση. Έχουν χρησιμοποιηθεί ωριαίες καταγραφές της ταχύτητας για την ανάπτυξη ενός μοντέλου, που αφορά την πιθανότητα διανομής της επιμονής της ταχύτητας, άνωθεν και κάτωθεν των σταθερών ενδείξεων των

ανεμογεννήτριας. Η εξέταση των ιστογραμμάτων διάρκειας 19 θέσεων για καταγραφές που κυμαίνονται σε διάρκεια από 5 έως 24 χρόνια, οδηγούν στην ανάπτυξη ενός μοντέλου *σύνθετης διανομής*. Όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 4.3, η πιθανότητα μιας διαδρομής διάρκειας να υπερβεί μια δεδομένη χρονική περίοδο σχηματίζεται από μια συνάρτηση ισχύος για τις βραχύτερες διαδρομές, και μια εκθετική συνάρτηση για τις μακρύτερες διαδρομές. Η μετατροπή ανάμεσα σε δύο συναρτήσεις λαμβάνει χώρα σε μια διαδρομή διάρκειας t_p , η οποία αναφέρεται ως *παράμετρος διαίρεσης*. Οι εξισώσεις αυτών των συναρτήσεων πιθανότητας είναι :

$$F(t_r \leq t) = 1 - (1 - F_p) \left(t / t_p \right)^{-\mu} \quad , t_0 \leq t \leq t_p \quad (4.5.1a)$$

$$F(t_r \leq t) = 1 - (1 - F_p) \exp[-\mu(t/t_p - 1)] \quad , t > t_p \quad (4.5.1b)$$

$$t_p = t_0 (1 - F_p)^{-1/\mu} \quad (4.5.1c)$$

όπου

$F(\)$ = συνολική πιθανότητα της ()

t_r = διαδρομή διάρκειας (h)

t = συγκεκριμένος χρόνος (h)

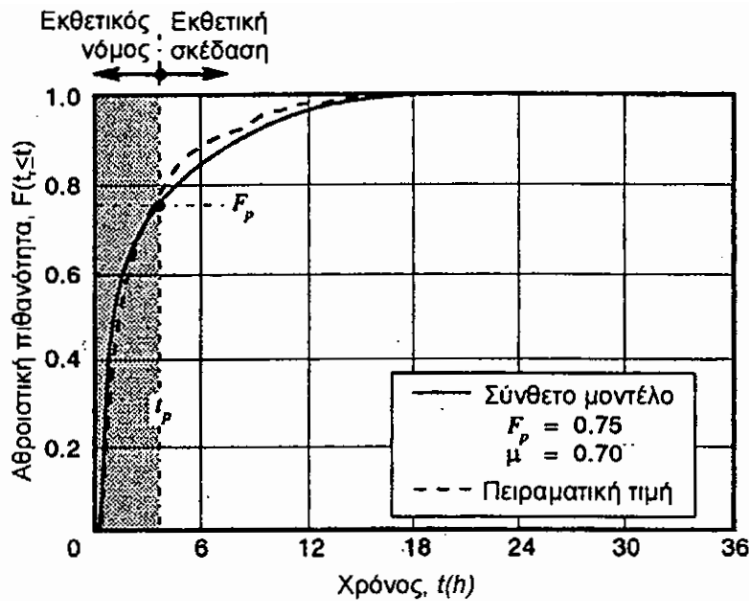
t_p = παράμετρος διαίρεσης (h)

F_p = εμπειρική παράμετρος πιθανότητας, συνολική πιθανότητα για

$t_r = t_p$

μ = εμπειρική παράμετρος μορφής, μεγαλύτερη από το μηδέν

t_0 = η μικρότερη αισθητή διαδρομή διάρκειας (h)



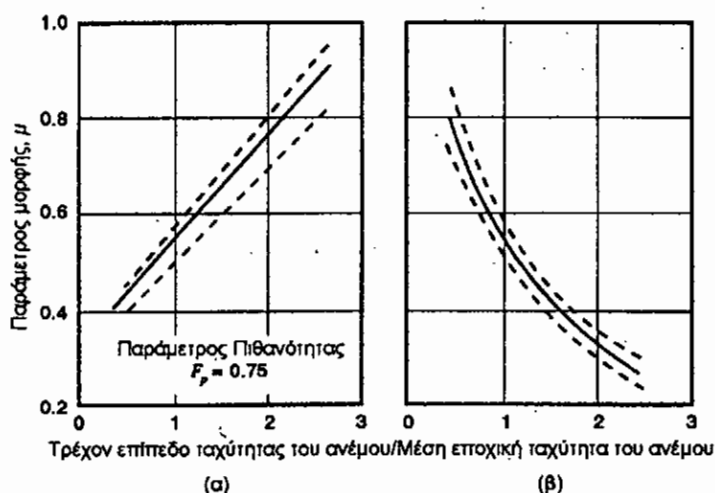
Σχήμα 4.3: Σύνθετο μοντέλο διανομής για το προσδιορισμό της επιμονής της ταχύτητας του ανέμου και σύγκριση με πειραματικές τιμές.

Το μέγεθος της πιθανότητας διαίρεσης, F_p , μεταβάλλεται σε κάποιο βαθμό από το επίπεδο της ταχύτητας του ανέμου κατά τη διάρκεια της διαδρομής, αλλά για πρακτικά επίπεδα η ταχύτητα μπορεί να θεωρηθεί ίση με 0.75. Έτσι, το t_p είναι η διάρκεια στη οποία το 75% των διαδρομών είναι βραχύτερο, για μια ιδιαίτερη θέση και ένα ιδιαίτερο επίπεδο ταχύτητας. Σε σύγκριση των παρατηρημένων και των υπολογισμένων μέσων μηκών διαδρομής έχουν διαπιστωθεί διαφορές μικρότερες του 10% όταν $F_p = 0.75$, για ταχύτητες περίπου μεγαλύτερες από 2.0 με 2.5 φορές της εποχικής μέσης ταχύτητας της τοποθεσίας.

Για τον προσδιορισμό των συνιστούμενων τιμών της παραμέτρου μορφής μ , έχουν αναλυθεί καταγραφές ωριαίων ταχυτήτων από 15 τοποθεσίες των Η.Π.Α, με μια συνολική καταγραφή διάρκειας 122 χρόνων. Η μικρότερη αισθητή διάρκεια διαδρομής, t_0 , έχει θεωρηθεί η μισή περίοδος δειγματοληψίας ή 0.5 h. Με την υπόθεση ότι η πιθανότητα διαίρεσης είναι 0.75, η προσαρμογή του μοντέλου της σύνθετης διανομής στον έλεγχο δεδομένων μετατρέπεται σε υπολογισμό του μ από τις παρατηρημένες μέσες διάρκειες της διαδρομής άνωθεν και κάτωθεν των επιλεγμένων ταχυτήτων ή των επιπέδων διαδρομής. Έχει βρεθεί μια μεγάλη ασυμφωνία στη συσχέτιση

ανάμεσα στην παράμετρο μορφής και στο επίπεδο διαδρομής, όταν το επίπεδο διαδρομής γίνεται κανονικό με την εποχική μέση ταχύτητα. Το σχήμα 4.4 παρουσιάζει τα αποτελέσματα αυτής της ανάλυσης με μορφή βέλτιστης προσαρμογής.

Οι τιμές των παραμέτρων που δίνονται στο σχήμα 4.4 θεωρούνται ικανοποιητικές στον σχεδιασμό ανεμογεννητριών όταν είναι γνωστές μόνο οι εποχικές μέσες ταχύτητες. Αν είναι διαθέσιμη μια πλήρης ανάλυση επιμονής, μπορούμε να πάρουμε σημαντικές τιμές για τις παραμέτρους F_p και μ .



Σχήμα 4.4: Συνιστώμενες παράμετροι για το σύνθετο μοντέλο πιθανότητας επιμονής όπως αυτό προκύπτει από καταγραφές σε 15 τοποθεσίες στις Η.Π.Α.

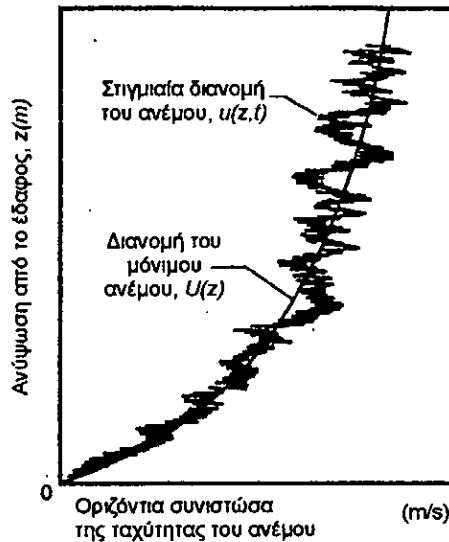
4.6 Κάθετες κατανομές του σταθερού ανέμου

Η μέση ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια της γης είναι μηδέν και αυξάνεται με το ύψος του οριακού στρώματος της ατμόσφαιρας. Οι στιγμιαίες μετρήσεις της οριζόντιας ταχύτητας σε διαφορετικά ύψη, $u(t,z)$, θα μπορούσαν να εμφανιστούν τυπικά όπως στο σχήμα 4.5. Η μεταβολή της ταχύτητας με το ύψος ονομάζεται *κάθετη κατανομή της ταχύτητας του ανέμου ή διάτμηση του ανέμου*. Αυτή η στιγμιαία κατανομή παρουσιάζει έναν αριθμό κορυφών σε σχέση με ριπές ή τυρβώδεις «δίνες» διαφορετικών μεγεθών, των οποίων οι θέσεις και οι δυνάμεις εξαρτώνται από τον χρόνο. Γενικά, είναι απαραίτητη η

διαδικασία λήψης της μέσης τιμής για τον προσδιορισμό της κατανομής της ταχύτητας του σταθερού ανέμου, $U(z)$.

Μεταβολές της σταθερής ταχύτητας συμβαίνουν επίσης στην οριζόντια διεύθυνση, αλλά αυτές δεν είναι αξιοσημείωτες για τις σημαντικές κλίμακες μήκους των ανεμογεννητριών, εκτός εάν είναι πολύπλοκο το γεωγραφικό ανάγλυφο. Από την άλλη, οι διακυμάνσεις της τύρβης μπορούν να δημιουργήσουν ουσιαδώς στιγμιαίες, μικρής διάρκειας μεταβολές και σε οριζόντιες και σε κάθετες διευθύνσεις.

Η μεταβολή της ταχύτητας σε σχέση με το ύψος πάνω από το έδαφος, έχει σημαντικές επιδράσεις στην εκτίμηση του αιολικού δυναμικού και στο σχεδιασμό ανεμογεννητριών. Η εκτίμηση του αιολικού δυναμικού σε μια ευρεία γεωγραφική περιοχή, απαιτεί τα δεδομένα του ανεμομέτρου από διάφορες πηγές να διορθώνονται σε ένα συνηθισμένο ύψος. Για να γίνει αυτό, πρέπει να χρησιμοποιηθεί ένα μοντέλο της μεταβολής της ταχύτητας με το ύψος. Η διάρκεια ζωής των πτερυγίων του ρότορα επηρεάζεται από τα κυκλωνικά φορτία, τα οποία είναι αποτέλεσμα της περιστροφής διαμέσου ενός πεδίου ανέμου που μεταβάλλεται στην κάθετη διεύθυνση, ιδιαίτερα όταν ο στροφέας δεν ταλαντώνεται. Η ισχύς που παράγεται επηρεάζεται από το ύψος του στροφέα πάνω από το έδαφος, γι' αυτό οι κατασκευαστές ανεμογεννητριών θα πρέπει να συνδυάζουν το δυναμικό κέρδος της παραγόμενης ενέργειας με το κόστος των μεγαλύτερων ανυψώσεων. Συνήθως χρησιμοποιούνται δύο μαθηματικά μοντέλα ή «νόμοι» για να βρούμε ποσοτικά τη κάθετη κατανομή της ταχύτητας του ανέμου σε περιοχές όπου το γεωγραφικό ανάγλυφο είναι επίπεδο και ομογενές (π.χ. αγροί, έρημοι και λειμώνες). Αυτά είναι ο *λογαριθμικός/ ευθύγραμμος νόμος* και ο *νόμος της δύναμης*. Η μορφή μπορεί θεωρητικά να προέρθει από τις βασικές αρχές της μηχανικής των ρευστών. Είναι θεμελιωμένη από τις μεγάλες διακυμάνσεις του ύψους και ενσωματώνει το φαινόμενο της *ατμοσφαιρικής σταθερότητας*



Σχήμα 4.5: Τυπική κάθετη διανομή της ταχύτητας του ανέμου

Σε αντίθεση, ο νόμος της δύναμης είναι εμπειρικός και η αξιοπιστία της περιορίζεται στα χαμηλότερα ύψη της ατμόσφαιρας. Ωστόσο, λόγω της απλότητάς της, ο νόμος της δύναμης είναι το μηχανολογικό μοντέλο που χρησιμοποιείται συνήθως στις μεταβολές της ταχύτητας σε σχέση με το ύψος πάνω από το έδαφος.

4.7 Λογαριθμικός/ ευθύγραμμος νόμος για κάθετες διανομές της ταχύτητας του ανέμου

Επειδή υπάρχουν πολλές λεπτομερείς περιγραφές γι' αυτό το μοντέλο, θα κάνουμε μόνο μια σύντομη περιγραφή των χαρακτηριστικών αρχών του λογαριθμικού/ ευθύγραμμου νόμου. Η βασική εξίσωση είναι :

$$U = \frac{U_*}{\kappa} [\ln(z/z_0) + \psi_s(z/L_s)] \quad , \quad z \gg z_0 \quad (4.7.1a)$$

όπου

U_* = ταχύτητα τριβής (m/s)

κ = σταθερά του von Karman, περίπου ίση με 0.4

z = ύψος πάνω από το επίπεδο του εδάφους (m)

z_0 = εμπειρικό επιφανειακό μήκος τραχύτητας (m)

$\psi_s(\)$ = συνάρτηση ατμοσφαιρικής σταθερότητας που εξαρτάται από το z/L_s (m/s)

L_s = σταθερό μήκος κατά Monin-Obukhov (m)

Το επιφανειακό μήκος τραχύτητας, z_0 , είναι μια εμπειρική παράμετρος η οποία χαρακτηρίζει την επίδραση της επιφανειακής ανωμαλίας στη κάθετη κατανομή της ταχύτητας. Όσο πιο τραχύ είναι το γεωγραφικό ανάγλυφο (π.χ. όσο πιο μεγάλα είναι τα εμπόδια που αντιτάσσονται στη ροή του ανέμου) τόσο πιο λεπτό θα είναι το στρώμα του αέρα που επηρεάζεται και τόσο πιο βαθμιαία θα είναι η αύξηση της ταχύτητας σε σχέση με το ύψος. Η παράμετρος U_* , δηλαδή η ταχύτητα τριβής στο έδαφος, είναι μια συνάρτηση της επιφανειακής διατμητικής τάσης και της πυκνότητας του αέρα. Όταν η U_* δεν αποτιμάται, η αναλογία U/k υπολογίζεται χρησιμοποιώντας μια αναφορική ταχύτητα σε ένα καθορισμένο ύψος αναφοράς. Έτσι

$$\frac{U_*}{k} = \frac{U_r}{\ln(z_r/z_0) + \psi_s(z_r/L_s)}, \quad z \gg z_0 \quad (4.7.1b)$$

όπου z_r = το ύψος αναφοράς = 10m

U_r = αναφορική ταχύτητα του σταθερού ανέμου για το ύψος αναφοράς (m/s).

4.8 Ατμοσφαιρική σταθερότητα και διάτμηση

του ανέμου

Η σταθερότητα της ατμόσφαιρας επηρεάζεται από την κάθετη διανομή της θερμοκρασίας, η οποία είναι αποτέλεσμα της θερμότητας ή ψυχρότητας που ακτινοβολεί η επιφάνεια της Γης και στη διαδοχική μετάδοση της θερμότητας με τον αέρα που αναμιγνύεται στην επιφάνεια. Οι καταστάσεις της ατμοσφαιρικής σταθερότητας είναι η *σταθερή*, η *ουδέτερα σταθερή*, ή η *ασταθής*. Αυτές οι καταστάσεις είναι σημαντικές στη μοντελοποίηση του κάθετου κατανομής της ταχύτητας του σταθερού ανέμου, λόγω των διαφορετικών ποσοτήτων *ατμοσφαιρικής ανάμιξης* οι οποίες είναι χαρακτηριστικές για κάθε μία από αυτές.

Η αρχή της ατμοσφαιρικής σταθερότητας κατανοείται καλύτερα θεωρώντας ένα ανοδικό εκτόπισμα ενός μικρού στοιχείου του αέρα σε κάποιο ύψος με

χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση. Υποθέτοντας μια ταχεία μετατόπιση, δεν υπάρχει χρόνος απώλειας ή κέρδους θερμότητας και το στοιχείο θα διασταλεί αδιαβατικά. Αν το διασταλμένο στοιχείο έχει μικρότερη πυκνότητα απ' ότι ο περιβάλλον αέρας, θα συνεχίσει να ανεβαίνει λόγω της άνωσης και δεν θα επιστρέψει στην αρχική του θέση. Αυτή η *ασταθής* ατμοσφαιρική κατάσταση χαρακτηρίζεται από σημαντική ανάμιξη η οποία τείνει να αυξήσει τις κάθετες κλίσεις της ταχύτητας. Αν το διασταλμένο στοιχείο έχει την ίδια πυκνότητα με αυτή του αέρα στο νέο του ύψος δεν θα μετακινηθεί πιο μακριά, και η ατμόσφαιρα ονομάζεται *ουδέτερα σταθερή*. Υπάρχει μικρή ανάμιξη σε μία ουδέτερα σταθερή ατμόσφαιρα, και οι κάθετες κλίσεις της ταχύτητας τείνουν να παραμείνουν σταθερές. Τέλος, αν το στοιχείο έχει μεγαλύτερη πυκνότητα από το καινούριο του περιβάλλον τότε θα απορροφηθεί πίσω στην αρχική του θέση. Η *σταθερή* κατάσταση χαρακτηρίζεται επίσης από πολύ μικρή ανάμιξη ανάμεσα στα στρώματα των διαφορετικών υψών, και έτσι οι κάθετες κλίσεις τείνουν να γίνουν μεγαλύτερες.

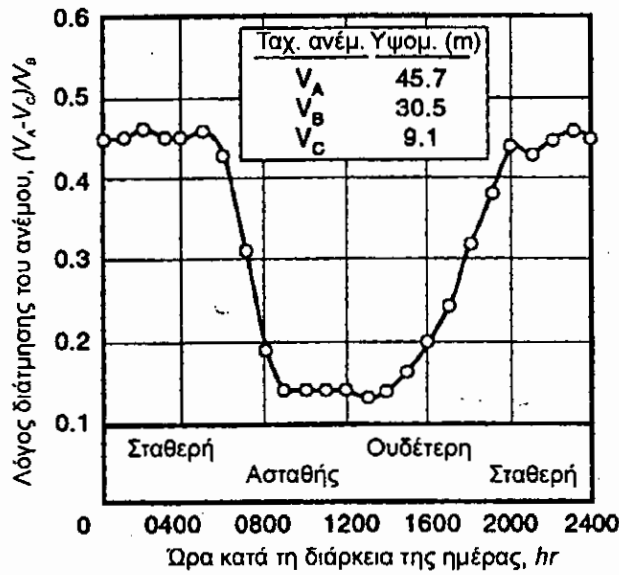
4.8.1 Τυπικός ημερήσιος κύκλος της διάτμησης του ανέμου

Επειδή η ατμοσφαιρική σταθερότητα επηρεάζεται από την ηλιακή ακτινοβολία με τους ημερήσιους κύκλους της, θα περιμέναμε από τη διάτμηση του ανέμου να παρουσίαζε επίσης έναν ημερήσιο κύκλο. Αυτή τυπικά είναι η περίπτωση, για την οποία οι μεταβολές της διάτμησης του ανέμου κατά την διάρκεια της ημέρας παρουσιάζονται στο σχήμα 4.6. Εδώ η διάτμηση του ανέμου δίνεται από τη διαφορά ανάμεσα στις ωριαίες μέσες ταχύτητες του ανέμου στα ύψη 9.1 m και 45.7 m, οι οποίες κανονικοποιούνται με τη ταχύτητα του ανέμου στα 30.7 m, και στη συνέχεια υπολογίζουμε το μέσο όρο για 12 μήνες. Οι μεγαλύτερες διατμήσεις του ανέμου λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια σταθερών συνθηκών τη νύχτα, ενώ οι μικρότερες στη διάρκεια ασταθών και ουδετέρων ατμοσφαιρικών συνθηκών κοντά το μεσημέρι.

Η ατμοσφαιρική συμπεριφορά που οδηγεί σε αυτές τις αλλαγές της διάτμησης του ανέμου μπορεί να εξηγηθεί ποιοτικά ακολουθώντας ένα τυπικό ημερήσιο κύκλο θερμότητας και ψυχρότητας. Πριν την ανατολή του ήλιου, η θερμική ροή είναι αρνητική και η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται με το ύψος. Ένα

στοιχείο του αέρα που πιέζεται προς τα επάνω θα απορροφηθεί πίσω στο αρχικό του ύψος, και η ατμόσφαιρα είναι σταθερή. Χωρίς ανάμιξη οι διατμήσεις του ανέμου μπορούν να είναι μεγάλες. Μια θετική θερμική ροή λαμβάνει χώρα την ανατολή του ηλίου από την ηλιακή θερμική ακτινοβολία, και η μεταβολή της θερμοκρασίας κοντά στο έδαφος αντιστρέφεται, με αποτέλεσμα η θερμοκρασία του αέρα να αυξάνεται με την αύξηση του ύψους πάνω σε ένα επίπεδο που αναφέρεται ως *αντίστροφο μήκος*. Ανάμεσα στη ανατολή και το μεσημέρι το αντίστροφο μήκος αναπτύσσεται γρήγορα σε αντίθεση με τη σταθερή αύξηση με την επιφανειακή ροή της θερμότητας. Στον δικό μας ημερήσιο κύκλο, κατατάσσουμε αυτήν την περίοδο ως ασταθή, λόγω της μεγάλης ποσότητας ανάμιξης που συμβαίνει συχνά συνοδευόμενη με μείωση της διατμητικής τάσεως.

Ο όγκος κάτω από αντίστροφο μήκος που ονομάζεται *οριακό στρώμα μετάδοσης της θερμότητας* επιβραδύνεται μεταξύ 1300 και 1600 ωρών (όταν η ηλιακή ροή της θερμότητας φτάνει στη μέγιστη τιμή) και εξισορροπείται σε 1 ως 2 km, το οποίο διατηρείται ακόμα και όταν η επιφάνεια της Γης αρχίζει να ψύχεται με την ακτινοβολία. Από 1200 ως 1800 σε μια συνηθισμένη μέρα, αυτό το στρώμα της ατμόσφαιρας μπορεί να ταξινομηθεί ως ουδέτερο. Περίπου μία ώρα πριν το ηλιοβασίλεμα, η διάλυση του οριακού στρώματος μετάδοσης της θερμότητας αρχίζει απότομα και η ροή της θερμότητας σε ολόκληρο το στρώμα γίνεται αρνητική μέσα σε κάποια λεπτά. Με τις θερμοκρασίες στην επιφάνεια να μειώνονται γρήγορα μετά το ηλιοβασίλεμα, αναπτύσσεται συχνά ένα αντίστροφο μήκος κοντά στο έδαφος. Αυτό το *νυχτερινό οριακό στρώμα* συνεχίζει να εμβαθύνει στη διάρκεια της νύχτας, φτάνοντας μερικές εκατοντάδες μέτρα σε πάχος έξι ώρες μετά το ηλιοβασίλεμα. Η ατμόσφαιρα γίνεται σταθερή και παραμένει έτσι ως την ανατολή του ήλιου.



Σχήμα 4.6: Ημερήσιος κύκλος της διάτμησης του ανέμου στη περιοχή Clayton στο New Mexico το 1979, στο οποίο φαίνεται η επίδραση των συνθηκών ατμοσφαιρικής ευστάθειας.

Είναι σημαντικό να παρατηρήσουμε ότι τις ημέρες με σύννεφα ή με αέρα, οι ουδέτερες ή σχεδόν ουδέτερες συνθήκες μπορούν να επικρατήσουν στη διάρκεια ολόκληρης της ημέρας. Έχει παρατηρηθεί ότι ουδέτερες συνθήκες επικρατούν και στις μεγάλες ταχύτητες του ανέμου καθώς και στη διάρκεια μεγάλης συννεφιάς.

4.8.2 Εμπειρικές εξισώσεις για την συνάρτηση της ατμοσφαιρικής σταθερότητας

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής σταθερότητας στη κατανομή της ταχύτητας του ανέμου δίνεται στον λογαριθμικό/ ευθύγραμμο νόμο από τον όρο Ψ_s , ο οποίος είναι μια συνάρτηση αναλογίας του ύψους με το μήκος ευστάθειας των Monin-Obukhov, ή z/L_s . Το μήκος σταθερότητας L_s είναι ο λόγος των μηχανικών διατμητικών δυνάμεων προς τις θερμικές ανωστικές δυνάμεις οι οποίες προκαλούν την ατμοσφαιρική κίνηση. Η ποιοτική πρόβλεψη του L_s είναι δύσκολη, γι' αυτό τη θεωρούμε ως μία εμπειρική σταθερά κατά τον ίδιο τρόπο όπως το z_0 . Οι διαφορετικές συναρτήσεις που αναφέρονται στη

βιβλιογραφία για το Ψ_s μπορούν να απλοποιηθούν για μηχανολογικούς σκοπούς όπως παρακάτω :

$$\text{Ουδέτερη ατμόσφαιρα : } \Psi_s = 0 \quad (4.8.2.1a)$$

$$\text{Σταθερή ατμόσφαιρα : } \Psi_s = +4.5 z/L_s \quad , z \leq L_s \quad (4.8.2.1b)$$

$$\Psi_s = +4.5 [1 + \ln (z/L_s)] \quad , z > L_s \quad (4.8.2.1c)$$

$$\text{Ασταθής ατμόσφαιρα : } \Psi_s = - 0.5 z/L_s \quad , z \leq L_s \quad (4.8.2.1d)$$

$$\Psi_s = - 0.5 [1 + \ln (z/L_s)] \quad , z > L_s \quad (4.8.2.1e)$$

Οι εξισώσεις (4.8.2.1c και 4.8.2.1e) αποσυνδέουν τη διάτμηση του ανέμου σε ύψη του z_0 πάνω από το L_s και ως αποτέλεσμα η λογαριθμική/ευθύγραμμη κλίση του L_s εκτείνεται σε μεγαλύτερα ύψη. Στην ορολογία της επιστήμης της ατμόσφαιρας, το L_s είναι αρνητικό για ασταθή ατμόσφαιρα, αλλά αυτό δεν είναι σημαντικό γιατί εδώ χρησιμοποιείται ως μία εμπειρική σταθερά.

Το σχήμα 4.7 παρουσιάζει την εφαρμογή των εξισώσεων (4.7.1) και (4.8.2.1). Τα δεδομένα της δοκιμής σε αυτήν την εικόνα είναι ο μέσος όρος και η διακύμανση των ταχυτήτων του σταθερού ανέμου που μετρήθηκαν σε 15 ανυψώσεις πάνω από επίπεδο, ομογενές γεωγραφικό ανάγλυφο από τις 05:00 έως τις 12:00 για 16 συνεχόμενες ημέρες. Το απόγευμα (σχήμα 4.7a) η ατμόσφαιρα έχει καλή ανάμιξη εάν το γεωγραφικό ανάγλυφο είναι αρκετά επίπεδο και είναι ουδέτερη ή σχεδόν ουδέτερη, έτσι το Ψ_s είναι μηδέν. Προσαρμόζοντας μία συνεχή γραμμή στη δεδομένη μέση ταχύτητα του ανέμου εξάγεται η τιμή 0.025 για το z_0 . Για το ύψος αναφοράς των 10m, η ταχύτητα αναφοράς είναι 3.5 m/s (με παρεμβολή), και ο συντελεστής U/k υπολογίζεται ότι είναι ίσος με 0.58 m/s.

Το σχήμα 4.7b παρουσιάζει την αύξηση της διάτμησης του ανέμου και μια δέσμη αποσύνδεσης υψηλού επιπέδου που μπορεί να λάβει χώρα κάτω από συνθήκες σταθερής ατμόσφαιρας στη διάρκεια των πρώτων πρωινών ωρών. Σε ύψος 10m η ταχύτητα αναφοράς είναι 2.1 m/s. Οι παράμετροι της καμπύλης παρεμβολής γι' αυτήν την κατάσταση είναι 15 m για το L_s και 0.25 m/s για το U/k . Σύμφωνα με την εξίσωση 4.8.2.1c, η λογαριθμική/ευθύγραμμη γραμμή που εκτείνεται πάνω από το L_s είναι

εφαπτόμενη στην καμπύλη όπου $z=L_s$ και η κλίση της είναι 5.5 φορές η κλίση στο σημείο $z=z_0$. Αυτή η ευθύγραμμη προέκταση δηλώνει τη φυσική αποσύνδεση της δέσμης έχοντας ως κέντρο ένα ύψος περίπου 150m.

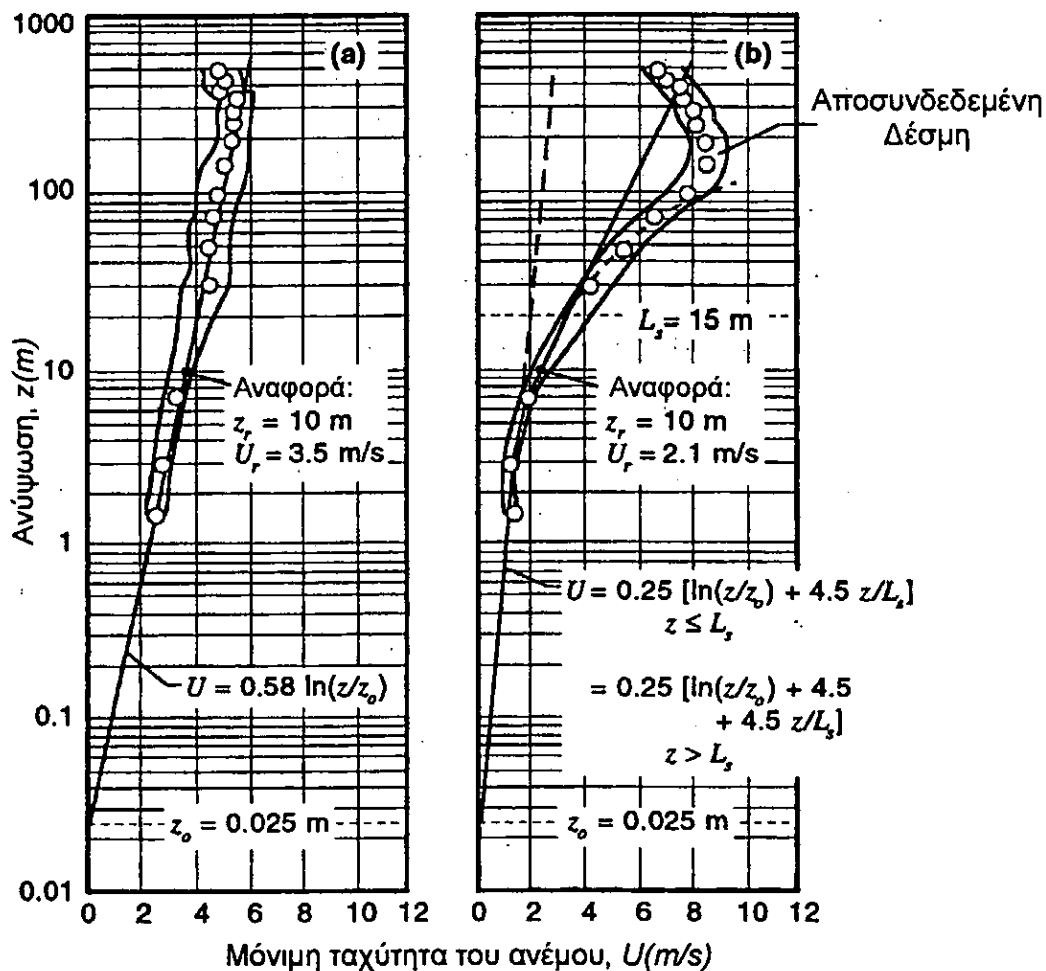
4.9 Ο εκθετικός νόμος για κάθετες διανομές του σταθερού ανέμου

Ο εκθετικός νόμος χρησιμοποιείται συχνά στην μηχανική του ανέμου για να περιγράψει κάθετες διανομές του ανέμου επειδή είναι απλός και άμεσος. Η βασική εξίσωση του εκθετικού νόμου για τη διάτμηση του ανέμου είναι:

$$U = U_r (z/z_r)^\alpha \quad (4.9.1)$$

όπου α = εμπειρικός εκθέτης της διάτμησης του ανέμου

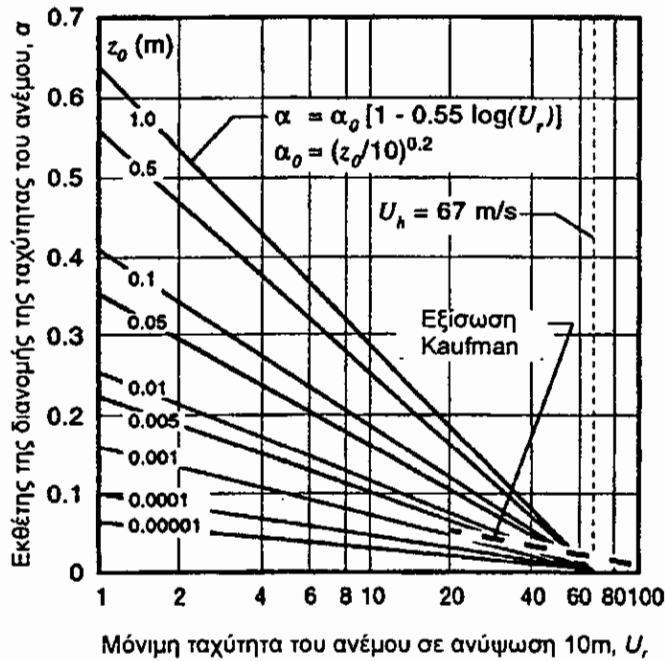
Γενικά, ο εκθέτης α είναι μια υψηλά μεταβλητή ποσότητα, που συχνά μεταβάλλεται από λιγότερο του 1/7 στη διάρκεια της ημέρας έως περισσότερο του 1/2 τη νύχτα για το ίδιο γεωγραφικό ανάγλυφο, όπως στην περίπτωση των διανομών του σχήματος 4.7. Από την αρχή της μελέτης της αιολικής ενέργειας, είχε ανακαλυφθεί ότι το α μεταβάλλεται με το ύψος, την ώρα της ημέρας, την εποχή του χρόνου, τη φύση του γεωγραφικού ανάγλυφου, την ταχύτητα του ανέμου, τη θερμοκρασία και διάφορες θερμικές και μηχανικές παραμέτρους ανάμιξης. Επομένως, το α θα πρέπει να εξαρτάται από την ατμοσφαιρική σταθερότητα. Έχουν προταθεί σχέσεις, για τον υπολογισμό του α , από τις παραμέτρους του λογαριθμικού/ ευθύγραμμου νόμου, ο οποίος είναι φυσικά πιο ακριβής. Οι περίπλοκες αυτές προσεγγίσεις μειώνουν την απλότητα και αμεσότητα του εκθετικού νόμου. Γενικά, είναι καλύτερο ο κατασκευαστής της ανεμογεννήτριας να δέχεται την εμπειρική φύση του εκθετικού νόμου και να επιλέγει τιμές του α οι οποίες ταιριάζουν καλύτερα στα διαθέσιμα δεδομένα της διάτμησης του ανέμου.



Σχήμα 4.7: Παράδειγμα των κάθετων διανομών της μόνιμης ταχύτητας του ανέμου μοντελοποιημένες με το λογαριθμικό/γραμμικό νόμο.

Οι Spera και Richards έχουν προτείνει εξισώσεις του α οι οποίες βασίζονται και στο μήκος επιφανειακής τραχύτητας, z_0 , και στην ταχύτητα του ανέμου στο ύψος αναφοράς, U_r . Αυτές παρουσιάζονται γραφικά στο σχήμα 4.8. Αυτό το μοντέλο μειώνει τον εκθέτη της διάτμησης του ανέμου αυξάνοντας την ταχύτητα του ανέμου μέχρι να γίνει η διανομή του ανέμου κάθετη ή "ομογενής" σε μία πολύ μεγάλη ταχύτητα. Για μεγάλες ταχύτητες μικρών μέσων χρόνων ο Kaufman δίνει τη σχέση:

$$\alpha = 0.55 U_r^{-0.77} \quad (4.9.2)$$



Σχήμα 4.8: Γραφική παράσταση των εξισώσεων που χρησιμοποιούνται για το προσδιορισμό των εκθετών για τον υπολογισμό της διάτμησης του ανέμου από τα μήκη τραχύτητας της επιφάνειας και τις ταχύτητες του μόνιμου ανέμου.

4.10 Έντονοι άνεμοι

Ο σχεδιασμός μιας ανεμογεννήτριας με κατασκευαστική πληρότητα απαιτεί εξαιρετική αντοχή για τις κατασκευές στήριξης (πάνω και κάτω από το έδαφος), από τον στροφέα, τους μηχανισμούς ελέγχου του βήματος και περιστροφής της έλικας, ώστε να αντιστέκονται στα φορτία του αναπτύσσονται στην περίπτωση που επικρατούν έντονοι άνεμοι, κατά τη διάρκεια της κατασκευαστικής της ζωής. Γενικά, η ανεμογεννήτρια θα πρέπει να σταματάει κάτω από δυσμενείς καιρικές συνθήκες, έτσι ώστε τα δυναμικά φορτία της κατασκευής που προκαλούνται από την περιστροφή του στροφέα να μην αποτελούν έναν πρόσθετο παράγοντα. Έτσι, στο παρόν κεφάλαιο θα εξεταστούν τα μέγιστα στατικά φορτία του ανέμου, ίδιου τύπου με αυτά που αναπτύσσονται σε κτήρια, πύργους κ.λ.π.

4.10.1 Μέτρηση του αιολικού δυναμικού έντονων ανέμων

Χρησιμοποιούνται ταυτόχρονα δύο κριτήρια για την εκτίμηση της ταχύτητας σε περίπτωση έντονων ανέμων, στην μηχανική του ανέμου, τα οποία είναι ή μέθοδος κατά την οποία μετράται το μικρότερο χρονικό διάστημα που απαιτείται για να διανύσει ο άνεμος ένα μίλι και η μέθοδος προσδιορισμού της μέγιστης ριπής του ανέμου. Το πρώτο από αυτά καταγράφεται από ένα ειδικό ανεμόμετρο. Το μικρότερο χρονικό διάστημα ανάμεσα σε δύο συνεχόμενα σήματα μίας καταγραφής του ανέμου δίνει την ταχύτητα του ταχύτερου μιλίου. Αυτή η μέτρηση της μέγιστης ταχύτητας, στην περίπτωση έντονων ανέμων, είναι επομένως η μέγιστη ωριαία μόνιμη ταχύτητα του ανέμου.

Τα στατιστικά της μέγιστης ταχύτητας του ανέμου (όπως οι μέγιστες τιμές της ριπής) έχουν ένα πλεονέκτημα έναντι των κύριων στατιστικών του ανέμου (όπως στη περίπτωση του ταχύτερου μιλίου) και αυτό είναι ότι δεν εξαρτώνται από μία μέση συνάρτηση η οποία μπορεί να διαφέρει από μέρα σε μέρα και από παρατηρητή σε παρατηρητή. Οι μέγιστες ωριαίες ενδείξεις της ταχύτητας του ανέμου αποφεύγουν διαδικασία λήψης της μέσης τιμής. Η χρονική διάρκεια στην οποία η ταχύτητα του ανέμου λαμβάνει τη μέγιστη τιμή, είναι ένας σημαντικός παράγοντας του φορτίου του ανέμου και αυτή η διάρκεια είναι μία συνάρτηση της ευαισθησίας του ανεμομέτρου. Τα τυπικά αναγνωρισμένα ανεμόμετρα καιρού μετρούν ριπές με διάρκειες περίπου 3 δευτερολέπτων, όπου οι ταχύτητες που καταγράφονται με τη μελέτη των ανεμόμετρων να μπορούν φυσιολογικά να αναλυθούν σε 0.1 δευτερόλεπτα.

4.10.2 Διαστήματα επανάληψης

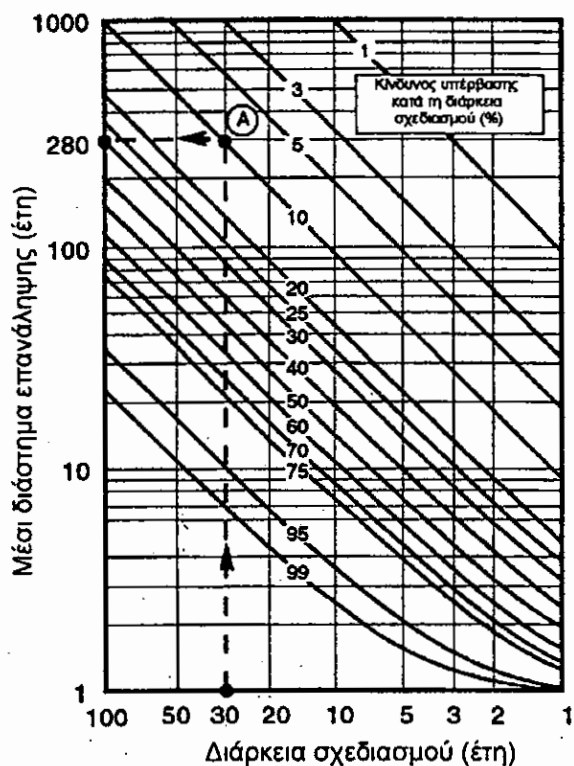
Η γενική αρχή για το σχεδιασμό A/G έτσι ώστε να λειτουργεί σε ακραίες ταχύτητες του ανέμου είναι η συλλογή των μεγαλύτερων ακραίων τιμών του ανέμου, στις οποίες θα εκτεθεί πιθανότατα η κατασκευή για ένα δεδομένο αριθμό χρόνων έκθεσης. Οι ακραίες ταχύτητες συνοψίζονται σύμφωνα με την εκατοστιαία πιθανότητα να συμβούν τουλάχιστον μία φορά σε ένα δεδομένο *διάστημα επανάληψης*. Έχουν εκδοθεί *χάρτες ισοταχών γραμμών πνοής ανέμων* (γραμμές σταθερής ταχύτητας) της ταχύτητας του ταχύτερου μιλίου που έχουν μετρηθεί σε χρονική διάρκεια 21 χρόνων. Τυπικά μέσα διαστήματα

επανάληψης που έχουν σχεδιαστεί σε αυτούς τους χάρτες είναι 2, 10, 25, 50, και 100 χρόνια. Η ακρίβεια των ταχυτήτων σε αυτούς τους χάρτες είναι περίπου $\pm 15\%$. Οι ακραίες τιμές της ταχύτητας αναφέρονται για ένα ύψος αναφοράς (συνήθως 9.1 m) όπου το γεωγραφικό ανάγλυφο είναι λείο και ομοιόμορφο. Αυτές οι ταχύτητες θα πρέπει να διορθώνονται για κάποια ανύψωση, ώστε να περιλαμβάνουν την επιφανειακή τραχύτητα (σχήμα 4.8), και να εκτιμούνται για τη δυναμική χρονική ανταπόκριση της κατασκευής.

4.10.3 Ο κίνδυνος της υπέρβασης

Όταν υπάρχει μία πεπερασμένη πιθανότητα η πραγματική ακραία ταχύτητα να είναι μεγαλύτερη από την επιλεγμένη ταχύτητα σχεδιασμού στη διάρκεια της κατασκευαστικής ζωής της ανεμογεννήτριας, θα πρέπει ο κατασκευαστής να διαλέγει έναν αποδεκτό βαθμό του *κινδύνου της υπέρβασης*. Η σχέση ανάμεσα στον κίνδυνο της υπέρβασης, του μέσου διαστήματος επανάληψης, και στην κατασκευαστική ζωή είναι σχετικά άμεση, και παρουσιάζεται γραφικά στο σχήμα 4.9. Χρησιμοποιούνται δύο διαφορετικά *κριτήρια σχεδιασμού* για τη συλλογή ενός αποδεκτού κινδύνου της υπέρβασης: *το κριτήριο του αεροναυπηγικού φορέα*, που είναι το 10% του κινδύνου υπέρβασης και *το κριτήριο του οικοδομικού κώδικα*, το οποίο αποτελεί το 63% του κινδύνου για ζωή κατασκευής 50 χρόνων. Το τελευταίο κριτήριο είναι ισοδύναμο με τον καθορισμό ενός μέσου διαστήματος επανάληψης 50 χρόνων.

Το αεροναυπηγικό κριτήριο χρησιμοποιήθηκε για μεγάλες πειραματικές ανεμογεννήτριες αλλά θεωρείται ότι δεν επαρκεί για εμπορικά αιολικά πάρκα. Ο κίνδυνος της υπέρβασης για αυτές τις περιπτώσεις καθορίζεται από τις πρακτικές οικοδομικού σχεδιασμού και εθνικούς τοπικούς οικοδομικούς κανόνες. Χαμηλότερα επίπεδα κινδύνου υπέρβασης μπορούν να επιλεγθούν για εμπορικές ανεμογεννήτριες επί τη βάση οικονομοτεχνικών μελετών.



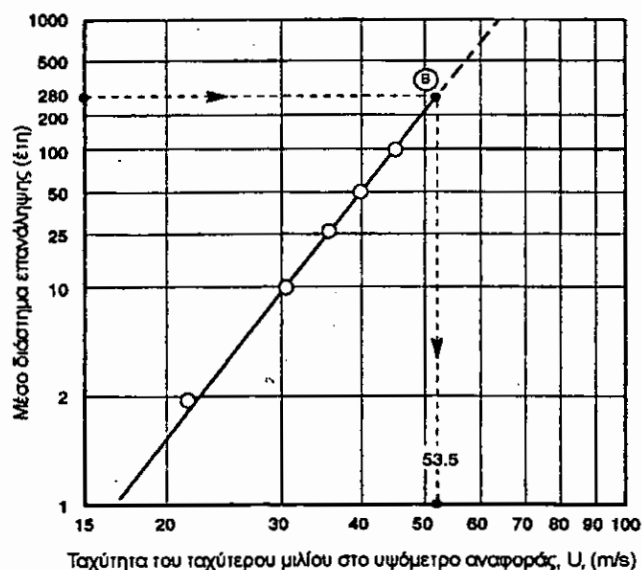
Σχήμα 4.9: Σχέση μεταξύ του κινδύνου υπέρβασης, μέσου διαστήματος επανάληψης και διάρκειας ζωής η οποία χρησιμοποιείται κατά το σχεδιασμό λαμβάνοντας υπόψη τη περίπτωση ακραίων καιρικών συνθηκών.

Το παράδειγμα που ακολουθεί δείχνει τις παραμέτρους σχεδιασμού για την περίπτωση έντονων ανέμου

- Διάρκεια ζωής 30 χρόνια
- Αποδεκτό επίπεδο κινδύνου υπέρβασης 10%
- Τοποθεσία χωροθέτησης 150km ανατολικά του Portland
- Μήκος τραχύτητας επιφάνειας 0.05m
- Ανύψωση αναφοράς 10m
- Ανύψωση του κέντρου της επιφάνειας του ρότορα 61m

Οι πρώτες δύο υποδείξεις προσδιορίζουν το σημείο A του γραφήματος από το οποίο προκύπτει το ελάχιστο μέσο διάστημα επανάληψης είναι 280 έτη. Χρησιμοποιώντας το διάγραμμα των ισοταχών για την περιοχή του Portland μπορεί να παρασταθεί γραφικά το μέσο διάστημα επανάληψης συναρτήσει

της ταχύτητας του ταχύτερου μιλίου του ανέμου για ένα κατακόρυφο ύψος των 10m όπως φαίνεται στο σχήμα 4.10. Οι κλίμακες αυτού του γραφήματος ακολουθούν τη κατανομή Fisher-Tippeter II, η οποία επιτρέπει την εύρεση μιας γραμμικής συνάρτησης η οποία περιγράφει τα διαθέσιμα δεδομένα. Για ένα διάστημα 280 ετών, η μέγιστη ταχύτητα σε ύψος 10m είναι 53.5m/s (σημείο B). Ο εκθέτης της διάτμησης του ανέμου α υπολογίζεται ίσος με 0.015 από τις εξισώσεις του σχήματος 4.8 και 0.026 από την εξίσωση 4.9.2. Χρησιμοποιώντας μεγαλύτερη τιμή για ασφάλεια, η μέγιστη τιμή του ανέμου στα 61m η οποία ικανοποιεί τις προδιαγραφές σχεδιασμού καθορίζεται ίση με 56.1m/s.



Σχήμα 4.10: Γράφημα του μέσου διαστήματος επανάληψης συναρτήσει της ταχύτητας του ταχύτερου μιλίου του ανέμου χρησιμοποιώντας τη διανομή των Fisher και Tippeter.

Επακριβείς υπολογιστικές διεργασίες και δεδομένα από τα οποία βασικές τιμές των ακραίων ταχυτήτων του ανέμου τα οποία μπορούν να προσδιοριστούν για τις ανάγκες σχεδιασμού Α/Γ δίνονται από τον Frost. Σε αυτά συμπεριλαμβάνονται μαθηματικές εκφράσεις για τη ρύθμιση των βασικών ταχυτήτων σε κάθε ανύψωση, της τραχύτητα της επιφάνειας και του δομικού δυναμικού χρόνου αντίδρασης για διαφορετικά εξαρτήματα μιας ανεμογεννήτριας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

ΤΥΡΒΗ

Αναφερόμενοι στο ενεργειακό φάσμα του ανέμου που παρουσιάζεται στο σχήμα 3.2, όλες οι χρονικές μεταβολές της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου για περιόδους μικρότερες του 1/10 της ώρας θεωρούνται τυρβώδεις. Αυτές οι τυρβώδεις διακυμάνσεις στη *μίκρο-μετεωρολογική κλίμακα* δημιουργούν ασταθείς, ανομοιομορφες αεροδυναμικές δυνάμεις πάνω στην ανεμογεννήτρια οι οποίες θα πρέπει να εκτιμώνται στο σχεδιασμό κατασκευής τους και στους ελέγχους. Τα αιολικά φορτία πάνω στην ανεμογεννήτρια μπορούν να ταξινομηθούν σε δύο ομάδες: αυτά που σχετίζονται με τη μόνιμη ταχύτητα του ανέμου, τα οποία περιγράφονται ως *ημι-στατικά* ή *χρονικά μέσα*, σχετίζονται με την ριπή ή την τύρβη του ανέμου και είναι κυρίως *δυναμικά*.

Κατ' επέκταση των εξισώσεων (3.3.1) για ένα πεδίο ανέμου αντί του ροϊκού σωλήνα, έχουμε :

$$u(y, z, t) = U(y, z) + g(y, z, t) \quad (5a)$$

$$\int_{A_r} \int_0^{\Delta t} g(y, z, t) dt dA = 0 \quad (5b)$$

$$RMS[u(y, z, t) - U(y, z)] = \sqrt{\frac{1}{A_r \Delta t} \int_{A_r} \int_0^{\Delta t} g^2(y, z, t) dt dA} = \sigma_0 \quad (5c)$$

όπου :

y, z = πλευρικές και κάθετες συντεταγμένες αντίστοιχα (m)

$u(y, z, t)$ = στιγμιαία οριζόντια ταχύτητα του ελεύθερου
ρεύματος του ανέμου (m/s)

$U(y, z)$ = μόνιμη οριζόντια ταχύτητα του ελεύθερου ρεύματος (m/s)

$g(y, z, t)$ = ταχύτητα διακύμανσης, στιγμιαία απόκλιση από τη $U(y, z)$ (m/s)

A_r = Η συνολική επιφάνεια που σαρώνει ο ρότορας (m²)

Δt = μέσο χρονικό διάστημα (h)

$RMS[] =$ τετραγωνική ρίζα του μέσου τετραγώνου της []

$\sigma_0 =$ περιβαλλοντική ή φυσική τύρβη (m/s)

Η εξίσωση (5c) εκφράζει την κοινή υπόθεση ότι η τύρβη είναι *ομογενής* (π.χ. έχει την ίδια δομή με την επιφάνεια που σαρώνει ο δρομέας).

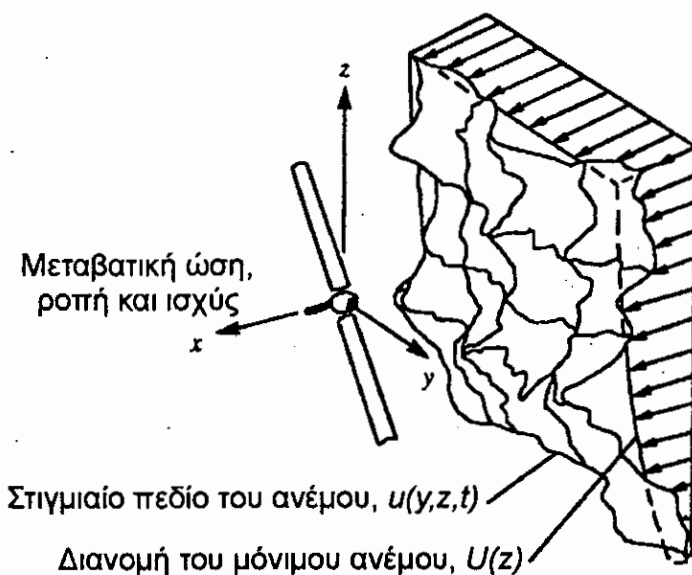
5.1 Κατηγορίες μοντέλων τύρβης

Τα μαθηματικά μοντέλα της διακύμανσης ή της τύρβης του ανέμου στον στροφέα μιας ανεμογεννήτριας μπορούν να χωριστούν σε τέσσερις κατηγορίες κατά αύξουσα πολυπλοκότητα όπως φαίνεται παρακάτω :

1. Ασταθής στο χώρο, χρονικά σταθερή $g = g(y,z,0)$
2. Σταθερή στο χώρο, χρονικά ασταθής $g = g(0,0,t)$
3. Ασταθής στο χώρο, χρονικά ασταθής $g = g(y,z,t)$
4. Τυχαία $g = g(\text{φάσμα ισχύος συναρτήσει των διακριτών παραμέτρων ριπής})$

5.1.1 Μοντέλα τύρβης ασταθή στο χώρο και χρονικά σταθερά

Τα πρώιμα μοντέλα της ροής του ανέμου σε ένα στροφέα είναι αυτής της κατηγορίας και είχε αναπτυχθεί αρχικά για να εκφράσει την σκίαση του πύργου (ροή σε έναν στροφέα προς τον πνέοντα άνεμο που προκαλείται από τον απόρευμα του πύργου) και όχι την τύρβη. Ωστόσο, το ελεύθερο ρεύμα του αέρα μπορεί από μόνο του να είναι ασταθές, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 5.1. Αυτές οι μεταβολές έχουν μετρηθεί στο πεδίο με μεθόδους *περιστροφικής δειγματοληψίας*. Η περιστροφική δειγματοληψία είναι μια διαδικασία η οποία χρησιμοποιεί μια παράταξη από ανεμόμετρα διανομής κατά μήκος ενός υποθετικού μονοπατιού ενός τμήματος του πτερυγίου της ανεμογεννήτριας. Αυτά τα ανεμόμετρα καταγράφουν το χρόνο της ταχύτητας του ανέμου στο οποίο υπόκειται αυτό το τμήμα του πτερυγίου.



Σχήμα 5.1: Σχηματικό διάγραμμα του μη μόνιμου πεδίου του ανέμου, τυπικό αυτού σε Α/Γ οριζοντίου άξονα

Για να χρησιμοποιήσουμε ένα μοντέλο ασταθούς, μόνιμου ανέμου που παρουσιάζει περιστροφικά το δείγμα της τύρβης, δημιουργήθηκε η υπόθεση ότι οι χωρικές μεταβολές της ταχύτητας είναι *ημιστατικές*, μεταβαλλόμενες αργά σε σύγκριση με την περιστροφική περίοδο του στροφέα. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί οποιαδήποτε μαθηματική συνάρτηση με περιοδική συχνότητα για να μετατρέψει τις χρονικές σειρές της ταχύτητας, σε κάθε θέση του στροφέα, σε ζεύγος συντεταγμένων (y,z) . Η επιφάνεια του στροφέα διαιρείται σε κυκλικούς τομείς, και καθορίζεται η ταχύτητα για κάθε ένα τομέα. Σήμερα, περισσότερα μοντέλα της τύρβης χρησιμοποιούν αυτή τη διαδικασία.

5.1.2 Μοντέλα σταθερά στο χώρο και χρονικά ασταθή

Το μοντέλο αυτής της κατηγορίας μπορεί επίσης να ονομαστεί *επίπεδο μέτωπο ριπής* ή *μοντέλο διακριτής ριπής*. Η διανομή της ριπής (στο ζεύγος συντεταγμένων y και z) είναι σταθερό και περιτυλίγει τον στροφέα ομοιόμορφα, αλλά το επίπεδό του μεταβάλλεται με το χρόνο. Ωστόσο, μία δεδομένη δίνη τύρβης μπορεί να εμφανιστεί σταθερή σε μια μικροκλίμακα του στροφέα, αλλά ασταθής για μία μεγαλύτερη. Αυτό δείχνει την ανάγκη ώστε το μοντέλο της ριπής να έχει *πλάτος*, *διάρκεια*, έναν αριθμό από *περιστατικά*, και *διαστάσεις*. Γενικά, η μεγαλύτερη κλίμακα του στροφέα, το μεγαλύτερο

πλάτος, η μακρύτερη διάρκεια, και η μικρότερη συχνότητα των περιστατικών είναι αυτά που χαρακτηρίζουν το επίπεδο μέτωπο ριπής.

Η *βασική δύναμη* στο σχεδιασμό της ανεμογεννήτριας και στο σχέδιο διακοπής της λειτουργίας και ασφάλειας των ελέγχων καθοδηγείται από ακραίες, μεμονωμένες ριπές οι οποίες είναι εμποδωμένες στους τυρβώδεις ανέμους. Για να αναλύσουμε τις ακραίες τιμές καταφεύγουμε σε μία *πιθανότητα μέγιστης τιμής* ή στο μοντέλο *εξωτερικής ριπής*.

5.1.3 Μοντέλα ασταθή στο χώρο και χρονικά ασταθή

Η βασική ροή στην ανεμογεννήτρια είναι και ασταθής και ανομοιόμορφη, επομένως το μοντέλο αυτής της κατηγορίας είναι το πιο πραγματικό, και φυσικά, το πιο πολύπλοκο. Θεωρείται ότι είναι μία ανομοιόμορφη ροή, πιθανότατα διδιάστατη, η οποία μεταβάλλεται με το χρόνο. Η ανάγκη γι' αυτό το επίπεδο πολυπλοκότητας θα διαφέρει για διαφορετικά μεγέθη του στροφέα. Για παράδειγμα, μπορεί να απαιτούνται μοντέλα για χωρικές και χρονικές μεταβολές της ροής στους στροφείς της μακροκλίμακας, ενώ για μικρούς στροφείς επαρκούν οι χρονικές μεταβολές.

5.1.4 Στοχαστικά μοντέλα

Η τελευταία κατηγορία μοντέλου της τύρβης είναι η στοχαστική. Οι τρεις κατηγορίες μοντέλων τύρβης που περιγράφηκαν προηγουμένως περιέχουν *καθορισμένες* περιγραφές των διακυμάνσεων του ανέμου. Τα τυχαία μοντέλα, βασίζονται στην υπόθεση ότι η τύρβη δημιουργείται από ημιτονοειδή κύματα ή δίνες με πολλές περιόδους και τυχαία πλάτη. Το *φάσμα* της τύρβης, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 3.2, χρησιμοποιείται για να περιγράψει τη συχνότητα εμφάνισης διακυμάνσεων με διαφορετικές περιόδους, και δίνεται γραφικά ως ο μέσος όρος της κινητικής ενέργειας σε σχέση με τις δίνες ή τις ταραχές που έχουν συχνή περιοδικότητα αλλά χρονικά τυχαία πλάτη. Τα στοχαστικά μοντέλα μπορούν επίσης να χρησιμοποιήσουν την πιθανότητα διανομής ή άλλες στατιστικές παραμέτρους.

Η στοχαστική ανάλυση μπορεί να είναι ανεκτίμητη στην ανάπτυξη μοντέλων της ροής του ανέμου από μετρήσεις αντίδρασης μιας λειτουργικής ανεμογεννήτριας, λόγω του ότι διευκολύνει τα ακόλουθα κρίσιμα βήματα:

- παρουσίαση πολλών δεδομένων σημείων που ελήφθησαν στο πεδίο ελέγχων
- γρήγορη αποτίμηση των φορτίων κόπωσης
- σύγκριση του μοντέλου προβλέψεων με διαχρονικά δεδομένα

Η μέθοδος του *Akins* είναι μια απλή εφαρμογή των τυχαίων μεθόδων στην απόδοση ισχύος των ανεμογεννητριών. Μια άλλη εφαρμογή μίας τυχαίας προσέγγισης είναι η έκφραση της χρονικής μεταβολής του μετώπου του ανέμου με πιθανές διατυπώσεις. Αυτή μπορεί να είναι η πιθανότητα της εμπειρίας μιας δεδομένης μορφής και ποσότητας της ανομοιομορφίας της ροής. Σε αυτήν την περίπτωση είναι ακόμα καθοριστική η χωρική μεταβολή. Ένα άλλο παράδειγμα ενός τυχαίου μοντέλου είναι ότι αρκετές φορές η ταχύτητα του ανέμου υπερβαίνει μία σταθερή τιμή (π.χ. *στατιστική υπέρβαση*). Ένα τέτοιο μοντέλο είναι κατάλληλο στην ανάλυση κόπωσης. Υπάρχουν πολλές εφαρμογές των στοχαστικών μοντέλων στην αιολική ενέργεια.

Οι διαστάσεις των μοντέλων τύρβης

Τα μοντέλα τύρβης όλων των κατηγοριών μπορούν να ταξινομηθούν ως μόνο-, δι-, ή τρισδιάστατα και αυτό εξαρτάται από τον αριθμό των συντεταγμένων του χώρου (π.χ., x , y , και z) που απαιτούνται για την περιγραφή της ταχύτητας του ανέμου. Στα μονοδιάστατα ή της *μακροκλίμακας τύρβης* μοντέλα υποθέτουμε ότι ο στροφέας περιβάλλεται εντελώς από κάθε ριπή, έτσι απαιτείται μόνο η επιμήκης συνιστώσα (x). Παρατηρούμε ότι η ταξινόμηση των διαστάσεων δεν εκφράζει τον αριθμό των συντεταγμένων του διανύσματος της ταχύτητας που περιλαμβάνονται. Τα διδιάστατα και τρισδιάστατα (π.χ. *τύρβη μικροκλίμακας*) μοντέλα δηλώνουν διακυμάνσεις της ταχύτητας με κλίμακες μήκους μικρότερες από την διάμετρο του στροφέα, και πρέπει να χρησιμοποιηθούν οι οριζόντιες και/ή κάθετες συντεταγμένες (y , z).

5.2 Φασματικά μοντέλα της συνεχούς τύρβης

Η κατασκευαστική ζωή και ο έλεγχος της ισχύς εξόδου και της κατεύθυνσης του ρότοτα A/Γ οριζοντίου άξονα είναι τυπικά ευαίσθητοι στην *συνεχή τύρβη* (π.χ. οι διακυμάνσεις του ανέμου κατά την διάρκεια συνηθισμένων διευθύνσεων) η οποία δημιουργεί δυναμικές δυνάμεις που δρουν συνεχόμενα στο δρομέα και στη κατασκευή στήριξης. Οι μέθοδοι ανάλυσης συνεχούς τύρβης βασίζονται γενικά στα *φασματικά μοντέλα* ή στα *ντετερμινιστικά μοντέλα ριπής*, τα οποία σχετίζονται με στατιστικές τιμές υπέρβασης.

5.2.1 Βασικές εξισώσεις

Οι βασικές σχέσεις ανάμεσα στο φάσμα της ατμοσφαιρικής τύρβης και στο φάσμα των κατασκευαστικών δυναμικών αντιδράσεων (όπως κινήσεις, παραμορφώσεις, και φορτία) περιέχονται στην ακόλουθη γενική εξίσωση, η οποία γράφεται εδώ για τη μία συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου :

$$S_k(n) = \Phi_{11}(n)H_1^*(n) + \Phi_{22}(n)H_2(n)H_2^*(n) + \dots \quad (5.2.1.1)$$
$$+ R_o [\Phi_{12}(n)H_1^*(n)H_2(n) + \Phi_{13}(n)H_1^*(n)H_3(n) + \dots]$$

όπου

n = κυκλική συχνότητα (rad/s)

S_k = φάσμα ισχύος της δυναμικής αντίδρασης της παραμέτρου του στροβίλου k η οποία έχει μονάδες K ($K^2/\text{rad/s}$)

Φ_{ij} = φάσμα ισχύος δύο σημείων της συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου που δρα στα σημεία i και j (m^2/s)

H_i^* = συζυγής μιγαδικός του H_i ($K/\text{m/s}$)

H_i = παράμετρος αντίδρασης του στροβίλου στη συνάρτηση μεταφοράς ($K/\text{m/s}$)

$R_o[\]$ = πραγματικό μέρος της []

Αυτή η έκφραση μπορεί να επεκταθεί απευθείας σε δύο ή τρεις συνιστώσες της ταχύτητας και περιέχεται στη γραμμική θεωρία. Μπορεί να μετατραπεί σε έναν απλούστερο τύπο που εξαρτάται από την υποτιθέμενη τύρβη η οποία ταξινομείται ως μονοδιάστατη ή διδιάστατη. Αν η τύρβη είναι μονοδιάστατη

(π.χ. τύρβη μακροκλίμακας που σχετίζεται με τη διάμετρο του στροφέα) τότε η εξίσωση 5.2.1.1 μπορεί να απλοποιηθεί στον ακόλουθο τύπο :

$$S_k = \Phi_x(n)H_x(n)H_x^*(n) + \Phi_y(n)H_y(n)H_y^*(n) + \Phi_z(n)H_z(n)H_z^*(n) \quad (5.2.1.2)$$

Τα χαρακτηριστικά του ανέμου που απαιτούνται για την επίλυση των εξισώσεων (5.2.1.1) και (5.2.1.2) περιέχονται στο φάσμα ισχύος της τύρβης $\Phi_{ij}(n)$.

5.2.2 Το φάσμα της τύρβης του ανέμου σε ουδέτερη ατμόσφαιρα

Αρκετές φορές έχουν δοθεί αναλυτικά μοντέλα για το φάσμα χρονικών, πλευρικών και κάθετων συνιστωσών της ατμοσφαιρικής τύρβης, όπως και λεπτομερείς φυσικές και μαθηματικές περιγραφές οι οποίες χρησιμοποιούν ένα μηχανολογικό τυποποιημένο εγχειρίδιο. Μία τροποποιημένη έκδοση από ένα φασματικό μοντέλο είναι η παρακάτω :

$$\frac{n\Phi_\alpha}{\sigma_{0,\alpha}^2} = \frac{0.164\eta/\eta_\alpha}{1 + 0.164(\eta/\eta_\alpha)^{1.667}} \quad (5.2.2.1a)$$

$$\eta = \frac{nz}{U} \quad (5.2.2.1b)$$

όπου :

Φ_α = φάσμα ισχύος των διακυμάνσεων του ανέμου κατά τη διεύθυνση α σε ύψος z (m^2/s)

$\alpha = x$ (χρονική), y (πλευρική), ή z (κάθετη) διεύθυνση

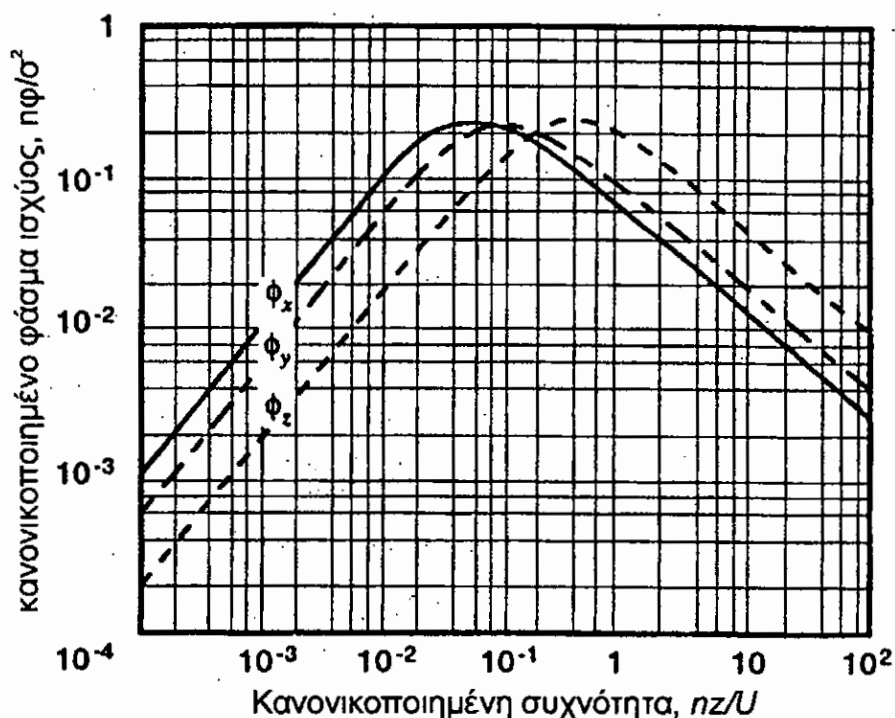
$\sigma_{0,\alpha}$ = περιβαλλοντική τύρβη κατά τη διεύθυνση α (m/s)

η = κανονική συχνότητα

η_α = κανονική συχνότητα αναφοράς, εξαρτάται από το ύψος και την ευστάθεια.

Το σχήμα 5.2 είναι μία γραφική παράσταση της εξίσωσης (5.2.2.1a) για συνθήκες ουδέτερης ευστάθειας, με τις ακόλουθες προτεινόμενες τιμές για το ύψος σε συνάρτηση με κανονικές συχνότητες αναφοράς :

$$\eta_x = 0.0144 (z/30)^{0.78} \quad \eta_y = 0.0265 (z/30)^{0.78} \quad \eta_z = 0.0962 \quad (5.2.2.1c)$$



Σχήμα 5.2: Το τροποποιημένο μοντέλο του Kaimal σε ανύψωση 30m.

Άλλα μοντέλα του φάσματος της τύρβης που έχουν χρησιμοποιηθεί για το σχεδιασμό και την ανάλυση μιας ανεμογεννήτριας είναι το φάσμα *Davenport*, το φάσμα *Dryden*, και το φάσμα *von Karman*. Το φάσμα *von Karman*, το οποίο εξαρτάται από την ολοκληρωτική τύρβη των κλίμακων μήκους, συμφωνεί με τα δεδομένα της ατμόσφαιρας στην κλίμακα υψηλής συχνότητας. Ωστόσο αυτά, βασίζονται στην υπόθεση ότι η τύρβη είναι *ισοτροπική* (ισοδύναμη προς όλες τις διευθύνσεις), η οποία δεν είναι πραγματική κοντά στο έδαφος. Επί πλέον, οι κλίμακες μήκους της τύρβης είναι δύσκολο να εκτιμηθούν για γενικούς κατασκευαστικούς σκοπούς, και η ροή της ευστάθειας της ατμόσφαιρας δεν μπορεί να ενσωματωθεί άμεσα. Επομένως, η εξίσωση 5.2.2.1 και οι άλλες που περιλαμβάνουν επιδράσεις της ευστάθειας του οριακού στρώματος προτείνονται για να παρουσιάσουν το φάσμα της ατμοσφαιρικής τύρβης.

5.2.3 Τύρβη και ένταση τύρβης

Η τύρβη δεν είναι μόνο ένας ποιοτικός όρος αλλά και μία βασική, ποσοτική μέτρηση της αστάθειας του ανέμου. Προσαρμόζοντας την εξίσωση (3.3.1c) έτσι ώστε να παρουσιάζει τις συνιστώσες της τύρβης στις τρεις διευθύνσεις, έχουμε :

$$\sigma_{0,\alpha} = RMS [u_\alpha(t) - U_\alpha] \quad (5.2.3.1)$$

όπου, όπως πριν, ο δείκτης α αναφέρεται στη διεύθυνση x , y , ή z , με το x παράλληλο προς τον μόνιμο άνεμο. Γι' αυτό το λόγο, $U_x = U$ και $U_y = U_z = 0$. Η τιμή της τύρβης είναι μία συνάρτηση της χρονικής περιόδου που επιλέχθηκε ώστε ο μέσος όρος της ταχύτητας του ανέμου να προσδιορίζει το U .

Η ένταση της τύρβης (είναι γνωστή και ως *σχετική ένταση της τύρβης*) ορίζεται ως αναλογία της τύρβης προς τη μόνιμη ταχύτητα του ανέμου. Η ένταση της τύρβης τυπικά υπολογίζεται όταν χαρακτηρίζεται το σύστημα του ανέμου σε μία θέση της ανεμογεννήτριας, χρησιμοποιώντας την ίδια ταχύτητα των δεδομένων που καταγράφηκαν για τον υπολογισμό εποχικών και ετήσιων μέσων ταχυτήτων. Κανονικά η τύρβη λόγω της ταχύτητας του μόνιμου ανέμου έχει την τάση να παράγει μία χαρακτηριστική κλίμακα εντάσεων για μία δεδομένη θέση, αλλά αυτές οι εντάσεις δεν έχουν καθόλου σημασία. Η ένταση της τύρβης έχει βρεθεί ότι διαφοροποιείται με τις ίδιες παραμέτρους όπως αυτές της διάτμησης του ανέμου: επιφανειακή τραχύτητα, ταχύτητα του ανέμου, ύψος, ευστάθεια της ατμόσφαιρας, και τοπογραφικά χαρακτηριστικά. Εδώ θα παρουσιάσουμε εξισώσεις για την πρόβλεψη της έντασης της τύρβης απουσία μετρήσεων, αλλά μόνο απευθείας μετρήσεις προτείνονται για την τελική φάση επιλογής θέσης και σχεδίασης μιας ανεμογεννήτριας.

Η πρόβλεψη της έντασης της τύρβης αρχίζει εκτιμώντας την αναλογία της κάθετης συνιστώσας της τύρβης με την *ταχύτητα τριβής*, $\sigma_{0,z} / U$. Για ουδέτερη ευστάθεια της ατμόσφαιρας αυτή η αναλογία είναι περίπου 1.3. Έχει

παρατηρηθεί ότι κάτω από ουδέτερες συνθήκες το $\sigma_{0,z}$ εξαρτάται από την ταχύτητα του μόνιμου ανέμου και από το επιφανειακό μήκος τραχύτητας, z_0 . Πειραματικά αποτελέσματα δείχνουν ότι οι κάθετες ριπές είναι κυρίως μία συνάρτηση των χαρακτηριστικών τραχύτητας της μικροκλίμακας, όπου χρονικές και πλευρικές ριπές επηρεάζονται από τα επιφανειακά χαρακτηριστικά της μακροκλίμακας.

Λόγω έλλειψης των μαθηματικών μοντέλων για την επίδραση των χαρακτηριστικών του γεωγραφικού ανάγλυφου και της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στα $\sigma_{0,x}$ και $\sigma_{0,y}$, έχει προταθεί οι αναλογίες αυτών των συνιστωσών στην κάθετη τύρβη να συμπεριφέρονται μόνο ως συναρτήσεις ύψους, σύμφωνα με τις ακόλουθες σχέσεις για ύψη μικρότερα από 600 m :

$$\sigma_{0,x}/\sigma_{0,z} = (0.177 + 0.00139z)^{-0.4} \quad (5.2.3.2a)$$

$$\sigma_{0,y}/\sigma_{0,z} = (0.583 + 0.00070z)^{-0.8} \quad , \quad z < 600m \quad (5.2.3.2b)$$

Αν υποθέσουμε ότι $\sigma_{0,z}/U_* = 1.3$, $U_*/U = \kappa/\ln(z/z_0)$, και $\kappa = 0.4$, οι εντάσεις της τύρβης για ουδέτερες ατμοσφαιρικές συνθήκες σε ύψη μικρότερα των 600m μπορούν να εκφραστούν ως :

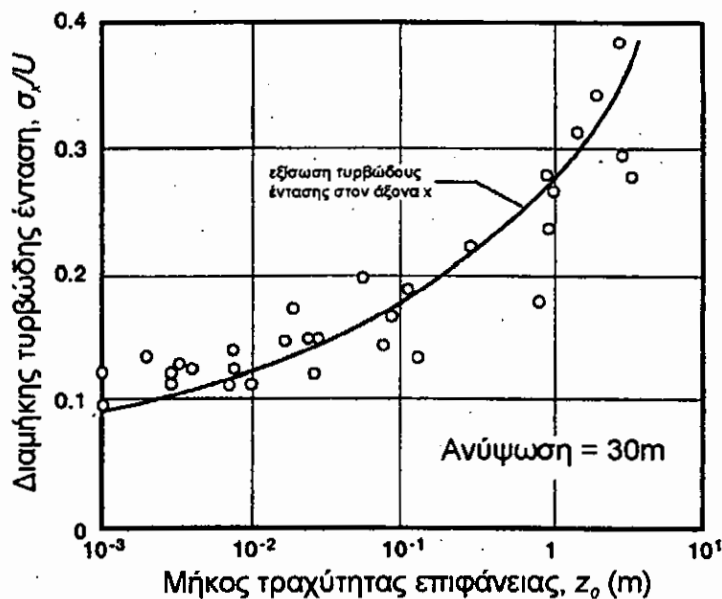
$$\frac{\sigma_{0,x}}{U} = \frac{0.52}{\ln(z/z_0)} (0.177 + 0.00139z)^{-0.4} \quad (5.2.3.3a)$$

$$\frac{\sigma_{0,y}}{U} = \frac{0.52}{\ln(z/z_0)} (0.583 + 0.00070z)^{-0.8} \quad (5.2.3.3b)$$

$$\frac{\sigma_{0,z}}{U} = \frac{0.52}{\ln(z/z_0)} \quad , \quad z_0 \ll z < 600m \quad (5.2.3.3c)$$

Η επίδραση της επιφανειακής τραχύτητας στη χρονική ένταση της τύρβης παρουσιάζεται στο σχήμα 5.3 όπου το ύψος διατηρείται σταθερό στα 30 m. Τα δοκιμαστικά δεδομένα όπως και η εξίσωση 5.2.3.3a δείχνουν μία έντονη

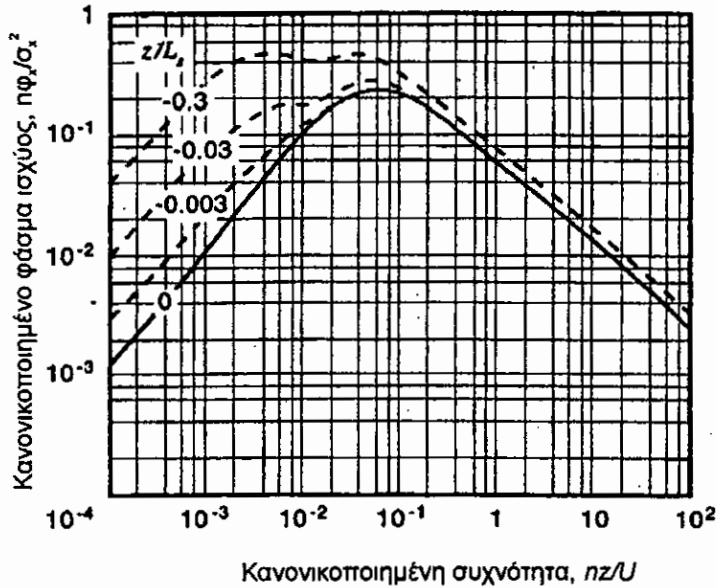
επίδραση της επιφανειακής τραχύτητας στην ένταση τύρβης. Τα δοκιμαστικά δεδομένα παρουσιάζουν την εξάρτηση της έντασης από το ύψος και συσχετίζονται με τις εξισώσεις 5.2.3.3, όπως και ότι η γενική κατεύθυνση και ποσότητα βρίσκονται σε συμφωνία, αν και τα δεδομένα διασποράς είναι σχετικά μεγάλα.



Σχήμα 5.3: Επίδραση της τραχύτητας της επιφάνειας στην ένταση της τύρβης

5.2.4 Επίδραση της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στο φάσμα της τύρβης

Γενικά, οι κρίσιμες αιολικές δυνάμεις σε μία ανεμογεννήτρια λαμβάνουν χώρα όταν έχουμε υψηλές ταχύτητες του ανέμου οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν κανονικές για ουδέτερες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Ωστόσο, οι άνεμοι που περιέχουν σημαντική ενεργειακή τύρβη μπορεί να παραμείνουν σταθεροί για ώρες κάτω από σταθερές και ασταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες σε αρκετές θέσεις ανεμογεννητριών. Η καλή σχεδιαστική πρακτική θα μπορούσε επομένως, να απαιτεί να μελετάται η κατασκευαστική αντίδραση με τη χαρακτηριστική τύρβη μίας διακύμανσης των σταθερών συνθηκών.



Σχήμα 5.4: Επίδραση των ασταθών ατμοσφαιρικών συνθηκών στο φάσμα της διαμήκης τύρβης

Η εξίσωση 5.2.2.1 συνίσταται για τη μαθηματική περιγραφή του φάσματος της σταθερής ατμόσφαιρας με το η_σ να εκφράζεται ως μία συνάρτηση του αριθμού *Richardson*, τόσο καλά όσο το ύψος.

Τα μαθηματικά μοντέλα της επίδρασης της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στην τύρβη εξακολουθούν να αναπτύσσονται. Έχει παρατηρηθεί ότι το φάσμα της οριζόντιας τύρβης σε ασταθή αέρα αποτελείται από ένα τμήμα χαμηλής συχνότητας που εξαρτάται από το μήκος ευστάθειας, L_s , και από ένα τμήμα μεγαλύτερης συχνότητας που εξαρτάται από το ύψος. Το σχήμα 5.4 παρουσιάζει την επίδραση της χαμηλής συχνότητας στο χρονικό φάσμα για ασταθείς συνθήκες ($L_s < 0$), σε σύγκριση με το φάσμα ουδέτερης ευστάθειας. Οι μέγιστες τιμές που παρατηρήθηκαν για $\eta=0.004$ σχετίζονται με τη συνεκτική, δομή των στροβίλων μεγάλης κλίμακας σε ασταθή διαστρωματωμένη ατμοσφαιρικά οριακά στρώματα. Αυτό το θέμα εξακολουθεί να είναι μια σημαντική περιοχή μετεωρολογικής έρευνας.

5.2.5 Το φάσμα της τύρβης σε πολύπλοκο γεωγραφικό ανάγλυφο

Η θεωρία η οποία είναι διαθέσιμη για την ποιοτική πρόβλεψη των επιδράσεων του πολύπλοκου γεωγραφικού ανάγλυφου στο φάσμα της τύρβης, δεν έχει

μορφοποιηθεί εντελώς. Έτσι, έχουν προταθεί οι ακόλουθες γενικές παρατηρήσεις :

- Οι χαμηλότερες συχνότητες του φάσματος της οριζόντιας τύρβης (περίπου $\eta < 0.1$) επηρεάζονται από το ανάντη γεωγραφικό ανάγλυφο. Σ' αυτήν την εκτίμηση, υπάρχουν σημαντικές διαφορές μεταξύ του φάσματος που σχετίζεται με διαφορετικά είδη γεωγραφικού ανάγλυφο. Για παράδειγμα, οι μικρότερες «δίνες» από τα χαρακτηριστικά του ανάντη ανάγλυφο φαίνονται ότι εξακολουθούν περισσότερο από ότι οι μεγαλύτερες δίνες.
- Στο επιφανειακό οριακό στρώμα, το φάσμα υψηλής συχνότητας βρίσκεται σε τοπική ισορροπία, και έτσι εφαρμόζονται μέθοδοι εκτίμησης φασματικών χαρακτηριστικών για ομοιόμορφο ανάγλυφο.
- Επειδή οι κάθετες διακυμάνσεις της ταχύτητας (σε αντίθεση με τις οριζόντιες διακυμάνσεις) έχουν την μεγαλύτερη ενέργειά τους σε σχετικά υψηλές συχνότητες, το φάσμα τους σε πολύπλοκο γεωγραφικό ανάγλυφο μοιάζει αρκετά με αυτό του ομοιόμορφου ανάγλυφο.

5.3 Διακριτά μοντέλα ριπής

Μια διακριτή ριπή ορίζεται τυπικά από όρους μίας *ποσότητας* (μέγιστη αλλαγή από τη μόνιμη ταχύτητα του ανέμου), μία *διάρκεια* (διάρκεια της χρονικής περιόδου στην οποία η ταχύτητα του ανέμου διαφέρει από την μόνιμη ταχύτητα), και μία *συνάρτηση διαχωρισμού* η οποία δίνει τη μεταβολή της ταχύτητας με χρόνο διάρκειας της ριπής. Η συνάρτηση διαχωρισμού ορίζει την κατανομή της πολυστρωμάτωσης και εξασθένισης της ριπής. Ένα κλασσικό παράδειγμα είναι η συνάρτηση διαχωρισμού «ένα-μείον-συνημίτονο» που παρουσιάζεται στο σχήμα 5.5, και είναι :

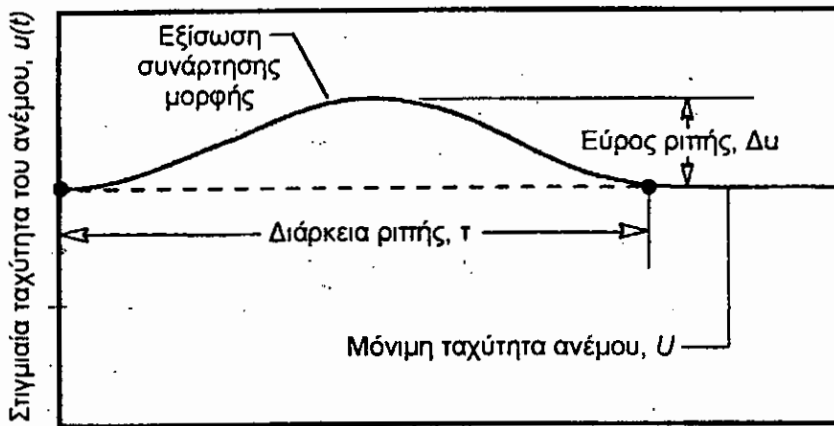
$$u(t) = U + 0.5\Delta u [1 - \cos(2\pi / \tau)] \quad (5..3.1)$$

όπου :

Δu = ποσότητα ριπής, θετική (*άνω ριπή*) ή αρνητική (*κάτω ριπή*) (m/s)

t = χρόνος που έχει διανυθεί από το ξεκίνημα της ριπής (s)

τ = διάρκεια ριπής ή περίοδος (s)



Σχήμα 5.5: Το ιδανικό μοντέλο, «ένα-μείον-συνημίτονο» της διακριτής ριπής

Μία από τις πιο λεπτομερείς ομάδες πειραματικών δεδομένων πάνω στους διαχωρισμούς της ριπής, είναι αυτή όπου τα δεδομένα δηλώνουν ότι μία συνηθισμένη ριπή έχει μια εκθετική αύξηση, στρέφοντας τα κοίλα της καμπύλης πάνω και μια εκθετική εξασθένιση. Αυτή είναι μία πιο περιοριστική δίνη απ' αυτή που δίνεται στην εξίσωση 5.3.1, και είναι προτιμότερη για την πρόβλεψη ακραίων αιολικών φορτίων. Από την άλλη, η εξίσωση 5.3.1 είναι προτιμητέα για αναλύσεις φορτίου κόπωσης. Άλλες έρευνες δείχνουν ότι η *ενέργεια της δίνης* είναι μια σημαντική παράμετρος η οποία διατηρείται σε κάθε μοντέλο που χρησιμοποιείται για δυναμική ανάλυση.

5.3.1 Συνεκτική εξομοίωση του περιβάλλοντος της ριπής

Ένα μοντέλο που περιέχει τη συνολική ριπή στην οποία υπόκειται μια ανεμογεννήτρια περιλαμβάνει τη *συνάρτηση της πιθανότητας διανομής* της ποσότητας και της διάρκειας και τη *συχνότητα του περιστατικού*. Αυτό που μας ενδιαφέρει πραγματικά εδώ είναι το διακριτό περιβάλλον της ριπής στο οποίο υπόκειται η ανεμογεννήτρια. Αυτό το περιβάλλον δεν είναι ταυτόσημο με το συνηθισμένο «ιστορικό» της ταχύτητας του ανέμου που μετρήθηκε με ένα ανεμόμετρο, λόγω του ότι η ΑΓ ανταποκρίνεται σε κάποιο χωρικά-μέσο πεδίο ανέμου το μέγεθος του οποίου είναι θεωρητικά μεγαλύτερο από αυτό της ανταπόκρισης του ανεμομέτρου, και η τουρμπίνα μπορεί να είναι ικανή

μεταβάλλοντας την κλίση της γωνίας, την γωνία κλίσης του ρότορα, και/ή την ταχύτητα του στροφέα να «απορροφά» κάποια μέρη του περιβάλλοντος της ριπής. Επομένως, η συλλογή σημαντικών τιμών της ποσότητας και της διάρκειας της ριπής δε βασίζεται μόνο σε στατιστικά αιολικά δεδομένα που απομονώθηκαν από τα ανεμόμετρα, αλλά επίσης και στο μέγεθος της ΑΓ και στη δυναμική ανταπόκριση.

Ενώ τα μοντέλα της ξεχωριστής ριπής είναι πολύ εξιδανικευμένα στην έκφραση του πραγματικού ανέμου, ωστόσο είναι αρκετά χρήσιμα στην ανάλυση της ανεμογεννήτριας όταν το μέγεθος της ριπής είναι αρκετά μεγάλο ώστε να περιβάλλει πλήρως ολόκληρο το στροφέα. Σ' αυτές τις περιπτώσεις μπορούμε να υποθέσουμε ότι η ταχύτητα του ανέμου μεταβάλλεται ομοιόμορφα κατά μήκος του στροφέα. Γενικά θεωρείται ότι το μέγεθος της ριπής σχετίζεται με τη διάρκεια της ριπής, τ . Όσο πιο μεγάλη είναι η διάρκεια, τόσο πιο μεγάλες είναι οι χωρικές διαστάσεις της ριπής. Για να εκτιμήσουμε τη διάρκεια μίας ριπής η οποία θα περιβάλλει το στροφέα της ανεμογεννήτριας, είναι κατάλληλο να χρησιμοποιήσουμε αυτό που καλούμε *συνάρτηση συνοχής*.

Η συνοχή είναι μία αδιάστατη ποσότητα ανάμεσα στο μηδέν και στη μονάδα η οποία παριστάνει το βαθμό όπου δύο συμβάντα, ξεχωριστά στο χώρο, είναι όμοια στις χρονικές τους στιγμές. Αν οι δύο χρονικές στιγμές είναι ταυτόσημες η συνοχή τους είναι μονάδα, και αν αυτές δεν έχουν καμία σχέση η συνοχή τους είναι μηδέν. Η συνοχή δύο ταχυτήτων του ανέμου που μετρήθηκαν σε ξεχωριστά σημεία της χωρικής διάρκειας μίας ριπής μπορεί εμπειρικά να εκφραστεί με την ακόλουθη εξίσωση :

$$coh_{\alpha} = \exp(-d_{\alpha} \Delta l_{\alpha} / U_r \tau) \quad (5.3.1.1)$$

όπου :

coh_{α} = η συνοχή δύο θέσεων διαφορετικών κατά την διεύθυνση α

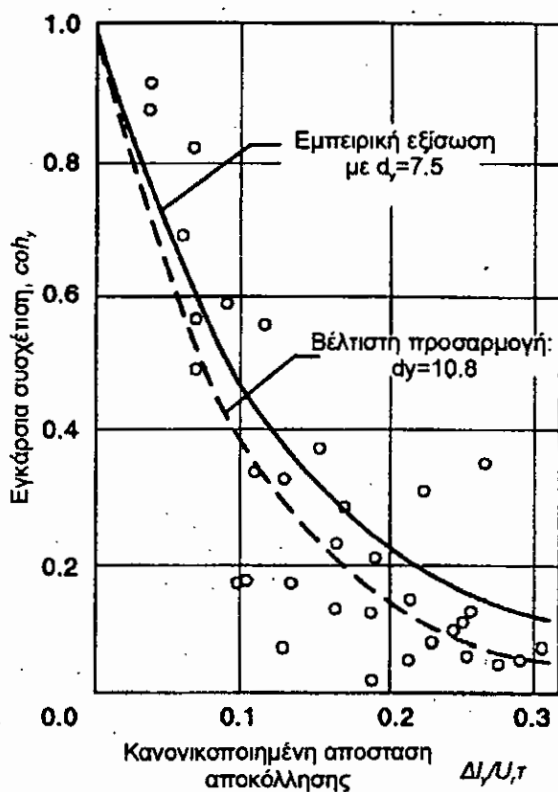
α = x (χρονική), y (πλευρική), και z (κάθετη) διεύθυνση

d_{α} = συντελεστής εξασθένησης κατά τη διεύθυνση α

Δl_α = η απόσταση ανάμεσα σε δύο διαφορετικές θέσεις που μετρήθηκαν κατά την διεύθυνση α (m)

Μια φυσική εξήγηση της εξίσωσης 5.3.1.1 είναι αυτή όπου για μεγάλες διάρκειες ή μικρές διαφορές η συνάφεια προσεγγίζει τη μονάδα, ενώ για μικρές διάρκειες ή μεγάλες διαφορές δεν υπάρχει χρονική συσχέτιση ανάμεσα σε αισθητές διακυμάνσεις σε δύο θέσεις μετρήσεων.

Μη επιβεβαιωμένες τιμές συντελεστών εξασθένισης είναι οι $d_x = 4.5$, και $d_y=d_z=7.5$, που βασίζονται σε μέσους όρους συντελεστών οι οποίοι αναφέρονται στη βιβλιογραφία. Είναι γνωστό ότι το d εξαρτάται από το γεωγραφικό ανάγλυφο, την ευστάθεια της ατμόσφαιρας και τον χωρικό διαχωρισμό. Το σχήμα 5.6 παρουσιάζει ένα μοντέλο συνοχής για πλευρικό διαχωρισμό συγκρινόμενο με τα δεδομένα δοκιμής που παρουσιάζουν έναν συνηθισμένο διαχωρισμό.



Σχήμα 5.6: Τυπικά εγκάρσια δεδομένα συσχέτισης με χρήση εξισώσεων εκθετικής σκέδασης

Λόγω του ότι η συνάρτηση συνοχής είναι πολύ χρήσιμη στην εκτίμηση μεγεθών των ριπών με διαφορετικές διάρκειες, η εξίσωση 5.3.1.1 προτείνει μία μέθοδο υπολογισμού της μικρότερης διάρκειας των ριπών οι οποίες είναι αρκετά μεγάλες ώστε να περιβάλλουν πλήρως τον στροφέα μιας ανεμογεννήτριας. Λύνοντας για τη διάρκεια ριπής έχουμε :

$$\tau = -\frac{d_a \Delta I_a}{U_r \ln(\text{coh}_a)} \quad (5.3.1.2)$$

Ως παράδειγμα, θεωρούμε μια ανεμογεννήτρια με έναν στροφέα διαμέτρου 30 m, η οποία λειτουργεί σε άνεμο που έχει ταχύτητα 15 m/s και ύψος αναφοράς 10 m. Υποθέτουμε μία συνάφεια των 0.5 (μια μεγάλη συνάφεια για συμβάντα που σχετίζονται με τον άνεμο) και ένα συντελεστή εξασθένισης 0.75, η μικρότερη διάρκεια μιας ριπής η οποία υποθέτουμε ότι είναι σταθερή σε ολόκληρη την περιοχή του επιφάνεια αυτού του στροφέα είναι 22 δευτερόλεπτα, σύμφωνα με την εξίσωση (5.3.1.2).

5.3.2 Μοντέλο του παράγοντα της ριπής για την οριζόντια ριπή με τη μέγιστη τιμή και διάρκεια

Σύμφωνα με τα προηγούμενα, ένα μοντέλο ριπής είναι αναγκαίο για τους μηχανολόγους των ανεμογεννητριών έτσι ώστε να συσχετίζει την ποσότητα, τη διάρκεια, και τη συχνότητα των περιστατικών. Διάφορα τέτοια μοντέλα προέρχονται από στατιστικά της ριπής που έχουν δημοσιευθεί. Και η ποσότητα και η διάρκεια των ριπών μεταβάλλονται τυχαία, αλλά γενικά η ποσότητα αυξάνεται με την ελάττωση της διάρκειας. Η συνολική ριπή του περιβάλλοντος μπορεί να ορισθεί σε όρους της κοινής πιθανότητας της διανομής της ποσότητας και της διάρκειας των περιστατικών ριπής, μαζί με κάποια βασικά δεδομένα της συχνότητας των περιστατικών.

Σε μετρήσεις που έγιναν για 17 χρόνια στο Cape Kennedy, Florida, ένα μοντέλο ριπής που αναπτύχθηκε περιέχει δύο εμπειρικούς παράγοντες : τον παράγοντα μέσης ριπής, που ορίζεται ως η αναλογία της μέσης διάρκειας της

ταχύτητας του ανέμου της ριπής προς την μόνιμη ταχύτητα του ανέμου για χρονική περίοδο 10 λεπτών ή περισσότερο και ο στατιστικός παράγοντας, που υπολογίζεται για αποκλίσεις από τη μέση ριπή. Οι μόνιμες ταχύτητες του ανέμου για μέσες περιόδους μεγαλύτερες των 10 λεπτών, παρουσιάζουν μικρές μεταβολές από αυτές των 10 λεπτών. Αυτοί οι παράγοντες περιμένουμε να είναι χαρακτηριστικοί για ανέμους σε μέτρια επίπεδο, ομοιόμορφο γεωγραφικό ανάγλυφο. Σε αυτό το μοντέλο, η ποσότητα ριπής της εξίσωσης (5.3.1) δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta u = (F_g F_s - 1)U \quad (5.3.2.1)$$

όπου

F_g = εμπειρικός παράγοντας μέσης ριπής από σχετικό πίνακα

F_s = εμπειρικός στατιστικός παράγοντας από σχετικό πίνακα

5.4 Διακριτές ριπές για αναλύσεις κόπωσης

Οι ποσότητες της ριπής που περιγράφηκαν με την εξίσωση (5.3.2.1) βασίζονται σε στατιστικά ωριαίων κορυφών των ταχυτήτων του ανέμου. Με αυτήν την έννοια περιμένουμε να είναι ακραίες τιμές και πολύ αναγκαίες για τις αναλύσεις στοιχειωδών φορτίων. Για αναλύσεις κόπωσης, ωστόσο, υπάρχει ενδιαφέρον σε μικρότερες αλλά πιο πολυάριθμες ριπές οι οποίες συμβαίνουν συνήθως σε όλη τη διάρκεια ζωής της κατασκευής. Οι αναλύσεις των φορτίων κόπωσης της ριπής στη NASA/Boeing 2.5-MW Mod-2 ανεμογεννήτρια έλαβε χώρα με τη μεθοδολογία που ονομάζεται *οριζόντιας ριπής NASA Lewis*. Σε αυτό το μοντέλο, τα πλάτη της ριπής κόπωσης καθορίζονται με έναν πρώτο υπολογισμό της έντασης της τύρβης με δεδομένο ύψος και τη μόνιμη ταχύτητα του ανέμου σε μία δεδομένη ανεμογεννήτρια με την ακόλουθη εξίσωση :

$$\sigma_{0,x}(z,U) = \sqrt{\int_{n_{\min}}^{n_{\max}} \phi_x(z,U,n) dn} \quad (5.4.1)$$

όπου τα όρια της συχνότητας, n_{min} και n_{max} , λαμβάνονται ως γνωστά ή υποθέτουμε ότι είναι χαρακτηριστικά δυναμικής αντίδρασης της ανεμογεννήτριας που αναλύθηκε.

Η τύρβη του ανέμου τότε υποθέτουμε ότι αποτελεί μία ομάδα ξεχωριστών ριπών με τυχαία πλάτη του Gauss αλλά ο καθοριστικός διαχωρισμός δίνεται από την εξίσωση (5.3.1). Έτσι, το πλήθος των ποσοτήτων της ριπής, Δu , έχει μία φυσιολογική διανομή, σ' αυτό το μοντέλο, που βασίζεται στο $\sigma_{0,x}$. Για να συμπληρώσουμε αυτόν τον ορισμό της ομάδας των ξεχωριστών ριπών, πρέπει να καθοριστεί μία διάρκεια, και αυτή επιλέγεται όπως φαίνεται παρακάτω: Ας υποθέσουμε ότι $\tau_0(\Delta u)$ είναι η πιο πιθανή περίοδος μίας ριπής με μέγεθος Δu , που καθορίζεται από σχετικούς πίνακες. Τότε,

$$\tau = 0.5 / n_{max}, \quad \tau_0 \leq 0.5 / n_{max} \quad (5.4.2a)$$

$$\tau = 0.5 / \tau_0, \quad 0.5 / n_{max} < \tau_0 < 0.5 / n_{min} \quad (5.4.2b)$$

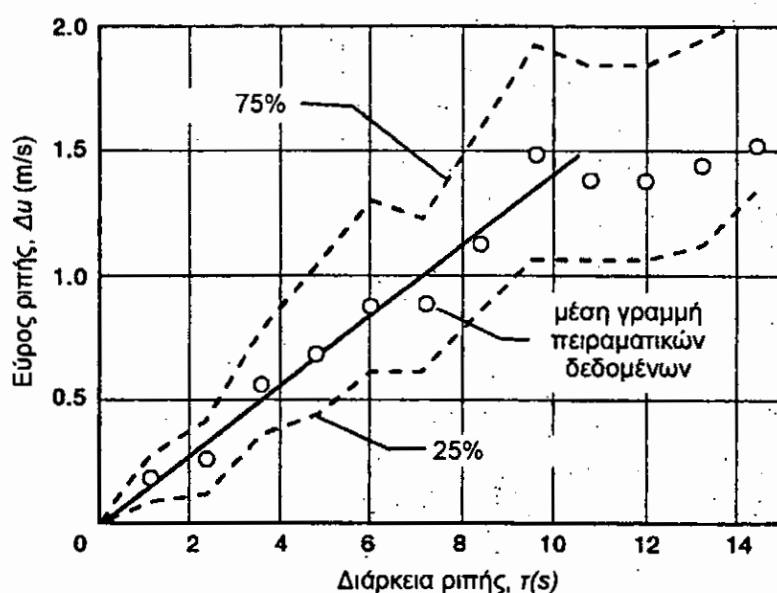
$$\tau = 0.5 / n_{min}, \quad \tau_0 \geq 0.5 / n_{min} \quad (5.4.2c)$$

Αν έχει ζητηθεί να χρησιμοποιείται μια ξεχωριστή ριπή προσέγγισης για τους υπολογισμούς του φορτίου κόπωσης, είναι αναγκαίο να εκτιμάται πόσες φορές η ανεμογεννήτρια θα εκτεθεί σε ριπές που υπερβαίνουν μία δεδομένη ποσότητα. Ορισμένοι μελετητές έχουν προτείνει ένα μοντέλο για την εκτίμηση αυτού του αριθμού ανά ώρα, κατά μέσο όρο ενός χρόνου, όπου η ταχύτητα της ριπής υπερβαίνει μια προκαθορισμένη τιμή. Αυτή η εκτίμηση βασίζεται στο μοντέλο του Rise γνωστό ως «αριθμός διαβάσεων» και στην υπόθεση της διανομής του Weibull για τις μόνιμες ταχύτητες του ανέμου στη διάρκεια ενός χρόνου. Η επιβεβαίωση αυτού του μοντέλου έχει περιοριστεί στα πειραματικά δεδομένα.

Ένας αριθμός μελετών πάνω στα στατιστικά της ριπής και σε άλλα χαρακτηριστικά της έχουν γίνει με επιτυχία για την καλύτερη κατανόηση του φαινομένου της ριπής και στην επιβεβαίωση των μοντέλων διακριτής ριπής. Η γενική προσέγγιση που χρησιμοποιήθηκε γι' αυτές τις μελέτες είναι ο χωροταξικός μέσος όρος ριπών από την ταξινόμηση του εύρους διάβασης

των δεδομένων. Διάφοροι συνδυασμοί υψηλών και χαμηλών φίλτρων διάβασης έχουν αναφερθεί για όλες αυτές τις εργασίες. Κάποια από τα πιο πολύπλοκα χαρακτηριστικά περιλαμβάνουν τα ακόλουθα :

- πιθανότητα περιστατικού ριπών σε μία δεδομένη ποσότητα ανεξάρτητα από τη διάρκεια
- πιθανότητα περιστατικού ριπών σε μία δεδομένη διάρκεια ανεξάρτητα από την ποσότητα
- στατιστικές σχέσεις ανάμεσα στην ποσότητα ριπής και στην διάρκεια ριπής (σχήμα 5.7).



Σχήμα 5.7: Τυπική στατιστική σχέση μεταξύ του εύρους και διάρκειας ριπής

5.5 Χωρικά μοντέλα τύρβης

Τα χωρικά μοντέλα τύρβης είναι μαθηματικές περιγραφές της διακύμανσης του πεδίου του ανέμου σε δύο ή τρεις διαστάσεις. Αυτά τα μοντέλα είναι σημαντικά στο σχεδιασμό συστημάτων ελέγχου της ανεμογεννήτριας, στην πειραματική επαλήθευση της ισχύς εξόδου, στην πρόβλεψη ασύμμετρων δυνάμεων πάνω στο στροφέα που είναι αποτέλεσμα των ανομοιομορφων ριπών στην περιοχή του πτερυγίου, και πολλές άλλες αντιδράσεις της ανεμογεννήτριας σε ασταθείς, ανομοιομορφες αιολικές συνθήκες.

μέτρηση του ανεμομέτρου και την εφαρμογή της *υπόθεσης του Taylor*. Η υπόθεση Taylor υποθέτει ότι η ταχύτητα διακύμανσης του ανέμου σε ένα σταθερό σημείο, $g(x_0, t)$, μπορεί να μετασχηματιστεί σύμφωνα με τη σχέση $x=x_0+Ut$, παράγοντας μία χωρική σχέση για σταθερό χρόνο, $g(x, t_0)$. Αυτή είναι επίσης γνωστή ως αρχή της *ανενεργής τύρβης*, και συνεπώς η χωρική μεταβολή υποθέτουμε ότι παραμένει αμετάβλητη στη διάρκεια του μέσου χρόνου της U . Για να απεικονίσουμε τη σχέση ανάμεσα στο χρόνο και στην απόσταση που υπάρχουν στην υπόθεση του Taylor, θεωρούμε δύο σημεία στο χώρο, A και B , όπου το B είναι μία απόσταση Δx κατάντη του A . Σύμφωνα με την αρχή της ανενεργής τύρβης έχουμε :

$$g_a(B, t) = g_a(A, t - \Delta x / U)$$

όπου ο δείκτης a παριστάνει κάθε μία από τις τρεις συνιστώσες του ανέμου.

Η χωρική μεταβολή σε δύο ή περισσότερα σημεία στο χώρο μπορεί να μοντελοποιηθεί χωρίς την υπόθεση του Taylor χρησιμοποιώντας δεδομένα της ταχύτητας του ανέμου από μία παράταξη ανεμόμετρων. Οι χωρικές μεταβολές στην κάθετη διεύθυνση μπορούν να μετρηθούν με ένα απλό πύργο οργάνων σε διαφορετικά επίπεδα, ενώ οι κάθετες και πλευρικές διευθύνσεις με πολλαπλούς πύργους στήριξης ανεμόμετρων σε μία διδιάστατη μορφή που λέγεται *κάθετη επίπεδη παράταξη*.

5.5.1 Στατιστικές παράμετροι

Οι ποσοτικές εκτιμήσεις των χωρικών μεταβολών στα αιολικά πεδία ορίζονται με τις τρεις ακόλουθες στατιστικές παραμέτρους :

- συντελεστής συσχέτισης
- φάσμα δύο σημείων (ή συσχέτιση δύο σημείων)
- συνάρτηση συνάφειας

Υπάρχουν αρκετές πλήρεις μαθηματικές περιγραφές αλλά θα ασχοληθούμε με σύντομες φυσικές περιγραφές κάποιων μοντέλων.

Συντελεστής συσχέτισης

Ένας συντελεστής συσχέτισης είναι μία μέτρηση για το πόσο καλές διακυμάνσεις μετρήθηκαν σε μία συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου σε μία θέση του χώρου που αντιστοιχεί ή συσχετίζεται με τις διακυμάνσεις σε μία συνιστώσα της ταχύτητας σε ένα δεύτερο σημείο. Ο πλήρης τρισδιάστατος συντελεστής συσχέτισης, συσχετίζει την κάθε μία από τις τρεις συνιστώσες σε ένα πρώτο σημείο με κάθε μία από τις τρεις σε ένα δευτερόλεπτο, και είναι ο *τανυστής εννέα συνιστωσών*. Ωστόσο, για συνθήκες ισοτροπικής, ομογενούς τύρβης σε μία υποτιθέμενη ανάλυση ανεμογεννήτριας, ο συντελεστής συσχέτισης ελαττώνεται σε δύο συνιστώσες : έναν *χρονικό συντελεστή συσχέτισης* για αιολικές διακυμάνσεις παράλληλο σε μία γραμμή συνένωσης δύο σημείων στο χώρο, και έναν *συντελεστή συσχέτισης μεταφοράς* για συνιστώσες αιολικών διακυμάνσεων κάθετων σε αυτή τη γραμμή. Αν υποθέσουμε μία ξεχωριστή απόσταση του ζ, μερικά παραδείγματα αυτών των δύο τύπων συσχέτισης είναι τα ακόλουθα :

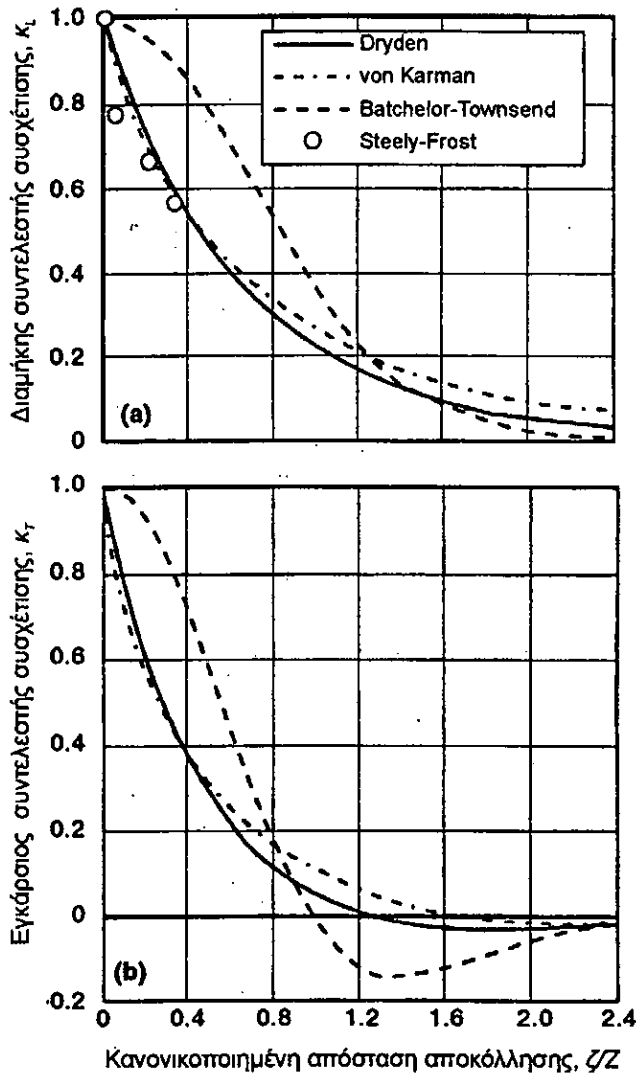
Χρονική συσχέτιση

$$g_x(x, y, z) \text{ με } g_x(x + \zeta, y, z) \quad g_y(x, y, z) \text{ με } g_y(x, y + \zeta, z)$$

Συσχέτιση μεταφοράς

$$g_x(x, y, z) \text{ με } g_x(x, y + \zeta, z) \quad g_y(x, y, z) \text{ με } g_y(x + \zeta, y, z)$$

Ένας συντελεστής συσχέτισης που είναι ίσος με τη μονάδα δείχνει ότι οι αιολικές διακυμάνσεις είναι ίδιες στα δύο σημεία, ενώ ένας αρνητικός συντελεστής δείχνει αντίστροφη ροή.



Σχήμα 5.8: Τρία μοντέλα για τον προσδιορισμό των συντελεστών συσχέτισης τύρβης

Ο υπολογισμός συντελεστών συσχέτισης μπορεί να επεξηγηθεί αν θεωρήσουμε μια ανεμογεννήτρια με διάμετρο στροφέα D , ύψος από το κέντρο h , και χρονικές στιγμές της χρονικής ταχύτητας του ανέμου σε τρεις θέσεις του χώρου : το κέντρο του στροφέα, $(x=y=0, z=h)$, ανάντη από το κέντρο του στροφέα η απόσταση είναι $2D$, και πλευρικά προς τα έξω από το κέντρο του στροφέα η απόσταση είναι $0.5D$. Αν υποθέσουμε μία ισοτροπική τύρβη (π.χ. ισοδύναμη σε όλες τις διευθύνσεις), οι συντελεστές συσχέτισης είναι :

$$\text{Χρονικός : } \kappa_L(-2D) = \overline{g_x(0,0,h)g_x(-2D,0,h)} / \sigma_{0,x}^2 \quad (5.5.1.1a)$$

$$\text{Μεταφοράς : } \kappa_T(0.5D) = \overline{g_x(0,0,h)g_x(0,0.5D,h)} / \sigma_{0,x}^2 \quad (5.5.1.1b)$$

όπου :

κ_L = χρονικός συντελεστής συσχέτισης

κ_T = συντελεστής συσχέτισης μεταφοράς

$\overline{[]}$ = οι μέσες τιμές

Οι τρεις μαθηματικοί τύποι των συντελεστών συσχέτισης είναι του von Karman, του Dryden, και των Batchelor και Townsend. Αυτοί μπορούν να γραφούν σε όρους μίας παραμέτρου που ονομάζεται ολοκληρωμένη κλίμακα μήκους, Z , όπως παρακάτω :

$$\text{Von Karman : } \kappa_L = 0.593 \left(\frac{\zeta}{Z} \right)^{0.333} K_{1/3}(\zeta/Z) \quad (5.5.1.2a)$$

$$\kappa_T = 0.593 \left(\frac{\zeta}{Z} \right)^{0.333} \left[K_{1/3}(\zeta/Z) - \frac{\zeta}{Z} K_{-2/3}(\zeta/Z) \right] \quad (5.5.1.2b)$$

$$\text{Dryden : } \kappa_L = \exp(-1.50\zeta/Z) \quad (5.5.1.3a)$$

$$\kappa_T = (1 - 1.50\zeta/2Z) \exp(-1.50\zeta/Z) \quad (5.5.1.3b)$$

$$\text{Batchelor-Townsend : } \kappa_L = \exp[-(\zeta/Z)^2] \quad (5.5.1.4a)$$

$$\kappa_T = [1 - (\zeta/Z)^2] \exp[-(\zeta/Z)^2] \quad (5.5.1.4b)$$

όπου :

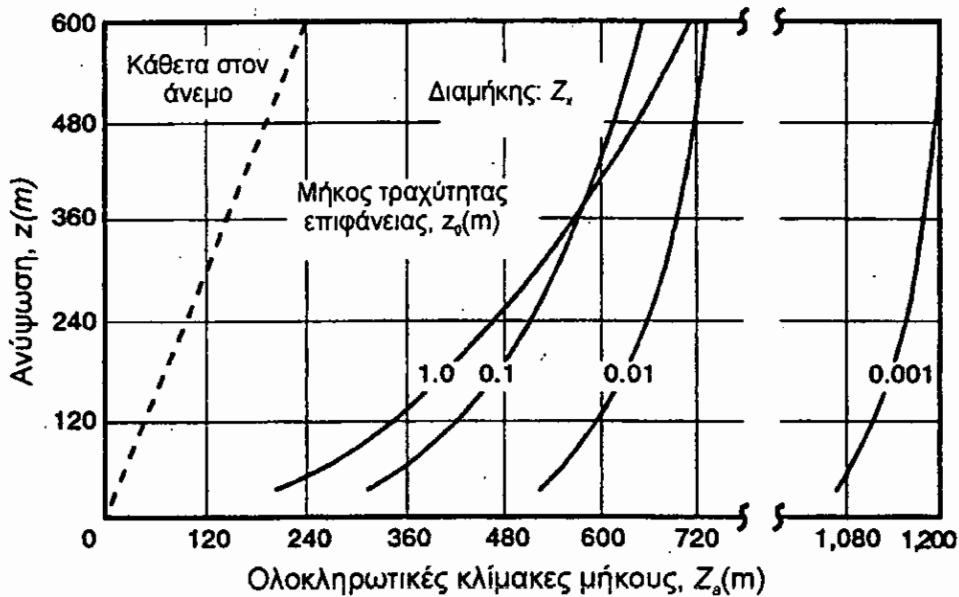
ζ = διαχωρισμένη απόσταση ανάμεσα σε δύο σημεία του χώρου (m)

Z = ολοκληρωτική κλίμακα μήκους της ιστροπικής τύρβης (m)

$K_v ()$ = τροποποιημένη συνάρτηση του Bessel για το δεύτερο είδος της (), του κλασματικού βαθμού v

Ο συντελεστής 1.50 στις εξισώσεις (5.5.1.3) έχει επιλεχθεί για τον λόγο ότι προσαρμόζει τις απλούστερες συναρτήσεις του Dryden σε συναρτήσεις του

νοη Karman, εξαλείφοντας την ανάγκη των πιο πολύπλοκων εξισώσεων (5.5.1.2). Τα τρία ζευγάρια των συναρτήσεων συσχέτισης παρουσιάζονται στο σχήμα 5.8. Στο σχήμα 5.8(a), τα δεδομένα σημεία παριστάνουν τους πειραματικούς συντελεστές συσχέτισης υπολογισμένους από τις ταχύτητες του ανέμου που μετρήθηκαν ταυτόχρονα κατά μήκος μίας γραμμής των πύργων των ανεμόμετρων. Η ολοκληρωμένη κλίμακα μήκους, Z , έχει οριστεί ως ο ολοκληρωτικός συντελεστής συσχέτισης σε όλες τις ξεχωριστές αποστάσεις. Εμπειρικές σχέσεις για μη-ισοτροπικές ολοκληρωμένες κλίμακες μήκους παρουσιάζονται στο σχήμα 5.9, ως συναρτήσεις της επιφανειακής τραχύτητας του μήκους, του ύψους και της διεύθυνσης.



Σχήμα 5.9: Εμπειρικά μοντέλα για τον υπολογισμό των μη-ισοτροπικών κλιμάκων μήκους

Φάσμα δύο σημείων

Ο συντελεστής συσχέτισης προτείνει μια σχέση ανάμεσα στις μέσες διακυμάνσεις του ανέμου όλων των τιμών των μεγεθών της ριπής. Σε πολλές περιπτώσεις, ωστόσο, για τη συσχέτιση ανάμεσα στις διακυμάνσεις είναι αναγκαία μια προκαθορισμένη συχνότητα. Σε αυτές τις περιπτώσεις, είναι χρήσιμες οι στατιστικές παράμετροι που είναι γνωστές ως *φάσμα δύο σημείων* ή *συγκλίνον φάσμα*. Το φάσμα δύο σημείων υπολογίστηκε από τους μετασχηματισμούς του *Fourier*. Ένα κατάλληλο θεωρητικό μοντέλο δύο σημείων για τη χωρική συσχέτιση μπορεί να εξαχθεί από το μοντέλο του νοη

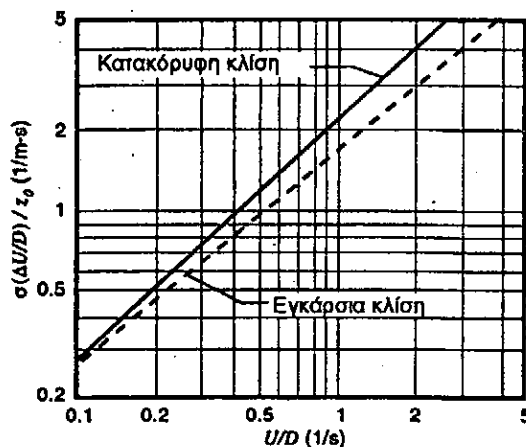
Karman. Οι μετασχηματισμοί του Fourier για τις ενδιάμεσες εξισώσεις συσχέτισης δύο σημείων θα δώσουν τότε το φάσμα δύο σημείων.

Συνάφεια

Η παράμετρος συνάφειας ορίζεται ως η απόλυτη τιμή του κανονικού φάσματος δύο σημείων, και είναι συχνά πολύ πιο χρήσιμο απ' ότι το φάσμα μόνο του. Η συνάφεια εκφράζεται εμπειρικά με την εξίσωση 5.3.1.1.

5.6 Μικροκλίμακα των διακυμάνσεων της διάτμησης του ανέμου

Οι διακυμάνσεις της διάτμησης του ανέμου στο περύγιο του στροφέα της ανεμογεννήτριας είναι μία άλλη μορφή της τύρβης η οποία μπορεί να έχει καθοριστικές επιδράσεις στα φορτία πάνω στο περύγιο του στροφέα, στη ζωή της κατασκευής, και στην ποιότητα της ισχύς εξόδου. Έχουν επαληθευτεί τυπικές αποκλίσεις και άλλα στατιστικά χαρακτηριστικά των κάθετων και πλευρικών κλίσεων της ταχύτητας του ανέμου, ανάμεσα σε δύο σημεία που χωρίζονται από τις αποστάσεις του μεγέθους του στροφέα, θεωρώντας αυτές τις κλίσεις ως τυχαίες μεταβλητές.

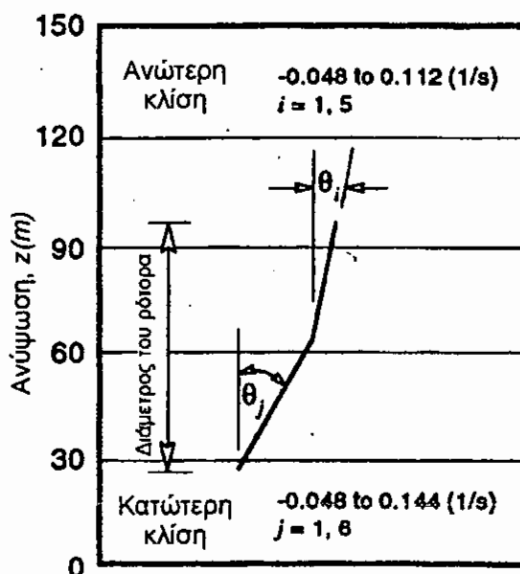


Σχήμα 5.10: Εμπειρικά μοντέλα για τον υπολογισμό της τυπικής απόκλισης της κάθετης και εγκάρσιας κλίσης της ταχύτητας του ανέμου κατά μήκος της επιφάνειας το δρομέα, διαμέτρου D.

Η συσχέτιση των δεδομένων του πειράματος στη βάση της μόνιμης ταχύτητας του ανέμου στο μέσο ύψος του στροφέα, U , το επιφανειακό μήκος

τραχύτητας, z_0 , και η διάμετρος του στροφέα, D , αποφέρει τα εμπειρικά μοντέλα που παρουσιάζονται στο σχήμα 5.10 για τις τυπικές αποκλίσεις των μέσων κάθετων και πλευρικών κλίσεων.

Τα δεδομένα της διάτμησης του ανέμου έχουν αναλυθεί για τρεις θέσεις της U.S. με ψηλούς πύργους στήριξης των ανεμόμετρων σε διαφορετικά ύψη, σε συνθήκες ημέρας, νύχτας, καλοκαιριού και χειμώνα. Έχει αναπτυχθεί ένα σύστημα δύο κλίσεων για να ομαδοποιήσει τις παρατηρήσεις των διανομών της διάτμησης του ανέμου (σχήμα 5.11), και οι 30 από τις πιο συνηθισμένες αναλύθηκαν στατιστικά για τη *συχνότητα του περιστατικού, τη μέση διάρκεια* (π.χ. επιμονή), και την *ποιότητα των διακυμάνσεων της μόνιμης ταχύτητας του ανέμου* σε σχέση με κάθε μια από τις διανομές.



Σχήμα 5.11: Σύστημα δύο κλίσεων για την κατηγοριοποίηση της κάθετης διάτμησης του ανέμου κατά μήκος ενός ρότορα ΑΓ οριζόντιου άξονα.

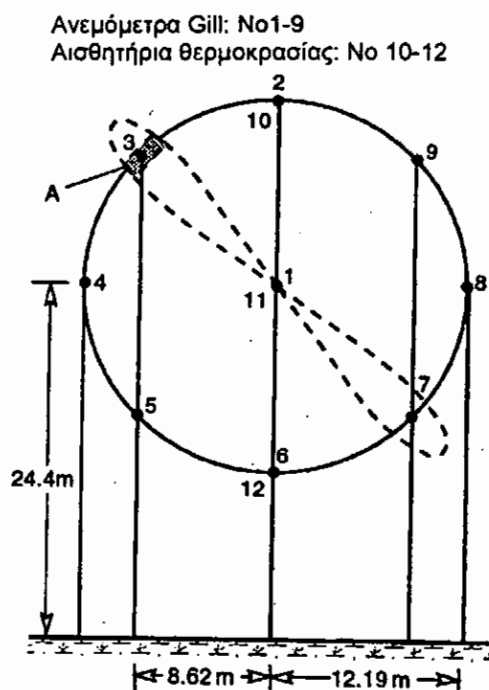
Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εδώ έχει η σχετικά μικρή επιμονή αρκετών από τις διανομές της διάτμησης του ανέμου που παρατηρήθηκαν. Για παράδειγμα, στη διάρκεια μια δοκιμής το χειμώνα σε μία θέση, υπήρχε πιθανότητα 71 τα εκατό ότι η διανομή της διάτμησης του ανέμου θα άλλαζε σε μία διαφορετική μορφή σε λιγότερο από ένα λεπτό. Το καλοκαίρι αυτή η πιθανότητα αυξήθηκε σε 96%.

5.7 Μοντέλο τύρβης προερχόμενο από ένα περιστρεφόμενο σύστημα αναφοράς

Οι προηγούμενες αναφορές έχουν ασχοληθεί με την τύρβη που υπολογίσθηκε σε ένα ανεξάρτητο σημείο ή πολλαπλά σταθερά σημεία κατά μήκος μίας γραμμής του χώρου. Αυτός ο τύπος της τύρβης, στον οποίο οι άξονες αναφοράς x - y - z είναι σταθεροί στο χώρο, λέγεται επίσης κατά *Euler*. Μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του '70 οι μελετητές ασχολήθηκαν θεωρητικά με μετρήσεις και μοντέλα των διακυμάνσεων του ανέμου από ένα περιστρεφόμενο ή *Λαγκρατζιανό* σχηματισμό αναφοράς. Από το 1977 άρχισαν μελέτες όπου ένα περιστρεφόμενο πτερύγιο ανεμογεννήτριας περνούσε επανειλημμένα διαμέσου ενός αιολικού πεδίου με χωρικές και χρονικές διακυμάνσεις. οι μετρήσεις έχουν γίνει χρησιμοποιώντας *πλήρεις παρατάξεις* πύργων και ανεμόμετρων, ένα σύστημα *περιστρεφόμενου ανεμόμετρου θερμού νήματος* και ένα σύστημα *σάρωσης*.

5.8 Κάθετες επίπεδες διατάξεις

Οι δοκιμές εγκατάστασης που παρουσιάζονται σχηματικά στο σχήμα 5.12 είναι *κάθετες επίπεδες διατάξεις*. Όργανα πύργων κατά μήκος μίας γραμμής κάθετης στον επικρατέστερο άνεμο στηρίζει μία κυκλικό τύπο ανεμομέτρου σε ίσα διαστήματα. Αυτό το ιδιαίτερο ανεμόμετρο κύκλου απεικονίζει το μονοπάτι που ακολουθήθηκε από ένα τμήμα του πτερυγίου που απέχει από τον άξονα του στροφέα 12.2 m. Η ταχύτητα του ανέμου που λαμβάνεται σε κάθε ανεμόμετρο καταγράφεται συνέχεια. Συνενώνοντας τα τμήματα της ταχύτητας καταγραφής που πήραμε διαδοχικά από τα συνεχόμενα ανεμόμετρα γύρω από τον κύκλο, μπορεί να *συνδεθεί* το ιστορικό της ταχύτητας στην οποία υπόκειται ένα περιστρεφόμενο πτερύγιο σε αυτήν την περιοχή. Το μήκος του τμήματος από κάθε ανεμόμετρο εξαρτάται από την κλίση της ταχύτητας σε μια υποθετική περιοχή του πτερυγίου.

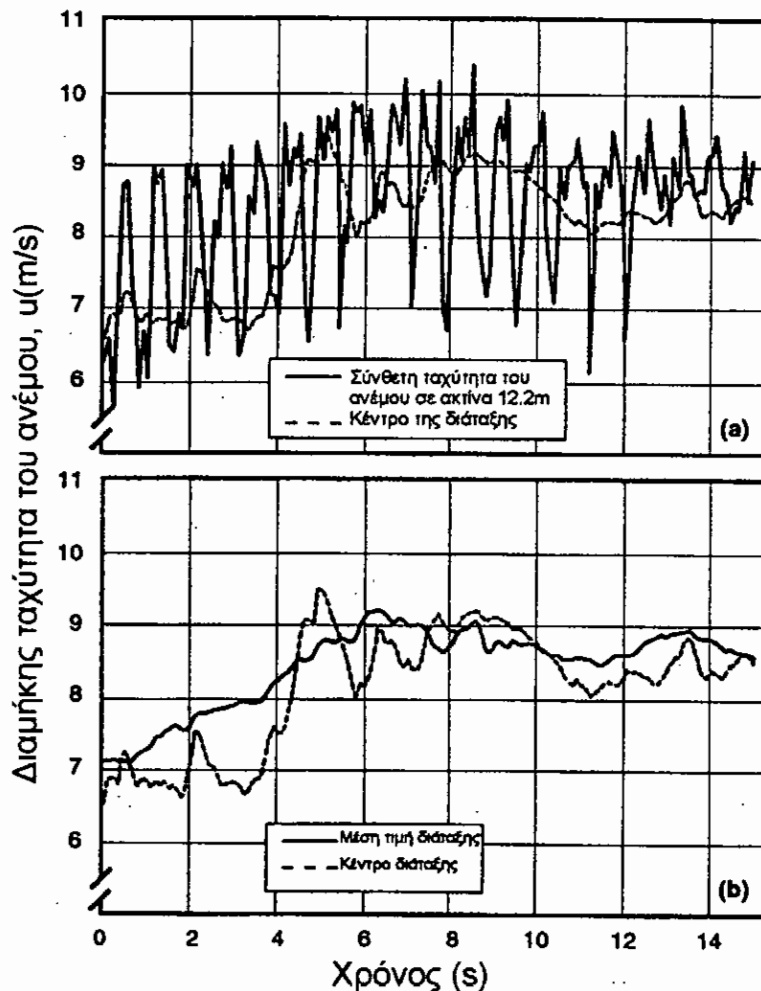


Σχήμα 5.12: Σχηματικό διάγραμμα μιας κάθετης διάταξης ανεμόμετρων για τη μέτρηση της παραγόμενης τύρβης από πτέρυγα Α/Γ.

Το σχήμα 5.13 παρουσιάζει τυπικά περιστροφικά δείγματα των δεδομένων της ταχύτητας. Στο σχήμα 5.13(a), οι κύριες διακυμάνσεις με περίοδο ίση με την περίοδο περιστροφής (0.8s) προκλήθηκαν από τη μέση διανομή της διάτμησης του ανέμου. Επίσης είναι φανερές οι διακυμάνσεις υψηλής συχνότητας οι οποίες δείχνουν μία ανομοιόμορφη κατασκευή της μικροκλίμακας της τύρβης που μετρήθηκε με διάφορα ανεμόμετρα κατά μήκος του κύκλου περιστροφής. Τέτοιες διακυμάνσεις είναι ενδεικτικές των κυκλικών δυνάμεων που επιβάλλονται πάνω σε ένα πτερύγιο της ανεμογεννήτριας καθώς αυτό περιστρέφεται διαμέσου ενός ημι-στατικού αλλά ανομοιόμορφου αιολικού πεδίου.

Στο σχήμα 5.13(b) τα ιστορικά της ταχύτητας που μετρήθηκαν από ένα κεντρικό ή ανεμόμετρο στη θέση της πλήμνης συγκρίνεται με τη χρονικά μέση τιμή της διάταξης. Το σχήμα δείχνει ότι ο μέσος όρος της παράταξης είναι πιο ομαλός από ότι αυτός της ανεξάρτητης μέτρησης της ταχύτητας στο κέντρο της παράταξης, λόγω του ότι ο μέσος όρος της παράταξης αντιδρά ως χωρικό φίλτρο χαμηλής διάβασης. Οι διακυμάνσεις στην μέση τιμή του ανέμου για τη διάταξη είναι ο μέσος όρος των στιγμιαίων διακυμάνσεων σε κάθε

ανεμόμετρο. Μια εξέταση μέσω των όρων για 10 λεπτά αποδεικνύει ότι η μόνιμη ταχύτητα του ανέμου στο κέντρο είναι αντιπροσωπευτική της μόνιμης ταχύτητας της μέσης τιμής της διάταξης.



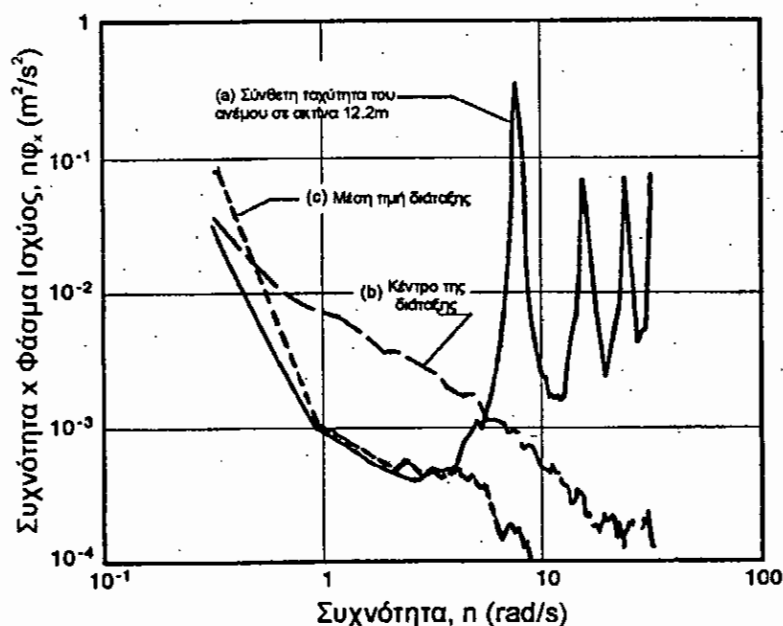
Σχήμα 5.13: Παράδειγμα περιστροφικής συλλογής δεδομένων ταχύτητας του ανέμου

5.9 Φασματική ανάλυση της περιστρεφόμενης δειγματοληψίας

Η φασματική ανάλυση τριών χρονο-σειρών που παρουσιάζεται στο σχήμα 5.13 μας δίνει περισσότερες πληροφορίες για τις διακρίσεις ανάμεσα στην σταθερή (αμετάβλητη συντεταγμένη) και στην *Λαγκρατζιανή* (περιστροφική συντεταγμένη) εκφράζοντας το ίδιο αισολικό πεδίο, και τα φάσματα αυτά φαίνονται στο σχήμα 5.14. Εδώ το πλάτος ισχύος, $\varphi(n)$, έχει πολλαπλασιαστεί με την κυκλική συχνότητα, n , για να τονίσει το τμήμα της υψηλής συχνότητας

του φάσματος. Το φάσμα του κεντρικού ανεμόμετρου δηλώνει μια αναφορά στο σταθερό σύστημα. Τα φάσματα της περιστροφικής δειγματοληψίας περιέχουν διάφορες μεγάλες "αιχμές", η μεγαλύτερη από τις οποίες συμβαίνει στην προσομοιωμένη ταχύτητα του στροφέα των 7.8 rad/s. Αυτή η μέση ποσότητα του λαγκρατζιανού φάσματος στην κλίμακα της συχνότητας των αιχμών είναι πολύ μεγαλύτερη απ' ό,τι στο μόνιμο φάσμα.

Αντίστροφα, υπάρχει μία αξιοσημείωτη απώλεια ενέργειας στην δεκάδα της συχνότητας κάτω από την προσομοιωμένη ταχύτητα του στροφέα, σε σύγκριση με το φάσμα του στο σταθερό σύστημα αναφοράς. Έχει αποδειχτεί ότι τα περιστροφικά δείγματα μεταφέρουν ενέργεια από ενδιάμεσες συχνότητες σε μεγαλύτερες συχνότητες και συλλέγουν ένα τμήμα από αυτήν την ενέργεια σε δέσμες περιορισμένων συχνοτήτων σε αρμονικές περιστρεφόμενες ταχύτητες. Η ολική ενέργεια τύρβης δεν μπορεί να μεταβληθεί με την αλλαγή συστήματος συντεταγμένων. Όπως ήταν αναμενόμενο, το φάσμα της μέσης ταχύτητας διάταξης του ανέμου περιέχει λιγότερη ενέργεια απ' ό,τι το κεντρικό ανεμόμετρο, λόγω των φίλτρων χαμηλής διάβασης που αναφέραμε προηγουμένως.



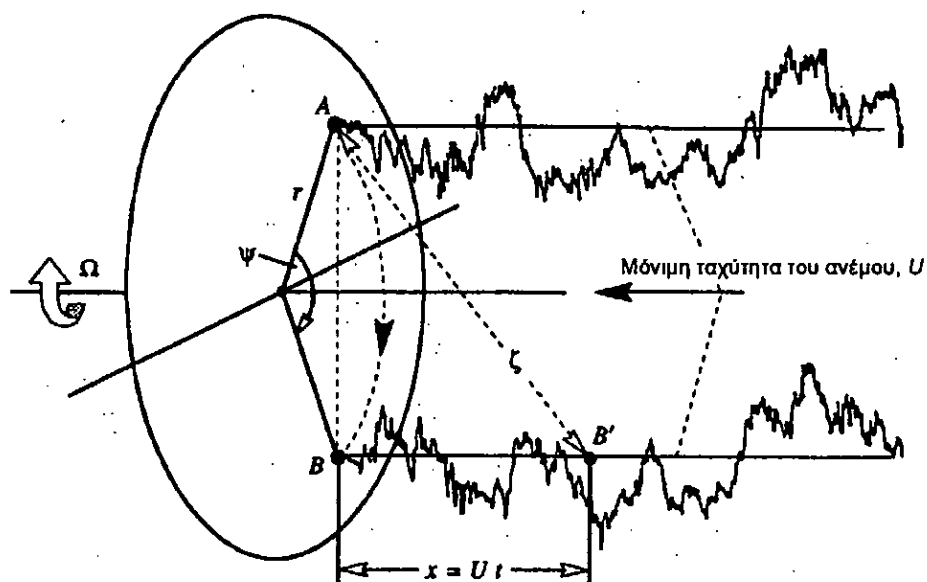
Σχήμα 5.14: Φάσμα ισχύος των χρονοσειρών της ταχύτητας του ανέμου που περιγράφεται στο προηγούμενο σχήμα.

5.10 Λαγκρατζιανά μαθηματικά μοντέλα τύρβης

Έχουν αναπτυχθεί διάφορα μαθηματικά μοντέλα του φάσματος της τύρβης που αναπτύσσεται σε ένα τμήμα του περιστρεφόμενου πτερυγίου της ανεμογεννήτριας. Αυτά είναι κατά προσέγγιση όμοια με αυτά που περιγράφουν το χωρικό φάσμα δύο σημείων. Η βασική φασματική θεωρία εξάγεται από την μεταφορά του Fourier σε μία χωρική συνάρτηση συσχέτισης δύο σημείων για τύρβη όπως αυτή που υπόκειται ένα περιστρεφόμενο σημείο. Το σημείο περιστρέφεται έτσι και αλλιώς σε ένα κάθετο επίπεδο, όπως στο πτερύγιο μιας $AΓ$ οριζοντίου άξονα, ή σε ένα οριζόντιο επίπεδο, όπως στο πτερύγιο μιας $AΓ$ κάθετου άξονα.

Τυρβώδες μοντέλο της περιστρεφόμενης δειγματοληψίας σε $AΓ$ οριζοντίου άξονα

Θεωρούμε ένα επίπεδο περιστροφής για το πτερύγιο μιας $AΓ$ οριζοντίου άξονα όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 5.15. Η απόσταση ζ εκφράζει τη ξεχωριστή απόσταση ανάμεσα σε δύο ταχύτητες διακύμανσης στο πεδίο ροής της τύρβης οι οποίες θα συσχετιστούν στη κυκλική τροχιά ενός τμήματος του κινούμενου πτερυγίου.



Σχήμα 5.15: Περιστρεφόμενο σύστημα συντεταγμένων για τον υπολογισμό συντελεστών συσχέτισης δύο σημείων για μια $AΓ$

Τ.Ε.Ι. ΠΑΤΡΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

Τη χρονική στιγμή μηδέν το τμήμα του πτερυγίου είναι στο σημείο A και μετά από t δευτερόλεπτα είναι στο σημείο B . Ωστόσο, επειδή υποθέσαμε ότι η τύρβη κατά την πορεία της δεν μεταβάλλεται με τη μόνιμη ταχύτητα του ανέμου, U , η τυρβώδης διακύμανση που συνέβαινε στο τμήμα του πτερυγίου στο σημείο B ήταν προς τον άνεμο και τη χρονική στιγμή μηδέν θα είναι στο σημείο B' σε μία απόσταση $x=Ut$. Τα δύο σημεία συσχέτισης που αναζητούμε, στις χρονικές ταχύτητες του ανέμου ανάμεσα στα σημεία A και B' οι οποίες διαφοροποιούνται σε μια απόσταση ζ , δίνονται από τις εξισώσεις 5.10.1 αυτές είναι προσεγγιστικές και υποθέτουμε ότι ο άξονας της ανεμογεννήτριας είναι ευθύγραμμος με τον άνεμο και η τύρβη είναι ισότροπη.

$$R_{xx}(\zeta) = [\kappa_L(\zeta/Z)(x^2/\zeta^2) + \kappa_T(\zeta/Z)(1-x^2/\zeta^2)]\sigma_{0,x}^2 \quad (5.10.1a)$$

$$x = \psi U / \Omega \quad (5.10.1b)$$

$$\zeta = \sqrt{4r^2 \sin^2 \psi / 2 + x^2} \quad (5.10.1c)$$

όπου :

$R_{x,x}$ = συνάρτηση αυτοσυσχέτισης δύο σημείων για χρονικούς winds στα σημεία A και B (m^2/s^2)

$\kappa_L(\cdot)$, $\kappa_T(\cdot)$ = χρονικός συντελεστής συσχέτισης και μεταφοράς που αποτιμάται στη ποσότητα (\cdot) , που αναφέρονται στα $A-B'$ (Εξισώσεις (5.5.1.2) ως (5.5.1.4))

ψ = αζιμούθια συνιστώσα από το A ως το B (rad)

ζ = απόσταση από το A ως το B' (m)

Η επιθεώρηση των εξισώσεων (5.10.1) δείχνει ότι η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης κατά Euler λαμβάνεται θέτοντας το r ίσο με το μηδέν, και η συνθήκη της ανενεργούς τύρβης λαμβάνεται με U ίσο με το μηδέν. Για μη ισότροπη τύρβη, μπορούμε να ορίσουμε μια ισοδύναμη ισότροπη ολοκληρωτική κλίμακα μήκους ως :

$$Z = Z_x(x/\zeta) + Z_y(1-x/\zeta) \quad (5.10.1d)$$

όπου :

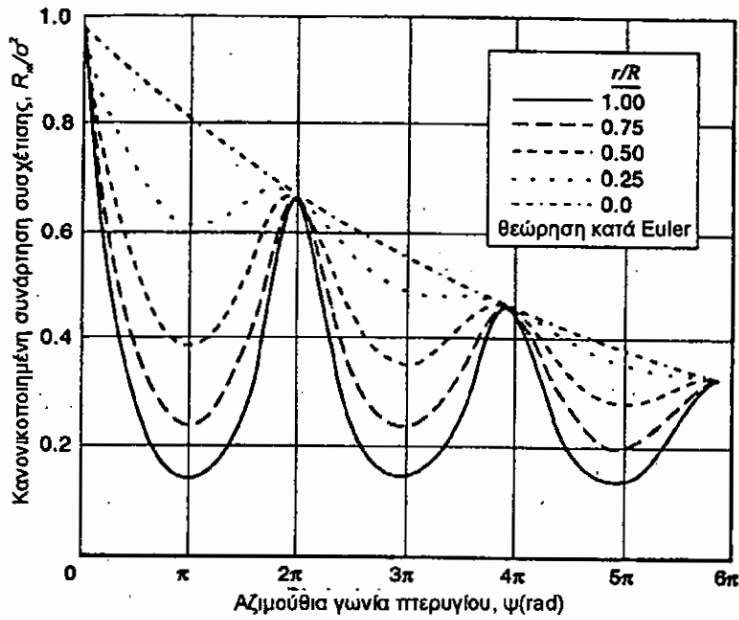
Z_x, Z_y = χρονικές και πλευρικές ολοκληρωτικές κλίμακες μήκους,
αντιστοίχως (m)

Έχει βρεθεί ότι στην καλύτερη συσχέτιση ανάμεσα στο υπολογισμένο και μετρημένο φάσμα κατά Lagrange, το κάθετο επίπεδο της παράταξης έχει επιτευχθεί όταν οι ολοκληρωτικές κλίμακες μήκους Z_x και Z_y είναι και οι δύο περίπου ίσες με 1.7 φορές το μέσο ύψος της παράταξης. Επομένως, με μια λογική προσέγγιση θα μπορούσαμε να υποθέσουμε μια *ισότροπη τύρβη* και να θεωρήσουμε το Z ως μία εμπειρική παράμετρο, αποτιμώντας τη θεμελίωση των διαθέσιμων πειραματικών δεδομένων. Οι Powell και Connell έχουν δώσει ένα μοντέλο υπολογιστή για προσομοίωση των δεδομένων περιστροφής για HAWT και VAWT, και σύγκρισης του υπολογισμένου φάσματος με τα πειραματικά δεδομένα.

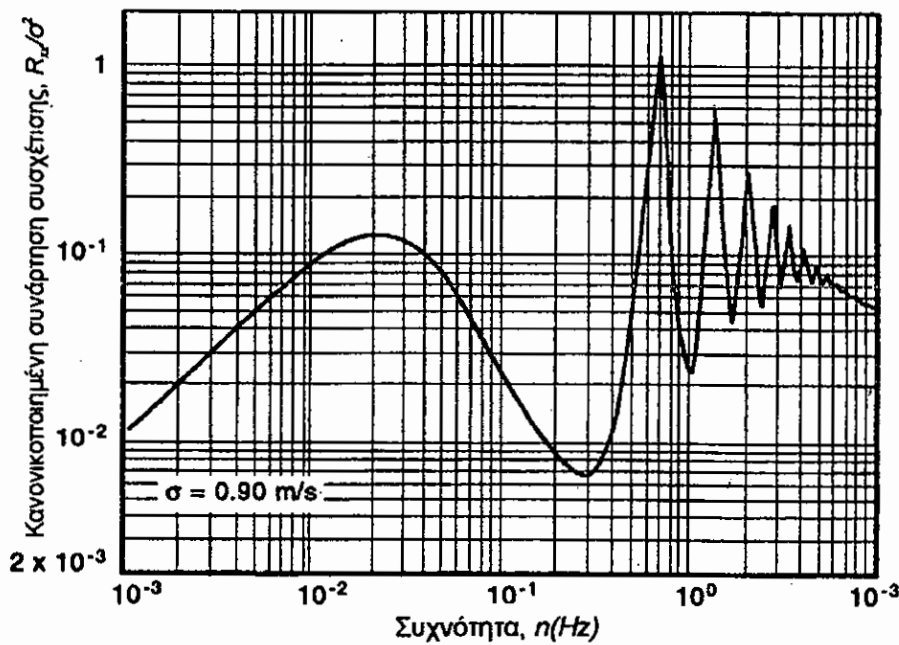
Για να παρουσιάσουμε τη χρήση των εξισώσεων (5.10.1), μπορούμε να υπολογίσουμε τις συναρτήσεις αυτοσυσχέτισης για μία A/G οριζοντίου άξονα τύπου mod-0A, χρησιμοποιώντας για ευκολία τους συντελεστές συσχέτισης του Dryden. Οι παράμετροι σχηματισμού σε αυτό το παράδειγμα είναι οι ακόλουθοι :

R = ακτίνα στροφέα = 19.05m Ω = ταχύτητα στροφέα = 4.19rad/s
 h = ύψος κέντρου τροχού = 30.5m Z = 51m
 U = μόνιμη ταχύτητα του ανέμου = 8.21m/s σ = 0.9 m/s

Το σχήμα 5.16 παρουσιάζει την τυπική συμπεριφορά της συνάρτησης αυτοσυσχέτισης (κανονικοποιημένη με το τετράγωνο της τύρβης ή με το τετράγωνο της τυπικής απόκλισης) με την αύξηση της αζιμούθιας γωνίας, σε τέσσερις περιφερειακές τοποθεσίες. Οι κοιλάδες είναι περιοχές χαμηλότερης συσχέτισης οι οποίες παράγουν τις χαρακτηριστικές κορυφές στο φάσμα ισχύος κατά Lagrange όπως φαίνεται στο σχήμα 5.17. Αυτό το φάσμα λαμβάνεται από τη συνάρτηση αυτοσυσχετισμού με μία κανονική ανάλυση του Ταχύ Μετασχηματισμού Fourier(FFT).



Σχήμα 5.16: Τυπικές συναρτήσεις αυτό-συσχέτισης για ταχύτητες του ανέμου κατά μήκος της επιφάνειας του ρότορα για την A/G Mod-0A



Σχήμα 5.17: Τυπικά φάσματα τύρβης κατά Lagrange, τα οποία έχουν υπολογιστεί με τη συνάρτηση αυτό-συσχέτισης που παριστάνεται στο προηγούμενο σχήμα, σε ακτίνα 19.05m

5.11 Τύρβη του απορεύματος

Για την πρόβλεψη της μείωσης της κινητικής ενέργειας του μόνιμου ανέμου που προσπίπτει στο ρότορα μιας ΑΓ εξαιτίας της δράσης του απορεύματος μιας ανάντη ΑΓ, απαιτείται ένα κατάλληλο τυρβώδες μοντέλο. Το μοντέλο αυτό θα συνυπολογίζει τις απώλειες που προκύπτουν από το απόρευμα και οι οποίες προστίθενται σε αυτές λόγω των χωρικών μεταβολών του ανέμου. Σύμφωνα με τις εξισώσεις που περιγράφουν τη δομή της τύρβης, η τύρβη του είναι ένας συνδυασμός *περικλείουσων και παραγομένων από τον ρότορα* συνιστωσών. Η ολική τύρβη στο απόρευμα έχει μία σαφώς σημαντική επίδραση στο μέγεθος του πλάγιου ανέμου και στην επιμονή ως προς τον πνέοντα άνεμο. Η ένταση της τύρβης στο απόρευμα μιας απλής ανεμογεννήτριας έχει επίσης προσομοιωθεί στις αεροσήραγγες. Ωστόσο, υπάρχουν διάφορες περιπλοκές σε όλα τα μοντέλα που υπάρχουν σε αυτή την κλίμακα, που σχηματίζονται από την αλληλεπίδραση ανάμεσα στον άνεμο και την ανεμογεννήτρια και σε αυτά που σχηματίζονται από το όριο στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας.

Μία από τις πιο πλήρεις μελέτες της σύνθεσης της τύρβης για το απόρευμα μιας ανεμογεννήτριας, είναι αυτή της παράταξης του κάθετου επιπέδου για ένα περιστρεφόμενο δείγμα της τύρβης του απορεύματος δύο διαμέτρων προς τον πνέοντα άνεμο της ΑΓ οριζοντίου άξονα τύπου Mod-0A. Το σχήμα της πολλαπλής κορυφής στο φάσμα κατά Lagrange στο απόρευμα γι' αυτήν την απόσταση από τον στροφέα, βρέθηκε ότι είναι το ίδιο με αυτό της ανάντη ΑΓ, για την ίδια ατμοσφαιρική ευστάθεια. Η τύρβη μετρήθηκε σε 17 τοποθεσίες εντός του απορεύματος και σε μια τοποθεσία στην ακμή αυτού. Η *περικλείουσα ένταση τύρβης* (αναλογία τύρβης της μόνιμης ταχύτητας ανάντη του στροφέα και εξωτερικά από το απόρευμα του ρότορα) ήταν περίπου 0.15. Με αφαίρεση της εξωτερικής τύρβης από την μετρούμενη προέκυψε η διανομή που παρουσιάζεται στο σχήμα 5.18. Η μεταβολή της τύρβης παριστάνεται στη θέση κάθε ανεμόμετρου στη διάταξη. Η τύρβη αυξήθηκε στη περιοχή μέγιστης εξαγωγής ενέργειας από το ρότορα, ενώ πίσω από τον πύργο στήριξης και πλησίον του εδάφους η τύρβη παρέμεινε στα ίδια επίπεδα

η μειώθηκε. Συνολικά, η τύρβη σε απόσταση δύο διαμέτρων κατάντη αυξήθηκε κατά 0.24m/s (ή 15%) από τη δράση του ρότορα.

5.12 Προσομοίωση τύρβης

Η προσομοιωμένη τύρβη είναι ένα αναλογικό ή ένα ψηφιακό σήμα παραγόμενο από Η/Υ, το οποίο έχει στατιστικές ιδιότητες ισοδύναμες με αυτές της τύρβης του ανέμου. Το σήμα που απορρέει συνεπώς μοιάζει με την χρονική εξέλιξη των διακυμάνσεων της ταχύτητας του ανέμου. Η προσομοίωση της τύρβης όταν επιτυγχάνεται πλήρως, μπορεί να προβλέψει και τις τρεις συνιστώσες της ριπής ως συναρτήσεις του χρόνου και της θέσης στο χώρο για την εισαγωγή στις εξισώσεις κινήσεως (ευθύγραμμες ή μη-ευθύγραμμες) στην σύνθεση δυναμικών αναλύσεων. Η έξοδος αυτών των εξισώσεων δίνει την δυναμική αντίδραση του συστήματος σε αναλογική ή ψηφιακή μορφή, απ' όπου μπορούν να υπολογιστούν οι παράμετροι, όπως η RMS αντίδραση του συστήματος, οι ακραίες τιμές ή οι κορυφές κατά την αντίδραση και οι συσχετίσεις ανάμεσα στην αντίδραση εξόδου και στην τύρβη εισόδου. Επιπλέον, η τρισδιάστατη προσομοίωση της τύρβης περιλαμβάνει αυτόματα τα αποτελέσματα των διευθύνσεων των διακυμάνσεων του ανέμου της ισχύς εξόδου της ΑΓ οριζοντίου άξονα.

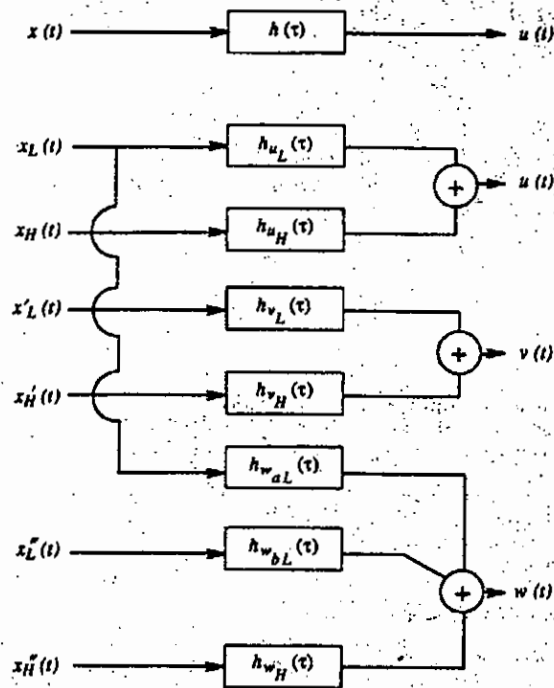
Οι διαδικασίες της προσομοίωσης της τύρβης απαιτούν μεγάλη μνήμη του υπολογιστή και μακρύ υπολογιστικό χρόνο. Από την άλλη, η προσομοίωση της τύρβης προβλέπει την πιο πλήρη ανάλυση των αποτελεσμάτων ενός ασταθούς, ανομοιόμορφου αεροδυναμικού πεδίου που αφορούν την απόδοση, τα φορτία και τον έλεγχο μιας ανεμογεννήτριας. Κατ' αρχήν, κάποιος μπορεί εύκολα να χρησιμοποιήσει τις μετρημένες χρονικές διακυμάνσεις της ταχύτητας του ανέμου και της κατεύθυνσης καλλίτερα απ' ότι τις προσομοιωμένες. Ωστόσο, αυτό είναι συνήθως αποτελεσματικό σε εκτενή και δαπανηρά ερευνητικά έργα με παρατάξεις πολύ-ανεμόμετρων σε μη ελεγχόμενο φυσικό περιβάλλον

5.12.1 Τεχνικές μετασχηματισμού

Στις τεχνικές μετασχηματισμού ένα Γκαουσιανού σήματος λευκού θορύβου περνάει διαμέσου ενός φίλτρου ή μίας σειράς από φίλτρα, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 5.19. Τα φίλτρα μετασχηματίζουν το σήμα εισόδου έτσι ώστε το σήμα εξόδου να έχει τις στατιστικές ιδιότητες του πεδίου του ανέμου που προσομοιώθηκε. Ο αριθμός των στατιστικών ιδιοτήτων που συγκεντρώθηκαν εξαρτώνται από τη πολυπλοκότητα του συστήματος φιλτραρίσματος. Στο απλό σύστημα που φαίνεται στο σχήμα 5.19, οι μονοδιάστατες διακυμάνσεις της ταχύτητας του ανέμου έχουν μία Γκαουσιανή πιθανότητα διανομής, και η συνάρτηση του φίλτρου $h(t)$ έχει σχεδιαστεί ώστε να δίνει μία χρονική εξέλιξη με σταθερή ένταση της τύρβης και το φάσμα ισχύος. Πολλές από τις πρώιμες προσομοιώσεις χρησιμοποίησαν για ευκολία ένα φάσμα *Dryden*, αλλά τα πρόσφατα μοντέλα χρησιμοποιούν ένα φάσμα περισσότερο παραστατικό της ατμοσφαιρικής τύρβης.

Το πολύπλοκο σύστημα προσομοίωσης που φαίνεται στο σχήμα 5.19 υπολογίζει τις χρονικές διακυμάνσεις και για τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου και είναι ικανό να ομαδοποιεί περισσότερες στατιστικές ιδιότητες απ' ότι ένα απλό σύστημα. Οι συναρτήσεις φίλτρου συλλέγονται έτσι ώστε το φάσμα κάθε συνιστώσας να προσομοιώνει αυτό του ανέμου που περιέχει μεγάλες διακυμάνσεις δίνης. Οι απαιτήσεις της κάθετης συνάφειας μπορούν επίσης να ικανοποιηθούν από μία προσομοίωση αυτής της πολυπλοκότητας.

Είναι προφανές ότι η πληρότητα της προσομοίωσης της τύρβης που δίνεται με την τεχνική του μετασχηματισμού εξαρτάται βασικά από τη συμφωνία της μαθηματικής φιλοσοφίας που εκφράζεται από τα φίλτρα.



Σχήμα 5.19: Σχηματικό διάγραμμα τυρβωδών εξομοιώσεων χρησιμοποιώντας τη τεχνική του μετασχηματισμού.

5.12.2 Τεχνικές συσχέτισης

Πολλές από τις εφαρμογές της τεχνικής συσχέτισης για την προσομοίωση της τύρβης βασίζονται στην υπόθεση Markov. Η ταχύτητα ενός μικρού όγκου αέρα σε κάποια μελλοντική στιγμή εκφράζεται με το άθροισμα μιας ταχύτητας συσχέτισης με την ταχύτητα τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή και μια εντελώς τυχαία, μη συσχετισμένη αύξηση της ταχύτητας. Για μία σταθερή, ομογενή ροή της τύρβης το μέρος συσχέτισης δίνεται μαθηματικά από τη συνάρτηση αυτοσυσχέτισης της ταχύτητας κατά Lagrange.

5.12.3 Τεχνικές αρμονικής σειράς

Στη βιβλιογραφία του αιολικού δυναμικού έχουν αναφερθεί δύο προσομοιώσεις της τύρβης οι οποίες χρησιμοποιούν αρμονικές σειρές. Αυτή των Sundar και Sullivan προσομοιώνει μια τυχαία εξέλιξη από μία σειρά συνημιτονοειδών κυμάτων σε σχεδόν ίσες συχνότητες και με πλάτη σύμφωνα με το φάσμα ισχύος της συχνότητας κύματος, και οι συγγραφείς αναφέρουν ότι με λιγότερες από 50 συχνότητες μπορούμε να έχουμε μια σωστή απεικόνιση του φάσματος. Η διαδικασία τους έχει επεκταθεί στις τρεις διαστάσεις χρησιμοποιώντας μια σύνθεση του φάσματος Davenport και της

συνάρτησης συσχέτισης μετασχηματισμού του *Fourier*. Λόγω της απ' ευθείας εκτίμησης του τρισδιάστατου φάσματος δαπανάται αρκετός χρόνος, και γι' αυτό εφαρμόστηκε μια πιο γρήγορη τεχνική μετασχηματισμού του *Fourier* για την μείωση του χρόνου υπολογισμού. Μια δεύτερη τεχνική αρμονικής σειράς είναι αυτή που αναπτύχθηκε από τους Powell και Connell.

5.12.4 Προσομοίωση της τύρβης στο ζεύγος συντεταγμένων κατά Lagrange (περιστρεφόμενο)

Οι Powell και Connell πρότειναν μία σύγκριση ανάμεσα στα τρία μοντέλα προσομοίωσης της τύρβης η οποία βασίζεται στο περιστρεφόμενο ζεύγος συντεταγμένων. Και τα τρία μοντέλα βασίζονται στην τεχνική της αρμονικής σειράς, την οποία οι συγγραφείς την συστήνουν πέρα από την τεχνική μετασχηματισμού (λευκού θορύβου). Ωστόσο, οι συγκρίσεις των χρονικών διακυμάνσεων που δημιουργούνται από τα διαφορετικά μοντέλα, παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές που μπορούν να συμβούν, και οι υποδείξεις βοηθούν στη βελτίωση των μεθόδων προσομοίωσης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο

ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ ΑΝΕΜΟΓΕΝΝΗΤΡΙΩΝ

Ο κύριος στόχος της χωροθέτησης Α/Γ είναι η μεγιστοποίηση της εξαγωγής ενέργειας και συνεπώς η μείωση του κόστους παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας. Η μεγιστοποίηση της εξαγωγής ενέργειας είναι δύσκολο να επιτευχθεί εξαιτίας της ευρείας διαφοροποίησης του ανέμου συναρτήσει του χώρου και του χρόνου. Το πρώτο βήμα για τη χωροθέτηση είναι η εξέταση όλων των διαθέσιμων πληροφοριών, όπως οι αιολικοί χάρτες για την υπό εξέταση περιοχή.

Παρά το γεγονός ότι οι αιολικοί μπορούν να υποδείξουν υποψήφιες περιοχές δεν υπάρχουν διαθέσιμες πληροφορίες για την μεταβλητότητα που οφείλεται σε τοπικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Η χωροθέτηση Α/Γ σε σχέση με τους τοπικούς παράγοντες, η οποία ονομάζεται μικροχωροθέτηση, περιγράφεται στη συνέχεια. Η κλίμακα μεγέθους των Α/Γ που θα χωροθετηθούν καθορίζουν τις διαδικασίες που θα χρησιμοποιηθούν.

6.1 Χωροθέτηση Α/Γ μικρού μεγέθους

Ανεμογεννήτριες μικρής κλίμακας μεγέθους (με δρομείς διαμέτρου έως 12m) χρησιμοποιούνται για την παραγωγή ενέργειας η οποία θα καταναλωθεί πλησίον της Α/Γ και προορίζεται για οικίες και μικρές επιχειρήσεις. Ο παράγοντας αυτός περιορίζει το χώρο τοποθέτησης σε μια μικρή περιοχή. Η διαδικασία τοποθέτησης υπ' αυτές τις συνθήκες πρέπει να επιλύσει δύο βασικά προβλήματα: την εύρεση της βέλτιστης (ή τουλάχιστον της πιο αποδεκτής) θέσης σε μία δεδομένη περιοχή και τον επακριβή προσδιορισμό των χαρακτηριστικών του ανέμου στην περιοχή που έχει επιλεγεί. Η αρχική επιλογή του χώρου μπορεί να γίνει χρησιμοποιώντας εμπειρικές οδηγίες για την αποτίμηση της επίδρασης της τοπικής τοπογραφίας και τραχύτητας στον άνεμο, συμπεριλαμβανομένης της επίδρασης των δέντρων και των κτηρίων.

Υπάρχουν τρεις πιθανές προσεγγίσεις για την εκτίμηση των χαρακτηριστικών του ανέμου, οι οποίες εξαρτώνται από το διαθέσιμο κεφάλαιο και χρόνο :

α) η χρησιμοποίηση δεδομένων από μετρήσεις που έχουν γίνει σε περιοχή πλησίον του χώρου εγκατάστασης, η οποία αποτελεί την πιο ταχεία και λιγότερο δαπανηρή μέθοδο

β) η συσχέτιση περιορισμένων μετρήσεων που έχουν γίνει στο χώρο εγκατάστασης με αιολικά δεδομένα από μετρήσεις που έχουν ληφθεί σε περιοχή πλησίον του χώρου αυτού και

γ) η συλλογή αντιπροσωπευτικών δεδομένων στην προτεινόμενη περιοχή, η οποία αποτελεί την πιο ακριβή μεθοδολογία αλλά ταυτόχρονα είναι μακροχρόνια και δαπανηρή.

Η επιτυχία των δύο πρώτων μεθοδολογιών εξαρτάται, α) από τη διαφοροποίηση του εδάφους μεταξύ της προτεινόμενης περιοχής και της περιοχής που έχουν γίνει οι μετρήσεις και β) από το ποσοστό έκθεσης στον επικρατούντα άνεμο.

6.2 Χωροθέτηση Α/Γ μεσαίας και μεγάλης κλίμακας μεγέθους για αιολικά πάρκα

Οι μετεωρολογικές παράμετροι για τη χωροθέτηση Α/Γ μεσαίου και μεγάλου μεγέθους έχουν τεκμηριωθεί από τους Hiester και Pennell. Οι μεθοδολογίες αυτές εφαρμόζονται για αιολικά πάρκα τα οποία συντίθενται από μεγάλο αριθμό Α/Γ μεσαίου μεγέθους. Η διαδικασία χωροθέτησης για αιολικά πάρκα περιλαμβάνει και άλλα βήματα εκτός της εύρεσης κατάλληλης περιοχής η οποία εκτίθεται σε ισχυρό άνεμο. Η οικονομική βιωσιμότητα, η συμβατότητα με τις παραμέτρους σχεδιασμών της Α/Γ και η αποδοχή από το κοινό είναι επίσης σημαντικές. Έχουν καθιερωθεί τυπικές, βηματικές διαδικασίες για την υποβοήθηση της ανάπτυξης ενός αιολικού πάρκου διαμέσου του προσδιορισμού μεγάλων σε έκταση και οικονομικά βιώσιμων περιοχών.

Η διαδικασία αυτή περιλαμβάνει τις μετεωρολογικές παραμέτρους της χωροθέτησης (π.χ. ετήσια μέση ταχύτητα του ανέμου, κατανομή συχνοτήτων,

τύρβη και διάτμηση του ανέμου) και μη μετεωρολογικές (όπως οικονομική βιωσιμότητα, ασφάλεια και περιβαλλοντικές θεωρήσεις) οι οποίες είναι εξίσου σημαντικές για την επιτυχή ολοκλήρωση του έργου. Στο παρόν θα αναφερθούν μόνο οι μετεωρολογικές παράμετροι.

Η απόσταση μεταξύ των ανεμογεννητριών σε ένα αιολικό πάρκο είναι σημαντικός παράγοντας για τη μέγιστη εξαγωγή ενέργειας από τον άνεμο δίχως να επηρεάζεται σημαντικά η διάρκεια ζωής της Α/Γ. Η βέλτιστη χωροθέτηση απαιτεί γνώση του μεγέθους και της έντασης των απορευμάτων κατάντη κάθε τύπου Α/Γ. Το πρόβλημα της επίλυσης του απορεύματος γίνεται πιο πολύπλοκο από τη μεταβλητότητα του εξωτερικού ανέμου που εισάγεται εξαιτίας της ανομοιομορφίας του εδάφους. Η φύση αυτής της αστάθειας και πρώιμες απόπειρες εξομοίωσης της με ένα αριθμητικό μοντέλο έχουν αναφερθεί από τους Phillips και Wendell.

Οι Weenhuisen και Lin έχουν προτείνει αριθμητικά μοντέλα τα οποία προσδιορίζουν τη ροή του ανέμου πάνω από σύνθετες τοπογραφικές διαμορφώσεις και υπολογίζουν την επίδραση της παρεμβολής των απορευμάτων στην παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας διακριτών Α/Γ. Για την πιστοποίηση των μοντέλων έγινε σύγκριση της ενεργειακής εξαγωγής 50 Α/Γ σε ένα αιολικό πάρκο 275 Α/Γ με υπολογισμούς οι οποίοι βασίστηκαν σε μελέτη μικροχωροθέτησης η οποία προηγήθηκε. Η μηνιαία παραγωγή ενέργειας χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της πραγματικής μέσης μηνιαίας ταχύτητας του ανέμου για κάθε Α/Γ. Η απόκλιση που βρέθηκε ήταν της τάξης του 10% για τις ταχύτητες του ανέμου που υπολογίστηκαν με τη μελέτη μικροχωροθέτησης. Τα σφάλματα στον υπολογισμό της εξαγόμενης ισχύος ήταν διπλάσια σε μέγεθος από τα αντίστοιχα των ταχυτήτων.

6.3 Ο χαρακτηρισμός του ανέμου σε μια μεγάλη έκταση

Η λεγόμενη μέθοδος μέτρησης πεδίου για τον υπολογισμό της χωρικής μεταβολής του ανέμου σε ένα αιολικό πάρκο είναι η συνήθης διαδικασία που ακολουθείται για την ανάπτυξη ιδιωτικών αιολικών πάρκων. Η μέθοδος αυτή

περιλαμβάνει την παρεμβολή μετρήσεων του ανέμου σε αρκετές τοποθεσίες για την εκτίμηση του αιολικού δυναμικού σε υποψήφιες τοποθεσίες. Δύο εναλλακτικές προσεγγίσεις είναι : α) η εξομίωση του φυσικού μοντέλου σε αεροσήραγγα και β) η χρήση αριθμητικών υπολογιστικών μοντέλων. Οι μεθοδολογίες αυτές δεν έχουν εκτεταμένα χρησιμοποιηθεί από την ιδιωτική βιομηχανία.

Η Μέθοδος Μέτρησης Πεδίου

Μια βασική υπόθεση για τον υπολογισμό των χωρικών μεταβολών του αιολικού δυναμικού είναι ότι ο άνεμος συνδέεται με ένα μόνιμο σύνολο χαρακτηριστικών μετεωρολογικών καταστάσεων. Όταν αυτές λαμβάνουν χώρα, το πεδίο του ανέμου μπορεί να συσχετισθεί χωρικά σε ικανοποιητικό βαθμό. Εφόσον η διανομή της ροής του αέρα είναι γνωστή, η εποχική μεταβολή της ταχύτητας μπορεί να υπολογισθεί βάσει της κλίμακας καθώς η διεύθυνση του ανέμου σε ένα δεδομένο σημείο αναφοράς είναι γνωστή από την επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου. Οι λόγοι των ταχυτήτων του ανέμου οι οποίοι έχουν μετρηθεί ταυτόχρονα σε διαφορετικές τοποθεσίες είναι σταθεροί υπό αυτήν την υπόθεση.

Η γενική διαδικασία της μεθόδου μέτρησης του πεδίου είναι η συσχέτιση βραχυχρόνιων (4 – 12 μήνες) δεδομένων που προέρχονται από ανεμόμετρα με δεδομένα από βάση δεδομένων, η οποία έχει προκύψει από μακροχρόνιες μετρήσεις σε τοπικό σταθμό αναφοράς. Συνήθως χρησιμοποιούνται 2 έως 3 ανεμόμετρα ανά τετραγωνικό χιλιόμετρο, παρόλο που η σύγχρονη τάση υποδεικνύει διπλασιασμό αυτής της συχνότητας. Η συσχέτιση των ταχυτήτων του ανέμου για βραχυχρόνια και μακροχρόνια δεδομένα προκύπτει από στατιστική ανάλυση (linear regression analysis).

Για ανεμογεννήτριες μεγάλου μεγέθους, είναι οικονομικά επιβεβλημένη η χρήση ενός ανεμόμετρου για κάθε ανεμογεννήτρια που πρόκειται να τοποθετηθεί για ένα τουλάχιστον έτος. Μετρήσεις με αιωρούμενα ανεμόμετρα μπορούν να πραγματοποιηθούν για τον επιπρόσθετο προσδιορισμό της χωρικής μεταβολής του αιολικού δυναμικού και για τη συμπλήρωση των

δεδομένων που προέρχονται από σταθερά ανεμόμετρα. Τα αιωρούμενα ανεμόμετρα προσθέτουν συνήθως 60 έως 80 μετρήσεις της ταχύτητας και διευθύνσεις του ανέμου στα δεδομένα που προέρχονται από τα σταθερά ανεμόμετρα. Προτείνεται η χρήση ενός τέτοιου ανεμόμετρου ανά 20.000 έως 60.000 τ.μ. Η πυκνότητα αυτή μπορεί να αυξηθεί ανάλογα με την κλίση και τη μορφολογία της περιοχής. Χρησιμοποιούνται συνήθως αρκετά ανεμόμετρα αυτού του είδους ταυτόχρονα, ενώ ένα από αυτά τοποθετείται πλησίον ενός σταθερού ανεμόμετρου και χρησιμοποιείται ως αναφορά για βαθμονόμηση. Τα δεδομένα λαμβάνονται για 20 περίπου λεπτά και πραγματοποιούνται τρεις ή παραπάνω μετρήσεις για κάθε τοποθεσία σε διαφορετικές μέρες. Η ανύψωση του ανεμόμετρου είναι συνήθως η ίδια με αυτή του κέντρου περιστροφής του ρότορα της ανεμογεννήτριας που πρόκειται να χρησιμοποιηθεί.

Μοντελοποίηση σε αεροσήραγγα

Η φυσική μοντελοποίηση περιλαμβάνει τη λήψη μετρήσεων της ταχύτητας και της διεύθυνσης για μοντέλο υπό κλίμακα, σε αεροσήραγγα ή υδροσήραγγα. Τα δεδομένα της σήραγγας μπορεί να είναι ικανοποιητικής ακρίβειας, έτσι ώστε να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό της χωρικής μεταβολής του πεδίου του ανέμου.

Στην περίπτωση της μελέτης ενός αιολικού πάρκου [Davis (1984)] σε αεροσήραγγα, η πρόγνωση του πρόσημου της μεταβολής της τοπικής ταχύτητας (εάν δηλαδή ο άνεμος σε μία συγκεκριμένη περιοχή θα είχε προσαύξηση ή αντίστοιχη μείωση) και η εύρεση περιοχών χαμηλής ταχύτητας ήταν επιτυχείς. Παρ' όλα αυτά το εύρος των μεταβολών της ταχύτητας του ανέμου που προκαλούνται από πολύπλοκη μορφολογία του εδάφους υποτιμήθηκε.

Η φυσική μοντελοποίηση του ροϊκού πεδίου για ένα μελλοντικό αιολικό πάρκο, μπορεί να είναι πολύ χρήσιμη στα τελικά στάδια της χωροθέτησης Α/Γ. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την τοποθέτηση διακριτών Α/Γ και εξοπλισμό μέτρησης της ταχύτητας σε μία μικρή περιοχή. Η μεθοδολογία αυτή

απαιτεί μεγάλες εγκαταστάσεις με ειδικό εξοπλισμό και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξομοίωση περιπτώσεων που παρουσιάζουν ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας.

Αριθμητική εξομοίωση

Η αριθμητική εξομοίωση της ροής χρησιμοποιεί ψηφιοποιημένα τοπογραφικά υψόμετρα τα οποία διατάσσονται σε πλέγματα και αποτελούν το χαμηλότερο όριο του μοντέλου. Η λύση του προβλήματος παράγει διανυσματικά διαγράμματα και γραφήματα ισοταχυτήτων. Για την μοντελοποίηση μιας πολύπλοκης τοπογραφικής διαμόρφωσης συνολικής επιφάνειας 2km επί 2km, χρησιμοποιείται πλέγμα 40 επί 40 κόμβων. Για οκτώ διαφορετικές ροϊκές καταστάσεις οι τιμές του σφάλματος RMS μεταξύ των υπολογισμών και των πειραματικών δεδομένων κυμάνθηκε από 5 έως 18%. Στην ίδια μελέτη των Weyley και Bavgard για έξι από αυτές τις καταστάσεις, το σφάλμα περιορίστηκε στο 8%.

Οι Veenhuizen και Lin για την εξομοίωση ενός αιολικού πάρκου διαστάσεων 1.6km επί 3.7km χρησιμοποίησαν βήμα πλέγματος ίσο με 30.5m και υπολόγισαν με ακρίβεια τη συνδυασμένη ενεργειακή παραγωγή 93 A/G και προέβλεψαν την ταχύτητα σε 18 σταθμούς μέτρησης με μέγιστο RMS σφάλμα 7%.

Η ακρίβεια των αριθμητικών μοντέλων βελτιώνεται σημαντικά όταν μετρήσεις από μερικές τοποθεσίες χρησιμοποιούνται για την ρύθμιση α) της κατεύθυνσης της αρχικής ροής και β) των παραμέτρων του μοντέλου που εξομοιώνουν την ενίσχυση ή μείωση της κατακόρυφης κίνησης εξαιτίας της θερμικής διαστρωμάτωσης. Μετρήσεις γι' αυτό το σκοπό μπορούν να γίνουν εντός μιας πολύ μικρής χρονικής περιόδου, όταν οι ατμοσφαιρικές καταστάσεις είναι αντιπροσωπευτικές αυτών στις οποίες παρουσιάζονται οι κατάλληλοι για εκμετάλλευση άνεμοι. Οι μετρήσεις αυτές που έχουν ως σκοπό τον προσδιορισμό της χωρικής μεταβλητότητας, δεν πρέπει να συγχέονται με μετρήσεις που γίνονται για τον προσδιορισμό της μακροχρόνιας μέσης ταχύτητας του ανέμου. Για τις περισσότερες των

περιπτώσεων, το ελάχιστο χρονικό διάστημα που απαιτείται για τον προσδιορισμό της ταχύτητας του ανέμου με σφάλμα 10% είναι 1 έτος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7^ο

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ K, C

7.1 Πειραματικός προσδιορισμός των παραμέτρων k, C

Βάσει των ετήσιων πειραματικών μετρήσεων στην περιοχή Ρίου-Πατρών για το έτος 1999, υπολογίσαμε τις παραμέτρους k και C της διανομής Weibull και στη συνέχεια τη καμπύλη "Weibull".

Στον πίνακα 7.1 περιέχονται τα δεδομένα που περιλαμβάνουν την ετήσια διανομή συχνότητας πιθανότητας "f(V)" συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου. Αρχικά υπολογίσαμε τη συνάρτηση ολικής πιθανότητας " $F(V \leq V_0)$ ".

Ακολούθως, γνωρίζοντας ότι για την εξίσωση "Weibull" ισχύει

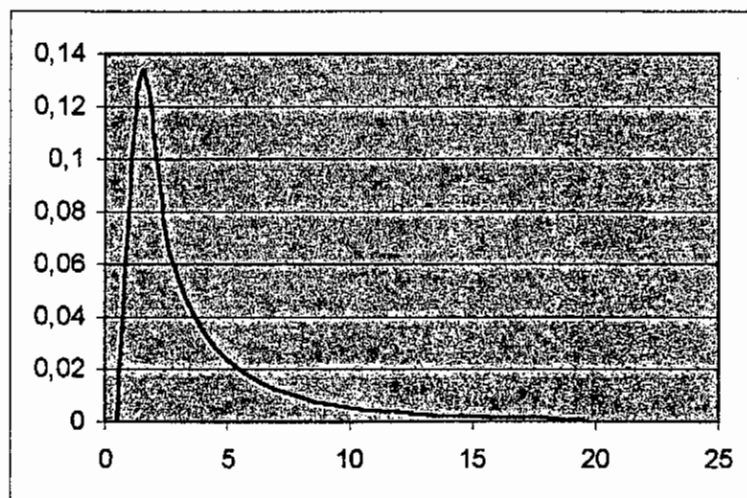
$$F(V \leq V_0) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{V_0}{C}\right)^k\right]$$

υπολογίσαμε τις παραμέτρους k και C.

Πίνακας 7.1

Ταχύτητα (m/sec)	f% πειραματικό	f% Weibull	Διάστημα ταχύτητας	F	X	Y
0 - 1	2,98	0	0 - 1	0,0298	0	-3,4868
1 - 2	15,58	0,132492	0 - 2	0,1856	0,6931	-1,5833
2 - 3	14,61	0,07002	0 - 3	0,3317	1,0986	-0,9088
3 - 4	13,63	0,042859	0 - 4	0,468	1,3863	-0,4603
4 - 5	15,06	0,028394	0 - 5	0,6186	1,6094	-0,0368
5 - 6	13,52	0,019796	0 - 6	0,7538	1,7918	0,3376
6 - 7	9,49	0,014311	0 - 7	0,8487	1,9459	0,6358
7 - 8	5,70	0,010631	0 - 8	0,9057	2,0794	0,8592
8 - 9	3,50	0,008069	0 - 9	0,9407	2,1972	1,0385
9 - 10	2,01	0,006232	0 - 10	0,9608	2,3026	1,1753
10 - 11	1,32	0,004884	0 - 11	0,974	2,3979	1,2946
11 - 12	0,90	0,003875	0 - 12	0,983	2,4849	1,4047
12 - 13	0,62	0,003107	0 - 13	0,9892	2,5649	1,5103
13 - 14	0,32	0,002515	0 - 14	0,9924	2,6391	1,5851
14 - 15	0,29	0,002052	0 - 15	0,9953	2,7081	1,6790
15 - 16	0,30	0,001687	0 - 16	0,9983	2,7726	1,8527
16 - 17	0,11	0,001396	0 - 17	0,9994	2,8332	2,004
17 - 18	0,03	0,001162	0 - 18	0,9997	2,8904	2,0933
18 - 19	0,02	0,000972	0 - 19	0,9999	2,9444	2,2203
19 - 20	-	0,000817	0 - 20	0,9999	2,9957	2,2203
20 - 21	0,01	0,000691	0 - 21	1	3,0445	2,2203

Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιήσαμε την ανάλυση της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων, όπως αναφέρεται στην παράγραφο 1.11. Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της εξίσωσης δίνονται στον πίνακα 7.1. Στο σχήμα 7.1 παρουσιάζεται η καμπύλη “Weibull” που υπολογίσαμε.

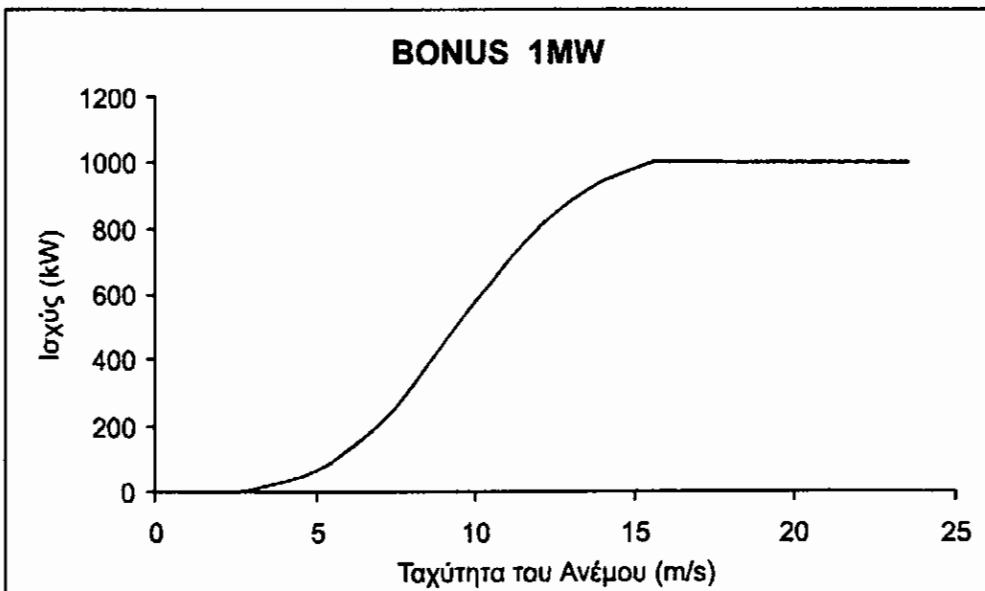
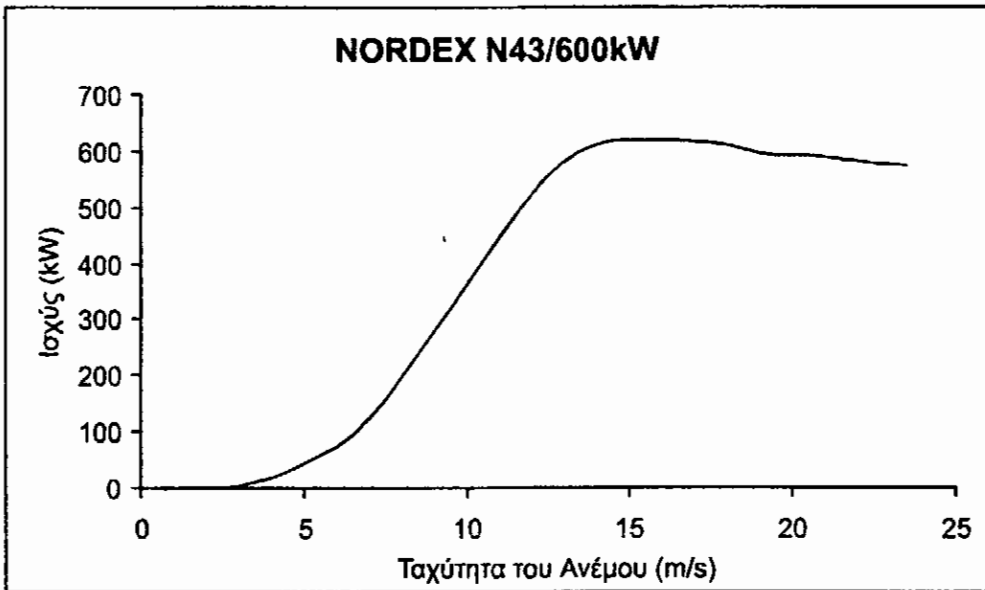
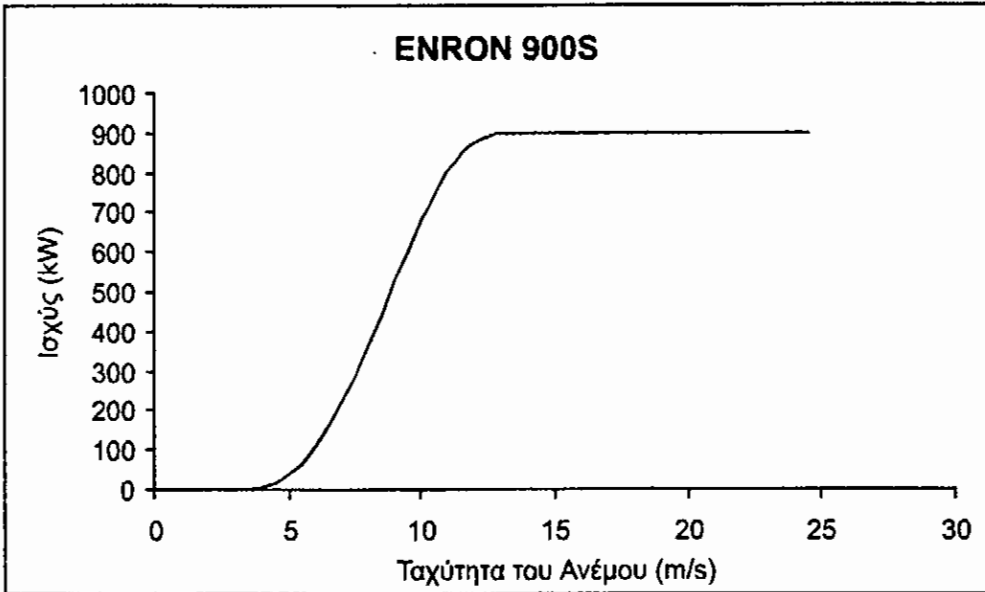


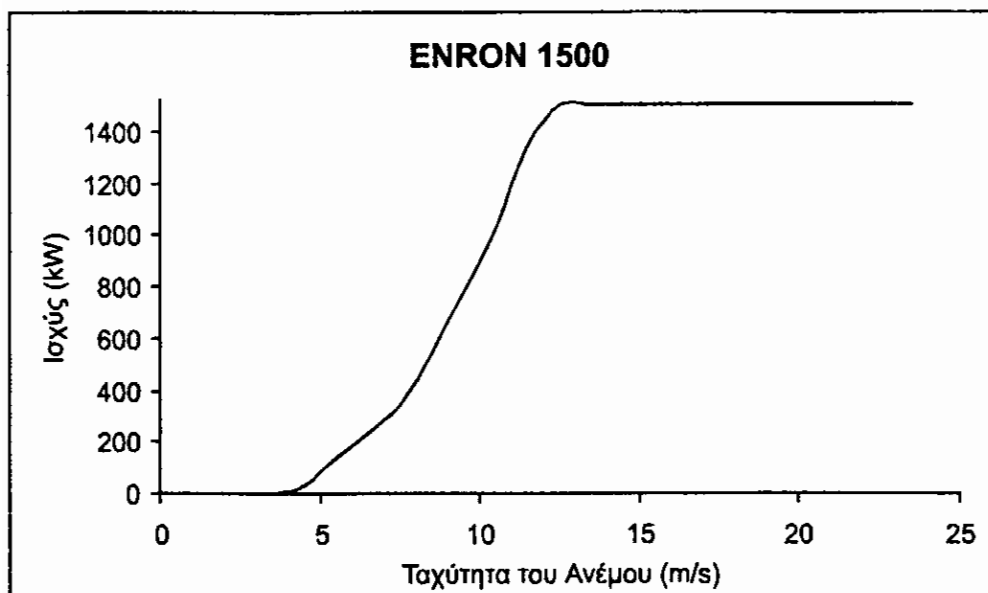
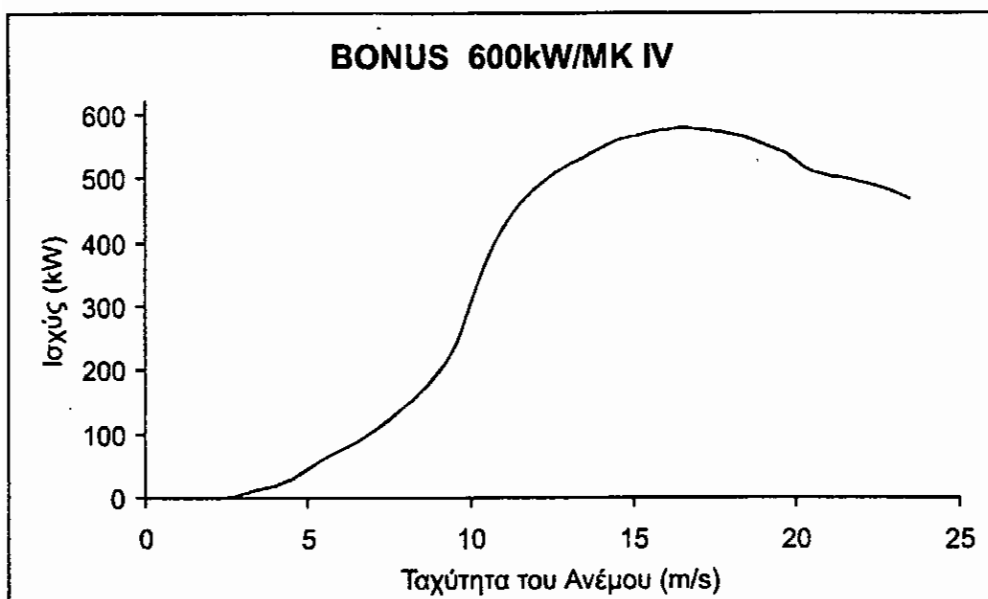
Σχήμα 7.1: Καμπύλη Weibull

Οι τιμές των k και C που υπολογίσαμε είναι $k = 0.555115$, $C = 1,001551$ και με βάσει αυτές, υπολογίσαμε την ετήσια παραγόμενη ισχύ για τους τύπους των ανεμογεννητριών που παρουσιάζονται στον πίνακα 7.2. Τα διαγράμματα που παραθέτονται παρουσιάζουν τις καμπύλες ισχύος για κάθε τύπο από τις ΑΓ που χρησιμοποιήσαμε.

Πίνακας 7.2

Τύπος Ανεμογεννήτριας	Ετήσια παραγόμενη ισχύς
NORDEX N43/600 KW	202134.5488
BONUS 1 MW	309025.8748
BONUS 600 KW MK IV	178816.7373
ENRON 1500	477268.5361
ENRON 900s	314976.574





ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. DAVID A. SPERA

"Wind Turbine Technology"

New York, ASME PRESS 1994

2. ΚΑΛΔΕΛΛΗΣ Κ. ΙΩΑΝΝΗΣ

"Διαχείριση της αιολικής ενέργειας"

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΑΘΑΝ. ΣΤΑΜΟΥΛΗΣ, Αθήνα 1999

3. ΜΠΕΡΓΕΛΕΣ Γ.

"Ανεμοκινητήρες"

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΣΥΜΕΩΝ, Αθήνα

