

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**MEZO-MİKRO ÖLÇEK MODEL KUPLESİ WRF-LES İLE YÜKSEK
ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ RÜZGAR ALANININ BELİRLENMESİ**

DOKTORA TEZİ

ERKAN YILMAZ

Meteoroloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Atmosfer Bilimleri Programı

TEMMUZ 2025

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

**MEZO-MİKRO ÖLÇEK MODEL KUPLESİ WRF-LES İLE YÜKSEK
ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ RÜZGAR ALANININ BELİRLENMESİ**

DOKTORA TEZİ

**ERKAN YILMAZ
(511172001)**

Meteoroloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Atmosfer Bilimleri Programı

**Tez Danışmanı: Prof. Dr. Şükran Sibel MENTEŞ
Eş Danışman: Prof. Dr. Gökhan KIRKİL**

TEMMUZ 2025

ISTANBUL TECHNICAL UNIVERSITY ★ GRADUATE SCHOOL

**HIGH-RESOLUTION WIND FIELD DETERMINATION WITH WRF-LES
THROUGH MESO-MICRO SCALE MODEL COUPLING**

Ph.D. THESIS

**ERKAN YILMAZ
(511172001)**

Department of Meteorological Engineering

Atmospheric Sciences Programme

**Thesis Advisor: Prof. Dr. Şükran Sibel MENTEŞ
Thesis Co-Advisor: Prof. Dr. Gökhan KIRKİL**

JULY 2025

İTÜ, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün 511172001 numaralı Doktora Öğrencisi Erkan YILMAZ, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı "MEZO-MİKRO ÖLÇEK MODEL KUPLESİ WRF-LES İLE YÜKSEK ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ RÜZGAR ALANININ BELİRLENMESİ" başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Prof. Dr. Şükran Sibel MENTEŞ**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Eş Danışman : **Prof. Dr. Gökhan KIRKİL**
Kadir Has Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Yurdanur S. ÜNAL**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Prof. Dr. Zafer ASLAN
İstanbul Aydın Üniversitesi

Prof. Dr. Ayşe Gül GÜNGÖR
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Elçin TAN
İstanbul Teknik Üniversitesi

Dr. Öğr. Üyesi Altuğ Melik BAŞOL
Özyeğin Üniversitesi

Teslim Tarihi : 25 Mayıs 2025
Savunma Tarihi : 3 Temmuz 2025





Aileme ve Ali'ye,



ÖNSÖZ

2008 yılından beri İstanbul Teknik Üniversitesi'nde sürdürdüğüm akademik yaşamımın önemli bir dönüm noktasını oluşturan bu doktora tezi, uzun yıllara yayılan birikim ve emeğin özverili bir araştırma süreciyle birleşmesi sonucu ortaya çıkmıştır. Bu süreçte bilimsel merakımı ve araştırma tutkumuzu destekleyen, bilgi ve deneyimleriyle bana yol gösteren çok değerli hocalarıma teşekkür etmek isterim.

Tez çalışmamın her aşamasında, bilimsel yönlendirmeleriyle ve değerli katkılarıyla yanımda olan saygıdeğer danışmanım Prof. Dr. Şükran Sibel MENTEŞ'e, rüzgâr enerjisi alanındaki öncü çalışmaları, değerli katkıları ve desteği için içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca eş danışmanım Prof. Dr. Gökhan KİRKİL'e, tez çalışmamda kullandığım metodolojiye getirdiği yenilikçi yaklaşımı ve modelleme konusunda sağladığı yeni bakış açısı için derin şükranlarımı sunarım.

Hem yüksek Lisans hem de doktora tez sürecimde bana akademik rehberlikleriyle destek olan Prof. Dr. Yurdanur S. ÜNAL'a, akademik süreçteki katkıları ve engin bilgilerini benimle paylaştığı için minnettarım. Lisans tezim sürecinde birlikte çalışma ayrıcalığını yaşadığım Doç. Dr. Elçin TAN'a, akademik rehberliği, teşvik edici yorumları ve bitmeyen desteği için özellikle teşekkür ederim. Prof. Dr. Zafer ASLAN'a süreç boyunca akademik katkıları ve değerli bilgi paylaşımları için teşekkürlerimi sunarım. Prof. Dr. Ayşe Gül GÜNGÖR'e ise konu hakkındaki derin bilgisi, yapıcı eleştirileri ve içten paylaşımlarıyla çalışmama yaptığı değerli katkılar için özel olarak teşekkür ederim.

Akademik hayatım boyunca desteklerini gördüğüm İstanbul Teknik Üniversitesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü öğretim üyelerine ve çalışma arkadaşlarıma, verdikleri destek, yapıcı eleştiriler ve paylaşılan bilgiler için teşekkürlerimi iletirim.

Uzun süredir hem meslektaşım hem de dostum olan, çalışmalarım boyunca desteklerini her zaman yanımda hissettiğim Sayın Dr. Simge İrem BİLGEN, Sayın Dr. Fulden BATİBENİZ, Sayın Dr. Cemre YÜRÜK, Sayın Kübra AĞAÇ ve Sayın Dr. Tarık KAYTANCI'ya içten teşekkürlerimi sunarım. Sizlerin dostluğu ve desteği, akademik ve kişisel hayatımda çok değerli bir yer tutmaktadır.

Öğrencilik yıllarımı ve meslek hayatımın ilk adımlarını birlikte attığımız, pek çok anıyı, bilgiyi ve deneyimi paylaşarak hayatımı zenginleştiren, her zaman yanımda olarak bana güç veren çok değerli yol arkadaşlarım Sayın Yüksek Meteoroloji Müh. Nur Göktepe SAYINTA ve Sayın Meteoroloji Müh. Fahri Mert SAYINTA'ya içten teşekkürlerimi sunarım.

Bu süreçte bana her zaman destek olan, moral ve motivasyonumu yüksek tutmamı sağlayan aileme sonsuz şükranlarımı sunuyorum. Özellikle Anneme, Babama, Kardeşime, Sevgili eşi Saadet'e ve biricik ALİ'ye sevgi ve destekleri için minnettarım. Son olarak, birlikte çalıştığımız ve paylaşımlarda bulunduğumuz arkadaşlarıma ve tüm sevdiklerime, destekleri ve anlayışları için teşekkür ederim. Başarılarımın arkasında sizlerin varlığı büyük önem taşımaktadır.

Mayıs 2025

Erkan YILMAZ
(Meteoroloji Mühendisi)



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ	ix
İÇİNDEKİLER	xi
KISALTMALAR	xiii
SEMBOLLER	xv
ÇİZELGE LİSTESİ	xvii
ŞEKİL LİSTESİ	xix
ÖZET	xxvii
SUMMARY	xxxi
1. GİRİŞ	1
1.1 Rüzgâr Kaynağının Modellenmesi	1
1.2 Amaç ve Literatür Özeti	5
1.3 Tezin Amacı	9
2. ATMOSFERİK MODELLEME VE MEZO-MİKRO KUPLE YÖNTEMİ..	13
2.1 Atmosferik Modelleme	13
2.2 Mikro Ölçek Modelleme	19
2.2.1 DNS	19
2.2.2 LES modelleri	20
2.2.3 RANS modelleri	20
2.3 Mezo Ölçek Modelleme	22
2.4 Atmosferik Gri Alan Modellemesi	24
2.5 Mezo-Mikro Model Kuplesi	25
2.6 Navier-Stokes Denklemleri	27
2.6.1 Filtrelenmiş ve Reynolds ortalaması alınmış N-S denklemleri	28
2.6.2 Uzaysal olarak filtrelenmiş N-S denklemleri	29
2.7 Reynolds Ortalaması Alınmış Navier-Stokes Denklemleri	30
2.7.1 Ortalama alan N-S denklemleri	31
2.7.2 Kapama (Closure)	33
2.8 Türbülans Modelleme	33
2.9 Büyük Girdap Simülasyonları (LES)	35
3. KANAL İSTANBUL ANALİZ ÇALIŞMALARI	37
4. MUT BÖLGESİ ANALİZ ÇALIŞMALARI	45
4.1 Mut Bölgesi Coğrafi Özellikleri	45
4.2 Mut Bölgesi Veri Setleri Analizi	46
4.3 Mut Bölgesi Topoğrafik Veri Setleri Analizi	55
4.4 Mut Bölgesi Model Analizi	70
4.4.1 Mezo-Mikro model parametrelerinin simülasyon analizi	70
5. PERDIGÃO BÖLGESİ ANALİZ ÇALIŞMALARI	77
5.1 Perdigão Bölgesi Coğrafi Özellikleri	77
5.2 Perdigão Bölgesi Güneyli Akış Sümilasyon Analizi	79
5.3 Perdigão Bölgesi Meteorolojik Veri Setlerinin Sümilasyon Analizi	81

5.4 Perdigão Bölgesi Topoğrafik Veri Setlerinin Sümilasyon Analizi	82
5.5 Perdigão Bölgesi Sümilasyon Analizleri.....	85
5.5.1 Perdigão bölgesi 5 km – 1km – 200 m model simülasyonu.....	85
5.5.2 Perdigão bölgesi 500 m – 100 m model simülasyonu.....	109
5.5.3 Perdigão bölgesi 5 km – 1km – 100 m model simülasyonu.....	119
5.6 Perdigão Bölgesi Kuzeyli Akış Sümilasyon Analizi.....	130
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	157
KAYNAKLAR.....	167
ÖZGEÇMİŞ.....	185



KISALTMALAR

ABL	: Atmosfer Sınır Tabaka
ASTER	: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CBL	: Konvektif Sınır Tabaka
CFD	: Hesaplamalı Akışkanlar Dinamiği
CORINE	: Coordination of Information on the Environment
DNS	: Doğrudan Sayısal Simülasyon
ECMWF	: Orta Vadeli Hava Tahminleri için Avrupa Merkezi
ERA-Interim	: ECMWF Reanaliz Interim
ERA-5	: ECMWF Reanaliz v5
GW	: Giga Watt
GTOPO30	: Global 30 Arc-Second Elevation Model
LBC	: Yanal Sınır Koşulları
LES	: Büyük Girdap Simülasyonu (Large Eddy Simulation)
LLJ	: Aşağı Seviye Jeti
MAE	: Mutlak Ortalama Hata
MERRA-2	: Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application
MM5	: Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model
MYNN	: Mellor-Yamada Nakanishi-Niino
MW	: Mega Watt
NBA	: Nonlinear Backscatter and Anisotropy
NEWA	: New European Wind Atlas
nRMSE	: Normalize edilmiş Kök Ortalama Kare
N-S	: Navier-Stokes
NWP	: Sayısal Hava Tahmin
OpenFOAM	: Açık Kaynak Alan İşlemleri ve Manipülasyonu
PBL	: Atmosferik Sınır Tabaka (Planetary Boundary Layer)
RANS	: Reynolds ortalaması alınmış Navier-Stokes
RES	: Rüzgâr Enerjisi Santrali
RMSE	: Kök Ortalama Kare

RRTMG	: Rapid Radiation Transfer Model for GCM
SBL	: Stabil Sınır Tabaka
SGS/SFS	: Alt Izgara Ölçekli (Sub-Grid Scale)
SH	: Simulated Heating
SMAG	: Smagorinsky Model for LES
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SWEPS	: Kısa Dönemli Rüzgar Enerjisi Tahmin Sistemini
TKE	: Türbülans Kinetik Enerji
TKE 1.5	: Türbülans Kinetik Enerji 1.5 Parametrizasyonu
TW	: Tera Watt
URANS	: Geçici Reynolds ortalaması alınmış Navier-Stokes
USGS	: United States Geological Survey
VSBL	: Çok Stabil Sınır Tabaka
WAsP	: Rüzgâr Atlas Analiz ve Uygulama Programı
WRF	: Weather Research and Forecasting
WSBL	: Zayıf Stabil Sınır Tabaka
YSU	: Yonsei University Sch

SEMBOLLER

x_i	: Kartezyen Koordinat Sistemi
u_i	: Hız alanı
p	: Basınç
ν	: Kinematik moleküler viskozite
f_i	: Akışkan kütesine etki eden hacimsel kuvvetler
Δ	: Grid Ölçeği
τ	: Türbülans gerilmesi
$\sim$	: Uzaysal filtreleme
δ_{j_3}	: Kronecker deltası
f	: Coriolis parametresi
ε_{ij3}	: Alternatif birim tensörü
$P_{r,sgs}$	: Prandtl sayısı
C_s	: Smagorinsky katsayısı
$ \tilde{S} $	: Gerinim oranı büyüklüğü



ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 4.1 : Model veri çözünürlükleri.	47
Çizelge 4.2 : WRF parametreleri.	48
Çizelge 4.3 : RMSE ve nRMSE sonuçları.	55
Çizelge 4.4 : M470 Ölçüm direği istatistiksel sonuçları.	69
Çizelge 4.5 : M472 Ölçüm direği istatistiksel sonuçları.	69
Çizelge 4.6 : WRF ve WRF-LES model sonuçları istatistiksel sonuçları.	76
Çizelge 5.1 : ERA-5 veri setinin farklı zaman adımlarında çözülmesi ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.	82
Çizelge 5.2 : Harita veri seti vaka çalışması kapsamında, güney yönlü akış için WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümleri arasındaki rüzgâr şiddeti önyargısı (bias) ve kök ortalama kare hatası (RMSE) karşılaştırmaları.	84
Çizelge 5.3 : Vaka çalışması kapsamında, güneybatılı yönlü akış için WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümleri arasındaki rüzgâr şiddeti istatistiksel karşılaştırmaları.	105
Çizelge 5.4 : Farklı domain alanı ve yüzey kullanım verisi ile model simülasyonu ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.	111
Çizelge 5.5 : Farklı domain alanı ve yüzey kullanım verisi ile model simülasyonu ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.	114
Çizelge 5.6 : Farklı domain alanı ve yüzey kullanım verisi ile model simülasyonu ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.	118
Çizelge 5.7 : Simülasyon domain konfigürasyon bilgisi.	121
Çizelge 5.8 : WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümlerinin 100 m yüksekliğindeki karşılaştırmasına ait RMSE (kök ortalama kare hata) ve önyargı (bias) sonuçları.	130
Çizelge 5.9 : Vaka çalışması kapsamında, kuzeydoğulu yönlü akış için WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümleri arasındaki rüzgâr şiddeti istatistiksel karşılaştırmaları.	141
Çizelge 5.10 : Farklı PBL ve SGS modelleme yaklaşımları.	146



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 :	Farklı atmosferik olayların karakteristik zaman ve yatay ölçekleri. Griyle gölgelenmiş alanlar sırasıyla sayısal hava tahmin (NWP) ve hesaplamalı akışkanlar dinamiği (CFD) modelleri tarafından çözümlenebilen ölçek aralıklarını göstermektedir (Lauritzen et al., 2011).	14
Şekil 2.2 :	Atmosferde gözlemlenen kinetik enerjinin yatay dalga sayısı spektrumunun idealize grafiği.	15
Şekil 2.3 :	(a) kararsız, (b) nötr ve (c) kararlı atmosferik sınır tabaka (ABL) koşullarında idealize edilmiş düşey potansiyel sıcaklık ve rüzgâr şiddeti profilleri. Stull (1988).	17
Şekil 2.4 :	Farklı atmosferik kararlılık koşullarıyla ilişkili rüzgâr şiddeti profilleri. Wallace and Hobbs (2006).	18
Şekil 2.5 :	Bir dairenin arkasındaki türbülans izi, farklı sayısal yöntemler arasındaki çözünürlük farklarını göstermek için kullanılmıştır. Çözünürlük ve hesaplama maliyetleri, RANS'tan LES'e ve oradan da DNS'e doğru artmaktadır. (Hart, 2016).	21
Şekil 2.6 :	Bir LES- ve RANS-değişkeni, gösterilen bileşenlere ayrıştırılabilir. Modellemesi gereken türbülans dalgalanması, u gösterilmemiştir).	32
Şekil 3.1 :	USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 80 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.	38
Şekil 3.2 :	USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 10 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.	39
Şekil 3.3 :	USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 80 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.	40
Şekil 3.4 :	USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 10 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.	41
Şekil 3.5 :	CORINE - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 80 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.	42
Şekil 3.6 :	CORINE - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 10 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.	43
Şekil 4.1 :	1980–2014 döneminde sayısal hava tahmin modellerine (NWP) asimile edilen farklı gözlem türlerinin yıllık ortalama günlük sayılarına ilişkin birikimli (stacked) alan grafiği (Boskovic (2015)).	48
Şekil 4.2 :	Seçili tüm günler için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.	49
Şekil 4.3 :	Seçili tüm günler için model ve gözlem verileri rüzgâr yönü.	50
Şekil 4.4 :	12.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.	50
Şekil 4.5 :	12.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.	51

Şekil 4.6 :	12.04.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	51
Şekil 4.7 :	12.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.....	52
Şekil 4.8 :	12.07.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	52
Şekil 4.9 :	12.07.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.....	53
Şekil 4.10 :	12.10.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	53
Şekil 4.11 :	12.10.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.....	54
Şekil 4.12 :	Model ve gözlem verilerinin Weibull dağılım grafiği.....	54
Şekil 4.13 :	CORINE- USGS dönüşüm parametreleri (Pineda (2004)).....	59
Şekil 4.14 :	Ölçüm noktaları ve model çıktı noktaları.....	60
Şekil 4.15 :	Birinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	61
Şekil 4.16 :	Birinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.....	61
Şekil 4.17 :	86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	62
Şekil 4.18 :	86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü....	62
Şekil 4.19 :	56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	63
Şekil 4.20 :	56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü....	63
Şekil 4.21 :	30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	64
Şekil 4.22 :	30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü....	64
Şekil 4.23 :	İkinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	65
Şekil 4.24 :	İkinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.....	65
Şekil 4.25 :	86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	66
Şekil 4.26 :	86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü....	66
Şekil 4.27 :	56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	67
Şekil 4.28 :	56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü....	67
Şekil 4.29 :	30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	68
Şekil 4.30 :	30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü....	68
Şekil 4.31 :	Seçili tüm günler için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	71
Şekil 4.32 :	Seçili tüm günler için model ve gözlem verilerinin rüzgâr yönü dağılımı.....	72
Şekil 4.33 :	1-7.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	73
Şekil 4.34 :	1-7.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü dağılımı.....	74
Şekil 4.35 :	1-7.04.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	74
Şekil 4.36 :	1-7.07.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	75
Şekil 4.37 :	1-7.10.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	75

Şekil 5.1 :	Vila Velda Radao (Perdigão) deney alanı.....	78
Şekil 5.2 :	Perdigão deney alanı ölçüm noktaları.....	78
Şekil 5.3 :	Perdigão sinoptik hareketler (Fernando(2017).	79
Şekil 5.4 :	Perdigão lokal hareketler (Fernando(2017).	79
Şekil 5.5 :	Perdigão ölçüm noktaları.	82
Şekil 5.6 :	a) Perdigão deney alanı'na ait SRTM ile askerî harita arasındaki fark, b) Askerî harita ile SRTM haritası arasındaki farkın düşey profilde gösterimi, c) MYNN-TKE parametrelendirmesi için GTOPO arazi modeli simülasyon sonucu, d) MYNN-TKE parametrelendirmesi için askerî arazi modeli simülasyon sonucu.	84
Şekil 5.7 :	d03 alanı topoğrafya verisi (SRTM).	86
Şekil 5.8 :	d03 alanı pürüzlülük verisi (CORINE).	87
Şekil 5.9 :	T20 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	88
Şekil 5.10 :	T20 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	89
Şekil 5.11 :	T20 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	89
Şekil 5.12 :	T20 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	90
Şekil 5.13 :	T20 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	90
Şekil 5.14 :	T20 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	91
Şekil 5.15 :	T20 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.	92
Şekil 5.16 :	T25 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	93
Şekil 5.17 :	T25 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	94
Şekil 5.18 :	T25 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	95
Şekil 5.19 :	T25 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	95
Şekil 5.20 :	T25 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	96
Şekil 5.21 :	T25 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	96
Şekil 5.22 :	T25 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) Gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.	98
Şekil 5.23 :	T25 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.	99
Şekil 5.24 :	T29 ölçüm direği için model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	100

Şekil 5.25 :	T29 ölçüm direği için model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	101
Şekil 5.26 :	T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	101
Şekil 5.27 :	T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	102
Şekil 5.28 :	T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	103
Şekil 5.29 :	T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	103
Şekil 5.30 :	T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.	104
Şekil 5.31 :	T20 ölçüm direği noktasında 100 m için güneyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.	107
Şekil 5.32 :	T25 ölçüm direği noktasında 100 m için güneyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.	108
Şekil 5.33 :	T29 ölçüm direği noktasında 100 m için güneyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.	109
Şekil 5.34 :	d02 domain alanı.....	110
Şekil 5.35 :	41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profili.....	112
Şekil 5.36 :	41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profilde 61 seviyede rüzgâr şiddeti farkı.....	113
Şekil 5.37 :	41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profilde 81 seviyede rüzgâr şiddeti farkı.....	113
Şekil 5.38 :	41 seviyeli SMAG türbülans parametresi model simülasyonun düşey profili.....	114
Şekil 5.39 :	TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun SMAG türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.....	115
Şekil 5.40 :	41 seviyeli NBA1 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profili.....	116
Şekil 5.41 :	TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun NBA1 türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.....	116
Şekil 5.42 :	41 seviyeli NBA2 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profili.....	117
Şekil 5.43 :	TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun NBA2 türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.....	117
Şekil 5.44 :	TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun NBA2 türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.....	118
Şekil 5.45 :	Domain alanı.	119
Şekil 5.46 :	Perdigão arazi.....	120
Şekil 5.47 :	Güneybatı yönlü akış koşullarında 100 m seviyesindeki rüzgâr şiddetleri, mast 20 (mavi nokta) ve mast 29 (kırmızı nokta) ölçüm istasyonlarında elde edilen gözlemlerle karşılaştırmalı olarak taylor diyagramları. d02 alanı için üç farklı pbl parametrelendirmeleri kullanılmıştır: I) MYNN PBL II) SH PBL III) YSU PBL.	123

- Şekil 5.48 :** Güneybatı yönlü akış koşulları için, üç farklı PBL parametrelendirme ve üç farklı LES türbülans modeli kullanılarak elde edilen ortalama yatay rüzgâr şiddeti ve düşey rüzgâr bileşeni dağılımları. I) MYNN PBL II) YSU PBL III) SH PBL. Birinci sütun 10 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddetlerini, ikinci sütun 10 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşenlerini, üçüncü sütun 100 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddetini ve dördüncü sütun 100 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşenlerini göstermektedir. Birinci satır TKE modeli sonuçlarını, ikinci satır SMAG modeli sonuçlarını, üçüncü satır ise NBA modeli sonuçlarını temsil etmektedir. 124
- Şekil 5.49 :** Güneybatı yönlü akış için, MYNN-TKE model sonuçları referans alınarak elde edilen bir günlük zaman ortalamasına dayalı transekt rüzgâr şiddeti farkları. Farklı parametreleştirme yaklaşımlarına göre elde edilen farklar şu şekilde sunulmuştur: a) MYNN-TKE modeline göre rüzgâr dağılımı b) MYNN-SMAG modeli, c) MYNN-NBA modeli, d) YSU-TKE modeli, e) YSU-SMAG modeli, f) YSU-NBA modeli, g) SH-TKE modeli, h) SH-SMAG modeli, i) SH-NBA modeli. 126
- Şekil 5.50 :** Güneybatı yönlü akış koşulları için, 100 m yüksekliğinde simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddetlerinin zaman serisi karşılaştırmaları. Birinci sütun MYNN sonuçlarını, ikinci sütun YSU sonuçlarını, üçüncü sütun ise SH sonuçlarını göstermektedir. Birinci satır Mast 20, ikinci satır Mast 25 ve üçüncü satır Mast 29 istasyonlarına karşılık gelmektedir. Siyah çizgi gözlem verisini, yeşil çizgi TKE simülasyonunu, mavi çizgi SMAG simülasyonunu ve kırmızı çizgi NBA simülasyonunu temsil etmektedir. 127
- Şekil 5.51 :** Simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddeti verilerinin karşılaştırmasına ilişkin düşey rüzgâr şiddeti profillerinde bias sonuçları: a) Mast 20, b) Mast 25, c) Mast 29. 128
- Şekil 5.52 :** Mast 20 ölçüm istasyonu ile WRF-LES simülasyonlarının karşılaştırmalı spektrum analizleri: d03 alanı ($\Delta x = 100$ m) için MYNN parametresiyle elde edilen sonuçlar ve d02 alanı ($\Delta x = 1000$ m) için simülasyon sonuçları. 129
- Şekil 5.53 :** Ölçüm noktaları. 131
- Şekil 5.54 :** T20 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti. 133
- Şekil 5.55 :** T20 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü. 134
- Şekil 5.56 :** T20 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti. 134
- Şekil 5.57 :** T20 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü. 135
- Şekil 5.58 :** T25 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti. 136
- Şekil 5.59 :** T25 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü. 136
- Şekil 5.60 :** T25 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti. 137
- Şekil 5.61 :** T25 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü. 137

Şekil 5.62 :	T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	138
Şekil 5.63 :	T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	139
Şekil 5.64 :	T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.....	139
Şekil 5.65 :	T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.	140
Şekil 5.66 :	T20 ölçüm direği noktasında 100 m için kuzeyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.	142
Şekil 5.67 :	T25 ölçüm direği noktasında 100 m için kuzeyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.	143
Şekil 5.68 :	T29 ölçüm direği noktasında 100 m için kuzeyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.	144
Şekil 5.69 :	Domain alanı.	145
Şekil 5.70 :	d02 alanı için, 100 m seviyesindeki kuzeydoğu yönlü rüzgâr şiddetlerine ait Taylor diyagramları: Mast 20 (mavi nokta) ve Mast 29 (kırmızı nokta) istasyonlarında, üç farklı PBL parametrelendirmesiyle elde edilen simülasyon sonuçlarının gözlemlerle karşılaştırması: I) MYNN PBL II) SH PBL III) YSU PBL.	147
Şekil 5.71 :	d03 alanı için kuzeydoğu yönlü akış koşullarında, üç farklı PBL parametrelendirmesi ve üç farklı LES türbülans modeliyle elde edilen ortalama yatay rüzgâr şiddeti ve düşey rüzgâr bileşeni dağılımları: I) MYNN PBL II) YSU PBL III) SH PBL. Birinci sütun: 10 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddeti, ikinci sütun: 10 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşeni, üçüncü sütun: 100 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddeti, dördüncü sütun: 100 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşeni. Her bir PBL için: birinci satır — TKE modeli sonuçları, ikinci satır — SMAG modeli sonuçları, üçüncü satır — NBA modeli sonuçlarıdır.	148
Şekil 5.72 :	Kuzeydoğu yönlü akış koşulları için, bir günlük zaman ortalaması alınmış transekt rüzgâr şiddeti farkları. MYNN-TKE model sonuçları referans alınarak, diğer PBL ve LES yapılandırmalarına ait farklılıklar şu şekilde sunulmuştur: b) MYNN–SMAG modeli c) MYNN–NBA modeli d) YSU–TKE modeli e) YSU–SMAG modeli f) YSU–NBA modeli g) SH_TKE h) SH-SMAG i) SH-NBA.	150
Şekil 5.73 :	Kuzeydoğu yönlü akış için, 100 m seviyesindeki simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddetlerinin zaman serisi karşılaştırmaları. Birinci sütun: MYNN sonuçları, ikinci sütun: YSU sonuçları, üçüncü sütun: SH sonuçları. Birinci satır: Mast 20 istasyonu, ikinci satır: Mast 25 istasyonu, üçüncü satır: Mast 29 istasyonu. Siyah çizgi gözlemleri, yeşil çizgi TKE simülasyonunu, mavi çizgi SMAG simülasyonunu, kırmızı çizgi ise NBA simülasyonunu temsil etmektedir.	152
Şekil 5.74 :	Simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddeti verilerinin karşılaştırmasına ilişkin rüzgâr şiddeti düşey profil önyargı (bias) sonuçları: a) Mast 20, b) Mast 25, c) Mast 29.	153

- Şekil 5.75 :** 100 m yüksekliğindeki günlük rüzgâr şiddeti dağılımları: (a) Mast 20 istasyonunda kuzeydoğu yönlü akış, (b) Mast 20 istasyonunda güneybatı yönlü akış, (c) Mast 25 istasyonunda kuzeydoğu yönlü akış, (d) Mast 25 istasyonunda güneybatı yönlü akış, (e) Mast 9 istasyonunda kuzeydoğu yönlü akış, (f) Mast 29 istasyonunda güneybatı yönlü akış. Kutu grafikler (boxplot), çalışmanın tamamına ait zaman periyodunu kapsamaktadır. **154**
- Şekil 5.76 :** Üç farklı SFS gerilme modeli için zaman ve düzlem ortalaması alınmış boyutsuz kayma gerilmelerinin düşey profilleri. **155**





MEZO-MİKRO ÖLÇEK MODEL KUPLESİ WRF-LES İLE YÜKSEK ÇÖZÜNÜRLÜKLÜ RÜZGAR ALANININ BELİRLENMESİ

ÖZET

Son elli yılda küresel elektrik enerjisi talebi, ekonomik büyüme ve kentleşmedeki hızlı artışa paralel olarak önemli ölçüde yükselmiş; elektriğin üretim biçimleri ve sürdürülebilir temini, enerji politikalarının ve bilimsel araştırmaların merkezi konularından biri hâline gelmiştir. Günümüzde toplam elektrik üretiminde hâlâ fosil kaynaklar (kömür, petrol ve doğal gaz) baskın paya sahip olsa da söz konusu kaynakların sınırlı rezervleri, fiyat volatilitesi ve özellikle iklim değişikliği üzerindeki olumsuz etkileri enerji denkleminde yenilenebilir alternatifleri zorunlu kılmıştır. Bu bağlamda rüzgâr ve güneş enerjisi hem teknolojik olgunluk düzeyleri hem de maliyetlerindeki hızlı düşüş sayesinde son on yılda yıllık kurululu kapasite artışında başı çekmektedir.

Rüzgâr enerjisi uygulamalarının planlama süreci, saha rüzgâr kaynağının doğru niceliklendirilmesine ve uzun dönem üretim kestirimlerinin güvenilirliğine dayanmaktadır. Modern rüzgâr kaynağı değerlendirmelerinde, yüksek direklere monte edilmiş meteorolojik sensörler (anemometre, yönölçer vb.) hâlen “standart” veri kaynağı olmayı sürdürse de tepeler, açık deniz alanları ve karmaşık arazi koşullarında lojistik zorluklar ve bakım gereksinimleri maliyetleri yükseltmektedir. Ayrıca IEC 61400-12-1 standardının öngördüğü en az on iki aylık kesintisiz ölçüm zorunluluğu, yatırım takvimlerini uzatabilmektedir. Bu sebeple zemin tabanlı LIDAR/SODAR sistemleri ve sayısal model tabanlı iklim veri kümelerinin (örn. ERA5) istatistiksel-dinamik kuplesi, uzun dönem rüzgâr rejimlerinin yüksek çözünürlükte yeniden yapılandırılmasında giderek daha büyük rol oynamaktadır.

Ölçümlerin model verisiyle entegrasyonunda, Bölgesel İklim/Mezo ölçek model-tabanlı yaklaşımlar –özellikle Weather Research and Forecasting (WRF) modeli– alanın atmosferik koşullarını hem yatay hem düşey yönde ayrıntılı olarak çözebilme kapasitesi nedeniyle tercih edilmektedir. Ancak klasik hidrostatik yapılandırmalarda kullanılan ~1–9 km yatay ağ aralıkları, sınır tabaka ve alt ızgara ölçekli (sub-grid-scale, SGS) türbülans proseslerini çoğunlukla parametrize etmek zorundadır. Karmaşık topografya ve orografik hızlanma alanlarının (örn. dar vadiler, sırt hatları) doğru temsil edilebilmesi için LES (Large-Eddy Simulation) çözünürlüğüne ($\Delta x \lesssim 100$ m) inilmesi ve “gri bölge” ölçeklerinde LES–PBL dengesinin hassas biçimde yönetilmesi gereklidir. Çalışmamızda, WRF modelinin LES kabiliyeti dinamik kuple yaklaşımıyla devreye alınmış; MYNN, YSU ve Shin-Hong gibi farklı sınır tabaka parametrisasyonları, SGS türbülans kapatmalarıyla birlikte test edilmiştir. İki farklı karmaşık coğrafyada (yüksek engebeli iç kara bölgesi ve kompleks arazi yapısı) topografik veri seti (SRTM, GTOPO) ve yüzey pürüzlülüğü haritalarının (CORINE, GlobCover) rüzgâr alanı çözümleri üzerindeki etkileri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir.

Bu yüksek çözünürlüklü LES deneyleri, yalnızca sinoptik ölçekli akışların büyük dolaşım özelliklerini değil, aynı zamanda sınır tabakadaki küçük-ölçekli izotropik türbülans yapılarının da zamansal ve mekânsal evrimini ayrıntılı biçimde ortaya koymuştur.

Elde edilen sonuçlar, geleneksel PBL parametrizasyonlarına kıyasla LES çözünürlüğünün rüzgâr şiddetleri, türbülans kinetik enerjisi (TKE) ve momentum akıları üzerinde %10-15'e varan iyileştirmeler sağladığını; özellikle topoğrafik hızlanma bölgelerinde (ör. vadiler arası akış daralması) YSU parametrizasyonunun konvektif koşullarda, MYNN'nin ise kararsız/stabil geçişlerde üstün performans sergilediğini göstermektedir. Dolayısıyla, rüzgâr enerji santrali (RES) fizibilite çalışmalarında zaman ve maliyet baskısını azaltacak şekilde, bir yıllık saha ölçümüyle kalibre edilmiş yüksek çözünürlüklü WRF-LES senaryoları; uzun dönem enerji üretim tahminlerinin belirsizliğini azaltan, bankalar ve yatırımcılar açısından güvenilirliği yükselten kritik bir araç olarak öne çıkabilecektir. Bu doktora çalışması, rüzgâr kaynaklarının doğru ve detaylı bir şekilde belirlenmesi için mezo ve mikro ölçekli atmosferik modelleme yöntemlerinin birlikte kullanıldığı ileri bir yaklaşımı sunmaktadır. Bu kapsamda Weather Research and Forecasting (WRF) modeli, Büyük Girdap Simülasyonu (Large Eddy Simulation) yöntemleriyle entegre edilerek, büyük ölçekli atmosferik dinamikler ve mikro ölçekli türbülans yapılarını yüksek doğrulukla modelleyebilme yeteneği sağlanmıştır.

Çalışma, farklı coğrafi bölgeler ve karmaşık arazi şartlarında yer alan Türkiye'deki Mut bölgesi, Portekiz'deki Perdigão bölgesi ve Kanal İstanbul bölgesi üzerinde detaylı analizler gerçekleştirmiştir. Her bir bölge, karmaşık topoğrafik yapıları ve farklı meteorolojik koşulları nedeniyle geliştirilen modelleme sisteminin etkinliğini doğrulamak için ideal saha çalışmaları olarak değerlendirilmiştir.

Mut bölgesinde gerçekleştirilen kapsamlı analizlerde, farklı yüksekliklerdeki (30m, 56m ve 86m) meteorolojik kulelerden elde edilen ölçüm verileri ile yüksek çözünürlüklü WRF-LES simülasyonları karşılaştırılarak rüzgâr şiddeti ve yön tahminlerinin doğruluğu incelenmiştir. Yapılan istatistiksel değerlendirmelerde Kök Ortalama Kare Hata (RMSE), Normalize edilmiş RMSE (nRMSE), Ortalama Mutlak Hata (MAE) ve Weibull dağılım analizleri gibi yöntemler kullanılmıştır. Sonuçlar, mezo-mikro ölçek kuple modellemenin, tek başına kullanılan mezo ölçek modellerden çok daha başarılı olduğunu göstermiştir. Ayrıca yüksek çözünürlüklü topoğrafik veri setlerinin (SRTM, CORINE arazi kullanım verileri ve USGS) entegrasyonu, model ve ölçüm sonuçları arasındaki uyumu belirgin şekilde artırmıştır.

Perdigão bölgesinde yapılan çalışmalar, saha kampanyası sırasında elde edilen kapsamlı ölçüm verileriyle desteklenerek, karmaşık vadi yapısı ve sıkça değişen rüzgâr yön koşulları altında modelin doğruluğunu sınamıştır. Özellikle kuzeyli ve güneyli rüzgâr akış koşulları ayrı ayrı değerlendirilmiş ve bu akış koşullarında kullanılan Atmosferik Sınır Tabaka (PBL) parametreleri (Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN), Yonsei University (YSU), Simulated Heating (SH)) ve alt ızgara ölçekli (SGS) modeli Smagorinsky (SMAG), ve türbülans parametreleri (Türbülans Kinetik Enerji (TKE), Nonlinear Backscatter and Anisotropy (Doğrusal Olmayan Geri Saçılma ve Yöne Bağımlılık) (NBA)) detaylı olarak karşılaştırılmıştır.

Güneyli akış koşullarında T20, T25 ve T29 ölçüm noktalarında gerçekleştirilen simülasyonlarda, WRF-LES modelinin zaman içindeki değişimleri, türbülans yapıları ve düşey rüzgâr kaymasını doğru bir şekilde yakaladığı görülmüştür. Taylor diyagramı analizleri, MYNN parametrizasyonu ile TKE parametrelemesinin en düşük RMSE değerleri ve en yüksek korelasyon katsayıları ile en başarılı kombinasyon olduğunu göstermiştir.

Kuzeyli akış koşullarında yapılan detaylı analizler de yine MYNN-TKE kombinasyonunun mikro ölçekli rüzgâr yapılarını en iyi şekilde temsil ettiğini doğrulamıştır. Ayrıca transekt karşılaştırmalarıyla, düşey ve yatay rüzgâr şiddetlerinin hassas bir şekilde modellendiği ortaya konmuştur.

Kanal İstanbul bölgesinde gerçekleştirilen analizlerde, türbin hub yüksekliklerindeki rüzgâr değişkenliğini değerlendirmek üzere yüksek çözünürlüklü WRF-LES modelleri kullanılmıştır. Bu yöntem, türbin yerleşim optimizasyonu ve enerji üretimi tahminlerinde kritik önem taşımaktadır. Gelişmiş arazi ve arazi kullanım veri setlerinin entegrasyonu, tahminlerin doğruluğunu belirgin şekilde artırmıştır.

Çalışmanın genelinde, WRF-LES gibi ileri seviye mezo-mikro ölçekli modelleme sistemlerinin kullanımının, rüzgâr enerji kaynaklarının kapsamlı ve doğru değerlendirilmesinde büyük önem taşıdığı vurgulanmıştır. Bu yaklaşımlar, rüzgâr çiftliği saha seçimleri, türbin yerleşim optimizasyonu ve enerji üretim tahminlerinde belirsizlikleri azaltarak, rüzgâr enerjisi geliştirme süreçlerinde karar alma süreçlerini doğrudan iyileştirmektedir.

Bu tez, mezo-mikro ölçek eşleştirmesi sağlayan ileri düzey WRF-LES modeli ile atmosferik akışı ayrıntılı olarak simüle etmiş ve farklı topoğrafik koşullardaki rüzgâr kaynağı potansiyelini değerlendirmiştir. Geliştirilen yöntem, Mut (Türkiye), Perdigão (Portekiz) ve Kanal İstanbul güzergâhı (Türkiye) olmak üzere üç ayrı çalışma alanında uygulanarak sınanmıştır.

Gelecekte yapılabilecek araştırmalar kapsamında, mevcut modelleme tekniklerinin deniz üstü rüzgâr projelerine uygulanması, gelişmiş veri asimilasyon yöntemleri ile model başlangıç koşullarının iyileştirilmesi ve kuple WRF-LES yöntemlerine dayalı gerçek zamanlı operasyonel tahmin sistemlerinin geliştirilmesi önerilmektedir. Bu çalışmalar, yenilenebilir enerji altyapısının genişlemesini destekleyerek, rüzgâr enerjisinin küresel sürdürülebilir enerji stratejilerindeki rolünü güçlendirecektir.

Bu çalışma İstanbul Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimince Desteklenmiştir. Proje Numarası: MDK-2018-41233

Perdigão saha kampanyası, başta ABD Ulusal Bilim Vakfı (NSF), Avrupa Komisyonu'nun ERANET+ programı, Danimarka Enerji Ajansı, Almanya Ekonomi ve Enerji Federal Bakanlığı, Portekiz Bilim ve Teknoloji Vakfı (FCT), ABD Kara Kuvvetleri Araştırma Laboratuvarı (ARL) ve İsrail İkili Bilim Vakfı (BSF) tarafından finanse edilmiştir.

Bu çalışma kapsamında kullanılan NEWA (New European Wind Atlas) veritabanı, Avrupa Komisyonu FP7 programı ve Danimarka Enerji Ajansı (EUDP 14-II, 64014-0590) başta olmak üzere çok sayıda ulusal/uluslararası kuruluşun desteğiyle geliştirilmiştir. NEWA konsorsiyumuna ve veri setini açık erişime sundukları için tüm paydaşlara içten teşekkür ederim.



HIGH-RESOLUTION WIND FIELD DETERMINATION WITH WRF-LES THROUGH MESO-MICRO SCALE MODEL COUPLING

SUMMARY

Over the past half-century, global electricity demand has risen sharply in tandem with rapid economic growth and urbanization, making both the modes of power generation and its sustainable supply central issues in energy policy and scientific research. Although fossil fuels (coal, oil, and natural gas) still dominate total electricity production today, their finite reserves, price volatility, and—above all—their adverse impact on climate change have made renewable alternatives indispensable in the energy equation. In this context, wind and solar power have led annual capacity additions over the past decade, thanks to their advancing technological maturity and steep declines in cost.

The planning of wind-energy projects is contingent upon the accurate quantification of the local wind resource and the generation of reliable long-term yield forecasts. In contemporary assessments, tall meteorological masts equipped with instruments such as anemometers and wind vanes remain the "standard" data source. However, the installation and maintenance of these masts on hilltops, offshore sites, and other complex terrains is logistically challenging and costly. Furthermore, the IEC 61400-12-1 standard stipulates a minimum of twelve consecutive months of uninterrupted measurements, a requirement that has the potential to extend project timelines. Consequently, the statistical–dynamic fusion of ground-based LiDAR/SODAR systems with model-derived climate data sets (e.g., ERA-5) is playing an increasingly important role in reconstructing long-term wind regimes at high spatial resolution.

In order to integrate measurements with model data, regional climate or mesoscale model-based approaches are preferred, especially the Weather Research and Forecasting (WRF) model, since they are capable of resolving atmospheric conditions in both horizontal and vertical directions with considerable detail. However, the conventional hydrostatic setups generally require parameterisation of boundary-layer and sub-grid-scale (SGS) turbulence processes, given the horizontal grid spacings of approximately 1–9 km. It is imperative that complex topography and orographic acceleration zones (e.g. narrow valleys, ridgetops) are accurately represented, and this necessitates Large-Eddy Simulation (LES) resolution ($\Delta x \lesssim 100$ m) and judicious management of the LES–PBL balance in the "grey-zone" scales. In the present study, the LES capability of WRF was activated via a dynamic nesting approach; various boundary-layer schemes—namely, MYNN, YSU and Shin-Hong—were tested in combination with different SGS turbulence closures.

In this study, we employed two contrasting complex terrains (a highly rugged inland region and an area with intricate relief) to perform a comparative analysis of how different topographic data sets (SRTM, GTOPO) and surface-roughness maps (CORINE, GlobCover) influence the simulated wind fields. The planning of wind-energy projects hinges on accurately quantifying the local wind resource and producing reliable long-term yield forecasts. In contemporary assessments, tall meteorological masts equipped with instruments such as anemometers and wind vanes remain the "standard" data source. However, the installation and maintenance of these masts on hilltops, offshore sites, and other complex terrains is logistically challenging and costly. Furthermore, the IEC 61400-12-1 standard stipulates a minimum of twelve consecutive months of uninterrupted measurements, a requirement that has the potential to extend project timelines. Consequently, the statistical–dynamic fusion of ground-based LiDAR/SODAR systems with model-derived climate data sets (e.g., ERA5) is playing an increasingly important role in reconstruction.

These high-resolution LES experiments elucidated not only the large-scale circulation characteristics of synoptic flows but also the temporal and spatial evolution of small-scale, isotropic turbulence structures within the boundary layer. In comparison with conventional PBL schemes, LES-grid resolution enhanced predictions of wind speed, turbulence kinetic energy (TKE) and momentum fluxes by up to 10–15%. Notably, the YSU scheme demonstrated optimal performance under convective conditions in topographic acceleration zones (e.g. valley constrictions), while the MYNN scheme exhibited superiority during unstable–stable transitions. Consequently, high-resolution WRF-LES scenarios calibrated with a single year of site measurements can become a critical tool for wind-farm feasibility studies, with the potential to curb time and cost pressures while reducing long-term energy-yield uncertainty and thereby enhancing project bankability for lenders and investors. The present doctoral research proposes an advanced methodology that integrates mesoscale and microscale atmospheric modelling to characterise wind resources with high fidelity. The integration of the Weather Research and Forecasting (WRF) model with Large-Eddy Simulation (LES) enables the accurate representation of both synoptic-scale atmospheric dynamics and microscale turbulence structures.

The study conducted detailed analyses in three geographically and topographically diverse areas: Turkey's Mut region, Portugal's Perdigo site, and the Canal Istanbul corridor. Each area was regarded as an ideal test bed for verifying the modelling system's performance due to its intricate terrain and distinct meteorological conditions. A comprehensive analysis was conducted for the Mut region, with wind speed and direction forecasts derived from high-resolution WRF-LES simulations being benchmarked against observations from meteorological towers installed at three heights (30 m, 56 m and 86 m). Statistical metrics, including Root Mean Square Error (RMSE), normalised RMSE (nRMSE), Mean Absolute Error (MAE), and Weibull distribution fits, were employed to evaluate the performance of the forecasts. The findings demonstrate that the coupled meso- and microscale approach exhibits a significantly superior performance in comparison to standalone mesoscale models. The incorporation of high-resolution topographic data sets, including SRTM, CORINE land-use data and USGS products, further enhances the congruence between model outputs and measurements.

At the Perdigão site, the modelling system was rigorously tested against the extensive measurements collected during the field campaign, under the area's complex valley topography and frequently shifting wind-direction regimes. In the context of this study, northern- and southern-flow cases were evaluated in isolation. For each regime, the performance of different Planetary Boundary-Layer (PBL) schemes was compared with that of several sub-grid scale (SGS) turbulence closures. The PBL schemes in question were Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN), Yonsei University (YSU) and Simulated Heating (SH). The SGS turbulence closures included Turbulence Kinetic Energy (TKE), Smagorinsky (SMAG) and Nonlinear Backscatter and Anisotropy (NBA).

In the context of southerly flow conditions, the WRF-LES model demonstrated a high degree of accuracy in its simulation of temporal variations, turbulence structures and vertical wind shear, as evidenced by measurements conducted at sites T20, T25 and T29. Taylor-Diagram analyses indicated that the pairing of the MYNN PBL scheme with the TKE SGS parameterisation yielded the lowest Root Mean Square Error (RMSE) values and the highest correlation coefficients, thus establishing this configuration as the most successful.

Detailed analyses under northerly flow conditions likewise confirmed that the MYNN–TKE combination offers the best representation of microscale wind structures. Transect comparisons further demonstrated that both vertical and horizontal wind speeds are modelled with a high degree of precision.

The present study employed high-resolution WRF-LES simulations for the Canal Istanbul corridor, with the aim of assessing wind variability at turbine hub heights. This approach is critical for optimising turbine placement and predicting energy yield, and the integration of advanced terrain and land-use data sets has been shown to markedly improve forecast accuracy.

The study emphasises the importance of advanced meso- to micro-scale modelling systems, such as WRF-LES, for comprehensive and accurate wind-resource assessment. These systems are crucial in reducing uncertainties in wind-farm site selection, turbine-layout optimisation and energy-yield forecasting, thereby directly enhancing decision-making throughout the wind-energy development process.

This dissertation employs the high-resolution, coupled meso-micro scale framework of WRF-LES to rigorously simulate atmospheric flow and to quantify wind-resource potential over contrasting terrains. The proposed methodology is validated at three distinct sites—Mut (Turkey), Perdigão (Portugal), and the Istanbul Canal corridor (Turkey).

It is recommended that future research extend the current modelling techniques to offshore wind projects. Furthermore, the refinement of initial model conditions through the application of advanced data-assimilation methods should be a priority. Finally, the development of real-time operational forecasting systems based on coupled WRF-LES approaches is advised. These efforts will contribute to the augmentation of renewable-energy infrastructure and consolidate the position of wind power within global sustainable-energy strategies.

This work was supported by Scientific Research Projects Department of Istanbul Technical University. Project Number: MDK-2018-41233

The Perdigo field campaign was primarily funded by the US National Science Foundation, European Commission's ERANET+, Danish Energy Agency, German Federal Ministry of Economy and Energy, Portugal Foundation for Science and Technology, US Army Research Laboratory, and Israel Binational Science Foundation.

The New European Wind Atlas (NEWA) dataset used in this study was developed with partial funding from the European Commission (FP7-ENERGY.2013.10.1.2) and national agencies such as the Danish Energy Agency (EUDP 14-II, 64014-0590). I gratefully acknowledge the NEWA consortium for providing open-access data and documentation.



1. GİRİŞ

1.1 Rüzgâr Kaynağının Modellenmesi

İnsanoğlunun kırsaldan kente doğru hareketi ve teknoloji kullanımının artması, enerji tüketimi ve buna bağlı diğer ihtiyaçları arttırmıştır. Bu ihtiyaçları karşılamak üzere son 200 yılda büyük bir sanayileşme hareketi başlamıştır (Acemoglu & Johnson, 2005). Bu hareket insanların ve toplumların refah düzeyini aritmetik olarak artırırken enerjiye olan talebi geometrik olarak artırmıştır (GWEC, 2024). Bu talebin karşılanması enerji kaynaklarının ivedilikle tüketilmesine sebep olmuştur.

Kaynakların sınırlı olması, kullanımlarından dolayı çevreye verdikleri zararlar bizleri yeni kaynak arayışına itmiştir. İnsan kaynaklı sera gazı emisyon seviyesi sanayileşme ve nüfus artışıyla hızlanmış ve her geçen gün artmaya devam etmektedir. Sera gazı salınımlarının devam etmesi daha fazla ısınmaya ve iklim sisteminde kalıcı değişikliklere sebep olabilecektir. İklim değişikliğini sınırlandırmak için sera gazı emisyonlarının kalıcı olacak şekilde ve büyük oranda azaltılması gerekmektedir (IPCC, 2014). Bunu sağlamak için yapılabileceklerden biri de fosil yakıtlar ile enerji üretmek yerine yenilenebilir enerji kaynaklarını kullanmaktır. Rüzgar enerjisi de bu kaynaklardan biridir ve dünyada kullanımı giderek artmaktadır. (Amponsah, 2014).

Rüzgar enerjisinin kullanımının giderek artması, insanların ve doğanın ihtiyaçlarına sağlıklı ve hızlı cevap verebilmesi, bu kaynağın önemini arttırmış ve yeni teknolojik gelişmelere olanak sağlamıştır. Ayrıca günümüzde önemi sıklıkla vurgulanan ve ilki 1996 yılında Berlin’de, sonuncusu Aralık 2015 yılının başında gerçekleşen Paris İklim zirvesinde fosil yakıt kullanımı ile ilişkili sera gazı artımına bağlı olarak küresel sıcaklık artışının önlenmesi için yeni yaptırımların gerçekleştirilebilmesi konusunda mutabakat sağlanması, yenilenebilir enerji kaynaklarının kullanımının önemini bir kez daha vurgulamıştır (COP29, 2024).

Son birkaç on yılda, rüzgâr enerjisi dünya genelinde elektrik üretiminin merkezi bir parçası haline gelmiştir. 2023 yıl sonu itibariyle küresel kurulu kapasitesi ilk defa 1 TW’ı geçmiş olup, 2023 yılında ise ilk defa 100 GW üzerinde bir kurulum

gerçekleşmiştir (GWEC, 2024) Avrupa'da ise, rüzgâr enerjisinin 2025 yılı itibariyle 300 GW kurulu güce ulaşması beklenirken, 2030 hedefi ise 450 GW kurulu güce ulaşması beklenmektedir (Windeurope, 2024). Ülkemizde kurulu kapasite 2024 yılı sonu itibariyle 13.792 MW olup, 2025 yılında 14 GW kurulu kapasiteyi geçmesi beklenmektedir (TÜREB, 2025). Talebi karşılayabilmek için, rüzgâr türbinlerinin dağlar, ormanlar ve kıyı şeritleri gibi karmaşık rüzgâr akış özelliklerine sahip bölgeler de dahil olmak üzere pek çok farklı arazi tipine kurulması gerekmektedir.

Rüzgâr çiftliği geliştirme sürecinin önemli bir parçası, her türbin için yerel rüzgâr ikliminin doğru şekilde tahmin edilmesidir; çünkü bu tahminler, belirli bir türbinin kaynak potansiyelini belirleyecektir. Genellikle, rüzgâr iklimi, türbinin ömrü boyunca maruz kalması beklenen atmosferik koşulların olasılıksal bir tanımı şeklinde verilir. Bu tanım, rüzgâr şiddeti dağılımı ve türbin üzerinde aşırı yüklerin tahmininde önemli rol oynayan türbülans ve rüzgâr kayması (wind shear) gibi akış özelliklerini içerir.

Rüzgâr iklimlerinin tahmininde, türbin tesisinin bulunduğu veya ona yakın bölgelerden yapılan ölçümler kullanılmaktadır. Direklerden ölçüm almak, bir veya birkaç meteorolojik ölçüm direği inşa etmeyi ve donatmayı, birkaç yıl boyunca ölçüm toplamayı, cihazları izlemeyi ve bakımını gerektirmektedir. Yıllık değişimleri yakalamak için beş yıl veya daha uzun süreli ölçümlerin yapılması önerilmekte (Landberg vd., 2003), bu da tüm süreci oldukça pahalı hale getirmektedir. Bu nedenle pratikte, genellikle çok daha kısa süreli ölçümler kullanılmaktadır. Ayrıca, ölçüm direklerinden yapılan noktasal ölçümler, arazi homojenliğindeki farklılıklar ve engeller nedeniyle yerel akış varyasyonlarının birkaç metreden onlarca kilometreye veya daha geniş alanlara yayılması nedeniyle sınırlı kalmaktadır.

Günümüzde küresel ve bölgesel hava simülasyon modelleri atmosferin genel sirkülasyonunu oldukça iyi modelleyebilseler bile, lokal etkilerin modellenmesinde başarımları sınırlı olabilmektedir. Diğer taraftan CFD veya fiziksel modeller sadece yerel etkileri çözebilen modeller olup, rüzgâr kaynağının büyük ölçekli sinoptik hareketlerin zorlaması ve termik zorlama yanısıra topoğrafik koşullar sonucunda meydana gelen yerel akışların etkileşimi ile meydana gelmesi nedeniyle yeteri kadar başarılı sonuçlar elde edilememektedir.

Maliyetleri ve belirsizlikleri azaltmak amacıyla, rüzgâr iklimlerini tahmin etmek için ölçümlerle birlikte sayısal modeller giderek daha fazla kullanılmaktadır.

Sayısal Hava Tahmin (NWP) modelleri, uzun vadeli düzeltme yöntemleriyle (Vanvyve vd., 2015) ölçümleri genişletmek veya ölçümlerdeki eksiklikleri tamamlamak amacıyla (Badger vd., 2014; Hahmann vd., 2014; Landberg vd., 2003) kullanılmaktadır. Ancak, Olsen vd. (2017) tarafından tartışıldığı gibi, tipik mezo ölçekli (Orlanski, 1975) Sayısal Hava Tahmin (NWP) modellerindeki ızgara aralığı, yerel orografik etkileri veya yüzey pürüzlülüğündeki değişiklikleri yakalamakta yetersiz kalmaktadır. Bu durum, yerel rüzgâr iklimini etkileyen tüm fenomenleri kapsayabilecek, ardışık olarak birbirine bağlı modellerden oluşan bir model zinciri yaklaşımını desteklemektedir; bu yaklaşım, rüzgâr kaynağının ve tesis yerinin doğru değerlendirilmesi için esastır.

Farklı karmaşıklık ve hesaplama maliyetine sahip akış modelleri, arazi ve engellerden kaynaklanan yerel akış düzeltmelerini ölçümler veya NWP çıktılarıyla birleştirerek, yerel rüzgâr iklimini bölgedeki diğer yakın konumlara genelleştirmede kullanılabilir. Jackson ve Hunt (1975) çalışmasına dayanan lineer akış modelleri, European Wind Atlas'ın yayınlanması (Troen ve Petersen, 1989) ve Wind Atlas Analiz ve Uygulama Programı'nın (WAsP) geliştirilmesi (Mortensen vd., 2004) ile popüler hale gelmiştir. Daha yakın zamanlarda, özellikle doğrusal olmayan etkilerin önemli olduğu dik yamaçlı arazilerde rüzgâr kaynağı uygulamalarına, doğrusal olmayan Hesaplamalı Akışkanlar Dinamiği (CFD) modelleri yavaş yavaş dahil edilmiştir. Bu modeller, dik yamaçlar etrafındaki akışı daha iyi çözümleyip akış ayrılması (flow-separation) gibi önemli özellikleri yakalamalarının yanı sıra, rüzgâr kayması (wind shear) ve türbülans bölgelerinin nicel olarak belirlenmesine de olanak tanır. "Hesaplamalı akışkanlar dinamiği" terimi, hidro ve aerodinamik problemleri çözmek için Navier-Stokes denklemlerini çözenin farklı yöntemlerini kapsar.

Yerel akış etkilerini doğrusal olmayan bir model kullanarak modellemenin en az hesaplama maliyetli yolu, nötr olarak tabakalaşmış akışları dikkate almak ve Coriolis etkilerinin arka plan hesap akışına küçük pertürbasyonlar olarak girdi yaptığını kabul edilmesini sağlamaktır. Bu varsayımlar, yalnızca yön bazında arazinin etkilerinin sabit durum (steady-state) modellemesine, örneğin WAsP-CFD (Troen vd., 2014) gibi, olanak tanır; bu modellerde Reynolds ortalaması alınmış Navier-Stokes (RANS) tipi CFD modelleri denklemleri çözmek için kullanılır. RANS modelleri, CFD modellerinin bir alt grubudur; burada akışın (topluluk ortalaması) ortalama kısmı çözülür, türbülanslı kısım ise kapama modelinde parametreleştirilir.

Atmosfer Sınır Tabakanın (ABL) nötr tabakalaşmış olduğunu varsaymak birçok durumda doğrudur (Landberg vd., 2003); bu ya atmosferik stabilite etkilerinin nadir görülmesinden (ihmal edilebilir rüzgâr şiddetlerinde meydana gelir) ya da nötr tabakalaşmanın, istasyondaki kararsız ve kararlı koşulların birleşiminin ortalama etkilerini iyi temsil etmesinden kaynaklanır. Ancak bazı durumlarda, atmosfer tabakalaşmasının akış üzerindeki etkisini yakalamak çok önemli olabilir. Atmosferik tabakalaşma, rüzgâr kaymasını artırarak rüzgâr kaynaklarını etkiler; aynı zamanda, kararlı tabakalaşma sırasında akışı tepeler etrafında ve açıklıklardan yönlendirirken, kararsız koşullarda türbülans seviyelerini artırıp tepeler üzerinden akışı teşvik eder (Wallace ve Hobbs, 2006). Her iki durum da rüzgâr kaynağı ve türbin yükleri üzerinde büyük etki yapabilir.

Nötr olmayan koşulları dikkate almak ve Atmosferik Sınır Tabakası'ndaki (ABL) hava olaylarını çözmek için, RANS türü CFD modelleri giderek daha fazla kaldırma kuvveti (buoyancy) ve Coriolis kuvvetlerini içerecek şekilde genişletilmekte ve bu kuvvetler, geçici bir RANS modelleme yaklaşımı ile kullanılmaktadır (Koblitz vd., 2015; Rodrigues vd., 2015). Bu geliştirmeler, modellerin gece Aşağı Seviye Jeti (Low-Level Jet- LLJ), kara ve deniz meltemleri ve diğer kısa süreli ve günlük değişim fenomenleri gibi ABL dinamiklerinin çok daha fazlasını çözmesine olanak tanır.

Karmaşık arazide kullanılan CFD modelleri tipik olarak yatayda on kilometre mertebesinde geniş modellere uygulanır. Bu nedenle, bu modeller, değişen hava durumuyla ilişkili “daha büyük” atmosferik koşulları hesaba katamaz. Bir CFD modelini zaman içinde entegre etmek, daha geniş ölçekli hava durumu desenlerinin gerçek durumunu yansıtan uygun sınır koşullarını gerektirir. Bu amaçla, NWP modeli CFD modeline entegre edilerek bu sınır koşulları sağlanabilir.

Bilgi akışını kaba ölçekli bir modelden mikro ölçekli bir modele beslemenin en yaygın yöntemi, Yanal Sınır Koşulları (LBC'ler) yoluyla yapılır. Burada, yönetici değişkenler kaba ölçekli modelden mikro ölçekli ızgaranın yanal sınırlarına enterpolasyon yoluyla aktarılır ve modelin ileriye doğru çalışması için sürekli olarak zaman içinde güncellenir. Gerçek karmaşık vakaların modellenmesi için daha gerçekçi sınır koşullarıyla modelin doğrulanması gerekir. Koblitz (2013), model için yapılması gereken temel iyileştirmelerden birinin gerçekçi sınır koşullarının sağlanması olduğunu belirtmiş ve bu koşulların temininde NWP modellerinin kullanılmasına işaret etmiştir.

CFD modellemesi, sabit durum modellemesine kıyasla, meteorolojik ölçüm direği ölçümlerinde olduğu gibi uzun vadeli rüzgâr iklimini yakalamak için birkaç yıl süren simülasyonlar gerektirdiğinden son derece yüksek hesaplama maliyetine sahiptir. Ancak, ilgili zaman periyodunu iklimsel olarak temsil edilebilir örneklem veya vaka alt kümelerine ayırmak için istatistiksel-dinamik aşağıya ölçeklendirme tekniklerinin kullanılması, maliyeti önemli ölçüde azaltabilir (Chávez-Arroyo vd., 2018; Reyers vd., 2015; Rife vd., 2013).

1.2 Amaç ve Literatür Özeti

Günümüzde her ne kadar küresel ve bölgesel hava simülasyon modelleri atmosferin genel sirkülasyonunu oldukça iyi simüle edebilseler bile lokal etkileri modellemedeki başarımları sınırlı olabilmektedir. Rüzgar kaynakları, gerek büyük/sinoptik ölçekli hareketlerin zorlaması gerekse bu akışların yarattığı termik zorlamaların topoğrafik koşullar ile etkileşerek lokal akış alanını değiştirmesi sonucunda oluştuğu için sadece lokal etkileri çözen modeller yeteri kadar başarılı olamamaktadır. Ayrıca bu modellerin hatasının artmasına neden olan diğer bir faktör, bu modellerin orografi ve pürüzlülük sebebiyle oluşan deformasyonları kontrol edebilmelerine karşın termik deformasyonları çok iyi çözememeleridir (Goktepe vd. 2014; Yilmaz vd. 2014). Bu nedenle mezo ve mikro ölçek modellerinin birlikte kullanımı rüzgar kaynaklarının belirlenmesinde önem kazanmaktadır. Bu nedenle günümüzde yüksek çözünürlükte ($\leq 100m$) rüzgar alanının belirlenebilmesi için mezo ölçek ve mikro ölçek modellerinin birlikte kullanımı yaygın araştırma konuları arasındadır.

Rüzgâr enerjisi uygulamalarında atmosferik süreçlerin doğru temsil edilmesi için, yalnızca tek bir ölçekle sınırlı olmayan modelleme yaklaşımları tercih edilmektedir. Özellikle kompleks arazi koşullarında, bölgesel (mezo ölçek) meteorolojik sistemlerin lokal (mikro ölçek) akış yapılarına etkisini dikkate alan çok ölçekli modelleme teknikleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu kapsamda, WRF-LES en bilinen yaklaşımlardan biri olsa da farklı model çiftleri kullanılarak geliştirilen çeşitli sistemler de mevcuttur.

Maronga vd. (2020), PALM model sisteminin şehirselle mikro iklim ve enerji uygulamalarına yönelik geliştirilmiş sürümü olan PALM-4U'yu, dış koşulları mezoscale modellerden (örneğin COSMO-DE veya ICON) alan bir kuplaj yapısı ile entegre etmiştir. Bu sistem, mikro-ölçekli türbülans ve yüzey-atmosfer etkileşimlerini

yüksek çözünürlükte temsil edebilmekte ve özellikle şehir çevresindeki rüzgâr kaynaklarının analizinde kullanılmaktadır.

Allaerts ve Meyers (2017), WRF'den elde edilen bölgesel atmosferik koşulları OpenFOAM tabanlı LES çözücüsüne aktaran bir mezo-mikro kuplaj yöntemi sunmuştur. Bu yapı sayesinde, sabit ve kararlı sınır tabakası altında çalışan büyük ölçekli rüzgâr santrallerinin iz (wake) yapıları detaylı şekilde modellenmiş ve atmosferik kararlılığın kanat ucu iz (wake) uzanımı üzerindeki etkileri incelenmiştir.

Früh vd. (2018) tarafından geliştirilen CAELI-Wind, bölgesel meteorolojik verileri detaylı CFD analizleriyle birleştirerek, rüzgâr enerjisi saha değerlendirmelerine yönelik bütünsel bir sistem sunmaktadır. Bu yaklaşım, karmaşık arazi ve kıyı bölgelerinde hem zaman serisi üretimi hem de türbin düzeyinde performans analizi için kullanılmaktadır.

Heinze vd. (2017), ICON modelini mikro-ölçekli çözümlerle entegre ederek, rüzgâr türbini uygulamalarına uyarlanabilir bir kuplaj yapısı geliştirmiştir. ICON'un izotropik ızgara yapısı ve yüksek çözünürlük kapasitesi sayesinde, atmosferik süreçlerin türbin ölçeğine taşınması mümkün olmuş ve bu da yeni nesil enerji uygulamaları için önemli bir potansiyel sunmuştur.

Menteş vd. (2013) çalışmalarında, Türkiye'nin Kuzeybatısında 4 rüzgar çiftliğini kapsayan bölgede, kısa dönemli rüzgar enerjisi tahmin sistemini (SWEPS) geliştirmek üzere, WRF modeli ile hesaplanabilir akışkanlar dinamiği modelleri (CFD); RüzgarSim ve WindSim ayrıca WindPRO ve WaSP modellerini kuple ederek kullanmışlardır.

Efe (2012) çalışmasında rüzgar şiddeti ve yönü tahmini için WRF modeli kullanmıştır. Başlangıç ve sınır koşulları ECMWF operasyonel tahmin verilerinden sağlanmıştır. 1 km çözünürlük ile Manisa, Soma'da rüzgar çiftliğinde, 2010 yılına ait, 72 saatlik rüzgar enerjisi tahmini yapılmıştır. WRF ve WindSim modeli kuple edilerek daha yüksek çözünürlükle çalışılmış ve model çıktı istatistikleri kullanılarak sonuçlar iyileştirilmiştir.

Sinoptik ölçekli hava sistemlerinin Türkiye'nin batı ve kuzey-batısını etkilemesi nedeniyle Rüzgar Enerjisi Santrallerinin pek çoğu bu bölgede yer almaktadır. Türkiye'deki RES'ler yüksek ve kompleks bir topoğrafya üzerinde inşa edilmişlerdir.

Bu koşullardaki sinoptik akış kolay bir şekilde lokal etkilerden dolayı pertürbe olur ve mezo-ölçek sirkülasyon önem kazanır. Böylece ana akış lokal topografik şartlara bağlı olarak değişir. Diğer taraftan günlük sıcaklık değişimi termal olarak lokal akışların oluşmasına neden olur. Bu akışlar akış yönüne bağlı olarak sinoptik akışların ya zayıflamasına neden olur ya da şiddetlendirebilir. Yüksek tepeler ve vadiler arasındaki gündüz ve gece sıcaklık farkı sırasıyla adyabatik ve katabatik akışlara neden olur. Yazın Azor yüksek basınç sistemi Avrupa üzerinde ve Arabistan Alçak Basınç sistemi Türkiye'nin doğusundan etkileyerek (yazın Tibet alçak basıncı Akdeniz'in doğusuna doğru yayılır) Türkiye'nin kuzey ve kuzey- batısında kuvvetli basınç gradyanının oluşmasına neden olur. Böylece bu alanda kuvvetli kuzeyli ve kuzey-doğulu akışlar, Güney Ege'de ise kuzey-batılı akışlar meydana gelir. Etezyen rüzgarlar kara ve Ege Denizi arasındaki sıcaklık farklılıkları ile şiddetlenir veya zayıflar (Menteş vd., 2013; Tatlı vd., 2004).

WRF modelinin LES (Large Eddy Simulation) simülasyonu, son yıllarda rüzgâr enerjisi uygulamalarında mikro-ölçekli atmosferik süreçlerin modellenmesinde önemli bir araç olarak öne çıkmaktadır. Özellikle kompleks arazi koşullarında rüzgâr akışının ve türbülans yapılarının yüksek çözünürlükte temsil edilmesi, rüzgâr kaynağı modellemesi açısından kritik rol oynamaktadır.

Mirocha vd. (2014), WRF modeli içerisine entegre edilen gelişmiş alt-ızgara ölçekli (SGS) türbülans modelinin performansını değerlendirerek, kompleks arazi üzerindeki türbülans özelliklerinin daha doğru şekilde temsil edilebileceğini göstermiştir. Bu çalışma, LES çözünürlüğünde arazi ve yüzey etkilerinin modellenmesi konusunda önemli bir temel sunmaktadır.

Muñoz-Esparza vd. (2017) ise LES uygulamaları için iç içe grid yapılandırmasının (nesting) etkilerini analiz ederek, dış gridden LES çözünürlüğüne geçişte karşılaşılan potansiyel modelleme hatalarını ortaya koymuştur. Mikro ölçekte modelleme yapan çalışmalar için doğru nesting yaklaşımının kritik olduğu vurgulanmaktadır.

Kompleks topografyaya sahip Perdigão sahasında yapılan detaylı gözlem ve model karşılaştırma çalışmaları da literatürde önemli yer tutmaktadır. Sanz Rodrigo vd. (2017), bu sahadaki çok yönlü gözlemleri temel alarak, WRF-LES performansını çeşitli meteorolojik koşullar altında değerlendirmiştir.

Bu bağlamda, rüzgâr enerjisi potansiyelinin tahmininde LES temelli modellerin saha verileriyle olan uyumu test edilmiştir.

Öte yandan Olson vd. (2019), WRF-LES kullanarak gerçek bir rüzgâr santrali sahasını türbin yerleşimleri, yüzey özellikleri iz (wake) etkileri dikkate alarak modellemiş ve LES çözünürlüğünün türbin etkileşimlerini analiz etmedeki başarısını ortaya koymuştur.

Hansen vd. (2012) tarafından yapılan çalışmada ise WRF-LES ile sanal türbin yerleşimlerinin iz (wake) yapıları üzerindeki etkileri analiz edilmiştir. Özellikle iz çakışmalarının enerji üretimi üzerindeki olası kayıpları modellenmiş ve LES'in bu tür mikrometeorolojik detayları çözmedeki gücü gösterilmiştir.

Rai vd. (2021) çalışmasında farklı SGS modelleri LES çözünürlüğünde nasıl farklı sonuçlar ürettiği tartışılmıştır. Bu çalışma, LES modellemelerinde parametreizasyon seçiminin model doğruluğu üzerindeki etkisini ortaya koymak açısından oldukça değerli bir örnek sunmaktadır.

Son olarak, Kirkil vd. (2011) tarafından yapılan çalışmada, WRF-LES ile kompleks arazi üzerinde türbülans yapıları ve akışın üç boyutlu karakteristikleri analiz edilmiştir. Özellikle alt-ölçek türbülansların arazi etkisiyle nasıl değiştiği ve SGS modellerinin bu süreçleri temsil etme kabiliyeti detaylı şekilde incelenmiştir. Bu yönüyle, karmaşık topografya ve yüksek çözünürlüklü LES uygulamalarına katkı sağlayan öncü çalışmalardan biridir.

Sahaların rüzgar analizlerini yapabilmek, sahaları daha verimli kullanabilmek amacıyla rüzgar kaynağı haritaları oluşturulmuştur ve Avrupa için bu çalışma 1989 yılında Riso tarafından yayınlanmıştır (Troen ve Petersen, 1989). Bu tez çalışması, Avrupa'nın geniş bir bölümünü kapsayan gelecek nesil bir rüzgâr atlası oluşturmayı amaçlayan New European Wind Atlas (NEWA) ERA-NET Plus projesinin sonuçlarının entegrasyonu ile desteklenmiştir. NEWA, kendisinden önceki Avrupa rüzgâr atlasını (Troen ve Petersen, 1989) takip eder; o dönem rüzgâr enerjisi için bir dönüm noktası olan bu atlas, o zamandan beri rüzgâr enerjisi kaynak değerlendirmesinde kullanılan metodolojilerin hızlanmasına yardımcı olmuştur. NEWA projesi, rüzgâr enerjisi biliminin geliştirilmesine hem modellerin iyileştirilmesi hem de zorlu arazilerde gerçekleştirilen büyük saha kampanyaları yoluyla paha biçilmez ölçüm veri setlerinin oluşturulması açısından katkıda bulunmayı

amaçlamıştır. Projedeki saha analizleri, Türkiye’de Orta Güney Anadolu’da bulunan Mut rüzgâr çiftliği civarındaki kompleks arazi yapısında, Portekiz’deki çift tepe olan Perdigão, İspanya’nın kuzeyinde yer alan karmaşık bir vadi bölgesinde bulunan Alaiz ve Almanya’da ormanlık bir tepe olan Kassel’i içermektedir (Mann, 2017).

Bu tezde tüm bölgelerden elde edilen sonuçlara yer verilemediği için odak, ülkemizdeki ölçüm kampanyası olan Mut rüzgâr çiftliği ve en kapsamlı enstrümantasyona sahip olan Perdigão kampanyası üzerinde toplanmıştır.

1.3 Tezin Amacı

Bu doktora çalışmasının temel amacı, farklı arazi koşullarında rüzgâr kaynağı değerlendirmesini önemli ölçüde iyileştirebilecek yüksek çözünürlüklü bir mezo–mikro ölçek model kuple yöntemi geliştirmektir. Özellikle, Weather Research and Forecasting (WRF) modelinin Büyük Girdap Simülasyonu (LES) kabiliyetinin dinamik ölçek küçültme (dynamic nesting) ile entegre edilmesi yoluyla, karmaşık topografyalı sahalarda hem geniş ölçekli atmosferik akış karakteristiklerinin hem de sınır tabakadaki küçük ölçekli türbülans yapılarının eş zamanlı ve tutarlı bir biçimde yakalanması amaçlanmıştır. Bu tez çalışmasında, mezo ölçekli WRF simülasyonlarının yaklaşık 5-1 km yatay çözünürlükten 100 m ve altı LES çözünürlüğüne dinamik ölçek küçültme mekanizmasıyla aktarımını sağlayan çift kademeli kuple yaklaşımı geliştirilmiş ve uygulanmıştır. Ayrıca, MYNN, YSU ve SH sınır tabaka parametrisasyonları ile TKE, SMAG ve NBA alt-ızgara ölçek modellerinin farklı kombinasyonları sistematik deneyler çerçevesinde değerlendirilmiştir. Türkiye’nin Mut bölgesinde lojistik açıdan uygulanabilir yüksek çözünürlüklü saha simülasyonları gerçekleştirilmiş ve bu simülasyonlardan elde edilen rüzgâr şiddeti ile türbülans parametreleri, 30 m, 56 m ve 86 m yüksekliklerindeki meteorolojik kule ölçümleriyle istatistiksel yöntemler kullanılarak karşılaştırılmıştır. Portekiz’deki Perdigão kampanya verisi üzerine kuzeyli ve güneyli akış koşullarına özgü ayrık model deneyleri tasarlanmış ve karmaşık vadi yapısının akış dinamikleri üzerindeki muhtemel etkileri bu deneyler aracılığıyla ortaya konmuştur. Her iki saha için SRTM ile GTOPO topografik veri setleri ve CORINE ile GlobCover arazi kullanım veri kümelerinin model çıktıları üzerindeki duyarlılığı, kantitatif istatistiksel analizler yoluyla sistematik biçimde değerlendirilmiştir. Bu çalışmada, yıllık saha gözlemleriyle kalibre edilen WRF-LES senaryolarının belirsizlik ve önyargı düzeyleri

karşılaştırmalı istatistiksel yöntemlerle değerlendirilerek, rüzgâr enerji santrali fizibilite analizlerinde uygulanabilir bir metodoloji önerilmiştir. Bu tez çalışmasında test edilmek üzere şu ana hipotezler ortaya konmuştur. Dinamik ölçek küçültme ile entegre edilmiş WRF-LES yaklaşımı, tek aşamalı mezo ölçek modellerden (%10–15 aralığında) daha düşük RMSE ve daha yüksek korelasyon değerleri elde ederek rüzgâr şiddetini ve TKE'yi daha doğru tahmin eder. Karmaşık topografyaya sahip sahalarda, yüksek çözünürlüklü topoğrafik veri setlerinin (SRTM vs. GTOPO) entegrasyonu model-gözlem uyumunu anlamlı oranda iyileştirir. Belirli PBL–SGS kombinasyonları (örneğin MYNN–TKE, YSU–SMAG) farklı stabilite koşullarında (kararsız, nötr, kararlı) üstün performans gösterir; bu da parametrisasyon seçiminin bölgesel model başarımını doğrudan etkilediğini ortaya koyar. Bu kapsamlı amaç ve hipotez çerçevesinde, çalışma hem akademik literatüre yeni metodolojik katkılar sunmayı hem de endüstriyel rüzgâr enerjisi uygulamaları için pratik öneriler geliştirmeyi hedeflemektedir. Tez çalışmasında öncelikli olarak rüzgar potansiyeli yüksek seçili alanlar üzerinde yüksek çözünürlükte rüzgar alanının dağılımını hesaplamak üzere sayısal hava tahmin modeli WRF ile elde edilen model simülasyonlarının, WRF-LES modeli ile dinamik ölçek küçültme metodolojisi kullanılarak 100 metre ve altında bir çözünürlük elde edilmesiyle yapılmıştır. Daha sonra aynı zaman aralığında, rüzgar kaynak alanları için WRF ile WRF-LES yöntemi karşılaştırılmış, WRF-LES yönteminin farklı parametrisasyonları uygulanarak, topoğrafik ve iklimsel özellikleri farklı rüzgar kaynak alanları için model simülasyonları gerçekleştirilmiştir. Türkiye kompleks bir arazi yapısına sahiptir. Bu nedenle rüzgarın zamansal olduğu kadar yersel değişiminin de bilinmesi rüzgar enerji potansiyelinin belirlenmesi açısından önem arz etmektedir. Bu durum ise sık bir ölçüm ağını gerektirmektedir ancak ölçüm ağı kurmanın maliyeti ise yüksektir. Bu amaçla günümüzde rüzgar akış alanının zamansal ve yersel değişimini belirlemek üzere mezo ve mikro ölçek modeller birlikte kullanılarak dinamik ölçek küçültme işlemi yapılmaktadır. Bu çalışma ile Türkiye'nin ve Portekiz'de yüksek ölçüm ağı bulunan Perdigão deney sahasının rüzgar enerji kaynağı potansiyelinin yüksek olduğu bölgeler için mezo ölçek meteorolojik model (WRF) ile simülasyonlar yapılmış ve WRF-LES mikro ölçek modeli ile ise çözünürlük 100 m'ye kadar arttırılmıştır. Bölüm 2'de Bölüm 3 ila Bölüm 5 arasında kullanılan WRF ve WRF-LES modellerinin özellikleri tanıtılmıştır. Kullanılan veri setleri ve topoğrafik veri setleri ise bölümler içerisinde detaylı olarak verilmiş, kullanılan konfigürasyonlar yine bölümler öncesinde tanıtılmıştır.

Bölüm 3'te İstanbul'da kurulması planlanan Kanal İstanbul'un Karadeniz tarafındaki rüzgâr akışındaki değişim incelenmiştir. Buna göre öncelikli olarak 2 farklı yüzey kullanım arazi modelinin farklılıkları incelenmiştir. Daha sonra yapılması planlanan kanal yollarında biri seçilerek bu kanal sanal olarak simülasyona dahil edilmiştir. Böylece kanal içerisinde, kanal çevresindeki ve kanalın Karadeniz çıkışındaki rüzgâr değişimi yüksek çözünürlükle modellenmiş, İstanbul'un hâkim rüzgârından olan Poyraz etkisinde nasıl bir değişim olduğu incelenmiştir.

Bölüm 4'te Türkiye'de incelediğimiz rüzgâr kaynak alanı Mut bölgesi için yapılan çalışmalar detaylı bir şekilde paylaşılmıştır. Kaynak sahanın topoğrafik ve kompleks yapısına ait bilgiler paylaşılmıştır. Çalışma için ilk kurulan veri seti analizi ve topoğrafik veri setlerinin kompleks arazi üzerindeki değişimleri WRF ve WRF-LES çözümlerindeki değişimi incelenmiştir. Türkiye üzerinde daha önce WRF modellemesi ile yapılan birçok rüzgâr kaynağı çalışması bulunmasına rağmen ilk defa WRF-LES yöntemi farklı konfigürasyonlar ile incelenmiş, farklı veri setleri ve topoğrafik veri setlerinin WRF-LES modeli ile değişimleri ülkemiz içerisinde ilk defa bir sahada denenmiştir.

Son olarak **Bölüm 5**'te ise Portekiz'de bulunan Perdigão rüzgâr alanı üzerinde çalışılmıştır. Bu sahayı seçmemizin sebebi Mut sahasındaki rüzgâr ölçümlerinin yetersiz olması ve kaynak çalışmalarında kompleks arazi yapısındaki etkileri daha iyi ve net anlayabilmemiz için planlanmıştır. Bu çerçevede Perdigão alanında farklı ölçüm aletleri ve farklı ölçüm yüksekliklerinde detaylı ölçümler mevcuttur. Böylece modellerimizi bu ölçüm verileri ile karşılaştırıp, model hassasiyeti değerlendirilmiştir. Öncelikli olarak Perdigão arazisinde 2 ana hâkim yön bulunmaktadır. Bunlar Kuzeydoğulu ve Güneybatılı akışlardır. Bu seçili günlerdeki akışlar farklı PBL ve LES parametreleriyle incelenmiştir.

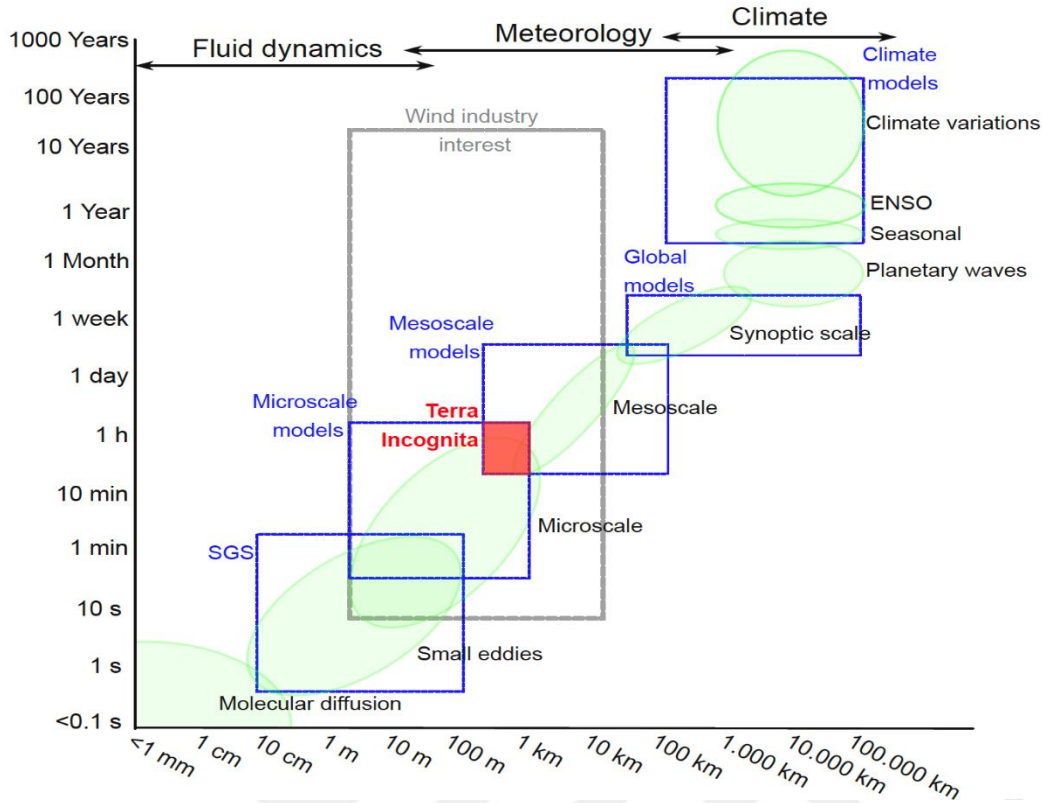


2. ATMOSFERİK MODELLEME VE MEZO-MİKRO KUPLE YÖNTEMİ

Atmosfer akışlarını birçok farklı ölçekte çözmek için çeşitli sayısal atmosfer modelleri kullanılmaktadır. Genel olarak bunlar evrim süreçlerine göre iki kategoriye ayrılabilirler: a) meteorologlar tarafından hava ve iklim tahmini için tarihsel olarak kullanılan NWP modelleri ve b) mühendisler tarafından binalar, köprüler ve diğer nesneler etrafındaki karmaşık akışları çözmek için kullanılan CFD modelleri. Her iki model türü de hesaplamalı akışkanlar dinamiği modelleridir, ancak bu noktada isim mühendislik kökeniyle ilişkilendirilir. Atmosfer uygulamaları için kullanılan NWP ve CFD modelleri, tarihsel olarak çok farklı mekânsal ölçeklerde çalışacak şekilde geliştirilmiştir. Ancak, bilgisayar gücündeki artışla birlikte NWP modelleri giderek daha küçük ölçekler için kullanılmaya başlanırken, CFD modelleri daha büyük problemleri çözebilmektedir. Gerçekçi sınır koşulları ve fiziksel süreçlere yönelik artan talep, modellerin orta ölçeklerde yakınsama göstermesine ve örtüşen problemleri çözmeye başlamasına yol açmaktadır.

2.1 Atmosferik Modelleme

Yerkürenin atmosferi, gezegenin farklı bölgelerinde meydana gelen dengesiz güneşlenmeden kaynaklanan sıcaklık farklarını dengelemeye çalışan, küresel ölçekte hareket eden bir ısı taşıyıcı akışkan sistemdir. Bu farklı ısınma süreçleri, özellikle ekvator-kutup eksenini boyunca ve kara-deniz yüzeyleri arasında belirgin enerji dengesizliklerine yol açar. Atmosfer bu dengesizlikleri azaltmak amacıyla sürekli bir yeniden dağılım süreci içinde çeşitli hareketler üretir. Söz konusu atmosferik hareketlilik, geniş bir zamansal ve mekânsal ölçek aralığında meydana gelir ve bu hareketlerin karakteristik özelliklerine göre sınıflandırılması, atmosfer dinamiğinin anlaşılması açısından oldukça önemlidir. Orlanski (1975) tarafından yapılan klasik sınıflandırma, atmosferdeki hareketleri küçük ölçekli türbülanslardan büyük ölçekli sinoptik sistemlere ve hatta gezegen dalgalarına kadar gruplandırarak, farklı atmosferik süreçlerin temsil edilmesi için temel bir çerçeve sunmuştur.



Şekil 2.1 : Farklı atmosferik olayların karakteristik zaman ve yatay ölçekleri. Griyle gölgelenmiş alanlar sırasıyla sayısal hava tahmin (NWP) ve hesaplamalı akışkanlar dinamiği (CFD) modelleri tarafından çözümlenebilen ölçek aralıklarını göstermektedir (Lauritzen et al., 2011).

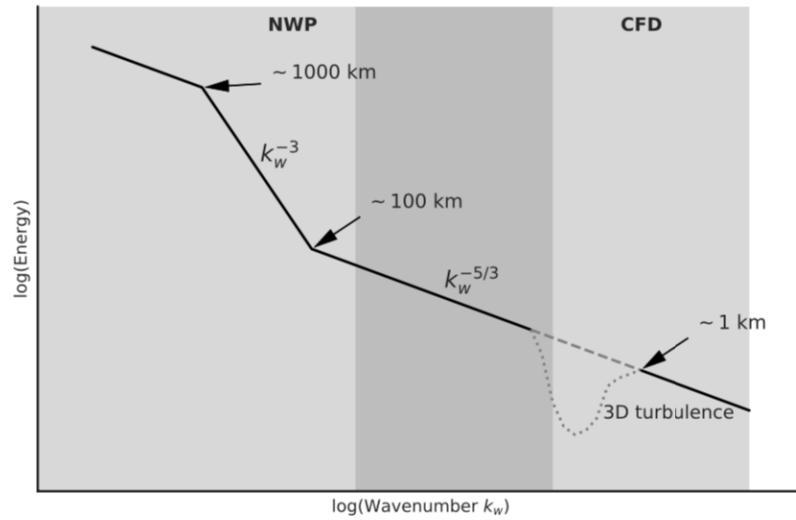
Gezegen ölçeklerinde (~ 10.000 km) potansiyel vortisiteyi koruyan Rossby dalgaları akışı yönetir. Bu dalgalar jet akımı ve atmosfer basınç sistemleriyle ilişkilidir. Sinoptik ölçekler (~ 1.000 km) çoğu yüksek basınç sistemi ve ekstrasitropikal siklonları, ayrıca bunlara bağlı sıcak ve soğuk cephelele içerir. “Orta” ölçekler, mezo ölçekler olarak adlandırılır ve yaklaşık olarak ~ 200 km’den ~ 1 km’ye kadar uzanır; bunlara tek bir kümölüs bulutundan büyük konvektif sistemlere ve cephe bölgelerine kadar çeşitli hava olayları dahildir. En küçük (türölanslı) ölçekler, mikro ölçek olarak bilinir; bunlar, PBL içindeki türölanslı girdapları içerir ve PBL derinliğı büyüklüğünden milimetre ölçeğine kadar değışir. Daha küçük ölçeklerde ise moleköler difüzyon kinetik enerjiyi ısıya dönüştürür.

Pielke (1984), mezo ölçeğı, hidrostatik denklemlerin kullanılabilmesi için yeterince büyük yatay bir ölçeğe, ancak Coriolis terimlerinin çok büyük olmadığı kadar küçük bir ölçeğe sahip olarak tanımlar. Mezo ölçek, ayrıca Orlanski (1975) tarafından tanımlanan mezo- β ölçek olarak sınıflandırılır. Düşey ivmeler önemli hale geldiğinde, yani hareketler artık hidrostatik olmadığında, hareketlerin ölçeğı mezo- γ ölçek olur.

Bu ölçek bazen kümülüs ölçeği olarak da adlandırılır ve yukarıda tanımlanan mezo ölçekten daha küçüktür. Mezo ölçekten daha büyük ölçeklerde, Coriolis etkisi basınç gradyanı zorlaması kadar büyük olabilir; bu ölçekler bölgesel veya sinoptik ölçekler ya da mezo- α ölçekler olarak adlandırılır. Burada tanımlanan çalışmalarda, topografinin etkisinin düşey ivmeleri önemli kılacağından, mezo- γ ölçek akışlarla ilgileneceğiz.

Bu ölçek ayrımı, sayısal hava tahmin modelleri (NWP), bölgesel iklim modelleri (RCM) ve büyük türbülans modellemeleri (LES) gibi atmosferik modelleme yaklaşımlarında, çözünürlük seçiminden fiziksel parametrelere kadar birçok temel kararın verilmesinde belirleyici rol oynar.

Şekil 2.1, çeşitli atmosferik fenomenlerin karakteristik uzunluk ve zaman ölçeklerini göstermektedir. Gri kutular, NWP ve CFD modelleri tarafından yaklaşık olarak çözülebilen ölçekleri belirtir. CFD modelleri için çözülebilir ölçeklerin, model formülasyonuna bağlı olduğu unutulmamalıdır. Rüzgâr türbinleri, ABL içinde yer alır ve oradaki türbülanslı akışa maruz kalır, ancak akışın doğası tüm olay aralığına bağlı olduğundan, bu durum modeller tarafından hesaba katılmalıdır.



Şekil 2.2 : Atmosferde gözlemlenen kinetik enerjinin yatay dalga sayısı spektrumunun idealize grafiği.

Atmosferde kinetik enerjinin yatay ölçeklere göre dağılımı Şekil 2.2’de gösterilmiştir. Bu, atmosferik gözlemlerden elde edilen en yaygın yorumu temsil etmektedir (Kaimal ve Finnigan, 1994; Nastrom ve Gage, 1985). Burada k_w yatay dalga sayısını (birim uzunluktaki döngü sayısını) ifade eder.

Bazıları bu aralığı aşağı ölçekli bir enstrofik (akıdaki girdaplılık (vorticity) büyüklüğünün karesi olarak tanımlanır) taşınım olarak yorumlarken (Lindborg, 1999), bazıları ise k_w ölçeklendirmesinin geçerliliğini sorgulamakta ve bunun bir analiz hatasının sonucu olduğunu öne sürmektedir (Lovejoy et al., 2009).

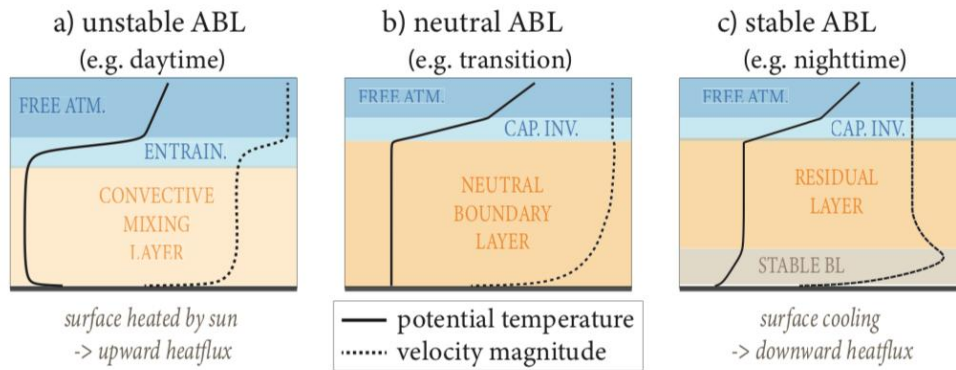
Orta ölçeklerde, numerik hava tahmin modelleri ile hesaplamalı akış modelleri arasındaki bağlantıda $k_w^{-5/3}$ dinamiğini oluşturan süreçler de halen tartışılmaktadır. Bu ölçeklendirmenin varlığına yönelik olası açıklamalar arasında, etkileşen yerçekimi dalgalarından kaynaklanan üç boyutlu ileri enerji taşınımı veya derin kümülüs konveksiyonundan gelen enerji girişiyle oluşan iki boyutlu ters enerji taşınımı yer almaktadır. Spektrumun yüksek dalga sayılı kısmı, üç boyutlu türbülans aralığını temsil eder. Şekil 2.2'de noktalı çizgi ile gösterilen enerji düşüşü, bazı çalışmalar tarafından belirli koşullar altında gözlemlenen bir spektral boşluğu temsil etmektedir (Babic et al., 2017; Gjerstad et al., 1995; Guo Larsén et al., 2018). Spektral boşluk, büyük ölçekli meteorolojik olaylar ile küçük ölçekli türbülanslı süreçler arasında yer alan bir geçiş bölgesini temsil eder ve her iki rejim farklı dinamik mekanizmalar tarafından kontrol edilmektedir. Spektral boşluğun varlığı, enerji taşıyan atmosferik hareketlerde ölçeksel bir ayrımı işaret etmektedir. Bu durum, özellikle türbülans parametrizasyonları ile mezo ve mikro ölçeklerin sayısal hava tahmin modellerinde birbirine entegre edilmesi açısından önemli bilimsel öngörüler sunmaktadır. Gözlemlenen ölçeklendirme modellerinin arkasındaki dinamikler tam olarak anlaşılamamış olsa da genellikle atmosferik modellerin geçerliliğini savunmak için kullanılmaktadır (Skamarock, 2004).

Şekil 2.1 ve 2.2'deki gri kutular, sırasıyla NWP (Sayısal Hava Tahmin) ve CFD (Hesaplamalı Akışkanlar Dinamiği) modelleri tarafından tipik olarak çözülen ölçekleri göstermektedir. Bu, bu iki model türü arasındaki bağlantının neden önemli olduğunu açıklamaktadır; yani, CFD modelleri arazi etkilerini iyi çözer, ancak büyük ölçekli akış hakkında bilgi eksikliğine sahiptir ve bu bilgi NWP modeli tarafından sağlanabilir.

ABL, yer yüzü ile doğrudan temas halinde olan ve ona doğrudan etki eden atmosfer katmanıdır ve stabiliteye bağlı olarak birkaç yüz metreden, kararsız atmosferik koşullarda 3 km 'ye kadar yükselir. Yüzeyin hemen üzerinde, havanın hızı sürtünme kuvvetlerine ve yüzey sıcaklığına bağlı olarak artar. ABL'in üzerinde, serbest atmosfer neredeyse sürtünmesiz kabul edilir. Atmosferde, sıcaklık farkları nedeniyle yüksek ve alçak basınç alanları oluşur ve hava akışı yüksek basınçtan alçak basınca doğru

yönlendirilir. Buna ek olarak, hava akışı Dünya'nın dönüşünün Coriolis kuvveti tarafından etkilenir. Basınç gradyanı kuvvetleri tarafından yönlendirilen hava, Kuzey Yarımküre'de sağa, Güney Yarımküre'de ise sola doğru sapar. Basınç gradyanı ile Coriolis kuvveti dengede olduğunda, akış izobarlarla paralel yönde gerçekleşir; bu durum jeostrofik rüzgâr olarak tanımlanır. Basitleştirme amacıyla, ABL'in üzerindeki hava akışının jeostrofik olduğu varsayılır (Stull, 1988).

ABL'in karmaşık, doğrusal olmayan doğası nedeniyle yapısı sürekli değişmektedir. Stull (1988)'in tanımına göre, berrak gökyüzüne sahip bir günün günlük döngüsü, ABL yapısının ideal bir örneğini sunar. Güneşli bir günde, Güneş ışınları Dünya yüzeyini ısıtarak yüzeye yakın havanın üzerindeki havadan nispeten daha sıcak olmasına neden olur. Sıcak hava, soğuk havadan daha hafif olduğu için yüzeye yakın hava yükselir ve yerine nispeten daha soğuk hava gelir. Bu süreç, karışımı teşvik eder ve iyi karışmış sınır katmanını konvektif sınır katmanını (CBL) olarak adlandırılır. CBL'in üzerinde, hızın jeostrofik değere geri döndüğü serbest atmosferin altında, stabil bir katılım bölgesi oluşur (Şekil 2.3).

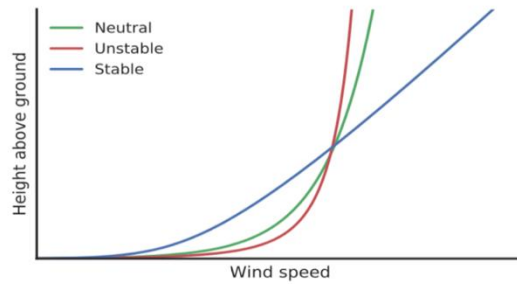


Şekil 2.3 : (a) kararsız, (b) nötr ve (c) kararlı atmosferik sınır tabaka (ABL) koşullarında idealize edilmiş düşey potansiyel sıcaklık ve rüzgâr şiddeti profilleri. Stull (1988).

Gündüz, yüzey ısındıkça, yüzey tarafından ısınan sıg termaller yükselir ve ABL genelinde karışım sağlayarak serbest atmosferdeki hava ile alışveriş yoluyla ABL derinliğini artırır. Bu sürece entrainment denir. Gündüz termallerinin baskın olduğu bu ABL, konvektif sınır katmanını (CBL) olarak da adlandırılır. Güneş battıkça, uzun dalga boylu radyasyon salınımı yüzeyi soğutur; bu durum yer seviyesinde kademeli olarak büyüyen stabil bir katmana yol açar ve gün boyunca iyi karışan üst tabakanın, artakalan katman olarak bilinen, ayrılmasına sebep olur. Bu stabil sınır katmanını (SBL),

zayıf stabil sınır katmanı (WSBL) ve çok stabil sınır katmanı (VSBL) olarak daha da alt bölümlere ayrılabilir (Grachev et al., 2005). WSBL'de türbülans zayıf fakat sürekli ve mekanik karışım, soğuyan yüzeye doğru bir ısı akısını sürdürür. VSBL'de ise türbülans aralıklı olur ve zayıf mekanik karışım yüzeye doğru ısı akısını sürdürmez; bu durum, yüzey ile üst hava arasında ayrışmaya neden olan kontrolsüz soğumaya yol açar (Louis, 1979). Bulutlu gökyüzü ve güçlü yüzey rüzgârları altında sınır katmanı neredeyse nötr kabul edilebilir.

ASL'deki atmosferik stabilite, Şekil 2.4'te gösterilen düşey rüzgâr şiddeti profiline farklı şekillerine karşılık gelir. Kararsız koşullar altındaki türbülans, momentumu aşağıya doğru daha fazla karıştırır; bu durum, yüzeyin hemen üzerinde keskin bir hız gradyanı ve daha yukarıda daha homojen bir rüzgâr şiddeti dağılımına neden olur. Stabil koşullar altında, yerden gelen sürtünme üstteki rüzgârdan kopuk hale gelir ve karışım zayıf kalır; bu durum, yükseklikle rüzgâr şiddetinde daha az homojen, daha dik bir gradyan oluşturur.



Şekil 2.4 : Farklı atmosferik kararlılık koşullarıyla ilişkili rüzgâr şiddeti profilleri. Wallace and Hobbs (2006).

Atmosferik hareketin tahmin edilmesi, vadilerde veya tepeler üzerinde akış gibi karmaşık arazilerin varlığı nedeniyle daha da karmaşık hale gelir. Bir vadi, sınır katmanının hareketi, vadi içi ve vadi boyunca esen rüzgârların varlığı nedeniyle farklılık gösterir. Dağlık arazide, topografi ile kaldırma kuvvetleri arasındaki etkileşim, akışı etkileyen çeşitli olaylara neden olur. Genel olarak, pozitif kaldırma etkisine sahip hava tepeler üzerinde yükselme eğilimindeyken, negatif kaldırma etkisine sahip hava çökmeye ve tepeler etrafında akmaya meyillidir. Örneğin, yüzey ısınması anabatik (sıcak, yamaç yukarı) rüzgârlar oluştururken, yüzey soğuması katabatik (soğuk, yamaç aşağı) rüzgârlar oluşturur. Vadinin eğimli yüzeylerinin güneşe olan yönelimine bağlı olarak meydana gelen farklı ısınma, vadi çapında sirkülasyonlar yaratabilir. Ayrıca, ısıtma/soğuma etkileri nedeniyle vadi boyunca

(dağ/vadi rüzgârları) akışlar da meydana gelir. Tepeler üzerindeki akış, rüzgâr şiddetlerine ve tepe yüksekliğine bağlı olarak, akışın rüzgâr altı tarafında lee dalgaları, rotorlar ve sınır katmanını ayrılması oluşturabilir. Eğer sınır katmanını tepenin arkasında ayrılırsa, tepenin boyutuyla yaklaşık aynı büyüklükte ve daha da aşağıya doğru zayıflayan türbülanslı bir bölge oluşur. Karışık katmanın yüksekliği (etkili olarak sınır katmanını yüksekliği), arazinin varlığıyla da etkilenebilir. Eğer rüzgârlar güçlü ise, bir yamaç aşağı rüzgâr fırtınası meydana gelebilir ve bunu bir hidrolik sıçrama takip edebilir. Eğer $z_i \gg z_{hill}$ ise, tepe karışım tabakasının derinliği üzerinde önemli bir etkiye sahip olmaz. Eğer $z_i < z_{hill}$ ise, hava inversiyon tabakasını aşamayacağından tepenin etrafından akmak zorundadır (Stull, 1988).

Atmosferik Sınır Tabakası (ABL), arazi pürüzlülüğündeki değişimlerden daha fazla etkilendir; bir pürüzlülük ölçeğinden diğerine geçildiğinde mevcut sınır tabakası içinde bir iç sınır tabakası oluşur.

Belirtilen günlük döngünün oldukça idealize edildiğini, çünkü sadece birkaç parametrenin dikkate alındığını belirtmek önemlidir. Ayrıca, dağ sıraları, tepeler, denizden karaya geçişler, buzdan denize geçişler, hava cepheleri ve şehirler, ABL'nin yapısını daha da karmaşıklaştıran faktörlerden sadece birkaçıdır.

2.2 Mikro Ölçek Modelleme

Hesaplamalı akışkanlar dinamiği, Navier-Stokes denklemini çözmek için kullanılan çeşitli yöntemlere verilen ortak addır. Newtonian akışkanların – ABL dahil – akışını tanımlamak için kullanılan hareket denklemleri, süreklilik, momentum (Navier-Stokes denklemleri olarak bilinir) ve enerji korunumu denklemleridir (Kundu, 2001 ve Pope 2000). Bu denklemler, tüm ilgili uzunluk ve zaman ölçeklerinde türbülanslı akışlardaki hız alanını doğru bir şekilde tanımlamak için uygundur (Stull, 1988). Pek çok yöntem mevcut olmakla birlikte, üç ana yaklaşım şunlardır: Doğrudan Sayısal Simülasyon (DNS), Büyük Girdap Simülasyonu (LES) ve Reynolds Ortalaması Alınmış Navier-Stokes (RANS).

2.2.1 DNS

DNS, türbülanslı bir sistemle ilgili en büyük ölçeklerden başlayarak (türbülansın uzunluk ölçeği dahil) enerji dağılımını sağlayan, Kolmogorov ayrışım mikro ölçeklerine kadar tüm ölçekleri çözer (Landahl ve Mollo-Christensen, 1992).

Bu, son derece ince ölçekli bir hesaplamalı ızgara gerektirir ve (şu anda) önemli mekânsal ve zamansal boyutlara sahip atmosferik simülasyonlar için son derece maliyetlidir.

2.2.2 LES modelleri

LES modelleri, (Deardorff, 1970; Smagorinsky, 1963), akışın en küçük ölçeklerini çözmenin hesaplama maliyetinden kaçınmak için Navier-Stokes denklemlerine mekânsal bir filtre uygular. Bu filtreleme, akışı ızgara ölçeği ve alt ızgara ölçekli (SGS) bileşenlere ayırır ve alt ızgara gerilmelerini, ızgara boyutuna bağlı bir SGS modeli aracılığıyla parametreleştirilir. RANS'e kıyasla daha yüksek doğruluk sağlarken, SGS modellemesi DNS'ye göre daha hızlı simülasyonlar yapılmasını mümkün kılar. Bu nedenle, LES, fiziksel gerçeklik ile hesaplama limitleri arasında bir uzlaşma sağlar.

LES modelleri; kentsel çevre akışları (Letzel vd., 2008; Tseng vd., 2006; Walton vd., 2002; Xie ve Castro, 2008, 2009; Xie vd., 2008), atmosfer sınır katmanı çalışmaları (Basu ve Porté-Agel, 2006; Beare vd., 2006; Kumar vd., 2006; Stoll ve Porté-Agel, 2008), arazi üzerindeki akış (Bechmann, 2006; Uchida ve Ohya, 2003), kümülüs bulut çalışmaları (Matheou vd., 2011; Seifert ve Heus, 2013; Siebesma vd., 2003) ve rüzgâr türbinleri ile rüzgâr çiftlikleri etrafındaki akışlar (Calaf vd., 2010; Lu ve Porté-Agel, 2011; Porté-Agel vd., 2011, 2013; Zhang vd., 2012) gibi birçok atmosferik uygulamada kullanılmıştır.

2.2.3 RANS modelleri

RANS modelleri (Reynolds, 1895), zamana göre filtrelenmiş denklemleri kullanır. Bu yaklaşımda, anlık akış u alanı, Reynolds ayrışımı kullanılarak ortalama U ve dalgalı değişkenler $u'=u-U$ şeklinde ayrılır; sadece ortalama kısım çözülür. Ancak, ortalama akışın evrimi, dalgalı (türbülanslı) kısmına bağlıdır; bu durum kapanış problemini doğurur. Denklemleri kapatmak için türbülanslı akılar, bilinen niceliklerle ilişkilendirilir; bu ilişkilendirme, kapama modeli olarak adlandırılan çeşitli yöntemlerle yapılır. ABL akış modellemesinde en yaygın kullanılan kapama modelleri, ortalama akış gradyanlarını türbülanslı karışımla ilişkilendiren girdap-viskozite kavramına dayanır. Girdap viskozitesinin tahmini, basitçe ortalama akış gradyanları üzerinden (birinci mertebe kapama) veya daha yüksek mertebeden niceliklere dayanarak yapılabilir.

Genellikle, iki denklemlilik bir kapama modeli kullanılır; bu model, adından da anlaşılacağı üzere, iki ek değişken için taşınım denklemlerini içerir, örneğin; Türbülans Kinetik Enerjisi (TKE) ve Türbülans Kinetik Enerjisinin Ayrışım Hızı (DTKE ya da ϵ) (Launder ve Spalding, 1974) – k- ϵ modeli olarak bilinir. RANS modelleri, zaman türevinin ihmal edildiği daimî durum problemlerini çözmek üzere ya da türevi koruyarak daimî olmayan olarak (URANS – Nakayama ve Miyashita, 2001) çözülebilir. URANS problemlerinde, ortalama akışın integral zaman ölçeğinin, en enerjik türbülanslı girdapların integral zaman ölçeğinden daha yavaş olduğu varsayıldığından ölçek ayrımının korunduğu kabul edilir. RANS modelleri; arazi üzerindeki akış (Bechmann ve Sørensen, 2011; Castro vd., 2003; Huser vd., 1997; Koblitz vd., 2015; Sørensen, 1995), rüzgâr türbinlerinin birbirini üzerindeki wake etkileri (Cabezón vd., 2011; El Kasmi ve Masson, 2008) ve binalar ile kentsel alanlar etrafındaki akışlar (Blocken vd., 2007, 2012; Franke vd., 2011; Hanna vd., 2006; Vu vd., 2002; Yang vd., 2008) gibi atmosferik akış problemlerinde kullanılmıştır.



Şekil 2.5 : Bir dairenin arkasındaki türbülans izi, farklı sayısal yöntemler arasındaki çözünürlük farklarını göstermek için kullanılmıştır. Çözünürlük ve hesaplama maliyetleri, RANS'tan LES'e ve oradan da DNS'e doğru artmaktadır. (Hart, 2016).

Nötr atmosfer varsayımına dayalı, sıkıştırılamaz akışlı CFD modelleri (Castro vd., 2003; Huser vd., 1997; Sørensen, 1995) atmosferik uygulamalarda kullanılsa da daha gerçekçi ABL fiziği ihtiyacı CFD modellerinin geliştirilmesini teşvik etmiştir. Rüzgâr enerjisi uygulamalarında, en önemli önceliklerden biri, nötr olmayan atmosferik stabilite koşullarının modellenmesine olanak tanımadır (Castro vd., 2008, 2010; Chang vd., 2018; Koblitz vd., 2015; Meissner vd., 2009; Rodrigues vd., 2015). Ancak, sıcaklık taşınım denklemleri ve kaldırma kuvvetlerinin eklenmesiyle birlikte, sayısal/teknik ve fiziksel nitelikte, ABL modellemesini daha da karmaşıklaştıran bir dizi husus ortaya çıkar; bunlar arasında yüzey bağlantısı (Basu vd., 2008; Holtslag ve Svensson, 2013) ve sınır katmanı derinliği sınırlaması (Sescu ve Meneveau, 2014) gibi konular yer alır.

Ayrı bir kategori olarak, en basit mikro ölçekli akış modelleri lineerleştirilmiş akış modelleridir. Bunlar, rüzgâr kaynağı değerlendirmesi için yaygın olarak kullanılan ilk modellerdi ve hâlâ geniş bir şekilde kullanılmaktadır.

Bu modeller, Navier-Stokes denkleminin lineerleştirilmesiyle, yani, küçük gradyanlara sahip bağlı sınır tabaka akışı varsayımından ve yüksek mertebeden ve doğrusal olmayan terimlerin atılmasının ölçek analizi ile gerekçelendirilmesinden türetilmiştir. Bu durum, orografi, yüzey pürüzlülüğü değişiklikleri, engeller ve stabilite etkilerinin arka plan akışına küçük sapmalar olarak ele alınmasını sağlar (Jackson ve Hunt, 1975; Troen ve Petersen, 1989; Walmsley vd., 1986). Modeller lineer olduğu için, modern bilgisayar donanımlarında hesaplama maliyetleri ihmal edilebilir düzeydedir. Lineer yöntemler dik yamaçlı arazilerde geçerliliğini yitirir, ancak bu tür arazilerde performansı geliştirmeye yönelik arazinin düzeltilmesi yöntemleri geliştirilmiştir (Mortensen vd., 2006).

2.3 Mezo Ölçek Modelleme

İlk NWP modelleri, 500 hPa basınç yüzeyini zamana göre entegre ederek, büyük ölçekli yukarı seviye Rossby dalgalarının desenlerini tahmin etmek için kullanılmıştır (Charney vd., 1950). Yıllar içinde, uygulama alanlarının kapsamı ve modellerin karmaşıklığı sürekli olarak artmıştır. Yaklaşık 100 km ölçekli, geçmiş ve gelecek iklimi modellemek için kullanılan kaba çözünürlüklü iklim modellerinden (Collins vd., 2006), tipik olarak yaklaşık 10 km ızgara aralığıyla işletilen küresel hava tahmin modellerine (Baldauf vd., 2011; Lin, 2004; Skamarock vd., 2008, 2010) ve yaklaşık 1 km ölçekli çalışan bölgesel mezo ölçekli modellere kadar geniş bir yelpazede uygulanmıştır. Mezo ölçekli modeller, yukarıda tanımlanan mezo ölçeklerdeki olayları çözümleyebilen, yani konveksiyona izin veren modellerdir. Hava tahmini (Baldauf vd., 2011), geriye dönük tahmin (Al-Yahyai vd., 2010), atmosfer araştırmaları (Yair vd., 2010) ve benzeri birçok alanda kullanılmaktadır. Rüzgâr enerjisi için mezo ölçekli modeller, kaynak değerlendirmesi (Hahmann vd., 2014; Jimenez vd., 2007), rüzgâr gücü tahmini (Foley vd., 2012; Monteiro vd., 2009) ve planlama (Balog vd., 2016) açısından temel bileşen haline gelmiştir. En yaygın kullanılan mezo ölçekli modellerden biri, Weather Research and Forecasting (WRF) modelleme sistemidir (Skamarock vd., 2008). WRF modeli erişimi kolay, güçlü bir topluluk desteğine sahip ve geniş özelleştirmeye olanak tanıyan çok sayıda yapılandırma seçeneği içermektedir.

NWP modelleri atmosfer modelleri oldukları için yalnızca momentum, ısı ve nem için sürekli denklemleri entegre etmekle kalmaz, aynı zamanda radyasyon transferi, yüzey okyanus özellikleri, toprak ve kara yüzeyi özellikleri gibi önemli fiziksel süreçleri de içerir. Ayrıca, bulut ve yağış süreçleri de modele dahildir. Bu nedenle, NWP modelleri çoğu CFD modelinden çok daha genel olup, ek hesaplama maliyetiyle birlikte gelir.

Mezo ölçekli modeller, yaklaşık 1 km ve üzeri ızgara ölçeklerinde çalışır; bu nedenle PBL içindeki üç boyutlu türbülansı çözümleyemezler. Bunun yerine, bilinen nicelikleri türbülanslı difüzyonla ilişkilendiren türbülans parametrisasyonlarına dayanırlar; bu modeller, aşağıda tartışılan RANS tipi CFD modelleri gibi, türbülans kapama modellerine bağlıdır. Bir dizi kapama modeli mevcuttur, ancak yaygın olarak kullanılan iki ana tür; birinci merteye yerel olmayan kapamalar (Hon, 2006; Pleim, 2007) ve yerel TKE parametrisasyonudur (Janjić, 1994; Nakanishi ve Niino, 2006; Sukoriansky vd., 2005). Bu modeller, türbülans kinetik enerjisi için bir taşınım denklemi çözer. PBL modellerinin bir incelemesi Cohen vd. (2015) ve Kleczek vd. (2014)'te bulunabilir; farklı ortamlar altındaki duyarlılıkları ise örneğin: Dimitrova ve ark. (2016); Draxl ve ark. (2014); García-Díez ve ark. (2013); Hariprasad ve ark. (2014); Hu ve ark. (2010); Milovac ve ark. (2016); Muñoz-Esparza ve ark. (2016); Sathyanadh ve ark. (2017); Shin ve Dudhia (2016) gibi çalışmalarda incelenmiştir.

Son birkaç on yılda, WRF NWP modeli, yaklaşık 1 km ölçeklerinin altındaki atmosferik akışları çözmek için uygun hale getirilecek şekilde kademeli olarak geliştirilmiştir. LES SGS modelleri, normalde kullanılan RANS tipi PBL modellerine ihtiyaç duymadan modelin işletilmesine olanak tanıyacak şekilde uygulanmıştır (Kirkil vd., 2012, Mirocha vd., 2014, 2010; Moeng vd., 2007). WRF-LES, offshore konvektif sınır katmanları (Muñoz-Esparza vd., 2014a), karmaşık arazide akış (Muñoz-Esparza vd., 2017; Rai vd., 2017a, b; Talbot vd., 2012), stabil sınır tabaka türbülansı (Udina vd., 2016; Wang vd., 2013) ve rüzgâr enerjisi uygulamaları (Liu vd., 2011; Mirocha vd., 2015) gibi çeşitli uygulamalar için kullanılmıştır.

2.4 Atmosferik Gri Alan Modellemesi

ABL'deki en enerjik türbülanslı girdapların uzunluk ölçeği santimetrelerden birkaç kilometreye kadar değişir. Türbülans uzunluk ölçeğinden çok daha büyük ızgara ölçeklerinde (mezo ölçek aralığında) atmosfer modelleri girdapları çözümleyemez ve türbülanslı dalgalanmaların ortalama akış üzerindeki etkilerini hesaba katmak için ölçek ayırımına dayalı RANS prensiplerine dayalı türbülans modellerine güvenmek zorundadır. Birkaç büyük türbülanslı girdabın tek bir model ızgara hücresinin içine sığdığı ve integral model zaman adımının girdapların integral zaman ölçeğinden daha uzun olduğu durumlarda, türbülans modelinin, birçok alt ızgara- alt zaman ölçeği girdabın toplu ortalama etkisini hesaba kattığı açıkça görülür.

Model ızgara aralığı, karakteristik türbülans uzunluk ölçeğinden çok daha küçük olduğunda (LES aralığı), model, türbülanslı akı taşımının büyük bölümünden sorumlu olan en büyük girdapları çözümleyerek, çözülen (ortalama) akış ile türbülanslı akılar arasındaki ölçek ayırımı varsayımını ihlal eder. Bu nedenle LES modelleri, zaman değil, ölçeğe göre filtreleyen bir SGS modeli kullanır. Izgara aralığı ile türbülans uzunluk ölçeklerinin aynı büyüklükte olduğu ara ölçeklerde hem RANS hem de LES varsayımları ihlal edilmiş olur. Wyngaard (2004) bu ölçekler için "terra incognita" terimini ortaya atmıştır; bazıları ise bunlara gri ölçekler demektedir. Bu ölçekler, türbülansın atalet aralığının dışında da çalışabilen ölçek-bilinçli model parametrizasyonlarının geliştirilmesi için devam eden araştırmaların konusudur (Honnert vd., 2011; Poll vd., 2017; Zhou vd., 2014; Kitamura, 2016).

Rüzgâr çiftliği saha koşullarının belirlenmesi için rüzgâr atmosferi modellemesinde, giderek artan hesaplama kaynakları, yaklaşık 1 km'in altındaki ölçeklerde dinamik iklim modellemesine olanak tanırken; ancak bir LES tipi model kullanmak, WSBL için türbülansın atalet aralığı içindeki ölçekleri çözümleyebileceği garanti edilen bir model ızgara aralığı kullanılmasını gerektirir ki bu ölçek yaklaşık 1 m'den daha küçük olabilir. Bu durum, atmosfer tahmini için makul hesaplama maliyetlerini fazlasıyla aşar. Atmosfer tahmini amacıyla, bu kısıtlamaya sahip olmayan bir türbülans kapanış modeli kullanmak gri ölçeklerde hâlâ cazip bir seçenek olarak kalmaktadır.

Bazıları, gri ölçeklerde RANS kapanış modellerinin türbülans etkilerini çift sayma riski taşıdığını öne sürerken (Baklanov vd., 2011), diğerleri ise açık türbülans ile modellenen türbülansın aynı mevcut enerjiden beslendiğini ve en erken veya en güçlü

karışım mekanizmalarının diğerinden gelen ek karışımı basırdığı rekabeti oluşturduğunu savunarak pratik etkilerin sınırlı olabileceğini ileri sürer (Arnold vd., 2012; Hong ve Dudhia, 2012). RANS tipi kapanışların hangi ölçeklerde uygun olduğu hâlâ belirsizliğini korumaktadır. Arnold vd. (2012), WRF'nin 300 ila 500 m ızgara aralığında çalıştırılmasının uygun olabileceğini önermektedir.

Uzamsal filtrelenmiş (LES) kapanışlara ve zamana filtrelenmiş (RANS) kapanışlara alternatif olarak, TKE filtrelenmiş Kısmi-Ortalama Alınmış Navier-Stokes (PANS) kapanışları önerilmiştir (Girimaji, 2006). PANS kapanışı, modelde kullanılan türbülans uzunluk ölçeklerinin ve ızgara ölçeğinin oranına göre denklemleri filtreler; türbülanslı girdaplar ızgara ölçeklerinde çözüldüğünde girdap viskozitesini azaltır, türbülans alt ızgara ölçeklerde olduğunda ise RANS kapanışına döner.

2.5 Mezo-Mikro Model Kuplesi

Birçok uygulama, özellikle rüzgâr enerjisi saha değerlendirmesi gibi durumlarda, modelleme için ilgi alanı yalnızca sınırlı bir bölgeyi kapsar. Atmosfer uygulamaları için kullanılan CFD model alanları, yatay yönde genellikle yaklaşık 10 km ölçeklerindedir. Bu durum, gerçek zamanlı atmosfer simülasyonları için, değişen hava durumunu yansıtan uygun sınır koşullarının, örneğin bir mezo ölçekli modelden alınarak modele sağlanması gerektiği anlamına gelir. Anlık akış alanı bilgisinin bir modelden diğerine sürekli olarak aktarılması sürecine bazen dinamik eşleştirme (dynamical coupling) denir (Warner, 2011) ve mezo ölçekli modelden mikro ölçekli modele eşleştirme, LES, RANS veya diğer mikro ölçekli model türleri ile yapılan eşleştirme şeklinde anlaşılır. Dinamik model eşleştirmesi, yani bilgi alışverişi, ince ölçekli alanın kaba ölçekli alana geri bildirim vermediği tek yönlü veya geri bildirimle iki yönlü olarak gerçekleştirilebilir; aynı anda her iki alanın çözümünün zaman içinde entegre edildiği çevrimiçi veya ilk alan ve ikinci alanın ayrı ayrı çözüldüğü çevrimdışı olarak yapılabilir. Eşleştirme, WRF gibi aynı modelleme sistemi içinde yapılabildiği gibi (Skamarock vd., 2008) farklı modeller arasında da gerçekleştirilebilir.

Dinamik model eşleştirmesinde, modeller arasındaki en yaygın iletişim yöntemi yanal sınır koşulları (LBC'ler) aracılığıyla yapılır (Warner, 2011). Bu yaklaşımda, LBC'ler ince ölçekli alana sürekli olarak sağlanır; yani öngörücü değişkenler, kaba ölçekli alandan ince ölçekli alanın yanal sınırlarına enterpole edilir. İki alan arasındaki model fiziği, parametrisasyon ve sayısal yöntemlerdeki tutarsızlıklar, ince ölçekli alandaki

akışın, dengeli ve kendini tutarlı bir duruma kademeli olarak uyum sağlayan, fetch adı verilen bir spin-up bölgesine ihtiyaç duymasına neden olur. Fetch bölgesindeki model çözümü hata yapmaya müsaittir ve genel olarak güvenilir olmamalıdır (Warner, 2011). Bu durum, özellikle çözülen topografinin farklılık göstermesi nedeniyle yüzey yüksekliğinde farklılıkların ortaya çıktığı dağlık bölgelerde geçerlidir ve LBC girdilerinin yerçekimi dalgaları yansımalarına neden olarak yanıl sönüm bölgesi gerektirmesine yol açar. LBC'lerin kullanımıyla ilgili bir diğer zorluk, atmosferin gri ölçekleri arasında model eşleştirilmesiyle ilgilidir; burada, kaba ölçekli alandaki topluluk ortalaması alınmış (düzgün) akıştan, ince ölçekli alandaki girdapları çözümleyen (türbülanslı) akışa geçişle ilgili ek hususların göz önünde bulundurulması gerekir (Mazzaro vd., 2017; Muñoz-Esparza vd., 2014b, 2015).

Rüzgâr alanlarının ölçek küçültmesi, rüzgâr enerjisi uygulamaları içinde birçok farklı alanda kullanılmaktadır. Dinamik ölçek küçültme; planlama, enerji üretim tahmini, güç sistemi simülasyonu, türbin kontrolü ve türbin ile araziden kaynaklanan iz (wake) çalışmalarında kullanılmaktadır. Dinamik ölçek küçültme, hesaplama maliyeti yüksek olmasına rağmen, rüzgâr kaynağı değerlendirmesi ve türbinlere uygulanan yorulma ile aşırı yüklerin tahmininde de kullanılabilir. Daha ekonomik bir alternatif ise, gerekli simülasyon süresini azaltmak için istatistiksel-dinamik tekniklerin kullanılmasını içerir.

İstatistiksel ölçek küçültme, rüzgâr kaynağı değerlendirmesi için onlarca yıldır kullanılmaktadır. Jackson-Hunt tipi ölçek küçültme metodolojileri (Troen ve Petersen, 1989) başlangıçta direk ölçümlerini yatay olarak ekstrapole etmek için kullanılmıştır. Bu metodoloji, girdiler için ölçümler yerine model veri setlerinin kullanılmasına olanak tanıyacak şekilde geliştirilmiştir.

Karmaşık arazide rüzgâr iklimi tahmini için, belirgin şekilde baskın olan net bir metodoloji henüz ortaya çıkmamıştır; bu nedenle hem mezo ölçekli hem de mikro ölçekli modellerin ve eşleştirme prosedürünün daha fazla geliştirilmesine ihtiyaç vardır. Ancak, umut vaat eden bir yaklaşım, mezo ve mikro ölçekli modellerin dinamik eşleştirilmesinin, istatistiksel-dinamik ölçek küçültme metodolojileri ile birleşmesidir.

2.6 Navier-Stokes Denklemleri

Bu bölüm, akışı yöneten denklemleri tanıtarak, çalışmanın geri kalanında kullanılan gösterimleri sunmaktadır. Öncelikle Navier-Stokes denklemleri sunulmakta, ardından modellenmesi planlanan akışa dair bazı varsayımlar verilmektedir. Daha sonra, Navier-Stokes (NS) denklemlerinin Reynolds ortalaması alınması ve uzaysal filtrelenmesi ile, sayısal simülasyonlar için gerekli olan işlemlerin, türbülans gerilmeleri için iyi bilinen kapanış problemine nasıl yol açtığı gösterilmektedir.

Newton'un ikinci yasasının belirli bir kütleyle sahip akışkan elemanına uygulanması ve Newtonyen bir akışkan için gerilme ile ilgili bağlantı ile kullanılması, iyi bilinen Navier-Stokes denklemlerini verir.

Sabit yoğunluklu (ρ) ve sıkıştırılmaz bir akışkan için Navier-Stokes denklemleri (Stull (1988)) süreklilik (2.1), momentum (2.2) ve sıcaklık denklemi (2.3) olarak Kartezyen koordinatlarda aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$\frac{\partial}{\partial x_i}(\rho U_i) = 0 \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho U_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[-\rho U_i U_j + (\mu + \mu_t) \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \right] - \frac{\partial \hat{p}}{\partial x_i} + g_i(\rho - \rho_0) \\ + \varepsilon_{ijk} f_c \rho U_k + \rho F_{U,i} \end{aligned} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \Theta) + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho u_i \Theta) - \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_\theta} \right) \frac{\partial \Theta}{\partial x_i} \right] = \rho F_\theta \quad (2.3)$$

Burada Einstein toplam gösterimi kullanılmıştır.

x_i , Kartezyen koordinat sistemini temsil eder ($i = 1, 2, 3$ için sırasıyla x, y ve z koordinatları olup, x ve y yatay eksenleri, z ise düşey eksenini ifade eder).

u_i , hız alanını temsil eder ($i = 1, 2, 3$ için sırasıyla u, v ve w)

U_i ve Θ ortalama hız ve potansiyel sıcaklıktır.

p , basınçtır.

Potansiyel sıcaklık için de aynı Reynolds ayrıştırması uygulanır: $\Theta = \theta - \theta'$

$f_c = 2\Omega \sin \lambda$ Coriolis parametresidir, $\varepsilon_{ijk} = (-1, 1, 0)$; $\Omega = 7.272 \times 10^{-5} \frac{\text{rad}}{\text{s}}$, dünya dönüş hızı, λ ise enlemdir.

μ Moleküler viskozite; μ_t türbülans (eddy) viskozitesi; $F_{U,i}$ ve F_θ ise ek momentum ve ısı kaynak-terimleridir.

Bu denklemler, sıkıştırılmaz Newtonyen akışkanların hareketini tanımlamak için temel teşkil eder.

2.6.1 Filtrelenmiş ve Reynolds ortalaması alınmış N-S denklemleri

Navier-Stokes denklemleri (2.1), tüm zaman ve uzunluk ölçeklerinde tüm akış yapıları hakkında tam bir açıklama sunar. Türbülanslı akışın en büyük yapıları, örneğin sınır tabaka yüksekliği ($\sim 10^3$ m) gibi ele alınan geometriyle ölçeklenirken, en küçük yapılar ise dağıtıcı girdapların ($\sim 10^{-3}$ m) boyutlarındadır (Stull, 1988). NS denklemleri tam bir akış tanımı verse de bazen yalnızca en büyük türbülanslı yapılar veya zaman ortalaması alınmış akış alanının fiziği ilgi çekicidir. Bu durum, hesaplamalı akışkanlar dinamiği (CFD) uygulamaları için sıklıkla geçerlidir. Gerçek bir türbülanslı akışın geniş ölçek aralığı, tüm zaman ve uzunluk ölçeklerini çözümleyen sayısal simülasyonları imkânsız kılar. Gerekli hesaplama hücrelerinin sayısı ve en hızlı türbülanslı yapıları yakalamak için gereken küçük sayısal zaman adımı, hesaplama maliyetini çok yüksek hale getirir. Bu nedenle CFD, daha kısa sürede çözülebilen bir akış denklemleri setine ihtiyaç duyar.

Sayısal simülasyonu mümkün kılmak için iki yaklaşım kullanılabilir. Birinci yaklaşım, NS denklemlerine mekânsal bir filtre uygulayarak, yalnızca en büyük türbülanslı yapıları yöneten denklemlerin elde edilmesidir. Bu denklemler, Büyük Girdap Simülasyonu (LES) yöntemiyle çözülür (Lesieur, 1996; Mason, 1994; Pope, 2000; Sagaut, 2001). İkinci yaklaşım ise, Reynolds ayrışım tekniğinin uygulanması ve ardından NS denklemlerinin zaman ortalaması alınması yoluyla Reynolds-Ortalama Alınmış Navier-Stokes (RANS) denklemlerinin elde edilmesidir; bu denklemler daha kısa bilgisayar süresiyle çözülebilmektedir.

Her iki yöntemde de modellenmesi gereken bir gerilme terimi ortaya çıkar. Bu, iyi bilinen kapama problemidir.

2.6.2 Uzaysal olarak filtrelenmiş N-S denklemleri

LES'nin temel fikri, en büyük enerjiyi taşıyan türbülanslı yapıları tam olarak çözmek, en küçük ölçeklerin etkilerini ise modellemektir (Sagaut, 2001). Bu, sayısal ızgaranın kabalaştırılmasına olanak tanıdığı için hesaplama maliyetini sınırlar. Çözümeyen küçük ölçeklerin homojen ve evrensel bir karaktere sahip olması ve bunların büyük ölçekler üzerindeki etkisinin basitçe modellenebilmesi istenmektedir. Çözülen büyük ölçekleri, çözümlemeyen küçük ölçeklerden ayırmak için Navier-Stokes ve süreklilik denklemlerine (2.2) bir filtreleme işlemi uygulanır.

$$\bar{u}(x, t) = \int u(\xi, t) \bar{G}(-\xi) d^3\xi \quad (2.4)$$

Bir üstten çizgi (overbar), filtrelenmiş değişkeni gösterir ve $\bar{G}, \bar{\xi} = x$ noktasına göre merkezlenmiş tek boyutlu bir filtreyi temsil eder. Ölçek ayırımı, seçilen filtre türüne bağlı olarak belirlenir. Yaygın olarak kullanılan filtrelerden biri kutu filtresi (box filter) ya da diğer adıyla top-hat filtresidir. Eğer bir grid ölçeği, Δ tanımlarsak, kutu filtresi şu şekilde ifade edilebilir;

$$\bar{G}(x - \xi) = \begin{cases} \frac{1}{\Delta} & \text{if } |x - \xi| \leq \frac{\Delta}{2} \\ 0 & \text{Aksi Halde} \end{cases} \quad (2.5)$$

Kutu filtresi kullanıldığında, filtrelenmiş değişken $\bar{u}(x, t)$ basitçe $u(x, t)$ değişkeninin $(x - \Delta/2, x + \Delta/2)$ aralığındaki ortalama değeri olarak tanımlanır; üç boyutlu durumda ise bu işlem bir hacim üzerinde ortalama alma şeklinde uygulanır.

Ancak, burada anlatıldığı gibi açık bir filtre uygulamak yerine, akış denklemlerinin sonlu hacim ayrıklaştırması, sayısal ağ çözünürlüğüne bağlı örtük (implicit) bir filtre olarak yorumlanır. Bu yaklaşımda, hesaplanan hız alanı, filtrelenmiş bir hız alanı olarak kabul edilir. Sayısal ağ aralığından daha küçük türbülans ölçekleri çözümlememekte, buna karşın daha büyük ölçekler çözülebilmektedir. Bu durum, grid ölçeği (Δ) ağ aralığına eşit olan bir kutu filtresi kullanmaya benzer.

Uygulanan örtük (implicit) filtre, hesaplama ağının yerel aralığıyla ölçeklendiğinden, grid ölçeği (Δ) yerel olarak, üç yön (x, y, z) boyunca en büyük ağ aralığı cinsinden tanımlarız;

$$\Delta = \max(\Delta_x, \Delta_y, \Delta_z) \quad (2.6)$$

Bu tanım, filtreleme işleminin yerel ağ çözünürlüğüne göre değiştiğini ve her nokta için çözünürlükle uyumlu bir ölçek ayrımının yapıldığını ifade eder. Uzaysal filtre, sayısal ağ aralığına sabitlenmiş olduğundan, çözilemeyen akış yapılarına alt-ızgara ölçekleri (SGS) denir. Navier-Stokes denklemlerine filtreleme işlemi uygulandığında, filtrelenmiş akış denklemleri şu şekilde elde edilir;

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_i \bar{u}_j)}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\nu \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) + \frac{1}{\rho} \tilde{\tau}_{ij} \right] + \bar{f}_i \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2.8)$$

Burada tilde işareti ($\tilde{\tau}$) filtrelenmiş değişkenleri, yani sayısal ağ ile çözilemeyen bileşenleri temsil eder. Çünkü genellikle $(\overline{u_i u_j}) \neq \bar{u}_i \bar{u}_j$ olduğundan, filtreleme işlemi sonucunda modellenmesi gereken bir gerilme terimi ortaya çıkar;

$$\tilde{\tau}_{ij} = -\rho(\overline{u_i u_j} - \bar{u}_i \bar{u}_j) \quad (2.9)$$

Bu terim, alt örgü gerilmeleri olarak adlandırılır ve küçük ve çözilemeyen türbülanslı ölçeklerin, büyük ve çözilebilen ölçekler üzerindeki etkisini temsil eder. Eğer değişkenler, çözilebilen ve çözilemeyen kısımlara ayrılırsa SGS gerilme tensörü, çeşitli terimlerin toplamı şeklinde ayrıştırılabilir. Bu terimler ayrı ayrı modellenebilir. Ancak tez çalışmasında bu bileşenler arasında ayrım yapılmaksızın, SGS gerilmeleri bir bütün olarak modellenmiştir; yani herhangi bir parçaya ayrılmadan doğrudan kapatılmıştır.

2.7 Reynolds Ortalaması Alınmış Navier-Stokes Denklemleri

Sayısal simülasyonları mümkün kılmak için benimsenen ikinci yaklaşım, Reynolds-Ortalaması Alınmış Navier-Stokes (RANS) denklemlerinin çözülmesidir. RANS denklemleri, standart NS denklemlerinin (2.2) değişkenlerinin, zaman ortalaması alınmış ve dalgalı bileşenlerine ayrılması ile zaman ortalamasının alınması yoluyla türetilir. Zaman ortalaması alındıktan sonra bile NS denklemlerinin geçici (transient) terimi korunur. Bu şekilde, ortalama alınan zaman periyoduna (T) kıyasla

düzensizlikler büyük zaman ölçeklerinde olduğunda, RANS denklemleri akışların geçici davranışlarını tahmin etmek için kullanılabilir. Bu durum bazen URANS (Geçici RANS) olarak adlandırılrsa da burada sadece RANS olarak belirtilmektedir.

RANS değişkenleri için de LES gösterimi kullanılır; bu kapsamda zaman ortalama değişkenler üstten çizgi (overbar) ile, çözilemeyen salınımlı bileşenler ise tilde (~) ile gösterilir. Bu yöntem aynı zamanda Reynolds ayrıştırma tekniği (Reynolds decomposition technique) olarak da adlandırılır.

$$u = \bar{u} + \tilde{u} \quad (2.10)$$

$$\overline{u(t)} = \frac{1}{2T} \int_{-T}^T u(t + t') dt' \quad (2.11)$$

Reynolds ayrışımını (2.10) NS denklemlerine uygulayıp, ardından zaman ortalaması (10) alındığında, LES denklemlerine (2.7) benzer RANS denklemleri elde edilir. Ortalama alma işlemi, LES'deki SGS gerilmelerine benzer bir gerilme terimi üretir; ancak RANS terminolojisinde bu gerilmeler geleneksel olarak Reynolds gerilmeleri olarak adlandırılır. Yerel akış durumlarının fonksiyonu olan ve filtre genişliği azaldıkça sıfırlanan SGS gerilmelerinin aksine, Reynolds gerilmeleri akışın büyük ölçekli özelliklerini temsil eder. Sayısal olarak, LES'in uzamsal filtrelenmiş denklemleri ile RANS denklemleri özdeştir; aradaki tek fark, iki yaklaşımda farklı şekilde modellenen türbülans gerilme terimi (2.9) dir.

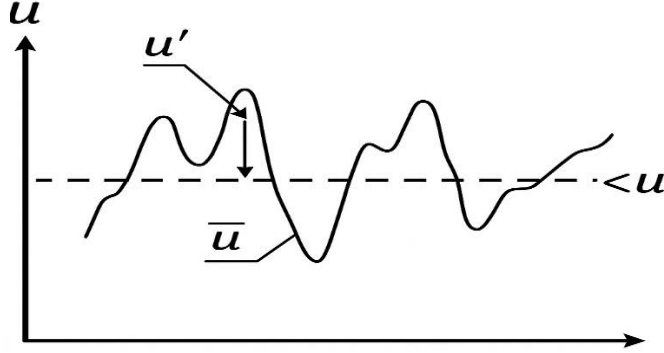
2.7.1 Ortalama alan N-S denklemleri

RANS ve LES sonuçları zamana bağlı (kararsız) olsa bile, genellikle yalnızca saf zaman ortalaması alınmış akış ile ilgilenilir. Bu nedenle, bir değişken f , küme ortalaması (ensemble average) ile de temsil edilebilir ve bu ortalama $\langle f \rangle$ şeklinde gösterilir. Eğer bir değişken zaman içinde istatistiksel olarak durağan ve ergodik ise, bu durumda $T \rightarrow \infty$ için küme ortalaması, zaman ortalaması ile eşit olur.

$$\bar{u} = \langle u \rangle + u' \quad (2.12)$$

$$\langle u \rangle = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T \bar{u}(t + t') dt' \quad (2.13)$$

İstatistiksel olarak durağan bir akışa ait ani (anlık) bir büyüklük olan $u_i(x_i, t)$ şu bileşenlere ayrıştırılabilir; Küme ortalaması alınmış bileşen $\langle u_i \rangle$, çözülmüş bileşen $\tilde{u}_i(x_i, t)$, çözülmüş salınım bileşeni $u'_i(x_i, t)$ ve çözilemeyen türbülanslı salınım bileşeni $\tilde{u}_i(x_i, t)$.



Şekil 2.6 : Bir LES- ve RANS-değişkeni, gösterilen bileşenlere ayrıştırılabilir. Modellemesi gereken türbülans dalgalanması, $\tilde{u}$ gösterilmemiştir).

Bu ayrıştırma, akıştaki farklı ölçek ve doğadaki dalgalanmaların analizinde kullanılır.

$$u = \bar{u} + \tilde{u} = \langle u \rangle + u' + \tilde{u} \quad (2.14)$$

Ayrıştırma işlemi (2.12), filtrelenmiş zaman ortalaması alınmış Navier-Stokes denklemlerine (6) uygulanıp, ardından zaman ortalaması (2.13) alındığında, sonuçta ortalama alan Navier-Stokes denklemleri elde edilir. Bu denklemler, çözülmüş ve çözilemeyen türbülans etkilerinin ortalama akış üzerindeki etkilerini yansıtan, mühendislikte yaygın olarak kullanılan sadeleştirilmiş akış denklemleridir.

$$\frac{\partial \langle u_i \rangle \langle u_j \rangle}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle p \rangle}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\nu \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right) - \langle u'_i v'_j \rangle + \frac{1}{\rho} \langle \tilde{\tau}_{ij} \rangle \right] + \langle f_i \rangle \quad (2.15)$$

Bu denklemden, toplam türbülans gerilmesi τ , iki bileşenden oluştuğu görülmektedir. Çözülmüş (resolved) bileşen $\bar{\tau}$ ve çözilemeyen (unresolved) bileşen $\tilde{\tau}$. Bu ayrım, türbülansın hem sayısal olarak çözülebilen hem de modellerle temsil edilmesi gereken bileşenlerini dikkate almak açısından önemlidir.

$$\bar{\tau}_{ij} = -\rho u'_i u'_j \quad (2.16)$$

$$\tilde{\tau}_{ij} = -\rho(\overline{u_i u_j} - \bar{u}_i \bar{u}_j) \quad (2.17)$$

RANS simülasyonlarında, türbülans gerilmesinin büyük bir kısmı çözülmemiş (unresolved) olup modellerle temsil edilirken, LES yönteminde türbülans gerilmelerinin büyük bölümü çözülür (resolved) ve yalnızca küçük ölçekli kısmı modellenir.

2.7.2 Kapama (Closure)

LES, atmosferik türbülansı çözümlemede, enerji içeriği en yüksek olan büyük ölçekli girdapları (eddies) doğrudan çözerken, çözünürlüğün yetersiz kaldığı küçük ölçekli türbülans yapılarını SGS parametrisasyon yoluyla temsil eder. Bu yaklaşım, çözülmüş (resolved) ve çözülmemiş (unresolved) ölçekler arasında net bir ayrım yapılmasını gerektirir. Ancak bu ayrımın yapılabilmesi ve çözülmeyen terimlerin (örneğin Reynolds stresleri veya türbülans ısı akısı gibi) sayısal modele dahil edilebilmesi için kapama (closure) adı verilen bir modelleme sürecine ihtiyaç duyulur. LES'de ortaya çıkan filtrelenmiş Navier-Stokes denklemleri, SGS tensörlerini içeren ek terimler barındırır. Bu terimler doğrudan çözülemez ve bu nedenle çeşitli SGS kapanım modelleri ile temsil edilir.

2.8 Türbülans Modelleme

LES'te, çözülmüş türbülans ölçekleri ile çözilemeyen ölçekler arasındaki etkileşim, türbülans gerilmeleri (2.8) aracılığıyla gerçekleşir ve bu gerilmelerin modellenerek belirlenmesi gerekir. Hem LES hem de RANS yaklaşımlarında bu işlem, genel olarak türbülans modellemesi ya da SGS modellemesi olarak adlandırılır. SGS modellemesi, yoğun araştırmalara konu olan bir alandır ve sürekli olarak yeni yaklaşımlar geliştirilmektedir. LES için çok çeşitli türbülans modellerinin geliştirilmiş olmasının nedeni, çözilemeyen hareketler, çözülmüş hareketlerden açık şekilde daha zayıf olmadığı durumlarda çözümün model seçimine duyarlı olmasıdır. Bu durum genellikle duvar yakınlarda görülür; çünkü burada baskın türbülans yapıları, sayısal ağdan çok daha küçük ölçeklidir.

Buna karşın, duvarlardan uzakta, enerjiyi taşıyan ana yapıların ölçekleri sayısal ağdan büyük olduğunda ve türbülans kinetik enerjisinin çoğu çözülebildiğinde, LES çözümü, SGS modeli seçimine karşı daha az duyarlıdır. Yüksek Reynolds sayılarındaki duvarla

sınırlı akışlarda tam LES gerçekleştirebilmek için, duvar yakınındaki ağ çözünürlüğünün tüm yönlerde önemli ölçüde artırılması gerekir. Ancak bu yüksek ağ gereksinimi nedeniyle, mühendislik açısından ilgi çekici çoğu akış için tam LES, hesaplama açısından çok maliyetlidir (Spalart ve ark., 1997). Buna karşılık, RANS hesaplamalarında ağ gereksinimi daha düşüktür – sadece duvara dik yönde (wall-normal direction) ağ inceltilmelidir. Genel olarak, RANS yaklaşımı sınır tabakası akışlarını, nispeten kaba ağlarda bile başarıyla çözebilir.

Türbülanslı bir akışa ilk bakıldığında, davranış rastgele ve kaotik gibi görünür. Ancak daha yakından incelendiğinde, farklı uzunluk ve zaman ölçeklerine sahip dönel akış yapıları (türbülanslı girdaplar) gözlemlenir. En büyük girdaplar, ortalama akış tarafından belirlenen bir yönde oluşur ve hizalanır; bu nedenle yüksek derecede anizotropiktirler (yani yön bağımlıdır). Aynı zamanda, en fazla türbülans kinetik enerjisini taşıyan yapılardır. Hız gradyanları ve girdap gerilmesi (vortex stretching) nedeniyle, bu büyük türbülanslı girdaplar bozulur ve enerji daha küçük girdaplara aktarılır. Enerjinin sürekli olarak daha küçük ölçeklere doğru aktarılmasına enerji kademelenmesi (energy cascade) denir (Richardson, 1992). Girdaplar küçüldükçe, büyük girdapların sahip olduğu yönlülüğü (anizotropi) kaybetmeye başlarlar ve izotropik hale gelirler (yani yönsüz, her yönde benzer özellik gösteren). Girdaplar yeterince küçüldüğünde, viskoz etkiler baskın hale gelir ve enerji, viskoz saçılma (dissipasyon) yoluyla yok edilir. En büyük, enerjiyi taşıyan ve esas olarak sürtünmesiz (inviscid) süreçlerle kontrol edilen yapılar ile, en küçük, viskoz etkilerle baskılanan yapılar arasında, yalnızca enerji aktarımının etkili olduğu bir aralık bulunur. Bu bölgeye atalet alt aralığı (inertial subrange) denir.

Yukarıda tanımlanan enerji kademelenmesi (energy cascade), enerjinin yalnızca büyük ölçeklerden küçük ölçeklere aktarıldığını, yani ileri saçılma (forward scatter) sürecini ifade eder. Ancak gerçekte, küçük ölçeklerden büyük ölçeklere doğru bir enerji aktarımı da söz konusudur; buna geri saçılma (backscatter) denir ve bu süreç, bazı durumlarda önemli etkiler yaratabilir.

2.9 Büyük Girdap Simülasyonları (LES)

LES'de, ızgara ölçeğinden daha büyük türbülanslı hareketler çözülür ve SGS hareketleri parametrikleştirilir. Termal olarak tabakalaşmış bir ABL'de, kaldırma etkisini modellemek için Boussinesq yaklaşımının uygulanması aşağıdaki temel denklemlere yol açar;

$$\partial_i \tilde{u}_i = 0 \quad (2.17)$$

$$\partial_t \tilde{u}_i + \partial_j (\tilde{u}_i \tilde{u}_j) = -\partial_i \tilde{p} - \partial_j \tau_{ij} + g\beta(\tilde{\theta} - \langle \tilde{\theta} \rangle) \delta_{j3} + f_{\epsilon ij3} (\tilde{u}_j - G_j) \quad (2.18)$$

$$\partial_t \tilde{\theta} + \tilde{u}_j \partial_j \tilde{\theta} = -\partial_j q_j \quad (2.19)$$

Tilde işareti ($\sim$), uzaysal filtrelemeyi temsil eder,

$\langle \rangle$, düzlemsel ortalamayı ifade eder,

u_i , Filtrelenmiş hız bileşenidir,

$\tilde{\theta}$, Filtrelenmiş potansiyel sıcaklıktır,

$\tilde{p}$, Kinematik basınçtır,

g , yerçekimi ivmesini,

$\beta = 1 / \theta$, referans potansiyel sıcaklığa θ_0 göre tanımlanan kaldırma kuvveti parametresini temsil eder,

δ_{j3} , Kronecker deltasıdır,

f , Coriolis parametresidir,

$G_j = (u_g, v_g)$, Jeostrofik rüzgâr vektörüdür,

ϵ_{ij3} , Alternatif birim tensörüdür,

$\tilde{\tau}_{ij} = -\rho(\overline{u_i u_j} - \tilde{u}_i \tilde{u}_j)$, SGS (alt-ızgara ölçekli) gerilme tensörünün izsiz (traceless) kısmıdır,

$q_j = \tilde{u}_j \tilde{\theta} - \tilde{u}_j \tilde{\theta}$, SGS ısı akısı vektörünü ifade eder.

Bu çalışmada, RANS denklemlerinde kullanılan “overbar” yerine, LES denklem setinde tüm değişkenlerin üzerine getirdiğimiz ($\sim$) işareti, “zaman-ortalamaya” değil, uzaysal filtre sonucu çözümlenen ölçeği belirtir.

Bu ifadeler, LES (Büyük Girdap Simülasyonu) çerçevesinde türbülans modellemesi için kullanılan denklemlerde yer alan fiziksel büyüklükleri açıklamaktadır.

Duvarın çözüldüğü LES (wall-resolved LES), çok yüksek hesaplama maliyeti nedeniyle yalnızca orta Reynolds sayılarıyla sınırlıdır (Piomelli, 2008). Bu nedenle, yüksek Reynolds sayılı atmosferik sınır tabakası (ABL) akışlarının simülasyonları, büyük ölçüde duvar ve SGS modellemesine dayanır. Tüm akış ölçeklerini çözmek mümkün olmadığından, bu tür simülasyonlarda SGS özelliklerinin doğru bir şekilde temsil edilmesi büyük önem taşır (Sagaut, 2006).

LES uygulamalarında yaygın bir yaklaşım, SGS gerilmelerini ve akılarını, girdap viskozitesi (eddy viscosity) ve girdap yayılım katsayısı (eddy diffusivity) kullanarak parametrize etmektir. Bu doğrultuda, SGS gerilme tensörünün izsiz kısmı ve ısı akısı, aşağıdaki şekilde modellenir;

$$\tau_{ij} - \frac{1}{3}\tau_{kk} = 2V_T \tilde{S}_{ij} = -2(C_S, \Delta^\Delta)^2 |\tilde{S}| \tilde{S}_{ij} \quad (2.20)$$

$$q_j = -\frac{V_t}{P_{r_{sgs}}} \partial_j \tilde{\theta} = -(D_s, \Delta^\Delta)^2 |\tilde{S}| \partial_j \tilde{\theta} \quad (2.21)$$

$\tilde{S}_{ij}$, Filtrelenmiş deformasyon (gerinim) tensörünü temsil eder, V_T Girdap (türbülans) viskozitesi ve $P_{r_{sgs}}$ SGS Prandtl sayısıdır. (2.20) ve (2.21) genellikle Smagorinsky modeli (1963) olarak bilinir. Herhangi bir SGS modelinde V_T ve $P_{r_{sgs}}$ önceden bilinmez. Bunlar, grid ölçeğindeki hızlar kullanılarak hesaplanan deformasyon oranlarını içeren karışım uzunluğu yaklaşımı (mixing length approximation) ile modellenir. Bu bağlamda girdap viskozitesi şu şekilde modellenir;

$$v_T = (C_S, \Delta^\Delta)^2 |\tilde{S}| \quad (2.22)$$

Burada;

C_S , grid ölçeğinde tanımlanan Smagorinsky katsayısıdır,

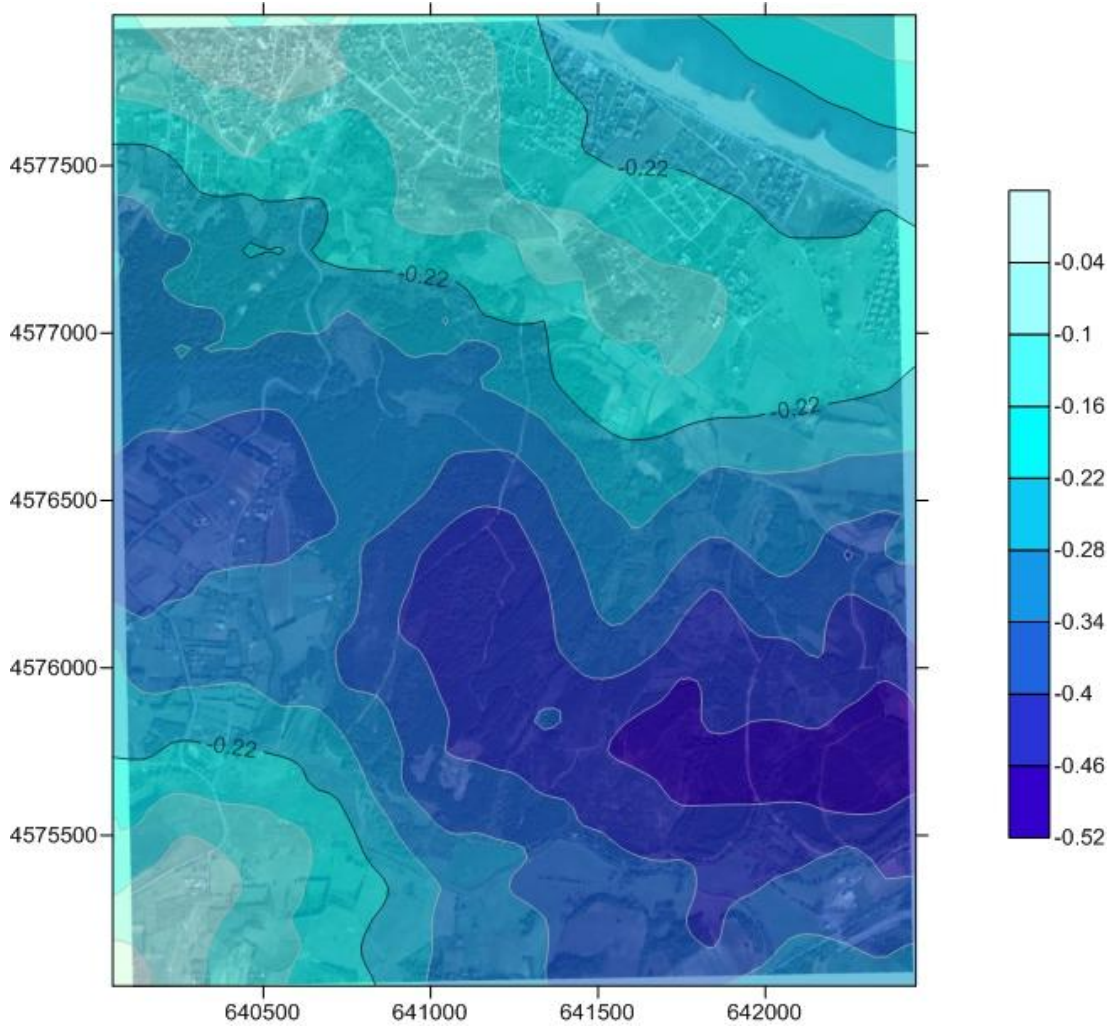
Δ , Grid ölçeği,

$|\tilde{S}|$, Gerinim oranı büyüklüğüdür.

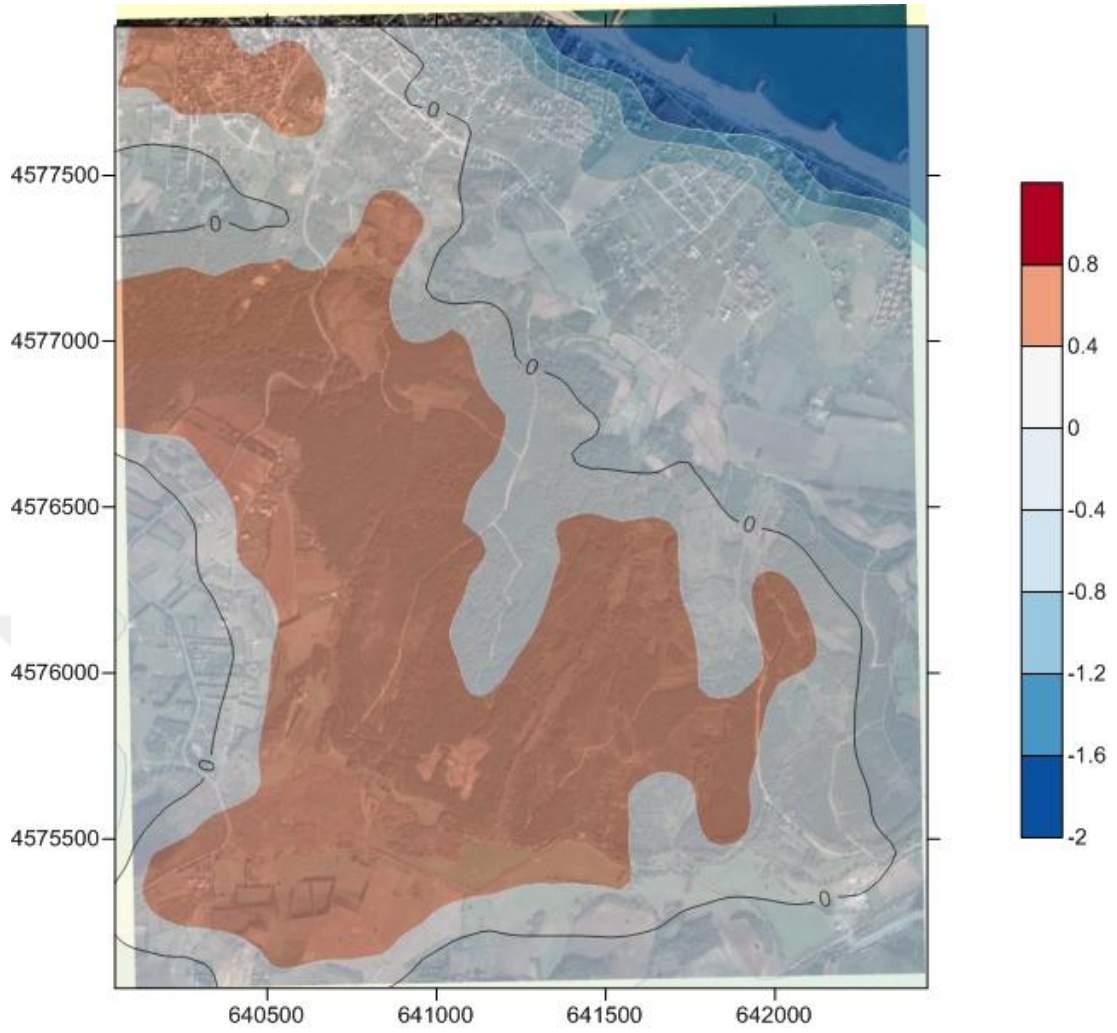
3. KANAL İSTANBUL ANALİZ ÇALIŞMALARI

İstanbul'da kurulması planlanan Yeni İstanbul kanalının, akış alanı üzerindeki etkilerini araştırmak üzere WRF-LES modeli ile bölgedeki akış modellenmiştir. Bu kapsamda yeryüzü kullanım şeklindeki değişimler 2 farklı çözünürlüklü arazi kullanım modeli ile 6 saatlik simülasyon olarak çalışılmış, sonuçlar seçili alan için karşılaştırılmıştır. Çalışma da seçilen bu 6 saatlik simülasyon sadece kuzey rüzgârlarının olduğu (30 derece) bir dönem için seçilmiştir. Öncelikle olarak farklı çözünürlüklü USGS (900m çözünürlük) ve CORINE (Coordination of Information on the Environment) (100m çözünürlük) modelleri kullanılmıştır. Bu modellerden sadece CORINE verisinde olası kanal güzergahı belirlenmiş ve arazi üzerindeki kullanımı değiştirilmiştir. Bu çalışma da ayrıca yükseklik verisinde de değişiklik yapılması planlanmıştır. Fakat WRF modelinde kullanılan arazi modeline SRTM veri seti yeniden düzenlenerek yapılması planlanan kanal güzergahında modele eklenememiştir. Bu sebeple arazi yapısı ve yükseklik değerleri incelenen projenin, Karadeniz çıkışındaki yükseklik değerlerinin kanal yapısına benzemesi sebebiyle çalışma bu alan için yaklaşık 3 km uzunlukta, 2,5 km genişlikteki domain alanı için incelenmiştir. Çalışma da 2 farklı yükseklik 80 m ve 10 m için rüzgâr şiddeti farkları belirlenmiştir. Yapılan çalışma da düşük çözünürlükü USGS modeli farkların alındığı model olarak belirlenmiş ve CORINE verisinin ve üzerinde kanal güzergahı belirlenmiş CORINE verisinin farkları alınmıştır. Ayrıca yine CORINE verisinden kanal güzergahı belirlenmiş CORINE verisinin farkı da yine 2 farklı yükseklik için belirlenmiştir. Farkların çizdirildiği şekillerde kırmızı çizgiler farkın pozitif, mavi olanlar ise farkın negative olduğu sonuçlardır. Şekil 3.1'de USGS yüzey kullanım verisinin CORINE verisinden farkı 80 m yükseklik için belirlenmiştir. Seçili alan için CORINE verisi ile daha yüksek rüzgâr şiddetleri belirlenmiştir. Yine 10 m yükseklikteki arazi modeli (Şekil 3.2) incelendiğinde CORINE verisinin farkının alanın büyük bir çoğunluğunda pozitif kaldığı görülmektedir. Karşılaştırılan iki farklı yükseklik sonuçları bize yüksek çözünürlüklü modelin araziyi daha iyi çözümlemesi

ve arazi kullanımı daha iyi belirtmesi sebebiyle sonuçların CORINE veri setinde daha anlamlı olduğunu göstermektedir.

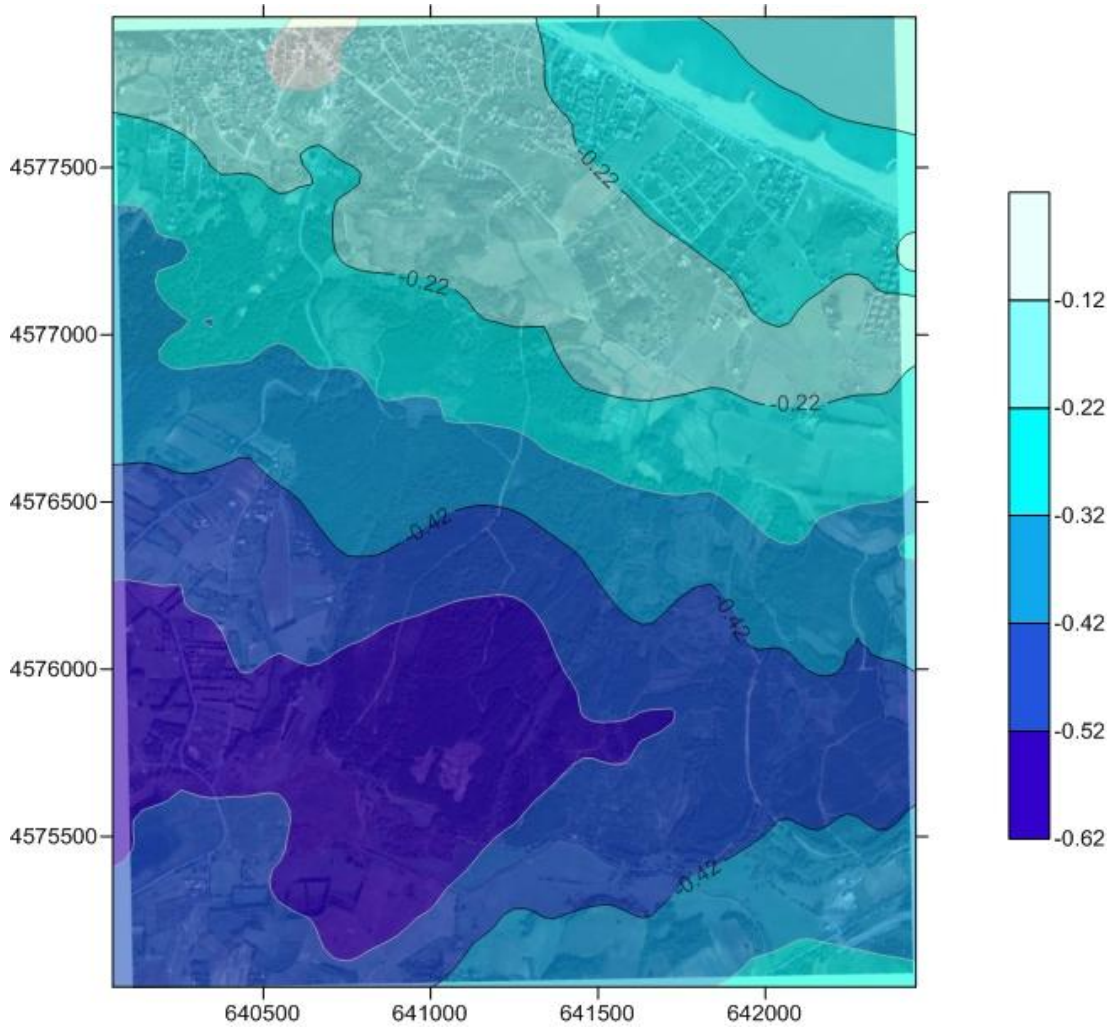


Şekil 3.1 : USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 80 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.



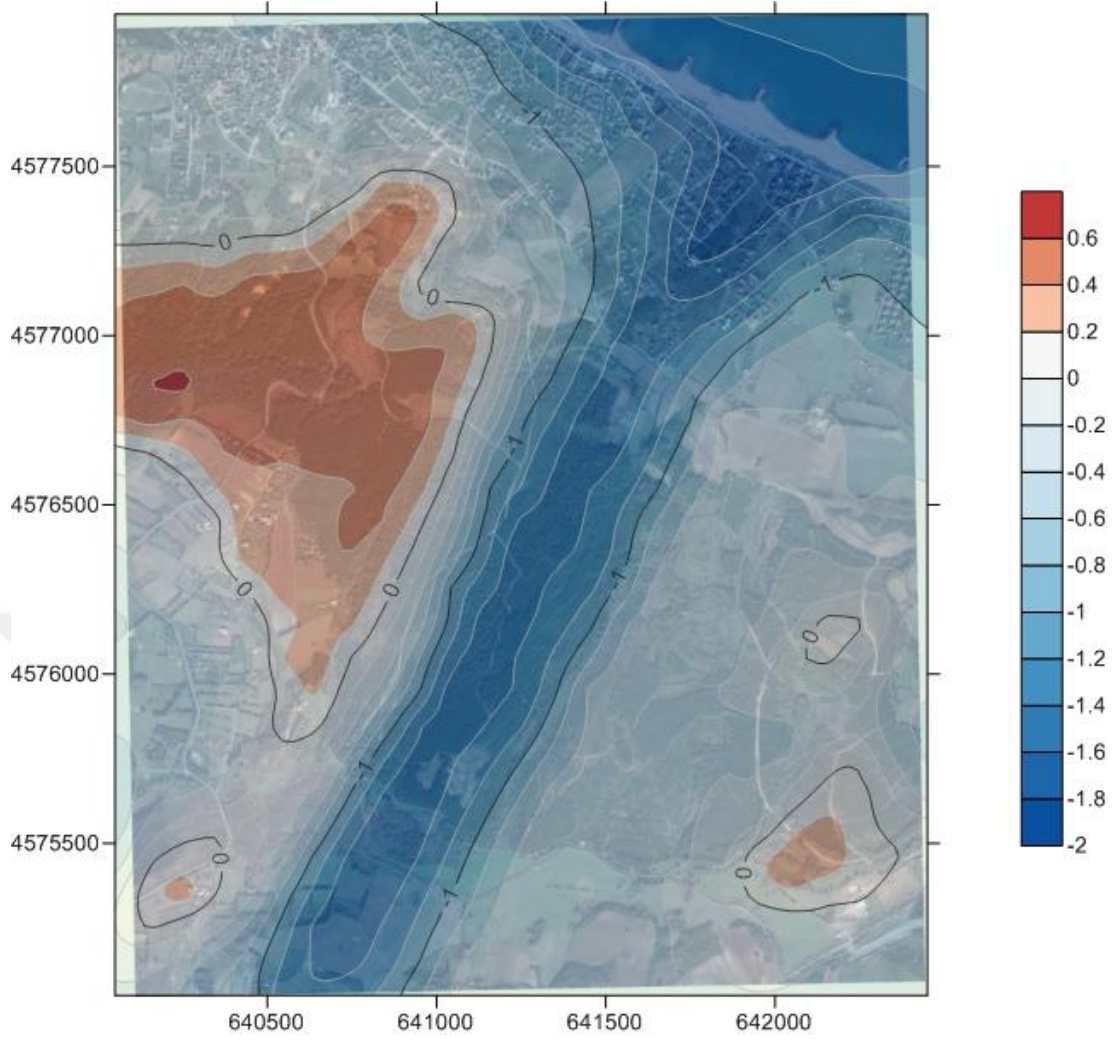
Şekil 3.2 : USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 10 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.

USGS veri setinin CORINE kanal veri setinden farkları incelendiğinde, kanal sebebiyle yüzey kullanımındaki farklar yüzeye yakın seviye de oldukça net olarak görülmektedir. Yeni bir kanalın arazi üzerinde şekillendirilmesi ile kanal güzergahı boyunca rüzgâr şiddetlerinde değişimler gözlemlenmektedir. 80 m yükseklikteki sonuçlar incelendiğinde (Şekil 3.3), kuvvetli rüzgâr alanları yine arazi yüksekliğinin değişmesi ile farklılıklar gösterirken, kuzeyli rüzgâr akışının daha iç kesimlere doğru daha yüksek rüzgâr şiddetleri ile hareket ettiğini göstermektedir. Yine yüzeye yakın seviyedeki akış pattern ortalaması incelendiğinde (Şekil 3.4) kanal sebebiyle rüzgâr hızlarında ciddi azalmalar görülmektedir. İncelenen bu 2 farklı yükseklikteki 4 şekilde farklı çözünürlükteki arazi kullanım modellerinin sonuca etkisi incelenmiş ve yüksek çözünürlüklü modelde akışın daha iyi modellendiği görülmüştür.

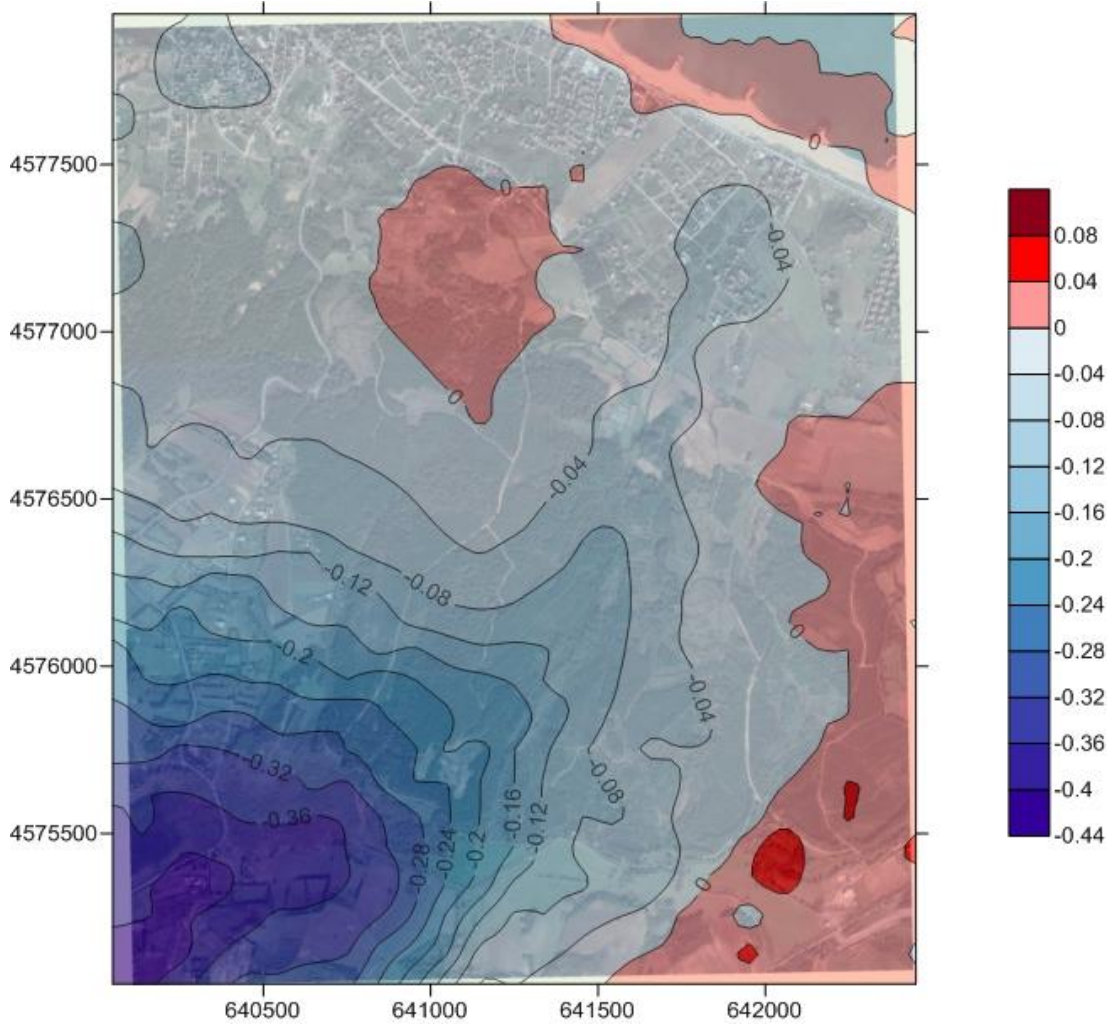


Şekil 3.3 : USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 80 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.

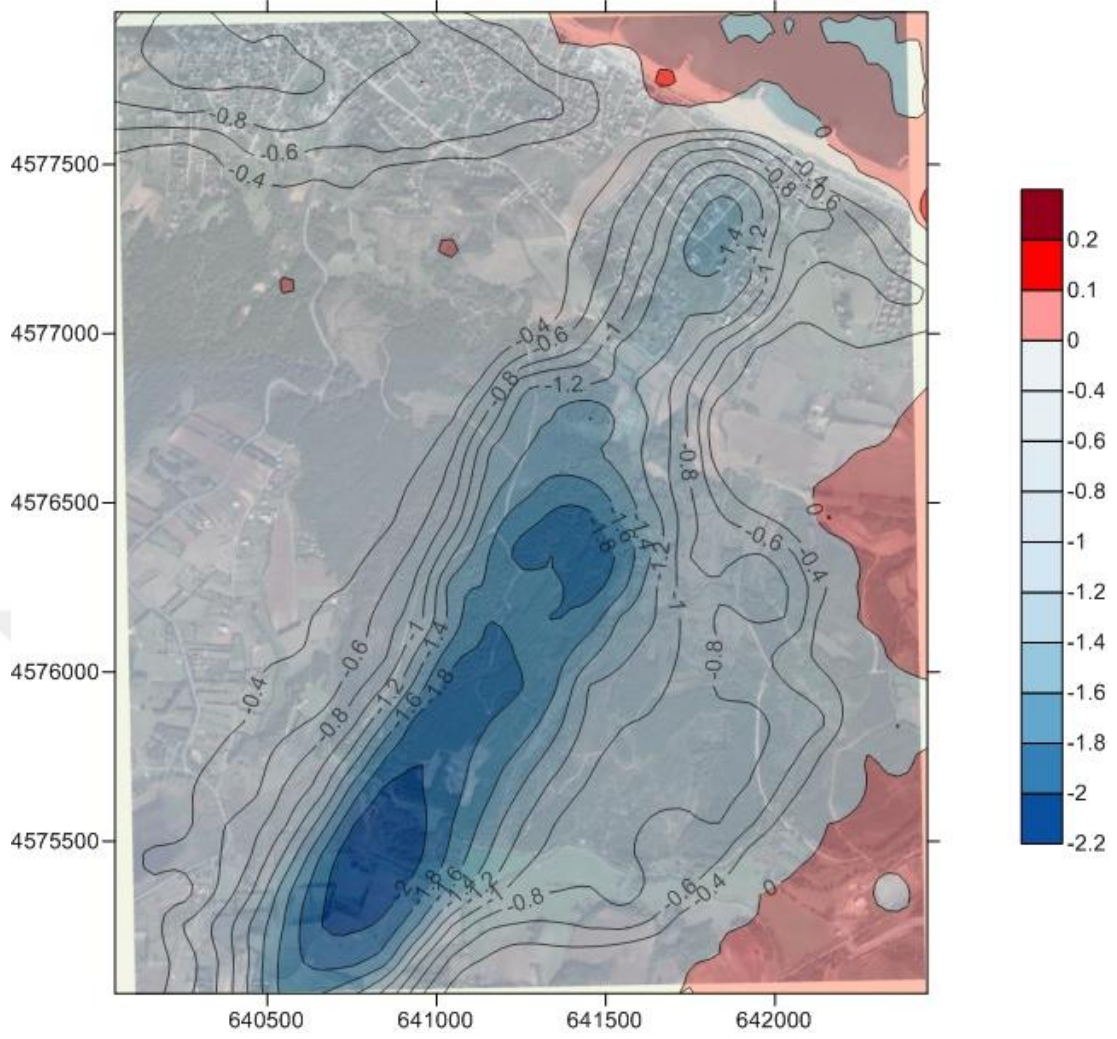
Sadece yüksek çözünürlüklü CORINE verisinde kanal ve kanal olmadan olan sonuçların farkı incelendiğinde, kanal etkisi hem yer seviyesinde (Şekil 3.3), hem de hub yüksekliği (Şekil 3.4) dediğimiz akışın daha serbest aktığı seviye de farklılıklar göstermektedir. 80 m yükseklikteki sonuçlara bakıldığında yüksek kesimlerde kanal sebebiyle rüzgâr şiddeti düşüp kanalın etkisi iç kesimlere kadar etkilerken, yer seviyesindeki fark daha belirgindir. Özellikle kanal sebebiyle, kanal içerisinde ve çevresinde rüzgâr şiddeti artmış, kanalın etkisi yaklaşık 3 km'ye kadar iç kesimlere nüfuz etmiştir.



Şekil 3.4 : USGS - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 10 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.



Şekil 3.5 : CORINE - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 80 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.



Şekil 3.6 : CORINE - CORINE yüzey kullanım verisine bağlı olarak 10 m yükseklikteki rüzgâr şiddeti farkı.

Genel itibariyle iki farklı yükseklikteki sonuçlar incelendiğinde, yüksek çözünürlüklü arazi model kullanımı arazi yapısını daha iyi modellemesi ve akışı daha iyi göstermesi sebebiyle önemlidir. Kurulacak bir kanal ve insan yapımı bir yapı, özellikle kuzeyli akışın arazinin iç kısımlarına kadar nüfuz etmesine ve kanal içersinde rüzgâr şiddetlerinin artmasına sebep olmaktadır. Yüksek çözünürlüklü arazi kullanım verilerinin LES modellerinde kullanılması, simülasyonların duyarlılığını ve güvenilirliğini önemli ölçüde artırmaktadır. Bu durum, kanal gibi büyük ölçekli insan müdahalesi içeren altyapı projelerinin rüzgâr rejimi üzerindeki etkilerinin daha belirgin ve detaylı şekilde analiz edilmesine imkân tanımaktadır.



4. MUT BÖLGESİ ANALİZ ÇALIŞMALARI

Mut Bölgesi çalışmalarında ilk olarak model için kullanılan farklı veri setlerinin hassasiyet çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Daha sonra araziye tanımlayan 2 farklı yüzey kullanım veri setinin modele olan etkileri incelenmiştir. Son olarak ise Mezo-Mikro model konfigürasyonuna ait çalışmaların detayları paylaşılmıştır.

4.1 Mut Bölgesi Coğrafi Özellikleri

Mut, Türkiye'nin güneyinde, Akdeniz Bölgesi'ne bağlı Mersin il sınırları içinde yer alan bir ilçedir. Bu bölge, özellikle rüzgâr enerjisi potansiyeli bakımından önemli bir alan olarak dikkat çekmektedir. Mut'un coğrafi yapısı, dağlık ve engebeli arazileriyle tanınır, bu da rüzgâr modellemeleri için karmaşık bir topoğrafya sunmaktadır.

Mut, Toros Dağları'nın eteklerinde yer alır ve bölgenin yüksekliği, deniz seviyesinden 800 ile 1.800 metre arasında değişmektedir. Bu yüksek topoğrafya, rüzgâr akımlarının yönünü, şiddetini ve yoğunluğunu etkiler. Bölge, dağlar, vadiler ve geniş düzlüklerin birleşimiyle çeşitlenmiş bir arazi yapısına sahiptir. Bu, rüzgâr akımlarının farklı seviyelerde ve şiddetlerde değişiklik göstermesine yol açar. Dağ geçitleri ve vadiler, rüzgârın hızlanmasına ya da daralmasına neden olan önemli özelliklerdir. Akdeniz ikliminin etkisiyle Mut, yaz aylarında sıcak ve kuru, kış aylarında ise ılıman ve yağışlı bir iklim yapısına sahiptir. Bu iklim koşulları, rüzgâr modellemelerinde dikkate alınması gereken önemli faktörlerdir. Kışın rüzgâr şiddetlerinin genellikle arttığı, yaz aylarında ise düşük hızda rüzgârların görüldüğü bir yapıya sahiptir.

Mut bölgesinde rüzgâr, genellikle kuzeydoğu ve güneydoğudan esmektedir. Yüksek dağlık bölgelerde, rüzgârın yönü vadiler tarafından belirlenirken, düzlük alanlarda daha stabil bir yön ve şiddet gözlemlenebilir. Mevsimsel olarak rüzgâr şiddetleri değişiklik göstermektedir; kışın rüzgâr şiddetleri genellikle daha yüksek olup, yazın düşük hızlar görülmektedir. Akdeniz ikliminin etkisiyle sıcaklıklar yaz aylarında yüksek, kış aylarında ise düşük olabilmektedir.

Bu sıcaklık farkları, rüzgâr akımlarının hareketini etkileyerek, özellikle yerel rüzgâr sistemlerinin oluşumuna zemin hazırlar. Ayrıca, atmosferik basınç farkları da rüzgâr şiddetini ve yönlerini etkileyen bir diğer faktördür. Mut'un dağlık yapısı, atmosferdeki rüzgâr akımlarını yoğunlaştırarak hızlandırabilir. Özellikle vadiler ve dağ geçitleri, "Venturi etkisi" yaratabilir, bu da rüzgârın şiddetlenmesine neden olur. Bu tür topografik etkiler, modellemelerde doğru hesaplamalar yapabilmek için önemlidir.

4.2 Mut Bölgesi Veri Setleri Analizi

WRF mezo-ölçek modeli iki kısımdan oluşmaktadır. İlk kısım model domaininin belirlendiği ve yüzey bilgilerinin belirlenen domaine göre hazırlanıp başlangıç ve sınır koşullarının hazırlandığı pre-processor kısmı WPS, ikinci kısım ise modelin fizik ve dinamik modüllerini içeren WRF'dur.

WRF modeli sınırlı alan modelidir. Bu sebeple çerçevesini belirleyen bu sınırları tanımlamak için bazı girdi verilerine ihtiyacı vardır. Modelin başlangıç ve sınır tabaka şartları için Avrupa Orta Vadeli Hava Tahmin Merkezi (ECMWF) tarafından sağlanan 0.28° çözünürlüğe sahip başlangıç ve sınır tabaka şartları için ERA-5 verisi kullanılmıştır. Kullanılan veri deniz seviyesinden 10 mb seviyesine kadar olan 41 düşey seviyeyi kapsayıp, saatlik zaman çözünürlüğüne sahiptir. Veri seti 41 basınç seviyesinde tanımlı rüzgârın u ve v bileşenlerini, sıcaklığı, jeopotansiyel yüksekliği, özgül nemi ve yer seviyesine özel olarak yüzeyde toprak sıcaklığı ve toprak nemi gibi parametreleri içermektedir. Projenin ilerleyen aşamalarında ERA-Interim ve MERRA 2 reanaliz verisi ile ERA-5 verisinin 6 saatlik zaman çözünürlüğüne sahip verilerin mezo-mikro model kuplesindeki etkileri incelenmiştir. ERA-5 re-analiz verisi ERA-Interim ve MERRA verisine göre daha yeni model ve veri asimilasyon sistemi ile yersel ve zamansal olarak daha yüksek çözünürlüklü bir veri setidir. (Şekil 4.1).

Çizelge 4.1 : Model veri çözünürlükleri.

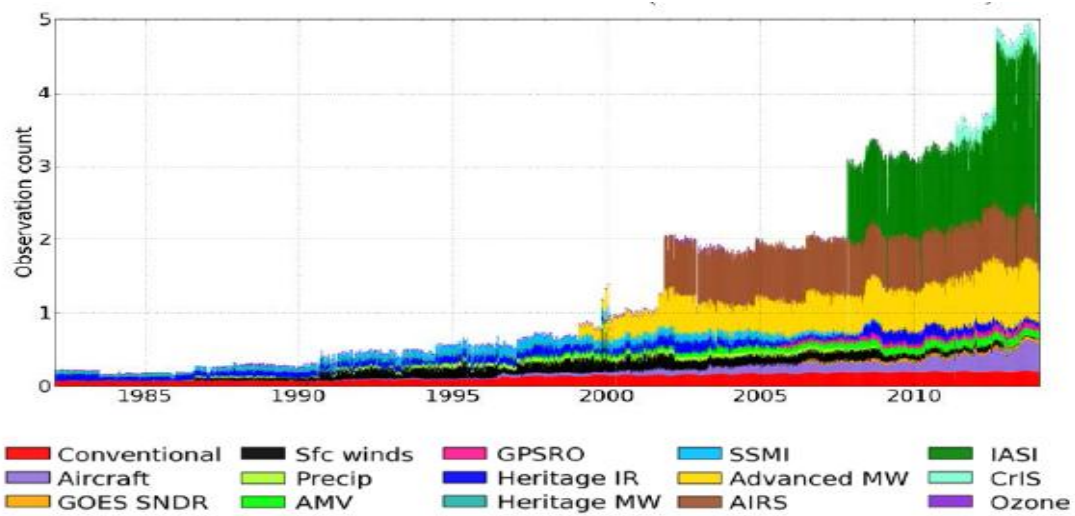
Parametre	ERA-5	ERA-Interim	MERRA2
Düşey Seviye	137	60	72
Yatay Çözünürlük	~31 km	~80 km	~50 km
Üst Model Seviyeleri	0.01 hPa	0.1 hPa	0.01 hPa
Zamansal Çözünürlük	1 Saat	6 Saat	1 Saat
Güncelleme Zamanı	Aylık	Aylık	Aylık
Kullanılabilir Periyot	2010-2016	1979-Günümüze	1980-Günümüze
Kullanılabilir Verinin zaman kaybı	3 Ay	3 Ay	1-2 Ay

WRF modeli için en çok kullanılan model seti (ECMWF) tarafından sağlanan 0.28° ölçekli ERA-5 verisidir. Artan uydu gözlemleri ve geliştirilen yeni veri uygulamaları ile daha yüksek alansal ve zamansal çözünürlüklü veri işleme kapasitesine sahibiz. Şekil 3.1’de görüldüğü üzere MERRA2 veri seti için gelişen uydu teknolojisi ve diğer ölçüm metotları sayesinde, Bosilovich vd (2015) belirttiği üzere ölçüm adedi artmış bulunmaktadır. WRF-LES yöntemi WRF model içerisinde bir ndown tekniği ile çalıştırılmaktadır. Çalışmada, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 3 domain kullanılmıştır. d01, d02 ve d03 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 9 km x 9 km, 3 km x 3 km ve 1 km x 1 km çözünürlüğe sahiptir. Başlangıç ve sınır koşulları olarak 1 km çözünürlükteki WRF mezo-ölçek simülasyon sonuçları kullanılmıştır. d03 domain’i kullanılarak 333 m x 333 m çözünürlüğe sahip d04 iç domain’i çalıştırılmıştır. Çalışma kapsamında modelin mevsimsel başarımını test etmek üzere 2015 yılına ait kış mevsimini temsilen ocak ayından 12 Ocak, ilkbahar mevsimini temsilen Nisan ayından 12 Nisan, yaz mevsimini temsilen temmuz ayından 12 Temmuz ve Sonbahar mevsimini temsilen Ekim ayından 12 Ekim seçilerek 9 km, 3 km, 1 km ve 333m çözünürlükte model simülasyonları yapılmış ve Mut bölgesi için rüzgâr dağılımı belirlenmiştir. Çalışmada kullanılan WRF modeline ait diğer fiziksel parametreler Çizelge 4.2’de yer almaktadır.

Çizelge 4.2 : WRF parametreleri.

Parametre Adı	Parametre Özelliği
Domain	1 km x 1 km
Düşey Seviye	61
Başlangıç Verisi	ECMWF ERA-Interim
Yükseklik Verisi	USGS default 30 arc sec
Land Use	CORINE Land Cover 250 m
Sınır Tabaka Parametrelendirilmesi	MYNN
Mikrofizik	WRF Single-Moment 5-class
Radyasyon	RRTMG
Yüzey parametrisasyonu	MM5 similarity
Kümüls Parametrisasyonu	Kâin-Fritsch

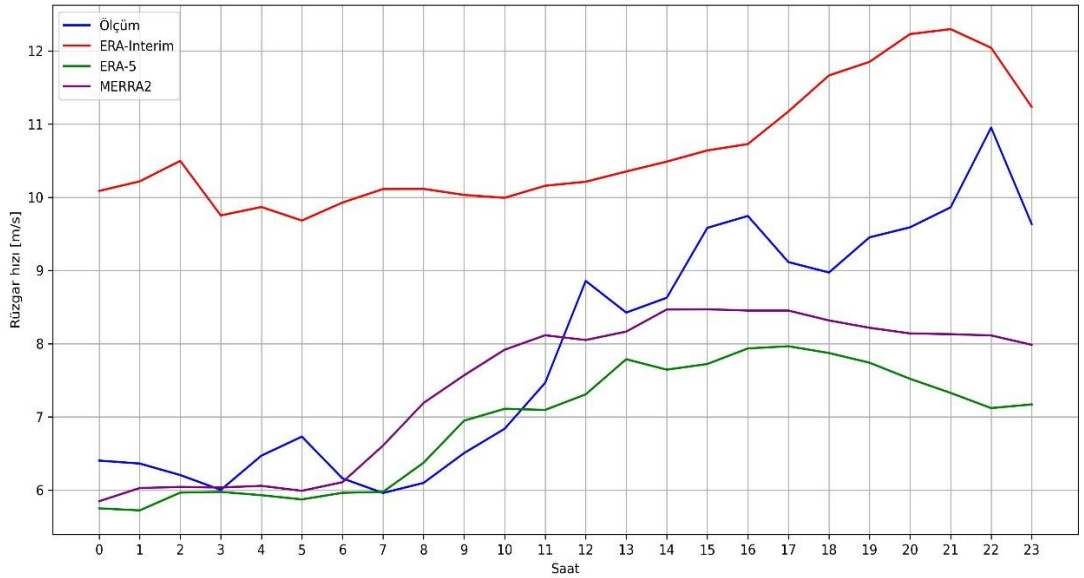
Mut ölçüm istasyonu 36.926528° enlem, 33.252972° boylam derecelerinde ve 1662 m yüksekliğinde kuruludur. İstasyona ait rüzgâr ölçüm verisi, ölçüm direğindeki 60 metre yüksekliğinde bulunan anemometre verisidir. Veri Ocak, Nisan, Temmuz ve Ekim aylarından her mevsimi temsil edecek şekilde 1 gün olarak seçilmiştir. Model arazi yüzeyi verisi olarak CORINE 500 m, topoğrafya verisi olarak da USGS default 30 arc sec kullanılmıştır. Mikro ölçek modeller için ise 30 m yatay çözünürlüklü SRTM ve 250 m yatay çözünürlüklü CORINE kullanılmıştır.



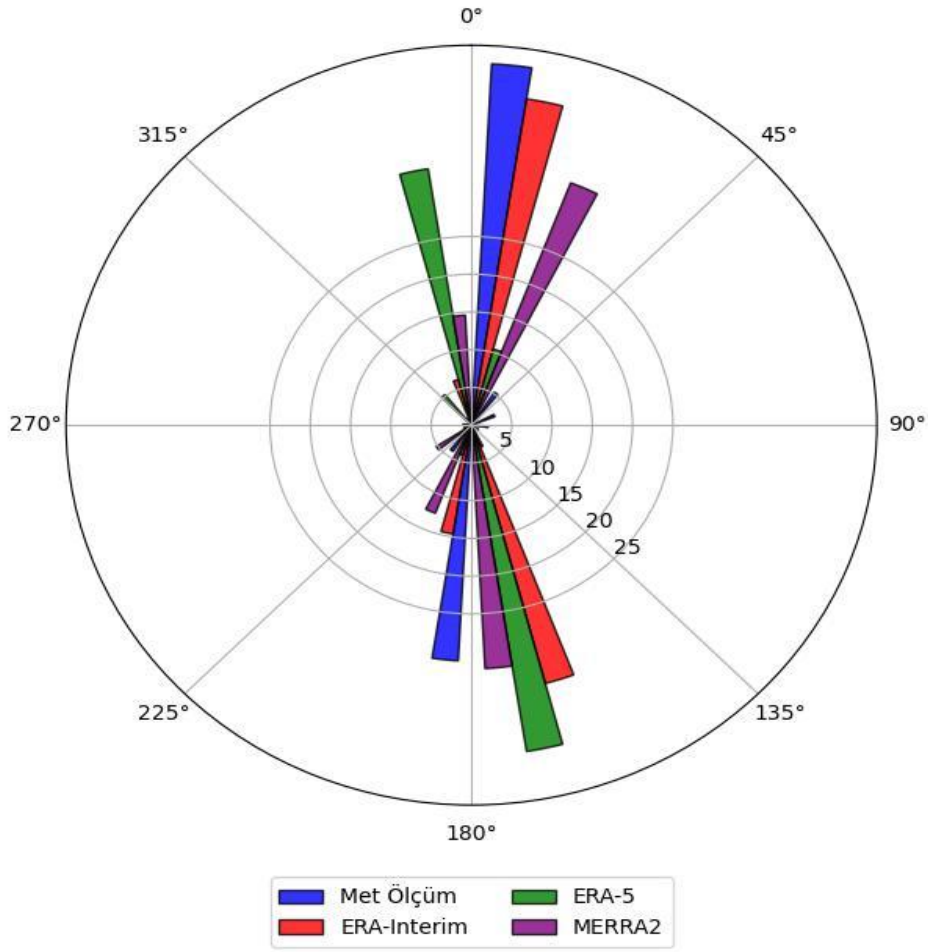
Şekil 4.1 : 1980–2014 döneminde sayısal hava tahmin modellerine (NWP) asimile edilen farklı gözlem türlerinin yıllık ortalama günlük sayılarına ilişkin birikimli (stacked) alan grafiği (Boskovic (2015)).

WRF modelinin 333 m çözünürlükte ölçüm direğine en yakın noktadan alınan sonuçları her mevsimi temsil edecek bir aydan seçilen 1 gün ile çalışılmıştır. Öncelikle verilerin saatlik olarak performansı rüzgâr şiddeti için, daha sonra ise rüzgâr yönü için incelenmiştir. Sonuçlarda Mavi çizgi ölçüm direğinin, kırmızı çizgi ERA-Interim, yeşil çizgi ERA-5 ve mor çizgi MERRA2 sonuçlarını göstermektedir. Sonuçlar ayrıca mevsimsel olarak da incelenmiştir. Ayrıca sonuçlar istatistiksel metodlardan RMSE ve nRMSE için incelenmiş ve Çizelge 3.3'te paylaşılmıştır.

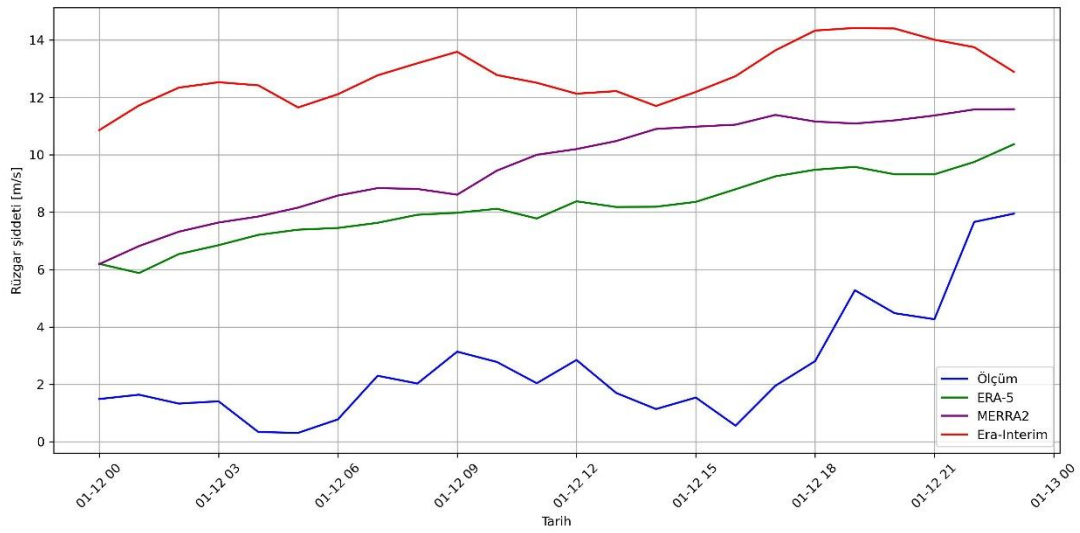
Günlük salınımda (Şekil 4.2) ERA-5, Ölçüm periyodunu diğer model setlerine göre daha iyi yakalamıştır. Ayrıca gece saatlerinde modelin başarımı daha iyidir. Çözünürlüğü en kötü olan ERA-Interim en kötü sonucu vermiştir. Rüzgâr yönlerine (Şekil 4.3) bakıldığında ise model sonuçları kendi içerisinde daha tutarlı sonuçlar gösterdiği, yerel etkilerden dolayı ölçüm verisinde sapmalar görülmektedir. Kuzey ve güney yönler için model simülasyon sonuçları gözleme göre daha yüksek frekans değerlerini vermekte iken; gözlem değerleri için hâkim rüzgâr yönü NE iken model simülasyonlarında ise bu yönden esen rüzgâr frekansı bulunmamaktadır. Aynı durum SW yönleri içinde geçerlidir.



Şekil 4.2 : Seçili tüm günler için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.



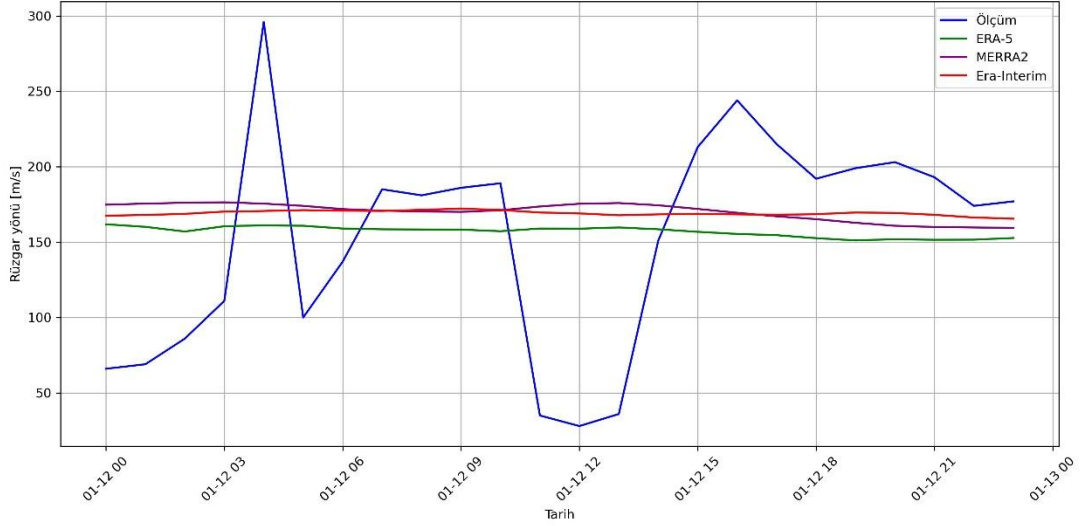
Şekil 4.3 : Seçili tüm günler için model ve gözlem verileri rüzgâr yönü.



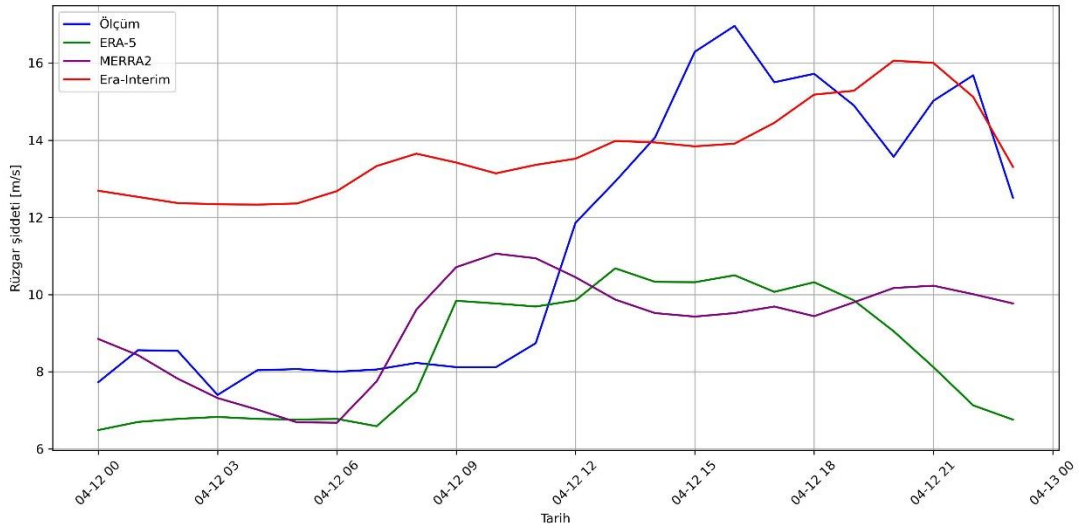
Şekil 4.4 : 12.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Kış mevsiminde seçilen gün için (Şekil 4.4 her 3 model verisi de ölçüm verisinden daha yüksek rüzgâr şiddeti (overestimate) göstermiştir.

ERA-5 sonuçları gözlem verisine daha yakın sonuçlar vermiştir. Yön verisinde (Şekil 4.5) model verileri kendi içerisinde tutarlı davranmış ve saatlik salınımı yakalayamamıştır.

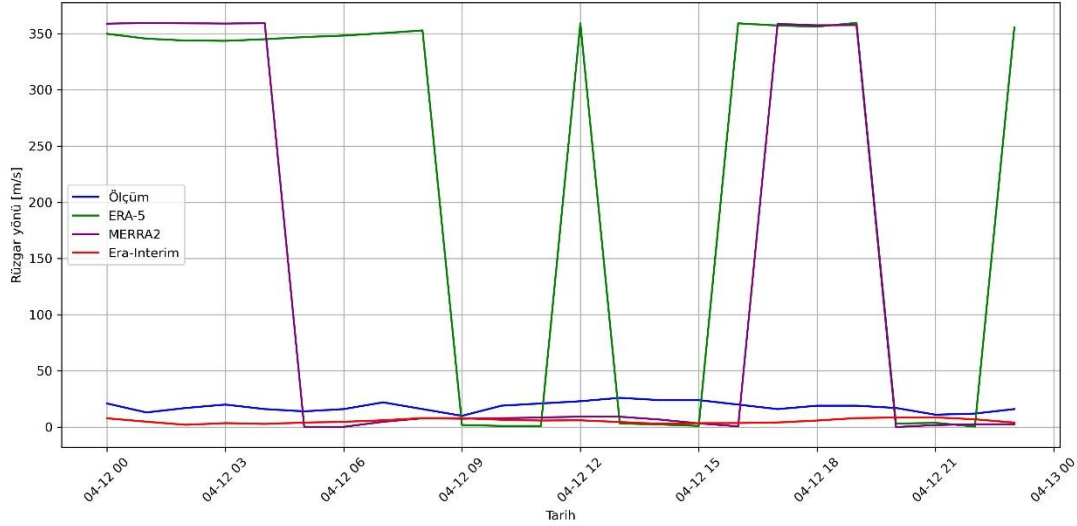


Şekil 4.5 : 12.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.

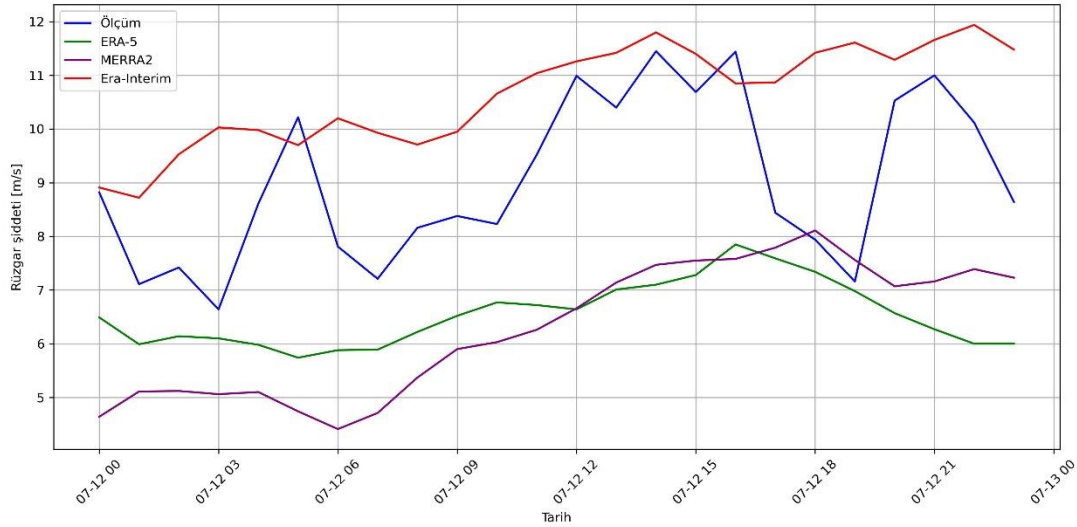


Şekil 4.6 : 12.04.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

İlkbahar mevsiminde seçilen gün için (Şekil 4.6) MERRA2 ve ERA5 sonuçları gece saatlerinden öğle saatlerine kadar gözlem verisi ile benzer bir davranış gösterirken, daha sonra ise gözlem verisinde ise pik değerlerini yakalayamamıştır. Yön verisinde (Şekil 4.7) model verileri gözlem verisi ile uyumlu bir dağılım göstermiştir.



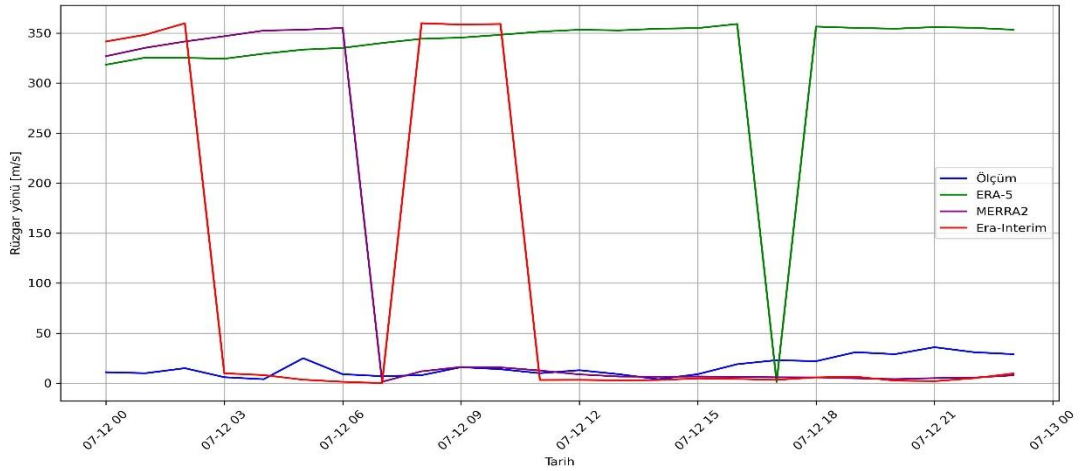
Şekil 4.7 : 12.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.



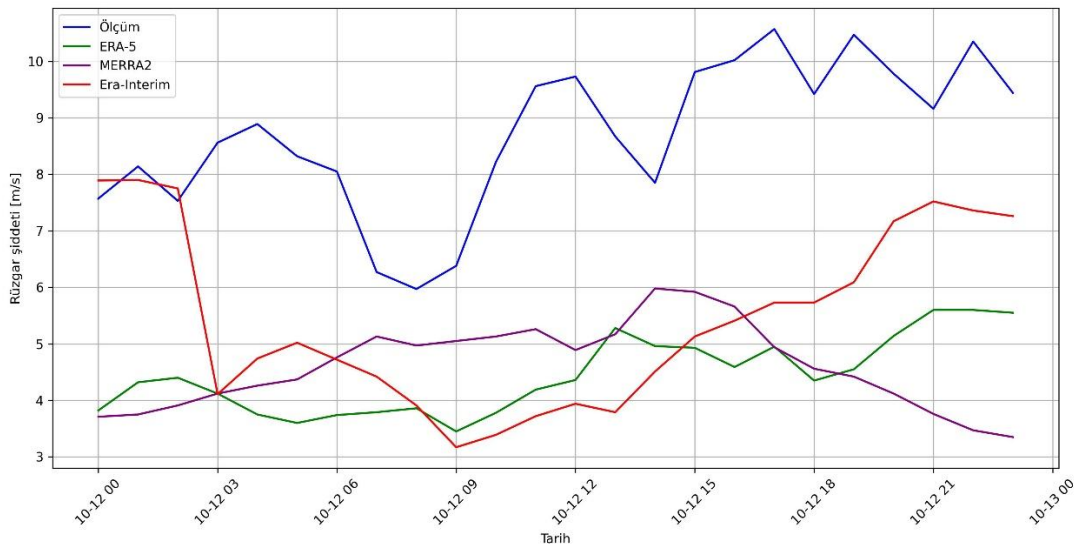
Şekil 4.8 : 12.07.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Yaz mevsiminde seçilen gün için (Şekil 4.8) MERRA2 ve ERA5 sonuçları benzerlik gösterirken, ERA-Interim verisinin gözlem verileri ile daha benzer bir dağılım gösterdiği görülmektedir. Akşam saatlerinde gözlemdeki salınımlar model sonuçlarında görülmemektedir. Yön verisinde (Şekil 4.9) model verileri kendi içerisinde tutarlı davranmıştır. (ERA-Interim verisi yön verilerinde gözlem ile benzer bir davranış göstermekte olup, grafikte ordinatta yönler orijinden itibaren 0-360 derece

olarak etiketlendirildiği için rüzgârın kuzey-kuzey batı (340-360) ile kuzey yönlerden (360-100) estiği koşullarda farklılık daha büyük gözükmemektedir.



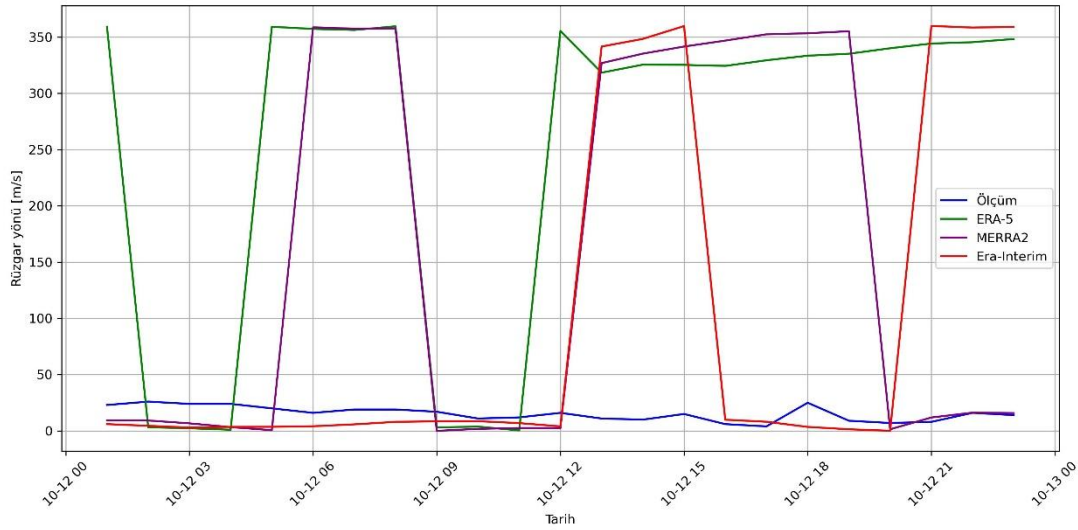
Şekil 4.9 : 12.07.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.



Şekil 4.10 : 12.10.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

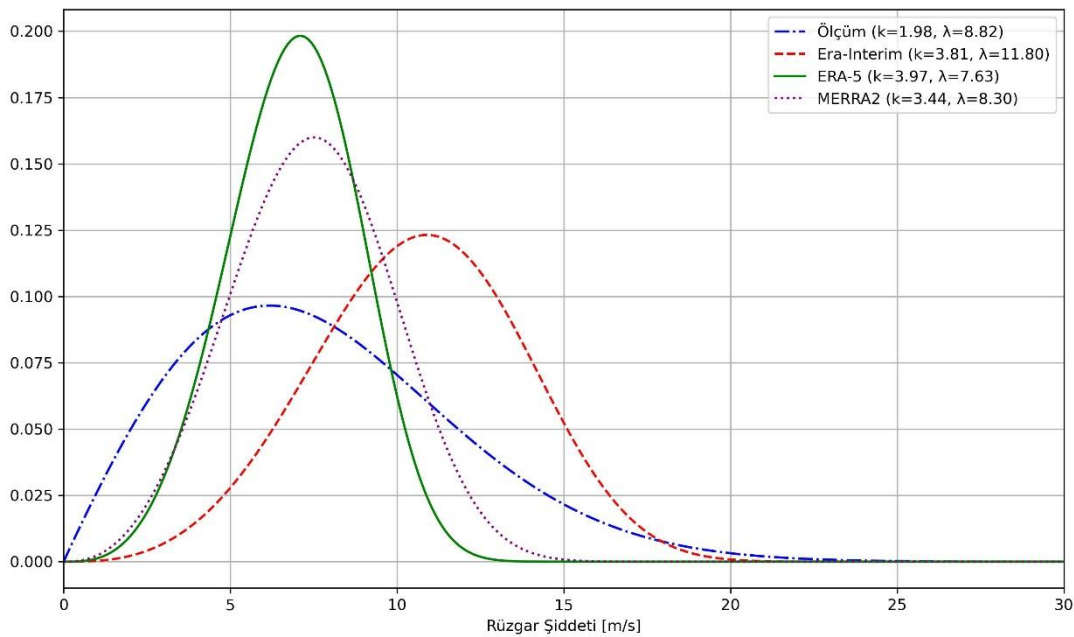
Sonbahar mevsiminde seçilen gün için (Şekil 4.10) model sonuçları kendi içerisinde tutarlı kalmış ve gözlemdeki değişikliği yakalayamamıştır. Özellikle öğlen saatlerinden itibaren farklı veri setleri ile gerçekleştirilen model simülasyon sonuçları ile gözlem değerleri arasında 5 m/sn lik değere ulaşan fark görülmektedir. Sadece gece saatlerinde ERA-Interim verisi gözlemi değerlerine yaklaşmaktadır.

Yön verisinde (Şekil 4.11) model verileri hepsi tutarlı kalmış ve gözlem verisi ile benzer bir dağılım göstermektedir.



Şekil 4.11 : 12.10.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik rüzgâr yönü.

Şekil 4.12’de model ve gözlem verisine ait Weibull dağılımı incelendiğinde ise ERA-5 model verisi sonuçları şekil parametresi olarak gözlem verisini diğer model sonuçlarından daha iyi modellemiş, ölçek parametresinde ise farklılık göstermiştir. 15 m/sn den daha büyük rüzgâr şiddeti değerleri için ERA-Interim verisi ile gerçekleştirilen model simülasyon değerleri ölçüm değerleri ile benzer bir dağılım göstermekte iken ERA5 ve MERRA2 verisi ile elde edilen sonuçlar bu uç değerleri iyi simüle edememektedir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.



Şekil 4.12 : Model ve gözlem verilerinin Weibull dağılım grafiği.

Çizelge 4.3 : RMSE ve nRMSE sonuçları.

	RMSE			nRMSE		
	ERA-Interim	ERA-5	MERRA2	ERA-Interim	ERA-5	MERRA2
Tüm Sonuçlar	5.855	4.372	4.885	3.947	5.983	4.440
12.01.2015	10.344	5.769	7.278	8.345	9.080	7.519
12.04.2015	3.528	3.986	3.744	12.017	5.477	6.765
12.07.2015	2.033	2.852	3.066	10.270	12.767	10.219
12.10.2015	3.684	4.375	4.368	10.816	14.300	9.426

4.3 Mut Bölgesi Topoğrafik Veri Setleri Analizi

Bir önceki bölümde yapmış olduğumuz çalışma ile ilk olarak sınır koşullarını belirleme de kullanılan veri setlerinin modele nasıl bir etkisi olduğu incelenmiştir. Yeni dönem veri seti olan ERA-5 setinin, gözlemler ile olan sonuçlarda daha iyi istatistiksel tutarlılık gösterdiği dikkate alınarak bu veri seti ile Mut bölgesi için çalışmaya devam edilmiştir. Mut bölgesinde planlanan model simülasyon öncesi benzer kompleks yapıdaki çalışmalar irdelenmiştir. Buna göre;

Mirocha v.d. (2010)'da yaptığı çalışmada 4 farklı SFS modeli ile karşılaştırma yapmıştır. İdeal durum için yapılan bu çalışmada 4096 m yatay uzunluğu, 1024 m düşey uzunluğu olan çalışma alanında ideal koşullar için çalışılmıştır. Çalışma 26 saat simülasyon zamanına sahiptir. İlk 24 saat SMAG modeli ile çalışılırken, karşılaştırma yapılan 2 saat diğer 4 farklı model ile çalışılmıştır. Çalışma içerisinde farklı aspect ratio ile 2 farklı yüzey üzerinde karşılaştırılmalar yapılmıştır. Aspect ratio yatay çözünürlüğün düşeydeki ilk grid arasındaki oranı olarak tanımlanmaktadır. Çalışma sonuçları incelendiğinde SFS modellerinin WRF LES çalışma koşullarını arttırdığını ve yeni modeller ile benzer fakat daha iyi sonuçlar elde edildiğini göstermektedir. Yine çalışma içerisinde incelenen tepe formundaki arazi yapısında özellikle akış arkası tarafında, akış ve flow separation (akış ayrılması)'da daha iyi sonuçlar görülmüştür.

Kirkil v.d. (2012)'de yaptığı çalışmada SFS modellerinde kullanılan SMAG ve NBA modeli ve yeni geliştirilen iki farklı dinamik SFS modeli ile düz bir yüzey ve tepe formundaki bir çalışma alanı için sonuçları karşılaştırmıştır. Bu çalışmada yine 26 saatlik bir simülasyon zamanı vardır. İlk 24 saat LASD SFS ile çalıştırılırken, karşılaştırma yapılan 2 saat diğer SFS modelleri ile çalışılmıştır. Yapılan

karşılaştırmalar sonucunda her iki yüzey orographisi için yeni geliştirilen dinamik SFS modelleri beklenen benzerlik profilleri ile hem rüzgâr şiddetinde hem de spektra'da benzer sonuçlar göstermiştir.

Mirocha ve Kirkil (2012)'de yaptıkları çalışmada yine 4 farklı SFS modeli ile nesting tekniğini kullanarak farklı yatay ve düşey çözünürlüklü alanlar için çalışmışlardır. Nesting tekniğinde iki veya daha fazla domain iç içe yatay çözünürlük artırılarak çalışma alanında daha yüksek çözünürlüklü alan elde edilmeye çalışılır. One-way nesting (Tek yön yuvalama) ve two way nesting (çift yön yuvalama) olarak ikiye ayrılan teknikde; one-way nesting'de bilgi akışı sadece ana domain'den daha küçük olan domain'e olurken, two-way nesting'de bilgi akışı her iki domain arasında olmaktadır.

Keating (2004)'de yaptığı çalışmada iç domain içerisindeki türbülansın büyük ölçekli yapılar tarafından kontrol edildiğini göstermiştir. Bu sebeple nesting tekniği daha büyük ölçekli hareketlerin etkilerini LES formuna iletmede önem taşımaktadır. Çalışma sonuçlarında, nested olarak hazırlanan d02 domain'inde küçük ölçekli türbülanslar ve yere yakın seviyedeki rüzgâr şiddeti daha iyi yakalanmıştır. Yine tek domain ile yapılan karşılaştırmalar sonucu farklı konfigürasyonların sonuçlar birbirine yakın sonuçlar elde edilmiştir. Ayrıca SMAG ve NBA modelleri aspect ratio'daki değişimlerde daha benzer sonuçlar vermiştir. Yine genel olarak nesting çalışmalarında akışın sabit (değişmeyen) bir duruma gelmesi için daha geniş (buffer) alanlara ihtiyaç duyulmaktadır.

Liu (2011) yaptığı gerçek durum senaryosunda 6 domain alanı kullanarak 30km mezo model çözünürlüğünden 0.123 km mikro ölçek çözünürlüğüne ulaşmıştır. Çalışma da ilk 4 domain PBL ile modellenirken son 2 domain LES olarak çalışılmıştır. 56 saatlik simülasyon sonucunda LES modelinde 2-way nesting yöntemi daha iyi sonuç vermiştir.

Talbot (2012)'de hidrolojik araştırma için yaptığı çalışmada rüzgâr şiddeti sonuçlarını da paylaşmıştır. Gerçek durum senaryosunda Liu gibi 6 domain için çalışma yapılmıştır. İlk 3 domain YSU PBL ile çalıştırılırken son 3 domain LES olarak çalışılmış ve 50 m çözünürlüğe ulaşılmıştır. Yine çalışma içerisinde TKE 1.5 ve SMAG modellerini karşılaştırmıştır. Çalışma sonucunda gün içerisinde rüzgâr şiddeti ve yönü gözlem ile benzer sonuçlar göstermesine karşın yüksek çözünürlük belirgin

bir avantaj sağlamamıştır. Gece saatlerinde ise 50 m çözünürlüklü domain ile yapılan simülasyon ile elde edilen rüzgâr şiddeti değerleri çözünürlüğü daha düşük olan domaine göre daha düşük olsada gözlem verisine göre değerler daha yüksektir.

Marjanovic (2011)'de Kuzey Amerika'nın Batı kıyılarında bulunan bir rüzgâr çiftiği için nesting -grid performansını, turbulans yaklaşımını ve çözünürlüğü karşılaştırmıştır. 5 domain kullanarak 100 m çözünürlükte one-way nesting, two-way nesting ve 2 farklı (49 ve 70) düşey seviye kullanılmıştır. One-way ve two-way nesting sonucunda aralarında belirgin bir fark görülmemiştir. Yine TKE 1.5 parametrizasyonu LES metodunda rüzgâr şiddetleri daha yüksek olarak belirlemiştir.

Rai (2018)'de Texas'daki bir rüzgâr çiftliğinde 9 saatlik LES simülasyonunu 2 LES domain'i kullanarak gerçekleştirmiştir. Bu çalışma da dış LES domain'i 240m yatay çözünürlükte, en içteki domain ise 40 m çözünürlüğe sahiptir. Çalışma sonucunda iç domaindeki rüzgâr şiddeti LES domain'deki turbülans modeline bağlıyken, ana PBL domainin yatay çözünürlüğünden ve turbülans modelinden bağımsızdır.

Topoğrafik etkileri inceleyen bu yeni model çalışmasında, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 5 domain kullanılmıştır. d01, d02, d03, d04 ve d05 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 8,1 km x 8,1 km, 2,7 km x 2,7 km, 900 m x 900 m, 300 m x 300 m ve 100 m x 100 m çözünürlüğe sahiptir. Bu alanlardan ilk 4 domain mezo ölçek parametreleri ile çalıştırılırken, sadece d05 domain'i LES parametrizasyonu ile çalıştırılmıştır. Başlangıç ve sınır koşullarının belirlenmesi için ERA-5 reanaliz verisi kullanılmıştır. İki farklı arazi kullanım (land-use) verisi olan USGS ve CORINE kullanılarak yüzey akışındaki farklılıklar incelenmiştir. USGS arazi kullanım modeli yaklaşık 900 m çözünürlüğe sahip olup WRF modelinde default olarak gelmektedir. CORINE verisi ise uydu verileri ve diğer gözlem metodları ile Türkiye dahil tüm Avrupa için yaklaşık her 6 senede bir yenilenmektedir. 2019 yılı sonunda yenilenen ve yaklaşık 100 m çözünürlüğe sahip bu yeni veri seti modelin içine uyarlanarak daha yüksek çözünürlüklerde arazi üzerinde ne gibi etkilerinin olduğu tarafımızca incelenmiştir. Çalışma kapsamında modelin başarımını test etmek üzere 2012 yılına ait 15 ve 16 Ekim olmak üzere 2 gün seçilerek gözlem verisi ile karşılaştırma yapılmıştır. Çalışma için seçilen zaman aralığında 36 saat için simülasyon çalışması 15 Ekim öğlen saatlerinden itibaren çalıştırılmaya başlanmış olup ilk 12 saat simülasyon spin-up zamanı olarak değerlendirilmiştir. Bu

karşılaştırmaları 3 farklı yükseklikte (86 m, 56 m ve 30 m)'de yaparak modelin başarımı test edilmiştir.

LES çalışma yönteminde WRF modelinde default olarak gelen TKE paramterizasyonu ile modelleme yapılmış olup bu çalışma da arazi kullanım modellerinin akışa ve sonuca ne gibi etkiler yaptığı test edilmeye çalışılmıştır. Yüksek çözünürlüklü arazi modellerinin mezo modellerde kullanılması ve bu yüksek çözünürlüklü arazi modelleri ile topografyanın daha iyi çözümlenecek olması sonuçlarda daha fazla iyileştirme olacağını göstermektedir. Xi (2014)'de yaptığı çalışmada ASTER ve 2 farklı çözünürlükteki SRTM arazi modellerini WRF modelinin içine uyarlayarak daha yüksek çözünürlükteki bu modeller ile gerçek arazinin modellenmesi arasındaki farkı ortaya koymuştur. Kuik (2016) yılında yaptığı çalışmada Berlin şehri için CORINE verisini USGS sınıflandırması ile WRF modeline uyarlayarak, rüzgâr şiddeti, sıcaklık ve boundary layer yüksekliği gibi parametreleri karşılaştırmıştır. Yine Paiva vd. (2014)'de yayınladıkları çalışmada SRTM ve GlobCover modellerini LES tekniği ile iyileştirmiş Brezilya için farklı lokasyonlardaki potansiyel sıcaklık ve rüzgâr şiddeti gibi parametreler ile sonuçlardaki farklılıkları incelemiştir. Meij ve Vinuesa (2014)'de yaptığı çalışmada Kuzey İtalya için uzun dönem sıcaklık değerlerini CORINE verisinin modele uyarlanması sonrası incelemiş ve CORINE verisi kullanımı ile daha iyi sonuçlar elde edildiğini görmüşlerdir. Ayrıca Esteve (2018) ve Santos-Alamillos (2014)'de benzer çalışmalar yapmış olup farklı lokasyonlar için daha yüksek çözünürlüklü arazi modellerinin rüzgâr yönü, rüzgâr şiddeti, potansiyel sıcaklık ve diğer meteorolojik parametreler üzerindeki etkisini incelemiştir.

WRF modeli içerisinde gömülü olan yüzey kullanım modellerinin parametrisasyonu ile çalışmaktadır. İlk olarak Pineda (2004)'de yaptığı çalışmada yeni nesil arazi kullanım modellerinden CORINE'i MM5 mezo ölçek modele USGS model sınıflarını kullanarak modele uyarlamıştır. Burada CORINE 44 farklı arazi sınıfı olarak bulunmaktadır, fakat USGS 24 sınıf olarak tanımlanmıştır. Şekil 4.13'te gösterildiği üzere bu sınıfların bazıları USGS modeli için birleştirilmiştir. Böylece CORINE modeli benzer Albedo, Nem ve Emisivite değerleri ile birleştirilmiş ve modele aktarılmış olur. Daha sonra bu model arazi çözümlenmesinde kullanılarak akışın ve diğer meteorolojik parametrelerin incelenmesi yapılır.

														Equivalencies			
CORINE	Category description	%	Albedo (%)		Moisture avail. (%)		Emissiv. (% at 9 μm)		Roughness length (cm)		Thermal Inertia (W m ⁻² k ⁻¹ s ^{1/2})		CORINE	USGS	USGS category description	GOWER	
			W	S	W	S	W	S	W	S	W	S					W
1-11	Urban	0.43	16.8	17.8	10	10	93.5	93.7	50	50	2283	2895	1-11	101	Urban and Built-Up Land	6.2	
12	Non-Irrigated Arable Land	21.77	18.4	20.7	60	30	96.0	95.8	5	15	2064	2332	12	102	Dryland Cropland and Pasture	15.2	
13	Permanently Irrigated Land	3.23	19.7	20.5	50	50	95.4	96.5	5	15	1582	2322	13	103	Irrigated Cropland and Pasture	11.2	
14	Rice Fields	0.18	15.7	17.0	50	50	92.8	97.5	5	15	2618	3977	14	103	Crops/Wood mosaic	21.7	
15	Vineyards	3.91	18.5	19.9	60	35	95.2	95.6	20	20	1906	2321	15	106		23.5	
16	Fruit Trees & Berry Plantations	1.97	16.5	17.1	60	35	96.4	95.9	20	20	2097	2831	16	106		27	
17	Olive Groves	0.51	15.8	17.1	60	35	96.4	95.3	20	20	2010	2537	17	106	Dryland Cropland and Pasture	15	
18	Pastures	2.32	16.0	17.1	60	30	97.6	98.9	5	15	2636	3348	18	102		36.1	
19	Annual Crops & Permanent Crops	0.50	18.5	20.4	60	35	97.1	93.7	20	20	2093	2410	19	106		22.6	
20	Complex Cultivation Patterns	9.21	17.4	18.8	60	35	96.5	96.7	20	20	2219	2619	20	106	Crops/Wood mosaic	33.9	
21	Mixed Agriculture & Natural Vegetation	5.94	17.8	19.4	60	35	95.7	95.0	20	20	1655	2211	21	106		24.5	
22	Agro-Forestry Areas	0.08	17.8	19.4	60	35	95.7	95.0	20	20	1655	2211	22	106	Deciduous Broadleaf Forest	19	
23	Broad-Leaved Forest	10.03	14.4	16.1	60	30	97.1	98.5	50	50	2771	3269	23	111		5.7	
24	Coniferous Forest	12.56	14.1	14.3	60	30	97.3	97.4	50	50	2394	2983	24	114	Evergreen Needleleaf Forest	20.4	
25	Mixed Forest	3.15	14.1	14.8	60	30	97.4	98.4	50	50	2659	3283	25	115	Mixed Forest	4.8	

																Equivalencies			
CORINE	Category description	%	Albedo (%)		Moisture avail. (%)		Emissiv. (% at 9 μm)		Roughness length (cm)		Thermal Inertia (W m ⁻² k ⁻¹ s ^{1/2})		CORINE	USGS	USGS category description	GOWER			
			W	S	W	S	W	S	W	S	W	S					W	S	
26	Natural Grassland	4.30	17.7	17.2	30	15	96.1	98.0	0.10	0.12	2505	2889	26	107	Grassland	42			
27	Moors & Heathland	1.19	16.0	16.4	25	15	97.4	98.4	10	11	2500	3216	27	109	Mix Shrubland/Grassland	28.4			
28	Sclerophyllous Vegetation	6.41	15.6	15.8	25	15	96.4	96.0	10	11	2135	2575	28	109		21.3			
29	Transitional Woodland-Shrub	6.06	15.4	15.6	25	15	96.7	96.5	10	11	2112	2657	29	109	Barren or Sparsely Vegetated	11.5			
30	Beaches, Dunes & Sand Plains	0.06	16.8	17.1	5	2	94.5	96.9	10	10	2752	2778	30	119		66.4			
31	Bare Rock	0.62	17.3	16.9	5	2	96.2	96.5	10	10	2619	2948	31	119	Snow or Ice	55.8			
32	Sparsely Vegetated Areas	0.98	19.6	21.1	5	2	95.1	94.3	10	10	1631	2023	32	119		72			
33	Burnt Areas	0.19	13.3	13.8	5	2	97.0	96.4	10	10	1966	2600	33	119	Herbaceous Wetlands	113.2			
34	Glaciers & Perpetual Snow	0.00	51.3	41.5	95	95	99.7	96.1	5	5	359	418	34	124		-			
35-38	Inland Marshes Peatbogs, Salines	0.06	14.7	15.5	75	60	94.6	95.8	20	20	2611	3329	35-38	117	Water Bodies	-			
39	Intertidal Flats	0.01	15.1	15.8	75	80	93.7	95.6	20	20	2802	3901	39	117		-			
40-43	Inland Water	0.16	7.8	7.7	100	100	97.8	97.8	0.01	0.01	5916	7116	40-43	116	Water Bodies	-			
44	Sea & Ocean	-	7.8	7.7	100	100	97.8	97.8	0.01	0.01	7055	7829	44	116		-			

Şekil 4.13 : CORINE- USGS dönüşüm parametreleri (Pineda (2004)).

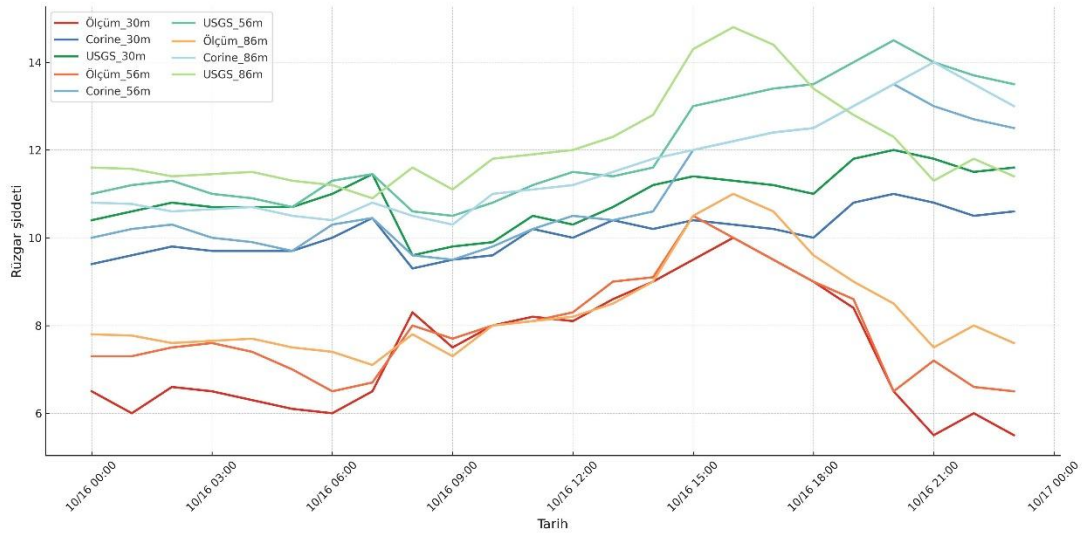
Mut bölgesi karmaşık arazi yapısı (derin vadi ve yarıklar) ile yükseltinin keskin ve hızlı bir şekilde değiştiği eğimin arazinin özellikle kuzey ve güney batısında hızla değiştiği Sertavul geçidinin derin vadisinin yol aldığı bir bölgedir. Ortalama yükseklik ölçüm yapılan noktalarda 1600 m mertebelerindeyken, sahanın diğer kısımlarında 1300m'ye kadar düşebilmektedir. Çalışma alanında aralarındaki mesafe yaklaşık 2 km olan aynı dönemde ölçüm yapmış 2 ölçüm direği ile modelin başarımı test edilmiştir. Şekil 4.14'te görülen çalışma alanı üzerinde sarı renkli pinler model çıktılarının yerini, kırmızı renkli pinler ise ölçüm noktasının konumlarını göstermektedir. İstasyona ait meteorolojik veriler 86 m, 56 m ve 30 m'de ölçülmüştür.

Çalışma da bu 3 farklı yükseklik için model sonuç verisi ile aralarındaki farklar incelenmiştir. 2012 Ekim ayından 2 gün olarak seçilmiştir.



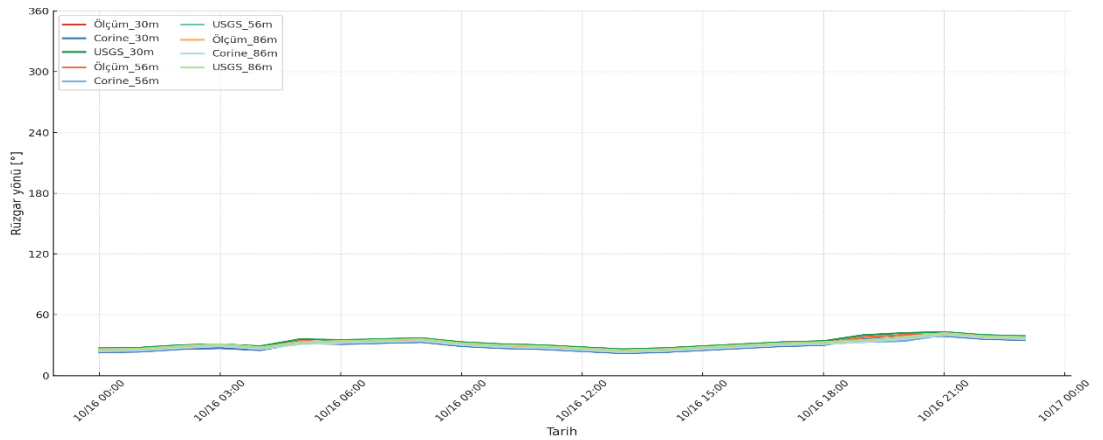
Şekil 4.14 : Ölçüm noktaları ve model çıktı noktaları.

WRF-LES modelinin ölçüm direğine en yakın noktada alınan sonuçları Mut’da 36 saat olarak hazırlanmıştır. Öncelikle verilerin saatlik olarak performansı rüzgâr şiddeti için, daha sonra ise rüzgâr yönü için incelenmiştir. Sonuçlarda, öncelikle birinci ölçüm direği incelenmiş daha sonra ise ikinci ölçüm direğinin sonuçları karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmalarda da ilk olarak tüm yükseklikler iki farklı arazi modeli için tanımlanmış daha sonra her bir yükseklik ayrı ayrı incelenmiştir. Bütün sonuçların ilk 12 saatlik süresi spin- up zamanı olarak belirlenmiştir. Tablolarda tüm 24 saatlik sonuçlar paylaşılmıştır. Ayrıca sonuçlar istatistiksel metotlardan RMSE ve MAE için incelenmiş, Çizelge 4.4’te ve Çizelge 4.5’te paylaşılmıştır. İstatistiksel sonuçla yine 24 saatlik olarak irdelenmiştir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

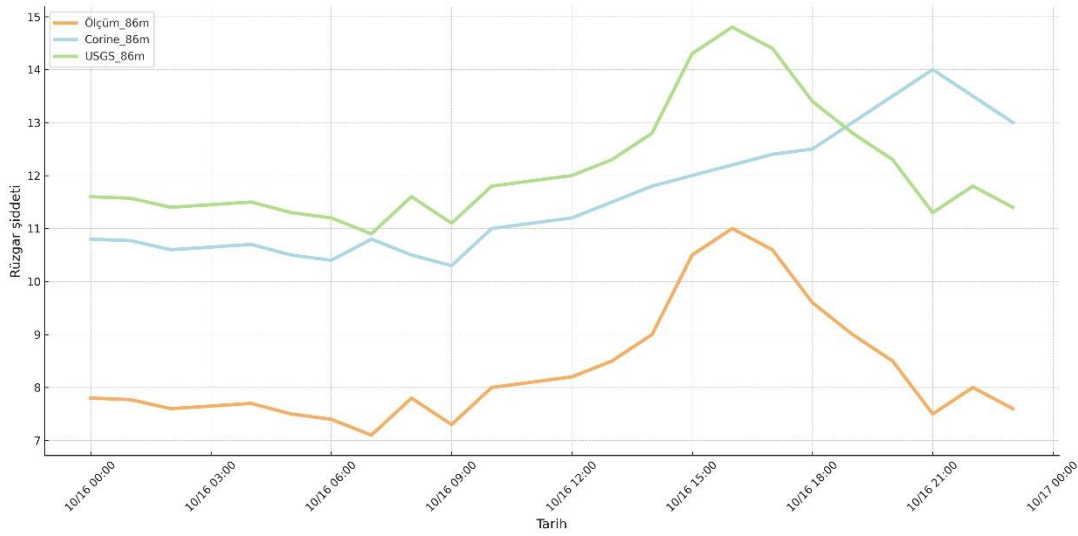


Şekil 4.15 : Birinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Günlük salınımda (Şekil 4.15) WRF-LES sonuçları genel itibari ile her iki arazi kullanım verisi için benzer sonuçlar göstermektedir. Her iki arazi modeli de gece saatlerinden sabahın ilk saatlerine kadar kadar gözlemle daha benzer sonuçlar göstermiştir. Özellikle sabahın ilk saatlerinde her iki arazi kullanım verisi birbirine yakın değerler göstermiştir. Fakat günün aydınlanması ile model ile gözlem arasındaki farklılıklar meydana gelmektedir. Özellikle öğle saatlerinde her iki arazi modeli de tüm yüksekliklerde gözlemden daha yüksek ortalama rüzgâra sahip olmaktadır. Genel itibariyle bakıldığında ise CORINE verisi, USGS modelinden daha yüksek ortalama rüzgâra sahiptir ve Gözlem verisine daha benzer sonuçlar göstermiştir. Rüzgâr yönlerine (Şekil 4.16) bakıldığında ise model sonuçları gözlem değerleri ile benzerlik göstermektedir.

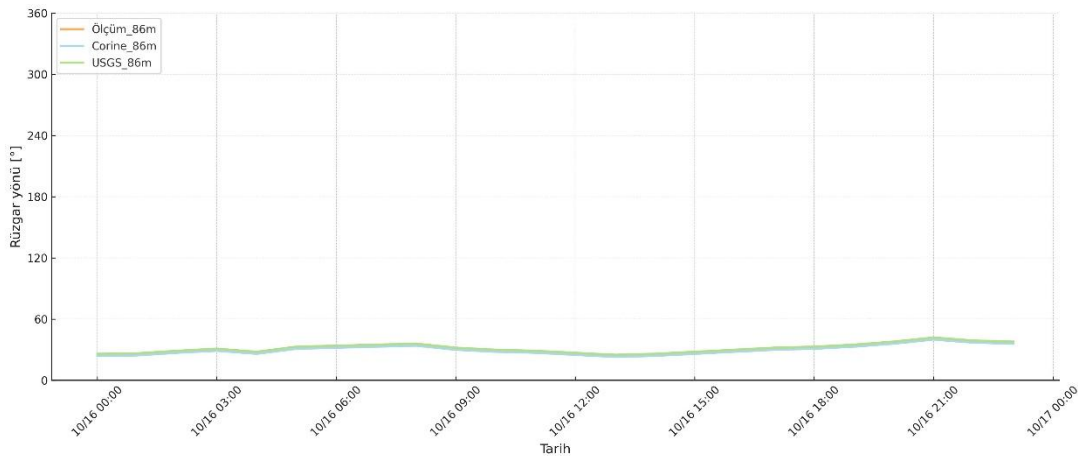


Şekil 4.16 : Birinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.



Şekil 4.17 : 86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

86 m yükseklik sonuçları (Şekil 4.17) incelendiğinde WRF-LES model çıktılarında her iki arazi kullanım modeli benzer sonuçlar göstermektedir. Gözlem verisi tüm periyod boyunca her iki arazi modelinden daha düşük ortalama rüzgâr şiddeti değerlerine sahiptir. Günün son saatlerinde gözlem verisi ile olan farkın arttığı görülmektedir. Yine her iki arazi modeli gün içerisinde benzer trend göstermekte, sabah gündeğümde ise birbirine yakın değerler gözlemlenmektedir. 86 m yön verisi (Şekil 4.18) incelendiğinde hem gözlem hem de yön verilerinde her iki arazi modeli kullanımında benzer sonuçlar görülmüştür.



Şekil 4.18 : 86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.

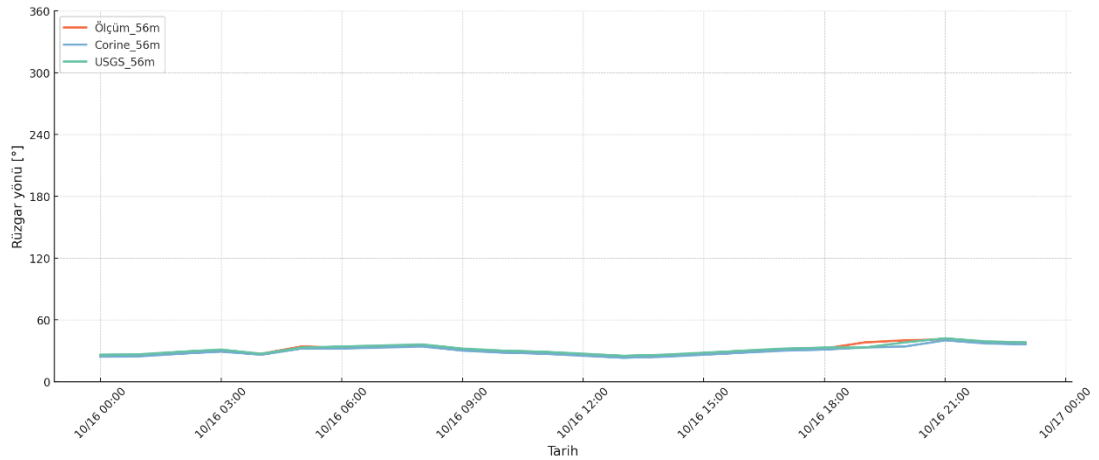
56 m yükseklik sonuçları (Şekil 4.19) incelendiğinde, WRF-LES model çıktılarında her iki arazi kullanım modeli benzer trend göstermektedir.

Gözlem verisi tüm periyod boyunca her iki arazi modelinden daha düşük ortalama rüzgâr şiddeti değerlerine sahiptir.

Yine sabah gündoğumunda benzer rüzgâr şiddeti değerleri her iki model verisinde görülmüş, akşam saatlerinde itibaren yine gözlem ile WRF-LES model sonuçları arasındaki fark artmıştır. 56 m yön verisi (Şekil 4.20) incelendiğinde yön verilerinde hem gözlem hem de yön verilerinde her iki arazi modeli kullanımında benzer sonuçlar görülmüştür.



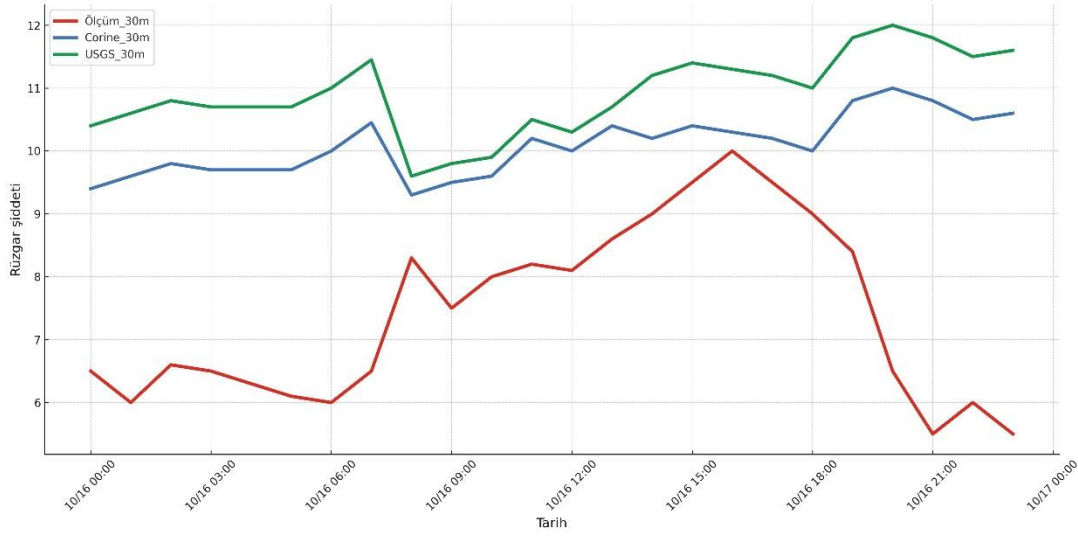
Şekil 4.19 : 56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.



Şekil 4.20 : 56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.

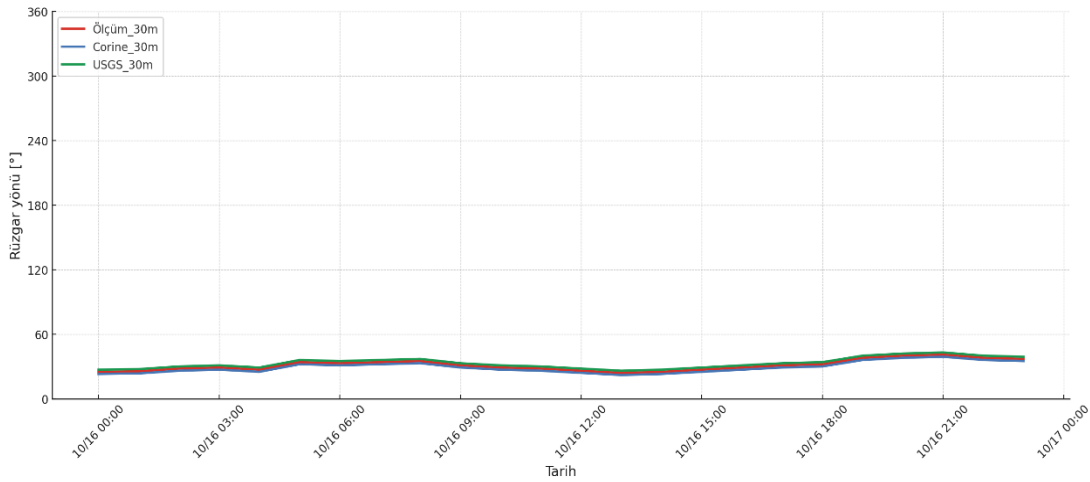
30 m yükseklik sonuçları (Şekil 4.21) incelendiğinde, Her iki arazi kullanım modeli benzer salınım göstermekle beraber özellikle öğle ve gece saatlerinde farklılıklar görülmektedir. Bu farklılığın en büyük sebebi her iki arazi kullanım verisinde aynı parametre kullanılmasına rağmen (Pineda, 2004), arazi kullanımının çözünürlükten dolayı farklı kullanımı olmasından kaynaklanmaktadır. Yine öğle saatlerinde USGS model sonucu en yüksek rüzgâr şiddeti değerlerine sahiptir.

Modelin spin-up değerlerinin karşılaştırıldığı zaman diliminde ise her model birbirinden çok farklı rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.

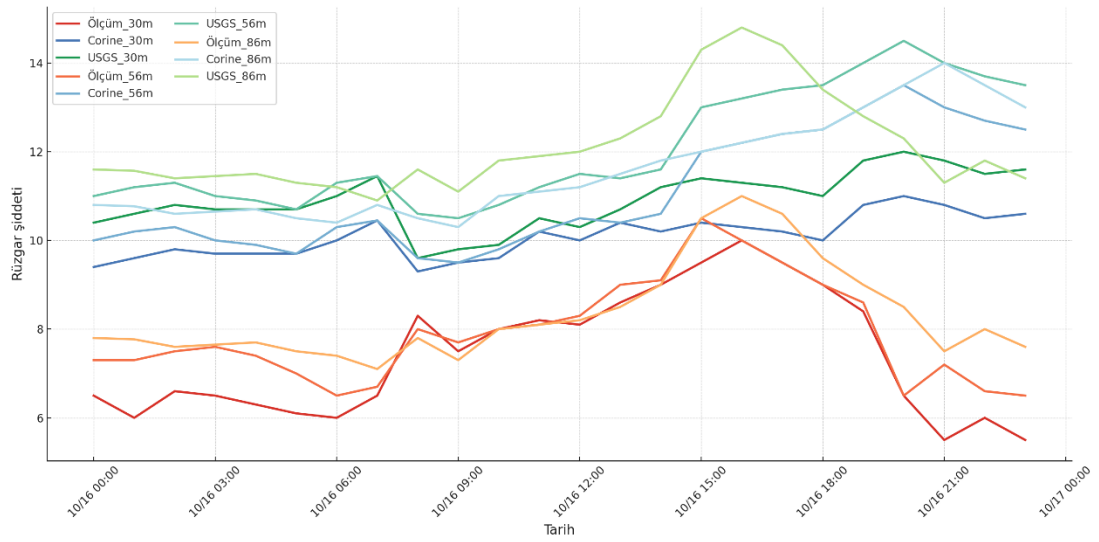


Şekil 4.21 : 30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

30 m yön verisi (Şekil 4.22) incelendiğinde yön verilerinde hem gözlem hem de yön verilerinde her iki arazi modeli kullanımında benzer sonuçlar görülmüştür. Yine spin-up zaman diliminde model ile gözlem arasında farklılıklar görülmüştür.

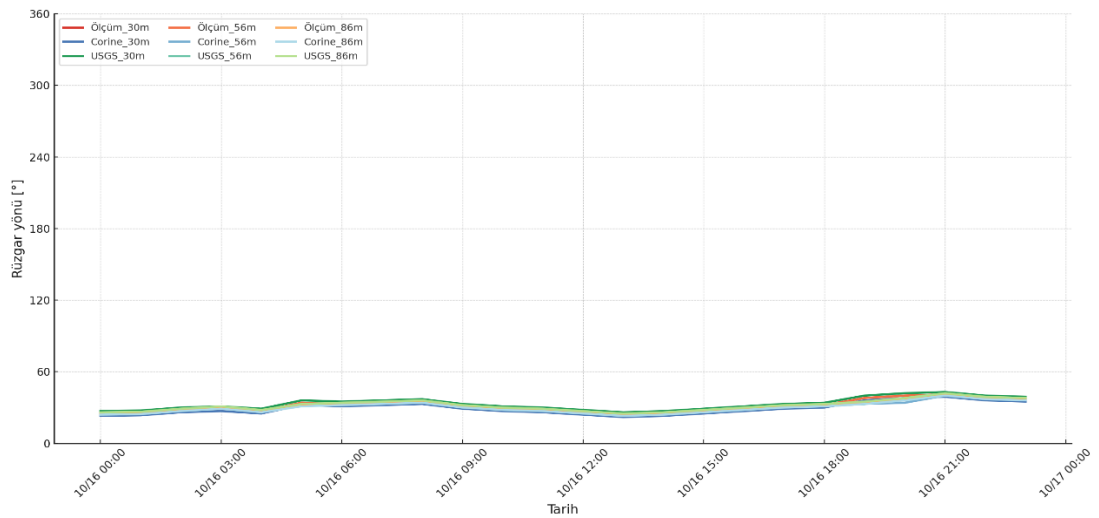


Şekil 4.22 : 30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.

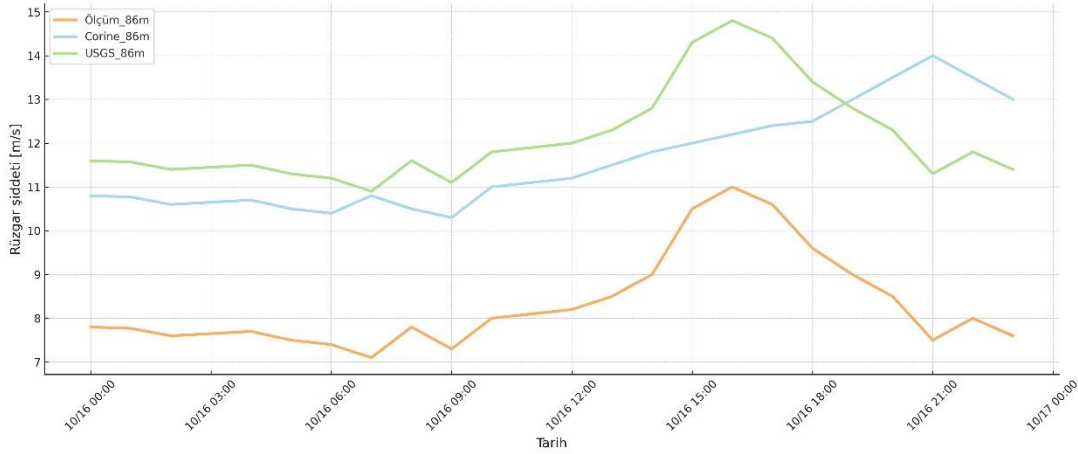


Şekil 4.23 : İkinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

İkinci ölçüm direğinin günlük salınımda (Şekil 4.23) WRF-LES sonuçları genel itibarı ile her iki arazi kullanım verisi için benzer sonuçlar göstermektedir. Yer seviyesine yakın sonuçlarda farklılıklar her iki sonuç içinde görülmektedir. Her iki arazi modeli de ilk ölçüm direğine göre sabah saatlerinde daha benzer sonuçlar göstermiştir. Özellikle akşam saatlerinde her iki arazi modeli de tüm yüksekliklerde gözlemden daha yüksek ortalama rüzgâra şiddetine sahip olmaktadır. Rüzgâr yönlerine (Şekil 4.24) bakıldığında ise model sonuçları benzerlik göstermektedir. Modelin ilk 12 saat spin-up değerlerinde rüzgâr yönü farklılık göstermekle beraber karşılaştırma yapılan 24 saatlik simülasyonda tüm yönler benzer bir şekilde hareket etmektedir.

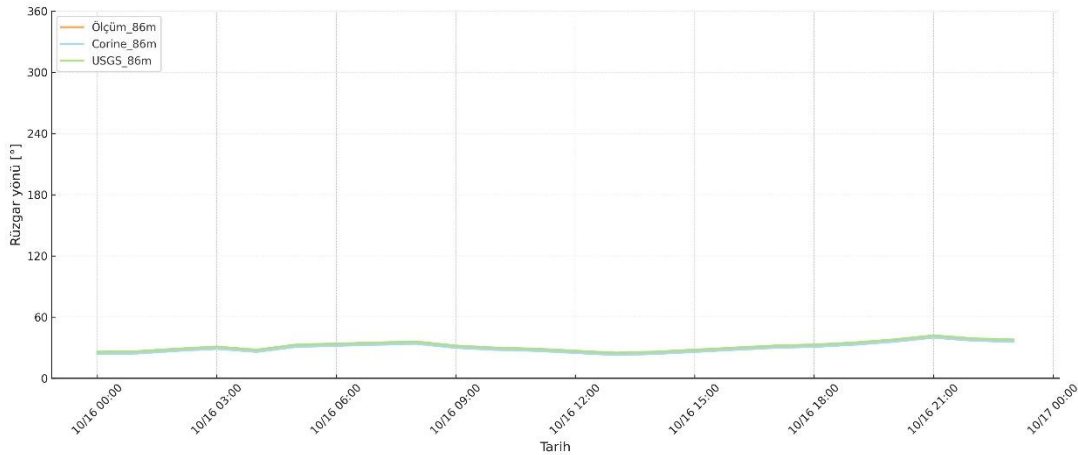


Şekil 4.24 : İkinci ölçüm direği 24 saat için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.



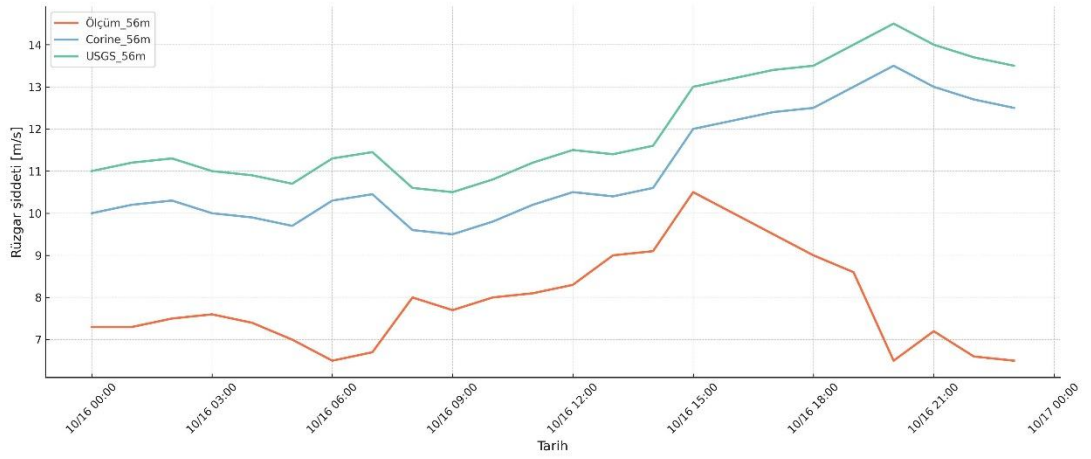
Şekil 4.25 : 86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

İkinci ölçüm direğinin 86 m yükseklik sonuçları (Şekil 4.25) incelendiğinde WRF-LES model çıktılarında her iki arazi kullanım modeli benzer sonuçlar göstermektedir. Gözlem verisi tüm periyod boyunca her iki arazi modelinden daha düşük ortalama rüzgâr şiddeti değerlerine sahiptir. 86 m yön verisi (Şekil 4.26) incelendiğinde hem gözlem hem de yön verilerinde her iki arazi modeli kullanımında benzer sonuçlar görülmüştür.

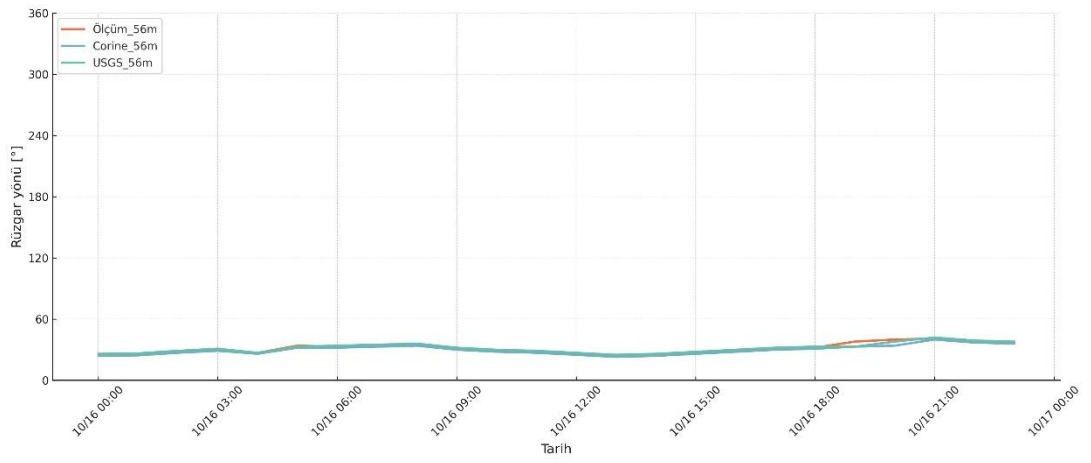


Şekil 4.26 : 86m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.

56 m yükseklikteki sonuçlar (Şekil 4.27) incelendiğinde, WRF-LES model çıktılarında her iki arazi kullanım modeli benzer sonuçlar göstermektedir. Gözlem verisi tüm periyod boyunca her iki arazi modelinden daha düşük ortalama rüzgâr şiddeti değerlerine sahiptir. 56 m yön verisi (Şekil 4.28) incelendiğinde hem gözlem hem de yön verilerinde her iki arazi modeli kullanımında benzer sonuçlar görülmüştür.

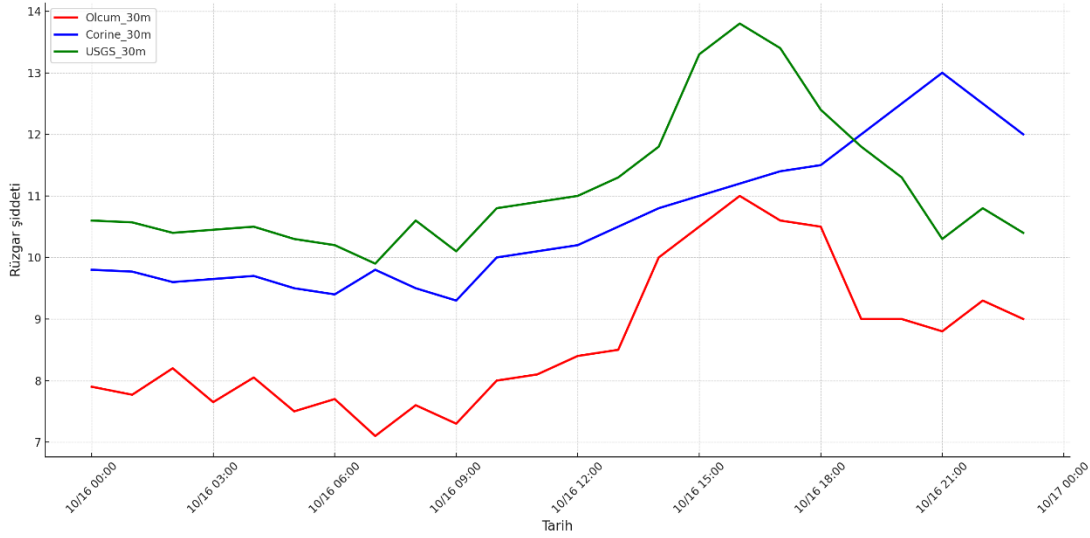


Şekil 4.27 : 56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.



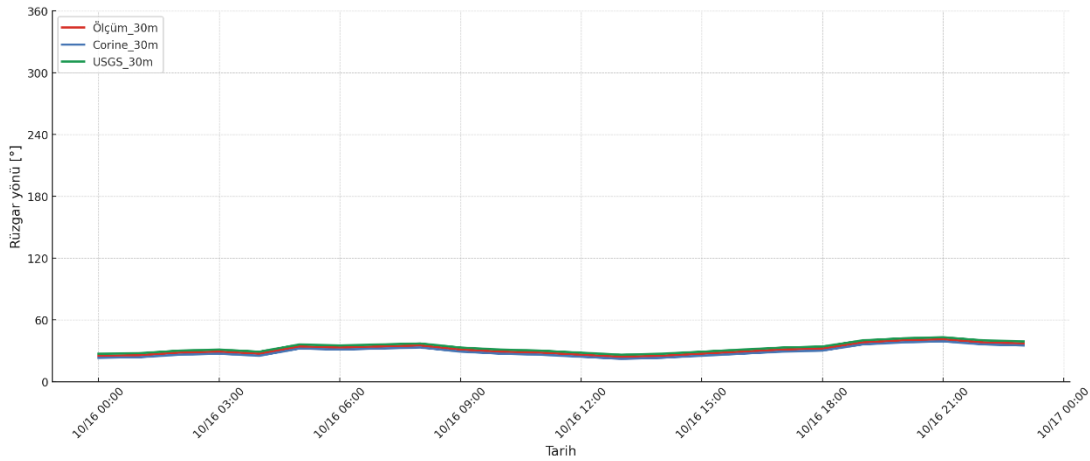
Şekil 4.28 : 56m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.

30 m yükseklikteki sonuçlar (Şekil 4.29) incelendiğinde, WRF-LES model çıktıları ile gözlem arasındaki farklılıklar meydana gelmektedir. Her iki arazi kullanım modeli benzer salınım göstermekle beraber özellikle gece saatlerinde farklılıklar görülmektedir. Sabah saatlerinden itibaren ise her iki arazi modeli benzer sonuçlar göstermiştir. Bu farklılığın en büyük sebebi her iki arazi kullanım verisinde aynı parametre kullanılmasına rağmen (Pineda,2004), arazi kullanımının çözünürlükten dolayı farklı kullanımı olması ve yere yakın seviye de bu farkın en yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Modelin spin-up değerlerinin karşılaştırıldığı zaman diliminde ise her model birbirinden çok farklı rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.



Şekil 4.29 : 30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

30 m yön verisi (Şekil 4.30) incelendiğinde hem gözlem hem de yön verilerinde her iki arazi modeli kullanımında benzer sonuçlar görülmüştür. Yine spin-up zaman diliminde model ile gözlem arasında farklılıklar görülmüştür.



Şekil 4.30 : 30m için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Grafiksel gösterimin yanı sıra model simülasyon sonuçlarının başarımı RMSE ve MAE hata metrikleri kullanılarak irdelenmiştir. RMSE sonuçları, model simülasyon sonuçlarının gözleme ne kadar yakınsadığını gösterir. Ayrıca MAE değerleriyle modelin fazla veya düşük rüzgâr şiddeti ürettiğine bakılmaksızın sonuçları değerlendirmeye yarar. Her iki direk için yapılan değerlendirme de CORINE ve USGS sınıfı benzer trendler gösterse de farklılıklar göstermiştir. Bunun en önemli sebebi bu iki farklı modelin arazi tanımlama biçiminden kaynaklanmaktadır. Birinci direk için sonuçlar benzer olmasına rağmen CORINE daha iyi sonuçlar vermiştir (86 m için RMSE 2,417 m/s, MAE 2,37 m/s).

Yine yere yakın seviyede (30 m) sonuçlarında CORINE daha iyi sonuç göstermiştir. İkinci direk için yapılan değerlendirmede ise USGS ile yapılan simülasyon sonucu daha düşük hata değeri vermektedir. (86 m için RMSE 1.8 m/s, MAE 1.647 m/s). MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 4.4 : M470 Ölçüm direği istatistiksel sonuçları.

	M470 CORINE			M470 USGS		
	86 m	56 m	30 m	86 m	56 m	30 m
RMSE	2.417	3.225	3.721	3.136	3.730	4.110
MAE	2.370	3.088	3.508	3.053	3.573	3.878

Çizelge 4.5 : M472 Ölçüm direği istatistiksel sonuçları.

	M472 CORINE			M472 USGS		
	86 m	56 m	30 m	86 m	56 m	30 m
RMSE	2.604	3.536	4.107	1.803	2.674	3.227
MAE	2.606	3.427	3.907	1.647	2.498	2.996

Genel itibariyle her iki arazi modeli benzer sonuçlar göstermiştir fakat her iki direk karşılaştırıldığında iki farklı arazi modeli öne çıkmaktadır. Burada temel farkı araziyi tanımlayan modelin pürüzlülük değerleri göstermektedir. USGS verisi her iki arazi modeli için aynı sınıfı kullanırken, yüksek çözünürlüklü CORINE verisi farklı pürüzlülük sınıfları göstermektedir. Bu sebeple sonuçlarda farklılık olmaktadır.

Genel sonuçlar tekrardan incelendiğinde Model verisi her iki direkte gün boyunca simülasyon sonuçlarından daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermektedir. Bu durum özellikle havanın (unstable) olduğu sabah saatlerinden, gün batımına kadar olan zaman diliminde termik zorlamaların daha fazla olması nedeniyle daha belirgin olmaktadır. Gece saatlerinde stable durum kontrol edildiğinde ise model ile gözlem arasındaki fark daha az olmakta ve LES modeli bu hava şartlarını gözlem değerlerine yakın olmasa da iyi simüle edebilmektedir.

Marjanovic (2011), yaptığı çalışmada TKE 1.5 ile LES sonuçlarında overestimate (daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri) bulmuştur. Liu v.d. (2011) yaptığı WRF-LES çalışmasında 7 domain kullanarak, 30 km çözünürlüklü mezo ölçekden, 123 m çözünürlüklü mikro ölçeğe inmiştir. d07 diye adlandırılan 123 m çözünürlüklü LES domain alanı için yapılan 54 saatlik simülasyon sonucunda rüzgâr şiddeti değerleri gözlem değerlerini %60 oranında yakaladığını göstermektedir. Talbot (2012)'de yaptığı çalışmada gece saatlerinde LES domain'inde mezo ölçek domain alanına göre

daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri bulurken, gözlem değerlerine göre daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri (overestimate) bulmuştur. Literatür çalışmaları ile yapılan bu karşılaştırmalara göre bizim çalıştığımız Mut bölgesindeki sonuçlarımız ile bir benzerlik göstermektedir. Model Simülasyon sonuçlarımız yapılan literatür araştırmasında incelenen araştırma sonuçları ile benzer (overestimate) özellikler gösterse de LES model kuplajı ile elde edilen model simülasyon sonuçları gözlem değerlerini çok iyi temsil etmemektedir. Bu farklılığı yaratan en önemli sebebin kullanılan yükseklik ve pürüzlülük haritaları olduğu düşünülmektedir. Yüksek çözünürlüklü arazi modelleri sadece LES modelinde kullanılmıştır. Mezo modellerde ise daha düşük çözünürlüklü arazi modelleri kullanılmıştır. Modelde kullanılan 5 domain içerisinde sadece LES modelinde yüksek çözünürlüklü arazi modelinin kullanılması model sonuçlarının daha düşük yüksek değerleri göstermesine sebep olduğu düşünülmektedir. Bunun en temel sebebi ise düşük çözünürlüklü arazi modelleri (mezo ölçek modeller) rüzgâr şiddeti değerlerini mikro ölçek modele aktarırken daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri ile aktarıyor oluşudur. Bu durumda LES modeline aktarılan bilgi (one-way nesting) mezo modelden gözleme yakın veya daha yüksek gelmektedir. Böylece LES modeli de bu değerlendirme ile daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri üretmektedir.

4.4 Mut Bölgesi Model Analizi

WRF-LES modeli ile daha yüksek çözünürlüklü simülasyon çalışması yapmak üzere daha iyi sonuç vermesi nedeniyle ERA-5 veri seti kullanılarak modelin yatay çözünürlüğü artırılarak model 333 m çözünürlükte çalıştırılmıştır. 1 km çözünürlüğe sahip WRF model sonucu ile 333 m çözünürlüğe sahip WRF-LES model sonucu yine 4 mevsim için 1'er haftalık veri seti olacak şekilde karşılaştırılmıştır.

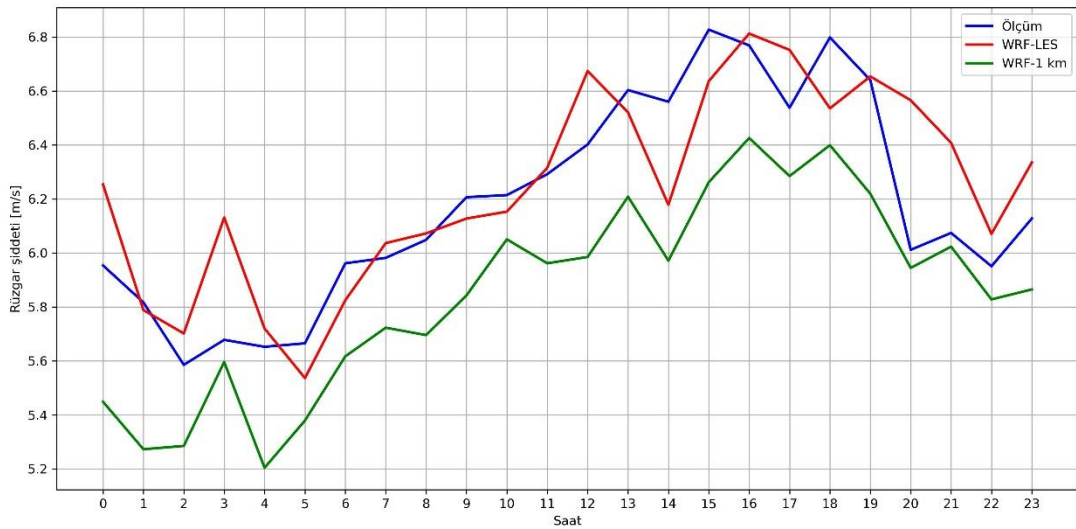
4.4.1 Mezo-Mikro model parametrelerinin simülasyon analizi

LES modelinin WRF model sonuçları ile olan farklılıkları incelenmiştir. Yüksek çözünürlüklü WRF-LES modelinin uzun çalışma koşulları sebebiyle her mevsimi temsil eden, Ocak, Nisan, Temmuz ve Ekim aylarında seçilen 7 şer gün için WRF ve WRF-LES modelleri ile gerçekleştirilen model simülasyon sonuçları gözlem verisi ile karşılaştırılmıştır. Çalışma kapsamında modelin mevsimsel başarımını test etmek üzere 2015 yılına ait kış mevsimini temsilen ocak ayından 1-7 Ocak, ilkbahar

mevsimini temsilen Nisan ayından 1-7 Nisan, yaz mevsimini temsilen temmuz ayından 1-7 Temmuz ve Sonbahar mevsimini temsilen Ekim ayından 1-7 Ekim seçilerek 27 km, 9 km, 3 km, 1 km ve 333 m çözünürlükte WRF-LES model ve 9 km, 3 km ve 1 km WRF simülasyonları yapılmış ve Mut bölgesi için rüzgâr dağılımı belirlenmiştir.

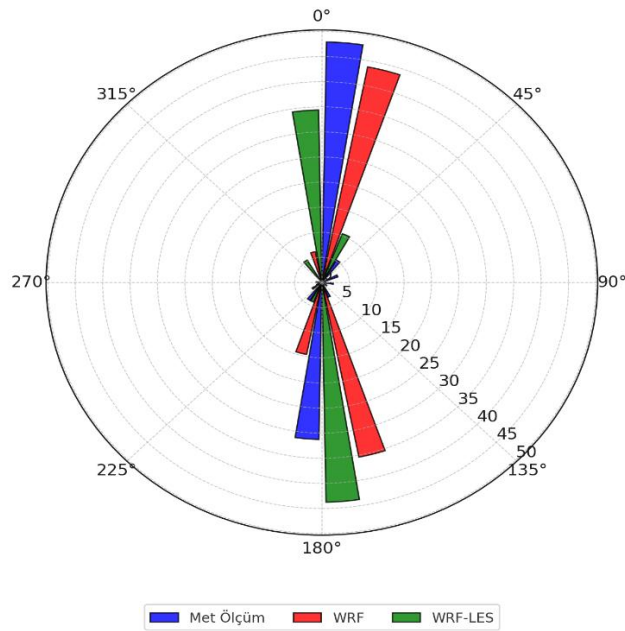
WRF modelinde kullanılan farklı parametreler ve farklı model konfigürasyonlarının rüzgâr kaynak alanlarına etkileri dahil olduğum proje ekibinin daha önce yürüttüğü 2 farklı proje de deneyimlemiş olup, tez çalışmasında WRF-LES modelinin yüksek alansal çözünürlük ve yaklaşımları ile çalışılmıştır. Farklı topografik ve meteorolojik etkilerin rüzgâr alanlarını ve noktasal rüzgâr ölçümünü etkilediği bilinmektedir. Tez çalışması kapsamında rüzgâr enerji potansiyelini belirlemek esas olduğundan yüksek çözünürlüklü arazi modeli ile yüksek çözünürlükte modelleme çalışmalarının yapılması gereklidir. Böylelikle yüzey akışında oldukça önemli etkiye sahip, topografik engel ve tepeler daha iyi modellenerek akış yakalanmaya çalışılmaktadır.

WRF modelinin 1 km çözünürlük ve WRF-LES modelinin ölçüm direğine en yakın noktada alınan sonuçları günlük ve mevsimsel olarak hazırlanmıştır. Öncelikle verilerin saatlik olarak performansı rüzgâr şiddeti için, daha sonra ise rüzgâr yönü için incelenmiştir. Sonuçlarda Mor çizgi Ölçüm Direğinin, Kırmızı çizgi WRF 1 km, Yeşil çizgi WRF-LES sonuçlarını göstermektedir. Ayrıca sonuçlar istatistiksel methodlardan RMSE ve nRMSE için incelenmiş ve Çizelge 4.6'da paylaşılmıştır.

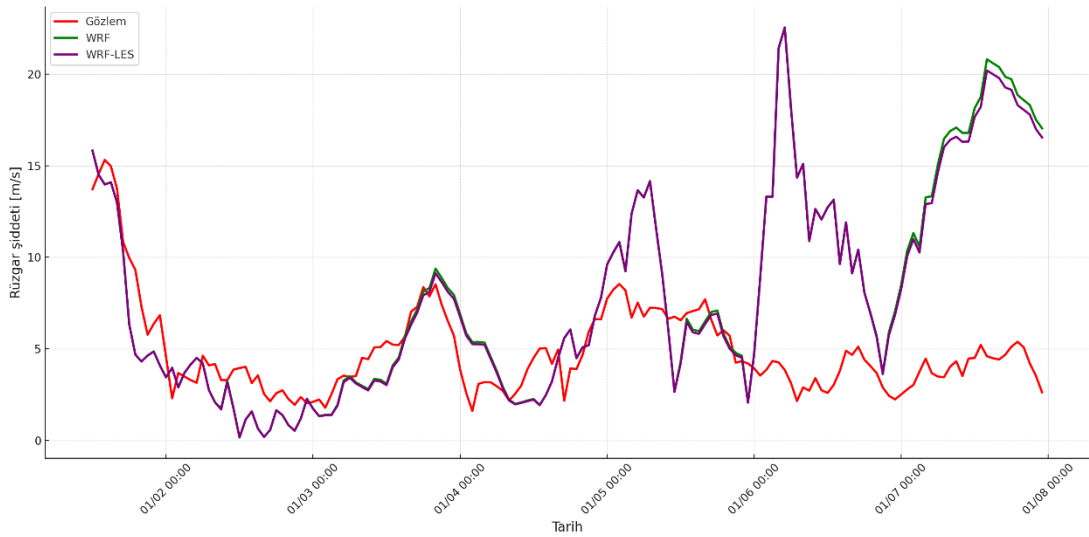


Şekil 4.31 : Seçili tüm günler için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Günlük salınımda (Şekil 4.31) WRF-LES, ölçüm periyodunu diğer model setlerine göre daha iyi yakalamıştır. Ayrıca gece saatlerinde modelin başarımı daha iyidir. WRF 1 km sonuçlarını akşam saatlerinden itibaren WRF-LES sonuçlarına benzerlik gösterip gözleme yakın değerler gösterse bile, Sabah saatlerinden itibaren özellikle öğle saatlerinde gözlemden oldukça saptığı gözlenmiştir. Atmosferik stabilitenin artış gösterdiği gece koşullarında her iki ölçekteki model sonuçları gözlemler yakın sonuçlar vermekle birlikte, yüzey ısınmasının ve buna bağlı olarak kararsızlığın arttığı öğlen saatlerinde ise özellikle 1 km çözünürlükteki WRF model sonuçları ile gözlem değerleri arasındaki fark artmaktadır. Rüzgâr yönüne ait (Şekil 4.32) incelendiğinde ise model sonuçları hâkim yön olan kuzey yönlerde hem birbirileri ve hemde gözlemlerle benzerlik göstermek ancak gözlemlere göre daha düşük frekans değerleri görülmektedir. İkinci hâkim yön olan kuzey doğu yönlerinde ise WRF model sonuçlarının esme frekans değeri gözlem ve WRF-LES sonuçlarına göre çok düşüktür. Güneyli yönler için ise model sonuçları gözlem değerleri ile farklılık göstermektedir. Bu farklılık hem gözlem değerlerinin slope-offset değerlerinden veya modelin çözünürlüğünden olabileceği düşünülmektedir. Bu bölgede topografyanın kompleks yapısı geniş ölçek akışları etkileyerek lokal akışları indüklemekte, rüzgârın esiş yönüne göre rüzgâr yön ve şiddetinde önemli sapmalara neden olmaktadır.

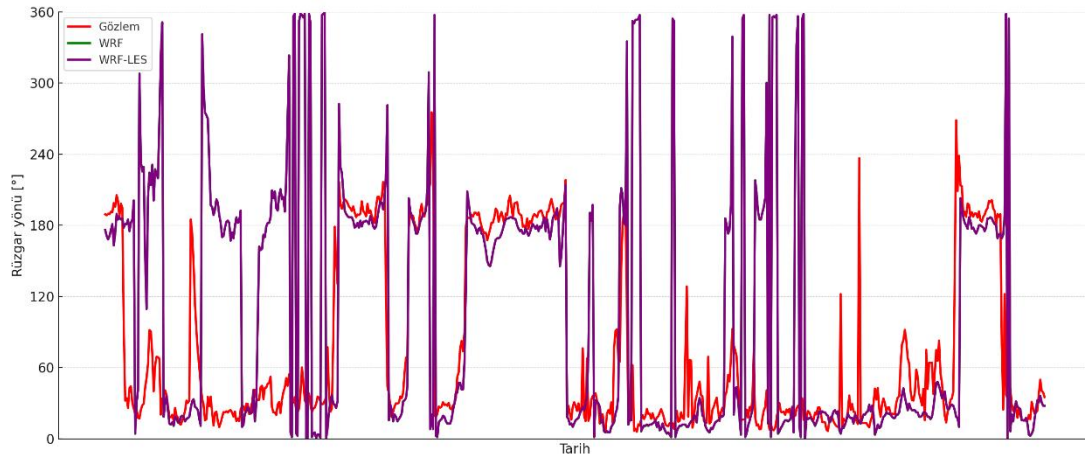


Şekil 4.32 : Seçili tüm günler için model ve gözlem verilerinin rüzgâr yönü dağılımı.

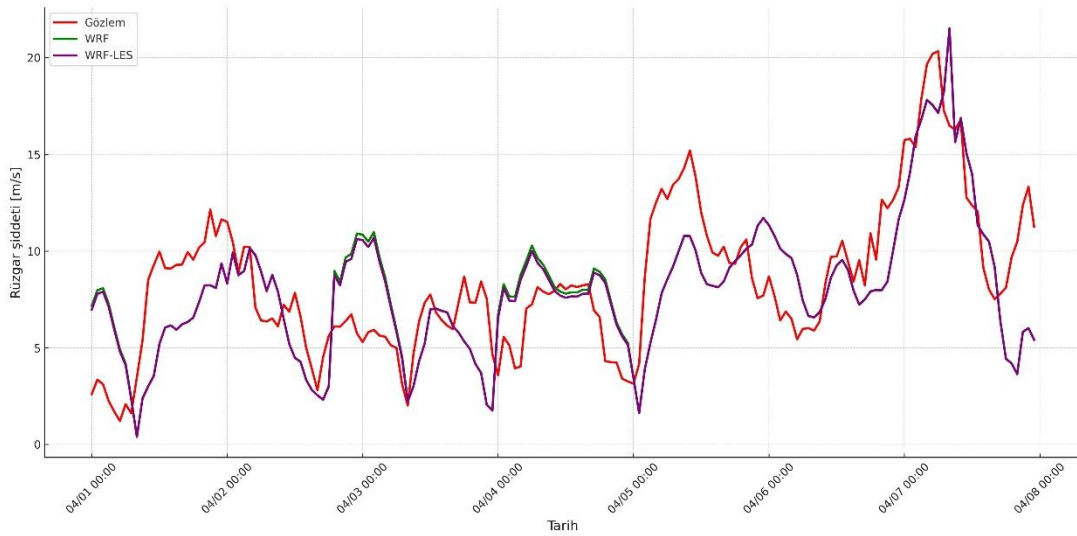


Şekil 4.33 : 1-7.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Kış mevsimini temsilen seçilen zaman aralığı (Şekil 4.33) incelendiğinde WRF ve WRF-LES model verisi benzer salınım göstermektedir. Buna karşın WRF-LES modeli WRF modeline göre, gözleme daha yakın değerler göstermektedir. Son iki gün ise her iki model gözlem değerleri ile farklı bir salınım göstermekte ve aradaki fark artmaktadır. Ayrıca modellerin yüksek rüzgâr şiddet değerleri için benzer salınım yaptığı da gözlenmiştir. Yön verisinde (Şekil 4.34) model verileri kendi içersinde tutarlı davranmıştır. Fakat gözlem verisi ile yön verisi bu dönem periyodu boyunca farklılıklar göstermiştir. Gözlem verileri periyodun büyük bir kısmında kuzey ve kuzey doğulu bir dağılım gösterirken model sonuçları irdelendiğinde, periyodun son günlerinde güneyli yönler görülmektedir. Gözlem değerleri ile model sonuçları arasındaki rüzgâr yönünde görülen bu farklı dağılım şiddet değerlerindeki farkın büyük olduğu periyotta görülmektedir. Bu durum kompleks topografyada rüzgârın farklı yönlerdeki simülasyon değerlerinin rüzgâr şiddetinde de önemli farklılıklar oluşturduğunu göstermektedir.

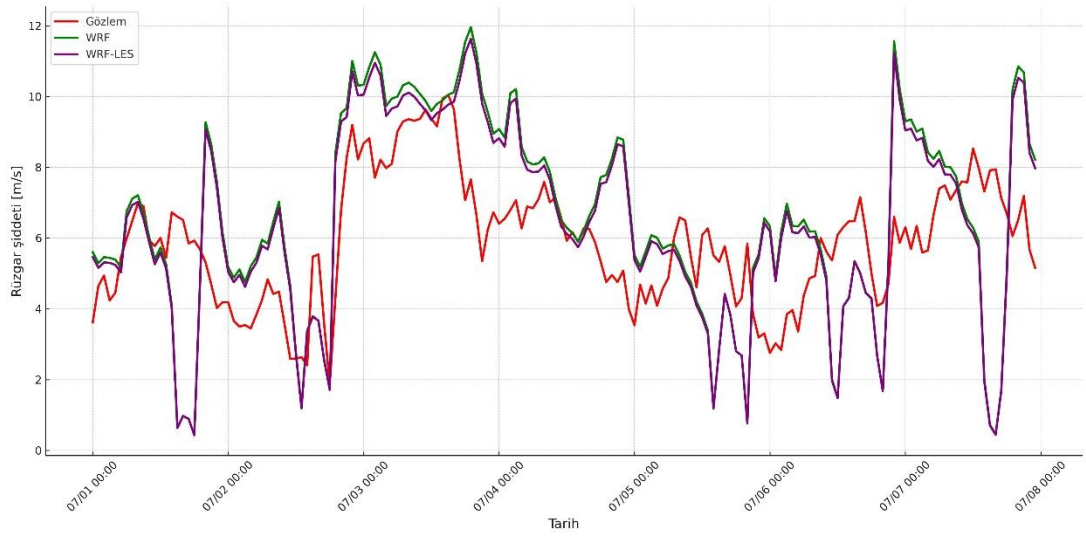


Şekil 4.34 : 1-7.01.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr yönü dağılımı.



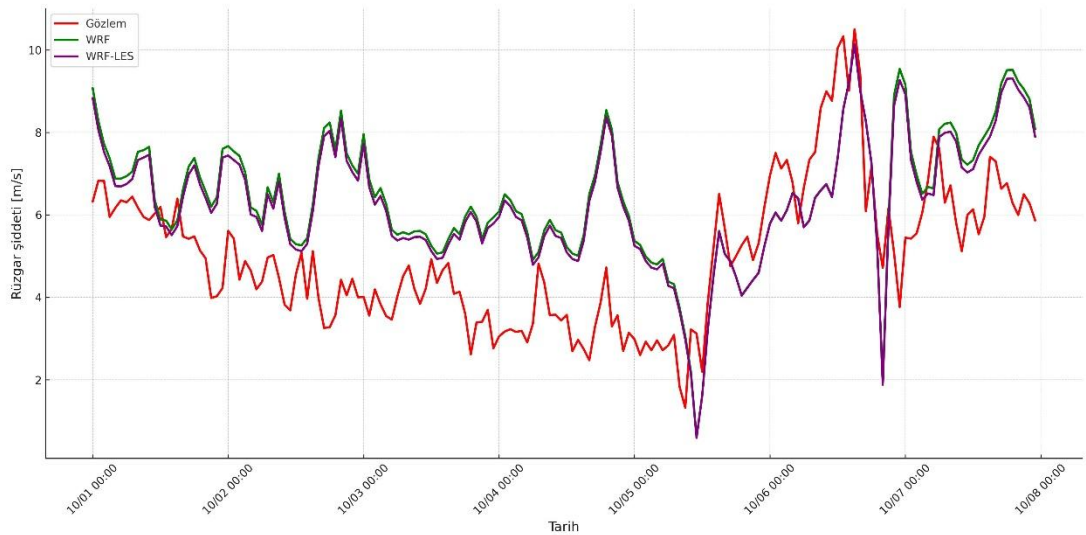
Şekil 4.35 : 1-7.04.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

İlkbahar mevsimini temsilen seçilen zaman aralığı (Şekil 4.35) için WRF ve WRF-LES model simülasyonları gözlem değerleri ile benzer bir salınım göstermekle birlikte WRF-LES model sonuçları periyot boyunca gözlem değerlerini daha iyi temsil etmektedir. Yön verisinde gözlem verisindeki eksiklik nedeniyle inceleme bu dönem için yapılamamıştır. Modeller bu dönem zarfı içerisinde benzer salınım göstermiştir.



Şekil 4.36 : 1-7.07.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Yaz mevsimini temsilen seçilen zaman aralığı (Şekil 4.36), WRF ve WRF-LES sonuçları birbirine benzer sonuçlar vermektedir. Genel olarak bu 7 günlük salınımda benzer sonuçlar gösteren modellerden WRF-LES modeli gözlem verisine daha yakın sonuçlar vermektedir. Bu dönem için en önemli bulgu ise zaman zaman WRF-LES verisinin gözlemden daha yüksek rüzgâr şiddeti değerlerine ulaşmış olmasıdır. Yön verisinde hem WRF hem de WRF-LES model sonuçları birbirileri ve gözlem değerleri ile benzer bir dağılım göstermektedir.



Şekil 4.37 : 1-7.10.2015 için model ve gözlem verilerinin saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Sonbahar mevsiminde (Şekil 4.37) model sonuçları kendi içerisinde tutarlı kalmış ve gözlemdaki değişikliği yakalamıştır. Genel olarak bu 7 günlük salınımda WRF-LES model sonuçları gözlem verisine daha yakın bir dağılım göstermektedir.

RMSE sonuçları model verisini daha fazla veya daha eksik tahmin etse bile sonuçların gözleme ne kadar yakınsadığını gösterir. Normalize edilmiş sonuçlar ise nRMSE ile gösterilmiştir. Yıllık bazda WRF-LES modeli daha iyi sonuçlar vermiş iken, en iyi sonuç yaz mevsiminde görülmüştür. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 4.6 : WRF ve WRF-LES model sonuçları istatistiksel sonuçları.

Seçili Günler	RMSE		nRMSE	
	WRF-1 km	WRF-LES	WRF-1 km	WRF-LES
Tüm Sonuçlar	3.353	3.204	1.647	2.479
01-07.01.2015	5.157	3.821	2.532	3.946
01-07.04.2015	2.633	4.074	5.482	3.152
01-07.07.2015	2.569	2.007	5.898	1.553
01-07.10.2015	2.203	2.417	6.223	5.846

5. PERDIGÃO BÖLGESİ ANALİZ ÇALIŞMALARI

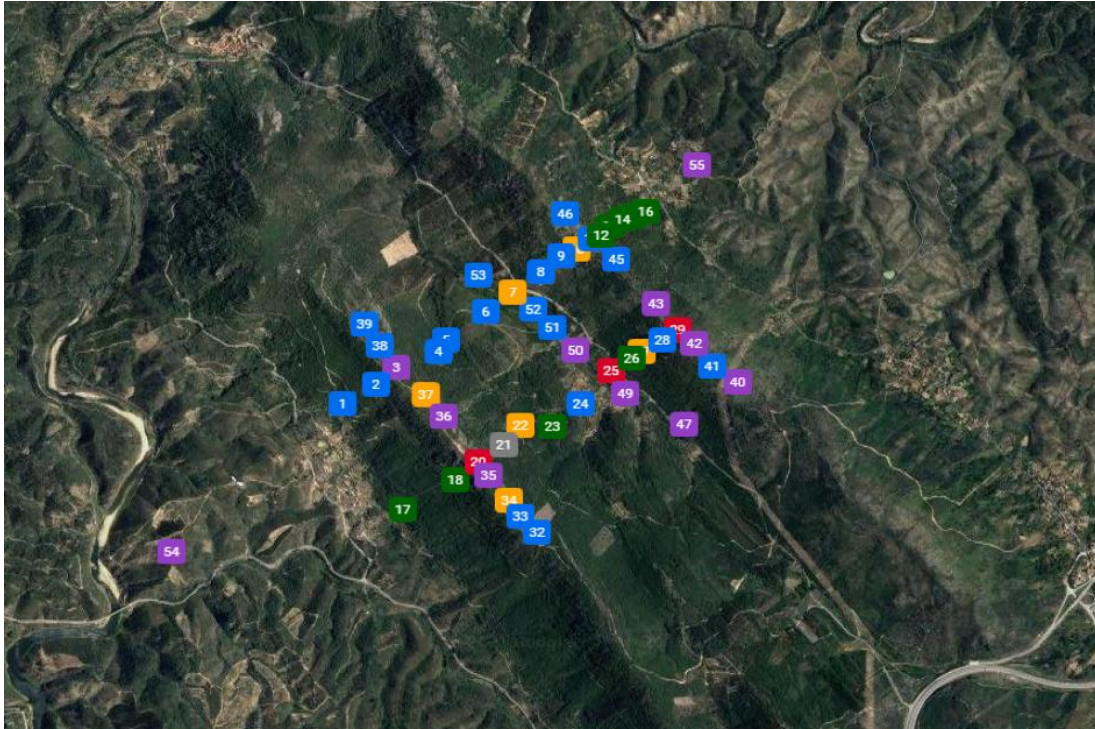
Mezo-Mikro ölçek model sonuçlarının doğruluğunun test edilmesi yapılan çalışmanın değerlendirilmesi için önemlidir. Ülkemizde farklı coğrafya ve arazi yapısında, yüksek ölçüm periyodunun ve ölçüm araçlarının bulunmaması, yüksek çözünürlükte çalışan modelin başarımının test edilmesi için yetersiz kalmaktadır. Bu sebeple proje ekibinin daha önce yürütülmesine katkıda bulunduğu NEWA projesinin test sahalarından olan Perdigo deney alanı çalışmanın sonuçlarının değerlendirilmesi için önem arz etmektedir. Deney alanına ait farklı çalışmalar incelenmiş olup yapılan bu çalışmaların sonuçları farklı bölümlerde detaylıca paylaşılmıştır. Daha sonra sahanın meteorolojik koşulları incelenmiş ve hangi tür çalışmaların yapılabileceğine karar verilmiştir.

5.1 Perdigo Bölgesi Coğrafi Özellikleri

Perdigo Portekiz-İspanya sınırına yakın, kompleks arazi yapısına sahip bir yerleşimdir. Vila Velha de Rodao'ya yakın (Şekil 5.1) proje alanından 1 Mayıs – 15 Haziran 2017 tarihleri arasında 70'ten fazla bilim insanı dağlardaki akışı ve diğer atmosferik olayları çalışmak ve mezo-mikro ölçekteki sonuçları görmek adına eşsiz bir ölçüm kumpanyası yürütmüşlerdir. Proje kapsamında 100'ün üzerinde (Şekil 5.2) ölçüm aleti ile farklı noktalar ve farklı yüksekliklerde kısa ve uzun dönem ölçümler yapılmıştır.



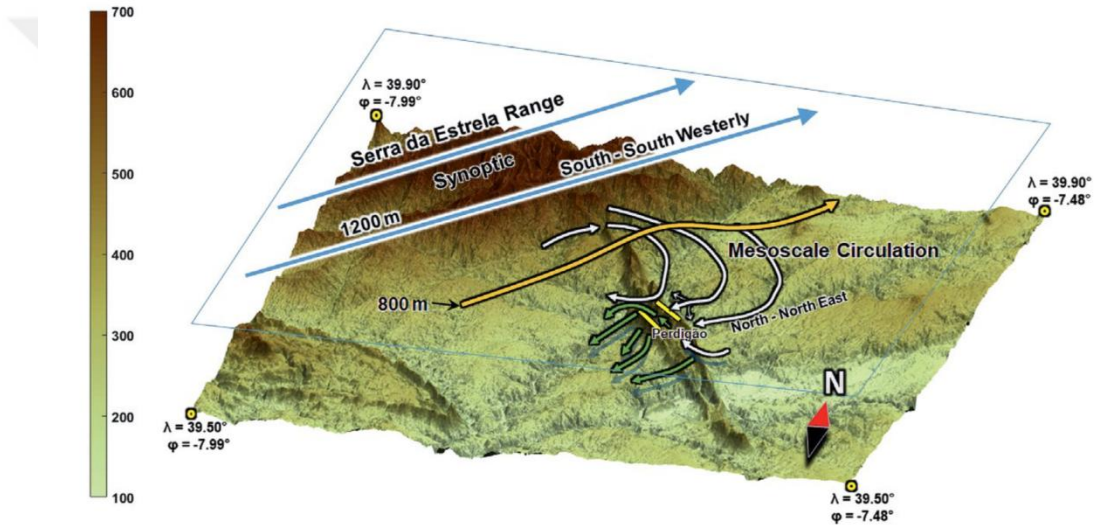
Şekil 5.1 : Vila Velda Radao (Perdigão) deney alanı.



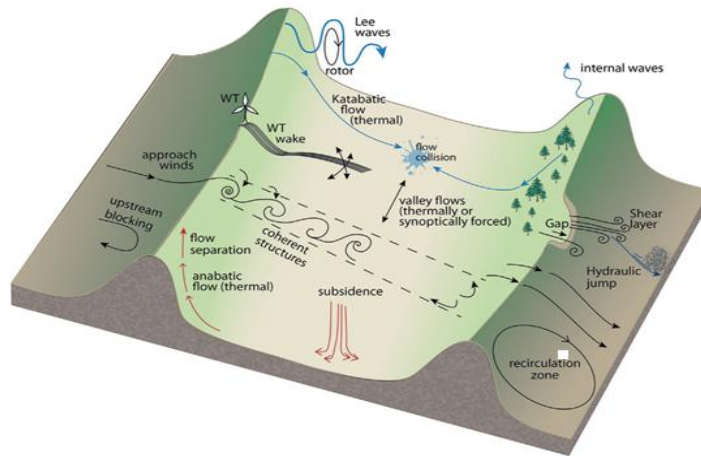
Şekil 5.2 : Perdigão deney alanı ölçüm noktaları.

5.2 Perdigo Bölgesi Güneyli Akış Sümilasyon Analizi

Sahanın hâkim rüzgâr yönlerinden güneyli akış için her iki tepe önü, üzeri ve arkasında oluşan farklı ölçeklerdeki akış Şekil 5.3'te gösterilmiştir. Şekilde belirtilen mavi oklar, güney, güneybatılı kuvvetli sinoptik rüzgârları temsil etmektedir. Hardal rengi ok, büyük ölçekli topografik koşullarla zorlanan sinoptik ölçekli akışı temsil eder. Sarı yatay iki ok Perdigo deney sahasının rüzgâr yönüne dik, uzunlamasına dağ sırasını göstermektedir. Beyaz oklar, büyük ölçekli topografik koşulların zorlaması sebebiyle oluşan sinoptik ölçekli hareketlerin, mezo ölçekteki değişimini göstermektedir. Son olarak yeşil oklar ise mikro ölçekteki hareketi göstermektedir.



Şekil 5.3 : Perdigo sinoptik hareketler (Fernando(2017)).



Şekil 5.4 : Perdigo lokal hareketler (Fernando(2017)).

Sahanın lokal ölçekli hareketleri incelendiğinde (Şekil 5.4) ise iki hâkim tepe ve bir vadi, ana hakim rüzgâr yönüne dik olarak konumlanmıştır. Sahanın güneybatı kısmında bulunan ilk tepede wake effect'i (iz etkisi) çalışmak üzere bir adet rüzgâr türbini bulunmaktadır. Tepelerde katabatik rüzgârlar önemli olarak kaydedilmiştir. Ayrıca iki tepeden vadiye akan katabatik rüzgârlar flow collision alanları yaratmış, termal ve mekanik zorlamalı vadi akışları gözlenmiştir. Yine termal etkili anabatik rüzgârlar flow seperation alanları yaratmış, bazı akışlar ise recirculation alanlarına sebep olmuştur. Sinoptik ve termal zorlamalı bütün bu atmosferik olaylar eşsiz bir orografik etkiye sahip bu deney alanında çok sayıda ölçüm aletleri ile çok farklı ölçüm yükseklikliğinde ölçülmüştür.

Fernando (2019) yaptığı çalışmada Perdigão deney alanı için mezo-mikro ölçek değerlendirmesini gerçekleştirmiştir. Bunun için WRF modelinde 3 mezo ölçek alan kullanırken, one-way downscaling yöntemi ile 300 m WRF-LES çözünürlüğüne inmiştir. Sonuçları güneyli ve kuzeyli akış için karşılaştırırken, tepelerde bulunan 2 ölçüm direği ve vadideki ölçüm ile sonuçları değerlendirmiştir. Mikro model seçili meteorolojik parametrelerde akışı oldukça iyi modellerken, akışın tüm detaylarını iyi bir şekilde modelleyememiştir.

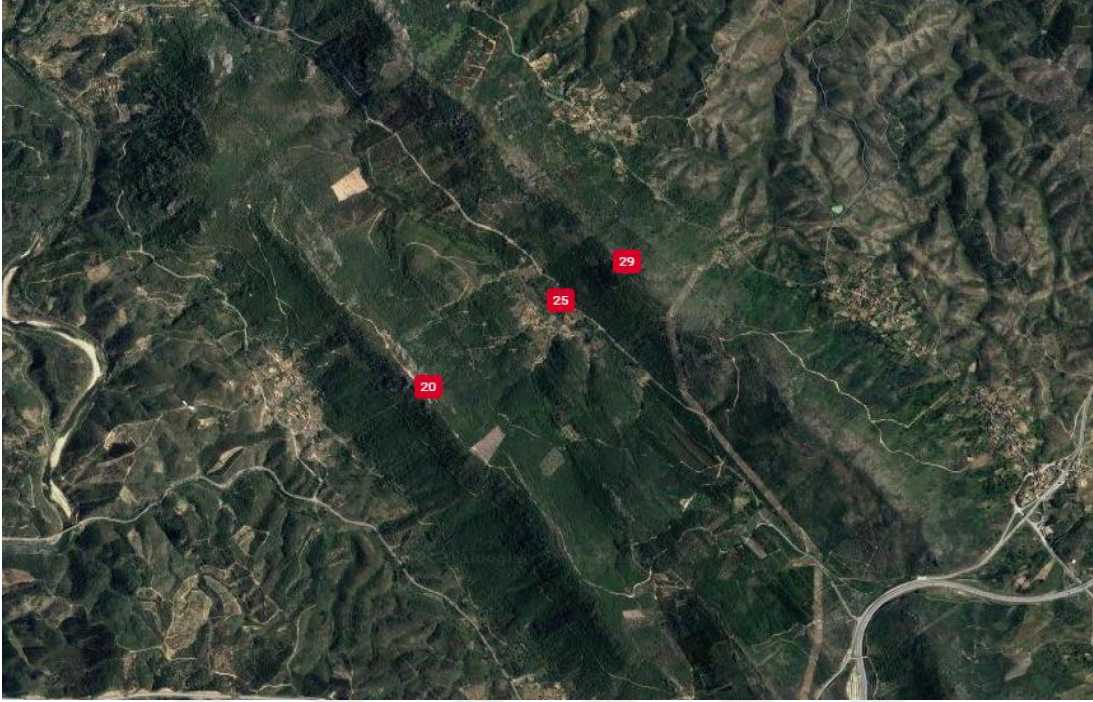
Wagner (2019)'da yine Perdigão deney alanı için mezo ve mikro ölçek modellemeyi kullanarak ilk defa uzun dönem bir değerlendirme gerçekleştirmiş, bunun için seçili domain alanında 3 domain alanı kullanarak 5 km mezo ölçek alandan, 200 m mikro ölçek alanına inmiştir. İlk iki domain'de düşük çözünürlüklü ASTER ve GTOPO30 yüzey parametrelerini kullanırken, son domain'de SRTM ve CORINE veri setlerinden faydalanmıştır. Bu uzun dönem çalışma 30 Nisan tarihinde – 18 Haziran'a kadar yaklaşık 49 gün olarak planlanmıştır. Çalışmada bizim de kullandığımız 100m ölçüm direğinin sonuçları kullanılmıştır. Çalışmanın PBL parametrizasyonunda YSU parametresi kullanılırken, WRF—LES için TKE parametresi kullanılmıştır. Ayrıca mikro modelde orman örtüsü parametrizasyonunu açık tutarak ormanın mikro ölçekteki hareketini incelemiştir. Çalışma içeriğinde özellikle kuzey ve güneyli akışın seçili 3 istasyondaki 100 m'de akışı incelemiştir. Çalışma içeriğinde mikro modelin çözünürlüğünde daha ziyade iki farklı modelin sonuçlarını karşılaştırmıştır. Buna göre 5km çözünürlüklü model bu uzun dönem modellemede genel olarak rüzgârı iyi simüle edebilmiştir. Ayrıca yüksek çözünürlüklü arazi modeli ve pürüzlülük parametresi akışı modelleme de başarımlı göstermiştir.

Wagner (2019)'da yayımlanan diğer çalışmasında ise kısa ve uzun dönem için (12 saat ve 1.5 ay) Perdigo deney alanında pürüzlülük parametresine orman (forest parametresini) ekleyerek çalışma alanında yine aynı 3 ölçüm istasyonunu 3 farklı seviye'de 100 m, 60 m ve 30 m için çalışma sonuçlarını karşılaştırmıştır. Bu çalışma da ayrıca d04 domain alanını 40 m çözünürlüklü ekleyerek çözünürlüğü arttırmıştır. Kısa dönem çalışma sonucunda yüzeye orman parametrizasyonu eklemek kompleks arazide özellikle dağ sırtlarında ve yüzeyde rüzgâr şiddetinin yüksek olduğunu göstermiştir.

Menke (2019)'da hazırladığı çalışmada ölçüm aletlerinde kullanılan lidar verileri ile kontrol yaparken özellikle dağ sırtlarındaki farklı ölçüm istasyonlarındaki rüzgâr şiddetini Wagner'in çalışmasındaki WRF-LES sonuçları ile karşılaştırmıştır. Bu çalışmada Wegner'den farklı olarak tepeler üzerindeki diğer ölçüm aletleri ile de karşılaştırma yapmış, Sonic anemometreler ile lidar anemometreleri karşılaştırmıştır. Buna göre lidar anemometrelerde yüzde 20'lik bir iyileştirme gösterirken, WRF-LES karşılaştırmasında orman parametrizasyonunun yanlış dağılımı sonucu rüzgâr şiddetlerinde farklılıklar görülmüştür. Fakat yine de bu parametrizasyonun kullanımı korelasyonu arttırmıştır.

5.3 Perdigo Bölgesi Meteorolojik Veri Setlerinin Sümilasyon Analizi

Çalışmalarımız da ilk olarak kullanılan başlangıç ve sınır koşullarını belirleyen veri setlerinin hassasiyet analizi yapılmıştır. ECMWF tarafından sunulan son ürün olan ERA-5 verisi ile tez çalışması devam etmiştir. ERA-5 verisi saatlik olarak hazırlanmış bir veri setidir. Fakat daha önce kullanılan veri setleri 6 saatlik güncellendiğinden bu farkı görmek adına ERA-5 veri seti hem saatlik hem de 6 saatlik olarak hazırlanmıştır. Bu şekilde model konfigürasyonu yeniden hazırlanarak model çalıştırılmıştır. Böylece model simülasyonlarının daha efektif ve hesaplama zamanında iyileştirme olup olmadığı test edilmiştir. Bu çalışmada LES domain'i her iki model simülasyonunda 277m çözünürlük olacak şekilde oluşturulmuştur. Çalışma süresi 36 saat olarak belirlenmiş olup ilk 12 saat spin-up olarak hazırlanmıştır. T20, T25 ve T29 (Şekil 5.5) numaralı istasyonda 100m'deki gözlem değerleri ile istatistiksel olarak incelenmiştir.



Şekil 5.5 : Perdigão ölçüm noktaları.

Sonuçlardan (Çizelge 5.1) görüleceği üzere saatlik simülasyon sonucu, 6 saatlik simülasyon sonucundan çok az daha iyi sonuçlar göstermiştir. Bu sebeple bundan sonraki çalışmamızda saatlik simülasyon sonuçları ile model simülasyonları koşturulmaya devam edilmiştir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 5.1 : ERA-5 veri setinin farklı zaman adımlarında çözülmesi ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.

	T20		T25		T29	
	Saatlik	6 Saatlik	Saatlik	6 Saatlik	Saatlik	6 Saatlik
MAE	2.450	2.482	5.855	6.101	2.512	2.574
RMSE	3.021	3.048	6.302	6.527	3.064	3.149

5.4 Perdigão Bölgesi Topoğrafik Veri Setlerinin Sümilasyon Analizi

Yüzey rüzgârı üzerine arazi etkisini incelemek amacıyla üç farklı çözünürlükte topoğrafik veri seti kullanılmıştır. Bunlardan ikisi WRF içerisinde hazır olarak sunulmaktadır: 900 m çözünürlüklü klasik Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30) verisi ve 30 m çözünürlüklü yüksek çözünürlüklü Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) verisi (Farr, 2007).

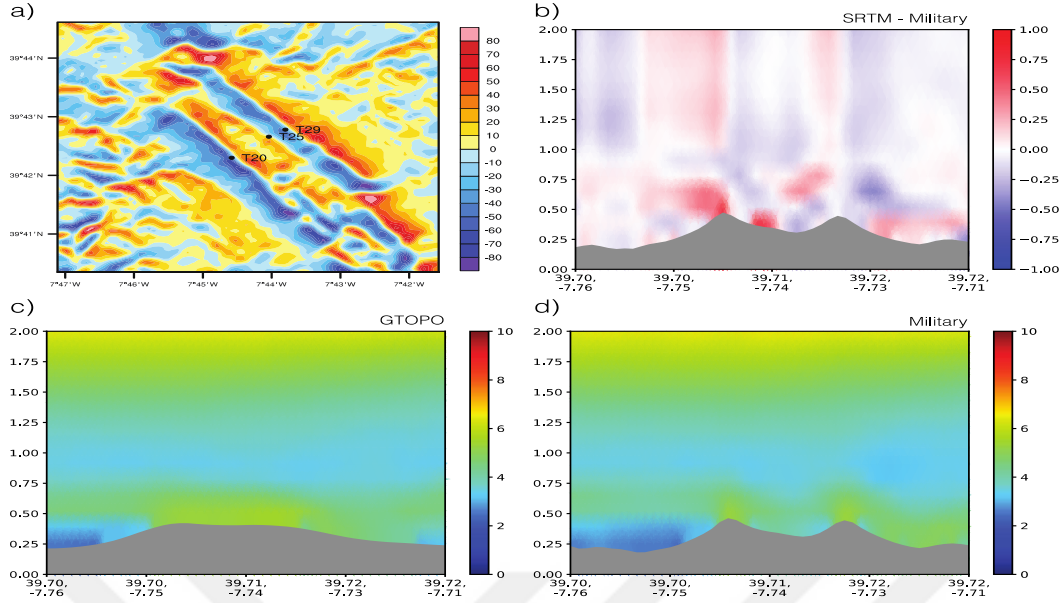
Buna ek olarak, Portekiz Ordusu tarafından sağlanan ve Perdigo çevresine özel olarak hazırlanmış 10 m çözünürlüklü bir askeri veri seti de kullanılmıştır (Palma, 2020). Arazi örtüsü sınıflandırması, CORINE 2012 veri setinden elde edilmiş ve ABD Jeoloji Servisi (USGS) sınıflandırma sistemine uyarlanmıştır (Pineda, 2004., Copernicus, 2019).

Farklı topografik arazi modellerinin etkilerini incelemek üzere simülasyon yapılmıştır. Simülasyonlara ait ortalama sonuçlar, yüksek çözünürlüklü WRF-LES modelinin Perdigo bölgesindeki rüzgâr desenlerini doğru şekilde temsil etme başarısını değerlendirmek amacıyla incelenmiştir. Ayrıca, tüm çalışma alanları boyunca yatay rüzgâr şiddetine ilişkin zaman serileri ile rüzgâr şiddetinin düşey profilleri, gözlemsel verilerle karşılaştırılmıştır. Bu çalışma, yalnızca rüzgâr desenlerinin doğrulanmasına odaklanmaktadır. Askerî topoğrafya veri seti kullanılarak elde edilen simülasyon sonuçları, Şekil 5.6 b’de SRTM sonuçlarına göre farklarıyla birlikte sunulmuştur. Şekiller, 14 Haziran tarihine ait ortalama rüzgâr şiddetlerinin d03 alanı için oluşturulan T20–T29 gözlem noktaları boyunca düşey kesitlerini göstermektedir.

En yüksek yatay çözünürlüğe sahip olan d03 modeli, eğim ve vadilerin konturları gibi topografik öğeleri daha net biçimde yansıtmakta (Şekil 5.6 d) ve arazi yüksekliğini daha gerçekçi bir şekilde temsil etmektedir. Buna karşılık, Şekil 5.6 c’de görüldüğü üzere d03 alanındaki arazi yapısı daha çok teraslı bir yapı sergilemekte; dağ zirveleri ve vadilerin konumları ise yalnızca yaklaşık olarak ayırt edilebilmektedir.

Ayrıca, d03 alanında sırt hattından vadiye doğru olan bölgede, rüzgâr şiddetinin azaldığı bir alan, yani bir wake bölgesi gözlemlenebilmektedir. Bu konumdaki rüzgâr akışı, hâkim akış yönü ile topografik yüksekliklerdeki değişimlerin etkisiyle çevresine kıyasla daha karmaşık bir yapı sergilemektedir.

SRTM verisi kullanıldığında, model çözünürlüğündeki artış (Şekil 5.6 b), merkez vadilerde geniş bir alanda negatif rüzgâr şiddetlerinin ortaya çıkmasına neden olmaktadır. Bu negatif değerler, yerel topoğrafyanın mezoskala akış alanı üzerindeki etkileriyle vadilerde gelişen ters yönlü akışlardan kaynaklanmaktadır. Böylesi bir akış yapısı, düşük çözünürlüklü topografik veri seti kullanıldığında doğru biçimde temsil edilememektedir.



Şekil 5.6 : a) Perdigo deney alanı'na ait SRTM ile askerî harita arasındaki fark,
b) Askerî harita ile SRTM haritası arasındaki farkın düşey profilde gösterimi,
c) MYNN-TKE parametrelendirmesi için GTOPO arazi modeli simülasyon sonucu,
d) MYNN-TKE parametrelendirmesi için askerî arazi modeli simülasyon sonucu.

Çizelge 5.2 : Harita veri seti vaka çalışması kapsamında, güney yönlü akış için WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümleri arasındaki rüzgâr şiddeti önyargısı (bias) ve kök ortalama kare hatası (RMSE) karşılaştırmaları.

		T20		T25		T29	
		Bias	RMSE	Bias	RMSE	Bias	RMSE
Military	100 m Rüzgâr Şiddeti	0.39	1.80	2.41	3.14	-0.19	1.98
	10 m Rüzgâr Şiddeti	0.34	1.80	1.77	2.13	1.44	2.54
GTOPO	100 m Rüzgâr Şiddeti	0.60	1.85	3.97	4.47	-0.58	2.54
	10 m Rüzgâr Şiddeti	-0.61	1.58	2.91	3.45	0.73	2.39
SRTM	100m Rüzgâr Şiddeti	0.96	2.01	2.42	3.14	-0.01	1.85
	10 m Rüzgâr Şiddeti	0.39	1.77	1.60	2.07	0.62	1.81

Rüzgâr şiddeti, aynı zamanda meteorolojik kule tarafından yapılan ölçümlerle de karşılaştırılmıştır. Simüle edilen rüzgâr şiddeti genellikle 100 m seviyesinde ve yüzeye yakın (10 m) yüksekliklerde gözlemlerle uyum göstermektedir. Ancak, tüm topoğrafik veri setlerinde, vadideki dalgalanmalar, iki sırt bölgesine kıyasla daha belirgin şekilde ortaya çıkmaktadır. Çizelge 5.2, rüzgâr şiddetihatalarını önyargı (bias) ve RMSE cinsinden nicel olarak sunmaktadır. Tüm durumlar için, sırtlar boyunca 100 m

mesafedeki rüzgâr şiddeti hataları tutarlı bir şekilde 1,5 m/s'nin altında kalmaktadır. Öte yandan, vadinin karakteristik yapısının doğru temsil edilmediği model durumlarında, vadi içindeki rüzgâr şiddet hataları 4 m/s'ye kadar ulaşabilmektedir.

Model, düşük rüzgâr şiddetlerine rağmen vadideki belirgin rüzgâr şiddeti dalgalanmalarını yeterli ölçüde yansıtabilmekte ve bu durum, sırtlara kıyasla çok daha yüksek bir varyasyon göstermektedir. Bu sonuç, Wagner et al. (2014) ve Liu et al. (2020) tarafından yapılan çalışmalarda elde edilen bulgularla uyumludur.

Çizelge 5.2'de sunulan istatistiksel sonuçlar incelendiğinde, farklı topoğrafik veri tabanlarının kullanımıyla model çözünürlüğü ne kadar artarsa, elde edilen sonuçların doğruluğu da o ölçüde iyileşmektedir. Yüksek model çözünürlüğü ve SRTM verisinin kullanımı, zirve bölgelerindeki rüzgâr şiddetinin eksik tahmin edilmesi ve vadi içindeki hızın fazla tahmin edilmesi gibi sorunları kısmen gidermektedir (Jiménez & Dudhia, 2012; Wagner et al., 2019; Liu et al., 2020; Draxl, 2021). Şekil 3.48'teki sonuçlar da göstermektedir ki, gerçekçi bir rüzgâr şiddeti simülasyonu elde etmek için, arazi yapısının doğru şekilde temsil edilmesi, PBL seçiminden daha kritik bir faktördür.

5.5 Perdigo Bölgesi Sümilasyon Analizleri

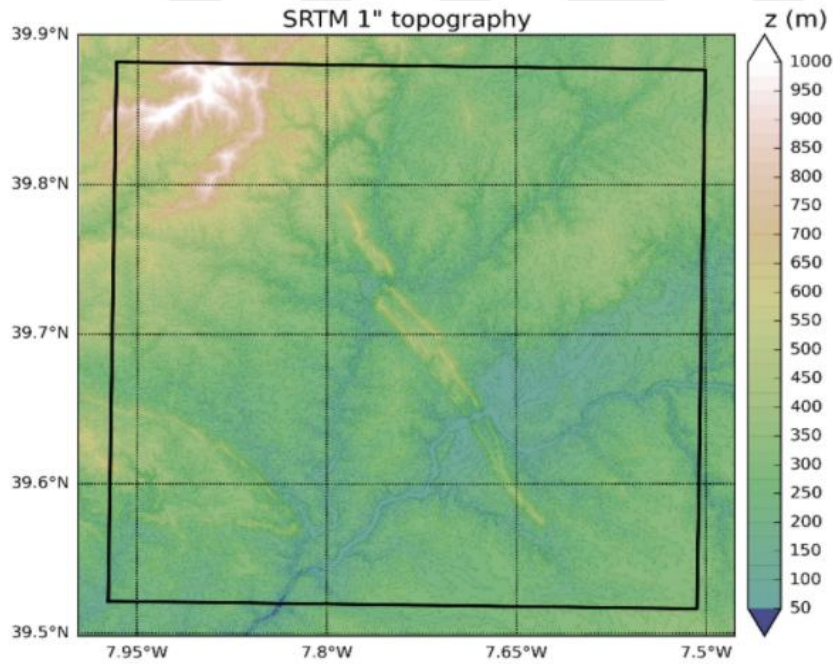
5.5.1 Perdigo bölgesi 5 km – 1km – 200 m model simülasyonu

Çalışmada, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 3 domain kullanılmıştır. d01, d02 ve d03 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 5000 m x 5000 m, 1000 m x 1000 m ve 200 m x 200 m çözünürlüğe sahiptir. Bu alanlardan ilk 2 domain mezo ölçek parametreleri ile çalıştırılırken, sadece d03 domain'i LES parametrisasyonu ile çalıştırılmıştır. Bu parametrisasyon karşılaştırma yapılabilmesi adına Wagner (2019) ile aynı domain alanında aynı parametrisasyon ile çalışılmıştır. Çalışma kapsamında modelin başarımını test etmek üzere 2017 yılına ait 04 ve 05 Mayıs olmak üzere 2 gün seçilerek gözlem verisi ile karşılaştırma yapılmıştır. Çalışma için seçilen zaman aralığında 36 saat için simülasyon çalışması 04 Mayıs öğlen saatlerinden itibaren çalıştırılmaya başlanmış olup ilk 12 saat simülasyon spin-up zamanı olarak değerlendirilmiştir. Bu karşılaştırmaları 2 farklı yükseklikte (100 m ve 10 m)'de yaparak modelin başarımını test edilmiştir. Fernando (2019) yaptığı çalışmada

uzun dönem için hazırlanan tüm günlerin sinoptik hava olaylarını kayıt altına almıştır. Bu tablo incelenerek ve ölçüm verisinde tam ve eksiksiz olduğu günler tespit edilerek çalışma için 5 Mayıs günü seçilmiştir. 4 Mayıs günü havanın açık olduğu bir gündür, 5 Mayıs ise havanın öğle saatlerinden itibaren gökgürültülü bir havaya döndüğü gündür. Ayrıca bu iki günde rüzgâr yönleri güneyli akımı takip etmiştir. Böylece güneyli akımın olduğu bir zaman diliminde akışın sahaya nasıl etki ettiği detaylı olarak incelenmiştir.

Domain alanlarında görülen önemli farklardan biri de özellikle topografik çözümleme de gözlemlenmiştir. 5km çözünürlüklü saha da sadece 1 tepe görülürken, 200 m çözünürlükte her iki tepe ve vadi modellenmiştir.

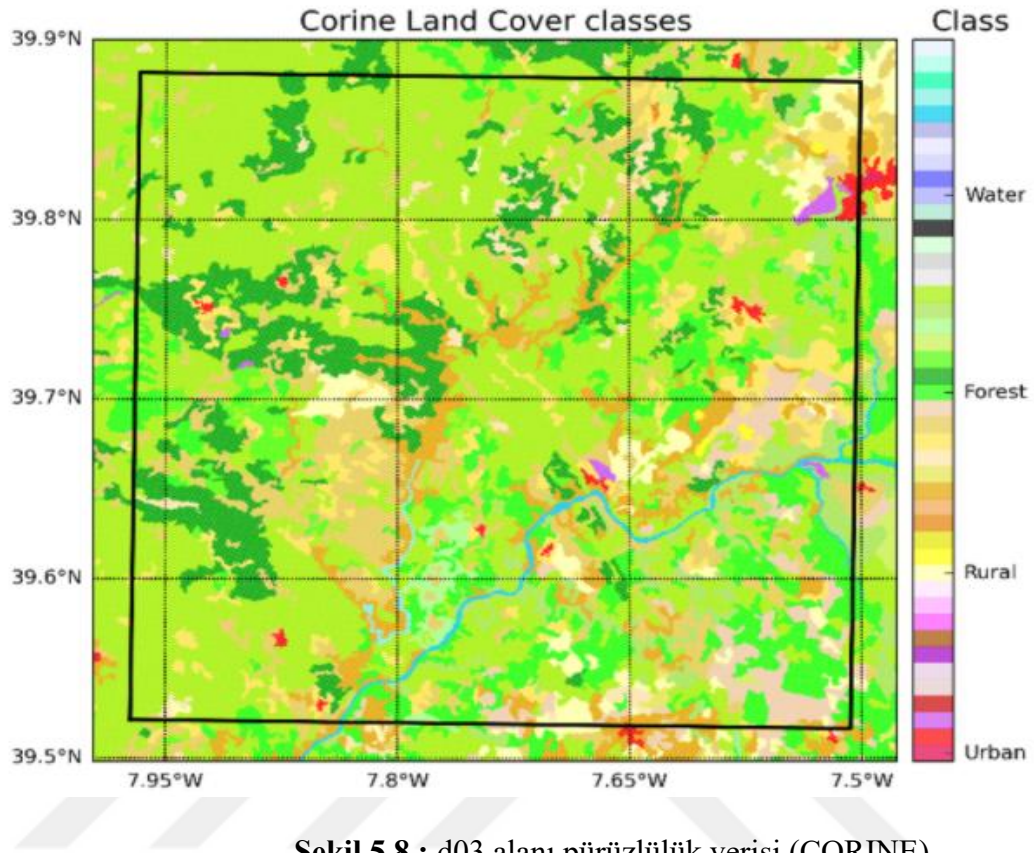
Çalışmanın d03 domain alanında Şekil 5.7’de gösterilen yüksek çözünürlüklü 90 m orografik veri olan SRTM kullanılmıştır. Yine sahanın pürüzlülük değerleri (Şekil 5.8) CORINE veri setinin 2006 verisi ile Pineda’nın sınıflandırılmasına göre modele girdi olarak ayarlanmıştır.



Şekil 5.7 : d03 alanı topoğrafya verisi (SRTM).

WRF-LES modelinin TKE parametrisasyonu ile hazırlanan mezo ve mikro model sonuçları ölçüm direkleri noktalarına model sonuçları lineer interpolasyon yöntemi ile taşınmıştır. Böylece özellikle düşük çözünürlüklü model sonucu olan d01 ve d02

alanlarının aynı grid noktası kullanımının önüne geçilerek sonuçların hassasiyeti artırılmaya çalışılmıştır.

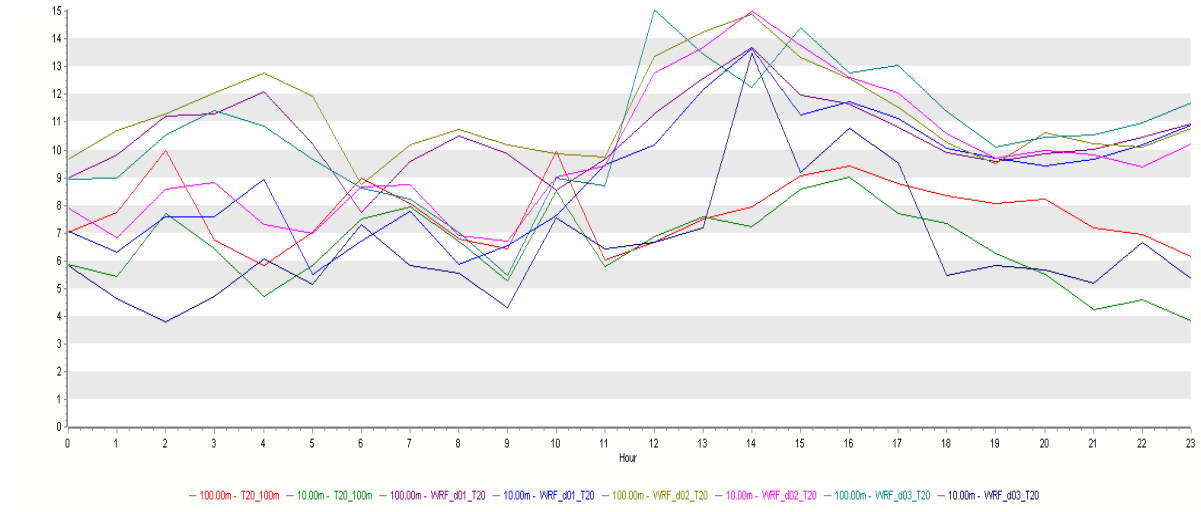


Şekil 5.8 : d03 alanı pürüzlülük verisi (CORINE).

Bunun için ölçüm direklerinin koordinatlarına en yakın 4 grid noktası belirlenerek, ağırlıklı ortalamaya göre sonuçlar tüm domain alanları için taşınmıştır. Verilerin saatlik olarak performansı rüzgâr şiddeti için, daha sonra ise rüzgâr yönü için incelenmiştir. Sonuçlar, öncelikle güneybatıda bulunan T20 numaralı direktten başlarak, kuzeydoğuda bulunan T29 direğine sırasıyla incelenmiştir. Sonuçların ilk 12 saatlik süresi spin- up zamanı olarak belirlenmiştir. Bu sebeple incelenecek verinin günlük bir seri olması sebebiyle grafikler günlük olarak hazırlanmış ve rüzgâr şiddeti grafikleri bu şekilde paylaşılmıştır. Yere yakın seviyedeki ve serbest atmosferdeki değişimi karşılaştırmak adına, ölçüm direklerindeki en düşük seviye (10 m) ve en yüksek seviye (100 m) için sonuçlar karşılaştırılmıştır. Bütün ölçüm direklerinde sırasıyla ilk olarak tüm mezo-mikro model sonuçları ile ölçüm sonuçları birlikte çizdirilmiş, daha sonra sırasıyla öncelikle d01 domain alanı, d02 domain alanı ve d03 domain alanı için 100 m ve 10 m'deki günlük rüzgâr şiddeti grafikleri incelenmiştir.

Daha sonra ise rüzgâr yönü grafikleri rüzgâr şiddetine göre basamaklandırılarak çizdirilmiştir. Sadece T25 numaralı ölçüm istasyonu her iki seviyede rüzgâr yönündeki farklılıktan dolayı hem 100 m için hem de 10 m için çizdirilerek incelenmiştir.

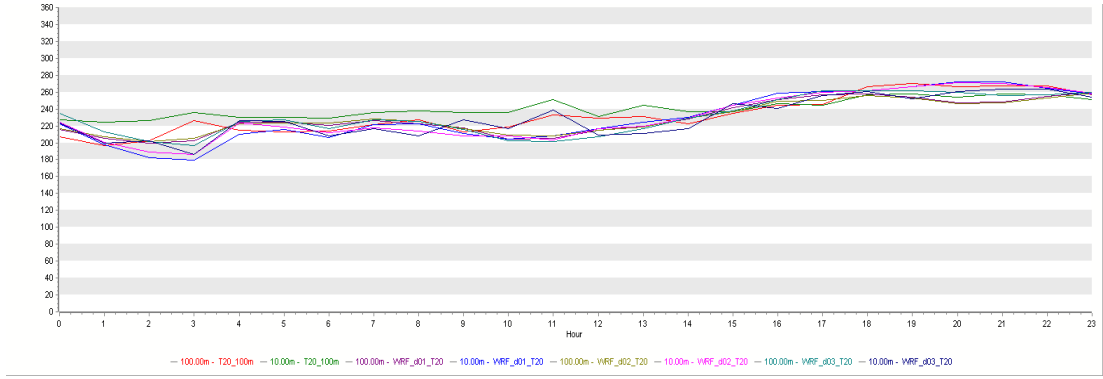
Ayrıca sonuçlar istatistiksel metotlardan RMSE ve MAE için incelenmiş ve Tablolarda paylaşılmıştır. İstatistiksel sonuçlarda ise yine 24 saatlik sonuçlar irdelenmiştir.



Şekil 5.9 : T20 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

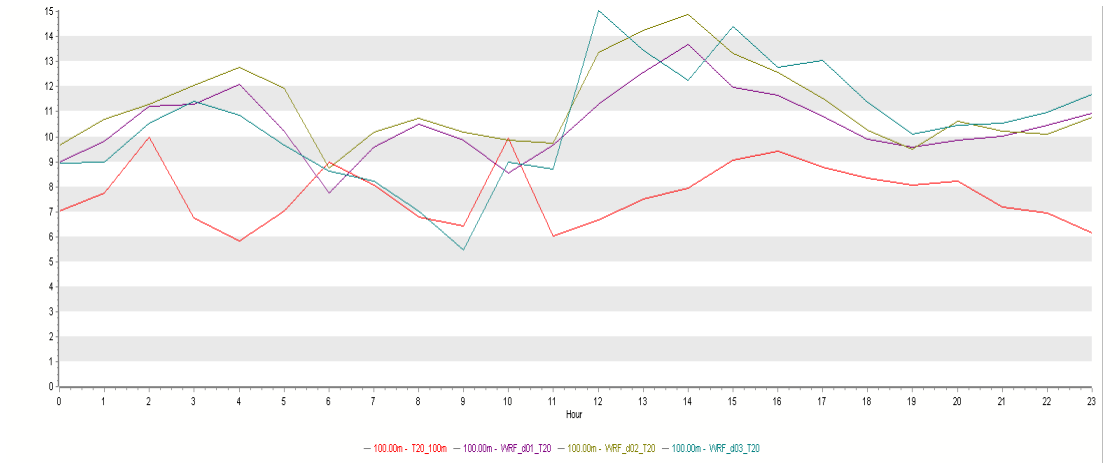
T20 ölçüm direği sahanın güneybatısında bulunan ve güneyli akışı gören ilk ölçüm istasyonudur. Günlük salınımında (Şekil 5.9) WRF-LES sonuçları genel itibari ile hem 100 m hem de 10 m’de ölçüm verileri ile benzer salınımı göstermektedir. Bunun yanında model çözünürlüğünün farklı olması, rüzgâr şiddetinde gün içerisinde farklı olmasına sebep olmuştur. Özellikle öğle saatlerinde d01 ve d02 modeli, gözlem ve WRF-LES sonucundan ayrılmıştır. Yine akşam saatlerinde WRF-LES modeli hariç d01 ve d02 domain alanları her iki yükseklikte gözlem ve WRF-LES veri setinden daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Öğle saatlerindeki bu yüksek rüzgâr şiddeti Mut bölgesindeki çalışma sonuçları ile tutarlılık göstermektedir.

(Şekil 5.10) incelendiğinde ise çalışma için seçilen güneybatılı rüzgârlar tüm seviye ve domain alanları için tutarlı davranmaktadır. Bu da arazi yapısının seçili modeller ile iyi bir şekilde modellendiğini göstermektedir.



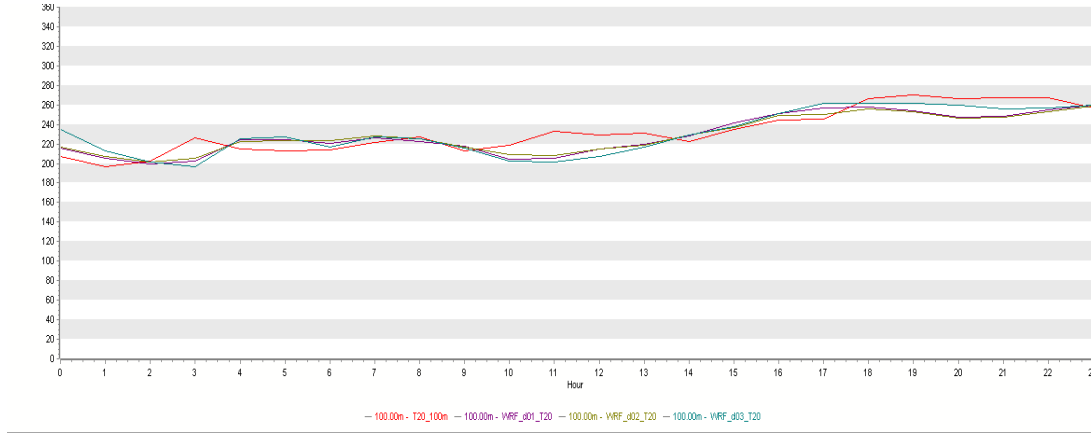
Şekil 5.10 : T20 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.11’te T20 ölçüm istasyonunun 100 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100m’deki ölçüm verisini, Mor çizgi d01 domain alanı, yeşil çizgi d02 domain alanı ve açık mavi’de WRF-LES domain alanı için 100 m’deki günlük salınımı göstermektedir. 3 farklı çözünürlüklü domain sonucu birbirleriyle aynı salınımı gösterirken, WRF-LES modeli 100 m için diğer simülasyondan daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Genel itibariyle ise tüm model sonuçları 100 m’deki gözlem sonuçlarından daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.



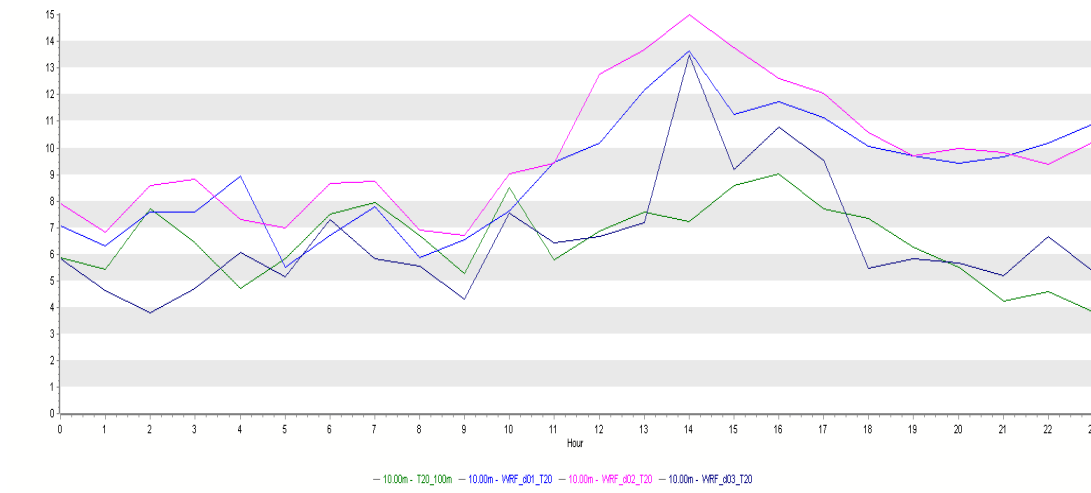
Şekil 5.11 : T20 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Şekil 5.12’te T20 ölçüm direğinin 100 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili güneybatılı rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönü grafiğini sağlamıştır. Rüzgâr yönleri ayrıca Şekil 5.15’te rüzgâr şiddetleri ile ayrıntılı olarak incelenmiştir.

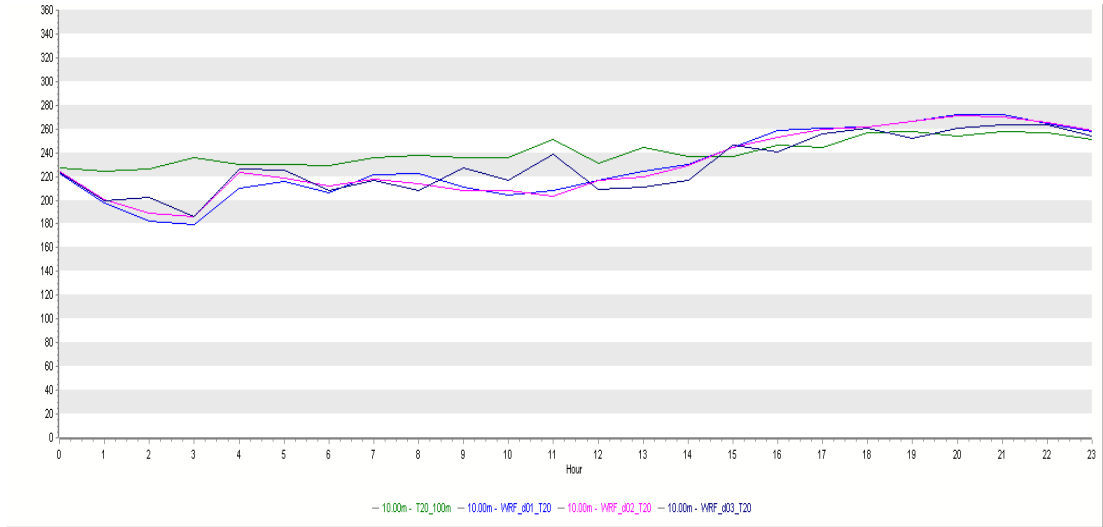


Şekil 5.12 : T20 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.13’te T20 ölçüm istasyonunun 10 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Yeşil çizgi 10m’deki ölçüm verisini, Mavi çizgi d1 domain alanı, pembe çizgi d02 domain alanı ve lacivert çizgi ise WRF-LES domain alanı için 10 m’deki günlük salınım sonuçlarını göstermektedir. Yere yakın seviyedeki rüzgâr şiddetleri 100 m sonuçlarına göre daha benzer bir salınım göstermiştir. Gece saatleri dışında her 3 model sonucu gün içerisinde benzer salınım gösterirken, WRF-LES modeli özellikle öğle saatlerinden sonra 10 m için gözlem değerleriyle benzerlik göstermektedir. Genel itibariyle ise rüzgâr şiddeti değerlerine bakıldığında d1 ve d02 domain alanları yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.

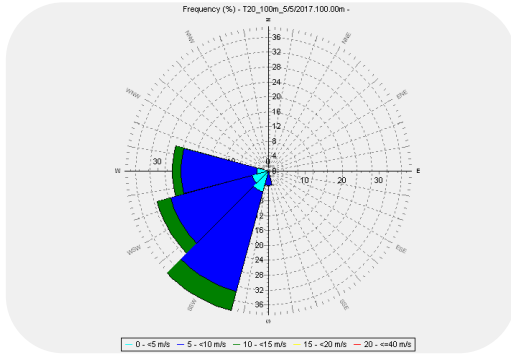


Şekil 5.13 : T20 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

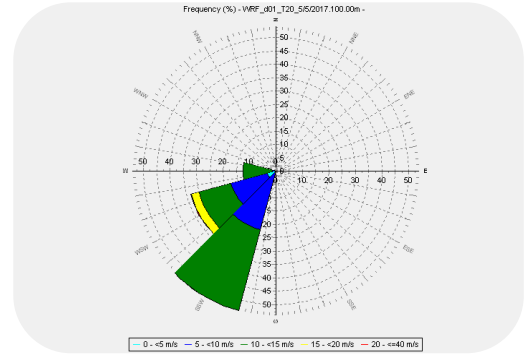


Şekil 5.14 : T20 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

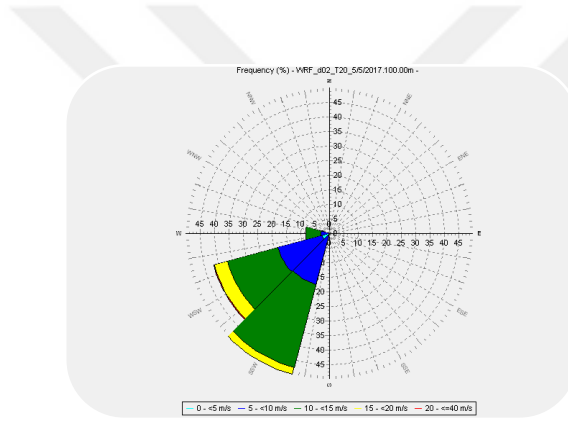
Şekil 5.14’te T20 ölçüm direğinin 10 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili güneybatılı rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönünü sağlamıştır. Gözlem verisi ile karşılaştırıldığında 10 m için sonuçlar da ufak bir offset kayması görülmektedir. Bunun 2 temel sebebi vardır. Gözlem verileri 10 m’de cup anemometre ile ölçüm alınmadığından kalibrasyon ile alakalı offset farklılığı sebep olabilecektir. Bir temel diğer sebep ise modelin bu seviyedeki u ve v parametrelerinin özellikle d01 ve d02 domain alanında yüzey etkisinin modellenmesinde daha az etkilenmesinden kaynaklanmaktadır.



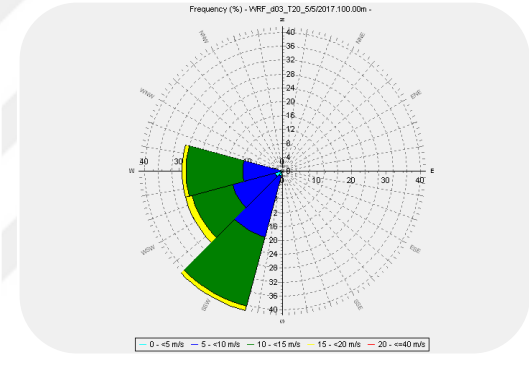
a) T20 ölçüm direğinin 100 m'deki rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



b) T20 ölçüm direğinin 100 m'deki d1 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



c) T20 ölçüm direğinin 100 m'deki d2 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

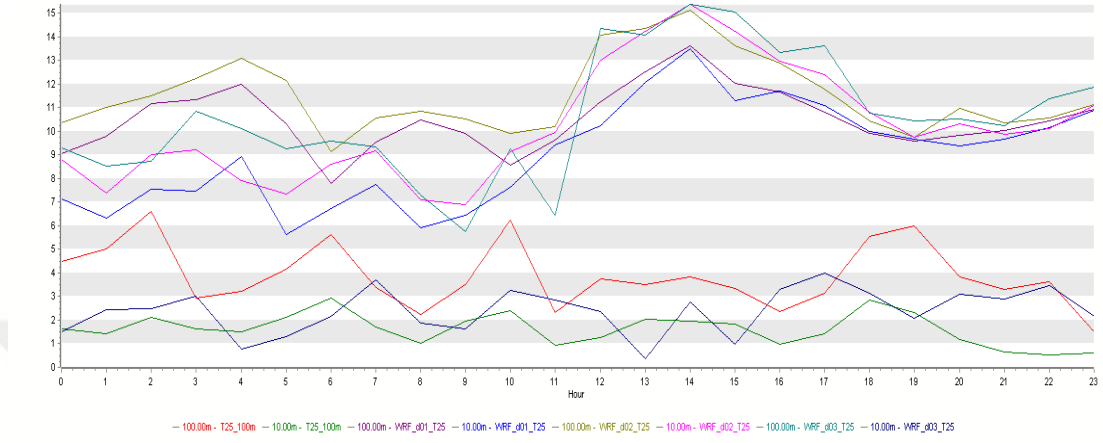


d) T20 ölçüm direğinin 100 m'deki WRF-LES modeli için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

Şekil 5.15 : T20 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.

Şekil 5.15’te T20 ölçüm direğinin 100 m için rüzgâr şiddetlerinin rüzgâr yönlerine göre frekans değerlerlendirilmesi yapılmıştır. Sırasıyla Gözlem, d01, d02 ve WRF-LES modellerinin rüzgâr şiddeti grafiklendirilmiştir. Renk skalasına göre ise turkuvaz 0-5 m/s, mavi 5-10 m/s, yeşil 10-15 m/s, sarı 15-20 m/s ve kırmızı 20 m/s’den büyük rüzgâr şiddetlerini yöne göre göstermektedir. Seçili tarih aralığı güneybatılı rüzgâr şiddetlerine ait olduğundan sadece güneyli rüzgâr akışına ait sonuçlar grafiklendirilmiştir. Buna göre her 3 model 12 sektöre bölünmüş 1 günlük rüzgâr şiddetlerini başarılı bir şekilde göstermesine rağmen, WRF-LES modeli gözlemdeki 3 yönden gelen akışı diğer 2 mezo model sonucuna göre daha başarılı tahmin etmiştir.

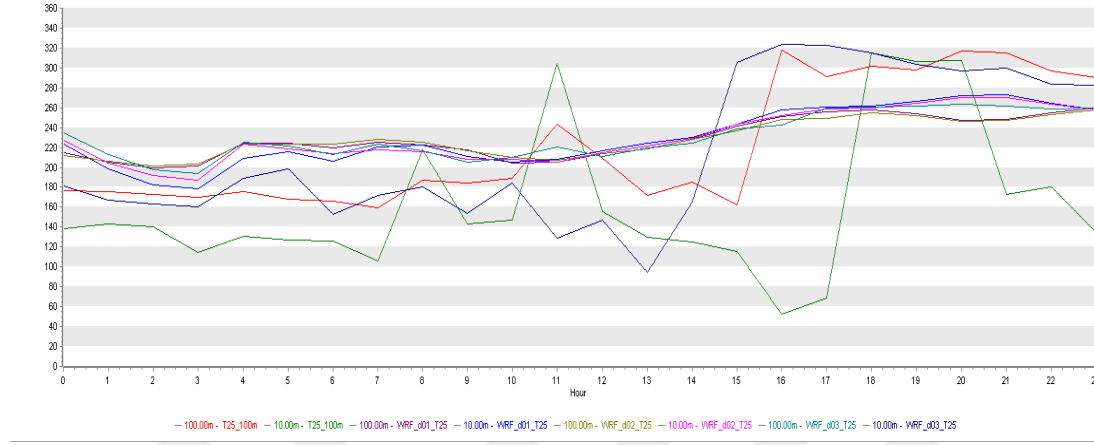
Ayrıca rüzgâr şiddetleri değerlendirildiğinde yine yön ve derece olarak başarılı bir tahminde bulunsa bile rüzgâr şiddeti olarak WRF-LES ve diğer iki mezo model rüzgâr şiddetini overestimate (fazla tahmin) etmiştir. Özellikle d01 ve d02 domain'i 15 m/s ve üzerinde rüzgâr şiddetleri göstererek rüzgâr şiddetini gözleme göre çok fazla tahmin etmişlerdir.



Şekil 5.16 : T25 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

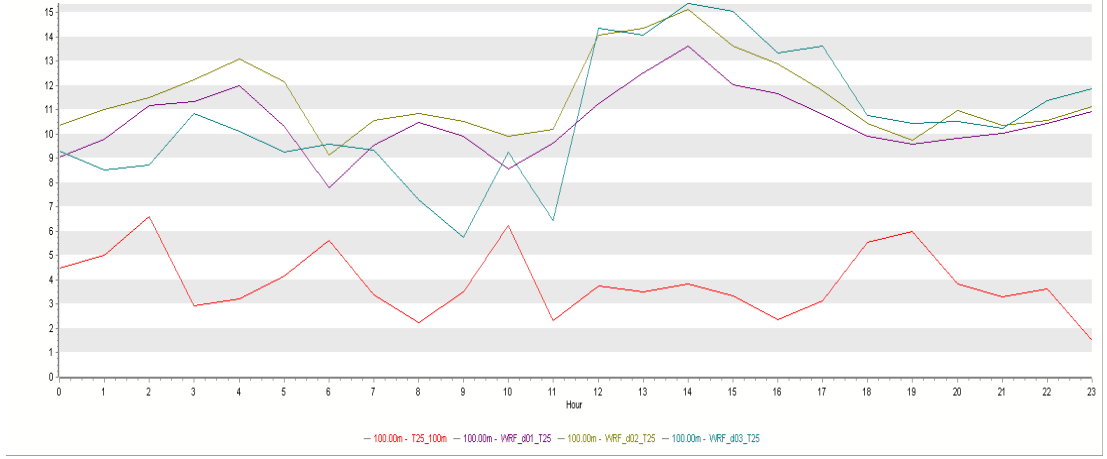
T25 ölçüm direği sahanın güneybatısında bulunan ve güneyli akışı gören ikinci ölçüm istasyonudur. Saha koşullarına bakıldığında T25 numaralı ölçüm direği iki tepenin arasında T29 numaralı ölçüm istasyonuna daha yakındır. Günlük salınımda (Şekil 5.16), 100 m ile 10 m rüzgâr şiddetleri arasında ciddi bir fark görülmektedir. Vadi alanlarında yere yakın seviyedeki akış vadiye paralel değilse belli bir açı ile veya dikse her iki kenardaki sırt nedeniyle akışta bozunum oluşacaktır. Bu durumda rüzgâr şiddeti 100 m ye göre 10 m’de daha düşük olup aradaki fark büyük olacaktır.) kaynaklanmaktadır. WRF-LES sonuçları (10 m’de) genel itibari ile ölçüm verileri ile benzer hareketi(salınımı) göstermektedir. Bunun yanında model çözünürlüğünün farklı olması, rüzgâr şiddetinde gün içerisinde farklı olmasına sebep olmuştur. Özellikle mezo model sonuçları ile mikro model sonuçları arasındaki rüzgâr şiddeti ve rüzgâr salınıminin gün içerisindeki farklılığı daha net bir şekilde görülmektedir. Aynı şekilde rüzgâr şiddetinin değerleri gözlem verisinde de topografik koşulların etkisiyle farklılıklar barındırmaktadır. Burada en büyük değişkenlik kullanılan orografik ve pürüzlülük parametrelerinin çözünürlüğü ile model çözünürlüğü arasındaki farklardan kaynaklanmaktadır.

Rüzgâr yönlerine (Şekil 5.17) incelendiğinde özellikle öğle saatlerinden itibaren rüzgâr yönünde bir farklılık görülmektedir. 10 m'deki gözlem sonucu özellikle ölçümün vadi içerisinde yapılmasından kaynaklı olarak diğer sonuçlara göre farklılık arz etmektedir.



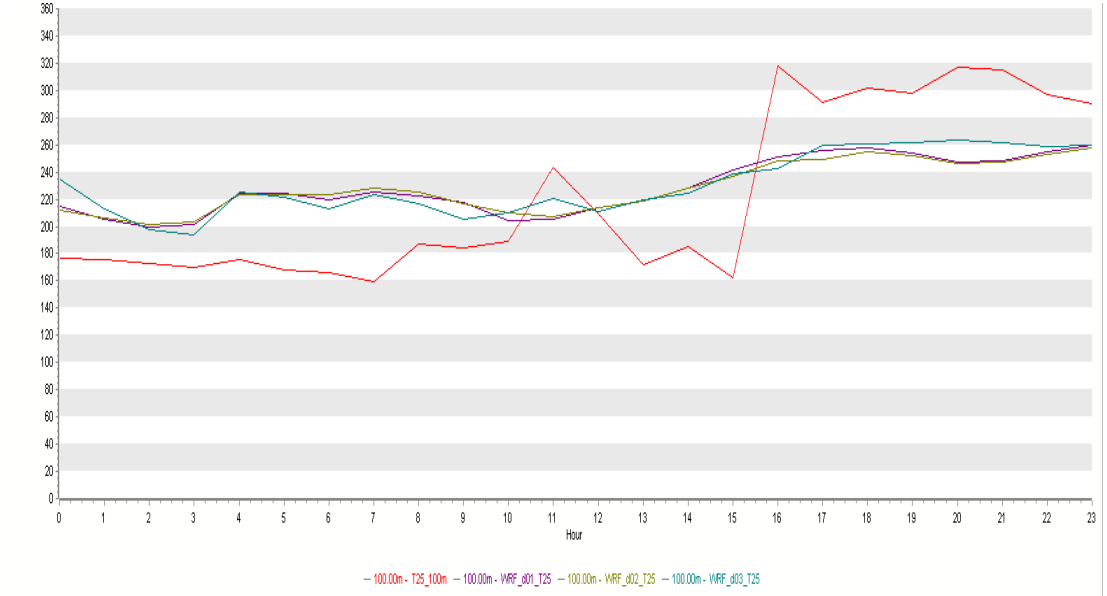
Şekil 5.17 : T25 ölçüm direği için model ve gözlem verilerine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.18'te T25 ölçüm istasyonunun 100 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100 m'deki ölçüm verisini, Mor çizgi d1 domain alanı, yeşil çizgi d02 domain alanı ve açık mavi'de WRF-LES domain alanı için 100 m'deki günlük salınımı göstermektedir. Her 3 model sonucu benzer bir salınım yakalama eğiliminde olmasına rağmen değişimler WRF-LES modelinde daha keskindir. Ayrıca öğle saatlerinden itibaren WRF-LES veri seti gözlem değerinden ayrılarak, mezo model sonuçlarına yaklaşmıştır. Her 3 model sonucu akşam ve gece saatlerinde gözlem değerlerine daha fazla benzerlik göstermiştir. Genel itibariyle ise tüm model sonuçları 100 m'deki gözlem sonuçlarından daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.



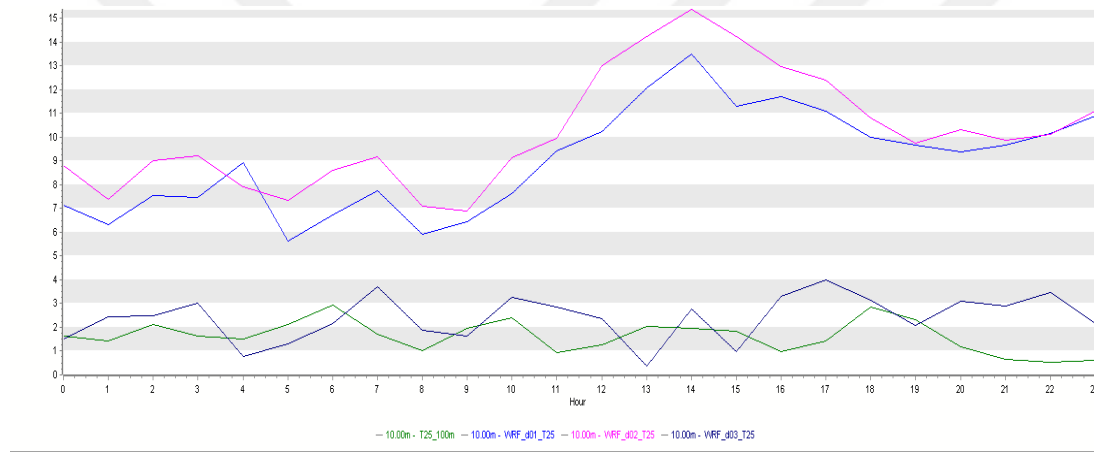
Şekil 5.18 : T25 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Şekil 5.19’da T25 ölçüm direğinin 100 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili güneybatılı rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönü grafiğini sağlamıştır. Yine 100 m için rüzgâr yönleri her 3 model veri setine belli bir offset değeri ile takip etmiştir. Bunun sebebi daha önceden belirtildiği gibi ölçüm kalibrasyonu ve model çözünürlüğünden kaynaklanmaktadır. Model sonuçlarında periyot boyunca önemli bir değişim yok iken aktüel yönünde öğlen saatlerinden itibaren gündüz ısınmanın en kuvvetli olduğu saatlerde oluşan anabatik akım paralel sırtın etkisi ile deforme olarak yönde değişimine neden olmaktadır.

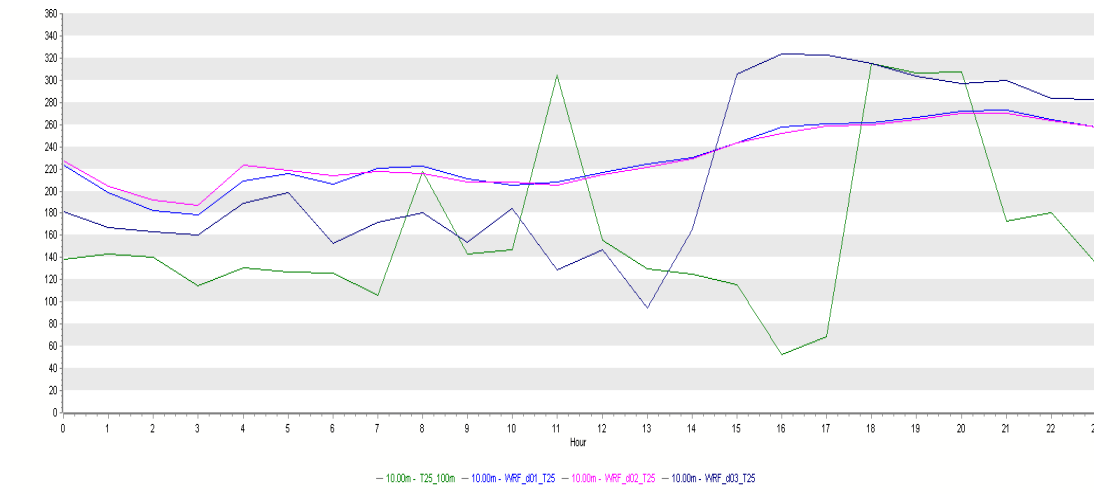


Şekil 5.19 : T25 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.20’de T25 ölçüm istasyonunun 10m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Yeşil çizgi 10 m’deki ölçüm verisini, Mavi çizgi d01 domain alanı, pembe çizgi d02 domain alanı ve lacivert çizgi ise WRF-LES domain alanı için 10 m’deki günlük salınım sonuçlarını göstermektedir. 10m’deki gözlem değerleri, WRF-LES değerleri ile mezo model sonuçları arasındaki farkı belirgin bir şekilde ortaya koymaktadır. Genel itibariyle ise rüzgâr şiddeti değerlerine bakıldığında d01 ve d02 domain alanları yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Gün içerisinde WRF-LES 10 m için rüzgâr şiddeti değerleri gözlem değerleri ile yakın ve benzer bir salınım sağlamıştır. Her 3 modelin sonuçları kendi içerisinde değerlendirildiğinde ise gün içerisindeki yükseliş ve azalışlar benzer olmasına rağmen, WRF-LES daha iyi sonuç vermiştir.



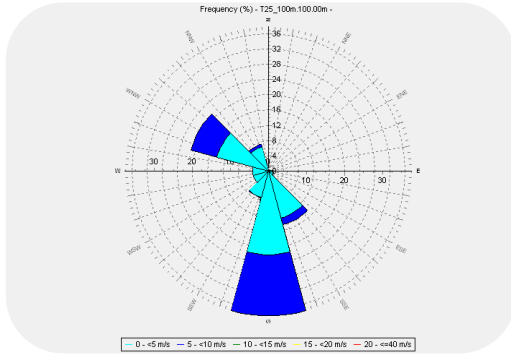
Şekil 5.20 : T25 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.



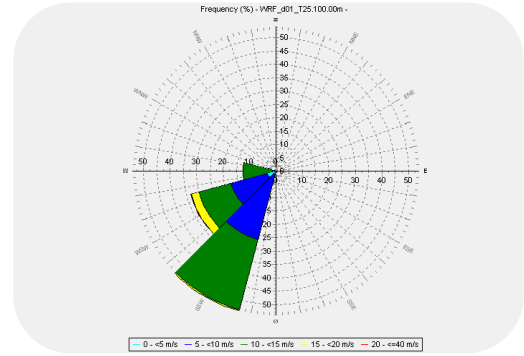
Şekil 5.21 : T25 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.22’te T25 ölçüm direğinin 10 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili güneybatılı rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönünü sağlamıştır. Gözlem verisi ile karşılaştırıldığında 10 m için sonuçlar da ufak bir offset kayması görülmektedir. Bunun 2 temel sebebi vardır. Gözlem verileri 10 m’de cup anemometre ile ölçüm alınmadığından kalibrasyon ile alakalı bir kayma sebep olabilecektir. Bir temel diğer sebep ise modelin bu seviyedeki u ve v parametrelerinin özellikle d01 ve d02 domain alanında yüzey etkisinin modellenmesinde daha az etkilenmesinden kaynaklanmaktadır. WRF-LES model çözümlenmesinin olduğu d03 domaini daha yüksek çözünürlüklü olması nedeniyle kompleks topografyanın etkisini daha iyi simüle etmektedir. Bu nedenle aktüel rüzgâr ve d03 domain sonuçları vadi içindeki akışın gün içindeki deformasyonunu benzer şekilde yansıtmaktadır.) Rüzgâr yönleri içinde WRF-LES model sonuçları gözlem ile daha yakın sonuçlar sergilemektedir. Rüzgâr yönlerinin rüzgâr şiddetlerine göre her iki seviyeki farkı bir sonraki bölümde daha detaylı paylaşılmıştır.

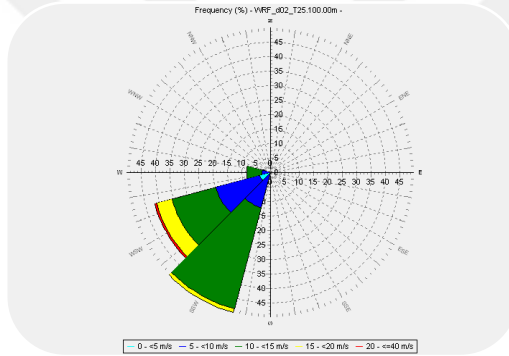
Şekil 5.23’te T25 ölçüm direğinin 100 m için rüzgâr şiddetlerinin rüzgâr yönlerine göre frekans değerlendirilmesi yapılmıştır. Sırasıyla Gözlem, d01, d02 ve WRF-LES modellerinin rüzgâr şiddeti grafiklendirilmiştir. Renk skalasına göre ise turkuvaz 0-5 m/s, mavi 5-10 m/s, yeşil 10-15 m/s, sarı 15-20 m/s ve kırmızı 20 m/s’den büyük rüzgâr şiddetlerini yöne göre göstermektedir. Seçili tarih aralığı güneybatılı rüzgâr şiddetlerine ait olduğundan sadece güneyli rüzgâr akışına ait sonuçlar grafiklendirilmiştir. Buna göre her 3 model 12 sektöre bölünmüş 1 günlük rüzgâr şiddetlerini T20 ölçüm istasyonuna göre daha farklı göstermektedir. Her 3 model verisi birbiri ile daha benzer yön grafiği paylaşıırken, gözlem verisi ile bazı temel farklılıklar göstermektedir. Gözlem verisi akışı daha güneyli modellerken, her 3 model verisi hâkim yöne daha benzer koşulları göstermektedir. Gözlem verisi üzerinde topografyanın yön üzerindeki saptırıcı etkisi görülmektedir. Ayrıca rüzgâr şiddetleri değerlendirildiğinde yine yön ve derece olarak, WRF-LES ve diğer iki mezo model rüzgâr şiddetini overestimate (fazla tahmin) etmiştir. Özellikle d03 domain’i 15 m/s ve üzerinde rüzgâr şiddetleri göstererek rüzgâr şiddetini gözleme göre çok fazla tahmin etmiştir.



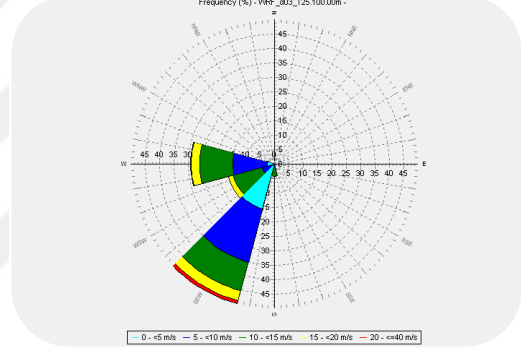
a) T25 Ölçüm direğinin 10 m'deki rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



b) T25 Ölçüm direğinin 10 m'deki d01 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

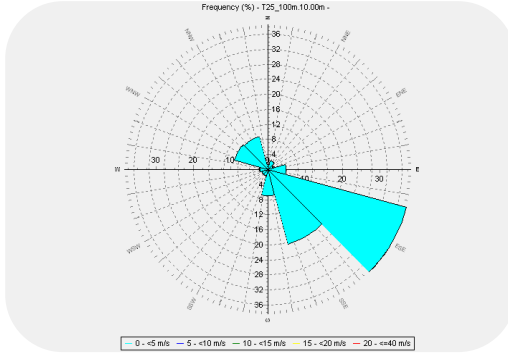


c) T25 Ölçüm direğinin 10 m'deki d02 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

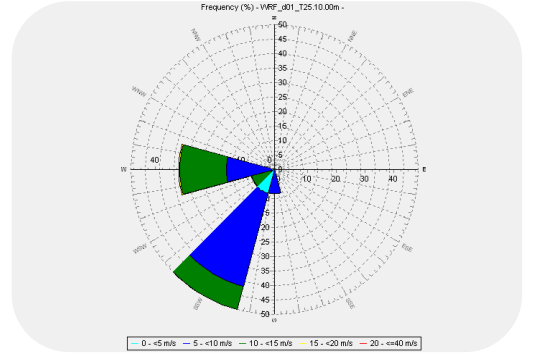


d) T25 Ölçüm direğinin 10 m'deki WRF-LES modeli için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

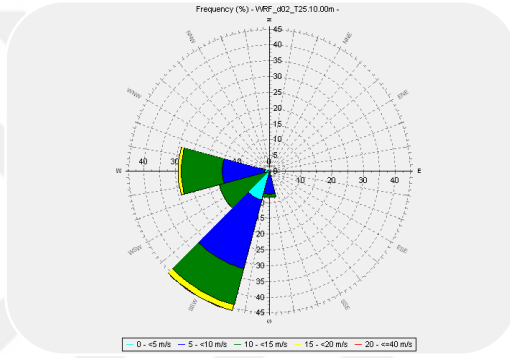
Şekil 5.22 : T25 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) Gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.



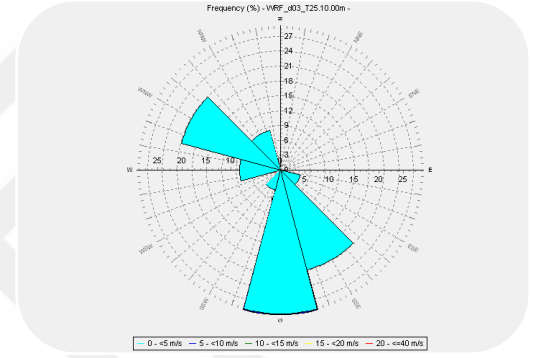
a) T25 ölçüm direğinin 100 m'deki rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



b) T25 ölçüm direğinin 100 m'deki d01 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



c) T25 ölçüm direğinin 100 m'deki d02 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



d) T25 ölçüm direğinin 100 m'deki WRF-LES modeli için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

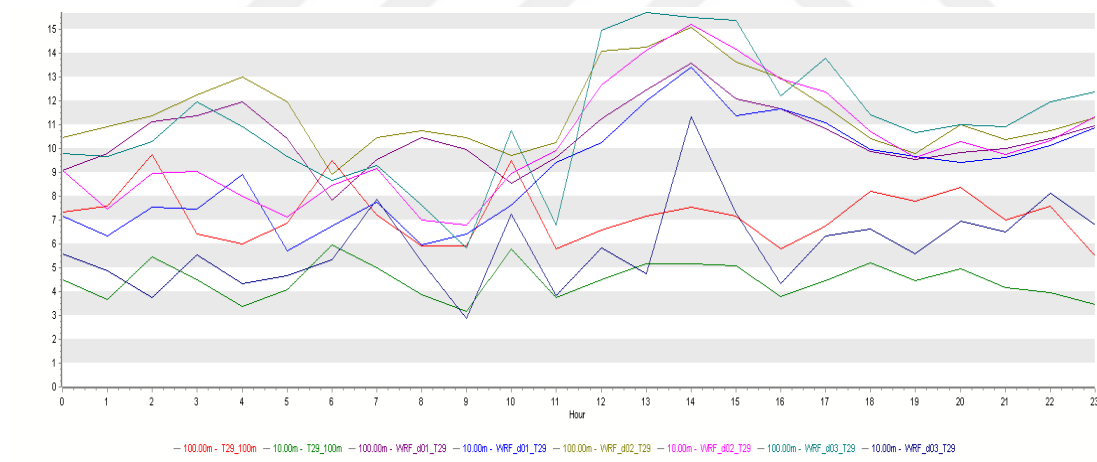
Şekil 5.23 : T25 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.

d01 ve d02 mezo domain sonuçları hem 100 m hem de 10 m için benzer akışa sahiplerdir. Bunun en temel sebebinin model çözünürlüğünden kaynaklanmaktadır. Ayrıca gözlem verisi güneyli yönlerden 140 dereceye dönerek özellikle yere yakın seviyede oldukça farklı bir sonuç göstermektedir. Yine WRF-LES veri seti 100 m ve 10 m'de birbirinden farklı sonuçlar göstermiştir. 10m için model gözlemi daha iyi tahmin etmeye çalışmıştır fakat yine de gözlem ile arasında ciddi bir offset bulunmaktadır.

WRF-LES modelinin d03 domaini için sonuçları arazinin kompleks yapısının bu domainde daha iyi temsil edilmesi ve rüzgâr akışı üzerinde arazi etkisini daha iyi simüle etmesi nedeniyle aktüel rüzgâr yön ve şiddetine daha benzer bir frekans dağılımı göstermektedir.

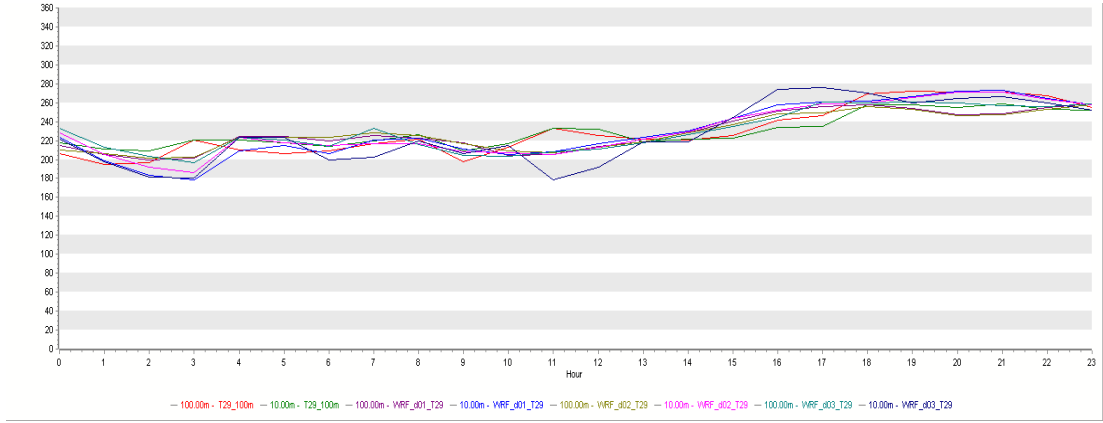
Sonuç mezo modele göre karşılaştırıldığında ise WRF-LES daha iyi sonuç göstermektedir. Ayrıca rüzgâr şiddetleri değerlendirildiğinde d01 ve d02 domain'i overestimate (fazla tahmin) göstermektedir.

T29 ölçüm direği sahanın güneybatısında bulunan ve güneyli akışı gören son ölçüm istasyonudur. Günlük salınımında (Şekil 5.24) WRF-LES sonuçları genel itibari ile hem 100 m hem de 10 m'de ölçüm verileri oldukça karmaşık bir salınım grafiği göstermektedir. Bunun yanında model çözünürlüğünün farklı olması, rüzgâr şiddetinde gün içerisinde farklı olmasına sebep olmuştur. Özellikle öğle saatlerinde d01 ve d02 modeli, gözlem ve WRF-LES sonucundan ayrılmıştır. Yine akşam saatlerinde WRF-LES modeli hariç d01 ve d02 domain alanları her iki yükseklikte gözlem ve WRF-LES veri setinden daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.



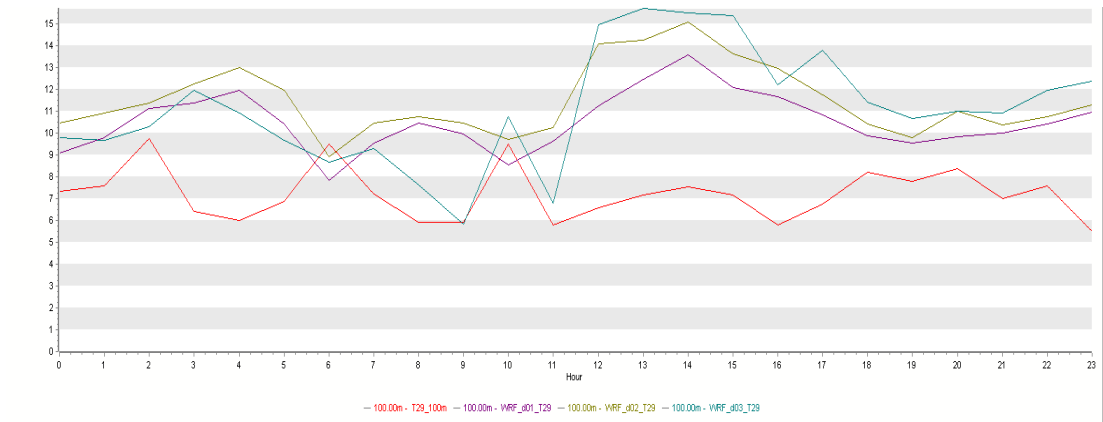
Şekil 5.24 : T29 ölçüm direği için model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Rüzgâr yönlerine (Şekil 5.25) incelendiğinde ise çalışma için seçilen güneybatılı rüzgârlar tüm seviye ve domain alanları için tutarlı davranmaktadır. Bu da arazi yapısının seçili modeller ile iyi bir şekilde modellendiğini göstermektedir.



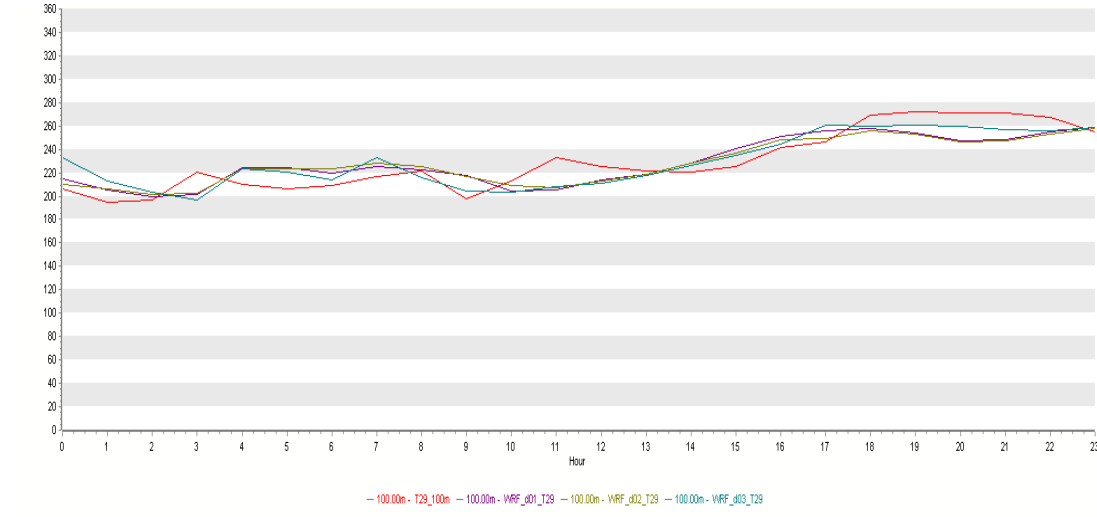
Şekil 5.25 : T29 ölçüm direği için model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.26’da T29 ölçüm istasyonunun 100 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100 m’deki ölçüm verisini, Mor çizgi d1 domain alanı, yeşil çizgi d02 domain alanı ve açık mavi’de WRF-LES domain alanı için 100 m’deki günlük salınımı göstermektedir. Sabah ve gece saatlerinde her 3 model sonucu birbirleriyle aynı salınımı gösterirken, WRF-LES modeli özellikle öğle saatlerinde 100 m için gözlem değerleriyle benzer salınımı gösterirken, öğlen saatlerinden sonra ise gözlem değerlerine göre olan fark artmaktadır. Model içindeki radyatif zorlama etkisinin öğlen saatlerinden itibaren artarak sırtlar üzerinde akışı ivmelendirici etlisi nedeniyle her üç model sonucu irdelendiğinde rüzgâr şiddetindeki artış açıklanabilir. Genel itibariyle ise tüm model sonuçları 100 m’deki gözlem sonuçlarından daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.



Şekil 5.26 : T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

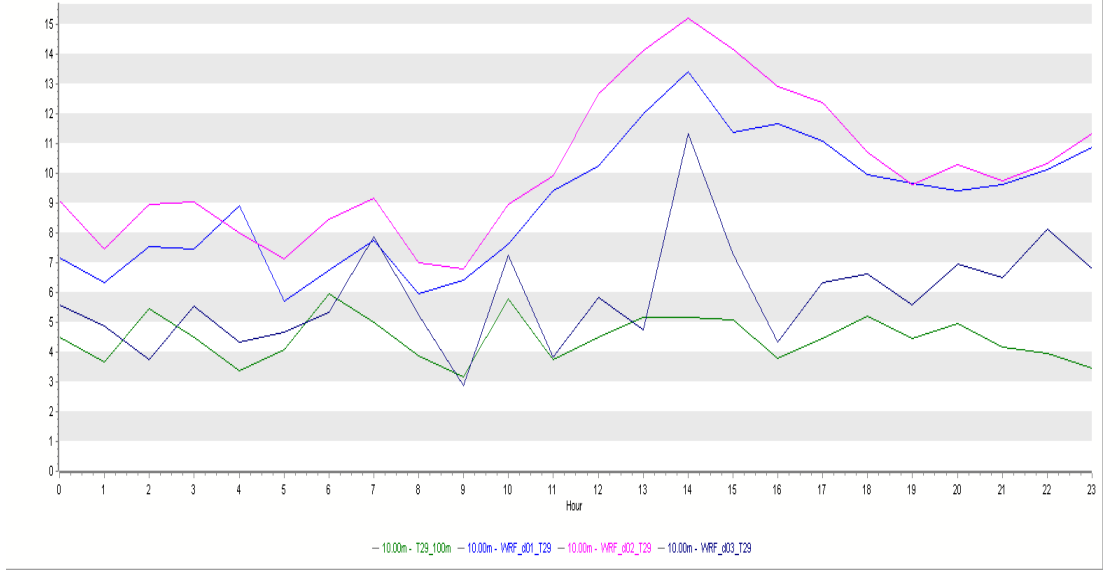
Şekil 5.27’de T20 ölçüm direğinin 100 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili güneybatılı rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönü grafiğini sağlamıştır. Rüzgâr yönleri ayrıca Şekil 3.73’te rüzgâr şiddetleri ile ayrıntılı olarak incelenmiştir.



Şekil 5.27 : T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

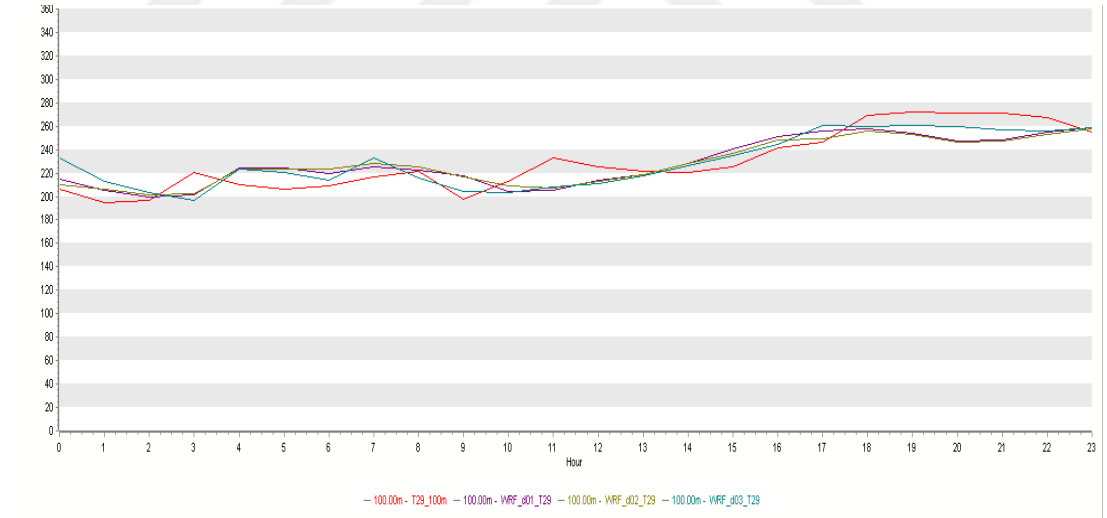
Şekil 5.28’te T29 ölçüm istasyonunun 10 m için gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Yeşil çizgi 10 m’deki ölçüm verisini, Mavi çizgi d01 domain alanı, pembe çizgi d02 domain alanı ve lacivert çizgi ise WRF-LES domain alanı için 10 m’deki günlük salınım sonuçlarını göstermektedir.

Genel itibariyle ise rüzgâr şiddeti değerlerine bakıldığında d01 ve d02 domain alanları yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Günlük salınımda özellikle d01 ve d02 model sonuçları gözlem ve WRF-LES’den ayrışırken, WRF-LES gözlem değerlerine benzer bir salınım sergilemiştir. Sadece öğle saatlerinde WRF-LES veri setinin diğer iki domain sonuçları ile benzer şekilde yüksek rüzgâr şiddeti değerlerine doğru pik yapması kayda değer görülmektedir. Buda model içindeki ısınmanın maksimum olduğu saatler için radyatif zorlama etkisini göstermektedir.

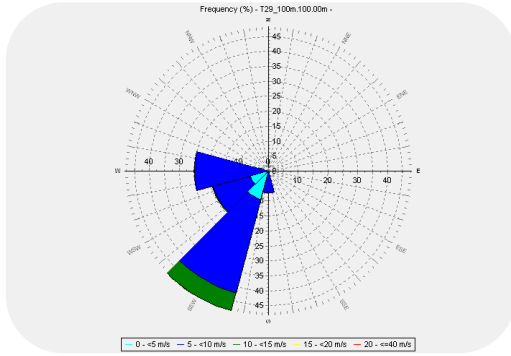


Şekil 5.28 : T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

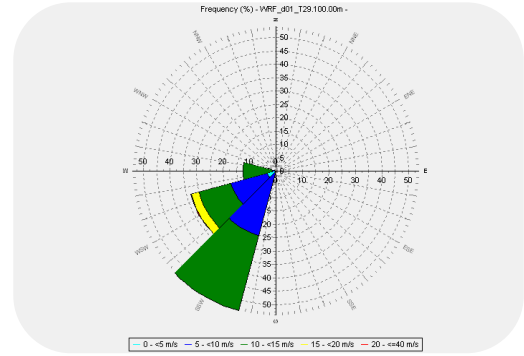
Şekil 5.29’da T20 ölçüm direğinin 10 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili güneybatılı rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönünü sağlamıştır.



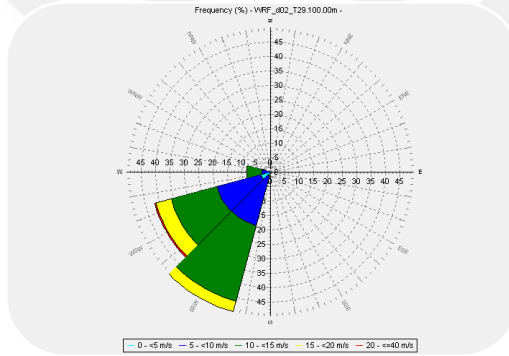
Şekil 5.29 : T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.



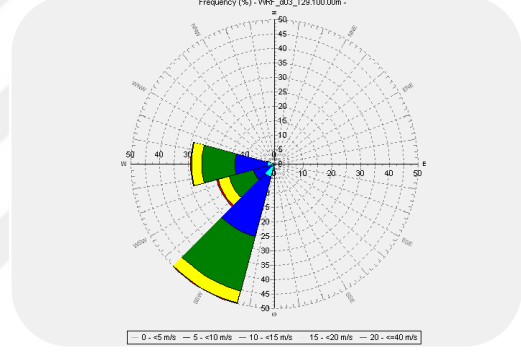
a) T29 ölçüm direğinin 100 m'deki rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



b) T29 ölçüm direğinin 100 m'deki d01 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



c) T29 ölçüm direğinin 100 m'deki d02 mezo model için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı



d) T29 ölçüm direğinin 100 m'deki WRF-LES modeli için rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetine göre frekansı

Şekil 5.30 : T29 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönünün rüzgâr şiddetlerine göre frekansı a) gözlem b) d01 domain c) d02 domain d) WRF-LES.

Şekil 5.30'da T29 ölçüm direğinin 100 m için rüzgâr şiddetlerinin rüzgâr yönlerine göre frekans değerlendirilmesi yapılmıştır. Sırasıyla Gözlem, d01, d02 ve WRF-LES modellerinin rüzgâr şiddeti grafiklendirilmiştir. Renk skalasına göre ise turkuvaz 0-5 m/s, mavi 5-10 m/s, yeşil 10-15 m/s, sarı 15-20 m/s ve kırmızı 20 m/s'den büyük rüzgâr şiddetlerini yöne göre göstermektedir. Seçili tarih aralığı güneybatılı rüzgâr şiddetlerine ait olduğundan sadece güneyli rüzgâr akışına ait sonuçlar grafiklendirilmiştir. Buna göre WRF-LES modeli gözlemdeki 3 yöndeki akışı diğer 2 mezo model sonucuna göre daha başarılı tahmin etmiştir.

Ayrıca rüzgâr şiddetleri değerlendirildiğinde yine yön ve derece olarak başarılı bir tahminde bulunsa bile rüzgâr şiddeti olarak WRF-LES ve diğer iki mezo model rüzgâr şiddetini overestimate (fazla tahmin) etmiştir.

RMSE sonuçları model verisi fazla veya eksik tahmin etse bile sonuçların gözleme ne kadar yakınsadığını gösterir. Ayrıca MAE değerleriyle modelin fazla veya düşük rüzgâr şiddeti ürettiğine bakılmaksızın sonuçları değerlendirmeye yarar. Öncelikli olarak her bir ölçüm istasyonu için mezo-mikro model sonuçları iki farklı yükseklikte karşılaştırılmıştır. Daha sonra ise Çizelge 4.3'te aynı yüksekliklerde farklı direklerdeki sonuçlar karşılaştırılmıştır.

Çizelge 5.3'te d03 görüldüğü üzere T20 numaralı ilk ölçüm istasyonunda WRF-LES yöntemi özellikle yere yakın seviye de en iyi sonucu vermiştir. 100 m yükseklikte ise en düşük çözünürlüklü model en iyi sonucu vermiştir. Fakat 100 m'deki WRF-LES çözümlemesi yakın sonuç göstermiştir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 5.3 : Vaka çalışması kapsamında, güneybatılı yönlü akış için WRF-LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümleri arasındaki rüzgâr şiddeti istatistiksel karşılaştırmaları.

		5 km Mezo		1 km Mezo		200 m WRF-LES	
		100 m	10 m	100 m	10 m	100 m	10 m
T20	MAE	3.499	3.223	4.209	3.962	3.677	1.472
	RMSE	3.372	3.439	4.047	3.908	3.692	1.903
T25	MAE	6.014	7.398	7.030	8.573	6.148	1.041
	RMSE	6.963	7.752	7.980	8.921	7.405	1.457
T29	MAE	3.168	4.513	4.154	5.637	3.959	1.678
	RMSE	3.872	5.020	4.831	6.086	4.811	2.145

T25 numaralı ilk ölçüm istasyonunda WRF-LES yöntemi özellikle yere yakın seviye de en iyi sonucu vermiştir. 100 m yükseklikte ise en düşük çözünürlüklü model en iyi sonucu vermiştir. Fakat 100 m'deki WRF-LES çözümlemesi yakın sonuç göstermiştir. En kötü RMSE ve MAE sonuçları 1km çözünürlüklü model sonucunda görülmüştür.

T29 numaralı ilk ölçüm istasyonunda WRF-LES yöntemi özellikle yere yakın seviye de en iyi sonucu vermiştir. 100 m yükseklikte ise en düşük çözünürlüklü model en iyi sonucu vermiştir. Fakat 100 m'deki WRF-LES çözümlemesi yakın sonuç göstermiştir.

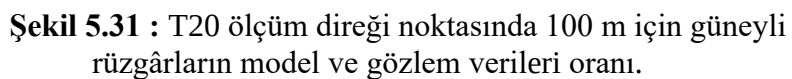
Özellikle havanın kararsız (unstable) olduğu sabah saatlerinden, gün batımına kadar olan zaman diliminde termik zorlamaların daha fazla olması nedeniyle öğle saatlerindeki sonuçlar ile gece saatlerinden sonuçlar arasındaki fark daha belirgin olmaktadır. Gece saatlerinde stable durum kontrol edildiğinde ise model ile gözlem arasındaki fark daha az olmakta ve LES modeli bu hava şartlarını gözlem değerlerine yakın olmasa da iyi simüle edebilmektedir.

Literatür çalışmaları ile yapılan bu karşılaştırmalara göre bizim çalıştığımız Perdigão bölgesindeki sonuçlarımız ile bir benzerlik olduğu ortaya çıkmıştır. Yüksek çözünürlüklü arazi modelleri sadece LES modelinde kullanılmıştır. Mezo modellerde ise daha düşük çözünürlüklü arazi modelleri kullanılmıştır. Modelde kullanılan 3 domain simülasyonunda sadece LES modelinde yüksek çözünürlüklü arazi modelinin kullanılması model sonuçlarının daha düşük yüksek değerleri göstermesine sebep olduğu düşünülmektedir. Bunun en temel sebebi ise düşük çözünürlüklü arazi modelleri (mezo ölçek modeller) rüzgâr şiddeti değerlerini mikro ölçek modele aktarırken daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri ile aktarıyor oluşudur.

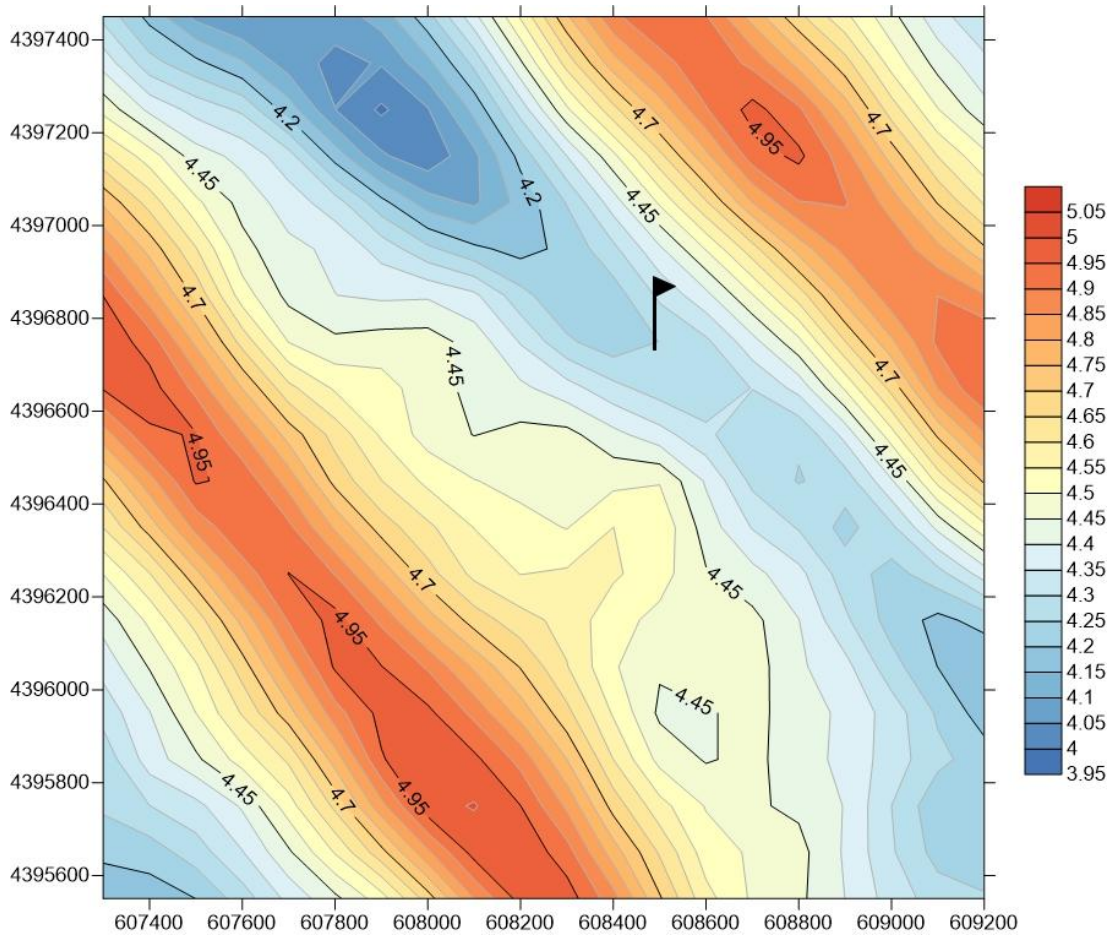
Bu durumda LES modeline aktarılan bilgi (one-way nesting) mezo modelden gözleme yakın veya göre daha yüksek gelmektedir. Böylece LES modeli de bu değerlendirme ile daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri üretmektedir.

Tüm ölçüm noktaları için WRF-LES model sonuçlarının 100 m için alansal dağılım kullanılarak, gözlem verileri de alansal dağılım içerisine katılarak aralarındaki değişime bakılmıştır. Bunun için öncelikli olarak her 3 ölçüm noktasını kapsayacak şekilde bir alan seçilmiştir. Daha sonra model sonuçları bu alan içerisinde alansal dağılım kullanılarak her bir ölçüm noktası için dağıtılmıştır. Aynı şekilde gözlem değerleri de bu şekilde alansal olarak hazırlanmıştır. Daha sonra model verisi ile

Şekil 5.31’de T20 numaralı ölçüm istasyonu’nun güneyli rüzgârda nasıl davranış gösterdiği görülmektedir. Güneyli harekette model T20 numaralı istasyonda gözlem değerlerine göre 1,36 oranında yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermektedir. Yine ayrıca özellikle vadi kesiminde model sonuçlarının gözlem değerlerine olan oranları sırt bölgesine göre daha düşük olduğu görülmektedir. Model içinde sırta doğru akış üzerinde akışı ivmelendiren mekanik ve termik zorlama gerçek durumu tam simüle edemiyor. Özellikle kararsız atmosfer koşulları için rüzgâr şiddetini gözleme göre daha yüksek tahmin ediyor.



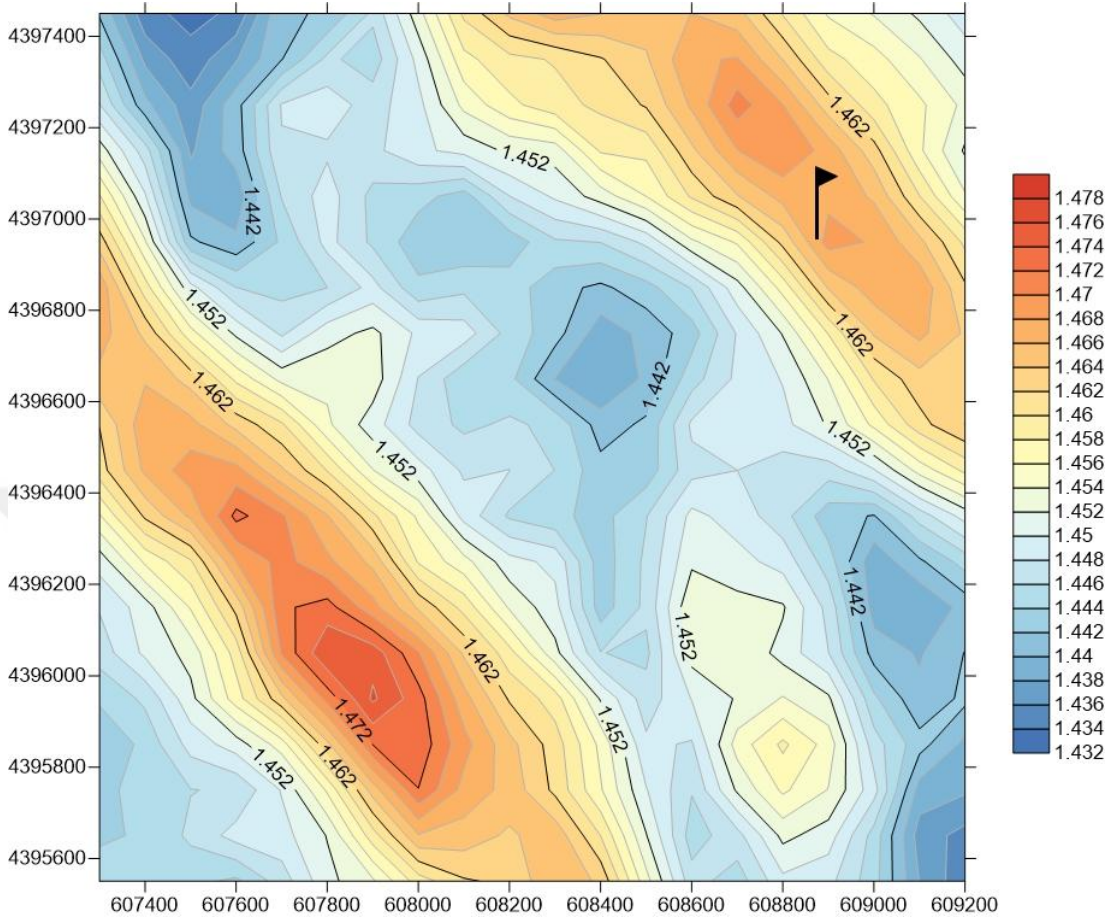
Şekil 5.32’de T25 numaralı ölçüm istasyonu’nun güneyli rüzgârda nasıl hareket ettiğini göstermektedir. Buna göre T25 istasyonu’nun bulunduğu alanda model gözlem ile benzer sonuçlar gösterirken, ölçüm noktasından uzakta ve özellikle her iki tepe’de sonuçlar gözlem değerlerinden ayrılmaktadır. Vadi içerisinde kuzeye ve güneye hareket ediliğinde yine sonuçlar gözlemden farklılık göstermektedir. Kuzeyli rüzgârın ilk alındığı tepede sonuçlar ölçüm ile en büyük farkı göstermektedir. Ayrıca güneyli sonuçlar gözlem ile kuzeyli sonuçlara göre daha anlamlıdır. Bunun temel nedeninin ise ölçüm direğinin kuzeyli akışta topografik etkilere daha açık bir şekilde maruz kalması sebep olmaktadır.



Şekil 5.32 : T25 ölçüm direği noktasında 100 m için güneyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.

Şekil 5.33’te T29 numaralı ölçüm istasyonu’nun güneyli rüzgârda nasıl hareket ettiğini göstermektedir. Buna göre T29 istasyonu’nun bulunduğu alanda model gözlem ile benzer sonuçlar gösterirken, ölçüm noktasından uzakta ve özellikle vadi’nin kuzey kesiminde sonuçlar gözlem değerlerinden ayrılmaktadır. Yine T25 numaralı ölçüm

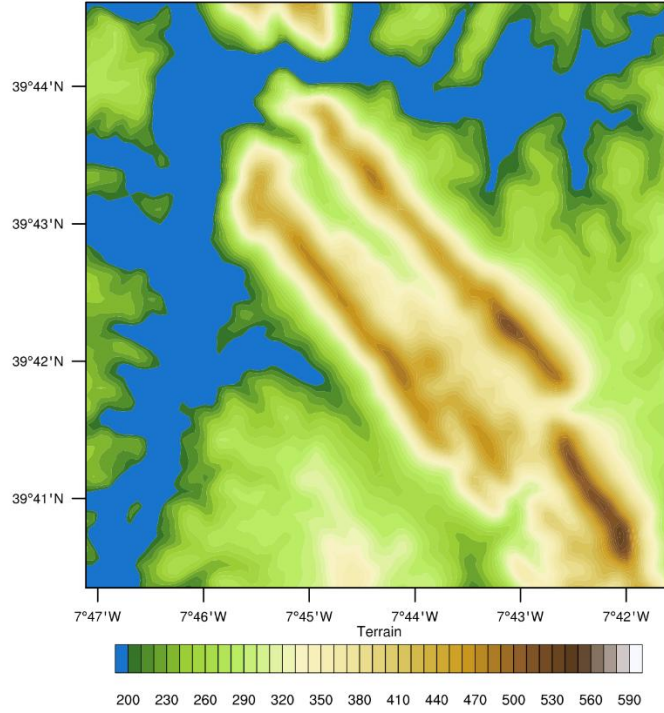
istasyonu çevrsinde sonuçlar gözlemden uzaklaşmıştır. Güneyli rüzgârın ikinci alındığı tepede sonuçlar ölçümün olduğu tepe ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 5.33 : T29 ölçüm direği noktasında 100 m için güneyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.

5.5.2 Perdigoão bölgesi 500 m – 100 m model simülasyonu

Güneyli akış için hazırladığımız bir sonraki çalışmada, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 2 domain kullanılmıştır. d01 ve d02 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 500 m x 500 m ve 100 m x 100 m çözünürlüğe sahiptir. Bu alanlardan ilk domain mezo ölçek parametreleri ile çalıştırılırken, sadece d02 domain'i LES parametrizasyonu ile çalıştırılmıştır. Proje kapsamında modelin başarımını test etmek üzere 2017 yılına ait 04 ve 05 Mayıs olmak üzere 2 gün seçilerek gözlem verisi ile karşılaştırma yapılmıştır. Çalışma için seçilen zaman aralığında 36 saat için model 04 Mayıs öğlen saatlerinden itibaren çalıştırılmaya başlanmış olup ilk 12 saat run spin-up zamanı olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 5.34 : d02 domain alanı.

Çalışmanın d02 domain alanında yüksek çözünürlüklü 90 m orografik veri olan SRTM kullanılmıştır. Yine sahanın pürüzlülük değerleri CORINE veri setinin 2018 verisi ile Pineda'nın sınıflandırılmasına göre modele girdi olarak ayarlanmıştır.

WRF-LES modelinin TKE parametrizasyonu ile hazırlanan mikro model sonuçları ölçüm direkleri noktalarına lineer interpolasyon yöntemi ile taşınmıştır. Böylece özellikle düşük çözünürlüklü model sonucu olan d01 ve d02 alanlarının aynı grid noktası kullanımının önüne geçilerek sonuçların hassasiyeti arttırılmaya çalışılmıştır. Bunun için ölçüm direklerinin koordinatlarına en yakın 4 grid noktası belirlenerek, ağırlıklı ortalamaya göre sonuçlar tüm domain alanları için taşınmıştır.

Çalışmada 9 farklı model simülasyonu gerçekleştirilmiştir. Bu simülasyonlar 2 ana başlık altında şu şekilde ayrıştırılabilir.

İlk kısımda öncelikle domain alanındaki grid sayısındaki değişimin hassasiyeti incelenmiştir. A1 olarak adlandırılan domain'de 166x166 nokta sayısı ile D02 domain alanı modellenmiştir. Daha sonra aynı parametrizasyon altında A1 domain'i daha küçük bir alan (61x61) için çalıştırılmıştır ve A2 olarak adlandırılmıştır. Böylece domain alanının model içeriğindeki farklılığı incelenmiştir. Bu iki model default altlıklar ile incelenmiş olup daha sonra A3 diye adlandırılan ve bundan sonra kontrol

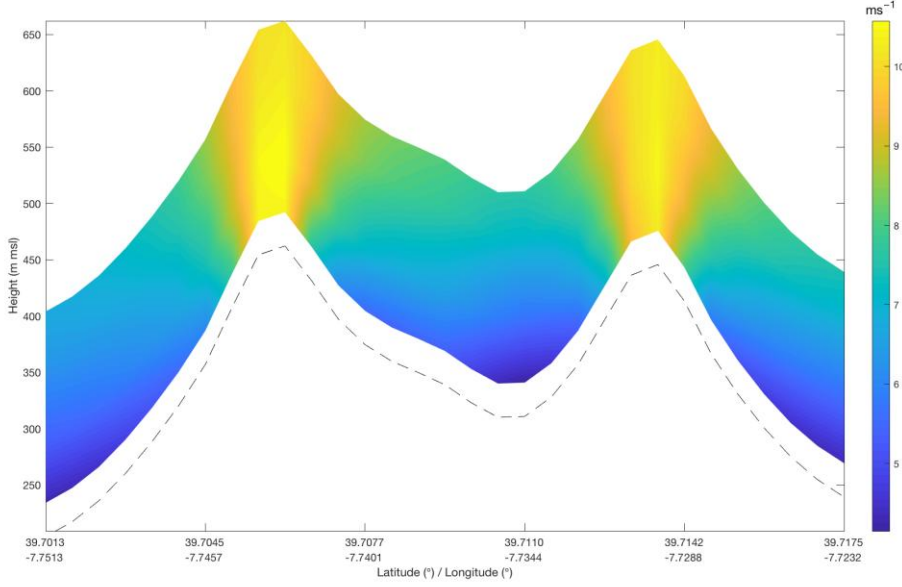
simülasyonu olan domain, SRTM ve CORINE verisi ile çalıştırılmıştır. A3 modeli’de A2 modeli gibi 61x61 nokta sayısı olacak şekilde çalıştırılmıştır. Bu 3 domain’in 3 farklı lokasyondaki sonuçları istatistiksel olarak şu şekildedir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 5.4 : Farklı domain alanı ve yüzey kullanım verisi ile model simülasyonu ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.

	T20			T25			T29		
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9
MAE	2.454	1.495	2.732	5.552	4.273	2.648	2.886	1.806	3.195
RMSE	2.860	1.898	3.190	5.915	4.595	3.040	3.386	2.255	3.684

3 farklı lokasyon’daki sonuçlar incelendiğinde domain alanının LES çözünürlünde daha fazla grid ile çözmesi gözlem noktalarında sonuçları iyileştirmemektedir. Fakat A3 model simülasyonu (SRTM veri seti) ile olan simülasyon incelendiğinde özellikle T25 noktasında yani Vadi’de rüzgârı daha iyi modellediğinden ve topografik etkileri gördüğünden sonuçlarda ciddi farklar yaratmaktadır.

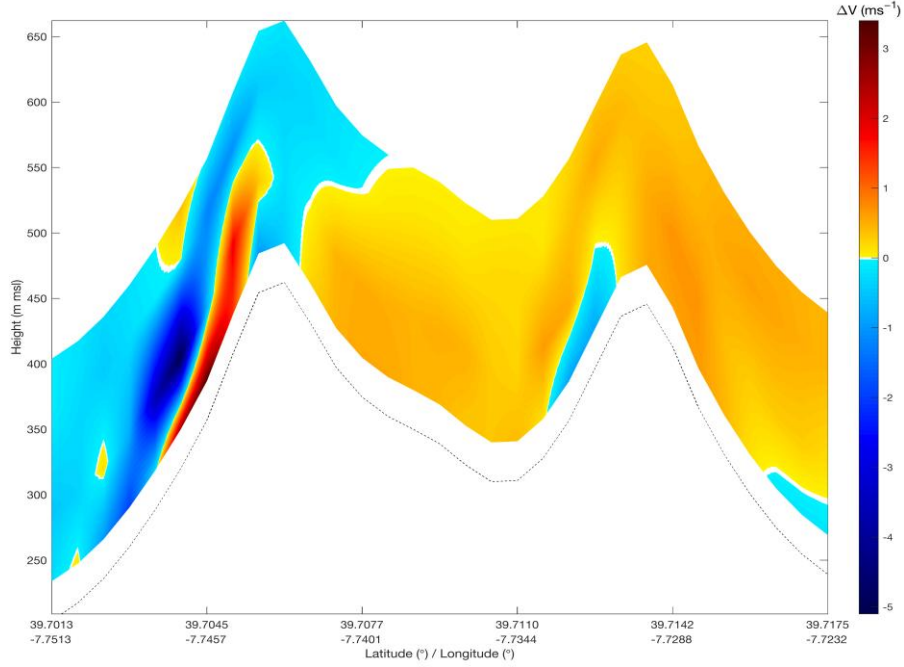
Daha sonra ise seçilen bu 61x61 domain alanında 100 m çözünürlük için öncelikle vertical seviye için çalışmalar gerçekleştirilmiştir. TKE 1.5 türbülans parametresi ile düşey seviye’de 81, 61 ve 41 grid noktaları için simülasyonlar gerçekleştirilmiştir. Karşılaştırma domain’i olarak 41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi ile hazırlanmış görseller sunulmuştur. Buna göre şekil 3.77’de öncelikle 41 seviyeli model simülasyonunun T20, T25 ve T29 gözlem noktalarındaki düşey rüzgâr profili verilmektedir. Düşey seviye seçiminin etkilerini görmek açısından 81 seviyeli ve 61 seviyeli sonuçlardan farkları alınmıştır (model simülasyonlarının birbirinden rüzgâr şiddeti olarak farkı (m/s) olarak gösterilmiştir (Şekil 5.35).



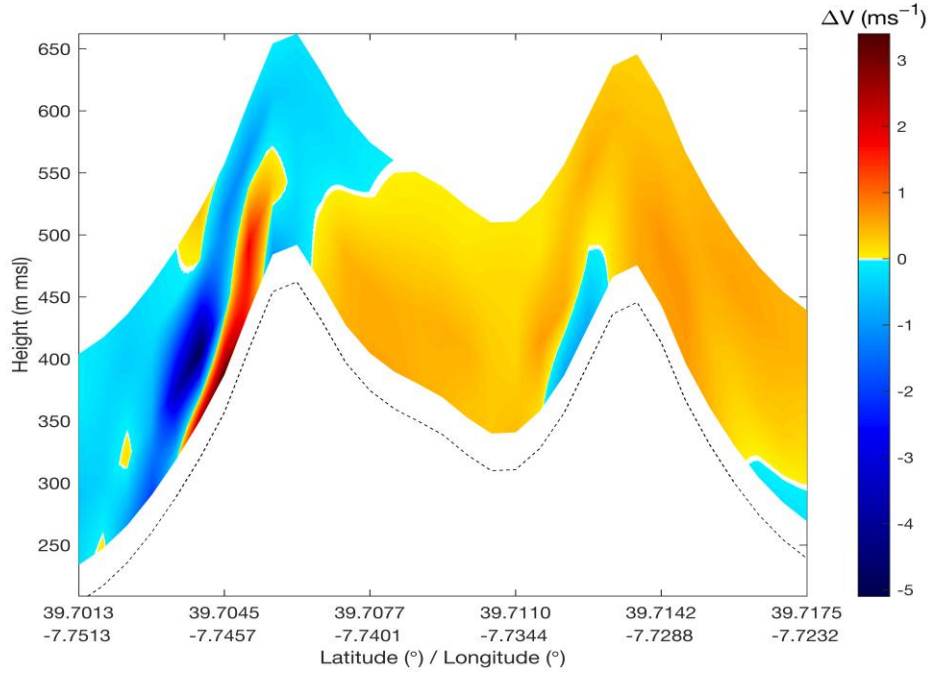
Şekil 5.35 : 41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonunun düşey profili.

Şekil 5.35'te 61 seviyenin 41 seviyeden farkının düşey profildeki görseli paylaşılmıştır. Kırmızı renkler sonuçların 41 seviye'de daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri olduğunu gösterirken, Mavi ve tonları sonuçların 61 seviye için daha yüksek olduğunu göstermiştir. Bundan sonra hazırlanan bütün sonuçlar güneyli rüzgâr olduğu için akımın görselin batısından doğusuna doğru aktığını söyleyebiliriz. Buna göre 1 günlük ortalama sonuçlara baktığımızda T20 ölçüm noktasına doğru akımda yere yakın seviyelerde rüzgâr şiddeti değerleri 41 seviye'de daha yüksek iken, yukarı seviyelere doğru daha düşüktür. T20 noktasının leeward (rüzgâr altı) tarafında ise rüzgârın 61 seviye kullanılarak elde edilen değerlerinin 41 seviye için olan sonuçlara göre arttığını göstermektedir. Akımın T25 noktasından T29 noktasına doğru hareketinde ise yine yer seviyesinde 61 seviye daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri göstermekte T29 seviyesine doğru ise artmaktadır. Şekil 5.36'da 81 seviyenin 41 seviyeden farkının düşey profildeki görseli paylaşılmıştır. Kırmızı renkler sonuçların 41 seviye'de daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri olduğunu gösterirken, Mavi ve tonları sonuçların 81 seviye için daha yüksek olduğunu göstermiştir. Buna göre 1 günlük ortalama sonuçlara baktığımızda T20 ölçüm noktasına doğru akımda yere yakın seviyelerde rüzgâr şiddeti değerleri 41 seviye'de daha yüksek iken, yukarı seviyelere doğru daha düşüktür. T20 noktasının leeward tarafında ise rüzgâr 41 seviye için yapılan simülasyonda daha yüksek değerlerdedir.

Akımın T25 noktasından T29 noktasına doğru hareketinde ise yine yer seviyesinde 81 seviye için model sonuçları daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri göstermekte T29 seviyesine doğru ise artmaktadır.



Şekil 5.36 : 41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profilde 61 seviyede rüzgâr şiddeti farkı.



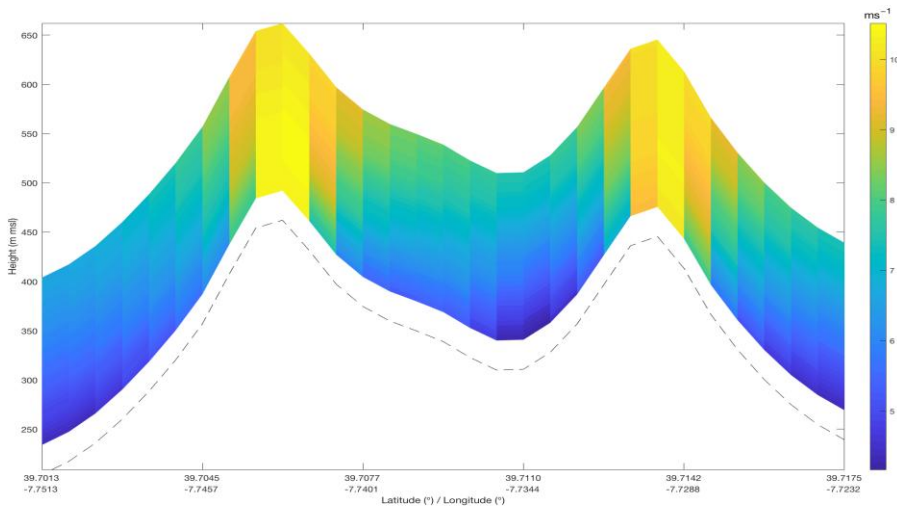
Şekil 5.37 : 41 seviyeli TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profilde 81 seviyede rüzgâr şiddeti farkı.

Noktasal bazlı sonuçlar incelendiğinde ise 61 seviye ile 81 seviye arasında ciddi bir fark olmamaktadır. Model zamanlaması ve simülasyon maliyeti dikkate alındığında 61 düşey seviye sonucunun 41 ve 81 seviyeden daha iyi olduğu görülmektedir. Bu sebeple bundan sonraki hesaplamalarda 61 seviye üzerinden model simülasyonlarına devam edilecektir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

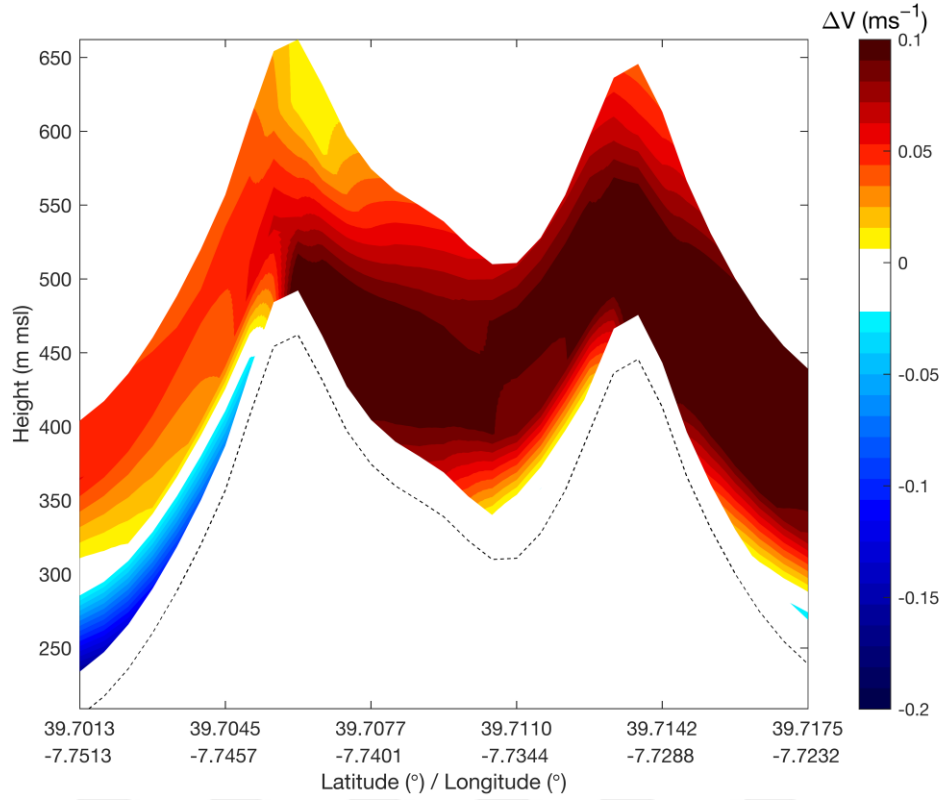
Çizelge 5.5 : Farklı domain alanı ve yüzey kullanım verisi ile model simülasyonu ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.

	T20			T25			T29		
	41	61	81	41	61	81	41	61	81
Seviye	Seviye	Seviye	Seviye	Seviye	Seviye	Seviye	Seviye	Seviye	Seviye
MAE	2.732	2.930	2.927	2.648	2.275	2.279	3.195	1.728	1.737
RMSE	3.190	3.373	3.372	3.040	2.629	2.631	3.684	2.146	2.155

Daha sonra 4 farklı Türbülans parametresinin model simülasyonları incelenmiştir. A3 numaralı simülasyon TKE 1.5, A4 numaralı simülasyon SMAG, A5 numaralı simülasyon NBA1 ve A6 numaralı simülasyon ise NBA2 modelidir. Yine karşılaştırma simülasyonu için A3 model simülasyonu (41 Seviye’de TKE 1.5) için düşey seviye’de farkları incelenmiştir. Şekil 5.38’de SMAG simülasyonunun düşey profili verilmiştir. Şekil 5.39’da A3 numaralı simülasyondan A4 numaralı simülasyonun farkı düşey profilde incelenmiştir.



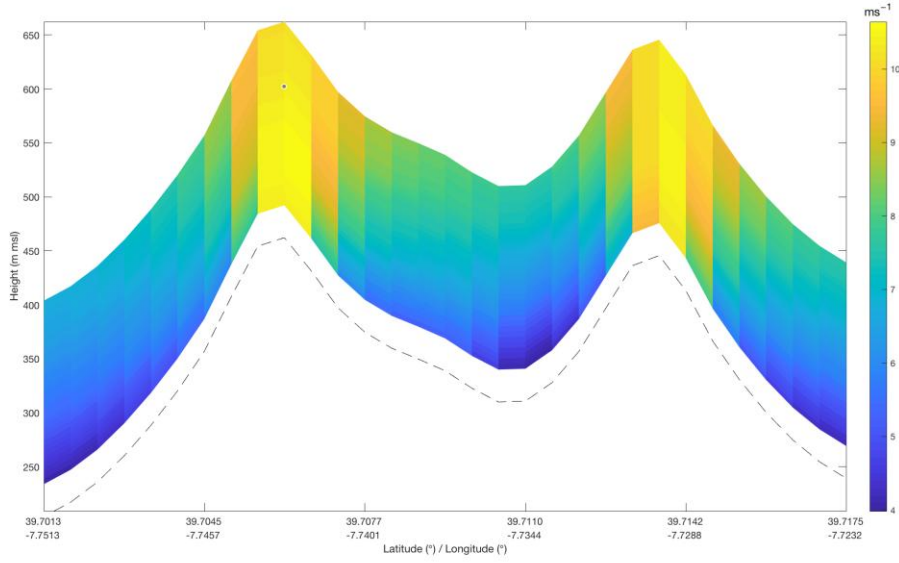
Şekil 5.38 : 41 seviyeli SMAG türbülans parametresi model simülasyonunun düşey profili.



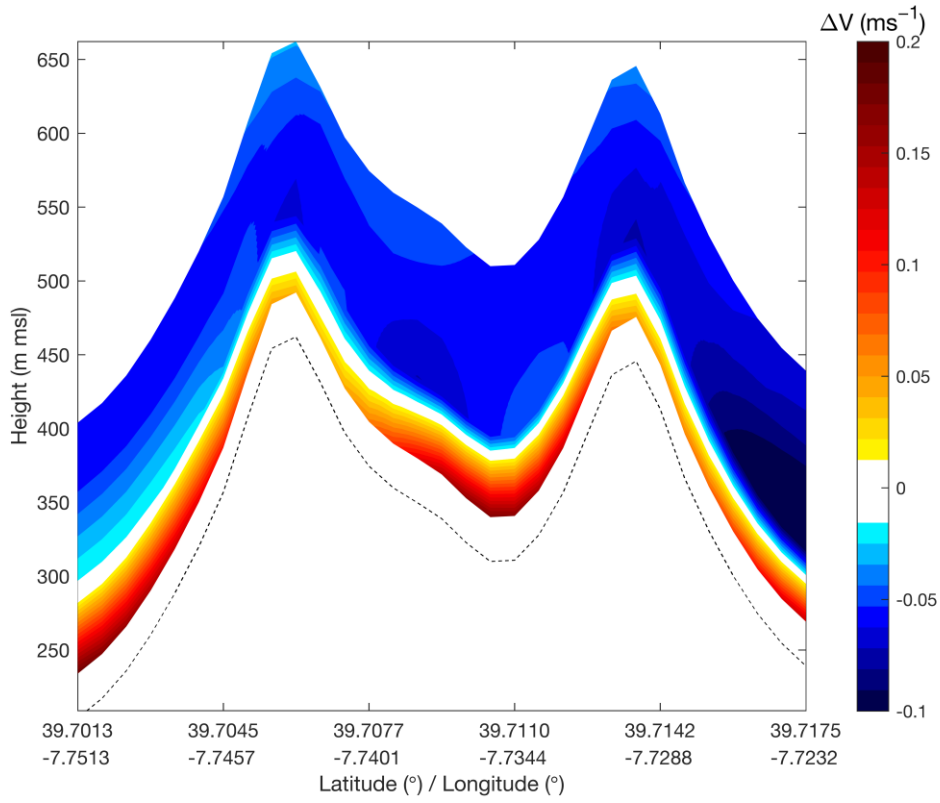
Şekil 5.39 : TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonunun SMAG türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.

Düşey kesit incelendiğinde TKE 1.5 model parametresi bütün kesitte daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Sadece T20 numaralı istasyona akış yaklaşırken rüzgâr SMAG türbülans parametresinde daha yüksektir. Grafik incelendiğinde yine özellikle tepe noktalarında rüzgâr şiddeti farkı daha yüksektir.

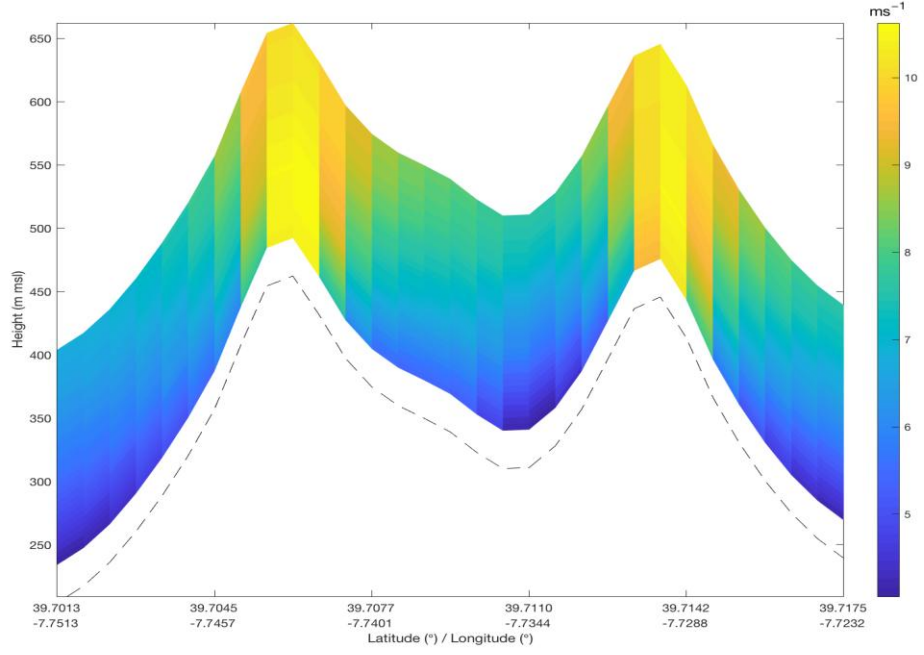
Şekil 5.40'ta NBA1 simülasyonunun düşey profili verilmiştir. Şekil 5.41'de A3 numaralı simülasyondan A5 numaralı simülasyonun farkı düşey profilde incelenmiştir. Düşey kesit incelendiğinde TKE 1.5 model parametresi her üç lokasyonda yüzeye yakın ilk 50m'de daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. İncelediğimiz 100m seviyesinde rüzgâr şiddeti değerleri birbirine benzerdir. Fakat ABL'de yüzey etkisinin azaldığı 100m'den sonra NBA modelinin simülasyon sonuçlarında rüzgâr şiddetleri daha yüksektir.



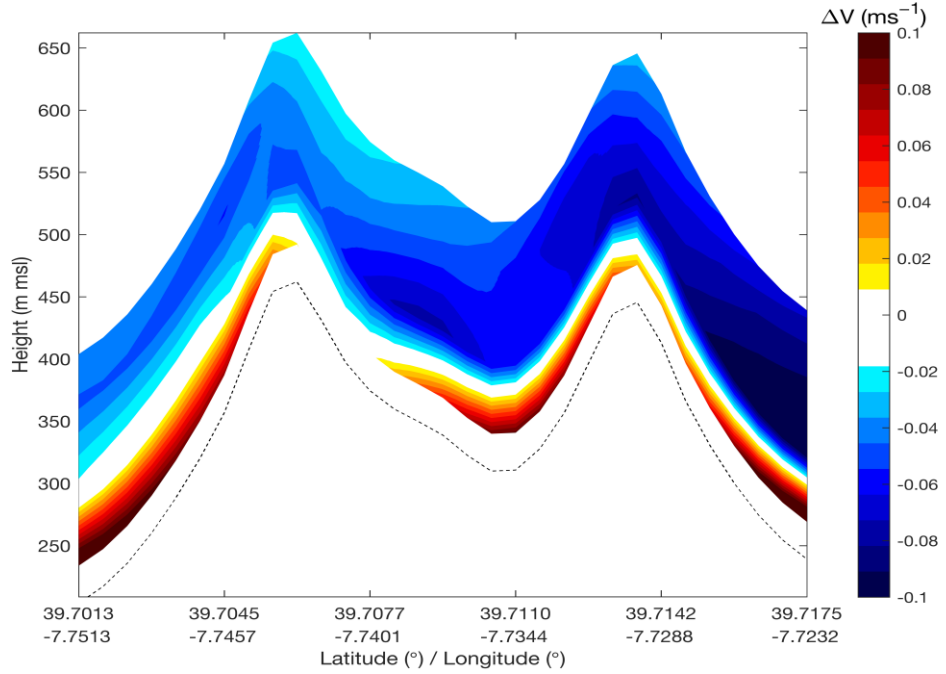
Şekil 5.40 : 41 seviyeli NBA1 türbülans parametresi model simülasyonun düşey profili.



Şekil 5.41 : TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun NBA1 türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.



Şekil 5.42 : 41 seviyeli NBA2 türbülans parametresi model simülasyonunun düşey profili.



Şekil 5.43 : TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonun NBA2 türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.

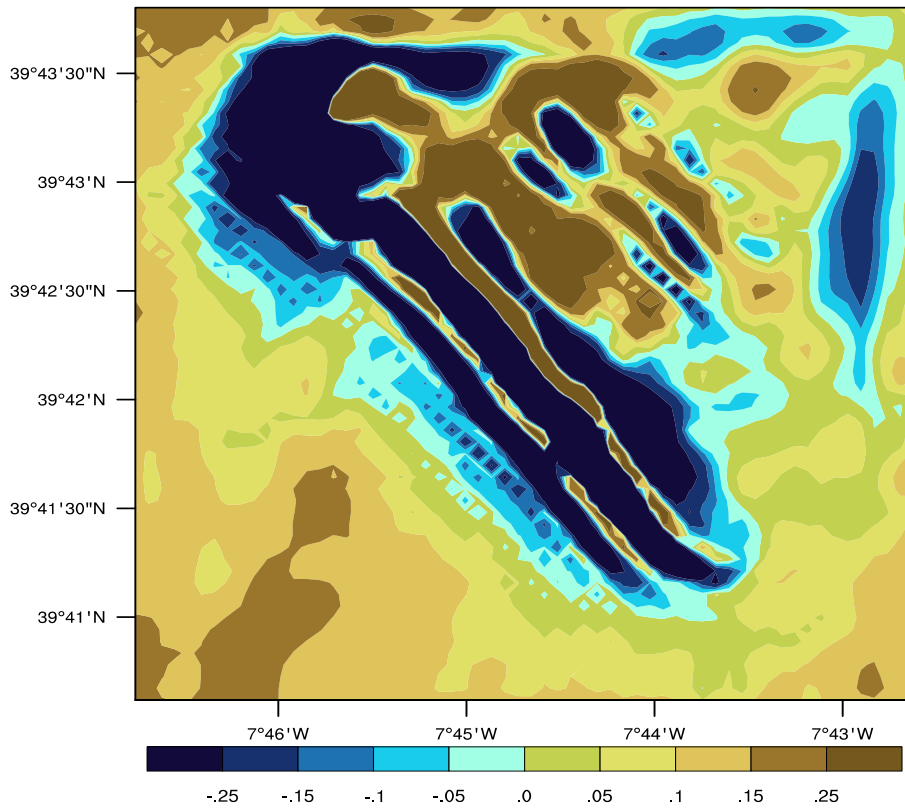
Şekil 5.42’de NBA2 simülasyonunun düşey profili verilmiştir. Şekil 5.42’de A3 numaralı simülasyondan A6 numaralı simülasyonun farkı düşey profilde incelenmiştir.

Düşey kesit incelendiğinde TKE 1.5 model parametresi yüzeye yakın ilk 50m’de daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. İncelediğimiz 100 m seviyesinde rüzgâr şiddeti değerleri birbirine benzerdir. Fakat ABL’de yüzey etkisinin azaldığı 100 m’den sonra NBA modelinin simülasyon sonuçlarında rüzgâr şiddetleri daha yüksektir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 5.6 : Farklı domain alanı ve yüzey kullanım verisi ile model simülasyonu ve kontrol noktalarındaki istatistiksel sonuçları.

	T20				T25			T29	
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9
MAE	2.732	2.684	2.781	2.775	2.648	2.576	2.697	2.700	3.195
RMSE	3.190	3.145	3.240	3.235	3.040	2.962	3.094	3.095	3.684

Model istatistikleri ayrı ayrı incelendiğinde çok büyük değişimler görülmesi bile SMAG modeli her 3 noktada daha iyi istatistiksel sonuçlar vermiştir (Çizelge 5.6). Son olarak ise 100 m’de yükseklikte tüm alan için 41 seviyeli model simülasyonunun 81 seviyeli rüzgâr simülasyondan farkına bakılmıştır.

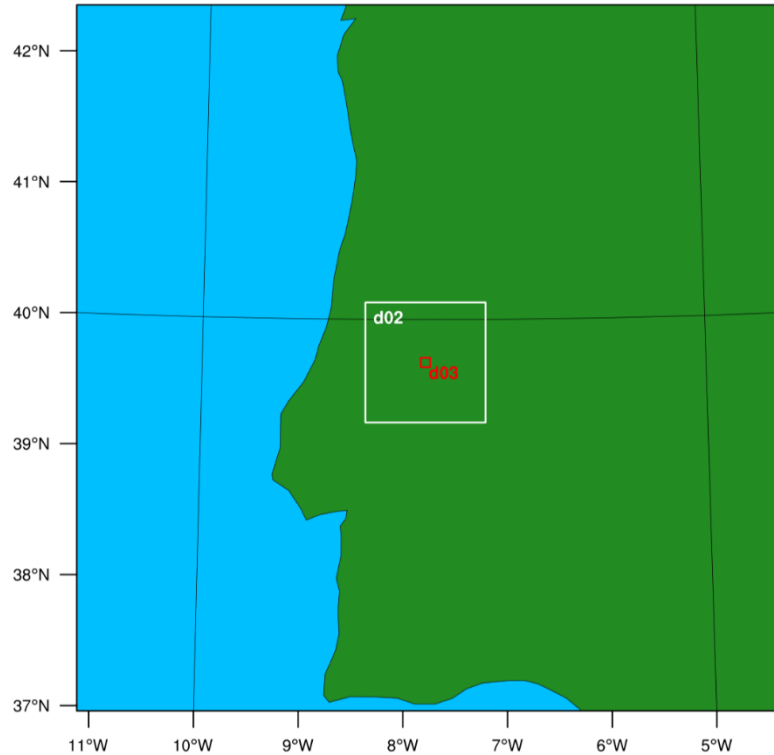


Şekil 5.44 : TKE 1.5 türbülans parametresi model simülasyonunun NBA2 türbülans parametresinde düşey profilde rüzgâr şiddeti farkı.

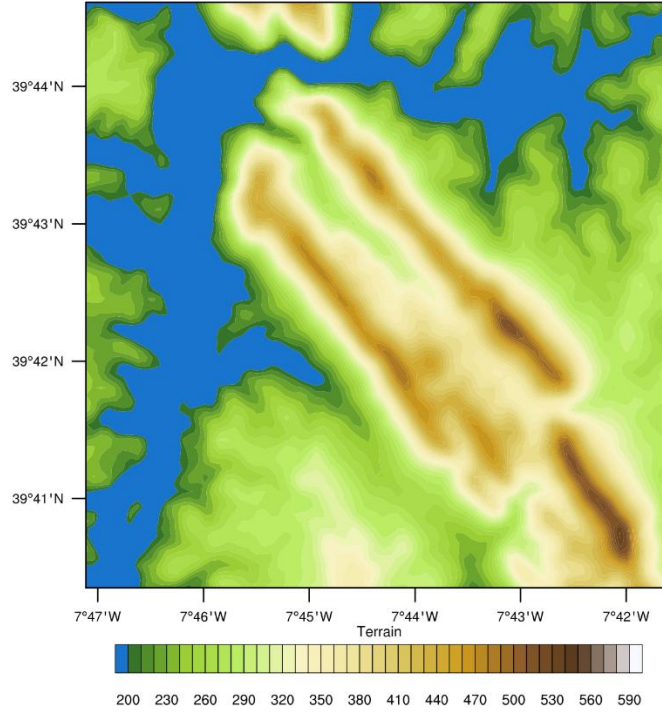
Şekil 5.44 incelendiğinde tepe noktalarında 81 seviye daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri gösterirken, vadi içlerinde 81 seviye rüzgâr şiddeti daha kuvvetlidir. Hazırlanan farklı simülasyonlar ile öncelikle veri setleri, daha sonra düşey seviye'deki farklılıklar ve en son türbülans parametreleri incelenmiştir. Bu yapılan son çalışma ile son model simülasyonları kararlaştırılmıştır.

5.5.3 Perdigão bölgesi 5 km – 1km – 100 m model simülasyonu

Son çalışmada, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 3 domain kullanılmasına karar verilmiştir (Şekil 5.45). d01, d02 ve d03 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 5000 m x 5000 m, 1000 m x 1000 m ve 100 m x 100 m çözünürlüğe sahiptir. Bu alanlardan ilk iki domain mezo ölçek parametreleri ile çalıştırılırken, sadece d03 domain'i LES parametrizasyonu ile çalıştırılmıştır. Çalışma kapsamında modelin başarımını test etmek üzere 2017 yılına ait 13 ve 14 Haziran güneyli akışı, temsil etmek üzere 2 gün seçilerek gözlem verisi ile karşılaştırma yapılmıştır. Çalışma için seçilen zaman aralığında 36 saat için run çalışması 13 Haziran öğlen saatlerinden itibaren çalıştırılmaya başlanmış olup ilk 12 saat simülasyon spin-up zamanı olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 5.45 : Domain alanı.



Şekil 5.46 : Perdigo arazi.

Mayıs–Haziran 2017 döneminde, dağ-vadi sistemlerindeki rüzgâr örüntülerini ve yüzey sınır tabakasını ayrıntılı olarak araştırmak amacıyla bir dizi Yoğun Operasyon Dönemi gerçekleştirilmiştir. Bu kampanyanın temel hedefi, 10 m–100 m yatay çözünürlüğe sahip sayısal modellerin performansını değerlendirmek ve iyileştirmektir. 13–14 Haziran 2017 tarihlerinde ise güneybatılı akışın hâkim olduğu durumlar. Bu vakalar üç gerekçeyle tercih edilmiştir. Her iki zaman aralığında da geniş kapsamlı ve eşzamanlı ölçüm setleri mevcuttur. Yağışsız koşullar hâkimdir; böylece nemli süreçlerin getirdiği karmaşıklıklar devre dışı bırakılmıştır. Vakalar, ilkbahar mevsimine özgü, yüksek veya orta şiddette rüzgârların eşlik ettiği tipik sinoptik durumları temsil etmektedir.

Bu son çalışmada 3 farklı PBL ve 3 farklı LES model parametresi için 9 farklı simülasyon gerçekleştirilmiştir. Bu simülasyonlar 2 ana başlık altında şu şekilde ayrıştırılabilir. Simülasyon hazırlığı sırasında 100 m’lik alan içinde yapılan ilk deneyler, WRF-LES performansının büyük ölçüde model konfigürasyonuna bağlı olduğunu ortaya koymuştur. Model konfigürasyonunun 100 m’lik iç alandaki akış gelişimini en doğru şekilde temsil ettiği durumları belirlemek amacıyla duyarlılık çalışmaları gerçekleştirilmiş ve niteliksel olarak değerlendirilmiştir. Değerlendirme kriterleri arasında alan boyutu, düşey seviye sayısı ve 100 m alanında WRF-LES

modunun mu yoksa bir PBL parametrelendirmesinin mi daha etkili olduğunun belirlenmesi yer almıştır. Dış alan (d01), 5000 m yatay çözünürlüğe sahiptir ve 121x121'lik bir ızgaradan oluşmaktadır (Şekil 5.46). d01-d02 için daha kaba yatay çözünürlük, hesaplama süresi ve maliyetini azaltma avantajı sağlar. Ayrıca, hedeflenen 100 m çözünürlüğe aşamalı bir geçiş sağlamak amacıyla 1000 m ve 100 m yatay çözünürlüklere sahip iki iç içe alan daha kullanılmaktadır. En büyük iki alan, PBL tekniğiyle yapılan mezo ölçek simülasyonlar için kullanılırken, en küçük alan mikro ölçekli LES türbülans kapama kullanılmaktadır. d02'den d03'e olan ebeveyn ızgara oranı özellikle 10 olarak ayarlanmıştır ki bu oran oldukça büyüktür. Bu karar, türbülansın yalnızca kısmen ele alındığı “gri bölge”de (grey zone) çalışmayı mümkün kılmak amacıyla verilmiştir (Honnert, 2011., Chow, 2019., Haupt, 2019).

Çizelge 5.7 : Simülasyon domain konfigürasyon bilgisi.

Domain	Delta X [m]	Nest Ratio	Delta Z [m]	Nx x Ny	Delta t [s]
d01	5000	-	50	121 x 121	5
d02	1000	5	50	101 x 101	1
d03	100	10	10	81 x 81	0.2

İlk olarak 3 farklı PBL paramteresi MYNN, YSU ve SH paramtereleri ile PBL simülasyonları çalıştırılmıştır. Bu parametrelerin altına 3 farklı Türbülans paramtresinin model simülasyonları incelenmiştir. Simülasyon TKE 1.5, SMAG ve NBA modelidir. Bu model parametreleri güneyli akış için hazırlanmış olup 3 farklı lokasyondaki 2 farklı yükseklik ile karşılaştırılmıştır.

Sayısal kararlılığın sağlanabilmesi adına, en içteki alan için düşey-yatay oranının (Dz/Dx) 1'in altında tutulması önerilmektedir. Muñoz-Esparza (2017) tarafından yapılan çalışmalar, düşey grid çözünürlüğünün PBL sistemleri açısından kritik önemde olduğunu; özellikle aşağı seviye jet yüksekliğinin fazla tahmin edilmesini ve jet yapısının aşırı difüzyona uğramasını önlemek açısından belirleyici olduğunu göstermiştir. Bu çalışmada kullanılan model yapılandırmasında, yer seviyesinden itibaren ilk 1 km içinde toplamda 28 düşey seviye yer almaktadır. İlk model düzeyinin yerden yüksekliği yaklaşık olarak 10 metre civarındadır.

Soğuk başlangıç (cold start) simülasyonlarında toprak nemi dengesini sağlamak amacıyla, dış alanda modelin tamamı spin-up simülasyonuna tabi tutulmuştur (Cai, 2014). Başlangıç ve sınır koşulları ECMWF tarafından sağlanmış, WRF modeli için

ERA5 yeniden analiz verisi kullanılmıştır. Bu veri seti yaklaşık 31 km yatay çözünürlüğe ve 1 saatlik zamansal çözünürlüğe sahiptir. Modelin ilk 12 saati, spin-up süreci olarak ayrılmış ve analiz kapsamı dışında bırakılmıştır. Seçilen fiziksel parametreleştirmeler arasında Noah kara yüzeyi modeli, uzun dalga radyasyon için Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) ve kısa dalga radyasyon için Dudhia parametrizasyonu yer almaktadır (Chen, 2001., Mlawer, 1997., Dudhia, 1989).

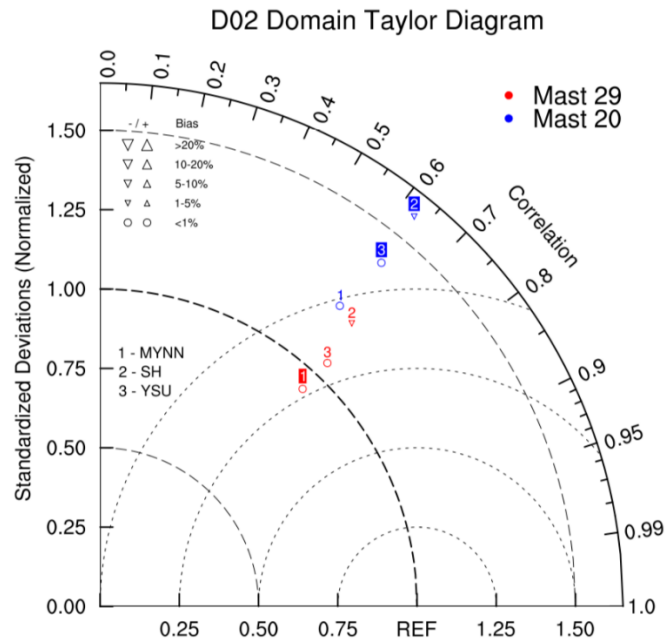
Weather Research and Forecasting (WRF) modeline, New European Wind Atlas (NEWA) veri tabanından elde edilen arazi kullanım eşleme tablosu entegre edilmiştir (Hahmann, 2020).

CLC 2018 verisi mevcut olmasına rağmen, Perdigão kampanyasından sonra bölgede meydana gelen büyük çaplı yangın nedeniyle bu veri seti çalışmada tercih edilmemiştir.

Mikro ölçekli LES alanına ait ilk sınır koşulları (IBCs), daha düzgün bir mezo ölçek giriş akışı üzerinden türetilmekte olup, çözünür mikro ölçekli hareketlerin tamamını içermemektedir. Bu nedenle, küçük ölçekli alanda oluşması beklenen türbülans yapılarının gelişebilmesi için belirli bir mesafenin kat edilmesi gerekmektedir (Haupt, 2019). Giriş bölümünde türbülans üretimi amacıyla çeşitli teknikler önerilmiştir; bunlardan biri, potansiyel sıcaklık alanına sonlu genlikte pertürbasyonlar eklenmesi esasına dayanan "genelleştirilmiş hücre pertürbasyon" yöntemidir (Muñoz-Esparza, 2014). Ancak, bu çalışmada türbülans başlatmaya yönelik herhangi bir yöntem uygulanmamıştır. Son olarak, modelin d03 alanı için çıktılar 5 dakikalık zaman adımlarıyla alınmıştır. Bu sayede, aynı periyotta ortalaması alınmış meteorolojik ölçümler ile daha doğru karşılaştırmalar yapılabilmektedir.

WRF simülasyonları, modelin karmaşık arazi üzerindeki akış yapısını yeniden üretme yeteneğini test etmek amacıyla kullanılmıştır. Şekil 5.47’de sunulan Taylor diyagramları aracılığıyla, üç farklı PBL parametrizasyonu kullanılarak elde edilen simülasyon sonuçları 100 m rüzgâr şiddeti verileriyle karşılaştırılabilir. Ortalama rüzgâr şiddetlerinin azalmasıyla birlikte, her iki tepe noktası için normalize standart sapma ve hata oranlarının arttığı ve korelasyonun azaldığı gözlemlenmektedir. Bununla birlikte, ikinci tepe (Mast 29) için tüm PBL parametrizasyonları daha yüksek korelasyon değerleri göstermekte olup, Mast 20’ye kıyasla daha iyi bir temsil

sunmaktadır. Güneybatılı yönlü akış desenine ait sonuçlarda da görüldüğü üzere, MYNN, her iki ölçüm noktasında da diğer iki PBL parametrizasyonuna kıyasla rüzgâr şiddetini daha başarılı şekilde modellemektedir. Şekil 5.48, d03 alanına ait ortalama enine-vadi rüzgâr şiddeti simülasyonlarını göstermektedir. Tüm modeller, güneybatıdan çift sırtlı yapıya yaklaşan akış desenini başarıyla yeniden üretmiştir. Simülasyon çıktıları ile noktasal gözlem verileri yüksek düzeyde bir uyum sergilemektedir. Ancak, özellikle yüzeye yakın atmosferik tabakalarda, farklı parametrelendirme teknikleri kullanılarak yapılan simülasyonlar arasında belirgin farklılıklar ortaya çıkmaktadır. Akış, yüzeyden yeterince ayrılmadığı için yeniden sirkülasyon bölgeleri ya çok zayıf oluşmakta ya da hiç oluşmamaktadır. Bu tür tutarsızlıklar, büyük ölçüde yüzey sürtünmesinin hatalı veya zayıf temsil edilmesinden kaynaklanmaktadır.

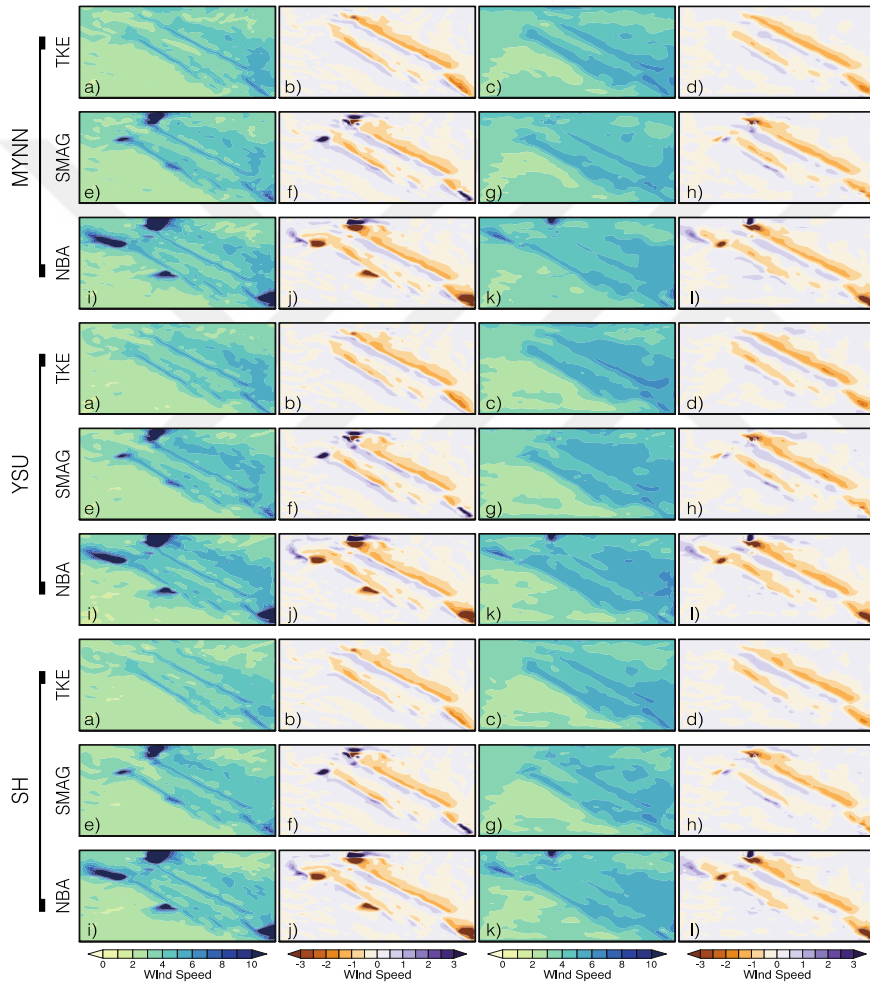


Şekil 5.47 : Güneybatı yönlü akış koşullarında 100 m seviyesindeki rüzgâr şiddetleri, mast 20 (mavi nokta) ve mast 29 (kırmızı nokta) ölçüm istasyonlarında elde edilen gözlemlerle karşılaştırmalı olarak taylor diyagramları. d02 alanı için üç farklı pbl parametrelendirmeleri kullanılmıştır: I) MYNN PBL II) SH PBL III) YSU PBL.

Şekil 5.48, 10 m ve 100 m yüksekliklerindeki ortalama rüzgâr şiddeti değerleri ile ortalama düşey rüzgâr bileşeni değerlerini göstermektedir. Güneybatı yönlü rüzgâr

akışının ortalama şiddeti, kuzeydoğu yönlü akışa kıyasla daha düşüktür ve 100 m seviyesindeki ortalama rüzgâr şiddeti, tüm modellerde daha az belirgindir.

Özellikle 100 m yüksekliğindeki genel akış alanında topoğrafik etkilerin daha az belirgin olduğu gözlemlenmektedir. 10 m seviyesindeki sonuçlar, Mast 20 ölçüm noktasının rüzgâr alanında hem SMAG hem de NBA modellerinde güçlü bir rüzgâr alanı oluştuğunu göstermektedir. Ancak bu güçlü rüzgâr alanı, model topoğrafisinin yetersiz çözünürlüğü nedeniyle sınırlı bir akış alanı ile temsil edilebilmektedir. Bu tür bir rüzgâr alanı, 100 m yüksekliğindeki sonuçlarda gözlemlenmemektedir.



Şekil 5.48 : Güneybatı yönlü akış koşulları için, üç farklı PBL parametrelendirme ve üç farklı LES türbülans modeli kullanılarak elde edilen ortalama yatay rüzgâr şiddeti ve düşey rüzgâr bileşeni dağılımları. I) MYNN PBL II) YSU PBL III) SH PBL. Birinci sütun 10 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddetlerini, ikinci sütun 10 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşenlerini, üçüncü sütun 100 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddetini ve dördüncü sütun 100 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşenlerini göstermektedir. Birinci satır TKE modeli sonuçlarını, ikinci

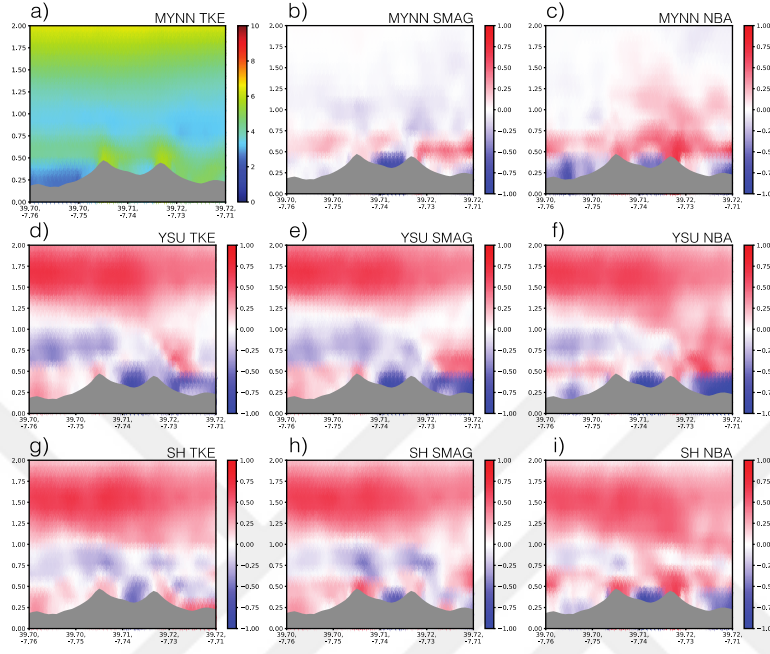
satır SMAG modeli sonuçlarını, üçüncü satır ise NBA modeli sonuçlarını temsil etmektedir.

Şekil 5.49'da MYNN-TKE parametrelendirmesi temel alınarak, diğer tüm model sonuçlarına ait ortalama rüzgâr şiddeti değerleriyle olan farklar incelenmiştir. Şekil 5.49a, güneybatı yönlü akış koşullarında MYNN-TKE modeline ait ortalama rüzgâr şiddeti transekt sonuçlarını göstermektedir. Farklı LES parametreleri altında kullanılan PBL parametrizasyonları TKE modeliyle karşılaştırılmasına ilişkin alansal farklılıklar incelendiğinde (Şekil 5.49d) YSU ve SH parametreleştirmelerinde alansal olarak değişen rüzgâr şiddeti farkları gözlemlenmiştir. YSU parametrelendirmesi, özellikle vadide ve yamaç aşağı (leeward) bölgelerde daha yüksek rüzgâr şiddeti üretirken; SH parametrelendirmesi, vadi içindeki rüzgâr şiddetlerinde daha belirgin artışlar göstermektedir.

MYNN parametrelendirmesi altında farklı LES modellerinin sonuçları karşılaştırıldığında (Şekil 5.49b ve 5.49c), MYNN-TKE modeli, rüzgâr yönündeki yamaç (windward), yamaç arkası (leeward) ve vadi bölgelerinde SMAG ve NBA parametrelerine kıyasla daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri üretmiştir; ancak her iki tepe noktasında da MYNN-TKE modeli daha yüksek rüzgâr şiddetleri vermiştir. Güneybatı akış koşullarında, ikinci tepe üzerindeki rüzgâr şiddetindeki değişim, birinci tepeye göre daha belirgin olarak gözlemlenmiştir.

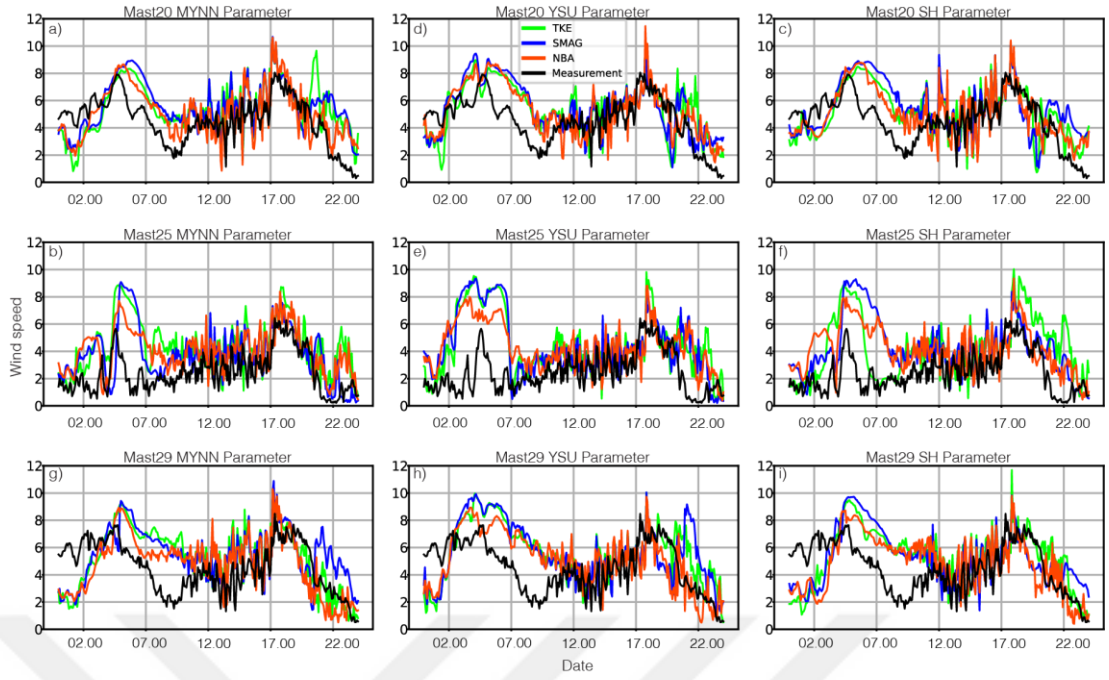
YSU parametrelendirmesine ait sonuçlar incelendiğinde, TKE ve SMAG modellerinde rüzgâr yönündeki yamaçta (windward) güçlü bir akış gözlemlenmektedir; ancak SMAG modelinde rüzgâr şiddeti değerleri daha düşük kalmaktadır. TKE ve SMAG parametrelendirmelerinde, özellikle rüzgâr yönündeki yamaçta ve vadi içerisinde rüzgâr şiddetindeki değişim, YSU parametrelendirmesinde daha belirgindir. SH parametrelendirmesine ait sonuçlar incelendiğinde (Şekil 5.41g, 5.41h ve 5.41i), genel olarak YSU parametrelendirmesine benzer sonuçlar ortaya koyduğu görülmektedir. Rüzgâr yönündeki alandaki değişim değerlendirildiğinde, TKE ve SMAG modellerinde MYNN-TKE modeline kıyasla daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri gözlemlenmiştir. Buna karşılık, NBA modelinde rüzgâr şiddeti artışı daha belirgin şekilde ortaya çıkmıştır. Her iki tepe üzerindeki akış yapısı incelendiğinde, tüm SGS modelleri arasında en düşük rüzgâr şiddeti değişiminin SH parametrelendirmesinde

meydana geldiği tespit edilmiştir. Genel olarak değerlendirildiğinde hem PBL hem de LES parametrelerinin rüzgâr şiddetindeki değişime olan katkıları benzer düzeyde gerçekleşmiştir.



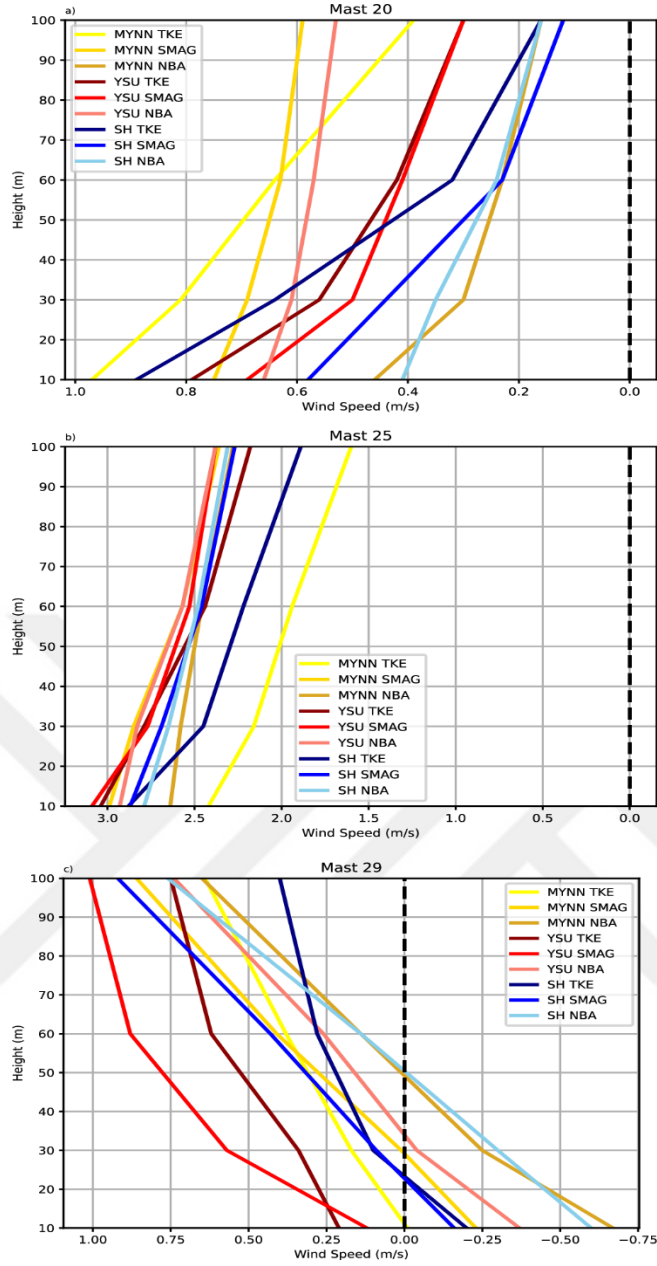
Şekil 5.49 : Güneybatı yönlü akış için, MYNN-TKE model sonuçları referans alınarak elde edilen bir günlük zaman ortalamasına dayalı transekt rüzgâr şiddeti farkları. Farklı parametreleştirme yaklaşımlarına göre elde edilen farklar şu şekilde sunulmuştur: a) MYNN-TKE modeline göre rüzgâr dağılımı b) MYNN-SMAG modeli, c) MYNN-NBA modeli, d) YSU-TKE modeli, e) YSU-SMAG modeli, f) YSU-NBA modeli, g) SH-TKE modeli, h) SH-SMAG modeli, i) SH-NBA modeli.

Şekil 5.50’de, simüle edilen rüzgâr şiddetleri ile meteorolojik kule ölçümleri karşılaştırılmıştır. 100 m yüksekliğinde model tarafından elde edilen rüzgâr şiddetleri, genel olarak gözlemlerle uyumlu bir eğilim sergilemektedir. Ancak, vadi içinde ve her iki tepe noktasında rüzgâr şiddetlerinde daha fazla değişkenlik ve dalgalanma gözlemlenmiştir. PBL ve LES parametreleri kullanılarak yapılan simülasyonlar ve ölçülen rüzgâr şiddeti değerleri SW akış durumunda her iki sırt ve vadi için gün içerisinde zamana göre farklı dağılım göstermektedir. Tüm modeller, gün boyunca genel akış desenini başarılı bir şekilde yakalamaktadır; fakat öğle saatlerinde modellerin tamamında daha fazla salınım görülmektedir.



Şekil 5.50 : Güneybatı yönlü akış koşulları için, 100 m yüksekliğinde simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddetlerinin zaman serisi karşılaştırmaları. Birinci sütun MYNN sonuçlarını, ikinci sütun YSU sonuçlarını, üçüncü sütun ise SH sonuçlarını göstermektedir. Birinci satır Mast 20, ikinci satır Mast 25 ve üçüncü satır Mast 29 istasyonlarına karşılık gelmektedir. Siyah çizgi gözlem verisini, yeşil çizgi TKE simülasyonunu, mavi çizgi SMAG simülasyonunu ve kırmızı çizgi NBA simülasyonunu temsil etmektedir.

Şekil 5.51, güneybatı yönlü akış için hata değerlerini önyargı (bias) cinsinden göstermektedir. 100 m seviyesinde ve her iki tepe üzerinde, rüzgâr şiddeti hataları 0,75 m/s ile 1 m/s arasında değişmektedir. Vadideki rüzgâr şiddet ihataları ise yaklaşık 3 m/s ve 1,5 m/s seviyelerindedir. Model, 10 m seviyesinde genellikle rüzgâr şiddetini fazla tahmin etme eğilimindedir; ancak yüzeyden uzaklaştıkça hata oranı azalmaktadır. Sadece ikinci tepe noktasında, sınır tabakasının alt kısmında negatif hata gözlemlenmiş, buna karşın üst kısımlarda rüzgâr şiddeti fazla tahmin edilmiştir.



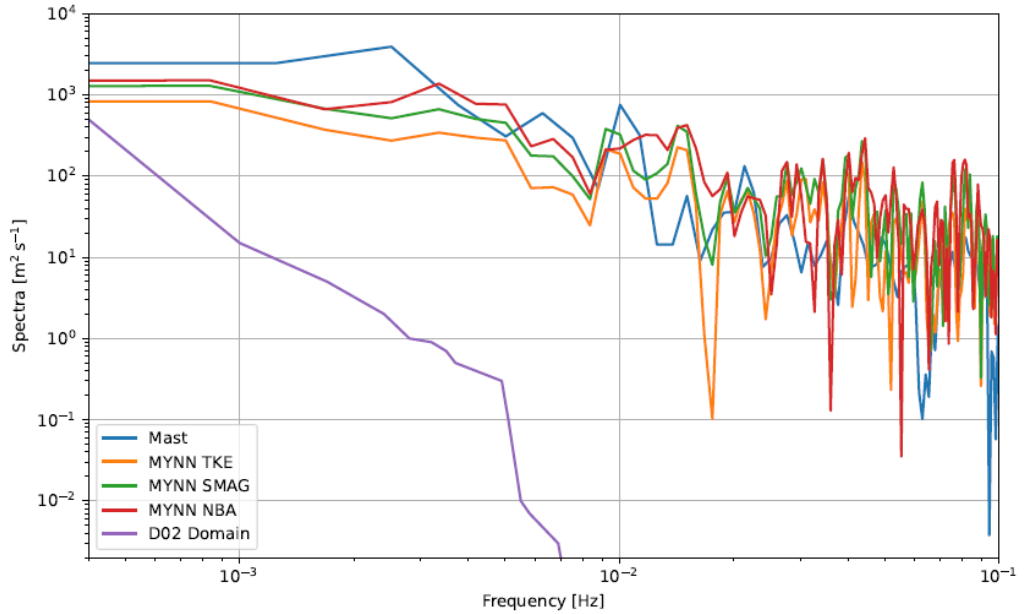
Şekil 5.51 : Simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddeti verilerinin karşılaştırmasına ilişkin düşey rüzgâr şiddeti profillerinde bias sonuçları:
a) Mast 20, b) Mast 25, c) Mast 29.

Arazi ve arazi kullanım verilerinin çözünürlüğüne ek olarak, türbülanslı akış yapılarını çözümleme yeteneği de dikkate alındığında, iç içe yapılandırılmış WRF–LES simülasyonları giderek daha ayrıntılı ve kapsamlı akış tahminleri sunmaktadır. Şekil 5.52’de, 100 m seviyesindeki rüzgârşiddetlerine ait güç spektral yoğunluk (power spectral density) analizleri verilmiş olup, artan grid çözünürlüğü ile yüksek frekanslı türbülans bileşenlerinin daha net bir şekilde tespit edilebildiği görülmektedir. d03 alanına ait spektrumlar, enerjinin atalet alt aralığında (inertial subrange) yer aldığı tipik bir dağılım sergilemekte ve gözlem verileriyle uyumlu enerji içeriğine sahiptir.

d02 alanındaki rüzgâr şiddeti spektrumları ise, sonlu farklar ayrıklaştırma (finite difference discretization) yöntemi kullanan modellerin karakteristik bir özelliği olarak, belirgin bir enerji düşüşü göstermektedir. Çizelge 5.8, Mast 20 ve Mast 25 istasyonları için hata metriklerini sunmaktadır. Her iki alan arasında bias ve RMSE değerlerinin tutarlılığı, daha yüksek çözünürlüklü iç içe alanlara geçişte Mast 20 konumundaki hata seviyelerinde belirgin bir azalma olmadığını göstermektedir. Bu hataların büyük ölçüde, her iki alanda da oldukça sabit kalan genel arka plan akışından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Her ne kadar d03 alanında yeniden sirkülasyon bölgeleri belirgin bir şekilde çözümlenmiş olsa da d02 alanındaki daha az eğimli topoğrafya bu tür sirkülasyonları aynı bölgelerde oluşturmamaktadır. Artırılmış grid ve topoğrafya çözünürlüğü, özellikle d03 alanında daha doğru bir akış yapısı temsilini mümkün kılmış; bu durum Mast 25 noktasındaki gözlemlerle daha tutarlı sonuçların elde edilmesini sağlamıştır.

Genel olarak değerlendirildiğinde, LES simülasyonları kararsız atmosferik koşullarda daha başarılı sonuçlar üretmekte, ancak stabil atmosfer koşullarında türbülanslı akışları çözümlemede aynı düzeyde etkinlik gösterememektedir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.



Şekil 5.52 : Mast 20 ölçüm istasyonu ile WRF-LES simülasyonlarının karşılaştırmalı spektrum analizleri: d03 alanı ($\Delta x = 100$ m) için MYNN parametresiyle elde edilen sonuçlar ve d02 alanı ($\Delta x = 1000$ m) için simülasyon sonuçları.

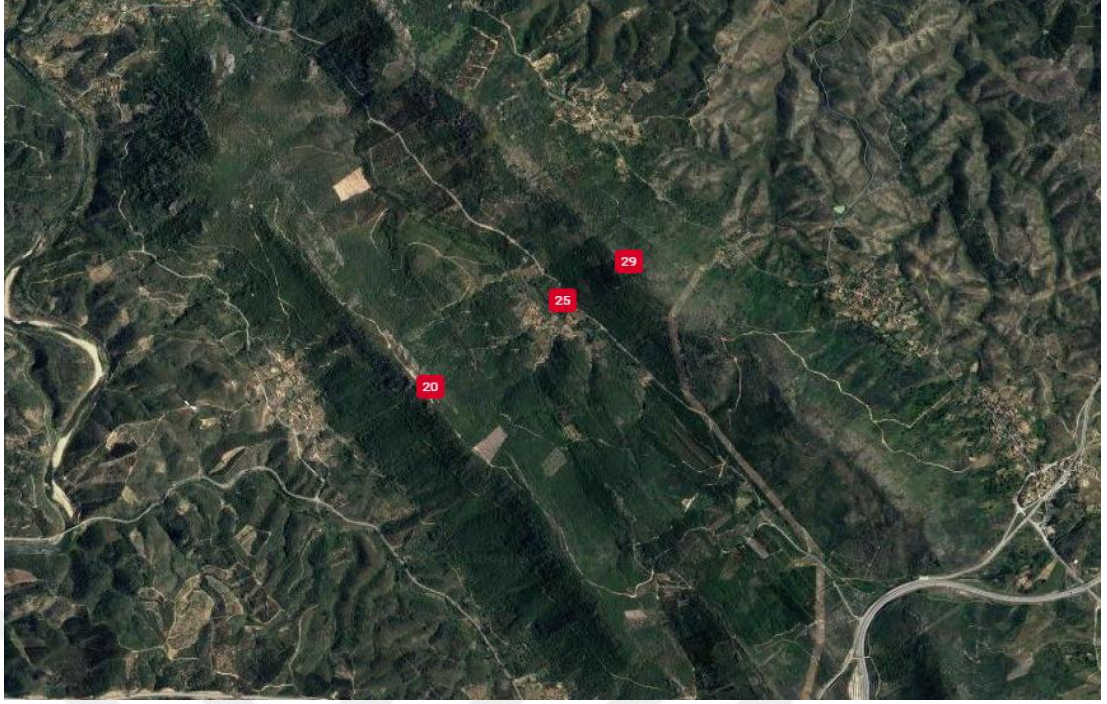
Çizelge 5.8 : WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümlerinin 100 m yüksekliğindeki karşılaştırmasına ait RMSE (kök ortalama kare hata) ve önyargı (bias) sonuçları.

Domain	Mast 20		Mast 25	
	RMSE	Bias	RMSE	Bias
WRF d03 ($\Delta x = 100$ m)	1.94	0.46	3.07	2.64
WRF d02 ($\Delta x = 1000$ m)	1.96	0.52	5.47	4.95

5.6 Perdigo Bölgesi Kuzeyli Akış Sümilasyon Analizi

Mezo-Mikro ölçek model sonuçlarının doğruluğunun test edilmesi yapılan çalışmanın değerlendirilmesi için önemlidir. Proje ekibinin daha önce yürütülmesine katkıda bulunduğu NEWA projesinin test sahalarından olan Perdigo deney alanı için güneyli akış sonuçları bir önceki bölümde detaylıca incelenmiştir. Bu bölümde ise sahanın bir diğer hâkim rüzgâr yönü olan kuzeydoğulu akış, saha koşullarının gerçek koşulları WRF-LES yöntemi ile seçili zaman aralığı için test edilmiştir. Yapılan çalışmanın rüzgâr şiddeti ve rüzgâr yönleri, hem mezo hemde mikro model için gözlem değerleriyle saatlik olarak incelenmiş ve sonuçlar paylaşılmıştır.

WRF Modeli, numerik hava tahmininden (NWP), large-eddy simülasyonlara (LES) kadar birçok ölçekteki akışı modellemek üzere kullanılır (Skamarock,2008). Numerik hava tahmin uygulamalarında birkaç kilometreye kadar olan yatay mesh sistemini kullanırken, LES modunda 100m ve altındaki yüksek çözünürlüklü mesh sistemiyle enerji üreten atmosferik türbülansı modellemeye çalışır (Moeng,2007). 10 kilometreye kadar olan numerik hava modellerindeki mesh sisteminde 3 boyutlu türbülans çözülmez. Bu durumda bu grid noktalarında modelle tahmin edilen akışın ortalaması kullanılır (Stull,1988). Atmosferik türbülans bu ölçekteki hareketle çözümlenemediğinden, bu etkinin atmosferik akışta modellenmesi gerekmektedir.



Şekil 5.53 : Ölçüm noktaları.

İlk etap çalışma’da kuzey doğulu rüzgâr koşullarında sahadaki akışı görebilmek adına Şekil 5.53’te gösterilen 100m ölçüm yüksekliğine sahip 3 ölçüm direğinin 2 farklı yükseklikteki sonuçlar irdelenmiştir. Çalışmada, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 3 domain kullanılmıştır. d01, d02 ve d03 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 5000 m x 5000 m, 1000 m x 1000 m ve 200 m x 200 m çözünürlüğe sahiptir. Bu alanlardan ilk 2 domain mezo ölçek parametreleri ile çalıştırılırken, sadece d03 domain’i LES parametrizasyonu ile çalıştırılmıştır. Bu parametrizasyon karşılaştırma yapılabilmesi adına Wagner (2019) ile aynı domain alanında aynı parametrizasyon ile çalışılmıştır. Proje kapsamında modelin başarımını test etmek üzere 2017 yılına ait 19 ve 20 Mayıs olmak üzere 2 gün seçilerek gözlem verisi ile karşılaştırma yapılmıştır. Çalışma için seçilen zaman aralığında 36 saat için simülasyon çalışması 19 Mayıs öğlen saatlerinden itibaren çalıştırılmaya başlanmış olup ilk 12 saat simülasyon spin-up zamanı olarak değerlendirilmiştir. Bu karşılaştırmaları 2 farklı yükseklikte (100m ve 10 m)’de yaparak modelin başarımını test edilmiştir. Mayıs–Haziran 2017 döneminde, dağ-vadi sistemlerindeki rüzgâr örüntülerini ve yüzey sınır tabakasını ayrıntılı olarak araştırmak amacıyla bir dizi Yoğun Operasyon Dönemi gerçekleştirilmiştir. Bu kampanyanın temel hedefi, 10 m–100 m yatay çözünürlüğe sahip sayısal modellerin performansı değerlendirilerek ve iyileştirmektir. 19–20 Mayıs 2017 tarihlerinde ise kuzeydoğulu akışın hâkim olduğu

durumlar. Bu vakalar üç gerekçeyle tercih edilmiştir. Her iki zaman aralığında da geniş kapsamlı ve eşzamanlı ölçüm setleri mevcuttur. Yağışsız koşullar hâkimdir; böylece nemli süreçlerin getirdiği karmaşıklıklar devre dışı bırakılmıştır. Vakalar, ilkbahar mevsimine özgü, yüksek veya orta şiddette rüzgârların eşlik ettiği tipik sinoptik durumları temsil etmektedir.

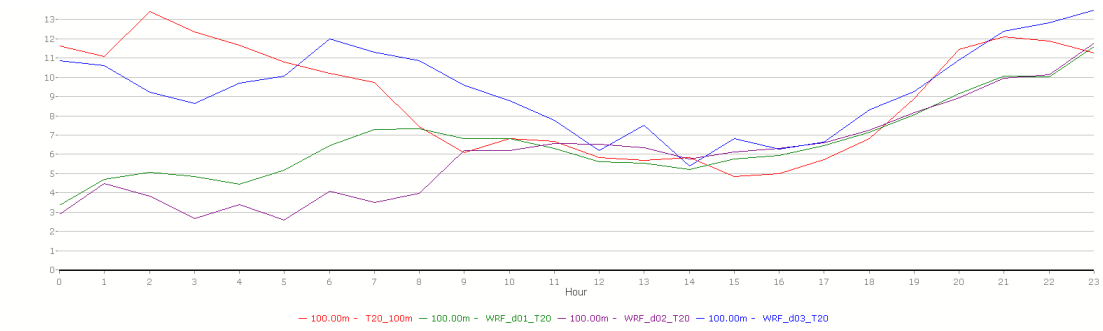
Fernando (2019) yaptığı çalışmada uzun dönem için hazırlanan tüm günlerin sinoptik hava olaylarını kayıt altına almıştır. Bu tablo incelenerek ve ölçüm verisinin tam ve eksiksiz olduğu günler tespit edilerek çalışma için 20 Mayıs günü kuzeyli rüzgârlar için seçilmiştir. Böylece kuzeyli akımın olduğu bir zaman diliminde akışın sahaya nasıl etki ettiği detaylı olarak incelenmiştir.

Domain alanlarında görülen önemli farklardan biri de özellikle topografik çözümleme de gözlemlenmiştir. 5 km çözünürlüklü saha da sadece 1 tepe görülürken, 200 m çözünürlükte her iki tepe ve vadi modellenebilmiştir. Çalışmanın d03 domain alanında yüksek çözünürlüklü 90 m topografik veri olan SRTM kullanılmıştır. Yine sahanın pürüzlülük değerleri CORINE veri setinin 2018 verisi ile Pineda'nın sınıflandırılmasına göre modele girdi olarak ayarlanmıştır.

WRF-LES modelinin TKE parametrisasyonu ile hazırlanan mezo ve mikro model sonuçları ölçüm direkleri noktalarına model sonuçları lineer interpolasyon yöntemi ile taşınmıştır. Böylece özellikle düşük çözünürlüklü model sonucu olan d01 ve d02 alanlarının aynı grid noktası kullanımının önüne geçilerek sonuçların hassasiyeti arttırılmaya çalışılmıştır. Bunun için ölçüm direklerinin koordinatlarına en yakın 4 grid noktası belirlenerek, ağırlıklı ortalamaya göre sonuçlar tüm domain alanları için taşınmıştır. Verilerin saatlik olarak performansı rüzgâr şiddeti için, daha sonra ise rüzgâr yönü için incelenmiştir. Sonuçlar, öncelikle güneybatıda bulunan T20 numaralı direktten başarak, kuzeydoğuda bulunan T29 direğine sırasıyla incelenmiştir. Sonuçların ilk 12 saatlik süresi spin- up zamanı olarak belirlenmiştir. Bu sebeple incelenecek verinin günlük bir seri olması sebebiyle grafikler günlük olarak hazırlanmış ve rüzgâr şiddeti grafikleri bu şekilde paylaşılmıştır. Yere yakın seviyedeki ve serbest atmosferdeki değişimi karşılaştırmak adına, ölçüm direklerindeki en düşük seviye (10 m) ve en yüksek seviye (100 m) için sonuçlar karşılaştırılmıştır. Bütün ölçüm direklerinde sırasıyla öncelikle d01 domain alanı, d02 domain alanı ve d03 domain alanı için 100 m ve 10 m'deki günlük rüzgâr şiddeti

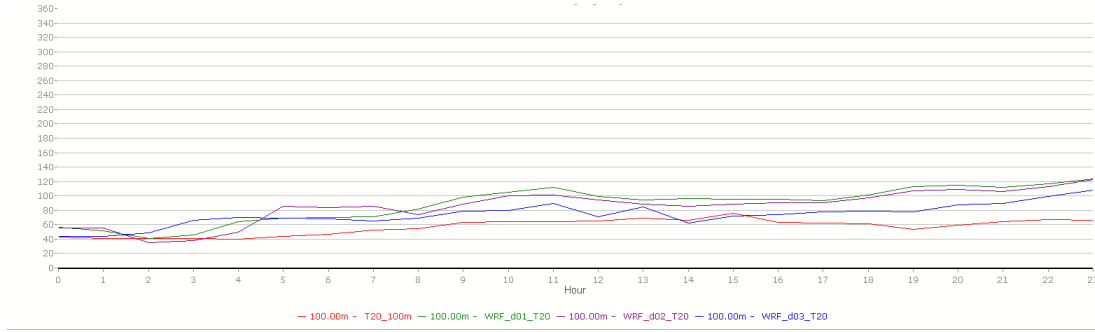
grafikleri incelenmiştir. Ayrıca sonuçlar istatistiksel metotlardan RMSE ve MAE için incelenmiştir. İstatistiksel sonuçlarda ise yine 24 saatlik sonuçlar irdelenmiştir. Daha sonra ise kuzeyli akış için alansal sonuçlar incelenmiştir. Bunun için model sonucu gözlem sonucuna bölünerek aralarında nasıl bir farkın olduğu tüm ölçüm direkleri için kontrol edilmiştir. T20 ölçüm direği sahanın güneybatısında bulunan ve kuzeyli akışı son gören ölçüm istasyonudur. Günlük salınımda WRF-LES sonuçları genel itibari ile hem 100 m hem de 10 m yükseklikde ölçüm verileri ile benzer hareketi (salınımı) göstermektedir. Bunun yanında model çözünürlüğünün farklı olması, rüzgâr şiddetinde gün içerisinde farklı olmasına sebep olmuştur. Özellikle öğle saatlerinde her üç model sonucu, gözlem değerlerine yaklaşmıştır. Öğle saatlerindeki bu yüksek rüzgâr şiddeti Mut bölgesindeki çalışma sonuçları ile tutarlılık göstermektedir.

Şekil 5.54'te T20 ölçüm istasyonunun 100 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100 m'deki ölçüm verisini, yeşil çizgi d1 domain alanı, mor çizgi d02 domain alanı ve mavi çizgi'de WRF-LES domain alanı için 100 m'deki günlük salınımı göstermektedir. 3 farklı çözünürlüklü domain alanı sonuçları birbirleriyle farklı salınımı gösterirken, WRF-LES modeli 100 m için diğer simülasyondan daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Genel itibariyle ise WRF-LES model sonucu gözlem ile benzer bir salınım göstermiştir.



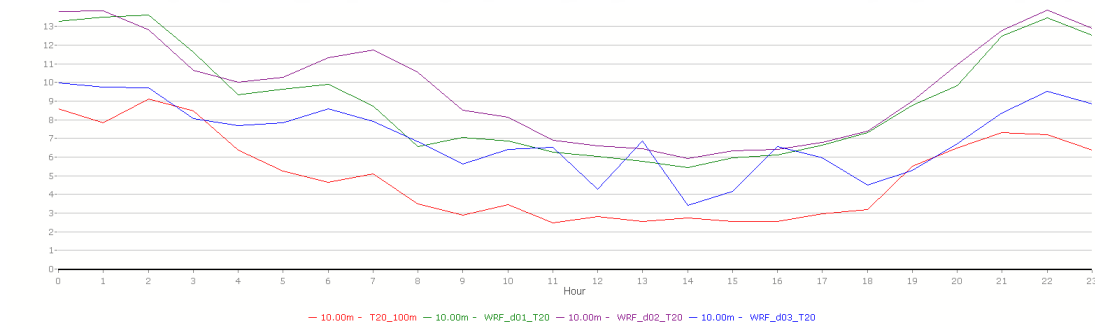
Şekil 5.54 : T20 ölçüm direği için 100 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Şekil 5.55'te T20 ölçüm direğinin 100 m'de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili kuzeydoğulu rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönü grafiğini sağlamıştır.



Şekil 5.55 : T20 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.56’de T20 ölçüm istasyonunun 10m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 10 m’deki ölçüm verisini, yeşil çizgi d01 domain alanı, mor çizgi d02 domain alanı ve mavi çizgi ise WRF-LES domain alanı için 10 m’deki günlük salınım sonuçlarını göstermektedir. Yere yakın seviyedeki rüzgâr şiddetleri 100 m sonuçlarına göre daha benzer bir salınım göstermiştir. Gece saatleri dışında her 3 model sonucu gün içerisinde benzer salınımı gösterirken, WRF-LES modeli özellikle öğle saatleri dışında 10 m için gözlem değerleriyle benzerlik göstermektedir. Genel itibariyle ise rüzgâr şiddeti değerlerine bakıldığında d01 ve d02 domain alanları yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.

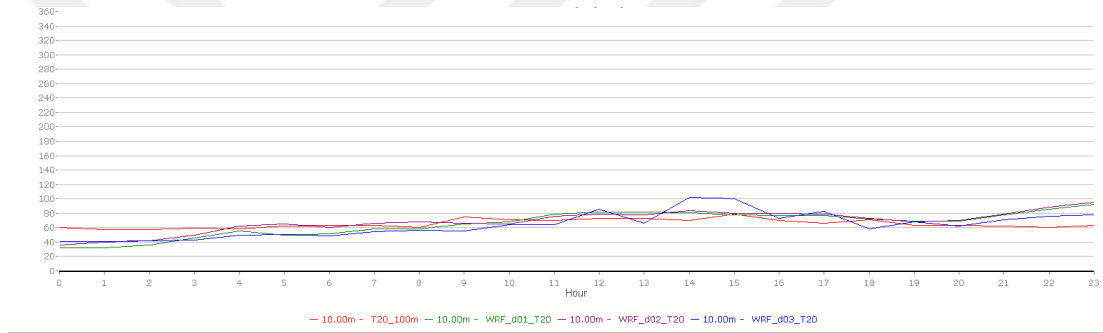


Şekil 5.56 : T20 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Kuzey-doğulu akış koşullarında T20 ölçüm istasyonundaki 100 m ve 10 m seviyelerinde ölçülen rüzgâr şiddeti değerleri incelendiğinde özellikle sabah saatlerinde öğlen saatlerine göre daha yüksek değerlerin ölçüldüğü ve değerlerin yükseklikle artış gösterdiği görülmektedir. Model simülasyon sonuçları irdelendiğinde ise WRF_LEs çözümlemesinin yapıldığı d03 domain sonuçları gözlemle uygun bir dağılım gösterirken PBL kullanıldığı daha kaba çözünürlüklü d01 ve d02 domainlerinde ise gün içinde zamansal salınım benzer eğilim göstermiş olsa da 10 m

ve 100 m yükseklikler arasında sabah saatlerinde önemli bir farklılık görülmektedir. Her iki grafik incelendiğinde sabah saatlerinde bu domainlere ait model sonuçları ölçüm değerleri ve d03 domainine ait model sonuçlarından 100 m yükseklikte daha düşük, 10 m yükseklikte ise daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermektedir. Ayrıca bu domainler için sabah saatlerinde 10 m’de daha yüksek, 100 m’de ise daha düşük değerlerin elde edilmesi bu iki kaba çözünürlüklü simülasyon domaini için topografyanın (prüzlülük) etkisinin yeteri kadar simüle edilememiş olması ile ilişkilendirilebilir.

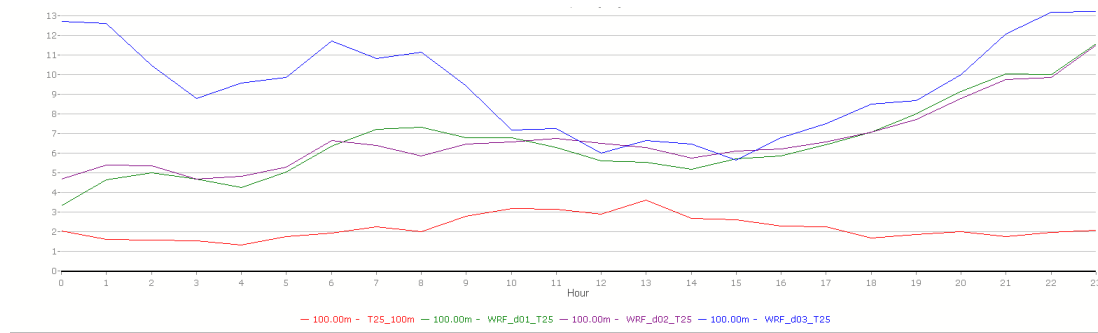
Şekil 5.57’de T20 ölçüm direğinin 10 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili kuzeydoğulu rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönünü sağlamıştır.



Şekil 5.57 : T20 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

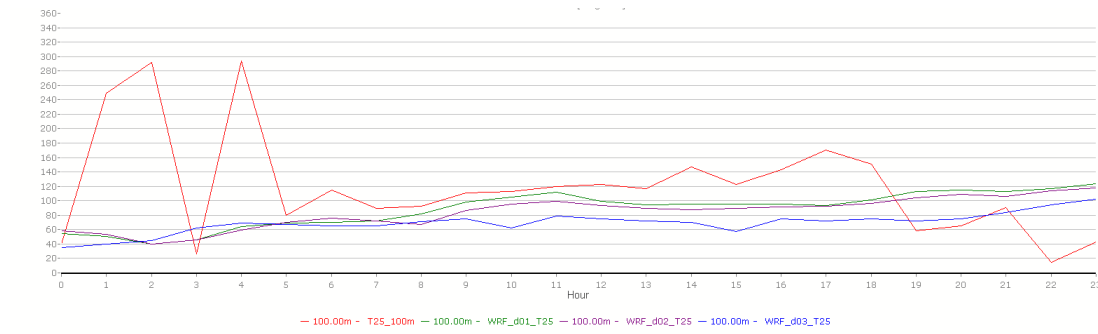
T25 ölçüm direği sahanın güneybatısında bulunan ve kuzeyli akışı gören ikinci ölçüm istasyonudur. Saha koşullarına bakıldığında T25 numaralı ölçüm direği iki tepenin arasında T29 numaralı ölçüm istasyonuna daha yakındır. WRF-LES sonuçları genel itibari ile ölçüm verileri ile benzer hareketi (salınımı) göstermektedir. Bunun yanında model çözünürlüğünün farklı olması, rüzgâr şiddetinde gün içerisinde farklı olmasına sebep olmuştur. Özellikle mezo model sonuçları ile mikro model sonuçları arasındaki rüzgâr şiddeti ve rüzgâr salınımının gün içerisindeki farklılığı daha net bir şekilde görülmektedir. Aynı şekilde rüzgâr şiddetinin değerleri gözlem verisinde de topografik koşulların etkisiyle farklılıklar barındırmaktadır. Burada en büyük değişkenlik kullanılan orografik ve pürüzlülük parametrelerinin çözünürlüğü ile model çözünürlüğü arasındaki farklardan kaynaklanmaktadır.

Şekil 5.58’de T25 ölçüm istasyonunun 100 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100 m’deki ölçüm verisini, yeşil çizgi d01 domain alanı, mor çizgi d02 domain alanı ve mavi’de WRF-LES domain alanı için 100 m’deki günlük salınımı göstermektedir. Her 3 model sonucu benzer bir salınım yakalama eğiliminde olmasına rağmen değişimler WRF-LES modelinde daha keskindir. Ayrıca öğle saatleri dışında WRF-LES veri seti gözlem ve diğer iki modelden değerinden ayrılarak, daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Genel itibariyle ise tüm model sonuçları 100 m’deki gözlem sonuçlarından daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.



Şekil 5.58 : T25 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

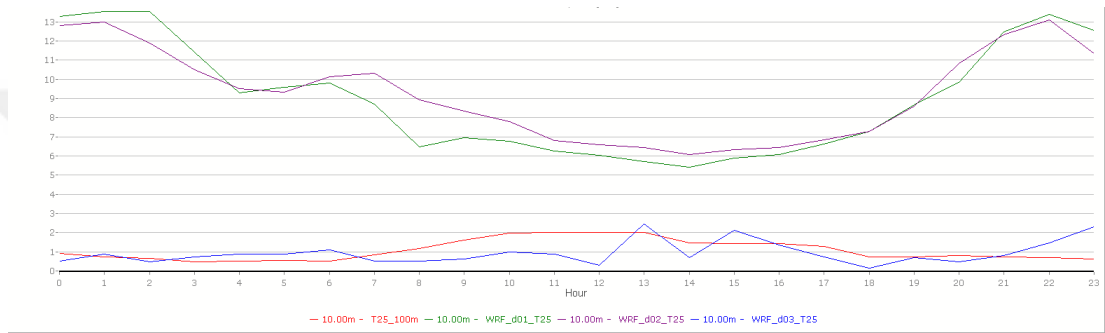
Şekil 5.59’da T25 ölçüm direğinin 100 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili kuzeydoğulu rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönü grafiğini sağlamıştır. Fakat kuzeydoğulu rüzgârlarda özellikle 100 m’deki ölçüm gözlem değerlerinde farklılıklar göstermiştir.



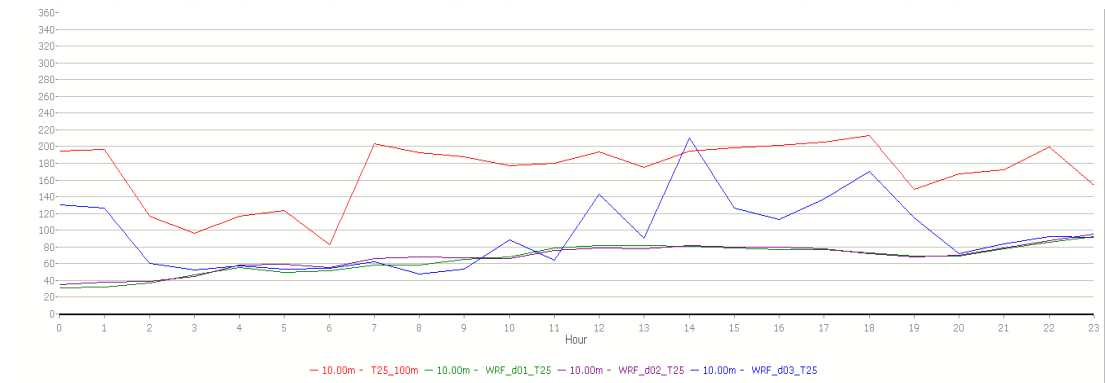
Şekil 5.59 : T25 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.60’da T25 ölçüm istasyonunun 10 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir.

Kırmızı çizgi 10 m'deki ölçüm verisini, Yeşil çizgi d01 domain alanı, mor çizgi d02 domain alanı ve mavi çizgi ise WRF-LES domain alanı için 10 m'deki günlük salınım sonuçlarını göstermektedir. 10m'deki gözlem değerleri, WRF-LES değerleri ile mezo model sonuçları arasındaki farkı belirgin bir şekilde ortaya koymaktadır. Genel itibariyle ise rüzgâr şiddeti değerlerine bakıldığında d01 ve d02 domain alanları yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Gün içerisinde WRF-LES 10 m için rüzgâr şiddeti değerleri gözlem değerleri ile yakın ve benzer bir salınım sağlamıştır. Her 3 modelin sonuçları kendi içerisinde değerlendirildiğinde ise gün içerisindeki yükseliş ve azalışlar benzer olmasına rağmen, WRF-LES daha iyi sonuç vermiştir.



Şekil 5.60 : T25 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.



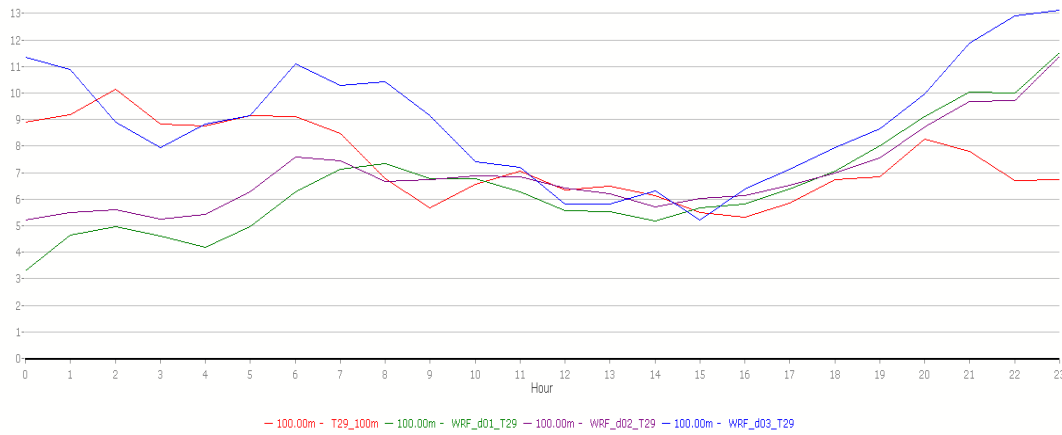
Şekil 5.61 : T25 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

Şekil 5.61'de T25 ölçüm direğinin 10 m'de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili kuzeydoğulu rüzgârlar özellikle WRF-LES modelinde farklı rüzgâr yönünü sağlamıştır. Gözlem verisi ile karşılaştırıldığında 10 m için sonuçlar da modeller arasında bir yön farkı görülmektedir. Bunun 2 temel sebebi vardır. Gözlem verileri 10 m'de cup anemometre ile ölçüm alınmadığından kalibrasyon ile alakalı bir kayma sebep olabilecektir.

Bir temel diğer sebep ise modelin bu seviyedeki u ve v parametrelerinin özellikle d01 ve d02 domain alanında yüzey etkisinin modellenmesinde daha az etkilenmesinden kaynaklanmaktadır. Rüzgâr yönleri içinde WRF-LES model sonuçları gözlem ile daha yakın sonuçlar sergilemektedir.

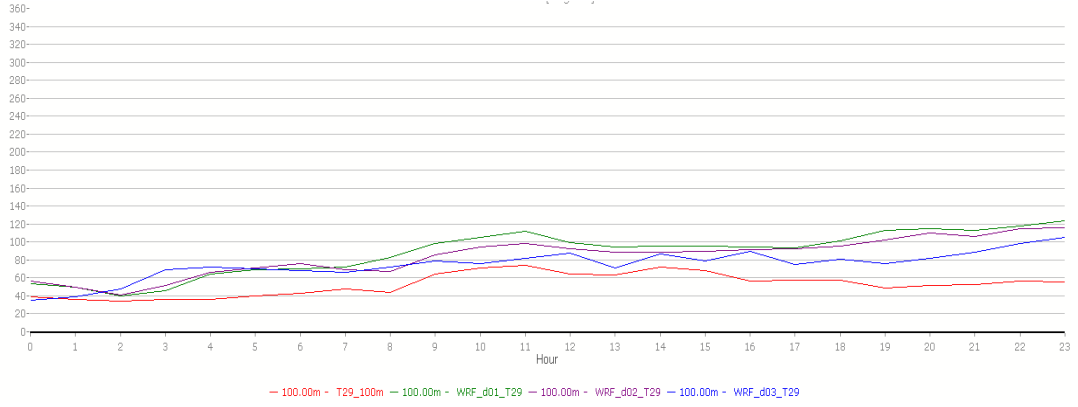
T29 ölçüm direği sahanın kuzeydoğusunda bulunan ve kuzeyli akışı gören ilk ölçüm istasyonudur. Özellikle öğle saatlerinde d01 ve d02 modeli, gözlem ve WRF-LES sonucundan benzeşmiştir. Yine akşam saatlerinde WRF-LES modeli hariç d01 ve d02 domain alanları her iki yükseklikte gözlem ve WRF-LES veri setinden daha düşük rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir.

Şekil 5.62’de T29 ölçüm istasyonunun 100 m için rüzgâr şiddetinin gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100 m’deki ölçüm verisini, Yeşil çizgi d1 domain alanı, Mor çizgi d02 domain alanı ve mavi’de WRF-LES domain alanı için 100 m’deki günlük salınımı göstermektedir. Sabah ve gece saatlerinde d3 domainine göre elde edilen model sonuçları diğer domainler için elde edilen model sonuçlarından farklı salınımı gösterirken, WRF-LES modeli özellikle öğle saatlerinde 100 m için gözlem ve diğer modeller ile benzer salınımı yakalamıştır.



Şekil 5.62 : T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

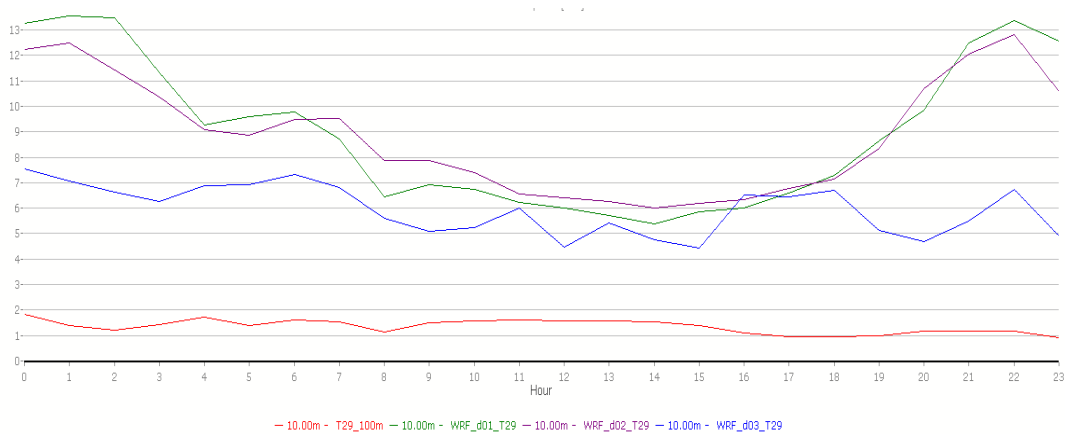
Şekil 5.63’te T29 ölçüm direğinin 100 m’de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili kuzeydoğulu rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönü grafiğini sağlamıştır.



Şekil 5.63 : T29 ölçüm direği için 100 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

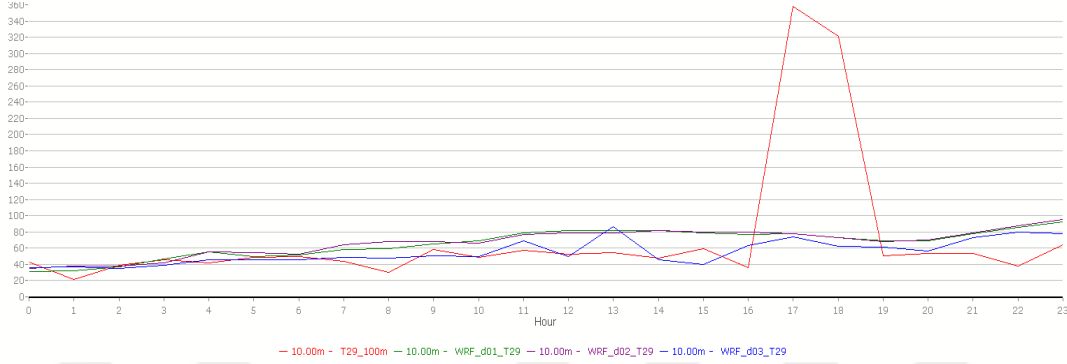
Şekil 5.64’de T29 ölçüm istasyonunun 10 m için gözlem ve mezo-mikro domain alanlarındaki günlük salınımı göstermektedir. Kırmızı çizgi 100 m’deki ölçüm verisini, Yeşil çizgi d01 domain alanı, Mor çizgi d02 domain alanı ve Mavi çizgi ise WRF-LES domain alanı için 10 m’deki günlük salınım sonuçlarını göstermektedir.

Genel itibariyle ise rüzgâr şiddeti değerlerine bakıldığında d01, d02 ve d03 domain alanları yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. Günlük salınımda özellikle d01 ve d02 model sonuçları gözlem ve WRF-LES’den ayrışırken, WRF-LES gözlem değerlerine benzer fakat daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri sergilemiştir. 100 m’de ölçüm değerleri WRF-LES model sonuçları ile daha benzer dağılım gösterirken, yere yakın seviyede kompleks topoğrafyaya bağlı prüzlülük etkisi 10 m’deki ölçüm değerlerinin tüm periyot boyunca 100 m’deki ölçüm değerleri ve model simülasyon sonuçlarına göre daha düşük değerleri göstermektedir.



Şekil 5.64 : T29 ölçüm direği için 10 m’de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr şiddeti.

Şekil 5.65'te T20 ölçüm direğinin 10 m'de günlük rüzgâr yönü grafiği paylaşılmıştır. Buna göre seçili kuzeydoğulu rüzgârlar tüm domain alanlarında benzer rüzgâr yönünü sağlamıştır. Sadece gözlem verisi akşam saatlerinde biraz farklılık göstererek daha kuzeyli rüzgâr sergilemiştir.



Şekil 5.65 : T29 ölçüm direği için 10 m'de model ve gözlem verisine ait saatlik ortalama rüzgâr yönü.

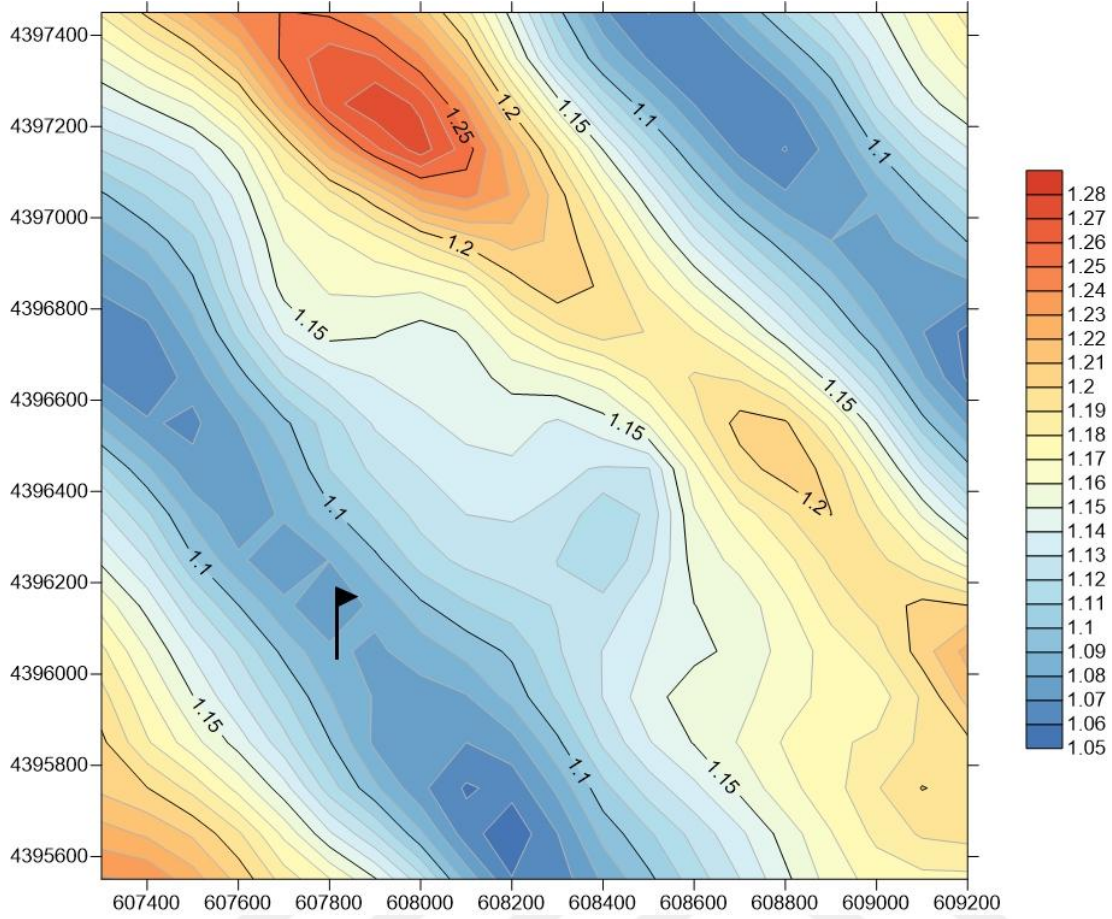
RMSE sonuçları model verisi fazla veya eksik tahmin etse bile sonuçların gözleme ne kadar yakınsadığını gösterir. Ayrıca MAE değerleriyle modelin fazla veya düşük rüzgâr şiddeti ürettiğine bakılmaksızın sonuçları değerlendirmeye yarar. Öncelikli olarak her bir ölçüm istasyonu için mezo-mikro model sonuçları iki farklı yükseklikte karşılaştırılmıştır. Daha sonra ise Çizelge 5.9'da aynı yüksekliklerde farklı direklerdeki sonuçları karşılaştırılmıştır.

Çizelge 5.9' da görüldüğü üzere T20 numaralı ilk ölçüm istasyonunda WRF-LES yöntemi özellikle yere yakın seviye de en iyi sonucu vermiştir. 100 m yükseklikte ise sonuçlar birbirine benzerdir. T25 numaralı ölçüm istasyonunda WRF-LES yöntemi özellikle yere yakın seviye de en iyi sonucu vermiştir. 100 m yükseklikte ise sonuçlar birbirine benzerdir. Fakat 100m'deki WRF-LES çözümlemesi yakın sonuç göstermiştir. En kötü RMSE ve MAE sonuçları 1km çözünürlüklü model sonucunda görülmüştür. T29 numaralı ölçüm istasyonunda WRF-LES yöntemi özellikle yere yakın seviye de en iyi sonucu vermiştir. 100 m yükseklikte ise en düşük çözünürlüklü model en iyi sonucu vermiştir. Fakat 100 m'deki WRF-LES çözümlemesi yakın sonuç göstermiştir. MAE ve RMSE hata metrikleri, rüzgâr şiddeti değişkeninin birimi olan (m/s) cinsinden verilmiştir.

Çizelge 5.9 : Vaka çalışması kapsamında, kuzeydoğulu yönlü akış için WRF–LES simülasyonları ile meteorolojik kule ölçümleri arasındaki rüzgâr şiddeti istatistiksel karşılaştırmaları.

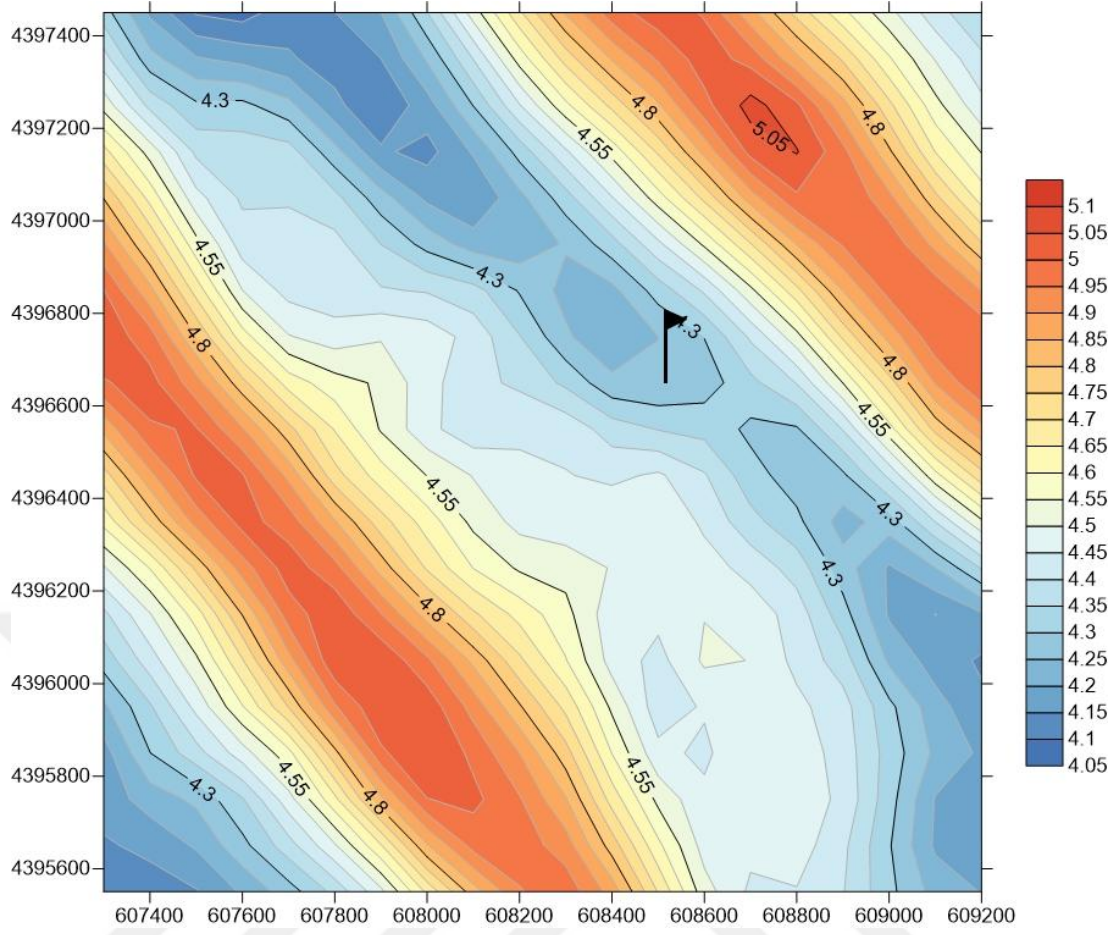
Domain		5 km Mezo		1 km Mezo		200 m WRF-LES	
		100 m	10 m	100 m	10 m	100 m	10 m
T20	MAE	3,358	2,498	2,743	3,116	2,591	1,935
	RMSE	1,108	3,317	1,521	3,606	1,935	2,462
T25	MAE	6,951	5,655	7,196	5,79	7,394	0,426
	RMSE	7,528	5,885	7,541	5,918	7,732	0,731
T29	MAE	2,494	4,708	1,937	5,095	1,855	4,121
	RMSE	2,643	5,621	2,192	5,828	2,514	4,706

İkinci kısımda tüm ölçüm noktaları için hazırlanmış olduğumuz WRF-LES model sonuçlarını 100 m için alansal dağılım kullanarak, gözlem verilerini de alansal dağılım içerisine katarak aralarındaki değişime bakılmıştır. Bunun için öncelikli olarak her 3 ölçüm noktasını kapsayacak şekilde bir alan seçilmiştir. Daha sonra model sonuçları bu domain alanı içerisinde alansal dağılım kullanılarak her bir ölçüm noktası için dağıtılmıştır. Aynı şekilde gözlem değerleri de bu şekilde alansal olarak hazırlanmıştır. Bu noktada hem kuzeyli akış hem de güneyli akış ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Daha sonra model verisi bölü gözlem olacak şekilde aralarındaki oran alansal olarak belirlenmiş ve modelin nasıl çalıştığı seçili alan üzerinde incelenmiştir. Bayrak şeklindeki harita göstergesi, her bir haritada modellenmenin yapıldığı yeri göstermektedir. Şekil 5.66’da T20 numaralı ölçüm istasyonu’nun kuzeyli rüzgârda nasıl hareket ettiğini göstermektedir. Buna göre T20 istasyonu’nun bulunduğu alanda model gözlem ile benzer sonuçlar gösterirken, ölçüm noktasından uzakta ve özellikle vadi’nin kuzey kesiminde sonuçlar gözlem değerlerinden ayrılmaktadır. Yine T25 numaralı ölçüm istasyonu çevresinde sonuçlar gözlemden uzaklaşmıştır. Kuzeyli rüzgârın ilk alındığı tepede sonuçlar ölçümün olduğu tepe ile benzerlik göstermektedir.



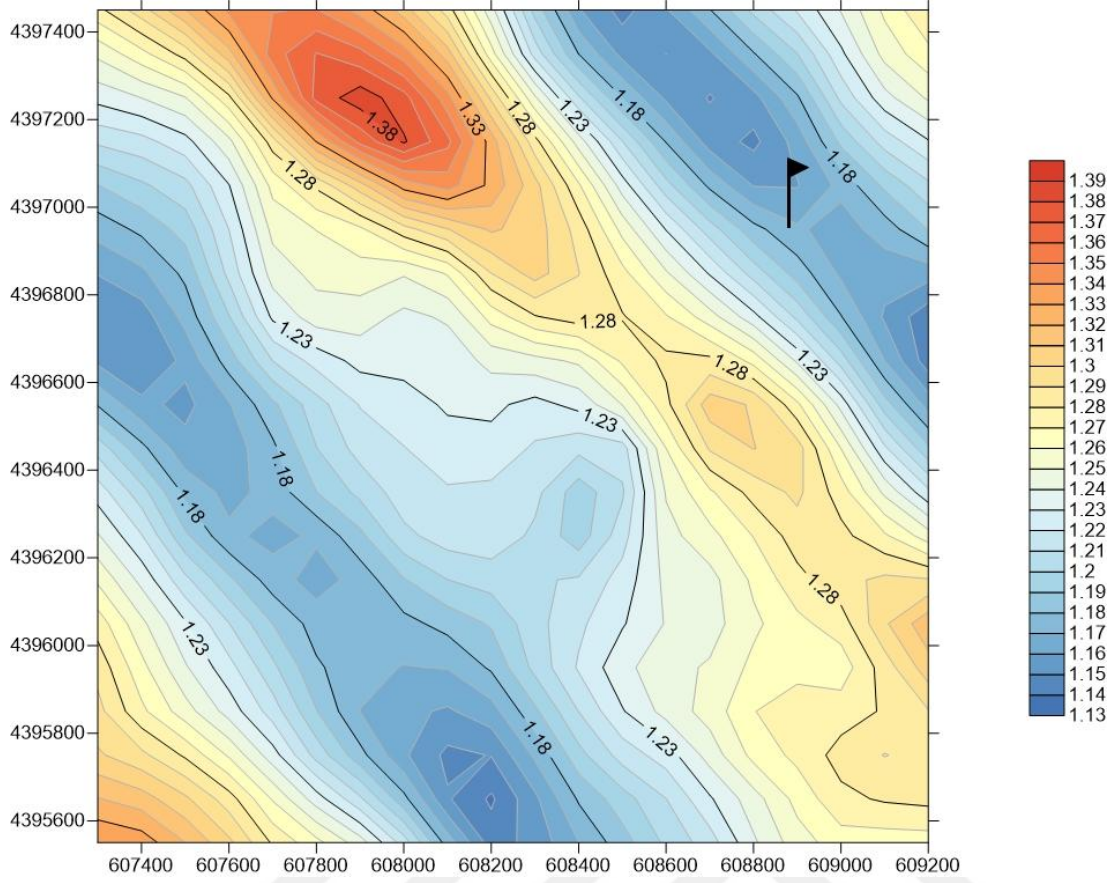
Şekil 5.66 : T20 ölçüm direği noktasında 100 m için kuzeyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.

Şekil 5.67’de T25 numaralı ölçüm istasyonu’nun kuzeyli rüzgârda nasıl hareket ettiğini göstermektedir. Buna göre T20 istasyonu’nun bulunduğu alanda model gözlem ile benzer sonuçlar gösterirken, ölçüm noktasından uzakta ve özellikle her iki tepe’de sonuçlar gözlem değerlerinden ayrılmaktadır. Vadi içerisinde kuzeye ve güneye hareket ediliğinde yine sonuçlar gözlemden farklılık göstermektedir. Kuzeyli rüzgârın ilk alındığı tepede sonuçlar ölçüm ile en büyük farkı göstermektedir.



Şekil 5.67 : T25 ölçüm direği noktasında 100 m için kuzeyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.

Şekil 5.68’de T29 numaralı ölçüm istasyonu’nun kuzeyli rüzgârda nasıl hareket ettiğini göstermektedir. Buna göre T29 istasyonu’nun bulunduğu alanda model gözlem ile benzer sonuçlar gösterirken, ölçüm noktasından uzakta ve özellikle vadi’nin kuzey kesiminde sonuçlar gözlem değerlerinden ayrışmaktadır. Yine T25 numaralı ölçüm istasyonu çevrsinde sonuçlar gözlemden uzaklaşmıştır. Kuzeyli rüzgârın ikinci alındığı tepede sonuçlar ölçümün olduğu tepe ile benzerlik göstermektedir



Şekil 5.68 : T29 ölçüm direği noktasında 100 m için kuzeyli rüzgârların model ve gözlem verileri oranı.

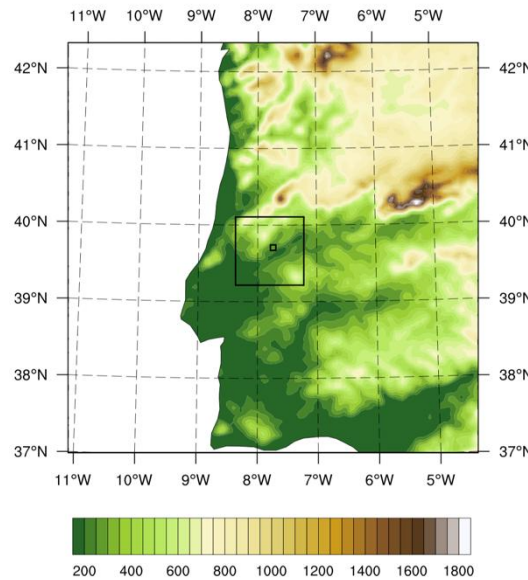
Literatür çalışmaları ile yapılan bu karşılaştırmalara göre bizim çalıştığımız Perdigão bölgesindeki sonuçlarımız ile bir benzerlik olduğu ortaya çıkmıştır. Yüksek çözünürlüklü arazi modelleri sadece LES modelinde kullanılmıştır. Mezo modellerde ise daha düşük çözünürlüklü arazi modelleri kullanılmıştır. Modelde kullanılan 3 domain simülasyonunda sadece LES modelinde yüksek çözünürlüklü arazi modelinin kullanılması model sonuçlarının daha yüksek değerleri göstermesine sebep olduğu düşünülmektedir. Bunun en temel sebebi ise düşük çözünürlüklü arazi modelleri (mezo ölçek modeller) rüzgâr şiddeti değerlerini mikro ölçek modele aktarırken daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri ile aktarıyor oluşudur.

Bu durumda LES modeline aktarılan bilgi (one-way nesting) mezo modelden gözleme yakın veya daha yüksek gelmektedir. Böylece LES modeli de bu değerlendirme ile daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri üretmektedir. Model simülasyonlarında kullanılacak ERA5 verisinin simülasyon zamanı belirlendikten sonra, WRF-LES modeli hem düşey seviyede hem de türbülans parametrelerinin model simülasyonundaki farkını göstermesi açısından incelenmiştir.

Çalışmada, iç içe geçmiş yapıya sahip ve birbirlerinden etkilenen 3 domain kullanılmıştır. d01, d02 ve d03 olarak isimlendirilen bu alanlar, sırasıyla 5000 m x 5000 m, 1000 m x 1000 m ve 100 m x 100 m çözünürlüğe sahiptir. Bu alanlardan ilk iki domain mezo ölçek parametreleri ile çalıştırılırken, sadece d03 domain'i LES parametrizasyonu ile çalıştırılmıştır. Proje kapsamında modelin başarımını test etmek üzere 2017 yılına ait 19 ve 20 Haziran kuzeyli akışı temsil etmek üzere 2 gün seçilerek gözlem verisi ile karşılaştırma yapılmıştır. Çalışma için seçilen zaman aralığında 36 saat için run çalışması 19 Haziran öğlen saatlerinden itibaren çalıştırılmaya başlanmış olup ilk 12 saat run spin-up zamanı olarak değerlendirilmiştir.

Bu çalışmada 3 farklı PBL ve 3 Farklı LES model parametresi için 9 farklı simülasyon gerçekleştirilmiştir. Bu simülasyonlar 2 ana başlık altında şu şekilde ayrıştırılabilir.

İlk olarak 3 farklı PBL parametresi MYNN, YSU ve SH paramtereleri ile PBL simülasyonları çalıştırılmıştır. Bu parametrelerin altına her bir farklı 3 farklı Türbülans parametresinin model simülasyonları incelenmiştir. Simülasyon TKE 1.5, SMAG ve NBA modelidir. Bu model parametreleri kuzeyli akış için hazırlanmış olup 3 farklı lokasyondaki 2 farklı yükseklik ile karşılaştırılmıştır.



Şekil 5.69 : Domain alanı.

Simülasyon hazırlığı sırasında 100 m’lik alan içinde yapılan ilk deneyler, WRF-LES performansının büyük ölçüde model konfigürasyonuna bağlı olduğunu ortaya koymuştur. Model konfigürasyonunun 100 m’lik iç alandaki akış gelişimini en doğru şekilde temsil ettiği durumları belirlemek amacıyla duyarlılık çalışmaları gerçekleştirilmiş ve niteliksel olarak değerlendirilmiştir. Değerlendirme kriterleri arasında alan boyutu, düşey seviye sayısı ve 100 m alanında WRF-LES modunun mu yoksa bir PBL parametrelendirmesinin mi daha etkili olduğunun belirlenmesi yer almıştır. Dış alan (d01), 5000 m yatay çözünürlüğe sahiptir ve 121x121’lik bir ızgaradan oluşmaktadır (Şekil 5.69). d01-d02 için daha kaba yatay çözünürlük, hesaplama süresi ve maliyetini azaltma avantajı sağlar. Ayrıca, hedeflenen 100 m çözünürlüğe aşamalı bir geçiş sağlamak amacıyla 1000 m ve 100 m yatay çözünürlüklere sahip iki iç içe alan daha kullanılmaktadır. En büyük iki alan, PBL tekniğiyle yapılan mezo ölçek simülasyonlar için kullanılırken, en küçük alan mikro ölçekli LES türbülans kapama kullanmaktadır.

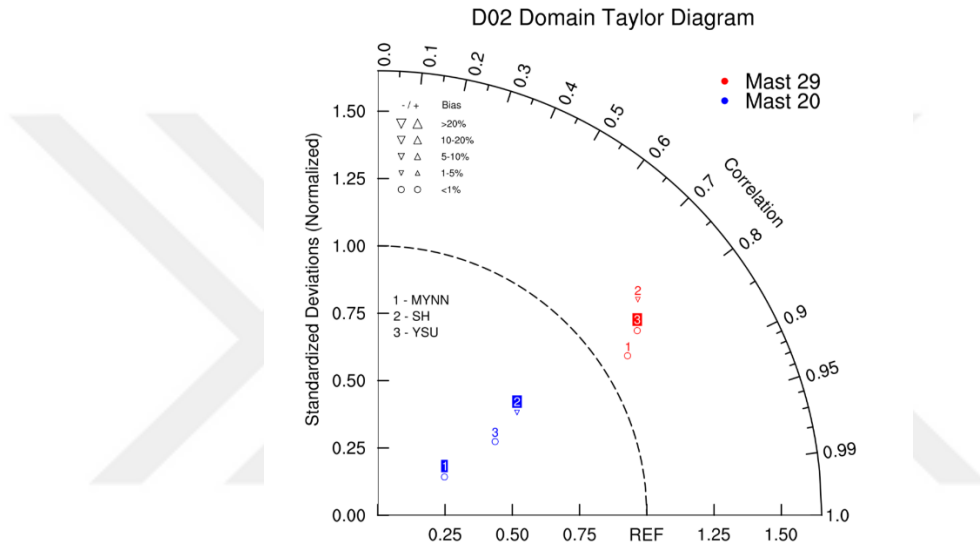
d02’den d03’e olan ebeveyn ızgara oranı özellikle 10 olarak ayarlanmıştır ki bu oran oldukça büyüktür. Bu karar, türbülansın yalnızca kısmen ele alındığı “gri bölge”de (grey zone) çalışmayı mümkün kılmak amacıyla verilmiştir (Honnert, 2011., Chow, 2019., Haupt, 2019).

Çizelge 5.10 : Farklı PBL ve SGS modelleme yaklaşımları.

Model Adlandırması	Mezo Ölçek (d01) 5 km	Mezo Ölçek (d02) 1 km	Mikro Ölçek (d03) 100 m
MYNN-TKE	MYNN	MYNN	LES (1.5 TKE)
MYNN-SMAG	MYNN	MYNN	LES (SMAG)
MYNN-NBA	MYNN	MYNN	LES (NBA)
SH-TKE	SH	SH	LES (1.5 TKE)
SH-SMAG	SH	SH	LES (SMAG)
SH-NBA	SH	SH	LES (NBA)
YSU-TKE	YSU	YSU	LES (1.5 TKE)
YSU-SMAG	YSU	YSU	LES (SMAG)
YSU-NBA	YSU	YSU	LES (NBA)

Perdigão bölgesi üzerinde rüzgâr desenlerinin modellenmesinde yüksek çözünürlüklü WRF-LES modelinin performansını değerlendirmek amacıyla, simülasyonlara ait ortalama sonuçlar analiz edilmiştir. Model çıktılarının istatistiksel değerlendirmeleri Şekil 5.70’te sunulmuş olup, bu şekil 100 m seviyesindeki rüzgâr şiddetlerinin üç farklı PBL parametrisasyonu ile karşılaştırıldığı Taylor diyagramlarını içermektedir.

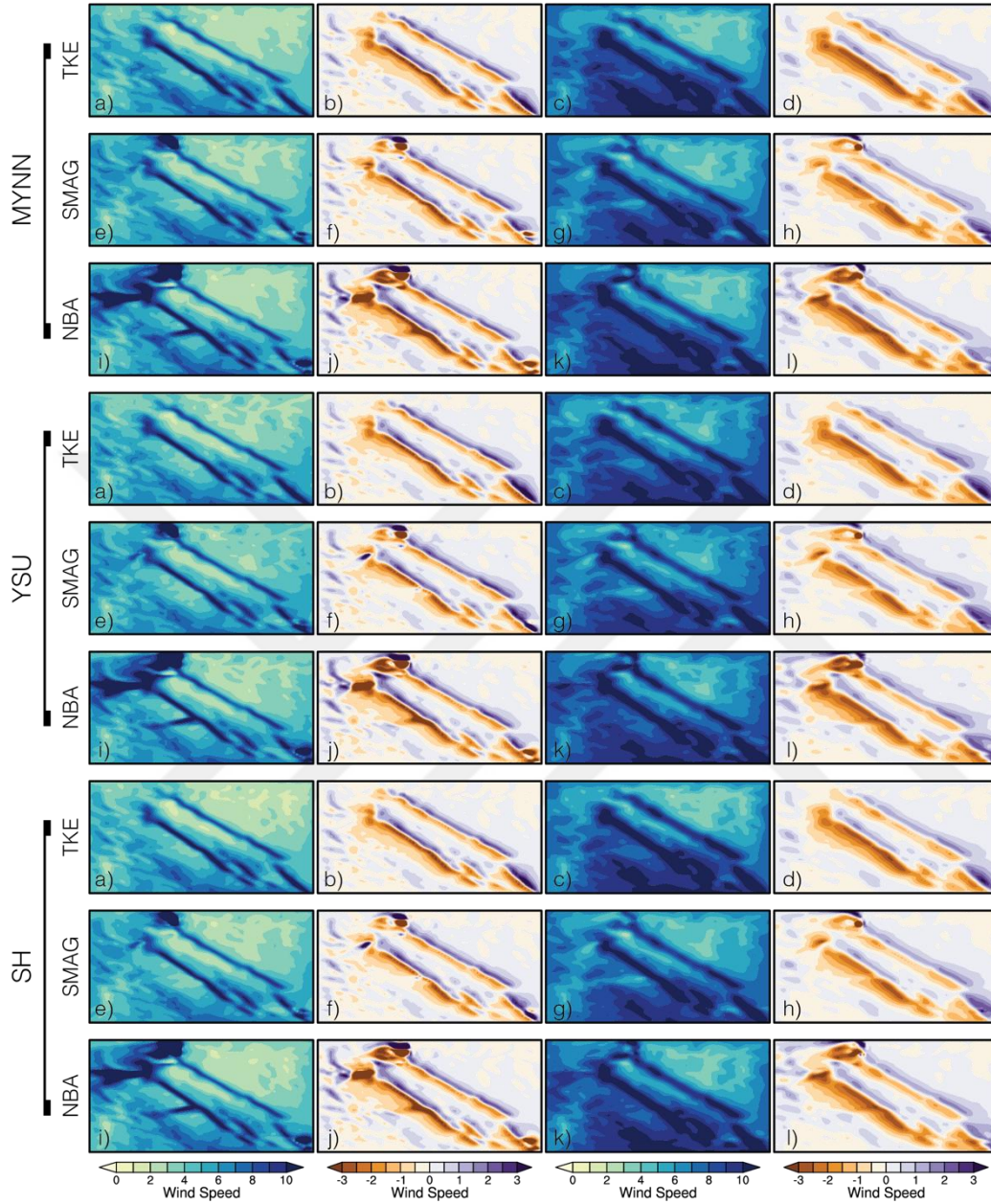
Simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddetleri arasındaki normalize edilmiş standart sapma (model çıktısının standart sapmasının gözleme kıyasla ne düzeyde olduğunu gösteren bir ölçüttür), arazi karmaşıklığının arttığı ikinci tepe (Mast 29) bölgesinde artış göstermektedir. Buna karşın, korelasyon katsayısı birinci tepe (Mast 20) noktasında daha yüksek değerler almıştır. Öte yandan, ikinci tepe (Mast 29) için kullanılan tüm PBL parametrizasyonları, Mast 20'ye kıyasla daha yüksek doğruluk sunmuştur. MYNN, her iki ölçüm noktasında da diğer PBL parametrizasyonlarına kıyasla rüzgâr şiddetlerini daha başarılı bir şekilde modellemektedir.



Şekil 5.70 : d02 alanı için, 100 m seviyesindeki kuzeydoğu yönlü rüzgâr şiddetlerine ait Taylor diyagramları: Mast 20 (mavi nokta) ve Mast 29 (kırmızı nokta) istasyonlarında, üç farklı PBL parametrelendirmesiyle elde edilen simülasyon sonuçlarının gözlemlerle karşılaştırması:
I) MYNN PBL II) SH PBL III) YSU PBL.

Yatay rüzgâr şiddetleri ve düşey rüzgâr bileşeni, 100 m ve 10 m olmak üzere iki farklı yükseklikte karşılaştırılmış; ayrıca d03 alanı boyunca elde edilen rüzgâr şiddeti transektleri gözlemlerle kıyaslanmıştır. Simülasyonların ortalama sonuçları, yüksek çözünürlüklü WRF-LES modelinin Perdigo bölgesindeki rüzgâr desenlerini simüle etme başarısını değerlendirmek amacıyla analiz edilmiştir. Buna ek olarak, yatay rüzgâr şiddetleri ve düşey rüzgâr bileşenleri hem 100 m hem de 10 m seviyelerinde gözlemsel verilerle karşılaştırılmış ve d03 alanı boyunca rüzgâr şiddeti transektleri üzerinde değerlendirme yapılmıştır. Akış alanı kuzeydoğu ve güneybatı yönlü iki farklı bölgeye ayrıldığından, simülasyonlardaki rüzgâr yönü değişimleri, rüzgâr şiddetindeki değişimlere kıyasla daha az belirgin kalmaktadır.

Bu nedenle, bu çalışmada değerlendirme esas olarak rüzgâr şiddetlerinin doğruluğunun incelenmesi üzerine kurulmuştur.



Şekil 5.71 : d03 alanı için kuzeydoğu yönlü akış koşullarında, üç farklı PBL parametrelendirmesi ve üç farklı LES türbülans modeliyle elde edilen ortalama yatay rüzgâr şiddeti ve düşey rüzgâr bileşeni dağılımları: I) MYNN PBL II) YSU PBL III) SH PBL. Birinci sütun: 10 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddeti, ikinci sütun: 10 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşeni, üçüncü sütun: 100 m seviyesindeki yatay rüzgâr şiddeti, dördüncü sütun: 100 m seviyesindeki düşey rüzgâr bileşeni. Her bir PBL için: birinci satır — TKE modeli sonuçları, ikinci satır — SMAG modeli sonuçları, üçüncü satır — NBA modeli sonuçlarıdır.

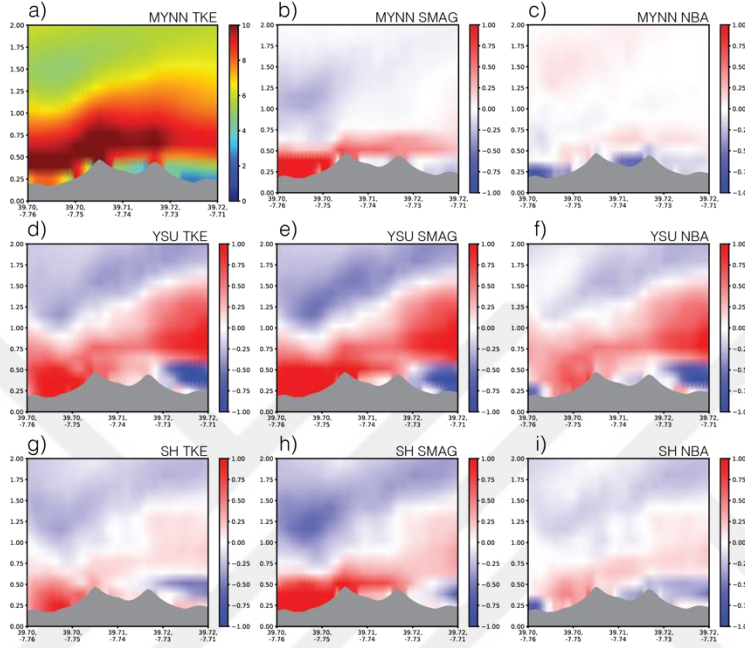
Şekil 5.71, 10 m ve 100 m seviyelerindeki ortalama rüzgâr şiddeti ve ortalama düşey rüzgâr bileşeni değerlerini göstermektedir. Dokuz farklı model yapılandırması arasındaki farklar Çizelge 5.10'da özetlenmiştir. Çalışma grafiğindeki ilk üç panel MYNN parametrizasyonu, sonraki üç panel YSU parametrizasyonu ve son üç panel ise SH parametrizasyonuna karşılık gelmektedir. 10 m seviyesinde, rüzgâr yönündeki yamaçta (windward side) rüzgâr şiddetindeki alansal değişim incelendiğinde, SMAG parametrelendirmesi kullanılan simülasyonlarda daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri gözlemlenmiştir. 100 m seviyesindeki rüzgâr şiddetleri incelendiğinde ise, özellikle ikinci tepe üzerindeki rüzgâr şiddetinin daha geniş bir alana yayıldığı görülmektedir. Kuzeydoğu yönlü akış durumunda, dağ dalgası (mountain wave) etkisiyle yamaç arkası (leeward) bölgede güçlü bir rüzgâr alanı oluşmuştur. Hem 10 m hem de 100 m seviyesindeki düşük irtifa rüzgâr şiddetleri değerlendirildiğinde, ikinci tepeden kaynaklanan akışın geniş bir alana yayıldığı tespit edilmiştir. Tepe bölgelerinin rüzgâr alanlarında yukarı yönlü (updraft) akımlar her iki seviyede de net bir şekilde gözlemlenirken, yamaç arkası bölgelerde güçlü aşağı yönlü (downdraft) rüzgârların meydana geldiği görülmüştür.

Genel olarak, PBL ve LES parametreleri tüm modellemelerde benzer sonuçlar üretmiş olup, sadece bazı alanlarda küçük farklılıklar gözlemlenmiştir. Dağlık bölgedeki akış, büyük ölçüde klasik sinoptik ölçekteki kuzeydoğulu (north-easterly) rüzgârlarla kontrol edilmektedir. Tepe bölgelerinde gözlemlenen rüzgâr şiddetleri, vadi içerisindeki rüzgâr şiddetlerine kıyasla belirgin şekilde daha yüksektir.

Üç farklı PBL parametresinin her birinin mezoskala model başlangıç koşulu olarak seçilmesi, genel simülasyon sonuçlarında önemli bir değişiklik yaratmamıştır. Ancak LES modelinde farklı türbülans parametrelerinin seçilmesi, özellikle deney sahası içerisindeki akış yapısında farklara yol açmıştır. Özellikle vadi içindeki akış alanında, 10 m ve 100 m seviyelerinde farklı türbülans parametrelerinin seçilmesi, rüzgâr şiddetinde küçük ölçekli farklılıklar üretmiştir. NBA modeliyle elde edilen rüzgâr şiddetindeki değişim daha sınırlı kalırken, TKE ve SMAG modelleri daha geniş alana yayılan değişimler göstermiştir.

Her üç LES modelinde de yamaç arkası bölgelerde dağ dalgası oluşumu başarıyla modellenmiş ve bu bölgelerdeki rüzgâr şiddetindeki artış doğru şekilde yakalanmıştır. Her iki tepe noktasında rüzgâr şiddetinin arttığı ve zirve arkasında azaldığı tüm

modellerde, hem 10 m hem de 100 m seviyelerinde gözlemlenmiştir. Ayrıca, yamaç arkası bölgelerde rüzgâr şiddetindeki artışlar ve aşağı yönlü hava akımları da başarıyla modellenmiştir. Düşey çözünürlüğün artırılması, düşey taşınımın doğruluğunu iyileştirmekte olup, LES alanı kullanıldığında çözülmüş türbülans yapıları iç alan üzerinde daha belirgin bir etki göstermektedir.



Şekil 5.72 : Kuzeydoğu yönlü akış koşulları için, bir günlük zaman ortalaması alınmış transekt rüzgâr şiddeti farkları. MYNN-TKE model sonuçları referans alınarak, diğer PBL ve LES yapılandırmalarına ait farklılıklar şu şekilde sunulmuştur:
b) MYNN-SMAG modeli c) MYNN-NBA modeli d) YSU-TKE modeli e) YSU-SMAG modeli f) YSU-NBA modeli g) SH-TKE h) SH-SMAG i) SH-NBA.

Şekil 5.72’te, günlük ortalama rüzgâr şiddeti değerlerine ait tüm model sonuçları, MYNN-TKE parametrizasyonu referans alınarak değerlendirilmiştir. Şekil 5.72’a, kuzeydoğu yönlü akış için MYNN-TKE modeline ait ortalama rüzgâr şiddeti transekt simülasyonlarını göstermektedir. Birinci sütun TKE parametresine ait farkları, ikinci sütun SMAG parametresine ait alansal farkları, üçüncü sütun ise NBA modeline ait farkları göstermektedir.

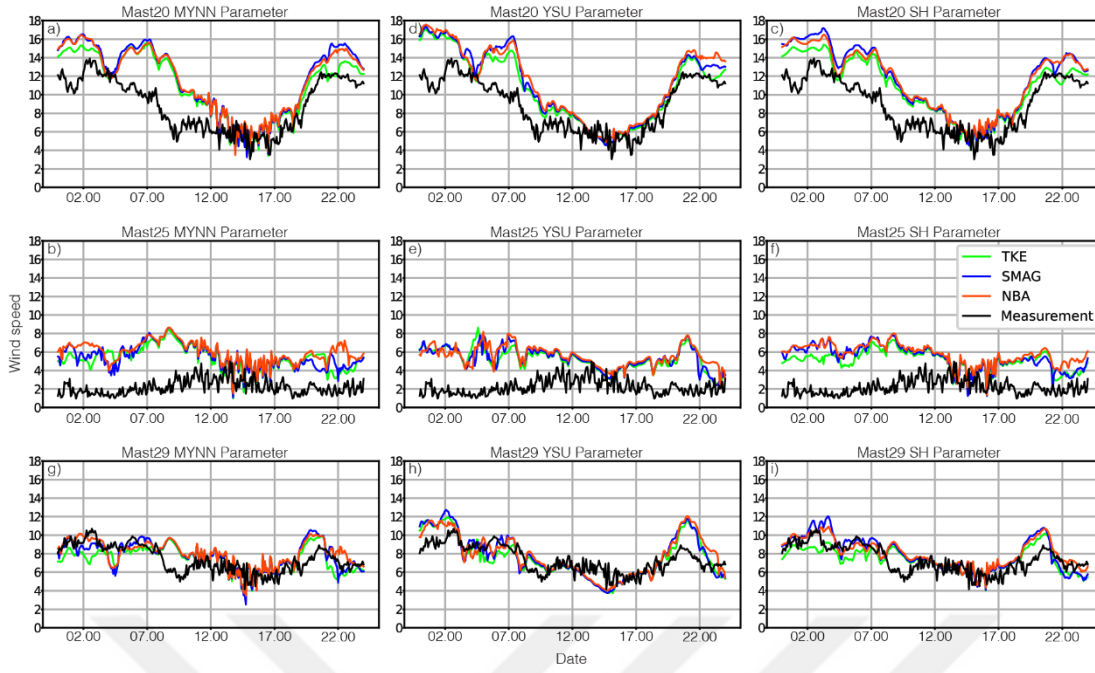
Birinci satırda MYNN PBL, ikinci satırda YSU ve üçüncü satırda ise SH ile MYNN-TKE parametresiyle olan farkları sunulmaktadır. LES modellerine karşılık gelen farklı PBL parametrizasyonları TKE modeliyle oluşturduğu transekt farkları incelendiğinde (Şekil 5.72 d), YSU ve SH parametreleştirmeleri, rüzgâr yönündeki yamaçta

(windward side) daha yüksek rüzgâr şiddetleri üretmiştir. Buna karşılık, MYNN parametresi vadide ve yamaç arkası (leeward side) bölgede daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri göstermiştir. YSU parametresi, pozitif ve negatif alanlarda daha belirgin değişimler sergileyerek geniş spektrumlu farklılıklar üretmiştir.

Şekil 5.72 b ve 5.72 c’de, MYNN parametrelendirmesi altında farklı LES modellerine ait transekt sonuçları incelendiğinde, SMAG ve NBA parametreleştirmelerine kıyasla rüzgâr yönündeki yamaçta (windward side) ve vadi içerisinde daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri elde edildiği görülmektedir. MYNN-TKE parametrelendirmesi, özellikle ikinci tepenin yamaç arkası (leeward) bölgesinde daha yüksek rüzgâr şiddeti değerleri üretmiştir.

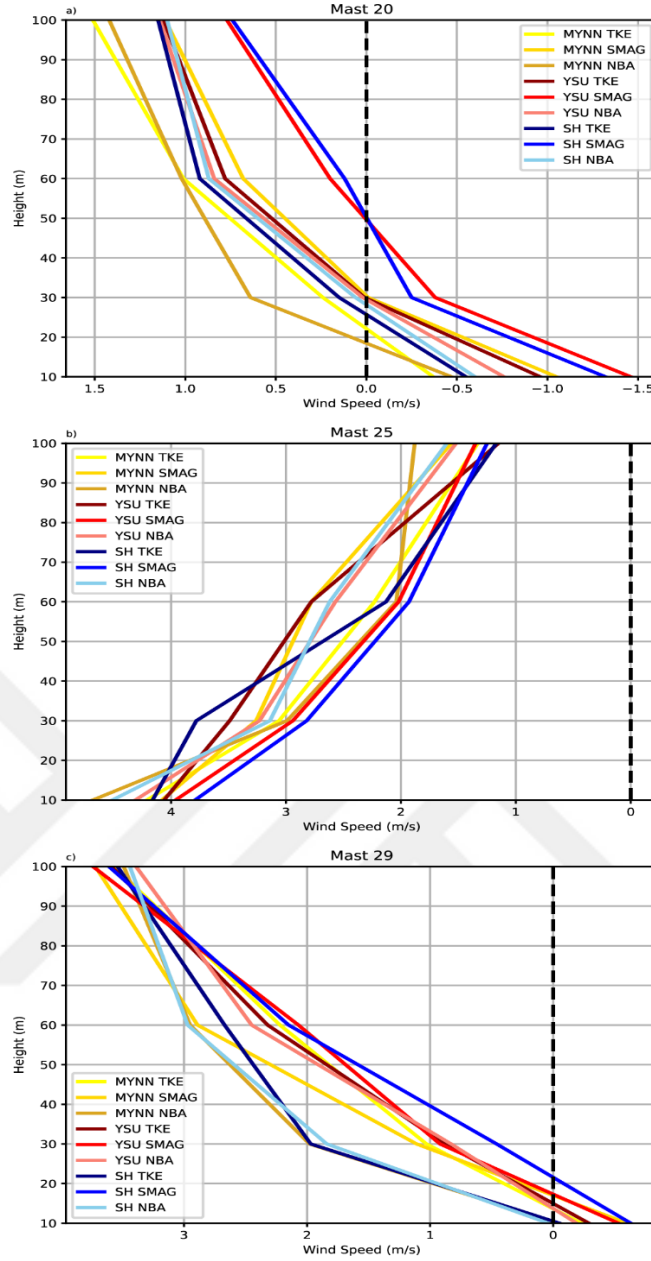
Kuzeydoğu yönlü akış koşullarında, MYNN-TKE parametresi her iki tepe noktasında da daha yüksek rüzgâr şiddeti gösterirken, vadi içerisinde ise daha düşük rüzgâr şiddeti üretmiştir. MYNN parametrelendirmesi, farklı SGS modellerinde yamaç arkası akış yapısına daha fazla katkı sağlamıştır. Ayrıca, kuzeydoğu yönlü akışta rüzgâr şiddetindeki değişim ikinci tepe üzerinde birinci tepeye kıyasla daha belirgin olarak gözlemlenmiştir.

YSU parametrelendirmesi incelendiğinde, tüm SGS modellerinde rüzgâr yönündeki yamaçta (windward side) güçlü bir akış yapısı gözlemlenmiştir. Özellikle YSU–SMAG parametrelendirmesinde, rüzgâr şiddeti değerleri diğer iki SGS modeline kıyasla daha yüksek çıkmıştır. SH parametrelendirmesine ait sonuçlar incelendiğinde (Şekil 5.72 g–i), MYNN modelinin sonuçlarının PBL parametresi ile YSU’ya kıyasla daha uyumlu olduğu görülmektedir. SMAG parametresinde rüzgâr şiddetindeki değişim daha belirgin iken, NBA modelinde bu değişim daha sınırlı kalmıştır. Mikroölçekli model, çalışma sahasında gözlemlenen akış dinamiklerine ait bazı temel özellikleri başarılı bir şekilde yeniden üretmiştir. Bunlar arasında, geceleyin oluşan aşağı seviye jet yapılarıyla ilişkili dalga benzeri desenler, özellikle belirli atmosferik koşullarda sırtın yamaç arkası bölgesinde gözlemlenen durgun dalga (standing wave) oluşumu yer almaktadır. Ancak, LLJ yapısına ait daha ince detaylar tam anlamıyla çözülememiştir; bu durum muhtemelen mezoskala model eğilimlerinin çözünürlük sınırlarından kaynaklanmaktadır.



Şekil 5.73 : Kuzeydoğu yönlü akış için, 100 m seviyesindeki simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddetlerinin zaman serisi karşılaştırmaları. Birinci sütun: MYNN sonuçları, ikinci sütun: YSU sonuçları, üçüncü sütun: SH sonuçları. Birinci satır: Mast 20 istasyonu, ikinci satır: Mast 25 istasyonu, üçüncü satır: Mast 29 istasyonu. Siyah çizgi gözlemleri, yeşil çizgi TKE simülasyonunu, mavi çizgi SMAG simülasyonunu, kırmızı çizgi ise NBA simülasyonunu temsil etmektedir.

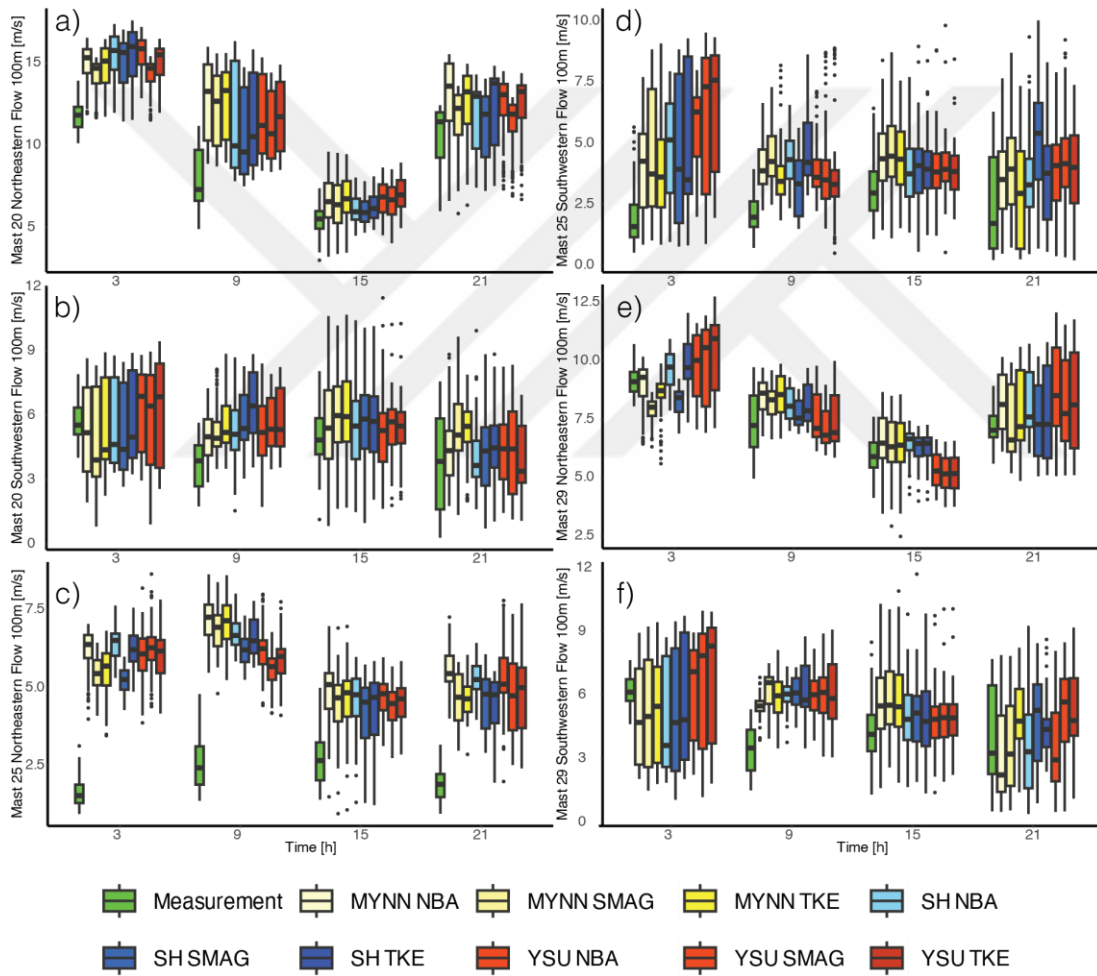
En belirgin fark vadi bölgesinde gözlemlenmiştir. NBA modeli, rüzgâr şiddetindeki değişim açısından daha yüksek rüzgâr şiddeti üretirken; SMAG modeli, TKE modeline kıyasla daha düşük rüzgâr şiddetleri göstermiştir. İkinci tepe üzerindeki akış incelendiğinde, SMAG modeli en düşük rüzgâr şiddeti değişimini sergilemiştir. Genel olarak sonuçlar değerlendirildiğinde, PBL parametризasyonları ve LES parametreleştirmeleri arasındaki katkıların değişime olan etkileri benzer düzeydedir. Özellikle MYNN–TKE parametrelendirmesi, ikinci tepe ve yamaç arkası (leeward side) bölgede güçlü bir aşağı yönlü akış (descending flow) oluşturmuştur. Şekil 5.73'te model tarafından simüle edilen rüzgâr şiddetleri, 100 m seviyesinde genellikle gözlem verilerini takip etmektedir; ancak vadi içerisinde, her iki tepeye kıyasla daha geniş bir değişim aralığı (varyasyon) gözlemlenmektedir. Şekil 5.74, rüzgâr şiddetine ilişkin hataları önyargı (bias) cinsinden göstermektedir. 100 m seviyesinde ve her iki sırt (ridge) boyunca rüzgâr şiddeti hataları $-1,5$ m/s ile $3,5$ m/s arasında değişmektedir. Sırtların alt kısımlarında bias hataları negatif değerler gösterirken, tüm modeller tepe seviyelerinde rüzgâr şiddetini aşırı tahmin etme eğilimindedir.



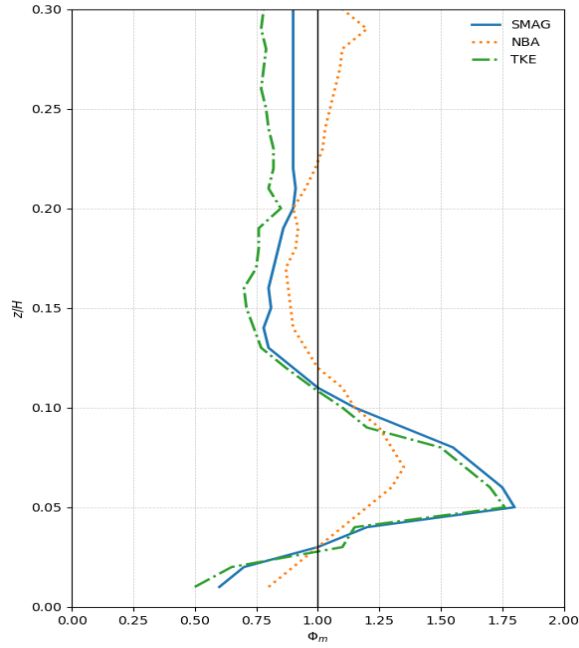
Şekil 5.74 : Simüle edilen ve gözlemlenen rüzgâr şiddeti verilerinin karşılaştırmasına ilişkin rüzgâr şiddeti düşey profil önyargı (bias) sonuçları: a) Mast 20, b) Mast 25, c) Mast 29.

Vadi içerisinde ise rüzgâr şiddeti hataları sırasıyla yaklaşık 4 m/s ve 1,2 m/s düzeyindedir. Özellikle 10 m seviyesinde tüm modellerde aşırı tahmin (overprediction) gözlemlenmekte olup, yüzeyden yukarıya çıkıldıkça hata oranı azalmaktadır. Model, özellikle ikinci tepedeki rüzgâr şiddetlerini dikkate alarak, vadideki rüzgâr şiddeti dalgalanmalarını sırtlara kıyasla daha başarılı şekilde yakalayabilmektedir. Bu çelişkili durum, Mast 25'in dağ dalgası (mountain wave) altındaki bölgede ve daha iyi karışmış, tutarlı bir türbülans alanı içerisinde konumlandığını göstermektedir.

Şekil 5.75'te, üç farklı gözlem istasyonunda gerçekleştirilen dokuz farklı simülasyona ait 100 m seviyesindeki rüzgâr şiddeti kutu grafiği (boxplot) sonuçları sunulmaktadır. Bu çalışmada, bir günlük simülasyon süresi günlük döngülere ayrılarak, farklılıkların daha ayrıntılı bir şekilde analiz edilmesi amaçlanmıştır. Güneybatı yönlü akış durumunda, tüm model simülasyonları birbirine oldukça yakın sonuçlar üretmiştir. Buna karşın, kuzeydoğu akışında özellikle güneydoğu yamacında yer alan ölçüm istasyonunda model sonuçları ile gözlemler arasında daha belirgin çelişkiler gözlemlenmiştir. Ayrıca, vadi içerisindeki istasyon, gözlemlerle karşılaştırıldığında daha yüksek düzeyde tutarsızlıklar sergilemektedir.



Şekil 5.75 : 100 m yüksekliğindeki günlük rüzgâr şiddeti dağılımları: (a) Mast 20 istasyonunda kuzeydoğu yönlü akış, (b) Mast 20 istasyonunda güneybatı yönlü akış, (c) Mast 25 istasyonunda kuzeydoğu yönlü akış, (d) Mast 25 istasyonunda güneybatı yönlü akış, (e) Mast 29 istasyonunda kuzeydoğu yönlü akış, (f) Mast 29 istasyonunda güneybatı yönlü akış. Kutu grafikler (boxplot), çalışmanın tamamına ait zaman periyodunu kapsamaktadır.



Şekil 5.76 : Üç farklı SFS gerilme modeli için zaman ve düzlem ortalaması alınmış boyutsuz kayma gerilmelerinin düşey profilleri.

Şekil 5.76’da LES simülasyonlarında kullanılan üç farklı SFS türbülans modeli (SMAG, NBA ve TKE) için zaman ve düzlem ortalaması alınarak elde edilen boyutsuz momentum akısı profilleri gösterilmektedir. Düşey eksen normalize edilmiş yükseklik değerini, yatay eksen ise boyutsuz akı değerlerini ifade etmektedir. Siyah düşey çizgi referans değerini göstermektedir. Bu referans değerinin altındaki ve üstündeki sapmalar, modellerin momentum taşınımını zayıf ya da güçlü öngördüğünü göstermektedir.

Yüzeye yakın bölgede tüm modeller benzer eğilimler sergilemekte olup değerler yaklaşık 1,2–1,5 aralığında değişmektedir. Bu durum, yüzeye yakın kesitlerde mekanik kayma kaynaklı türbülansın baskın olduğunu ve modellerin bu bölgede benzer taşınım performansı sergilediğini göstermektedir. Orta seviyelerde özellikle NBA modelinin akı değerinde belirgin bir azalma gözlenmektedir. Bu durum, bu modelin ilgili yüksekliklerde türbülanslı momentum taşınımını diğer modellere kıyasla daha zayıf öngördüğünü göstermektedir. SMAG ve TKE modelleri bu seviyelerde daha kararlı bir profil izlemektedir. Üst katmanlara doğru TKE modeli belirgin bir şekilde yükselerek 1,7 akı değerine ulaşmaktadır. Bu, TKE tabanlı modelin üst atmosfer katmanlarında türbülans taşınımını daha güçlü şekilde temsil ettiğine işaret etmektedir. Öte yandan SMAG modeli daha yatay ve dengeli bir seyir izlerken, NBA modeli ise önceki düşük değerlerden sonra bir toparlanma göstermektedir.



6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu doktora çalışması, rüzgâr enerjisi potansiyelinin karmaşık arazi koşulları altında daha doğru bir şekilde belirlenmesi amacıyla yüksek çözünürlüklü sayısal atmosferik modellemeler gerçekleştirmeyi hedeflemiştir. Bu kapsamda, Büyük Girdap Simülasyonu (Large Eddy Simulation, LES) yetenekleri ile yapılandırılmış Weather Research and Forecasting (WRF) modeli kullanılarak, farklı topografik ve meteorolojik özelliklere sahip iki saha (Portekiz'deki Perdigo ve Türkiye'deki Mut bölgesi) üzerinde ayrıntılı simülasyonlar yürütülmüştür.

İlk olarak, Yeni İstanbul kanalı için yapılan çalışmalarda, USGS (900 m) ve CORINE (100 m) arazi kullanım veri setleri karşılaştırıldığında, yüksek çözünürlüklü CORINE verisinin yüzey özelliklerini daha gerçekçi şekilde temsil ettiği görülmüştür. Özellikle 10 m yükseklikte, CORINE veri setine dayalı simülasyonlarda rüzgâr şiddeti değerlerinin genel olarak daha yüksek olduğu ve farkların çoğunlukla pozitif yönde gerçekleştiği belirlenmiştir. Bu durum, yüksek çözünürlüklü arazi modellerinin, bölgesel akışların ve mikro ölçekli türbülans yapılarının daha doğru temsil edilmesini sağladığını ortaya koymaktadır.

Potansiyel kanal güzergâhının modellenmesiyle yapılan analizlerde ise, kanal varlığına bağlı olarak rüzgâr alanında belirgin değişiklikler gözlemlenmiştir. 80 m seviyesindeki sonuçlar, kanalın özellikle yüksek topoğrafik bölgelerde rüzgâr şiddetini azalttığını, ancak Karadeniz'den gelen kuzeyli akışın kanal yapısı boyunca yönlendirilerek iç kesimlere daha yüksek şiddetlerle ilerlediğini göstermektedir. Buna karşın, 10 m yükseklikte yapılan değerlendirmelerde, kanal güzergâhı ve çevresinde rüzgâr şiddetlerinde lokal artışlar belirlenmiş; kanalın çevresel etkisinin yaklaşık 3 km mesafeye kadar hissedildiği görülmüştür.

Çalışmanın ikinci bölümünde Türkiye'nin Akdeniz Bölgesi'nde yer alan Mut ilçesi üzerinde, bölgesel rüzgâr rejiminin belirlenmesi ve rüzgâr enerjisi alanlarının tespiti

amacıyla yüksek çözünürlüklü WRF-LES simülasyonları uygulanmıştır. Bu kapsamda, topoğrafik karmaşıklığın ve arazi örtüsünün atmosferik türbülans ve akış yapıları üzerindeki etkileri analiz edilmiş; saha ölçümleriyle model çıktıları doğrulanarak model güvenilirliği test edilmiştir.

Son olarak, Avrupa'nın en detaylı saha kampanyalarından biri olan Perdigo 2017 kampanyasına ait ölçümler kullanılarak WRF-LES simülasyonları gerçekleştirilmiştir. Bu aşamada, 50 metreye kadar çözünürlükte topoğrafik veri kullanılarak arazi gerçekçiliği artırılmış; gri-bölge (gray-zone) ölçeklerinde farklı PBL ve SGS parametreleri ile rüzgâr akışı ve türbülans yapıları üzerindeki etkileri araştırılmıştır. Gerçekleştirilen dokuz farklı konfigürasyon ile modelin rüzgâr şiddeti dağılımı ve zamansal değişkenlik gibi kritik çıktıları, meteorolojik ölçüm verileriyle karşılaştırılarak değerlendirilmiştir.

Her iki saha özelinde elde edilen bulgular, LES yapılandırmalarının özellikle kompleks arazilerde rüzgâr tahmininde önemli katkılar sunduğunu göstermiştir. Ayrıca, yapılan duyarlılık analizleri ile PBL ve SGS parametrisasyonları model doğruluğuna olan etkileri nicel olarak ortaya konmuş ve öneriler geliştirilmiştir.

Bu çalışma sonucunda, WRF-LES gibi ileri düzey modelleme sistemlerinin, rüzgâr çiftliği saha seçimi, türbin yerleşim planlaması ve enerji üretim tahmini gibi süreçlerdeki belirsizlikleri azaltarak daha güvenilir karar destek mekanizmaları sunduğu ortaya konmuştur. Ayrıca, gelecekteki çalışmalar için, model başlangıç koşullarının daha da iyileştirilmesi adına gelişmiş veri asimilasyon tekniklerinin ve okyanus-atmosfer-kuple sistemlerin araştırılması önerilmiştir.

Çalışmada, büyük ölçekli sinoptik akışın topoğrafya üzerindeki etkileri özellikle incelenmiştir. Gelecekte yapılacak modelleme iyileştirmeleri arasında; çok ölçekli süreçleri hesaba katan gray zone parametreleştirmeleri, yüksek çözünürlükte uyarlanabilir SGS modelleri, türbülans üretimini artıracak hücre pertürbasyonu yöntemleri, geliştirilmiş pürüzlülük ve orman örtüsü haritaları içeren daha doğru arazi kullanım verileri ve daha hassas toprak nemi verileri yer almaktadır. Bu tür geliştirmeler, Perdigo'daki küçük ölçekli vadi akışlarının daha gerçekçi bir şekilde simüle edilmesini sağlayacaktır.

Bu çalışma, yüksek çözünürlüklü rüzgâr kaynağı modellemesi için WRF-LES model sistemini karmaşık topografyaya sahip alanlarda uygulayarak hem yöntemsel hem de

uygulamalı düzeyde önemli bulgular sunmuştur. Türkiye'nin Mut bölgesi ve Portekiz'deki Perdigo sahasında yapılan simülasyonlar, farklı PBL ve SGS parametrizasyonlarının etkisini ortaya koymuş; ayrıca topoğrafik ve meteorolojik girdilerin model performansı üzerindeki kritik rolü detaylandırılmıştır.

Mut bölgesinde, topoğrafik karmaşıklık sebebiyle belirgin katabatik ve adyabatik rüzgâr akışları gelişmiş; bu yerel etkiler LES model tarafından başarıyla yakalanmıştır. MYNN, özellikle 60–120 m yükseklik aralığında ölçüm verileriyle yüksek korelasyon göstermiştir (Shin & Hong, 2015). Buna karşın, YSU düşük seviyelerde rüzgâr şiddetlerini bastırma eğilimi göstermiş ve türbülans dağılımlarında sapmalar üretmiştir. LES çıktıları, topoğrafik geçişlerde rüzgâr yönünde ani değişimlere ve şiddetlerde kırılmalara işaret etmiş, bu da mikro ölçekli değişimlerin model çıktısında yüksek hassasiyetle temsil edildiğini göstermiştir.

Genel olarak değerlendirildiğinde, yüksek çözünürlüklü arazi kullanım verilerinin kullanımı, LES çözümlerinin hassasiyetini ve güvenilirliğini artırmakta; kanal gibi insan kaynaklı büyük altyapı projelerinin rüzgâr rejimi üzerindeki etkilerinin daha net bir şekilde ortaya konulmasına olanak sağlamaktadır. Kanal yapısının, bölgesel hava akışlarını yalnızca yüzeye yakın seviyelerde değil, aynı zamanda atmosferin daha üst katmanlarında da etkilediği sonucuna ulaşılmıştır. Bu tür yapay morfolojik değişimlerin rüzgâr enerjisi potansiyeli, hava kalitesi ve yerel iklim dinamikleri üzerindeki uzun vadeli etkilerinin çok yönlü olarak ele alınması gerektiği değerlendirilmektedir.

Perdigo sahası, çift tepe yapısı nedeniyle kompleks akış yapılarının gözlemlenebildiği özel bir test alanıdır (Sanz Rodrigo et al., 2017). SH parametrizasyonu, wake bölgeleri ve rotor formasyonlarının modellenmesinde diğer PBL parametrizasyonlarına kıyasla daha başarılı sonuçlar üretmiştir. SH parametrizasyonu, yüzey-akıların zamansal evrimini daha gerçekçi temsil edebilmekte, bu sayede hem gece-gündüz farkları hem de LLJ olayları LES çıktılarında daha belirgin şekilde gözlemlenebilmektedir. Ancak, bu parametrizasyonun kullanımı yüksek hesaplama maliyetini de beraberinde getirmiştir (Mirocha et al., 2014).

Mayıs–Haziran 2017 döneminde, dağ-vadi sistemlerindeki rüzgâr örüntülerini ve yüzey sınır tabakasını ayrıntılı olarak araştırmak amacıyla bir dizi Yoğun Operasyon

Dönemi gerçekleştirilmiştir. Bu kampanyanın temel hedefi, 10 m–100 m yatay çözünürlüğe sahip sayısal modellerin performansını değerlendirmek ve iyileştirmektir. Bu çalışma, iki seçilmiş vakaya odaklanmaktadır: 19–20 Mayıs 2017 tarihlerinde kuzeydoğulu akışın, 13–14 Haziran 2017 tarihlerinde ise güneybatılı akışın hâkim olduğu durumlar. Bu vakalar üç gerekçeyle tercih edilmiştir. Her iki zaman aralığında da geniş kapsamlı ve eşzamanlı ölçüm setleri mevcuttur. Yağışsız koşullar hâkimdir; böylece nemli süreçlerin getirdiği karmaşıklıklar devre dışı bırakılmıştır. Vakalar, ilkbahar mevsimine özgü, yüksek veya orta şiddette rüzgârların eşlik ettiği tipik sinoptik durumları temsil etmektedir.

19–20 Mayıs 2017 ve 13–14 Haziran 2017 tarihlerindeki gerçek meteorolojik koşulları yeniden üretmek amacıyla Perdigo bölgesinde kapsamlı bir WRF-LES simülasyonu gerçekleştirmiştir. Çalışmanın bulguları, yalnızca iki farklı akış olayına dayanan sınırlı sayıda örnek üzerinden elde edilmiştir. Bu nedenle, bu sonuçların daha geniş kapsamlı durumlar üzerinde test edilmesi ve ek gözlemsel verilerle doğrulanması gerekmektedir. Perdigo sahasında yürütülecek ileri düzey araştırmalar, türbülans ölçümlerinin analizine ve karşılaştırılmasına odaklanabilir.

Ortalama meteorolojik parametreler ile akışın istatistiksel özellikleri, yoğun gözlem dönemi (IOP) doğrulamalarında güçlü bir korelasyon sergilemiştir. Yüksek performanslı bir mikroölçekli atmosfer simülasyonu oluşturmak, yüksek kaliteli topoğrafik veri kullanımını gerektirir. Model çözünürlüğünün artırılması, yüksek çözünürlüklü topoğrafya verisiyle sağlandığında simülasyonun doğruluğu anlamlı şekilde iyileşmektedir. WRF-LES modeli, dağlık ve karmaşık topografyaya sahip Perdigo bölgesi gibi alanlarda, yüzey akıları ve küçük ölçekli sirkülasyonları başarıyla temsil etme yeteneğine sahiptir.

Bu çalışma, ayrıca gray zone ölçeklerinde farklı PBL parametrizasyonları belirsizliklerini incelemeyi amaçlamaktadır. Bu doğrultuda LES, Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino (MYNN), Yonsei Üniversitesi (YSU) ve Shin–Hong (SH) parametrelendirme yöntemleriyle hassasiyet testleri gerçekleştirilmiş ve bulgular karşılaştırılmıştır. Coğrafi koşullara bağlı olarak farklı PBL parametrizasyonları farklı avantajlar sağlamaktadır.

MYNN parametrizasyonu, Karmaşık topografyada iyi performans gösteren bir modeldir.

MYNN, türbülanslı karışım süreçlerini detaylı şekilde modellemeye odaklanır, bu da dağlık alanlar gibi karmaşık coğrafyada rüzgâr şiddeti ve türbülansı doğru bir şekilde tahmin etmesine olanak tanır.

YSU parametrizasyonu, daha az karmaşık topoğrafyalarda ve konvektif hareketlerin baskın olduğu durumlarda daha iyi performans sergilemektedir. Karmaşık coğrafyada, özellikle dağlar ve vadiler gibi değişken yüzeylerde rüzgâr şiddetini ve türbülansı modelleme konusunda sınırlı kalabilir. MYNN parametrizasyonu, dağlık ve vadili karmaşık alanlarda ve türbülanslı akış koşullarında daha başarılıdır.

SH parametrizasyonu, H modeli, türbülanslı kinetik enerji (TKE) temelli bir modeldir ve özellikle yüksek çözünürlükteki LES simülasyonlarında güçlüdür. LES kullanıldığında, SH modeli doğrudan türbülansı modellemeye olanak tanır ve yüksek hassasiyetle türbülanslı yapıları simüle eder. Bu özellik, karmaşık coğrafyalarda, özellikle dağlık alanlarda rüzgâr ve türbülansın doğru modellenmesi için kritik bir avantajdır. SH parametrizasyonu, karmaşık topoğrafyada iyi sonuçlar üretse de yüksek çözünürlük ve işlemci gücü gerektirmektedir.

Bu çalışmada SH modelinin çözünürlüğünün yetersiz kalması nedeniyle, MYNN parametrizasyonu daha yüksek performans göstermiştir. MYNN'nin hem lokal hem de non-lokal ısı taşınımı açısından daha yüksek kapasiteyle çalışması, daha etkin sonuçlar elde edilmesini sağlayacaktır.

SGS modelleri olarak üç farklı yaklaşım (1.5TKE, SMAG ve NBA) kullanılmıştır. SMAG ve 1.5TKE, klasik doğrusal, sabit katsayılı türbülans modelleridir. NBA (Non-linear Backscatter and Anisotropy) modeli ise Kosović (1997) tarafından geliştirilmiş, Kosović & Curry (2000) tarafından detaylandırılmıştır ve doğrusal olmayan bir yapısal ilişki içermektedir.

Smagorinsky modeli, LES uygulamalarında en yaygın kullanılan sabit katsayılı SGS parametrizasyonlarından biridir. Türbülans viskozitesi, lokal hız gradyanlarına bağlı olarak hesaplanır ve sabit bir Smagorinsky katsayısı ile çarpılarak elde edilir. Bu modelin avantajı, hesaplama açısından oldukça basit ve kararlı olmasıdır. Ancak, kompleks arazi koşullarında türbülans enerjisini aşırı derecede sönmüleme eğilimindedir. Bu durum, özellikle topografinin etkili olduğu bölgelerde küçük ölçekli akışların bastırılmasına ve modelin rüzgâr şiddetini olduğundan düşük tahmin

etmesine neden olabilir. Aynı şekilde, araziye bağılı olarak gelişen yönelmiş akımların çözümünde de sınırlı başarı gösterir.

TKE tabanlı 1.5 denklemi modeli, türbülans kinetik enerjisi için prognostik bir denklem çözer. Bu yaklaşım, özellikle kompleks arazilerde gelişen türbülans yapılarının temsili açısından önemli avantajlar sağlar. Türbülans viskozitesi, hesaplanan TKE değerine bağılı olarak dinamik biçimde belirlenir. Bu yapı sayesinde, arazi eğimi, yükseklik farkları ve yüzey pürüzlülüğü gibi parametrelerin etkisiyle gelişen türbülans yapıları daha gerçekçi biçimde temsil edilebilir. Rüzgâr şiddeti tahminlerinde SMAG modeline göre daha iyi performans sunarken, yönelme ve yön değişkenliği konusunda da daha doğru sonuçlar sağlayabilir. Ancak, artan hesaplama maliyeti ve çözüm kararlılığı açısından daha hassas model ayarları gerektirir.

NBA modeli, TKE'ye dayalı daha gelişmiş bir SGS parametrisasyonudur ve hem türbülans kinetik enerjisi hem de karakteristik uzunluk ölçeği için ayrı denklemler çözer. Özellikle gece saatlerinde baskın olan stabil sınır tabakası koşullarında türbülansın çökmesini engelleme kapasitesi ile dikkat çeker. Kompleks arazilerde, özellikle vadiler, yamaçlar ve sırt bölgelerinde gelişen küçük ölçekli akışların temsilinde SMAG ve klasik TKE modellerine kıyasla daha dengeli bir çözüm sunar. Rüzgâr şiddeti ve yönü tahminlerinde stabil ve geçiş dönemlerinde daha başarılı sonuçlar vermesi, bu modeli karmaşık topografik uygulamalar için avantajlı kılar. Ancak, parametre hassasiyeti yüksek olduğundan, dikkatli kalibrasyon ve uygun başlangıç koşulları gerektirir.

Gray zone ölçeklerinde, LES modelleri genellikle PBL parametreleştirmelerinden daha başarılıdır. NE yönlü akışta, Mast 20 istasyonundaki gündüz-gece farkı, SW yönlü akışa göre daha belirgindir. Özellikle düşük rüzgâr şiddetlerinde, SW akış koşullarında model sonuçları gözlemlerle daha fazla örtüşmektedir.

Son yıllarda PBL ve LES yöntemlerinin birlikte kullanıldığı çalışmalar önemli ölçüde artmıştır. Literatürde de gray zone çözünürlükleri için LES yöntemlerinin PBL modellerine göre daha fazla tercih edildiği gözlemlenmektedir (Wagner, 2018; Ching, 2014; Rai, 2019; Johnson, 2019; Wise, 2022). Alt atmosferdeki rüzgâr alanı karakteristikleri, büyük ölçüde seçilen PBL parametrisasyonuna bağlıdır.

Mikroölçekli LES alanında yaygın kullanılan üç SGS modelinin (1.5TKE, SMAG, NBA) karşılaştırılmasıyla, SGS model belirsizliği analiz edilmiştir. Gray zone

ölçeğinde SGS modelleri simüle edilen ortalama değerler ve istatistiksel metrikler üzerinde daha az etkili olurken, daha küçük çözünürlüklerde etkileri daha belirgin hâle gelmektedir. SGS modellerinin, gray zone içindeki PBL'ye dayalı başlangıç koşullarından daha büyük etki oluşturduğu gözlemlenmiştir. Bu modeller arasında NBA modeli, Kirkil (2012), Mirocha (2010) ve Zhou & Chow (2011) tarafından yapılan çalışmalarda bulgularla uyumlu şekilde en yüksek performansı göstermektedir.

Son yıllarda, PBL yapısının ölçüm kampanyaları ve modelleme çalışmalarıyla anlaşılması konusunda önemli ilerlemeler kaydedilmiştir (De Wekker, 2015; Lehner, 2018). Ancak yine de karmaşık topoğrafya koşullarında PBL parametризasyonlarına güvenilir bir çözüm olmaktan uzaktır. Her ne kadar LES'in sınır tabakası rüzgârlarını başarıyla temsil ettiği birçok idealize çalışmada gösterilmiş olsa da (Kosović & Curry, 2000; Mirocha et al., 2010), LES de karmaşık topoğrafya için kusursuz bir çözüm değildir (Mirocha, 2010; Kosovic, 2000).

≤ 100 m yatay çözünürlüklü rüzgâr alanlarını güvenilir biçimde öngörebilmek, bölgesel ölçekli termodinamik zorlama ile araziye özgü türbülans eş zamanlı temsil eden mezo-mikro ölçek kuplesi yaklaşımlarının kullanımını zorunlu kılmaktadır. Bu nedenle, söz konusu kuplajlar güncel rüzgâr enerjisi modellemesinin en önemli araştırma odaklarından biri hâline gelmiş; konvektif gündüz rejimlerinden kompleks arazi ve aşağı seviye jet koşullarına kadar farklı atmosferik senaryolarda model doğruluğunu belirgin biçimde artırdığı ayrıntılı olarak gösterilmiştir.

Bu çalışmanın sonuçları, karmaşık arazi koşullarında da uygulanabilirliğe işaret eden umut verici bulgular sunmaktadır. Mikroölçekli model, mezoölçek eğilimlerle beslenen yavaş değişen hava desenlerini yakalayabilmekte ve yerel orografik ile yüzey etkilerini de içerebilmektedir. Bununla birlikte, mezoölçek modelin büyük ölçekli kuvvet alanını doğru temsil etmesine rağmen, LES ile etkili bir şekilde eşleştirilmesi özellikle karmaşık arazilerde kolay bir görev değildir.

Perdigão vadisinde gözlemlenen atmosferik koşullar, gün içi konvektif karışım ve gece-sabah saatlerindeki stabil sınır tabaka (SBL) durumları arasında belirgin bir geçiş göstermektedir. Gündüz saatlerinde yüzey ısınması ile derinleşen konvektif sınır tabaka, 1–2 km'ye kadar yükselerek güçlü türbülans ve düşey karışımı destekler; bu dönemde Monin–Obukhov sayısı genellikle negatif olarak sınıflandırılır ve yoğun

yamaç akımları ile gelişmiş karışım tabakası karakteristiktir. Buna karşılık, gece boyunca yüzey soğumasının yarattığı pozitif Obukhov uzunluğu koşullarında, sınır tabaka derinliği 50–150 m'ye kadar daralarak stabil tabaka oluşur ve alt tabakada katabatik akımlar ve yer yer yerçekimi dalgaları etkinleşir; bu dalga özellikleri vadideki dalga formlarına ve sıcaklık inversiyonlarına yansır.

Stabil koşullar altında, vadide ve sırtlarda yerçekimi dalgalarına bağlı osilasyonlar ve yamaç–vadi karışımı belirginleşir. Özellikle lidar çalışmasında, kararlı fırtına koşulunda gözlenen dağ dalgalarıyla beraber sırt üzerinde dalga dalga formları tespit edilmiş olup; bu dalgalar, sınır tabakası boyunca momentum taşınımını keskin biçimde modüle eder. Böylece stabil akımlar, yamaçlardan aşağı yönlü katabatik akımların yanı sıra vadide tipik dalga paterni oluşturarak türbülansın mekânsal dağılımını belirginleştirir.

Perdigão'da topoğrafyanın etkileşimi, gece-sabah dönemi düşük seviyeli jet oluşumundan yatay dalga osilasyonlarına, gündüz güçlü anabatik akımlardan derin karışım tabakası gelişimine kadar geniş bir yelpazede atmosferik koşulları şekillendirir. Bu özelliklerin doğru modellenmesi, karmaşık arazide rüzgâr kaynağı değerlendirmelerinde ve türbin performans tahminlerinde kritik öneme sahiptir.

Modelleme sonuçları, Perdigão'nun karmaşık vadi topografyasıyla etkileşen anabatik ve katabatik akımların günlük döngüsünü net bir biçimde yansıtmaktadır. Gündüz saatlerinde yüzey ısınmasıyla tetiklenen anabatik (yamaç yukarı) akımlar, vadide yükselen termaller ve artan türbülans sayesinde düşey karışımı kuvvetlendirir; bu da tepelerde rüzgâr şiddetinin artmasına ve sınır tabaka kararlılığının düşmesine yol açar. Buna karşılık, gece yüzeyin soğuyup stabil bir sınır tabaka oluşturmasıyla ortaya çıkan katabatik (yamaç aşağı) akımlar, yüzeye yakın alanda rüzgâr şiddetini sınırlar ve düşey karışımı zayıflatır. Bu zayıf karışım ortamında, 100–300 m civarında bir momentum tabakası birikimi gerçekleşir; sınır tabakadaki shear etkisiyle sabaha doğru karakteristik bir düşük seviyeli jet (low-level jet) oluşur.

Perdigão'nun iki ayrı sırt arasındaki dar vadisel kanal, bu jetin kanalize olmasını ve hız zirvesinin noktasal olarak güçlenmesini destekler. Düşük seviyeli jet, momentumun yüzeye yakın tabakadan üst tabakaya taşınmasının engellenmesi ve rüzgâr yönünün stabiliteyle birlikte gece boyunca geriye (doğudan batıya) dönmesi sonucu belirginleşir.

Perdigão saha kampanyasında, WRF–LES simülasyonlarında sınır koşullarının kurulumu, karmaşık arazi etkilerinin ve türbülans dinamiklerinin doğru bir şekilde yakalanması açısından kritik öneme sahiptir. Oroğrafik etkilerle sınır tabakasında ve giriş bölgelerinde üretilen türbülans, wake bölgeleri, akış ayrışması ve yeniden sirkülasyon gibi karmaşık yapıları yakalayabilmek açısından kilit rol oynamaktadır.

Topoğrafik verinin yatay çözünürlüğü (≤ 100 m) akışın gerçekçi modellenmesinde önemli rol oynamaktadır (Bechmann, 2006). Özellikle yüzey eğimi ve pürüzlülük gibi parametrelerin doğru şekilde modellenmesi, LES'in alt-yüzey etkileşimlerini daha tutarlı çözmesine katkı sunmuştur. Meteorolojik girdiler açısından ise ERA5 kullanımı, zaman-mekân sürekliliği ve gece-gündüz geçişlerinin temsilinde GFS verilerine kıyasla üstün performans göstermiştir (Hersbach et al., 2020). Gri alan ölçeklerinde (100–500 m), LES ve PBL parametrizasyonlarının eş zamanlı kullanımı karmaşık sonuçlar doğurmaktadır (Wyngaard, 2004). Bu çalışmada, LES-uyumlu parametrizasyonlar (özellikle SH), türbülans difüzyonunun ve karışım mekanizmalarının daha stabil temsiline olanak tanımıştır. Ancak parametrik uyumsuzluklar bazı bölgelerde akış profillerinde dalgalanmalara yol açmıştır (Hong & Dudhia, 2012). Gelecekteki çalışmalar, mevsimsel farkların detaylı şekilde test edileceği çoklu senaryo analizleri ile desteklenmelidir.

Gelecek çalışmalar, LES modelinin farklı atmosferik koşullarda düşey momentum yapısını daha doğru temsil edecek şekilde geliştirilmesine odaklanmalıdır. Bu çalışma, WRF–LES modelinin karmaşık topografyaya sahip alanlarda sınır tabakası süreçlerinin anlaşılmasında güçlü bir araç olduğunu ortaya koymaktadır. LES içinde kullanılan doğrusal olmayan modeller, sınır tabakasındaki etkileri doğrusal modellere kıyasla daha iyi çözümleyebilmektedir.

SGS ve PBL parametrizasyonları arasındaki kombinasyonlar çeşitlendirilerek farklı topografyalarda performans haritaları oluşturulmalıdır.

Model çıktıları, saha ölçüm verileri ile karşılaştırılmalı ve doğrulama süreçleri süreklilik arz etmelidir. Hesaplama imkanlarının uygun olduğu durumlarda SH gibi LES-uyumlu parametrizasyon kullanımı teşvik edilmelidir. WRF-LES temelli mezo-mikro kuple modeller, rüzgâr enerji projelendirmelerinde karar destek sistemi olarak değerlendirilmelidir.

Bu tez kapsamında elde edilen bulgular, yüksek çözünürlüklü WRF-LES modellerinin kompleks arazi koşullarında güvenilir ve detaylı rüzgâr kaynak analizleri sağlayabileceğini göstermiştir. Özellikle topografik detaylar ile parametrizasyon uyumu model başarısını artırmakta; LES çıktılarının sahadaki atmosferik yapılarla tutarlı olması, enerji sektöründe bu modellerin uygulanabilirliğini desteklemektedir.



KAYNAKLAR

- Acemoglu, D., Johnson, S., & Robinson, J. A.** (2005). Institutions as a fundamental cause of long-run growth. *Handbook of Economic Growth*, 1, 385-472. [https://doi.org/10.1016/S1574-0684\(05\)01006-3](https://doi.org/10.1016/S1574-0684(05)01006-3)
- Albergel, C., Dutra, E., Munier, S., Calvet, J. C., Munoz-Sabater, J., de Rosnay, P., & Balsamo, G.** (2018). ERA-5 and ERA-Interim driven ISBA land surface model simulations: which one performs better. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(6), 3515-3532. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3515-2018>
- Al-Yahyai, S., Charabi, Y., & Gastli, A.** (2010). Review of the use of numerical weather prediction (NWP) models for wind energy assessment. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14(9), 3192-3198. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2010.07.001>
- Amponsah, N. Y., Trolldborg, M., Kington, B., Aalders, I., & Hough, R. L.** (2014). Greenhouse gas emissions from renewable energy sources: A review of lifecycle considerations. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 39, 461-475. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.07.087>
- Arnold, D., D. Morton, I. Schicker, P. Seibert, M. W. Rotach, K. Horvath, J. Dudhia, T. Satomura, M. Müller, G. Zängl, T. Takemi, S. Serafin, J. Schmidli, S. Schneider** (2012): High Resolution Modelling in Complex Terrain. Report on the HiRCoT 2012 Workshop, Vienna, 21-23 February 2012. BOKU-Met Report 21, 42 pp. ISSN 1994-4179
- Babić, N., Večenaj, Ž., & De Wekker, S. F.** (2017). Spectral gap characteristics in a daytime valley boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(707), 2509-2523. <https://doi.org/10.1002/qj.3103>
- Badger, J., Frank, H., Hahmann, A. N., & Giebel, G.** (2014). Wind-climate estimation based on mesoscale and microscale modeling: statistical-dynamical downscaling for wind energy applications. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(8), 1901-1919. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0147.1>
- Baklanov, A. A., Grisogono, B., Bornstein, R., Mahrt, L., Zilitinkevich, S. S., Taylor, P., Larsen, S. E., Rotach, M. W., & Fernando, H. J. S.** (2011). The Nature, Theory, and Modeling of Atmospheric Planetary Boundary Layers. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(2), 123-128. <http://www.jstor.org/stable/26226825>

- Baldauf, M., Seifert, A., Förstner, J., Majewski, D., Raschendorfer, M., & Reinhardt, T.** (2011). Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model: Description and sensitivities. *Monthly Weather Review*, 139(12), 3887-3905. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-10-05013.1>
- Balog, I., Ruti, P. M., Tobin, I., Armenio, V., & Vautard, R.** (2016). A numerical approach for planning offshore wind farms from regional to local scales over the Mediterranean. *Renewable energy*, 85, 395-405. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2015.06.038>
- Basu, S., Holtslag, A. A., Van De Wiel, B. J., Moene, A. F., & Steeneveld, G. J.** (2008). An inconvenient “truth” about using sensible heat flux as a surface boundary condition in models under stably stratified regimes. *Acta Geophysica*, 56, 88-99. <https://doi.org/10.2478/s11600-007-0038-y>
- Basu, S., & Porté-Agel, F.** (2006). Large-eddy simulation of stably stratified atmospheric boundary layer turbulence: a scale-dependent dynamic modeling approach. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(8), 2074-2091. <https://doi.org/10.1175/JAS3734.1>
- Beare, R. J., Macvean, M. K., Holtslag, A. A., Cuxart, J., Esau, I., Golaz, J. C., ... & Sullivan, P.** (2006). An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 118, 247-272. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-2820-6>
- Bechmann, A.** (2007). Large-eddy simulation of atmospheric flow over complex terrain. Risø National Laboratory.
- Bechmann, A., & Sørensen, N. N.** (2011). Hybrid RANS/LES applied to complex terrain. *Wind Energy*, 14(2), 225-237. <https://doi.org/10.1002/we.414>
- Blocken, B., Carmeliet, J., & Stathopoulos, T.** (2007). CFD evaluation of wind speed conditions in passages between parallel buildings—effect of wall-function roughness modifications for the atmospheric boundary layer flow. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 95(9-11), 941-962. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2007.01.013>
- Blocken, B., Stathopoulos, T., & Carmeliet, J.** (2007). CFD simulation of the atmospheric boundary layer: wall function problems. *Atmospheric environment*, 41(2), 238-252. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2006.08.019>
- Bosilovich, M. G., Akella, S., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Gelaro, R., ... & Koster, R. D.** (2015). Technical report series on global modeling and data assimilation, volume 43 MERRA-2: initial evaluation of the climate. *Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland*.
- Bosilovich, M. G., Robertson, F. R., Takacs, L., Molod, A., & Mocko, D.** (2017). Atmospheric water balance and variability in the MERRA-2 reanalysis. *Journal of Climate*, 30(4), 1177-1196. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0338.1>

- Büttner, G., Kosztra, B., Maucha, G., Pataki, R., Kleeschulte, S., Hazeu, G. W., Vittek, M., Schroder, C., & Littkopf, A.** (2021). Copernicus Land Monitoring Service - CORINE Land Cover. User Manual. Copernicus Publications. <https://land.copernicus.eu/user-corner/technical-library/clc-product-user-manual/view>
- Ca, V. T., Ashie, Y., & Asaeda, T.** (2002). A $k-\epsilon$ turbulence closure model for the atmospheric boundary layer including urban canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 102, 459-490. <https://doi.org/10.1023/A:1013878907309>
- Cabezon, D., Migoya, E., & Crespo, A.** (2011). Comparison of turbulence models for the computational fluid dynamics simulation of wind turbine wakes in the atmospheric boundary layer. *Wind Energy*, 14(7), 909-921. <https://doi.org/10.1002/we.516>
- Cai, X., Yang, Z. L., Xia, Y., Huang, M., Wei, H., Leung, L. R., & Ek, M. B.** (2014). Assessment of simulated water balance from Noah, Noah-MP, CLM, and VIC over CONUS using the NLDAS test bed. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(24), 13-751. <https://doi.org/10.1002/2014JD022113>
- Calaf, M., Meneveau, C., & Meyers, J.** (2010). Large eddy simulation study of fully developed wind-turbine array boundary layers. *Physics of fluids*, 22(1). <https://doi.org/10.1063/1.3291077>
- Castro, F. A., Palma, J. M. L. M., & Silva Lopes, A.** (2003). Simulation of the askervein flow. part 1: Reynolds averaged navier–stokes equations ($k-\epsilon$ turbulence model). *Boundary-layer meteorology*, 107, 501-530. <https://doi.org/10.1023/A:1022818327584>
- Castro, F. A., Santos, C. S., & Costa, C.** (2010). Development of a meso-microscale coupling procedure for site assessment in complex terrain. In EWEC 2010-European Wind Energy Conference & Exhibition (pp. 1-10). EWEA-European Wind Energy Association.
- Castro, F. A., Silva Santos, C. M., & Palma, J. M.** (2008). Parallelisation of the CFD code of a CFD-NWP coupled system for the simulation of atmospheric flows over complex terrain. In *High Performance Computing for Computational Science-VECPAR 2008: 8th International Conference*, Toulouse, France, June 24-27, 2008. Revised Selected Papers 8 (pp. 27-38). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-92859-1_4
- Chávez-Arroyo, R., Fernandes-Correia, P., Lozano-Galiana, S., Sanz-Rodrigo, J., Amezcua, J., & Probst, O.** (2018). A novel approach to statistical-dynamical downscaling for long-term wind resource predictions. *Meteorological Applications*, 25(2), 171-183. <https://doi.org/10.1002/met.1678>
- Chen, F., & Dudhia, J.** (2001). Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly weather review*, 129(4), 569-585. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129%3C0569:CAALSH%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129%3C0569:CAALSH%3E2.0.CO;2)

- Chow, F. K., Schär, C., Ban, N., Lundquist, K. A., Schlemmer, L., & Shi, X.** (2019). Crossing multiple gray zones in the transition from mesoscale to microscale simulation over complex terrain. *Atmosphere*, 10(5), 274. <https://doi.org/10.3390/atmos10050274>
- Cohen, A. E., Cavallo, S. M., Coniglio, M. C., & Brooks, H. E.** (2015). A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern US cold season severe weather environments. *Weather and forecasting*, 30(3), 591-612. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-14-00105.1>
- Collins, W. D., Bitz, C. M., Blackmon, M. L., Bonan, G. B., Bretherton, C. S., Carton, J. A., ... & Smith, R. D.** (2006). The community climate system model version 3 (CCSM3). *Journal of climate*, 19(11), 2122-2143. <https://doi.org/10.1175/JCLI3761.1>
- Council, G. W. E.** (2024). GWEC| global wind report 2024. Global Wind Energy Council: Brussels, Belgium, 80.
- COP 29.** (2024) The Conference of the Parties Forum 2024. Retrived March 18, 2025, from https://unfccc.int/sites/default/files/resource/Summary_Global_Climate_Action_at_COP_29.pdf
- Deardorff, J. W.** (1970). A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers. *Journal of Fluid Mechanics*, 41(2), 453-480. <https://doi.org/10.1017/S0022112070000691>
- Dimitrova, R., Silver, Z., Zsedrovits, T., Hocut, C. M., Leo, L. S., Di Sabatino, S., & Fernando, H. J.** (2016). Assessment of planetary boundary-layer schemes in the weather research and forecasting mesoscale model using MATERHORN field data. *Boundary-Layer Meteorology*, 159, 589-609. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0095-8>
- Draxl, C., Hahmann, A. N., Peña, A., & Giebel, G.** (2014). Evaluating winds and vertical wind shear from Weather Research and Forecasting model forecasts using seven planetary boundary layer schemes. *Wind Energy*, 17(1), 39-55. <https://doi.org/10.1002/we.1555>
- Dudhia, J.** (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077-3107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046%3C3077:NSOCOD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046%3C3077:NSOCOD%3E2.0.CO;2)
- EEA. CORINE land cover.** (2018). European Environment Agency, Copenhagen, Denmark, updated, available at: <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc2018>
- ETKB.** (2024). ETKB 2024 Yılı Faaliyet Raporu.
- El Kasmi, A., & Masson, C.** (2008). An extended k-ε model for turbulent flow through horizontal-axis wind turbines. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 96(1), 103-122. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2007.03.007>

- Efe, B.** (2012). Manisa Soma Bölgesi İçin Meso Ölçek Sayısal Hava Tahmin Modeli (WRF) ve Hesaplamalı Akışkanlar Dinamiği Modeli (WINDSIM) Kullanılarak Kısa Vadeli Rüzgâr enerjisi tahmini. (Yüksek Lisans tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, İstanbul.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... & Alsdorf, D.** (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2). <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Fjörtoft, R., & Von Neumann, J.** (1950). Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus*, 2, 237-254. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v2i4.8607>
- Franke, J., Hellsten, A., Schlunzen, K. H., & Carissimo, B.** (2011). The COST 732 Best Practice Guideline for CFD simulation of flows in the urban environment: a summary. *International Journal of Environment and Pollution*, 44(1-4), 419-427. <https://doi.org/10.1504/IJEP.2011.038443>
- Foley, A. M., Leahy, P. G., Marvuglia, A., & McKeogh, E. J.** (2012). Current methods and advances in forecasting of wind power generation. *Renewable energy*, 37(1), 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2011.05.033>
- Gage, K. S.** (1985). A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft. *J. Atmos. Sci*, 42, 950-960.
- García-Díez, M., Fernández, J., Fita, L., & Yagüe, C.** (2013). Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(671), 501-514. <https://doi.org/10.1002/qj.1976>
- Girimaji, S. S.** (2006). Partially-averaged Navier-Stokes model for turbulence: A Reynolds-averaged Navier-Stokes to direct numerical simulation bridging method. <https://doi.org/10.1115/1.2151207>
- Gjerstad, J., Aasen, S. E., Andersson, H. I., Brevik, I., & Løvseth, J.** (1995). An analysis of low-frequency maritime atmospheric turbulence. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(15), 2663-2669. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052%3C2663:AAOLFM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052%3C2663:AAOLFM%3E2.0.CO;2)
- González Rouco, J. F.** (2020). The making of the New European Wind Atlas-Part 1: model sensitivity. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/7583>
- Grachev, A. A., Fairall, C. W., Persson, P. O. G., Andreas, E. L., & Guest, P. S.** (2005). Stable boundary-layer scaling regimes: The SHEBA data. *Boundary-layer meteorology*, 116, 201-235. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-2729-0>
- Hahmann, A. N., Lennard, C., Badger, J., Vincent, C. L., Kelly, M. C., Volker, P. J., ... & Refslund, J.** (2015). Mesoscale modeling for the Wind Atlas of South Africa (WASA) project.

- Hanna, S. R., Brown, M. J., Camelli, F. E., Chan, S. T., Coirier, W. J., Hansen, O. R., ... & Reynolds, R. M.** (2006). Detailed simulations of atmospheric flow and dispersion in downtown Manhattan: An application of five computational fluid dynamics models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1713-1726. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1713>
- Hariprasad, K. B. R. R., Srinivas, C. V., Singh, A. B., Rao, S. V. B., Baskaran, R., & Venkatraman, B.** (2014). Numerical simulation and intercomparison of boundary layer structure with different PBL schemes in WRF using experimental observations at a tropical site. *Atmospheric Research*, 145, 27-44. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.03.023>
- Hart, J.** (2016). Comparison of turbulence modeling approaches to the simulation of a dimpled sphere. *Procedia engineering*, 147, 68-73. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.06.191>
- Haupt, S. E., Kosovic, B., Shaw, W., Berg, L. K., Churchfield, M., Cline, J., ... & Sever, G.** (2019). On bridging a modeling scale gap: Mesoscale to microscale coupling for wind energy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(12), 2533-2550. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0033.1>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N.** (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Holtstlag, A. A. M., Svensson, G., Baas, P., Basu, S., Beare, B., Beljaars, A. C. M., ... & Van De Wiel, B. J.** (2013). Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles: challenges for weather and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(11), 1691-1706. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00187.1>
- Hong, S. Y., Noh, Y., & Dudhia, J.** (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318-2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>
- Honnert, R., Masson, V., & Couvreux, F.** (2011). A diagnostic for evaluating the representation of turbulence in atmospheric models at the kilometeric scale. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(12), 3112-3131. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-061.1>
- Hong, S.-Y., & Dudhia, J.** (2012). NEXT-GENERATION NUMERICAL WEATHER PREDICTION: Bridging Parameterization, Explicit Clouds, and Large Eddies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(1), ES6–ES9. <http://www.jstor.org/stable/26218628>
- Hu, X. M., Nielsen-Gammon, J. W., & Zhang, F.** (2010). Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(9), 1831-1844. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2432.1>

- Huser, A., Nilsen, P. J., & Skåtun, H.** (1997). Application of $k-\epsilon$ model to the stable ABL: Pollution in complex terrain. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, 67, 425-436. [https://doi.org/10.1016/S0167-6105\(97\)00091-3](https://doi.org/10.1016/S0167-6105(97)00091-3)
- IPCC.** (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (2014). Geneva, Switzerland.
- Jackson, P. S., & Hunt, J. C. R.** (1975). Turbulent wind flow over a low hill. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(430), 929-955. <https://doi.org/10.1002/qj.49710143015>
- Jacobson, M. Z.** (1999). Fundamentals of Atmospheric Modeling, 2nd Edn., Cambridge University Press, New York, 828 pp., 2005b.
- Janjić, Z. I.** (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly weather review*, 122(5), 927-945. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122%3C0927:TSMECM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122%3C0927:TSMECM%3E2.0.CO;2)
- Jiménez-Esteve, B., Udina, M., Soler, M. R., Pepin, N., & Miró, J. R.** (2018). Land use and topography influence in a complex terrain area: A high resolution mesoscale modelling study over the Eastern Pyrenees using the WRF model. *Atmospheric Research*, 202, 49-62. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.11.012>
- Jimenez, B., Durante, F., Lange, B., Kreutzer, T., & Tambke, J.** (2007). Offshore wind resource assessment with WAsP and MM5: Comparative study for the German Bight. *Wind Energy: An International Journal for Progress and Applications in Wind Power Conversion Technology*, 10(2), 121-134. <https://doi.org/10.1002/we.212>
- Kaimal, J. C., & Finnigan, J. J.** (1994). Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford university press.
- Kirkil, G., Mirocha, J., Bou-Zeid, E., Chow, F. K., & Kosović, B.** (2012). Implementation and evaluation of dynamic subfilter-scale stress models for large-eddy simulation using WRF. *Monthly Weather Review*, 140(1), 266-284. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00037.1>
- Kitamura, Y.** (2016). Improving a turbulence scheme for the terra incognita in a dry convective boundary layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 94(6), 491-506. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2016-028>
- Kleczek, M. A., Steeneveld, G. J., & Holtslag, A. A.** (2014). Evaluation of the weather research and forecasting mesoscale model for GABLS3: impact of boundary-layer schemes, boundary conditions and spin-up. *Boundary-Layer Meteorology*, 152(2), 213-243. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9925-3>

- Koblitz, T., Bechmann, A., Sogachev, A., Sørensen, N., & Réthoré, P. E.** (2015). Computational Fluid Dynamics model of stratified atmospheric boundary-layer flow. *Wind Energy*, 18(1), 75-89. <https://doi.org/10.1002/we.1684>
- Kosović, B., Basu, S., Berg, J., Berg, L. K., Haupt, S. E., Larsén, X. G., ... & Watson, S.** (2025). Impact of atmospheric turbulence on performance and loads of wind turbines: Knowledge gaps and research challenges. *Wind Energy Science Discussions*, 2025, 1-67. <https://doi.org/10.5194/wes-2025-42>
- Kuik, F., Lauer, A., Churkina, G., Denier van der Gon, H. A., Fenner, D., Mar, K. A., & Butler, T. M.** (2016). Air quality modelling in the Berlin–Brandenburg region using WRF-Chem v3. 7.1: sensitivity to resolution of model grid and input data. *Geoscientific Model Development*, 9(12), 4339-4363. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4339-2016>, 2016.
- Kumar, V., Kleissl, J., Meneveau, C., & Parlange, M. B.** (2006). Large-eddy simulation of a diurnal cycle of the atmospheric boundary layer: Atmospheric stability and scaling issues. *Water resources research*, 42(6). <https://doi.org/10.1029/2005WR004651>
- Kundu, P. K. & Cohen, I. M.** (2001). Fluid mechanics. Elsevier. ISBN:9780124059351.
- Landahl, M. T., & Mollo-Christensen, E.** (1992). Turbulence and random processes in fluid mechanics. Cambridge University Press.
- Landberg, L., Myllerup, L., Rathmann, O., Petersen, E. L., Jørgensen, B. H., Badger, J., & Mortensen, N. G.** (2003). Wind resource estimation—an overview. *Wind Energy: An International Journal for Progress and Applications in Wind Power Conversion Technology*, 6(3), 261-271. <https://doi.org/10.1002/we.94>
- Larsén, X. G., Petersen, E. L., & Larsen, S. E.** (2018). Variation of boundary-layer wind spectra with height. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(716), 2054-2066. <https://doi.org/10.1002/qj.3301>
- Launder, B. E., & Spalding, D. B.** (1983). The numerical computation of turbulent flows. In *Numerical prediction of flow, heat transfer, turbulence and combustion* (pp. 96-116). Pergamon.
- Lauritzen, P. H., Jablonowski, C., Taylor, M. A., & Nair, R. D. (Eds.).** (2011). *Numerical techniques for global atmospheric models* (Vol. 80). Springer Science & Business Media.
- Leonard, A.** (1975). Energy cascade in large-eddy simulations of turbulent fluid flows. In *Advances in geophysics* (Vol. 18, pp. 237-248). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60464-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60464-1)
- Lesieur, M., & Metais, O.** (1996). New trends in large-eddy simulations of turbulence. *Annual review of fluid mechanics*, 28(1), 45-82.

- Letzel, M. O., Krane, M., & Raasch, S.** (2008). High resolution urban large-eddy simulation studies from street canyon to neighbourhood scale. *Atmospheric Environment*, 42(38), 8770-8784.
- Lin, S. J.** (2004). A “vertically Lagrangian” finite-volume dynamical core for global models. *Monthly Weather Review*, 132(10), 2293-2307. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C2293:AVLFDC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C2293:AVLFDC%3E2.0.CO;2)
- Lindborg, E.** (1999). Can the atmospheric kinetic energy spectrum be explained by two-dimensional turbulence?. *Journal of Fluid Mechanics*, 388, 259-288. <https://doi.org/10.1017/S0022112099004851>
- Liu, Y., Warner, T., Liu, Y., Vincent, C., Wu, W., Mahoney, B., ... & Boehnert, J.** (2011). Simultaneous nested modeling from the synoptic scale to the LES scale for wind energy applications. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 99(4), 308-319. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2011.01.013>
- Louis, J. F.** (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17(2), 187-202. <https://doi.org/10.1007/BF00117978>
- Lovejoy, S., Tuck, A. F., Schertzer, D., & Hovde, S. J.** (2009). Reinterpreting aircraft measurements in anisotropic scaling turbulence. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(14), 5007-5025. <https://doi.org/10.5194/acp-9-5007-2009>, 2009.
- Lu, H., & Porté-Agel, F.** (2011). Large-eddy simulation of a very large wind farm in a stable atmospheric boundary layer. *Physics of Fluids*, 23(6). <https://doi.org/10.1063/1.3589857>
- Mann, J., Angelou, N., Arnqvist, J., Callies, D., Cantero, E., Arroyo, R. C., ... & Rodrigues, C. V.** (2017). Complex terrain experiments in the new european wind atlas. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 375(2091), 20160101. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0101>
- Marjanovic, N.** (2011). Mesoscale and large-eddy simulations for wind energy (No. LLNL-SR-471624). Lawrence Livermore National Lab.(LLNL), Livermore, CA (United States). <https://doi.org/10.2172/1021054>
- Mason, P. J.** (1994). Large-eddy simulation: A critical review of the technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(515), 1-26. <https://doi.org/10.1002/qj.49712051503>
- Matheou, G., Chung, D., Nuijens, L., Stevens, B., & Teixeira, J.** (2011). On the fidelity of large-eddy simulation of shallow precipitating cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 139(9), 2918-2939. <https://doi.org/10.1175/2011MWR3599.1>
- Mazzaro, L. J., Muñoz-Esparza, D., Lundquist, J. K., & Linn, R. R.** (2017). Nested mesoscale-to-LES modeling of the atmospheric boundary layer in the presence of under-resolved convective structures. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(4), 1795-1810. <https://doi.org/10.1002/2017MS000912>

- Meissner, C., Gravdahl, A. R., & Steensen, B.** (2009). Including thermal effects in CFD wind flow simulations. *Journal of Environmental Science International*, 18(8), 833-839. <https://doi.org/10.5322/JES.2009.18.8.833>
- Mentes S.S., Ezber Y., Yılmaz E., Kaytancı T., Unal Y.S., Önal B., Topçu S., Aslan Z.** (2018). Comparison of the WRF Model Results with Era-Interim and ERA-5 Model Input Veri for The New European Wind Atlas Project of Turkey. Küresel İklim Değişikliği, Çevre Ve Enerji II. Uluslararası Sempozyumu, 2018, (s.56-57). İstanbul
- Mentes, Ş.S., Ünal, Y., İncecik, S., Tan, E., Barutçu, B., Önal, B., Ünal, E., Efe, B., Topçu, H.S., Rüstemoğlu, S., Özdemir, T., Akçan, D., Borhan, Y., DüNDAR, C. ve Türkmen, M.** (2013). TÜBİTAK Projesi “Kısa Vadeli Rüzgar Enerjisi Tahmin Sistemi” (SWEPS).
- Milovac, J., Warrach-Sagi, K., Behrendt, A., Späth, F., Ingwersen, J., & Wulfmeyer, V.** (2016). Investigation of PBL schemes combining the WRF model simulations with scanning water vapor differential absorption lidar measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(2), 624-649. <https://doi.org/10.1002/2015JD023927>
- Mirocha, J., Kosović, B., & Kirkil, G.** (2014). Resolved turbulence characteristics in large-eddy simulations nested within mesoscale simulations using the Weather Research and Forecasting Model. *Monthly Weather Review*, 142(2), 806-831. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00064.1>
- Mirocha, J. D., Lundquist, J. K., & Kosović, B.** (2010). Implementation of a nonlinear subfilter turbulence stress model for large-eddy simulation in the Advanced Research WRF model. *Monthly Weather Review*, 138(11), 4212-4228. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3286.1>
- Mirocha, J. D., Lundquist, J. K., & Kosović, B.** (2010). Implementation of a nonlinear subfilter turbulence stress model for large-eddy simulation in the Advanced Research WRF model. *Monthly Weather Review*, 138(11), 4212-4228. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3286.1>
- Mirocha, J., Kirkil, G., Bou-Zeid, E., Chow, F. K., & Kosović, B.** (2013). Transition and equilibration of neutral atmospheric boundary layer flow in one-way nested large-eddy simulations using the weather research and forecasting model. *Monthly Weather Review*, 141(3), 918-940. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00263.1>
- Mirocha, J. D., Rajewski, D. A., Marjanovic, N., Lundquist, J. K., Kosović, B., Draxl, C., & Churchfield, M. J.** (2015). Investigating wind turbine impacts on near-wake flow using profiling lidar data and large-eddy simulations with an actuator disk model. *Journal of Renewable and Sustainable Energy*, 7(4). <https://doi.org/10.1063/1.4928873>
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A.** (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663-16682. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>

- Moeng, C. H., Dudhia, J., Klemp, J., & Sullivan, P.** (2007). Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model. *Monthly weather review*, 135(6), 2295-2311. <https://doi.org/10.1175/MWR3406.1>
- Monteiro, C., Bessa, R., Miranda, V., Botterud, A., Wang, J., & Conzelmann, G.** (2009). Wind power forecasting: state-of-the-art 2009 (No. ANL/DIS-10-1). Argonne National Lab.(ANL), Argonne, IL (United States). <https://doi.org/10.2172/968212>
- Montornes, A., Casso, P., Kosovic, B., & Lizcano, G.** (2016). Is WRF-LES a Suitable Tool for Realistic Turbulence Analyses in Wind Resource Assessment Applications. In 22nd Symposium on Boundary Layers and Turbulence (AMS), <https://ams.confex.com/ams/32AgF22BLT3BG/webprogram/Paper295742.html>.
- Mortensen, N. G., Bowen, A. J., & Antoniou, I.** (2006). Improving WAsP predictions in (too) complex terrain. In 2006 european wind energy conference and exhibition. European Wind Energy Association (EWEA).
- Muñoz-Esparza, D., Lundquist, J. K., Sauer, J. A., Kosović, B., & Linn, R. R.** (2017). Coupled mesoscale-LES modeling of a diurnal cycle during the CWEX-13 field campaign: From weather to boundary-layer eddies. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(3), 1572-1594. <https://doi.org/10.1002/2017MS000960>
- Muñoz-Esparza, D., Kosović, B., García-Sánchez, C., & Van Beeck, J.** (2014). Nesting turbulence in an offshore convective boundary layer using large-eddy simulations. *Boundary-layer meteorology*, 151, 453-478. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9911-9>
- Muñoz-Esparza, D., Kosović, B., García-Sánchez, C., & Van Beeck, J.** (2014). Nesting turbulence in an offshore convective boundary layer using large-eddy simulations. *Boundary-layer meteorology*, 151, 453-478. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9911-9>
- Muñoz-Esparza, D., Kosović, B., Mirocha, J., & van Beeck, J.** (2014). Bridging the transition from mesoscale to microscale turbulence in numerical weather prediction models. *Boundary-layer meteorology*, 153, 409-440. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9956-9>
- Muñoz-Esparza, D., Kosović, B., Van Beeck, J., & Mirocha, J.** (2015). A stochastic perturbation method to generate inflow turbulence in large-eddy simulation models: Application to neutrally stratified atmospheric boundary layers. *Physics of Fluids*, 27(3). <https://doi.org/10.1063/1.4913572>
- Muñoz-Esparza, D., Sauer, J. A., Linn, R. R., & Kosović, B.** (2016). Limitations of one-dimensional mesoscale PBL parameterizations in reproducing mountain-wave flows. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(7), 2603-2614. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0304.1>

- Muñoz-Esparza, D., Sharman, R. D., & Lundquist, J. K.** (2018). Turbulence dissipation rate in the atmospheric boundary layer: Observations and WRF mesoscale modeling during the XPIA field campaign. *Monthly Weather Review*, 146(1), 351-371. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0186.1>
- Nakanishi, M., & Niino, H.** (2006). An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-layer meteorology*, 119, 397-407. <https://doi.org/10.1007/s10546-005-9030-8>
- Nakayama, A., & Miyashita, K.** (2001). URANS simulation of flow over smooth topography. *International Journal of Numerical Methods for Heat & Fluid Flow*, 11(8), 723-745. <https://doi.org/10.1108/09615530110409394>
- Olsen, B. T., Hahmann, A. N., Sempreviva, A. M., Badger, J., & Jørgensen, H. E.** (2017). An intercomparison of mesoscale models at simple sites for wind energy applications. *Wind Energy Science*, 2(1), 211-228. <https://doi.org/10.5194/wes-2-211-2017>, 2017.
- Orlanski, I.** (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 527-530. <https://www.jstor.org/stable/26216020>
- Paiva, L. M. S., Bodstein, G. C. R., & Pimentel, L. C. G.** (2014). Influence of high-resolution surface databases on the modeling of local atmospheric circulation systems. *Geoscientific Model Development*, 7(4), 1641-1659. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1641-2014>
- Palma, J. M., Silva, C. A., Gomes, V. M., Silva Lopes, A., Simões, T., Costa, P., & Batista, V. T.** (2020). The digital terrain model in the computational modelling of the flow over the Perdigão site: the appropriate grid size. *Wind Energy Science Discussions*, 2020, 1-26. <https://doi.org/10.5194/wes-5-1469-2020>
- Pielke Sr, R. A.** (2013). Mesoscale meteorological modeling (Vol. 98). Academic press.
- Piomelli, U.** (2008). Wall-layer models for large-eddy simulations. *Progress in aerospace sciences*, 44(6), 437-446. <https://doi.org/10.1016/j.paerosci.2008.06.001>
- Pineda, N., Jorba, O., Jorge, J., & Baldasano, J. M.** (2004). Using NOAA AVHRR and SPOT VGT data to estimate surface parameters: application to a mesoscale meteorological model. *International journal of remote sensing*, 25(1), 129-143. <https://doi.org/10.1080/0143116031000115201>
- Porté-Agel, F., Meneveau, C., & Parlange, M. B.** (2000). A scale-dependent dynamic model for large-eddy simulation: application to a neutral atmospheric boundary layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 415, 261-284. doi:10.1017/S0022112000008776

- Pleim, J. E., & Chang, J. S.** (1992). A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 26(6), 965-981. [https://doi.org/10.1016/0960-1686\(92\)90028-J](https://doi.org/10.1016/0960-1686(92)90028-J)
- Pope, S.B.** (2000) Turbulent Flows. Cambridge University Press, Cambridge, 305-308.
- Pope, S. B.** (2001). Turbulent flows. *Measurement Science and Technology*, 12(11), 2020-2021. [10.1088/0957-0233/12/11/705](https://doi.org/10.1088/0957-0233/12/11/705)
- Porté-Agel, F., Wu, Y. T., & Chen, C. H.** (2013). A numerical study of the effects of wind direction on turbine wakes and power losses in a large wind farm. *Energies*, 6(10), 5297-5313. <https://doi.org/10.3390/en6105297>
- Porté-Agel, F., Wu, Y. T., Lu, H., & Conzemius, R. J.** (2011). Large-eddy simulation of atmospheric boundary layer flow through wind turbines and wind farms. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 99(4), 154-168. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2011.01.011>
- Poll, S., Shrestha, P., & Simmer, C.** (2017). Modelling convectively induced secondary circulations in the terra incognita with TerrSysMP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(707), 2352-2361. <https://doi.org/10.1002/qj.3088>
- Rai, R. K., Berg, L. K., Kosović, B., Haupt, S. E., Mirocha, J. D., Ennis, B. L., & Draxl, C.** (2019). Evaluation of the impact of horizontal grid spacing in terra incognita on coupled mesoscale–microscale simulations using the WRF framework. *Monthly Weather Review*, 147(3), 1007-1027. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0282.1>
- Rai, R. K., Berg, L. K., Kosović, B., Mirocha, J. D., Pekour, M. S., & Shaw, W. J.** (2017). Comparison of measured and numerically simulated turbulence statistics in a convective boundary layer over complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 163, 69-89. <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0217-y>
- Rai, R. K., Berg, L. K., Pekour, M., Shaw, W. J., Kosovic, B., Mirocha, J. D., & Ennis, B. L.** (2017). Spatiotemporal variability of turbulence kinetic energy budgets in the convective boundary layer over both simple and complex terrain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(12), 3285-3302. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0124.1>
- Reyers, M., Pinto, J. G., & Moemken, J.** (2015). Statistical-dynamical downscaling for wind energy potentials: evaluation and applications to decadal hindcasts and climate change projections. *International Journal of Climatology*, 35(2), 229-244. <https://doi.org/10.1002/joc.3975>
- Richardson, L. F.** (1922). Weather prediction by numerical process. University Press.
- Rife, D. L., Vanvyve, E., Pinto, J. O., Monaghan, A. J., Davis, C. A., & Poulos, G. S.** (2013). Selecting representative days for more efficient dynamical climate downscaling: Application to wind energy. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(1), 47-63. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-016.1>

- Rodrigues, C. V., Palma, J. M. L. M., & Rodrigues, Á. H.** (2016). Atmospheric flow over a mountainous region by a one-way coupled approach based on Reynolds-averaged turbulence modelling. *Boundary-layer meteorology*, 159(2), 407-437. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0116-7>
- Rodrigues, C. V., Palma, J. M. L. M., & Rodrigues, Á. H.** (2016). Atmospheric flow over a mountainous region by a one-way coupled approach based on Reynolds-averaged turbulence modelling. *Boundary-layer meteorology*, 159(2), 407-437. <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0116-7>
- Sagaut, P.** (2005). Large eddy simulation for incompressible flows: an introduction. Springer Science & Business Media.
- Santos-Alamillos, F. J., Pozo-Vázquez, D., Ruiz-Arias, J. A., & Tovar-Pescador, J.** (2015). Influence of land-use misrepresentation on the accuracy of WRF wind estimates: Evaluation of GLCC and CORINE land-use maps in southern Spain. *Atmospheric Research*, 157, 17-28. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.006>
- Sathyanadh, A., Prabha, T. V., Balaji, B., Resmi, E. A., & Karipot, A.** (2017). Evaluation of WRF PBL parameterization schemes against direct observations during a dry event over the Ganges valley. *Atmospheric Research*, 193, 125-141. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.016>
- Seifert, A., & Heus, T.** (2013). Large-eddy simulation of organized precipitating trade wind cumulus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(11), 5631-5645. <https://doi.org/10.5194/acp-13-5631-2013>, 2013.
- Sescu, A., & Meneveau, C.** (2014). A control algorithm for statistically stationary large-eddy simulations of thermally stratified boundary layers. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(683), 2017-2022. <https://doi.org/10.1002/qj.2266>
- Shi, X., Chow, F. K., Street, R. L., & Bryan, G. H.** (2018). An evaluation of LES turbulence models for scalar mixing in the stratocumulus-capped boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(5), 1499-1507. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0392.1>
- Shin, H. H., & Hong, S. Y.** (2015). Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at gray-zone resolutions. *Monthly Weather Review*, 143(1), 250-271. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00116.1>
- Shin, H. H., & Dudhia, J.** (2016). Evaluation of PBL parameterizations in WRF at subkilometer grid spacings: Turbulence statistics in the dry convective boundary layer. *Monthly Weather Review*, 144(3), 1161-1177. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0208.1>

- Siebesma, A. P., Bretherton, C. S., Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., Duynkerke, P. G., ... & Stevens, D. E.** (2003). A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(10), 1201-1219. [https://doi.org/10.1175/15200469\(2003\)60%3C1201:ALESIS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200469(2003)60%3C1201:ALESIS%3E2.0.CO;2)
- Skamarock, W. C.** (2004). Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Monthly weather review*, 132(12), 3019-3032. <https://doi.org/10.1175/MWR2830.1>
- Skamarock, W. C., & Klemp, J. B.** (2008). A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of computational physics*, 227(7), 3465-3485. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037>
- Smagorinsky, J.** (1963). General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly weather review*, 91(3), 99-164. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091%3C0099:GCEWTP%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091%3C0099:GCEWTP%3E2.3.CO;2)
- Spalart, P. R.** (1997). Comments on the Feasibility of LES for Wings and on the Hybrid RANS/LES Approach. In *Proceedings of the First AFOSR International Conference on DNS/LES*, 1997 (pp. 137-147).
- Stoll, R., & Porté-Agel, F.** (2008). Large-eddy simulation of the stable atmospheric boundary layer using dynamic models with different averaging schemes. *Boundary-Layer Meteorology*, 126, 1-28. <https://doi.org/10.1007/s10546-007-9207-4>
- Sukoriansky, S., Galperin, B., & Perov, V.** (2005). Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. *Boundary-layer meteorology*, 117, 231-257. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-6848-4>
- Sørensen, N. N.** (1995). General purpose flow solver applied to flow over hills.
- Stull, R. B.** (2012). *An introduction to boundary layer meteorology* (Vol. 13). Springer Science & Business Media.
- Sullivan, P. P., Horst, T. W., Lenschow, D. H., Moeng, C. H., & Weil, J. C.** (2003). Structure of subfilter-scale fluxes in the atmospheric surface layer with application to large-eddy simulation modelling. *Journal of Fluid Mechanics*, 482, 101-139. doi:10.1017/S0022112003004099
- Talbot, C., Bou-Zeid, E., & Smith, J.** (2012). Nested mesoscale large-eddy simulations with WRF: Performance in real test cases. *Journal of Hydrometeorology*, 13(5), 1421-1441. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-048.1>
- Tatli, H., Nüzhet Dalfes, H., & Sibel Menteş, Ş.** (2004). A statistical downscaling method for monthly total precipitation over Turkey. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(2), 161-180.

- Troen, I., Bechmann, A., Kelly, M. C., Sørensen, N. N., Réthoré, P. E., Cavar, D., & Jørgensen, H. E.** (2014). Complex terrain wind resource estimation with the wind-atlas method: Prediction errors using linearized and nonlinear CFD micro-scale models. In European wind energy conference & exhibition 2014. European Wind Energy Association (EWEA).
- Troen, I., & Petersen, E. L.** (1989). European wind atlas. Risø National Laboratory.
- Tseng, Y. H., Meneveau, C., & Parlange, M. B.** (2006). Modeling flow around bluff bodies and predicting urban dispersion using large eddy simulation. *Environmental science & technology*, 40(8), 2653-2662. <https://doi.org/10.1021/es051708m>
- Uchida, T., & Ohya, Y.** (2003). Large-eddy simulation of turbulent airflow over complex terrain. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, 91(1-2), 219-229. [https://doi.org/10.1016/S0167-6105\(02\)00347-1](https://doi.org/10.1016/S0167-6105(02)00347-1)
- Udina, M., Sun, J., Kosović, B., & Soler, M. R.** (2016). Exploring vertical turbulence structure in neutrally and stably stratified flows using the weather research and forecasting-large-eddy simulation (WRF-LES) model. *Boundary-layer meteorology*, 161, 355-374. <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0171-8>
- Vanvyve, E., Delle Monache, L., Monaghan, A. J., & Pinto, J. O.** (2015). Wind resource estimates with an analog ensemble approach. *Renewable Energy*, 74, 761-773. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.08.060>
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V.** (2006). Atmospheric science: an introductory survey (Vol. 92). Elsevier.
- Walmsley, J. L., Taylor, P. A., & Keith, T.** (1986). A simple model of neutrally stratified boundary-layer flow over complex terrain with surface roughness modulations (MS3DJH/3R). *Boundary-Layer Meteorology*, 36(1), 157-186. <https://doi.org/10.1007/BF00117466>
- Walmsley, J. L., Taylor, P. A., & Keith, T.** (1986). A simple model of neutrally stratified boundary-layer flow over complex terrain with surface roughness modulations (MS3DJH/3R). *Boundary-Layer Meteorology*, 36(1), 157-186. <https://doi.org/10.1007/BF00117466>
- Walton, A., Cheng, A. Y. S., & Yeung, W. C.** (2002). Large-eddy simulation of pollution dispersion in an urban street canyon—Part I: comparison with field data. *Atmospheric Environment*, 36(22), 3601-3613. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(02\)00259-5](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(02)00259-5)
- Wang, Y., Basu, S., & Manuel, L.** (2013). Coupled mesoscale-large-eddy modeling of realistic stable boundary layer turbulence. arXiv preprint arXiv:1307.2484. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1307.2484>
- Warner, T. T.** (2011). Quality assurance in atmospheric modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(12), 1601-1610. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00054.1>
- WindEurope.** (2024). Wind energy in Europe: 2024 Statistics and the outlook for 2025-2030.

- Wyngaard, J. C.** (2004). Toward numerical modeling in the “Terra Incognita”. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(14), 1816-1826. [https://doi.org/10.1175/15200469\(2004\)061%3C1816:TNMITT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200469(2004)061%3C1816:TNMITT%3E2.0.CO;2)
- Xie, Z. T., & Castro, I. P.** (2008). Efficient generation of inflow conditions for large eddy simulation of street-scale flows. *Flow, turbulence and combustion*, 81, 449-470. <https://doi.org/10.1007/s10494-008-9151-5>
- Xie, Z. T., & Castro, I. P.** (2009). Large-eddy simulation for flow and dispersion in urban streets. *Atmospheric Environment*, 43(13), 2174-2185. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.01.016>
- Yair, Y., Lynn, B., Price, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Morin, E., ... & Llasat, M. D. C.** (2010). Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D4). <https://doi.org/10.1029/2008JD010868>
- Yang, W., Quan, Y., Jin, X., Tamura, Y., & Gu, M.** (2008). Influences of equilibrium atmosphere boundary layer and turbulence parameter on wind loads of low-rise buildings. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, 96(10-11), 2080-2092. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2008.02.014>
- Zhang, W., Markfort, C. D., & Porté-Agel, F.** (2012). Near-wake flow structure downwind of a wind turbine in a turbulent boundary layer. *Experiments in fluids*, 52, 1219-1235. <https://doi.org/10.1007/s00348-011-1250-8>
- Zhou, B., Simon, J. S., & Chow, F. K.** (2014). The convective boundary layer in the terra incognita. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(7), 2545-2563. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0356.1>



ÖZGEÇMİŞ

Erkan YILMAZ

ÖĞRENİM DURUMU:

- **Lisans** : 2013, İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği
- **Yüksek Lisans** : 2016, İstanbul Teknik Üniversitesi, Meteoroloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı, Atmosfer Bilimleri Programı

MESLEKİ DENEYİM VE ÖDÜLLER:

- 2018-2022 yıllarında YÖK 100/200 Doktora bursuna hak kazandı.
- 2016-2020 yıllarında “New European Wind Atlas (NEWA)” başlıklı TÜBİTAK 1001 ERA-NET+ projesinde bursiyer olarak çalıştı.
- 2017-2019 yıllarında “Investigation and modelling of the breeze effect on wind energy potential in the west coast of Turkey” İTÜ BAP projesinde yer aldı.
- 2012-2013 yıllarında “Kısa Dönemli Rüzgâr Enerjisi Tahmini Sistemi (SWEPS)” başlıklı TÜBİTAK projesinde bursiyer olarak çalıştı.
- 2018-2025 yıllarında “Mezo-Mikro Ölçek Model Kuplesi WRF-LES ile Yüksek Çözünürlüklü Rüzgâr Alanının Belirlenmesi” başlıklı İTÜ BAP projesinde yer aldı ve doktora çalışmalarını sürdürdü.

DOKTORA TEZİNDEN TÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

Yılmaz, E., Menteş, Ş. S., & Kirkil, G. 2025. Evaluation of the sensitivity of PBL and SGS treatments in different flow fields using the WRF-LES at Perdigão. *Energies*, 18(6), 1372. <https://doi.org/10.3390/en18061372>

Kirkil G., Menteş, S. Ş., Erten, E., Ünal, Y., Ezber, Y., Yılmaz, E., 2017. High-resolution Wind Forecasting over Mountainous Terrains using WRF-LES. *Wind Energy Science Conference 2017*, 26 June, DTU, Copenhagen, Denmark.

Yılmaz, E., Menteş, Ş. S., & Kirkil, G. 2019. Nested high-resolution atmospheric boundary layer simulations for Mut using WRF-LES. *Wind Energy Science Conference 2019*, 17-20 June, Cork, Ireland.

Yılmaz, E., Menteş, Ş. S., & Kirkil, G. 2021. Nested high-resolution atmospheric boundary layer simulations using WRF-LES for Perdigão. *Wind Energy Science Conference 2021*, 25-28 May, Hannover, Germany.

Yılmaz, E., Menteş, Ş. S., & Kirkil, G. 2023. High-Resolution Atmospheric Boundary-Layer Simulations Using WRF-LES. *AMS 2023*, Denver, USA.

Yılmaz, E., Menteş, Ş. S., & Kirkil, G. 2024. A Methodology WRF-LES: High-resolution atmospheric boundary layer simulations for complex terrain Mut. *ATMOS 2024*, İstanbul, Türkiye.

Yılmaz, E., Menteş, Ş. S., & Kirkil, G. 2024. Atmospheric boundary layer simulations for Perdigão. *25th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, 2025, 17-20 June 2025, Torino, Italy.

DİĞER YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER:

Short Term Wind Energy Prediction For Manisa Soma Region by Using Numerical Weather Prediction Model Results (WRF) and Computational Fluid Dynamics Models (Metodyn and Windsim), *WESC 2019*, 17-20 June Cork, Ireland

Comparison of the WRF Model Results with ERA-Interim and ERA5 Model Input Data for the New European Wind Atlas Project of Turkey. *Global Climate Change, Environment and Energy II. International Symposium*, 18 April 2018 İstanbul, Turkey.

Sensitivity Analysis Study for Edirne and Mut Province at Different Elevation Data Resolutions Coupling Meso Scale Model Results with Micro Scale Models *EGU 2018*, 9-13 April 2018 Wien, Austria

Influence of Land Use Characteristic on Micro Climate During A Heat Wave Episode on ITU Campus, *8th Atmospheric Science Symposium (ATMOS)*, 01-04 November 2017. İstanbul, Turkey.

Estimation of Wind Potential Under Severe Weather Conditions in Selected Regions Using The WRF Model, *8th Atmospheric Science Symposium (ATMOS)*, 01-04 November 2017. İstanbul, Turkey.

Coupling of Mesoscale Model Results with Micro Scale Models, Sensitivity Analysis Study for Edirne Province at Different Elevation Data Resolutions, *8th Atmospheric Science Symposium (ATMOS)*, 01-04 November 2017. İstanbul, Turkey.

Atmospheric Stability Analysis and Comparison of Wind Profiles Related to Radiosonde Measurement and WRF Model Output, *8th Atmospheric Science Symposium (ATMOS)*, 01-04 November 2017. İstanbul, Turkey.

Downscaling and Enhancement of Mesoscale Weather Forecast Model Results by Using Different Methods, *INERMA 27-30 September*, İstanbul, Turkey.

Sensitivity analysis and performance evaluation of the WRF model to determine wind potential for the Mut region in Turkey, *Wind Energy Science Conference 2017*, 26-29 June 2017 Copenhagen, Denmark.

Comparison of WRF Model results with observations over TURKEY: A case study In MUT Region, *SOWE 2017*, 26-28 April 2017, Pamplona, Spain.

Performance Evaluation of the WRF Model for the New European Wind Atlas Project of Turkey, *6th International Conference on Meteorology and Climatology of the Mediterranean*, 20-22 February 2017, Zagreb, Croatia.

Assessment of Wind Energy Potential Over Turkey For 2021 -2040 Period by Using Regional Climate Model Coupled With Micro Scale Model, *6th International Conference on Meteorology and Climatology of the Mediterranean*, 20-22 February 2017, Zagreb, Croatia.

Sensitivity Analysis and Validation of the Meso and Micro Scale Model Chains Results With Observations In Selected Two Plot Areas To Forecast Wind Potential, *10th International Clean Energy Symposium 2016*, 24-26 October, Istanbul.

Sensitivity Analysis and Validation of the WRF Model Results with Observations In Selected Districts to Determine Wind Potential, *10th International Clean Energy Symposium 2016*, 24-26 October, Istanbul.

Assessment of Wind Energy Potential Over Turkey For 2071- 2100 Period by Using Regional Climate Model Coupled with Micro Scale Model, *10th International Clean Energy Symposium 2016*, 24-26 October, Istanbul.

Performance analysis of the WRF Model coupled to WindSim and WAsP Models for the Short Term Wind Energy Prediction System of Keltepe Wind Farm of Turkey, *5th International Conference on Meteorology and Climatology of the Mediterranean 2015*, Istanbul

Verification of the WRF Model Wind Speed Forecasts for the Western Coastline of Turkey, *5th International Conference on Meteorology and Climatology of the Mediterranean 2015*, Istanbul.

Resolution Evaluation of the WRF Model with WindSim comparisons for the Short Term Wind Energy Prediction System of Turkey, *14th EMS Annual Meeting & 10th European Conference on Applied Climatology (ECAC) 2014*, Prag.

Resolution Evaluation of the WRF Model with WAsP comparisons for the Short Term Wind Energy Prediction System of Turkey, *14th EMS Annual Meeting & 10th European Conference on Applied Climatology (ECAC) 2014*, Prag.

The Performance evaluation of the WRF model for Short Term Wind Energy Prediction System for Turkey, *EWEA Wind Power Forecasting Workshop*, 3-4 December 2013, Rotterdam, Netherlands.

Assessing the Performance of AES RUZGERSIM and WINDSIM models in Short Term Wind Power Forecasting in Manisa, Turkey. *6th Atmospheric Science Symposium (ATMOS)*, 24-26 April 2013. Istanbul.

