



TÜRKİYE ULUSAL JEODEZİ VE JEOFİZİK BİRLİĞİ (TUJJB)

UNION OF TURKISH NATIONAL GEODESY AND GEOPHYSICS (TNGG)

PROJE FİNAL RAPORU

11 Ocak 2010

<TUJJB-TUMEHAP-02-06>

KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİMİNİN TÜRKİYE'YE ETKİLERİNİN BÖLGESEL İKLİM MODELİ İLE İNCELENMESİ

PROJE YÜRÜTÜCÜSÜ

KURUM/KURULUŞ (LAR)

**İstanbul Teknik Üniversitesi,
Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi,
Meteoroloji Mühendisliği Bölümü**

PROJE YÜRÜTÜCÜLERİ

Doç. Dr. Yurdanur ÜNAL

Dr. Barış ÖNOL

Doç. Dr. Sibel MENTEŞ

Prof. Dr. Yunus BORHAN

Yük. Müh. Abdullah KAHRAMAN

Müh. Deniz URAL

TUJJB-TUMENAP

İÇİNDEKİLER

İÇİNDEKİLER	3
ŞEKİL VE TABLO LİSTESİ	4
1 GİRİŞ	8
2 DUYARLILIK ANALİZLERİ	13
2.1 BÖLGESEL İKLİM MODELLERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI	13
2.2 BÖLGESEL İKLİM MODELİ (REGCM3)	16
2.3 MODEL KONFIGURASYONUNUN BELİRLENMESİ	17
2.4 TOPOĞRAFYA VE YÜZEY KOŞULLARI	18
2.5 MODEL REZOLÜSYONU	20
2.6 KÜMÜLÜS VE KONVEKTİF KAPAMA ŞEMALARI	20
3 MÜKEMMEL SINIR KOŞULLARI VE BÖLGE İKLİMİ	23
3.1 NCEP VERİ SETİ	23
3.2 BÖLGESEL KLİMATOLOJİK KOŞULLAR	24
3.2.1 500 hPa Seviyesi	24
3.2.2 850 hPa Basınç Seviyesi	27
3.2.3 1000 hPa Basınç Seviyesi	29
3.2.4 Deniz Seviyesine İndirgenmiş Basınç	32
4 GÜNÜMÜZ BÖGESEL SİMÜLASYONLARI	34
4.1 ECMWF ERA40 VERİSİ	34
4.2 GENEL SİRKÜLASYON MODELİ ECHAM	34
4.3 REGCM3 GÜNÜMÜZ KOŞULLARI DENİY DİZAYNI	35
4.4 ECMWF ERA40+REGCM3 VE ECHAM5+REGCM3 SONUÇLARININ KARŞILAŞTIRILMASI	36
4.4.1 Yukarı Seviye Simülasyonlarının Karşılaştırılması	36
4.4.2 Yüzey Simülasyonlarının Karşılaştırılması	41
4.4.2.1 Sıcaklık	41
4.4.2.2 Yağış	45
4.4.2.3 Maksimum ve Minimum Sıcaklıklar	50
5 GELECEK İKLİM SİMÜLASYONU	55
5.1 SRES EMİSYON SENARYOLARI	55
5.2 2010-2040 YILLARI İÇİN GELECEK İKLİM	57
5.2.1 850hPa Seviyesi Sirkülasyon Değişimi	58
5.2.2 Sıcaklık	59
5.2.3 Maksimum ve Minimum Sıcaklıklar	68
5.2.4 Yağış	70
5.2.5 Evapotranspirasyon	77
5.2.6 Kar	79
6 SONUÇLAR	81
7 KAYNAKLAR	84
8 EK A	88

ŞEKİL VE TABLO LİSTESİ

Tablo 2.1. Dinamik: HYD (Hidrostatik); NON (Hidrostatik değil). Grid Tipi: MER (Merkator; Enlem-Boylam); PS (Polar Stereografik); LB (Lambert Benzeşimi). Konveksiyon Modeli: A-S (Arakawa-Shubert[1974]); Grell (Grell [1993]); MF (Mass Flux Modeli, Tiedtke[1989]); K-A (Kuo [1974]). Yanal Sınır Koşullar: LİN (Bölgenin merkezine doğru lineer azalma); EXP (Eksponansiyel azalma); PAR (Parabolik azalma).

Şekil.2.1. RegCM3'ün şematik gösterimi (Önol, 2007).

Şekil.2.2. 1995 yılıdaki ilkbahar mevsimindeki toplam yağış. Aşağıdaki büyük bölge, yukarıdaki küçük bölge.

Şekil 2.3. Seçilen model bölgesi için 30 km'lik rezolüsyonla arazi kullanımı (yukarıdaki) ve yükselti (aşağıdaki).

Şekil 2.4. 1995 yaz mevsimi için konvektif şemaların karşılaştırması. Arakawa-Schubert kapamalı Grell şeması (üst-sol), Fritsch-Chappell kapamalı Grell şeması (üst-sağ), Emanuel Şeması (aşağı-sol) ve gözlemler (CRU veri seti, aşağı-sağ)..

Şekil 3.1. 1971-2000 yılları arası 500 hPa seviyesinin kış aylarında ortalama jeopotansiyel yüksekliği (m).

Şekil 3.3. 1971-2000 yılları arası yaz aylarında 500 hPa seviyesinde gözlenmiş bağıl nem ortalaması (%).

Şekil 3.4. 1971-2000 yılları kış aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yüksekliği.

Şekil 3.6. 1971-2000 yılları kış aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama sıcaklık değerleri (°C).

Şekil 3.7. 1971-2000 yılları yaz aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama sıcaklık değerleri (°C).

Şekil 3.8. 1971-2000 yılları kış aylarında 1000 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yükseklikleri (m).

Şekil 3.9. 1971-2000 yılları yaz aylarında 1000 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yükseklikleri (m).

Şekil 3.10. 1971-2000 arası yaz aylarında 1000 hPa seviyesindeki bağıl nem gözlemleri (%).

Şekil 3. 11. 1971-2000 yılları arası kış aylarının deniz seviyesine indirgenmiş basınç ortalaması (hPa).

Şekil 3.12. 1971-2000 yılları arası yaz aylarının deniz seviyesine indirgenmiş basınç ortalaması (hPa).

Şekil. 4.1. Kış mevsimi için 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Şekil. 4.2. Kış mevsimi için 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Şekil. 4.3. Yaz mevsimi için 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Şekil. 4.4. Yaz mevsimi için 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Şekil.4.5. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama hava sıcaklığı değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 4.6. ECHAM5 kontrol simülasyonu için ortalama hava sıcaklığı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 4.7. CRU 1971-2000 ortalama hava sıcaklığı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi

Şekil.4.8. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği toplam yağış değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 4.9. ECHAM5 kontrol simülasyonu için toplam yağış a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 4.10. CRU 1971-2000 meimsel toplam yağış a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi

Şekil.4.11 ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama maksimum sıcaklık değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 4.12. ECHAM5 kontrol simülasyonu için maksimum hava sıcaklığı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi
Şekil.4.13. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama minimum sıcaklık değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil.4.13. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama minimum sıcaklık değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 4.14. ECHAM5 kontrol simülasyonu için minimum sıcaklık a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil.5.1 SRES senaryo şeması (IPCC, 2001)

Şekil 5.2. CO₂, CH₄, N₂O ve kükürtdioksitin 6 SRES senaryosu (A1B,A2,B1,B2,A1FI ve A1T) için antropojenik emisyonları, (IPCC Emisyon Senaryoları Özel Raporu, 2001)

Şekil.5.3. 850hPaseviyesi rüzgar, sıcaklık ve bağıl nemin 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil.5.4. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu sıcaklık ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil.5.5. 2010-2019 yılları arası ortalama sıcaklığın referans dönemi farkları.

Şekil.5.6. 2020-2029 yılları arası ortalama sıcaklığın referans dönemi farkları

Şekil 5.7. 2030-2039 yılları arası ortalama sıcaklığın referans dönemi farkları

Şekil 5.8 Zamansal değişim analizi için seçilen bölgeler.

Şekil 5.9 . Referans ve gelecek sıcaklık simülasyonlarının bölgeler bazındaki olasılık spektrumu yoğunluk fonksiyonları. Sol kolon 1971-2000, sağ kolon 2010-2039 periyoduna karşı gelen sıcaklık verilerine aittir.

Şekil 5.10. Referans ve Gelecek Sıcaklık Simülasyonlarının bölgeler bazındaki ortalamalarının güç spektrumu. Sol kolon 1971-2000, sağ kolon 2010-2039 periyoduna karşı gelen sıcaklık verileri için güç spektrumunu gösterir.

Şekil 5.11. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu maksimum sıcaklık ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 5.12. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu minimum sıcaklık ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil.5.13. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu mevsimsel toplam yağış ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 5.14. 2010-2019 yılları arası mevsimsel toplam yağışların referans dönemiyle farkları.

Şekil 5.15. 2019-2029 yılları arası mevsimsel toplam yağışların referans dönemiyle farkları.

Şekil 5.16. 2029-2039 yılları arası mevsimsel toplam yağışların referans dönemiyle farkları.

Şekil 5.17. Aylık yağış toplamalarının 1971-2000 (RF) ve 2010-2039 (A1B) yılları arasındaki periyotlar için Şekil 5.8'de gösterilen bölgelerdeki frekans dağılımları.

Şekil 5.18. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu buharlaşma ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Şekil 5.19. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu kar derinliklerinin ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

TUJIB-TUMENAP

BÖLÜM 1

1 GİRİŞ

İnsan etkileri ile atmosferin kompozisyonunun değiştirilmesi atmosferik sera etkisini arttırdığı için küresel iklimi değiştirmektedir (IPCC, 2007). Atmosferdeki sera etkisi gazı olan CO₂'in konsantrasyonunun endüstri devrimi öncesinden günümüze eksponansiyel olarak artması ve bu artışın son bir kaç on yıl içerisinde hız kazanması buna bağlı olarak da dünya ikliminin ısınma trendinin bölgesel yansımaları önem arz etmektedir. Son yıllarda artan bir ivme ile bilim adamları küresel ölçekte model çalışmalarına yönelmişler ve karbondioksitin 2000'li yıllarda 1880'li yıllardaki değerinin iki katına, dört katına çıkması durumlarını içeren senaryolar için yüzey sıcaklığındaki, yağıştaki, bulutluluktaki değişimleri, buzulların erimesi halinde deniz seviyesindeki değişimleri yani küresel iklim değişimini araştırmışlardır. Elbetteki küresel ölçekteki değişimler lokal olarak çok bilgi verici olmamaktadır. Zira problem ölçek problemidir. Küresel modellerin bir kaç yüz kilometrelik ölçeği lokal anlamda projeksiyonlar için yeterli olamamaktadır. Bu nedenle lokal cevapların irdelenmesi için bölgesel iklim modellerinin kullanılarak dinamik ölçek küçültmek (downscaling) izlenen yollardan birisi haline gelmiştir. Türkiye coğrafyasındaki iklimin çeşitli senaryolar altında nasıl değişeceğinin belirlenmesi bölgenin günümüz ve 2000'li yıllardaki durum hidrolojisini tesbit etmek için de önemlidir.

Dünya iklim sisteminin modellemesi atmosfer, hidrosfer (okyanuslar ve göl hidrolojisi), biosfer, buzküre ve litosfer rasındaki etkileşimleri içerir ve son yıllarda bilimsel yazında oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır. Modeller, aradaki etkileşimlerin matematiksel formüllerle ifade edilmesi ve etkin geribesleme mekanizmalarının tanımlanması şeklindedir. Bilgisayarların

hesaplama hızında katedilen mesafe küresel dolaşım modellerinin gelişimini desteklemiştir. Böylece küresel ölçekte iklim sistemi bileşenleri arasındaki etkileşimin daha detaylı bir şekilde incelenmesini mümkün kılmıştır.

Süperbilgisayarların hızlarındaki artışa rağmen hala genel dolaşım modelleri uzaysal rezolusyonda bir kaç yüz kilometrenin altına inememektedirler. Bu lokal iklim zorlamalarının etkilerinin modelde içerilmemesi demektir. Marun Ricci ve diğ. (1995) nispeten gerçekçi Alp dağlarının topoğrafyası içeren bölgesel bir modelle Avrupa'daki kışların genel dolaşım modelleriyle elde edilenden farklı olduğunu göstermiş ve elde ettikleri sonuçların gözlemlerle daha iyi bağdaştığını kanıtlamışlardır. Aynı şekilde Bates ve diğ. (1993) Amerika'da Great Lakes bölgesinin yüzeysel detaylarının modele konulması ile elde edilen simülasyonlar yardımıyla bu bölgeye etki eden hava paternlerindeki değişimi incelemişlerdir. Genel dolaşım modellerinin küresel ortalama hava paternlerini büyük ölçekte doğru tespit etmeleri fakat lokal olarak detayların elde edilemeyişi iklim bilimcileri bölgesel iklimleri incelemek için yeni yollar aramaya yöneltmiştir. Bilimsel yazında bu amaç için iki yaklaşım mevcuttur. Bunlardan birisi değişken çözünürlüğe sahip küresel modellerin kullanımıdır (Kanada ve Fransız İklim Merkezlerinin modelleri). Bu tip yaklaşımda çözünürlük ilgilenilen bölgeye yaklaştıkça artmaktadır. Bir diğeri ise genel dolaşım modeli içine yerleştirilmiş daha yüksek çözünürlüğe sahip bölgesel iklim modeli kullanımıdır (Colorado State Üniversitesi, Montreal Quebec Üniversitesi, Max Planck Enstitüsü, NCAR modelleri). Bu tip modellerdeki yaklaşım başlangıç ve sınır şartlarını genel dolaşım modellerinden veya gözlemlerden almak ve bölgede ilgilenilen değişkenleri çözmektir.

Sınırlı alan modellerinin (LAM) bölgesel iklim modellemesinde kullanılması düşüncesi ilk kez 1989'da Dickinson ve diğ. ve 1990'da Giorgi tarafından ortaya atılmıştır. Buradaki temel düşünce tek yönlü yuvalanmadır (*one way nesting*). Bunun anlamı, küresel dolaşım modellerinin yüksek çözünürlükteki LAM simülasyonlarına başlangıç koşulu, zamanla değişen meteorolojik yanal sınır koşulları sağlaması ve sınırlı alan modelinden küresel dolaşım modeline bilgi akışının olmamasıdır. Bölgesel iklim modelleri için bu tekniğin altında yatan strateji, global dolaşımdaki büyük-ölçek zorlamaları sağlaması ve bunların da yuvalanmış sınırlı alan modelleri yardımıyla yerel etkileri görebilmek için kullanılmasıdır. Dickinson (1989) ve Giorgi'den (1990) önce yuvalanmış model tekniği yaygın olarak nümerik hava öngörülerinde de kullanılmıştır. Sınırlı alan modellerinin (LAM) sadece birkaç gün için çalıştırılması mümkün olmuştur. Giorgi ve Bates 1989 yılında ilk kez yuvalanmış LAM'ı 1 aylık bir süre boyunca çalıştırmıştır. Daha sonraki yıllarda ise bu modellerle birkaç yıllık simülasyonlar yapılmıştır (Giorgi, 1999).

1990'ların başlarında bölgesel iklim modelleri ile ilgili 3 temel yöntem belirlenmiştir. (Giorgi ve Mearns, 1991). Bunlar ampirik yaklaşım, yarı ampirik yaklaşım ve model yaklaşımıdır.

Ampirik yaklaşım geçmiş iklim benzerliklerinden sağlanan bilginin kullanılmasıyla yapılan yaklaşımdır. Yarı ampirik yaklaşım GCM alanlarındaki istatistiksel “downscaling” ile ilişkilidir. Model yaklaşımı ise fiziksel modellerden yararlanır. NCAR’ın bölgesel iklim modeli, MM4 (orta-ölçek model 4) orijinlidir. Dünya üzerinde de pek çok defa değişik bölgeler ve şartlar için kullanılmış ve test edilmiştir. Günümüz olanaklarıyla zamana bağımlı meteorolojik yanal sınır koşullarıyla çalıştırılan bölgesel modellerinden, uzun süreli (birkaç yıldan 10 yıllar mertebesindeki bir aralıkta) çok iyi simülasyonların alınması mümkün olmuştur. Dickinson’ın 1989’da yaptığı çalışmada yanal sınırlar civarında gürültülerin baskın olduğu gözlenmiş, Giorgi ve Bates tarafından aynı tarihte yapılan çalışmada ise bu gürültülerden arınılmış ve temiz simülasyonlar almak mümkün olmuştur (Giorgi, 1999)

Genel dolaşım modelleri içine yerleştirilen bölgesel modellerden NCAR modeli uzun zamanlı iklim simülasyonları için test edilmiştir. Bu güne kadar bilimsel yazında kullanılan bu tip modellerde düşük ve yüksek çözünürlüklü iki model arasındaki bilgi akışı tek yönlüdür. Yani belirli zaman adımlarında genel dolaşım modelinden bölgesel modelin sınırlarına bilgi akışı sağlanmaktadır. Elbetteki iki yönlü bilgi akışı istenen bir durumsa da günümüz bilgisayar olanaklarıyla oldukça pahalı bir yaklaşımdır.

Bates ve diğ. (1995) Amerika’daki Great Lakes bölgesinin iklime etkisini 1 Eylül 1990 ve 1 Eylül 1992 dönemindeki iki yıllık periyot için incelemişler ve elde edilen sıcaklık ve nem değerlerinin gözlemlerle uyum içinde olduğunu tespit etmişlerdir. Ayrıca kış yağış paternlerinin de gözlenen yağış paternlerine iyi bir yaklaşım sağladığını görmüşlerdir. Giorgi ve diğ. (1996) ekstrem koşullar olan 1988 kuraklık ve 1993 sel olaylarını Amerika için simüle etmişlerdir. Her iki durumda da toprağın su içeriğinin, yüzeyden olan buharlaşmanın ve konvektif hareketlerin kuraklık ve sel koşullarına olan katkılarını incelemişlerdir. Kurak ve sel periyotlar için elde ettikleri yüzey klimatolojileri gerçeğe oldukça benzerdir.

Günümüz ikliminin simülasyonlarının yanısıra geçmiş ve gelecekteki iklimin simülasyonlarına da bilimsel yazında oldukça yaygın olarak yer verilir. Günümüzden 18 000 yıl önce Bonneville (47 800 km²) ve Lahontan (2500 km²) gölleriyle atmosferin etkileşimi Hostetler ve diğ. (1994) tarafından incelenmiştir. Salt Lake (Bonneville) ve Lahontan günümüzde 62 000 km² ve 14 700 km² alan kaplar. Ocak ve Temmuz aylarındaki simülasyonların sonuçları, büyük ölçekli atmosferik dolaşımların getirdiği nemin bu göllerin su bütçesine katkıda bulunduğunu ve 18 000 yıl önceki atmosfer-göl etkileşiminin bu göllerin büyüklüğünü belirlediğini göstermektedir. Onbinlerce yıl önce göllerin daha geniş bir alanı kaplaması atmosferin genel dolaşım paternlerindeki değişimlerden ve özellikle polar jet akımlarının ve fırtınaların izlediği yolların pozisyonlarındaki değişimlerden dolayıdır. Bonneville ve Lahontan göllerinin

atmosferle etkileşimleri (termal etkiler ve buharlaşma) bu bölgede atmosferdeki su buharının yoğunlaşmasını ve yağışa geçmesini sağlamış veya yağış miktarını arttırmış olabilir. Bonneville gölünün etrafında yüzey sıcaklıkları 1.5°C daha fazla ve Lahontan gölü etrafında düşüktür. Atmosferle göller arasındaki sıcaklık farklılığı gölden olan buharlaşmayı arttırmış ve yağışların daha fazla olmasını sağlamıştır. Orta ölçekte atmosferik dolaşım batılı rüzgarların yönünü değiştirerek göllerden olan nem akısıyla desteklenen atmosferdeki nemin doğuya taşınımını sağlamıştır. Sonuç olarak Lahontan ve Boneville gölleri göl-atmosfer etkileşimleri ile göller civarında Ocak yağışına sırasıyla %15 ve %38 katkıda bulunmuştur (Hostetler ve diğ., 1994).

İnsan etkileri ile atmosferin kompozisyonunun değiştirilmesi atmosferik sera etkisini arttırdığı için küresel iklimi değiştirmektedir. Atmosferdeki sera etkisi gazı olan CO₂'in konsantrasyonunun endüstri devrimi öncesi 1800'lerde 300 ppm değerinden 2004'de 370 ppm'ler civarına eksponansiyel olarak artması, aynı zamanda diğer sera gazlarının emisyonlarındaki artışlar ve buna bağlı olarak da dünya ikliminin ısınma trendi bir çok atmosfer bilimcisini gelecekteki artışlara karşı küresel iklimin cevabını araştırmaya yöneltmiştir. Günümüzde yüzey sıcaklığının son yüzyıl içerisinde 0.3-0.6°C arttığı gözlemlerden hesaplanmıştır (Hansen ve diğ., 1981). Küresel ısınma projeksiyonları, günümüz iklimine kıyasla sera gazlarının sonucu oluşacak antropojenik etkinin 2100 yılında 1°C ile 3.5°C olacağını tahmin etmektedir (Houghton et al. 1996). A2 senaryosuna göre Türkiye ve civarında özellikle Akdeniz kıyıları boyunca ortalama yaz sıcaklıklarında 3.5-4°C civarında artış beklenmekte ve yağışların da kışın Karadeniz kıyıları dışında azalacağı öngörülmektedir. Küresel değişim küresel ortalama etrafında salınan bir çok bölgesel değişimin bir toplamı olacaktır. Bu nedenle bölgesel anlamda değişimlerin açıklanabilmesi büyük önem arzeder. Küresel ölçekte model çalışmaları karbondioksitin 2000'li yıllarda 1880'li yıllardaki değerinin iki katına, dört katına çıkması durumlarını içeren senaryolar için yüzey sıcaklığındaki, yağıştaki, bulutluluktaki değişimleri, buzulların erimesi halinde deniz seviyesindeki değişimleri yani küresel iklim değişimini araştırmışlardır. Elbetteki küresel ölçekteki değişimler lokal olarak çok bilgi verici olmamaktadır. Bazı araştırmacılar karbondioksitin iki katına çıkması durumunda ilgilenilen bölgede lokal iklimin değişimini incelemişlerdir. Marun Ricci ve Giorgi (1992) karbondioksitin iki katına çıkması durumunda Avrupa ve Batı Akdeniz'deki iklim değişimini, Verdecchia ve diğ. (1994) Avrupa'da sıcaklığın günlük salınımını araştırmışlardır. Çalışmalar CO₂ konsantrasyonundaki değişimleri sonucun dünyadaki küresel ısınmanın Akdeniz havzasında yer alan ülkeleri etkileyeceğini göstermektedir. Bu nedenle dünyanın ısınma trendinin Türkiye üzerindeki iklimi nasıl etkileyeceği problemi önemlidir. Global iklim projeksiyonlarının Türkiye coğrafyası gibi son derece değişken topoğrafya, kıyısız zonlar ve bitki örtüsüne sahip bir bölgede daha küçük rezolüsyonda tespiti, adaptasyon çalışmaları ve alınacak önlemler için stratejilerin

belirlenmesinde önem arz etmektedir. Zira iklim değişimi tarım, su kaynakları, sağlık ve turizm alanları gibi sektörlerde anlamlı etkiler yaratabilir.

Bu proje kapsamında Türkiye ve civarını kaplayan bir bölge üzerinde 3 farklı 30 yıllık simülasyon yapılmıştır. Bölgesel modelin iklimsel ortalamalarını en iyi çözümleyebileceği optimum konfigürasyonun belirlenmesi önemlidir. Bu nedenle bölgesel modelin değişik konfigürasyonlarda ürettiği çözümler irdelenmiştir, kısacası duyarlılık deneyleri yapılmıştır. Model tanıtımı ve farklı rezolüsyonlar ve fiziksel parameterizasyonlar için ürettiği çözümler Bölüm 2 de sunulmuştur. Model seçimi konusunda bilimsel yazın incelenmiş, RegCM3 sınırlı alan modelinin böyle bir çalışma için uygun olduğuna karar verilmiş ve bu çalışmada kullanılmıştır. Gözlem verilerinin 1970-2000 yılları arasındaki ortalama koşulları Bölüm 3 de verilmiş ve Türkiye yi etkileyen akımlar ile ilişkisi tartışılmıştır.

Modelin, gerçek atmosfer verisinin yanal ve başlangıç sınır koşulları olarak kullanılması durumunda ürettiği çözümler gerçek veri ile karşılaştırılmıştır. Bu amaçla günde 4 kez (06, 12,18, 24 saatlerine karşı gelen) 6 saatlik veri seti olan ERA40 veri seti kullanılmıştır. Çalışma 1971 ile 2000 yılları arası için gerçekleştirilmiştir. Birinci 30 yıllık simülasyon, mükemmel sınır koşulları (gözlem verisi) altında üretilmiştir ve simülasyonların ortalama atmosfer koşullarını oldukça iyi ortaya koyması, gelecek çalışmaları için bu modelin kullanımı konusunda güveni arttırmıştır. İkinci 30 yıllık simülasyon, yine aynı periyoda (1971-2000) karşı gelecek şekilde ECHAM Küresel İklim modelinin sonuçlarını sınır koşulları olarak kullanarak gerçekleştirilmiştir ve referans simülasyonları (RF) olarak adlandırılmıştır.. Simülasyon sonuçlarının ilk 30 yıllık sonuçlarla karşılaştırılması Bölüm 4’de yer almaktadır. Son olarak Hadley Küresel İklim modelinin SRES A1B senaryosu altında ürettiği gelecek iklim simülasyonu sonuçları 2010-2040 yılları arası için Türkiye ve civarı gelecek ikliminin tahmini için kullanılmıştır. Sonuçlar Bölüm 5’de sunulmaktadır.

BÖLÜM 2

2 DUYARLILIK ANALİZLERİ

2.1 BÖLGESEL İKLİM MODELLERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI

Her modelin duyarlılığı farklılık gösterdiğinden modellerin karşılaştırılması hangi koşullarda hangi modelin daha iyi simülasyonlar verebildiğinin belirlenmesi için önemlidir. Bu amaçla yapılan çalışmalardan en geniş kapsamlısı “Bölgesel İklim Simülasyonlarının Karşılaştırılması Projesi (Project to Intercompare Regional Climate Simulations, PIRCS)” başlıklı projedir. Bu çalışmada sekiz ayrı bölgesel iklim modelinin 1988 yılında Amerika Birleşik Devletlerinin orta bölümünde meydana gelen kuraklık tahminleri karşılaştırılmıştır. Projedeki modellerin simülasyonları hem birbirleriyle hem de gözlemlerle karşılaştırılmıştır. Proje sonucunda modellerin yağış simülasyonlarının dinamik zorlamaların ölçeklerine göre çeşitlilik gösterdiği belirlenmiştir. Modeller arasında Bowen oranındaki farklar maksimum ve minimum sıcaklıklarla ilişkilendirilmiştir.

Deney zamanı olarak yaz ayı seçilmiştir (15 Mayıs-15 Temmuz). Bunun nedeni büyük ölçekteki sirkülasyonların yazın daha zayıf olmasıdır. Zira yazın yerel mezoölçekteki sirkülasyon bölgesel iklim üzerinde daha büyük rol oynar. Bu ise modellerin yanal sınırlardaki global zorlamaların etkisiyle bölgesel iklimi simüle etmesinden çok kendi iç dinamik ve fizik yapısını kullanarak bölgesel iklimin simülasyonunu gerektirir ki bu da modellerin karşılaştırılması için oldukça önemlidir. Ayrıca 15 Mayıs-15 Temmuz, 1988 gibi orta Amerika’da kurak bir periodun seçilmesi bölge üzerindeki sonuçlarda konvektif parametrisasyonun etkisini minimum yaptığından modellerin kullandıkları konvektif parametrisasyonun etkisinin de küçük olmasını sağlamaktadır. Ayrıca seçilen period modellerin ekstrem koşullardaki performansını göstermek için de oldukça uygun bir zaman dilimidir. Bölgenin seçilme sebebi bu bölgedeki orta-ölçek

özelliklerin varlığı ve model simülasyonlarının global modeldekinden farklı olarak yerel özellikleri yakalayabilme özelliğinin araştırılması içindir. Ayrıca bölgenin yoğun meteorolojik veri gözlem ağı ile örülü olması model performanslarının ölçülmesi bakımından da önemlidir (Takle ve diğ., 1999).

Projedeki modeller **RSM-NCEP, RSM-Scripps, MM-5, RegCM2, DARLAM, HIRHAM4, ClimRAMS, ISU RAMS** şeklindedir. Modellerin herbiri farklı grid yapısına, çözünürlüğe, basınç seviyelerine, dinamik denklemlere, konveksiyon şemasına ve yanal sınır koşulların modele giriş tekniğine sahiptir (Takle ve diğ., 1999).

500 hPa yükseklik alanları için iki farklı istatistik yöntem kullanılarak model sonuçları ve reanalizler karşılaştırılmıştır. Genel olarak sınır şartlarına uygulanan reanaliz verileri yukarı seviye jeopotansiyel yükseklik değişimlerini temsil etmekte yeterli bulunmuştur. Bütün modeller 500 hPa seviyesindeki zamansal değişimi iyi simule etmişlerdir. Ayrıca modeller fırtına izleri gibi genel paternleri oldukça iyi yansıtmışlardır (Takle ve diğ., 1999).

Başlangıç koşullarındaki en büyük problem daha önce de bahsedildiği gibi toprak nemidir. Çünkü toprak nemi düzenli olarak ölçülen bir değişken değildir. Sadece dolaylı yoldan tahmin edilmektedir. Bu yüzden toprak nemi için modelin dengelenme süresinin haftalar hatta aylar alması mümkün olmaktadır. Bu nedenle modellerin koşturulma periyodu iki ay olarak seçilmiştir (Takle ve diğ., 1999).

Tablo 2.1. *Dinamik*: HYD (Hidrostatik); NON (Hidrostatik değil). ***Grid Tipi*:** MER (Merkator; Enlem-Boylam); PS (Polar Stereografik); LB (Lambert Benzeşimi). ***Konveksiyon Modeli*:** A-S (Arakawa-Shubert[1974]); Grell (Grell [1993]); MF (Mass Flux Modeli, Tiedtke[1989]); K-A (Kuo [1974]). ***Yanal Sınır Koşullar*:** LIN (Bölgenin merkezine doğru lineer azalma); EXP (Eksponansiyel azalma); PAR (Parabolik azalma).

Model	Grid	Seviye	Dinamik	Konveksiyon Modeli	Yanal Sınır Şartları	Referans
RSM-NCEP	PS	28	HYD	Grell	EXP/10	Juang et al. [1997]
RSM-Scripps	MER	28	HYD	A-S	EXP/10	Juang et Kanamitsu [1997]
MM5	LC	32	NON	Grell	LIN/4	Grell et al. [1993], Lakhtakia and Warner [1994]
RegCM2	LC	14	HYD	Grell	EXP/10	Giorgi et al. [1993a,b], Giorgi et al. [1996]
DARLAM	PS	18	HYD	Modifiye A-S	EXP/9	McGregor et al. [1993], McGregor and Walsh [1994]
HIRHAM4	MER	19	HYD	MF	EXP/10	Christensen et al. [1997]
ClimRAMS	PS	20	NON	K-A	PAR/10	Pielke et al. [1992]
ISU RAMS	PS	24	NON	K-A	PAR/8	Pielke et al. [1992]

Yağış simülasyonlarının değerlendirilmesinde Amerikan Ulusal İklimsel Veri Merkezinin verileri kullanılmıştır (NCDC, National Climatic Data Center). Bu veriler Kanada, Meksika ve

okyanus üzerini kapsamamaktadır. Modellerin zamansal ortalama yağış miktarı genel olarak 1988 gözlemlerine yakındır. Modeller ABD'nin çeşitli bölgeleri için hemen hemen aynı sonuçları vermiştir. Bütün modellerin hesapladıkları yağış değerleri yersel anlamda birbirinden farklıdır. Bununla birlikte modeller sinoptik zorlama ile oluşan yağışların genel frekansını yakalamışlardır. Hidrolojik etütler için oldukça önemli bir sonuç ise bütün modellerin kuru periodu kabul edilebilir ölçülerde tahmin ettiğidir. Kuzey Batı Pasifik Bölgesi için bütün modeller de yağışın zamansal trendi iyi simüle edilmişken yağış değeri tahmininde başarı sağlanamamıştır. Diğer bölgeler için de durum farklı değildir (Takle ve diğ., 1999).

Orta-ölçek dolaşım belirlenirken modeller tarafından üretilen akış alanlarının yerel özelliklerini değerlendirmek için daha önce denenmiş bir filtreleme kullanılmıştır. Rüzgar vektörünün yerel uzaysal ortalaması belli bir kutu içindeki noktalar için hesaplanarak, bu değer model rüzgar vektöründen çıkartılmış ve yerel bir nokta için mezo-ölçek rüzgar vektörü hareketini elde edilmiştir. Bütün modeller mezo-ölçek hareketlenmeyi ve kuzeydeki yağışla ilişkili kararsızlığı ayrıca güneydeki sakin şartları göstermiştir.

Bunlara ek olarak bu projede büyük-ölçek yanal zorlama, yüzey enerji akıları ve nem akıları gibi iklim paternleri için önem arzeden yüzey akıları incelenmiştir. Bu değişkenler düzenli olarak ölçülmediği için uydular gözlem verilerinden yararlanılmıştır. Ortalama günlük döngünün belirlenmesinde 3 farklı yüzey akısı kullanılmıştır. Bunlar kısa dalgaboylu radyasyon, gizli ısı ve hissedilir ısıdır. Kısa dalgaboylu radyasyon yeryüzeyi için birincil enerji girdisidir. Diğer tarafta gizli ve hissedilir ısı atmosferin yüzeyden aldığı net enerjiyi temsil eder. Uydu verilerindeki bazı kaba yaklaşımlar (ölçümler) hatalar doğurabilmektedir. Ama verilerin doğru olduğu kabulü altında modeller gizli ve hissedilir ısıyı oldukça iyi bir şekilde simule etmişlerdir.

Yüzey-atmosfer etkileşiminin ve sinoptik dalgalanmaların önemli sonucu olarak günlük maksimum ve minimum sıcaklıklar değişkenlik gösterir. Günlük maksimum sıcaklık için modeller, taraflıda olsa (pozitif veya negatif bias) gözlenmiş sinoptik değişimi izlemektedir. Maksimum sıcaklıktaki yanlılık (bias) modelin gün ortasındaki Bowen oranıyla ilişkilidir. En soğuk maksimum sıcaklık MM5-BATS ve HiRHAM modellerinde en küçük Bowen oranı ile birlikte oluşmuş, en sıcak maksimum sıcaklık ise DARLAM'da en büyük Bowen oranında oluşmuştur. Maksimum sıcaklıktaki değişimler büyük ölçekli hareketlerin kontrolü altındaki sinoptik akımların ve yüzey enerji dengesinin yerel etkilerini birlikte göstermektedir. Model sonuçlarıyla gözlenmiş değerler arasındaki fark minimum sıcaklıklarda maksimum sıcaklıklara göre daha küçüktür. Karşılaştırılan bölgesel iklim modellerindeki genel davranış, günlük minimum sıcaklığın maksimuma göre daha tutarlı simülasyonudur.

Sınırlı alan modellerinin yanal sınırlardaki büyük-ölçek hareketlerce zorlanması meteorolojik alanların geniş zamansal ve uzaysal karakteristiklerinin 1988 kuraklığı boyunca yeniden üretilmesine olanak sağlamıştır. Modeller yağış dışındaki değişkenleri iyi simüle etmişlerdir. Yağış simülasyonlarındaki hata dinamik zorlamayla ilgili ölçeğe bağlı olarak çeşitlilik göstermiştir.

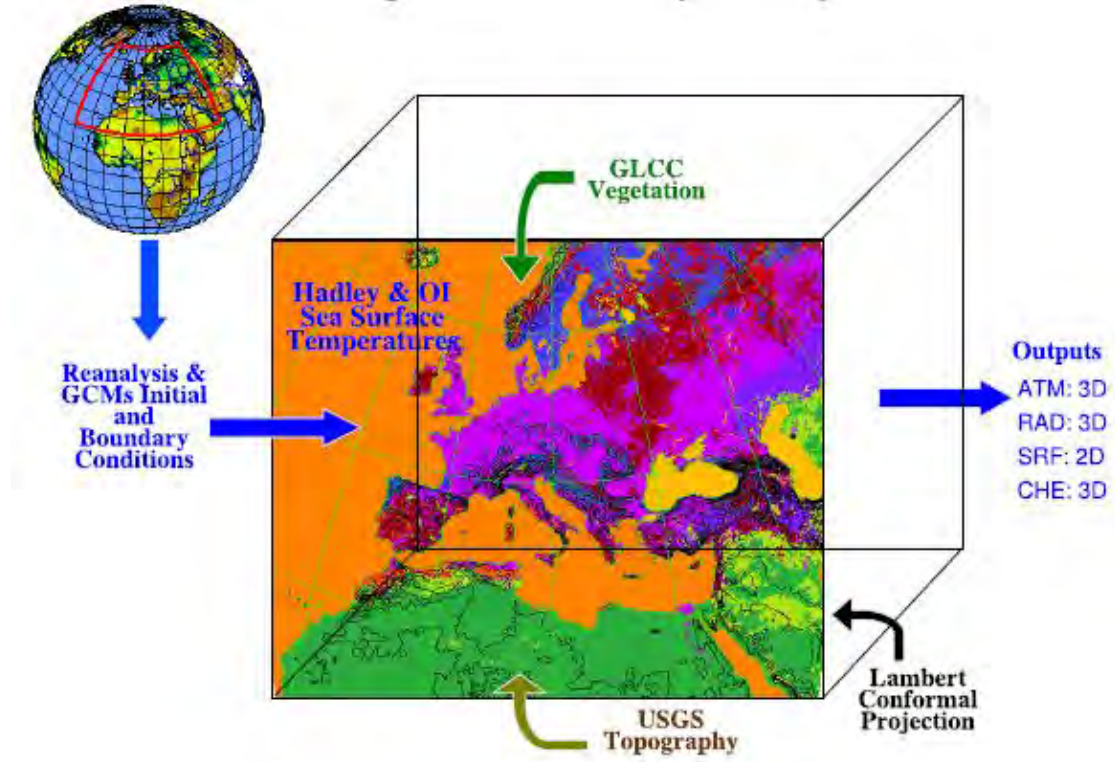
Modeller arasında bazı ortak güçlü ve zayıf taraflar mevcuttur. Ama bütün karşılaştırmalar sonucunda hiçbir model tek başına öne çıkmamıştır. Her modelin kendine özgü zayıf ve güçlü yönleri vardır. Modeller tarım, insan sağlığı ve su kaynakları gibi alanlardaki iklim değişikliği etkisini tayin etme de sağladıkları bilgilerin kullanılabilirliğine göre değerlendirilmelidir (Takle, ve diğ., 1999).

Bu projede RegCM3 modeli Türkiye GAP bölgesinin Türkiye iklimine etkisini irdelemek için bir yıllık bir süre için çalıştırılmış ve sınanmıştır. Her ne kadar simülasyon periyodunun kısa olmasına karşın duyarlılık deneyleri oldukça başarılıdır (Önol 2001 ve Ünal ve diğ. 2001). Bu nedenle bu projede performansı Türkiye coğrafyasında sınanmış olan RegCM3 bölgesel iklim modeli sınırlı alan modeli olarak tercih edilmiştir.

2.2 BÖLGESEL İKLİM MODELİ (REGCM3)

Bölgesel iklim modeli RegCM3 Abdus Salam Teorik Fizik Uluslararası Merkezi (ICTP) tarafından dağıtılmakta ve geliştirilmektedir. Farklı bir çok ülkede iklim modellemesinde kullanılmaktadır. İlk versiyonu Atmosfer Araştırmaları Ulusal Merkezi (NCAR) tarafından geliştirilmiştir. Model fiziğindeki ana gelişme 2. versiyonunda ortaya çıkmıştır. Radiatif transfer paketi, konvektif parameterizasyon ve eksplisit bulut ve yağış şeması güncellenmiştir. Son versiyonunda yağış fiziği, yüzey fiziği, atmosfer kimyası ve aerosoller geliştirilmiştir. Yeni versiyonuna büyük ölçek bulut ve yağış, kümülüs konvektif şeması ve okyanus yüzey akıları parameterizasyonu eklenmiştir.

Modelin şematik yapısı Şekil 2.1’de gösterilmektedir. Model çalıştırılmadan önce izlenmesi gereken iki adım vardır. Birincisi model alanının topoğrafyasının ve arazi kullanımının RegCM3 gridlerinde belirlenmesidir. RegCM3 Global Land Cover Characterization (GLCC) veri setini kullanır. 20 arazi çeşidi mevcuttur. Yükselti için 60, 30, 10, 5, 3, ve 2 dakika rezolüsyonlu United States Geological Survey (USGS GTOPO-30) verisi mevcuttur. İkinci adım başlangıç ve sınır koşullarının belirlenmesidir. Denzi yüzey sıcaklıkları, re-analiz verileri veya genel dolaşım model verileri model gridlerine interpolate edilir. RegCM3 model çıktıları temel olarak dört ana grupta yer alır: atmosfer, radyasyon, yüzey ve kimya değişkenleri.



Şekil.2.1. RegCM3'ün şematik gösterimi (Önol, 2007)

2.3 MODEL KONFIGURASYONUNUN BELİRLENMESİ

Bölgesel model deneyi yapılırken, model alanı ve çözünürlüğün seçimi çok önemlidir. Genel olarak verilen model içindeki çözümler, bölgenin konumuyla birlikte yanal alanlara, model alanının büyüklüğüne ve çözünürlüğe göre değişir. Temel olarak daha küçük bir model alanı ve daha kapalı bir bölge, yanal sınır alanlarının model sonuçlarını etkilemesi bakımından daha fazla yaptırıma sahiptir. Genellikle model alanının ve yatay çözünürlüğün seçimi fiziksel yeterlilik ve hesaplama olanakları arasındaki uygunluğa bağlı olarak belirlenir. Model alanı, orta ölçek dolaşımlarının gelişimine ve model içinde bölgesel zorlamaların bulunmasına izin verecek kadar geniş olmalıdır. Model çözünürlüğü ise ölçek ve çeşitli zorlamaların etkilerini (topografya vs.) yakalayacak kadar iyi olmalıdır. Tabii bununla birlikte daha fazla büyütülen model alanı ve çözünürlükteki simülasyonların başarısı için hesaplama olanaklarının da artırılması gerekmektedir. Çözünürlükteki ve model alanındaki değişiklikler hesaplama zamanını da değiştirecektir. Bu değişim ise kesinlikle lineer olmayacaktır. Çünkü çözünürlükteki değişim grid sayısını arttıracak, bu artıma modelin zaman adımlarının azaltılmasını da eklersek, yatay ve düşeydeki hesaplamaların ne kadar üst seviyeye çıkacağı kabaca tahmin edilebilecektir. Bu yüzden model alanı ve çözünürlüklerin seçiminde hesap olanaklarımızı da gözönünde bulundurmamız gerekir. Bölgesel model alanının seçilmesi için genel bir kriter belirlemek zordur. Bunun sebebi seçilen alanın bölgeye ve yapılacak deneyin içeriğine göre değişmesidir. Yapılan deneyin amacına göre bölgeyi etkileyen meteorolojik faktörler (jet

streamler,fırtına evrimleri, hakim rüzgarlar) gözönünde bulundurularak seçilecek model alanı belirlenir.

Model alanı ilgilendiğimiz bölge üzerindeki iklimi doğrudan etkileyen bütün zorlamaları ve dolaşımları içine alacak şekilde bölgeyi çevrelemelidir. Başka tavsiye edilen bir konu ise, model alanı sınırlarının karmaşık topografya üzerinde olmamasına dikkat edilmesidir. Bu durum sonucunda oluşan uyumsuzluklar önemli gürültülere sebep olabilirler.

Genel olarak yanal sınırların seçiminde okyanus ve deniz yüzeyleri karalara tercih edilir. Böylece bu sınırlar yakınlarında olası gerçek dışı yüzey enerji bütçesi değerlerinin etkilerinden kaçınılmış olunur. Yanal sınırlar yakınlarındaki yüzey enerji bütçesini etkileyen önemli bir faktör de bulut oluşumudur. Bu durum özellikle açık bulut mikrofiziği modelleri kullanıldığında ortaya çıkar. Bir diğer faktör ise yanal sınırlar yakınlarında sahte yağış alanları oluşumudur.

Model çözünürlüğünün seçiminde şu üç kriter izlenmelidir: Birincisi, çözünürlük ilgilenilen zorlamaların ölçeğini yakalayacak kadar iyi olmalıdır. İkincisi, model çözünürlüğü özel uygulamalar için kullanışlı bilgi sağlayabilmelidir. Örnek olarak, geniş bir akarsu havzasındaki bir hidrolojik çevrim çalışması, bölgedeki tarım alanları için gerekli topografik etkileri gösterebilmelidir. Üçüncü olarak da, model çözünürlüğü ilgilendiğimiz hareketlerin ölçeklerini yakalayabilmelidir. Örnek olarak, sinoptik bir sistem için 100-1000 km; daha küçük bir deniz esintisi için ise 10-100 km olabilir.

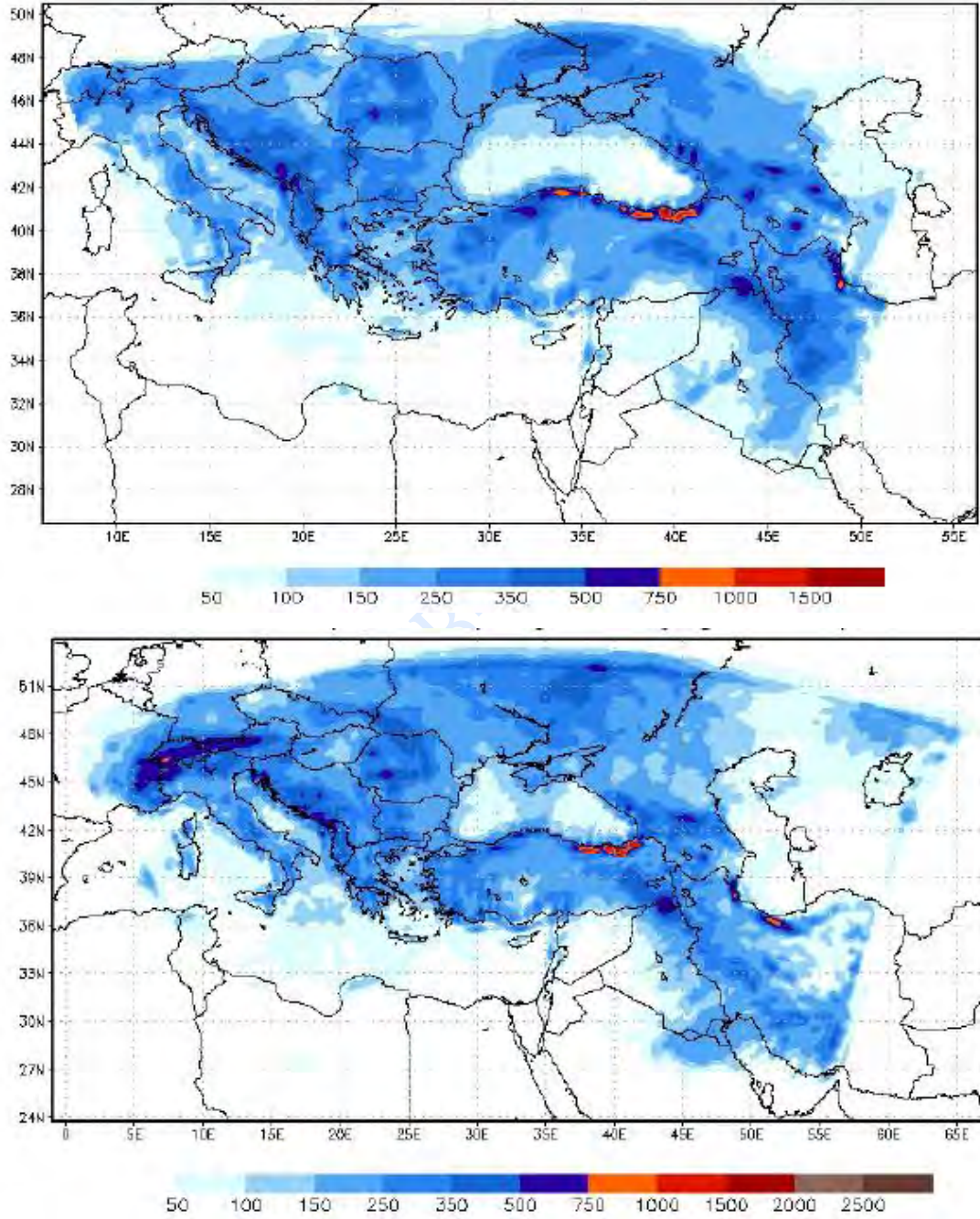
Model çözünürlüğünün belirlenmesinde rol oynayan diğer bir faktör de fiziksel ve dinamik parametrisasyon uygunluğudur. Farklı fiziksel alt modellerin gelişimi, ölçeklerin de ona göre değişim göstermesini gerektirmektedir. Bütün bu faktörlerin gözönünde bulundurulması sonucunda seçilecek olan model alanı ve çözünürlük sayesinde, model sonuçları bize daha iyi cevap verecektir (Giorgi,1999).

2.4 TOPOĞRAFYA VE YÜZEY KOŞULLARI

Topoğrafya ve yüzey koşulları modelin bölgesel özelliklerinin ortaya çıkarılması açısından çok önemlidir. Topoğrafyadaki değişiklikler bölge ikliminin belirlenmesinde önemli rol oynarlar. Sıcaklığın ve yağışın değişkenlik göstermesinde topoğrafyanın belirleyici bir etkisi vardır. Yüzey koşulları için de aynı şeylerden bahsedebiliriz; yüzeyi kurak bir bölge ile nemli bir bölge arasındaki radyasyon dengesi, albedo ve buharlaşma gibi birçok değişik faktörün farklılığı gözlenebilir. Tabii bu farklılıklar da, iklimin değişiminde çeşitli katkılar yaparlar.

Model alanının seçimi içsel ve dışsal zorlamalara modelin hassasiyetini etkiler. Orta ölçekteki hareketlerin gelişimi bölgesel iklim için son derece önemlidir ve bölgesel ölçekteki zorlamalar model alanını belirlerken gözönüne alınmalıdır. Bu proje kapsamında temel olarak iki model alanı test edilmiştir. Her iki model alanında kullanılan rezolüsyon 30km'dir ve her iki modelde de aynı fizik opsiyonları kullanılmıştır. Özellikle ilkbahar mevsiminin seçilmesinin nedeni büyük ölçek ve orta

ölçekte meydana gelen atmosferik hareketlerin birlikte bu mevsimde aktif olmalarıdır. Şekil 2.2 ilkbahar mevsimindeki yağışları seçilen biri büyük diğeri küçük iki model bölgesi için göstermektedir. Büyük model bölgesi doğu batı yönünde Aral Deniz’inden Alp dağlarına, kuzey güney yönünde Ukrayna’dan Basra Körfezi’ne kadar uzanmaktadır. Küçük model bölgesi ise Türkiye’yi merkez alan doğu batı kuzey ve güney yönlerinde daraltılmış bir bölgedir.



Şekil.2.2. 1995 yılıdaki ilkbahar mevsimindeki toplam yağış. Aşağıdaki büyük bölge, yukarıdaki küçük bölge.

İki bölge simülasyonu arasındaki yağış alanındaki temel fark küçük model bölgesinde Zagros ve Alp dağlarının içerilmemesi nedeniyledir. Buna ek olarak Karadeniz’de Küre dağları üzerinde de anlamlı farklılıklar olduğu gözlenmiştir. Büyük model alanının kuzey sınırı yakınındaki yağış fazlalığı Küre dağları üzerinde elde edilen yağış farkına neden olmuş olabilir. Zira bölgeye nem girişinin büyük bir kısmı model bölgesinin kuzey ve batısından olmaktadır. Bu küçük farklara rağmen her iki bölge için yağış paterni ve miktarları oldukça benzerdir. Bu nedenle hesaplama zamanındaki hız da düşünülerek bu projede küçük bölgenin uygun olacağına karar verilmiştir.

2.5 MODEL REZOLÜSYONU

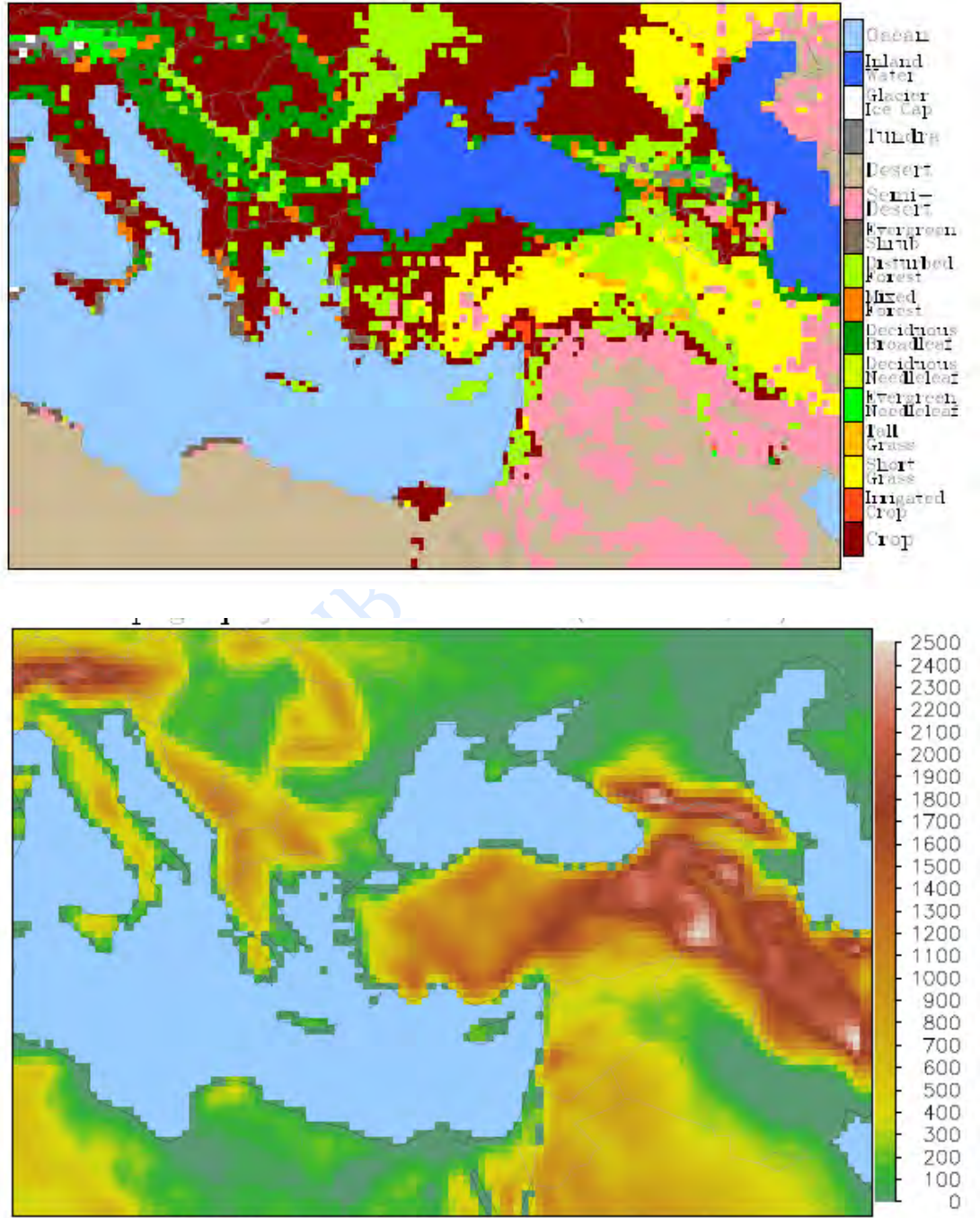
Model 15km, 30 km ve 60 km rezolüsyonlar için test edilmiştir. 30km rezolüsyon ile yapılan benzeşimin 60 km rezolüsyona göre yağış alanını daha iyi simüle ettiği görülmüştür. 60 km’lik rezolüsyonun detaylı yağış paternini vermediği tespit edilmiştir. 15 km’lik rezolüsyon 30 km’ye göre daha detaylı bir yağış paterni vermiştir. Fakat model sonuçlarının doğruluğunun tespiti küresel gözlem verilerinin rezolüsyonunun bu ölçekte olmaması nedeniyle oldukça zordur. TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) veri seti yüksek çözünürlüğe sahip olsa da tropikal bölgeleri gözlemek için başlatılan bir proje olduğundan orta enlemler için doğruluğu üzerinde yeterince çalışma mevcut değildir. İstasyon gözlemlerine dayanan CRU veri seti yaklaşık 55 km (0.5°x0.5°) rezolüsyona sahiptir. Bu veri seti de dağlık alanları yeterince doğru ifade edememektedir. Bu nedenle dağlık bölgelerde tespit edilen pozitif bayesin gözlem veri temsiliyeti ile ilişkili olduğuna inanıyoruz. Yağışın şiddeti ve paterni gözönüne alındığında 30 km’lik benzeşimin 15 km’lik benzeşime göre daha az bayes içerdiği tespit edilmiştir. Ayrıca 15 km’lik rezolüsyon kullanımı hesaplama zamanının uzamasına neden olacaktır. Bütün bu duyarlılık analiz sonuçları 30 km’lik rezolüsyon ile projedeki benzeşimlere devam edilmesine karar verilmiştir.

Seçilen model alanı (28°N-50°N ve 10°E-50°E) oldukça kompleks bir topoğrafyaya sahiptir. Bu nedenle bölgesel iklim modelleri ile yüksek çözünürlükte yapılan benzeşimler topoğrafya ve arazi kullanımının iklime etkisini ortaya koymak için önemlidir. Şekil 2.3 seçilen model bölgesi için 30 km rezolüsyonla topoğrafya ve arazi kullanımını göstermektedir.

2.6 KÜMÜLÜS VE KONVEKTİF KAPAMA ŞEMALARI

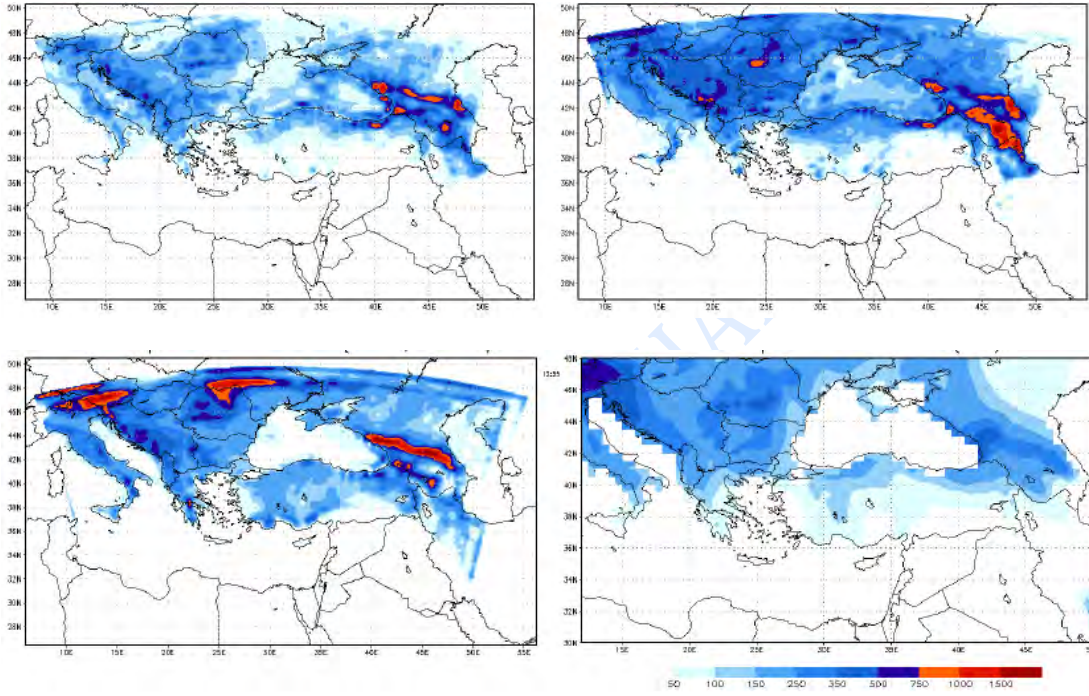
Kümüls ve konvektif kapama şemaları belirlenen bölge ve rezolüsyon için test edilmiştir. Kümüls şeması olarak Kua, Grell ve Emanuel şemaları 1995 yılı tüm mevsimleri için denenmiştir. Bütün bu benzeşimler sonucunda büyük ölçek yağış şemasının baskın olmasından dolayı kümüls yağışlarının katkısının toplam yağışa ilkbahar ve yaz boyunca %50’den az olduğu

tespit edilmiştir. Bunun yanısıra Emanuel şeması dağlık bölgelerde Grell şemasından çok daha fazla yağışa neden olmaktadır. Şekil 2.4 konvektif şemaların 1995 yazı için benzeşimlerini göstermektedir. Emanuel şemasıyla elde edilen yağış benzeşiminde sınırlar yakınındaki buffer zonunda ekstrem yağışlar görülmektedir. Bu şema daha çok tropikler ve alt-tropikler için daha makul sonuçlar vermektedir.



Şekil 2.3. Seçilen model bölgesi için 30 km'lik rezolüsyonla arazi kullanımı (yukarıdaki) ve yükselti (aşağıdaki)

RegCM3'de Grell şeması iki opsiyona sahiptir. Arakawa-Schubert (AS) şeması Fritsch-Chappell şemasına göre daha az yağışa neden olur. Fakat AS şeması gözlemlerde daha uyumludur. Bütün şemalar Kafkas dağları ile Doğu Karadeniz dağları üzerinde bayes göstermektedir. Bunu azaltmak için Grell parametrelerinde küçük değişimler yapılmıştır. Fakat sonuçlarda ciddi bir değişim gözlenmemiştir. Bu pozitif bayes her mevsimde mevcuttur.



Şekil 2.4. 1995 yaz mevsimi için konvektif şemaların karşılaştırması. Arakawa-Schubert kapamalı Grell şeması (üst-sol), Fritsch-Chappell kapamalı Grell şeması (üst-sağ), Emanuel Şeması (aşağı-sol) ve gözlemler (CRU veri seti, aşağı-sağ).

RegCM3 genel olarak Karadeniz kıyısı boyunca yağışlarda problemlidir. Kaçkar dağları ve Kafkas dağları civarında kıyı boyunca bu problem daha belirgindir. Model bu keskin topoğrafik değişimleri çözümleyememektedir. Bu problem başka çalışmalarda da ortaya çıkmaktadır. Sonuç olarak En iyi performansı veren Arakawa-Schuber kapamalı Grell kümülüs şeması bu projedeki benzeşimlerde kullanılacaktır.

BÖLÜM 3

3 MÜKEMMEL SINIR KOŞULLARI VE BÖLGE İKLİMİ

3.1 NCEP VERİ SETİ

NCEP ve NCAR birlikte Reanaliz Veri Projesinde İklim Veri Asimilasyon Sistem Projesi altında 1991 yılında çalışmaya başlamışlardır. NCEP/NCAR Reanaliz projesi ile karalar üzerindeki gözlemler , gemilerde yapılan gözlemler, radyozonde ile yapılan yukarı seviye gözlemleri, uçaklarla elde edilen gözlemler, uydularla yapılan gözlemler, ve ayrıca Yaygın Okyanus Atmosfer Veri Seti (COADS) gözlemleri derlenerek, veri kalitesi gözden geçirildikten sonra veri asimilasyon sistemi kullanılarak küresel veriler elde edilir. Reanaliz yatayda 209 km'lik çözünürlük ve 5 seviyesi sınır tabaka içinde, 7 seviyesi 100 hPa yakınında olmak üzere toplam 28 seviye içeren T62küresel spektral model kullanılarak elde edilir.

Reanaliz verileri 1948'den günümüze kadar mevcuttur. Günlük veriler 0Z, 06Z, 12Z ve 18Z saatlerinde verilir. Bu çalışmada basınç seviye verileri kullanılmıştır. Veriler enlem ve boylamlarda 2.5 derecelik çözünürlüğe sahiptir ve 90°S-90°N enlemleri, 0°E ve 357.5°E boylamları arasındadır. Zamanda 6 saatlik çözünürlüğe sahiptir. Tanımlı basınç seviyeleri 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 ve 10hPa'dır. Model simülasyonlarında başlangıç ve sınır koşullarını oluşturmak için her basınç seviyesindeki jeopotansiyel yükseklik, sıcaklık, özgül nem, meridyonal, zonal ve düşey rüzgar bileşenleri, deniz seviyesi basıncı verileri kullanılmıştır

(<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>).

3.2 BÖLGESEL KLİMATOLOJİK KOŞULLAR

Bir bölgenin ikliminde yerel coğrafik koşullar (dağlık alanlar, denize yakınlık) son derece etkindir. Her ne kadar yerel yüzey koşulları çok fazla değişmese dahi baskın büyük ölçek paternlerdeki değişimler bölgedeki hakim iklimsel koşulları değiştirebilir. İklim sisteminin çok boyutlu olması atmosferik sirkülasyon ile yüzey iklim parametreleri arasındaki karşılıklı etkileşime neden olur. Atmosferik sirkülasyon daimi ve gezici basınç sistemlerinin oluşumunu sağlar. Bu basınç sistemlerinin yerel topoğrafya ile etkileşimi ise günlük ve mevsimsel hava koşullarını ve böylece bölgesel iklimleri şekillenmesini sağlar (Barry ve Chorley, 1999). Bu çalışmada ilgilenilen Akdeniz havzasının yer aldığı bölge subtropik ve orta enlem zonu arasında yer alır. Bu nedenle yerel iklimler hem ekvatoryal hem de orta enlemlerdeki zorlamaların etkisi altındadır. Bunun yanı sıra kara-deniz etkileşimi ve topoğrafyadaki keskin değişimler yerel iklimlerin farklılık göstermesine neden olur.

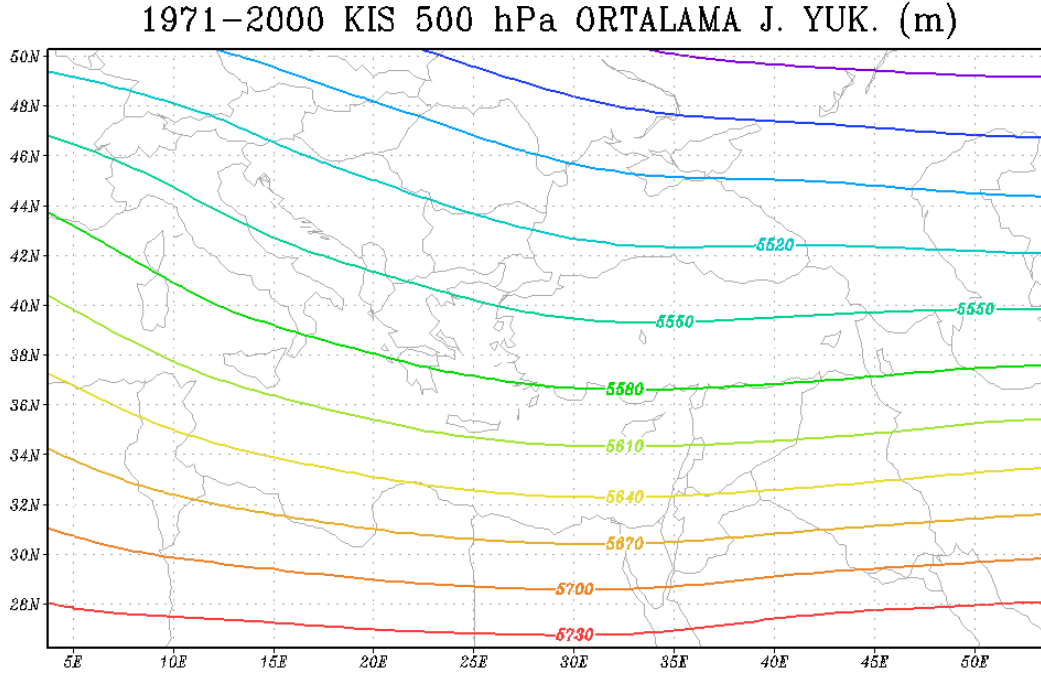
İncelenen bölge, orta enlemlerde yer alması ve coğrafi anlamda çeşitlilikler göstermesi nedeniyle herhangi bir hava kütesinin kaynak bölgesi değildir. Ancak çok farklı karakteristiklerde hava kütlelerinin geçiş bölgesinde yer almakta, mevsimsel döngüler ve sinoptik ölçekli hareketler doğrultusunda Tropikal, Polar, zaman zaman da Arktik hava kütlelerinin etkin olduğu bir alan olma özelliği taşımaktadır. Mevsimsel ve aylık bazda sinoptik hareketlerin incelenmesi, sinoptik sistemlerin iklim ile ilişkilendirilmesi bu anlamda önemlidir. Bu bölümde 1971-2000 yılları arasındaki NCEP reanaliz verilerinden bölgenin ortalama koşulları elde edilmiştir. 500hPa, 850hPa, 1000 hPa ve yer seviyesinin ortalama koşulları mevsimsel bazda irdelenmiştir. Aylık ortalamalara ait haritalar Ek A'da yer almaktadır.

3.2.1 500 HPA SEVİYESİ

500 hPa seviyesi, yerden yeterince uzak yani yerel topoğrafyanın etkilerini direk içermeyen ve kısa ve uzun dalga bozunumlarının etkileşiminin gerçekleştiği, buna bağlı olarak yer ve yukarı seviye arasındaki düşey sirkülasyonun tetiklendiği seviye olarak tanımlanır. Troposferin orta seviyesine karşılık geldiğinden, troposferik sirkülasyonun ve sinoptik hareketlerin genel bir göstergesi olarak kabul edilir.

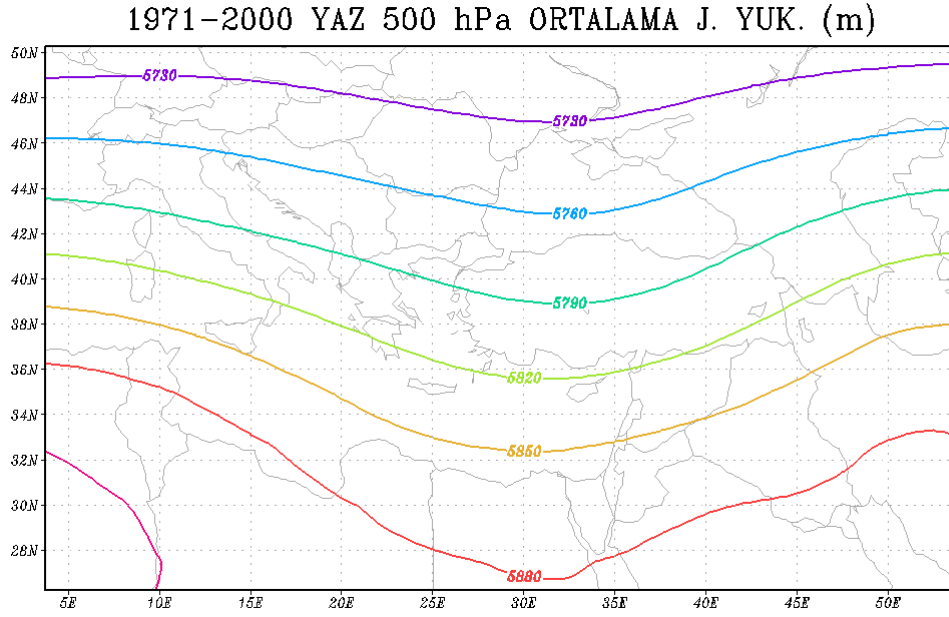
Bu çalışmada bu seviyenin bölgenin iklimi üzerindeki etkisini incelemek için NCEP reanaliz 500hPa jeopotansiyel yüksekliklerinin 1971-2000 yıllarına ait aylık ve mevsimsel ortalamaları hesaplanmıştır. Aylık ortalamaları gösteren haritalar Ek-A'da yer almaktadır. Yıllık ortalama jeopotansiyel yüksekliklere bakıldığında genel olarak enlemlere paralel bir yapı gözlenmektedir. Bahsedilen paralellik bu seviyedeki dalgaların zonal hareketini işaret eder, ancak mevsimlere bağlı olarak akış paterninde de bazı farklılıklar mevcuttur. Mevsimsel

jeopotansiyel yükseklik değerleri arasında büyüklük olarak önemli farklılıklar görülmektedir. Örneğin kışın Anadolu üzerinden 555 dam'lık jeopotansiyel yükseklik konturu geçmekte, yazın ise aynı bölgede 579 dam'lık kontur görülmektedir.

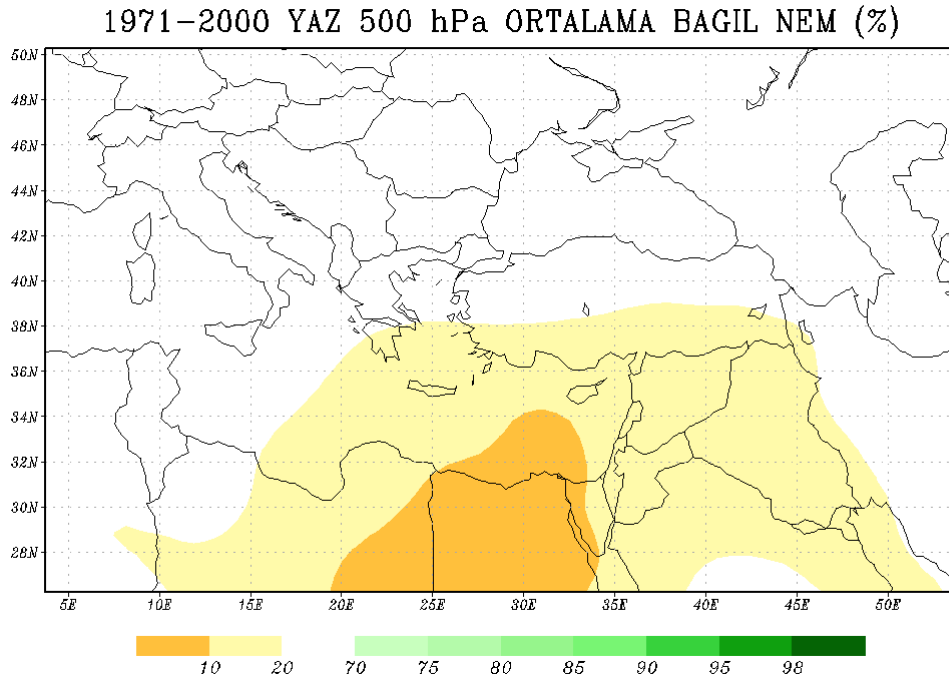


Şekil 3.1. 1971-2000 yılları arası 500 hPa seviyesinin kış aylarında ortalama jeopotansiyel yüksekliği (m).

Bu bilgi doğrultusunda genel olarak yaz aylarında tropikal, kış aylarında polar hava kütlelerinin daha sıkça etkin olduğu söylenebilir. Kış aylarında bölgeyi etkisi altına alan daha çok kontinental polar hava kütesine uygun koşullar üreten, yerde soğuk çekirdekli Sibirya Yüksek Basınç Sistemi ile uyumlu olarak 500 hPa seviyesinde daha düşük jeopotansiyel yükseklik değerleri gözlenmektedir. Bilindiği gibi yaz aylarında Asya'da bu yüksek basınç kaybolmakta, yerini (biraz daha güneyli enlemlerde olmak üzere) yer seviyesinde sıcak çekirdekli termal alçak basınç sistemine bırakmaktadır. Bu sebeple de incelenen bölgenin doğusunda yaz aylarında yer seviyesindeki termal alçak basınç merkezi ile uyumlu olarak 500 hPa basınç seviyesinde yüksek jeopotansiyel yükseklik değerleri gözlenmektedir. Yazın bu seviyede etkili bir diğer sistem ise Azor Yüksek Basıncıdır. Sıcak çekirdekli olduğundan troposferin üst seviyelerine kadar sırt özelliği gösteren bu sistem, incelenen bölgenin batısında da yine yüksek jeopotansiyel yükseklik değerlerine neden olduğundan, ortada kalan Anadolu'nun batı kesiminde gezici dalgalar biraz daha güneye inebilmektedirler.



Şekil 3.2. 1971-2000 yılları arası 500 hPa seviyesinin yaz aylarında ortalama jeopotansiyel yüksekliği(m).



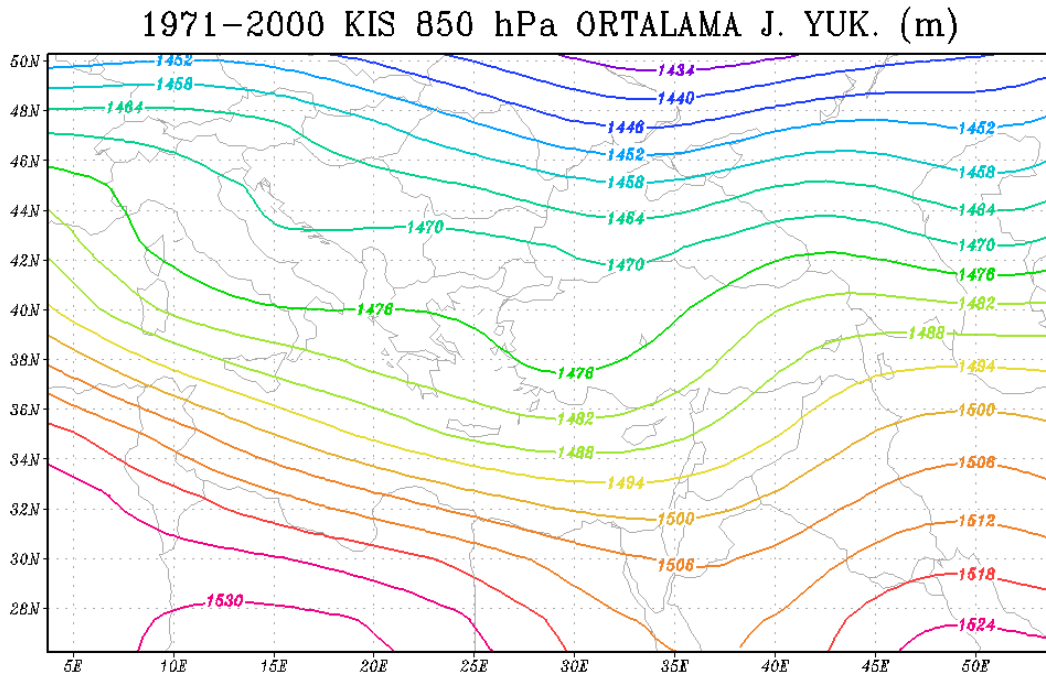
Şekil 3.3. 1971-2000 yılları arası yaz aylarında 500 hPa seviyesinde gözlenmiş bağıl nem ortalaması (%).

Bu nedenle Mayıs-Eylül arasındaki dönemin ortalama değerlerinde, Anadolu'nun batısında yayvan bir oluk görünümü mevcuttur. Ancak bu bağıl olarak düşük jeopotansiyel yükseklik değerleri ve oluk görünümü, bu bölgede kütesel hidrometeorolojik olaylar

oluşturamaz. Zira yine yaz aylarındaki nem haritalarına bakıldığında, 500 hPa seviyesinde Afrika'dan orta Akdeniz'e kuru bir dil uzanmaktadır. Dolayısıyla yazın İç Anadolu'da konvektif karakterli yağışlar için uygun olabilecek bu dalga yapısı, süreklilik gösteren ve geniş bir alanı etkileyen yağış formlarının oluşumu için yeterli olmamaktadır.

3.2.2 850 HPA BASINÇ SEVİYESİ

850 hPa ortalama jeopotansiyel yükseklik paternlerine bakıldığında, kışın genel olarak zonal bir akış, yazın ise genelde kuzeyli akışlar görülmektedir. Geçiş mevsimlerinde Batı Anadolu üzerinde dalgalanma mevcutsa da, kış aylarında olduğu gibi genel olarak gezici siklonların bu enlemlerden geçişi, ortalama akışın batılı olmasına neden olmuştur.

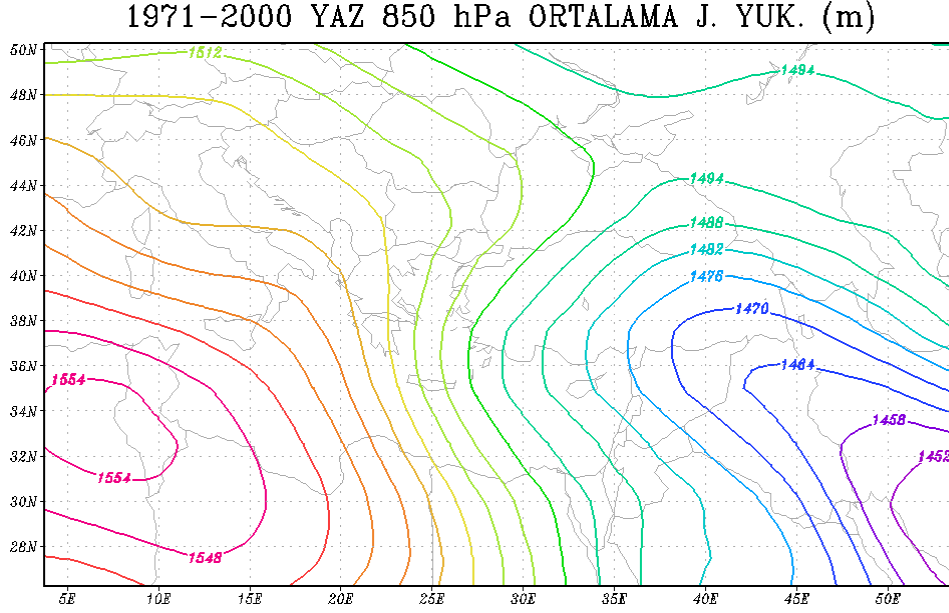


Şekil 3.4. 1971-2000 yılları kış aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yüksekliği.

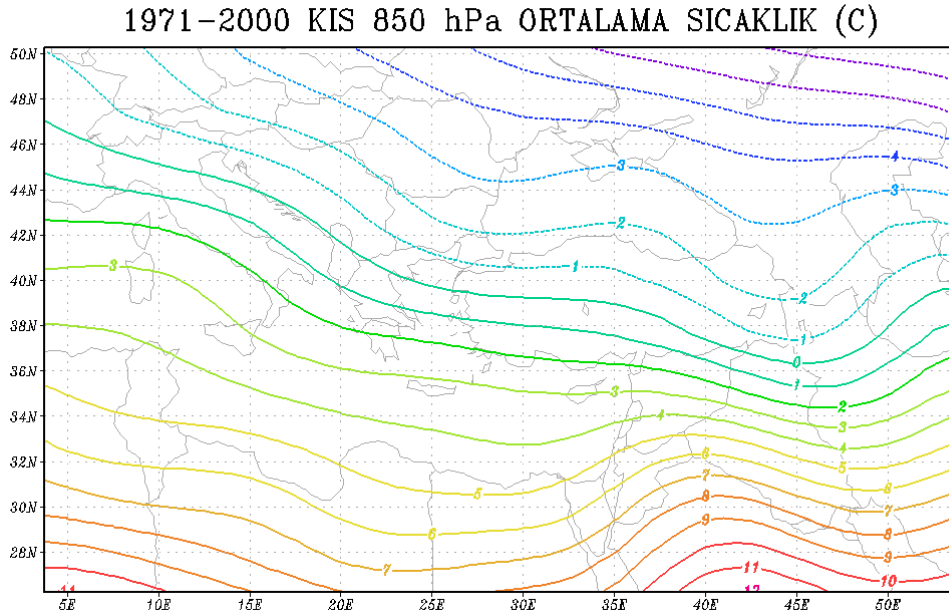
Yazın ise batıda etkin Azor, doğuda etkin termal alçak bu seviyede kuvvetli bir gradyan oluşturmakta, böylece bu mevsimde ortalama sıcaklık paternini de Yunanistan üzerinde güneye doğru bükmektedir. Ayrıca oluşan bu kuvvetli gradyan, bu mevsimde yer seviyesinde olduğu gibi 850 hPa seviyesinde de kuvvetli kuzeyli akımların oluşmasını sağlamaktadır. Bu seviyelerdeki bu kuvvetli akımlar, Marmara'nın kuzeyinde serinletici etki oluşturmaktadır.

850 hPa seviyesi yer seviyesinin etkilerinin hala görüldüğü, öte yandan genel sinoptik akış tarafından doğrudan etkilenen bir seviye olduğu için önemlidir. Cephe analizlerinde bu seviyedeki sıcaklık gradyanları ve paternleri önemli yer tutar. Ortalama izotermeler, karasallık ve denizselliliğin termal etkilerini açıkça gözler önüne sermektedir. Kış ortalamalarında enlemlerle

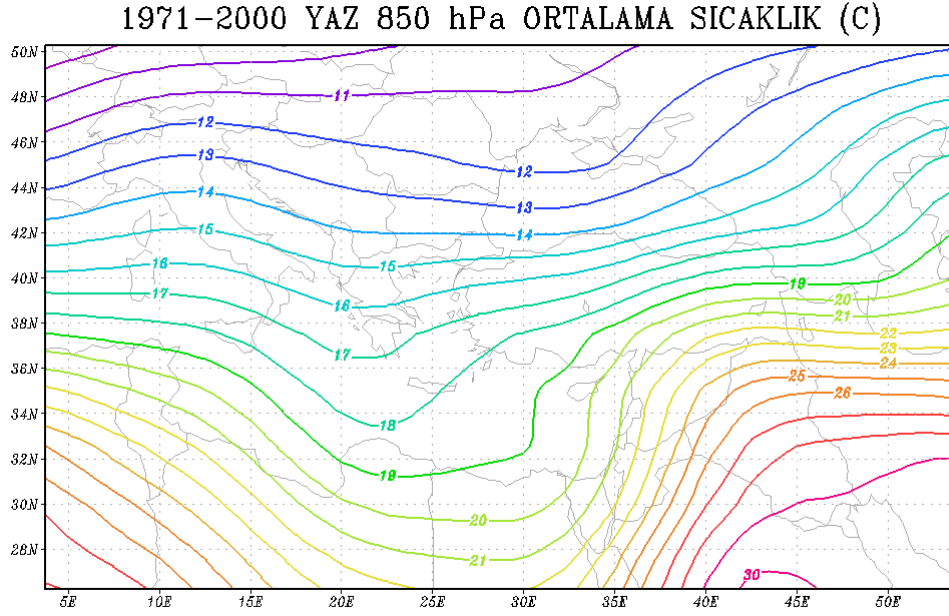
olan paralellik Kafkaslarda ve Balkanlarda güneye bükülme ile bozulmuş, öte yandan Karadeniz ve Hazar Denizi civarında hafifçe sıcak dil oluşumu gözlenmiştir. Yine Orta Akdeniz’de bağıl sıcak hava daha kuzeye çıkabilmiştir. Yaz ayı sıcaklık ortalamalarında ise tam tersi durum gözlenmiş, izotermiler Akdeniz’in güney kıyılarına paralel bir yapı göstermiştir. Güneydoğudaki kuru bölge en yüksek sıcaklık değerlerine sahip olmuştur.



Şekil 3.5. 1971-2000 yılları yaz aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yüksekliği.



Şekil 3.6. 1971-2000 yılları kış aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama sıcaklık değerleri (°C).



Şekil 3.7. 1971-2000 yılları yaz aylarında 850 hPa seviyesinin ortalama sıcaklık değerleri (°C).

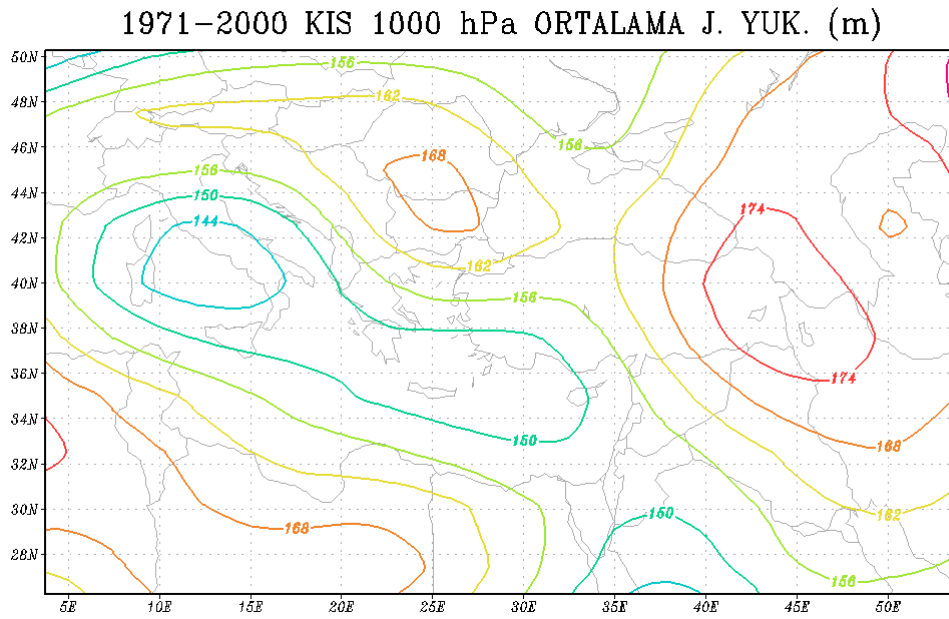
3.2.3 1000 HPA BASINÇ SEVİYESİ

1000 hPa seviyesi paternleri, küresel ölçekteki sistemlerin yer ile etkileşimi sonucunda atmosferik sınır tabaka karakteristiklerinin etkisi altında şekillenir. Bölgeyi etkileyen İzlanda Alçağı, güneydoğudan giriş yapan Asya termal alçağı, Sibirya ve Azor yüksekleri, mevsimlere ve aylara göre değişik yapılar göstermektedir. Kış aylarında çevresine göre ılık kalmış Akdeniz üzerinde oluşan alçak basınç merkezleri, 1000 hPa seviyesinde de alçak merkez olarak formunu korumaktadır. Bu nedenle çevreye göre en düşük jeopotansiyel yükseklik değerleri burada görülmektedir. Kışın Sibirya kaynaklı termal yüksek basıncın etkisiyle Doğu Anadolu ve Balkanlar üzerinde yüksek merkezler oluşmaktadır. Buna karşın denizler üzerindeki konturlar daha düşük değerlerdedir. İtalya dolaylarında 144 metrelik alçak merkez ve Türkiye kıyılarına olan uzantısının, Orta ve Doğu Akdeniz siklojenезini temsil ettiği söylenebilir. Özellikle Şubat ayında bu patern 138 metrelik iki merkez ile daha da belirgindir. Mart ve Nisan aylarında Doğu Akdeniz alçak merkezleri karasal bölgenin ısınmaya başlaması nedeniyle kuzeye, Anadolu içlerine doğru kaymaktadır. Bu aylardan itibaren artık çevredeki karaların da radyatif olarak yeterli miktarda ısınması ile Akdeniz ile olan sıcaklık gradyanı ortadan kalkmakta; 1000 hPa mevsimlik ortalama sıcaklık paterninin Doğu Akdeniz üzerindeki durumu, bu değişimi açıkça gözler önüne sermektedir. Kışın Ortadoğu'nun aynı enlemlerdeki Doğu Akdeniz'e oranla daha soğuk olduğu görülmekte, Mart ayında enlemlere nispeten paralel bir yapı oluşurken, Nisan'dan itibaren dramatik bir değişimle bu bölgenin denize oranla daha fazla ısındığı görülmektedir.

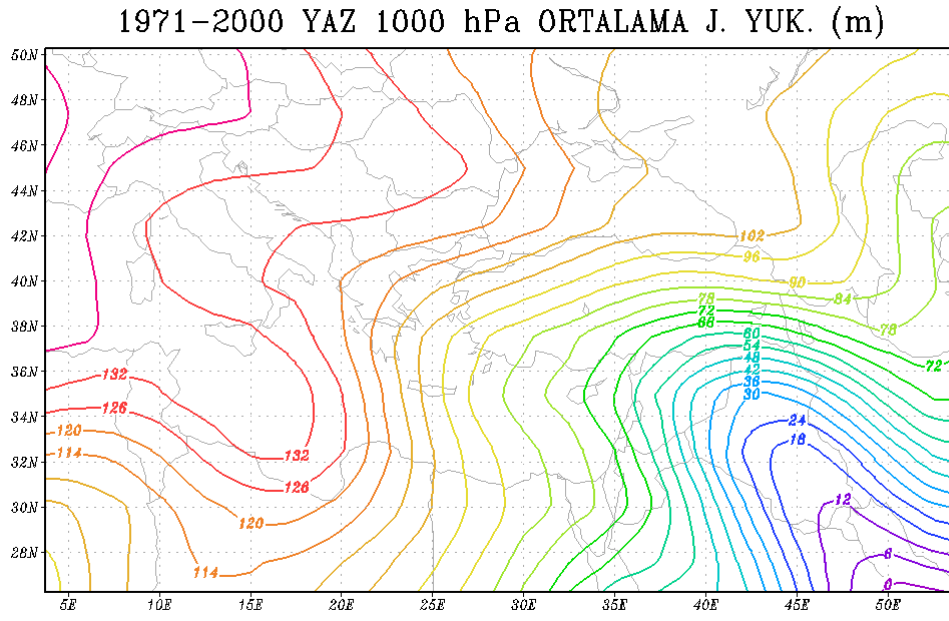
Karasal karakter nedeniyle meydana gelen bu aşırı ısınma, yaz aylarında Anadolu içlerine kadar etkisini göstermekte ve bahsedildiği gibi Basra üzerindeki Arabistan Oluğu şeklinde bir oluşuma neden olmaktadır.

Mayıs'tan Eylül'e kadarki süreçte bölgenin batı ve kuzeybatısının, Azor antisisiklonunun hakimiyetinde olduğu görülmektedir. 1000 hPa seviyesi ortalamalarında, Eylül ayında güneydoğu Avrupa üzerinde merkez değeri 150 metre olan yüksek merkezler oluşmuştur. Yine yüksek merkezlerin Akdeniz üzerinden güneydoğuya doğru sarkması da yazın çevresine göre serin kalan deniz etkisi nedeniyledir.

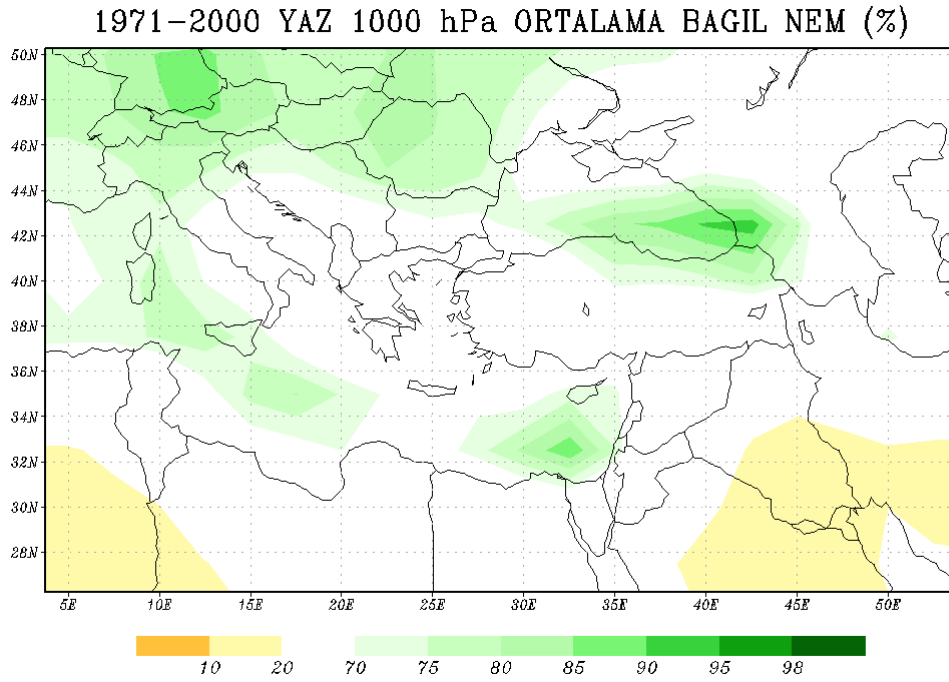
Yaz aylarında Azor Antisiklonunun kuzeyli enlemlere hareketi nedeniyle, ortalama basınç değerleri de bu yönde gelişim göstermektedir. Her ne kadar Akdeniz Havzasında ortalama basınç değerleri çok değişmese de, genel olarak güneydoğudan sokulan Arabistan Oluğu nedeniyle bölgenin batısı yüksek, güneydoğusu alçak basınç alanında kalmaktadır. 1000 hPa nem haritalarına bakıldığında, güneydoğudan sokulan oluğun sıcak ve kuru özellikli havayı taşımasının, bölge üzerindeki yağış olasılığını minimize ettiğini göstermektedir



Şekil 3.8. 1971-2000 yılları kış aylarında 1000 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yükseklikleri (m).



Şekil 3.9. 1971-2000 yılları yaz aylarında 1000 hPa seviyesinin ortalama jeopotansiyel yükseklikleri (m).

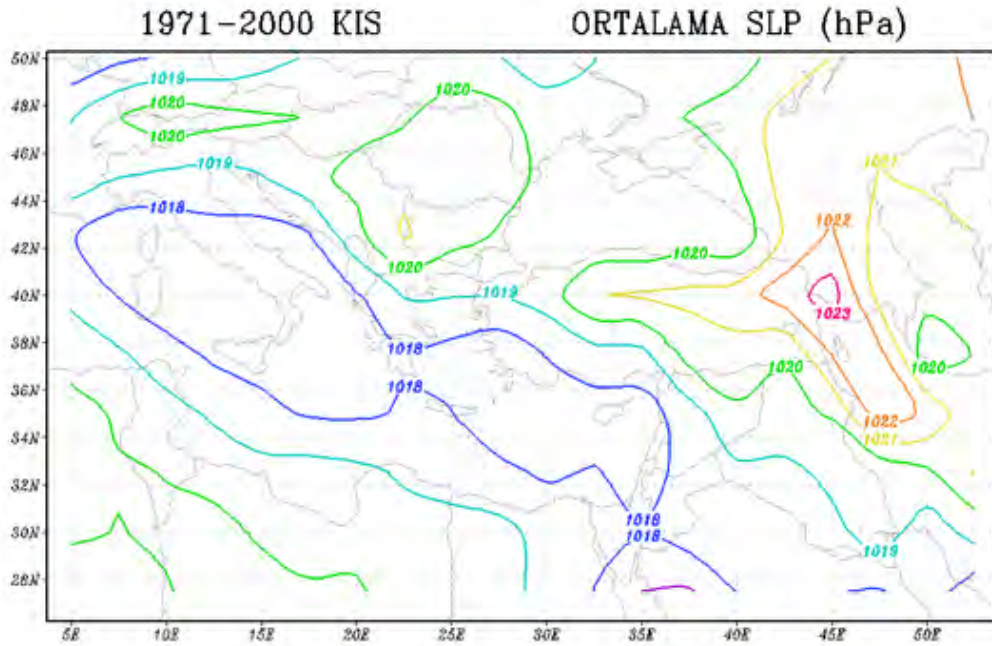


Şekil 3.10. 1971-2000 arası yaz aylarında 1000 hPa seviyesindeki bağıl nem gözlemleri (%).

3.2.4 DENİZ SEVİYESİNE İNDİRGENMİŞ BASINÇ

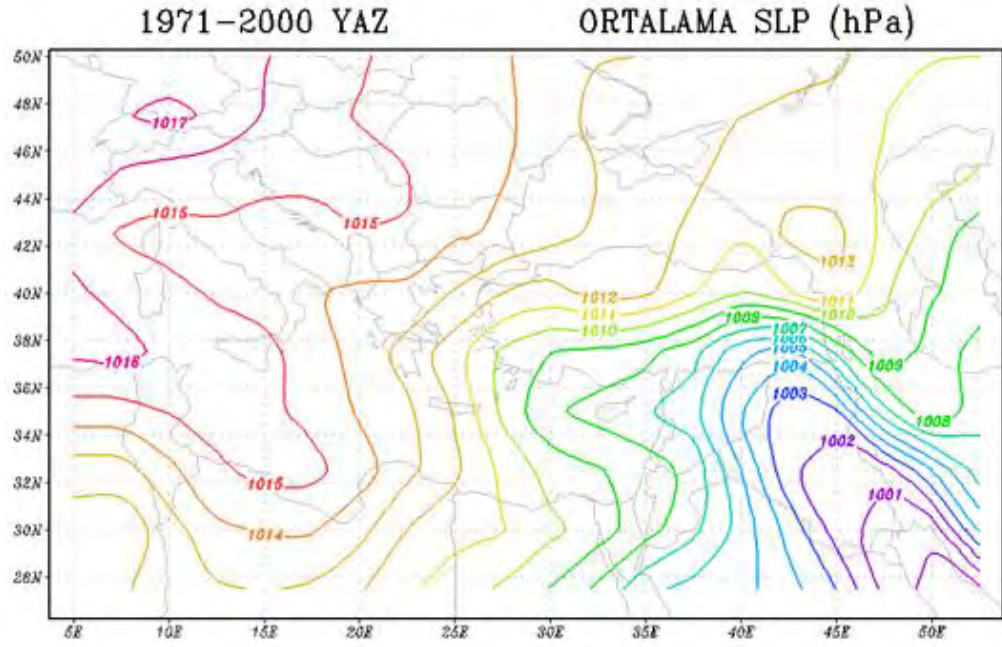
Deniz seviyesine indirgenmiş basınç ortalamaları, sinoptik sistemlerin etkiledikleri alanların yüzey koşullarına bağlı olarak nasıl bir karakter gösterdikleri hakkında bir fikir verebilir. Kış ortalamalarına bakıldığında genel olarak karalar üzerinde yüksek, denizler üzerinde ise nispeten alçak basınç değerlerinin söz konusu olduğu söylenebilir. Özellikle Doğu Anadolu, Balkanlar ve Alpler üzerinde merkezlenmeler görülmektedir. Yüksek plato ve dağların yer aldığı bu bölgelerde, kışın sürekli kar örtüsünün mevcudiyeti, radyatif ısınmayı engelleme yönünde katkıda bulunur. Bu da termal oluşumlu yüksek basınç sistemlerinin bu bölgelerde kışın kuvvetlenerek daha etkin olmalarına ve varlıklarını daha uzun süre sürdürebilmelerine neden olur.

Kış aylarında Akdeniz üzerinde alçak basınç paternleri gözlenmektedir. Bu ise, ısı kapasitesi karalara göre daha yüksek olan denizlerin kışın ılık kalabilmesi ve bu mevsimde bu enlemlerin dinamik süreçler nedeniyle birer konverjans alanı olması ile açıklanabilir. Akdeniz Bölgesi üzerinde kutup orijinli soğuk hava ile tropikal orijinli sıcak havanın konverjansı, bu bölgede polar cephe sistemleri açısından ikinci bir kaynak bölgesi oluşturur. Ayrıca Akdeniz, İzlanda Alçak Basınç Merkezi ve üzerinde oluşan cephesel sistemlerin geçiş güzergahı üzerinde yer alır. Bölgenin bir parçası olan Türkiye de sonbahar mevsiminin ortalarından ilkbahara kadar olan periyotta hem Akdeniz geçici siklonlarının, hem de İzlanda orijinli sistemlerin etkisinde kalır.



Şekil 3. 11. 1971-2000 yılları arası kış aylarının deniz seviyesine indirgenmiş basınç ortalaması (hPa).

Kostopoulou ve Jones (2007) da, 1958-2000 yılları arasında NCEP reanaliz verilerini kullanarak yüzey sirkülasyon paternlerinde kışın antisiklonik aktivitenin arttığını, siklonik aktivitenin azaldığını göstermiştir.



Şekil 3.12. 1971-2000 yılları arası yaz aylarının deniz seviyesine indirgenmiş basınç ortalaması (hPa).

BÖLÜM 4

4 GÜNÜMÜZ BÖGESEL SİMÜLASYONLARI

4.1 ECMWF ERA40 VERİSİ

ERA40, reanaliz projesi kapsamında 1957 yılı eylül ayından 2002 yılı Ağustos ayına kadar olan dönem için üretilen atmosfer verileridir. Her gün 0000, 0600, 1200 ve 2400 UTC için veri mevcuttur. ERA40'ın tahmin ve veri asimilasyon sistemleri ile elde edilmiştir. Gelenekesel yöntemlerle elde edilen gözlemlerin yanısıra uydu gözlemleri de kullanılmıştır. Çözünürlüğü spektral alanlar için T63 ve yarı düzensiz Gaussian grid azaltılmış N80 şeklindedir. 2.5x2.5 derece çözünürlüğe sahiptir. ECMWF, atmosferik spektral modelin küresel harmonik spektral katsayılarını arşivlemiştir. Düşeyde 23 seviye vardır ve bu seviyeler 1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 ve 1 hPa seviyeleridir.

ERA40 küresel atmosfer reanaliz verileri ECMWF tarafından sağlanmaktadır. Bu projede kullanılmak için veriler Uluslararası Teorik Fizik Merkezi (ICTP)'nin, Dünya Sistemleri Fiziği, Hava ve İklim grubundan temin edilmiştir. Model simülasyonlarında başlangıç ve sınır koşullarını oluşturmak için her basınç seviyesindeki jeopotansiyel yükseklik, sıcaklık, özgül nem, meridyonal, zonal ve düşey rüzgar bileşenleri ve yüzeyde deniz seviyesi basıncı verileri kullanılmıştır

4.2 GENEL SİRKÜLASYON MODELİ ECHAM

Küresel İklim Modeli ECHAM, Max-Planck Meteoroloji Enstitüsü ve Hamburg Üniversitesi Meteoroloji Enstitüsü'nce ECMWF'in sayısal hava tahmin modelinden yola çıkarak

geliştirilmiştir. Adveksiyon şeması, uzun dalga boylu radyasyon kodu, bulut kapallılığı parameterizasyonu, su damlacığı ve buz kristali ayrımı, bulut mikrofiziği, grid altı orografik etkiler gibi yayılımlarda yeni formülasyonlar eklenmiştir. ECMWF operasyonel tahmin modelinden başlıca farkı yüzey süreçleri ve yüzey veri setindedir. Kısa dalga boylu radyasyon, düşey difüzyon, kümülüs konveksiyonu gibi alanlarda da iki model arasında küçük değişiklikler mevcuttur. Modelin çeşitli versiyonları operasyonel olarak kullanılmıştır: 1996'dan beri ECHAM4, 2004'ten beri ise ECHAM5 operasyonel modda kullanılmaya başlanmıştır. Bu tarihten itibaren ECHAM4 de daha yüksek düşey çözünürlükle (Echam4.L39(DLR)) ve atmosfer tepesi 0.1 hPa seviyesine çıkarılmış şekilde operasyonel olarak çalıştırılmaya devam etmektedir.(<http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/modelle /echam.html>)

ECHAM, küresel atmosfer koşullarının (sıcaklık, rüzgar, bulutlar, vs) simülasyonu için, versiyona bağlı olarak 300 ila 500 km uzaysal çözünürlük ve 20 ila 40 dakikalık zaman adımı ile kullanılmaktadır. Güneş ışınımının yanısıra, radyatif olarak aktif eser gazlar ve deniz yüzeyi sıcaklıkları da modelde kullanılmaktadır. Bu bileşenler küresel iklim simülasyonunda belirleyici rol oynamaktadırlar. Simülasyon, gözlenmiş bireysel meteorolojik gözlemlere direkt uygulanmaz, ancak bunların bazı ortalama karakteristikleri (İzlanda Alçağı, Azor Yüksekği, ortalama fırtına güzergahları vb) ile ilişkilendirilir.

ECHAM baz alınarak, iklim sisteminin diğer bileşenlerini de içeren daha karmaşık interaktif kuple-model sistemleri geliştirilmiştir: Okyanus-atmosfer modelleri, sülfür döngüsünü içeren atmosfer modelleri, vb... Örneğin ECHAM4/CHEM troposfer ve stratosferdeki kimyasal reaksiyonları da içerir. Ozon tabakasının gelişimi ve fotosmog durumları da yukarıda bahsedilen şekilde simüle edilebilmektedir (http://www.dlr.de/pa/en /desktopdefault.aspx/tabid-2559/3824_read-5749/)

4.3 REGCM3 GÜNÜMÜZ KOŞULLARI DENEY DİZAYNI

Model alanı ilgilendiğimiz bölge üzerindeki iklimi doğrudan etkileyen bütün zorlamaları ve dolaşımları içine alacak şekilde seçilmiştir ve 5°E-55°E boylamları ile 28°N-51°N enlemleri arasında yer alır. Doğu batı yönünde Hazar Deniz'inden Alp dağlarına, kuzey güney yönünde Ukrayna'dan Basra Körfezi'ne kadar uzanmaktadır. Bölge oldukça kompleks bir topoğrafyaya sahiptir. Bu nedenle bölgesel iklim modelleri ile yüksek çözünürlükte yapılan benzeşimler topoğrafya ve arazi kullanımının iklime etkisini ortaya koymak için önemlidir. Bu simülasyonlarda 27km çözünürlük tercih edilmiştir. Daha sonra yapılabilecek yuvalanmış simülasyonların üçte bir grid yapısına sahip olabilmesi için üçün katı olan bir çözünürlük

seçilmiştir. Seçilen çözünürlük için zaman adımı 60 saniye olarak alınmıştır. Seçilen bu kısa zaman adımı toplam bilgisayar zamanını uzatmaktadır.

Yüzey etkileşimi için Biosfer Atmosfer Transfer Şeması kullanılmıştır. Arazi kullanımını belirlemek için Global Land Cover Characterization (GLCC) veri seti kullanılmıştır. 20 arazi çeşidi mevcuttur. Yükselti için 10 dakika rezolüsyonlu United States Geological Survey (USGS GTOPO-30) verisi kullanılmıştır. Deniz yüzey sıcaklıkları Hadley Merkezinin bir-derece çözünürlüğe sahip aylık GISST (Global Sea Surface Temperature) verisinden elde edilmiştir. Yanal sınırlardan veri giriş için eksponansiyel relaksasyon kullanılmıştır. Radyasyon model her 30 dakikada, uzun dalga boylu absorpsiyon/emisyon her 18 daika, yüzey modeli her 120 saniyede bir çalıştırılmaktadır.

Fiziksel parametrizasyon olarak planetary sınır tabakası şeması Holtslag, kümülüs şeması Grell, Grell Şeması konvektif kapama şeması olarak Arakawa-Shubert, büyük ölçek yağış şeması olarak SUBEX ve okyanus akı parameterizasyon şeması olarak BATS seçilmiştir.

Yanal sınır koşulları olarak ECMWF ERA40 verisi ve ECHAM5 kontrol simülasyon verisi kullanılmıştır. Her iki simülasyonda da RegCM3 1970 yılı Eylül ayında başlatılarak 2000 yılı Aralık ayı sonuna değin sürdürülmüştür.

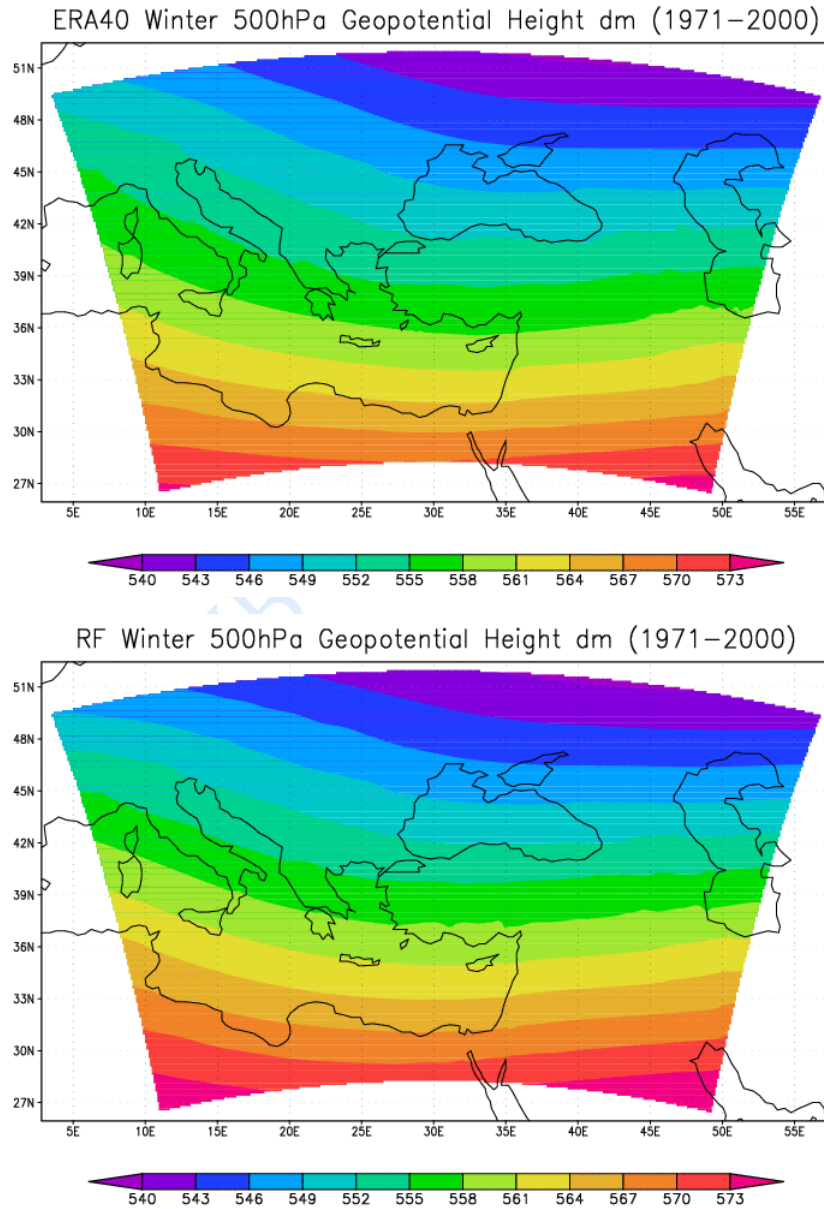
4.4 ECMWF ERA40+REGCM3 VE ECHAM5+REGCM3 SONUÇLARININ KARŞILAŞTIRILMASI

4.4.1 YUKARI SEVİYE SİMÜLASYONLARININ KARŞILAŞTIRILMASI

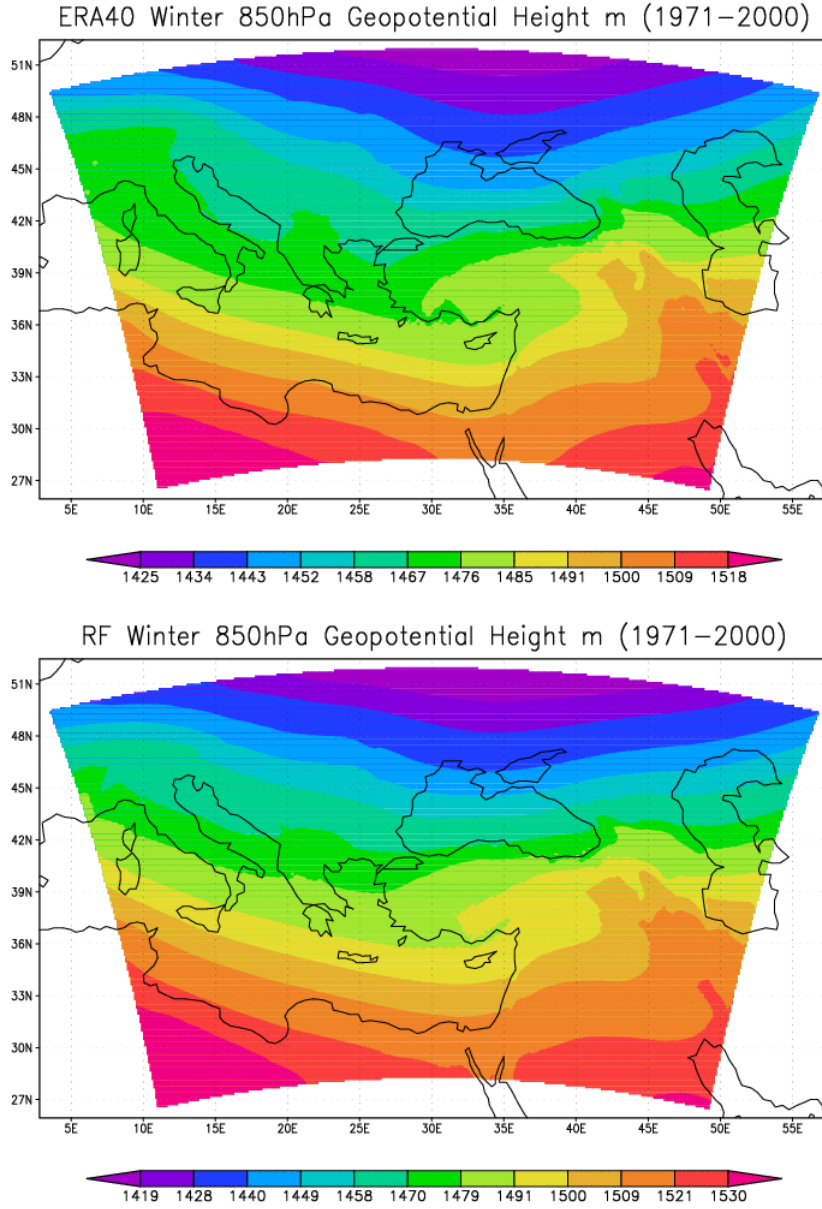
ECMWF ERA40 ve ECHAM5 verilerinin başlangıç ve sınır koşullarını teşkil ettiği 1971-2000 yılları arası 500hPa jeopotansiyel yükseklik kış mevsimi ortalama değerleri Şekil 4.1’de gösterilmektedir. Şekil 3.1 ile karşılaştırıldığında her iki simülasyonda da 500hPa kış paterninin oldukça iyi benzeştiği görülmektedir. Ortalama jeopotansiyel yüksekliklerde hem simülasyonlarda hem de gözlemlerde zonal bir yapı gözlenmektedir. ERA40 verisi simülasyonlarında 500hPa yükseklikleri gözlenenenden 1 dam civarında daha alçak, ECHAM5 kontrol simülasyonları (RF) ise 1 dam daha yüksek bulunmuştur.

850hPa seviyesi sinoptik akış tarafından yönlendirilen ve yüzey koşullarından etkilenen bir seviyedir. Her iki simülasyon için kışın ortalama 850hPa jeopotansiyel yükseklik paternleri Şekil 4.2’de gösterilmiştir. Türkiye’nin Güney Ege, Akdeniz, Doğu Anadolu Bölgelerinde ve Alpler üzerinde model çıktılarında jeopotansiyel yükseklik değerleri uzun dönem gözlem değerlerinden (Şekil 3.4) farklı bir yapı sergilemektedir. Modelin çözünürlüğü 27 km olduğu için

yüzey topografyası modelde çok daha iyi temsil edilmektedir. Bu nedenle Alp dağları, Toroslar ve Doğu Anadolu'nun keskin topoğrafyasının etkilerini bu seviyede gözlemekteyiz. ECHAM RF 850hPa jeopotansiyel yükseklikleri ERA40 jeopotansiyel yüksekliklerinden 8-9m daha yukarıdadır. Daha yüksek jeopotansiyel yükseklik değerleri, ECHAM5 küresel modelin pozitif yanlılığını ortaya koymaktadır.



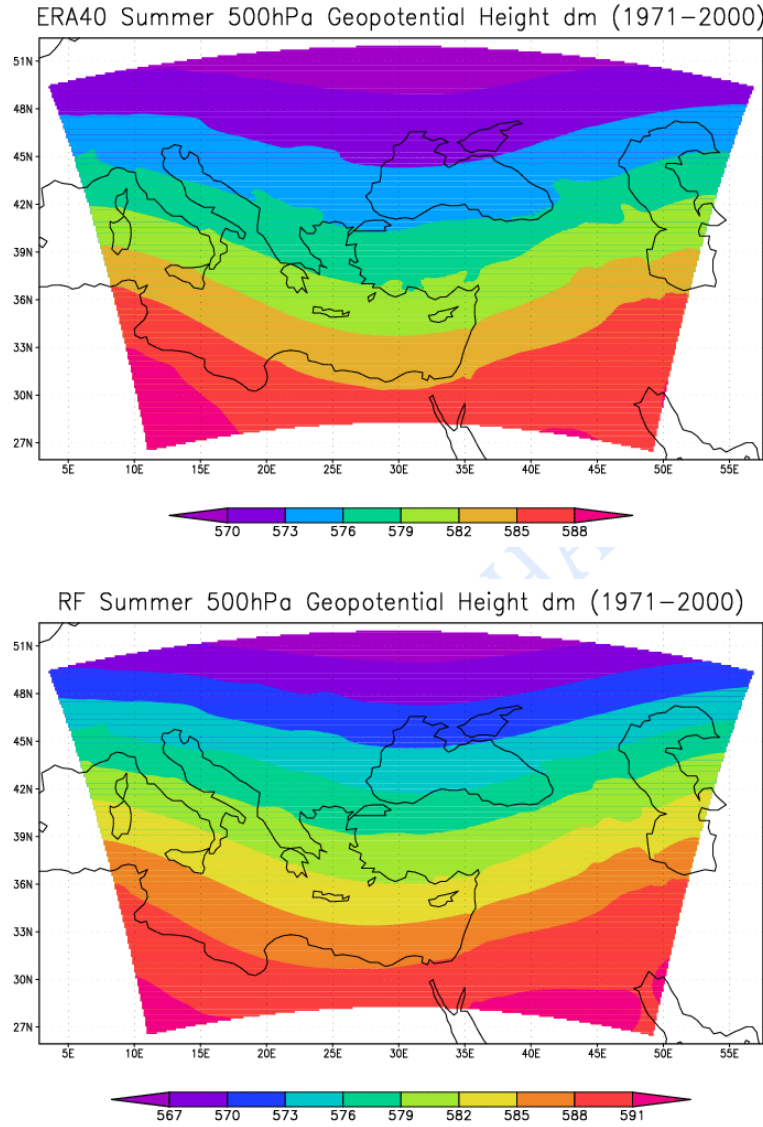
Şekil. 4.1. Kış mevsimi için 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları



Şekil. 4.2. Kış mevsimi için 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Yaz mevsimine ait 500hPa ve 850hPa simülasyonları Şekil 4.3 ve Şekil 4.4’de gösterilmektedir. Şekil 3.2 ve Şekil 3.5 aynı döneme ait gözlemleri göstermektedir. ERA40+RegCM3 ve ECHAM5+RegCM3 simülasyonlarının her ikisinde gözlemlere paralel bir patern göstermektedir. Her iki simülasyonda da 500hPa jeopotansiyel yükseklikleri 1-2 dam daha düşüktür. ECHAM5 küresel modelin pozitif yanlılığı RegCM3 ün negatif yanlılığını azalttığı için 500 hPa ECHAM5+RegCM3 simülasyonun gözlem değerleri ile olan farklılığı azalmaktadır. Bölgede yaz aylarında tropikal, kış aylarında polar hava kütlelerinin daha sıkça etkin olması nedeniyle kış ve yaz mevsimleri jeopotansiyel yükseklik değerleri arasında büyüklük olarak önemli farklılıklar görülmektedir. Kış aylarında daha çok kontinental polar hava kütesine uygun

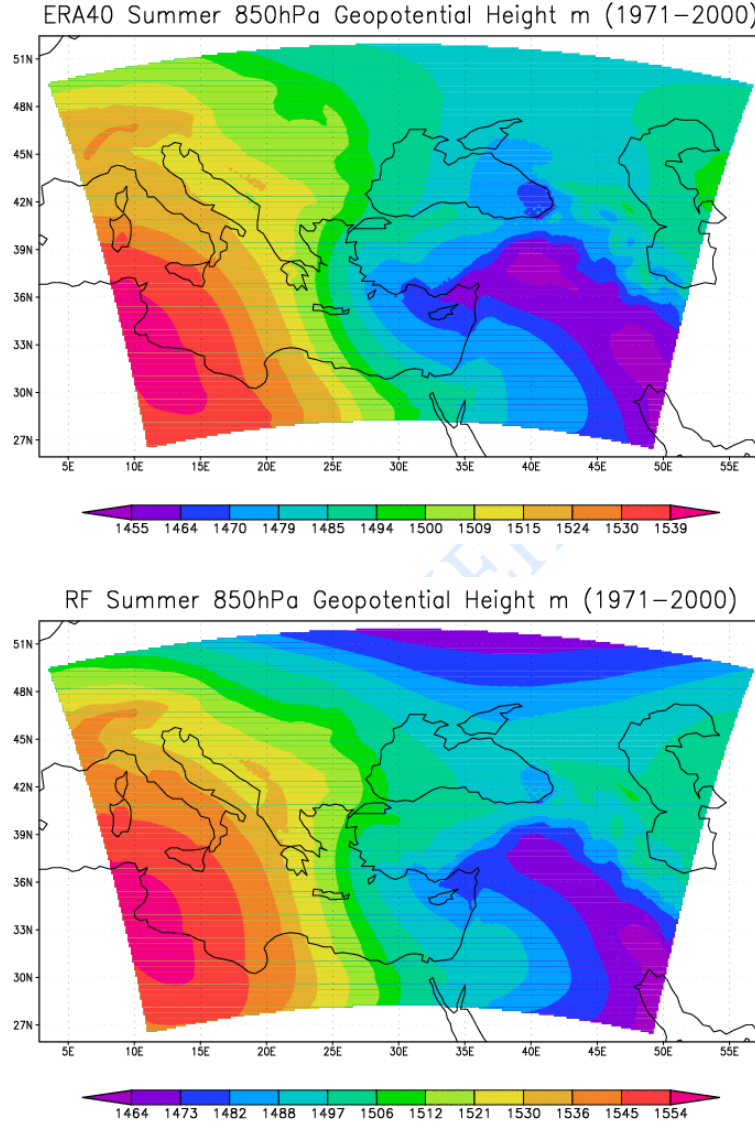
koşullar üreten, yerde soğuk çekirdekli Sibirya Yüksek Basınç Sistemi ile uyumlu olarak 500 hPa seviyesi daha düşüktür.



Şekil. 4.3.Yaz mevsimi için 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Yaz aylarında Asya’da bu yüksek basınç oluşumu kaybolmakta, yerini (biraz daha güneyli enlemlerde olmak üzere) yer seviyesinde sıcak çekirdekli termal alçak basınç sistemine bırakmaktadır. Bu sebeple de incelenen bölgenin doğusunda yaz aylarında yer seviyesindeki termal alçak basınç merkezi ile uyumlu olarak 500 hPa basınç seviyesinde yüksek jeopotansiyel yükseklik değerleri gözlenmektedir. Azor Yüksek Basıncı sıcak çekirdekli olduğundan troposferin üst seviyelerine kadar sırt özelliği gösteren bu sistem, incelenen bölgenin batısında

da yine yüksek jeopotansiyel yükseklik değerlerine neden olduğundan, ortada kalan Anadolu'nun batı kesiminde gezici dalgalar biraz daha güneye ineabilmektedirler. Bu durum her iki simülasyonda da göze çarpmaktadır.



Şekil. 4.4. Yaz mevsimi için 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği a) ERA40 gözlem verisi ile zorlanan RegCM3 simülasyonu b) ECHAM5 kontrol simülasyonları ile zorlanmış RegCM3 simülasyonları

Yaz mevsimine ait 850 hPa jeopotansiyel yükseklik değerleri incelendiğinde, ECHAM RF 850hPa jeopotansiyel yüksekliklerinin ERA40 jeopotansiyel yükseklik değerlerinden 10-12m daha yüksek olduğu görülmektedir. Bu yüksek jeopotansiyel yükseklik değerleri, ECHAM5 küresel modelin pozitif yanlılığını ortaya koymaktadır.

Yazın batıda etkin olan Azor yüksek basıncı, doğuda etkin olan termal alçak 850hPa seviyesinde kuvvetli bir gradyan oluşturmaktadır. Ayrıca oluşan bu kuvvetli gradyan, bu mevsimde yer seviyesinde olduğu gibi 850 hPa seviyesinde de kuvvetli kuzeyli akımların oluşmasını sağlamaktadır. Günümüz koşulları simülasyonları yukarı seviye paternlerini oldukça iyi simüle etmektedir.

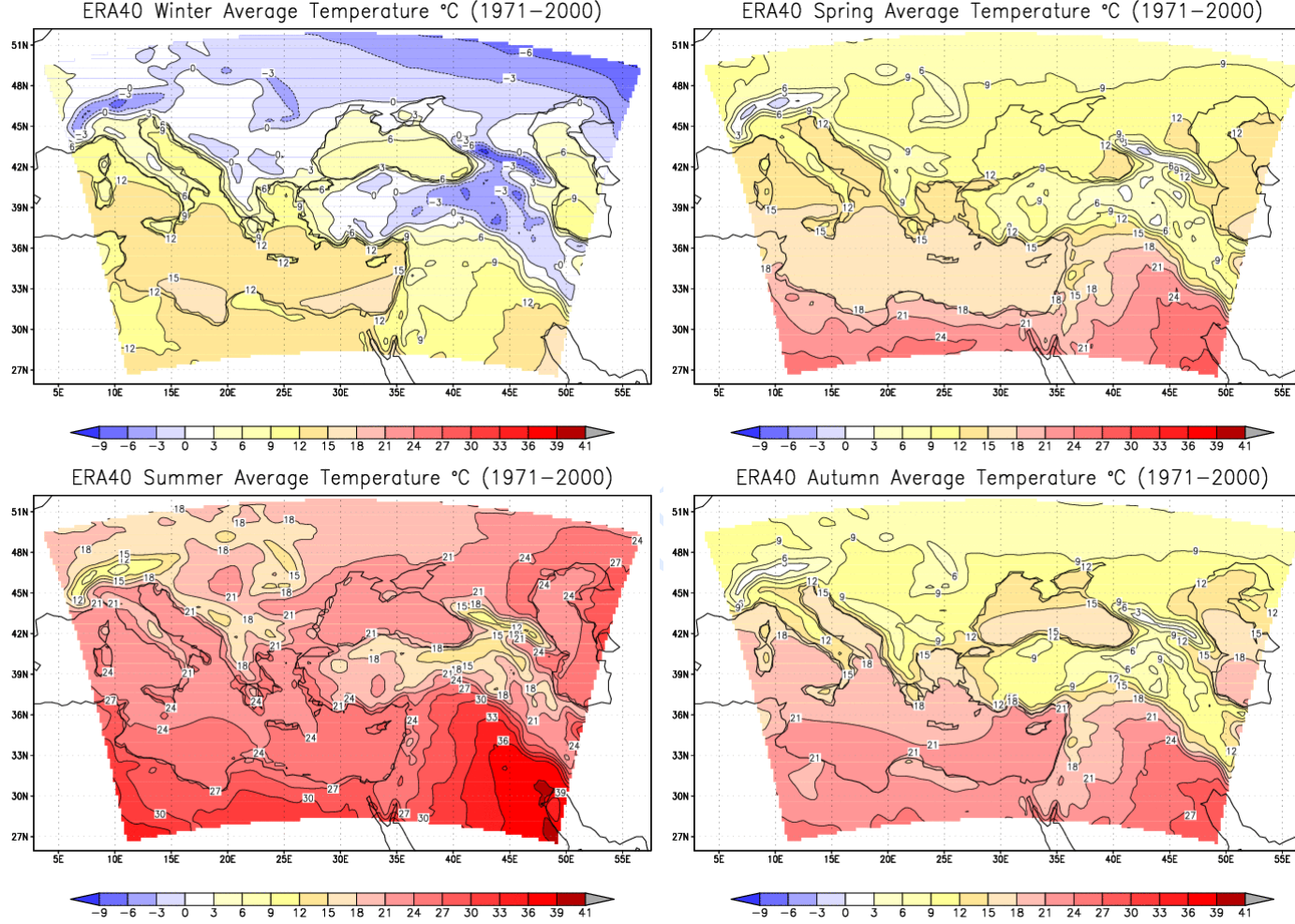
4.4.2 YÜZEY SİMÜLASYONLARININ KARŞILAŞTIRILMASI

4.4.2.1 Sıcaklık

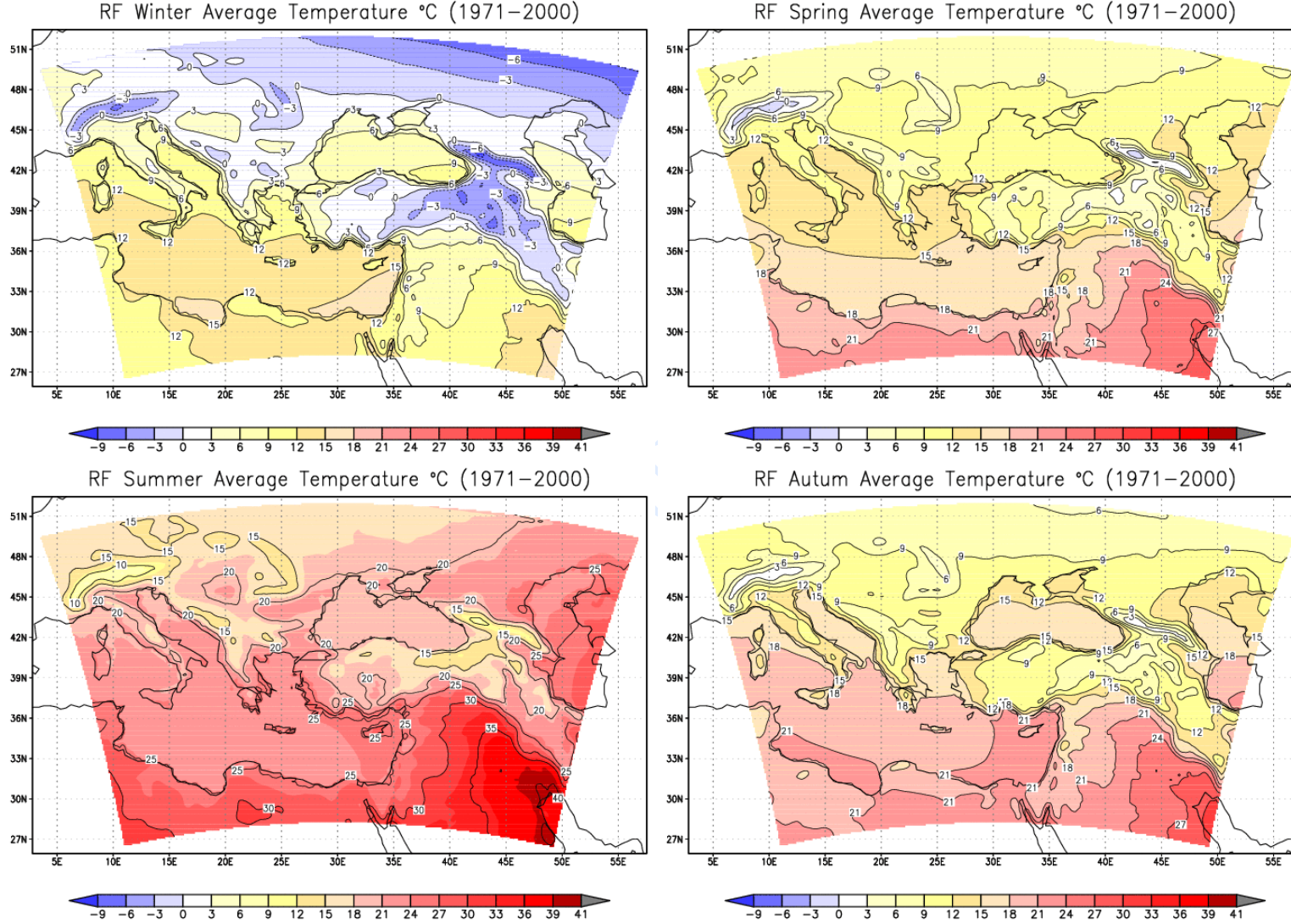
Kış mevsimi hava sıcaklığı hem ECHAM5 RF (Şekil 4.5) hem de ERA40 (Şekil 4.6) simülasyonlarında CRU (Climatic Research Unit) gözlem verisine (Şekil 4.7) göre Alpler, Kafkaslar ve Doğu Anadolu'da daha yüksektir. 1-2°C civarında pozitif bir yanlılık mevcuttur. ERA40 verisi ile çalıştırılmış RegCM3'ün pozitif yanlılığı bölgenin kuzeyinde ECHAM5'den daha düşüktür. Bu durum 0°C izotermi incelendiğinde açık olarak gözlenmektedir. Özellikle Kafkas dağlarının kuzeyinde ve Karadeniz'in kuzey kıyılarında bu fark belirgindir. Türkiye üzerinde ECHAM-RF ile ERA40 simülasyonları benzer sonuçlar vermektedir.

Basra üzerindeki Arabistan oluşunun etkisi nedeniyle yüzey sıcaklıkları çalışma bölgesinin güneydoğusundan kuzey batısına doğru Güney Doğu Anadolu bölgesine kadar ulaşan bir gradyan oluşturur. Yaz aylarındaki yüzey sıcaklıkları her iki simülasyonda da CRU gözlemlerine kış aylarından daha yakındır. Bölgenin kuzeyinde 48°N enleminin kuzeyinde ECHAM5 yüzey sıcaklıkları gözlemlerden bir kaç derece daha düşüktür. Yüzey sıcaklıkları her iki simülasyonda Doğu Anadolu'dan başlayan ve topoğrafyayı takip eden yüzey sıcaklıklarını gözlemlere oldukça yakın elde etmektedir. Doğu Akdeniz ve batı Akdeniz yüzey sıcaklıkları arasında farklılıklar göze çarpmaktadır. ERA40 simülasyonlarında denizler üzerindeki sıcaklıklar yaklaşık 1°C civarında daha yüksektir.

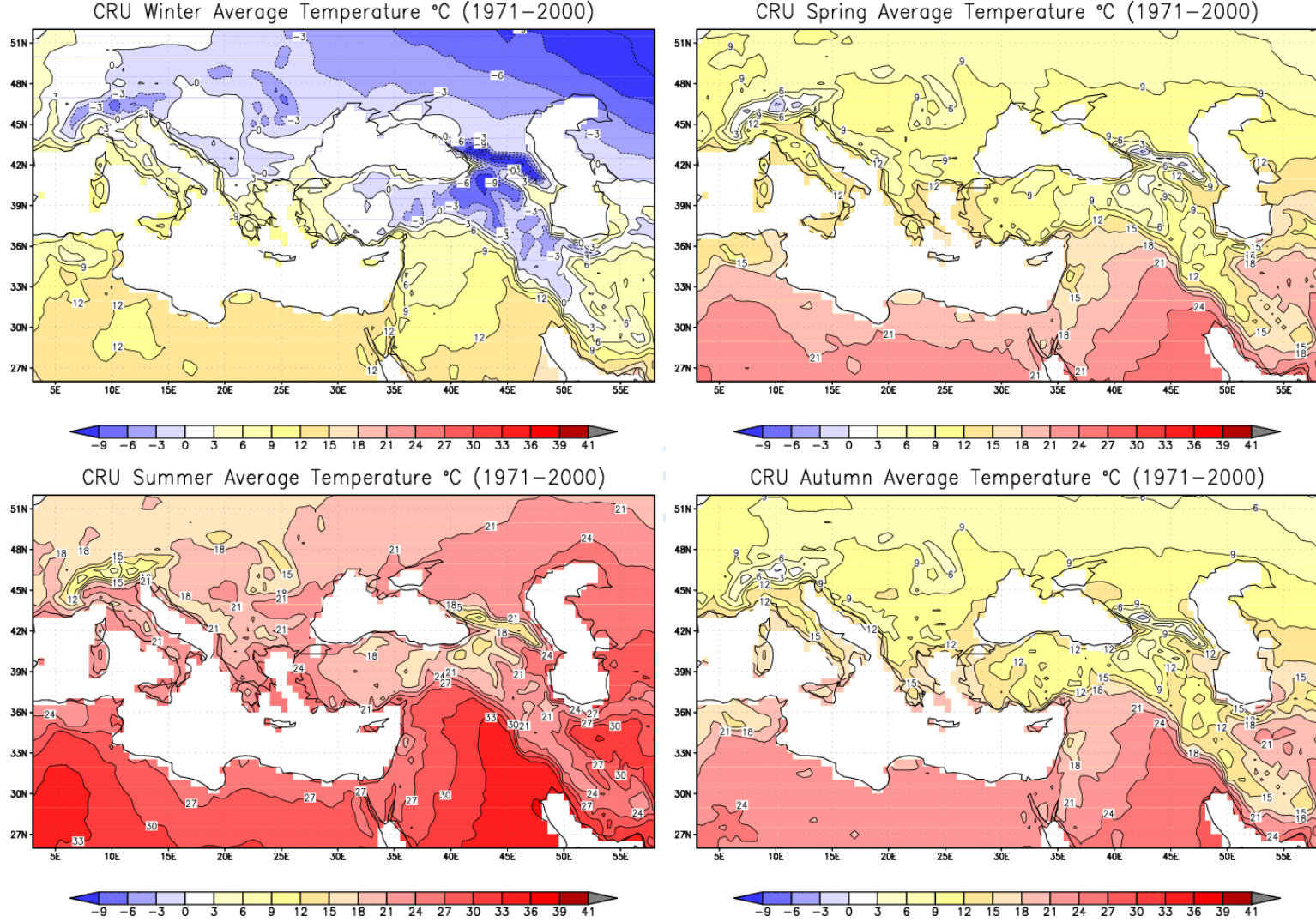
Geçiş mevsimleri olan ilkbahar ve sonbahar mevsimlerinde yüzey sıcaklıklarının sergilediği paternler CRU sıcaklıkları ile uyum arz etmektedir. ERA40 ve ECHAM5 simülasyonlarında ilkbahar mevsiminde Doğu Karadeniz, Adriyatik, Tiren ve Ege Denizleri civarında farklı yüzey sıcaklıkları gözlenmektedir. ECHAM5 simülasyonları ile Karadeniz'de nispeten daha düşük yüzey sıcaklıkları elde edilirken 15°C izotermi 36°N enlemlerine kadar inmektedir. Sonbahar mevsiminde ise Akdeniz'in güneyinde daha düşük sıcaklıklar mevcuttur. İç Anadolu bölgesinde özellikle Konya ovası ilkbaharda daha sıcak iken sonbahar mevsiminde daha soğuktur.



Şekil.4.5. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama hava sıcaklığı değerleri.
a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



Şekil 4.6. ECHAM5 kontrol simülasyonu için ortalama hava sıcaklığı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



Şekil 4.7. CRU 1971-2000 ortalama hava sıcaklığı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

4.4.2.2 Yağış

Atmosfer modellemesinde tahmin edilen değişkenlerin gözlemlerle tutarlılığı açısından en zorlanılan prognostik değişken yağıştır. Zira yağış atmosfer veya iklim modelinin tüm dinamik ve fizik opsiyonlarının entegre bir sonucunu teşkil eder. Şekil 4.8 ERA40 verisi, Şekil 4.9 ECHAM5 kontrol verisi ile çalıştırılan RegCM3 mevsimsel yağış toplamalarının 1971-2000 yılları arası ortalama değerlerini göstermektedir. Şekil 4.10 CRU gözlem verilerinin mevsimsel paternlerini sergilemektedir. Tüm resimlerde benzer renk dağılımı kullanılmıştır. Genel olarak kış yağış paterni gözlemlerle uygunluk gösterir. Bu simülasyonda kullanılan Grell şeması Arakawa Schubert kapama modeli modelde var olan diğer şemalardan daha kuru olmasına karşın gözlemlerle uyuşmayan aşırı yağışlar yükseltilerin olduğu bölgelerde göze çarpmaktadır. Kış mevsimi için ECHAM5 ile sürülen RegCM3 simülasyonları hem ERA40 ile çalıştırılan RegCM3 hem de gözlemlere göre çok daha fazla yağış oluşturmaktadır. Özellikle Doğu Karadeniz boyunca Doğu Karadeniz dağları ile Kafkas dağlarında ve Alpler üzerinde kış mevsimi toplam yağışları 1000mm değerini aşmaktadır. CRU verileri yağışlarının çok daha düşük olması kısmen dağlık bölgeleri temsil eden yağış istasyonlarının olmamasına bağlanabilir. RegCM3 bölgesel iklim modelinin özellikle keskin topoğrafik yükseltilerin olduğu bölgelerde aşırı yağış ürettiği aşıkardır. Kafkas dağları ve Doğu Karadeniz dağları kıyıda kara içine doğru çok keskin yükselirler. Önal (2008) bu problemi ortadan kaldırmak için düşeyde modelin düşey tabaka sayısını 18'den 23'e arttırarak simülasyonlar yapmıştır. Bu simülasyonlarda dağlardaki yağış şiddetlerinin çok değişmediği tespit edilmiştir. Nispeten kurak olarak tespit edilen güney Akdeniz sahilleri model ve gözlemlerle büyük oranda uyum içerisindedir. Zagros dağlarından Güney Doğu Anadolu'ya doğru uzanan eksen üzerindeki yağışlar ERA40 simülasyonlarında ECHAM5 ile sürülen bölgesel iklim simülasyonlarına göre çok daha yüksektir. ECHAM5 RegCM3 yağışlarında bölgenin kuzey yanal sınırlarında aşırı yağışlar sınır değerlerin modele verilmesinde bir problemin varlığını işaret etmektedir.

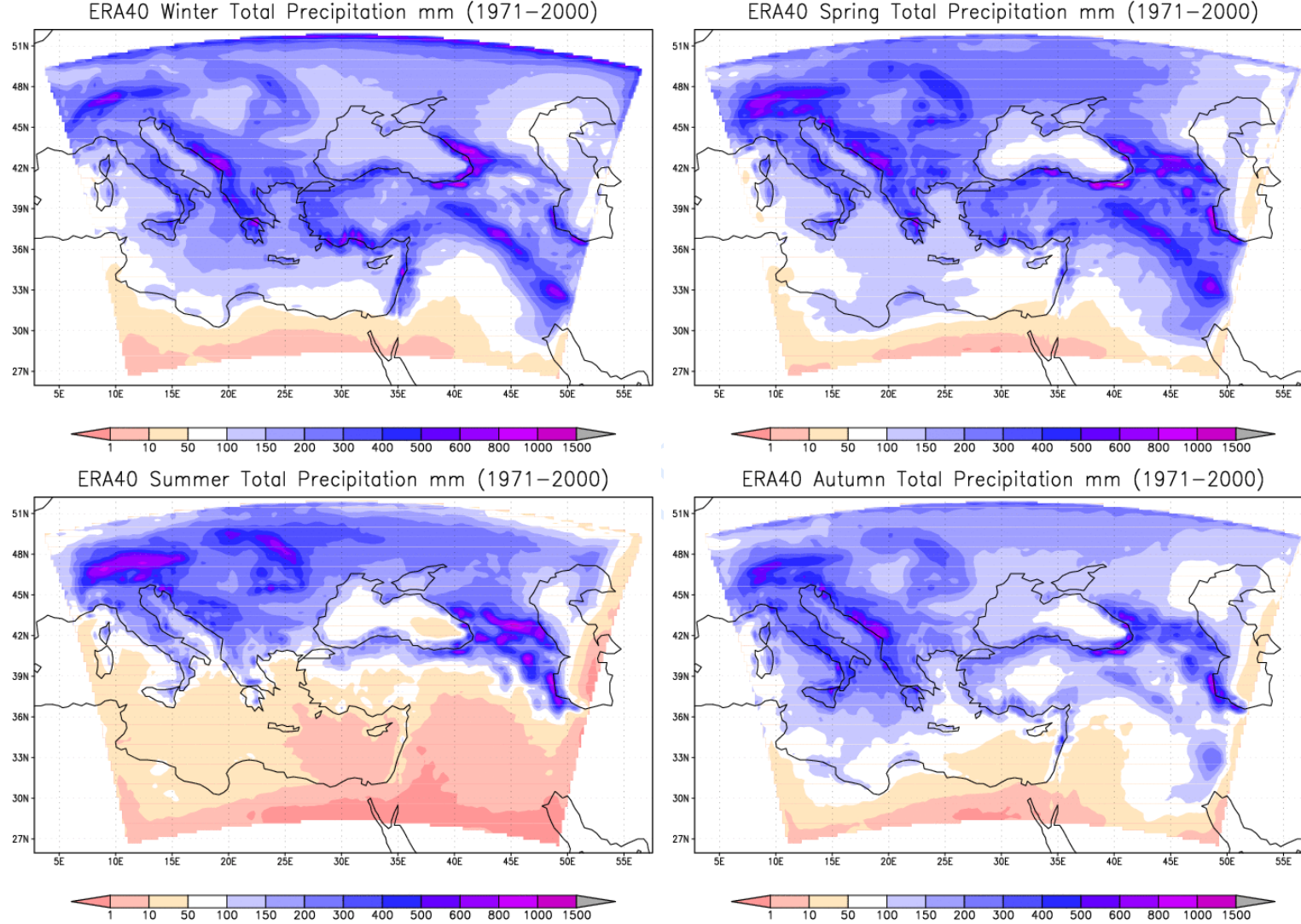
İlkbahar mevsiminde kış mevsimine benzer yanlılıklar her iki simülasyonda da mevcuttur. 35°N enleminin güneyinde model ve gözlemler uyum gösterirken üzerindeki enlemlerde genel olarak pozitif bir yanlılık söz konusudur. Doğu Karadeniz, Alpler ve Zagros dağları üzerinde bu yanlılık artmaktadır. Fakat Anadolu üzerinde ECHAM5 ile sürülen bölgesel model gözlemlere daha yakındır. Simülasyonlar 27km çözünürlükle yapıldığından 0.5x0.5 derece çözünürlüğe sahip CRU verisine göre tüm bölgede daha detaylı bir patern elde edilmiştir. Yüzey topoğrafyasının etkisi, elde edilen tüm mevsimsel yağış toplamalarında belirgindir. Nemin mevcudiyeti kıyasal zonda ve keskin topoğrafyanın mevcudiyeti dağlık alanlarda ekstrem

yağışların simüle edilmesinde en büyük etkidir. Bu problem model çözünürlüğünün artırılması ile kısmen çözülebilir olsa da bu çalışmada olduğu gibi bir kaç on yıl yapılan simülasyonlarda hesaplama zamanındaki artıştan dolayı maalesef yapılamamaktadır.

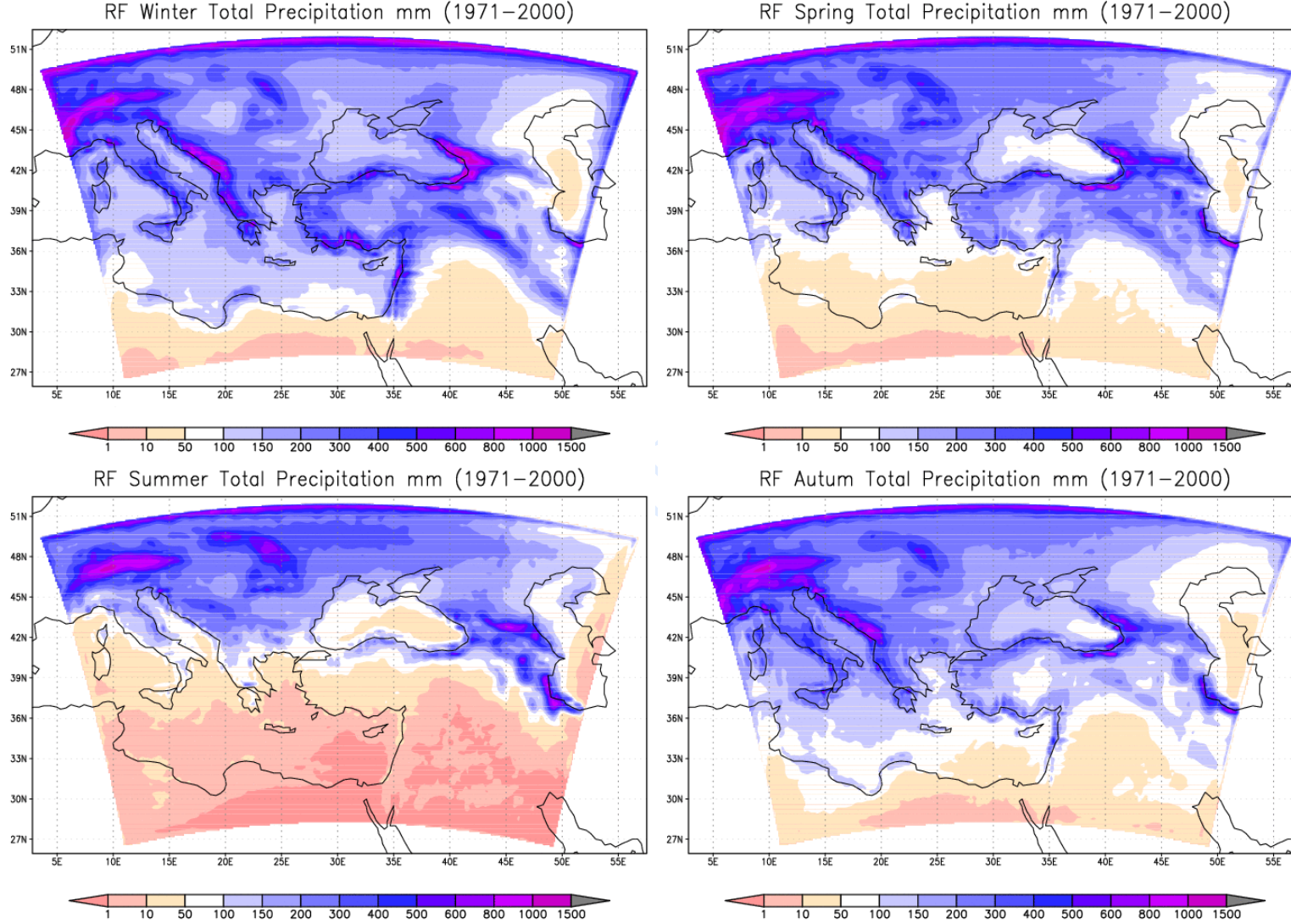
Her iki simülasyonda da yaz mevsimi Anadolu üzerinde daha kuraktır. Alpler üzerindeki yağışlar kış ve ilkbahar mevsimine göre gözlemlere daha yakındır. Kafkaslar üzerinde Hazar denizine doğru Elbruz dağları civarında oldukça yüksektir. Ayrıca Karpatlar üzerinde 800mm'yi aşan yaz mevsimi toplam yağışları mevcuttur. Denizler üzerindeki yağış alanı Doğu Akdeniz'in nispeten daha az yağış aldığını göstermektedir. ECHAM5 ile sürülen bölgesel iklim modeli Kıbrıs'ın güneyinde bu yağış azlığını vurgulamaktadır.

Sonbahar yağışları Karadeniz kıyıları hariç Anadolu ve bölgenin güneyinde gözlemlerle tutarlıdır. Karadeniz'in kuzeyinde ECHAM5 ile sürülen bölgesel modeldeki pozitif yanlılık daha fazladır. Her iki simülasyonda da Alpler, Karpatlar, Doğu Karadeniz Dağları ve Kafkaslar üzerindeki pozitif yanlılık diğer mevsimlere nispeten daha azdır.

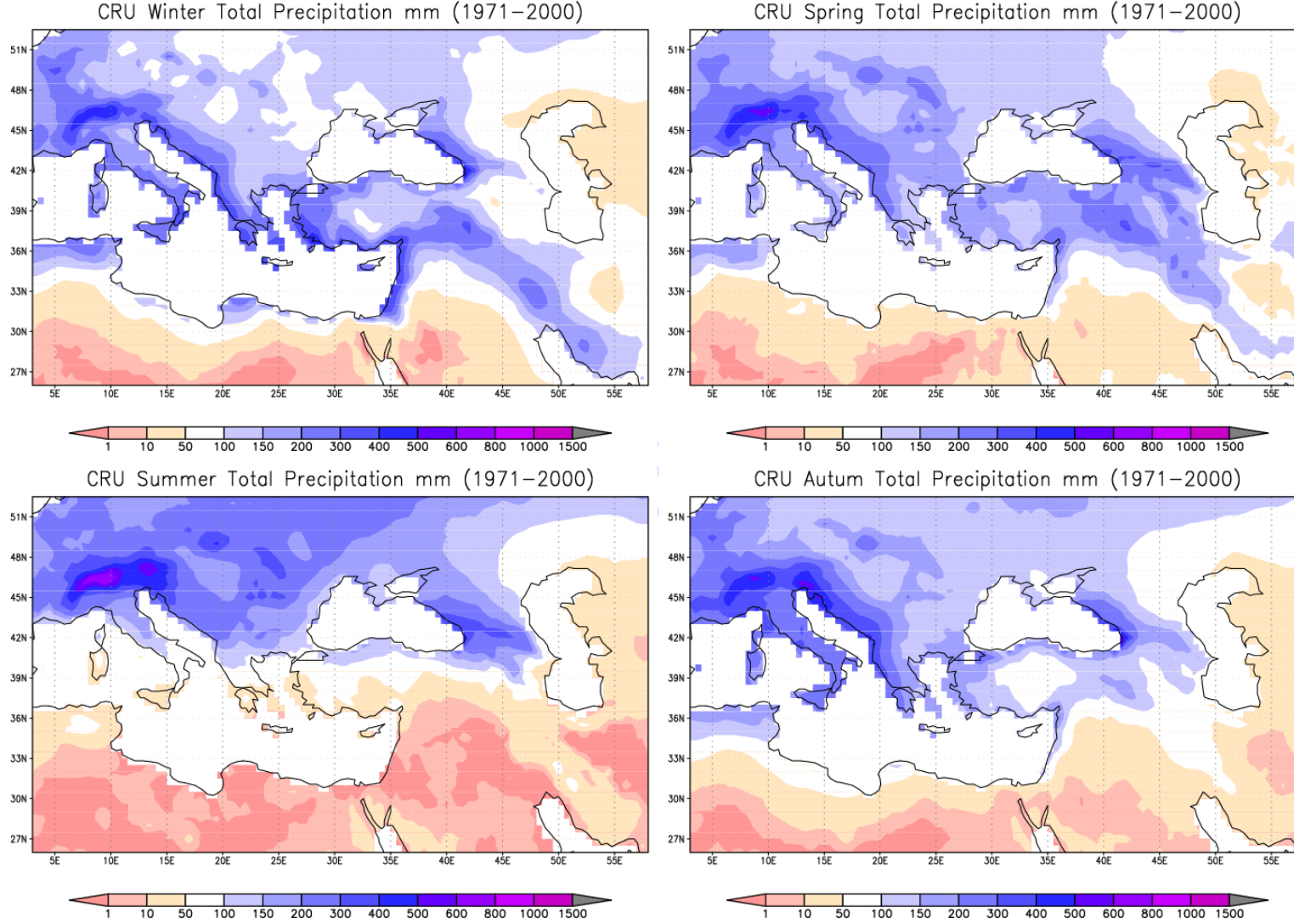
Sonuçlar, günümüz koşulları için ERA40 gözlem verisi ve ECHAM5 küresel model çıktıları ile çalıştırılan bölgesel iklim modelinin, mevcut yağış paternlerini gerçeğe yakın yakalayabildiğini göstermektedir. Yağışların büyük bir kısmı kıyasal zonlarda ve dağlık alanlarda olmaktadır. 27 km'lik çözünürlük mevcut iklim koşullarını 30 yıllık bir period için simüle etmekte yeterlidir. Dağlık alanlardaki yağış fazlalığı, modelin kullandığı SUBEX büyük ölçek yağış şemasında buz fiziğinin var olmamasından dolayı modelin kar ve yağmur yağışını ayırt edememesinden kaynaklanabilir (Önol ve Semazzi,2009). Ayrıca yüzey gözlemlerinin derlenmesinden oluşan CRU verisinde bu bölgeleri temsil eden istasyonların olmaması model sonuçlarının gözlemlerle gerçeklemesini zorlaştırmaktadır. Genel olarak bölgesel iklim modeli RegCM3 çalışılan bölgenin kuzeyini gözlemlerden daha yağışlı güneyini ise daha kurak tahmin etmiştir.



Şekil.4.8. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği toplam yağış değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



Şekil 4.9. ECHAM5 kontrol simülasyonu için toplam yağış a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



Şekil 4.10. CRU 1971-2000 meşimsel toplam yağış a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

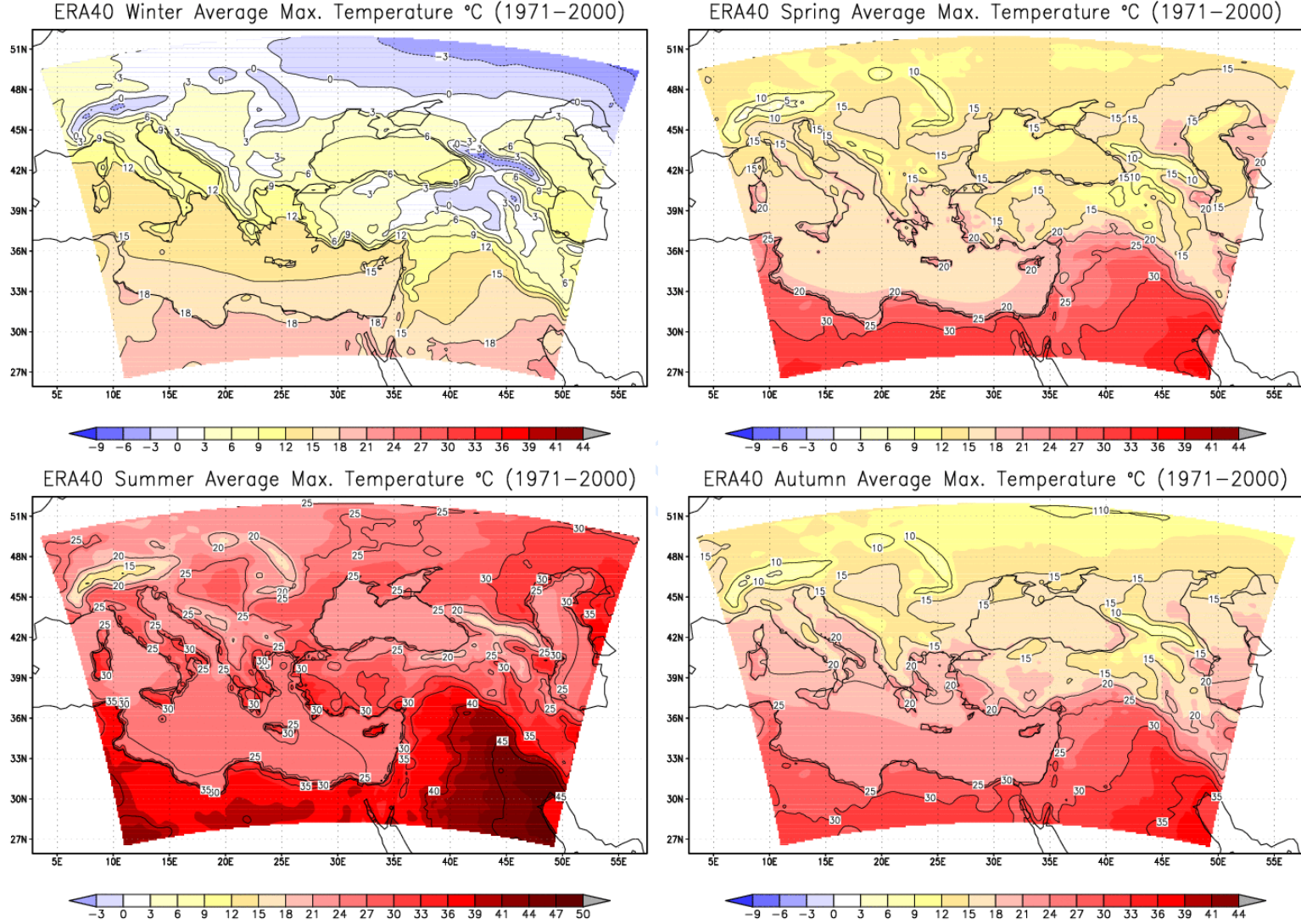
4.4.2.3 Maksimum ve Minimum Sıcaklıklar

Model simülasyonlarında yüzey verileri her üç saatte bir depolanmaktadır. Toplam bir gün için sekiz çıktı mevcuttur. Günlük maksimum sıcaklıklar depolanan sekiz veri içerisinde maksimum olanının alınması ile tespit edilmiştir. Daha sonra ise günlük maksimum sıcaklıkların uzun yıllar (1971-2000 yılları arası) aylık ve mevsimlik ortalamaları hesaplanmıştır. CRU veri setinde maksimum ve minimum sıcaklıklar yerine günlük sıcaklık aralığı mevcuttur. Bu nedenle bu ve bundan sonraki bölümde ERA40 gözlem verisinin ve ECHAM5 küresel model çıktılarının başlangıç ve sınır koşulları olarak alınarak çalıştırılan RegCM3 model çıktıları irdelenecektir.

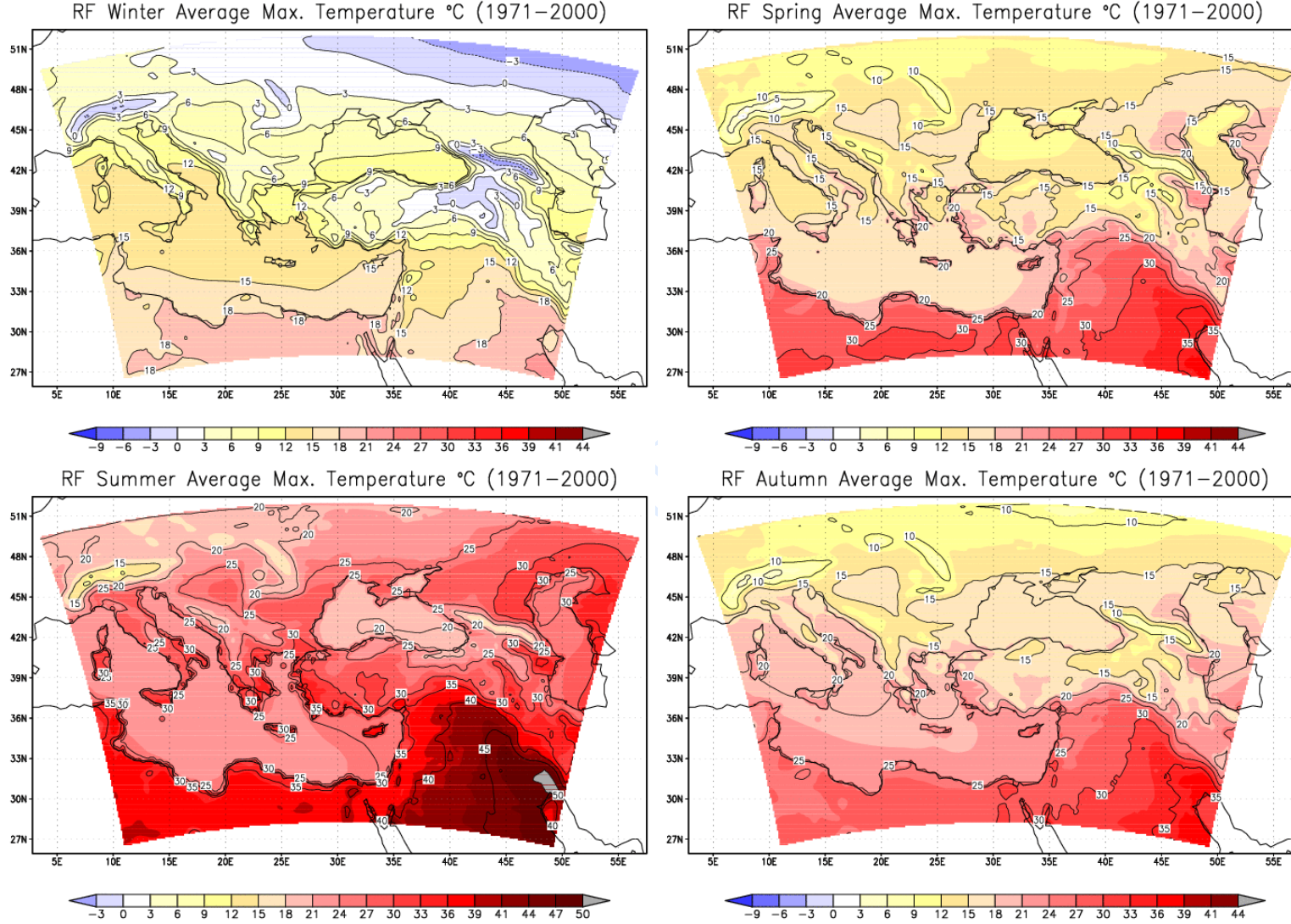
Şekil 4.11 ve Şekil 4.12 sırasıyla ERA40 verisi ve ECHAM5 simülasyonları maksimum sıcaklık ortalamalarını göstermektedir. Kış mevsimi maksimum sıcaklıkları oldukça benzer bir yapı sergilemektedir. Alpler ve Karpatlar üzerinde ECHAM5 ile sürülen RegCM3 ile elde edilen sıcaklık değerleri 2-3°C daha yüksektir. Maksimum sıcaklıklar Akdeniz ve Ege sahil şeridinde 12°C'ler civarındayken Doğu Anadolu'da 0°C'nin altına inmektedir.

Yaz maksimum sıcaklıkları için de her iki model simülasyonu çok yakındır. Arabistan ve Mezopotamya üzerinde maksimum sıcaklıklar 45°C lere ulaşmaktadır. Akdeniz sahilleri boyunca genelde 30°C civarında seyretmektedir. İlkbahar ve sonbahar mevsimleri kışa ve yazıya geçişleri ifade eder. Yazın depolanan enerji nedeniyle deniz alanları üzerindeki maksimum sıcaklıklar sonbaharda ilkbahardan 3°C daha yüksektir.

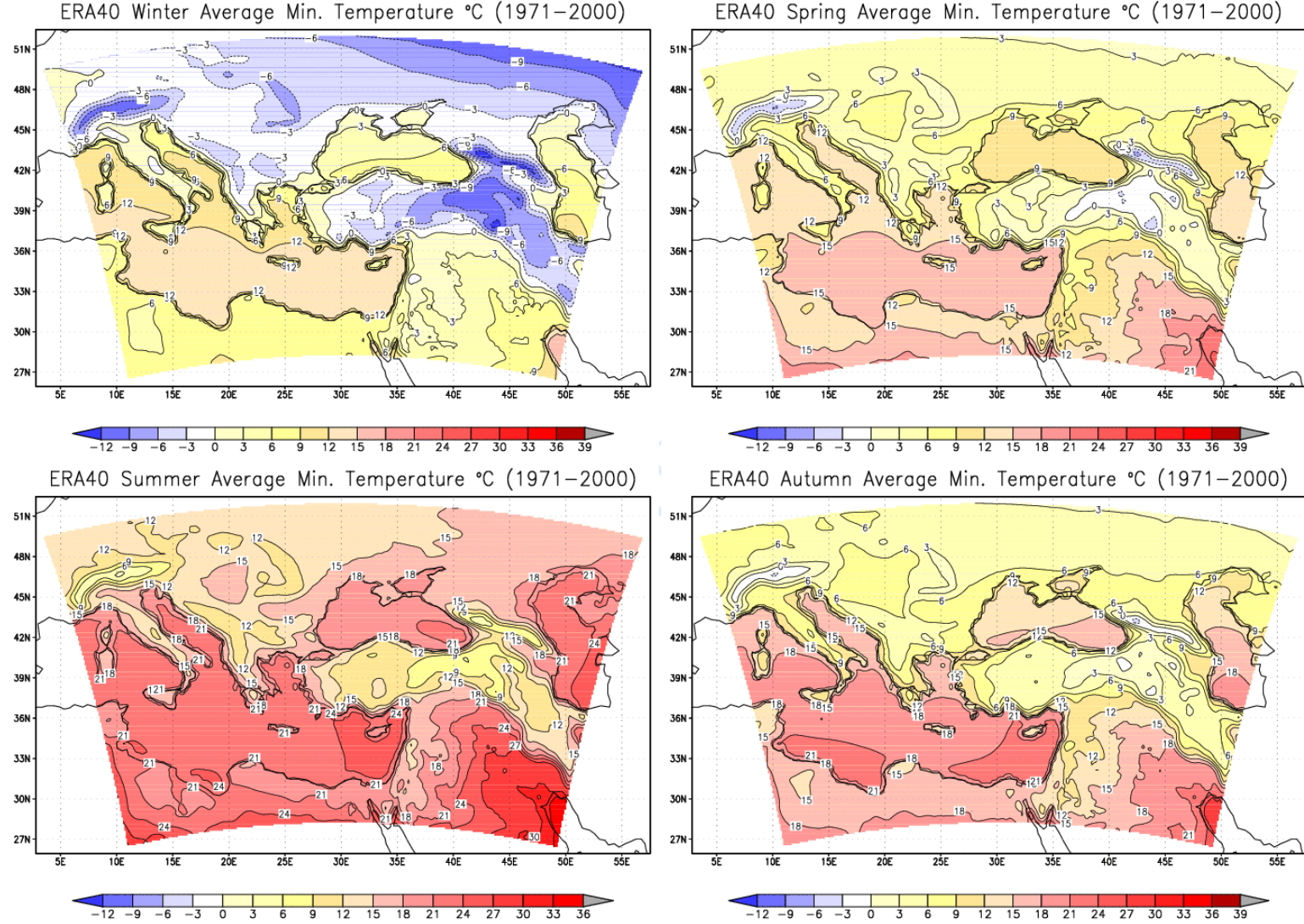
Minimum sıcaklıklar Şekil 4.13 ve Şekil 4.14'de yer almaktadır. Minimum sıcaklıklar her iki simülasyonda karalar üzerinde çok benzerdir. Denizler üzerinde Doğu Akdeniz ve Doğu Karadeniz üzerinde ERA40 ile sürülen bölgesel modelde 2-3°C yüksektir. Minimum sıcaklıklar Akdeniz'de kışın 12°C civarındayken yazın 21°C lere yükselmektedir. Kışın Doğu Anadolu'da minimum sıcaklık ortalamaları -9°C'lere düşer. Çalışılan bölgenin ERA40 ile sürülen model kışın daha düşük yazın ise daha yüksek minimum sıcaklıklar tahmin etmiştir. Güneyinde ise yalnızca yazın bir kaç derece daha yüksektir.



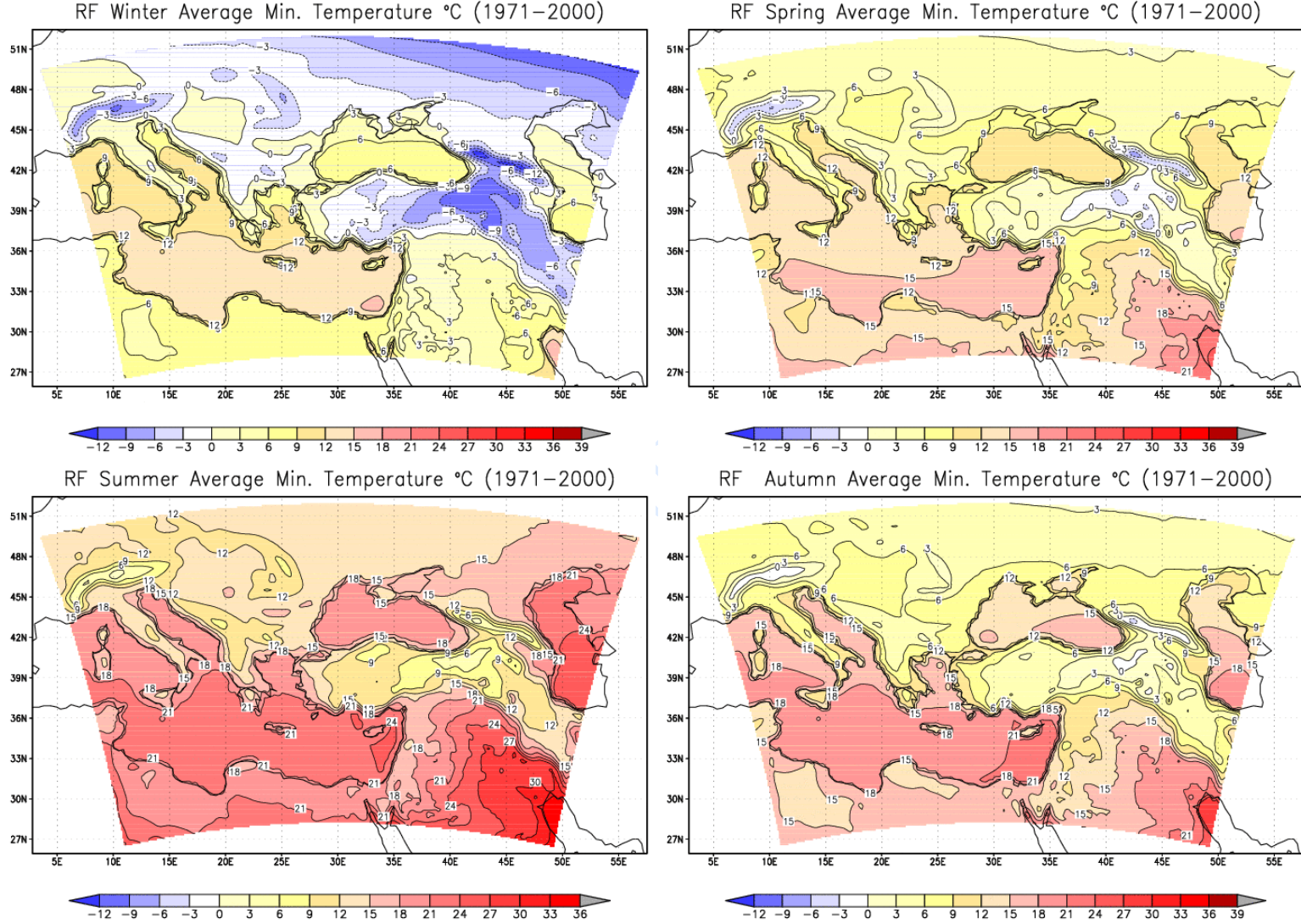
Şekil.4.11 ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama maksimum sıcaklık değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



Şekil 4.12. ECHAM5 kontrol simülasyonu için maksimum hava sıcaklığı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi



Şekil.4.13. ERA40 gözlem verisiyle çalıştırılmış RegCM3 simülasyonlarının 1971-2000 yılları arası için simüle ettiği ortalama minimum sıcaklık değerleri. a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



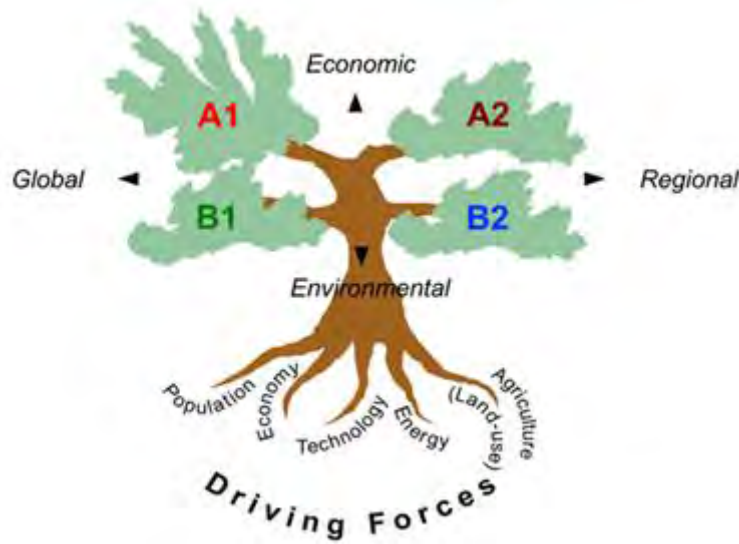
Şekil 4.14. ECHAM5 kontrol simülasyonu için minimum sıcaklık a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

BÖLÜM 5

5 GELECEK İKLİM SİMÜLASYONU

5.1 SRES EMİSYON SENARYOLARI

Hükümetlerarası İklim Değişimi Panelinin 2001 3. Raporunda küresel sirkülasyon modellerini gelecek emisyon senaryoları altında çalıştırarak iklim senaryolarını oluşturmak için hazırlanmıştır ve 4. Raporda bu senaryolara yeni eklemeler yapılmıştır. İklim değişimindeki projeksiyonlar gelecekteki insan aktivitelerine bağlı olduğu için iklim modelleri bu senaryoları dahil ederek çalıştırılmalıdır. Halihazırda 40 farklı senaryo mevcuttur. Bu senaryolar oluşturulurken gelecekteki sera gazı salınımları, arazi kullanımı ve iklimi değiştirebilecek diğer değişkenler düşünülmüştür. Özellikle her senaryo gelecekte ekonomik ve teknolojik ne tür gelişmeler olacağı kabulleri altında oluşturulmuştur. SRES senaryoları şematik olarak Şekil 5.1’de gösterilmektedir. Genel olarak iki senaryo grubu mevcuttur. Birincisi A grubu ikincisi B grubudur.



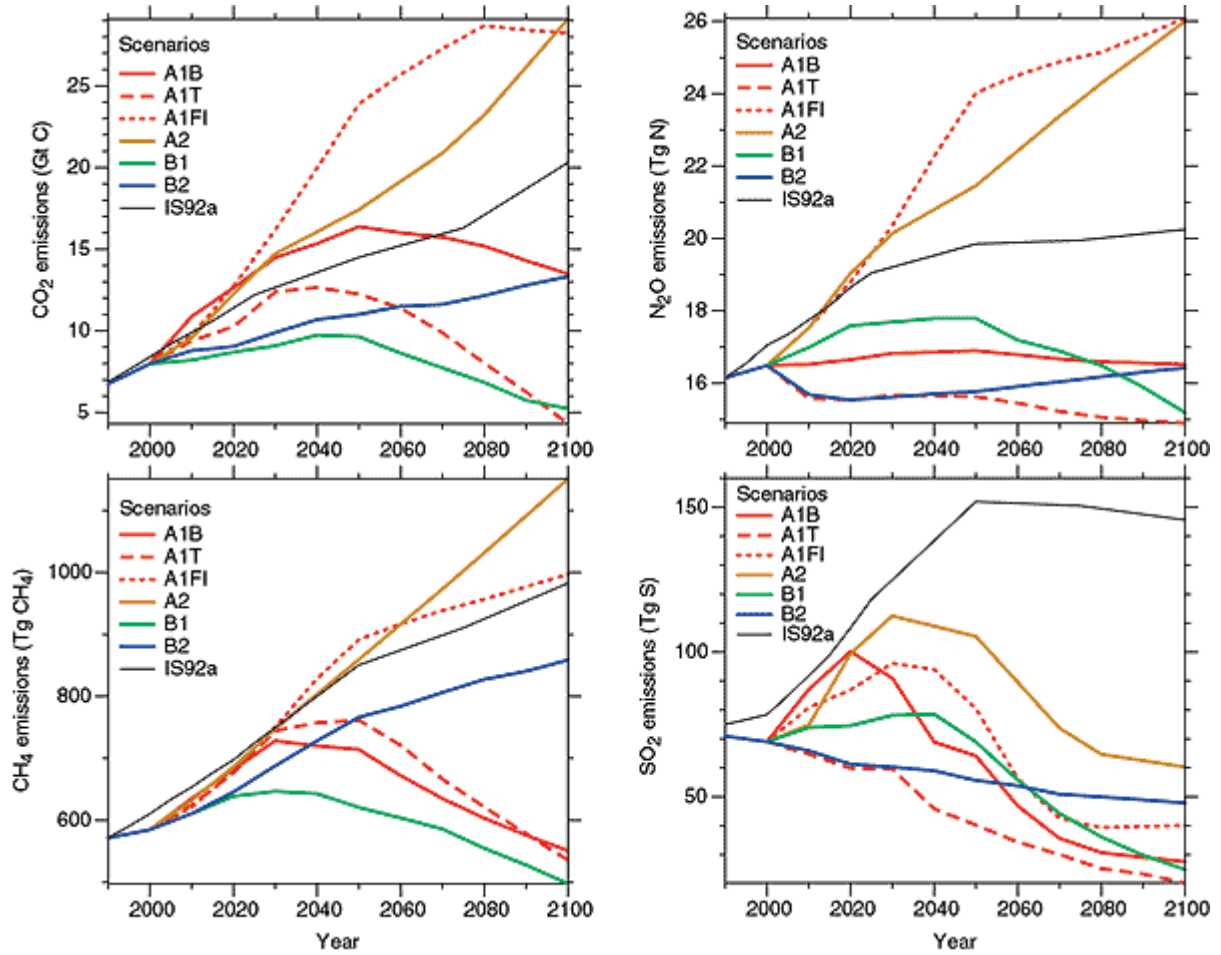
Şekil 5.1 SRES senaryo şeması (IPCC, 2001)

A grubu senaryolar içindeki A1 senaryosu, hızlı ekonomik gelişme, küresel nüfusun 2050'li yıllarda 9 milyara ulaşacağı ve 2050'den sonra kademeli olarak azalacağı, yeni ve etkin teknolojilerin dünyada hızla yayılacağı, bölgesel farklılıkların ortadan kalkıp tüm dünya insanların hem sosyal hem de kültürel olarak yakınlaşacağı kabullerine dayanır. A1FI fosil yakıtları vurgularken, A1B enerji kaynaklarında dengeyi ve A1T ise fosil yakıt kullanmayan enerji kaynaklarının baskın olacağını belirtir. A2 grubu literatürde gelecek iklim simülasyonlarında şu ana kadar en yaygın kullanılan senaryodur. A1'in aksine A2 gibi entegre bir dünya yerine daha parçalanmış bir dünya kabul eder. Her ülkenin birbirinden bağımsız hareket ettiğini, dünya nüfusunun sürekli olarak arttığını, ekonomik gelişmenin bölgeler bağlı olduğunu ve teknolojiye daha yavaş bir gelişme olduğunu kabul eder.

B grubu senaryoları A grubu senaryolarına göre daha çevreci senaryolardır. B1 senaryosu entegre bir dünya olacağını, dünya nüfusunun 2050 yılına kadar artacağını ve 9 milyara ulaşacağını, 2050 yılından sonra A1 senaryosunda olduğu gibi azalacağını, temiz ve kaynak etkin teknolojilerin tanıtılarak malzeme kullanımında azalmanın olacağını, ekonomik, sosyal ve çevresel çözümlerin küresel bazda üretileceğini kabul eder. B2 ise A2'ye benzer parçalanmış bir dünya kabulüne dayanır. Nüfus A2 senaryosundaki gibi sürekli artar fakat bu artış A2 senaryosundan daha yavaştır. Daha çok küresel yerine yerel gelişmeler vurgulanır. B1 senaryosunda daha homojen bir dünya kabulü varken B2'de heterojendir. Üretilen ekonomik, sosyal ve çevresel çözümlerin global yerine yerel olacağı kabulü mevcuttur.

Şekil 5.2 yukarıda belirtilen senaryolara ait sera gazı konsantrasyonlarındaki beklenen değişimleri göstermektedir. CO₂ emisyonları A1B senaryosunda 2050 yılına kadar artarak

16Gton seviyesine ulaştıktan sonra 2100'lü yıllarda 13 Gton seviyelerine doğru azalmaktadır. Senaryo kabullerine paralel olarak yüzyılın sonunda en yüksek artışlar A2'de olurken daha çevreci kabülleri olan B2 senaryosunda en az olmaktadır. A1B senaryosunda CH₄ 2030 yılına kadar artıp 2030'lu yıllarda kısmen stabilize olup, 2050 yılından sonra hızla azalmaktadır. N₂O'nin çok değişmeyeceği, SO₂'nin ise 2020 yılına değin artıp sonra azalacağı öngörülmektedir.



Şekil 5.2. CO₂, CH₄, N₂O ve kükürtdioksitin 6 SRES senaryosu (A1B,A2,B1,B2,A1FI ve A1T) için antropojenik emisyonları, (IPCC Emisyon Senaryoları Özel Raporu, 2001)

5.2 2010-2040 YILLARI İÇİN GELECEK İKLİM

ECHAM5 küresel spektral modelin 2010-2040 yılları simülasyonlarının başlangıç ve sınır koşulları olarak kullanılarak RegCM3 modeli günümüz koşulları deney dizaynı baz alınarak çalıştırılmıştır. Model 2009 Eylül ayında çalıştırılmaya başlanmış ve 2010 Ocak ayından itibaren elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir. Bu bölümde gelecek simülasyon sonuçlarının 1971-2000 yılları arasındaki 30 yıllık ECHAM5 günümüz koşulları için dinamik ölçek küçültme ile elde

edilen simülasyonlardan farkı alınmış ve iklim parametrelerindeki değişimler 1971-2000 ortalama koşullarına göreceli olarak irdelenmiştir.

5.2.1 850HPA SEVİYESİ SİRKÜLASYON DEĞİŞİMİ

Akdeniz havzası Kuzey Afrika'nın kurak iklimi ile Avrupa'nın ılıman iklimi arasındaki geçiş zonunda yer alır. Bu nedenle orta enlemleri ile tropikal süreçler arasındaki etkileşimler bölge iklimini etkiler. Gelecek simülasyonları, genel sirkülasyondaki küçük değişimlerin dahi orta enlemlerdeki fırtına izlerini veya sub-tropikal yüksek basınç merkezlerinin kuzeye kaydırıldığını göstermiştir. Bu durum Akdeniz havzasında yer alan ülkelerin ikliminde anlamlı değişimlere neden olmakta ve bu ülkeleri iklim değişimine duyarlı hale getirmektedir (Giorgi ve Lionello, 2008).

Bilimsel yazında yer alan çalışmalar yüzyılın sonuna (2071-2100) odaklanarak değişimleri bu periyot için ortaya koymaktadır. Bu çalışmada A1B senaryosu için elde edilen bulgular 2010-2039 yılları arasında Türkiye ve civarında sirkülasyonda değişimlere işaret etmektedir. Şekil 5.3. 850hPa seviyesi için rüzgar, sıcaklık ve bağıl nemin 2010-2039 yılları arasındaki ortalamalarının 1971-2000 yıllarına göre değişimini dört mevsim için göstermektedir. Kış mevsimi (sol üst panel) 850hPa rüzgar alanının tüm bölge üzerinde daha batılı bir bileşen kazanacağı tahmin edilmektedir. Akış İç Anadolu bölgesinin batısı ve Doğu Anadolu Bölgesinin doğusunda güneyli bileşen kazanmakta ve farklar 1m/sn mertebesine ulaşmaktadır. Bağıl nemlerde Türkiye üzerinde Ege ve Doğu Akdeniz Bölgelerinde (İskenderun Körfezinin kuzey doğu kesimlerinde) %1-2 artış meydana gelmektedir. 850hPa sıcaklıkları 0.8°C civarında daha yüksektir. Doğu Anadolu bölgesinin güney doğusunda 1.2°C lere ulaşmaktadır.

İlkbahar (sağ üst panel) aylarında akış Türkiye'nin batısında kuvvetli kuzey batılı bileşen kazanmaktadır. Doğu Anadolu üzerinde ise farklar küçüktür. Türkiye'nin doğusunda bağıl nemde %3'lere ulaşan azalmalar mevcuttur. 850hPa sıcaklıklardaki artışlar kış aylarındaki kadar kuvvetli olmasa da doğu ve batı arasındaki gradyan bu mevsimde de belirgindir. Doğudaki sıcaklık değişimleri 1°C'lere ulaşmaktadır.

Yaz (sol alt panel) aylarında Kuzeyde doğulu, güneyde ve özellikle doğuda güneybatılı bileşen artmaktadır. Bağıl nem orta Karadeniz'de %2'ler civarında artış vardır ve batıya doğru azalmaktadır. Sıcaklıklardaki artış hızları batıda zonal bir yapı gösterirken Doğu'da yükseltinin fazla ve bağıl nemin azaldığı bölgelerde 1.5°C'lere ulaşmaktadır.

Sonbahar (sağ alt panel) ayında Güney Doğu Anadolu ve Doğu Anadolu bölgesi üzerinde 850hPa bağıl nemi %4'lere kadar artmaktadır. Bu bölgede rüzgarın güneyli bileşeninde artışlar

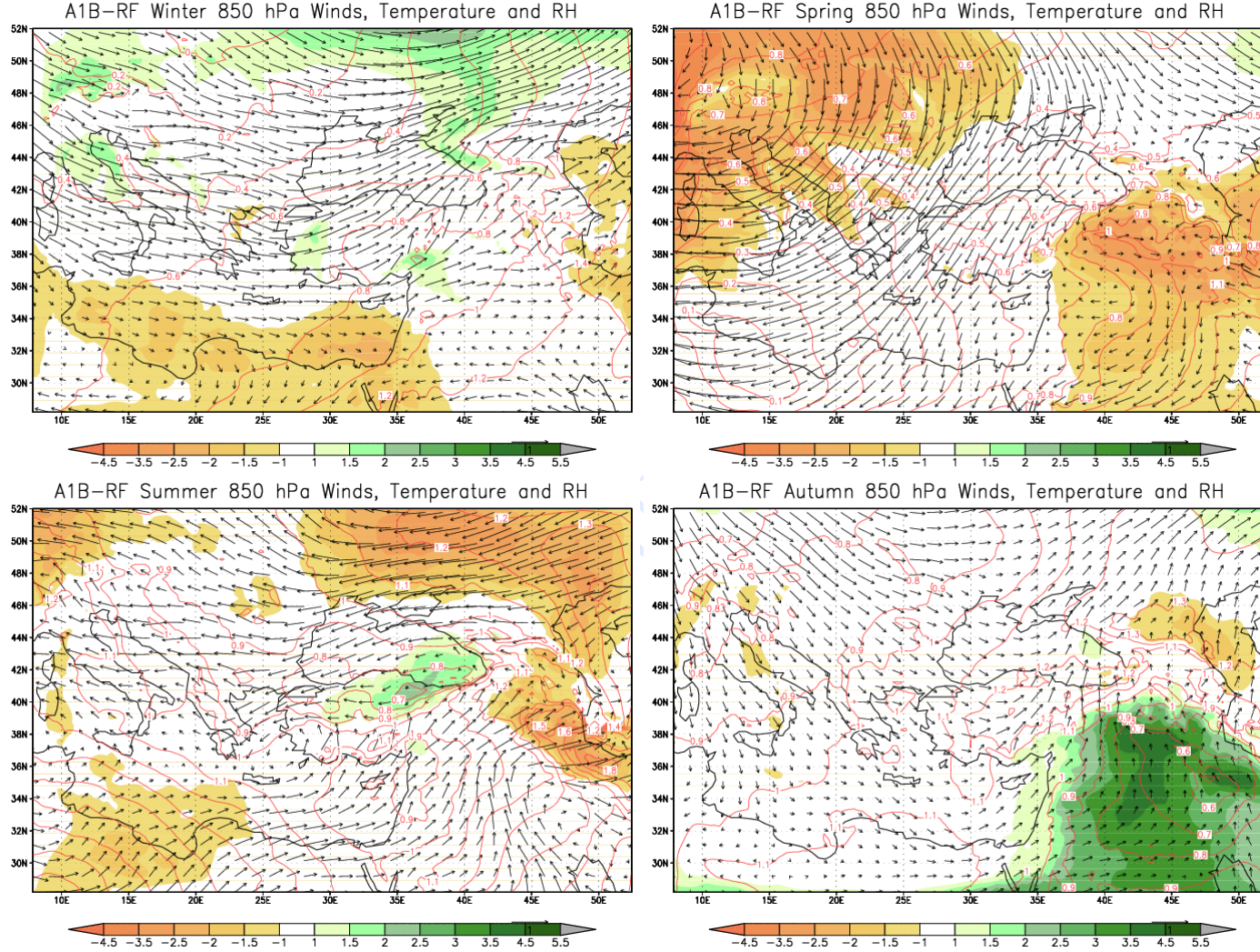
gözlenmektedir. Diğer mevsimlerden farklı olarak sıcaklık gradyanı terstir ve batıdaki artışlar doğudan daha fazla olup 1.2°C civarındadır. 850hPa seviyesi sirkülasyonundaki değişimler yağış alanını etkilemekte ve yağışlar genel olarak tüm Türkiye üzerinde artmaktadır. Bağıl nem artışına bağlı olarak Doğu Anadolu ve Güney Doğu Anadolu üzerinde yağışlarda 50mm'den daha fazla artışlar mevcut olmaktadır.

Genel olarak tüm mevsimlerde 850hPa seviyesi sıcaklıklarında bir artış mevcuttur. Sonbahar mevsimi dışında Doğu Anadolu bölgesinde bağıl nemde bir azalma vardır. İlkbahar mevsiminde kuzeydoğulu rüzgarda artma mevcut iken sonbaharda akış güney batılıya dönmektedir. Yaz mevsimi sirkülasyonu ise bu iki mevsim arasındaki akış değişim mevsimidir. Akış kuzeyde kuzey doğulu iken güneyde güney batılı hale dönmektedir. Aşağı seviye sirkülasyonundaki değişimler yağıştaki değişimlerle yakından ilgilidir. Sonbahar aylarında doğuda güneydoğulu akışın güçlenmesi orografik yağışların artışına neden olmaktadır. İlkbahar aylarında doğuda hakim olan antisiklonik akış, kuru çöken havanın etkisiyle bu bölgede nemin ve yağışların azalmasını sağlamaktadır.

5.2.2 SICAKLIK

Model simülasyonlarında sıcaklıkların 2010-2039 döneminde minimum $0.5-1.0^{\circ}\text{C}$ artışın olacağını öngörmektedir (Şekil 5.4). Kış aylarında (Şekil 5.4 sol üst panel) Van gölü civarında artışlar $1.0-1.5^{\circ}\text{C}$ civarında olurken diğer bölgelerde $0.1^{\circ}\text{C}-1.0^{\circ}\text{C}$ arasındadır. İlkbahar mevsiminde (sağ üst panel) Türkiye'nin kuzey ve batısındaki artışlar güneye nispeten daha azdır. Ortalama sıcaklıklarda beklenen en dramatik değişim sonbahar aylarında meydana gelmektedir. Değişim 1.5°C ile 2.0°C arasındadır ve Tüm Türkiye üzerinde yaklaşık homojen bir değişim mevcuttur. Mevsimsel olarak yüzey yakınındaki hava sıcaklığındaki ve 850hPa sıcaklıklarındaki değişimler dikkate alındığında troposferin yaklaşık homojen bir şekilde ısındığı ortaya çıkmaktadır. Sirkülasyondaki değişimler küresel ısınma etkilerini bölgesel olarak arttırmaktadır.

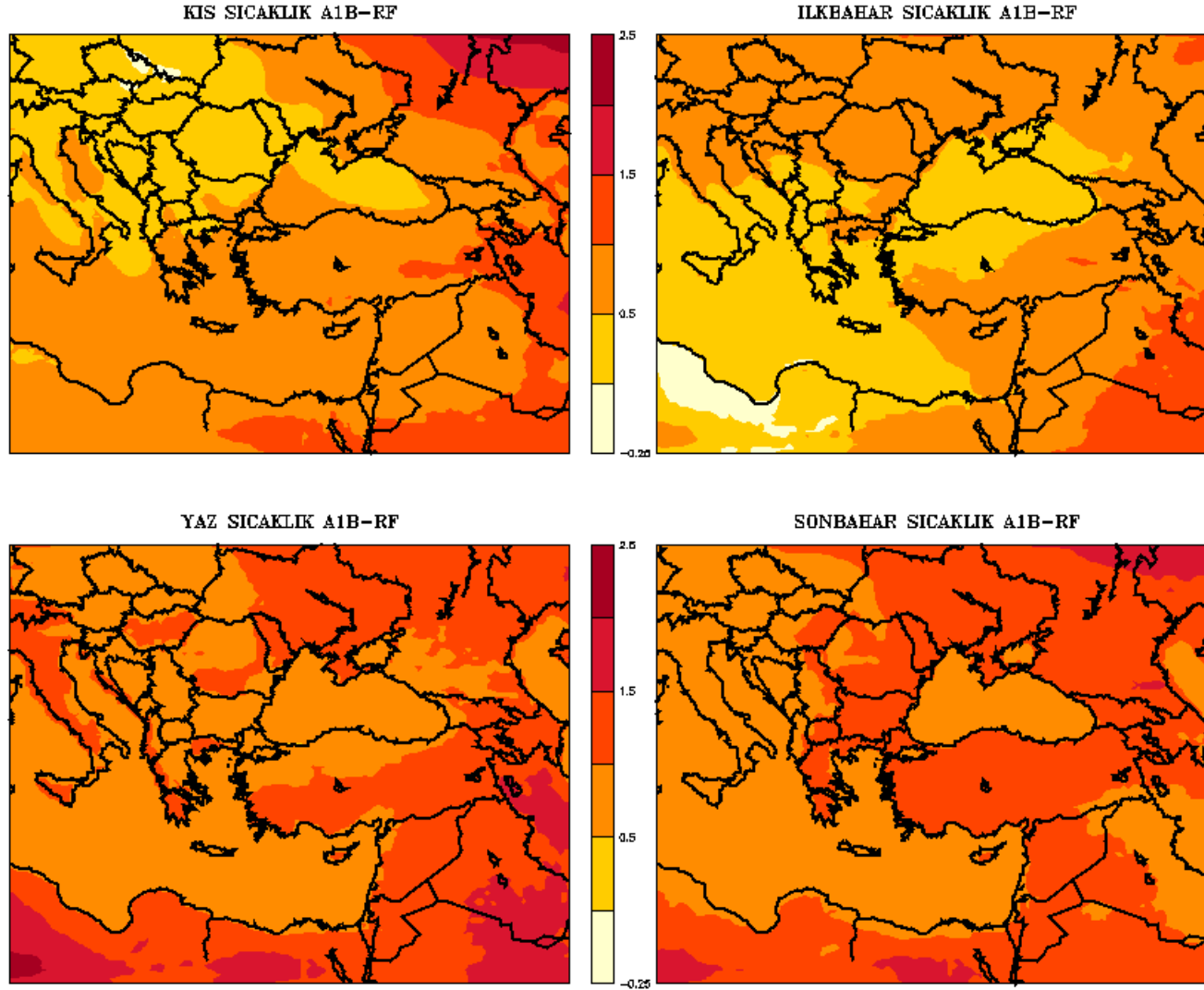
Sıcaklıktaki değişimler 10'ar yıllık periotlar halinde incelendiğinde (Şekil 5.5-5.7) mevsimsel ortalama sıcaklıklardağı değişimin artışı dikkate değerdir. İlk 10 yıldaki sıcaklıklar batı Marmara ve orta Karadeniz'de değişmezken Doğu ve güney batı Anadolu'da 0.5°C lerin biraz üzerindedir. Hatta ilkbahar aylarında orta Karadeniz ve doğu Marmara'da kısmi bir soğuma dahi mevcuttur. Benzer soğuma Doğu Avrupa üzerinde kış mevsiminde gözlenmektedir.



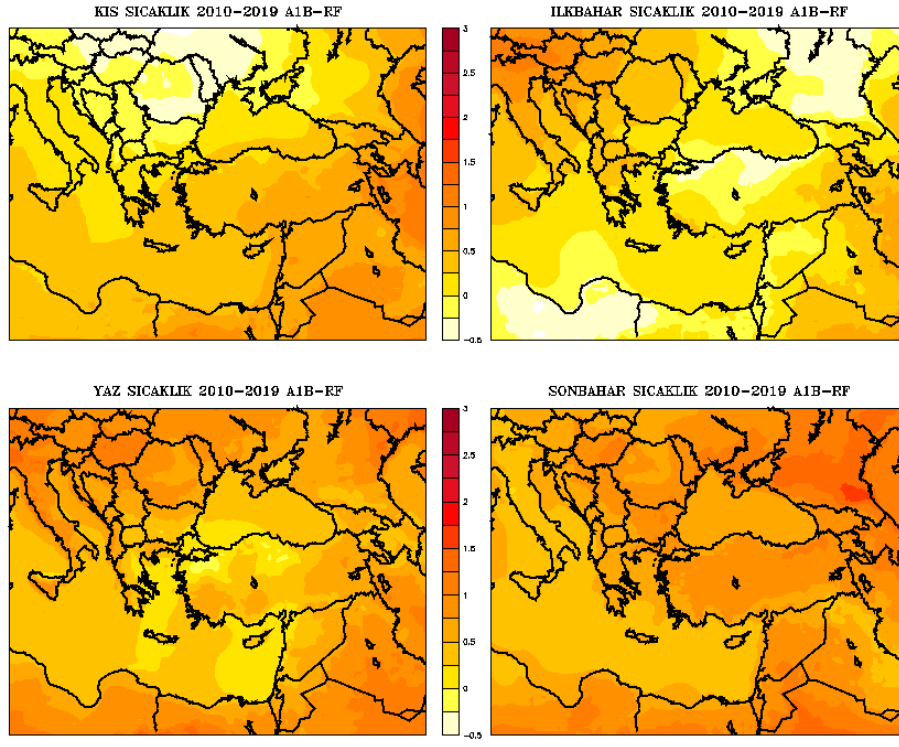
Şekil.5.3. 850hPaseviyesi rüzgar, sıcaklık ve bağıl nemin 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi, .

Bu periyottaki en şiddetli değişim sonbahar aylarındadır. İkinci 10 yıllık periyotta (2019-2029) yaz mevsimindeki değişimler doğu batı sıcaklık gradyanının şiddetlendiğini göstermektedir (Şekil 5.6). Batıda sıcaklıklarda kayda değer bir değişim olmazken doğu Anadolu bölgesinde 1°C'ler civarında bir artış tahmin edilmektedir. Bu dönemde tüm Türkiye için en büyük sıcaklık değişimleri kış aylarında meydana gelmektedir. Sıcaklıklardaki en kuvvetli değişimler son on yıllık periyot olan 2030-2039 arasında gerçekleşmektedir. Bu dönemde özellikle yaz sıcaklıklarındaki değişimler 2.0-2.5°C'lere ulaşmaktadır. Kuzey güney yönünde sıcaklık değişim hızında farklılıklar mevcuttur ve Güney Ege, Akdeniz bölgeleri ile İç Anadolu bölgesindeki sıcaklık artışları diğer bölgelerden çok daha fazladır.

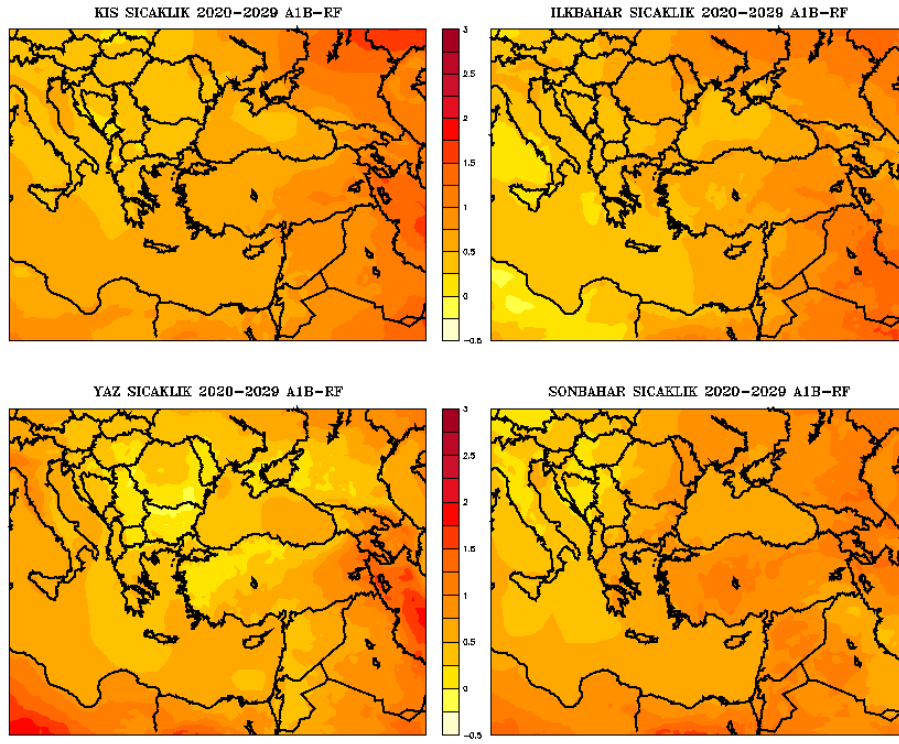
Yağışlardaki azalma ve artan hava sıcaklığı yüzeyden olan buharlaşmayı arttırmaktadır. Yaz aylarında toprak neminin düşmesi yüzeyin gizli ısı akısı ile soğumasını azalttığı için yaz mevsiminde yüzey yakınındaki hava sıcaklığındaki artış diğer mevsimlere nispeten daha fazla olmaktadır. Çalışıla bölgedeki sıcaklık değişimleri incelendiğinde, en yüksek değişimlerin Akdeniz çevresinde gerçekleştiği görülmektedir. Son on yılda ilkbahar mevsimindeki sıcaklık artışı diğer mevsimlere göre en azdır. Kuzeybatıdan güney doğuya doğru bir ısınma gradyanı mevcuttur. En yüksek değişimler Güney Doğu Anadolu bölgesinde gözlenmektedir. Basra Körfezinden kuzey batıya uzanan bölgede değişimler yüksektir. Taa tersine sonbahar aylarında aynı bölge üzerindeki sıcaklık artışları diğer bölgeler göre daha azdır. Atmosferik sirkülasyondaki değişimler bu mevsimde bölgenin yağış miktarındaki artışı göstermektedir. Bu nedenle yüzeyin soğuması hissedilir ısı akısından ziyade gizli ısı akısı ile olmakta ve sıcaklık farklarının artmasını önlemektedir.



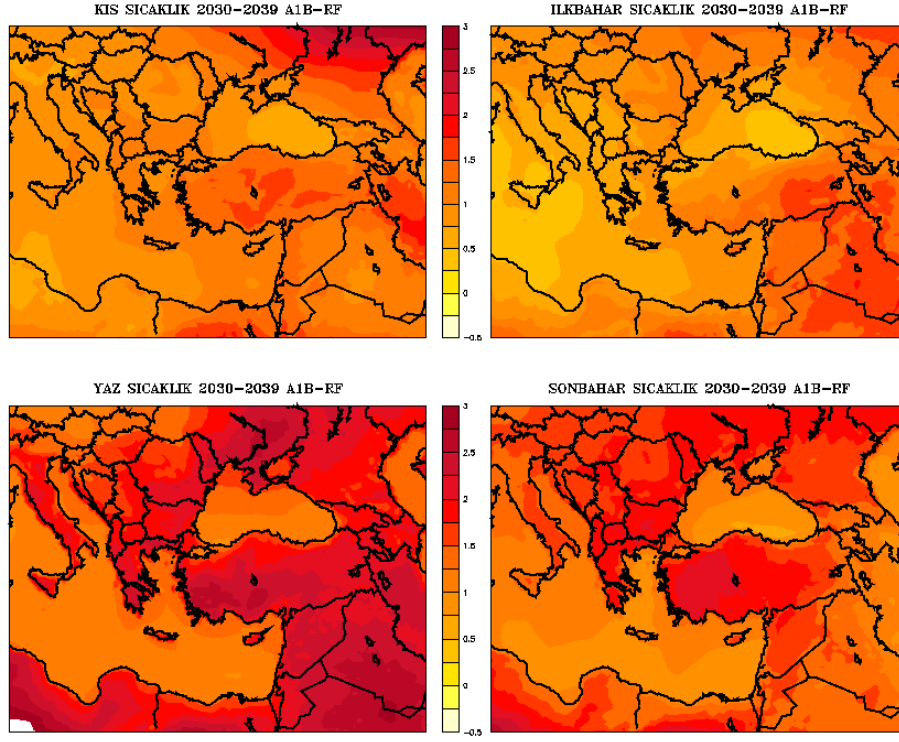
Şekil.5.4. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu sıcaklık ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi,



Şekil.5.5. 2010-2019 yılları arası ortalama sıcaklığın referans dönemi farkları.

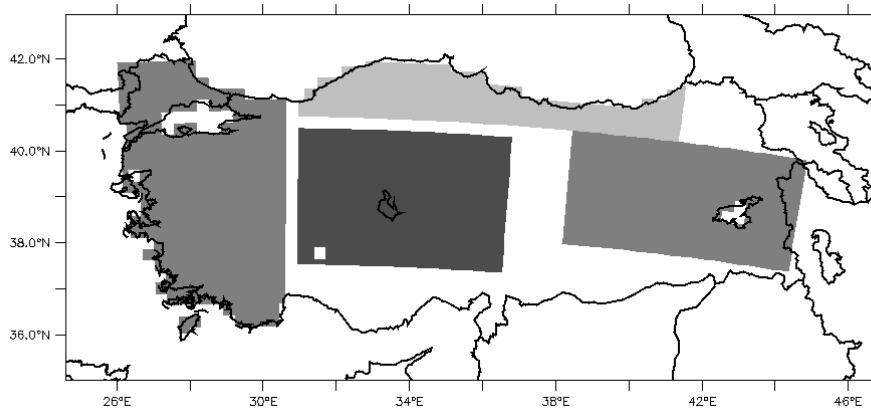


Şekil.5.6. 2020-2029 yılları arası ortalama sıcaklığın referans dönemi farkları



Şekil.5.7. 2030-2039 yılları arası ortalama sıcaklığın referans dönemi farkları

Sıcaklıktaki değişimleri bölgesel olarak irdelemek için 4 bölge seçilmiştir: batı Türkiye, Karadeniz kıyı şeridi, iç Anadolu ve Doğu Anadolu. Bu bölgeler Şekil 5.8’de gösterilmektedir. Her bölge için referans ve gelecek senaryosuna ait bölgesel ortalama sıcaklıklar hesaplanmıştır. Elde edilen zaman serileri iki farklı yaklaşımla analiz edilmiştir. Birinci yaklaşımda her bölgede mevsimsel olasılık sıcaklık dağılım fonksiyonlarının, referans ve gelecek senaryosu altındaki değişimleri irdelenmiştir. İkinci yaklaşımda ise her iki dönem frekans ortamındaki değişimler incelenmiştir.

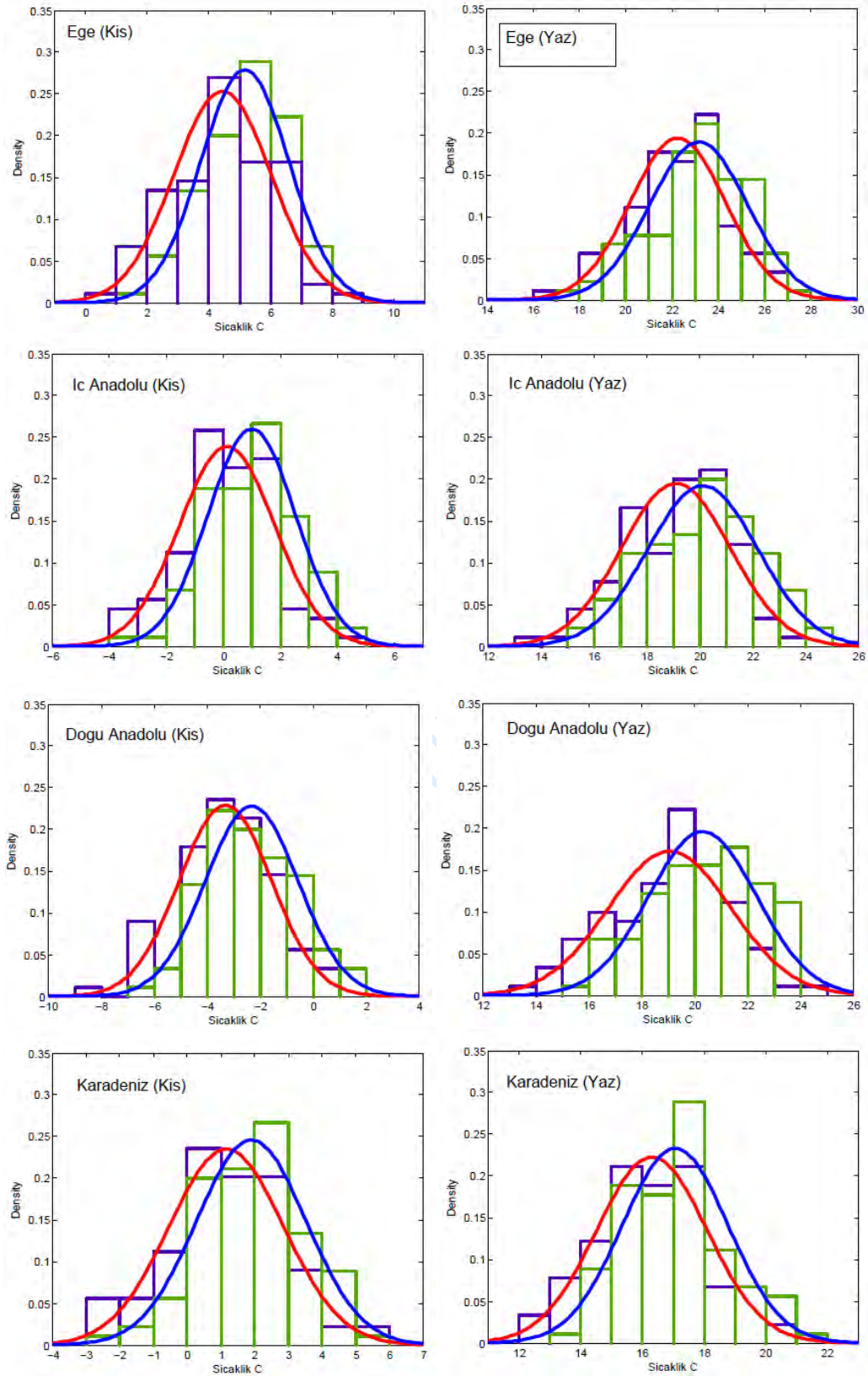


Şekil 5.8 Zamansal değişim analizi için seçilen bölgeler.

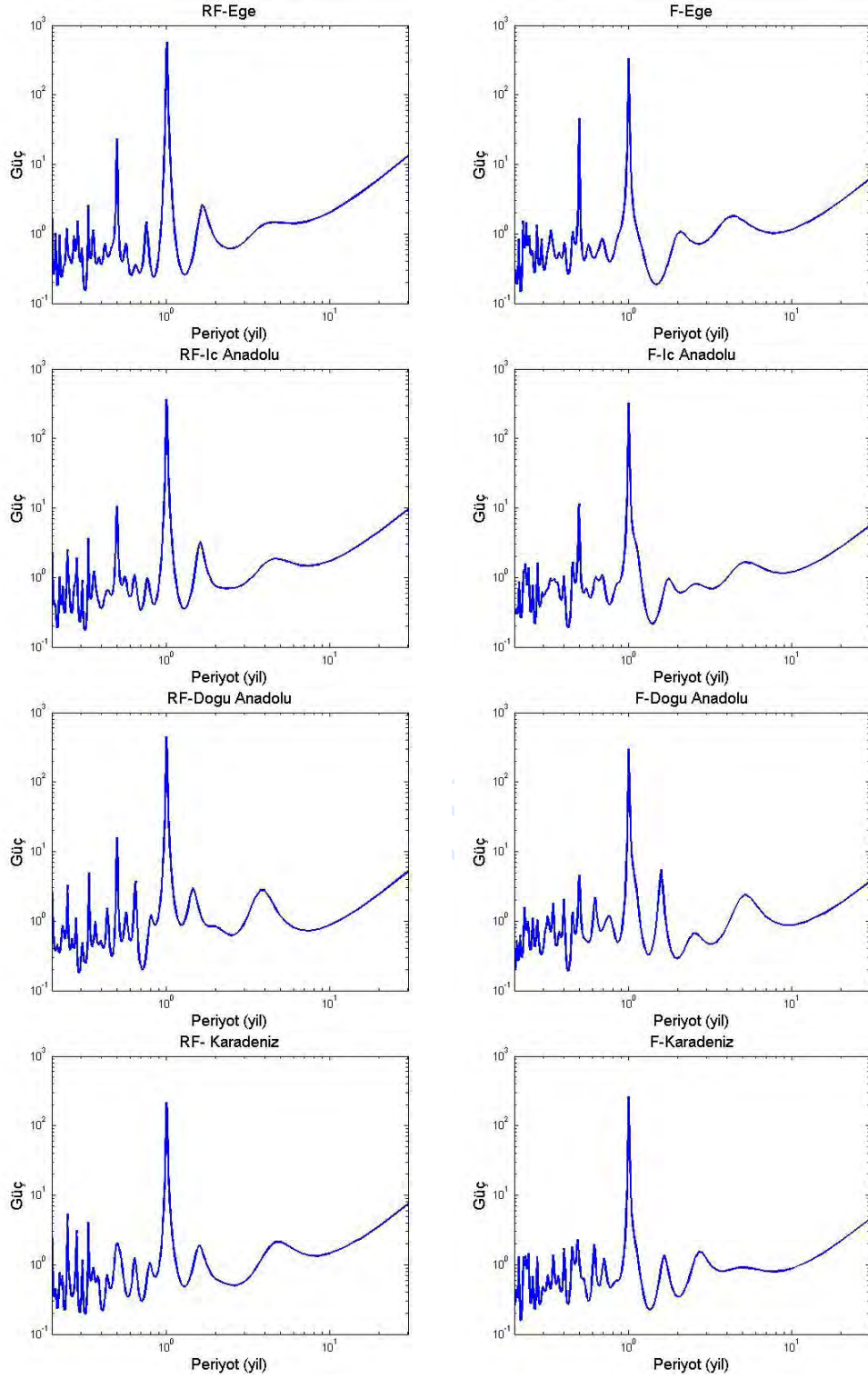
Şekil 5.8'de sınırları tanımlanan bölgeler için elde edilen mevsimsel zaman serilerinden yalnızca kış ve yaz aylarına ait olasılık dağılım fonksiyonları Şekil 5.9'da gösterilmektedir. Sol kolonda Kış mevsimi (Aralık, Ocak ve Şubat ayları), sağ kolonda yaz mevsimi (Haziran, Temmuz ve Ağustos ayları) olasılık dağılım fonksiyonları yer almaktadır. 1971-2000 yılları arası referans seviyesi histogramları mor ve 2010-2039 yılları arası A1B simülasyonları yeşil renktedir. Veriyi temsil eden normal dağılım fonksiyonları kırmızı (referans) ve mavi (gelecek) ile çizilmiştir.

Batı Türkiye'de ortalama sıcaklıkların olasılık yoğunluk fonksiyonları hem kış hem yaz aylarında daha yüksek değerlere doğru kaymıştır. Kış ayında dağılım fonksiyonu daralırken yaz aylarında genişlemiştir. Kış aylarında minimumlardaki artış maksimumlardan daha fazla olmaktadır. Yazın ise dağılım fonksiyonu basıklaşması ortalamanın biraz üzerindeki sıcaklıkların oluşma olasılıklarının artacağını işaret etmektedir. İç Anadolu bölgesi'de hem kış hem de yaz aylarında, batı Türkiye'ye benzer bir olasılık yoğunluk fonksiyon değişimi göstermektedir. Ortalamalar her iki mevsimde de yükselmesine rağmen kış aylarında ortalamanın biraz üzerinde sıcaklıklara sahip kış aylarının sayısı artmaktadır. Bu mevsimsel sıcaklık farkının daralmasıdır. Yaz aylarında pozitif ekstremelerde dağılım fonksiyonunda bir yığılma gözlenmektedir. Doğu Anadolu bölgesi batı ve İç Anadolu bölgelerine kıyasla yazın daha dikleşen bir dağılım fonksiyonuna sahip olmaktadır. Bu gelecek otuz yıl içerisinde kış sıcaklıklarının ortalama ve ortalamanın biraz üzerinde seyretme olasılıklarının artacağına işaret etmektedir. Karadeniz bölgesinde ise kış sıcaklıkları olasılık yoğunluk fonksiyonu gelecekte daha dikleşecektir. Minimumlardaki artışlar maksimumlardaki kadar değildir. Bu nedenle mevsimsel sıcaklık döngüsü güçlenecektir. Hem hünümüz hem de gelecek simülasyonlarında Kış ayları (Aralık, Ocak ve Şubat) sıcaklıklarının kendi içindeki değişintisi, olasılık yoğunluk fonksiyonunun maksimum ve minimum sıcaklık aralığı, yaz aylarına (Haziran, Temmuz ve Ağustos) göre daha azdır. Kış aylarında tüm bölgelerde kış sıcaklıkları değişintisinde gelecekte bir azalma, yaz sıcaklıklarında ise yalnızca Doğu Anadolu ve Karadenizde bir azalma oluşacaktır. Özellikle doğu Anadolu bölgesi yaz ayları sıcaklıklarındaki değişintideki azalma kayda değerdir.

Aynı bölgelerin zaman serilerinin Maksimum Entropi (Burg-Algoritması) yöntemi ile spectral çözümlemesi yapılmıştır. Şekil 5.10 her bölge için spectral çözümlemeleri göstermektedir. Şekillerdeki yatay eksen yıl bazında periotlara karşı gelmektedir. Sol kolon referans yıllarına sağ kolon ise gelecek simülasyonlarına aittir. Batı Türkiye'de yıllık salınımın gücü gelecekte azalırken, yıllararası salınımların (2-5 yıl) genliğinde bir artış vardır. Araştırmalar küresel ısınma ile birlikte Kuzey Atlantik Salınımı, El Nino Güney Salınımı gibi belirli bölgelerde atmosfer sirkülasyonunu tanımlayan indekslerde değişimi ve güçlenmeyi öngörmektedir.



Şekil 5.9 . Referans ve gelecek sıcaklık simülasyonlarının bölgeler bazındaki olasılık spektrumu yoğunluk fonksiyonları. Sol kolon 1971-2000, sağ kolon 2010-2039 periyoduna karşı gelen sıcaklık verilerine aittir.

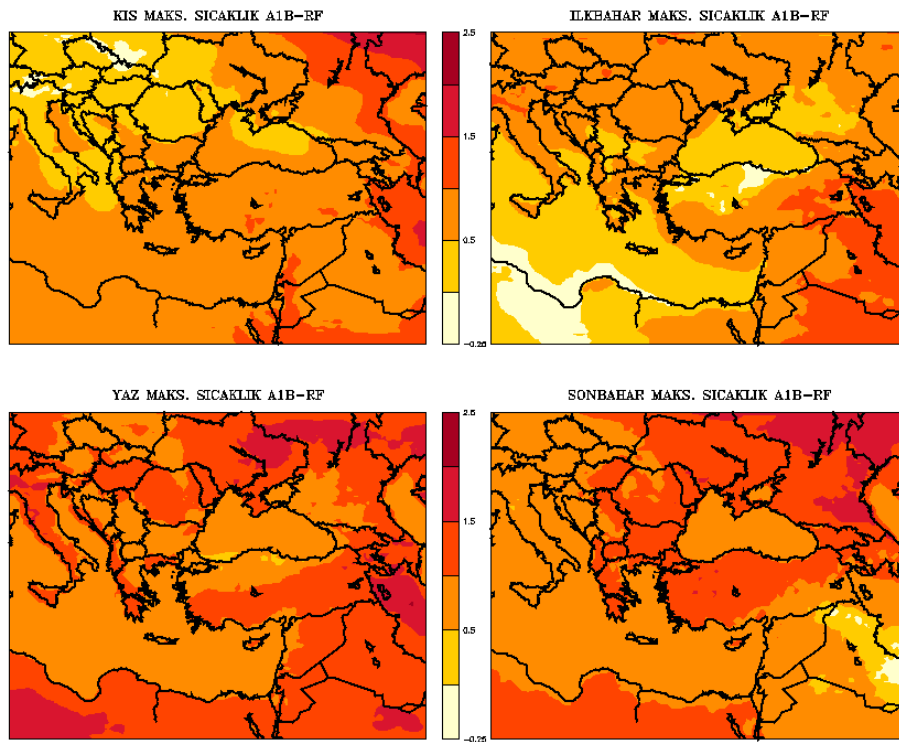


Şekil 5.10. Referans ve Gelecek Sıcaklık Simülasyonlarının bölgeler bazındaki ortalamalarının güç spektrumu. Sol kolon 1971-2000, sağ kolon 2010-2039 periyoduna karşı gelen sıcaklık verileri için güç spektrumunu gösterir.

Bu bağlamda, spektrumdaki çözümlenen alçak frekanslı değişimlerin güçlenmesi, genel sirkülasyondaki değişimlerin bölgeyi etkileyeceğini göstermektedir. Yıllık salınımın zayıflaması Karadeniz bölgesi dışındaki tüm bölgelerde mevcuttur. Bu yaz kış sıcaklıklarındaki farkın azalması anlamını taşımaktadır. Öte yandan ise 3-5 yıllık periodisiteye sahip salınım güçlenmektedir. Küresel ısınmaya bağlı olarak bölgedeki atmosfer sirkülasyonu değişmektedir.

5.2.3 MAKSİMUM VE MİNİMUM SICAKLIKLAR

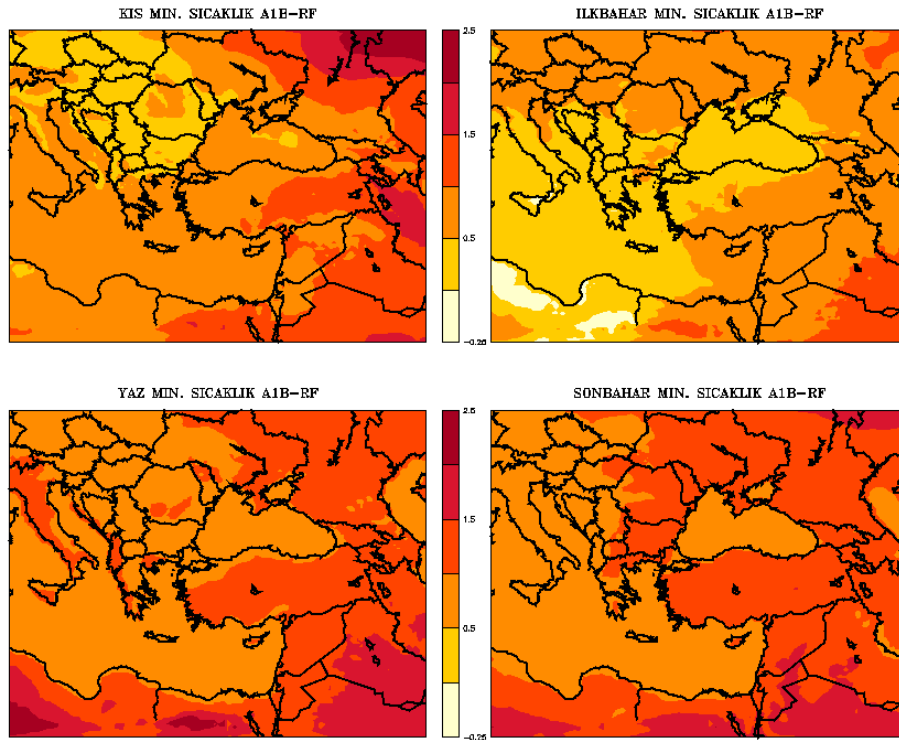
Model simülasyonlarında günlük maksimum ve minimum sıcaklıkların uzun dönem ortalamalarının değişimi Şekil 5.11 ve Şekil 5.12’de gösterilmektedir. Günlük maksimum sıcaklıklar gelecek otuz yılda 0.5-1.5°C arasında artacaktır. Yalnızca ilkbahar mevsiminde kuzey batı Türkiye’de değişim beklenmektedir. Maksimum sıcaklıklar genellikle öğleden hemen sonra meydana geldiği için gündüz sıcaklık değerleri olarak da algılanabilir. Gündüz sıcaklıkları yaz aylarında güney enlemlerinde ve sonbahar aylarında Güney Doğu Anadolu bölgesi hariç Türkiye üzerinde daha fazla yükselecektir. Yaz ayında güney enlemlerinde daha hızlı yükselmesi, yağış



Şekil 5.11. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu maksimum sıcaklık ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

eksikliği nedeniyle azalan toprak nemi gösterilebilir. Sonbahar mevsiminde güneydoğu Anadolu'daki gündüz sıcaklıklarındaki rölatif yavaş artış, bu mevsimdeki yağış artışı nedeniyleledir.

Minimum sıcaklıklardaki ya da gece sıcaklıklarındaki artmanın en fazla yaz ve ilkbahar aylarında meydana geleceği beklenmektedir. Karadeniz kıyı şeridi ve Marmara Bölgesi hariç gece sıcaklıkları 1.0-1.5°C günümüz gece sıcaklıklarından daha fazla olacaktır. Orta Karadeniz'den İç Anadolu'ya doğru uzanan kuşak üzerinde ilkbahar aylarında yağıştaki artışlar ve bunu takiben toprak nemindeki artışa da bağlı olarak buharlaşmadaki artışlar, enerjinin radiatif olmayan akımlarla önemli ölçüde atmosfere taşınımını mümkün kılarak bu bölgedeki yüzey yakınındaki sıcaklığı kontrol altında tutmaktadır. Maksimum sıcaklıklara benzer olarak ilkbahar ayları en az gece sıcaklıklarının arttığı aylardır. Maksimum ve minimum sıcaklık değişimleri her bölgede aynı hızla değişmemektedir. Bu nedenle kışın Doğu Anadolu ve Güney Doğu Anadolu bölgelerinde, yazın Güney Doğu Anadolu bölgesinde günlük sıcaklık aralığı daralmaktadır. Buna karşın Karadeniz'in kuzeybatı kıyıları boyunca (Romanya, Moldovya ve batı Ukrayna) günlük sıcaklık aralığı genişleyecektir. Maksimum ve minimum sıcaklıklardaki en büyük artışlar Rusya, Suudi Arabistan ve Mısır üzerinde ve 2.0-2.5°C civarındadır.



Şekil 5.12. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu minimum sıcaklık ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

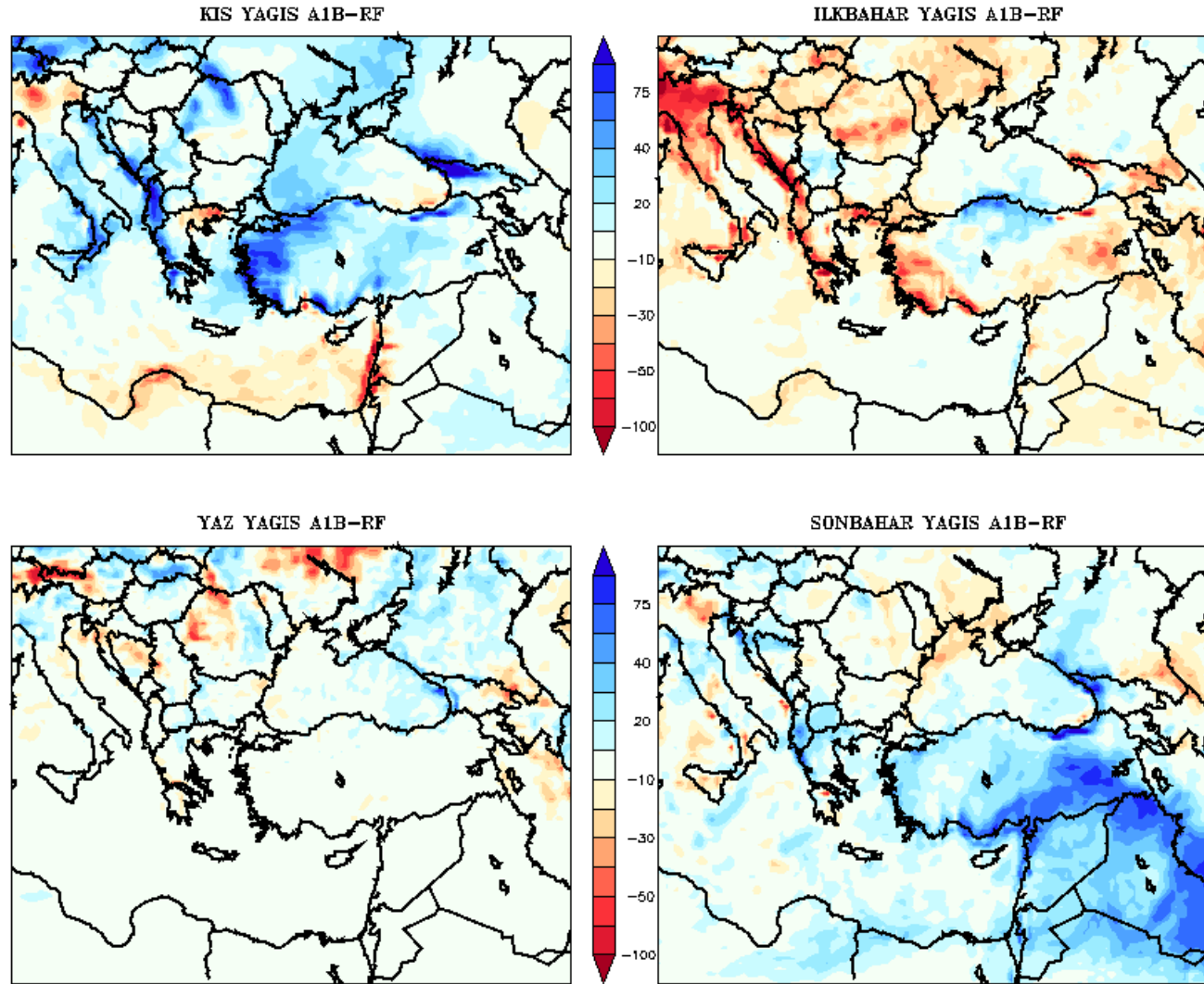
5.2.4 YAĞIŞ

2010-2039 yılları arasındaki yağıştaki değişimler Şekil 5.13 'te sunulmaktadır. Kış yağışlarında aşağı seviye sirkülasyondaki değişimlere paralel olarak Ege, Marmara, Akdeniz kıyı zonu ve Doğu Karadenizde 50mm'lere ulaşan artışlar mevcuttur. Bu mevsimde batılı akışın güçlenmesi ve nispeten daha sıcak deniz suyu sıcaklıkları akışın nem kazanmasını sağlamaktadır. Daha sıcak atmosfer havanın nem taşıma kapasitesini arttırmaktadır. Kış sirkülasyonundaki değişim aşağı seviyedeki (850hPa) nemli havanın yüzey topoğrafyası ile etkileşimi sonucu yağışların artmasına sebep olmaktadır. Akdağlar, Katrncık Dağı ve Bey Dağları gibi Antalya'nın doğusunda yer alan topoğrafik bariyerlerin Lee kısmında yağışta azalma mevcuttur. Genel olarak siklonik sirkülasyon Kış mevsiminde tüm Türkiye üzerinde güçlenmektedir. Küresel modeller gelecekte deniz seviyesi basıncında tüm mevsimlerde yukarı enlemlerde bir azalmanın olacağına işaret etmektedir. Dengeleyici artış orta enlemler ve subtropikal okyanuslar üzerinde olacaktır. Sirkülasyondaki değişim Hadley Hücresinin genişlemesi ve orta enlem fırtına yollarının kutba doğru kayması ile ilişkilidir. Bu değişim genel olarak yukarı enlemlerdeki yağışın artmasını ve subtropiklerde yağışın azalmasını sağlamaktadır. Buna karşılık ilkbahar sirkülasyonundaki kuzeydoğulu akışın güçlenmesi Orta Karadeniz'den İç Anadolu'ya uzanan bölgede yağışların artmasını sağlarken Doğu Anadolu ve Batı Türkiyede 50mm'lere ulaşan yağış azalmaları görülmektedir. Yağışlarda azalmanın olduğu bölgelerde sıcaklıkların nispeten daha hızlı artması toprak neminin azalmasının bir sonucudur. Bahar aylarında gizli ısı akısından azalma yüzey yakınındaki hava sıcaklığının daha fazla artmasını sağlamaktadır. Hem sirkülasyondaki değişimler hem de termodinamik faktörler simüle edilen yağışın mevsimsel salınımını etkilemektedir. Daha hızlı ısınan karasal alanlar üzerinde aşağı seviyelerde azalan bağıl nem ve ilkbaharın başlarında ısınma etkisiyle erken kar erimesi gibi termodinamik nedenler yağışın ilkbahar ve yaz aylarında azalmasını sağlamaktadır. Özellikle kompleks topoğrafya üzerinde yağış değişimleri daha fazladır.

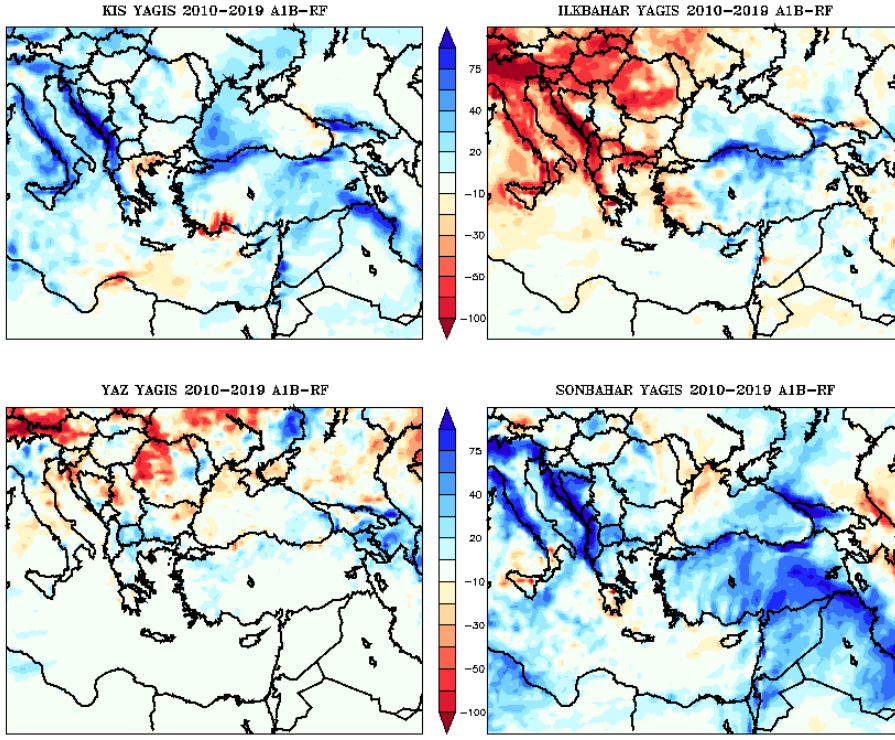
Şekil 5.14-16 onar yıllık periyotlar halinde mevsimsel yağışlardaki değişimi göstermektedir. Yağışlardaki mevsimsel değişimlerin onar yıllık periyotlar içinde lineer değişmediği aşıkardır. İlk on yıllık periyotta ilkbahar mevsiminde batı Türkiye hariç hemen hemen her yerde yağışta artış vardır. Kış ve sonbahar mevsimlerinde Zagros dağlarının batısı ve Karadeniz sahil şeridinde artışlar 75mm'lere kadar yükselmektedir. Özellikle sonbahar aylarında Basra Körfezi üzerinden gelen sıcak ve nemli hava Doğu Anadolu ve Güney Doğu

Anadolu iklimini etkilemektedir. İlkbahar mevsiminde ise ilk onyıllık periyotta (2010-2019) başlayan daha kurak koşullar son on yıllık periyotta (2029-2039) orta Karadeniz haricinde tüm Türkiye'yi etkisi altına almaktadır. İkinci on yıllık periyotta kışın Ege Bölgesi ve son baharda ise Tüm Türkiye 1971-2000 periyoduna göre daha yağışlı olacaktır.

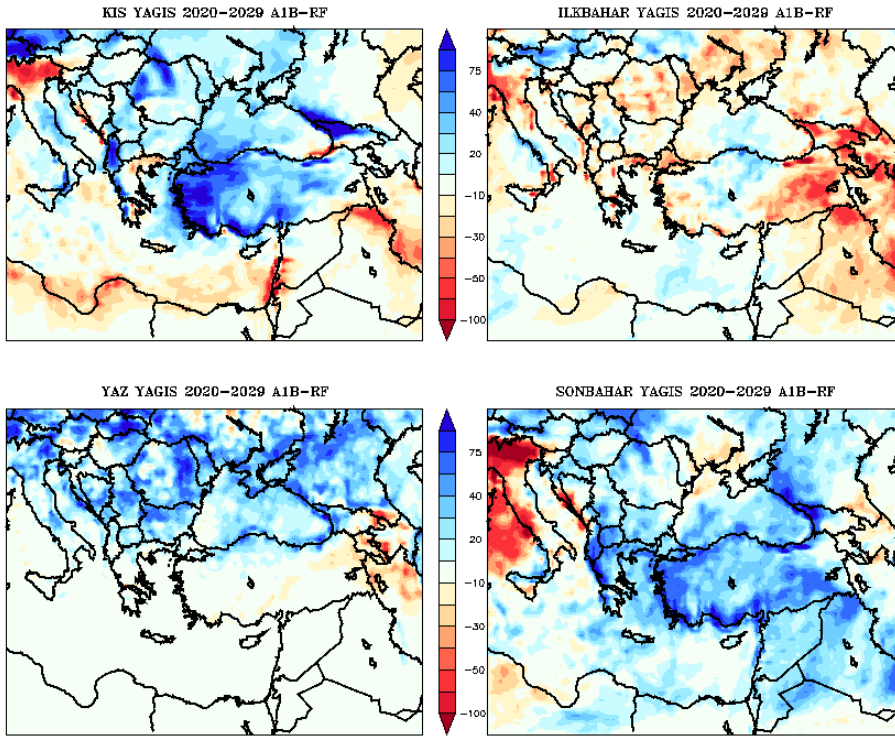
TUJUB-TUMENAP



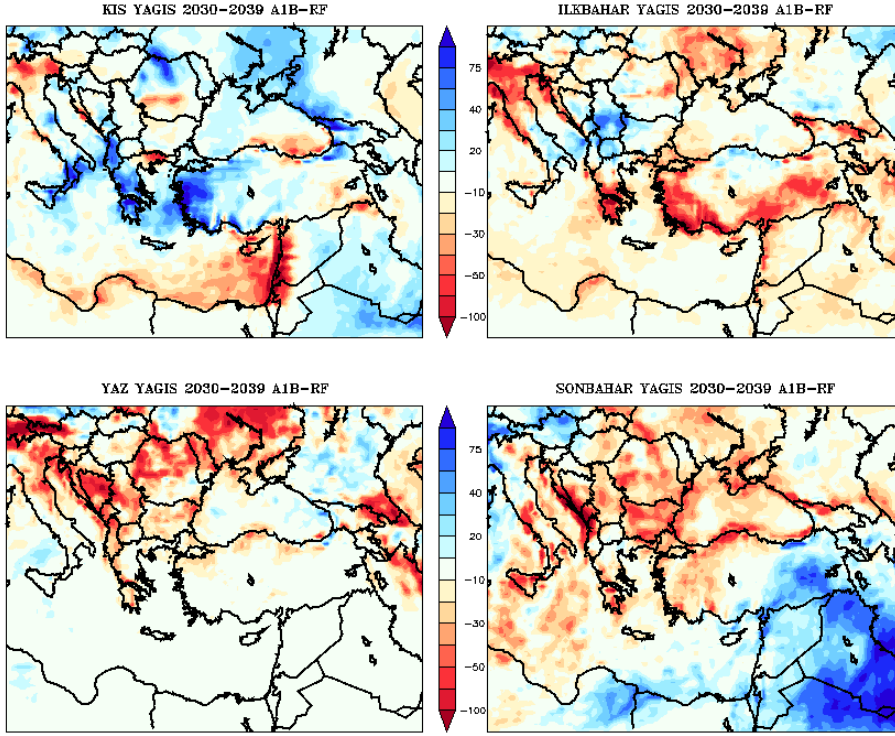
Şekil 5.13. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu mevsimsel toplam yağış ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.



Şekil 5.14. 2010-2019 yılları arası mevsimsel toplam yağışların referans dönemiyle farkları.



Şekil 5.15. 2019-2029 yılları arası mevsimsel toplam yağışların referans dönemiyle farkları.



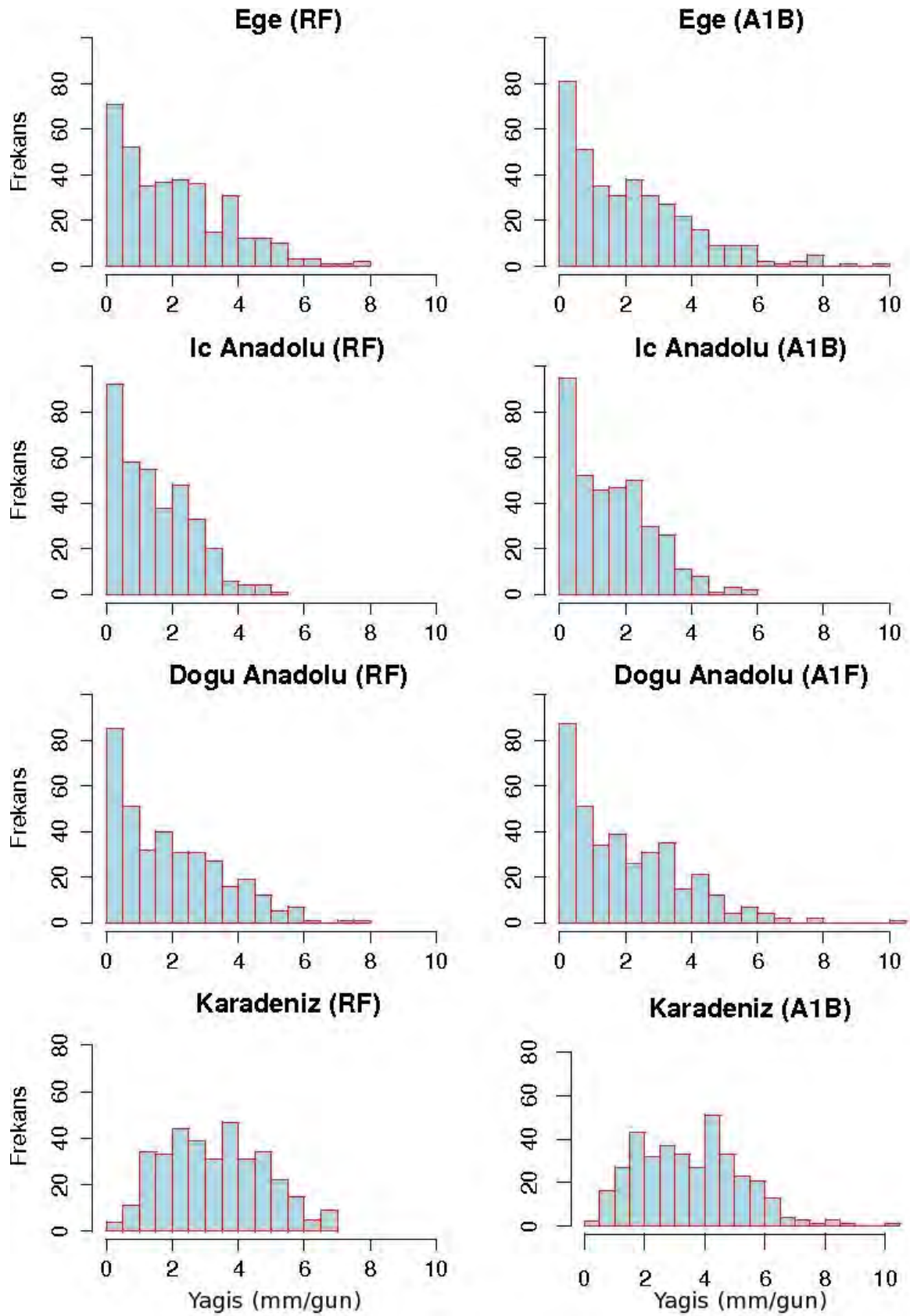
Şekil 5.16. 2029-2039 yılları arası mevsimsel toplam yağışların referans dönemiyle farkları.

Similasyonlarımızı son on yıllık periodu olan 2029-2039 yıllarında yağış eksikliği ilkbaharda Ege, Akdeniz, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde 75mm'ler civarına yaklaşırken sonbahar mevsiminde orta ve batı Türkiye'de de yağış eksikliği mevcuttur. Özellikle yaz aylarında Karadeniz sahilleri boyunca yağışlarda azalma beklenmektedir.

Şekil 5.17, daha önce Şekil 5.8 de tanımlanan bölgelerdeki günlük yağışların aylık ortalamalarının yağış hızına bağlı olarak frekanslarını göstermektedir. Sol kolondaki grafikler referans dönemine sağ kolondakiler ise SRES A1B senaryosu dahilinde simüle edilen 2010-2039 perioduna aittir. Yatay eksen günde mm olarak düşen yağış miktarlarına karşı gelmektedir. Üst panel Batı Türkiyedeki (Ege) yağışların dağılımının referans periodu ve 2010-2039 periodu için dağılımıdır. Gelecek simülasyonunda batı Türkiye'de 1mm/gün'den daha az yağış düşen ayların sayısı ve aynı zamanda günde ortalama 6mm'den daha fazla yağış düşen ayların sayısı artmaktadır. Buradan kurak periodların daha uzun olacağı ve ekstrem yağışların sıklaşacağı sonucu çıkarılabilir. Bu sonuçlar Giorgi et al. (2004)'ün sonuçlarıyla paralellik göstermektedir. Giorgi et al. (2004) Akdeniz havzasındaki günlük yağış değişimlerini incelemiş ve ilkbahar ve sonbahar aylarında yağış şiddetinde bir artmanın, kış ve yaz aylarında ise azalmanın olduğunu göstermiştir. Bu, toplam kış yağışlarının arttığı Türkiye'de ekstrem yağışların meydana geldiği günlerin artacağını anlamındadır. İç Anadolu ve Doğu Anadolu bölgesi halihazırda otuz yıllık

dönemde 80 aydan fazla yağışsız aya sahiptir. Bu durum gelecek otuz yıl içinde daha da şiddetlenecektir. Her iki bölgede de dağılımlar pozitif ekstremler yönünde genişlemektedir. Bu dağılımlar kurak ayların yanısıra aşırı yağışlı ayların artacağını bir göstergesidir. Karadeniz bölgesi, özellikle Doğu Karadeniz tüm mevsimler boyunca yağış alan ve Türkiye üzerinde maksimum toplam yağışın gözlendiği bir bölgedir. Gelecek simülasyonları Karadeniz bölgesinde az yağışlı periodların azalacağını ve ekstrem yağışlı ayların sayısının ise artacağını tahmin etmektedir.

TUJUB-TUMEHAP



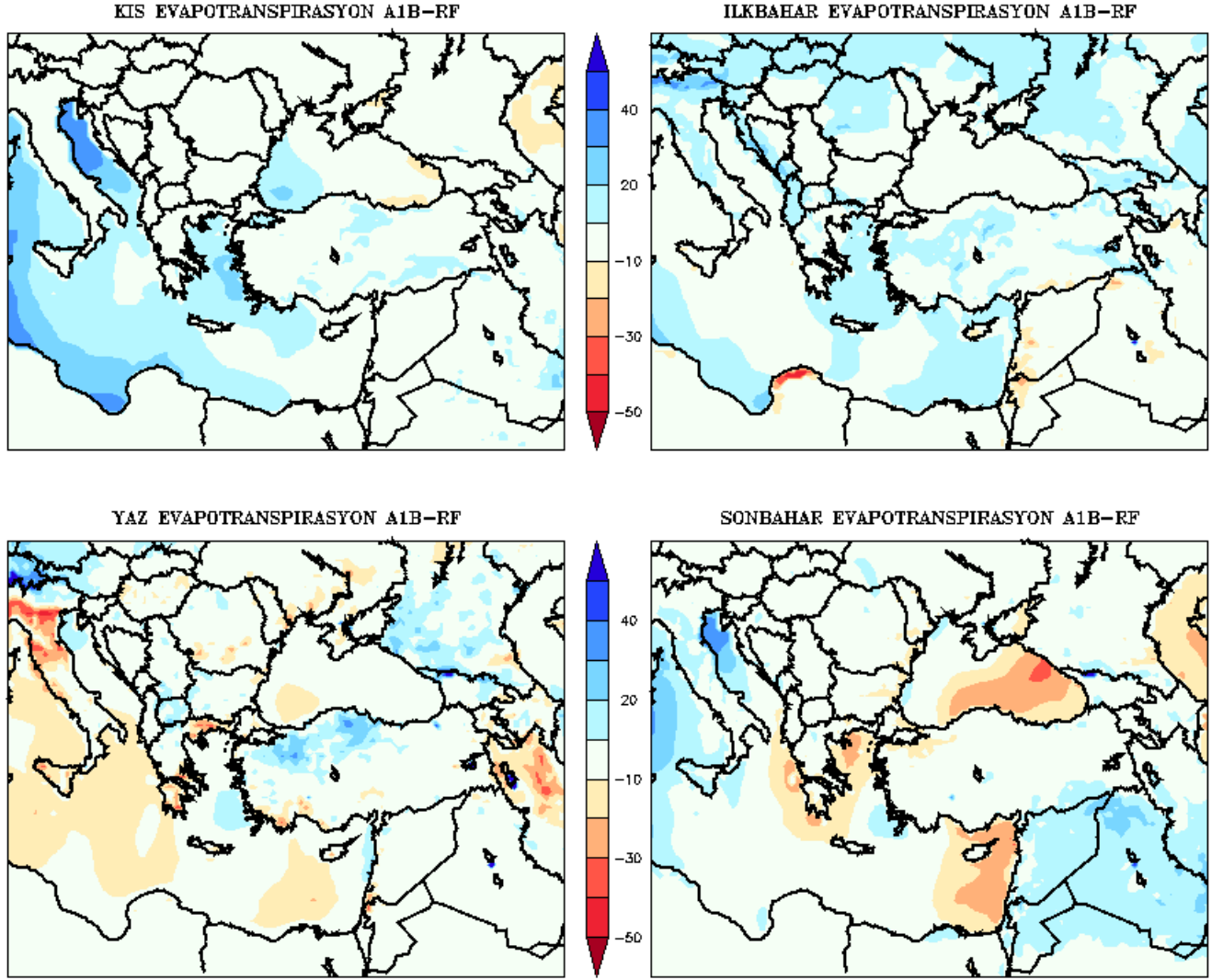
Şekil 5.17. Aylık yağış toplamalarının 1971-2000 (RF) ve 2010-2039 (A1B) yılları arasındaki periyotlar için Şekil 5.8’de gösterilen bölgelerdeki frekans dağılımları.

5.2.5 EVAPOTRANSPIRASYON

İklim değışikliğinin sonuçlarından olan ısınmanın getirdiği bir başka önemli etki de gelecekte buharlaşmada görölecek artıştır. Hidrolojik çevrimin en önemli bileşeni olan buharlaşmadaki artış ve azalışların belirlenmesi, gelecekte olması muhtemel iklimsel değışimlere uyum sağlanmasıda çok önemli katkılar sağlayacaktır. Bu çalışmada uygulanan A1B senaryosu kapsamında üretilen model çıktılarından biri de yerden ve bitkilerden olan toplam buharlaşmanın hesaplandığı evapotranspirasyondur. şekil 5.18'de gösterilen dört mevsim için yapılan analizlerde, kış aylarında orta Karadeniz ve güneydoğu Anadolu bölgeleri üzerinde evapotranspirasyonda 10 ila 20 mm arası artışlar hesaplanmıştır. İlkbahar mevsiminde ise Kuzey Ege'den başlayarak İç Anadolu bölgesine kadar uzanan alanda 20 mm civarında artışlar gözlenmektedir. Yine aynı bölgesi kapsayan alan içinde bu mevsimde yağıştaki artışlar, gelecek senaryosundaki sıcaklık artışıyla desteklendiğinde evapotranspirasyondaki artışı açıklamaktadır. İlkbahar mevsiminde Doğu Anadolu bölgesinde, Van gölünün güneyinden başlayarak batıya doğru uzanan hat üzerindeki artış ise, yine aynı bölge üzerinde hesaplanan kar kalınlığı azalmasına karşılık gelmektedir. Bu sonuç gelecekte ortalama sıcaklıkların yükselmesi ile birlikte buharlaşmadaki artışın kar kalınlıklarında azalmaya sebep olacağını göstermektedir.

A1B simölasyonunda Yaz aylarında yağışta bir değışim gözlenmediği halde evaptranspirasyonda Karadeniz ve doğu Marmara bölgesi üzerinde ciddi artışlar olduğu görölmektedir. Yaz yağışlarının Türkiye'nin sadece bu bölgelerinin üzerinde etkili olduğu daha önce yapılan RF simölasyonu analizlerinden bilinmektedir. Evapotranspirasyondaki 30 yıllık ortalamalardaki 40 mm'lere ulaşan bu artış, özellikle bölgedeki sulak alanların ve küçük baraj göllerinin geleceği açısından önemli bir problem oluşturabilir. 2030'lu yıllarda bölgedeki yaz ayı ortalamalarında 2°C'ye varan artışlar olduğu gelecek simölasyonunda hesaplanmıştır.

Sonbahar mevisiminde ise sadece Güneydoğu Anadolu sınır bölgelerinde artış görölmektedir. Bu artışın yine aynı bölgenin daha fazla yağış almasından dolayı olduğu açıktır. GAP bölgesini kapsayan bu bölge üzerinde sulama yapıldığı da göz önünde bulundurulduğuunda, mevsimlik net su bütçesinin artış eğiliminde olduğu söylenebilir. Bu sonuç, daha önce Türkiye üzerinde yapılan ve 2070-2100 yılları arasının değeriendirildiği iklim değışikliği çalışmalarıyla da (Önol ve Semazzi, 2009; Önol ve Ünal, 2010) büyük paralellik göstermektedir.



Şekil.5.18. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu evapotranspirasyon ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

5.2.6 KAR

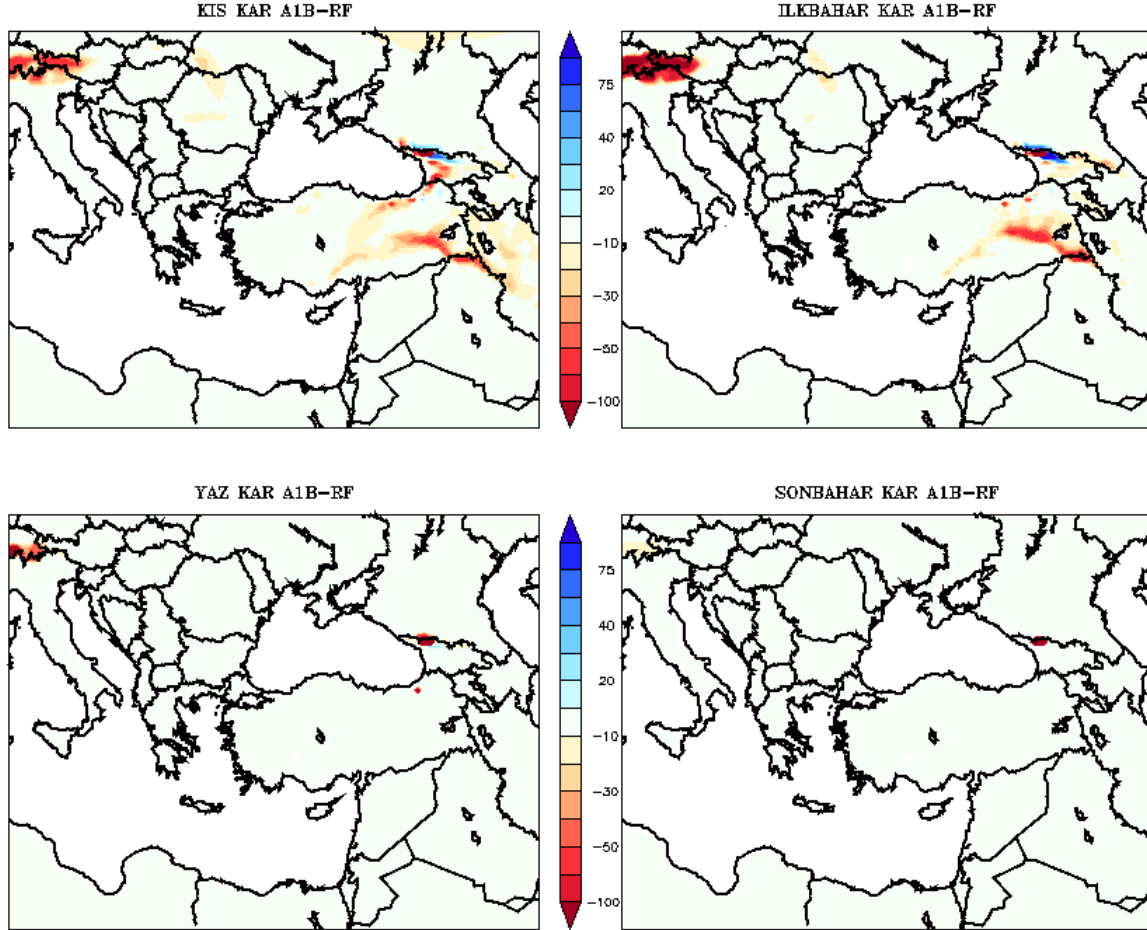
Gelecekte artarak devam etmesi beklenen insan kaynaklı iklim değişikliğinin etkilerinin görüleceği bir başka önemli meteorolojik değişken de kar yağışlarıdır. Yağış karakterlerinin gelecekteki olası değişiminin en kuvvetli hissedileceği alan olan kar örtüsü ve kalınlığı, hidrolojik çevrimde ve dolayısıyla su kaynaklarının sürdürülebilirliğinde çok önemli bir role sahiptir. Bugüne kadar yapılan küresel modelleme çalışmalarında da, gelecekte iklim değişikliğine bağlı sıcaklık artışının kar örtüsü ve kalınlığını ciddi ölçüde azalttığı görülmüştür.

Bu çalışmada A1B iklim değişikliği senaryosundan üretilen bölgesel iklim modeli simülasyonunda, 2010-2040 yılları arasında Türkiye üzerinde kar kalınlıklarında özellikle yüksek ve dağlık bölgelerimizde kayda değer biçimde azalmalara tespit edilmiştir. Şekil 5.19'da görüldüğü gibi, dört mevsim için gelecek 30 yıldaki (2010-2039) olası ortalama kar kalınlığı değişimleri gösterilmiştir. Referans (RF) olarak alınan dönem daha önceki değişkenlerdeki gibi 1971-2000 yılları arasındır ve gelecekteki olası değişimler 1971-2000 arası ortalamaların 2010-2039 arası ortalamalardan çıkartılması ile hesaplanmıştır.

Özellikle kar yağışının daha fazla olduğu kış aylarında, Doğu Anadolu'nun dağlık bölgelerinde 50 ila 100 mm arasında azalmalar model sonuçlarından hesaplanmıştır. Van gölünün güneyinde başlayıp İç Anadolu'nun sınırlarına ulaşan bölge üzerindeki dağlık hat boyunca, kış mevsiminde kar kalınlığındaki azalmalar görülmektedir. Bu bölgenin Fırat ve Dicle havzası içinde kaldığı değerlendirildiğinde, su kaynaklarımızın durumu ve hidroelektrik santrallerinin devamlılığı açısından gelecekte ciddi sorunlarla karşılaşılması olası sonuçlar arasındadır. Yine aynı bölgeyi daha da genişleterek kapsayan alan üzerinde ilkbaharda hesaplanan (Şekil 5.19) azalmaların da kış aylarına göre daha yoğun olduğu görülmektedir. Bilindiği gibi bölgedeki nehirlerin debisi ilkbahar mevsimiyle birlikte eriyen karlarla artmaktadır. Gelecekte oluşan sıcaklık artışı ile birlikte olası kar erimesinin hızlanması bu çalışmada yapılan A1B iklim simülasyonunda açıkça görülmektedir.

Yine gelecek simülasyonu sonuçlarında, Karadeniz bölgesinde kıyıya paralel uzanan dağlar üzerinde, kış ve ilkbahar aylarında kar kalınlığında ciddi azalmalar hesaplanmıştır. 20 ila 100 mm arasında görülen azalmalar kış mevsiminde bütün doğu Karadeniz dağları üzerinde etkilidir. Kış mevsimine göre şiddeti daha az olmakla birlikte, ilkbahar aylarında da kar kalınlığında Giresun-Rize hattına karşılık gelen bölgede önemli azalmalar olduğu görülmektedir. Kar miktarındaki bu azalmalar Doğu Anadolu bölgemizde olduğu gibi Karadeniz bölgesinde de akarsu kaynaklarının sürekliliği ve halihazırda yapılmış ve yapılmakta olan hidroelektrik santrallerinin kullanımı açısından önemli sonuçlar doğuracaktır.

Yaz ve Sonbahar aylarının simülasyonunda ise kar kalınlığının 1970-2000 yılları arası ortalaması çok az miktarda olduğu için ülkemiz üzerinde gelecekte kayda değer bir değişim (azalma veya artma) görülmemiştir. Bununla birlikte, gelecek 30 yıl boyunca kış ve ilkbahar aylarında kar kalınlığında hesaplanan olası azalmaların, yağış-akış ilişkisi düşünüldüğünde ciddi hidrolojik etkileri olacaktır.



Şekil.5.19 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu kar derinliklerinin ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

BÖLÜM 6

6 SONUÇLAR

Son yüzyıl içinde küresel iklim değişiminin %90 oranında insan etkileri ile atmosferin kompozisyonunun değiştirilmesinin bir sonucu olduğu bilim insanlarınca yaygın olarak kabul edilmektedir (IPCC, 2007). Atmosferdeki sera gazlarındaki eksponansiyel artışlar ve bu artışın son bir kaç on yıl içerisinde ivme kazanması iklim sistemi bileşenlerinin bu değişimlere tepkisinin hangi zaman ve uzaysal ölçeklerde olacağının ortaya koyulması önem arz etmektedir. Küresel ölçekteki değişimlerin tespiti bölgesel/lokal olarak yetersiz kalmaktadır. Bu nedenle yerel tepkilerin irdelenmesi için bölgesel çalışmalara ihtiyaç vardır. Bu noktada yüksek çözünürlükle çalıştırılabilen sınırlı alan iklim modelleri bilim dünyasında yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır.

Literatürde küresel iklim değişiminin Akdeniz havzasında yer alan ülkeleri etkileyeceğini gösteren bir çok çalışma mevcuttur. Bu nedenle dünyanın ısınma trendinin Türkiye üzerindeki bölgesel etkilerinin tespit edilmesi önemlidir. Global iklim projeksiyonlarının Türkiye coğrafyası gibi son derece değişken topoğrafya, kıyısız zonlar ve bitki örtüsüne sahip bir bölgede daha yüksek çözünürlükle tespit edilmesi, adaptasyon çalışmaları ve alınacak önlemler için stratejilerin belirlenmesi için bir ilk adımdır. Zira iklim değişimi tarım, su kaynakları, sağlık ve turizm alanları gibi ülkemiz için son derece önemli sektörlerde anlamlı etkiler yaratabilir.

Bu proje kapsamında Türkiye ve civarını kaplayan bir bölge üzerinde küresel modellerin çözünürlüğüne göre oldukça yüksek bir çözünürlükte bölgesel iklim simülasyonları yapılmıştır. Dünya üzerinde de pek çok defa değişik bölgeler ve şartlar için kullanılmış ve test edilmiş, RegCM3 bölgesel iklim modeli kullanılmıştır. Öncelikle, uygulanan duyarlılık deneyleriyle

bölgesel modelin iklimsel ortalamaları en iyi çözümleyebileceği optimum konfigürasyonu belirlenmiştir. Model yanlılığının ve performansının ortaya konulması için model 1971-2000 yılları arasındaki döneme ait gözlem verisi ERA40 kullanılarak çalıştırılmıştır. Yukarı seviye simülasyonları gözlemler ile oldukça iyi benzeşmektedir ve kabul edilebilir mertebelerde negatif yanlılığa sahiptir. Aynı dönem için ECHAM5 küresel spektral modelin çıktılarının başlangıç ve sınır koşulları olarak kullanıldığı ikinci otuz yıllık run yapılmıştır. Yukarı seviyedeki simülasyonların gözlem verileri ile karşılaştırılması, ECHAM5+RegCM3'ün yukarı seviyedeki jeopotansiyel yüksekliklerde küçük bir pozitif yanlılık gösterdiği tespit edilmiştir. ECHAM5 küresel model simülasyonlarında hali hazırda var olan pozitif yanlılığın ECHAM5+RegCM3 sistemiyle azaltıldığı gözlenmiştir. Her iki otuz yıllık simülasyonlarda elde edilen yüzey değişkenleri (sıcaklık ve yağış) CRU gözlemleri ile karşılaştırılmıştır. Sonuçlar, günümüz koşulları için ERA40 gözlem verisi ve ECHAM5 küresel model çıktıları ile çalıştırılan bölgesel iklim modelinin, mevcut yağış paternlerini gerçeğe yakın yakalayabildiğini göstermektedir. Kış mevsimi için ECHAM5 ile sürülen RegCM3 simülasyonları gözlemlere göre çok daha fazla yağış oluşturmaktadır. Özellikle Doğu Karadeniz dağları ile Kafkas dağlarında ve Alpler üzerinde kış mevsimi toplam yağışları 1000mm değerini aşmaktadır. Buradaki uyumsuzluğun karşılaştırılmanın yapıldığı veri seti CRU'nun dağlık bölgeleri temsil eden yağış istasyonlarının olmaması nedeniyle olması muhtemeldir. Fakat modelin dağlık alanlarda aşırı yağış ürettiği de bir gerçektir. Kış mevsimi hava sıcaklığı hem ECHAM5 RF hem de ERA40 simülasyonlarında gözlem verisine göre yüksek topoğrafya (Alpler, Kafkaslar ve Doğu Anadolu) üzerinde 1-2°C daha yüksektir. Genelde, Türkiye üzerinde ECHAM-RF ile ERA40 simülasyonları benzer sonuçlar vermektedir. Her iki sınır koşulları altında üretilen simülasyonların ortalama atmosfer koşullarını kabul edilebilir bir şekilde ortaya koyması, bu model sistemiyle üretilen gelecek iklim simülasyon sonuçlarına güveni arttırmıştır.

Son olarak Hadley Küresel İklim modelinin SRES A1B senaryosu altında ürettiği gelecek iklim simülasyon sonuçları 2010-20390 yılları arası için Türkiye ve civarı gelecek ikliminin tahmini için kullanılmıştır. A1 senaryosunun alt grubu olan A1B senaryosu, hızlı ekonomik gelişme, dünya nüfusunun 2050'li yıllarda pik yapıp daha sonra azalacağını, yeni ve etkin teknolojilerin geliştirilip dünyada hızla yayılacağını, insanlar arasında sosyal ve kültürel etkileşimlerin artacağını, fosil yakıt bazlı ve temiz enerji kaynaklarının dengeli kullanılacağını varsaymaktadır. Bu kabullerle uyumlu olarak atmosferik sera gazlarındaki değişim tahmin edilir. Sera gazları artışının yarattığı radiatif zorlamaların bölgemizdeki yansımaları mevsimlere bağlı olarak değişmektedir. Troposferin alt seviyelerinde (850hPa) seviyesinde mevsimsel sirkülasyon değişimleri tespit edilmiştir. Kışın daha batılı akış hakimken, sonbahar aylarında özellikle doğu ve güneydoğu Anadolu'da güneyli akış kuvvetlenmektedir. Bu seviyede bölgesel

farklılıklar olmasına rağmen genel bir sıcaklık artışı mevcuttur. Bağıl nem sonbahar dışında azalma eğilimindedir. Atmosferik sirkülasyondaki değişimlerin bir sonucu olarak yüzey iklim parametrelerinde de değişimler gözlenmektedir.

Sıcaklıklarda ortalama 0.5-1°C arasında artışlar beklenmektedir. Her ne kadar artışlar ilk on yıllık periyot içerisinde az olsa da son on yıllık periyotta özellikle yaz ve sonbahar aylarında oldukça yüksektir. Gündüz ve gece sıcaklıklarının artışı Türkiyede sıcak dalgalarının hem sıklığını hem de süresini arttıracaktır. Atmosferik nemin artışı da göz önüne alındığında hissedilir sıcaklıklar daha yükselecektir. Buna bağlı olarak yaz aylarında soğutma amaçlı enerji kullanımında artışlar beklenmelidir. Gelecek otuz yıllık periyot içerisinde ortalama olarak toplam yağışta artış gözlense de, onar yıllık periyotlar halinde incelendiğinde son on yıl içerisinde ilkbahar, yaz ve sonbahar aylarında yağışta azalma tahmin edilmektedir. Tüm onar yıllık periyotlar kış mevsiminde genel olarak yağışlarda artış olacağını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde yalnızca Türkiye'nin doğusunda yağışlarda artış tahmin edilmiştir. Aynı bölgede kış ve ilkbahar aylarında kar örtüsü kalınlığının azalması, yağışların karakterinde değişimin varlığını göstermektedir. Kar doğanın doğal su rezervuarlarıdır. Doğu Anadolu bölgesindeki karın azalması günümüzde erimenin gerçekleştiği bahar ve yaz aylarında akarsuların debilerinde ciddi düşmelere sebep olabilir. Bu da Türkiye'nin tarım sektörü ve enerji sektöründe ekonomik kayıplara neden olacaktır. Özellikle sıcaklıkların artışına bağlı olarak artan evapotranspirasyon tarım sektöründe sulama ihtiyacını arttıracaktır.

7 KAYNAKLAR

- Anthes, R.A., 1977. A Cumulus Parameterization Scheme Utilizing a One-Dimensional Cloud Model, *Mon. Weather Rev.*, 117, 1423-1438.
- Anthes, R.A., Hsie, E.Y. ve Kuo, Y.H., 1987. Description of The Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4), *NCAR Technical Note*, 66.
- Barry RG ve Chorley RJ, 1999, *Atmosphere, Weather and Climate*, 7th edn. Routledge: London
- Bates, G.T., Hostetler, S.W., Giorgi, F., 1995. 2-Year Simulation of the Great- Lakes Region with a Coupled Modeling System, *Mon. Weather Rev.* 123, 1505-1522.
- Briegleb, B.P., 1992. Delta-Eddington Approximation for Solar Radiation in the NCAR Community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, 97, 7603-7612.
- Chapin, F.S., Eugster, W., McFadden, J.P., et al., 2000. Summer differences among Arctic Ecosystems in Regional Climate Forcing, *J CLIMATE*, 13, 2002-2010.
- Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates G.T, 1989. A Regional Climate Model for the Western United States, *Climate Change*, 15, 383-422.
- Giorgi, F., 1990. Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model, *Journal of Climate*, 3, 941-964.
- Giorgi, F., Brodeur, C.S., Bates, G.T., 1994. Regional Climate - Change Scenarios over the United – States Produced with a Nested Regional Climate Model, *J. Climate*, 7, 375-399.
- Giorgi, F., Hurrell, J.W., Marinucci, M.R. ve Beniston, M., 1997. Elevation Signal in Surface Climate Change: A Model Study, *J. Clim.*, 10, 288- 296.
- Giorgi, F., ve Lionello P., 2008 Climate Projections for the Mediterranean Region, *Global and Planetary Change.*, 63, 90-104.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R. ve Bates, G.T., 1993a. Development of a Second Generation Regional Climate Model (RegCM2), Boundary Layer and Radiative Transfer Processes, *Mon. Weather Rev.*, 121, 2794-2813.

- Giorgi, F., Marinucci, M.R. ve Canio, D., 1993b. Development of a Second Generation Regional Climate Model (RegCM2), Cumulus Cloud and Assimilation of Lateral Boundary Conditions, *Mon. Weather Rev.*, 121, 2814-2832.
- Giorgi F., Mearns L.O., 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling Revisited, *J Geophys Res-Atmos*, 104, 6335-6352.
- Giorgi F., Mearns O.L., Shields C., Mayer L., 1996. A Regional Model Study of the Importance of Local Versus Remote Controls of the 1988 Drought and the 1993 Flood over the Central United States, *J. Climate*, 1150-1162.
- Giorgi F., Mearns L.O., Shields C., et al., 1998. Regional nested model simulations of present day and 2xCO₂ climate over the central plains of the US, *Climatic Change*, 40, 457-493.
- Giorgi F., Shields C., 1999. Tests of precipitation parametrizations available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States, *J Geophys Res-Atmos*, 104, 6353-6375.
- Grell, G.A., 1993. Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Mon. Weather Rev.*, 121, 764-787.
- Grell, G.A., Dudhia, J. and Stauffre, D.R., 1994. Description of the Fifth Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), *NCAR Tech. Note*, 121.
- Hack, J.J., Boville, B.A., Briegleb, B.P., Kiehl, J.T., Rasch, P.J. ve Williamson, D.L., 1993. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2), *NCAR Tech. Note*, 108.
- Holtstag, A.A.M., de Bruijn, E.I.F. ve PAN, H.L., 1990. A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting, *Mon. Weather Rev.*, 118, 1561-1575.
- Hostetler, S.W., Bates, G.T., Giorgi, F., 1993. Interactive Nesting of a Lake Thermal Model Within a Regional Climate Model for Climate Change Studies, *J. Geophys. Res.*, 98, 5045-5057.
- Hostetler, S.W., Giorgi, F., Bates, G.T., ve Bartlein, P.J., 1994. The role of lake-atmosphere feedbacks in sustaining paleolakes Bonneville and Lahontan 18,000 years ago, *Science*, 263, 665-668.
- Jenkins G.S., Barron E.J., 1997. Global climate model and coupled regional climate model simulations over the eastern United States: GENESIS and RegCM2 simulations, *Global Planet Change*, 15, 3-32.
- Jenkins G.S., Barron E.J., 2000. Regional climate simulations over the continental United States during the summer of 1988 driven by a GCM and the ECMWF Analyses, *Global Planet Change*, 25, 19-38.
- Jeftic L., Keckes S., Pernetta J. C., 1996. Climatic Change and the Mediterranean, John Wiley & Sons, New York.
- Kiehl, J.T., Hack, H.H., Bonan, G.B., Boville, B.A., Briegleb, B.P., Williamson, D.L. ve Rasch, P.J. 1993. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), *NCAR Tech. Note*, 152.
- Kostopoulou E ve Jones PD, 2007, Comprehensive analysis of the climate variability in the eastern Mediterranean. Part I: map-pattern classification, *International Journal of Climatology*. 27:1189-1214.

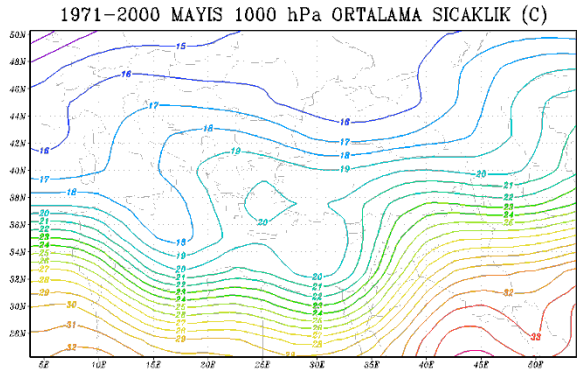
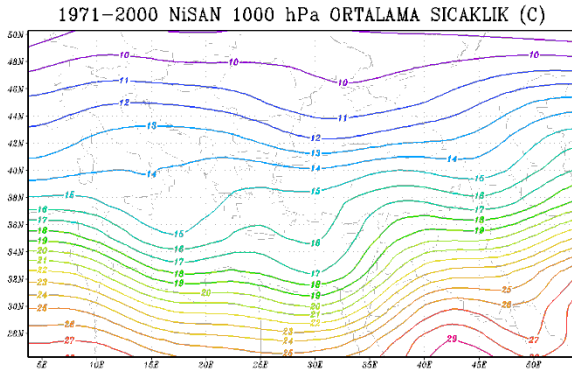
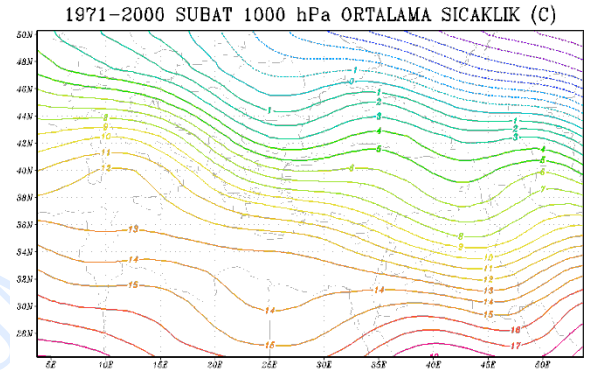
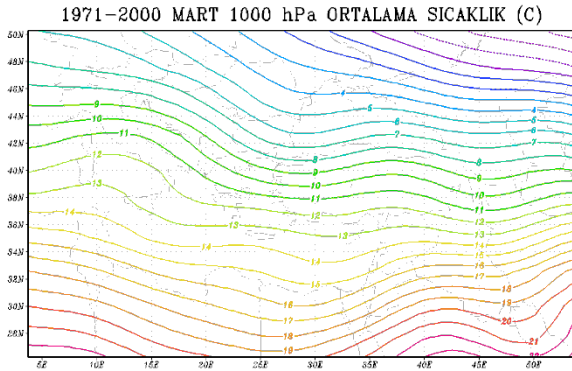
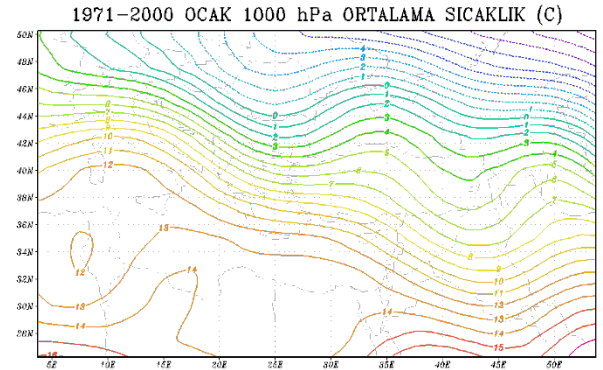
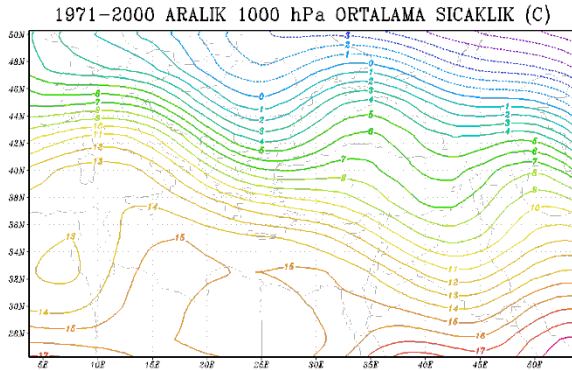
- Kostopoulou E ve Jones PD, 2007, Comprehensive analysis of the climate variability in the eastern Mediterranean. Part II: relationships between atmospheric circulation patterns and surface climate elements, *International Journal of Climatology*, 27:1351-1371.
- Leung L.R., Ghan S.J., Zhao Z.C., et al., 1999. Intercomparison of Regional climate simulations of the 1991 summer monsoon in eastern Asia. *J Geophys Res-Atmos*, 104, 6425-6454.
- Liston G.E., Pielke R.A., 2000. A climate version of the Regional Atmospheric Modeling System, *Theor Appl Climatol*, 66, 29-47.
- Liu Y.Q., Avissar R., Giorgi F., 1996. Simulation with the regional climate model RegCM2 of extremely anomalous precipitation during the 1991 east Asian flood: An evaluation study, *J Geophys Res-Atmos*, 101, 26199-26215.
- McGregor J.L., 1997. Regional climate modelling, *Meteorol Atmos Phys*, 63, 105-117.
- Onol B., Fredrick H. M., Semazzi, Y.S. Unal ve H. N. Dalfes, 2006, 'Regional Climatic Impacts of Global Warming over the Eastern Mediterranean' International Conference on Climate Change and the Middle East: Past, Present and Future, 20-23 November, Istanbul, Turkey.
- Önol, B., ve F. H. M. Semazzi, 2009: Regionalization of Climate Change Simulations over the Eastern Mediterranean. *J. CLIMATE*, **22**, 1944–1961.
- Önol, B ve Y.S. Ünal, 2009, Expected Climate Change over Turkey under SRES A2 Scenario, AOGS, 2009, Singapur.
- Önol ve Y.S. Ünal, 2010, Climate Change Simulations and Their Assessment over Climate Zones of Turkey, *Climate Research*, gönderildi.
- Qian, Y. ve Giorgi, F., 1999. Interactive Coupling of Regional Climate and Sulfate Aerosol Models Over Eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 140.
- Qian, Y., Giorgi, F. ve Fox-Rabinovitz, M., 1999. Regional Stretched Grid generation and Its Application to the NCAR RegCM, *J. Geophys. Res.*, 140.
- Shay-EL Y ve Alpert P, 1991, A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to the cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 117:715-745.
- Shields, C.A., et al., 1994. RegCM2 User Documentation, National Center for Atmospheric Research, Colorado.
- Small, E.E., Giorgi, F. ve Sloan, L.C., 1999. Regional Climate Model Simulation of Precipitation in Central Asia: Mean and Interannual Variability, *J. Geophys. Res.*, 140.
- Sun, L., Semazzi, F.H.M., Giorgi, F. ve Ogallo, L., 1999. Application of the NCAR Regional Climate Model to Eastern Africa, 2. Simulations of Interannual Variability of Short Rains, *J. Geophys. Res.*, 140.
- Take E.S., Gutowski W.J., Arritt R.W., Pan, Z., Anderson C.J., da Silva, R.R., Caya, D., Chen, S.C., Giorgi, F., Christensen, J.H., Hong, S.Y., Juang, H.M.H., Katzfey, J., Lapenta, W.M., Laprise, R., Liston, G.E., Lopez, P., McGregor, J., Pielke, R.A. ve Pielke Sr. R.A., 1999. Project to Intercompare Regional Climate Simulations (PIRCS): Description and initial results, *Geophys Res-Atmos*, 104, 19443-19461.

- Ünal, Y.S., T. Kındap and M. Karaca, 2004 'Redifining climate zones of Turkey using cluster analysis', *Int. Journal of Climatology*, 23, 1045-1055
- Ünal, Y.S. ve Öno1, B., 2007, Defining the Climate Zones of Turkey for Recent Decades by Cluster Analysis, EGU General Assembly, 16-20 Nisan, Viyana
- Ünal, Y.S., Öno1, B., Karaca, M. And Dalfes, N., 2001, 21. Yüzyılda Gap Havzalarının İklimi: Orta Ölçekli Bir Modelle Simülasyonlar, İTÜ Araştırma Fonu, 833.
- Xunqiang, B., 1999. Tutorial Class Notes RegCM, PWC/ICTP, Trieste, Italy. Zhang, G.J. and McFarlane, N.A., 1995. Sensitivity of Climate Simulations to the Parameterizations of Cumulus Convection in the Canadian Climate centre General Circulation Model, *Atmos. Ocean*, 33, 407-466.

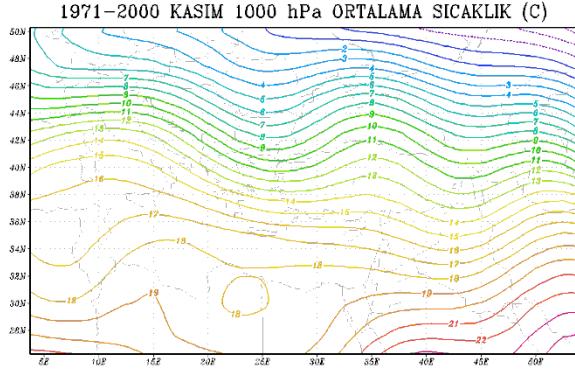
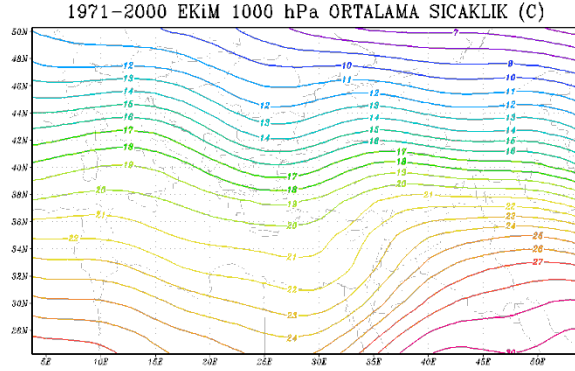
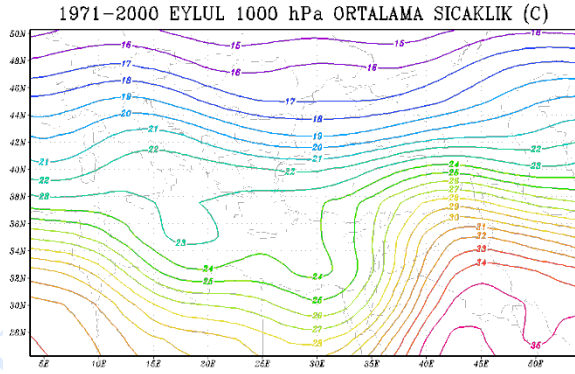
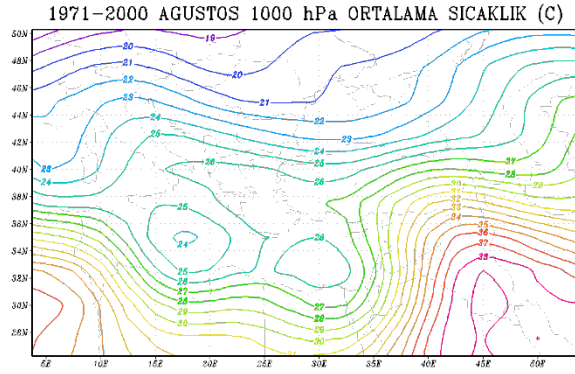
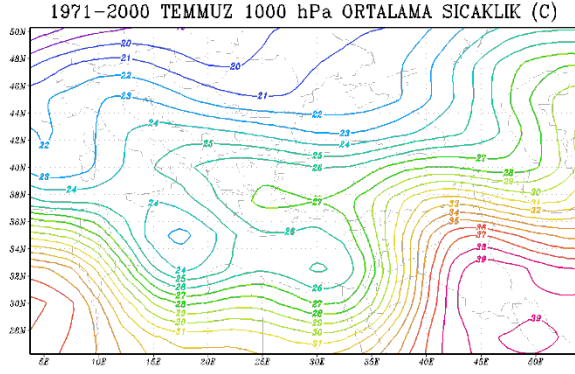
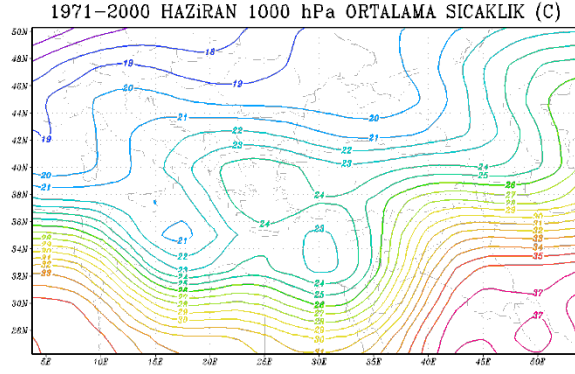
TUJIB-TUMENHAP

8 EK A

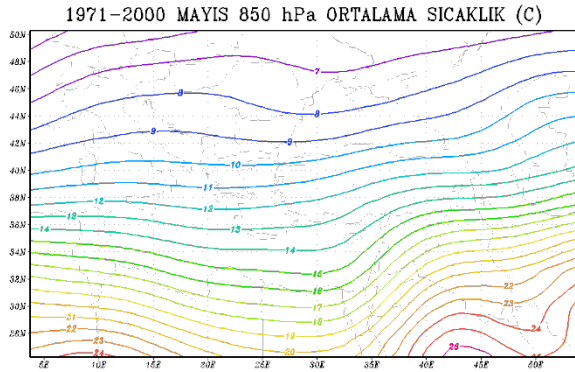
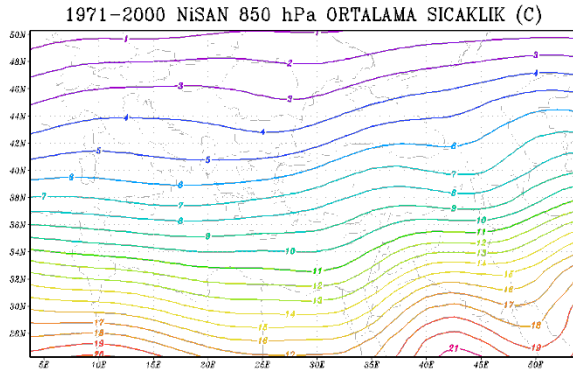
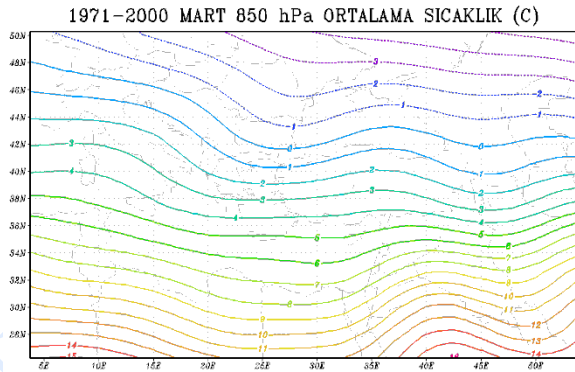
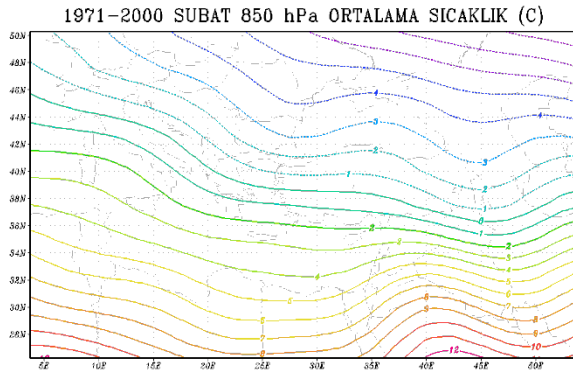
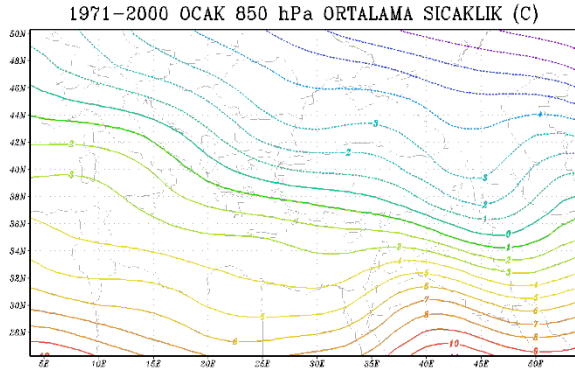
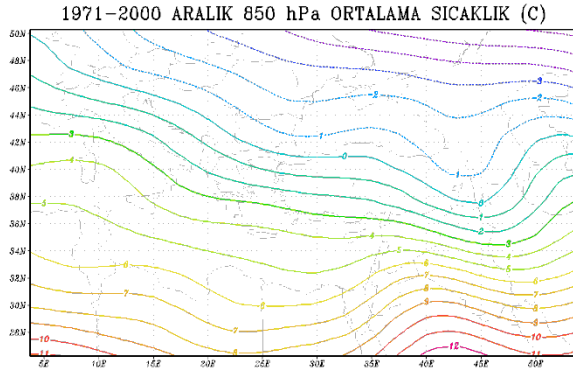
Gözlem verileri kullanılarak hesaplanan 1000hPa, 850hPa ve 500hPa seviyeleri jeopotansiyel yüksekliklerinin 1971-2000 yılları arası için aylık ortalamaları.



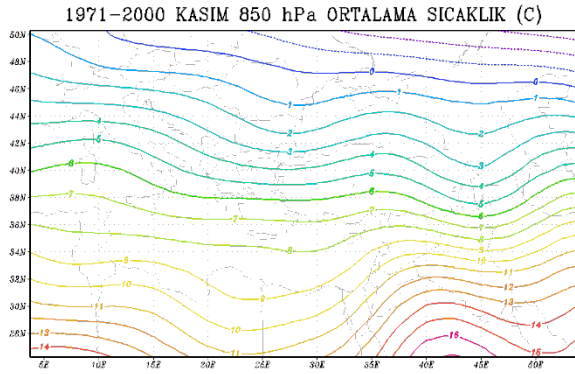
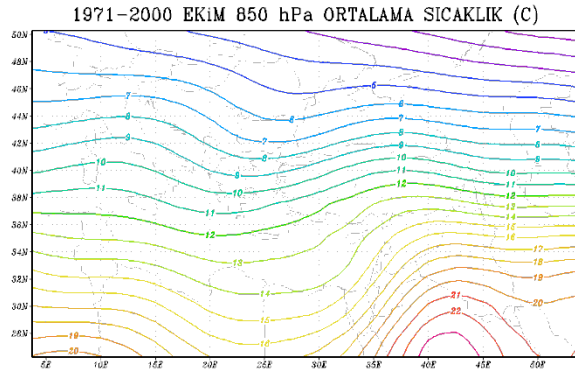
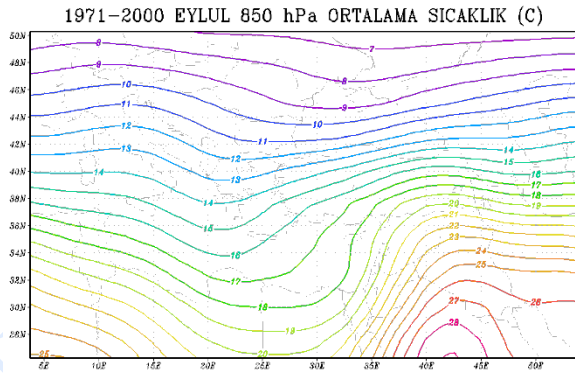
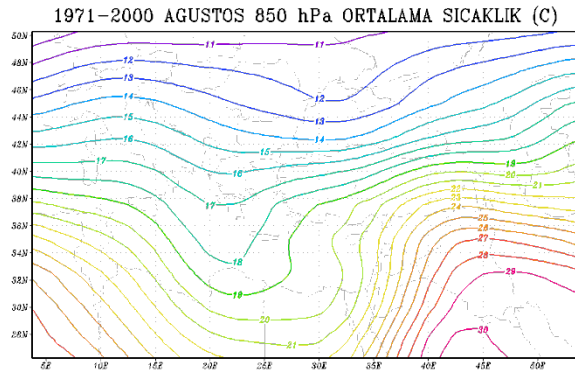
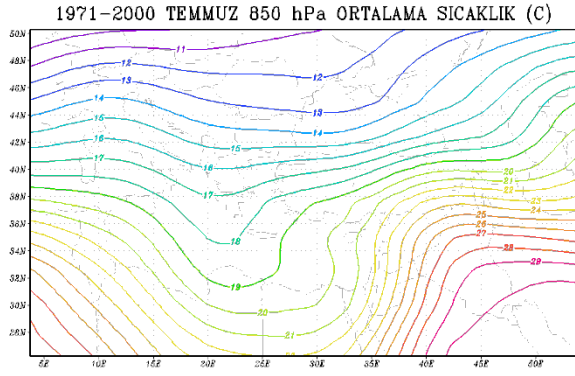
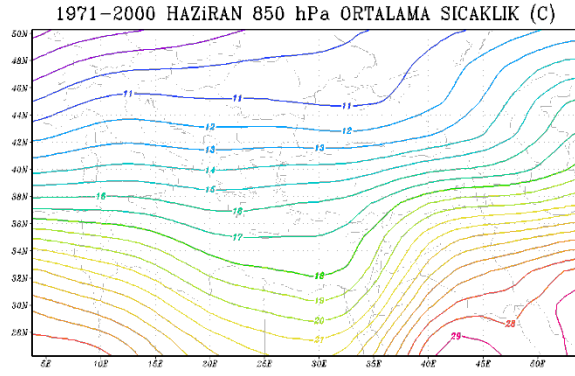
Şekil A1. 1000 hPa seviyesi kış ve ilkbahar ayları için 1971-2000 ortalama izotermi.



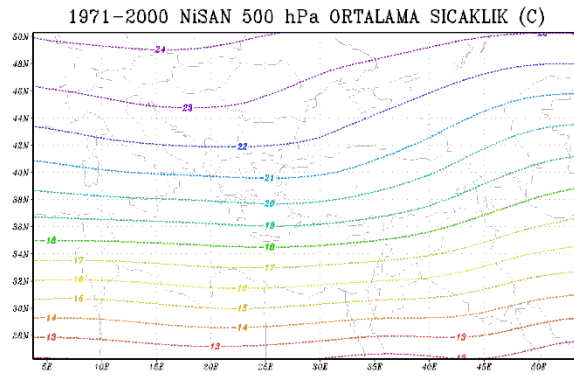
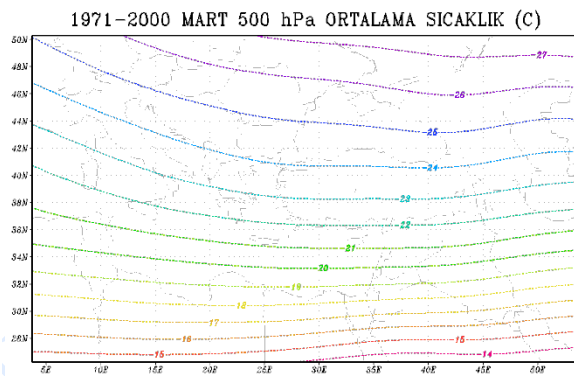
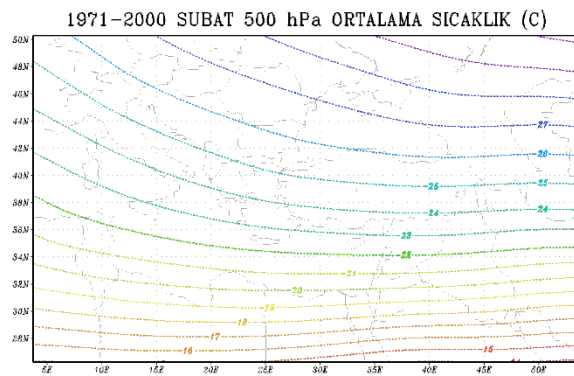
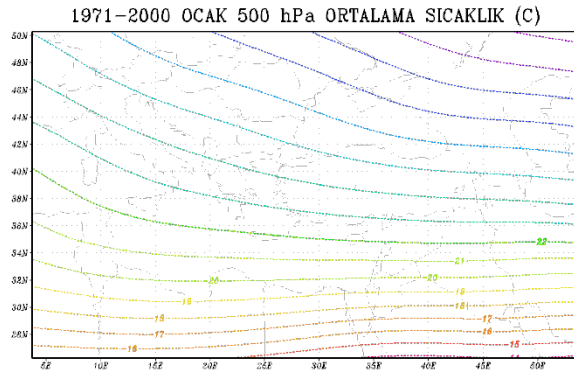
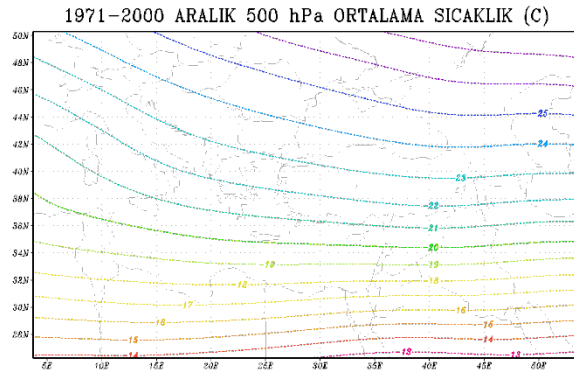
Şekil A2. 1000 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama izotermi.



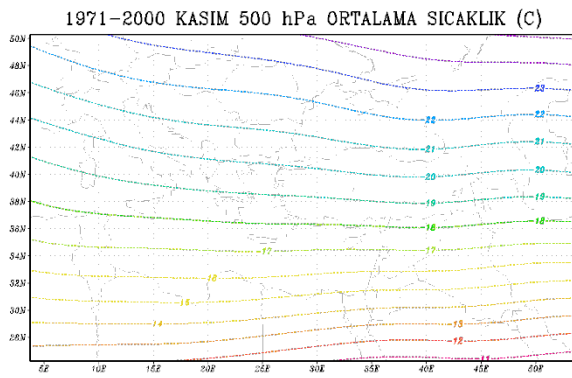
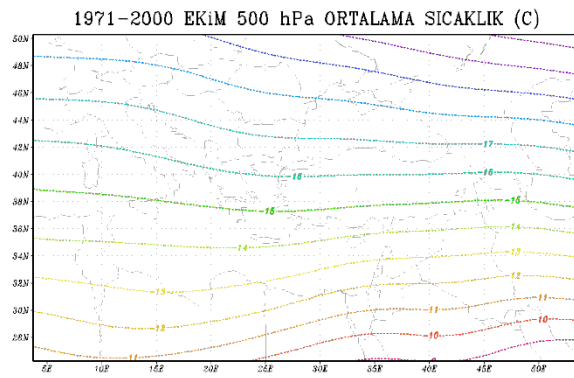
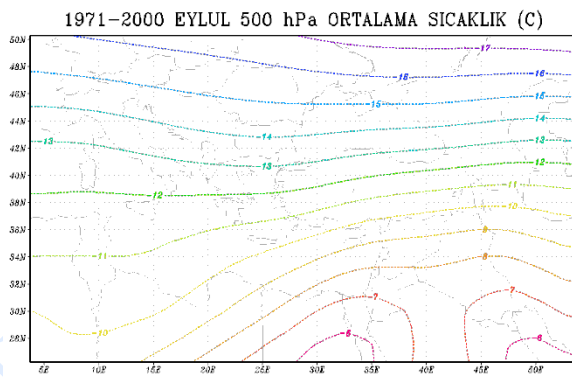
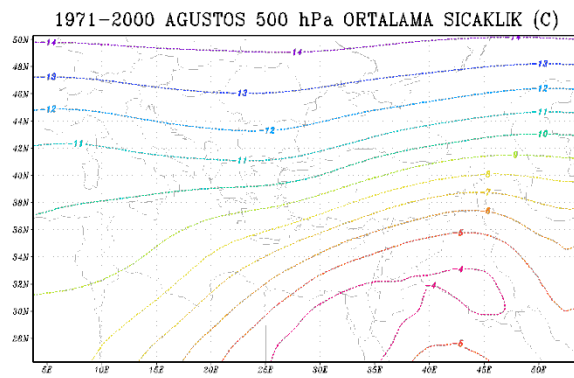
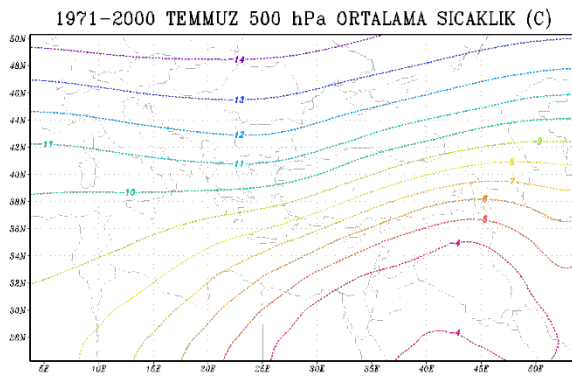
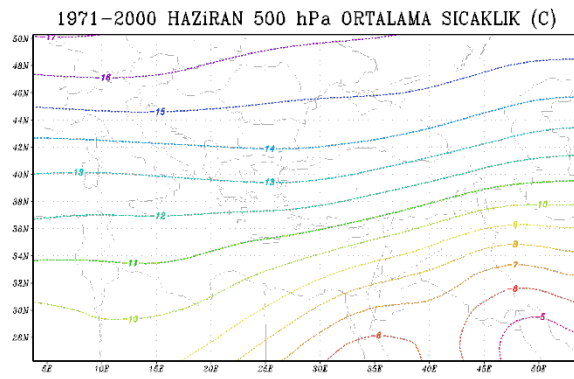
Şekil A3. 850 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama izotermeleri.



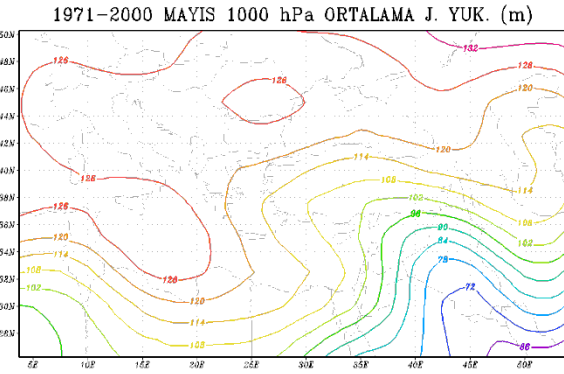
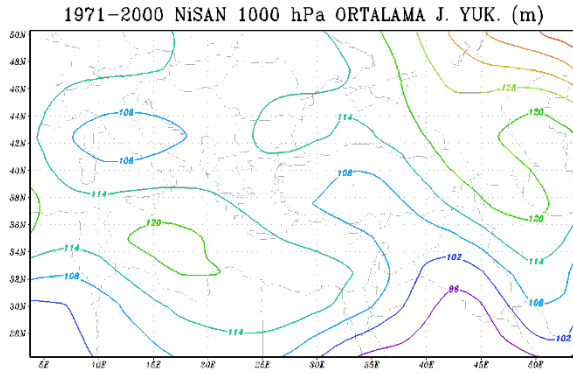
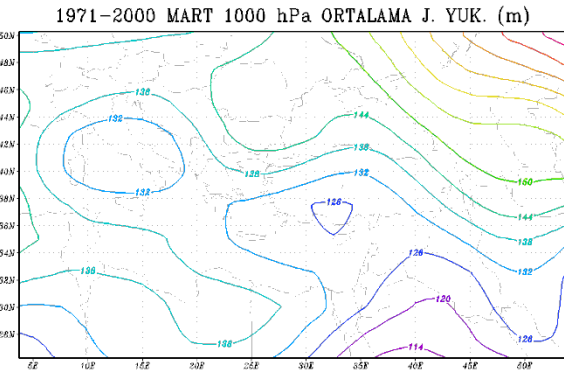
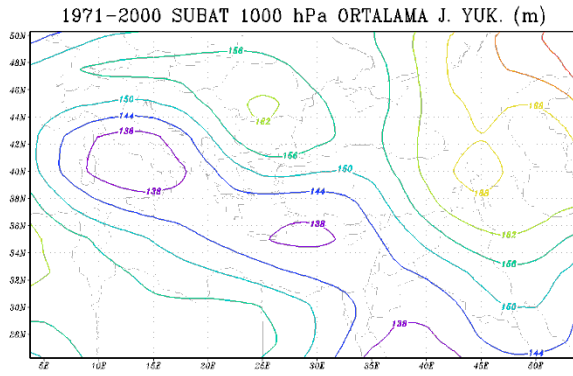
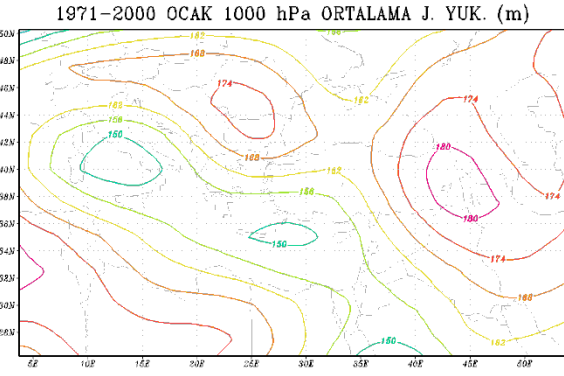
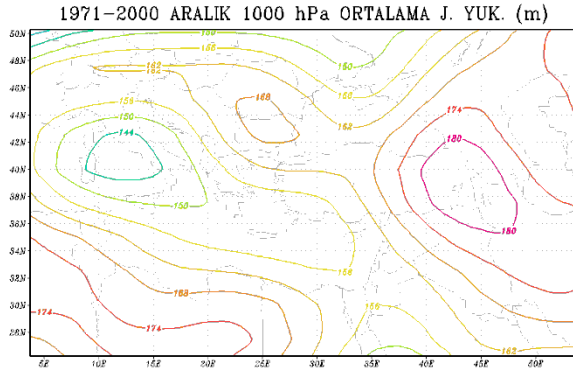
Şekil A4. 850 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama izotermi.

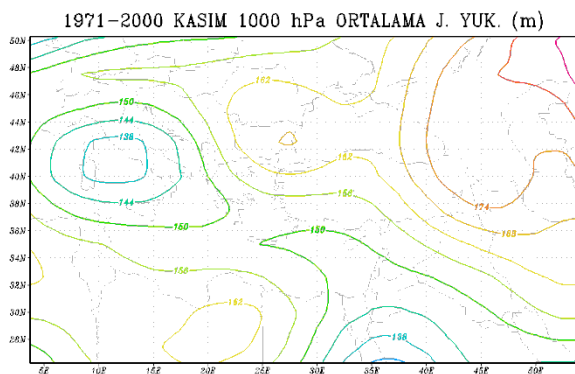
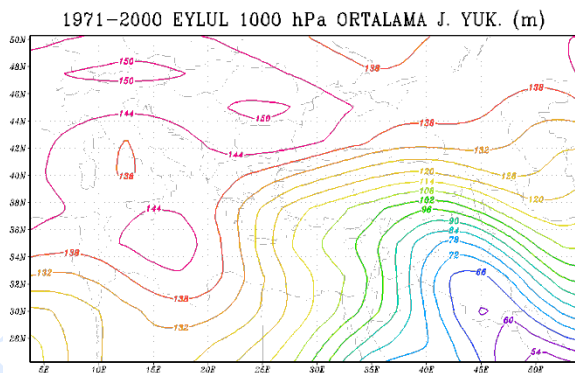
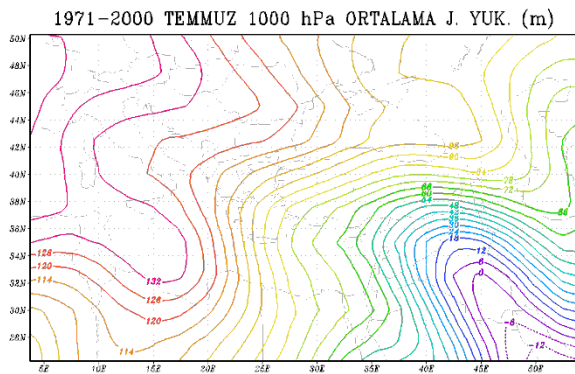


Şekil A5. 500 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama izotermi.

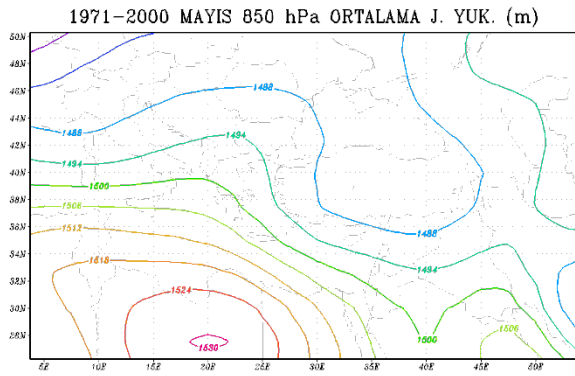
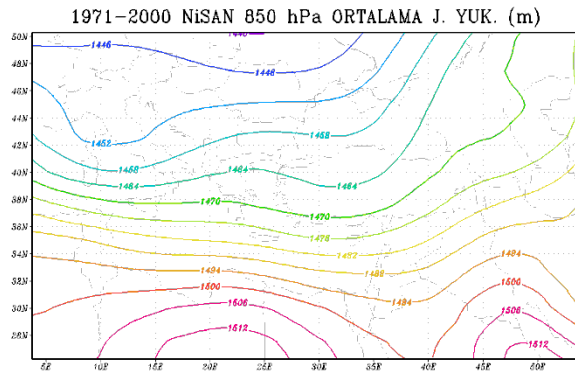
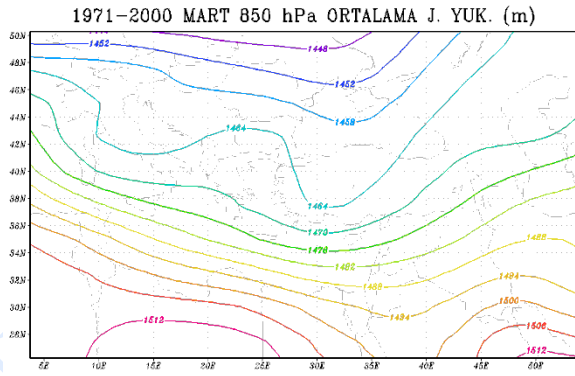
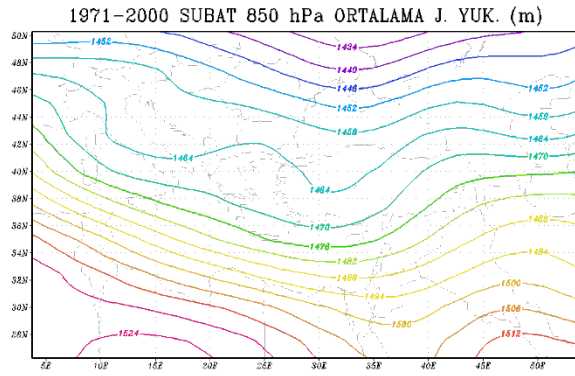
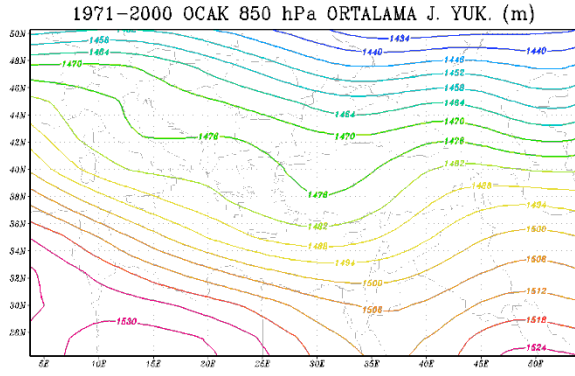
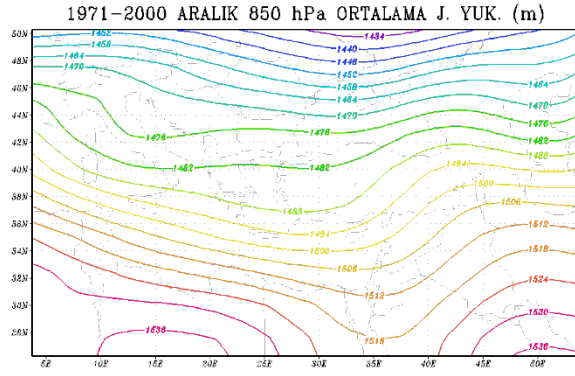


Şekil A6. 500 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama izotermi.

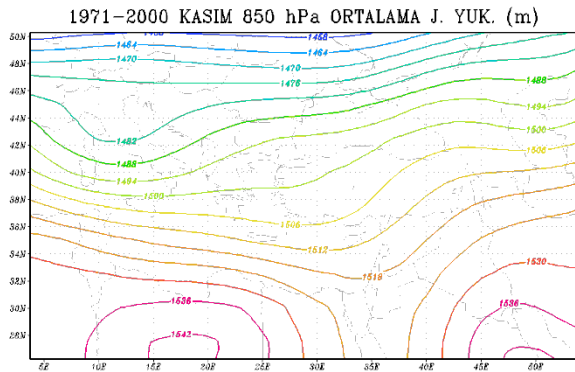
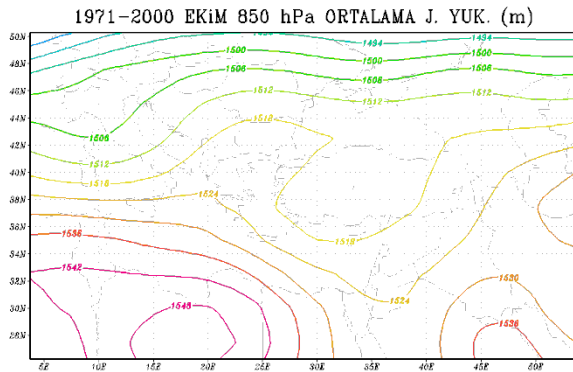
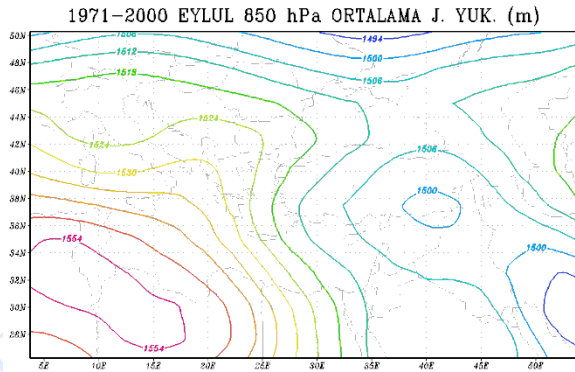
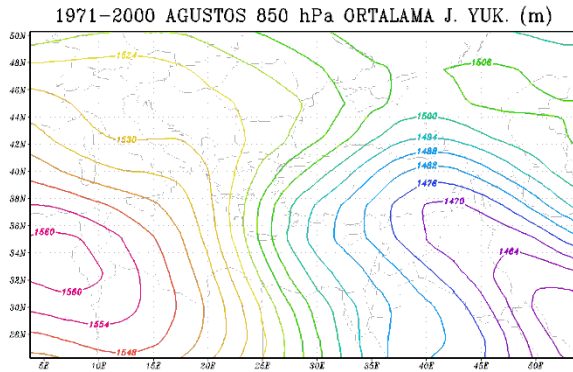
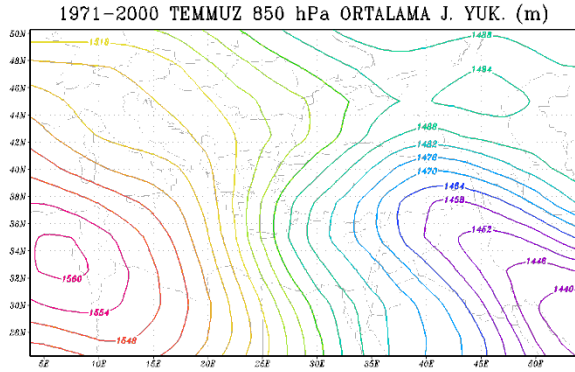
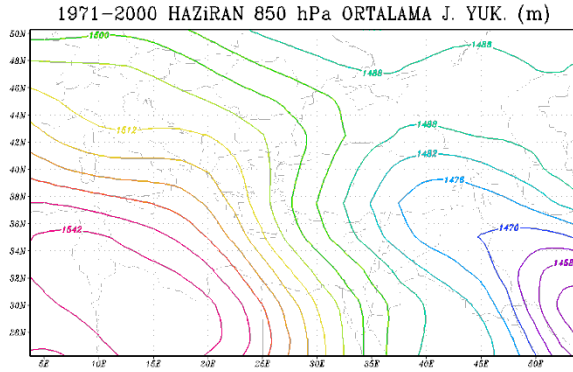




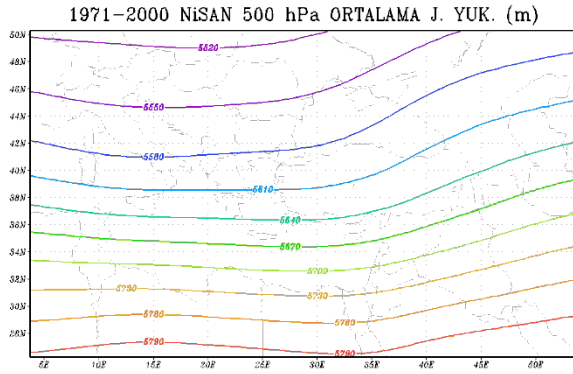
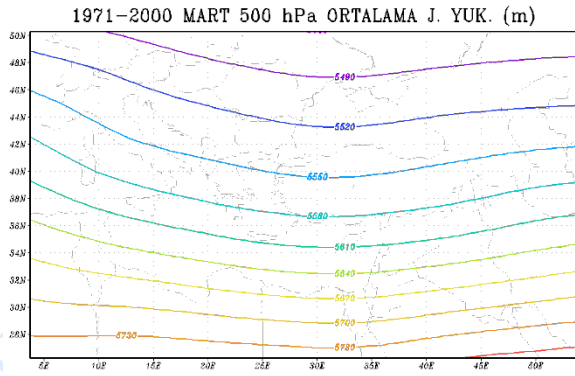
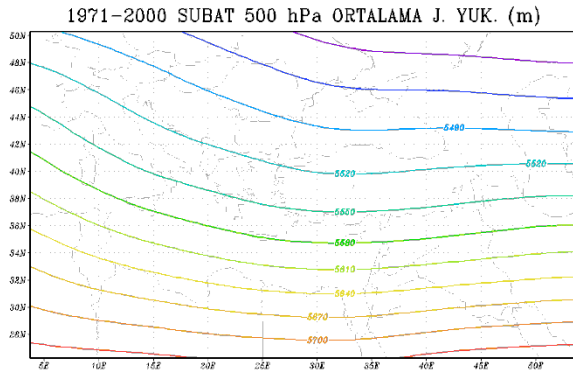
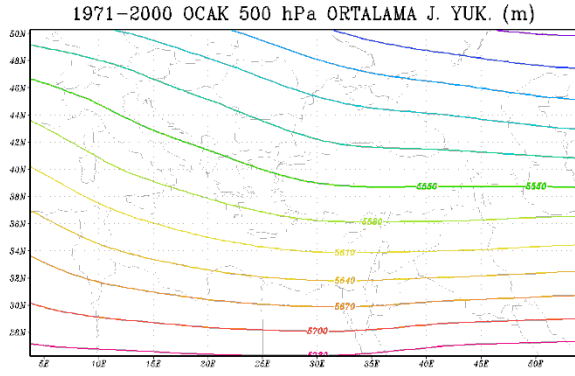
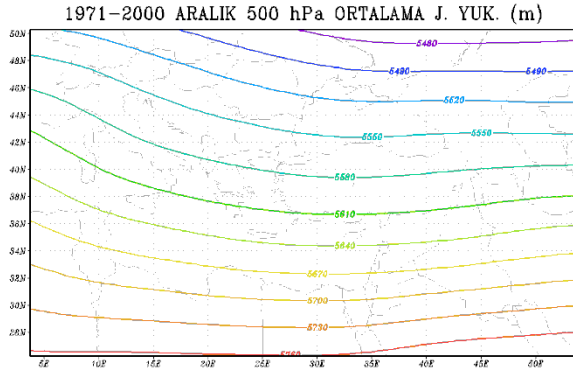
96

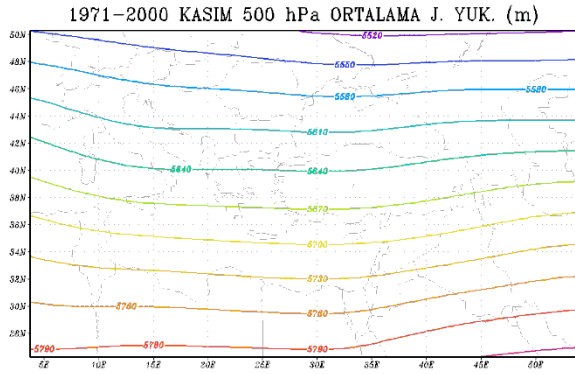
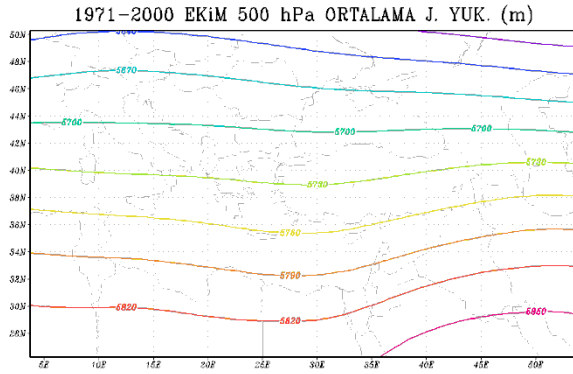
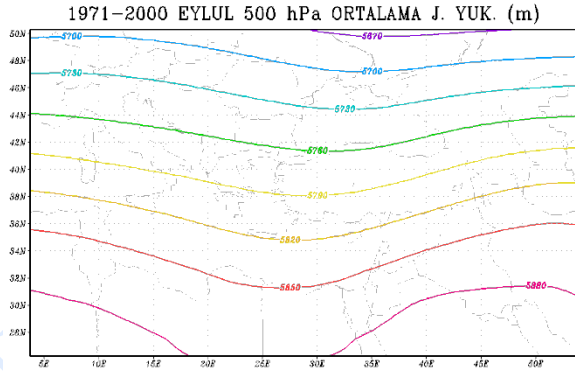
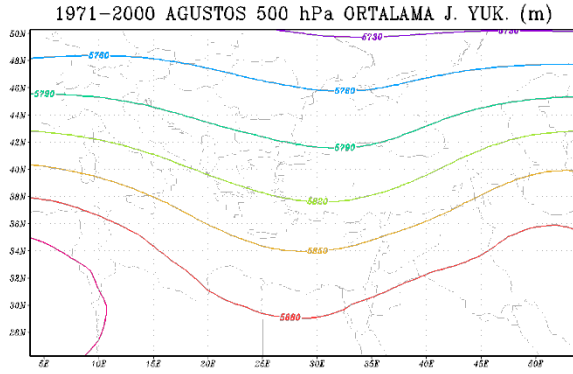
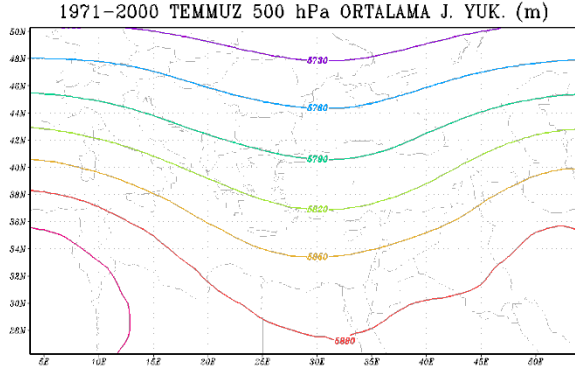
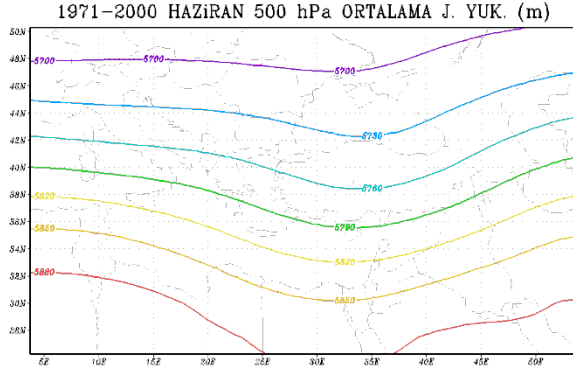


Şekil A9. 850 hPa seviyesi kış ve ilkbahar ayları için 1971-2000 ortalama jeopotansiyel yükseklikler (m).



Şekil A10. 850 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama jeopotansiyel yükseklikler (m).





Şekil A12. 500 hPa seviyesi sonbahar ve yaz ayları için 1971-2000 ortalama jeopotansiyel yükseklikler (m).