

8

İklim Modelleri ve Değerlendirilmesi

Koordinatör Baş Yazarlar:

David A. Randall (ABD), Richard A. Wood (Birleşik Krallık)

Lider Yazarlar:

Sandrine Bony (Fransa), Robert Colman (Avustralya), Thierry Fichet (Belçika), John Fyfe (Kanada), Vladimir Kattsov (Rusya Federasyonu), Andrew Pitman (Avustralya), Jagadish Shukla (ABD), Jayaraman Srinivasan (Hindistan), Ronald J. Stouffer (ABD), Akimasa Sumi (Japonya), Karl E. Taylor (ABD)

Katkıda Bulunan Yazarlar:

K. AchutaRao (ABD), R. Allan (İngiltere), A. Berger (Belçika), H. Blatter (İsviçre), C. Bonfils (ABD, Fransa), A. Boone (Fransa, ABD), C. Bretherton (ABD), A. Broccoli (ABD), V. Brovkin (Almanya, Rusya Federasyonu), W. Cai (Avustralya), M. Claussen (Almanya), P. Dirmeyer (ABD), C. Doutriaux (ABD, Fransa), H. Drange (Norveç), J.-L. Dufresne (Fransa), S. Emori (Japonya), P. Forster (İngiltere), A. Frei (ABD), A. Ganopolski (Almanya), P. Gent (ABD), P. Gleckler (ABD), H. Goosse (Belçika), R. Graham (İngiltere), J.M. Gregory (İngiltere), R. Gudgel (ABD), A. Hall (ABD), S. Hallegatte (ABD, Fransa), H. Hasumi (Japonya), A. Henderson-Sellers (İsviçre), H. Hendon (Avustralya), K. Hodges (Birleşik Krallık), M. Holland (ABD), A.A.M. Holtslag (Hollanda), E. Hunke (ABD), P. Huybrechts (Belçika), W. Ingram (İngiltere), F. Joos (İsviçre), B. Kirtman (ABD), S. Klein (ABD), R. Koster (ABD), P. Kushner (nada), J. Lanzante (ABD), M. Latif (Almanya), N.-C. Lau (ABD), M. Meinshausen (Almanya), A. Monahan (Kanada), J.M. Murphy (Birleşik Krallık), T. Osborn (Birleşik Krallık), T. Pavlova (Rusya Federasyonu), V. Petoukhov (Almanya), T. Phillips (ABD), S. Power (Avustralya), S. Rahmstorf (Almanya), S.C.B. Raper (Birleşik Krallık), H. Renssen (Hollanda), D. Rind (ABD), M. Roberts (Birleşik Krallık), A. Rosati (ABD), C. Schär (İsviçre), A. Schmittner (ABD, Almanya), J. Scinocca (Kanada), D. Seidov (ABD), A.G. Slater (ABD, Avustralya), J. Slingo (Birleşik Krallık), D. Smith (Birleşik Krallık), B. Soden (ABD), W. Stern (ABD), D.A. Stone (İngiltere), K.Sudo (Japonya), T. Takemura (Japonya), G. Tselioudis (ABD, Yunanistan), M. Webb (İngiltere), M. Wild (İsviçre)

Editörleri gözden geçirin:

Elisa Manzini (İtalya), Taroh Matsuno (Japonya), Bryant McAvaney (Avustralya)

Bu bölüm şu şekilde alıntılanmalıdır:

Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi ve K.E. Taylor, 2007: İklim Modelleri ve Değerlendirilmesi. İçinde: *İklim Değişikliği 2007: Fiziksel Bilim Temeli. Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli Dördüncü Değerlendirme Raporuna Çalışma Grubu I'nın Katkısı* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor ve H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Birleşik Krallık ve New York, NY, ABD.

İçindekiler

Yönetici Özeti	591
8.1 Giriş ve Genel Bakış	594
8.1.1 Değerlendirme ile Ne Anlatılmak İsteniyor?	594
8.1.2 Değerlendirme Yöntemleri	594
8.1.3 Modeller Nasıl Oluşturulur?	596
8.2 Modellemedeki Gelişmeler	596
8.2.1 Atmosferik Süreçler	602
8.2.2 Okyanus Süreçleri	603
8.2.3 Karasal Süreçler	604
8.2.4 Kriyosferik Süreçler	606
8.2.5 Aerosol Modelleme ve Atmosferik Kimya	607
8.2.6 Kaplin Gelişmeleri	607
8.2.7 Akı Ayarlamaları ve Başlatma	607
8.3 Birleştirilmiş Küresel Modeller Tarafından Simüle Edilen Güncel İklimin Değerlendirilmesi	608
8.3.1 Atmosfer	608
8.3.2 Okyanus	613
8.3.3 Deniz Buzları	616
8.3.4 Arazi Yüzeyi	617
8.3.5 Model Performansındaki Değişiklikler	618
8.4 Büyük Ölçekli İklim Değişkenliğinin Birleştirilmiş İklim Değişikliği ile Simüle Edilerek Değerlendirilmesi Küresel Modeller	620
8.4.1 Kuzey ve Güney Halka Modları	620
8.4.2 Pasifik On Yıllık Değişkenliği	621
8.4.3 Pasifik-Kuzey Amerika Modeli	622
8.4.4 Soğuk Okyanus-Sıcak Kara Örüntüsü	622
8.4.5 Atmosferik Rejimler ve Engelleme	623
8.4.6 Atlantik Çok Yıllı Değişkenlik	623
8.4.7 El Niño-Güney Salınımı	623
8.4.8 Madden-Julian Salınımı	625
8.4.9 Quasi-Biennial Salınım	625
8.4.10 Muson Değişkenliği	626
8.4.11 Kullanarak Daha Kısa Vadeli Tahminler İklim Modelleri	626
8.5 Aşırı Uçların Model Simülasyonları	627
8.5.1 Aşırı Sıcaklık	627
8.5.2 Aşırı Yağışlar	628
8.5.3 Tropikal Siklonlar	628
8.5.4 Özet	629
8.6 İklim Duyarlılığı ve Geri Beslemeler	629
8.6.1 Giriş	629
8.6.2 Genel Sirkülasyon Modelleri Arasındaki İklim Duyarlılığı Tahminlerinin Yorumlanması	629
Kutu 8.1: Üst Troposferik Nem ve Su Buhar Geri Bildirimi	632
8.6.3 Aşağıdakilere Dahil Olan Temel Fiziksel Süreçler İklim Duyarlılığı	633
8.6.4 Farklı Modeller Tarafından Simüle Edilen Geri Bildirimlere Göreceli Güvenimizi Nasıl Değerlendirebiliriz?	639
8.7 Eşik Değerleri ve Ani İklim Değişikliği Üreten Mekanizmalar	640
8.7.1 Giriş	640
8.7.2 Zorla Ani İklim Değişikliği	640
8.7.3 Zorunlu Olmayan Ani İklim Değişikliği	643
8.8 Küresel Sistemi Daha Basit Modellerle Temsil Etmek	643
8.8.1 Neden Daha Düşük Karmaşıklık?	643
8.8.2 Basit İklim Modelleri	644
8.8.3 Orta Düzey Karmaşıklıkta Yer Sistemi Modelleri	644
Sıkça Sorulan Sorular	
SSS 8.1: Kullanılan Modeller Ne Kadar Güvenilirdir? Gelecekteki İklim Değişikliği Projeksiyonları?	600
Referanslar	648
Tamamlayıcı Materyal	
<i>Aşağıdaki tamamlayıcı materyaller CD-ROM'da ve bu raporun çevrimiçi versiyonlarında mevcuttur.</i>	
Şekil S8.1-S8.15: Farklı İklim Değişkenleri için Model Simülasyonları	
Tablo S8.1: MAGICC Parametre Değerleri	

Yönetici Özeti

Bu bölümde, bu raporun diğer bölümlerinde kullanılan küresel iklim modellerinin gelecekteki iklim değişikliğini öngörme kapasitesi değerlendirilmektedir. IPCC Üçüncü Değerlendirme Raporu'ndan (TAR) bu yana, gelecekteki iklim evrimine ilişkin model tahminlerine duyulan güven bir dizi ilerleme ile artırılmıştır.

İklim modelleri köklü fiziksel ilkelere dayanmaktadır ve yakın geçmişteki iklim gözlemlenen özelliklerini (bkz. Bölüm 8 ve 9) ve geçmişteki iklim değişikliklerini (bkz. Bölüm 6) yeniden ürettikleri kanıtlanmıştır. Atmosfer-Okyanus Genel Sirkülasyon Modellerinin (AOGCM'ler), özellikle kıtasal ve daha büyük ölçeklerde, gelecekteki iklim değişikliğine ilişkin güvenilir nicel tahminler sağladığına dair önemli ölçüde güven vardır. Bu tahminlere duyulan güven bazı iklim değişkenleri (örneğin sıcaklık) için diğerlerine (örneğin yağış) göre daha yüksektir. Bu özet, TAR'dan bu yana ilerleme kaydedilen alanları vurgulamaktadır:

- Modellerin daha iyi incelenmesi ve model davranışının teşhis analizinin genişletilmesi, ortak koşullar altında gerçekleştirilen model deneylerinden elde edilen çıktıların toplanması ve dağıtılması için uluslararası düzeyde koordine edilen çabalar sayesinde giderek daha kolay hale gelmiştir. Bu durum modellerin daha kapsamlı ve açık bir şekilde değerlendirilmesini teşvik etmiştir. Farklı bakış açılarını kapsayan genişletilmiş değerlendirme çabası, önemli model hatalarının gözden kaçma olasılığını azaltmaktadır.
- İklim modelleri, örneğin günlerden bir yıla kadar olan zaman ölçeklerindeki tahminlerin değerlendirilmesi de dahil olmak üzere daha kapsamlı testlere tabi tutulmaktadır. Bu daha çeşitli testler, modellerin iklim tahminlerini etkileyen süreçleri temsil etme doğruluğuna olan güveni artırmaktadır.
- Denge iklim duyarlılığındaki modeller arası farklılıkların anlaşılmasında önemli ilerlemeler kaydedilmiştir. Bulut geri beslemelerinin bu farklılıkların birincil kaynağı olduğu ve en büyük katkıyı alçak bulutların yaptığı teyit edilmiştir. Yeni gözlemsel ve modelleme kanıtları, Genel Sirkülasyon Modellerinde bulunanla karşılaştırılabilir bir güçte (yaklaşık $1 \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, küresel ortalama ısınmanın yaklaşık %50'sine karşılık gelir) birleşik bir su buharı-lapse oranı geri beslemesini güçlü bir şekilde desteklemektedir. Kriyosferik geri bildirimlerin büyüklüğü belirsizliğini korumakta olup, orta ve yüksek enlemlerde model iklim tepkilerinin çeşitliliğine katkıda bulunmaktadır.
- Çözünürlük, hesaplama yöntemleri ve parametrisasyonlarda sürekli iyileştirmeler yapılmış ve ilave süreçler (örneğin etkileşimli aerosoller) daha fazla iklim modeline dahil .
- AOGCM'lerin çoğu, daha önce istikrarlı bir iklim sağlamak için gerekli olan akı ayarlamalarını artık kullanmamaktadır.
- Aynı zamanda, mevcut iklimin birçok yönünün simülasyonunda gelişmeler olmuştur. Bu nedenle, AOGCM kontrol simülasyonlarında sapmalar ve uzun vadeli eğilimler devam etmesine rağmen, akı ayarlamalarının kullanımıyla ilişkili belirsizlik azalmıştır.
- Önemli iklim değişkenliği modlarının simülasyonundaki ilerleme, modellerin önemli iklim süreçlerini temsiline duyulan genel güveni artırmıştır. İstikrarlı ilerlemenin bir sonucu olarak, bazı AOGCM'ler artık El Niño-Güney Salınımının (ENSO) önemli yönlerini simüle edebilmektedir. Madden-Julian Salınımının (MJO) simülasyonu ise yetersiz kalmaya devam etmektedir.
- AOGCM'lerin aşırı olayları, özellikle de sıcak ve soğuk dönemleri simüle etme kabiliyeti gelişmiştir. Yoğun olaylarda düşen yağış sıklığı ve miktarı olduğundan az tahmin edilmektedir.
- Ekstratropikal siklonların simülasyonu gelişmiştir. Tropikal siklon değişikliklerinin projeksiyonu için kullanılan bazı modeller, tropikal siklonların gözlemlenen sıklığını ve dağılımını başarılı bir şekilde simüle edebilmektedir.
- Çoğu modelin Güney Okyanusu simülasyonunda sistematik yanlışlıklar bulunmuştur. Güney Okyanusu okyanus ısı alımı için önemli olduğundan, bu durum geçici iklim tepkisinde bazı belirsizliklere yol açmaktadır.
- Gözlemlere dayalı ölçütlerin iklim değişikliğine ilişkin model projeksiyonlarını kısıtlamak için kullanılabilirliği, model simülasyonları topluluklarının analizi yoluyla ilk kez araştırılmıştır. Bununla birlikte, makul iklim projeksiyonları aralığını daraltmak için kullanılabilir olacak kanıtlanmış bir dizi model ölçütü henüz geliştirilmemiştir.
- İklim sistemindeki karbon döngüsü geri bildirimlerinin potansiyel önemini araştırmak için, birkaç iklim AOGCM'sve bazı Orta Karmaşıklıkta Dünya Sistemi Modellerinde (EMIC'ler) karbon döngüsünün açık bir şekilde ele alınması sağlanmıştır.
- Orta Düzey Karmaşıklıkta Dünya Sistemi Modelleri daha önce olduğundan daha derinlemesine değerlendirilmiştir. Koordineli karşılaştırmalar, bu modellerin uzun zaman ölçeklerini içeren veya çok sayıda topluluk simülasyonu veya duyarlılık deneyi gerektiren soruların ele alınmasında yararlı olduğunu göstermiştir.

Model formülasyonundaki gelişmeler

Atmosferik modellerdeki gelişmeler, yeniden formüle edilmiş dinamikleri ve taşıma şemalarını ve artan yatay ve dikey çözünürlüğü içermektedir. İnteraktif aerosol modülleri bazı modellere dahil edilmiştir ve bunlar aracılığıyla aerosollerin doğrudan ve dolaylı etkileri artık daha yaygın bir şekilde dahil edilmektedir.

Karasal süreçlerin temsilinde önemli gelişmeler meydana gelmiştir.

Bireysel bileşenler, gözlemlere ve daha kapsamlı modellere karşı sistematik değerlendirme yoluyla geliştirilmeye devam etmektedir. Önümüzdeki birkaç on yıl içinde büyük ölçekli iklimi önemli ölçüde etkileyebilecek karasal süreçler mevcut iklim modellerine dahil edilmiştir. Daha uzun zaman ölçeklerinde önemli olan bazı süreçler henüz dahil edilmemiştir. AOGCM'lerin okyanus bileşeninin geliştirilmesi devam etmiştir. Çözünürlük artmış ve modeller genel olarak okyanus yüzeyinin 'katı kapak' olarak ele alınmasını terk etmiştir. Yeni fiziksel parametrisasyonlar ve sayısal yöntemler arasında gerçek tatlı su akışları, geliştirilmiş nehir ve halic karışım şemaları ve pozitif tanımlı adveksiyon şemalarının kullanımı yer almaktadır. Adyabatik izopiknal karıştırma şemaları artık yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu gelişmelerden daha az karmaşık parametrisasyonların kullanımıyla ilişkili belirsizliğin azalmasına yol açmıştır

(örneğin, sanal tuz akısı).

AOGCM kriyosferik bileşenlerinin geliştirilmesindeki ilerleme en açık şekilde deniz buzu için geçerlidir. Neredeyse tüm son teknoloji AOGCM'ler artık daha ayrıntılı deniz buzu dinamikleri ve bazıları artık birkaç deniz buzu kalınlığı kategorisi ve nispeten gelişmiş termodinamik içermektedir. AOGCM'lerdeki karasal kar süreçlerinin parametrisasyonları formülasyon açısından önemli ölçüde farklılık göstermektedir. Karın sistematik değerlendirmesi, alt ızgara ölçeğindeki heterojenliğin mevsimsel kar örtüsü gözlemlerini simüle etmek için önemli olduğunu göstermektedir. Az sayıda AOGCM buz tabakası dinamiklerini içermektedir; bu bölümde değerlendirilen ve Bölüm 10'da 21. yüzyılda iklim değişikliğini öngörmek için kullanılan tüm AOGCM'lerde kara buz örtüsü öngörülmektedir.

Şu anda bilgisayar kaynaklarını aşağıdakiler arasında bölüştürmenin en uygun yolu konusunda bir fikir birliği yoktur: daha iyi simülasyonlara olanak tanıyan daha ince sayısal ızgaralar; belirsizliğin daha iyi istatistiksel tahminlerine olanak tanıyan daha fazla sayıda topluluk üyesi; ve daha eksiksiz bir süreç setinin dahil edilmesi (örneğin, karbon geri bildirimleri, atmosferik kimya etkileşimleri).

Model iklim simülasyonundaki gelişmeler

Birçok önemli atmosferik alandaki mevsimsel değişimin büyük ölçekli modelleri, AOGCM'ler tarafından TAR zamanında olduğundan daha iyi simüle edilmektedir. Özellikle, aylık ortalama, yağışın küresel dağılımı, deniz seviyesi basıncı ve yüzey hava sıcaklığının simülasyonundaki hataların tümü azalmıştır. Bazı modellerde, değişen iklimde deniz yüzeyi sıcaklığını ve bulut geri beslemesini doğru bir şekilde simüle etmek için önemli olan deniz alçak seviye bulutlarının simülasyonu da iyileşmiştir. Bununla birlikte, bulutların ve tropikal yağışların (önemli bölgesel ve küresel etkileriyle birlikte) simülasyonunda önemli eksiklikler devam etmektedir.

Güney Okyanusu'ndaki bazı yaygın model önyargıları tespit edilmiş, bu da okyanus ısısı alımında ve geçici iklim tepkisinde bazı belirsizliklere yol açmıştır. Çok kalın olan termoklin ve her ikisi de çok zayıf olan Atlantik devrilme ve ısı taşınımı simülasyonları birçok modelde önemli ölçüde iyileştirilmiştir.

Deniz buzu formülasyonlarının iyileştirilmesindeki kayda değer ilerlemeye rağmen, AOGCM'ler TAR'dan bu yana gözlemlenen deniz buzu simülasyonlarında tipik olarak sadece mütevazı bir ilerleme kaydetmiştir. Nispeten yavaş ilerleme, deniz buzu simülasyonunun iyileştirilmesinin, deniz buzu bileşeninin kendisine ek olarak hem atmosfer hem de okyanus bileşenlerinde iyileştirmeler gerektirdiği gerçeğiyle kısmen açıklanabilir.

TAR'dan bu yana, AOGCM formülasyonundaki gelişmeler, geniş bir zaman ölçeği aralığında büyük ölçekli değişkenliğin temsiliyi geliştirmiştir. Modeller, Kuzey ve Güney Anüler Modları, Pasifik Onyıllık Salınımı, Pasifik-Kuzey Amerika ve Soğuk Okyanus-Sıcak Kara içeren baskın ekstrasitropikal değişkenlik modellerini yakalamaktadır. Yüksek ve alçak enlem süreçlerinin göreceli rolleri modeller arasında farklılık gösterse de, AOGCM'ler Atlantik çuklu on yıllık değişkenliğini simüle . Tropik bölgelerde, ENSO' mekansal örüntüsü ve sıklığının AOGCM simülasyonunda genel bir iyileşme olmuştur, ancak mevsimsel faz kilitlenmesinin ve El Niño ile La Niña dönemleri arasındaki asimetrisinin simülasyonunda sorunlar devam etmektedir. MJO'nun bazı özelliklerine sahip değişkenlik çoğu AOGCM tarafından simüle edilmektedir, ancak olaylar tipik olarak çok seyrek ve çok zayıftır.

Atmosfer-Okyanus Genel Sirkülasyon Modelleri aşırı sıcakları, soğuk hava salgınlarını ve don günlerini oldukça iyi bir şekilde simüle edebilmektedir. Bu raporda tropikal siklon değişikliklerini öngörmek için kullanılan modeller, siklonların günümüzdeki sıklığını ve dağılımını simüle edebilmektedir, ancak yoğunluk daha az iyi simüle edilmektedir. Aşırı yağışların simülasyonu çözünürlüğe, parametrisasyona ve seçilen eşik değerlere bağlıdır. Genel olarak, modeller zayıf yağışlı çok fazla gün (<10 mm gün⁻¹) ve yoğun olaylarda genel olarak çok az yağış (>10 mm gün⁻¹) üretme eğilimindedir.

Orta Karmaşıklıkta Yer sistemi Modelleri, geçmiş ve gelecekteki iklim değişikliğinde, yüksek hesaplama maliyetleri nedeniyle kapsamlı AOGCM'ler tarafından ele alınamayan konuları araştırmak için geliştirilmiştir. EMIC'lerin düşük çözünürlüğü ve bazı fiziksel süreçleri basitleştirilmiş bir şekilde temsil etmeleri nedeniyle, bu modeller yalnızca çok büyük ölçekler hakkında çıkarımlarda bulunulmasına izin vermektedir. TAR'dan bu yana, EMIC'ler, büyük ölçeklerde EMIC sonuçlarının gözlemsel veriler ve AOGCM sonuçlarıyla iyi bir şekilde karşılaştırıldığını ortaya koyan çeşitli koordineli modeller arası karşılaştırmalar yoluyla değerlendirilmiştir. Bu da EMICS'in, mevcut AOGCM'lerin genel olarak erişilebilirliğinin ötesinde zaman ölçeklerinde gelişen iklim sistemi içindeki süreç ve etkileşimlerin anlaşılması için kullanılabilmesi görüşünü desteklemektedir. Uzun vadeli iklim değişikliği projeksiyonlarındaki belirsizlikler de EMIC çalışmalarının büyük toplulukları kullanılarak daha kapsamlı bir şekilde araştırılabilir.

Analiz yöntemlerindeki gelişmeler

TAR'dan bu yana, yeni model sonuçlarının modelleme merkezleri dışındaki bilim adamlarının incelemesine sunulması için benzeri görülmemiş bir çaba başlatılmıştır. On sekiz modelleme grubu bir dizi eşgüdümü, standart deney gerçekleştirmiş ve dünya çapında yüzlerce araştırmacı tarafından analiz edilen model çıktıları, model sonuçlarının mevcut IPCC değerlendirmesinin çoğunun temelini oluşturmuştur. Koordineli model karşılaştırmasının faydaları arasında modelleme grupları arasında iletişimin artması, hataların daha hızlı tespit edilmesi ve düzeltilmesi, standartlaştırılmış kıyaslama hesaplamalarının oluşturulması ve modelleme ilerlemesinin daha eksiksiz ve sistematik bir kaydının tutulması yer almaktadır.

Birkaç iklim modeli, hava tahmininden (birkaç gün) mevsimsel tahmine (yıllık) kadar olan zaman ölçeklerinde ilk değer tahminleri için test edilmiş (ve gösterilmiştir). Modellerin bu koşullar altında gösterdikleri kabiliyet, iklim sistemindeki bazı kilit süreçleri ve telekonneksiyonları simüle ettiklerine dair güveni artırmaktadır.

İklim geri bildirimlerinin değerlendirilmesindeki gelişmeler

Su buharı geri beslemesi, iklim duyarlılığını artıran en önemli geri beslemedir. Bu geri beslemenin gücü modeller arasında bir miktar farklılık gösterse de, model iklim duyarlılıklarının yayılması üzerindeki genel etkisi, korelasyon karşıtı olma eğiliminde olan atlama hızı geri beslemesi tarafından azaltılmaktadır. Birkaç yeni çalışma, modellenen alt ve üst troposferik nemin mevsimsel ve yıllar arası değişkenliğe, volkanik kaynaklı soğumaya ve iklim eğilimlerine gözlemlerle tutarlı bir şekilde yanıt verdiğini göstermektedir. Dolayısıyla, son gözlemsel ve modelleme kanıtları, birleşik su buharı-lapse oranı geri beslemesinin AOGCM'lerde bulunan güç civarında olması için güçlü ek destek sağlamaktadır.

Son çalışmalar, iklim duyarlılığı tahminlerinin modeller arasında yayılmasının, esas olarak bulut geri beslemelerindeki modeller arası farklılıklardan kaynaklandığını teyit etmektedir. Sınır tabaka bulutlarındaki değişikliklerin kısa dalga etkisi ve daha az ölçüde orta seviye bulutlar, küresel bulut geri beslemelerindeki modeller arası farklılıklara en büyük katkıyı sağlamaktadır. Mevcut iklimde bu bulutların nispeten zayıf simülasyonu, bazı endişeler için bir nedendir. Derin konvektif bulutların küresel ısınmaya tepkisi de projeksiyonlarda önemli bir belirsizlik kaynağıdır çünkü mevcut modeller bu bulutların farklı tepkilerini öngörmektedir. Bulut geri bildirimlerinin gözleme dayalı olarak değerlendirilmesi, iklim modellerinin farklı güçlü ve zayıf yönler sergilediğini göstermektedir ve iklim değişikliği bulut geri bildirimlerinin hangi tahminlerinin en güvenilir olduğunu belirlemek henüz mümkün değildir.

TAR'dan bu yana kaydedilen ilerlemelere rağmen, AOGCM'lerdeki kriosferik geri bildirimlerin büyüklüğünde önemli belirsizlikler devam etmektedir. Bu durum, özellikle yüksek enlemlerde, modellenen iklim tepkisinin yayılmasına katkıda bulunmaktadır. Küresel ölçekte, yüzey albedo geri bildirimleri tüm modellerde pozitifdir ve modeller arasında bulut geri bildirimlerine göre çok daha az değişiklik gösterir. Deniz buzu geri bildirimlerini anlamak ve değerlendirmek karmaşıktır

Kutup bulutu süreçleri ile okyanus ısı ve tatlı su taşınımı arasındaki güçlü bağlantı nedeniyle. Kutup bölgelerindeki gözlemlerin azlığı da değerlendirmeyi zorlaştırmaktadır. Yüzey albedo geri bildirimlerini değerlendiren yeni teknikler yakın zamanda geliştirilmiştir. Kara kar örtüsünün gözlemlenen mevsimsel döngüsünü yeniden üretmedeki model performansı, iklim değişikliği altında simüle edilen kar-albedo geri bildiriminin dolaylı bir değerlendirmesini sağlayabilir.

Sistematik model karşılaştırmaları, okyanusun iklim değişikliğine tepkisinde modeller arasındaki farklılıklardan sorumlu temel süreçlerin yardımcı olmuştur. Yüzey akısı değişikliklerinden meridyonel devridaim sirkülasyonuna kadar olan geri bildirimlerin önemi birçok modelde ortaya konmuştur. Şu anda, bu geri bildirimler mevcut gözlemlerle sıkı bir şekilde sınırlandırılmamıştır.

Modellerde iklim geri bildirimlerine katkıda bulunan süreçlerin analizi ve büyük model topluluklarına dayanan son çalışmalar, gelecekte iklim değişikliğine ilişkin model tahminlerindeki mevcut yayılmayı daraltmak için gözlemlerin kullanılmasının mümkün olabileceğini göstermektedir.

8.1 Giriş ve Genel Bakış

Bu bölümün amacı, bu değerlendirmede başka yerlerde kullanılan küresel iklim modellerinin yeteneklerini ve sınırlamalarını değerlendirmektir. Bu raporun çeşitli bölümlerinde bir dizi model değerlendirme faaliyeti açıklanmıştır. Bu bölüm, bu çalışmalar için bir bağlam ve okuyucuyu uygun bölümlere yönlendirmek için bir rehber sağlamaktadır.

8.1.1 Değerlendirme ile Ne ?

Bir modele dayanan belirli bir tahminin doğru ya da yanlış olduğu sıklıkla kanıtlanabilir, ancak modelin kendisine her zaman eleştirel bir gözle bakılmalıdır. Bu hem hava durumu tahminleri hem de iklim tahminleri için geçerlidir. Hava tahminleri düzenli olarak üretilir ve gerçekte olanlara karşı hızlı bir şekilde test edilebilir. Zaman içinde, belirli bir modelin veya tahmin sisteminin performansı hakkında bilgi veren istatistikler biriktirilebilir. Öte yandan iklim değişikliği simülasyonlarında modeller, onlarca yıllık zaman ölçeklerinde gelecekteki olası değişikliklerin tahminlerini yapmak için kullanılır ve bu değişikliklerin geçmişte kesin benzerleri yoktur. Bir modele güven, tarihsel kayıtların veya paleoiklimin simülasyonları yoluyla kazanılabilir, ancak bu tür fırsatlar hava durumu tahmininde mevcut olanlardan çok daha sınırlıdır. Bu ve diğer yaklaşımlar aşağıda tartışılmaktadır.

8.1.2 Değerlendirme Yöntemleri

Bir iklim modeli, birçok bileşeni olan çok karmaşık bir sistemdir. Model elbette sistem düzeyinde, yani tüm model çalıştırılarak ve sonuçlar gözlemlerle karşılaştırılarak test edilmelidir. Bu tür testler sorunları ortaya çıkarabilir, ancak bunların kaynağı genellikle modelin karmaşıklığı nedeniyle gizlenir. Bu nedenle, modeli bileşen düzeyinde, yani belirli bileşenleri izole ederek ve bunları tüm modelden bağımsız olarak test ederek test etmek de önemlidir.

İklim modellerinin bileşen düzeyinde değerlendirilmesi yaygındır. Sayısal yöntemler, Küre Üzerinde Kısmi Diferansiyel Denklemler üzerine yarı-yıllık Çalıştaylar gibi faaliyetler aracılığıyla düzenlenen standart testlerde sınanmaktadır. İklim modellerinde kullanılan fiziksel parametrisasyonlar, Atmosferik Radyasyon Ölçümü (ARM) programı, Avrupa Bulut Sistemleri (EUROCS) ve Küresel Enerji ve Su Döngüsü Deneyi (GEWEX) Bulut Sistemi Çalışması (GCSS) gibi programlar aracılığıyla düzenlenen çok sayıda vaka çalışmasıyla (bazıları gözlemlere dayalı ve bazıları idealize edilmiş) test edilmektedir. Bu faaliyetler on yıl ya da daha uzun bir süredir devam etmektedir ve çok sayıda sonuç yayınlanmıştır (örneğin, Randall vd., 2003).

Sistem düzeyinde değerlendirme, tam modelin çıktılarını (yani, gözlemlenen belirli iklim değişkenlerinin model simülasyonlarına) odaklanır ve belirli yöntemler aşağıda daha ayrıntılı olarak ele alınmaktadır.

8.1.2.1 Modeller Arası Karşılaştırmalar ve Topluluklar

1980'lerin sonunda başlayan (örneğin, Cess vd., 1989) ve Atmosferik Modeller Arası Karşılaştırma Projesi (AMIP) ile devam eden küresel modeller arası karşılaştırma faaliyetleri, günümüzde neredeyse tüm iklim modeli bileşenlerini ve çeşitli birleşik model konfigürasyonlarını kapsayan birkaç düzine model arası karşılaştırma projesini içerecek şekilde çoğalmıştır (özet için bkz. <http://www.clivar.org/science/mips.php>). Atmosfer-Okyanus Genel Sirkülasyon Modeli (AOGCM) çıktılarının standartlaştırılmış deneylerden toplanması ve analiz edilmesine yönelik şimdiye kadarki en iddialı organize çaba son birkaç yıl içinde gerçekleştirilmiştir (bkz. http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php). Önceki modeller arası karşılaştırmalardan farklı olarak, zorlanmamış kontrol simülasyonları, enstrümantal dönem boyunca gözlemlenen iklim değişikliğini yeniden üretmeye çalışan simülasyonlar ve gelecekteki iklim değişikliği simülasyonları dahil olmak üzere daha eksiksiz bir deney seti gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, iklim değişikliği sinyallerini iklim sistemi içindeki iç değişkenlikten ayırmayı kolaylaştırmak için her deney için bazı bireysel modeller tarafından birden fazla simülasyon gerçekleştirilmiştir. Daha önceki çabalardan belki de en önemli değişiklik, İklim Modeli Teşhis ve Karşılaştırma Programı'nda (PCMDI) merkezi olarak barındırılan daha kapsamlı bir model çıktısı setinin toplanmasıydı. Burada 'PCMDI'deki Çoklu Model Veri Seti (MMD)' olarak anılan bu arşiv, modelleme gruplarının dışından yüzlerce araştırmacının modelleri çeşitli açılarından incelemesine olanak sağlamıştır.

İklim modeli sonuçlarının tanısız analizindeki gelişme, Üçüncü Değerlendirme Raporu'ndan (TAR) bu yana ileriye doğru atılmış önemli bir adımı temsil etmektedir. Genel olarak, güçlü bir şekilde devam eden karşılaştırma faaliyetleri modelleme grupları arasındaki iletişimi arttırmış, modelleme hatalarının hızlı bir şekilde tespit edilmesine ve düzeltilmesine olanak sağlamış ve standartlaştırılmış kıyaslama hesaplamalarının yanı sıra modelleme ilerlemesinin daha eksiksiz ve sistematik bir kaydının oluşturulmasını teşvik etmiştir.

Model toplulukları, belirli bir zorlamaya karşı olası iklim tepkileri aralığını incelemek için yeni bir kaynağı temsil etmektedir. Bu tür topluluklar ya farklı modelleme merkezlerinden bir dizi modelin sonuçlarını toplayarak ('çoklu model toplulukları' yukarıda açıklandığı gibi) ya da belirli bir model yapısı içinde, iç model parametrelerini makul aralıklar içinde değiştirerek ('bozulmuş fizik toplulukları') çoklu model versiyonları üretmek oluşturulabilir. Bu yaklaşımlar Bölüm 10.5'te daha ayrıntılı olarak ele alınmaktadır.

8.1.2.2 Model Güvenilirliği Ölçütleri

Bir iklim modelinin geçmiş veya çağdaş iklim simülasyonunun doğruluğu, iklim değişikliği projeksiyonlarının doğruluğu hakkında ne söyler? Bu soru, yeni mevcut model topluluklarından yararlanılarak ele alınmaya başlanmıştır. Olasılıksal projeksiyonlar yapılırken katkıda bulunan modellerin güvenilirliğini ağırlıklandırmak için bir dizi farklı gözleme dayalı ölçüt kullanılmıştır (bkz. Bölüm 10.5.4).

Herhangi bir metrik için, gelecekteki iklim değişikliği tahminleri yapmak için model sonuçlarının ne kadar iyi bir test olduğunu değerlendirmek önemlidir. Bu doğrudan test edilemez, çünkü 21. yüzyılda beklenenlere tam olarak benzer zorlama değişiklikleri ile gözlemlenen dönemler yoktur. Bununla birlikte, gözlemlenebilir ölçütler ile tahmin edilen ilgi miktarı (örneğin, iklim duyarlılığı) arasındaki ilişkiler model toplulukları arasında araştırılabilir. Shukla ve diğerleri (2006), 20. yüzyılda simüle edilen yüzey sıcaklığının doğruluğunun bir ölçüsünü, çok modellenli bir toplulukta simüle edilen 21. yüzyıl sıcaklık değişikliği ile ilişkilendirmiştir. En küçük 20. yüzyıl hatasına sahip modellerin 21. yüzyılda nispeten büyük yüzey sıcaklığı artışları ürettiğini bulmuşlardır. Knutti ve diğerleri (2006), farklı, bozulmuş bir fizik topluluğu kullanarak, yüzey sıcaklığında güçlü bir mevsimsel döngüye sahip modellerin daha büyük iklim duyarlılığına sahip olma eğiliminde olduğunu göstermiştir. Daha karmaşık ölçütler de günümüz iklimindeki çoklu gözlemlenebilirliğe dayalı olarak geliştirilmiş ve belirli bir model topluluğu genelinde iklim duyarlılığındaki belirsizliği daraltma potansiyeline sahip oldukları gösterilmiştir (Murphy vd., 2004; Piani vd., 2005). Yukarıdaki çalışmalar, model tahminlerinin olasılığı için nicel ölçütlerin geliştirilebileceğine dair umut vaat etmektedir, ancak sağlam ölçütlerin geliştirilmesi hala erken bir aşamada olduğundan, bu bölümde sunulan model değerlendirmeleri, geçmişte norm olduğu gibi, öncelikle deneyime ve fiziksel akıl yürütmeye dayanmaktadır.

TAR'dan bu yana ilerleme kaydedilen önemli bir alan, iklim değişikliği tepkisini belirleyen geri bildirim süreçlerinin oluşturulması ve sayısalştırılması olmuştur. Bu süreçlere ilişkin bilgi, model değerlendirmesine yönelik hem geleneksel hem de metrik temelli yaklaşımların temelini oluşturmaktadır. Örneğin Hall ve Qu (2006), mevsimsel döngünün simülasyonuna dayalı olarak karla kaplı bölgelerde sıcaklık ve albedo arasındaki geri bildirim için bir ölçüt geliştirmiştir. Mevsimsel döngüye dayalı güçlü bir geri beslemeye sahip modellerin, artan sera gazı zorlaması altında da güçlü bir geri beslemeye sahip olduğunu bulmuşlardır. Mevsimsel döngünün gözlemlenen tahminleriyle yapılan karşılaştırma, MMD'deki çoğu modelin bu geri beslemenin gücünü hafife aldığı göstermiştir. Bölüm 8.6'da iklim duyarlılığını belirlemek için atmosfer-kara yüzeyi-deniz buzu sisteminde işleyen çeşitli geri bildirimler, Bölüm 8.3.2'de ise okyanus ısısı alımı (ve dolayısıyla geçici iklim tepkisi) için önemli olan bazı süreçler ele alınmaktadır.

8.1.2.3 Modellerin Geçmiş ve Günümüz İklimine Karşı Test Edilmesi

Modellerin 'mevcut iklimi' (değişkenlik ve aşırı uçlar dahil) simüle etme kabiliyetinin test edilmesi, model değerlendirmesinin önemli bir parçasıdır (bkz. Bölüm 8.3 ila 8.5 ve belirli bölgesel değerlendirmeler için Bölüm 11). Bunu yaparken, örneğin sabit ışımsal zorlamayla (genellikle günümüzden ziyade sanayi öncesi) yapılan bir 'kontrol' çalışmasından elde edilen uzun bir zaman serisi veya ortalama ile zorlamadaki tarihsel değişimleri içeren bir '20. yüzyıl' simülasyonundan elde edilen daha kısa, geçici bir zaman arasında bazı pratik seçimler yapılması gerekir. Bu tür kararlar, üzerinde çalışılan özel soruna bağlı olarak bireysel araştırmacılar tarafından verilmektedir.

Model ve gözlemler arasındaki farklar, modelin içindeyse önemsiz kabul edilmelidir:

1. öngörülemeyen iç değişkenlik (örneğin, gözlem dönemi olağandışı sayıda El Niño olayı içermiştir);
2. zorlamada beklenen farklılıklar (örneğin, 'sanayi öncesi' model kontrol çalışması ile karşılaştırıldığında 1990'lar için gözlemler); veya
3. gözlemlenen alanlardaki belirsizlikler.

Yerimiz yukarıdaki konuların her bir iklim değişkeni için ayrıntılı tartışılmasına izin vermese de, genel değerlendirmede bunlar dikkate alınmıştır. Günümüz ikliminin küresel ölçekte kıta altı ölçeğe kadar model simülasyonu bu bölümde ele alınırken, daha fazla bölgesel ayrıntı Bölüm 11'de bulunabilir.

Modeller, 20. yüzyıl boyunca gözlemlenen iklim değişikliğini simüle etmek için yaygın olarak kullanılmıştır. Bu dönemdeki zorlama değişiklikleri tam olarak bilinmediğinden (bkz. Bölüm 2), bu tür testler zorlama değişikliklerine gelecekteki tepkiyi tam olarak kısıtlamamaktadır. Knutti ve diğerleri (2002), Orta Karmaşıklıkta Dünya Sistemi Modellerinin (EMIC'ler) bozulmuş bir fizik topluluğunda, aerosol zorlamasının belirsizlik aralığında değişmesine izin verilmesi halinde, çeşitli iklim duyarlıklarına sahip modellerden elde edilen simülasyonların gözlemlenen yüzey hava sıcaklığı ve okyanus ısısı içeriği kayıtlarıyla tutarlı olduğunu göstermiştir. Bu temel kısıtlamaya rağmen, 20. yüzyıl simülasyonlarının tarihsel gözlemlere karşı test edilmesi, gelecekteki iklim tepkisi üzerinde bazı kısıtlamalar getirmektedir (örneğin, Knutti vd., 2002). Bu konular Bölüm 9'da ayrıntılı olarak ele alınmaktadır.

8.1.2.4 Diğer Değerlendirme Yöntemleri

Daha uzak geçmişteki iklim durumlarının simülasyonları, modellerin günümüzden önemli ölçüde farklı olan rejimlerde değerlendirilmesine olanak tanır. IPCC Emisyon Senaryoları Özel Raporu'ndan (SRES) türetilen zorlama senaryoları altında gelecekte beklenen değişikliklerle 20. yüzyıl iklim değişiklikleri küçük olduğundan, bu tür testler 'mevcut iklim' ve 'enstrümantal dönem iklimi' değerlendirmelerini tamamlamaktadır. Paleoiklim testlerinin sınırlamaları, hem zorlama hem de gerçek iklim değişkenlerindeki (genellikle proksilerden türetilen) belirsizliklerin aletsel dönemden daha büyük olma eğiliminde olması ve iyi paleo-proksilerin bulunduğu iklim değişkenlerinin sayısının sınırlı olmasıdır. Ayrıca, iklim durumları o kadar farklı olmuş olabilir (örneğin, son buzul maksimumunda buz tabakaları), iklim hassasiyeti gibi nicelikleri belirleyen süreçler 21. yüzyılda işlemesi muhtemel olanlardan farklı olmuştur. Son olarak, değişimin zaman ölçekleri o kadar uzundu ki, en azından Genel Sirkülasyon Modelleri (GCM'ler) için deneysel tasarımda zorluklar vardı. Bu konular Bölüm 6'da derinlemesine tartışılmaktadır.

İklim modelleri, başlangıç koşullarına dayalı tahminler yoluyla test edilebilir. İklim modelleri, sayısal hava tahmini için rutin olarak kullanılan modellerle yakından ilişkilidir ve mevsimsel ve yıllar arası zaman ölçeklerinde geniş kapsamlı tahminler için giderek daha fazla kullanılmaktadır. Ancak tipik olarak kullanılan modeller

Sayısal hava tahmini için kullanılan modeller, iklim simülasyonları için mümkün olandan daha yüksek çözünürlükte çalıştırılır. Bu tür tahminlerin değerlendirilmesi, modellerin atmosfer ve okyanustaki bazı kilit süreçleri temsilini test eder, ancak bu süreçler ile uzun vadeli iklim tepkisi arasındaki bağlantılar her zaman kurulmamıştır. Bir başlangıç değeri tahmininin kalitesinin, sayısal modelin kendisinin ötesinde çeşitli faktörlere (örneğin, veri asimilasyon teknikleri, topluluk oluşturma yöntemi) bağlı olduğu ve bu faktörlerin, iklim sisteminin radyatif zorlamadaki değişikliklere uzun vadeli, zorlanmış tepkisini öngörmekle daha az ilgili olabileceği unutulmamalıdır. Bu konuda geniş bir literatür bulunmaktadır, ancak bu bölümün amacına odaklanmayı sürdürmek için buradaki tartışmalar, projeksiyonlar için kullanılan iklim modelleriyle çok yakından ilişkili olan modeller kullanılarak yapılan nispeten az sayıda çalışmayla sınırlıdır (bkz. Bölüm 8.4.11).

8.1.3 Modeller Nasıl Oluşturulur?

İklim modellerinin üzerine inşa edildiği temel esas TAR'dan bu yana değişmemiştir, ancak birçok özel gelişme olmuştur (bkz. Bölüm 8.2). İklim modelleri temel fiziksel kanunlardan (Newton'un hareket kanunları gibi) türetilir, bunlar daha sonra büyük ölçekli iklim sistemi için uygun fiziksel yaklaşımlara tabi tutulur ve ardından matematiksel ayrıklaştırma yoluyla daha da yaklaştırılır. Hesaplama kısıtlamaları, ayrıklaştırılmış denklemlerde mümkün olan çözünürlüğü ve çözülmemiş süreçlerin büyük ölçekli etkilerinin bazı temsilleri gereklidir (parametrizasyon problemi).

8.1.3.1 Parametre Seçimleri ve 'Ayarlama'

Parametrizasyonlar tipik olarak kısmen çözülmemiş süreçlerin basitleştirilmiş fiziksel modellerine dayanır (örneğin, bazı konveksiyon şemalarındaki sürükleyici tüy modelleri). Parametrizasyonlar ayrıca girdi olarak belirtilmesi gereken sayısal parametreleri de içerir. Bu parametrelerden bazıları en azından prensipte ölçülebilirken diğerleri . Bu nedenle, belirli değişkenlerin model simülasyonunu optimize etmek veya küresel ısı dengesini iyileştirmek için parametre değerlerini ayarlamak (muhtemelen bazı ön dağılımlardan seçilir) yaygındır. Bu süreç genellikle 'ayarlama' olarak bilinir. İki koşulun yerine getirildiği ölçüde haklı görülebilir:

1. Parametre aralıkları üzerindeki gözleme dayalı kısıtlamalar aşılmaz. Bazı durumlarda bunun parametre değerleri üzerinde sıkı bir kısıtlama sağlamayabileceğini unutmayın (örneğin, Heymsfield ve Donner, 1990).
2. Ayarlanabilir parametrelerdeki serbestlik derecesi sayısı, model değerlendirmesinde kullanılan gözlemsel kısıtlamalardaki serbestlik derecesi sayısından daha azdır. Bunun çoğu GCM için doğru olduğuna inanılmaktadır - örneğin, iklim modelleri Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) değişkenliğinin iyi bir temsilini vermek için açıkça ayarlanmamıştır - ancak hiçbir

sorusunu resmi olarak ele alan çalışmalar mevcuttur. Model, gözlemlenen belirli bir niceliğin iyi bir temsilini verecek şekilde ayarlanmışsa, bu gözlemlerle mutabakat, bu modele güven oluşturmak için kullanılamaz. Bununla birlikte, belirli temel gözlemleri iyi bir şekilde temsil edecek şekilde ayarlanmış bir modelin, daha az yakından ayarlanmış benzer bir modelden (belki de 'bozulmuş fizik' topluluğunun başka bir üyesi) daha iyi bir tahmin verme olasılığı daha yüksek olabilir (Bölüm 8.1.2.2 ve Bölüm 10'da tartışıldığı gibi).

Yeterli bilgisayar zamanı verildiğinde, ayarlama prosedürü prensipte çeşitli veri asimilasyon prosedürleri kullanılarak otomatikleştirilebilir. Ancak bugüne kadar bu sadece EMIC'ler (Hargreaves vd., 2004) ve düşük çözünürlüklü GCM'ler (Annan vd., 2005b; Jones vd., 2005; Severijns ve Hazeleger, 2005) için mümkün olmuştur. Topluluk yöntemleri (Murphy vd., 2004; Annan vd., 2005a; Stainforth vd., 2005) belirli bir hata ölçütü için her zaman benzersiz bir 'en iyi' parametre ayarı üretmez.

8.1.3.2 Model Spektrumları veya Hiyerarşileri

Farklı karmaşıklıkta bir dizi modelin ('spektrum' veya 'hiyerarşi') kullanılmasının değeri TAR'da (Bölüm 8.3) ve burada Bölüm 8.8'de tartışılmıştır. EMIC'ler gibi hesaplama açısından daha ucuz modeller, parametre uzayının daha kapsamlı bir şekilde keşfedilmesini sağlar ve belirli model tepkilerinin anlaşılması için analiz edilmesi daha kolaydır. Karmaşıklığı azaltılmış modeller bu raporda TAR'dan daha kapsamlı olarak kullanılmıştır ve bunların değerlendirilmesi Bölüm 8.8'de ele alınmıştır. Bölgesel iklim modelleri, iklim modelleme hiyerarşisinin bir parçasını oluşturuyor olarak da görülebilir.

8.2 Modellemedeki Gelişmeler

TAR'dan bu yana birçok modelleme gelişmesi yaşanmıştır. Yerimiz, bu raporda yaygın olarak kullanılan 23 AOGCM'de son birkaç yılda yapılan tüm önemli değişikliklerin kapsamlı bir şekilde tartışılmasına izin vermemektedir (bkz. Tablo 8.1). Bununla birlikte, model iyileştirmeleri üç kategoride toplanabilir. İlk olarak, dinamik çekirdekler (adveksiyonvb.) geliştirilmiş ve birçok modelin yatay ve dikey çözünürlükleri artırılmıştır. İkinci olarak, özellikle aerosollerin, kara yüzeyi ve deniz buzu süreçlerinin modellenmesinde daha fazla süreç modellere edilmiştir. Üçüncü olarak, fiziksel süreçlerin parametrizasyonları iyileştirilmiştir. Örneğin, Bölüm 8.2.7'de daha ayrıntılı olarak ele alındığı üzere, modellerin çoğu artık iklim sapmasını azaltmak için akı ayarlamaları (Manabe ve Stouffer, 1988; Sausen vd., 1988) kullanmamaktadır. Daha geniş modelleme topluluğu genelinde geliştirilen bu çeşitli iyileştirmeler, bu raporda kullanılan iklim modellerinde iyi bir şekilde temsil edilmektedir.

Birçok gelişmeye rağmen, çok sayıda sorun devam etmektedir. Bir modelin ışınımsal zorlamadaki değişikliklere tepkisini belirleyen önemli süreçlerin çoğu

Tablo 8.1. Seçilmiş model özellikleri. PCMDI'daki MMD'ye katılan AOGCM'lerin göze çarpan özellikleri, her modelden elde edilen sonuçların ilk yayınlandığı takvim yılı ('vintage') ile birlikte IPCC kimliğine (ID) göre listelenmiştir. Ayrıca ilgili sponsor kurumlar, atmosferik modelin üstündeki basınç, model atmosfer ve okyanus modellerinin yatay ve dikey çözünürlüğünün yanı sıra okyanus dikey koordinat tipi (Z: tanımlar için Griffies'e (2004) bakınız) ve üst sınır koşulu (BC: serbest yüzey veya sert kapak) da listelenmiştir. Ayrıca deniz buzı dinamiklerinin/yapısının özellikleri (örneğin, reolojiye karşı 'serbest sürüklenme' varsayımı ve buz uçlarının dahil edilmesi) ve atmosfer, okyanus ve deniz buzı bileşenlerinin birleştirilmesinde yüzey momentumu, ısı veya tatlı su akılarının ayarlanıp ayarlanmadığı da listelenmiştir. Toprak neminin temsili (tek katmanlı 'kova' vs çok katmanlı şema) ve bitki örtüsü veya nehir yönlendirme şemasının varlığı gibi arazi özellikleri de not edilir. Modellerin bu yönlerinin ayrıntılarını açıklayan ilgili referanslara atıfta bulunulmuştur.

Model Kimliği, Vintage	Sponsor(lar), Ülke	Atmosfer Üst Çözünürlüğe Referanslar	Okyanus Çözünürlüğü Z Koordinatörü, Üst BC Referansları	Deniz Buz Dinamikleri, Referansları Yönlendirir	Kaplin Akı Ayarlamaları Referansları	Arazi Toprak, Bitkiler, Yönlendirme Referansları
1: BCC-CM1, 2005	Pekin İklim Merkezi, Çin	üst= 25 hPa T63 (1,9° x 1,9°) L16 Dong ve diğerleri, 2000; CSMD, 2005; Xu ve diğerleri, 2005	1,9° x 1,9° L30 derinlik, serbest yüzey Jin vd., 1999	reoloji veya uç yok Xu vd., 2005	ısı, momentum Yu ve Zhang, 2000; CSMD, 2005	katmanlar, gölgelik, yönlendirme CSMD, 2005
2: BCCR-BCM2.0, 2005	Bjerknes İklim Araştırmaları Merkezi, Norveç	üst= 10 hPa T63 (1,9° x 1,9°) L31 Déqué ve diğerleri, 1994	0,5°-1,5° x 1,5° L35 yoğunluk, serbest yüzey Bleck vd., 1992	reoloji, Hibler, 1979; Harder, 1996	ayarlama yok Furevik vd., 2003	Katmanlar, gölgelik, yönlendirme Mahfouf vd., 1995; Douville vd., 1995; Oki ve Sud, 1998
3: CCSM3, 2005	Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi, ABD	üst= 2,2 hPa T85 (1,4° x 1,4°) L26 Collins ve diğerleri, 2004	0,3°-1° x 1° L40 derinlik, serbest yüzey Smith ve Gent, 2002	reoloji, Briegleb ve ark., 2004	düzeltilme yok Collins ve diğerleri, 2006	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Oleson vd., 2004; Branstetter, 2001
4: CGCM3.1(T47), 2005	Kanada İklim Modelleme ve Analiz Merkezi, Kanada	üst= 1 hPa T47 (~2,8° x 2,8°) L31 McFarlane ve diğerleri, 1992; Flato, 2005	1,9° x 1,9° L29 derinlik, sert kapak Pacanowski ve ark., 1993	reoloji, kurşun Hibler, 1979; Flato ve Hibler, 1992	ısı, tatlı su Flato, 2005	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Verseghy vd., 1993
5: CGCM3.1(T63), 2005		üst= 1 hPa T63 (~1,9° x 1,9°) L31 McFarlane ve diğerleri, 1992; Flato 2005	0,9° x 1,4° L29 derinlik, sert kapak Flato ve Boer, 2001; Kıym ve diğerleri, 2002	reoloji, kurşun Hibler, 1979; Flato ve Hibler, 1992	ısı, tatlı su Flato, 2005	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Verseghy vd., 1993
6: CNRM-CM3, 2004	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, Fransa	üst= 0,05 hPa T63 (~1,9° x 1,9°) L45 Déqué ve diğerleri, 1994	0,5°-2° x 2° L31 derinlik, sert kapak Madec ve ark., 1998	reoloji, kurşun Hunke-Dukowicz, 1997; Salas-Méla, 2002	ayarlama yok Terray ve diğerleri, 1998	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Mahfouf vd., 1995; Douville vd., 1995; Oki ve Sud, 1998
7: CSIRO-MK3.0, 2001	Commonwealth Bilimsel ve Endüstriyel Araştırma Örgütü (CSIRO) Atmosferik Araştırma, Avustralya	üst= 4,5 hPa T63 (~1,9° x 1,9°) L18 Gordon ve diğerleri, 2002	0,8° x 1,9° L31 derinlik, sert kapak Gordon ve ark., 2002	reoloji, kurşun O'Farrell, 1998	ayarlama yok Gordon ve diğerleri, 2002	katmanlar, gölgelik Gordon ve diğerleri, 2002
8., 2005	Max Planck Meteoroloji Enstitüsü, Almanya	üst= 10 hPa T63 (~1,9° x 1,9°) L31 Roeckner ve diğerleri, 2003	1,5° x 1,5° L40 derinlik, serbest yüzey Marsland vd., 2003	Reoloji, Hibler, 1979; Semtner, 1976	ayarlama yok Jungclaus ve diğerleri, 2005	bucket, canopy, routing Hagemann, 2002; Hagemann ve Dümenil- Gates, 2001
9., 1999	Bonn Üniversitesi Meteoroloji Enstitüsü, Kore Meteoroloji Araştırma Enstitüsü Meteoroloji İdaresi (KMA) ve Model ve Veri Grubu, Almanya/Kore	üst= 10 hPa T30 (~3,9° x 3,9°) L19 Roeckner ve diğerleri, 1996	0,5°-2,8° x 2,8° L20 derinlik, serbest yüzey Wolff vd., 1997	reoloji, Wolff ve ark., 1997	ısı, tatlı su Min ve diğerleri, 2005	kova, gölgelik, yönlendirme Roeckner ve diğerleri, 1996; Dümenil ve Todini, 1992

Model Kimliği, Vintage	Sponsor(lar), Ülke	Atmosfer Üst Çözünürlüğe Referanslar	Okyanus Çözünürlüğü Z Koordinatörü, Üst BC Referansları	Deniz Buz Dinamikleri, Referansları Yönlendirir	Kaplin Akı Ayarlamaları Referansları	Arazi Toprak, Bitkiler, Yönlendirme Referansları
10: FGOALS-g1.0, 2004	Ulusal Anahtar Sayısal Modelleme Laboratuvarı Atmosferik Bilimler ve Jeofiziksel Akışkanlar Dinamiği (LASG)/Atmosferik Fizik Enstitüsü, Çin	üst= 2,2 hPa T42 (~2,8° x 2,8°) L26 Wang ve diğerleri, 2004	1,0° x 1,0° L16 eta, serbest yüzey Jin vd., 1999; Liu vd., 2004	reoloji, Briegleb ve ark., 2004	ayarlama yok Yu ve diğerleri, 2002, 2004	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Bonan vd., 2002
11: GFDL-CM2.0, 2005	ABD Ticaret Bakanlığı/ Ulusal Okyanus ve Atmosfer İdaresi (NOAA)/Jeofiziksel Akışkanlar Dinamiği Laboratuvarı (GFDL), ABD	üst = 3 hPa 2,0° x 2,5° L24 GFDL GAMDT, 2004	0,3°-1,0° x 1,0° derinlik, serbest yüzey Gnanadesikan vd., 2004	reoloji, Winton, 2000; Delworth ve ark., 2006	ayarlama yok Delworth ve diğerleri, 2006	kova, gölgelik, yönlendirme Milly ve Shmakın, 2002; GFDL GAMDT, 2004
12: GFDL-CM2.1, 2005	ABD Ticaret Bakanlığı/ Ulusal Okyanus ve Atmosfer İdaresi (NOAA)/Jeofiziksel Akışkanlar Dinamiği Laboratuvarı (GFDL), ABD	üst = 3 hPa 2,0° x 2,5° L24 GFDL GAMDT, 2004 yarı Lagrangian taşımaları ile	0,3°-1,0° x 1,0° derinlik, serbest yüzey Gnanadesikan vd., 2004	reoloji, kurşun Winton, 2000; Delworth ve , 2006	ayarlama yok Delworth ve diğerleri, 2006	kova, gölgelik, yönlendirme Milly ve Shmakın, 2002; GFDL GAMDT, 2004
13: GISS-AOM, 2004	Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA)/ Goddard Uzay Araştırmaları Enstitüsü (GISS), ABD	üst= 10 hPa 3° x 4° L12 Russell ve diğerleri, 1995; Russell, 2005	3° x 4° L16 kütle/alan, serbest yüzey Russell vd., 1995; Russell, 2005	reoloji, kurşun Flato ve Hibler, 1992; Russell, 2005	ayarlama yok Russell, 2005	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Abramopoulos vd., 1988; Miller vd., 1994
14: GISS-EH, 2004	ABD	üst= 0,1 hPa 4° x 5° L20 Schmidt ve diğerleri, 2006	2° x 2° L16 yoğunluk, serbest yüzey Bleck, 2002	reoloji, Liu ve ark., 2003; Schmidt ve diğerleri, 2004	ayarlama yok Schmidt ., 2006	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Friend ve Kiang, 2005
15: GISS-ER, 2004	NASA/GISS, ABD	üst= 0,1 hPa 4° x 5° L20 Schmidt ve diğerleri, 2006	4° x 5° L13 kütle/alan, serbest yüzey Russell ve diğerleri, 1995	reoloji, Liu ve ark., 2003; Schmidt ve diğerleri, 2004	ayarlama yok Schmidt ., 2006	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Friend ve Kiang, 2005
16: INM-CM3.0, 2004	Sayısal Matematik Enstitüsü, Rusya	üst= 10 hPa 4° x 5° L21 Alekseev ve diğerleri, 1998; Galin ve diğerleri, 2003	2° x 2,5° L33 sigma, sert kapak Diansky ve diğerleri, 2002	reoloji veya uç yok Diansky vd., 2002	bölgesel tatlı su Diansky ve Volodin, 2002; Volodin ve Diansky, 2004	katmanlar, gölgelik, yönlendirme yok Alekseev ve diğerleri, 1998; Volodin ve Lykosoff, 1998
17: IPSL-CM4, 2005	Institut Pierre Simon Laplace, Fransa	üst= 4 hPa 2,5° x 3,75° L19 Hourdin ve diğerleri, 2006	2° x 2° L31 derinlik, serbest yüzey Madec ve diğerleri, 1998	reoloji, Fichet ve Morales'e öncülük eder Maqueda, 1997; Goosse ve Fichet, 1999	ayarlama yok Marti ve diğerleri, 2005	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Krinner vd., 2005
18: MIROC3.2 (işe alımlar), 2004	İklim Sistemi Araştırma Merkezi (Tokyo Üniversitesi), Ulusal Çevre Çalışmaları Enstitüsü ve Küresel Değişim Sınır Araştırma Merkezi (JAMSTEC), Japonya	üst= 40 km T106 (~1,1° x 1,1°) L56 K-1 Geliştiricileri, 2004	0,2° x 0,3° L47 sigma/derinlik, serbest yüzey K-1 Geliştiricileri, 2004	reoloji, kurşun K-1 Geliştiricileri, 2004	düzeltilme yok K-1 Geliştiricileri, 2004	katmanlar, gölgelik, yönlendirme K-1 Geliştiricileri, 2004; Oki ve Sud, 1998
19: MIROC3.2 (medreseler), 2004	İklim Sistemi Araştırma Merkezi (Tokyo Üniversitesi), Ulusal Çevre Çalışmaları Enstitüsü ve Küresel Değişim Sınır Araştırma Merkezi (JAMSTEC), Japonya	üst= 30 km T42 (~2,8° x 2,8°) L20 K-1 Geliştiricileri, 2004	0,5°-1,4° x 1,4° L43 sigma/derinlik, serbest yüzey K-1 Geliştiricileri, 2004	reoloji, kurşun K-1 Geliştiricileri, 2004	düzeltilme yok K-1 Geliştiricileri, 2004	katmanlar, gölgelik, yönlendirme K-1 Geliştiricileri, 2004; Oki ve Sud, 1998

Tablo 8.1 (devam)

Model Kimliği, Vintage	Sponsor(lar), Ülke	Atmosfer Üst Çözünürlük Referanslar	Okyanus Çözünürlüğü Z Koordinatörü, Üst BC Referansları	Deniz Buz Dinamikleri, Referansları Yönlendirir	Kaplin Akı Ayarlamaları Referansları	Arazi Toprak, Bitkiler, Yönlendirme Referansları
20: MRI-CGCM2.3.2, 2003	Meteoroloji Araştırma Enstitüsü, Japonya	üst= 0,4 hPa T42 (~2,8° x 2,8°) L30 Shibata ve diğerleri, 1999	0,5°-2,0° x 2,5° L23 derinlik, sert kapak Yukimoto ve ark., 2001	serbest sürüklenme, kurşun Mellor ve Kantha, 1989	ısı, tatlı su, momentum (12°S-12°N) Yukimoto ve diğerleri, 2001; Yukimoto ve Noda, 2003	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Sellers ve ark., 1986; Sato ve ark., 1989
21: PCM, 1998	Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi, ABD	üst= 2,2 hPa T42 (~2,8° x 2,8°) L26 Kiehl ve diğerleri, 1998	0,5°-0,7° x 1,1° L40 derinlik, serbest yüzey Maltrud ., 1998	reoloji, kurşun Hunke ve Dukowicz 1997, 2003; Zhang ve diğerleri, 1999	ayarlamaya yok Washington ve diğerleri, 2000	katmanlar, gölgelik, yönlendirme yok Bonan, 1998
22: UKMO-HadCM3, 1997	Hadley İklim Merkezi	üst= 5 hPa 2,5° x 3,75° L19 Pope ve diğerleri, 2000	1,25° x 1,25° L20 derinlik, sert kapak Gordon ve diğerleri, 2000	serbest sürüklenme, kurşun Cattle ve Crossley, 1995	ayarlamaya yok Gordon ve diğerleri, 2000	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Cox ve diğerleri, 1999
23: UKMO-HadGEM1, 2004	Tahmin ve Araştırma/Met Ofisi, Birleşik Krallık	üst= 39,2 km ~1,3° x ,9° L38 Martin ve diğerleri, 2004	0,3°-1,0° x 1,0° L40 derinlik, serbest yüzey Roberts, 2004	reoloji, Hunke ve Dukowicz, 1997; Semtner, 1976; Lipscomb, 2001	ayarlamaya yok Johns ve diğerleri, 2006	katmanlar, gölgelik, yönlendirme Essery vd., 2001; Oki ve Sud, 1998

Notlar:

- ^a Yatay çözünürlük ya enlem ve boylam dereceleri olarak ya da enlem ve boylam derecelerine kabaca çevrilmiş bir üçgen (T) spektral kesme olarak ifade edilir. Dikey çözünürlük (L) dikey seviyelerin sayısıdır.
- ^b Yatay çözünürlük enlem ve boylam dereceleri olarak ifade edilirken, dikey çözünürlük (L) dikey seviyelerin sayısıdır.

Sıkça Sorulan Soru 8.1

Gelecekteki İklim Değişikliği Tahminlerini Yapmak İçin Kullanılan Modeller Ne Kadar Güvenilir?

İklim modellerinin, özellikle kıtasal ölçeklerde ve üzerinde, gelecekteki iklim değişikliğine ilişkin güvenilir nicel tahminler sağladığına dair önemli bir güven vardır. Bu güven, modellerin kabul edilen fiziksel ilkelere dayanmasından ve mevcut iklimin ve geçmiş iklim değişikliklerinin gözlemlenen özelliklerini yeniden üretme yeteneklerinden kaynaklanmaktadır. Model tahminlerine duyulan güven, bazı iklim değişkenleri (örneğin sıcaklık) için diğerlerine (örneğin yağış) göre daha yüksektir. Onlarca yıllık gelişim süreci boyunca modeller, artan sera gazı emisyonlarına yanıt olarak iklimin önemli ölçüde ısındığına dair sağlam ve net bir tablo ortaya koymuştur.

Gazlar.

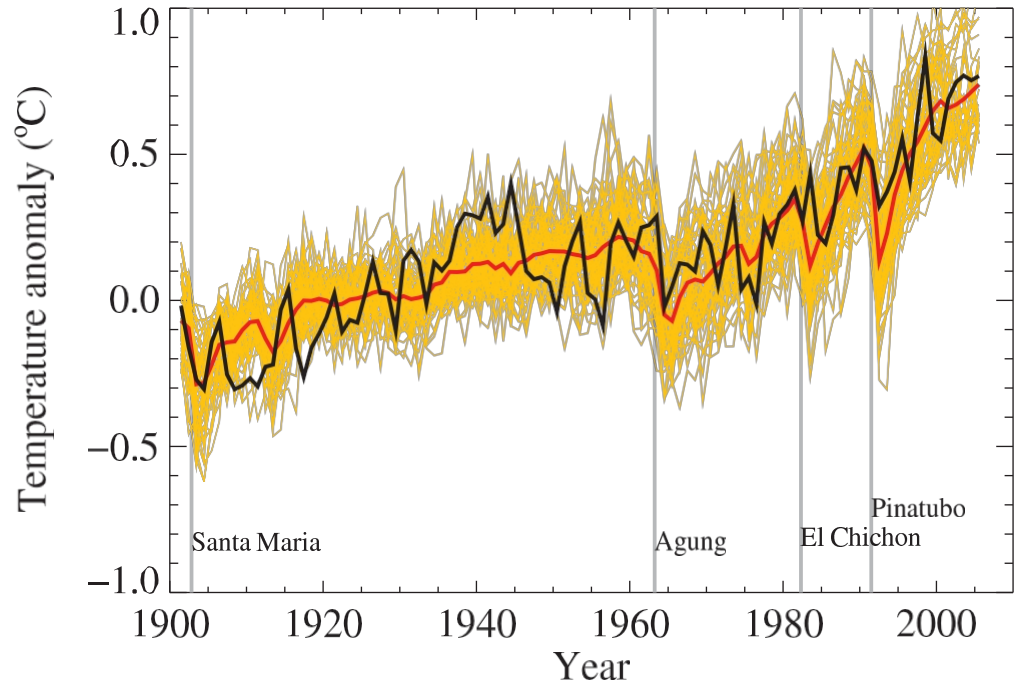
İklim modelleri, bilgisayar kodları olarak ifade edilen ve güçlü bilgisayarlarda çalıştırılan, iklim sisteminin matematiksel temsilleridir. Modellere duyulan güvenin bir kaynağı, model temellerinin kütle, enerji ve momentumun korunumu gibi yerleşik fizik yasalarına ve zengin gözlemlere dayanmasıdır.

İkinci bir güven kaynağı modellerin mevcut iklimin önemli yönlerini simüle etme kabiliyetinden gelmektedir. Modeller, simülasyonları atmosfer, okyanus, kriosfer ve kara yüzeyi gözlemleri ile karşılaştırılarak rutin ve kapsamlı bir şekilde değerlendirilmektedir. Son on yılda, organize çoklu model 'karşılaştırmaları' şeklinde benzeri görülmemiş düzeyde değerlendirmeler yapılmıştır. Modeller önemli ve

Atmosferik sıcaklık, yağış, radyasyon ve rüzgarın büyük ölçekli dağılımları ve okyanus sıcaklıkları, akıntılar ve deniz buzu örtüsü gibi birçok önemli ortalama iklim özelliğini temsil etme becerisi artmaktadır. Modeller ayrıca çeşitli zaman ölçeklerinde gözlemlenen iklim değişikliği modellerinin birçoğunun temel yönlerini de simüle edebilmektedir. Örnekler arasında başlıca muson sistemlerinin ilerlemesi ve geri çekilmesi, sıcaklıkların, fırtına izlerinin ve yağmur kuşaklarının mevsimsel değişimleri ve ekstrasitropikal yüzey sıcaklıklarının (Kuzey ve Güney 'halka modları') yarım küre ölçeğindeki tahterevalli hareketleri yer almaktadır. Bazı iklim modelleri ya da yakından ilişkili varyantları da hava durumunu tahmin etmek ve mevsimsel tahminler yapmak için kullanılarak test edilmiştir. Bu modeller, daha kısa zaman ölçeklerinde genel sirkülasyonun önemli özelliklerinin yanı sıra mevsimsel ve yıllar arası değişkenliğin yönlerini temsil edebildiklerini göstererek bu tür tahminlerde beceri sergilemektedir. Modellerin bu ve diğer önemli iklim özelliklerini temsil etme kabiliyeti, gelecekteki iklim değişikliğinin simülasyonu için önemli olan temel fiziksel süreçleri temsil ettiklerine dair güvenimizi artırmaktadır. (İklim modellerinin birkaç günün ötesindeki hava durumunu tahmin etme becerilerindeki sınırlamaların, uzun vadeli iklim değişikliklerini tahmin etme becerilerini sınırlamadığını unutmayın, çünkü bunlar çok farklı tahmin türleridir - bkz. SSS 1.2.)

(devam)

SSS 8.1, Şekil 1. Küresel ortalama gözlemlerden (siyah) ve iklimi etkileyen hem doğal hem de insan kaynaklı faktörler tarafından yönlendirilen 14 farklı iklim modeli tarafından üretilen 58 simülasyondan (sarı) elde edilen 20. yüzyıl boyunca yüzeye yakın sıcaklıklar. Tüm bu çalışmaların ortalaması da gösterilmektedir (kalın kırmızı çizgi). Sıcaklık anomalileri 1901 ila 1950 ortalamasına göre gösterilmiştir. Dikey gri çizgiler büyük volkanik patlamaların zamanlamasını göstermektedir. (Şekil Bölüm 9'dan uyarlanmıştır, Şekil 9.5. Daha fazla ayrıntı için ilgili başlığa bakınız).



Üçüncü bir güven kaynağı da modellerin geçmiş iklimlerin ve iklim değişikliklerinin özelliklerini yeniden üretme becerisinden gelmektedir. Modeller, 6.000 yıl önceki sıcak Holosen ortası veya 21.000 yıl önceki son global maksimum gibi eski iklimleri simüle etmek için kullanılmıştır (bkz. Bölüm 6). Son buzul çağındaki okyanus soğumasının büyüklüğü ve geniş ölçekli modeli gibi birçok özelliği (geçmiş iklimlerin yeniden yapılandırılmasındaki belirsizliklere izin vererek) yeniden üretebilirler. Modeller aynı zamanda iklim değişikliğinin aletsel kayıtlar üzerinde gözlemlenen birçok yönünü de simüle edebilmektedir. Buna bir örnek, geçtiğimiz yüzyıldaki küresel sıcaklık eğiliminin (Şekil 1'de gösterilmiştir), iklimi etkileyen hem insani hem de doğal faktörler dahil edildiğinde yüksek beceriyle modellenemesidir. Modeller ayrıca gece sıcaklıklarının gündüz sıcaklıklarından daha hızlı artması, Kuzey Kutbu'ndaki daha büyük ısınma derecesi ve 1991'de Pinatubo Dağı'nda olduğu gibi büyük volkanik patlamaları takip eden küçük, kısa vadeli küresel soğuma (ve ardından toparlanma) gibi diğer zorunlu değişiklikleri de yeniden üretmektedir (bkz. SSS 8.1, Şekil 1). Son yirmi yılda yapılan model küresel sıcaklık tahminleri de bu dönemdeki gözlemlerle genel olarak uyumludur (Bölüm 1).

Bununla birlikte, modeller hala önemli hatalar göstermektedir. Bunlar genellikle daha küçük ölçeklerde daha büyük olsa da, önemli büyük ölçekli sorunlar da devam etmektedir. Örneğin, tropikal yağışların, El Niño-Güney Salınımının ve Madden-Julian Salınımının (tropikal rüzgarlarda ve yağışlarda 30 ila 90 günlük bir zaman ölçeğinde gözlenen bir değişim) simülasyonunda eksiklikler bulunmaktadır. Bu tür hataların çoğunun nihai kaynağı, birçok önemli küçük ölçekli sürecin modellerde açıkça temsil edilememesi ve bu nedenle daha büyük ölçekli özelliklerle etkileşime girdikleri için yaklaşık biçimde dahil edilmesi gerektirir. Bu kısmen hesaplama gücündeki sınırlamalardan kaynaklanmakta, ancak aynı zamanda bilimsel anlayıştaki veya bazı fiziksel süreçlerin ayrıntılı gözlemlerinin mevcudiyetindeki sınırlamalardan da kaynaklanmaktadır. Özellikle bulutların temsili ve bunun sonucunda iklim değişikliğine verilen bulut tepkileriyle ilgili önemli belirsizlikler söz konusudur. Sonuç olarak, modeller belirli sera gazı zorlamalarına yanıt olarak önemli bir küresel sıcaklık değişimi aralığı göstermeye devam etmektedir (bkz. Bölüm 10). Ancak bu tür belirsizliklere rağmen, modeller iklim değişikliğine ilişkin tahminlerinde hemfikirlerdir.

Sera gazı artışları altında iklimin önemli ölçüde ısındığı ve bu ısınmanın, gözlemlenen iklim değişiklikleri ve geçmiş iklim rekonstrüksiyonları gibi diğer kaynaklardan elde edilen bağımsız tahminlerle tutarlı bir büyüklükte olduğu sonucuna varılmıştır.

Küresel modeller tarafından öngörülen değişikliklere duyulan güven daha küçük ölçeklerde azaldığından, bölgesel iklim modellerinin kullanımı veya ölçek küçültme yöntemleri gibi diğer teknikler, bölgesel ve yerel ölçekli iklim değişikliğinin incelenmesi için özel olarak geliştirilmiştir (bkz. SSS 11.1). Ancak, küresel modeller gelişmeye ve çözünürlükleri artmaya devam ettikçe, aşırı hava olaylarındaki değişiklikler gibi önemli küçük ölçekli özelliklerin araştırılması için giderek daha kullanışlı hale gelmektedirler ve artan bilgi işlem gücü ile bölgesel ölçekte temsiliyetinde daha fazla gelişme beklenmektedir. Modeller ayrıca iklim sistemini ele alışlarında daha kapsamlı hale gelmekte, böylece özellikle daha uzun zaman ölçeklerinde iklim değişikliği için potansiyel olarak önemli olduğu düşünülen daha fazla fiziksel ve biyofiziksel süreç ve etkileşimi açıkça temsil etmektedir. Son zamanlarda bazı küresel iklim modellerine bitki tepkilerinin, okyanus biyolojik ve kimyasal etkileşimlerinin ve buz tabakası dinamiklerinin dahil edilmesi buna örnektir.

Özette, modellere duyulan güven, fiziksel temellerinden ve gözlemlenen iklimi ve geçmiş iklim değişikliklerini temsil etme becerilerinden kaynaklanmaktadır. Modellerin iklimi simüle etmek ve anlamak için son derece önemli araçlar olduğu kanıtlanmıştır ve özellikle daha büyük ölçeklerde gelecekteki iklim değişikliğine ilişkin güvenilir nicel tahminler sağlayabileceklerine dair önemli bir güven vardır. Modeller, bulutların temsili gibi önemli sınırlamalara sahip olmaya devam etmekte, bu da tahmin edilen iklim değişikliğinin büyüklüğü ve zamanlamasının yanı sıra bölgesel ayrıntılarda da belirsizliklere yol açmaktadır. Bununla birlikte, modellerin geliştirildiği onlarca yıl boyunca, artan sera gazlarına tepki olarak iklimin önemli ölçüde ısındığına dair sağlam ve net bir tablo ortaya koymuşlardır.

modelin ızgarası. Bunun yerine, bulut oluşumu ve okyanus girdaplarından kaynaklanan karışım gibi çözülmemiş süreçleri parametrize etmek için alt ızgara ölçeği parametrisasyonları kullanılır. Çoklu model topluluğu simülasyonlarının genellikle tek bir modelin çalıştırılmasından daha sağlam bilgi sağlaması durumu devam etmektedir. Tablo 8.1, bu raporda kullanılan AOGCM'lerin her birinin formülasyonlarını özetlemektedir.

Şu anda bilgisayar kaynaklarını daha iyi simülasyonlara olanak tanıyan daha ince sayısal ızgaralar; belirsizliğin daha iyi istatistiksel tahminlerine olanak tanıyan daha fazla sayıda topluluk üyesi; ve daha eksiksiz bir dizi sürecin (örneğin, karbon geri bildirimleri, atmosferik kimya etkileşimleri) dahil edilmesi arasında bölmenin en uygun yolu konusunda bir fikir birliği yoktur.

8.2.1 Atmosferik Süreçler

8.2.1.1 Sayısal

TAR'da, katılımcı atmosferik modellerin yarısından fazlası spektral adveksiyon kullanmıştır. TAR'dan bu yana, birçok atmosferik modelde yarı Lagrangian adveksiyon şemaları benimsenmiştir. Bu şemalar uzun zaman adımlarına izin verir ve su buharı gibi advekte edilen izleyicilerin pozitif değerlerini korur, ancak difüzyon ve bazı versiyonları resmi olarak kütleli korumaz. Bu raporda, çeşitli modeller spektral, yarı Lagrangian ve Eulerian sonlu hacim ve sonlu fark adveksiyon şemalarını kullanmaktadır, ancak hangi şema türünün en iyi olduğu konusunda hala bir fikir birliği yoktur.

8.2.1.2 Yatay ve Dikey Çözünürlük

AOGCM'lerin yatay ve dikey çözünürlükleri TAR'a göre artmıştır. Örneğin HadGEM1, HadCM3'ten sekiz kat daha fazla ızgara hücrelerine sahiptir (hücre sayısı her üç boyutta da iki katına çıkmıştır). Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi'nde (NCAR), İklim Sistemi Modeli'nin (CSM) T85 versiyonu artık rutin olarak kullanılırken, TAR zamanında T42 versiyonu standarttı. İklim Sistemi Araştırma Merkezi (CCSR), Ulusal Çevre Çalışmaları Enstitüsü (NIES) ve Küresel Değişim Sınır Araştırma Merkezi (FRCGC) yüksek çözünürlüklü bir iklim modeli (T106 L56 Atmosferik GCM GCM) ve 1/4°'ye 1/6° L48 Okyanus GCM'den (OGCM) oluşan MIROC-hi) geliştirmiştir,

ve Japonya Meteoroloji Ajansı (JMA) Meteorolojik Araştırma Enstitüsü (MRI), zaman dilimi modunda kullanılmakta olan TL959 L60 spektral AGCM'yi (Oouchi vd., 2006) geliştirmiştir. Bu modellerle yapılan projeksiyonlar Bölüm 10'da sunulmuştur.

Artan yatay ve dikey çözünürlük sayesinde hem bölgesel hem de küresel ölçekli iklim özellikleri daha iyi simüle edilebilmektedir. Örneğin, Pasifik Okyanusu'ndaki Hawaii Adaları'nın geniş kapsamlı etkisi (Xie vd., 2001) iyi bir şekilde simüle edilmiş (Sakamoto vd., 2004) ve Baiu cephesi ile ilişkili yağışların frekans dağılımı iyileştirilmiştir (Kimoto vd., 2005).

8.2.1.3 Parametrisasyonlar

İklim sistemi, birçok zamansal ve mekansal ölçekte birbirleriyle etkileşim halinde olan bulut süreçleri, ışınımsal süreçler ve sınır tabaka süreçleri gibi çeşitli fiziksel süreçleri içerir. Modellerin sınırlı çözünürlükleri nedeniyle, bu süreçlerin çoğu model ızgarası tarafından yeterince çözülemez ve bu nedenle parametrize edilmelidir. Parametrelendirmeler arasındaki farklılıklar, iklim modeli sonuçlarının farklılık göstermesinin önemli bir nedenidir. Örneğin, yeni bir sınır tabaka parametrisasyonu (Lock ., 2000; Lock, 2001) Jeofiziksel Akışkanlar Dinamiği Laboratuvarı (GFDL) ve Hadley Merkezi iklim modelleri tarafından üretilen deniz stratokümüülüs bulutu simülasyonları üzerinde güçlü bir olumlu etkiye sahipken, aynı parametrisasyon Hadley Merkezi modelinin önceki bir versiyonunda uygulandığında daha az olumlu etkiye sahip olmuştur (Martin ., 2006). Açıkça görüldüğü üzere, parametrisasyonlar ana modelleri bağlamında anlaşılmalıdır.

Bulut süreçleri, atmosferin üst kısmındaki radyasyon akışını düzenleyerek, yağış üreterek, atmosferik kütlelerin hızlı ve bazen derin yeniden dağılımını gerçekleştirerek ve burada listelenemeyecek kadar çok sayıda ek mekanizma aracılığıyla iklim sistemini etkiler (Arakawa ve Schubert, 1974; Arakawa, 2004). Bulut parametrisasyonları, tek tek bulut unsurlarını tanımlamadan bulut alanının istatistiklerini (örneğin, kesirli bulutluluk veya alan ortalamalı yağış oranı) tanımlamayı amaçlayan fiziksel teorilere dayanmaktadır. Giderek artan sayıda iklim modelinde, bulut parçacığı ve yağmur damlası oluşumu gibi süreçleri temsil eden mikrofiziksel parametrisasyonlar, sıvı ve buz bulutlarının dağılımlarını tahmin için kullanılmaktadır. Bu parametrisasyonlar mevcut iklimin simülasyonunu iyileştirmekte ve iklim duyarlılığını etkilemektedir (Iacobellis vd., 2003). Bulut süreçlerinin gerçekçi parametrisasyonları, güvenilir mevcut ve gelecekteki iklim simülasyonu için bir ön koşuldur (bkz. Bölüm 8.6).

Küresel Atmosferik Araştırma Programı (GARP) Atlantik Tropikal Deneyi (GATE, 1974), Muson Deneyi (MONEX, 1979), ARM (1993) ve Tropikal Okyanus Küresel Atmosfer (TOGA) Birleştirilmiş Okyanus-Atmosfer Tepki Deneyi (COARE, 1993) gibi saha deneylerinden elde edilen veriler, bulut ve konveksiyon parametrisasyonlarını test etmek ve geliştirmek için kullanılmıştır (örneğin, Emanuel ve Zivkovic-Rothmann, 1999; Sud ve Walker, 1999; Bony ve Emanuel, 2001). GCSS (Randall et al., 2003) tarafından yürütülen gibi sistematik araştırmalar, sonuçları hem gözlemlerle hem de bulut çözücü bir modelin sonuçlarıyla karşılaştırarak parametrisasyonları test etmek için düzenlenmiştir. Bu çabalar, yeni modellerin birçoğunun geliştirilmesini etkilemiştir. Örneğin, Lock ve diğerlerinin (2000) ve Lock'un (2001) sınır tabaka bulut parametrisasyonu GCSS aracılığıyla test edilmiştir. Radyasyon süreçlerinin parametrisasyonları, AOGCM'lerde kullanılan radyasyon parametrisasyonlarının sonuçları ile çok daha ayrıntılı 'satır satır' radyasyon kodlarının sonuçları karşılaştırılarak geliştirilmiş ve test edilmiştir (Collins vd., 2006). TAR'dan bu yana, bulut ve konveksiyon parametrisasyonları arasındaki fiziksel bağlantıda çeşitli modellerde iyileştirmeler yapılmıştır, örneğin Max Planck Enstitüsü (MPI) AOGCM'de

Tompkins (2002), Bony ve Emanuel (2001) kullanılarak IPSL-CM4 AOGCM'de ve Tiedtke (1993) kullanılarak GFDL modelinde. Bunlar bileşen düzeyinde test örnekleridir.

Parametrelendirmelerdeki gelişmeye paralel olarak, ölçek küçültme için hidrostatik olmayan bir model kullanılmıştır. Japonya'ya merkez alan 4.000 x 3.000 x 22 km'lik bir alan üzerinde 5 km'lik bir ızgaraya sahip bir model, Dördüncü Değerlendirme Raporu (AR4) için zaman dilimi yöntemi kullanılarak MRI/JMA tarafından çalıştırılmıştır (Yoshizaki vd., 2005).

Aerosoller iklim sisteminde önemli bir rol oynamaktadır. Etkileşimli aerosol parametrisasyonları artık bazı modellerde kullanılmaktadır (HADGEM1, MIROC-hi, MIROC-med). Hem 'doğrudan' hem 'dolaylı' aerosol etkileri (Bölüm 2) bazı durumlarda dahil edilmiştir (örneğin, IPSL-CM4). Sülfatlara ek olarak, siyah ve organik karbon, deniz tuzu ve mineral toz gibi diğer aerosol türleri de prognostik değişkenler olarak tanıtılmaktadır (Takemura ., 2005; bkz. Bölüm 2). Daha fazla ayrıntı Bölüm 8.2.5'te verilmiştir.

8.2.2 Okyanus Süreçler

8.2.2.1 Sayısal

Son zamanlarda bazı okyanus modellerinde (GISS-EH ve BCCR-BCM2.0) izopiknik veya hibrit dikey koordinatlar benimsenmiştir. Testler, bu tür modellerin karmaşık bölgesel akışlar için daha yaygın olan derinlik koordinatıyla elde edilenler kadar gerçekçi çözümler üretebildiğini göstermektedir (örneğin, Drange vd., 2005). Termobarikliğin (sıcaklık, tuzluluk ve basıncın yoğunlukla doğrusal olmayan ilişkisi) uygun şekilde ele alınmasıyla ilgili sorunlar devam etmektedir, bu da bazı izopiknik koordinat modellerinde örneğin Akdeniz ve Antarktika dip suyu kütlelerinin göreceli yoğunluklarının bozulduğu anlamına gelmektedir. Bu dikey koordinat sistemlerinin yararları halen belirlenmektedir.

Birçok modelde deniz yüzeyi yüksekliğinin açık bir temsili kullanılmakta ve bu modelleri zorlamak için 'sanal' bir tuz akısı yerine gerçek tatlı su akısı kullanılmaktadır. Sanal tuz akısı yöntemi deniz yüzeyi tuzluluk tahmininde sistematik bir hataya yol açmakta ve büyük nehir havzası ağızlarında ciddi bir soruna neden olmaktadır (Hasumi, 2002a,b; Griffies, 2004).

İki kutuplu veya üç kutuplu ızgaralara sahip geliştirilmiş eğrisel yatay koordinatlar (Murray, 1996) AOGCM'lerin okyanus bileşeninde yaygın kullanılmaya başlanmıştır. Bunlar, daha önce yaygın olan kutupsal filtre veya küresel koordinat rotasyonuna alternatif olarak Kuzey Kutbu koordinat tekilliği ile başa çıkmak için kullanılan stratejilerdir. Yeni ızgaralar, ızgara noktalarını ekvator üzerinde hizalı tutarken tekil noktaların karaya kaydırılabilmesi avantajına sahiptir. Okyanus yüzeyini, yüzey suyu akısını ve Kuzey Kutbu'nu temsil eden eski yöntemler halen birçok AOGCM'de kullanılmaktadır.

8.2.2.2 Yatay ve Dikey Çözünürlük

TAR'dan bu yana çözünürlükte genel bir artış olmuştur ve artık çoğu iklim modelinin okyanus bileşeninde bir ila iki derecelik yatay çözünürlük yaygın olarak kullanılmaktadır.

Ekvatorial dalga kılavuzunu daha iyi çözmek için, birkaç model tropik bölgelerde gelişmiş meridyonal çözünürlük kullanılmaktadır. Okyanus girdaplarına izin verecek kadar yüksek çözünürlük, girdap izinli, hesaplama maliyeti tam bir iklim senaryosu entegrasyonları paketinde kullanılmamıştır, ancak TAR'dan bu yana aşağıda tartışıldığı gibi bazı idealize edilmiş ve senaryo tabanlı iklim deneylerinde kullanılmıştır. Burada ve Bölüm 10'da girdap izinli MIROC3.2 (hires) modelini kullanan sınırlı bir entegrasyon seti kullanılmıştır. Bazı modelleme merkezleri TAR'dan bu yana dikey çözünürlüğü de artırmıştır.

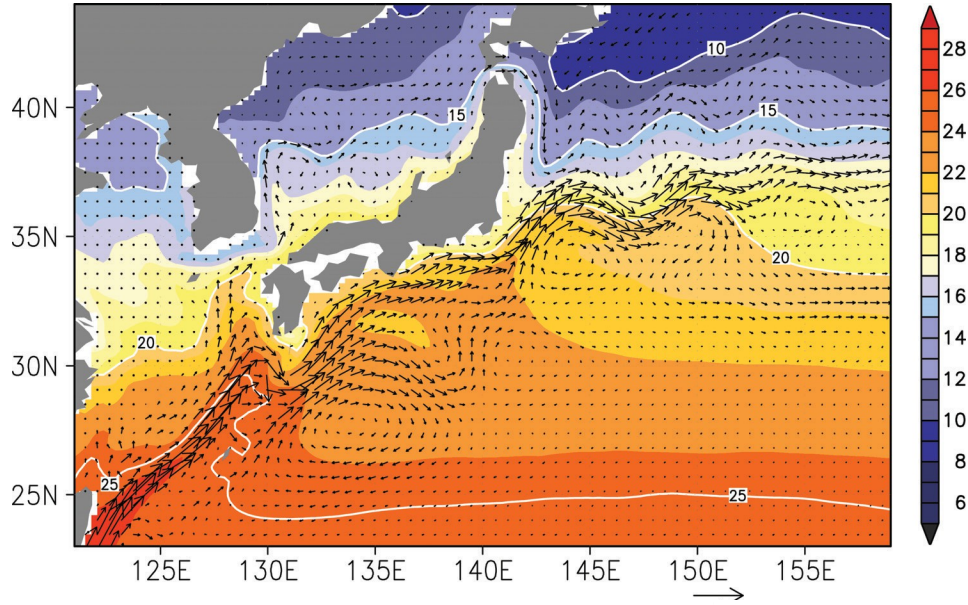
Girdaba izin veren okyanus çözünürlüğüne (1/6° ila 1/3°) sahip birkaç birleşik iklim modeli geliştirilmiş (Roberts vd., 2004; Suzuki vd., 2005) ve yerel hava-deniz bağlantısının neden olduğu büyük ölçekli iklim özellikleri başarıyla simüle edilmiştir (örneğin, Sakamoto vd., 2004).

Roberts ve diğerleri (2004) HadCM3 modelinin okyanus çözünürlüğünün yaklaşık 1°'den 0.33°'ye 0.33°'den 40 seviyeye çıkarılmasının (atmosferik bileşen değişmeden bırakılırken) okyanus sirkülasyon özelliklerinin simülasyonunda birçok iyileşme sağladığını bulmuştur. Bununla birlikte, atmosferik simülasyon üzerindeki etki nispeten küçük ve lokalize olmuştur. İklim değişikliği tepkisi, Atlantik Meridyenel Devrilen Dolaşım (MOC) tepkisindeki farklılıklar nedeniyle Kuzey Avrupa-Atlantik bölgesinde biraz daha hızlı bir ısınma oranı ile standart çözünürlük modeline benzerdi. Atlantik Havzası tatlı su bütçesinin ayarlama zaman ölçeği, daha yüksek çözünürlüklü okyanus ile 400 yıl mertebesinde 150 yıl mertebesine düşmüştür, bu da bu zaman geçici MOC tepkisinde olası farklılıklara işaret etmektedir, ancak yatay ve dikey çözünürlüğün mekanizmaları ve göreceli rolleri net değildir.

Atlantik MOC, termal zorlamanın yanı sıra tatlı sudan da etkilenmektedir. Atmosferik tatlı su zorlamanının yanı sıra, okyanusun kendisi tarafından tatlı su taşınımı da önemlidir. Atlantik MOC için, Bering Boğazı'ndan gelen tatlı Pasifik suyu, Kanada Takımadaları ve Labrador Denizi'ne geçişi sırasında zayıf bir şekilde simüle edilebilir (Komuro ve Hasumi, 2005). Bu hususlar TAR'dan bu yana burada değerlendirilen modellerin çoğunda iyileştirilmiştir.

Kıta kenarlarındaki değişiklikler bölgesel iklim değişikliği için çok önemlidir. Bu bölgelerde iklim, atmosfer ve açık okyanus dolaşımından etkilenir. Yüksek çözünürlüklü iklim modelleri bölgesel iklim simülasyonunun geliştirilmesine katkıda bulunmaktadır. Örneğin, Kuroshio'nun Japonya adalarından ayrılma konumu MIROC3.2 (hires) modelinde iyi bir şekilde simüle edilmiştir (bkz. Şekil 8.1), bu da gelecekteki iklimde Kuroshio eksenindeki bir değişikliği incelemeyi mümkün kılmaktadır (Sakamoto vd., 2005).

Guilyardi ve diğerleri (2004) okyanus çözünürlüğünün model El Niño-Güney Salınımı (ENSO) değişkenliğinin zaman ölçeğinin belirlenmesinde sadece ikincil bir rol oynayabileceğini, ekvatorial okyanus dalga modlarının temel hızlarının yeterince temsil edilmesi koşuluyla baskın zaman ölçeklerinin atmosferik model tarafından belirlendiğini öne sürmüştür.



Şekil 8.1. MIROC3.2 (hires) kullanılarak sanayi öncesi koşullara (CO_2 konsantrasyonu 295,9 ppm) zorlanan bir kontrol deneyinden elde edilen Kuroshio ve Kuroshio Uzantısı çevresindeki 100 m derinlikteki uzun vadeli ortalama okyanus akıntı hızları (vektörler, birim: $m s^{-1}$) ve deniz yüzeyi sıcaklığı (renkler, $^{\circ}C$).

8.2.2.3 Parametrizasyonlar

İzleyici denklemlerinde, Visbeck ve diğerleri (1997) tarafından yapılan değişiklik de dahil olmak üzere izopiknal tabaka kalınlığı difüzyonu (Gent ve diğerleri, 1995) ile izopiknal difüzyon (Redi, 1982), basit bir yatay difüzyon yerine yaygın bir seçim haline gelmiştir. Bu, termoklin yapısında ve meridional devrilme konusunda gelişmelere yol açmıştır (Böning ., 1995; bkz. Bölüm 8.3.2). İzleyicilerin dikey karışımı için, türbülans kapanışları (örneğin, Mellor ve Yamada, 1982), yerel olmayan difüzyon profilleri (Large vd., 1994) ve yığın karışık tabaka modelleri (örneğin, Kraus ve Turner, 1967) gibi çok çeşitli parametrizasyonlar kullanılmaktadır. Bu parametrizasyonlardaki gelişmeler nedeniyle yüzey karışık tabakasının temsili çok daha iyi hale gelmiştir (bkz. Bölüm 8.3.2). Gözlemler, derin okyanus dikey karışımının pürüzlü diplerde, dik yamaçlarda ve tabakalaşmanın zayıf olduğu yerlerde arttığını göstermiştir (Kraus, 1990; Polzin vd., 1997; Moum vd., 2002). Bu tür homojen olmayan karışımın MOC için önemini gösteren modelleme çalışmaları olsa da (örneğin, Marotzke, 1997; Hasumi ve Suginoara, 1999; Otterå vd., 2004; Oliver vd., 2005; Saenko ve Merryfield 2005), etkilerin kapsamlı parametrizasyonları ve bunların birleşik iklim modellerinde uygulanması henüz görülmemiştir.

Küresel MOC'nin ayrılmaz bir parçası olan okyanus konveksiyonu ile oluşan yoğun suların çoğu okyanus sırtları üzerinden veya kıta yamaçlarından aşağı akmalıdır. Ortam suyunun bu topografik özellikler etrafında sürüklenmesi, derin suların nihai özelliklerini ve miktarını belirleyen önemli bir süreçtir. Bu tür dip sınır tabaka süreçleri için parametrizasyonlar bazı AOGCM'lerde kullanılmaya başlanmıştır (örneğin, Winton ., 1998; Nakano ve Suginoara, 2002). Ancak, alt sınır tabaka temsiline birleşik sistem üzerindeki etkisi tam olarak anlaşılammıştır (Tang ve Roberts, 2005). Thorpe ve ark.

(2004) HadCM3 modelinde İskandinav Denizlerinden Kuzey Atlantik'e taşan suların karışmasını kontrol etmek için kullanılan çok basit bir şemanın etkisini incelemiştir. Şema kutup altı su kütlesi özelliklerinde bir değişikliğe neden olsa da, büyük ölçekli MOC' gücünün simülasyonu veya küresel ısınmaya tepkisi üzerinde çok az etkisi olduğu görülmüştür.

8.2.3 Karasal Süreçler

Tablo 8.1'deki modellerde yer alan karasal süreçlere ilişkin çok az sayıda çoklu model analizi yapılmıştır. Ancak, TAR'dan bu yana bu modellere benzer iklim modellerine dayalı önemli ilerlemeler rapor edilmiştir. Bu modellerin analizi, karasal süreçlerin AR4 modellerine ne kadar iyi dahil edildiği konusunda fikir vermektedir.

8.2.3.1 Yüze İşlemleri

Karasal karbon kaynakları ve yutaklarındaki değişiklikleri simüle eden karasal biyosfer modellerinin tam birleşik iklim modellerine eklenmesi, iklim biliminin en ileri noktasındadır. TAR'dan bu yana bu alanda kaydedilen en büyük ilerleme, bitki örtüsü ve toprak karbon döngüsü de dahil olmak üzere karbon döngüsü dinamiklerinin dahil edilmesidir, ancak bunlar henüz iklim projeksiyonu için kullanılan AOGCM'lere rutin olarak dahil edilmemiştir (bkz. Bölüm 10). Karasal karbon döngüsünün dahil edilmesi, iklim sistemine on yıllar ile yüzyıllar arasındaki zaman ölçeklerinde yeni ve potansiyel olarak önemli bir geri bildirim getirmektedir (bkz. Bölüm 7 ve 10). Bu geri bildirimler, karasal biyosferin artan karbondioksit (CO_2), iklim değişikliğine ve iklim değişikliğindeki değişikliklere verdiği tepkileri içermektedir (bkz. Bölüm 7). Bununla birlikte, çözülmesi gereken pek çok sorun bulunmaktadır. Yutağın büyüklüğü belirsizliğini korumaktadır (Cox vd., 2000; Friedlingstein vd., 2001;

Dufresne vd., 2002) çünkü iklim duyarlılığının yanı sıra bitki örtüsü ve toprak karbonunun artan CO₂'ye verdiği tepkiye de bağlıdır (Friedlingstein vd., 2003). CO₂ gübrelemesinin karasal sistemlerde doyuma ulaşma hızı, biyosferik geri beslemelerin rolündeki mevcut belirsizliğe hakimdir. Sadece bir ya da iki bileşenin tepkisinden ziyade karasal biyosferin tepkisinin mevcut modelleme kapasitesini keşfetmek için bir dizi çalışma yürütülmüştür (Friedlingstein vd., 2006). Bu çalışma, karasal karbon döngüsünü simüle etmek karasal biyosfer modellerinin kapasitesini değerlendirmeye yönelik sistematik çabalar üzerine inşa edilmiştir (Cramer vd., 2001). Örneğin, Friedlingstein ve diğerleri (2006), incelenen tüm modellerde, iklim ısındıkça yutağın gelecekte azaldığını bulmuştur.

TAR'dan bu yana kök parametrisasyonu (Arora ve Boer, 2003; Kleidon, 2004) ve daha yüksek çözünürlüklü nehir yönlendirmesi (Ducharne ., 2003) gibi kara yüzeyi süreçlerinin diğer münferit bileşenleri de geliştirilmiştir. Soğuk arazi süreçleri, toprağın donması ve çözülmesinin dahil edilmesi gibi (örneğin Boone vd., 2000; Warrach vd., 2001) artık daha yaygın olan çok katmanlı kar paketi modelleriyle (örneğin Oleson vd., 2004) önemli ölçüde dikkat çekmiştir. Alt-grid ölçekli kar parametrisasyonları (Liston, 2004), kar-bitki örtüsü etkileşimleri (Essery vd., 2003) ve karın rüzgarla yeniden dağılımı (Essery ve Pomeroy, 2004) daha yaygın olarak dikkate alınmaktadır. Yüksek enlemlerdeki organik topraklar bazı modellere dahil edilmiştir (Wang ., 2002). Son zamanlardaki bir gelişme, yeraltı suyu modellerinin kara yüzeyi şemalarına bağlanmasıdır (Liang ., 2003; Maxwell ve Miller, 2005; Yeh ve Eltahir, 2005). Bunlar sadece yerel olarak değerlendirilmiştir ancak küresel ölçeklere uyarlanabilir. Bölgesel ölçekte ısınma projeksiyonunun, mevcut iklim modellerinin çözümlediğinden daha ince ölçeklerde işleyen süreçlerin simülasyonuna duyarlı olduğuna dair kanıtlar da ortaya çıkmaktadır (Pan ., 2004). Genel olarak, TAR'dan bu yana kara yüzeyi modellerindeki gelişmeler, gözlemsel verilerle yapılan ayrıntılı karşılaştırmalara dayanmaktadır. Örneğin, Boone ve diğerleri (2004), yoğun bir gözlem ağından elde edilen verilerle karşılaştırıldığında, kara yüzeyi modellerinin birkaç yıllık döngü için su dengesini nasıl simüle ettiğini araştırmak için Rhone Havzasını kullanmıştır. Çoğu kara yüzeyi şemasının çok benzer toplam akış ve evapotranspirasyonu simüle ettiğini, ancak hem akış hem de buharlaşmanın çeşitli bileşenleri arasındaki bölümlenimin büyük ölçüde değiştiğini, bunun da farklı toprak suyu denge durumları ve simüle edilmiş deşarj ile sonuçlandığını bulmuşlardır. Daha sofistike kar parametrisasyonları, havza ölçeğinde yüzey akışının üstün simülasyonlarına yol açmıştır.

AMIP'in ikinci aşamasından (AMIP-2) elde edilen sonuçların analizi, kara yüzeyinin iklim simülasyonuna katkısını araştırmıştır. Henderson-Sellers ve diğerleri (2003) kara yüzeyi şemalarında net bir kronolojik sıra bulmuştur (açık bir gölgelik içermeyen erken modeller, daha yeni biyofiziksel temelli modeller ve çok yeni biyofiziksel temelli modeller). Yıllık ortalama buharlaşmada, gölgelik süreçlerinin parametrisasyonu ile ilişkilendirilebilecek istatistiksel olarak anlamlı farklılıklar tespit edilmiştir. Kara yüzeyi modellerinde daha fazla iyileştirme yapılması, örneğin buharlaşmanın çeşitli bileşenlerinin belirlenmesine olanak tanıyan kararlı izotopların (örn. Henderson-Sellers vd., 2004) kullanılması gibi gelişmiş yüzey gözlemlerine bağlıdır.

ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Pitman ve diğerleri (2004) yüzey enerji dengesini parametrize etmek için kullanılan karmaşıklık düzeyinin AMIP-2 sonuçları arasında bulunan farklılıklar üzerindeki etkisini araştırmıştır. Yüzey enerji dengesi karmaşıklığındaki oldukça büyük varyasyonların küresel ölçekte simüle edilen ortalama, minimum veya maksimum sıcaklık varyansında veya bölgesel ortalamalarda sistematik farklılıklara yol açmadığını bulmuşlardır; bu da bu değişkenlerin yüzey enerji dengesinin nasıl parametrize edileceğine dair belirsizliklerle sınırlı olmadığını göstermektedir. Bu durum Tablo 8.1'deki modellerin kullanımına güven katmaktadır, çünkü çoğu Pitman ve diğerleri (2004) tarafından belirlenen minimum değerden daha karmaşık yüzey enerji dengesi modülleri içermektedir.

Birleşik iklim modellerinde kullanılan kara yüzeyi modellerinin kapasitesini değerlendirmek için çok az çalışma yapılmış olsa da, kara yüzeyi modellerinin geliştirilmesi kademeli olarak gerçekleştirilmektedir ve karbonun bu modellere dahil edilmesi önemli bir kavramsal ilerlemedir. Günümüz ikliminin simülasyonunda, kuraklık olasılığını abarttığına dair kanıtlar da dahil olmak üzere (Seneviratne vd., 2002), standart kova hidroloji modelinin sınırlamaları giderek daha açık hale gelmektedir (Milly ve Shmakin, 2002; Henderson-Sellers vd., 2004; Pitman vd., 2004). Arazi yüzeyi modelinde yapılan nispeten küçük iyileştirmeler, örneğin mekansal olarak değişken su tutma kapasitesi ve basit bir gölgelik iletkenliğinin dahil edilmesi, önemli iyileştirmelere yol açmaktadır (Milly ve Shmakin, 2002). Tablo 8.1'deki modellerin çoğu kıta ölçeğindeki kara yüzeyini standart kova hidroloji şemasından daha gerçekçi bir şekilde temsil ettiğinden ve mekansal olarak değişken su tutma kapasitesi, kanopi iletkenliği vb. içerdiğinden (Tablo 8.1), bu modellerin çoğu muhtemelen kara yüzeyinin mevcut büyük ölçekli iklim simülasyonlarına yaptığı temel katkıyı yakalamaktadır. Ancak, mevcut iklim modellerinin gelecekteki ısınmanın karasal karbon dengesi üzerindeki etkisini ne kadar iyi açık değildir. Karbon döngüsünün temsil edildiği AOGCM'lerin sistematik bir değerlendirmesi, karasal yüzeyin gelecekteki ısınmadan kaynaklanan katkısına olan güveni artırmaya yardımcı olacaktır.

8.2.3.2 İklim Modellerinde Toprak Nemi Geri Bildirimleri

Arazi yüzeyinin kilit rolü, toprak nemini depolamak ve buharlaşmasını kontrol etmektir. Önemli bir süreç olan toprak nemi-yağış geri beslemesi, TAR'dan bu yana kapsamlı bir şekilde araştırılmış ve toprak nemi ile yağış arasındaki bağlantıları gösteren bölgesel spesifik çalışmalara dayandırılmıştır. Son çalışmalar (örneğin, Gutowski vd., 2004; Pan vd., 2004) yaz yağışlarının, özellikle bölgesel aşırı sıcaklıkların simülasyonunda, yüzey süreçlerine güçlü bir şekilde bağlı olduğunu göstermektedir. Douville (2001) toprak nemi anomalilerinin Afrika musonunu etkilediğini gösterirken, Schär ve diğerleri (2004) aktif bir toprak nemi-yağış geri beslemesinin 2003 yılındaki anormal derecede sıcak Avrupa yazıyla bağlantılı olduğunu öne sürmüştür.

İklim modellerindeki toprak nemi-yağış geri beslemesi TAR sırasında sistematik olarak değerlendirilmemiştir. Doğada büyük ölçekte doğrudan ölçülebilir olmayan ve modellerde ancak yakın zamanda ölçülebilen toprak ve atmosfer arasındaki bağlantının gücü ile ilişkilidir

(Dirmeyer, 2001). Koster ve diğerleri (2004), 12 atmosferik GCM'deki bağlantı gücünü ölçerek Kuzey Yarımküre (NH) yaz aylarında toprak nemi-yağış geri beslemesinin bölgesel olarak önemli olduğu yerlerin bir değerlendirmesini yapmıştır. Model yanıtları arasında bir miktar benzerlik görülmüş, bu da NH yazı boyunca küresel yağış modelinin toprak nemi değişimlerinden en güçlü şekilde etkilendiği yerlere ilişkin çoklu model ortalama tahmini üretmeye yetmiştir. Güçlü bağlantıya sahip bu 'sıcak noktalar' nemli ve kuru alanlar arasındaki geçiş bölgelerinde bulunmaktadır. Bununla birlikte modeller, kara-atmosfer bağlantısının gücünde de güçlü anlaşmazlıklar göstermektedir. Birkaç çalışma bağlantı gücündeki farklılıkları araştırmıştır. Seneviratne ve diğerleri (2002) modeller arasındaki farklı su tutma kapasitelerinin önemini vurgularken Lawrence ve Slingo (2005) toprak nemi değişkenliğinin rolünü araştırmış ve sık toprak nemi doygunluğunun ve düşük toprak nemi değişkenliğinin HadAM3 modelindeki zayıf bağlantı gücünü kısmen açıklayabileceğini öne sürmüştür (bağlantının gerçek gücü bilinmediğinden 'zayıf' ifadesinin 'yanlış' anlamına gelmediğini unutmayın).

Genel olarak, yüzey-atmosfer bağlantısındaki belirsizliğin, simüle edilen toprak nemi-atmosfer geri bildiriminin güvenilirliği üzerinde etkileri vardır. Bu durum, hidrolojik döngünün 'sıcak nokta' bölgelerinde simüle edilen iklim değişikliğine verdiği tepkiye ilişkin yorumlarımızı etkilemektedir. NH yaz mevsimi dışındaki mevsimler için herhangi bir değerlendirme unutmayın.

TAR'dan bu yana, iklim modellerinin gözlemlenen toprak nemini simüle etme kapasitesine ilişkin çok az değerlendirme yapılmıştır. Küresel ölçeklerde toprak nemi ölçümlerini toplamak ve homojenleştirmek için harcanan büyük çabaya rağmen (Robock vd., 2000), gözlemlenen toprak neminin büyük ölçekli tahminleri arasındaki tutarsızlıklar devam etmektedir. Doğal olarak küçük ölçeklerde değişiklik gösteren ve peyzaj özellikleri, toprak süreçleri, yeraltı suyu şarjı, bitki örtüsü türü vb. ile bağlantılı olan toprak nemini, gözlemlenen verilerle karşılaştırmayı kolaylaştıracak şekilde iklim modelleri içinde modellemenin zorluğu büyüktür. İklim modeli ile simüle edilen toprak neminin nokta bazlı veya uzaktan algılanan toprak nemiyile nasıl karşılaştırılacağı açık değildir. Bu durum, iklim modellerinin toprak nemini veya toprak nemindeki değişimi ne kadar iyi simüle ettiğini değerlendirmeyi zorlaştırmaktadır.

8.2.4 Kriyosferik Süreçler

8.2.4.1 Karasal Kriyosfer

Buz tabakası modelleri, uzun vadeli ısınma ve deniz seviyesi senaryolarının hesaplanmasında kullanılmaktadır, ancak bunlar genellikle Bölüm 2'de kullanılan AOGCM'lere dahil edilmemiştir.

10. Her ne kadar Huybrechts ve diğerleri (2002) ve Fichet ve diğerleri (2003) buz tabakası AOGCM'lere bağlamaya yönelik ilk çabaları rapor etmiş olsalar da, modeller genellikle 'off-line' modunda (yani yüksek çözünürlüklü zaman dilimi deneylerinden elde edilen atmosferik alanlar tarafından zorlanarak) çalıştırılmaktadır. Buz tabakası modelleri bazı EMIC'lere de dahil edilmiştir (örneğin, Calov vd., 2002). Ridley ve diğerleri (2005) Grönland Buz Tabakasının öngörülen erime zaman ölçeğinin birleşik ve çevrim dışı simülasyonlarda farklı olabileceğine dikkat çekmiştir. Halihazırda mevcut olan termomekanik buz tabakası modelleri

buz tabakalarında hızlı dinamik değişikliklere izin verebilecek buz akıntıları veya topraklama hattı göçü ile ilişkili süreçleri içerir. Buzullar ve buz örtüleri, nispeten küçük ölçekleri ve büyük ölçeklerde önemli iklim geri bildirim olasılığının düşük olması nedeniyle, şu anda hiçbir AOGCM'ye etkileşimli olarak dahil edilmemiştir. Daha fazla ayrıntı için Bölüm 4 ve 10'a bakınız. Karasal karla ilgili bir tartışma için Bölüm 8.3.4.1'e bakınız.

8.2.4.2 Deniz Buzları

Mevcut AOGCM'lerin deniz buzu bileşenleri genellikle buz kalınlığını (veya hacmini), kesirli örtüyü, kar derinliğini, yüzey ve iç sıcaklıkları (veya enerjisi) ve yatay hızı tahmin eder. Bazı modeller artık deniz buzu tuzluluğunu da öngörmektedir (Schmidt ., 2004). Deniz buzu albedosu tipik olarak, sadece buz kalınlığına, kar örtüsüne ve su birikintisi etkilerine kaba bir şekilde bağlı olarak belirlenir.

TAR'dan bu yana, çoğu AOGCM karmaşık deniz buzu dinamik bileşenleri kullanmaya başlamıştır. Mevcut AOGCM'lerdeki deniz buzu dinamiklerinin karmaşıklığı, nispeten basit 'kaviteasyon sıvısı' (Flato ve Hibler, 1992), özellikle küresel iklim simülasyonları için hesaplama açısından pahalı olan viskoz-plastik modele (Hibler, 1979) kadar değişmektedir. Elastik-viskoz-plastik model (Hunke ve Dukowicz, 1997), özellikle paralel bilgisayarlar için verimliliği nedeniyle giderek daha fazla kullanılmaktadır. Buz dinamiği denklemlerini çözmek için yeni sayısal yaklaşımlar arasında eğrisel model ızgaraları üzerinde daha doğru gösterimler (Hunke ve Dukowicz, 2002; Marsland ve diğerleri, 2003; Zhang ve Rothrock, 2003) ve viskoz-plastik denklemleri çözmek için Lagrangian yöntemleri (Lindsay ve Stern, 2004; Wang ve Ikeda, 2004) bulunmaktadır.

AOGCM'lerde deniz buzu termodinamiğinin ele alınması daha yavaş ilerlemiştir: tipik olarak buz ve kar için sabit iletkenlik ve ısı kapasiteleri (temsil ediliyorsa), buzdaki tuzlu su ceplerinin etkisini simüle eden bir ısı rezervuarı ve üstteki karı temsil eden birkaç katman içerir. Bitz ve Lipscomb'un (1999) tuzluluğa bağlı iletkenlik ve ısı kapasiteleri ekleyerek tuzlu su ceplerini değişken katmanlı termodinamik modelin bir parçası olarak enerjisi koruyan bir şekilde modelleyen modeli gibi daha sofistike termodinamik şemalar geliştirilmektedir (örneğin, Saenko vd., 2002). Bazı AOGCM'ler, bir buz kütesinin üstteki kar örtüsünün ağırlığıyla su altında kalması ve su altında kalan kar tabakasının yeniden donmasıyla meydana gelen kar buzu oluşumunu içerir. Bu son süreç özellikle Antarktika deniz buzu sisteminde önemlidir.

İnce ızgara ölçeklerinde bile, birçok deniz buzu modeli, buzun açık su içeren tek tip bir levha olarak düşünmek yerine, çeşitli kalınlık 'kategorileri' ile alt ızgara ölçekli buz kalınlığı dağılımlarını (Thorndike , 1975) içerir. Bir buz kalınlığı dağılımı, tek bir grid hücresindeki büyüme ve erime oranlarındaki termodinamik değişimlerin daha doğru simülasyonunu sağlar, bu da buz-okyanus albedo geri besleme süreçleri için önemli sonuçlar doğurabilir (örneğin, Bitz vd., 2001; Zhang ve Rothrock, 2001). İyi çözümlenmiş bir buz kalınlığı dağılımı, enerji prensiplere dayalı olarak buz ve rafting olayları için daha fiziksel bir formülasyon sağlar. Sırtlanma mekaniğinin parametrisasyonları ve aralarındaki ilişki

Buz kalınlığı dağılımı ile ilgili gelişmeler (Babko vd., 2002; Amundrud vd., 2004; Toyota vd., 2004), gelişmiş sırt parametrisasyonlarının AOGCM'lere dahil , deniz buzu dinamiklerinin (özellikle reoloji) diğer yönlerini geciktirmiştir. Buz kalınlığı dağılımı (Lipscomb, 2001) ve buz gücü (Hutchings ., 2004) için kullanılan daha iyi sayısal algoritmalar da AOGCM'ler için geliştirilmiştir.

8.2.5 Aerosol Modelleme ve Atmosfer Kimyası

Kimyasal taşınımlı atmosferik aerosollerini içeren iklim simülasyonları TAR'dan bu yana büyük ölçüde gelişmiştir. Simüle edilen küresel aerosol dağılımları gözlemlerle, özellikle de uydu verileriyle (örn, Advanced Very High Resolution Radar (AVHRR), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer MODIS), Multi-angle Imaging Spectroradiometer (MISR), Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance (POLDER), Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)), yer tabanlı ağ (Aerosol Robotic Network; AERONET) ve birçok ölçüm kampanyası (örn. Chin vd., 2002; Takemura vd., 2002). Küresel Aerosol Model Karşılaştırma projesi AeroCom da model tahminlerindeki belirsizliklerin daha iyi anlaşılması ve azaltılması amacıyla başlatılmıştır (Kinne vd., 2003). Bu karşılaştırmalar, bulut gözlemleriyle birleştirildiğinde, aerosolün doğrudan ve dolaylı ışınımsal zorlamasının tahmininde güvenin artmasıyla sonuçlanmalıdır (örneğin, Ghan vd., 2001a,b; Lohmann ve Lesins, 2002; Takemura vd., 2005). Etkileşimli aerosol alt bileşen modelleri, Bölüm 10'da kullanılan bazı iklim modellerine (HadGEM1 ve MIROC) dahil edilmiştir. Bazı modeller dolaylı aerosol etkilerini de içermektedir (örneğin, Takemura ve ark., 2005); ancak bu süreçlerin formülasyonu hala çok sayıda araştırmaya konu olmaktadır.

Etkileşimli atmosferik kimya bileşenleri bu raporda kullanılan modellere genel olarak dahil edilmemiştir. Ancak CCSM3, sera gazı konsantrasyonlarının kimyasal süreçlerle değiştirilmesini ve kükürt dioksit ve dimetil sülfürün kükürt aerosollerine dönüştürülmesini içermektedir.

8.2.6 Kaplin Gelişmeler

TAR'dan bu yana bir dizi grup, bir iklim modelinin çeşitli bileşenlerinin daha kolay bağlanmasını sağlayan bir yazılım geliştirmiştir (örneğin, Valcke vd., 2006). Örnek olarak, Centre European de Recherche et de Formation Avancee en Calcul Scientific (CERFACS) (Terray vd., 1998) tarafından geliştirilen Ocean Atmosphere Sea Ice Soil (OASIS) bağlayıcısı, birçok modelleme merkezi tarafından farklı modelleri senkronize etmek ve atmosfer ile okyanus ızgaraları arasındaki bağlantı alanlarının enterpolasyonu için kullanılmıştır. Okyanus ve atmosfer ızgaraları arasındaki enterpolasyon şemaları revize edilmiştir. Yeni şemalar, hava-deniz arayüzündeki çeşitli akıların hem küresel hem de yerel olarak korunmasını sağlamakta ve karasal, okyanus ve deniz buzu akıların ayrı ayrı takip etmektedir.

Birleştirme sıklığı önemli bir konudur, çünkü akıların birleştirme aralığı boyunca ortalaması alınır. Tipik olarak, burada değerlendirilen çoğu AOGCM akıları ve diğer değişkenleri bileşen parçaları arasında günde bir kez geçirir. Birkaç modelde kullanılan K-Profil Parametrisasyonu okyanus dikey şeması (Large vd., 1994), karıştırma için mevcut rüzgar enerjisine çok duyarlıdır. Modeller okyanus zaman adımı başına bir kereden daha düşük bir frekansta birleştirilirse, rüzgar karıştırma gücü (rüzgar hızının küpüne bağlıdır) gibi doğrusal olmayan miktarlar okyanusa geçmeden önce her zaman adımında biriktirilmelidir. Bu nedenle, parametrisasyonun yeniden ayarlanmadığı varsayılırsa, yanlış ortalama alma çok az karıştırma enerjisine ve dolayısıyla daha sık karışık tabaka derinliklerine yol açabilir. Bununla birlikte, yüksek bağlantı frekansı yeni teknik sorunları beraberinde getirebilir. MIROC modelinde eşleşme aralığı üç saattir ve bu durumda okyanusta zayıf bir şekilde çözümlenmiş bir iç yercekimi dalgası uyarılır, bu nedenle bu sayısal sorunu azaltmak için bir miktar yumuşatma gereklidir. Ayrıca burada kullanılan AOGCM'lerin nispeten kalın üst okyanus ızgara kutularına (tipik olarak 10 m veya daha fazla) sahip olduğu ve bunun da deniz yüzeyi sıcaklığının (SST) sık eşleşmeye tepkisini sınırladığı unutulmamalıdır (Bernie vd., 2005).

8.2.7 Akı Ayarlamaları ve Başlatma

TAR'dan bu yana, istikrarlı bir kontrol iklimini sürdürmek için yüzey ısı, su ve momentum akılarını yapay olarak ayarlamayan daha fazla iklim modeli geliştirilmiştir. Stouffer ve Dixon (1998) tarafından belirtildiği gibi, bu tür akı ayarlamalarının kullanılması, birleştirme öncesinde bileşen modellerin nispeten uzun entegrasyonlarını gerektirmiştir. Bu modellerde, normalde birleştirilmiş entegrasyonlar için başlangıç koşulları, bileşen modellerin uzun spin up'larından elde edilmiştir.

Akı ayarlamaları kullanmayan AOGCM'lerde (bkz. Tablo 8.1), başlatma yöntemleri daha çeşitli olma eğilimindedir. Birçok modelin okyanus bileşenleri ya doğrudan gözleme dayalı, ızgaralı veri setinden (Levitus ve Boyer, 1994; Levitus ve Antonov, 1997; Levitus vd., 1998) ya da başlangıç koşulları için gözlemsel bir analiz kullanan kısa okyanus entegrasyonlarından elde edilen değerler kullanılarak başlatılır. Başlangıç atmosferik bileşen verileri genellikle öngörülen SST'ler kullanılarak sadece atmosfer entegrasyonlarından elde edilir.

Bölüm 10'da tartışılan endüstri öncesi kontrol entegrasyonları için başlangıç verilerini elde etmek amacıyla çoğu AOGCM, Stouffer ve diğerleri (2004) şemasının varyantlarını kullanmaktadır. Bu , birleşik model yukarıda tartışıldığı gibi başlatılır. Radyatif zorlama daha sonra sanayi öncesi koşullara geri döndürülür. Model, sabit endüstri öncesi radyatif zorlama kullanılarak birkaç yüzyıl boyunca entegre edilir ve birleşik sistemin bu zorlamaya kısmen uyum sağlamasına izin verilir. Gerçek endüstri öncesi iklimin endüstri öncesi radyatif zorlamaya derece uyum sağladığı bilinmemektedir. Bu nedenle, endüstri öncesi kontrolün tamamen dengelenmiş olması gereksiz görünmektedir. Bu döndürme entegrasyonundan sonra, endüstri öncesi kontrol başlatılır ve pertürbasyon entegrasyonları başlayabilir. Kontrol entegrasyonunun başlangıcı belirlendikten sonraki önemli bir adım, kontrol entegrasyonu iklim kaymasının değerlendirilmesidir. Büyük iklim kaymaları hem doğal değişkenliği hem de

(örneğin, Inness ., 2003) ve radyatif zorlamadaki değişikliklere iklim tepkisi (Spelman ve Manabe, 1984).

Daha önceki IPCC raporlarında, başlatma yöntemleri oldukça çeşitliydi. Bazı durumlarda, pertürbasyon entegrasyonları, SST'lerin endüstri öncesi değil, günümüz değerlerine yakın olduğu kontrol entegrasyonlarından elde edilen veriler kullanılarak başlatılmıştır. Birçok iklim modelinin artık Stouffer ve diğerleri (2004) yönteminin bazı varyantlarını kullandığı göz önüne , bu durum iyileşmiştir.

8.3 Birleştirilmiş Küresel Modeller Tarafından Simüle Edilen Güncel İklimin Değerlendirilmesi

İklimi yöneten süreçlerdeki doğrusal olmama nedeniyle, iklim sisteminin pertürbasyonlara tepkisi bir dereceye kadar temel durumuna bağlıdır (Spelman ve Manabe, 1984). Sonuç olarak, modellerin gelecekteki iklim koşullarını güvenilir bir şekilde tahmin edebilmeleri için, mevcut iklim durumunu henüz bilinmeyen bir doğruluk derecesiyle simüle etmeleri gerekir. Mevcut iklimi simüle etmedeki zayıf model becerisi, belirli fiziksel veya dinamik süreçlerin yanlış temsil edildiğini gösterebilir. Bir model mevcut iklimin karmaşık mekansal örüntülerini ve mevsimsel ve günlük döngülerini ne kadar iyi simüle ederse, tüm önemli süreçlerin yeterince temsil edildiğine dair güven de o kadar artar. Bu nedenle, yeni modeller inşa edildiğinde, günümüz iklimini simüle etme yeteneklerini değerlendirmek için önemli çaba harcanmaktadır (örneğin, Collins vd., 2006; Delworth vd., 2006).

Burada sunulan model performansı değerlendirmelerinin bir kısmı, PCMDI'da arşivlenen MMD'nin bir bölümünü oluşturan 20. yüzyıl simülasyonlarına dayanmaktadır. Bu simülasyonlarda, modelleme grupları modelleri sanayi öncesi (1860 civarı) 'kontrol' simülasyonlarından başlatmış ve ardından son 140 yılın iklimini simüle etmek için önemli olduğu düşünülen doğal ve antropojenik zorlamaları uygulamıştır. Burada ele alınan 23 model (bkz. Tablo 8.1), tarihsel ve gelecekteki iklim değişikliklerini araştırmak için Bölüm 9 ve 10'da temel alınan modellerdir. Bu bölümdeki bazı şekiller, veri seti eksik olduğu için modellerin bir alt kümesinden elde edilen sonuçlara dayanmaktadır.

Modeller arasında sistematik olan hataları belirlemek için, MMD'de mevcut olan alanların ortalaması, burada 'çoklu model ortalama alanı' olarak anılacaktır, genellikle gösterilecektir. Çok modelli ortalama alan sonuçları, Ek Materyal olarak sunulan münferit modellerden elde edilen sonuçlarla desteklenmektedir (bkz. Şekil S8.1 ila S8.15). Çoklu model ortalaması, bireysel modellerin önyargılarını filtrelemeye hizmet eder ve yalnızca genel olarak yaygın olan hataları korur. Çoklu model ortalama alanının gözlemlerle genellikle tek tek modeller tarafından simüle edilen alanlardan daha iyi uyum içinde olduğuna dair bazı kanıtlar vardır (bkz. Bölüm 8.3.1.1.2), bu da gelecekteki iklim değişikliğinin öngörülmesinde çeşitli modelleme yaklaşımlarına güvenmeye devam edilmesini desteklemekte ve çoklu model ortalama sonuçlarının değerlendirilmesinde daha fazla ilgi sağlamaktadır.

Burada potansiyel olarak değerlendirilebilecek iklim özelliklerinin zengin çeşitliliği karşısında, bu bölüm aşağıdakilere odaklanmaktadır

Toplumları ve doğal ekosistemleri kritik bir şekilde etkileyebilen ve radyatif zorlamadaki değişikliklere yanıt verme olasılığı en yüksek olan unsurlar.

8.3.1 Atmosfer

8.3.1.1 Yüzeysel Sıcaklığı ve İklim Sisteminin Enerji Bütçesi

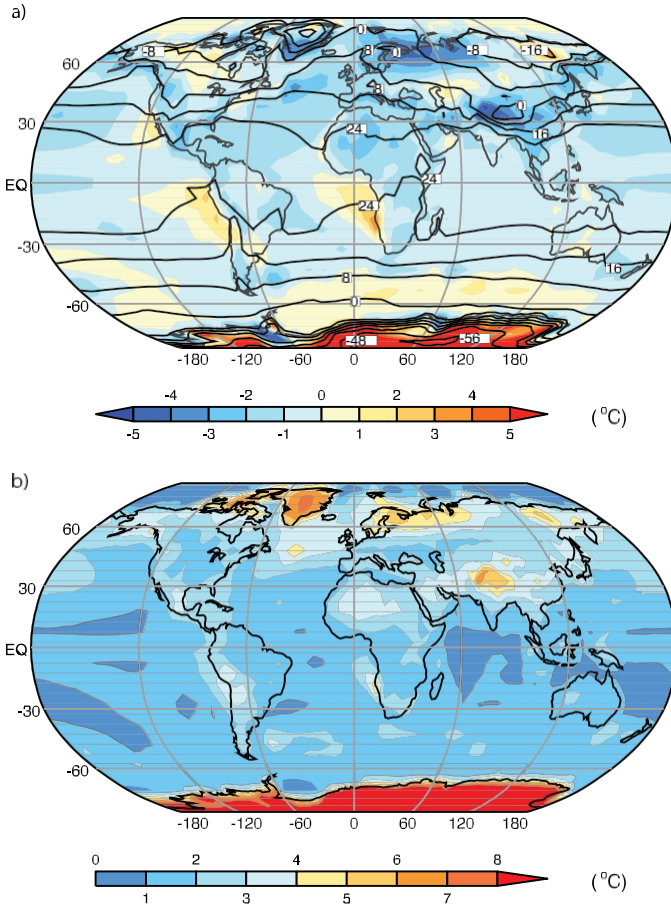
Modellerin yüzeysel sıcaklığının yıllık ve günlük döngülerinin küresel dağılımını doğru bir şekilde simüle edebilmesi için, telafi edici hataların yokluğunda, çeşitli süreçleri doğru bir şekilde temsil etmeleri gerekir. Yıllık ortalama yüzeysel sıcaklığının büyük ölçekli dağılımı büyük ölçüde güneş ışığının dağılımı tarafından belirlenir ve bu dağılım bulutlar, diğer yüzeysel ısı akışları ve enerjinin atmosfer ve daha az ölçüde okyanus tarafından taşınması tarafından yönetilir. Benzer şekilde, yüzeysel sıcaklığının yıllık ve günlük döngüleri sırasıyla bu faktörlerdeki mevsimsel ve günlük değişimler tarafından yönetilir, ancak aynı zamanda okyanusun üst katmanlarında ve daha az ölçüde yüzeysel toprak katmanlarında enerji depolanması ile sönümlenir.

8.3.1.1.1 Sıcaklık

Şekil 8.2a, kara bölgeleri üzerindeki yüzeysel hava sıcaklığı ve başka yerlerdeki SST'nin bir bileşimi olarak gözlemlenen zaman ortalama yüzeysel sıcaklığını göstermektedir. Ayrıca çoklu model ortalama alanı ile gözlenen alan arasındaki fark da gösterilmektedir. Birkaç istisna dışında, mutlak hata (kutup ve diğer veri fakiri bölgeler dışında) 2°C'den azdır. Bireysel modeller tipik olarak daha büyük hatalara sahiptir, ancak yüksek enlemler hariç çoğu durumda yine de 3°C'den azdır (bkz. Şekil 8.2b ve Ek Materyal, Şekil S8.1). Daha büyük hataların bazıları keskin yükseklik değişimlerinin olduğu bölgelerde meydana gelmektedir ve model topografyası (tipik olarak düzleştirilmiş) ile gerçek topografya arasındaki uyumsuzluklardan olabilir. Ayrıca hafif ama genel bir soğuk yanlılığı eğilimi de vardır. Kutup bölgelerinin dışında, tropikal okyanus havzalarının doğu kesimlerinde, alçak bulutların simülasyonundaki sorunların muhtemel bir belirtisi olan nispeten büyük hatalar görülmektedir. Bu sistematik model hatalarının bir modelin harici pertürbasyonlara verdiği tepkiyi ne ölçüde etkilediği bilinmemektedir, ancak önemli olabilir (bkz. Bölüm 8.6).

Burada tartışılan tutarsızlıklara rağmen, gerçek şu ki modeller küresel sıcaklık örüntüsünün çok büyük bir kısmını açıklamaktadır:

yıllık ortalama sıcaklığın simüle edilen ve gözlemlenen mekansal örüntüleri arasındaki korelasyon katsayısı, bireysel modeller için tipik olarak yaklaşık 0.98'dir. Bu da yüzeysel sıcaklığı klimatolojisini yöneten başlıca süreçlerin modeller tarafından makul bir doğruluk derecesiyle temsil edildiği görüşünü desteklemektedir. Modellerin değerlendirilmesi için ek bir fırsat, yüzeysel sıcaklığının gözlemlenen yıllık döngüsü tarafından sağlanmaktadır. Şekil 8.3, yıllık döngünün yıllık ve altı aylık bileşenlerinin genliklerinden gelen katkıların hakim olduğu aylık ortalama yüzeysel sıcaklıklarının standart sapmasını göstermektedir. Model sonuçlarının ortalaması ile gözlemler arasındaki fark da gösterilmektedir. Mutlak değer

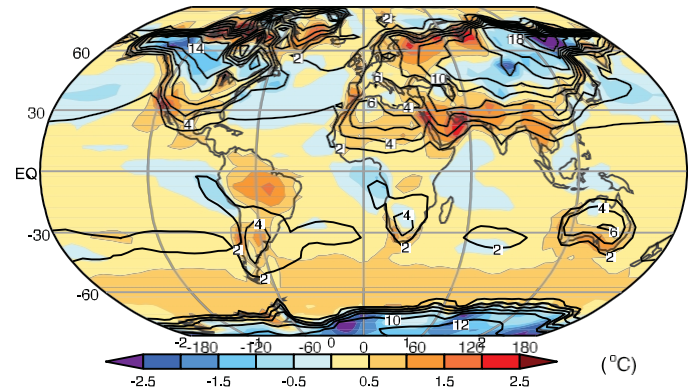


Şekil 8.2. (a) Gözlemlenen klimatolojik yıllık ortalama SST ve kara üzerinde yüzey hava sıcaklığı (etiketli konturlar) ve bu sıcaklıklardaki çoklu model ortalama hatası, simüle edilen ekşi gözlemlenen (renkli gölgeli konturlar). (b) PCMDI'deki MMD'de bulunan tüm AOGCM simülasyonları üzerinden hesaplanan bu sıcaklıktaki kök-ortalama-kare hatası ile ölçülen tipik model hatasının boyutu. Hadley Centre Deniz Buzu ve Deniz Yüzeyi Sıcaklığı (HadISST; Rayner vd., 2003) 1980-1999 yılları arasındaki SST klimatolojisi ve İklimsel Araştırma Birimi (CRU; Jones vd., 1999) 1961-1990 yılları arasındaki kara üzerindeki yüzey hava sıcaklığı klimatolojisi burada gösterilmektedir. Model sonuçları 20. yüzyıl simülasyonlarında aynı dönem içindir. Deniz buzunun varlığında, SST'nin deniz suyunun yaklaşık donma noktasında (-1.8°C) olduğu varsayılmaktadır. Bireysel modeller için sonuçlar Ek Materyal, Şekil S8.1'de görülebilir.

farklılıklar çoğu bölgede 1°C 'den azdır. Standart sapmanın genellikle 10°C 'yi aştığı NH'nin geniş kara alanlarında bile, modeller neredeyse her yerde 2°C içinde gözlemlerle uyumaktadır. Modeller, bir grup olarak, deniz ve kıta ortamları arasındaki farkları ve daha yüksek enlemlerde bulunan yıllık döngünün daha büyük boyutunu açıkça yakalamaktadır, ancak doğu Sibirya üzerindeki yıllık sıcaklık aralığını hafife alma yönünde genel bir eğilim vardır. Genel olarak, en büyük kesirli hatalar okyanuslar üzerinde bulunmaktadır (örneğin, tropikal Güney Amerika'nın büyük bir kısmında ve Kuzey Amerika ile Asya'nın doğu kıyılarında). Genel iyi uyumun bu istisnaları, mevcut iklim modellerinin genel bir özelliğini göstermektedir: iklimin en büyük ölçekli özellikleri, bölgesel ve daha küçük ölçekli özelliklerden daha doğru bir şekilde simüle edilmektedir.

Yıllık sıcaklık aralığı gibi, günlük sıcaklık aralığı da (günlük maksimum ve minimum yüzey hava sıcaklığı arasındaki fark) okyanuslar üzerinde, daha iyi gözlemlendiği karalara göre çok daha küçüktür, bu nedenle buradaki tartışma kıtasal bölgelerle sınırlıdır. Kıtalar üzerinde bölgesel ve yıllık olarak ortalaması alınan günlük sıcaklık aralığı, modellerde genellikle çok küçüktür ve birçok bölgede %50'ye kadar çıkmaktadır (bkz. Ek Materyal, Şekil S8.3). Yine de modeller, daha açık ve kuru bölgelerde nispeten yüksek değerlerle bu alanın genel modelini simüle etmektedir. Modellerin günlük sıcaklık aralığını neden genel olarak düşük tahmin ettiği henüz bilinmemektedir; bazı modellerde bunun kısmen sınır tabaka parametrisasyonlarındaki veya toprağın donma ve çözülme simülasyonundaki eksikliklerden kaynaklanması mümkündür ve ayrıca yüzey sıcaklığı ile güçlü bir şekilde etkileşime giren konvektif bulutun günlük döngüsünün oldukça zayıf bir şekilde simüle edildiği bilinmektedir.

Yüzey sıcaklığı, üzerindeki atmosfer ile güçlü bir şekilde bağlantılıdır. Bu durum özellikle soğuk ve sıcak cephelerin yüzey sıcaklığında nispeten büyük dalgalanmalara neden olabildiği orta enlemlerde belirgindir. Yüzey sıcaklığı ve üzerindeki havanın sıcaklığı arasındaki güçlü etkileşimler göz önüne alındığında, modellerin atmosferik sıcaklığın dikey profilini ne kadar iyi simüle ettiğini değerlendirmek özel bir ilgi alanıdır. Bölgesel ortalama, yıllık ortalama hava sıcaklığındaki çoklu model ortalama mutlak hatası neredeyse her yerde 2°C 'den azdır (tüm troposfer dikkate alındığında 100°C 'den fazla olan gözlemlenen sıcaklık aralığı ile karşılaştırıldığında; bkz. Ek Materyal, Şekil S8.4). Bununla birlikte, yüksek enlemlerde tropoz yaklaşımında modellerin genellikle soğuk eğilimli olması dikkat çekicidir. Bu önyargı uzun yıllardır devam eden bir sorundur, ancak genel olarak artık önceki modellere göre daha az şiddetlidir. Birkaç modelde önyargı tamamen ortadan kaldırılmıştır, ancak



Şekil 8.3. Klimatolojik aylık ortalama yıllık döngü üzerinden hesaplanan SST ve kara üzerinde yüzey hava sıcaklığının gözlemlenen standart sapması (etiketli konturlar) ve standart sapmalardaki çoklu model ortalama hatası, simüle edilen ekşi gözlemlenen (renkli gölgeli konturlar). Çoğu bölgede, standart sapma mevsimsel sıcaklık aralığının genişliğinin bir ölçüsünü sağlar. Gözlemsel veri setleri, model sonuçları ve klimatolojik dönemler Şekil 1'de açıklandığı gibidir. Bireysel modeller için sonuçlar Ek Materyal, Şekil S8.2'de görülebilir.

telafi edici hatalar sorumlu olabilir. Tropopoz soğuk sapmasının, yatay ve dikey çözünürlük, nemli entropinin korunmaması ve alt izgara ölçeğinde dikey momentum yakınsamasının ('yerçekimi dalgası sürüklemesi') ele alınması gibi çeşitli faktörlere duyarlı olduğu bilinmektedir. Tropopoz sıcaklık sapmasının modelin radyatif zorlama değişikliklerine tepkisi üzerindeki etkisi kesin olarak belirlenmemiş olsa da, diğer belirsizliklere göre neredeyse kesinlikle küçüktür.

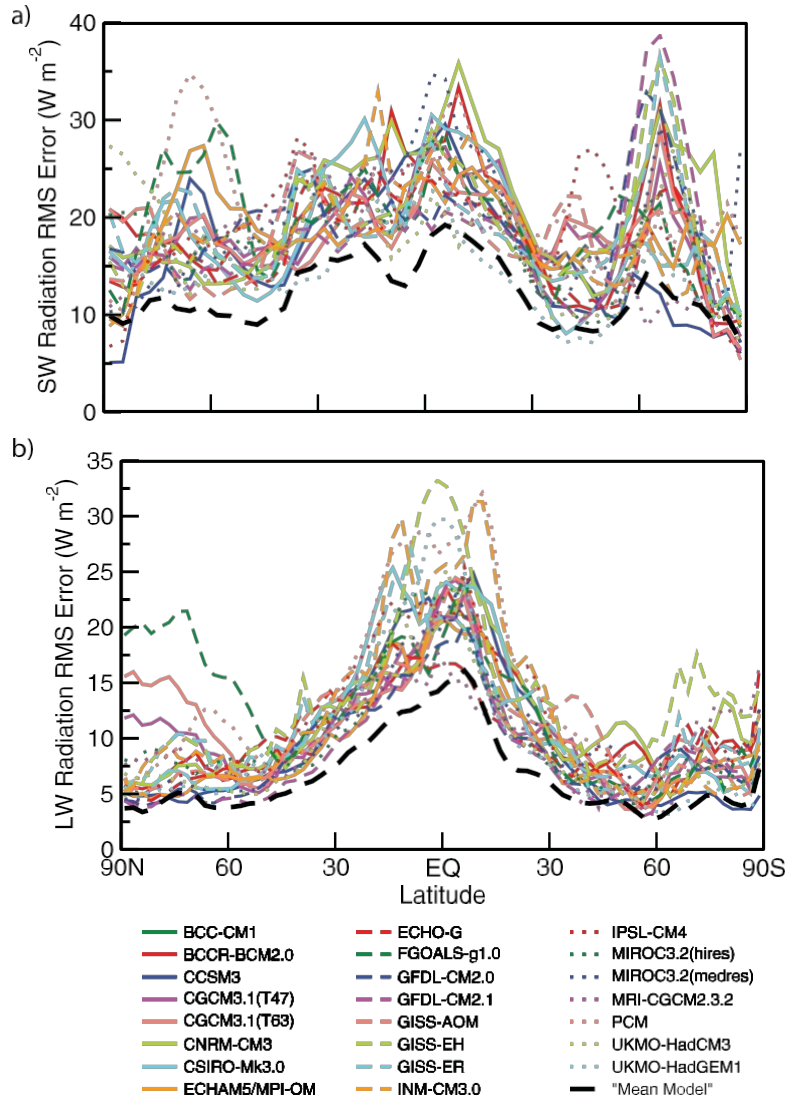
8.3.1.1.2 Atmosferin üst kısmındaki radyasyon dengesi

Sıcaklıktaki enlemsel ve mevsimsel değişimlerin birincil itici gücü, gelen güneş ışığının mevsimsel olarak değişen ve atmosfer ve okyanus dolaşımının temel itici gücü, atmosferin tepesindeki kısa dalga (SW) ve uzun dalga (LW) radyasyon arasındaki yerel dengesizliktir. Güneş ışığının dağılımının sıcaklık üzerindeki etkisi, bulutların dağılımı ve yüzey özellikleri tarafından güçlü bir şekilde değiştirilebilir.

İlk olarak atmosferin 'tepesindeki' (TOA)¹ yıllık ortalama SW akısı göz önüne alındığında, güneşlenme, modeller ve gözlemler arasında iyi bir uyum sağlayan iyi bilinen yörünge parametreleri tarafından belirlenir. Yıllık ortalama güneşlenme tropik bölgelerde en güçlüdür ve kutuplarda yaklaşık yarısı kadar azalır. Bu büyük ölçüde güçlü ekvator-kutup sıcaklık gradyanını yönlendirir. Giden SW radyasyonuna gelince, Dünya ortalama tüm enlemlerde yaklaşık aynı miktarda güneş ışığını (yıllık ortalama $\sim 100 \text{ W m}^{-2}$) yansıtır. Çoğu enlemden, çok modelli ortalama bölgesel ortalama giden SW radyasyonu ile gözlemler arasındaki fark yıllık ortalama 6 W m^{-2} 'den azdır (yani, yaklaşık %6'lık bir hata; bkz. Ek Materyal, Şekil S8.5). Bulutların giden SW radyasyonunun yaklaşık yarısından sorumlu olduğu düşünüldüğünde, bu hatalar şaşırtıcı değildir, çünkü bulut süreçlerinin modellerle simüle edilmesi en zor süreçler arasında olduğu bilinmektedir (bkz. Bölüm 8.6.3.2.3).

Giden SW radyasyonunda boylam ve mevsime bağlı değişimlerden kaynaklanan ek hatalar vardır ve bunlar her enlem için hesaplanan kök-ortalama-kare (RMS) hatası ile ölçülebilir.

tüm boylamlar ve aylar için hesaplanmış ve Şekil 8.4a'da çizilmiştir (ayrıca bkz. Ek Materyal, Şekil S8.6). İki boyutlu alanların tamamındaki hatalar (bkz. Ek Materyal, Şekil S8.6), yaklaşık 6 W m^{-2} 'lik bölgesel ortalama hatalardan önemli ölçüde daha büyük olma eğilimindedir; bu, model hatalarının daha küçük uzamsal ölçekler ve daha kısa zaman ölçekleri dikkate alındığında artma eğiliminde olduğu şeklindeki yaygın sonucun bir örneğidir. Şekil 8.4a ayrıca aylık ortalama alanların çoklu model ortalamasındaki hataların genellikle bireysel hatalardan daha küçük olduğuna dair yaygın bir sonucu göstermektedir.



Şekil 8.4. Enlemin bir fonksiyonu olarak, (a) uzaya yansıyan SW radyasyonunun ve (b) giden LW radyasyonunun simülasyonunda kök-ortalama-kare (RMS) model hatası. RMS hatası, tüm boylamlar ve birkaç yıllık verilerden oluşturulan bir klimatolojinin 12 ayı üzerinden hesaplanmıştır.

'Ortalama Model' olarak etiketlenen RMS istatistiği, önce çoklu model aylık ortalama alanlarının hesaplanması ve ardından RMS hatasının hesaplanmasıyla elde edilir (yani, bireysel model RMS hatalarının ortalaması değildir). Burada kullanılan Dünya Radyasyon Bütçesi Deneyi (ERBE; Barkstrom vd., 1989) gözlemsel tahminleri uydu tabanlı radyometrelerden elde edilen 1985-1989 dönemi içindir ve model sonuçları PCMDI'daki MMD'de 20. yüzyıl simülasyonlarında aynı dönem içindir. Model açıklamaları için Tablo 8.1'e bakınız. Bireysel modellerin sonuçları Ek Materyal, Şekil S8.5 ile S8.8'de görülebilir.

model alanları. Giden SW radyasyonu söz konusu olduğunda, bu durum neredeyse tüm enlemler geçerlidir. Aylık ortalama alanlara dayanan ve tüm grid hücreleri üzerinde alan ağırlıklı küresel ortalama RMS hatasının hesaplanması, bireysel model hatalarının 15 ila 22 W m^{-2} aralığında olduğunu, oysa çoklu model ortalama klimatolojisindeki hatanın sadece $13,1 \text{ W m}^{-2}$ olduğunu göstermektedir. Çoklu model ortalama alanının neden tek tek modellerin herhangi birindeki alanlara kıyasla gözlenene daha yakın olduğu devam eden bir araştırmanın konusudur; yüzeysel bir açıklama, her konumda ve

¹ Atmosferin açıkça tanımlanabilir bir 'tepesi' yoktur, ancak bu terim burada SW ve LW radyasyonunun emiliminin ihmal edilebilir derecede küçük olduğu bir yüksekliğe atıfta bulunmak için kullanılmaktadır.

Her ay için, model tahminleri doğru değer etrafında (az çok simetrik olarak) dağılma eğilimindedir ve gözlemlere sürekli olarak en yakın tek bir model yoktur. Ancak bu, sonuçların neden bu şekilde dağılması gerektiğini açıklamamaktadır.

TOA'da, net SW radyasyonu her yerde yüzeyden ve atmosferden yayılan LW radyasyonu (yani kızılötesi emisyonlar) tarafından kısmen telafi edilir. Küresel olarak ve yıllık ortalama bu dengeleme neredeyse tamdır. Dünya tarafından uzaya yayılan LW radyasyonunun şekli en kritik şekilde atmosferik sıcaklığa, neme, bulutlara ve yüzey sıcaklığına bağlıdır. Birkaç istisna dışında, modeller yıllık ortalama giden LW'nin gözlemlenen bölgesel ortalamasını 10 W m^{-2} içinde simüle edebilir (yaklaşık %5'lik bir hata; bkz. Ek Materyal, Şekil S8.7). Modeller, tropik bölgelerdeki nispeten yüksek nem ve yoğun bulut örtüsünün LW radyasyonunun uzaya yayıldığı etkin yüksekliği yükselttiği (ve etkin sıcaklığı) ekvator yakınlarında bu alandaki nispi minimum değeri yeniden üretmektedir.

Giden LW radyasyon modelinin mevsimsel döngüsü de modeller tarafından oldukça iyi bir şekilde simüle edilmektedir (bkz. Şekil 8.4b). Çoğu bireysel model için RMS hatası, kutuplara yakın bölgelerde giden LW radyasyonunun (OLR) yaklaşık %3'tropik bölgelerde %10'undan biraz daha azına kadar değişmektedir. Tüm enlemlerde yaklaşık %2 ila %6 arasında değişen çoklu model ortalama simülasyon hataları, yine genel olarak bireysel modellerdekilerden daha küçüktür.

Dengedeki bir iklim için, net TOA ışıma akısındaki (SW artı LW) herhangi bir yerel yıllık ortalama dengesizlik, okyanus ve atmosfer tarafından taşınan dikey olarak entegre edilmiş net yatay enerji sapması ile dengelenmelidir. TOA SW ve LW akılarının iyi simüle edilmiş olması, modellerin atmosfer ve okyanus tarafından toplam enerjinin kutba doğru taşınmasını da doğru bir şekilde hesaba katması gerektiği anlamına gelir. Bu durum, çoğu modelin kutba doğru enerji taşınımını yaklaşık %10 oranında doğru bir şekilde simüle etmesiyle kanıtlanmıştır. Yüzeysel olarak bu durum modeller üzerinde önemli bir kontrol sağlıyor gibi görünse de, mevcut modellerde telafi edici hataların simülasyonların gözlemlerle uyumunu iyileştirmesi muhtemeldir. Atmosferin enerjinin gözlemlenen kısmını taşımada başarısız olması halinde, okyanusun bunu büyük ölçüde telafi etme eğiliminde olacağını öne süren teorik ve model çalışmaları vardır (örneğin, Shaffrey ve Sutton, 2004).

8.3.1.2 Nem ve Yağış

Su yaşamın temelidir ve bölgesel mevsimsel yağış modellerinin değişmesi halinde potansiyel etkileri çok derin olabilir. Sonuç olarak, modellerin sadece küresel ölçeklerde değil, bölgesel olarak da yağışları ne kadar iyi simüle edebildiğini değerlendirmek gerçek bir pratik ilgi alanıdır. Büyük ölçeklerde güneşlenme düzeni ve kıtaların konfigürasyonu tarafından güçlü bir şekilde belirlenen mevsimsel sıcaklık değişimlerinin aksine, yağış değişimleri de atmosferik kararsızlıklar nedeniyle havanın dikey hareketinden güçlü bir şekilde etkilenir.

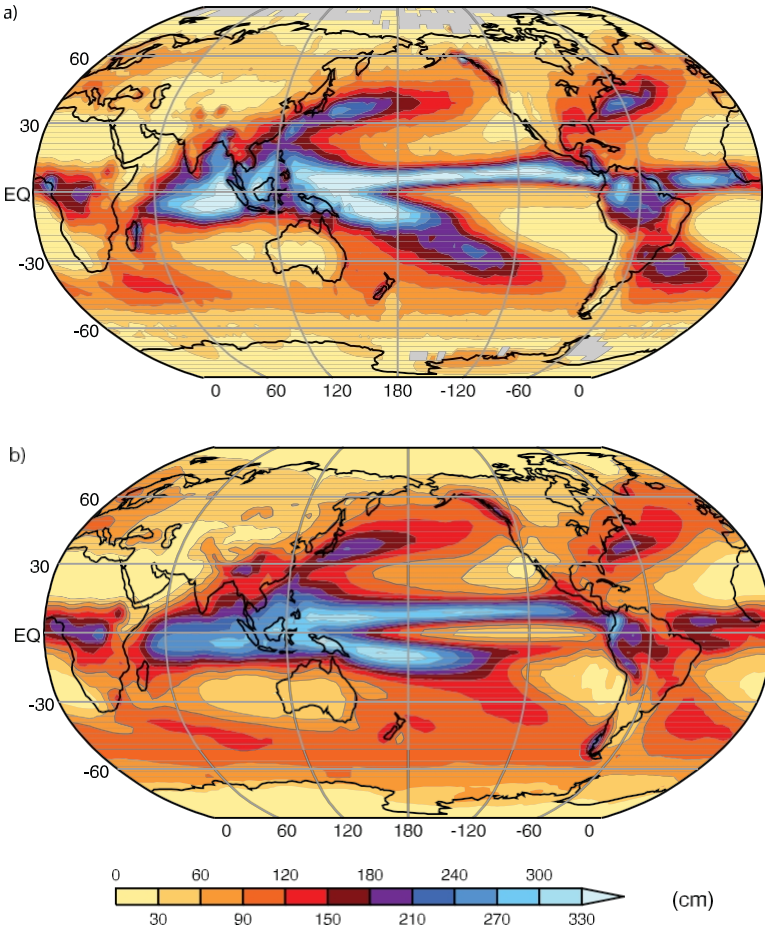
çeşitli türlerde ve orografik özellikler üzerindeki hava akışı ile. Modellerin mevsimsel olarak değişen yağış modelini doğru bir şekilde simüle edebilmesi için, küresel ölçekte değerlendirilmesi zor olan bir dizi süreci (örn. evapotranspirasyon, yoğunlaşma, taşınma) doğru bir şekilde simüle etmesi gerekir. Bunlardan bazıları Bölüm 8.2 ve 8.6'da daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Bu alt bölümde, yağış ve su buharı dağılımına odaklanılmaktadır.

Şekil 8.5a'da yıllık ortalama yağışın gözleme dayalı tahminleri, Şekil 8.5b'de ise çoklu model ortalama alanı gösterilmektedir. En büyük ölçeklerde, yüksek enlemlerdeki daha düşük yağış oranları, hem düşük sıcaklıklarda azalan yerel buharlaşmayı hem de diğer bölgelerden buhar taşınmasını engelleme eğiliminde olan daha soğuk havanın daha düşük doygunluk buhar basıncını yansıtmaktadır. Modeller tarafından iyi bir şekilde yakalanan bu büyük ölçekli modele ek olarak, Tropik Yakınsama Bölgesi'nin (ITCZ)² ekvatorun dışında yer eğilimi nedeniyle Pasifik'te ekvatorun yakınında yağışta yerel bir minimum vardır. Orta enlemlerde, subtropiklerde çökmenin yağışı bastırma ve fırtına sistemlerinin orta enlemlerde yağışı artırma eğilimini yansıtan yerel maksimumlar . Modeller bu büyük ölçekli bölgesel ortalama yağış farklılıklarını yakalayarak atmosferik dolaşımın bu özelliklerini yeterince temsil edebildiklerini göstermektedir. Ayrıca, Bölüm 8.3.5'te modellerin yağış modellerinin yıllık döngüsünü simüle etmede son birkaç yılda gelişme gösterdiğine dair bazı kanıtlar sunulmuştur.

Modeller ayrıca, Amazon üzerindeki yağışı olduğundan az gösterme eğilimi olsa da, başlıca yakınsama bölgeleri ve tropikal yağmur ormanları üzerindeki maksimumlar dahil olmak üzere yağış alanının bazı önemli bölgesel özelliklerini de simüle etmektedir. Bununla birlikte, daha ayrıntılı olarak ele alındığında, çoklu model ortalama yağış alanında eksiklikler vardır. Modellerin Güney Pasifik yakınsama bölgesini enlemlere paralel olarak yönlendirme ve doğuya doğru çok fazla uzatma eğilimi vardır. Tropikal Atlantik'te maksimum yağış çoğu modelde çok zayıftır ve ekvatorun güneyinde çok fazla yağış görülür. Ayrıca çoğu modelde Hint-Pasifik Sıcak Havuzu üzerindeki yağış dağılımında sistematik doğu-batı konum hataları vardır ve batı Hint Okyanusu ve Deniz Kıtası üzerinde aşırı yağış vardır. Bunlar Walker Dolaşımının başlıca yükselen kollarının konumunda sistematik sapmalara yol açmakta ve özellikle El Niño ile ilişkili olanlar olmak üzere başlıca telekonneksiyon³ yollarını tehlikeye atabilmektedir (örn. Turner vd., 2005). Bengal Körfezi üzerindeki sistematik kuru sapmalar muson simülasyonlarındaki hatalarla ilgilidir. Çoklu model ortalamasının (Şekil 8.5) ortaya koyduğu belirgin beceriye rağmen, birçok model ayrı ayrı, özellikle tropik bölgelerde, genellikle gözlemlenen ortalama klimatolojinin büyüklüğüne yaklaşan önemli yağış sergilemektedir (örneğin, Johns vd., 2006; ayrıca bkz. Ek Materyal, Şekil S8.9 ve S8.10). Bu sapmaların bir kısmı birleşik modelin SST alanındaki hatalara atfedilebilse de, hatta

² ITCZ, mevsimsel olarak en sıcak yüzey sıcaklıkları üzerinde yer alma eğiliminde olan ve tropik bölgelerde (sürekli olmasa da) dünyanın çevresini dolaşan, nemin yüzey yakınsamasının eşlik ettiği nispeten yoğun bir konvektif yağış bandı olarak kendini gösterir.

³ Telekonneksiyon, iklim sisteminin bir bölümündeki değişikliklerin atmosferik dolaşım modellerindeki değişiklikler yoluyla uzak bir konumu etkilediği süreci tanımlar.



Şekil 8.5. Çoklu model ortalamasına dayalı olarak gözlenen (a) ve simüle edilen (b) yıllık ortalama yağış (cm). İklim Tahmin Merkezi Birleştirilmiş Yağış Analizi (CMAP; Xie ve Arkin, 1997) 1980 ila 1999 yılları için gözlem tabanlı klimatoloji gösterilmiştir ve model sonuçları PCMDI'daki MMD'de 20. yüzyıl simülasyonlarında aynı dönem. (a)'da gri bölgeler için gözlemler mevcut değildir. Bireysel modeller için sonuçlar Ek Materyal, Şekil S8.9'da görülebilir.

Modellerin sadece atmosfer versiyonları da benzer şekilde büyük hatalar göstermektedir (örneğin, Slingo ., 2003). Bu durum, tropik bölgelerin bazı kısımlarında tahmin edilen gelecekteki bölgesel yağış değişikliklerinin işareti konusunda bile modeller arasında fikir birliği olmamasına yol açan bir faktör olabilir (bkz. Bölüm 10).

Tropik bölgelerde yağışın kara ve okyanuslar üzerindeki bölgesel dağılımını neyin belirlediğini anlamının merkezinde atmosferik konveksiyon ve bunun büyük ölçekli sirkülasyonla etkileşimi yer almaktadır. Konveksiyon çok çeşitli mekansal ve zamansal ölçeklerde meydana gelir ve tüm ölçeklerdeki etkileşimlerin ortalama tropikal iklimi ve bölgesel yağış dağılımlarını belirlemek için çok önemli olabileceğine dair kanıtlar artmaktadır (örneğin, Khairoutdinov ve ark., 2005). Tropikal karalar üzerinde, günlük döngü baskındır ve yine de birçok model akşamın erken saatlerindeki maksimum yağış miktarını simüle etmekte zorluk çekmektedir. Bunun yerine, sistematik olarak öğleden önce yağmuru simüle etme eğilimindedirler (Yang ve Slingo, 2001; Dai, 2006), bu da kara yüzeyinin enerji bütçesini tehlikeye atmaktadır. Benzer şekilde, Endonezya'daki karmaşık adalar sistemi etrafındaki kara-deniz esintileri de

modellerin Hint-Pasifik Sıcak Havuzu boyunca bölgesel yağış modellerini yakalamadaki başarısızlığı (Neale ve Slingo, 2003). Okyanuslar üzerinde, ITCZ boyunca yağış dağılımı, sinoptik ve mevsim içi zaman ölçeklerinde meydana gelen hava sistemleriyle ilişkili organize konveksiyondan kaynaklanır (örneğin, Madden-Julian Salınımı MJO); bkz. Bölüm 8.4.8). Bu sistemler sıklıkla konvektif olarak birleşmiş ekvatorial dalga yapılarıyla bağlantılıdır (örn. Yang vd., 2003), ancak bunlar modellerde zayıf bir şekilde temsil edilmektedir (örn. Lin vd., 2006; Ringer ., 2006). Dolayısıyla, ortalama yağış klimatolojisini oluşturan yağmur taşıyan sistemler iyi simüle edilmemekte, bu da günlük yağışların zayıf zamansal özelliklerine katkıda bulunmaktadır (örneğin, Dai, 2006), birçok model yağmuru çok sık ancak düşük yoğunlukta simüle etmektedir.

Yağış modelleri atmosferik nem, buharlaşma, yoğunlaşma ve taşınma süreçleriyle yakından bağlantılıdır. Buharlaşmanın küresel modeline ilişkin iyi gözlemsel tahminler mevcut değildir yoğunlaşma ve su buharının dikey taşınımı genellikle küresel olarak değerlendirilmesi zor olan alt ızgara ölçekli konvektif süreçler tarafından domine edilebilir. Nemli bölgelerde, özellikle yıllık ve daha uzun zaman ölçeklerinde su buharı taşınım süreçlerini değerlendirmek için en iyi olasılık, uzun zaman ölçeklerinde karasal su depolama varyasyonları küçük olduğundan atmosferik taşınımı neredeyse dengelemesi gereken modellenmiş ve gözlemlenmiş akarsu akışını karşılaştırmak olabilir (Milly vd., 2005; bkz. Bölüm 8.3.4.2).

PCMDI'da MMD'deki yüzey akışının analizi henüz yapılmamış olsa da buharlaşma, taşınma ve yoğunlaşma süreçlerinin net sonucu atmosferik nem dağılımında görülebilir. Modeller, hem enlem hem de rakımla birlikte nemdeki büyük ölçekli düşüşü yeniden üretmektedir (bkz.

Materyal, Şekil S8.11), ancak bu, modellerin bağımsız bir kontrolü değildir, çünkü makul derecede gerçekçi sıcaklık simülasyonlarının neredeyse doğrudan bir sonucudur. Bölgesel ve yıllık ortalama nemdeki çoklu model ortalama sapması, reanalizlere kıyasla alt troposferin çoğunda %10'dan azdır, ancak üst troposferdeki model değerlendirmesi gözlemsel belirsizlik nedeniyle önemli ölçüde engellenmektedir.

Su buharı dağılımındaki herhangi bir hata, sistematik bölgesel ortalama sapmalar içermediği görülen giden LW radyasyonunu etkilemelidir (bkz. Bölüm 8.3.1.1.2). Aslında, nemli ve kuru bölgeler arasında giden LW radyasyonunda gözlemlenen farklılıklar modeller tarafından yeniden üretilmekte ve nemdeki herhangi bir hatanın TOA'daki net akıları kritik ölçüde etkilemediğine dair bir miktar güven sağlamaktadır. Bununla birlikte, küresel iklim duyarlılığını güçlü bir şekilde etkileyen su buharı geri beslemesinin gücü, öncelikle ısınmaya yanıt olarak su buharındaki kesirli değişikliklerle belirlenir ve modellerin bu geri beslemeyi doğru bir şekilde temsil etme yeteneği belki de süreç çalışmalarıyla daha iyi değerlendirilir (bkz. Bölüm 8.6).

8.3.1.3 Ekstratropikal Fırtınalar

Ekstratropikal siklonların küresel iklim üzerindeki etkisi öncelikle ısı, momentum ve nem taşımadaki rollerinden kaynaklanmaktadır. Bölgesel ve bireysel olarak, bu orta enlem fırtınaları genellikle faydalı yağışlar sağlar, ancak zaman zaman yıkıcı sel ve şiddetli rüzgarlar da üretir. Bu nedenlerle, iklim değişikliğinin ekstratropikal siklonlar üzerindeki etkisi büyük önem ve ilgi taşımaktadır.

Siklon aktivitesini karakterize etmek için kullanılan çeşitli yaklaşımlar arasında (örneğin, Paciorek vd., 2002), ekstratropikal siklonları tanımlayan ve izleyen analiz yöntemleri, sıklıkları ve hareketleri hakkında en doğrudan bilgileri sağlayabilir (Hoskins ve Hodges, 2002, 2005). Modellerde bulunan siklonların dağılımı ve özellikleri için klimatolojiler, en iyi gözlem kısıtlı verileri sağlayan reanaliz ürünleri ile karşılaştırılabilir (Bölüm 3).

AMIP-2 simülasyonlarının sistematik analizinden elde edilen sonuçlar (Hodges, 2004; Stratton ve Pope, 2004), gözlemlenen SST'lerle çalıştırılan modellerin yaklaşık doğru konumlarda bulunan fırtına izleri üretebildiğini, ancak neredeyse hepsinin siklon aktivitesinin dağılımı ve seviyesinde bazı eksiklikler gösterdiğini göstermektedir. Özellikle, simüle edilen fırtına izleri genellikle gözlemlenenen daha bölgesel yönelimlidir. Lambert ve Fyfe (2006) tarafından PCMDI'daki MMD'ye olarak yapılan bir çalışmada, etkileşimli okyanusları içeren son modellerin bir grup olarak her iki yarımküredeki toplam siklon sayısını biraz düşük gösterme eğiliminde olduğu bulunmuştur. Bununla birlikte, yoğun fırtınaların sayısı NH'de biraz fazla tahmin edilirken, Güney Yarımküre'de (SH) gözlemler daha az kesin olmasına rağmen az tahmin edilmektedir.

Model çözünürlüğündeki artışlar (son birkaç yıldır modellerin karakteristik özelliği) ekstratropikal siklon klimatolojisinin bazı yönlerini (Bengtsson vd., 2006), özellikle de gözlemlerin en güvenilir olduğu NH'de iyileştiriyor gibi görünmektedir (Hodges vd., 2003; Hanson vd., 2004; Wang vd., 2006). Modellerin dinamik çekirdeğinde ve fiziğinde yapılan iyileştirmeler de reanalizlerle daha iyi uyum sağlanmasına yol açmıştır (Ringer vd., 2006; Watterson, 2006).

Değerlendirmemiz, sorunlar devam etse de, iklim modellerinin ekstratropikal siklonların simülasyonunda gelişme gösterdiği yönündedir.

8.3.2 Okyanus

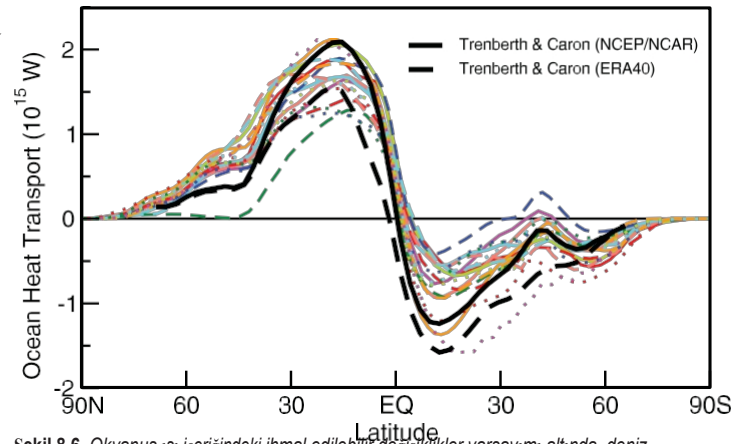
Daha önce de belirtildiği gibi, bu bölüm sadece iklim modellerinin geçici tepkisini belirlemede önemli olan değişkenlere odaklanmaktadır (bkz. Bölüm 8.6). Yer sınırlamaları nedeniyle, bu bölüm için yapılan analizlerin çoğu Ek Materyalde (Şekil S8.12 ila S8.15) bulunmaktadır. Doğal, içsel olarak üretilen değişkenlik modlarının bir değerlendirmesi Bölüm 8.4'te bulunabilir. Burada yapılan türden karşılaştırmalar, ışımsal zorlamanın tarihsel tahminlerindeki belirsizlikler ve gözlemlerdeki çeşitli örnekleme sorunları dikkate alınarak yapılmalıdır (bkz. Bölüm 2 ve 5). Aksi belirtilmedikçe, burada tartışılan tüm sonuçlar PCMDI'daki MMD'ye dayanmaktadır.

8.3.2.1 Ortalama Sıcaklık ve Tuzluluk Yapısının Simülasyonu

İklimsel tepkinin belirlenmesinde doğrudan oynayan okyanus değişkenlerini tartışmadan önce, okyanus ve atmosfer arasındaki akıların tartışılması önemlidir. Modelleme deneyimi, yüzey akılarının okyanus simülasyonunun doğruluğunun belirlenmesinde büyük rol oynadığını göstermektedir. Atmosfer ve okyanus birbirine bağlı olduğundan, okyanus simülasyonunun doğruluğu atmosferik simülasyona geri beslenerek yüzey akılarını etkiler.

Ne yazık ki, toplam yüzey ısı ve su akışları (bkz. Ek Materyal, Şekil S8.14) iyi gözlemlenmemektedir. Normalde, yüzey sıcaklığı ve rüzgarlar gibi diğer alanların gözlemlerinden çıkarılırlar. Sonuç olarak, gözlemsel tahmindeki belirsizlik büyüktür - bölgesel ortalamada bile ısı akısı için metrekaşe başına onlarca watt mertebesindedir. Yüzey akılarını değerlendirmenin alternatif bir yolu da okyanustaki yatay taşımalara bakmaktır. Uzun vadeli ortalamada, okyanustaki ısı ve su depolaması küçüktür, bu nedenle yatay taşımaların yüzey dengelemesi gerekir. Isı taşımamı mevcut gözlemler tarafından daha iyi kısıtlanmış görüldüğünden, burada sunulmuştur.

45°N'nin kuzeyinde, çoğu model simülasyonu burada kullanılan gözlemsel tahminlerle karşılaştırıldığında kuzeye doğru çok fazla ısı taşımaktadır (Şekil 8.6), ancak gözlemlerde belirsizlik vardır. Örneğin 45°N'de, model simülasyonları Ganachaud ve Wunsch (2003) tarafından elde edilen $0,6 \times 10^{15}$ W tahminine çok daha yakındır. 45°N'den ekvatora kadar çoğu model tahmini, gösterilen gözlemsel tahminlere yakın veya bu tahminlerin arasında yer almaktadır. Tropik ve subtropik SH bölgesinde, çoğu model ekvator'dan güneye doğru ısı taşımamı olduğundan az tahmin etmektedir. Orta bölgelerde



Şekil 8.6. Okyanus ısı içeriğindeki ihmal edilebilir değişiklikler varsayımı altında, deniz yüzeyindeki net ısı akısı, dengesizliklerinin ima ettiği yıllık ortalama, bölgesel olarak ortalama okyanus ısı taşımamı. Trenberth ve Caron'dan (2001) Şubat 1985 - Nisan 1989 dönemi için alınan gözleme dayalı tahmin, Ulusal Çevre Tahmin Merkezleri (NCEP)/NCAR (Kalnay .. 1996) ve Avrupa Orta Menzilli Hava Tahminleri Merkezi 40 yıllık reanaliz (ERA40; Uppala vd., 2005) reanaliz ürünlerinden türetilmiştir. Model klimatolojileri, PCMDI'deki MMD'de 20. yüzyıl simülasyonlarında 1980 ila 1999 yıllarından türetilmiştir. Tek tek modelleri tanımlayan açıklama Şekil 8.4'te yer almaktadır.

ve SH'nin yüksek enlemlerinde, gözlemsel tahminler daha belirsizdir ve model tarafından simüle edilen ısı taşınımını gözlemsel tahminleri çevreleme eğilimindedir.

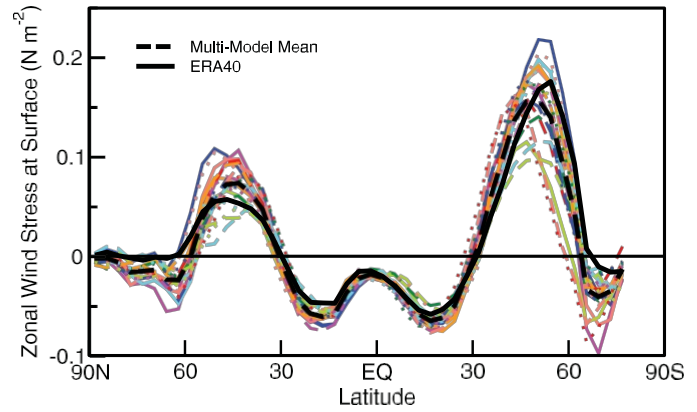
Okyanus ısı akışları büyük mevsimsel değişimlere sahiptir ve bu da özellikle orta enlemlerde okyanuslar tarafından mevsimsel ısı depolanmasında büyük değişimlere yol açar. Okyanus ısı depolaması, yüzey sıcaklığının mevsimsel döngüsünü sönümleme ve geciktirme eğilimindedir. Burada değerlendirilen model simülasyonları, okyanuslar tarafından mevsimsel ısı depolanmasına ilişkin gözlemlerle iyi bir uyum içindedir (Gleckler., 2006a). Modeller için en önemli sorun alanı, birçok modelin tropik bölgelerden orta ve yüksek enlemlere ısı akışını temsil etmede önyargılara sahip olmaya devam ettiği tropik bölgelerdir.

Okyanuslar üzerinde bölgesel olarak ortalaması alınan yüzey rüzgar stresinin yıllık ortalama zonal bileşeni, modeller tarafından makul ölçüde iyi simüle edilmiştir (Şekil 8.7). Çoğu enlemdereanaliz tahminleri (gözlemlerle kısıtlanmış atmosferik modellere dayalı) model sonuçları aralığında yer almaktadır. Orta ila düşük enlemlerde, model yayılımı nispeten küçüktür ve tüm model sonuçları reanalize oldukça yakındır. Orta ve yüksek enlemlerde, model tarafından simüle edilen maksimum rüzgar gerilimi reanalizin ekvator yönünde uzanma eğilimindedir. Bu hata, reanalizde daha fazla belirsizliğin olduğu bir bölge olan SH'de özellikle büyüktür. Neredeyse tüm model simülasyonları SH rüzgar gerilimi maksimumunu reanaliz tahmininin kuzeyine yerleştirmektedir. Kontrol entegrasyonlarındaki

Güney Okyanusu rüzgar gerilimi hataları, diğer yönlerini ve muhtemelen aşağıda tartışıldığı gibi iklim değişikliği altında okyanus ısısı alımını olumsuz etkileyebilir. Bölgesel ortalama SST'deki (Şekil 8.8) en büyük bireysel model hataları orta ve yüksek enlemlerde, özellikle de model tarafından simüle edilen sıcaklıkların çok soğuk olduğu NH'nin orta enlemlerinde bulunur. Neredeyse her modelde bu soğuk önyargı için bir eğilim vardır. Bu hata, Kuzey Atlantik Akıntısının yolunun zayıf simülasyonu ile ilişkili görünmektedir ve yüzey akışlarıyla ilgili bir sorundan ziyade bir okyanus bileşeni sorunundan kaynaklanıyor gibi görünmektedir. 60°S yakınındaki bölgesel ortalamalarda, çoklu model ortalama sonuçlarında sıcak bir sapma vardır. Birçok model çok sıcak bir önyargıdan muzdariptir Güney Okyanusu SST'lerinde.

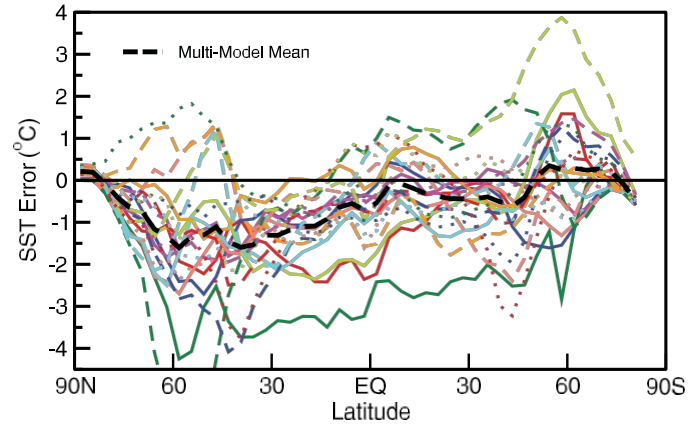
Bireysel model SST hata haritalarında (bkz. Ek Materyal, Şekil S8.1), çoğu modelin tropikal okyanus havzalarının doğu kesimlerinde, kıta sınırlarına yakın bölgelerde büyük bir sıcak yanlılığa sahip olduğu görülmektedir. Bu durum çoklu model ortalama sonuçlarında da görülmektedir (Şekil 8.2a) ve yetersiz çözünürlükle ilişkilidir, bu da yerel rüzgar stresinin simülasyonunda, okyanus kabarmalarında ve düşük bulut miktarlarının eksik tahmininde sorunlara yol açmaktadır (bkz. Bölüm 8.2 ve 8.3.1). Bunlar aynı zamanda model simülasyonları arasında nispeten büyük bir olduğu bölgelerdir ve bu hataların büyüklüğünde nispeten geniş bir aralığa işaret etmektedir. Model hatası yayılımının nispeten büyük olduğu bir başka alan da Kuzey Atlantik Okyanusu'nda bulunmaktadır. Yukarıda da belirtildiği gibi, burası birçok modelin büyük SST gradyanlarının olduğu bir bölge olan Kuzey Atlantik Akıntısını doğru bir şekilde konumlandırmakta sorun yaşadığı bir alandır.

Hatalara rağmen, SST alanının model simülasyonu genel olarak oldukça gerçekçidir. Tüm enlemlerde, çoklu model ortalaması



Şekil 8.7. Okyanuslar üzerinde bölgesel olarak ortalaması alınmış rüzgar stresinin yıllık ortalama doğu-batı bileşeni. Gözlemsel olarak kısıtlanmış tahmin, Avrupa Orta Menzilli Hava Tahminleri Merkezi'nin 40 yıllık yeniden tahminlerinde 1980 ila 1999 yılları arasındadır.

analizi (ERA40; Uppala vd., 2005) ve model klimatolojileri PCMDI'daki MMD'de 20. yüzyıl simülasyonlarında aynı dönem için hesaplanmıştır. Tek tek modelleri tanımlayan açıklama Şekil 8.4'te yer almaktadır.



Şekil 8.8. Yıllık ortalama, bölgesel olarak ortalama SST hatası, simüle edilmiş eski gözlemlenmiş klimatoloji. Hadley Centre Deniz Buzu ve Deniz Yüzeği Sıcaklığı (HadISST; Rayner vd., 2003) 1980-1999 gözlemsel klimatolojisi burada kullanılan referanstır ve model sonuçları PCMDI'daki MMD' 20. yüzyıl simülasyonlarında aynı dönem içindir. Deniz buzunun varlığında, SST'nin deniz suyunun donma noktasında olduğu varsayılmaktadır. Her bir modeli tanımlayan açıklama Şekil 8.4'te yer almaktadır.

Bölgesel ortalama SST hatası 2°C'den azdır ve çoğu modelin bu simülasyonlarda akı ayarlamaları kullanmadığı düşünüldüğünde oldukça küçüktür. Modelin ortalama yerel SST hataları da çoğu bölgede 2°C'den azdır ve sadece nispeten küçük alanlar bu değeri aşmaktadır. Ancak nispeten küçük SST hataları bile değişkenlik ve telekonksiyon simülasyonlarını olumsuz etkileyebilir (Bölüm 8.4).

Çoğu enlemlerde, 200 ila 3.000 m arasında değişen derinliklerde, çok modelli ortalama bölgesel ortalama okyanus sıcaklığı çok sıcaktır (bkz. Şekil 8.9). Maksimum sıcak sapma (yaklaşık 2°C) Kuzey Atlantik Derin Su (NADW) oluşumu bölgesinde yer almaktadır. Bununla birlikte, 200 m'nin üzerinde, çoklu model ortalaması çok soğuktur ve yukarıda tartışıldığı gibi NH'nin orta enlemlerinde yüzeye yakın maksimum soğuk sapma (1°C'den fazla) vardır. Çoğu model genellikle aşağıdaki modellere benzer bir hata modeline sahiptir

(1) derin su oluşumunun konumunun daha gerçekçi olduğu, 60°N'de bulunan eşğin kuzeyindeki daha büyük akış fonksiyonu değerlerinin de gösterdiği gibi ve Labrador Denizlerinde daha fazla batma meydana geldiği (örn, 1999) ve (2) derin sular daha az sahte karışıma maruz kalır, bu da daha iyi su kütlesi özellikleri ile sonuçlanır (Thorpe vd., 2004) ve Kuzey Atlantik Okyanusu'nun kuzey kesiminde batan suyun daha büyük bir kısmı 30°S yakınında Atlantik Okyanusu'ndan çıkar (Danabasoglu vd., 1995). Modellerin bu süreçleri simüle etmesinde hala gelişime yer vardır, ancak burada analiz edilen modellerin çoğunda gelişime dair açık kanıtlar vardır.

8.3.2.2.2 Güney Okyanusu sirkülasyonu

Güney Okyanusu rüzgar gerilimi hatası, modellerin Güney Okyanusu simülasyonu üzerinde özellikle büyük bir zararlı etkiye sahiptir. Kısmen yukarıda tanımlanan rüzgar hatası nedeniyle, Antarktika Sirkumpolar Akıntısının (ACC) simüle edilen konumu da çoğu modelde çok kuzeydedir (Russell ., 2006). AAIW, ACC'nin kuzey tarafında oluştuğu için, AAIW'nin su kütlesi özellikleri çarpıtılmıştır (tipik olarak çok sıcak ve tuzlu: Russell vd., 2006). Nispeten zayıf AAIW simülasyonu, termoklin tabanına yakın suların çok sıcak ve tuzlu olması nedeniyle termoklinin çok dağınık olduğu yukarıda tanımlanan çoklu model ortalama hatasına katkıda bulunur.

Nispeten zayıf Güney Okyanusu simülasyonunun, okyanus ısı alımını etkileyerek artan sera gazlarına karşı geçici iklim tepkisini etkilemesi muhtemeldir. Radyatif zorlamadaki artışlar tarafından zorlandığında, çok az Güney Okyanusu karışımına sahip modeller muhtemelen okyanus ısı alımını hafifletilecek; çok fazla karışıma sahip modeller ise muhtemelen abartacaktır. Okyanus ısı alımındaki bu hatalar, deniz seviyesindeki yükselme tahminlerinin güvenilirliği üzerinde de büyük bir etkiye sahip olacaktır. Bu konuyla ilgili daha fazla tartışma için Bölüm 10'a bakınız.

8.3.2.3 Okyanus Bileşen Simülasyonunun Özeti

Genel olarak, TAR'da (McAvaney ., 2001) belirtilen gözlemlenen zaman ortalama okyanus durumunun simülasyonundaki gelişmeler burada değerlendirilen modellerde de devam etmiştir. Bu iyileşmenin, neredeyse tüm modellerin artık akı ayarlamaları kullanmamasına rağmen devam etmesi dikkat çekicidir. Bu durum, fiziksel parametrisasyonlardaki iyileştirmelerin, artan çözünürlüğün (bkz. Bölüm 8.2) ve iyileştirilmiş yüzey akılarının birlikte model simülasyonları üzerinde olumlu bir etkiye sahip olduğunu göstermektedir. Termoklindeki sıcaklık ve tuzluluk hataları hala büyük olmakla birlikte birçok modelde azaltılmıştır. NH'de, birçok model hala üst okyanusta yüzeye yakın maksimumda olan ve bazı modellerde buz-albedo geri beslemesini bozabilecek bir soğuk önyargıdan muzdariptir (bkz. Bölüm 8.3.3). Güney Okyanusu'nda, çoğu model simülasyonunda bulunan batı rüzgarı stres maksimumunun ekvatora doğru sapması, modellerin artan radyatif zorlamaya tepkisini etkileyebilecek bir sorundur.

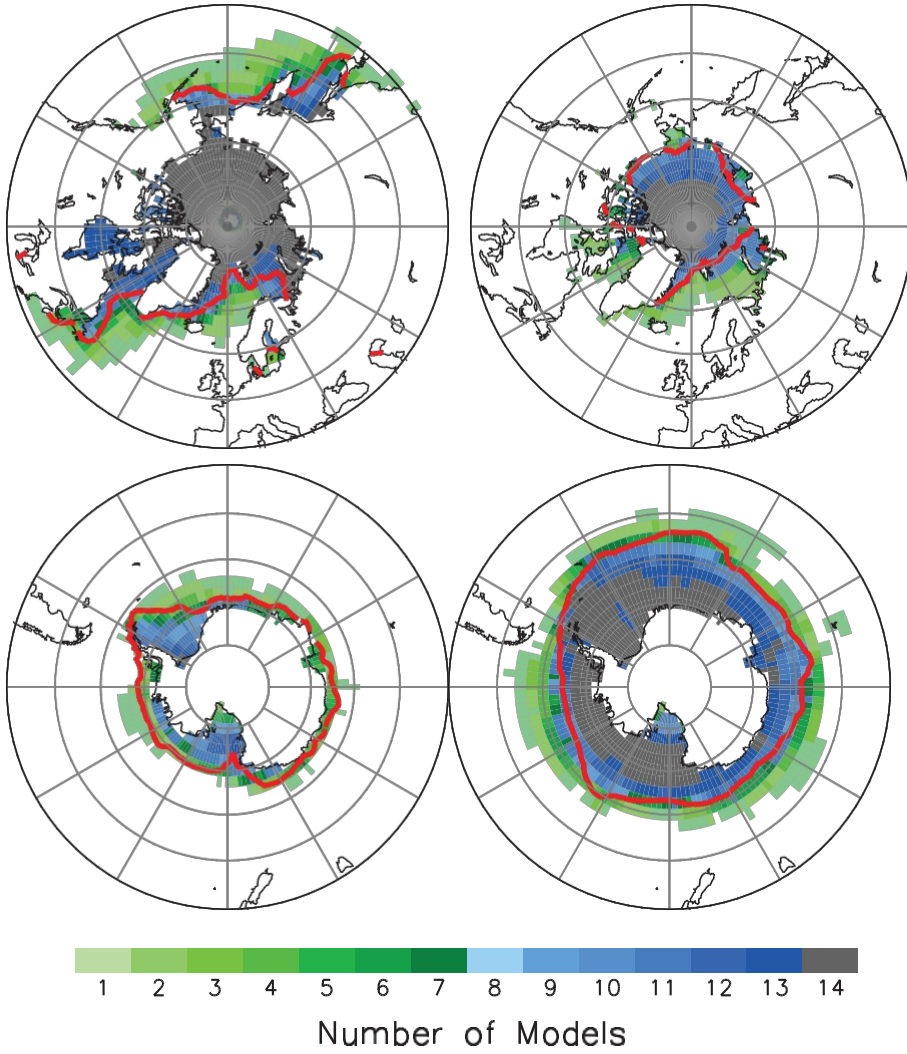
8.3.3 Deniz Buz

Yüksek enlem iklim değişikliklerinin büyüklüğü ve mekansal dağılımı deniz buzu özelliklerinden güçlü bir şekilde etkilenebilir, ancak modellerde deniz buzunun değerlendirilmesi, bazı temel değişkenlerin (örneğin buz kalınlığı) yetersiz gözlemleri nedeniyle engellenmektedir (bkz. Bölüm 4.4). Deniz buzu hataları ölçülebildiğinde bile, bunların nedenlerini izole etmek zordur; bunlar deniz buzunun temsilindeki eksikliklerden kaynaklanabileceği gibi, buz hareketini yönlendiren yüksek enlemlerdeki atmosferik ve okyanus alanlarının hatalı simülasyonundan da kaynaklanabilir (bkz. Bölüm 8.3.1, 8.3.2 ve 11.3.8).

AOGCM'lerde deniz buzunun işlenmesi, hem dinamiklerin hem de termodinamiklerin daha iyi temsil edilmesi de dahil olmak üzere daha karmaşık hale gelmiş olsa da (bkz. Bölüm 8.2.4), bir grup olarak bu modellerde deniz buzunun simülasyonundaki gelişme açık değildir (Şekil 8.10'u TAR Şekil 8.10 ile karşılaştırın; veya Kattsov ve Källén, 2005, Şekil 4.11). Ancak bazı modellerde, deniz buzunun coğrafi dağılımı ve mevsimselliği artık daha iyi bir şekilde yeniden üretilmektedir.

Model değerlendirmesi amacıyla, deniz buzunun en güvenilir şekilde ölçülen özelliği mevsimsel olarak değişen kapsamıdır (yani, buz kenarı tarafından çevrelenen alan, operasyonel olarak % 15 kontur olarak tanımlanır; bkz. Bölüm 4.4). Modeller arasındaki büyük farklılıklara rağmen, deniz buzu kapsamının çoklu model ortalaması gözlemlerle makul bir uyum içindedir. Analiz sırasında mevcut olan 15 AOGCM'den 14'üne dayanarak (bir model gerçekçi olmayan büyüklükteki buzlar nedeniyle hariç tutulmuştur; Arzel vd., 2006), simüle edilen deniz buzunun ortalama büyüklüğü NH'de yıl boyunca kabaca $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ 'ye kadar gözlemleneni aşarken, SH'de Eylül ayında çok fazla ($\sim 2 \times 10^6 \text{ km}^2$) ve Mart ayında daha az miktarda çok az deniz buzu ile yıllık döngü abartılıdır. Birçok modelde, hemisferik alansal genişlik yaklaşık olarak doğru olsa bile, deniz buzunun bölgesel dağılımı zayıf bir şekilde simüle edilmektedir (Arzel vd., 2006; Holland ve Raphael, 2006; Zhang ve Walsh, 2006). Model ortalamasından çoklu model standart sapması olarak ölçülen simüle edilmiş deniz buzu genişliklerinin yayılımı, genellikle NH'de SH'ye göre daha dardır (Arzel vd., 2006). En iyi durumda bile (NH kışı), simüle edilen deniz buzu genişliği aralığı ortalamasının %50'sini aşmaktadır ve buz kalınlığı da önemli ölçüde değişmektedir, bu da deniz buzu örtüsünde öngörülen azalmaların oldukça belirsiz kaldığını göstermektedir. Model deniz buzu sapmaları küresel iklim duyarlılığını etkileyebilir (bkz. Bölüm 8.6). Mevcut iklimde nispeten büyük deniz buzu kapsamına sahip modellerin daha yüksek duyarlılığa sahip olma eğilimi vardır. Bu durum özellikle düşük ila orta düzeyde kutupsal amplifikasyona sahip modeller için geçerlidir (Holland ve Bitz, 2003).

Simüle edilen deniz buzundaki (özellikle dağılımındaki) sapmaların başlıca nedenleri arasında yüksek enlem rüzgarlarının simülasyonundaki sapmalar (Bitz vd., 2002; Walsh vd., 2002; Chapman ve Walsh, 2007) ve okyanustaki dikey ve yatay karışım (Arzel vd., 2006) yer almaktadır. Ayrıca, özellikle atmosferik sınır tabakasının yetersiz parametrisasyonundan (genellikle geceleri ve kışın deniz buzu üzerinde meydana gelen kararlı koşullar altında) ve genellikle zayıf simülasyondan kaynaklanabilen yüzey ısı akısı hataları da önemlidir.



Şekil 8.10. Kuzey Yarımküre üst paneller) ve Güney Yarımküre'de (alt paneller) Mart (solda) ve Eylül (sağda) ayları için Tablo 8.1'de listelenen 14 AOGCM tarafından simüle edilen temel iklim 1980-1999) deniz buzu dağılımı, Arzel ve diğerleri (2006)'dan uyarlanmıştır. Her $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ enlem-boylam grid hücresi için şekil, deniz buzuyla kaplı alanın en az %15'ini simüle eden model sayısını göstermektedir. Gözlemlenen %15 konsantrasyon sınırları (kırmızı çizgi) Hadley Centre Deniz Buzu ve Deniz Yüzeği Sıcaklığı (HadISST; Rayner vd., 2003) veri setine dayanmaktadır.

Yüksek enlem bulutluluğunun modeller arası çarpıcı dağılımından da anlaşılacağı üzere (örneğin, Kattsov ve Källén, 2005).

8.3.4 Arazi Yüzeği

Birleştirilmiş modellerde kara yüzeyi bileşeninin değerlendirilmesi, uygun gözlemlerin olmaması nedeniyle ciddi şekilde sınırlıdır. Karasal yüzey, mevcut enerjinin hissedilebilir ve gizli ısı akışları arasında bölünmesini etkilemede, suyun akıp akmadığını veya buharlaşma için uygun olup olmadığını belirlemede, yüzey albedosunu ve karın eriyip erimeğini veya donmuş halde kalıp kalmadığını belirlemede ve karbon ve momentumun yüzey akışlarını etkilemede önemli roller oynar. Bunların çok azı geniş mekansal veya uzun zamansal ölçeklerde değerlendirilebilir. Bu nedenle bu bölüm, bazı gözlemsel verilerin mevcut olduğu miktarları değerlendirmektedir.

8.3.4.1 Kar Örtüsü

TAR sırasında mevcut olan AMIP-2 sonuçları ile PCMDI'deki mevcut MMD'deki daha yeni AOGCM sonuçlarının analizi ve karşılaştırılması, modellerin kar örtüsü simülasyonlarında artık daha tutarlı olduğunu göstermektedir. Ancak sorunlar devam etmektedir ve Roesch (2006) son modellerin, muhtemelen aşırı kış yağışları nedeniyle ilkbaharda aşırı kar suyu eşdeğeri (SWE) öngördüğünü göstermiştir. Frei ve arkadaşları (2005), AMIP-2 modellerinin Kuzey Amerika üzerindeki SWE'nin mevsimsel zamanlamasını ve göreceli mekansal modellerini oldukça iyi simüle , ancak ilkbaharda ablasyonu olduğundan fazla tahmin etme eğiliminde olduğunu tespit etmiştir. Kıta ölçeğinde, AMIP-2 modellerinde Kuzey Amerika kıtasına entegre edilen en yüksek aylık SWE, yaklaşık 1.500 km^3 olan gözlemlenen değer $\pm 50\%$ arasında değişmektedir. Bu model hatalarının büyüklüğü kıtasal su dengelerini etkileyecek kadar büyüktür. Kar örtüsü alanı (SCA) son modeller tarafından iyi bir şekilde yakalanmıştır, ancak erime sırasında yıllar arası değişkenlik çok düşüktür. Frei ve diğerleri (2003) gözlemlerin hemisferik ve kıtasal ölçekte tüm aylar için AMIP-2 modellerinin çeyrekler arası aralığında olduğunu göstermiştir. Cesaret verici bir şekilde, SCA'nın mevsimsel ve yıllar arası değişkenliği için daha önceki AMIP-1 simülasyonlarına göre önemli bir gelişme kaydedilmiştir (Frei ., 2005). Hem son AOGCM'ler hem de AMIP modelleri 1979-1995 döneminde yıllık SCA'da gözlenen düşüşü yeniden üretmiş ve çoğu model gözlenen on yıllık ölçekli SCA'yı yakalamıştır.

değişkenliği 20. yüzyıl boyunca azalmıştır. Bu gelişmelere rağmen, modellerin azınlığı hala SCA'yı abartmaktadır.

Bitki örtüsünün karı maskeleyen derecesini belirlemedeki güçlükler nedeniyle, karlı koşullar altında ormanlık alanlar için albedo konusunda büyük farklılıklar devam etmektedir (Roesch, 2006). Karasal modellerin gözlemlenen meteorolojik zorlamalar altında kar simülasyonu yapma kabiliyeti çeşitli karşılaştırmalar yoluyla değerlendirilmiştir. Bireysel grid hücreleri ölçeğinde, orta enlem (Slater vd., 2001) ve alpin (Etchevers vd., 2004) konumlar için, model simülasyonlarının yayılımı genellikle gözlemleri kapsar. Bununla birlikte, yüksek enlemler nehir havzaları üzerindeki karın grid kutusu ölçeğindeki simülasyonları, net radyasyonun hesaplanmasına ilişkin zorluklar, kesirli kar örtüsü ve bitki örtüsü ile etkileşimler nedeniyle önemli sınırlamalar tespit etmiştir (Nijssen vd., 2003).

8.3.4.2 Arazi Hidrolojisi

İklim modellerinin hidrolojik bileşenlerinin değerlendirilmesi çoğunlukla AOGCM'lerden bağımsız olarak gerçekleştirilmiştir (Bowling vd., 2003; Nijssen vd., 2003; Boone vd., 2004). Bunun nedeni kısmen, yağış, kar erimesi ve net radyasyondaki farklılıklar nedeniyle bir dizi iklim modelinde yüzey akış simülasyonlarını değerlendirmenin zorluklarıdır. Bununla birlikte bazı girişimler yapılmıştır. Arora (2001) AMIP-2 çerçevesini kullanarak Kanada İklim Modeli'nin küresel hidrolojik döngü simülasyonunun gözlemlerle iyi bir şekilde karşılaştırıldığını, ancak yağış ve yüzey akışındaki bölgesel farklılıkların havza ölçeğinde farklılıklara yol açtığını göstermiştir. Gerten ve diğerleri (2004) Lund-Potsdam-Jena (LPJ) modelinin hidrolojik performansını değerlendirmiş ve modelin diğer küresel hidrolojik kıyasla yüzey akışı ve evapotranspirasyon simülasyonunda iyi performans , ancak değerlendirilen LPJ versiyonunun Sitch ve diğerleri (2003) tarafından kullanılan versiyonlara göre hidroloji simülasyonunu iyileştirmek için geliştirildiğini göstermiştir.

Milly ve diğerleri (2005), bölgesel kara hidrolojisinde gözlemlenen 20. yüzyıl eğilimlerinin atmosferik bileşim ve güneş ışınımındaki değişikliklere atfedilip atfedilemeyeceğini araştırmak için son modellerin sonuçlarını içeren MMD'yi kullanmıştır. Dokuz iklim modelinden elde edilen 20. yüzyıl ikliminin 26 entegrasyonundan oluşan bir topluluğa dayanan analizleri, bölgesel ölçeklerde bu modellerin gözlemlenen akarsu akışı ölçümlerini iyi kalitatif beceriyle simüle ettiğini göstermiştir. Ayrıca modeller, 165 uzun vadeli akarsu ölçer tarafından belirtilen bölgesel akış eğilimlerini tanımlamada oldukça önemli niceliksel beceri göstermiştir. Atmosferik bileşim ve güneş ışınımındaki değişikliklerin gözlemlenen akarsu akışı üzerindeki etkisinin en azından kısmen öngörülebilir olduğu sonucuna varmışlardır. Bu önemli bir bilimsel ilerlemedir: iklim modellerinde yer alan hidrolojik parametrisasyonlardaki sınırlamalara rağmen, bu modellerin atmosferik bileşim ve güneş ışınımı değişiklikleriyle ilişkili 20. yüzyıl akarsu akışında gözlemlenen değişiklikleri yakalayabileceğini göstermektedir. Bu da bu modellerin gelecek projeksiyonu için kullanımına olan güveni artırmaktadır.

8.3.4.3 Yüzey Akıları

TAR'dan bu yana gösterilen önemli çabalara rağmen, iklim modellerinde güneş radyasyonunun temsilinde belirsizlikler devam etmektedir (Potter ve Cess, 2004). AMIP-2 sonuçları ve MMD'deki son model sonuçları, modellerin güneş radyasyonunu simüle etme yeteneklerinin sistematik olarak değerlendirilmesi için bir fırsat sunmaktadır. Wild (2005) ve Wild ve diğerleri (2006) bu modelleri değerlendirmiş ve Dünya yüzeyinde emilen küresel yıllık ortalama güneş radyasyonunda önemli farklılıklar bulmuşlardır. Wild (2005), küresel yüzey gözlemleriyle karşılaştırıldığında, birçok iklim modelinin, kısmen atmosferik emilim, bulutlar ve aerosollerin parametrisasyonlarındaki sorunlar nedeniyle güneş radyasyonunun yüzey olduğundan fazla tahmin ettiği sonucuna varmıştır. Benzer belirsizlikler, aşağı doğru yayılan kızılötesi radyasyonun simülasyonunda da mevcuttur (Wild ., 2001). Simülasyondaki zorluklar

Yüzeyde emilen güneş ve kızılötesi radyasyon, kaçınılmaz olarak yüzey duyulur ve gizli ısı akışlarının simülasyonunda belirsizliğe yol açar.

8.3.4.4 Karbon

TAR'dan bu yana kaydedilen en önemli ilerleme, kara yüzeyi modellerinin karbonu simüle etme kapasitesine ilişkin bazı sistematik değerlendirmelerdir. Dargaville ve diğerleri (2002) dört küresel bitki örtüsü modelinin 1980 ve 1991 yılları arasında atmosferik CO₂'nin mevsimsel dinamiklerini ve yıllar arası değişkenliğini simüle etme kapasitesini değerlendirmiştir. Çevrim dışı zorlama kullanarak, bu modellerin gözlemlenen atmosferik CO₂ konsantrasyonunu kullanarak bir atmosferik taşıma modeli aracılığıyla karbon akışlarını simüle etme kapasitesini değerlendirmişlerdir. Karasal modellerin mevsimsel döngünün genliğini düşük tahmin etme eğiliminde olduğunu ve CO₂'nin ilkbahar alımını yaklaşık bir ila iki ay erken simüle ettiğini bulmuşlardır. Dört modelden hiçbiri küresel karbon bütçesini simüle etme kapasitesinde açıkça üstün değildi, ancak dördü de atmosferik CO₂'de gözlemlenen mevsimsel döngünün ana özelliklerini yeniden üretti. LPJ küresel bitki örtüsü modelinin Sitch ve (2003) tarafından yapılan bir başka çevrim dışı değerlendirmesi, modelin gözlemlenen bitki örtüsü modelini, net ekosistem değişimindeki mevsimsel değişkenliği ve gözlemlenen klimatolojiler tarafından zorlandığında yerel toprak nemi ölçümlerini kopyalayabileceğine dair güven sağlamıştır.

İklim modellerine etkileşimli olarak bağlanan karbon modellerinin tek sistematik değerlendirmesi, Friedlingstein ve arkadaşlarının (2006) bir dizi modelin gözlemlenen emisyonlar tarafından zorlanan tarihsel atmosferik CO₂ konsantrasyonunu simüle etme kabiliyetini karşılaştırdığı Bağlantılı İklim-Karbon Döngüsü Model Karşılaştırma Projesi'nin (C4MIP) bir parçası olarak gerçekleşmiştir. Bireysel modellerde gübreleme etkisinin büyüklüğü ve kara ile okyanus alımı arasındaki bölünme ile ilgili sorunlar tespit edilmiştir, ancak farklılıklar yalnızca gelecekte artan CO₂ altında (bkz. Bölüm 10) büyük hale gelmektedir. Diğer bazı gruplar, belirli karbon modellerinin iklim modellerine bağlanmasının etkisini değerlendirmiştir, ancak hem karasal hem de atmosferik modüllerdeki kaçınılmaz önyargılar nedeniyle net sonuçlar elde etmek zordur (örneğin, Delire vd., 2003).

8.3.5 Modeldeki Değişiklikler Performans

Modeller arası karşılaştırmayı kolaylaştırmak için iklim modelleme topluluğu tarafından kabul edilen standart deneyler (bkz. Bölüm 8.1.2.2), model performansındaki tarihsel değişiklikleri izlemeyi model çıktısı arşivleri oluşturmuştur. PCMDI'deki mevcut MMD'ye çıktılarıyla katkıda bulunan modelleme gruplarının çoğu, Eşleştirilmiş Modeller Arası Karşılaştırma Projesi'nin (CMIP1&2) bir parçası olarak daha önceki modellerinin (2000 civarı) simülasyonlarını da arşivlemiştir. TAR, değerlendirmesinde büyük ölçüde önceki nesil modellere dayanmıştır.

Arşivlenen model çıktılarına dayanarak, gelişen modellerin performansındaki değişiklikleri ölçmek mümkündür⁴ Bu, yalnızca 14 modellemeyi dikkate alarak en basit şekilde yapılabilir

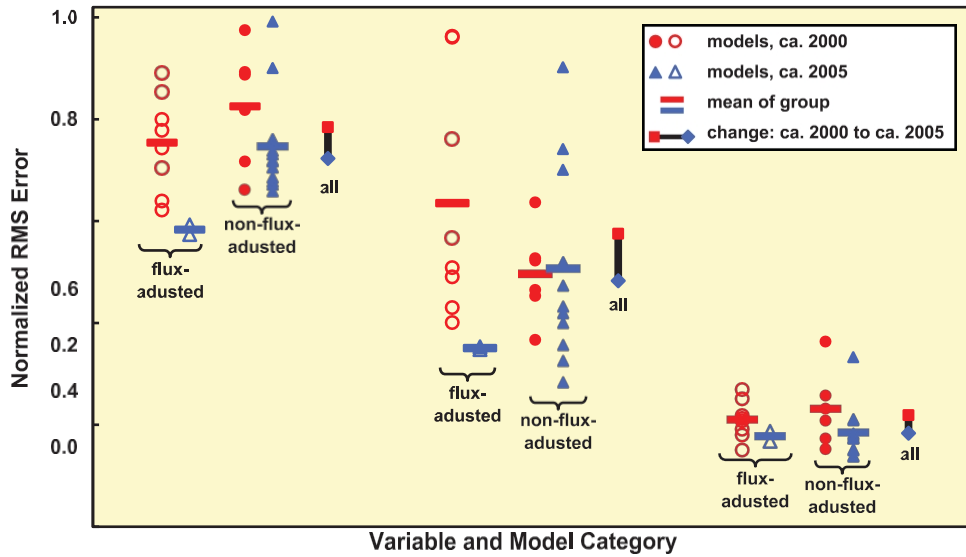
⁴ CMIP1&2'ye katılan bir modelleme grubu MMD'ye katkıda bulunmamıştır ve MMD'ye çıktı sağlayan dört grup CMIP1&2 için bunu yapmamıştır. Bu nedenle bu beş sonuçları bu alt bölümde ele alınmamıştır. Bazı modelleme grupları, modellerinin birden fazla versiyonunun sonuçlarına katkıda bulunmuştur (bazen sadece iki farklı çözünürlükte çalıştırarak) ve bu durumlarda iki model sonucunun ortalaması burada dikkate alınmıştır.

hem daha önceki hem de daha yeni modellerinin çıktılarında katkıda bulunan gruplar. Model becerisinin önemli bir yönü, modellerin iklimsel açıdan önemli alanların mevsimsel olarak değişen küresel modelini ne kadar iyi simüle ettiğidir. CMIP1&2 arşivinde mevcut olan tek aylık ortalama alanlar yüzey hava sıcaklığı, yağış ve ortalama deniz seviyesi basıncıdır, bu nedenle bu analizin odak noktası bunlardır. MMD 20. yüzyıl simülasyonlarındaki simülasyon koşulları CMIP1&2 kontrol çalışmalarındakiyle aynı olmasa da, farklılıklar aşağıda özetlenen sonuçları değiştirmemektedir çünkü iklim değişikliğinden kaynaklanan nispeten küçük pertürbasyonlar değil, büyük ölçekli klimatolojik özellikler baskındır.

AOGCM'lerin mevsimsel olarak değişen iklim durumunu simüle etme kabiliyetinin bir özeti, son modellerin yağış, deniz seviyesi basıncı ve yüzey sıcaklığını öncekilere kıyasla ne kadar iyi simüle ettiğini gösteren hata ölçümlerini gösteren Şekil 8.11 ile sağlanmaktadır. Gösterilen normalleştirilmiş RMS hatası, karesel hatalardan hesaplanan, 12 iklimsel ayın tamamında ve tüm yerkürede toplanan, grid hücre değerleri ilgili grid hücre alanı ile ağırlıklandırılmış bir uzay-zaman istatistiğidir. Bu istatistik, hem mekansal model hatalarının hem de mevsimsel döngü hatalarının birleşik katkılarını değerlendirmek için kullanılabilir. RMS hatası, göreceli bir ölçüsünü sağlamak için alanın ilgili gözlemlenen standart sapmasına bölünür. Şekil 8.11'de bu ölçeklendirme basıncın yağıştan daha iyi simüle edildiğini ve yüzey sıcaklığının en iyi şekilde simüle edildiğini göstermektedir.

Şekil 8.11'deki modeller akı ayarlamalarının uygulanıp uygulanmadığına göre kategorize edilmiştir (bkz. Bölüm 8.2.7). Daha önceki nesil modellerden 14 modelin 8'i akı ayarlamasına tabi tutulmuştur, ancak bu gruplardan sadece ikisi bu uygulamaya devam etmektedir. Şekilden birkaç sonuç çıkarılabilir: 1) akı ayarlaması yapılmış modellerin ortalama olarak yapılmamış modellerden daha küçük hatalara sahip olmasına rağmen (her iki nesilde de), deniz seviyesi basıncı ve yüzey sıcaklığının simülasyonunda en küçük hatalar akı ayarlaması yapılmamış modellerde bulunur; 2) son modellerin ikisi hariç hepsinde akı ayarlamasının kaldırılmasına rağmen, 14 modelden oluşan son paketten elde edilen ortalama hata, ilgili önceki paketinde bulunan hatalardan daha küçüktür; ve 3) Akı ayarlaması yapılmamış modeller, akı ayarlaması yapılmış modeller gibi ortalama olarak iyileşmiştir. Bu son ifadenin bir istisnası, akı ayarlaması yapılmamış modellerde bulunan deniz seviyesi basıncı için ortalama RMS hatasındaki hafif artıştır. Bu durumda ortalamada belirgin bir iyileşme olmasına rağmen, yeni nesil modellerden üçü daha önceki modellerin herhangi birinden daha küçük deniz seviyesi basıncı hatalarına sahiptir.

Bu sonuçlar, şu anda büyük iklim modelleme grupları tarafından uygulamalarda kullanılan modellerin mevsimsel olarak değişen yağış, ortalama deniz seviyesi basıncı ve yüzey hava sıcaklığı modellerini, TAR zamanında aynı gruplar tarafından güvenilen modellerden daha iyi simüle ettiğini göstermektedir.



Şekil 8.11. Aylık yağış, ortalama deniz seviyesi basıncı ve yüzey hava sıcaklığının klimatolojik modellerinin simülasyonunda normalleştirilmiş RMS hatası. Yeni AOGCM'ler (2005 civarı) öncekilerle (2000 civarı ve öncesi) karşılaştırılmıştır. Modeller, herhangi bir akı ayarlamasının uygulanıp uygulanmadığına göre kategorize edilmiştir. Modeller aşağıdaki gözlem tabanlı veri setleriyle karşılaştırılmıştır: Yağış (1980-1999) için İklim Tahmin Merkezi Birleştirilmiş Yağış Analizi (CMAP; Xie ve Arkin, 1997), deniz seviyesi basıncı (1980-1999) için Avrupa Orta Menzilli Hava Tahminleri Merkezi 40 yıllık reanalizi (ERA40; Uppala, 2005) ve yüzey sıcaklığı (1961-1990) için İklim Araştırma Birimi (CRU; Jones vd., 1999). Hatalar hesaplanmadan önce, hem gözlenen hem de simüle edilen alanlar tek tip $4^\circ \times 5^\circ$ enlem-boylam gridine eşlenmiştir. Daha önceki nesil modeller için sonuçlar, kontrol çalışmalarından elde edilen arşivlenmiş çıktılara (özellikle, sıcaklık durumunda ilk 30 yıl ve diğer alanlar için ilk 20 yıl) dayanmaktadır ve yeni nesil modeller için sonuçlar, gözlemlere karşılık gelecek şekilde seçilen klimatolojik dönemlerle 20. yüzyıl simülasyonlarına dayanmaktadır. (Her iki model grubunda da sonuçlar seçilen döneme karşı duyarsızdır).

8.4 Birleştirilmiş Küresel Modeller Tarafından Simüle Edilen Büyük Ölçekli İklim Değişkenliğinin Değerlendirilmesi

Atmosfer-okyanus bağlantılı iklim sistemi, mevsim içi zaman ölçeklerinden onyıllar arası zaman ölçeklerine kadar geniş bir yelpazede çeşitli değişkenlik modları göstermektedir. Bu fenomenlerin geniş bir yelpazesinde başarılı simülasyon ve tahmin, geleceğin iklim tahminleri için kullanılan AOGCM'lere olan güveni artırmaktadır.

8.4.1 Kuzey ve Güney Dairesel Modları

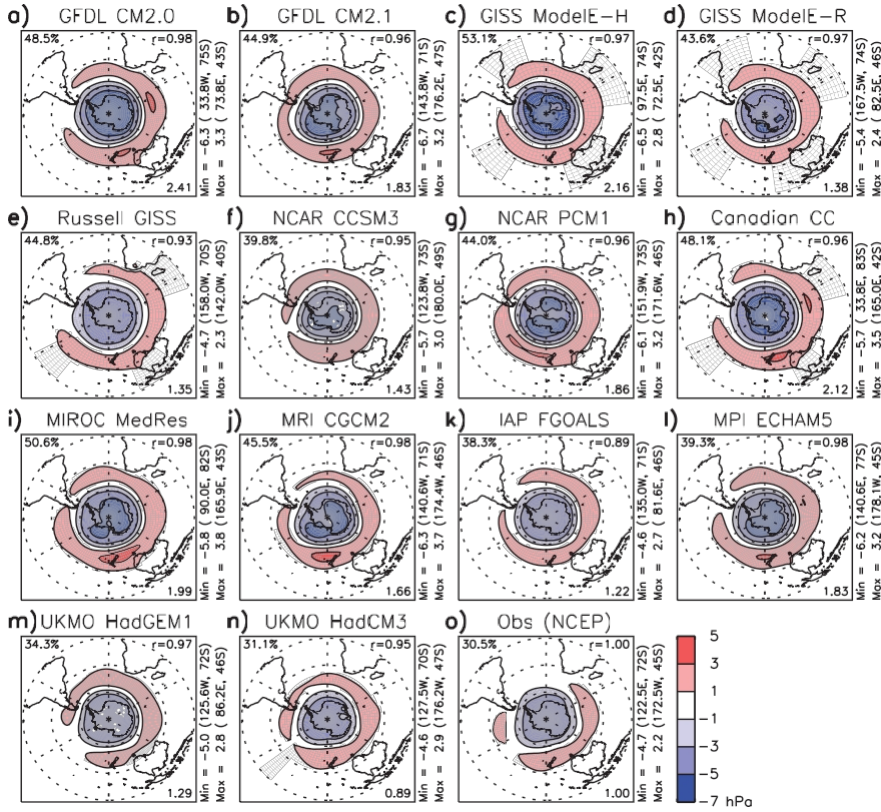
AOGCM'lerde sera gazı zorlamasına karşı simüle edilen tepkinin modellerin Kuzey Dairesel Moduna (NAM) benzeyen bir modele sahip olduğuna dair kanıtlar vardır (örneğin, Fyfe vd., 1999; Shindell vd., 1999) ve bu nedenle NAM'ın (bkz. Bölüm 3 ve 9) gerçekçi bir şekilde simüle önemli görünmektedir. Bireysel AOGCM'lerin analizleri (örneğin, Fyfe ve diğerleri, 1999; Shindell ve diğerleri, 1999), dolaşım ve sıcaklık arasındaki bağlantılar da dahil olmak üzere NAM ve NAO modellerinin birçok yönünü simüle edebildiklerini göstermiştir. Kış atmosferik basıncı (Osborn, 2004), kış sıcaklığı (Stephenson ve Pavan, 2003) ve yılın tüm aylarındaki atmosferik basınç (AchutaRao vd., 2004) ile PCMDI'deki MMD değerlendirmeleri (Miller vd., 2006) de dahil olmak üzere çoklu model karşılaştırmaları AOGCM'lerin genel becerisini teyit etmekle birlikte Atlantik ve Pasifik Okyanusları arasındaki telekonneksiyonların birçok modelde gözlemlenenenden daha güçlü olduğunu tespit etmiştir (Osborn, 2004). Bazı modellerde bu, tüm kışlarda güçlü bir kutup girdabına yönelik bir önyargı ile ilgilidir, böylece simülasyonları neredeyse her zaman yalnızca güçlü girdapların olduğu zamanlarda (daha güçlü bir Atlantik-Pasifik korelasyonu gözlemlendiğinde; Castanheira ve Graf, 2003) gözlemlenen davranışı yansıtır.

Çoğu AOGCM, NAM ve NAO'da çok fazla deniz seviyesi-basınç değişkenliği düzenlemektedir (Miller vd., 2006). NAM veya NAO'nun yıldan yıla değişkenliği bazı AOGCM'ler tarafından doğru bir şekilde simüle edilirken, diğer simülasyonlar önemli ölçüde fazla değişkendir (Osborn, 2004); daha güçlü değişkenliği simüle eden modeller için, anormal durumların kalıcılığı gözlemlenenenden daha fazladır (AchutaRao ve ark., 2004). Çok on yıllık değişkenliğin büyüklüğü (alt on yıllık göre) AOGCM kontrol simülasyonlarında gözlemlenenenden daha düşüktür ve dış zorlamalarla mevcut model simülasyonlarında yeniden üretilemez (Osborn, 2004; Gillett, 2005). Ancak, Scaife ve diğerleri (2005), alt stratosferik sirkülasyonda gözlenen eğilimlerin modelde öngörülmesi halinde, yüzey NAM ve NAO'da gözlenen çoklu on yıllık eğilimin bir AOGCM'de yeniden üretilebileceğini göstermiştir. Bu nedenle, NAM değişkenliğini tam olarak simüle etmek için troposfer-stratosfer bağlantı süreçlerinin modellere dahil edilmesi gerekebilir. NAM ve NAO'nun volkanik aerosollere (Stenchikov vd., 2002), deniz yüzeyi sıcaklığı değişkenliğine (Hurrell vd., 2004) ve deniz buzu anomalilerine (Alexander vd., 2004) tepkisi, gözlemlenen varyasyonlarla bir miktar uyumluluk gösterse de, birleşik sistemde neden ve sonuç belirlemedeki zorluklar, model davranışının güvenilirliği ile ilgili olarak çıkarılabilecek sonuçları sınırlamaktadır.

NH'deki muadili NAM gibi, Güney Anüler Modu (SAM; bkz. Bölüm 3 ve 9) da troposferik sirkülasyonda, stratosferik kutup girdabında, orta enlem fırtına izlerinde, okyanus sirkülasyonunda ve deniz buzunda imzalara sahiptir. AOGCM'ler genellikle SAM'ı gerçekçi bir şekilde simüle etmektedir (Fyfe vd., 1999; Cai vd., 2003; Miller vd., 2006). Örneğin Şekil 8.12, PCMDI'deki MMD'de simüle edilen Avustralya kış SAM'ını, Ulusal Çevresel Tahmin Merkezleri (NCEP) reanalizinde temsil edildiği şekliyle gözlemlenen SAM ile karşılaştırmaktadır. Modelin ana unsurları olan Antarktika üzerindeki alçak basınç anomalisi ve 60°S ekvatorundaki yüksek basınç anomalileri AOGCM'ler tarafından iyi bir şekilde yakalanmıştır. İkisi hariç tüm AOGCM'lerde, gözlenen ve simüle edilen SAM arasındaki uzamsal korelasyon 0,95'ten büyüktür. Daha ileri analizler, yüzey sıcaklığındaki SAM imzasının, örneğin pozitif SAM olayıyla ilişkili Antarktika Yarımadası üzerindeki yüzey sıcak anomalisinin, bazı AOGCM'ler tarafından da yakalandığını göstermektedir (örneğin, Delworth vd., 2006; Otto-Bliesner vd., 2006). Bu, Şekil 8.12'de gösterilen SAM ile ilgili sirkülasyonun gerçekçi simülasyonundan kaynaklanmaktadır, çünkü SAM'ın yüzey sıcaklığı imzaları tipik olarak SAM ile ilgili sirkülasyon tarafından klimatolojik sıcaklık dağılımının adveksiyonunu yansıtmaktadır (Thompson ve Wallace, 2000).

SAM'ın mekansal yapısı PCMDI'deki MMD'de AOGCM'ler tarafından iyi bir şekilde simüle edilmesine rağmen, SAM'ın genlik, ayrıntılı bölgesel yapı ve zamansal spektrumlar gibi diğer özellikleri NCEP reanaliz SAM'ı ile her zaman iyi bir şekilde karşılaştırılmamaktadır (Miller vd., 2006; Raphael ve Holland, 2006). Örneğin, Şekil 8.12 simüle edilen SAM varyansının (SAM genliğinin karesi) NCEP reanaliz SAM varyansının 0,9 ila 2,4 katı arasında değiştiğini göstermektedir. Bununla birlikte, bu tür özellikler çok üyeli toplulukların farklı gerçeklemeleri arasında önemli ölçüde değişmektedir (Raphael ve Holland, 2006) ve NCEP reanaliz SAM'ın zamansal değişkenliği istasyon verileriyle iyi karşılaştırılmamaktadır (Marshall, 2003). Bu nedenle, simüle edilen SAM ile NCEP reanaliz SAM arasındaki bu tutarsızlıkların modellerdeki eksikliklere mi yoksa gözlemlenen analizdeki eksikliklere mi işaret ettiğini değerlendirmek zordur.

Bu sorunların çözülmesi SAM dinamiklerinin daha iyi anlaşılmasını gerektirebilir. SAM, okyanus ve stratosferde net imzalar sergilese de, troposferik yapısı, örneğin stratosferi zayıf bir şekilde çözümlenmiş ve öngörülen SST'ler tarafından yönlendirilen atmosferik GCM'lerde simüle edilebilir (örneğin, Limpasuvan ve Hartmann, 2000; Cai vd., 2003). Bir veya iki dikey seviyeye sahip çok daha basit atmosferik modeller bile SAM benzeri değişkenlik üretir (Vallis vd., 2004). Bu nispeten basit modeller SAM değişkenliğinin altında yatan dinamikleri, yani troposferik jet akımı ile ekstrapotikal hava sistemleri arasındaki etkileşimleri yakalamaktadır (Limpasuvan ve Hartmann, 2000; Lorenz ve Hartmann, 2001). Bununla birlikte, okyanus ve stratosfer SAM değişkenliğini hala önemli şekillerde etkileyebilir. Örneğin, AOGCM simülasyonları okyanus sıcaklığı, okyanus ısı taşınımı ve deniz buzu dağılımı üzerinde SAM ile ilgili güçlü etkiler olduğunu göstermektedir (Watterson, 2001; Hall ve Visbeck, 2002), bu da hava-deniz etkileşimlerinin SAM dinamiklerini etkileme potansiyeline işaret etmektedir. Ayrıca, gözlemlen



Şekil 8.12. 1950-1999 yılları için yaz (Kasım-Şubat) Güney Yarımküre deniz seviyesi basıncının (hPa) topluluk ortalaması önde gelen Ampirik Ortogonal Fonksiyonu (EOF). EOF'ler, ilgili temel bileşen bu dönem boyunca birim varyansa sahip olacak şekilde ölçeklendirilmiştir. Önde gelen mod tarafından açıklanan varyans yüzdesi her panelin sol üst köşesinde listelenmiştir. Mekânsal korelasyon (r) ile gözlenen örüntü sağ üst köşede verilmiştir. Sağ altta ise EOF uzamsal varyansının gözlenen değere oranı yer almaktadır. "Kanada CC" CGCM3.1'i (T47), "Russell GISS" ise GISS AOM'yi etmektedir. Miller ve diğerlerinden (2006) uyarlanmıştır.

ve modelleme çalışmaları (örneğin, Thompson ve Solomon, 2002; Baldwin, 2003; Gillett ve Thompson, 2003) stratosferin de en azından ilkbahar ve yaz aylarında troposferik SAM'ı etkileyebileceğini göstermektedir. Bu nedenle, SAM'ı doğru bir şekilde simüle etmek için stratosfer-troposfer ve okyanus-atmosfer eşleşmesinin doğru bir simülasyonu hala gerekli olabilir.

8.4.2 Pasifik Onyıllık Değişkenlik

Son çalışmalar Pasifik Onyıllık (PDO, bkz. Bölüm 3 ve 9), Onyıllar Arası Pasifik Salınımı veya IPO olarak adlandırılan neredeyse küresel ENSO benzeri bir değişkenlik modelinin Kuzey Pasifik ifadesi olduğunu göstermektedir (Power, 1999; Deser vd., 2004). IPO'nun, doğal veya dış zorlamalarda onyıllar arası değişkenliği içermeyen AOGCM'lerde SST'nin önde gelen Ampirik Ortogonal Fonksiyonu (EOF) olarak ortaya çıkması, IPO'nun dahili olarak üretilen, doğal bir değişkenlik biçimi olduğunu gösterir. Bununla birlikte, bazı AOGCM'lerin küresel ısınmaya El Nino benzeri bir tepki gösterdiğini (Cubasch vd., 2001) ve bunun ortaya çıkmasının on yıllar alabileceğini (Cai ve Whetton, 2000) unutmayın. Bu nedenle IPO ve PDO endekslerinde görülen değişkenliğin tamamı olmasa da bir kısmı antropojenik kaynaklı olabilir (Shiogama vd., 2005). IPO ve PDO kısmen ENSO aktivitesindeki rastgele onyıllar arası değişikliklerin kalıntısı olarak anlaşılabilir (örneğin, Power vd., 2006), spektrumları üst okyanus karışık tabakasının bütünleştirici etkisi (Newman vd., 2003; Power ve Colman, 2006) ve düşük frekanslı ekvator dışı Rossby dalgalarının uyarılmasıyla kırmızılaşmıştır (yani, düşük frekanslarda artan enerji) (Power ve ,

2006). Tropik bölgelerdeki on yıllar arası değişkenliğin bir kısmı da ekstrasitropikal kökenlidir (örneğin, Barnett, 1999; Hazeleger vd., 2001) ve bu durum IPO'ya tahmin edilebilir bir bileşen kazandırabilir (Power vd., 2006).

Atmosfer-Okyanus Genel Sirkülasyon Modelleri, ENSO dinamikleri için önemli olan ekvatorda sıkışmış dalgaları düzgün bir şekilde çözemeyecek kadar kaba olan AOGCM'ler bile IPO benzeri değişkenliği simüle etmekte zorluk çekmiyor gibi görünmektedir (örneğin, Yeh ve Kirtman, 2004; Meehl ve Hu, 2006). Bazı çalışmalar, modellenen on yıllık değişkenliğin gerçekçiliğine ilişkin nesnel ölçütler sağlamıştır. Örneğin Pierce ve diğerleri (2000), AOGCM'lerinin Pasifik Okyanusu'ndaki ENSO benzeri on yıllık SST modunun, gözlemlenen muadili ile 0.56'luk bir korelasyon veren bir modele sahip olduğunu bulmuştur. Bu, modellenen ve gözlemlenen yıllararası ENSO modu arasındaki 0.79'luk korelasyon katsayısı ile karşılaştırılmıştır. On yıllık zaman ölçeklerinde azalan uyum, Kuzey Pasifik kutup altı girdabında, güneybatı Pasifik üzerinde ve Kuzey Amerika'nın batı kıyısı boyunca gözlemlenenden daha düşük değişkenliğe bağlanmıştır. Sonucunu, AOGCM'deki kıyı dalga kılavuzunun zayıf çözünürlüğüne bağlanmıştır. Pasifik'teki on yıllık değişkenliğin simülasyonu bağlamında kıyıya hapsolmuş dalgaların düzgün bir şekilde çözülmesinin önemi bir dizi çalışmada gündeme getirilmiştir (örneğin, Meehl ve Hu, 2006). Son olarak, AOGCM'lerde Pasifik on yıllık değişkenliğinin genişliğini değerlendiren az çalışma yapılmıştır. Manabe ve Stouffer (1996) kendi AOGCM'lerinde değişkenliğin kabaca doğru büyüklüğe sahip olduğunu göstermiştir, ancak IPO benzeri değişkenliğe özel olarak odaklanan yeni AOGCM'leri kullanarak daha ayrıntılı bir araştırma yararlı olacaktır.

8.4.3 Pasifik-Kuzey Amerika Deseni

Pasifik-Kuzey Amerika (PNA) modeli (bkz. Bölüm 3) genellikle anormal sınır zorlamasına verilen yanıtla ilişkilendirilir. Ancak, PNA benzeri örüntüler sabit sınır koşullarına tabi atmosferik GCM deneylerinde simüle edilmiştir. Dolayısıyla, hem dış hem de iç süreçler bu modelin oluşumuna katkıda bulunabilir. Tropikal Pasifik'teki ENSO dönemleriyle ilgili SST anomalilerinin yanı sıra ekstrapolik Kuzey Pasifik'te yer alan SST anomalilerinden kaynaklanan dış etkilere özellikle dikkat edilmiştir. PNA deseninin oluşumunda rol oynayabilecek iç mekanizmalar arasında dolaşımın yavaş değişen bileşeni ile yüksek frekanslı geçici bozulmalar arasındaki etkileşimler ve klimatolojik akış deseninin kararsızlığı yer almaktadır. Trenberth ve diğerleri (1998) PNA modeline katkıda bulunan çeşitli süreçler üzerine yapılan sayısız gözlemsel ve modelleme çalışmasını gözden geçirmiştir.

GCM'lerin PNA modelinin çeşitli yönlerini taklit etme kabiliyeti koordineli deneylerde test edilmiştir. Birkaç yıl öncesine kadar bu tür deneyler, gözlemlenen SST anomalilerinin atmosferik GCM'ler için alt sınır koşulları olarak öngörülmesiyle gerçekleştiriliyordu. Avrupa Mevsimsel ve Yıllar Arası Zaman Ölçeklerinde İklim Değişimlerinin Tahmini (PROVOST) ve ABD Dinamik Mevsimsel Tahmin (DSP) projeleri kapsamında gerçekleştirilen model çalıştırma toplulukları özellikle dikkate Katılımcı modellerin dünyanın farklı bölgelerindeki (PNA sektörü de dahil) atmosferik anomalilerin mevsimsel arka tahminlerinin becerisi Palmer ve Shukla (2000) tarafından düzenlenen bir dizi makalede özetlenmiştir. Bu sonuçlar, öngörülen SST zorlamasının model atmosferleri üzerinde kayda değer bir etkisi olduğunu göstermektedir. Kış ekstrapolik NH için hindcast becerisi özellikle en büyük El Niño ve La Niña dönemlerinde yüksektir. Bununla birlikte, bu deneyler, bireysel modellerde ve belirli bir modelin topluluk üyeleri arasında yanıtların önemli ölçüde değişkenlik gösterdiğini ortaya koymaktadır. Model tepkilerindeki bu büyük dağılım, ekstrapoliklerdeki atmosferik değişikliklerin tropikal SST zorlamasıyla sadece zayıf bir şekilde kısıtlandığını göstermektedir.

ABD NCEP'deki dinamik mevsimsel tahmin sisteminin, öngörülen anormal SST zorlaması (PNA sektöründe) göz önüne alındığında atmosferik anomalileri tahmin etmedeki performansı Kanamitsu ve diğerleri (2002) tarafından değerlendirilmiştir. 1997-1998 yılları arasındaki büyük El Niño olayı sırasında, bu sisteme dayalı olarak bir ay öncesinden yapılan tahminler, 0.8 ila 0.9 (200 mb yükseklik için), .6 ila 0.8 (yüzey sıcaklığı) ve 0.4 ila .5 (yağış) anomalisi korelasyon skorları ile PNA sektöründe gözlemlenen değişikliklerle iyi bir uyum göstermiştir. Daha yakın zamanda, AOGCM'ler kullanılarak hindcast deneyleri başlatılmıştır. Avrupa'daki çalışmalar, Mevsimsel ve Yıllar Arası Tahmin için Avrupa Çok Modelli Topluluk Sisteminin Geliştirilmesi (DEMETER) programı tarafından desteklenmiştir (Palmer ., 2004). Boreal kış mevsimi için ve Kasım ayında başlatılan hindcast'lerle, model tarafından üretilen PNA endeksleri, ilgili gözlemlerle istatistiksel olarak anlamlı zamansal korelasyonlar sergilemektedir. PNA simülasyonlarının doğruluğu hem çoklu model topluluğu ortalamalarında hem de tek tek üye modellerden elde edilen çıktılarda açıkça görülmektedir. Bununla birlikte,

Farklı modeller ve belirli bir farklı gerçeklemeleri arasındaki örneklem dalgalanmaları nedeniyle istatistiksel yayılma ile karşılaştırıldığında, topluluk ortalama sinyalinin gücü düşük kalmaktadır. Model becerisi diğer mevsimler ve daha uzun teslim süreleri için belirgin şekilde daha düşüktür. Bireysel üye modeller tarafından üretilen jeopotansiyel yükseklik verilerinin Ampirik Ortogonal Fonksiyon analizleri, PNA modelinin bu modellerde atmosferik değişkenliğin önde gelen bir uzamsal modu olduğunu doğrulamaktadır.

Mevcut nesil AOGCM'ler kullanılarak çeşitli kurumlarda çok yüzyıllı entegrasyonlar da gerçekleştirilmiştir. Yukarıda bahsedilen öngörü veya tahmin deneylerinin aksine, bu iklim simülasyonları gözlemlenen sistemdeki belirli ENSO olaylarını yeniden üretmeyi amaçlamamaktadır. Böyle bir AOGCM entegrasyonundan elde edilen çıktının teşhisi, modellenen ENSO olaylarının üst troposferdeki PNA benzeri bir modelle bağlantılı olduğunu göstermektedir (Wittenberg ., 2006). Simüle edilen örüntülerin etki merkezleri sistematik olarak gözlemlenen konumların 20 ila 30 derece batısında yer değiştirmektedir. Bu tutarsızlık, tropikal Pasifik'te simüle edilen ENSO ile ilgili SST ve yağış anomalisi merkezlerindeki karşılık gelen mekansal kayma ile açıkça bağlantılıdır. Bu bulgu, AOGCM'lerdeki PNA modelinin mekansal konfigürasyonunun, tropik bölgelerdeki ENSO simülasyonlarının doğruluğuna önemli ölçüde bağlı olduğunu göstermektedir.

8.4.4 Soğuk Okyanus-Sıcak Kara Örüntüsü

Soğuk Okyanus-Sıcak Kara (COWL) modeli, NH nispeten sıcak olduğunda okyanusların nispeten soğuk ve kıtaların 40°N kutbuna doğru nispeten sıcak olduğunu gösterir. COWL modeli, kıtalar ve okyanuslar arasındaki termal atalet zıtlığından kaynaklanır, bu da kıtasal sıcaklık anomalilerinin daha büyük genliğe sahip olmasını ve dolayısıyla hemisferik ortalama sıcaklığı daha güçlü bir şekilde etkilemesini sağlar. COWL örüntüsü farklı karmaşıklık derecelerine sahip iklim modellerinde simüle edilmiş (örneğin, Broccoli vd., 1998) ve benzer örüntüler reanaliz verilerinin küme analizi (Wu ve Straus, 2004a) ve EOF analizinden (Wu ve Straus, 2004b) elde edilmiştir. Bir dizi çalışmada, 20. yüzyılın sonlarında NH sıcaklığı ve deniz seviyesi basıncındaki soğuk mevsim eğilimleri, COWL modelinin endekslerindeki seküler eğilimlerle ilişkilendirilmiştir (Wallace vd., 1996; Lu vd., 2004).

Broccoli ve diğerleri (1998), AOGCM simülasyonları üzerinde yaptıkları analizde, COWL desenini çıkarmaya yönelik orijinal yöntemin, antropojenik zorlamadaki geçmiş ve gelecekteki değişimler tarafından zorlanan bir simülasyona uygulandığında potansiyel olarak yanıltıcı sonuçlar verebileceğini bulmuştur (diğer iklim değişkenliği desenlerinin veya modlarının çoğunda olduğu gibi). Ortaya çıkan mekansal model, zorlanmamış iklim değişkenliği ve antropojenik parmak izi ile ilişkili modellerin bir karışımıdır. Broccoli ve diğerleri (1998) ayrıca COWL deseninin iki kıtasal merkezindeki sıcaklık anomalilerinin neredeyse ilişkisiz olduğunu ve bunun da bu desenin üretilmesinde farklı atmosferik telekonneksiyonların rol oynadığını gösterdiğini belirtmiştir. Quadrelli ve Wallace (2004) yakın zamanda COWL deseninin aylık ortalama Aralık-Mart deniz seviyesi basıncının ilk iki EOF'sinin doğrusal bir kombinasyonu olarak yeniden yapılandırılabilirliğini göstermiştir.

Bu iki EOF, NAM ve PNA modeline yakından benzeyen bir moddur. Bu iki temel modelin doğrusal bir kombinasyonu, 20. yüzyılın sonlarında NH deniz seviyesi basıncındaki kış eğiliminin önemli bir kısmını da açıklayabilir.

8.4.5 Atmosferik Rejimler ve Engelleme

Hava durumu veya iklim rejimleri, dünyanın çeşitli yerlerinde iklimin belirlenmesinde önemli faktörlerdir ve günlük değişkenlik üzerinde büyük bir etkiye sahip olabilirler (örneğin, Plaut ve Simonnet, 2001; Trigo ve diğerleri, 2004; Yiou ve Nogaj, 2004). Genel Sirkülasyon Modellerinin, gözlemlerde bulunanlara oldukça benzer yarım küre iklim rejimlerini simüle ettiği bulunmuştur (Robertson, 2001; Achatz ve Opsteegh, 2003; Selten ve Branstator, 2004). Kuzey Atlantik üzerinde gözlemlenen rejimlere büyük ölçüde benzeyen bölgesel iklim rejimleri Cassou ve diğerleri (2004) tarafından rapor edilirken, Farrara ve diğerleri (2000) tarafından simüle edilen Kuzey Pasifik rejimleri gözlemlerdekilerle büyük ölçüde tutarlıdır. TAR'dan bu yana, hem yarımküresel hem de sektörel atmosferik rejimlerin sayısı ve yapısı konusunda farklı çalışmalar arasındaki uyum artmıştır, ancak bu bir araştırma konusu olmaya devam etmektedir (örneğin, Wu ve Straus, 2004a) ve rejimlerin istatistiksel önemi tartışılmış ve çözülmemiş bir sorun olmaya devam etmektedir (örneğin, Hannachi ve O'Neill, 2001; Hsu ve Zwiers, 2001; Stephenson ve diğerleri, 2004; Molteni ve diğerleri, 2006).

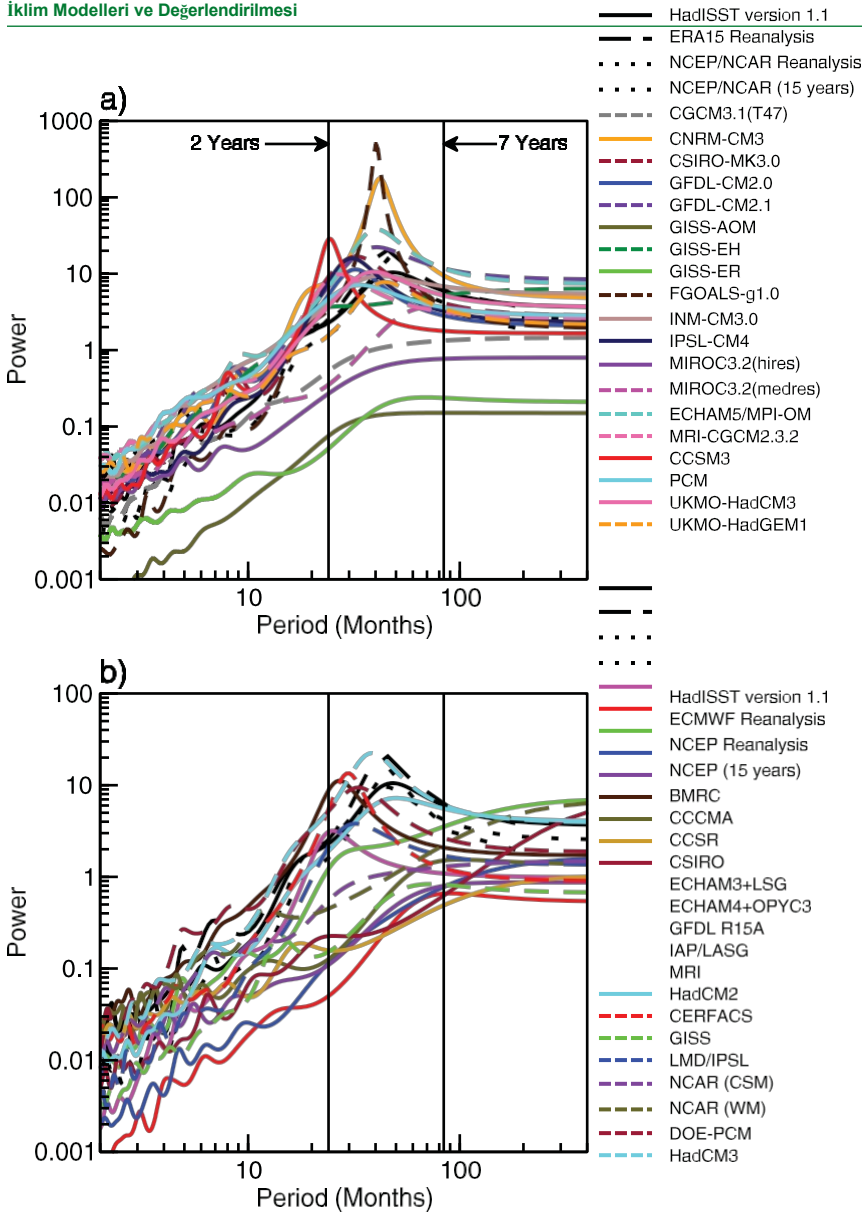
Bloklaşma olayları, orta enlem batı rüzgarlarının yerel olarak tersine dönmesiyle ilişkili önemli bir sektörel hava rejimi sınıfıdır (bkz. Bölüm 3). NH bloklaşmasına ilişkin atmosferik GCM simülasyonlarının en son sistematik karşılaştırması (D'Andrea vd., 1998) TAR'da rapor edilmiştir. Bu önceki çalışmanın sonuçlarıyla tutarlı olarak, son çalışmalar GCM'lerini NH blokajının yerini frekans veya süreden daha doğru bir şekilde simüle etme eğiliminde olduğunu bulmuştur: simüle edilen olaylar genellikle gözlemlenen olaylardan daha kısa ve daha nadirdir (örneğin, Pelly ve Hoskins, 2003b). PCMDI'da MMD'deki AOGCM'lerden birinin analizi, daha iyi fiziksel parametrisasyonlarla birlikte artan yatay çözünürlüğün Avrupa üzerindeki NH blokajı ve sinoptik hava rejimlerinin simülasyonlarında iyileşmelere yol açtığını ortaya koymuştur. Son olarak, hem GCM simülasyonları hem de uzun veri setlerinin analizleri, bloklaşma sıklığında yıllararası ila onyıllar arası önemli değişkenliklerin varlığına işaret etmekte (örneğin, Stein, 2000; Pelly ve Hoskins, 2003a) ve kısa kayıtlardan (gözlemlenen veya simüle edilen) türetilen bloklaşma klimatolojilerini değerlendirirken dikkatli olunması gerektiğini vurgulamaktadır. Bloklaşma olayları SH orta enlemlerinde de meydana gelmektedir (Sinclair, 1996); gözlemlenen ve simüle edilen SH bloklaşma klimatolojilerinin sistematik bir karşılaştırması yapılmamıştır. Kuzey ve Güney Pasifik bloklaşması ile ENSO değişkenliği (örn. Renwick, 1998; Chen ve Yoon, 2002) ve Kuzey Atlantik bloklaşması ile ani stratosferik ısınmalar (örn. Kodera ve Chiba, 1995; Monahan ., 2003) arasında bağlantılar olduğuna dair kanıtlar da vardır ancak bu bağlantılar AOGCM'lerde sistematik olarak araştırılmamıştır.

8.4.6 Atlantik Çok Yıllık Değişkenlik

Atlantik Okyanusu, yaklaşık 50 ila 100 yıllık zaman ölçekleriyle önemli ölçüde çok on yıllık değişkenlik sergilemektedir (bkz. Bölüm 3). Bu çok on yıllık değişkenlik, son birkaç yüzyıla ait ağaç halkası rekonstrüksiyonlarının da gösterdiği gibi, Atlantik bölgesindeki yüzey ikliminin sağlam bir özelliği olarak görünmektedir (örneğin, Mann ., 1998). Atlantik çoklu on yıllık değişkenliği, Kuzey ve Güney Atlantik'te zıt değişikliklerle SST anomali alanında benzersiz bir mekansal modele sahiptir (örneğin, Mestas-Nunez ve Enfield, 1999; Latif vd., 2004) ve bu dipol modelinin Sahelian yağışlarındaki on yıllık değişikliklerle önemli ölçüde ilişkili olduğu gösterilmiştir (Folland vd., 1986). Kasırga aktivitesindeki on yıllık değişimler de Atlantik'teki çoklu on yıllık SST değişkenliği ile ilişkilendirilmiştir (Goldenberg ., 2001). Atmosfer-Okyanus Genel Sirkülasyon Modelleri 'teki çoklu on yıllık değişkenliği simüle etmektedir (örneğin, Delworth ve diğerleri, 1993; Latif, 1998 ve buradaki referanslar; Knight ve diğerleri, 2005) ve simüle edilen uzay-zaman yapısı gözlemlenenle tutarlıdır (Delworth ve Mann, 2000). AOGCM'ler tarafından simüle edilen çok on yıllık değişkenlik MOC'deki değişimlerden kaynaklanmaktadır (bkz. Bölüm 8.3). Bununla birlikte, MOC'deki değişimleri kontrol eden mekanizmalar, AOGCM'ler topluluğu genelinde oldukça farklıdır. Çoğu AOGCM'de değişkenlik, atmosfer tarafından stokastik olarak uyarılan sönümlü bir okyanus öz modu olarak anlaşılabilir. Ancak diğer birkaç AOGCM'de okyanus ve atmosfer arasındaki birleşik etkileşimler daha önemli görünmektedir. Yüksek ve alçak enlem süreçlerinin göreceli rolleri de modelden modele farklılık göstermektedir. Atlantik SST'sindeki çoklu on yıllık değişkenlikle ilişkili varyasyonlar, potansiyel (tanısal) ve klasik (prognostik) öngörülebilirlik çalışmalarıyla gösterildiği üzere, birkaç on yıl öncesinde öngörülebilir görünmektedir. Atmosferik büyüklükler bu çalışmalarda on yıllık zaman ölçeklerinde öngörülebilirlik sergilememektedir, bu da stokastik olarak zorlanan değişkenlik resmini desteklemektedir.

8.4.7 El Niño-Güney Salınımı

Son on yılda, ENSO'nun (bkz. Bölüm 3 ve 9) ve ilgili küresel değişkenliğin AOGCM'ler kullanılarak simüle edilmesi ve tahmin edilmesinde istikrarlı bir ilerleme kaydedilmiştir (Latif vd., 2001; Davey vd., 2002; AchutaRao ve Sperber, 2002). Son birkaç yılda parametrize edilmiş fizik daha kapsamlı hale gelmiş (Gregory vd., 2000; Collins vd., 2001; Kiehl ve Gent, 2004), özellikle atmosferik bileşen modellerinde yatay ve dikey çözünürlükler önemli ölçüde artmış (Guilyardi vd., 2004) ve tahminlerin başlatılmasında gözlemlerin uygulanması daha sofistike hale gelmiştir (Alves vd., 2004). Model formülasyonundaki bu gelişmeler, Doğu Pasifik'teki SST anomalilerinin mekansal modelinin daha iyi temsil yol açmıştır (AchutaRao ve Sperber, 2006). Aslında, son model iyileştirmelerinin bir göstergesi olarak, bazı IPCC sınıfı modeller ENSO tahmini için kullanılmaktadır (Wittenberg ., 2006). Bu ilerlemeye rağmen, hem simüle edilen ortalama iklimde hem de doğal değişkenlikte ciddi sistematik hatalar devam etmektedir. Örneğin



Şekil 8.13. (a) PCMDI'deki MMD ve (b) CIMP2 modelleri için NINO₃ bölgesi (yani 5°N ila 5°S, 150°W ila 5°E) üzerinde ortalaması alınmış yüzey hava sıcaklığının maksimum entropi güç spektrumları. Dikey eksenlerdeki farklı ölçeklere ve (b)'deki ECMWF reanalizinin (a)'da olduğu gibi Avrupa Orta Menzilli Hava Tahminleri Merkezi (ECMWF) 15 yıllık reanalizine (ERA15) atıfta bulunduğuna dikkat edin. Dikey çizgiler iki ve yedi yıllık dönemlere karşılık gelmektedir. Reanalizlerden ve Hadley Centre Deniz Buzu ve Deniz Yüzevi Sıcaklığı (HadISST) versiyon 1.1 veri setinden alınan SST için güç spektrumları düz, kesikli ve noktalı siyah eğriler serisi ile verilmiştir. AchutaRao ve Sperber (2006)'dan uyarlanmıştır.

Mechoso ve diğerleri (1995; bkz. Bölüm 8.3.1) tarafından belirtilen 'çift ITCZ' sorunu, çoğu AOGCM'de tropik bölgelerdeki yıllık döngünün simüle edilmesinde önemli bir hata kaynağı olmaya devam etmektedir ve bu da sonuçta simüle edilen ENSO'nun doğruluğunu etkilemektedir. Pasifik'te ekvator boyunca modeller bölgesel SST gradyanını yeterince yakalayamamakta, ekvatorial soğuk dil yapısı ekvatorial olarak sınırlı kalmakta ve batıya çok fazla uzanmaktadır (Cai vd., 2003) ve simülasyonlar tipik olarak çok dağınık termoklinlere sahiptir (Davey vd., 2002). Çoğu AOGCM, doğu Pasifik'teki anomalilerin meridyonal boyutunu yakalamakta başarısız olmakta ve batı tropikal Pasifik'e çok fazla uzanan anomaliler üretme eğilimindedir. AOGCM'lerin hepsi olmasa da çoğu, zaman ölçeklerinde meydana gelen ENSO değişkenliği üretir

Her ne kadar son on yılda bu konuda değer bir ilerleme kaydedilmiş olsa da (AchutaRao ve Sperber, 2002), daha fazla modelin ENSO için gözlemlenen zaman ölçeğiyle tutarlı olduğu görülmektedir (bkz. Şekil 8.13). Modeller ayrıca yıllık döngü ile ENSO arasındaki doğru faz kilitlenmesini yakalamakta zorluk çekmektedir. Ayrıca, bazı AOGCM'ler El Niño-La Niña asimetrisinin mekansal ve zamansal yapısını temsil etmekte başarısız olmaktadır (Monahan ve Dai, 2004). ENSO değişkenliğinin simüle edilen genliği ve yapısındaki diğer zayıflıklar Davey ve diğerleri (2002) ve van Oldenborgh ve diğerleri (2005) tarafından tartışılmıştır.

Mevcut araştırmalar yukarıdaki sorunlardan bazılarının ele alınmasında umut vaat etmektedir. Örneğin, hem yatay (Guilyardi vd., 2004) hem de dikey (NCEP Coupled Forecast System) atmosferik çözünürlüğün artırılması değişkenliğin simüle edilmiş spektral özelliklerini iyileştirebilir, okyanus parametrize fiziğinin de birleşik değişkenliği önemli ölçüde etkilediği gösterilmiştir (Meehl vd., 2001) ve model hata kaynaklarına ilişkin devam eden metodik sayısal deneyler (örneğin, Schneider, 2001) sonuçta model iyileştirme stratejileri önermektedir.

ENSO tahmini açısından, son zamanlardaki en büyük iki gelişme : (i) tahminlerin belirsizlikle ilgili nicel bilgileri (yani olasılıksal tahmin) içermesi ve doğrulamanın olasılık tahminleri için beceri ölçümlerini içermesi gerektiğinin kabul edilmesi (Kirtman, 2003); ve (ii) çoklu model topluluğu stratejisinin tahmin belirsizliğiyle yeterince başa çıkmak için mevcut en iyi yaklaşım olabileceği, örneğin Palmer ve diğerleri (2004), Şekil 2'nin çoklu model topluluğu tahmininin karşılaştırılabilir bir topluluktan daha iyi beceriye sahip olduğunu gösterdiği

tek bir modele dayanmaktadır. Tahminleri başlatmak için özellikle okyanustaki verilerin kullanımındaki gelişmeler, tahmin becerisinde iyileşmeler sağlamaya devam etmektedir (Alves vd., 2004); ayrıca, diğer araştırmalar, bireysel bileşen modellerinin aksine birleşik sistem çerçevesinde uygulanan tahmin başlatma stratejilerinin de beceride önemli iyileşmelere yol açabileceğini göstermektedir (Chen ., 1995). Bununla birlikte, tropikal Pasifik'teki SST' öngörülebilirliğine ilişkin temel sorular, tahmin topluluğunda açık zorluklar olmaya devam etmektedir. Örneğin, batı rüzgarı patlamalarının, mevsim içi değişkenliğin veya genel olarak atmosferik hava gürültüsünün ENSO'nun öngörülebilirliğini nasıl sınırladığı belirsizdir (örneğin, Thompson ve Battisti, 2001; Kleeman vd., 2003; Flugel vd.

vd., 2004; Kirtman vd., 2005). ENSO tahmin becerisinde de belirgin on yıllık değişimler vardır (Balmaseda ., 1995; Ji vd., 1996; Kirtman ve Schopf, 1998) ve bu değişimlerin kaynakları bazı tartışmalara konu olmaktadır. Son olarak, ortalama iklimdeki değişikliklerin ENSO öngörülebilirliğini nihai olarak nasıl etkileyeceği belirsizliğini korumaktadır (Collins vd., 2002).

8.4.8 Madden-Julian Salınımı

MJO (Madden ve Julian, 1971) tropikal troposferdeki mevsim içi değişkenliğin baskın modunu ifade eder. Derin bir baroklinik, esas olarak zonal sirkülasyon anomalisi ile birleşen büyük ölçekli gelişmiş ve bastırılmış konveksiyon bölgeleri ile karakterize edilir. Birlikte, batı Hint Okyanusu'ndan orta Pasifik'e kadar ekvator boyunca yavaşça doğuya doğru yayılırlar ve 30 ila 90 günlük geniş bir aralıkta yerel periyodiklik sergilerler. MJO'nun çağdaş birleşik ve birleşik olmayan iklim modellerinde simülasyonu yetersiz kalmaktadır (örneğin, Zhang, 2005; Lin vd., 2006), bunun nedeni kısmen MJO'nun birleşik atmosfer-okyanus iklim sistemindeki rolünün anlaşılmasıyla birlikte model simülasyonlarından daha fazlasının talep . Örneğin, TAR zamanında modellerde MJO simülasyonları kaba ölçütler kullanılarak değerlendirilmiştir (örneğin, Slingo ve ark., 1996). Örneğin, ilgili yüzey akışlarının uzamsal aşamasının, MJO' gelişimi ve altta yatan okyanusla etkileşimi için kritik olduğu artık kabul edilmektedir (örneğin, Hendon, 2005; Zhang, 2005). Bu nedenle, bir model MJO'nun bazı kaba özelliklerini simüle edebilirken, yüzey akışlarının ayrıntılı yapısı incelendiğinde simülasyonun başarısız olduğu görülebilir (örn. Hendon, 2000).

MJO özelliklerine sahip değişkenlik (örneğin, gerçekçi faz hızlarıyla uyumlu bir doğuya doğru yayılan doğru mekansal ölçekteki konveksiyon ve rüzgar anomalileri) birçok çağdaş modelde simüle edilmektedir (örneğin, Sperber vd., 2005; Zhang, 2005), ancak bu değişkenlik tipik olarak yeterince sık veya yeterli güçte meydana gelecek şekilde simüle edilmemektedir, böylece MJO geniş bant arka plan değişkenliğinin üzerinde gerçekçi bir şekilde öne çıkmaktadır (Lin ., 2006). MJO'nun zamansal ve mekansal ölçeklerindeki konveksiyon ve rüzgar değişkenliğinin gücü ve tutarlılığının bu şekilde hafife alınması, çağdaş iklim modellerinin MJO'nun önemli iklimsel etkilerinin çoğunu (örneğin musonlardaki yağış değişkenliği veya tropikal siklon gelişiminin modülasyonu üzerindeki etkisi) hala zayıf bir şekilde simüle ettiği anlamına gelmektedir. MJO'nun yaşam döngüsü boyunca gelişirken mekansal yapısının simülasyonu da sorunludur; konvektif anomalinin Pasifik'te çift ITCZ'lere bölünmesi ve bazen doğu Pasifik ITCZ'sinde hatalı olarak güçlü konvektif sinyallerin gelişmesi eğilimleri vardır (örneğin, Inness ve Slingo, 2003). İklim modellerinde bulut-radyatif etkileşimlerin ve/veya konveksiyon-nem etkileşimlerinin yetersiz temsiline MJO'nun simülasyonundaki bazı zorlukları açıklayabileceği de öne sürülmüştür (örneğin, Lee vd., 2001; Bony ve Emanuel, 2005).

MJO muhtemelen temelde okyanus-atmosfer eşleşmeli bir mod olmasa da (örneğin, Waliser vd., 1999), hava-deniz eşleşmesi doğuya doğru daha tutarlı ve kuzey yaz aylarında kuzeye doğru yayılmayı teşvik ediyor gibi görünmektedir.

MJO zamansal ve mekansal ölçekler. Aktif bir okyanusla etkileşim, özellikle SST'lerin ısındığı ve atmosferik sınır tabakasının iyileştiği bastırılmış konvektif fazda önemlidir (örn. Hendon, 2005). Bu nedenle, MJO'nun en gerçekçi simülasyonunun AOGCM'lerle yapılması beklenmektedir. Ancak, birleştirme genel olarak her derde deva olmamıştır. Bazı modellerde birleştirme MJO'nun bazı yönlerini, özellikle de Hint ve Batı Pasifik Okyanusları boyunca konvektif anomalilerin doğuya doğru yayılmasını ve tutarlılığını iyileştirirken (örneğin, Kember-Cook ., 2002; Inness ve Slingo, 2003), yatay yapı ve mevsimsellik ile ilgili sorunlar devam etmektedir. Tipik olarak, MJO'nun yayılma özellikleri üzerinde kuşajın en faydalı etkisini gösteren modeller aynı zamanda MJO aktivitesinin en gerçekçi olmayan mevsimsel değişimine sahip olan modellerdir (örneğin, Zhang, 2005). MJO aktivitesinin mevsimsel değişiminin gerçekçi olmayan simülasyonu, simüle edilen MJO'nun mevsimsel döngüye bağlı olan iklim olaylarıyla (örneğin musonlar ve ENSO) uygunsuz şekilde etkileşime gireceği anlamına gelir.

MJO'nun simülasyonu da ortalama durumdaki sapmalardan olumsuz etkilenmektedir (bkz. Bölüm 8.4.7). Bu sapmalar, birleşik modellerin Hint ve batı Pasifik Okyanuslarındaki çift ITCZ'yi abartma, yüzey muson batı Pasifik'te doğuya doğru uzanmasını eksik tahmin etme ve Pasifik soğuk dilinin batıya doğru uzanmasını aşırı tahmin etme eğilimlerini içerir. Bu kusurlar birlikte MJO ile ilişkili konveksiyonun gelişimini, devamlılığını ve doğuya doğru uzanımını sınırlayarak genel gücünü ve tutarlılığını azaltmaktadır (örneğin, Inness ., 2003). Bugüne kadar, MJO en çok iklim modellerinde kullanılan konvektif parametrelemeye duyarlı olduğu kanıtlanmıştır (örneğin, Wang ve Schlesinger, 1999; Maloney ve Hartmann, 2001; Slingo ., 2005). İstisnalar olmakla birlikte (örn. Liu vd., 2005), yerel dikey kararlılığa ve bazı tetikleyici eşikler içeren konvektif şemaların, çok kolay konveksiyon yapanlara göre daha gerçekçi MJO değişkenliği ürettiği konusunda bir fikir birliği ortaya çıkıyor gibi görünmektedir. Bununla birlikte, tartışmasız en fiziksel temelli konvektif parametrisasyonlara sahip bazı sofistike modeller makul MJO aktivitesini simüle edememektedir (örneğin, Slingo vd., 2005).

8.4.9 Quasi-Biennial Salınım

Quasi-Biennial Salınımı (QBO; bkz. Bölüm 3), alt ekvator stratosferinin (3 ila 100 hPa) düşük frekanslı değişkenliğine hakim olan ve kış kutup girdabının gücü ve istikrarı da dahil olmak üzere çeşitli ekstras tropikal olayları etkileyen yarı periyodik dalga güdümlü zonal ortalama rüzgar tersine dönmesidir (örneğin, Baldwin ., 2001). Teori ve gözlemler, QBO'yu açıklamak için ekvatorial atmosferde dikey olarak yayılan geniş bir dalga dikkate alınması gerektiğini göstermektedir. Bu nedenle GCM'lerde QBO'nun gerçekçi simülasyonu üç önemli koşula bağlıdır: (i) ekvatorial dalgaların bir GCM'nin yatay olarak çözümlenmiş ölçeklerinde temsil edilmesine izin vermek için stratosferde yeterli dikey çözünürlük, (ii) çözümlenmiş ekvatorial dalgaların simüle edilmiş tropikal hava tarafından gerçekçi bir şekilde uyarılması ve (iii) QBO'nun parametrisasyonu.

çözülmemiş yerçekimi dalgalarının etkileri. İyi çözümlenmiş bir stratosfer gerekliliği ile ilişkili hesaplama maliyeti nedeniyle, mevcut değerlendirme için kullanılan modeller genellikle QBO'yu içermez.

Çözülmemiş dalga sürüşünün GCM'lerde kendiliğinden bir QBO'ya neden olamaması uzun süredir devam eden bir sorundur (Boville ve Randel, 1992). Ancak son zamanlarda (Takahashi, 1996, 1999; Horinouchi ve Yoden, 1998; Hamilton ., 2001) çözümlenmiş dalgaların QBO'yu tetiklemesini sağlayan iki gerekli koşul tanımlanmıştır: alt stratosferde yüksek dikey çözünürlük (kabaca 0.5 km) ve yeterince büyük zamansal değişkenliğe sahip derin kümülüs konveksiyonunun parametrisasyonu. Bununla birlikte, derin tropikal konveksiyonun uydu ve radar gözlemlerinin son analizi (Horinouchi, 2002), bir QBO'nun sadece çözümlenmiş dalgalar tarafından zorlanmasının, gerçekçi olmayan büyük miktarda zamansal değişkenliğe sahip derin konveksiyonun parametrisasyonunu gerektirdiğini göstermektedir. Sonuç olarak, şu anda QBO'yu doğru bir şekilde modellemek için çözümlenmiş ve parametrize edilmiş bir kombinasyonunun gerekli olduğu düşünülmektedir. QBO'yu zorlamak için parametrize edilmiş orografik olmayan yerçekimi dalgası sürüklemesinin faydası artık bir dizi çalışma ile gösterilmiştir (Scaife vd., 2000; Giorgetta vd., 2002, 2006). Genellikle tropik bölgelerdeki girdi momentum akısının ekstras tropikal bölgelerde gerekli olana göre artırılması gerekir. Ancak böyle bir artış, dolaylı olarak çözümlenmiş dalgaların miktarına ve dolayısıyla her modelde kullanılan parametrize derin konveksiyonun uzamsal ve zamansal özelliklerine bağlıdır (Horinouchi vd., 2003; Scinocca ve McFarlane, 2004).

8.4.10 Muson Değişkenlik

Muson değişkenliği (bkz. Bölüm 3, 9 ve 11) mevsim içi dönemden onyıllar arası döneme kadar bir dizi zamansal ölçekte gerçekleşir. TAR'dan bu yana, AOGCM'lerin muson değişkenliğini mevsim içi ve yıllar arası zaman ölçeklerinde simüle etme kabiliyeti incelenmiştir. Lambert ve Boer (2001) CMIP'ye katılan AOGCM'leri karşılaştırmış ve ekvatorial bölgelerde ve Asya muson bölgesinde simüle edilen yağışlarda büyük hatalar bulmuştur. Lin ve diğerleri (2006) PCMDI'da MMD'deki yağışın mevsim içi değişimini değerlendirmiştir. Çoğu AOGCM tarafından simüle edilen yağışın mevsim içi varyansının gözlemlenenenden daha küçük olduğunu bulmuşlardır. Çoğu model simülasyonunun uzay-zaman spektrumları, özellikle altı günden daha kısa periyotlarda, gözlemlenenenden çok daha az güce sahiptir. Ekvator dalgalarının hızı çok hızlıdır ve AOGCM simülasyonlarının çoğunda yağışın kalıcılığı çok uzundur. Annamalai ve diğerleri (2004) PCMDI'daki MMD'de Asya muson bölgesindeki yağış simülasyonunun doğruluğunu incelemiştir. İncelenen 18 AOGCM'den sadece 6'sının 20. yüzyıl için klimatolojik muson yağışını gerçekçi bir şekilde simüle ettiğini bulmuşlardır. İlk model grubu için, modeller arasındaki muson yağışı modellerinin mekansal korelasyonu 0.6'yı aşmış ve muson yağışının mevsimsel döngüsü iyi bir şekilde simüle edilmiştir. Bu modeller arasında sadece dördü sağlam bir ENSO-monsoon eşzamanlı telekonneksiyonu sergilemiştir. Cook ve Vizy (2006) 20. yüzyıl muson yağmurlarının simülasyonunu değerlendirmiştir.

PCMDI'daki MMD'de Kuzey Afrika'daki iklim. Kuzey Afrika yaz yağışlarının simülasyonunun, Kuzey Amerika veya Avrupa üzerindeki yaz yağışlarının simülasyonundan daha az gerçekçi olduğunu bulmuşlardır. Kısacası, çoğu AOGCM muson yağışlarının mekansal veya mevsim içi değişimini doğru bir şekilde simüle etmemektedir. Simüle edilen muson değişkenliğinin daha ayrıntılı bir bölgesel değerlendirmesi için Bölüm 11'e bakınız.

8.4.11 İklim Modellerini Kullanarak Daha Kısa Vadeli Tahminler

Bu alt bölüm, iklim değişikliğini anlamak ve tahmin etmek için bu raporun diğer bölümlerinde kullanılan modellerle aynı veya onlara çok yakın olan modeller kullanılarak yapılan ilk değer tahminlerinin birkaç sonucuna odaklanmaktadır.

Hava Tahmini

TAR'dan bu yana, iklim modellerinin uygun şekilde başlatılmaları halinde hava tahmin modelleri olarak entegre gösterilmiştir (Phillips ., 2004). Bu ilerleme şunlardan gibi görünmektedir: (i) tahmin modeli analizlerindeki gelişmeler ve (ii) iklim modelinin uzamsal çözünürlüğündeki artışlar. Bir modelin hava durumunu tahmin etme yeteneğini test etmenin bir avantajı, modellerde parametrize edilen bazı alt ızgara ölçekli fiziksel süreçlerin (örneğin bulut oluşumu, konveksiyon), bu süreçlerden kaynaklanan geri bildirimlerin atmosferin temel durumunu değiştirmesi gibi bir karmaşıklık olmadan, bu süreçlerin karakteristik zaman değerlendirilebilmesidir (Pope ve Stratton, 2002; Boyle vd., 2005; Williamson vd., 2005; Martin vd., 2006). Bol miktarda meteorolojik veri setinden ve özel saha deneylerinden elde edilen gözlemlerden tam olarak faydalanılabilir. Bu çalışmalara göre, iklim simülasyonlarında bulunan bazı yanlışlıklar, hava tahminlerinin analizinde de görülmektedir. Bu durum, öncelikle hava tahminlerinin ihtiyaçları doğrultusunda model formülasyonunda devam eden iyileştirmelerin daha güvenilir iklim tahminlerine de yol açabileceğini göstermektedir.

Mevsimsel tahmin

Mevsimsel aralık tahminlerinin doğrulanması, bir modelin iklim sistemindeki (zorlanmamış) dalgalanmaları kontrol eden fiziksel ve dinamik süreçleri temsil etme yeteneğinin doğrudan test edilmesini sağlar. ENSO ve küresel telekonneksiyonları gibi kilit iklim sinyallerindeki değişimlerin tatmin edici bir şekilde tahmin edilmesi, bu tür özelliklerin uzun vadeli zorlanmış iklim simülasyonlarında gerçekçi bir şekilde temsil edildiğine dair kanıt sağlar.

HadCM3 AOGCM'nin bir versiyonu (GloSea olarak bilinir), gözlemlenen mevsimsel iklim değişikliklerini tahmin etme becerisi açısından değerlendirilmiştir (Davey vd., 2002; Graham vd., 2005). Graham ve diğerleri (2005) GloSea ile 43 yıllık geriye dönük altı aylık tahminleri ('hindcasts'), gözlemlenen okyanus- kara-atmosfer başlangıç koşullarından yola çıkarak analiz etmiştir. Başlangıç koşullarındaki belirsizliği örneklemek için dokuz üyeli bir topluluk kullanılmıştır. HadCM3 ile ilgili sonuçlar : (i) model, tropikal Atlantik ve Hint Okyanusu SST'lerinde ENSO olaylarına gözlemlenen büyük ölçekli gecikmeli tepkileri yeniden üretebilmektedir; ve (ii) model, Kuzey Atlantik ve Hint Okyanusu'ndaki anomali modellerini gerçekçi bir şekilde tahmin edebilmektedir.

Atlantik SST'leri, NAO ve Avrupa üzerindeki mevsimsel sıcaklık anomalileri ile önemli bağlantılara sahip olduğu gösterilmiştir.

GFDL-CM2.0 AOGCM de mevsimsel tahminler için değerlendirilmiştir. Altı üyeli bir topluluk kullanılarak 1991'den başlayarak 15 yıl boyunca on iki aylık geriye dönük ve eşzamanlı tahminler üretilmiştir. Tahminler, küresel okyanus veri asimilasyonu (Derber ve Rosati, 1989; Rosati vd., 1997) ve gözlemlenen SST'lerle zorlanan modelin atmosferik bileşeninden türetilen atmosferik başlangıç koşulları ile birlikte gözlemlenen atmosferik zorlama kullanılarak başlatılmıştır. Sonuçlar ENSO tahmini için 12 aya kadar önemli model becerisine işaret etmiştir (bkz. http://www.gfdl.noaa.gov/~rgg/si_workdir/Forecasts.html). NCEP reanalizinden (GFDL GAMDT, 2004) teşhis edilen küresel telekonneksiyonlar 12 aylık tahminler boyunca belirgindi.

8.5 Aşırı Uçların Model Simülasyonları

Toplumun iklim değişkenliği ve iklim değişikliği algısı büyük ölçüde aşırı olayların sıklığı ve şiddetine göre şekillenmektedir. Bu durum, özellikle aşırı olayların can ve mal üzerinde büyük ve olumsuz etkileri olması halinde geçerlidir. İklim modellerinin çözünürlüğü ve fiziksel süreçlerin ele alınışı geliştikçe, aşırı uçların simülasyonu da gelişmiştir. Temel olarak artan veri kullanılabilirliği (örneğin günlük veriler, çeşitli endeksler, vb.) nedeniyle, modelleme topluluğu artık model simülasyonlarını daha ayrıntılı olarak incelemiş ve iklim değişikliği projeksiyonları için kullanılan birleşik modellerde aşırı olayların kapsamlı bir tanımını sunmuştur.

Doğası gereği daha küçük ölçekli ve daha kısa süreli olan bazı aşırı olaylar, doğal olarak ortaya çıkan yerel istikrarsızlıkların hızlı bir şekilde artması ya da daha yüksek bir genlikte dengelenmesinin tezahürleridir. Büyük ölçekli ve uzun süreli aşırı olaylar genellikle hava-deniz ve hava-kara etkileşimleriyle ilişkili hava modellerinin sürekliliğinden kaynaklanmaktadır. Makul bir hipotez, kaba çözünürlüklü AOGCM'lerin yerel kısa süreli aşırı olayları simüle edemeyeceği olabilir, ancak durum böyle değildir. Son bilimsel literatüre ilişkin değerlendirmemiz, belki de şaşırtıcı bir şekilde, mevcut iklimdeki aşırı olayların küresel istatistiklerinin, özellikle de sıcaklığın, mevcut modeller tarafından genellikle iyi bir şekilde simüle edildiğini göstermektedir (bkz. Bölüm 8.5.1). Bu modeller aşırı sıcaklıkları simüle etmede aşırı yağışlardan daha başarılı olmuştur.

Aşırı uçların değerlendirilmesi, özellikle sıcaklık için, aşağıdaki büyüklüklerin genliği, sıklığı ve kalıcılığı incelenerek yapılmıştır: günlük maksimum ve minimum sıcaklık (örneğin, sıcak günler, soğuk günler, don günleri), günlük yağış yoğunluğu ve sıklığı, mevsimsel ortalama sıcaklık ve yağış ve tropikal siklonların sıklığı ve izleri. Yağış için değerlendirme ya geri dönüş değerleri ya da aşırı yüksek yağış oranları açısından yapılmıştır.

8.5.1 Aşırı Sıcaklık

Kiktev ve diğerleri (2003), aşırı olaylara ilişkin istasyon gözlemlerini, 1950 ile 1995 yılları arasında öngörülen okyanussal zorlama ve antropojenik radyatif zorlama ile zorlanan sadece atmosferik bir GCM'nin Hadley Centre Atmospheric Model version 3; HadAM3) simülasyonlarıyla karşılaştırmıştır. Kullandıkları aşırı olay endeksleri Frich ve diğerleri (2002) tarafından önerilenlerdir. Antropojenik radyatif zorlamanın dahil edilmesinin, özellikle büyük mekansal ölçeklerde, aşırı sıcaklıklarda gözlemlenen değişiklikleri yeniden üretmek için gerekli olduğunu bulmuşlardır. Güney Avustralya'da donlu günlerin sayısında HadAM3 tarafından antropojenik zorlama simüle edilen azalma, gözlemlerle iyi bir uyum içindedir. Avrasya üzerindeki sıcak gecelerin sayısındaki artış, antropojenik zorlama dahil zayıf bir şekilde simüle edilmiştir, ancak antropojenik zorlamanın dahil edilmesi, batı Rusya üzerindeki modellenmiş eğilim modellerini iyileştirmekte ve NH'nin çoğunda sıcak gecelerin oluşumundaki genel artışı yeniden üretmektedir.

Meehl ve diğerleri (2004) PCM modeli tarafından simüle edilen donlu gün sayısını gözlemlerle karşılaştırmıştır. 20. yüzyıl simülasyonları güneş, volkan, sülfat aerosol, ozon ve sera gazı zorlamalarındaki değişimleri içermektedir. Hem model simülasyonları hem de gözlemler, 20. yüzyıl boyunca batı ABD'de donlu gün sayısının her on yılda iki gün azaldığını göstermektedir. Model simülasyonları güneydoğu ABD'deki gözlemlerle uyumsuzdur; model 20. yüzyılda bu bölgedeki donlu günlerin sayısında bir azalma simüle ederken, gözlemler bu bölgede bir artış olduğunu göstermektedir. Meehl ve diğerleri (2004) bu tutarsızlığın, modelin El Niño olaylarının güneydoğu ABD'deki donlu gün sayısı üzerindeki etkisini simüle edememesinden kaynaklanabileceğini savunmaktadır. Meehl ve Tebaldi (2004) PCM tarafından simüle edilen ısı dalgalarını gözlemlerle karşılaştırmıştır. Bir sıcak hava dalgasını, yıl içinde birbirini izleyen en sıcak üç gece olarak tanımlamışlardır. 1961'den 1990'a kadar olan dönemde model ve gözlemler arasında iyi bir uyum vardır (NCEP reanalizi).

Kharin ve (2005), bazıları bu değerlendirmede kullanılan birleşik modellerin atmosferik bileşenleri olan AMIP-2 modelleri için aşırı sıcaklık ve yağış simülasyonlarını incelemiştir. Modellerin aşırı sıcaklıkları, özellikle de sıcak aşırı sıcaklıkları makul derecede iyi simüle ettiğini bulmuşlardır. Modellerin, özellikle tropik bölgelerdeki aşırı yağışları simüle etme konusunda ciddi eksiklikleri vardır. Vavrus ve diğerleri (2006) yedi modelin 20. yüzyıl entegrasyonlarının günlük değerlerini kullanmıştır. Soğuk hava salgını 'yerel ortalama günlük yüzey hava sıcaklığının yerel kış ortalama en az iki standart sapma altında olduğu iki veya daha fazla ardışık günün meydana gelmesi' olarak tanımlamışlardır. İklim modellerinin mevcut iklimdeki soğuk hava salgınlarının yerini ve büyüklüğünü yeniden ürettiğini bulmuşlardır.

Araştırmacılar ayrıca büyük ölçekli sirkülasyon özellikleri ile soğuk hava salgınları veya sıcak hava dalgaları arasında da ilişkiler kurmuşlardır. Örneğin, Vavrus ve diğerleri (2006) 'soğuk hava salgınlarının tercih edilen bölgelerinin

atmosfer blokajının tercih edilen yerlerinden'. Benzer şekilde, Meehl ve Tebaldi (2004) Avrupa ve Kuzey Amerika üzerindeki sıcak hava dalgalarının 500 hPa dolaşım modelindeki değişikliklerle ilişkili olduğunu bulmuştur.

8.5.2 Aşırı Yağış

Sun ve (2006), bu raporda kullanılanlar da dahil olmak üzere 18 AOGCM tarafından simüle edilen günlük yağış yoğunluğunu incelemiştir. Modellerin çoğunun gözlemlenenen daha sık hafif yağış (<10 mm gün⁻¹), çok az ağır yağış olayı ve ağır olaylarda çok az yağış (>10 mm gün⁻¹) ürettiğini bulmuşlardır. Hatalar iptal olma eğilimindedir, böylece mevsimsel ortalama yağış oldukça gerçekçidir (bkz. Bölüm 8.3). TAR'dan bu yana, yüksek çözünürlüklü GCM'lerle birçok simülasyon yapılmıştır. Iorio ve diğerleri (2004) Topluluk İklim Modeli versiyon 3'ü (CCM3) kullanarak model çözünürlüğünün ABD'deki yağış simülasyonu üzerindeki etkisini incelemiştir. Yüksek çözünürlüklü simülasyonun daha gerçekçi günlük yağış istatistikleri ürettiğini bulmuşlardır. Kaba çözünürlüklü modelde zayıf yağışlı çok fazla gün vardı ve yoğun yağışlı yeterli gün yoktu. Bu eğilim yüksek çözünürlüklü simülasyonda kısmen ortadan kalkmıştır, ancak en yüksek çözünürlükteki simülasyonda (T239) yüksek yüzdelikli günlük yağış hala çok düşüktür. Bu sorun, bulut çözümü bir model yerleştirildiğinde ortadan kalkmıştır GCM'nin her ızgara noktasında.

Kimoto ve diğerleri (2005) Japonya üzerindeki günlük yağışları iki farklı çözünürlüğe sahip (MIROC 3.2'nin yüksek çözünürlüklü ve orta çözünürlüklü) bir AOGCM'de karşılaştırmış ve yüksek çözünürlükte daha gerçekçi yağış dağılımları bulmuştur. Emori ve diğerleri (2005), yüksek çözünürlüklü bir AGCM'nin (yüksek çözünürlüklü MIROC 3.2'nin atmosferik kısmı), ortam bağıl nemi %80'in altında olduğunda konveksiyonu bastırarak için modelde hüküm varsa, aşırı günlük yağışları gerçekçi bir şekilde simüle edebileceğini göstermiştir, bu da modellenen aşırı yağışların büyük ölçüde parametrelendirmeye bağlı olabileceğini düşündürmektedir. Kiktev ve diğerleri (2003) istasyonlardaki yağış gözlemlerini, öngörülen okyanusal zorlama ve antropojenik radyatif zorlama ile zorlanan sadece atmosferik GCM HadAM3 simülasyonları ile karşılaştırmıştır. Bu modelin değişen aşırı yağışları simüle etmede çok az beceri gösterdiğini bulmuşlardır. May (2004), günümüz ikliminin ECHAM4 GCM ile simülasyonunda günlük yağışların değişkenliğini ve aşırılıklarını incelemiştir. Bu modelin, uydudan elde edilen yağışlarla karşılaştırıldığında Hindistan'ın büyük bölümünde değişkenliğini ve aşırılıklarını oldukça iyi simüle ettiğini, ancak orta Hindistan'daki şiddetli yağış olaylarını olduğundan fazla tahmin etme eğiliminde olduğunu bulmuştur. Durman ve (2001) HadCM2 GCM tarafından simüle edilen aşırı günlük Avrupa yağışlarını istasyon gözlemleriyle karşılaştırmıştır. GCM'nin günde 15 mm'yi aşan günlük yağış olaylarını simüle etme kabiliyetinin iyi olduğunu ancak günde 30 mm'yi aşan olayları simüle etme kabiliyetinin zayıf olduğunu bulmuşlardır. Kiktev ve diğerleri (2003) HadAM3'ün yağış yoğunluğu endeksinin (yıllık ortalama yağışın 1 mm'den az yağış alan gün sayısına bölünmesi) doğal değişkenliğini simüle edemediğini ancak değişkenliği doğru bir şekilde simüle edemediğini göstermiştir

ıslak gün sayısında (bir yıl içinde 10 mm'den fazla yağış alan gün sayısı).

Dai ve diğerleri (2004) Palmer Kuraklık Şiddet İndeksini (PDSI) kullanarak 1972'den bu yana küresel olarak çok kuru veya ıslak alanların (PDSI +3'ün üzerinde veya -3'ün altında) %20'den %38'e yükseldiği sonucuna varmıştır. Modeller, sıcak hava dalgaları, don günleri ve soğuk hava salgınları gibi kısa süreli olayları simüle etmenin yanı sıra, uzun zaman ölçekli anomalileri simüle etmede de başarı göstermiştir. Örneğin, Burke ve diğerleri (2006) HadCM3 modelinin, küresel bazda ve on yıllık zaman , model her zaman ıslak ve kuru alanların bölgesel dağılımlarını doğru bir şekilde simüle etmese de, antropojenik zorlama dahil edildiğinde PDSI tarafından tanımlanan 'gözlemlenen kuruma eğilimini yeniden ürettiğini' göstermiştir.

8.5.3 Tropikal Siklonlar

IPCC değerlendirmesinde kullanılan birleşik okyanus-atmosfer modellerinin uzamsal çözünürlüğü genellikle tropikal siklonları çözmek ve özellikle de yoğunluklarını simüle etmek için yeterince yüksek değildir. Küresel ısınmanın tropikal siklonlar üzerindeki etkilerini araştırmak için yaygın bir yaklaşım, yüksek çözünürlüklü bir AGCM'yi zorlamak için bir küresel değişim senaryosundan SST sınır koşullarını kullanmak olmuştur. Bu model çalışması daha sonra mevcut iklim için gözlemlenen SST ile zorlanan yüksek çözünürlüklü AGCM'yi kullanan bir kontrol çalışması ile karşılaştırılır (Sugi ve diğerleri, 2002; Camargo ve diğerleri, 2005; McDonald ve diğerleri, 2005; Bengtsson ve diğerleri, 2006; Oouchi ve diğerleri, 2006; Yoshimura ve diğerleri, 2006). Yüksek çözünürlüklü bir AGCM'nin sabit bir küresel SST ısınması veya soğuması ile entegre edildiği ve edilmediği birkaç idealleştirilmiş model deneyi de bulunmaktadır. Bir başka yöntem de yüksek çözünürlüklü bir bölgesel modeli daha düşük çözünürlüklü bir iklim modelinin içine yerleştirmektir (Knutson ve Tuleya, 1999; Walsh ., 2004). Bu yöntemlerin kullanıldığı projeksiyonlar Bölüm 10'da tartışılmaktadır.

Bengtsson ve diğerleri (2006) tropikal siklonların küresel ölçümlerinin tropikal veya hemisferik ortalamalar) ECHAM5 modeli tarafından yoğunluğun bir fonksiyonu olarak bile geniş ölçüde yeniden üretildiğini göstermiştir. Bununla birlikte, bazı modellerde simüle edilen tropik fırtına sıklığı ve yoğunluğunda çeşitli derecelerde (bazı durumlarda önemli) hatalar kaydedilmiştir (örneğin, GFDL GAMDT, 2004; Knutson ve Tuleya, 2004; Camargo ., 2005). Tropikal siklon simülasyonunun bazı durumlarda konveksiyon parametrisasyonunun seçimine duyarlı olduğu gösterilmiştir.

Oouchi ve diğerleri (2006) mevcut iklimde tropikal siklonların sıklığını, dağılımını ve yoğunluğunu simüle etmek için en yüksek çözünürlüklü (20 km) atmosferik modellerden birini kullanmıştır. Tropikal siklonların coğrafi dağılımının simülasyonunda bazı eksiklikler olmasına rağmen (Hint Okyanusu'nda 0° ila 10°S arasındaki tropikal siklonların aşırı tahmini ve batı Pasifik'te 0° ila 10°N arasındaki tropikal siklonların düşük tahmini), coğrafi dağılım ve frekansın genel simülasyonu oldukça iyiydi. Model, gözlemlenen en güçlü maksimum rüzgar hızlarını simüle edememiştir ve merkezi basınçlar gözlemlendiği kadar düşük değildir, bu da en yoğun tropikal siklonları simüle etmek için daha yüksek çözünürlüğün gerekli olabileceğini düşündürmektedir.

8.5.4 Özet

AOGCM'lerin çoğu kaba çözünürlüğe ve büyük ölçekli sistematik hatalara sahip olduğundan ve aşırı olaylar kısa ömürlü olma ve daha küçük mekansal ölçeklere sahip olma eğiliminde olduğundan, modellerin 20. yüzyıldaki eğilimler de dahil olmak üzere mevcut iklimdeki aşırı olayların istatistiklerini bu kadar iyi simüle etmesi biraz şaşırtıcıdır (daha fazla ayrıntı için bkz. Bölüm 9). Bu durum özellikle aşırı sıcaklıklar için geçerlidir, ancak aşırı yağışların yoğunluğu, sıklığı ve dağılımı daha az iyi simüle edilmiştir. Tropikal siklon değişiklikleri projeksiyonları için kullanılan daha yüksek çözünürlüklü modeller (Bölüm 10), tropikal siklonların sıklığı ve dağılımı için genel olarak iyi simülasyonlar üretirken, yoğunlukları için daha az iyi simülasyonlar üretmektedir. AGCM'lerin çözünürlüğündeki artışlarla birlikte yağış ve tropikal siklonların yoğunluğunun simülasyonundaki iyileşmeler (Oouchi vd., 2006), iklim modellerinin derin konveksiyon için parametrisasyonlar kullanmadan en azından büyük konvektif sistemleri açıkça çözecek yeterli çözünürlüğe sahip olduğunda, yağış ve tropikal siklonların yoğunluğunun simülasyonunun iyileşmesinin muhtemel olduğunu göstermektedir.

8.6 İklim Duyarlılığı ve Geri Beslemeler

8.6.1 Giriş

İklim hassasiyeti, küresel iklim sisteminin belirli bir zorlamaya verdiği tepkiyi karakterize etmek için kullanılan bir metriktir. Genel olarak atmosferik CO₂ konsantrasyonunun iki katına çıkmasını takiben denge küresel ortalama yüzey sıcaklığı değişikliği olarak tanımlanır (bkz. Kutu 10.2). Model iklim duyarlılığındaki yayılma, gelecekteki emisyon senaryoları ve okyanus ısı alım oranlarındaki belirsizliklerle birlikte gelecekteki iklim değişiklikleri tahminlerindeki aralığa katkıda bulunan önemli bir faktördür (bkz. Bölüm 10). Sonuç olarak, modeller arasındaki iklim duyarlılığı farklılıkları dört IPCC raporunda da yakından incelenmiştir. İklim duyarlılığı büyük ölçüde, ısınımalsal zorlamanın iklim üzerindeki etkisini artıran veya azaltan iç geri besleme süreçleri tarafından belirlenir. İklim duyarlılığına ilişkin model tahminlerinin güvenilirliğini değerlendirmek için, iklim modellerinin belirli zorlamaların neden olduğu farklı iklim değişikliklerini yeniden üretme kabiliyeti değerlendirilebilir. Bunlar Son Buzul Maksimumunu ve iklimin son bin yıl ve 20. yüzyıldaki evrimini içermektedir (bkz. Bölüm 9.6). Modellerden ve gözlemlerden elde edilen iklim duyarlılığı tahminlerinin derlenmesi ve karşılaştırılması Kutu 10.2'de sunulmaktadır. Burada izlenen alternatif bir yaklaşım, modellerin iklim duyarlılığı tahminlerinde kritik bir rol oynadığı bilinen temel iklim geri besleme süreçlerinin güvenilirliğini değerlendirmektir.

Bu bölümde, iklim duyarlılığı ve iklim geribildirimleri tahminlerinin mevcut modeller arasında neden farklılık gösterdiği açıklanmakta (Bölüm 8.6.2), su buharı ve atlama hızı, bulutlar, kar ve deniz buzu ile ilişkili temel ısınımalsal geribildirim süreçlerinin iklim duyarlılığındaki rolüne ilişkin anlayış özetlenmekte ve

Gelecekteki iklim değişikliği tahminlerini yapmak için kullanılan küresel iklim modellerinde bu süreçlerin ele alınması (Bölüm 8.6.3). Son olarak, iklim modellerinden elde edilen farklı iklim duyarlılığı tahminlerine olan göreceli güvenimizi nasıl değerlendirebileceğimizi tartışıyoruz (Bölüm 8.6.4). Kimyasal veya biyokimyasal süreçlerle ilişkili iklim geri bildirimlerinin bu bölümde tartışılmadığını (bunlar Bölüm 7 ve 10'da ele alınmaktadır) ve yerel ölçekli geri bildirimlerin (örneğin toprak nemi ve yağış arasındaki; bkz. Bölüm 8.2.3.2) ele alınmadığını unutmayın.

8.6.2 Genel Dolaşım Modelleri Arasındaki İklim Duyarlılığı Tahminlerinin Yorumlanması

8.6.2.1 İklim Duyarlılığının Tanımı

Önceki değerlendirmelerde (Cubasch vd., 2001) ve Sözlük'te tanımlandığı gibi, atmosferik CO₂ konsantrasyonunun iki katına çıkmasına yanıt olarak yeni bir dengeye ulaştıktan sonra iklim sisteminin yaşadığı küresel yıllık ortalama yüzey hava sıcaklığı değişikliği 'denge iklim hassasiyeti' olarak adlandırılır (birim °C'dir) ve genellikle basitçe 'iklim hassasiyeti' olarak adlandırılır. Bir AGCM'nin, öngörülen okyanus ısı taşınımalarıyla (genellikle 'karışık tabaka' veya 'levha' okyanus modelleri olarak adlandırılır) üst okyanusun basit bir dinamik olmayan modeline bağlandığı ve atmosferik CO₂ konsantrasyonunun katına çıkarıldığı sayısal deneylerden uzun zamandır tahmin edilmektedir. AOGCM'lerde ve durağan olmayan durum (veya geçici) simülasyonlarında, 'geçici iklim tepkisi' (TCR; Cubasch vd., 2001), %1 y⁻¹ bileşik CO₂ artış senaryosunda CO₂'nin iki katına çıktığı zamanı merkez alan 20 yıllık bir dönemde ortalaması alınan küresel yıllık ortalama yüzey hava sıcaklığı değişikliği ('kontrol' çalışmasına göre) olarak tanımlanır. Bu tepki hem duyarlılığa hem de okyanus ısı alımına bağlıdır. Geçici iklim değişikliği entegrasyonlarında denge iklim duyarlılığının bir tahmini 'etkin iklim duyarlılığı'ndan elde edilir (Murphy, 1995). Bu, AOGCM'nin geçici iklim evriminin bir noktasında teşhis edilen değerlerde sabit tutulan geri besleme güçleriyle dengeye ulaşması durumunda ortaya çıkacak küresel sıcaklık tepkisine karşılık gelmektedir. Okyanus ısı depolaması, ısınımalsal zorlama ve yüzey sıcaklığı değişiminden hesaplanır (Cubasch vd., 2001; Gregory vd., 2002).

İklim duyarlılığı, iklim sistemine uygulanan zorlayıcı etkenlerin türüne ve bunların coğrafi ve dikey dağılımlarına bağlıdır (Allen ve Ingram, 2002; Sausen vd., 2002; Joshi vd., 2003). İklim tepkisinde iş başında olan geri bildirimlerin doğası ve büyüklüğünden etkilendiği için, ortalama iklim durumuna da bağlıdır (Boer ve Yu, 2003). İklim duyarlılığındaki bazı farklılıklar da sadece farklı radyasyon kodları tarafından hesaplanan belirli radyatif zorlamalardaki farklılıklardan kaynaklanacaktır (bkz. Bölüm 10.2.1 ve 8.6.2.3). Dolayısıyla küresel yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değişikliği, iklimin bir dış zorlamaya verdiği tepkinin tanımlanması ve anlaşılması açısından sınırlamalar getirmektedir. Aslında, tek tip bir zorlamaya (ve hatta dikey veya coğrafi olarak dağıtılmış bir zorlamaya) bölgesel sıcaklık tepkisi oldukça homojen değildir. Buna ek olarak, iklim duyarlılığı yalnızca

yüzey ortalama sıcaklığıdır ve ani değişikliklerin veya aşırı olayların oluşumu hakkında hiçbir gösterge vermez. Bununla birlikte, sınırlamalarına rağmen, iklim duyarlılığı yararlı bir kavram olmaya devam etmektedir çünkü bir iklim modelinin birçok yönü küresel ortalama sıcaklıkla iyi ölçülenir (modeller arasında zorunlu olmasa da), çünkü Dünya'nın küresel ortalama sıcaklığı oldukça iyi ölçülür ve belirli bir pertürbasyona farklı modeller tarafından simüle edilen iklim tepkisini ölçmek ve karşılaştırmak için basit bir yol sağlar. Küresel ölçeğe iklim hassasiyeti, iklim tepkisini bölgesel değişkenlikten ayırmaya da yardımcı olabilir.

8.6.2.2 TAR'dan Bu Yana Model Tahminleri Neden Değişti?

Mevcut GCM nesli⁵ 2,1°C ila 4,4°C (ortalama değer 3,2°C; bkz. Tablo 8.2 ve Kutu 10.2) arasında bir denge iklim hassasiyeti aralığını kapsamaktadır ki bu da TAR ile oldukça benzerdir. Yine de çoğu iklim modeli TAR'dan bu yana (muhtemelen İkinci Değerlendirme Raporu ile TAR arasında olandan daha fazla), genellikle bulutlar, sınır tabakası veya konveksiyon gibi belirli süreçlerin iyileştirilmiş parametrisasyonlarını içeren önemli gelişmeler geçirmiştir (bkz. Bölüm 8.2). Bazı durumlarda, gelişmeler sayısal, dinamik çekirdekler veya yeni bileşenlere (okyanus, karbon döngüsü, vb.) bağlanma de ilgilidir. Parametreleştirmelerin fiziksel temelini veya mevcut iklimin simülasyonunu iyileştirmek için bir modelin yeni versiyonlarını geliştirmek, modelleme grubu faaliyetlerinin merkezinde yer alır. Bu değişikliklerin gerekçesi genellikle gözlemlere veya bulut çözme ya da büyük girdap simülasyon modellerine (bkz. Bölüm 8.2) ve model simülasyonunun genel kalitesine (bkz. Bölüm 8.3 ve 8.4) karşı yapılan süreç düzeyindeki testlerin bir kombinasyonuna dayanmaktadır. Bu gelişmeler modellerin iklim duyarlılığını etkileyebilir ve etkilemektedir.

Modelleme grupları tarafından kullanılan en son model versiyonundan elde edilen denge iklim duyarlılığı tahminleri artmıştır (örneğin, CCSM3 vs CSM1.0, ECHAM5/MPI-OM vs ECHAM3/LSG, IPSL-CM4 vs IPSL-CM2, MRI-CGCM2.3.2 vs MRI2, UKMO-HadGEM1 vs UKMO-HadCM3), azalmıştır (örneğin, CSIRO-MK3.0 vs CSIRO-MK2, GFDL-CM2.0 vs GFDL_R30_c, GISS-EH ve GISS-ER vs GISS2, MIROC3.2(hires) ve MIROC3.2(medres) vs CCSR/NIES2) veya TAR'a kıyasla kabaca değişmeden kalmıştır (örneğin, CGCM3.1(T47) vs CGCM1, GFDL-CM2.1 vs GFDL_R30_c). Bazı modellerde, iklim duyarlılığındaki değişiklikler öncelikle bulut veya bulut-radyatif özelliklerin temsilindeki değişikliklere (örneğin, CCSM3, MRI-CGCM2.3.2, MIROC3.2(medres) ve MIROC3.2(hires)). Bununla birlikte, çoğu modelde iklim duyarlılığındaki değişiklik, modeldeki belirli bir değişikliğe atfedilemez. Örneğin, Johns ve diğerleri (2006) HadGEM1'in geliştirilmesi sırasında yapılan bireysel değişikliklerin çoğunun iklim duyarlılığı üzerinde küçük bir etkiye sahip olduğunu ve bireysel değişikliklerin küresel etkilerinin

büyük ölçüde birbirini iptal eder. Buna ek olarak, parametrisasyon değişiklikleri birbirleriyle doğrusal olmayan bir şekilde etkileşime girebilir, böylece A ve B değişikliklerinin toplamı A artı B'deki değişiklikle aynı sonucu vermez (örneğin, Stainforth vd., 2005). Son olarak, bir modelin farklı parametrisasyonları arasındaki etkileşim, belirli bir değişikliğin iklim duyarlılığı üzerindeki etkisinin neden genellikle modele bağlı olduğunu açıklamaktadır (bkz. Bölüm 8.2). Örneğin, Lock sınır katmanı şemasının (Lock vd., 2000) HadCM3'e eklenmesinin, GFDL atmosferik modeline eklenmesinin aksine, iklim duyarlılığı üzerinde minimum bir etkisi olmuştur (Soden vd., 2004; Johns vd., 2006).

8.6.2.3 Modellerin İklim Duyarlılığı Tahminlerindeki Mevcut Farklılığı Ne Açıklıyor?

Bölüm 10'da ve son üç IPCC değerlendirmesinde tartışıldığı gibi, iklim modelleri geniş bir iklim duyarlılığı tahminleri yelpazesi sergilemektedir (Tablo 8.2). Webb ve diğerleri (2006), Tablo 8.1'deki modellerin levha versiyonlarından bir seçkiyi inceleyerek, geri beslemelerdeki farklılıkların denge iklim duyarlılığı tahminlerindeki aralığa, modellerin işimsal zorlamalarındaki farklılıklardan neredeyse üç kat daha fazla katkıda bulunduğunu bulmuştur (modellerin zorlamalarının yayılması Bölüm 10.2'de tartışılmaktadır).

GCM'lerde iklim geri bildirimlerini teşhis etmek için, güçlü ve zayıf yönleri Stephens (2005) ve Bony ve diğerleri (2006) tarafından gözden geçirilmiş olan çeşitli yöntemler kullanılmıştır. Bu yöntemler arasında 'kısmi radyatif pertürbasyon' yaklaşımı ve varyantları (örneğin, Colman, 2003a; Soden ve Held, 2006), radyatif-konvektif modellerin kullanımı ve 'bulut radyatif zorlama' yöntemi (örneğin, Webb vd., 2006) yer almaktadır. TAR'dan yana, iki kat atmosferik CO₂ denge deneylerinde (Colman, 2003a; Webb vd., 2006) ve geçici iklim değişikliği entegrasyonlarında (Soden ve Held, 2006) iklim modelleri tarafından üretilen geri bildirimlerin karşılaştırılmasında ilerleme kaydedilmiştir. Colman (2003a), Soden ve Held (2006) ve Winton (2006a) tarafından tahmin edilen su buharı, atlama hızı, bulut ve yüzey albedosu geri besleme parametreleri Şekil 8.14'te gösterilmektedir.

AOGCM'lerde su buharı geri beslemesi, PCMDI'de MMD için $1,80 \pm 0,18 \text{ W m}^{-2}$ 'lik çoklu model ortalaması ve standart sapması ile açık ara en güçlü geri beslemeyi oluşturmaktadır. °C⁻¹, ardından (negatif) atlama hızı geri beslemesi ($-0,84 \pm 0,26 \text{ W m}^{-2} \text{ °C}^{-1}$) ve yüzey albedo geri beslemesi ($0,26 \pm 0,08 \text{ W m}^{-2} \text{ °C}^{-1}$) gelmektedir. Bulut geri beslemesi ortalaması $0,69 \text{ W m}^{-2} \text{ °C}^{-1}$ olup, modeller arası yayılım $\pm 0,38 \text{ W m}^{-2} \text{ °C}^{-1}$ 'dir (Soden ve Held, 2006).

Soden ve Held (2006)'de Colman (2003a)'ya göre küçük olan su buharı geri beslemesinin gücünde önemli bir yayılma görülmektedir. Bu daha küçük farkın, güncel AOGCM'ler arasında eski modellere kıyasla daha yakın bir fikir birliğine mi, metodolojideki farklılıklara mı yoksa iki çalışma arasındaki iklim değişikliği entegrasyonlarının doğasındaki farklılıklara mı işaret ettiği bilinmemektedir. Her iki çalışmada da, atlama hızı geri beslemesi modeller arasında önemli bir yayılma göstermektedir ve bu da şu şekilde açıklanmaktadır

⁵ Açıkça belirtilmediği sürece, GCM burada hem AOGCM (TCR'yi tahmin etmek için kullanılır) hem bir slab okyanusa bağlı AGCM (denge iklim duyarlılığını tahmin etmek için kullanılır) anlamına gelmektedir.

Tablo 8.2. Bu raporda değerlendirilen AOGCM'lerden elde edilen iklim duyarlılığı tahminleri (model ayrıntıları için bkz. Tablo 8.1). Geçici iklim tepkisi (TCR) ve denge iklim hassasiyeti (ECS), PCMDI'deki MMD'deki simülasyonlardan hesaplanan harfler hariç, modelleme grupları tarafından hesaplanmıştır (denge iklim hassasiyeti için levha okyanusa bağlı atmosfer modelleri kullanılarak) Bölüm 10'da tartışılan okyanus ısı alım etkinliği ($W m^{-2} ^\circ C^{-1}$) kabaca $F_{2x} \times (TCR^{-1} - ECS^{-1})$ olarak tahmin edilebilir; burada F_{2x} iki katına çıkan atmosferik CO_2 konsantrasyonu için ışımsal zorlamadır (bkz. Ek Materyal, Tablo 8.SM.1)

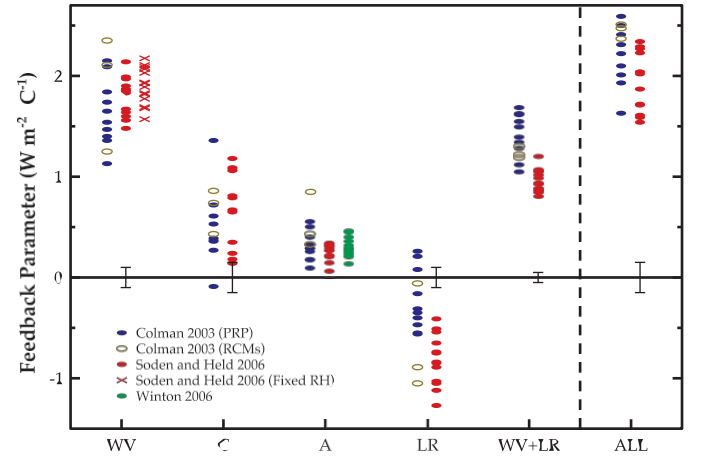
AOGCM	Denge iklim duyarlılığı ($^\circ C$)	Geçici iklim tepkisi ($^\circ C$)
1: BCC-CM1	n.a.	n.a.
2: BCCR-BCM2.0	n.a.	n.a.
3: CCSM3	2.7	1.5
4: CGCM3.1(T47)	3.4	1.9
5: CGCM3.1(T63)	3.4	n.a.
6: CNRM-CM3	n.a.	1.6
7: CSIRO-MK3.0	3.1	1.4
8: ECHAM5/MPI-OM	3.4	2.2
9: ECHO-G	3.2	1.7
10: FGOALS-g1.0	2.3	1.2
11: GFDL-CM2.0	2.9	1.6
12: GFDL-CM2.1	3.4	1.5
13: GISS-AOM	n.a.	n.a.
14: GISS-EH	2.7	1.6
15: GISS-ER	2.7	1.5
16: INM-CM3.0	2.1	1.6
17: IPSL-CM4	4.4	2.1
18: MIROC3.2(işe alımlar)	4.3	2.6
19: MIROC3.2(medreseler)	4.0	2.1
20: MRI-CGCM2.3.2	3.2	2.2
21: PCM	2.1	1.3
22: UKMO-HadCM3	3.3	2.0
23: UKMO-HadGEM1	4.4	1.9

alçak ve yüksek enlemlerin göreceli yüzey ısınmasındaki modeller arası farklılıklardan kaynaklanmaktadır (Soden ve Held, 2006). Troposferde su buharı ve sıcaklık tepkileri birbirine sıkı sıkıya bağlı olduğundan (bkz. Bölüm 8.6.3.1), daha büyük (negatif) atlama hızı geri beslemesine sahip modeller aynı zamanda daha büyük (pozitif) su buharı geri beslemesine de sahiptir. Bunlar birbirini dengeleyecek şekilde hareket eder (bkz. Kutu 8.1). Sonuç olarak, iklim duyarlılığındaki modeller arası değişkenliğin nedenlerini analiz ederken su buharı ve atlama hızı geri bildirimlerinin toplamı tek bir miktar olarak düşünmek daha mantıklıdır. Bu durum, su buharı ve atlama hızı geribildirimlerinin kombinasyonundaki modeller arası farklılıkları, iklim duyarlılığı tahminlerindeki yayılmaya bulut geribildirimindeki farklılıklardan çok daha az katkıda bulunan bir unsur haline getirmektedir (Şekil 8.14). Kaynağı

İki çalışma arasındaki ortalama atlama hızı geri beslemesindeki fark belirsizdir, ancak stratosferik sıcaklık tepkisinin bazı geri besleme analizlerine uygunsuz bir şekilde dahil edilmesiyle ilgili olabilir (Soden ve Held, 2006).

Kar ve deniz buzu değişiklikleriyle ilişkili küresel yüzey albedo geri beslemesini tahmin etmek için farklı metodolojiler kullanan üç çalışmanın tümü, bu geri beslemenin tüm modellerde pozitif olduğunu ve aralığının bulut geri beslemelerinden çok daha küçük olduğunu göstermektedir. Winton (2006a) küresel yüzey albedo geri beslemesinin yaklaşık dörtte üçünün NH'den kaynaklandığını öne sürmektedir (bkz. Bölüm 8.6.3.3).

Küresel ışımsal geri beslemelerin teşhisi, mevcut GCM'ler arasında denge iklim duyarlılığı tahminlerinin yayılımının daha iyi anlaşılmasını sağlamaktadır. Atmosferik $CO_{2(y)}$ 'nin iki katına çıkmasına iklim tepkisinin, hiçbir geri beslemenin çalışmadığı (ancak sıcaklık artışından gelişmiş ışımsal soğumaya izin veren), yalnızca tekdüze bir sıcaklık değişiminden oluştuğu idealleştirilmiş durumda, GCM'lerden elde edilen küresel ısınma yaklaşık $1.2^\circ C$ olacaktır (Hansen ., 1984; Bony vd., 2006). Bunun üzerine tek başına çalışan su buharı geri beslemesi, tepkiyi en az iki katına çıkaracaktır.⁶ Bununla birlikte, su buharı geri beslemesi atlama hızı geri beslemesiyle yakından ilişkilidir (yukarıya bakın) ve ikisi birlikte yaklaşık $1 W m^{-2} ^\circ C^{-1}$ 'lik bir geri besleme parametresiyle sonuçlanır, bu da temel sıcaklık tepkisinin yaklaşık %50 oranında artmasına karşılık gelir. Bu



Şekil 8.14. Su buharı (WV), bulut (C), yüzey albedosu (A), bindirme oranı (LR) ve birleşik su buharı artı bindirme oranı (WV + LR) için GCM iklim geri besleme parametrelerinin $W m^{-2} ^\circ C^{-1}$ birimlerinde karşılaştırılması. 'ALL' tüm geri beslemelerin toplamını temsil etmektedir. Sonuçlar Colman (2003a; mavi, siyah), Soden ve Held (2006; kırmızı) ve Winton'dan (2006a; yeşil) alınmıştır. Colman'dan (2003a) alınan kapalı mavi ve açık siyah semboller sırasıyla kısmi radyatif pertürbasyon (PRP) ve radyatif konvektif yöntem (RCM) yaklaşımları kullanılarak belirlenen hesaplamaları temsil etmektedir. Çarpılar, bağlı nemde değişiklik olmadığı varsayılarak Soden ve Held'den (2006) her model için hesaplanan su buharı geri beslemesini temsil etmektedir. Dikey çubuklar, Soden ve Held'den (2006) alınan geri bildirimlerin hesaplanmasındaki tahmini belirsizliği göstermektedir.

⁶ Bu basitleştirici varsayımlar altında, başka hiçbir geri beslemenin çalışmadığı bir λ geri besleme parametresinden ($W m^{-2} ^\circ C^{-1}$ cinsinden) kaynaklanan küresel ısınmanın amplifikasyonu

λ_p 'tekdüze sıcaklık' radyatif soğutma tepkisidir (değeri yaklaşık $-3,2 W m^{-2} ^\circ C^{-1}$; Bony vd., 2006). Eğer n adet bağımsız geri besleme çalışıyorsa, λ yerine (λ_{1+} $\lambda_2 + \dots + \lambda_n$),

$\frac{1}{1 + \lambda/\lambda_p}$, nereden

Kutu 8.1: Üst Troposferik Nem ve Su Buharı Geri Beslemesi

Su buharı atmosferdeki en önemli sera gazıdır. Troposferik su buharı konsantrasyonu yükseklikle birlikte hızla azalır, çünkü sonuçta sıcaklık düştükçe güçlü bir şekilde azalan doygunluğa özgü nem ile sınırlıdır. Yine de bu nispeten düşük üst troposferik konsantrasyonlar 'doğal' sera etkisine orantısız bir şekilde katkıda bulunur, çünkü hem yüzeyle sıcaklık kontrastı yükseklikle artar hem atmosferin alt kısımları güçlü su buharı emiliminin olduğu dalga boylarında neredeyse opaktır.

Stratosferde, metan oksidasyonu gibi antropojenik su buharı kaynaklarından kaynaklanan potansiyel olarak önemli radyatif etkiler vardır (bkz. Bölüm 2.3.7). Troposferde, doğrudan antropojenik su buharı kaynaklarından (çoğunlukla sulamadan kaynaklanan) kaynaklanan ışımsal zorlama ihmal edilebilir düzeydedir (bkz. Bölüm 2.5.6). Bunun yerine, iklim değişikliği için önemli olan troposferik su buharının ısınmaya verdiği tepkidir - su buharı geri beslemesi -. GCM'lerde su buharı en büyük pozitif ışımsal geri beslemeyi sağlar (bkz. Bölüm 8.6.2.3): tek başına, zorlamaya (sera gazı artışları gibi) yanıt olarak ısınmayı kabaca iki katına çıkarır. Tropikal tropopoz sıcaklık değişiklikleri ve/veya derin koneksiyon değişiklikleri nedeniyle olası stratosferik su buharı geri besleme etkileri de vardır (bkz. Bölüm 3.4.2 ve 8.6.3.1.1).

Su buharı tarafından emilmenin ısıtım etkisi kabaca konsantrasyonunun logaritması ile orantılıdır, bu nedenle bir geri besleme mekanizması olarak gücünü belirleyen mutlak değişim değil, su buharı konsantrasyonundaki oransal değişimdir. GCM'lerle yapılan hesaplamalar, küresel ölçekli ısınma altında su buharının doymuş değerinin yaklaşık sabit bir kısmında (değişmeyen bağıl neme (RH) yakın) kaldığını göstermektedir (bkz. Bölüm 8.6.3.1). Böyle bir tepki altında, eşit ısınma için, su buharındaki en büyük fraksiyonel değişim ve dolayısıyla geri beslemeye en büyük katkı üst troposferde meydana gelir. Buna ek olarak, GCM'ler tropikal üst troposferde bindirme oranındaki değişiklikler nedeniyle artan ısınma bulmaktadır (bkz. Bölüm 9.4.4). Bu, bu bölgedeki nem değişikliklerini daha da artırır, ancak aynı zamanda sıcaklık artışından kısmen dengeleyici bir radyatif tepki ortaya çıkarır ve birleşik su buharı/batış hızı geri beslemesinin net etkisi, zorlamaya yanıt olarak ısınmayı yaklaşık %50 oranında artırmaktır (Bölüm 8.6.2.3). Bu süreçler arasındaki yakın bağlantı, su buharı ve çökme hızı geri bildirimlerinin genellikle birlikte ele alındığı anlamına gelmektedir. Birleştirilmiş geri gücünün, örneğin ortalama su buharı klimatolojisindeki modeller arası önemli farklılıklara rağmen, GCM'ler arasında sağlam olduğu bulunmuştur (bkz. Bölüm 8.6.2.3).

Dolayısıyla, modellenmiş su buharı geri beslemesine duyulan güven, üst troposferik nemi kontrol eden fiziksel süreçlerdeki belirsizliklerden ve bunların GCM'lerdeki temsiline duyulan güvenden etkilenmektedir. Önemli bir soru, su dağılımını ve değişimini belirlemede büyük ölçekli advektif süreçlerin (GCM'lerin temsiline olan güvenin yüksek olduğu) mikrofiziksel süreçlere (güvenin çok daha düşük olduğu) kıyasla göreceli katkısının ne olduğudur. Mevcut iklimde tropikal üst troposferik nemin genel dağılımını adveksiyonun belirlediği gösterilmiş olsa da (bkz. Bölüm 8.6.3.1), iklim değişikliğine nem tepkisinde mikrofiziğin önemli bir rolü olduğu henüz göz ardı edilemez.

Üst troposferdeki su buharının gözlemlenmesindeki zorluklar hem gözlemsel hem de modelleme çalışmalarını uzun süredir engellemektedir ve gözlemsel nem veri setlerinin kapsamı ve güvenilirliği konusunda önemli sınırlamalar devam etmektedir (bkz. Bölüm 3.4.2). Bu sorunların azaltmak için, son yıllarda nemdeki değişimleri veya eğilimleri çıkarmak için uydu verilerinin (6,3 ila 6,7 µm termal radyans ölçümleri gibi) kullanımına ve model değerlendirmesinin temeli olarak uydu radyanslarının modellerde doğrudan simülasyonuna verilen önem artmıştır (bkz. Bölüm 3.4.2 ve 8.6.3.1.1).

Üst troposferik su buharındaki değişimler, mevsimsel ve yıllararası dönemlerden on yıllık dönemlere kadar zaman ölçeklerinde ve dış zorlamalara yanıt olarak gözlemlenmiştir (bkz. Bölüm 3.4.2.2). Tropik ölçeklerde, kabaca değişmeyen bağıl nem oranına karşılık gelmektedir (bkz. Bölüm 8.6.3.1) ve GCM'ler genellikle bu gözlemlenen değişimleri yeniden üretebilmektedir. Hem kolona entegre (bkz. Bölüm 3.4.2.1) hem de üst troposferik (bkz. Bölüm 3.4.2.2) özgül nem son yirmi yılda artmıştır ve bu da kabaca değişmeyen nem ile tutarlıdır. Son on yıllardaki atlama hızı değişikliklerine ilişkin farklı gözlemsel tahminler arasında önemli anlaşmazlıklar bulunmaktadır, ancak bunlardan bazıları GCM simülasyonlarıyla tutarlıdır (bkz. Bölüm 3.4.1 ve 9.4.4).

Genel olarak, TAR'dan bu yana, iklim ısındıkça özellikle üst troposferde bağıl nem dağılımının çok az değiştiği yönündeki geleneksel görüşe olan güven artmıştır. GCM'lerin üst troposferik nemi ve bunun hem serbest hem de zorlanmış değişimlerini temsil etme kabiliyetine olan güven de artmıştır. Birlikte, üst troposferik gözlemsel ve modelleme kanıtları, GCM'lerde bulunan yaklaşık güçteki birleşik su buharı/lapse oranı geri beslemesi için güçlü bir destek sağlamaktadır (bkz. Bölüm 8.6.3.1.2).

Yüzey albedo geri beslemesi temel tepkiyi yaklaşık %10 oranında artırırken, bulut geri beslemesi GCM'ye bağlı olarak bunu %10 ila %50 oranında artırmaktadır. Bununla birlikte, geri bildirimlere verilen tepkinin doğası gereği doğrusal olmaması nedeniyle, duyarlılık üzerindeki nihai etkinin basitçe bu tepkilerin toplamı olmadığını unutmamın. Birden fazla pozitif geri beslemenin etkisi, birbirlerinin iklim duyarlılığı üzerindeki etkisini karşılıklı olarak artırmalarıdır.

Şekil 8.14'teki geri bildirim parametreleri kullanılarak, su buharı, atlama hızı ve yüzey albedosu geri bildirimlerinin varlığında, ancak bulut geri bildirimlerinin yokluğunda, mevcut GCM'lerin kabaca $1,9^{\circ}\text{C} \pm 0,15^{\circ}\text{C}$ 'lik bir iklim duyarlılığı (± 1 standart sapma) tahmin edeceği tahmin edilebilir (ışınım salma farklılıklarından kaynaklanan yayılma göz ardı edilerek). Mevcut GCM'lerden elde edilen iklim duyarlılığı tahminlerinin ortalaması ve standart sapması daha büyüktür ($3,2^{\circ}\text{C} \pm 0,7^{\circ}\text{C}$) çünkü GCM'lerin hepsi pozitif bir bulut geri beslemesi öngörmektedir (Şekil 8.14) ancak bunun büyüklüğü konusunda kesinlikle hemfikir değildir.

Bulut ışımsal geri beslemelerindeki büyük yayılma, bulut tepkisindeki farklılıkların iklim duyarlılığındaki modeller arası farklılıkların birincil kaynağı olduğu sonucuna götürmektedir (bkz. Bölüm 8.6.3.2.2'deki tartışma). Bununla birlikte, su buharı/lapse oranı ve yüzey albedosu geri bildirimlerinin duyarlılık yayılımına katkıları, özellikle ortalama model bulut geri bildirimlerinin pozitif ve oldukça güçlü olmasıyla etkileri pekiştirildiğinden, ihmal edilemez düzeydedir.

8.6.3 İklim Hassasiyetinde Rol Oynayan Temel Fiziksel Süreçler

Model duyarlılığının değerlendirilmesinde geleneksel yaklaşım, su buharı, atlama hızı, yüzey albedosu ve bulut geri bildirimlerini ayrı ayrı ele almak olmuştur. Bu ayırım, örneğin su buharı, bulutlar ve sıcaklık arasında güçlü bir etkileşim olduğu için biraz yapay olarak değerlendirilebilse de, kavramsal olarak kullanışlı olmaya devam etmektedir ve önceki değerlendirmelerle tutarlı bir yaklaşımdır. Bu doğrultuda ve çökme hızı ile su buharı geri beslemeleri arasındaki ilişki nedeniyle, bu alt bölümde su buharı/ çökme hızı geri beslemeleri ve ardından bulut ve yüzey albedosu geri beslemeleri ayrı ayrı ele alınmaktadır.

8.6.3.1 Su Buharı ve Lapse Oranı

LW radyasyonunun emilimi yaklaşık olarak su buharı konsantrasyonunun logaritması ile artarken, Clausius- Clapeyron denklemi sıcaklıkla birlikte nem tutma kapasitesinde neredeyse üstel bir artış olduğunu belirtir. Troposferik ve yüzey sıcaklıkları yakından bağlantılı olduğu için (bkz. Bölüm 3.4.1), bu kısıtlamalar bağıl nem (RH) değişmemeye yakınsa güçlü bir pozitif su buharı geri beslemesi öngörmektedir. Ayrıca, su buharı ve sıcaklığın OLR üzerindeki dengeleyici etkileri nedeniyle (bkz. Kutu 8.1), birleşik su buharı-batış hızı geri beslemesi, değişmeyen bağıl için batış hızındaki değişikliklere nispeten duyarsızdır (Cess, 1975). Bu nedenle bağıl nem dağılımını ve değişkenliğini belirleyen süreçlerin anlaşılması, su buharı-atlama hızı geri beslemesinin anlaşılmasında merkezi bir öneme sahiptir.

oranı geri bildirimini. İlk yaklaşıma göre, GCM simülasyonları gerçekten de sera gazı zorlaması altında bağıl nem dağılımını kabaca değiştirmeden korumaktadır. Daha , GCM simülasyonlarında küçük ama yaygın bir bağıl nem düşüşü, sabit bir bağıl nem tepkisine kıyasla tipik olarak geri besleme gücünü biraz azaltır (Colman, 2004; Soden ve Held, 2006; Şekil 8.14).

Gezegensel sınır katmanında nem, yüzeyle güçlü bir bağlantı tarafından kontrol edilir ve geniş ölçekli yarı-değişmeyen bir bağıl nem tepkisi tartışmasıdır (Wentz ve Schabel, 2000; Trenberth ., 2005; Dai, 2006). GCM'lerin su buharı geri beslemesine olan güven ekstrapolik bölgelerde de nispeten yüksektir, çünkü troposferdeki nemlenmenin çoğundan sorumlu olan büyük ölçekli girdaplar açık bir şekilde çözümlenmiştir ve atmosferin büyük bir kısmını yıl boyunca doygunluğun önemli bir kısmında tutmaktadır (Stocker vd., 2001). Ancak tropikal orta ve üst nem değişiklikleri daha az iyi anlaşılmıştır ve atmosferin diğer bölgelerine göre daha fazla TOA radyatif etkiye sahiptir (örneğin, Held ve Soden, 2000; Colman, 2001). Bu nedenle, TAR'dan bu yana yapılan araştırmaların çoğu tropik bölgelerdeki nem tepkisine odaklanmış ve üst troposfere vurgu yapmıştır (bir inceleme için bkz. Bony vd., 2006) ve bu bölgenin nem tepkisine duyulan güven, modellenmiş su buharı geri beslemesine duyulan güvenin merkezinde yer almaktadır.

Tropikal serbest troposferdeki nem dağılımı, buharın ve yoğunlaşmış suyun konvektif sistemlerden ayrılması ve büyük ölçekli atmosferik dolaşım dahil olmak üzere birçok faktör tarafından belirlenir. Büyük ölçekli alçılmanın nispeten kuru bölgeleri tropikal LW soğutmasında önemli bir rol oynar ve alanlarındaki veya nemliliklerindeki değişiklikler potansiyel olarak su buharı geri besleme gücü üzerinde önemli bir etkiye sahip olabilir (Pierrehumbert, 1999; Lindzen vd., 2001; Peters Bretherton, 2005). Bununla birlikte, tropikal nemi kontrol eden süreçlerin karmaşıklığı göz önüne alındığında, küresel ölçekli ısınma altındaki değişikliklerle ilgili basit ikna edici fiziksel argümanların sürdürülmesi zordur ve model su buharı geri bildirimlerinin güvenilirliğini değerlendirmek için modelleme ve gözlemsel çalışmaların bir kombinasyonuna ihtiyaç vardır.

Bulut geri beslemesinin aksine, güçlü pozitif su buharı geri beslemesi GCM'lerin sağlam bir özelliğidir (Stocker vd., 2001) ve su buharının ilerlemesi, taşınması ve yoğunlaşması için birçok farklı şemaya sahip modellerde bulunur. Sınırlı tropikal alanlarda çalıştırılan yüksek çözünürlüklü mezoskal (Larson ve Hartmann, 2003) ve bulut çözümlenmeli modeller (Tompkins ve Craig, 1999) de, sıcaklıkla üst troposferik bağıl nem (UTRH) eğilimlerinin ayrıntılarında farklılıklar olsa da, güçlü pozitif geri besleme ile tutarlı nem tepkileri sergilemektedir. GCM'lerle yapılan deneyler, su buharı geri besleme gücünün dikey çözünürlükteki büyük değişikliklerin yanı sıra konvektif parametrisasyon ve adveksiyon şemalarına karşı duyarsız olduğunu ortaya koymuştur (Ingram, 2002). Bu modelleme çalışmaları, iklim ısınması altında küresel birleşik modellerin serbest-troposferik RH tepkisinin sadece GCM'lerin veya kaba GCM çözünürlüğünün bir artefaktı olmadığına dair kanıtlar sunmaktadır, çünkü genel olarak benzer değişiklikler farklı karmaşıklık ve kapsamdaki bir dizi modelde bulunmaktadır. Model su buharı için dolaylı destekleyici kanıtlar

geri besleme gücü de, bir AOGCM'deki radyasyon kodundan nem değişimini bastırmanın gerçekçi olmayan düşük yıllararası değişkenlik ürettiğini gösteren deneylerden gelmektedir (Hall ve Manabe, 1999).

Modellenmiş su buharı geri bildirimine duyulan güven, UTRH'yi kontrol etmek için önemli olan fiziksel süreçlerin anlaşılmasına ve bunların GCM'lerde temsiline duyulan güvene bağlıdır. TAR, birkaç basit modelleme çalışmasında UTRH'nin bulut mikrofiziksel süreçlerinin temsiline duyarlı olduğunu belirtmiştir. Ancak, diğer kanıtlar mikrofiziğin rolünün sınırlı olduğunu göstermektedir. Tropik bölgelerin çoğunda gözlemlenen bağıl nem alanı, mikrofizik olmadan, ancak parsellere %100 bağıl nem üst sınırı koyarken sadece gözlemlenen rüzgarlarla (Pierrehumbert ve Roca, 1998; Gettelman vd., 2000; Dessler ve Sherwood, 2000) veya açık gökyüzü radyatif soğumasından bir drenaj profili belirleyerek (Folkins vd., 2002) iyi bir şekilde simüle edilebilir. Süzülen sirus kondensatının buharlaşması da tropikal üst troposferin nemlenmesinde önemli bir rol oynamaz (Soden, 2004; Luo ve Rossow, 2004), ancak sirus bir su buharı yutağı olarak önemli olabilir (Luo ve Rossow, 2004). Genel olarak, bu çalışmalar GCM su buharı geri beslemesine olan güveni artırmaktadır, çünkü güvenin çok daha düşük olduğu mikrofiziksel süreçlere kıyasla GCM'ler tarafından temsil edilmesine güvenin yüksek olduğu büyük ölçekli advectif süreçlerin veya radyasyonun önemini vurgulamaktadırlar. Bununla birlikte, iklim ısınması altında su buharı değişikliklerinin dağılımının belirlenmesinde mikrofiziğin önemli bir rolü olduğu henüz göz ardı edilemez.

Gözlemler, konveksiyondaki değişikliklere yanıt olarak tropikal UTRH'deki bölgesel ölçekli artış ve azalışlara dair çok sayıda kanıt sunmaktadır (Zhu vd., 2000; Bates ve Jackson, 2001; Blankenship ve Wilheit, 2001; Wang vd., 2001; Chen vd., 2002; Chung vd., 2004; Sohn ve Schmetz, 2004). Ancak bu tür değişiklikler, tüm sirkülasyon sistemleri göz önünde bulundurulmadığı sürece büyük ölçekli termodinamik ilişkiler (su buharı geri beslemesi için en önemlisi) hakkında çok az fikir vermektedir. Tropikal ortalama UTRH'nin sıcaklığa tepkisi üzerine yapılan son gözlemsel çalışmalar, çeşitli zaman ölçeklerinde neredeyse değişmemiş bağıl nem ile tutarlı sonuçlar bulmuştur (bkz. Bölüm 3.4.2.2). Bunlar arasında yıllararası değişkenlikten (Bauer vd., 2002; Allan vd., 2003; McCarthy ve Toumi, 2004), volkanik zorlamadan (Soden vd., 2002; Forster ve Collins, 2004) ve on yıllık trendlerden (Soden vd., 2005) kaynaklanan tepkiler yer almaktadır, ancak yıllararası zaman ölçeklerinde yüksek seviyelerde mütevazı bağıl nem düşüşleri kaydedilmiştir (Minschwaner ve Dessler, 2004; Bölüm 3.4.2.3). Gözlemlenen küresel LW radyasyon hapsindeki mevsimsel değişimler de güçlü bir pozitif su buharı geri beslemesiyle tutarlıdır (Inamdar ve Ramanathan, 1998; Tsushima ., 2005). Bununla birlikte, değişkenliğe veya daha kısa zaman ölçekli zorlamaya verilen nem tepkilerinin, ısınma ve sirkülasyon değişiklikleri modellerindeki farklılıklar nedeniyle sera gazı artışlarından kaynaklanan tepkilere doğrudan benzer olmadıkları için dikkatli bir şekilde yorumlanması gerektiğini unutmayın.

8.6.3.1.1 Modellerde su buharı/lapse hızı geri besleme süreçlerinin değerlendirilmesi

GCM'lerdeki nem dağılımının ve değişkenliğinin değerlendirilmesi, iklim değişikliği geri bildirimlerini doğrudan test etmese de, su buharını kontrol eden temel fiziksel süreçleri temsil etme yeteneklerini değerlendirebilir ve bu nedenle su buharı geri bildirimlerine olan güveni etkileyebilir. Radyosonde ölçümlerinin veya reanalizlerin kapsamı veya doğruluğundaki sınırlamalar, modellerde UTRH değerlendirmesi için uzun zamandır bir sorun teşkil etmektedir (Trenberth vd., 2001; Allan vd., 2004) ve son zamanlarda uydu ölçümleri kullanılarak yapılan değerlendirmelerin yanı sıra uydu radyanslarının modellerde doğrudan simüle edilmesine yönelik artan çabalar (model düzeyinde RH'ye dönüştürmedeki hataları azaltmak için) üzerinde durulmaktadır (örneğin, Soden vd., 2002; Allan vd., 2003; Iacono vd., 2003; Brogniez vd., 2005; Huang vd., 2005).

Ortalama nem dağılımının başlıca özellikleri, OLR'nin sonuç olarak dağılımıyla birlikte GCM'ler tarafından makul bir şekilde simüle edilmektedir (bkz. Bölüm 8.3.1). Önemli subtropikal çökme bölgelerinde, modeller ortalama UTRH'yi temsil etme konusunda çeşitli beceriler göstermektedir. Bazı modellerde uydu verileriyle dağılım ve değişkenlik açısından iyi bir uyum kaydedilmesine rağmen (Allan vd., 2003; Brogniez vd., 2005), bazı büyük bölgesel sapmalar bulunmuştur (Iacono vd., 2003; Chung vd., 2004). Ancak uydudan elde edilen veri setlerindeki belirsizlikler bu tür karşılaştırmaları daha da karmaşık hale getirmektedir. Farklı zaman ölçeklerinde nem dağılımındaki 'iki modluluğun' yeniden üretilmesindeki becerinin de modeller arasında farklılık gösterdiği tespit edilmiştir (Zhang vd., 2003; Pierrehumbert vd., 2007), bu durum muhtemelen karıştırma süreçleri ve çözünürlükle ilişkilidir. Bununla birlikte, LW radyasyonunun neme neredeyse logaritmik bağımlılığı göz önüne alındığında, kontrol iklim nemindeki hataların iklim duyarlılığı üzerinde çok az doğrudan etkisi vardır: önemli olan iklim değişikliği nemin kesirli değişimidir (Held ve Soden, 2000).

TAR'dan bu yana UTRH'nin büyük ölçekli değişkenliğine ilişkin bir dizi yeni test GCM'lere uygulanmış ve genellikle model simülasyonlarında beceri bulunmuştur. Allan ve diğerleri (2003), gözlemlenen SST'ler tarafından zorlanan bir AGCM'nin, tropikal ortalama 6,7 μm radyansındaki (UTRH ve sıcaklığa duyarlı) yıllararası değişiklikleri, son yirmi yıldaki Yüksek Çözünürlüklü Kızılötesi Radyasyon Sondası HIRS) gözlemleriyle geniş bir uyum içinde simüle ettiğini bulmuştur. Minschwaner ve diğerleri (2006) PCMDI'deki MMD'den 16 AOGCM'de tropikal ortalama 250 hPa RH'nin en konvektif olarak aktif bölgenin ortalama SST'sine yıllararası tepkisini analiz etmiştir. Ortalama model tepkisi (RH'de küçük bir düşüş), gözlemlerden ve model yayılımından kaynaklanan belirsizlikler dikkate alındığında, uydu gözlemlerinden çıkarılan 215 hPa tepkisi ile istatistiksel olarak tutarlıydı. AGCM'ler, mevsimsel (Tsushima vd., 2005) ve yıllar arası ve on yıllık (Soden, 2000; Allan ve Slingo, 2002) zaman ölçeklerinde (aerosol veya sera gazı belirsizlikleri ve örnekleme farklılıkları bu son karşılaştırmaları etkileyebilse de; Allan vd., 2003) açık gökyüzü OLR'sindeki (su buharı ve sıcaklık dağılımlarına duyarlı) küresel veya tropikal ortalama değişimleri yeniden üretebilmiştir. Daha düşük

troposferde, GCM'ler küresel ölçekte yıllararası nem değişkenliğini iyi bir şekilde simüle edebilir (örn., Allan vd., 2003). Daha küçük ölçekte, bazı GCM'ler mevsimsel veya yıllar arası değişkenlik gibi sirkülasyon değişikliklerine yanıt olarak UTRH'deki bölgesel değişiklikleri yeniden üretme becerisi de göstermiştir (örneğin, Soden, 1997; Allan vd., 2003; Brogniez vd., 2005).

Modellerde serbest troposferik sıcaklık ve nemin yüzey sıcaklığına tepkisinin bir başka testi de yüzey sıcaklığı ve dikey nem profilleri arasındaki yıllararası korelasyonları ne kadar iyi yeniden ürettikleridir. GCM'ler bölgesel (Ross vd., 2002) ve ortalama tropikal (Bauer vd., 2002) korelasyonları yeniden üretmede kısmen başarılı olsa da, önceki çalışmalarda (Sun ve Held, 1996; Sun vd., 2001) bulunan belirgin uyumsuzluğun büyük ölçüde örnekleme tekniklerinin bir artefaktı olduğu gösterilmiştir (Bauer vd., 2002).

TAR'dan bu yana GCM'lerin su buharı tepkisini son on yıllardaki küresel ölçekli sıcaklık değişikliklerine karşı test etme çabaları da olmuştur. Yakın zamanda yapılan bir çalışmada, UTRH'deki eğilimleri ortaya çıkarmak için uzun bir uydu verisi dönemi (1982-2004) kullanılmış ve gözlemlenen SST'ler tarafından zorlanan bir AGCM'nin gözlemlenen küresel ve bölgesel nem eğilimlerini iyi bir şekilde yakalayabildiği görülmüştür (Soden vd., 2005). İkinci bir yaklaşım, Pinatubo Dağı'nın patlamasını takip eden soğumayı kullanmaktadır. Soden ve diğerleri (2002), tahmini aerosol zorlamasını kullanarak, HIRS 6.7 μm radyansının uydu gözlemleriyle tutarlı bir model simülasyonu tepkisini bulmuştur. Ayrıca, gözlemlenene benzer bir model küresel sıcaklık tepkisi bulmuşlardır, ancak su buharı geri beslemesi kapatılmadığında (çalışma bulut örtüsündeki değişiklikleri ve derin okyanus tarafından potansiyel ısı alımını ihmal etmesine rağmen). Forster ve Collins (2004), nem gözlemlerine dayalı radyasyon hesaplamalarını kullanarak, gözlemlenen nem tepkisinin enlem-yükseklik örüntüsü herhangi bir tek gerçeklemeyle yakından eşleşmeye de, birleştirilmiş model entegrasyonları topluluğu ile çıkarılan su buharı geri besleme gücünde tutarlılık bulmuştur. Sera gazı zorlaması altındaki modelleri kapsayan bir aralık olan 0,9 ila 2,5 $\text{W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ 'lik bir su buharı geri beslemesi çıkarmışlardır (bkz. Şekil 8.14). Bu çalışmalarla ilgili önemli bir uyarı, Pinatubo Dağı'ndan kaynaklanan iklim pertürbasyonunun küçük olduğu ve doğal değişkenliğin açıkça üzerinde olmadığıdır (Forster ve Collins, 2004). Artan sera gazlarından kaynaklanan geri bildirimlerle karşılaştırma yaparken de dikkatli olmak gerekir, çünkü volkanik aerosolden kaynaklanan ısınımın farklı şekilde dağılır ve daha kısa zaman gerçekleşir, bu da dolaşımında farklı değişikliklere neden olabilir ve göreceli kara/okyanus tepkisini saptırabilir (yakın zamanda yapılan bir AOGCM çalışması iki zorlama arasında benzer küresel LW radyasyon açık gökyüzü geri bildirimleri bulmasına rağmen; Yokohata vd., 2005). Bununla birlikte, Pinatubo Dağı'nın patlamasına karşı gözlemlenen ve modellenen su buharı tepkisinin karşılaştırılması, modelin harici bir küresel ölçekli zorlamanın neden olduğu nem değişikliklerini simüle etme yeteneğini test etmenin bir yolunu oluşturmaktadır.

Alçak enlemlerde, GCM'ler nemli adyabatik atlama hızına olan eğilimleri nedeniyle negatif atlama hızı geri beslemesi göstermekte ve bu da havada daha fazla ısınma üretmektedir. Orta ve yüksek enlemlerde, özellikle kış aylarında artan alçak seviye ısınması pozitif bir geri beslemeye katkıda bulunur (örneğin, Colman, 2003b) ve küresel geri besleme gücü meridyonal ısınmaya bağlıdır

gradyan (Soden ve Held, 2006). GCM troposferik sıcaklık tepkisi, iklim değişikliğinin tespiti amacıyla gözlemsel eğilimlere karşı kapsamlı bir şekilde test edilmiştir (bkz. Bölüm 9.4.4). Son zamanlarda yapılan bazı çalışmalar, modellenen ve gözlemlenen değişiklikler arasında tutarlılık olduğunu ortaya koymuş olsa da (örneğin, Fu vd., 2004; Santer vd., 2005), özellikle tropik bölgelerde uyum düzeyi konusunda tartışmalar devam etmektedir (Bölüm 9.4.4). Ne olursa olsun, bağıl nem değişmeden kalırsa, birleşik hava hızı ve su buharı geri beslemesi hava hızı tepkisindeki farklılıklara nispeten duyarsızdır (Cess, 1975; Allan vd., 2002; Colman, 2003a).

Stratosferde, GCM su buharı tepkisi başlangıçtaki radyatif zorlamanın konumuna duyarlıdır (Joshi vd., 2003; Stuber vd., 2005). Ozon değişiklikleri gibi alt stratosferde yoğunlaşan zorlamalar, bir çalışmada artan stratosferik su buharı ve tropikal soğuk nokta sıcaklıklarını içeren pozitif bir geri beslemeye yol açmıştır (Stuber vd., 2005). Bununla birlikte, CO₂ gibi daha homojen zorlamalar için, stratosferik su buharının model duyarlılığına katkısı zayıf görünmektedir (Colman, 2001; Stuber vd., 2001, 2005). Stratosferik su buharında uzun vadeli olası artışlara ilişkin gözlemsel kanıtlar bulunmaktadır (Bölüm 3.4.2.3), ancak bunun bir geri besleme süreci olup olmadığı henüz net değildir. Bununla birlikte, geri besleme mekanizmalarıyla ilişkili önemli bir küresel ortalama eğilim varsa, bu önemli bir stratosferik su buharı geri beslemesi anlamına gelebilir (Forster ve Shine, 2002).

8.6.3.1.2 Su buharı ve atlamalı kader geri bildirimlerinin özeti

TAR'dan bu yana su buharı ve atlama hızı geri bildirimlerinin anlaşılması ve değerlendirilmesinde önemli ilerlemeler kaydedilmiştir. GCM'lere yeni testler uygulanmış ve mevsimsel ve yıllar arası değişkenliğe, volkan kaynaklı soğumaya ve iklim trendlerine karşı büyük ölçekli serbest troposferik nem tepkilerinin temsilinde genel olarak beceri bulunmuştur. Hem gözlemlerden hem de modellerden elde edilen yeni kanıtlar, ısınmaya karşı bağıl nem tepkisinin kabaca değişmediği yönündeki geleneksel görüşü güçlendirmiştir. Ayrıca, GCM'lerin bir dizi farklı iklim pertürbasyonları altında nem ve sıcaklık tepkisinin önemli özelliklerini simüle etme kabiliyetine olan güveni artırmıştır. Birlikte ele alındığında, kanıtlar, küresel iklim modellerinde bulunan yaklaşık güçte birleşik bir su buharı-lapse oranı geri beslemesini güçlü bir şekilde desteklemektedir.

8.6.3.2 Bulutlar

Güneş uzaya geri yansıtılarak (bulutların albedo etkisi) ve yüzey ve alt troposfer tarafından yayılan kızılötesi radyasyonu hapsederek (bulutların sera etkisi), bulutlar Dünya'nın radyasyon bütçesi üzerinde iki rakip etki gösterir. Bu iki etki genellikle bulut radyatif zorlamasının (CRF) SW ve LW bileşenleri olarak adlandırılır. Bu iki bileşen arasındaki denge, makrofiziksel ve mikrofiziksel bulut özellikleri de dahil olmak üzere birçok faktöre bağlıdır. Mevcut iklimde bulutlar iklim üzerinde soğutucu bir etki yapmaktadır (küresel ortalama CRF negatiftir). Buna karşılık olarak

küresel ısınma, bulutların iklim üzerindeki soğutma etkisini artırabilir veya zayıflatabilir, böylece iklim ısınmasına radyatif bir geri besleme üretebilir (Randall vd., 2006; NRC, 2003; Zhang, 2004; Stephens, 2005; Bony vd., 2006).

Birçok iklim modelinde, bulutların temsilindeki ayrıntılar, bulut geri beslemesi ve iklim duyarlılığına ilişkin model tahminlerini önemli ölçüde etkileyebilir (örneğin, Senior ve Mitchell, 1993; Le Treut vd., 1994; Yao ve Del Genio, 2002; Zhang, 2004; Stainforth vd., 2005; Yokohata vd., 2005). Ayrıca, mevcut modeller arasında iklim duyarlılığı tahminlerinin yayılması, esas olarak bulut geri beslemelerindeki modeller arası farklılıklardan kaynaklanmaktadır (Colman, 2003a; Soden ve Held, 2006; Webb ve , 2006; Bölüm 8.6.2, Şekil 8.14). Bu nedenle, bulut geri beslemeleri iklim duyarlılığı tahminlerindeki en büyük belirsizlik kaynağı olmaya devam etmektedir.

Bu bölümde, TAR'dan bu yana bulut geri beslemelerinde yer alan fiziksel süreçlerin anlaşılmasında (bkz. Bölüm 8.6.3.2.1), mevcut iklim modelleri arasındaki bulut geri besleme tahminlerinin yorumlanmasında (bkz. Bölüm 8.6.3.2.2) ve gözlemler kullanılarak model bulut geri beslemelerinin değerlendirilmesinde (bkz. Bölüm 8.6.3.2.3) yaşanan gelişmeler değerlendirilmektedir.

8.6.3.2.1 Bulut geri bildirimlerine dahil olan fiziksel süreçlerin anlaşılması

Dünya'nın bulutluluğu, düşük seviyeli sınır tabaka bulutlarından derin konvektif bulutlara ve örslere kadar uzanan geniş bir bulut türü yelpazesine ilişkilidir. Bulut geri bildirimlerini anlamak, iklimdeki bir değişikliğin bu farklı bulutların spektrumunu ve ışınım özelliklerini nasıl etkileyebileceğini anlamayı ve bu değişikliklerin Dünya'nın radyasyon bütçesi üzerindeki etkisini tahmin etmeyi gerektirir. Ayrıca, bulutlu bölgeler aynı zamanda nemli bölgeler olduğundan, bulut fraksiyonundaki bir değişiklik hem su buharı hem de bulut geri beslemeleri için önemlidir (Pierrehumbert, 1995; Lindzen , 2001). TAR'dan bu yana, gözlemlerin, basit kavramsal modellerin, bulut çözümü modellerinin, mezoscale modellerinin ve GCM'lerin birleşik analizi sayesinde bulut geri beslemelerinde yer alan fiziksel süreçlerin analizinde bazı ilerlemeler kaydedilmiştir (Bony , 2006'da gözden geçirilmiştir). Başlıca konular aşağıda sunulmuştur.

Konvektif örs bulutlarını içeren çeşitli iklim geri bildirim mekanizmaları incelenmiştir. Hartmann ve Larson (2002) tropikal örs bulutlarının emisyon sıcaklığının esasen yüzey sıcaklığından bağımsız olduğunu (Sabit Örs Sıcaklığı hipotezi) ve bu nedenle iklim değişikliği sırasında değişmeden kalacağını öne sürmüştür. Bu öneri, daha sıcak bir iklimde orta ve üst troposferik bulut fraksiyonu, kondensat ve RH'nin dikey profillerinin sıcaklıkla birlikte yukarı doğru yer değiştirme eğiliminde olduğunu gösteren bulut çözümü modeli simülasyonlarıyla tutarlıdır (Tompkins ve Craig, 1999). Ancak, bu hipotez henüz gözlemlerle veya üst troposferde ince bir dikey çözünürlüğe sahip bulut çözümü model simülasyonlarıyla test edilmemiştir. Örs bulutu fraksiyonunun sıcaklıktaki değişikliğe tepkisi tartışma konusu olmaya devam etmektedir. Konvektif bulutların yağış verimliliğinde sıcaklıkla birlikte bir artışın, üst troposferde sürüklenen su miktarını azaltabileceği varsayılmaktadır,

Lindzen ve diğerleri (2001) örs bulutlarının kapladığı tropikal alanın artan sıcaklıkla birlikte azalabileceğini ve bunun da olumsuz bir iklim geri beslemesine (iris hipotezi) yol açacağını öne sürmüştür. Şimdiye kadar sağlanan gözlemsel kanıtların çeşitli yönleri hakkında çok sayıda itiraz ortaya atılmış (Chambers vd., 2002; Del Genio ve Kovari, 2002; Fu vd., 2002; Harrison, 2002; Hartmann ve Michelsen, 2002; Lin vd., 2002, 2004) ve hipotezin yazarları ile şiddetli bir tartışmaya yol açmıştır (Bell vd., 2002; Chou vd., 2002; Lindzen , 2002). Diğer gözlemsel çalışmalar (Del Genio ve Kovari, 2002; Del Genio , 2005b), yüzey sıcaklığı ile birlikte konvektif bulut örtüsünde bir artış olduğunu öne sürmektedir.

Sınır tabaka bulutları net radyasyon bütçesi üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir (örneğin, Harrison vd., 1990; Hartmann vd., 1992) ve küresel okyanusun büyük bir bölümünü kaplar (örneğin, Norris, 1998a,b). Bu nedenle, bozulmuş bir iklimde nasıl değişebileceklerini anlamak, bulut geri besleme sorununun hayati bir parçasıdır. Bazı basit iklim modellerinde ve bazı GCM'lerin sınır tabaka bulut miktarı parametrisasyonlarında (örneğin CCSM3, FGOALS) kullanılan alçak seviye bulut miktarı ile alt troposferik kararlılığın belirli bir ölçüsü (Klein ve Hartmann, 1993) arasında gözlemlenen ilişki, küresel iklimdeki ısınmanın negatif bulut geri beslemesi üretecek şekilde artan alçak seviye bulut örtüsü ile ilişkili olabileceği önerisine yol açmıştır (örneğin Miller, 1997; Zhang, 2004). Ancak, Klein ve Hartmann (1993) ölçütü kadar sınır tabaka bulut miktarını da öngörebilen alt troposferik kararlılık ölçütünün varyantları, daha sıcak bir iklimde alçak seviye bulutlarında bir artış öngörmek zorunda değildir (örn., Williams vd., 2006). Ayrıca, gözlemler seviyeli bulutlarla kaplı bölgelerde sıcaklık bulut optik derinliğinin azaldığını ve SW CRF'nin zayıfladığını göstermektedir (Tselioudis ve Rossow, 1994; Greenwald vd., 1995; Bony vd., 1997; Del Genio ve Wolf, 2000; Bony ve Dufresne, 2005), ancak bu gözlemleri açıklayabilecek farklı faktörler iyi belirlenmemiştir. Bu nedenle, sınır tabaka bulutlarının ve ışınım özelliklerinin iklimdeki bir değişikliğe tepkisini kontrol eden fiziksel süreçlerin anlaşılması çok sınırlı kalmaktadır.

Orta enlemlerde atmosfer, sinoptik yükselme bölgelerinde kalın, yüksek tepeli cephe bulutlarının hakim olduğu ve sinoptik alçalma bölgelerinde alçak seviyeli veya hiç bulut bulunmayan sinoptik hava sistemleri halinde düzenlenmektedir. NH'de, birçok iklim modeli, iklim ısınmasına yanıt olarak genel ekstrapolasyon fırtına sıklığında bir azalma ve fırtına yoğunluğunda bir artış (örneğin, Carnell ve Senior, 1998; Geng ve Sugi, 2003) ve fırtına izlerinin kutba doğru kaydığını bildirmektedir (Yin, 2005). Carnell ve Senior (1998) tarafından bulunanlar gibi dinamik değişikliklerin NH radyasyon bütçesi üzerindeki etkisini araştırmak için gözlemleri ve yeniden analizleri kullanan Tselioudis ve Rossow (2006), fırtına gücündeki artışın fırtına sıklığındaki azalmadan daha büyük bir radyatif etkiye sahip olacağını ve bunun SW radyasyonunun artan yansımaya ve LW radyasyonunun azalan emisyonuna neden olacağını öne sürmüştür. Bununla birlikte, fırtına izlerinin kutba doğru kayması yansıyan SW radyasyon miktarını azaltabilir (Tsushima , 2006). Buna ek olarak, birkaç

çalışmalar, orta enlem bulutlarının ısınım özelliklerinin sıcaklığa olan bağımlılığını araştırmak için gözlemleri kullanmıştır. Del Genio ve Wolf (2000), alçak seviyeli kıtasal bulutların fiziksel kalınlığının artan sıcaklıkla azaldığını, bunun da sıcaklık arttıkça bulut su yolunda ve optik kalınlıkta bir azalmaya neden olduğunu göstermiş ve Norris ve Iacobellis (2005), NH okyanusu üzerinde, yüzey sıcaklığındaki tekdüze bir değişikliğin, geniş bir dinamik koşullar aralığı için bulut miktarında ve optik kalınlıkta azalmaya neden olacağını öne sürmüştür. Dinamik ve sıcaklık değişikliklerinin ekstrapolikal bulutlar üzerindeki birleşik etkileriyle ilişkili iklim değişikliği radyatif geri beslemesinin işareti hala bilinmemektedir.

Kutup bulutu geri beslemelerinin iklim duyarlılığındaki rolü Holland ve Bitz (2003) ve Vavrus (2004) tarafından vurgulanmıştır. Ancak, bu geri bildirimler yeterince anlaşılabilir değildir.

8.6.3.2.2 İklim modelleri arasındaki bulut geri bildirimlerinin yorumlanması

Karışık katmanlı okyanus-atmosfer modelleri tarafından gerçekleştirilen iki kat atmosferik CO₂ denge deneylerinde tam eşleşmiş okyanus-atmosfer modelleri tarafından gerçekleştirilen geçici iklim değişikliği entegrasyonlarında, modeller çok çeşitli küresel bulut geri bildirimleri sergilemektedir; iklim modellerinin kabaca yarısı küresel ısınmaya yanıt olarak daha olumsuz bir CRF öngörürken, yarısı bunun tersini öngörmektedir (Soden ve Held, 2006; Webb ve ark., 2006). Çeşitli çalışmalar

açık gökyüzü radyasyon değişikliklerinin (yani su buharı, sıcaklık ve yüzey albedo değişikliklerinin) CRF'deki değişime katkısı nedeniyle bulut geri bildirimlerinin işaretinin CRF değişikliklerinin işaretiyle aynı olmayabileceğini öne sürmektedir (Zhang ., 1994; Colman, 2003a; Soden vd., 2004). Kısmi Radyatif Pertürbasyon (PRP) yöntemi, açık gökyüzü değişikliklerini

bulut geribildirimlerinin tanımı, neredeyse küresel net bulut geribildirimini teşhis eder tüm modeller (Colman, 2003a; Soden ve Held, 2006). Bununla birlikte, CRF'deki değişiklik veya PRP yönteminden teşhis edilen bulut geri bildirim tahminleri iyi korelasyon gösterir (yani, göreceli sıralamaları benzerdir) ve GCM'ler arasında benzer bir dağılım sergilerler.

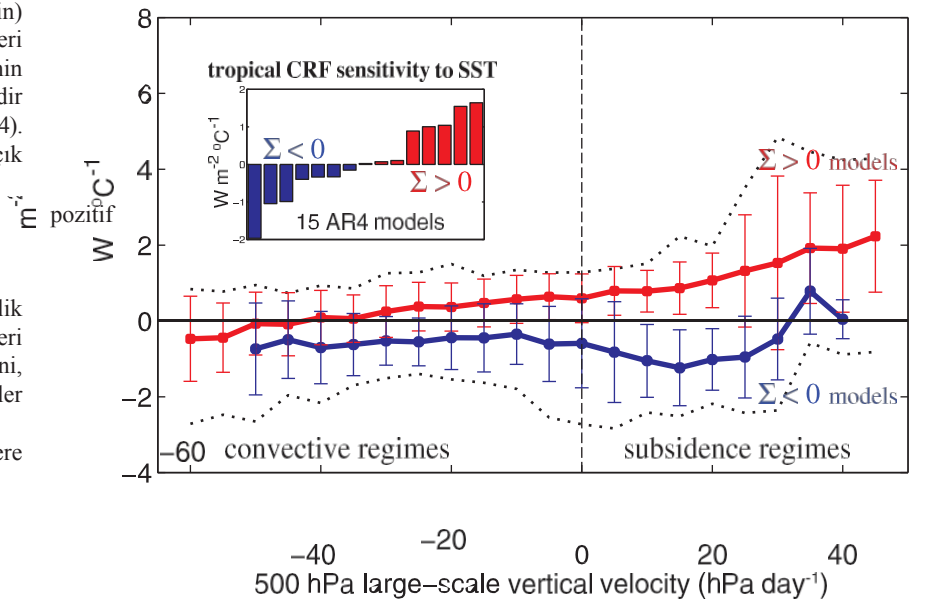
GCM geri bildirimlerini bölgesel bileşenlere veya dinamik rejimlere ayırarak, önemli ilerleme kaydedilmiştir.

iklim değişikliği bulut geri bildirimlerinin yorumlanması. Bölüm 10'da sunulan iklim projeksiyonları için kullanılan birleştirilmiş AOGCM'lerin (Bony ve Dufresne, 2005), mevcut GCM'lerin atmosferik veya levha okyanus versiyonlarının (Webb vd., 2006; Williams vd., 2006; Wyant vd., 2006) veya biraz daha eski modellerin (Williams ., 2003; Bony vd., 2004; Volodin, 2004; Stowasser vd., 2006) karşılaştırılması, bulut geri beslemelerindeki modeller arası farklılıkların çoğunlukla

SW bulut geri besleme bileşeni ve hem derin konvektif bulutların hem de düşük seviyeli bulutların küresel ısınmaya tepkileri GCM'ler arasında farklılık göstermektedir. Son analizler, sınır tabaka bulutlarının tepkisinin, mevcut GCM'ler arasında iklim değişikliği bulut geribildirimleri aralığına en büyük katkıyı oluşturduğunu göstermektedir (Bony ve Dufresne, 2005; Webb ., 2006; Wyant vd., 2006). Bunun nedeni, hem alçak seviyeli bulut örtüsünün hakim olduğu bölgelerde modeller tarafından simüle edilen ısınım tepkisindeki büyük farklılıklar (Şekil 8.15), hem de bu bölgelerin kapsadığı yerkürenin geniş alanlarıdır. Bununla birlikte, diğer bulut türlerinin tepkisi de önemlidir çünkü her model için alçak seviyeli bulutlardan gelen ısınım tepkiyi ya güçlendirir ya da kısmen iptal eder. Model bulut geri bildirimlerinin yayılımı tüm enlemlerde önemlidir ve tropik bölgelerde daha büyük olma eğilimindedir (Bony ., 2006; Webb vd., 2006). Karışık fazlı bulutların temsilindeki ve modeller tarafından tahmin edilen fırtına izlerinin enlemsel kayma derecesindeki farklılıklar da, özellikle ekstrapolikal bölgelerde, iklim değişikliğine CRF tepkisindeki modeller arası farklılıklara katkıda bulunur (Tsushima ve ark., 2006).

8.6.3.2.3 İklim modelleri tarafından üretilen bulut geri bildirimlerinin değerlendirilmesi

İklim modellerinde bulutların değerlendirilmesi uzun zamandır TOA ısınım akılarının ve toplam bulut miktarının gözlemlenen ve simüle edilen klimatolojilerinin karşılaştırılmasına dayanmaktadır (bkz. Bölüm 8.3.1).



Şekil 8.15. Tropikal net bulut radyatif zorlamasının (CRF) küresel ısınmaya ilişkili SST değişikliklerine duyarlılığı ($W m^{-2} °C^{-1}$ cinsinden) (CO_2 'nin $\%1 yıl^{-1}$ arttığı simülasyonlar). İç kısımda, bu raporda kullanılan 15 AOGCM tarafından tahmin edilen tropik ortalama hassasiyet gösterilmektedir: 7 model $\Sigma < 0$ ve 8 model $\Sigma > 0$ tahmin etmektedir. Ana panel, büyük ölçekli tropikal dolaşımın farklı rejimlerinde iki model grubu tarafından tahmin SST'ye CRF duyarlılığını karşılaştırmaktadır (500 hPa dikey basınç hızı, büyük ölçekli hareketler için bir vektör olarak kullanılır; negatif değerler büyük ölçekli yükselen hareketlere ve pozitif değerler batan hareketlere karşılık gelir). Kalın çizgiler ve dikey çizgiler her bir gruptaki model duyarlılıklarının ortalamasını ve standart sapmasını; noktalı çizgiler ise her bir dinamik rejimdeki model duyarlılıklarının minimum ve maksimum değerlerini temsil etmektedir. İki model grubu arasındaki tutarsızlık, büyük ölçekli çökme rejimlerinde en büyüktür. Tropik bölgelerde büyük bir istatistiksel ağırlığa sahip olan bu rejimler, öncelikle sınır tabaka bulutları tarafından kaplanmaktadır. Sonuç olarak, tropik bulut geri bildirimlerinin modeller arasında yayılması (iç kısım) öncelikle büyük ölçekli çökme rejimlerindeki düşük seviyeli bulutların ısınım tepkisindeki modeller arası farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Bony ve Dufresne'den (2005) uyarlanmıştır.

Ancak, gözlemlenen bu büyüklüklerle iyi bir uyum, telafi edici hatalardan kaynaklanabilir. TAR'dan bu yana ve kısmen Uluslararası Uydu Bulut Klimatolojisi Projesi (ISCCP) simülatörünün (Klein ve Jakob, 1999; Webb ., 2001) kullanımı nedeniyle, simüle edilen bulut alanlarının değerlendirilmesi, bulut türleri ve bulut optik özellikleri açısından giderek daha fazla yapılmaktadır (Klein ve Jakob, 1999; Webb vd., 2001; Williams vd., 2003; Lin ve Zhang, 2004; Weare, 2004; Zhang vd., 2005; Wyant vd., 2006). Böylece daha güçlü hale gelmiş ve modelleri daha fazla kısıtlar hale gelmiştir. Buna ek olarak, belirli bulut rejimlerinin simülasyonundaki veya belirli dinamik koşullardaki hataları teşhis etmek için kümeleme veya birleştirme teknikleri kullanılarak GCM'lere yeni bir gözlemsel test sınıfı uygulanmıştır (Tselioudis vd, 2000; Norris ve Weaver, 2001; Jakob ve Tselioudis, 2003; Williams vd., 2003; Bony vd., 2004; Lin ve Zhang, 2004; Ringer ve Allan, 2004; Bony ve Dufresne, 2005; Del Genio vd., 2005a; Gordon vd., 2005; Bauer ve Del Genio, 2006; Williams vd., 2006; Wyant vd., 2006). Bulutların mevsimsel değişimlere küresel tepkisine odaklanan gözlemsel bir test, model bulut geri bildirimlerini değerlendirmek için önerilmiştir (Tsushima ve ark., 2005), ancak henüz mevcut modellere uygulanmamıştır.

Bu çalışmalar, mevcut modeller tarafından bulutların simülasyonundaki bazı yaygın önyargıları vurgulamaktadır (örneğin, Zhang ., 2005). Bu, optik olarak kalın bulutların aşırı tahminini ve optik olarak ince alçak ve orta üst bulutların yetersiz tahminini içerir. Ancak, farklı bulut türlerinin göreceli miktarlarının gözlemsel olarak belirlenmesinde belirsizlikler devam etmektedir (Chang ve Li, 2005). Orta enlemler için bu sapmalar, iklim GCM'lerinin kaba çözünürlüğünün ve bunun sonucunda yaostrofik sirkülasyonların doğru gücünü (Bauer ve Del Genio, 2006) ve doğru miktarda alt ızgara ölçeği değişkenliğini (Gordon vd., 2005) simüle edememelerinin bir sonucu olarak yorumlanmıştır. Farklı bulut türlerinin simülasyonundaki hatalar eninde sonunda telafi edilip gözlemlerle uyumlu bir ortalama CRF tahminine yol açabilse de (bkz. Bölüm 8.3), model bulut geri bildirimlerinin güvenilirliği konusunda şüphe uyandırmaktadır. Örneğin, bulut bulut optik derinliğine doğrusal olmayan bağımlılığı göz önüne alındığında, bulut optik kalınlığının fazla tahmin edilmesi, doğru işaret ve büyüklükte bile olsa bulut optik derinliğindeki bir değişikliğin çok küçük bir radyatif imza üreteceği anlamına gelir. Benzer şekilde, alçak ve orta seviye bulutların eksik tahmin , muhtemelen çökmenin yaygın olduğu bölgelerde iklim ısınmasına verilen ışınımsal tepkinin büyüklüğünü etkilemektedir. Bulutun su fazını (sıvı, buz veya karışık) kontrol eden modelleme varsayımlarının iklim duyarlılığının tahmini için kritik öneme sahip olduğu bilinmektedir. Ancak, bu varsayımların değerlendirilmesi henüz yeni başlamaktadır (Doutriaux-Boucher ve Quaas, 2004; Naud ., 2006). Tsushima ve (2006), mevcut iklimde bulut suyunun her bir fazının dağılımına ilişkin gözlemlerin, orta ve yüksek enlemlerdeki model bulut geri bildirimleri üzerinde önemli bir kısıtlama sağlayacağını öne sürmüştür.

İklim değişikliğine karşı bulut tepkisinin bazı bileşenlerini değerlendirmek amacıyla, GCM'lerin bulutların ve CRF'nin çevresel koşullardaki yıl içi değişikliklere karşı duyarlılığını simüle etme kabiliyetini araştıran çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Atmosfer-karma tabaka okyanus modelleri incelendiğinde, Williams

ve diğerleri (2006), örneğin büyük ölçekli dikey hızdaki ve alt troposferik dengedeki bir değişime CRF tepkisini dikkate alarak, yerel ortalama iklim değişikliği bulut tepkisinin bir bileşeninin günümüzdeki değişkenlikle ilişkilendirilebileceğini ve böylece gözlemler kullanılarak değerlendirilebileceğini bulmuştur. Bony ve Dufresne (2005) ve Stowasser ve Hamilton (2006), Bölüm 10'daki AOGCM'lerin SST'deki, büyük ölçekli dikey hızdaki ve alt troposferik RH'deki bir değişikliğe tropikal CRF'deki değişikliği simüle etme yeteneklerini incelemiştir. Modellerin en çok çökme bölgelerinde ve daha az ölçüde derin konvektif aktivite rejimlerinde farklı ve en az gerçekçi olduğunu göstermişlerdir. Bu durum, iklim modellerinde bulut süreçlerinin ve özellikle de sınır tabaka bulutlarının temsilinin ve değerlendirilmesinin iyileştirilmesi gerekliliğini vurgulamaktadır.

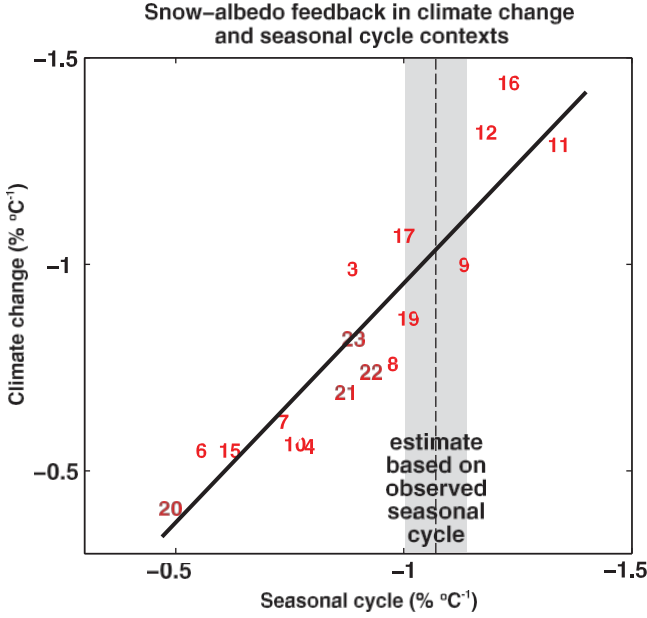
8.6.3.2.4 Bulut geri bildirimlerine ilişkin sonuç

İklim değişikliğine bulut tepkisini kontrol eden fiziksel süreçlerin anlaşılmasında ve mevcut modellerde bulut geri bildirimlerinin bazı bileşenlerinin değerlendirilmesinde bazı ilerlemeler kaydedilmesine rağmen, bulut geri bildirimine ilişkin model tahminlerinden en güvenilir olduğunu değerlendirmek henüz mümkün değildir. Bununla birlikte, bulut türlerinin, dinamik rejimlerin ve mevcut modeller arasında bulut geribildirim tahminlerinin büyük ölçüde yayılmasından sorumlu olan yerküre bölgelerinin tanımlanmasında ilerleme kaydedilmiştir. Bu durum, iklim değişikliği bulut geri bildirimlerinin gelecekteki değerlendirmelerini iyileştirecek daha spesifik gözlemsel analizleri ve model değerlendirmelerini teşvik edecektir.

8.6.3.3 Kriyosfer Geri Bildirimleri

Küresel iklim duyarlılığına önemli ölçüde katkıda bulunan bir dizi geri bildirim kriyosferden kaynaklanmaktadır. İklim modellerinin sera gazlarının atmosferik konsantrasyonlarındaki artışlara verdiği tepkinin sağlam bir özelliği, karasal kar ve deniz buzunun kutuplara doğru çekilmesi ve alt troposferik sıcaklıktaki artışların kutupsal amplifikasyonudur. Aynı zamanda, artan sera gazı konsantrasyonlarına yüksek enlem tepkisi iklim modelleri arasında oldukça değişkendir (örneğin, Holland ve Bitz, 2003) ve en son nesil AOGCM'lerde önemli bir yakınsama göstermemektedir (Chapman ve Walsh, 2007; ayrıca bkz. Bölüm 11.8). Eşik davranışı olasılığı da gelecekteki iklim senaryolarında kriyosferin nasıl gelişebileceği konusundaki belirsizliğe katkıda bulunmaktadır.

Muhtemelen, kriyosferle ilişkili en önemli simüle edilmiş geri bildirim, daha sıcak bir iklimde yüksek oranda yansıtıcı kar veya buz örtüsünün geri çekilmesinden kaynaklanan emilen güneş radyasyonundaki artıştır. TAR'dan bu yana, kriyosferle ilişkili yüzey albedo geri beslemesinin ölçülmesinde bazı ilerlemeler kaydedilmiştir. Hall (2004), albedo geri beslemesinin atmosferik CO₂'nin iki katına çıkmasına verilen yüksek enlem tepkisinin yaklaşık yarısından sorumlu olduğunu bulmuştur. Bununla birlikte, uzun kontrol simülasyonlarının analizi, şaşırtıcı derecede az iç değişkenliği hesaba kattığını göstermiştir. Hall ve Qu (2006), bir dizi MMD modelinin kar örtüsünün gözlemlenen mevsimsel döngüsünü (özellikle ilkbahar erimesi) yeniden üretmedeki sapmalarının, kar albedo geri besleme gücündeki büyük varyasyonlarla sıkı bir şekilde ilişkili olduğunu göstermiştir



Şekil 8.16. İklim değişikliğinde simüle edilen ilkbahar $\Delta\alpha_{(s)}/\Delta T_{(s)}$ değerleri (ordinat) ile bu raporda kullanılan 17 AOGCM ile geçici iklim değişikliği deneylerinde mevsimsel döngüde simüle edilen ilkbahar $\Delta\alpha_{(s)}/\Delta T_{(s)}$ (apsis) dağılım grafiği ($\Delta\alpha_{(s)}$ ve $T_{(s)}$ sırasıyla yüzey albedosu ve yüzey hava sıcaklığıdır). İklim değişikliği $\Delta\alpha_{(s)}/\Delta T_{(s)}$ değerleri, 20. ve 22. yüzyıllar arasında Kuzey Yarımküre kıtaları üzerinde ortalama ilkbahar yüzey albedosundaki azalmanın, aynı zaman bölgedeki yüzey hava sıcaklığındaki artışa bölünmesiyle elde. Mevsimsel döngü $\Delta\alpha_{(s)}/\Delta T_{(s)}$ değerleri, Kuzey Yarımküre kıtaları üzerinde alınan 20. yüzyıl ortalama Nisan ve Mayıs $\alpha_{(s)}$ değerleri arasındaki farkın, aynı alan ve zaman dilimi üzerinde ortalaması alınan Nisan ve Mayıs $T_{(s)}$ değerleri arasındaki farka bölünmesiyle edilir. Simülasyonlar için en küçük kareler uyum regresyon çizgisi (düz çizgi) ve ISCCP ve ERA40 reanalizine (kesikli dikey çizgi) dayanan mevsimsel döngü $\Delta\alpha_{(s)}/\Delta T_{(s)}$ değeri de gösterilmektedir. Gri çubuk, zaman serisinin uzunluğu ve varyansı göz önüne alındığında, bir zaman serisinin ortalamasının (bu durumda $\Delta\alpha_{(s)}/\Delta T_{(s)}$ gözlemlenen zaman serisi) tahminindeki hata için standart bir formüle göre istatistiksel hatanın bir tahminini verir. Yalnızca bu istatistiksel hata dikkate alınırsa, gerçek gözlemlenen değerler gri çubuğun dışında kalma olasılığı %5'tir. Her sayı belirli bir AOGCM'ye karşılık gelmektedir (bkz. Tablo 8.1). Hall ve Qu (2006)'dan uyarlanmıştır.

iklim değişikliği senaryolarında aynı modeller tarafından simüle edilmiştir. Bu nedenle mevsimsel döngü sapmalarının ele alınması, iklim değişikliği altında kar albedosu geribildirim simülasyonlarındaki farklılığı azaltacak bir kısıtlama sağlayacaktır. Ancak, iklim değişikliği koşulları altında kar albedosu geri beslemesini değerlendirmek için mevsimsel kar albedosu geri beslemesinin olası kullanımı, elbette GCM'ler tarafından önerilen iki geri besleme arasındaki korelasyonun gerçekçiliğine bağlıdır (Şekil 8.16). Winton (2006a) ve Qu ve Hall (2005) tarafından bağımsız olarak bulunan yeni bir sonuç, kriyosferik bölgelerdeki bulut alanlarında simüle edilen farklılıklardan ziyade, yüzey süreçlerinin yüzey albedo geribildiriminin iklim simülasyonlarındaki ana sapma kaynağı olduğudur.

Kriyosferle ilişkili diğer geri bildirimlerin (örneğin, buz yalıtımı geri bildirim, MOC/SST-deniz buzu geri bildirim, buz kalınlığı/buz büyümesi geri bildirim) anlaşılması TAR'dan bu yana gelişmiştir (NRC, 2003; Bony vd., 2006). Ancak, bu geri bildirimlerin iklim duyarlılığı üzerindeki göreceli etkisi ölçülmemiştir.

Deniz buzu geri bildirimlerinin anlaşılması ve değerlendirilmesi, yüksek buz kütlelerindeki süreçlerle olan güçlü bağlantıları nedeniyle karmaşıktır.

enlem atmosferi ve okyanusu, özellikle de kutup bulutu süreçleri ve okyanus ısısı ve tatlı su taşınımı. Ayrıca, TAR'dan bu yana AOGCM'lerin deniz buzu bileşenlerinin geliştirilmesinde, özellikle de çoğuna daha sofistike dinamiklerin dahil edilmesiyle etkileyici ilerlemeler kaydedilmiş olsa da (bkz. Bölüm 8.2.4), model parametrisasyonlarının gözlemlere karşı test edilmesi yoluyla kriyosferik geri bildirimlerin değerlendirilmesi, kutup bölgelerindeki gözlemsel verilerin azlığı nedeniyle engellenmektedir. Özellikle deniz buzu kalınlığı gözlemlerinin eksikliği önemli bir sorundur.

Deniz buzu dinamiklerinin iklim duyarlılığındaki rolü yıllardır belirsizliğini korumaktadır. Slab okyanus modelleriyle birleştirilmiş AGCM'lerle elde edilen bazı yeni sonuçlar (Hewitt vd., 2001; Vavrus ve Harrison, 2003), iklim modellerinde deniz buzu dinamiklerinin temsil iklim duyarlılığı üzerinde ılımlı bir etkisi olduğu hipotezini desteklemektedir. Bununla birlikte, tam AOGCM'lerle yapılan deneyler (Holland ve Bitz, 2003) geçici iklim tepkisi ile buz dinamiğinin varlığı ya da yokluğu arasında zorlayıcı bir ilişki olmadığını göstermektedir; çok sayıda model farklılığı muhtemelen buz dinamiğinden kaynaklanabilecek her türlü sinyali bastırmaktadır. Deniz buzunun başlangıç (yani kontrol) simülasyonu ile sera gazı zorlamasına verilen yanıt arasındaki önemli bağlantı (Holland ve Bitz, 2003; Flato, 2004), deniz buzu dinamiklerinin rolünü tanımlamayı veya ölçmeyi amaçlayan 'temiz' deneyleri daha da engellemektedir.

Yüzey albedo geri beslemesi dışında bir dizi sürecin de modellerde ısınmanın kutupsal amplifikasyonuna katkıda bulunduğu gösterilmiştir (Alexeev, 2003, 2005; Holland ve Bitz, 2003; Vavrus, 2004; Cai, 2005; Winton, 2006b). Bunlardan önemli bir tanesi kutba doğru ek enerji taşınımıdır, ancak yerel yüksek enlem su buharı, bulut ve sıcaklık geri beslemelerinden de katkılar bulunmuştur. Ancak bu süreçler ve etkileşimleri karmaşıktır, modeller arasında önemli farklılıklar vardır (Winton, 2006b) ve yüksek enlem amplifikasyonuna katkıda bulunan ya da onu azaltan göreceli önemleri henüz tam olarak çözülememiştir.

8.6.4 Farklı Modeller Tarafından Simüle Edilen Geri Bildirimlere Göreceli Güvenimizi Nasıl Değerlendirebiliriz?

Farklı modellerden elde edilen iklim projeksiyonlarına olan göreceli güvenimize ilişkin değerlendirmeler, ideal olarak, ortalama iklim ve değişkenlik ile belirli iklim süreçlerinin simülasyonları da dahil olmak üzere çok çeşitli iklim istatistiklerinin simülasyonundaki model hatalarını ölçmemize olanak tanıyan kapsamlı bir dizi gözlemsel teste dayanmalıdır. Bir modelin bu tür bir testler topluluğunda ne kadar iyi performans gösterdiğini ölçen topluluğuna 'iklim ölçütleri' denir. Gelecekteki iklim projeksiyonlarını kısıtlama kabiliyetine sahip olmak için, ideal olarak iklim değişikliğinin bir veya birkaç yönüyle güçlü bağlantıları olmalıdır: iklim duyarlılığı, iklim değişikliğinin büyük ölçekli modelleri (hemisferik simetri, kutupsal amplifikasyon, dikey sıcaklık değişikliği modelleri, karadeniz kontrastları), bölgesel modeller veya iklim değişikliğinin geçici yönleri. Örneğin, Avustralya iklimine ilişkin model tahminlerine duyulan güveni değerlendirmek için ölçütlerin aşağıdakileri içermesi gerekir

ENSO kalitesinin bazı ölçütleri, çünkü Avustralya iklimi büyük ölçüde bu değişkenliğe bağlıdır (bkz. Bölüm 11. 7).

İklim duyarlılığına ilişkin farklı model tahminlerine olan güveni daha iyi değerlendirmek için iki tür gözlemsel test mevcuttur: belirli dış zorlamalarla ilişkili küresel iklim tepkisine ilişkin testler (Bölüm 6, 9 ve 10'da ele alınmıştır; Kutu 10.2) ve kilit geri besleme süreçlerinin simülasyonuna odaklanan testler.

Hem temel iklim geri bildirimlerini kontrol eden fiziksel süreçlerin (bkz. Bölüm .6.3) hem de geri bildirimlerin simülasyonundaki modeller arası farklılıkların kökeninin anlaşılmasına dayanarak (bkz.2), aşağıdaki iklim özelliklerinin özellikle önemli olduğu görülmektedir: (i) su buharı ve atlama hızı geri bildirimleri için, üst troposferik bağıl nem ve atlama hızının iklimdeki yıllık veya on yıllık değişikliklere tepkisi; (ii) bulut geri bildirimleri için, sınır tabaka bulutlarının ve örs bulutlarının yüzey veya atmosferik koşullardaki bir değişikliğe tepkisi ve ekstrasitropikal sinoptik hava sistemlerindeki bir değişiklik ile ilişkili bulut radyatif özelliklerindeki değişiklik; (iii) kar albedosu geri beslemeleri için, ilkbaharda kuzey kara alanları üzerinde yüzey hava sıcaklığı ve kar erimesi arasındaki ilişki ve (iv) deniz buzu geri beslemeleri için, deniz buzu kalınlığının simülasyonu.

TAR'dan bu yana bir dizi tanısal test önerilmiştir (bkz. Bölüm 8.6.3), ancak bunlardan çok azı şu anda kullanımda olan modellerin çoğuna . Dahası, hangi testlerin gelecekteki projeksiyonları kısıtlamak için kritik olduğu henüz net değildir. Sonuç olarak, makul iklim değişikliği geri bildirimleri ve iklim duyarlılığı aralığını daraltmak için kullanılacak bir dizi model ölçütü henüz geliştirilmemiştir.

8.7 Eşik Değerleri ve Ani İklim Değişikliği Üreten Mekanizmalar

8.7.1 Giriş

Eşikler ve ani iklim değişikliği hakkındaki bu tartışma, Alley ve (2002) tarafından önerilen 'eşik' ve 'ani' tanımlarına dayanmaktadır. İklim sistemi, bazı eşikleri geçene kadar değişikliklere kademeli bir şekilde yanıt verme eğilimindedir: bundan sonra ani olarak tanımlanan herhangi bir değişiklik, yanıtta değişikliğin zorlamadaki değişiklikten çok daha büyük olduğu bir değişiklikdir. Dolayısıyla eşikteki değişiklikler, eşikten önce veya sonra meydana gelen değişikliklere göre anidir ve yeni bir duruma geçişe yol açabilir. Bu değişikliklerin mekansal ölçekleri küreselden yerele kadar değişebilir. Bu tanımda, zorlamanın ve tepkinin büyüklüğü önemlidir. Büyüklüğe ek olarak, dikkate alınan zaman ölçeği de önemlidir. Bu bölüm esas olarak on yıldan yüz yıla kadar olan zaman ölçeklerine odaklanmaktadır.

Eşik ve ani tanımlarının biraz öznel olması nedeniyle, eşik ve ani tanımlarını geliştirmek için çabalar olmuştur.

Belirli bir değişkenin zaman serisinde bu noktaları belirlemek için nicel ölçütler (örneğin, Lanzante, 1996; Seidel ve Lanzante, 2004; Tomé ve Miranda, 2004). Eşikleri ve ani değişiklikleri belirlemenin en yaygın yolu, girdi zaman serisinin trendini doğrusal olarak düşürmek ve trend çizgisinden büyük sapmalar aramaktır. İstatistiksel olarak daha titiz yöntemler genellikle Bayesian istatistiklerine dayanır.

Bu bölümde eşiklerin ve ani iklim değişikliğinin potansiyel nedenleri ve mekanizmaları araştırılmakta ve iklim modellerinin bu değişiklikleri ne kadar iyi simüle edebileceği konusu ele alınmaktadır. Aşağıdaki tartışma iki ana alana ayrılmıştır: ani değişikliklere neden olabilecek zorlama değişiklikleri ve uzun zaman ölçeklerinde büyük doğal değişkenlikten kaynaklanan ani iklim değişiklikleri. Resmi olarak ikinci ani değişiklikler eşik ve ani değişiklik tanımına uymamaktadır, çünkü zorlama (en azından radyatif zorlama - dış sınır koşulu) zaman içinde değişmemektedir. Ancak bu değişiklikler literatürde ve popüler basında tartışılmıştır ve burada değerlendirilmeye değerdir.

8.7.2 Zorla Ani İklim Değişikliği

8.7.2.1 Meridyonal Dönen Dolaşım Değişiklikleri

Gezegenin ısınım salması değişikçe, iklim sistemi birçok farklı zaman ölçeğinde yanıt verir. Birleşik modellerde tipik olarak simüle edilen fiziksel iklim sistemi için (atmosfer, okyanus, kara, deniz buzu), en uzun tepki zaman ölçekleri okyanusta bulunur (Stouffer, 2004). On yıllık ve daha uzun zaman ölçeklerinde eÇikler ve ani iklim değiklikleri açısından okyanus da ilgi odağı olmuştur. Özellikle, okyanusun Atlantik MOC'si (tanım ve açıklama için Kutu 5.1'e bakınız) ana çalışma alanıdır.

MOC, Kuzey Atlantik'in yüksek enlemlerde büyük miktarlarda ısı (¹⁰¹⁵ Watt mertebesinde) ve tuz taşır. Burada ısı atmosfere salınarak yüzey sularını soğutur. Soğuk ve nispeten tuzlu sular derinlere batır ve Atlantik Havzası'ndan güneye doğru akar. Bu sirkülasyonun iklimsel etkenlerinin tamamı belirsizliğini korumaktadır, ancak hem yoğunluk (örn. Stommel 1961; Rooth 1982) hem de rüzgar stresinin (örn. Wunsch, 2002; Timmermann ve Goosse, 2004) önemli olması muhtemeldir. Hem paleoiklim çalışmaları (örn. Broecker, 1997; Clark ., 2002) hem de modelleme çalışmaları (örn. Manabe ve Stouffer, 1988, 1997; Vellinga ve Wood, 2002) MOC'deki bozulmaların ani iklim değişikliklerine yol açabileceğini göstermektedir. Sistematik bir modeller arası karşılaştırma çalışması (Rahmstorf vd., 2005), katılan 11 EMIC'nin hepsinin MOC'nin kapandığı bir eşığe sahip olduğunu bulmuştur (bkz. Bölüm 8.8.3). Yüksek hesaplama maliyeti nedeniyle, AOGCM'lerle böyle bir eşik araştırması henüz yapılmamıştır.

MOC'nin denge ve geçici veya zamana bağlı tepkileri ile zorlamadaki değişiklikler arasındaki ayrıma dikkat etmek önemlidir. Okyanusta bulunan uzun tepki zaman ölçekleri nedeniyle (bazıları 1 kyr'den daha uzun), belirli bir zorlama değişikliğine verilen kısa vadeli tepkinin denge çok farklı olması mümkündür. Birleştirilmiş okyanusun bu tür davranışları

sistemi en az bir AOGCM'de belgelenmiş (Stouffer ve Manabe, 2003) ve diğer birkaç AOGCM çalışmasının sonuçlarında önerilmiştir (örneğin, Hirst, 1999; Senior ve Mitchell, 2000; Bryan vd., 2006). Bu AOGCM deneylerinde, atmosferdeki sera gazları arttıkça MOC zayıflamaktadır. CO₂ konsantrasyonu sabitlendiğinde, MOC yavaşça bozulmamış değerine geri döner.

Bölüm 10.3.4'te tartışıldığı üzere, yüksek enlemlerde yüzey ısı ve tatlı su akışındaki değişiklikler nedeniyle sera gazları arttıkça MOC tipik olarak zayıflar (Manabe ., 1991). Yüzey akışındaki değişiklikler yüzey yoğunluğunu azaltarak suyun dikey hareketini engeller ve MOC'yi yavaşlatır. MOC yavaşladıkça, dolaşımın artık kendini sürdürmeyeceği bir eşige yaklaşabilir. MOC bu eşığı geçtiğinde, hızla durum değiştirebilir ve Kuzey Atlantik ve çevresindeki kara alanlarının MOC'nin aktif olduğu duruma göre soğuyacağı ani iklim değişikliğine neden olabilir. Bu soğuma, Atlantik'teki alçak enlemlerden ısı taşınımı kaybının ve yüksek enlem sularının dikey karışımındaki azalmayla ilişkili geri bildirimlerin sonucudur.

Yaygın bir yanlış anlama, MOC zayıflamasının bir buzul çağını başlamasına neden olabileceğidir. Ancak, gelecekteki iklim zorlamalarının gerçekçi tahminleriyle zorlandığında hiçbir model bu spekülasyonu desteklememiştir (bkz. Bölüm 10.3.4). Buna ek olarak, MOC'nin çok büyük tatlı su kaynaklarıyla (sera gazlarındaki değişikliklerle değil) kapanmaya zorlandığı idealize edilmiş modelleme çalışmalarında, yüzey sıcaklığı değişiklikleri, iklim üzerindeki etkileri büyük olsa da, bir buzul çağını MOC'nin kapanmasından kaynaklanabileceği fikrini desteklememektedir (Manabe ve Stouffer, 1988, 1997; Schiller vd., 1997; Vellinga ve Wood, 2002; Stouffer vd., 2006). Yakın zamanda 11 birleşik atmosfer-okyanus modelini içeren bir karşılaştırmada (Gregory ., 2005), MOC 140 yıllık bir dönemde (atmosferik CO₂ dört katına çıkarken) sadece %10 ila %50 oranında azalmaktadır ve hiçbir modelde herhangi bir yerde karasal soğuma görülmemektedir (artan CO₂ nedeniyle küresel ölçekte ısınma, azalan MOC nedeniyle yerel soğuma etkisini bastırmaktadır). Kuzeye doğru taşınan büyük miktardaki ısı ve tuz ve bunun yüzey akışlarına olan duyarlılığı nedeniyle, MOC'deki değişiklikler on yıldan yüz yıla kadar zaman ölçeklerinde ani iklim değişikliklerine yol açabilmektedir (örneğin, Manabe ve Stouffer, 1995; Stouffer ., 2006). Günümüz simülasyonlarını kullanan idealize edilmiş çalışmalar, modellerin okyanus yüzeyindeki tatlı su akışları tarafından zorlandığında paleoiklim kayıtlarında görülen varyasyonların çoğunu on yıldan yüz yıla kadar olan zaman ölçeklerinde simüle edebildiğini göstermiştir. Ancak, tatlı su girdilerine verilen nicel yanıt modeller arasında büyük farklılıklar göstermektedir (Stouffer vd., 2006), bu da CMIP ve Paleoklim Modelleme Karşılaştırma Projesi (<http://www.pmp2.cnrsgif.fr/pmp2/design/experiments/waterhosing.shtml>).

Tatlı su girdisinin miktarına ek olarak, bu girdinin tam yeri de önemli olabilir (Rahmstorf 1996, Manabe ve Stouffer, 1997; Rind vd., 2001). Deneylerin tasarlanması ve ihtiyaç duyulan gerçekçi geçmiş zorlamaların belirlenmesi

Modellerin tepkisini on yıllık ve yüz yıllık zaman ölçeklerinde test etmek için hala yapılması gerekenler var.

Artan sera gazlarına karşı MOC tepkisini belirleyen süreçler bir dizi modelde incelenmiştir. Birçok modelde, artan sera gazlarına ilk MOC tepkisi termal etkiler tarafından domine edilmektedir. Çoğu modelde bu durum, diğer şeylerin yanı sıra hidrolojik döngünün beklenen güçlenmesinden kaynaklanan tuzluluktaki değişikliklerle artmaktadır (Gregory ., 2005; Bölüm 10). Grönland Buz Tabakasının erimesinden kaynaklanan eriyik su akışı, MMD'de bulunan modellere henüz dahil edilmemiş potansiyel olarak önemli bir tazeleme kaynağıdır (bkz. Bölüm 8.7.2.2). Rüzgar ve hidrolojik değişikliklerle ilişkili daha karmaşık geri bildirimler de birçok modelde önemlidir. Bunlar arasında derin su oluşum bölgelerindeki yerel yüzey akışı anomalileri (Gent, 2001) ve tropikal ve Güney Atlantik'in tatlı su bütçesindeki değişikliklerden kaynaklanan okyanus telekonneksiyonları (örneğin, Latif vd., 2000; Thorpe vd., 2001; Vellinga vd., 2002; Hu vd., 2004) yer almaktadır. MOC'nin zayıflamasına neden olan iklim faktörlerinin büyüklükleri, geri bildirimler ve ilgili onarıcı faktörler ile birlikte şu anda belirsizdir. Bu süreçlerin AOGCM'lerde değerlendirilmesi çoğunlukla gözlem eksikliği nedeniyle kısıtlıdır, ancak bireysel çalışmalarda bazı erken ilerlemeler kaydedilmiştir (örneğin, Schmittner vd., 2000; Pardaens vd., 2003; Wu vd., 2005; Bölüm 9). Modeller arası karşılaştırma çalışmaları (örneğin Gregory vd., 2005; Rahmstorf vd., 2005; Stouffer vd., 2006), burada kullanılan birleşik modellerde çok çeşitli MOC tepkilerinin nedenlerini belirlemek ve anlamak için geliştirilmiştir (bkz. Bölüm 4, 6 ve 10).

8.7.2.2 Hızlı Batı Antarktika ve/veya Grönland Buz Tabakası Çöküşü ve Meridional Devrilen Dolaşım Değişiklikleri

Buz tabakalarından okyanusa artan tatlı su akışı, ani iklim değişiklikleri için potansiyel bir zorlayıcıdır. Mevcut iklimde Antarktika için bu akışlar esas olarak buz sahanlıklarının altındaki erimeden ve okyanus tarafından taşınan buzdağlarının erimesinden ; her iki akış da daha sıcak bir iklimde önemli ölçüde artabilir. Buz tabakası akıntısı ve buzdağı patlaması, kabaca eşit oranlarda, şu anda Grönland Buz Tabakası'ndan tatlı su akışına hakimdir (Church ., 2001; Bölüm 4). Isınan bir iklimde, yüzey akışının hızla artması ve buzdağı patlatma oranından çok daha büyük hale gelmesi beklenmektedir; daha az ve daha ince buz okyanusla sınır oluşturdukça ikincisinin azalması muhtemeldir; karaya oturmuş buzun altından gelen bazal erime, diğer akışlardan birkaç büyüklük sırası daha küçük kalacaktır (Huybrechts ., 2002). Bu buz tabakası değişikliklerinin olasılığı ve deniz seviyesi üzerindeki etkilerine ilişkin bir tartışma için Bölüm 10'daki tartışmaya bakınız.

Derin su üretim alanlarının yakınındaki yüzey zorlamasındaki değişiklikler, okyanus sirkülasyonu ve karışımındaki değişiklikler nedeniyle on yıllık ve daha uzun zaman ölçeklerinde hızlı iklim değişiklikleri üretme kapasitesine sahip görünmektedir. Grönland üzerindeki buz hacminde büyük değişiklikler olursa, bu eriyen suyun büyük bir kısmının Grönland'daki yüzey sularını tazelemesi muhtemeldir.

yüksek enlem Kuzey Atlantik, MOC'yi yavaşlatır (bkz. Bölüm 8.7.2.1; Kısım 10). Rind ve diğerleri (2001) NADW oluşum hızındaki değişikliklerin Antarktika çevresindeki derin su oluşumunda değişikliklere yol açabileceğini bulmuştur.

Atlantik MOC'nin Antarktika Buz Tabakası'ndaki değişikliklere tepkisi daha az iyi anlaşılmıştır. Eriyik su değişikliklerinin yüzey tuzluluğu değişiklikleri olarak uygulandığı sadece okyanus modelleriyle yapılan deneyler, Antarktika çevresindeki sular daha az yoğun hale geldikçe Atlantik MOC'nin yoğunlaşacağını göstermektedir (Seidov vd., 2001). Weaver ve (2003) Güney Okyanusu'na tatlı su eklenmesiyle MOC'nin 'kapalı' durumdan günümüze benzer bir duruma geçebileceğini göstermiştir. Bununla birlikte, Seidov ve diğerleri (2005) bir AOGCM ile yaptıkları deneyde, Güney Okyanusu'ndaki harici bir tatlı su kaynağının dünya okyanusu boyunca bir yüzey tazelemesine yol açarak Atlantik MOC'sini zayıflattığını bulmuşlardır. Bu model sonuçlarında, Antarktika Dip Suyu (AABW) oluşumuyla ilişkili SH MOC zayıflamış ve Antarktika çevresinde soğumaya neden olmuştur. Buz tabakalarından gelen büyük eriyik su akışlarının iklimi etkileme olasılığı hakkında daha fazla tartışma için Bölüm 4, 6 ve 10'a bakınız.

Özetle, hızlı buz tabakası değişikliklerinin hem deniz seviyesi değişiklikleri hem de okyanus sirkülasyonu değişiklikleri yoluyla hızlı iklim değişikliği üretme potansiyeli vardır. Okyanus sirkülasyonundaki değişiklikler, özellikle hassas derin su üretim bölgeleri üzerindeki tatlı su akışının artmasından kaynaklanmaktadır. Genel olarak, Grönland Buz Tabakasının gelecekteki evrimiyle ilişkili olası iklim değişiklikleri, Antarktika Buz Tabakalarındaki değişikliklerle ilişkili olanlardan daha iyi anlaşılmaktadır.

8.7.2.3 Volkanlar

Volkanlar kısa zaman ölçeklerinde ani iklim tepkileri üretir. Ana iklimsel zorlama faktörü olan stratosferik aerosollerin yüzey soğutma etkisi, stratosferdeki aerosollerin ömrü nedeniyle bir patlamadan sonra bir ila üç yıl içinde azalır. Büyük bir volkanın veya bir dizi büyük volkanik patlamanın, özellikle okyanusun yüzey altı bölgesinde daha uzun zaman ölçeklerinde iklim tepkileri üretmesi mümkündür (Delworth vd., 2005; Gleckler vd., 2006b).

Modellerin iklim sisteminin volkanik patlamalara olası ani tepkisini simüle etme kabiliyeti, kavramsal olarak sera gazlarında gelecekte meydana gelecek değişikliklere iklim tepkisini simüle etme kabiliyetine benzemektedir, çünkü her ikisi de gezegenin ışınimsal zorlamasında değişiklikler üretmektedir. Bununla birlikte, atmosfer ve okyanus arasındaki ısı alışverişinde yer alan mekanizmalar, sera gazlarındaki artışa verilen tepkiye kıyasla volkanik zorlamaya verilen tepkide farklı olabilir. Bu nedenle, ilgili geri bildirimler farklı olabilir (daha fazla tartışma için Bölüm 9.6.2.2'ye bakınız).

8.7.2.4 Metan Hidrat Kararsızlığı/Permafrost Metan

Metan hidratlar, yüksek basınçlar ve düşük sıcaklıklarla stabilize oldukları kıta kenarları boyunca deniz tabanında depolanmaktadır; bu da okyanus ısınmasının hidrat istikrarsızlığına ve atmosfere metan salınımına neden olabileceği anlamına gelmektedir (bkz.

Bölüm 4.7.2.4). Metan aynı zamanda permafrost bölgelerdeki topraklarda da depolanmaktadır ve ısınma, permafrostun erimesi ve hapsolmuş metanın atmosfere salınması yoluyla iklim sisteminde pozitif bir geri besleme olasılığını artırmaktadır. Okyanuslarda bulunan metan hidratlardan veya permafrost katmanlarında hapsolmuş metandan metan salınımı olasılığı Bölüm 7'de değerlendirilmektedir.

Bu alt bölümde, bu salımların ani bir iklim değişikliğini tetikleyip tetiklemeeyeceğinin belirlenmesinde modellerin potansiyel faydası ele alınmaktadır. Her iki metan salınım şekli de iklim sisteminde potansiyel bir eşik temsil etmektedir. İklim ısındıkça, sistemin ani bir salım için bir eşik geçme olasılığı artar (bkz. Bölüm 4, 7 ve 10). Bu değişiklikler sera gazı konsantrasyonlarındaki değişiklikler yoluyla ışınimsal zorlamada değişiklikler ürettiğinden, böyle bir salımın iklimsel etkileri ışınimsal zorlamadaki değişim oranındaki artışla aynıdır. Bu nedenle, modellerin herhangi bir ani iklim değişikliğini simüle etme kabiliyeti, sera gazı zorlamasındaki değişiklikler nedeniyle gelecekteki ani iklim değişikliklerini simüle etme kabiliyetlerine benzer olmalıdır.

8.7.2.5 Biyojeokimyasal

Burada iklim sisteminin biyojeokimyasal yönleriyle ilgili iki soru ele alınmaktadır. Birincisi, biyojeokimyasal değişiklikler ani iklim değişikliğine yol açabilir mi? İkincisi, MOC'deki ani değişiklikler biyojeokimyasal geri bildirimler yoluyla radyatif zorlamayı daha fazla etkileyebilir mi?

Biyojeokimyasal sistemlerde 21. yüzyılın iklimini simüle etme kapasitemizle ilgili ani değişiklikler iyi anlaşılmamıştır (Friedlingstein vd., 2003). Karasal sistemler tarafından karbonun alınması ve depolanmasında büyük ani değişim potansiyeli mevcuttur. İklim sistemindeki ani değişimler ciddi olarak ele alınmaya başlanırken (Rial vd., 2004; Schneider, 2004), toprak karbonunun kaybı (Cox vd., 2000) veya Amazon ormanlarının yok olması (Cox vd., 2004) gibi karasal sistemlerdeki ani değişim potansiyeli belirsizliğini korumaktadır. Bu kısmen süreçlerin yeterince anlaşılmasından (bkz. Friedlingstein vd., 2003; Bölüm 7), kısmen de fiziksel iklim sistemindeki değişikliklerin biyolojik tepkiyi etkilediği ana iklim modellerinde (Joos vd., 2001; Govindasamy vd., 2005; Bölüm 10) öngörülen iklim duyarlılıklarındaki farklılıkların etkisinden .

Bitki örtüsü-toprak-iklim sistemlerinde çoklu dengeler olduğuna dair bazı kanıtlar vardır. Bunlar arasında Claussen'in (1998) kara bitki örtüsü bileşenli bir EMIC kullanarak yağış için başlangıçtaki kara yüzeyi koşullarına bağlı olarak iki kararlı denge gösterdiği Kuzey Afrika ve Orta Doğu Asya yer almaktadır. Kleidon ve diğerleri (2000), Wang Eltahir (2000) ve Renssen ve diğerleri (2003) de çoklu dengeler için kanıtlar bulmuştur. Bunlar, Dünya sisteminde geri döndürülemez değişim olasılığını vurgulayan nispeten basit fiziksel iklim modelleri kullanılarak yapılan ön değerlendirmelerdir, ancak bulunan olguların güvenilirliğini değerlendirmek için daha kapsamlı araştırmalar yapılması gerekmektedir.

MOC'nin kapanması gibi ani iklim değişikliklerinin karbon döngüsü üzerindeki etkisine ilişkin yalnızca birkaç ön çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların bulguları, karbon döngüsünün

MOC'nin kapanması atmosferdeki sera gazı miktarını artırma eğiliminde olacaktır (Joos vd., 1999; Plattner vd., 2001; Bölüm 6). Bu çalışmaların her ikisinde de karbon döngüsü değişikliklerinin sadece okyanus bileşeninin etkisi dikkate alınmıştır.

8.7.3 Zorunlu Olmayan Ani İklim Değişikliği

Resmi olarak, yukarıda belirtildiği gibi, burada tartışılan değişiklikler ani iklim değişikliği tanımına girmemektedir. Literatürde, zorlanmamış ani iklim değişikliği iki genel kategoriye ayrılmaktadır. Birincisi, on yıllık ve daha uzun zaman ölçeklerinde gücün olduğu kırmızı gürültü zaman serileridir. İkinci kategori ise iki modlu veya çok modlu bir dağılımdır. Pratikte, zaman serileri çok uzun olmadıkça - örneklemeyi bir sorun olmaktan çıkaracak kadar uzun - ve zorlamalar zaman içinde oldukça sabit olmadıkça iki kategori arasında ayırım yapmak çok zor olabilir. Gözlemlerde, bu koşulların hiçbiri normalde karşılanmaz.

Hem AOGCM'ler hem de daha az karmaşık modeller, zorlamada herhangi bir değişiklik büyük ani iklim değişikliği örnekleri üretmiştir (örneğin, Hall ve Stouffer 2001; Goosse vd., 2002). Tipik olarak, bu olaylar okyanus sirkülasyonundaki, özellikle de Kuzey Atlantik'teki değişikliklerle ilişkilidir. Ani bir olay birkaç yıldan birkaç yüzyıla kadar sürebilir. Kuzey Kutbu'nda yakın geçmişte nispeten soğuk bir dönemde gözlemlenen koşullarla bazı benzerlikler taşır (Goosse vd., 2003).

Ne yazık ki, böyle bir olayın olasılığını tahmin etmek zordur çünkü çok uzun bir deney gerektirir ve kesinlikle model tarafından simüle edilen ortalama duruma bağlıdır. Ayrıca, gözlemlerle karşılaştırma yapmak neredeyse imkansızdır çünkü bu, doğada mevcut olmayan sabit bir zorlama ile çok uzun bir dönem gerektirecektir. Bununla birlikte, yukarıda bahsedilenler bir olay gelecekte meydana gelirse, iklim değişikliklerinin tespitini ve ilişkilendirilmesini çok zorlaştıracaktır.

8.8 Küresel Sistemi Daha Basit Modellerle Temsil Etmek

8.8.1 Neden Daha Düşük Karmaşıklık?

İklim sistemi modellemesinde önemli bir kavram, her biri belirli soruları yanıtlamak için optimum olan, farklı karmaşıklık düzeylerine sahip bir modeller yelpazesidir. Analiz bağlamından bağımsız olarak bir seviyenin diğerinden daha iyi veya daha kötü olduğuna karar vermek anlamlı değildir. Önemli olan, her modele kendi karmaşıklık düzeyine ve simülasyon kalitesine uygun soruların .

Mevcut en kapsamlı modeller AOGCM'lerdir. İklim sisteminin giderek daha fazla bileşenini içeren bu modeller (bkz. Bölüm 8.2), sistemin ve dinamiklerinin en iyi temsilini sağlamak ve böylece doğanın en gerçekçi laboratuvarı olarak hizmet etmek üzere tasarlanmıştır. Başlıca sınırlamaları

yüksek hesaplama maliyetleridir. Bugüne kadar, orta çözünürlüklü modeller, *climateprediction.net* projesinde olduğu gibi (<http://climateprediction.net>; Stainforth vd., 2005) son derece büyük ölçekli dağıtık bir hesaplama sisteminde yürütülmediği sürece, AOGCM'lerle yalnızca sınırlı sayıda çok on yıllık deney yapılabilmektedir; bu da iklim değişikliği tahminlerindeki belirsizliklerin sistematik bir şekilde araştırılmasını ve iklimin uzun vadeli evrimine ilişkin çalışmaları engellemektedir.

İklim sistemi modeli karmaşıklığı spektrumunun diğer ucunda basit iklim modelleri yer almaktadır (bu modellerin bir incelemesi için Harvey vd., 1997'ye bakınız). En gelişmiş basit iklim modelleri, (1) gelecekteki emisyonlar için atmosferik sera gazlarının bolluklarını, (2) modellenen sera gazı konsantrasyonları ve aerosol öncü emisyonlarından kaynaklanan ışınımsal zorlamayı, (3) hesaplanan ışınımsal zorlamaya küresel ortalama yüzey sıcaklığı tepkisini ve (4) deniz suyunun termal genişmesi ve buzulların ve buz tabakalarının tepkisi nedeniyle küresel ortalama deniz seviyesinin yükselmesi. Bu modeller hesaplama açısından AOGCM'lerden çok daha verimlidir ve bu nedenle çok sayıda farklı sera gazı emisyon senaryosuna yanıt olarak gelecekteki iklim değişikliğini araştırmak için kullanılabilir. Modüllerden gelen belirsizlikler de birleştirilebilir, bu da potansiyel olarak iklim ve deniz seviyesi sonuçlarının olasılıksal dağılımlar olarak ifade edilmesine izin verir, ki bu da hesaplama masrafları nedeniyle AOGCM'lerle yapılması daha zordur. Basit iklim modellerinin bir özelliği de iklim duyarlılığının ve diğer alt sistem özelliklerinin AOGCM'lerin veya gözlemlerin sonuçlarına göre belirlenmesi gerektiğidir. Bu nedenle, basit iklim modelleri bireysel AOGCM'lere göre ayarlanabilir ve onların sonuçlarını taklit etmek ve genişletmek için bir araç olarak kullanılabilir (örneğin, Cubasch ., 2001; Raper vd., 2001). Esas olarak küresel ölçekli soruların incelenmesi için kullanışlıdır.

AOGCM'ler ile basit iklim modelleri arasındaki boşluğu doldurmak için EMIC'ler geliştirilmiştir. Bu boşluğun oldukça büyük olduğu göz önüne alındığında, çok çeşitli EMIC'ler bulunmaktadır (Saltzman, 1978 ve Claussen ., 2002'nin incelemelerine bakınız). Tipik olarak, EMIC'ler bir OGCM'ye bağlı basitleştirilmiş bir atmosferik bileşen veya basitleştirilmiş atmosferik ve okyanus bileşenleri kullanır. Bileşen modellerinin basitleştirilme derecesi EMIC'ler arasında farklılık gösterir.

Orta Karmaşıklıkta Dünya Sistemi Modelleri, AOGCM'ler tarafından temsil edilen süreçlerin daha parametrelili bir biçimde de olsa içeren düşük çözünürlüklü modellerdir. İklim sisteminin çeşitli bileşenleri arasındaki etkileşimleri açıkça simüle ederler. AOGCM'lere benzer şekilde, ancak basit iklim modellerinin aksine, bir EMIC'nin serbestlik derecesi sayısı, ayarlanabilir parametre sayısını birkaç büyüklük sırasına göre aşar. Bununla birlikte, bu modeller, hepsi bu amaç için uygun olmasa da, birkaç bin yıllık iklim simülasyonlarına ve hatta buzul döngülerine (yaklaşık 100 kyr'lık bir periyotla) izin verecek kadar basittir. Ayrıca, basit iklim modelleri gibi, EMIC'ler de parametre uzayını bir miktar bütünlükle keşfedebilir ve bu nedenle belirsizliği değerlendirmek için uygundur. Ayrıca, ilginç zaman dilimlerini belirlemek amacıyla iklimin faz uzayını veya iklim tarihini taramak için de kullanılabilirler, böylece

AOGCM'lerle yapılacak daha detaylı çalışmalar için rehberlik sağlar. Buna ek olarak, EMIC'ler iklim sistemi içinde etkili olan büyük ölçekli süreçleri ve geri beslemeleri anlamak için paha biçilmez araçlardır. Kuşkusuz, yüksek mekânsal ve zamansal çözünürlük gerektiren çalışmalarda bir EMIC uygulamak mantıklı olmayacaktır. Ayrıca, model varsayımları ve kısıtlamaları, dolayısıyla bireysel EMIC'lerin uygulanabilirlik sınırı dikkatle incelenmelidir. Bazı EMIC'ler bölgesel olarak ortalaması alınmış bir atmosfer veya bölgesel olarak ortalaması alınmış okyanus havzaları içerir. Bazı EMIC'bulutluluk ve/veya rüzgar alanları önceden belirlenmiştir ve değişen iklimle birlikte evrimleşmez. Diğer EMIC'lerde atmosferik sinoptik değişkenlik açık bir şekilde çözülmez, ancak istatistiksel-dinamik bir yaklaşım kullanılarak teşhis edilir. *Önceden*, çözünürlükteki veya dinamiklerdeki/fizikteki azalmanın simüle edilen iklimi nasıl etkilediği açık değildir. Bölüm 8.8.3 ve Bölüm 6, 9 ve 10'da gösterildiği gibi, büyük ölçeklerde EMIC sonuçlarının çoğu gözlemsel veya vekil veriler ve AOGCM sonuçlarıyla iyi bir şekilde karşılaştırılmaktadır. Bu nedenle, iklim sistemi modelleri yelpazesinin mevcut olmasının açık bir avantaj olduğu savunulmaktadır.

8.8.2 Basit İklim Modelleri

TAR'da olduğu gibi, bu raporda da en gelişmiş AOGCM'lerle yapılan gelecekteki iklim değişikliği projeksiyonlarını taklit etmek için basit bir iklim modeli kullanılmış, böylece ilgili tüm emisyon senaryolarının sıcaklık ve deniz seviyesi etkilerinin araştırılmasına olanak sağlanmıştır (bkz. Bölüm 10). Bu model, Sera Gazı Kaynaklı İklim Değişikliği Değerlendirme Modeli AGICC modelinin güncellenmiş bir versiyonudur (Wigley ve Raper, 1992, 2001; Raper, 1996). Emisyon senaryolarından kaynaklanan ışımsal zorlamaların hesaplanması Bölüm 2'de anlatılanları yakından takip etmekte ve iklim ile karbon döngüsü arasındaki geri besleme Bölüm 7 ile tutarlı bir şekilde ele alınmaktadır. Atmosfer-okyanus modülü, bir upwelling-diffusion okyanus ile birleştirilmiş bir enerji dengesi modelinden oluşmaktadır. Atmosferik enerji dengesi modeli her bir yarımkürede kara ve okyanus kutularına sahiptir ve her bir yarımküredeki upwelling-diffusion okyanus modeli karışık yarımküreler arası ısı alışverişi ile 40 katmana sahiptir.

Bu basit iklim modeli, Tablo 8.1'de açıklanan 19 AOGCM'den elde edilen çıktılara göre ayarlanmış ve elde edilen parametre değerleri Ek Materyal, Tablo S8.1'de verilmiştir. Uygulanan ayarlama prosedürü, basit model sonuçları ile sıcaklık zaman serileri ve net okyanus ısı alımı için AOGCM çıktıları arasında en küçük kare optimum uyumları elde etmek için yinelemeli bir optimizasyon içerir. Bu prosedür, denge kara-okyanus ısınma oranını ayarlayarak sadece küresel ortalama sıcaklığı değil, aynı zamanda AOGCM sonuçlarının hemisferik kara ve okyanus yüzey sıcaklığı değişikliklerini de eşleştirmeye çalışmaktadır. Veri mevcudiyetinin izin verdiği durumlarda, ayarlama prosedürü, iki senaryo için düşük geçişli filtrelenmiş AOGCM verilerini eşzamanlı olarak dikkate almıştır: atmosferik CO₂ konsantrasyonunda yılda %1'lik bileşik artış, sanayi öncesi seviyenin iki katına ve dört katına ve ardından stabilizasyona. Ayarlamadan önce, AOGCM sıcaklık ve ısı alımı verileri, ilgili düşük geçişli filtrelenmiş endüstri öncesi kontrol çalışması segmentleri çıkarılarak saptırılmıştır. Basit ayarlı üç parametre

iklim modeli, etkin iklim duyarlılığı, okyanus etkin dikey difüzyon hızı ve denge kara-okyanus ısınma oranıdır. CO₂'nin iki katına çıkmasına yönelik ışımsal zorlama için her bir AOGCM'ye özgü değerler, mevcut olduğu durumlarda ayarlama prosedüründe kullanılmıştır (Forster ve Taylor, 2006'dan, doğrudan modelleme gruplarından sağlanan değerlerle desteklenmiştir). Aksi takdirde, 3,71 W m⁻² varsayılan değeri seçilmiştir (Myhre, 1998). Kara-okyanus ısı değişim katsayısı, hemisferler arası ısı değişim katsayısı ve MOC'nin çökmesine neden olacak ısınmanın büyüklüğü için sırasıyla 1 W m⁻² °C⁻¹, 1 W m⁻² °C⁻¹ ve 8°C varsayılan değerleri kullanılmıştır (bkz. TAR Ek 9.1).

Elde edilen en uygun iklim duyarlılığı tahminleri, alternatif yöntemlerle türetilen diğer tahminlerden çeşitli nedenlerle farklılık göstermektedir. Bu alternatif yöntemler arasında, örneğin, atmosferik CO₂'nin iki katına çıktığı yıl civarında küresel enerji dengesi denklemini kullanan regresyon tahminleri veya levha okyanus denge ısınmalarının analizi yer almaktadır. İklim duyarlılığı tahminlerinde ortaya çıkan farklılıklar, AOGCM çalışmalarının çoğunda zaman açısından sabit olmayan etkin iklim duyarlılıkları ile kısmen açıklanabilir. Ayrıca, basit bir iklim modelinin ayarlama sonuçları, basit olmasına rağmen model yapısından ve basit modelin geçici tepkisini etkileyen diğer varsayılan parametre ayarlarından etkilenmektedir.

8.8.3 Orta Düzeyde Dünya Sistemi Modelleri Karmaşıklık

Görsel olarak, EMIC'ler üç boyutlu bir vektörün bileşenleri açısından tanımlanabilir (Claussen vd., 2002): modelde açıkça temsil edilen iklim sisteminin etkileşimli bileşenlerinin sayısı, açıkça simüle edilen süreçlerin sayısı ve tanımlamanın ayrıntısı. Bu raporun 10. Bölümünde kullanılan EMIC'lere ilişkin bazı temel bilgiler Tablo 8.3'te sunulmaktadır. Kullanılmakta olan tüm EMIC'lerin kapsamlı bir açıklaması Claussen'de (2005) bulunabilir. Aslında, kapsamdaki farklılıkları yansıtan geniş bir EMIC yelpizesi vardır. Bazı EMIC'lerde, iklim sisteminin mümkün olduğunca çok sayıda bileşeni arasındaki geribildirimleri simüle etmek için süreçlerin sayısı ve açıklamaların ayrıntıları azaltılmıştır. Daha az etkileşimli bileşene sahip olan diğerleri ise, iklim değişikliğinin belirli yönlerini araştırmak için uzun vadeli topluluk deneylerinde kullanılmaktadır. En karmaşık EMIC'lerden bazıları ile AOGCM'ler arasındaki fark çok büyük değildir. Aslında, EMIC'lerin bu özel sınıfı AOGCM'lerden türetilmiştir. Öte yandan, EMIC'ler ve basit iklim modelleri çok daha fazla farklılık göstermektedir. Örneğin, EMIC'ler ve AOGCM'ler, kıtaların ve okyanus havzalarının şekli gibi Dünya'nın büyük ölçekli coğrafi yapılarını gerçekçi bir şekilde temsil , ki bu kesinlikle basit iklim modelleri için geçerli değildir.

TAR'dan bu yana, EMIC'ler geçmiş ve gelecekteki iklim değişikliklerini incelemek için yoğun bir şekilde kullanılmaktadır (bkz. Bölüm 6, 9 ve 10). Ayrıca, koordineli karşılaştırmalar yoluyla bu modellerin değerlendirilmesine büyük çaba .

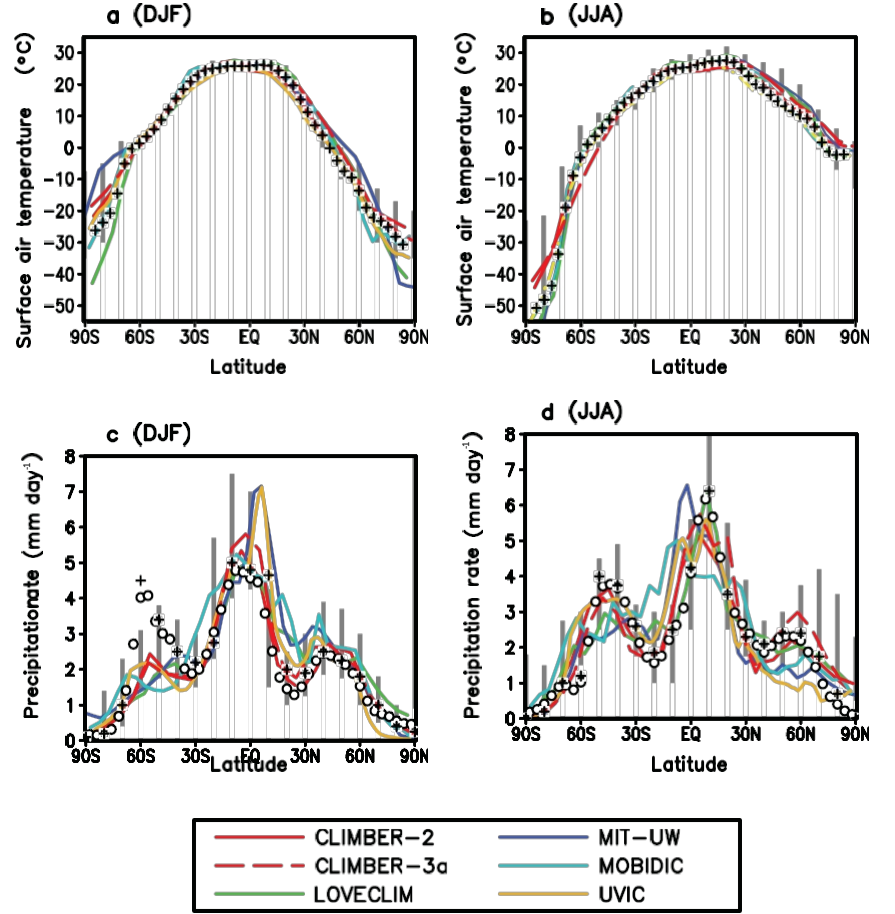
Şekil 8.17, Bölüm 8.17'de kullanılan bazı EMIC'lerden elde edilen sonuçları karşılaştırmaktadır.

10 (bkz. Tablo 8.3) ile AMIP ve CMIP1'de yer alan GCM'lerin gözleme dayalı tahmin ve sonuçları (Gates vd., 1999; Lambert ve Boer, 2001). EMIC sonuçları, iklimin 280 ppm atmosferik CO₂ konsantrasyonu ile dengede olduğu simülasyonları ifade etmektedir. Şekil 8.17a ve 8.17b, boreal kış ve boreal yaz için bölgesel ortalama yüzey hava sıcaklığının simüle edilen enlemsel dağılımlarının, kuzey ve güney yüksek enlemler hariç, gözlemlerle iyi bir uyum içinde olduğunu göstermektedir. İlginç bir şekilde, GCM sonuçları da bu bölgelerde daha büyük bir dağılım sergilemekte ve buralardaki verilerden bir miktar sapmaktadır. Şekil 8.17c ve 8.17d, EMIC'lerin gözlemlenen bölgesel ortalama yağışın genel yapısını tatmin edici bir şekilde yeniden ürettiğini göstermektedir. Burada da, çoğu enlemden, EMIC sonuçlarındaki dağılım GCM sonuçlarındaki dağılım kadar büyük görünmektedir ve hem EMIC de GCM sonuçları gözlemsel tahminlerle uyumludur. Bu EMIC'lerin atmosferik CO₂ konsantrasyonunun iki katına çıkmasına uyum izin verildiğinde, hepsi küresel olarak ortalama yıllık yüzey sıcaklığı ve yağışta büyük ölçüde GCM sonuçları aralığında kalan bir artış simüle etmektedir (Petoukhov., 2005).

Kuzey Atlantik MOC'nin artan atmosferik CO₂ konsantrasyonuna ve idealize edilmiş tatlı suya tepkileri

EMIC'ler tarafından simüle edilen pertürbasyonlar da AOGCM'ler tarafından elde edilenlerle karşılaştırılmıştır (Gregory., 2005; Petoukhov vd., 2005; Stouffer vd., 2006). Bu çalışmalar, model davranışında sistematik bir fark olmadığını ortaya koymakta ve bu da EMIC'lerin kullanımına daha fazla güven vermektedir.

Bir başka karşılaştırmada Rahmstorf ve diğerleri (2005) Kuzey Atlantik Okyanusu'nun tatlı su girdisinde yavaşça değişen bir değişime maruz kaldığı 11 EMIC'den elde edilen sonuçları karşılaştırmıştır. Analiz edilen tüm modeller, Stommel'in (1961) tuz adveksiyonu geri beslemesi ile açıklanabilecek şekilde, Kuzey Atlantik MOC'sinin tatlı su zorlamasına karşı karakteristik bir histerezis tepkisi göstermiştir. Histerezis eğrisinin genişliği modellerde 0.2 ile 0.5 Sv arasında değişmektedir. Günümüz ikliminin histerezis diyagramı üzerindeki konumunda büyük farklılıklar bulunmaktadır. Modellerin yedisinde, standart parametre seçimleri için günümüz iklimi iki kararlı rejimde bulunurken, diğer dört modelde bu iklim tek kararlı rejimde yer almaktadır. Günümüz ikliminin Stommel'in



Şekil 8.17. Atmosferik CO₂ konsantrasyonu 280 ppm için Bölüm 10'da kullanılan bazı EMIC'ler bkz. Tablo 8.3) tarafından dengede simüle edilen boreal kış (DJF) (a, c) ve boreal yaz (JJA) (b, d) için bölgesel olarak ortalama yüzey hava sıcaklığı (a, b) ve yağış oranının (c, d) enlemsel dağılımları. (a) ve (b)'de Jennings 1975), Jones (1988), Schubert ve diğerleri (1992), da Silva ve diğerleri (1994) ve Fiorino (1997) çarpılarıyla gösterilmiştir. (c) ve (d)'de Jaeger (1976; çarpılar) ve Xie ve Arkin (1997; açık daireler) tarafından yapılan gözleme dayalı tahminler gösterilmektedir. Dikey gri çubuklar AMIP ve CMIP1'den elde edilen GCM sonuçlarının aralığını göstermektedir (metne bakınız). Bu karşılaştırmada kullanılan model versiyonlarının etkileşimli biyosfer ve buz tabakası bileşenlerine sahip olmadığını unutmayın. MIT-UW modeli, MIT-IGSM2.3'ün önceki bir sürümüdür. Petoukhov ve diğerleri, 2005'ten uyarlanmıştır.

NADW oluşumunun sürdürülemediği çatallanma noktası 0,1 Sv'den az ile 0,5 Sv'den fazla arasında değişmektedir.

EMIC karşılaştırmasının son bir örneği Brovkin ve diğerlerinde (2006) ele alınmıştır. Atmosfer, okyanus ve kara yüzeyi arasındaki etkileşimleri açıkça simüle eden Orta Karmaşıklıkta Dünya Sistemi Modelleri, son bin yıl boyunca arazi örtüsü değişikliklerinin yeniden yapılandırılmasıyla zorlanmıştır. Yaklaşık 18×10^6 km² 'lik tarihsel ormansızlaşmaya karşılık olarak, tüm modeller küresel ortalama yıllık yüzey sıcaklığında 0.13°C ila 0.25°C aralığında bir düşüş sergilemiştir, bunun başlıca nedeni kara yüzeyi albedosundaki artıştır. Tarihsel atmosferik CO₂ trendi tarafından zorlanan modellerle yapılan diğer deneyler, son bin yılın tamamı için, arazi örtüsü değişikliklerinden kaynaklanan biyojeofiziksel soğumanın, yüksek atmosferik CO₂ seviyesinin neden olduğu ısınmadan daha az belirgin olduğunu ortaya koymaktadır (0.27°C-0.62°C). 19. yüzyıl boyunca, ormansızlaşmanın soğutma etkisinin, artan CO₂ konsantrasyonunun ısınma etkisini tamamen olmasa da dengelediği görülmektedir.

Tablo 8.3. Bölüm 10'da kullanılan EMIC'lerin tanımı. Modeller için isimlendirme kuralı, ilgili tüm modelleme grupları tarafından kabul edildiği gibidir. Bir bileşen veya parametrisasyondan sonra gelen yıldız işareti, bu bileşen veya parametrisasyonun Bölüm 10'da tartışılan deneylerde etkinleştirilmediği anlamına gelir.

İsim	Atmosfera	Okyanus	Deniz Buzlan	Kaplin/Akış Ayarları	Kara Yüzeyi	Biyosfer	Buz Levhalang
E1: BERN2.5CC (Plattner ., 2001; Joos ve diğerleri, 2001)	EMBM, 1-D (ϕ), NCL, 7,5° x 15° (Schmittner ve Stocker, 1999)	Parametrelenmiş FG bölgesel basınç gradyanı, 2-B (ϕ , z), 3 havza, RL, ISO, MESO, 7,5°x15°, L14 (Wright ve Stocker, 1992)	0-LT, 2-LIT (Wright ve Stocker, 1993)	PM, NH, NW (Stocker ve diğerleri, 1992; Schmittner ve Stocker, 1999)	NST, NSM (Schmittner ve Stocker, 1999)	BO (Marchal ., 1998), BT (Sitch ve ark., 2003; Gerber ve diğerleri, 2003), BV (Sitch ve ark., 2003; Gerber ve diğerleri, 2003)	
E2: C-GOLDSTEIN (Edwards ve Marsh, 2005)	EMBM, 2-D (ϕ , λ), NCL, 5° x 10° (Edwards ve Marsh, 2005)	FG, 3-D, RL, ISO, MESO, 5° x 10°, L8 (Edwards ve Marsh, 2005)	0-LT, DOC, 2-LIT (Edwards ve Marsh, 2005)	GM, NH, RW (Edwards ve Marsh, 2005)	NST, NSM, RIV (Edwards ve Marsh, 2005)		
E3: CLIMBER-2 (Petoukhov , 2000)	SD, 3-D, CRAD, ICL, 10° x 51°, L10 (Petoukhov , 2000)	Parametrelenmiş FG bölgesel basınç gradyanı, 2-B (ϕ , z), 3 havza, RL, 2.5°, L21 (Wright ve Stocker, 1992)	0-LT, DOC, 2-LIT (Petoukhov ve diğerleri al., 2000)	NM, NH, NW (Petoukhov , 2000)	1-LST, CSM, RIV (Petoukhov , 2000)	BO (Brovkin ., 2002), BT (Brovkin ., 2002), BV (Brovkin ., 2002)	TM, 3-D, 0,75° x 1,5°, L20* (Calov ve diğerleri, 2005)
E4: CLIMBER-3a (Montoya ., 2005)	SD, 3-D, CRAD, ICL, 7,5° x 22,5°, L10 (Petoukhov , 2000)	PE, 3-D, FS, ISO, MESO, TCS, DC*, 3,75° x 3,75°, L24 (Montoya ve ark., 2005)	2-LT, R, 2-LIT (Fichefet ve Morales Maqueda, 1997)	AM, NH, RW (Montoya ., 2005)	1-LST, CSM, RIV (Petoukhov , 2000)	BO* (Six ve Maier-Reimer, 1996), BT* (Brovkin vd., 2002), BV* (Brovkin ., 2002)	
E5: LOVECLIM (Driesschaert, 2005)	QG, 3-D, LRAD, NCL, T21 (5,6° x 5,6°), L3 (Opsteegh , 1998)	PE, 3-D, FS, ISO, MESO, TCS, DC, 3° x 3°, L30 (Goosse ve Fichefet, 1999)	3-LT, R, 2-LIT (Fichefet ve Morales Maqueda, 1997)	NM, NH, RW (Driesschaert., 2005)	1-LST, BSM, RIN (Opsteegh , 1998)	BO (Mouchet ve François, 1996), BT (Brovkin ., 2002), BV (Brovkin ., 2002)	TM, 3-D, 10 km x 10 km, L30 (Huybrechts, 2002)
E6: MIT-IGSM2.3 (Sokolov ., 2005)	SD, 2-D (ϕ , z), CRAD, ICL, 4°, L11 (Sokolov ve Stone, 1998), CHEM* (Mayer ve ark, 2000)	PE, 3-D, FS, ISO, MESO, 4° x 4°, L15 (Marshall et al., 1997)	3-LT, 2-LIT (Winton, 2000)	AM, GH, GW (Sokolov ., 2005)	10-LST, CSM (Bonan ve diğerleri, 2002)	BO (Parekh ., 2005), BT (Felzer ., 2005), BV* (Felzer ve ark., 2005)	
E7: MOBİDİK (Crucifix ., 2002)	QG, 2-D (ϕ , z), CRAD, NCL, 5°, L2 (Gallée et al., 1991)	PE ile parametrize edilmiş bölgesel basınç gradyanı, 2-B (ϕ , z), 3 havza, RL, DC, 5°, L15 (Hovine ve Fichefet, 1994)	0-LT, PD, 2-LIT (Crucifix ve diğerleri., 2002)	NM, NH, NW (Crucifix ve diğerleri, 2002)	1-LST, BSM (Gallée ve diğerleri, 1991)	BO* (Crucifix, 2005), BT* (Brovkin ., 2002), BV (Brovkin ., 2002)	M, 1-D (ϕ), 0,5° (Haç ve Berger, 2002)
E8: UVIC (Weaver ., 2001)	DEMBM, 2 boyutlu (ϕ , λ), NCL, 1,8° x 3,6° (Weaver ., 2001)	PE, 3-D, RG, ISO, MESO, 1.8° x 3.6° (Weaver ve ark, 2001)	0-LT, R, 2-LIT (Weaver ve ark, 2001)	AM, NH, NW (Weaver ve diğerleri, 2001)	1-LST, CSM, RIV (Meissner ., 2003)	BO (Weaver ., 2001), BT (Cox, 2001), BV (Cox, 2001)	M, 2-D (ϕ , λ), 1,8° x 3,6°* (Weaver et al., 2001)

Notlar:

- a) EMBM = enerji-nem dengesi modeli; DEMBM = bazı dinamikleri içeren enerji-nem dengesi modeli; SD = istatistiksel-dinamik model; QG = yarı jeostrofik model; 1-D (ϕ) = bölgesel ve dikey ortalama; 2-D(ϕ , λ) = dikey ortalama; 2-D(ϕ , z) = bölgesel ; 3-D= üç boyutlu; LRAD= doğrusallaştırılmış radyasyon şeması; CRAD= kapsamlı radyasyon şeması; NCL= etkileşimsiz bulutluluk; ICL = interaktif bulutluluk; CHEM = kimya modülü; yatay ve dikey çözünürlükler: yatay çözünürlük ya derece enlem x boylam olarak ya da derece enlem x boylama kaba bir spektral kesme olarak ifade edilir; dikey çözünürlük 'Lm' olarak ifade edilir, burada m dikey seviyelerin sayısıdır.
- b) FG = sürtünmeli jeostrofik model; PE = ilkel denklem modeli; 2-D (ϕ , z) = bölgesel ortalama; 3-D = üç boyutlu; RL = katı kapak; FS = serbest yüzey; ISO = izopiknal difüzyon; MESO = mezoscale girdaplarının izleyici dağılımı üzerindeki etkisinin parametrisasyonu; TCS = karmaşık türbülans kapatma şeması; DC = yoğunluk kaynaklı aşağı eğimli akıntılarının parametrisasyonu; yatay ve dikey çözünürlükler: yatay çözünürlük derece enlem x boylam olarak ifade edilir; dikey çözünürlük 'Lm' olarak ifade edilir, burada m dikey seviye sayısıdır.
- c) n-LT = n-katman termodinamik şeması; PD= öngörülen sürüklenme; DOC= okyanus akıntıları ile sürüklenme; R= viskoz-plastik veya elastik-viskoz-plastik reoloji; 2-LIT= iki seviyeli buz kalınlığı dağılımı (seviye buzu ve).

Notlar (devam):

- ^d PM = öngörülen momentum akısı; GM = küresel momentum akısı ayarlaması; AM = kontrol çalışmasına göre momentum akısı anomalileri hesaplanır ve klimatolojik verilere eklenir; NM = momentum akısı ayarlaması yok; GH = küresel ısı akısı ayarlaması; NH = ısı akısı ayarlaması yok; GW = küresel tatlı su akısı ayarlaması; RW = bölgesel tatlı su akısı ayarlaması; NW = tatlı su akısı ayarlaması yok.
- ^e NST = toprak sıcaklığının açık hesaplaması yok; n-LST = n katmanlı toprak sıcaklığı şeması; NSM = toprakta nem depolanması yok; BSM = toprak nemi için kova modeli; CSM = toprak nemi için karmaşık model; RIV= nehir yönlendirme şeması.
- ^f BO= okyanus karbon dinamiği modeli; BT= karasal karbon dinamiği modeli; BV= dinamik bitki örtüsü modeli.
- ^g TM= termomekanik model; M= mekanik model (izotermal); 1-D (ϕ)= doğu-batı parabolik profili ile dikey ortalama; 2-D (ϕ, λ)= dikey ortalama; 3-D= üç boyutlu; yatay ve dikey çözünürlükler: yatay çözünürlük derece enlem x boylam veya kilometre x kilometre olarak ifade edilir; dikey çözünürlük 'Lm' olarak ifade edilir, burada m dikey seviye sayısıdır.

Referanslar

- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, ve B. Choudhury, 1988: Küresel iklim modelleri (GCM'ler) için geliştirilmiş yer hidrolojisi hesaplamaları: Toprak suyu hareketi ve evapotranspirasyon. *J. Clim.*, **1**, 921-941.
- Achatz, U., ve J.D. Opsteegh, 2003: Mevsimsel döngüye sahip ilkel denklem tabanlı düşük dereceli modeller, Bölüm II: Büyük ölçekli atmosferik dinamiklerin karmaşıklığına ve doğrusal olmayanlığına uygulama. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 478-490.
- AchutaRao, K., ve K.R. Sperber, 2002: El Niño Güney Salınımının Simülasyonu: Birleştirilmiş model karşılaştırma projesinden sonuçlar. *Clim. Dyn.*, **19**, 191-209.
- AchutaRao, K., ve K.R. Sperber, 2006: Birleştirilmiş okyanus-atmosfer modellerinde ENSO simülasyonu: Mevcut modeller daha mı iyi? *İklim. Dyn.*, **27**, 1-15.
- AchutaRao, K., ve diğerleri, 2004: *Birleştirilmiş İklim Modeli Simülasyonlarının Değerlendirilmesi*. UCRL-TR-202550, Lawrence Livermore Ulusal Laboratuvarı, Livermore, CA, 197 s.
- Alexander, M.A., ve diğerleri, 2004: Kış boyunca bir AGCM'de gerçekçi Arktik deniz buz anomalilerine atmosferik tepki. *J. Clim.*, **17**, 890-905.
- Alexeev, V.A., 2003: Okyanus karma tabakasına bağlı bir atmosferik GCM'nin CO₂'nin iki katına çıkmasına duyarlılığı: doğrusal bir analiz. *Clim. Dyn.*, **20**, 775-787.
- Alexeev, V.A., P.L. Langen, ve J.R. Bates, 2005: Deniz buzı geri beslemesi olmayan "hayalet zorlama" deneylerinde bir su gezegeninde yüzey ısınmasının kutupsal amplifikasyonu. *Clim. Dyn.*, **24**, 655-666.
- Alexeev, V.A., ve diğerleri, 1998: *Günümüz ikliminin INM RAS atmosferik modeli "DNM GCM" ile modellenmesi*. Sayısal Matematik Enstitüsü, Moskova, Rusya, 200 s.
- Allan, R.P., ve A. Slingo, 2002: Mevcut iklim zorlamaları, on yıllık OLR değişimlerinin uzamsal ve zamansal imzalarını açıklayabilir mi? *Jeofizik. Res. Lett.*, **29**(7), 1141, doi:10.1029/2001GL014620.
- Allan, R.P., V. Ramaswamy, ve A. Slingo, 2002: Hadley Centre ve Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) iklim modellerinde atmosferik nem ve açık gökyüzü radyatif geri beslemesinin tanısıl bir analizi. *J. Geophys. Res.*, **107**(D17), 4329, doi:10.1029/2001JD001131.
- Allan, R.P., M.A. Ringer, ve A. Slingo, 2003: HIRS su buharı kanalı radyanslarının simülasyonları kullanılarak Hadley Centre İklim Modelindeki nemin değerlendirilmesi. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 3371-3389.
- Allan, R.P., M.A. Ringer, J.A. Pamment, ve A. Slingo, 2004: Avrupa Orta Menzilli Hava Tahminleri Merkezi 40 yıllık Reanaliz (ERA40) ile Dünya'nın radyasyon bütçesinin simülasyonu. *J. Geophys. Res.*, **109**, D18107, doi:10.1029/2004JD004816.
- Allen, M.R., ve W.J. Ingram, 2002: İklim ve hidrolojik döngüde gelecekteki değişiklikler üzerine kısıtlamalar. *Nature*, **419**, 224-231.
- Alley, R.B., ve diğerleri, 2002: *Ani İklim Değişiklikleri: Kaçınılmaz Sürprizler*. Ulusal Araştırma Konseyi, Ulusal Akademi Yayınları, Washington, DC, 221 s.
- Alves, O., M.A. Balmaseda, D. Anderson ve T. Stockdale, 2004: Dinamik mevsimsel tahminlerin okyanus başlangıç koşullarına duyarlılığı. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 647-667.
- Amundrud, T.L., H. Mailing, ve R.G. Ingram, 2004: Sırtlı deniz buzunun evrimi üzerine geometrik kısıtlamalar. *J. Geophys. Res.*, **109**, C06005, doi:10.1029/2003JC002251.
- Annamalai, H., K. Hamilton, ve K.R. Sperber, 2007: IPCC AR4 simülasyonlarında Güney Asya yaz musonu ve ENSO ile ilişkisi. *J. Clim.*, **20**, 1071-1083.
- Annan, J.D., J.C. Hargreaves, N.R. Edwards ve R. Marsh, 2005a: Bir Kalman filtresi topluluğu kullanarak orta karmaşıklıkta bir Yer Sistemi Modelinde parametre tahmini. *Okyanus Modellemesi*, **8**, 135-154.
- Annan, J.D., ve diğerleri, 2005b: Paleoklim gözlemleri ile iklim duyarlılığının etkin bir şekilde sınırlandırılması. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 181-184.
- Arakawa, A., 2004: Kümüllüs parametrelendirme sorunu: Geçmiş, bugün ve gelecek. *J. Clim.*, **17**, 2493-2525.
- Arakawa, A., ve W.H. Schubert, 1974: Bir kümüllüs bulut topluluğunun büyük ölçekli çevre ile etkileşimi, Bölüm I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Arora, V.K., 2001: AMIP 2 simülasyonunda kıta ölçeğindeki nehir havzaları için simüle edilen su dengesinin değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14827-14842.
- Arora, V.K., ve G.J. Boer, 2003: Dinamik vejetasyon modellerinde değişken kök dağılımının bir temsili. *Earth Interactions*, **7**, 1-19.
- Arzel, O., T. Fichefet, ve H. Goosse, 2006: Deniz buzı evrimi üzerinde Mevcut AOGCM'ler tarafından simüle edilen 20. ve 21. yüzyıllar. *Okyanus Modellemesi*, **12**, 401-415.
- Babko, O., D.A. Rothrock, ve G.A. Maykut, 2002: Deniz buzı kalınlığının mekanik olarak yeniden dağılımında rafting'in rolü. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3113, doi:10.1029/1999JC000190.
- Baldwin, M.P., ve , 2001: Yarı bienal salınımı. *Rev. Geophys.*, **39**, 179-229.
- Baldwin, M.P., ve diğerleri, 2003: Stratosferik hafıza ve geniş menzilli hava tahminlerinin becerisi. *Science*, **301**, 636-640.
- Balmaseda, M.A., M.K. Davey, ve D.L.T. Anderson, 1995: ENSO tahmin becerisinin on yıllık ve mevsimsel bağımlılığı. *J. Clim.*, **8**, 2705-2715.
- Barkstrom, B., ve , 1989: Dünya Radyasyon Bütçesi Deneyi (ERBE) arşiv ve Nisan 1985 sonuçları. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **70**, 1254-1262.
- Barnett, T.P., ve diğerleri, 1999: Orta enlem Pasifik on yıllık değişkenliğinin kökenleri. *Jeofizik. Res. Lett.*, **26**, 1453-1456.
- Bates, J.J. ve D.L. Jackson, 2001: Üst troposferik nemdeki eğilimler. *Jeofizik. Res. Lett.*, **28**, 1695-1698.
- Bauer, M., ve A.D. Del Genio, 2006: Bir GCM'de kış siklonlarının bileşik analizi: Klimatolojik nemlilik üzerindeki etkisi. *J. Clim.*, **19**, 1652-1672. .
- Bauer, M., A.D. Del Genio, ve J.R. Lanzante, 2002: Gözlenen ve simüle edilen sıcaklık nem ilişkileri: örnekleme ve analize duyarlılık. *J. Clim.*, **15**, 203-215.
- Bell, T.L., M.-D. Chou, R.S. Lindzen, ve A.Y. Hou, 2002: "Dünya'nın uyarlanabilir bir kızılötesi irisi var mı?" üzerine yorumlar. Cevap. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 598-600.
- Bengtsson, L.K., I. Hodges, ve E. Roeckner, 2006: Fırtına izleri ve iklim değişikliği. *J. Clim.*, **19**, 3518-3543.
- Bernie, D., S.J. Woolnough, J.M. Slingo, ve E. Guilyardi, 2005: Okyanus karışık tabakasının günlük ve mevsim içi değişkenliğinin modellenmesi. *J. Clim.*, **15**, 1190-1202.
- Bitz, C.M., ve W.H. Lipscomb, 1999: İklim çalışmaları için enerji koruyucu bir termodinamik deniz buzı modeli. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15669-15677.
- Bitz, C.M., G. Flato, ve J. Fyfe, 2002: AMIP modellerinden rüzgar zorlamasına deniz buzı tepkisi. *J. Clim.*, **15**, 523-535.
- Bitz, C., M.M., Holland, A.J. Weaver ve M. Eby, 2001: Birleştirilmiş bir iklim modelinde buz kalınlığı dağılımının simülasyonu. *J. Geophys. Res.*, **106**, 2441-2463.
- Blankenship, C.B. ve T.T. Wilheit, 2001: ENSO olayları sırasında üç boyutlu su buharı alanlarındaki bölgesel değişikliklerin SSM/T-2 ölçümleri. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5239-5254.
- Bleck, R., 2002: Hibrid izopiknik-Kartezyen koordinatlarda çerçevelenmiş bir okyanus genel sirkülasyon modeli. *Okyanus Modellemesi*, **4**, 55-88.
- Bleck, R., C. Rooth, D. Hu ve L.T. Smith, 1992: Kuzey Atlantik'in rüzgar ve termohalin zorlamalı izopiknik koordinat modelinde tuzluluğa bağlı termoklin geçişleri. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1486-1505.
- Boer, G.J., ve B. Yu, 2003: İklim duyarlılığı ve iklim durumu. *Clim. Dyn.*, **21**, 167-176.
- Bonan, G.B., 1998: NCAR arazi yüzeyi modelinin (LSM 1.0) NCAR Topluluk İklim Modeli (CCM3) ile birleştirilmiş arazi yüzeyi klimatolojisi. *J. Clim.*, **11**, 1307-1326.
- Bonan, G.B., K.W. Oleson, M. Vertenstein, ve S. Levis, 2002: NCAR Topluluk İklim Modeli ile birleştirilmiş Topluluk Arazi Modeli'nin kara yüzeyi klimatolojisi. *J. Clim.*, **15**, 3123-3149.

- Böning, C.W., ve diğerleri, 1995: Atlantik Okyanusu'ndaki termohalin dolaşım ve ısı taşınımı model simülasyonlarında gözden kaçan bir sorun. *J. Clim.*, **8**, 515-523.
- Bony, S., ve K.A. Emanuel, 2001: Kümütlüs konveksiyonu ile ilişkili bulutluluğun bir parametrelendirilmesi: TOGA COARE verileri kullanılarak değerlendirme. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3158-3183.
- Bony, S., ve J.-L. Dufresne, 2005: İklim modellerindeki tropikal bulut geri besleme belirsizliklerinin merkezinde deniz sınır katmanı bulutları. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**(20), L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony, S., ve K.A. Emanuel, 2005: Tropikal mevsim içi değişkenlikte nemli süreçlerin rolü üzerine: bulut-radyasyon ve nem-konveksiyon geri beslemeleri. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2770-2789.
- Bony, S., K.-M. Lau, ve Y.C. Sud, 1997: Deniz yüzeyi sıcaklığı ve büyük ölçekli sirkülasyonun tropikal sera etkisi ve bulut radyatif zorlaması üzerindeki etkileri. *J. Clim.*, **10**, 2055-2077.
- Bony, S., ve diğerleri, 2004: Bulut değişimlerinin dinamik ve termodinamik bileşenleri üzerine. *Clim. Dyn.*, **22**, 71-86.
- Bony, S., ve diğerleri, 2006: İklim değişikliği geri bildirim süreçlerini ne kadar iyi anlıyor ve değerlendiriyoruz? *J. Clim.*, **19**, 3445-3482.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers, ve J. Noilhan, 2000: Toprak donmasının bir toprak-bitki örtüsü-atmosfer transfer şeması ile simülasyonlara dahil edilmesinin etkisi. *J. Appl. Meteorol.*, **39**(9), 1544-1569.
- Boone, A., ve diğerleri, 2004: Rhone-Aggregation kara yüzeyi şeması karşılaştırma projesi: Genel bir bakış. *J. Clim.*, **17**, 187-208.
- Boville, B.A. ve W.J. Randel, 1992: Stratosferik bir GCM'de ekvatorial dalgalılar: Çözünürlüğün etkileri. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 785-801.
- Bowling, L.C., ve diğerleri, 2003: Torne-Kalix havzasında yüksek enlem hidrolojik süreçlerinin simülasyonu: PILPS Faz 2(e) I: Deney tanımı ve özet karşılaştırmalar. *Küresel Gezegen. Change*, **38**, 1-30.
- Boyle, J.S., ve , 2005: Atmosferik Radyasyon Ölçüm (ARM) sahalarında sayısal hava tahmini yapılandırmasında Topluluk Atmosferik Modeli 2'nin (CAM2) teşhisi. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005042.
- Branstetter, M.L., 2001: *Paralel Nehir Taşıma Algoritmasının Geliştirilmesi ve İklim Çalışmalarına Uygulanması*. Doktora Tezi, Teksas Üniversitesi, Austin, TX.
- Briegleb, B.P., ve , 2004: *Topluluk İklim Sistemi Modelindeki Deniz Buzu Bileşeninin Bilimsel Açıklaması, Sürüm Üç*. Teknik Not TN-463STR, NTIS #PB2004-106574, Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi, Boulder, CO, 75 s.
- Broccoli, A.J., N.-C. Lau, ve M.J. Nath, 1998: Soğuk okyanus-sıcak kara modeli: Model simülasyonu ve iklim değişikliği tespiti ile ilgisi. *J. Clim.*, **11**, 2743-2763.
- Broecker, W.S., 1997: Termohalin sirkülasyonu, iklim sistemimizin Aşil topuğu: insan yapımı CO₂ mevcut dengeyi bozacak mı? *Science*, **278**, 1582-1588.
- Brogneiz, H., R. Roca, ve L. Picon, 2005: METEOSAT su buharı kanalı verileri kullanılarak AMIP-2 simülasyonlarında subtropikal serbest troposferik nem dağılımının değerlendirilmesi. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19708, doi:10.1029/2005GL024341.
- Brovkin, V., ve diğerleri, 2002: Holosen'de karbon döngüsü, bitki örtüsü ve iklim dinamikleri: CLIMBER-2 modeli ile deneyler. *Global Biogeochem. Cycles*, **16**(4), 1139, doi:10.1029/2001GB001662.
- Brovkin, V., ve diğerleri, 2006: Orta karmaşıklıkta altı Dünya sistemi modeli tarafından simüle edilen tarihsel arazi örtüsü değişikliklerinin biyojeofiziksel etkileri. *Clim. Dyn.*, **26**, 587-600, doi:10.1007/s00382-005-0092-6.
- Bryan, F.O., ve diğerleri, 2006: Kuzey Atlantik termohalin dolaşımının ve havalandırmanın CCSM3'te artan karbondioksit tepkisi. *J. Clim.*, **19**, 2382-2397.
- Burke, E.J., S.J. Brown, ve N. Christidis, 2006: Hadley Centre iklim modeli ile küresel kuraklığın son dönemdeki modellenmesi ve 21. yüzyıl için öngörüler. *J. Hydrometeorol.*, **7**, 1113-1125.
- Cai, M., 2005: Kutup ısınmasının dinamik amplifikasyonu. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L22710, doi:10.1029/2005GL024481.
- Cai, W.J., ve P.H. Whetton, 2000: Pasifik Okyanusunda zamanla değişen bir sera ısınması modeli için kanıtlar. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(16), 2577-2580.
- Cai, W.J., P.H. Whetton, ve D.J. Karoly, 2003: Antarktika Salınımının artan ve stabilize atmosferik CO₂'ye tepkisi. *J. Clim.*, **16**, 1525-1538.
- Calov, R., ve , 2002: Laurentide buz tabakasının büyük ölçekli dengesizlikleri tam birleşik iklim-sistem modelinde simüle edildi. *Jeofizik. Res. Lett.*, **29**(24), 2216, doi:10.1029/2002GL016078.
- Calov, R., ve diğerleri, 2005: Son buzul başlangıcının geçici simülasyonu. Bölüm I: İklim sisteminin bir çatallanması olarak buzul başlangıcı. *Clim. Dyn.*, **24**(6), 545-561.
- Camargo, S., A.G. Barnston, ve S.E. Zebiak, 2005: Atmosferik genel sirkülasyon modellerinde tropikal siklon aktivitesinin istatistiksel bir değerlendirmesi. *Tellus*, **57A**, 589-604.
- Carnell, R., ve C. Senior, 1998: Artan sera gazları ve sülfat aerosollerine bağlı olarak orta enlem değişkenliğindeki değişiklikler. *Clim. Dyn.*, **14**, 369-383.
- Cassou, C., L. Terray, J.W. Hurrell, ve C. Deser, 2004: Kuzey Atlantik kış iklim rejimleri: Mekânsal asimetri, zamanla durağanlık ve okyanus zorlaması. *J. Clim.*, **17**, 1055-1068.
- Castanheira, J.M. ve H.-F. Graf, 2003: Kuzey Pasifik-Kuzey Atlantik ilişkileri stratosferik kontrol altında mı? *J. Geophys. Res.*, **108**, 4036, doi:10.1029/2002JD002754.
- Cattle, H., ve J. Crossley, 1995: Arktik iklim değişikliğinin modellenmesi. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **352**, 201-213.
- Cess, R.D., 1975: Küresel iklim değişikliği: Atmosferik geri besleme mekanizmalarının incelenmesi. *Tellus*, **27**, 193-198.
- Cess, R.D., ve diğerleri, 1989: 14 atmosferik genel sirkülasyon modeli tarafından üretilen bulut-iklim geri beslemesinin yorumlanması. *Science*, **245**, 513-516.
- Chambers, L.H., B. Lin, ve D.F. Young, 2002: Tropikal İris geri beslemesinin kanıtı için yeni CERES verilerinin incelenmesi. *J. Clim.*, **15**, 3719-3726.
- Chang, F.-L., ve Z. Li, 2005: Uydu ve genel sirkülasyon modellerinden elde edilen yüksek, orta ve alçak bulutların küresel araştırmalarının karşılaştırılması. İçinde: *On Beşinci Atmosferik Radyasyon Ölçümü (ARM) Bilim Ekibi Toplantısı Bildirileri, Daytona Beach, Florida, 14-18 Mart 2005*. Atmosferik Radyasyon Ölçüm Programı, ABD Enerji Bakanlığı, Washington, DC, <http://www.arm.gov/publications/proceedings/conf15/>
- Chapman, W.L., ve J. E. Walsh, 2007: Küresel birleşik modellerle kutup sıcaklığı ve basıncı simülasyonları. *J. Clim.*, **20**, 609-632.
- Chen, D., S.E. Zebiak, A.J. Busalacchi, ve M.A. Cane, 1995: El Niño tahmini için geliştirilmiş bir prosedür. *Science*, **269**, 1699-1702.
- Chen, J., B.E. Carlson, ve A.D. Del Genio, 2002: 1990'larda tropikal genel dolaşımın güçlendiğine dair kanıtlar. *Science*, **295**, 838-841.
- Chen, T.-C. ve J.-H. Yoon, 2002: Kuzey Pasifik kış bloklaşmasının onyıllar arası değişimi. *Pzt. Weather Rev.*, **130**, 3136-3143.
- Chin, M., ve diğerleri, 2002: GOCART modelinden troposferik aerosol optik kalınlığı ve uydu ve güneş fotometresi ölçümleri ile karşılaştırmalar. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 461-483.
- Chou, M.-D., R.S. Lindzen, ve A.Y. Hou, 2002: Yanıtla: "Tropikal cirrus ve su buharı: Etkili bir Dünya kızılötesi iris geri beslemesi mi?". *Atmosfer. Chem. Phys.*, **2**, 99-101.
- Chung, E.S., B.J. Sohn, ve V. Ramanathan, 2004: Derin konveksiyonla üst troposferdeki nemlenme süreçleri: tropikal Hint Okyanusu üzerinde bir vaka çalışması. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**, 959-965.
- Church, J.A., ve , 2001: Deniz seviyesindeki değişiklikler. İçinde: *İklim Değişikliği 2001: Bilimsel Temeller. Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli Üçüncü Değerlendirme Raporuna Çalışma Grubu I'nin Katkısı* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Birleşik Krallık ve New York, NY, ABD, s. 663-693.
- Clark, P.U., N.G. Piasias, T.F. Stocker, ve A.J. Weaver, 2002: Ani iklim değişikliğinde termohalin dolaşımının rolü. *Nature*, **415**, 863-869.

- Claussen, M., 1998: Günümüz ikliminde atmosfer-bitki örtüsü sisteminin çoklu çözümleri üzerine. *Global Change Biol.*, **4**, 549-559.
- Claussen, M., 2005: *EMIC'ler Tablosu (Orta Düzey Karmaşıklıkta Sahip Yer Sistemi Modelleri)*. PIK Raporu 98, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, Almanya, 55 s, <http://www.pik-potsdam.de/emics>.
- Claussen, M., ve , 2002: Orta karmaşıklıkta yer sistemi modelleri: iklim sistemi modelleri spektrumundaki boşluğu kapatmak. *Clim. Dyn.*, **18**, 579-586.
- Collins, M., S.F.B. Tett ve C. Cooper, 2001: Hadley Centre birleşik modelinin akı ayarlamaları yapılmamış bir versiyonu olan HadCM3'ün iç iklim değişkenliği. *Clim. Dyn.*, **17**, 61-81.
- Collins, M., D. Frame, B. Sinha, ve C. Wilson, 2002: El Niño'yu ne kadar önceden tahmin edebiliriz? *Jeofizik. Res. Lett.*, **29**(10), 1492, doi:10.1029/2001GL013919.
- Collins, W.D., ve diğerleri, 2004: *NCAR Topluluk Atmosfer Modelinin (CAM3.0) Tanımı*. Teknik Not TN-464+STR, Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi, Boulder, CO, 214 s.
- Collins, W.D., ve diğerleri, 2006: Topluluk İklim Sistemi Modeli: CCSM3. *J. Clim.*, **19**, 2122-2143.
- Colman, R.A., 2001: Atmosferik geri bildirimlerin dikey boyutu üzerine. *İklim. Dyn.*, **17**, 391-405.
- Colman, R.A., 2003a: Genel sirkülasyon modellerinde iklim geri bildirimlerinin karşılaştırılması. *Clim. Dyn.*, **20**, 865-873.
- Colman, R.A., 2003b: İklim geri bildirimlerine mevsimsel katkılar. *Clim. Dyn.*, **20**, 825-841.
- Colman, R.A., 2004: İklim modellerinde su buharı geri beslemelerinin yapısı üzerine. *Jeofizik. Res. Lett.*, **31**, L21109, doi:10.1029/2004GL020708.
- Cook, K.H., ve E.K. Vizy, 2006: Batı'nın birleşik model simülasyonları Afrika muson sistemi: 20. yüzyıl simülasyonları ve 21. yüzyıl tahminleri. *J. Clim.*, **19**, 3681-3703.
- Cox, P., 2001: "TRIFFID" Dinamik Küresel Bitki Örtüsü Modelinin Tanımı. Teknik Not 24, Hadley Merkezi, Birleşik Krallık Meteoroloji Ofisi, Bracknell, İngiltere.
- Cox, P.M., ve , 1999: Yeni kara yüzeyi fiziğinin iklim ve iklim duyarlılığının GCM simülasyonu üzerindeki etkisi. *Clim. Dyn.*, **15**, 183-203. Cox, P.M., ve , 2000: Karbondioksit nedeniyle küresel ısınmanın hızlanması. birleşik iklim modelinde döngü geri bildirimleri. *Nature*, **408**, 184-187.
- Cox, P.M., ve diğerleri, 2004: Amazon ormanlarının 21. yüzyıl için iklim-karbon döngüsü projeksiyonları altında geri dönüşü. *Teori. Appl. Climatol.*, **78**, 137- 156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Cramer, W., ve , 2001: Karasal ekosistem yapısı ve işlevinin CO₂ ve iklim değişikliğine küresel tepkisi: altı dinamik küresel bitki örtüsü modelinden elde edilen sonuçlar. *Global Change Biol.*, **7**, 357-373.
- Crucifix, M., 2005: Buzul okyanusundaki karbon izotopları: Bir model çalışması. *Paleoceanography*, **20**, PA4020, doi:10.1029/2005PA001131.
- Crucifix, M., ve A. Berger, 2002: Son deglasasyon sırasında okyanus-buz tabakası etkileşimlerinin simülasyonu. *Paleoceanography*, **17**(4), 1054, doi:10.1029/2001PA000702.
- Crucifix, M., ve , 2002: Holosen boyunca iklim evrimi: Orta karmaşıklıkta bir Dünya sistemi modeli ile bir çalışma. *Clim. Dyn.*, **19**, 43-60, doi:10.1007/s00382-001-0208-6.
- CSMD (İklim Sistemi Modelleme Bölümü), 2005: Ulusal İklim Merkezi'ndeki ilk genel operasyonel iklim modeline giriş. *Advances in Climate System Modeling*, 1, Ulusal İklim Merkezi, Çin Meteoroloji İdaresi, 14 s (İngilizce ve Çince).
- Cubasch, U., ve diğerleri, 2001: Gelecekteki iklim değişiklikleri tahminleri. İçinde: *İklim Değişikliği 2001: Bilimsel Temeller. Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli Üçüncü Değerlendirme Raporuna Çalışma Grubu I'nin Katkısı* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Birleşik Krallık ve New York, NY, ABD, s. 525-582.
- da Silva, A.M., C.C. Young, ve S. Levitus, 1994: *Deniz Yüzeyi Veri Atlası 1994, NOAA Atlas NESDIS 6*. NOAA/NESDIS E/OC21 (6 Ciltler). ABD Ticaret Bakanlığı, Ulusal Oşinografik Veri Merkezi, Kullanıcı Hizmetleri Şubesi, Washington, DC.
- Dai, A., 2006: On sekiz birleşik iklim modelinde yağış özellikleri. *J. Clim.*, **19**, 4605-4630.
- Dai, A., K.E. Trenberth, ve T. Qian, 2004: 1870-2002 yılları için Palmer Kuraklık Şiddeti İndeksi küresel veri seti: Toprak nemi ile ilişki ve yüzey ısınmasının etkileri. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130. PDSI verileri: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/pdsi.html>.
- Danabasoglu, G., J.C. McWilliams, ve P.R. Gent, 1995: Küresel okyanus dolaşımında mezoscale izleyici taşınımının rolü. *Science*, **264**, 1123-1126.
- D'Andrea, F., ve diğerleri, 1998: 1979-1988 döneminde 15 atmosferik genel sirkülasyon modeli tarafından simüle edilen Kuzey Yarımküre atmosferik blokajı. *Clim. Dyn.*, **14**(6), 385-407.
- Dargaville, R.J., ve , 2002: Atmosferik CO₂ ölçümleri ile karasal karbon döngüsü modellerinin değerlendirilmesi: Artan CO₂, iklim ve arazi kullanımı etkilerini dikkate alan geçici simülasyonlardan elde edilen sonuçlar. *Küresel Biyojeokimya. Cycles*, **16**, 1092, doi:10.1029/2001GB001426.
- Davey, M., ve diğerleri, 2002: STOIC: Birleştirilmiş GCM klimatolojisi ve tropikal okyanus bölgelerindeki değişkenlik üzerine bir çalışma. *Clim. Dyn.*, **18**, 403-420, doi:10.1007/s00382-001-0188-6.
- Del Genio, A.D., ve A.B. Wolf, 2000: Güneydeki büyük ovalarda alçak bulutların sıvı su yolunun sıcaklığa bağımlılığı. *J. Clim.*, **13**, 3465-3486.
- Del Genio, A.D., ve W. Kovari, 2002: Değişken çevresel koşullar altında tropikal yağış konveksiyonunun iklimsel özellikleri. *J. Clim.*, **15**, 2597-2615.
- Del Genio, A.D., A. Wolf, ve M.-S. Yao, 2005a: Tek sütunlu modeller kullanılarak bölgesel bulut geri bildirimlerinin değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S13, doi:10.1029/2004JD005011.
- Del Genio, A.D., W. Kovari, M.-S. Yao, ve J. Jonas, 2005b: Kümütlüs mikrofiziği ve iklim duyarlılığı. *J. Clim.*, **18**, 2376-2387, doi:10.1175/JCLI3413.1.
- Delire, C., J.A. Foley, ve S. Thompson, 2003: Birleştirilmiş bir atmosfer-biyosfer modelinin karbon döngüsünün değerlendirilmesi. *Küresel Biyojeokimya. Cycles*, **17**, 1012, doi:10.1029/2002GB001870.
- Delworth, T.L., ve M.E. Mann, 2000: Kuzey Yarımküre'de gözlemlenen ve simüle edilen çok yıllık değişkenlik. *Clim. Dyn.*, **16**(9), 661-676.
- Delworth, T., S. Manabe ve R.J. Stouffer, 1993: Birleştirilmiş bir okyanus-atmosfer modelinde termohalin dolaşımının on yıllar arası değişimleri. *J. Clim.*, **6**, 1993-2011.
- Delworth, T.L., V. Ramaswamy, ve G.L. Stenchikov, 2005: Aerosollerin 20. yüzyılda simüle edilen okyanus sıcaklığı ve ısı içeriği üzerindeki etkisi. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24709, doi:10.1029/2005GL024457.
- Delworth, T., ve diğerleri, 2006: GFDL'nin CM2 küresel birleşik iklim modelleri - Bölüm 1: Formülasyon ve simülasyon özellikleri. *J. Clim.*, **19**, 643- 674.
- Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun ve D. Cariolle, 1994: ARPEGE/ IFS atmosfer modeli: Fransız toplumu iklim modellemesine bir katkı. *Clim. Dyn.*, **10**, 249-266.
- Derber, J., ve A. Rosati, 1989: Küresel bir okyanus veri asimilasyon sistemi. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**(9), 1333-1347.
- Deser, C., A.S. Phillips, ve J.W. Hurrell, 2004: Pasifik dönemler arası iklim değişkenliği: 1900'den beri boreal kış boyunca tropikler ve Kuzey Pasifik arasındaki bağlantılar. *J. Clim.*, **17**, 3109-3124.
- Dessler, A.E. ve S.C. Sherwood, 2000: Tropikal üst troposferik nem simülasyonları. *J. Geophys. Res.*, **105**, 20155-20163.
- Diansky, N.A., ve E.M. Volodin, 2002: Günümüz ikliminin birleşik atmosfer-okyanus genel sirkülasyon modeli ile simülasyonu. *Izv. Atmosfer. Okyanus. Phys.*, **38**, 732-747 (İngilizce çeviri).
- Diansky, N.A., A.V. Bagno, ve V.B. Zalesny, 2002: Küresel okyanus sirkülasyonunun Sigma modeli ve rüzgar stresindeki değişimlere duyarlılığı. *Izv. Atmosfer. Okyanus. Phys.*, **38**, 477-494 (İngilizce çeviri).
- Dirmeyer, P.A., 2001: Kara-atmosfer bağlantısının gücüne ilişkin bir değerlendirme. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 329-344.
- Dong, M., ve , 2000: Atmosferik genel sirkülasyon modelindeki gelişmeler ve etkileri. İçinde: *Kısa Vadeli İklim Tahminleri Model Sistemi Üzerine Araştırmalar* [Ding, Y., ve diğerleri (eds.)]. China Meteorological Press, Pekin, Çin, s. 63-69 (Çince).

- Doutriaux-Boucher, M., ve J. Quaas, 2004: POLDER uydu verileri kullanılarak LMDZ GCM'de bulut termodinamik faz parametrisasyonlarının değerlendirilmesi. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06126, doi:10.1029/2003GL019095.
- Douville, H., 2001: Toprak neminin Asya ve Afrika Musonları üzerindeki etkisi. Bölüm II: Yıllar arası değişkenlik. *J. Clim.*, **15**, 701-720.
- Douville, H., J.-F. Royer, ve J.-F. Mahfouf, 1995: Meteo-France iklim modeli için yeni bir kar parametrelendirilmesi. *Clim. Dyn.*, **12**, 21-35.
- Drange, H., ve , 2005: İskandinav Denizlerinin okyanus genel sirkülasyon modellemesi. İçinde: *İskandinav Denizleri: Bütünleşik Bir Perspektif* [Drange, H., vd. (eds.)]. Geophysical Monograph 158, American Geophysical Union, Washington, DC, s. 199-220.
- Driesschaert, E., 2005: *Kutup Buz Levhalarını İçeren Yeni Bir Dünya Sistemi Modeli Olan LOVECLIM Kullanılarak Gelecek Bin Yılda İklim Değişikliği*. Doktora Tezi, Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belçika, 214 s, <http://edoc.bib.ucl.ac.be:81/ETD-db/collection/available/BelnUcetd-10172005-185914/>.
- Ducharme, A., ve , 2003: Yüksek çözünürlüklü bir akış yönlendirme modelinin geliştirilmesi, kalibrasyonu ve LMD GCM'den gelen akışı değerlendirmek için uygulanması. *J. Hydrol.*, **280**, 207-228.
- Dufresne, J.-L., ve diğerleri, 2002: Gelecekteki iklim değişikliği ile karbon döngüsü arasındaki pozitif geri beslemenin büyüklüğü üzerine. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(10), doi:10.1029/2001GL013777.
- Dümenil, L., ve E. Todini, 1992: Hamburg iklim modelinde kullanılmak üzere bir yağış-akış şeması. İçinde: *Teorik Hidrolojide Gelişmeler: James Dooge'a bir saygı duruşu. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, Vol. 1* [O'Kane, J.P. (ed.)]. Elsevier Press, Amsterdam, s. 129-157.
- Durman, C.F., ve diğerleri, 2001: Küresel bir model ve bölgesel iklim modeli tarafından simüle edilen aşırı Avrupa günlük yağışlarının şimdiki ve gelecekteki iklimler için karşılaştırılması. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1005-1015.
- Edwards, N.R., ve R.J. Marsh, 2005: Etkin bir 3 boyutlu okyanus-iklim modelinde taşıma parametresi duyarlılığından kaynaklanan belirsizlikler. *Clim. Dyn.*, **24**, 415-433, doi:10.1007/s00382-004-0508-8.
- Emanuel, K.A., ve M. Zivkovic-Rothman, 1999: İklim modellerinde kullanılmak üzere bir konveksiyon şemasının geliştirilmesi ve değerlendirilmesi. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1766-1782.
- Emori, S., A. Hasegawa, T. Suzuki, ve K. Dairaku, 2005: Atmosferik bir GCM ile simüle edilen günlük yağışların doğrulanması, parametrelere bağlılığı ve gelecek projeksiyonu. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06708, doi:10.1029/2004GL022306.
- Essery, R.H., ve J. Pomeroy, 2004: Dağıtılmış ve birleştirilmiş simülasyonlarda rüzgarla savrulan kar dağılımlarının bitki örtüsü ve topografik kontrolü. *J. Hydrometeorol.*, **5**(5), 735-744.
- Essery, R., M. Best ve P. Cox, 2001: *MOSES 2.2 Teknik Dokümantasyonu*. Hadley Centre Technical Note No. 30, Hadley Centre for Climate Prediction and Research, UK Met Office, Exeter, , <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>.
- Essery, R.H., J. Pomeroy, J. Parvianen ve P. Storck, 2003: Bir iklim modelinde boreal ormanlardaki karın süblimleşmesi. *J. Clim.*, **16**, 1855-1864.
- Etchevers, P., ve diğerleri, 2004: Çeşitli kar modelleri tarafından simüle edilen bir alpin kar paketinin enerji bütçesinin doğrulanması (SnowMIP projesi). *Ann. Glaciol.*, **38**, 150-158.
- Farrara, J.D., C.R. Mechoso, ve A.W. Robertson, 2000: AGCM iki katmanlı tahmin toplulukları ve 1997-1998 kışındaki dolaşım anomalilerinin simülasyonları. *Pzt. Weather Rev.*, **128**, 3589-3604.
- Felzer, B., ve diğerleri, 2005: Biyojeokimyasal bir model kullanarak ozonun net birincil üretim ve karbon tutulması üzerindeki küresel ve gelecekteki etkileri. *İklim. Change*, **73**, 345-373.
- Fichefet, T., ve M.A. Morales Maqueda, 1997: Küresel bir deniz buzu modelinin buz termodinamiği ve dinamiğinin işlenmesine duyarlılığı. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12609-12646.
- Fichefet, T., ve diğerleri, 2003: Grönland buz tabakasından tatlı su akışındaki değişikliklerin 21. yüzyıl iklimi üzerindeki etkileri. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(17), 1911, doi:10.1029/2003GL017826.
- Fiorino, M., 1997: *PCMDI IPCC '95 AMIP Analizi: Analizde kullanılan gözlemler*. PCMDI Web. Rep., İklim Modeli Teşhis ve Karşılaştırma Programı, Lawrence Livermore Ulusal Laboratuvarı, Livermore, CA, <http://www-pcmdi.llnl.gov/obs/ipcc/ipcc.obs.dat.htm>.
- Flato, G.M., 2004: Deniz buzu ve küresel iklim modelleri tarafından simüle edilen CO₂ zorlamasına tepkisi. *Clim. Dyn.*, **23**, 229-241, doi:10.1007/s00382-004-0436-7.
- Flato, G.M., 2005: *Üçüncü Nesil Birleştirilmiş Küresel İklim Modeli (CGCM3)* (ve AGCM3 atmosferik modelinin açıklamasına bağlantılar dahil). <http://www.ccmma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm3.shtml>.
- Flato, G.M., ve W.D. Hibler, 1992: Buz kütesinin kavitasyon olarak modellenmesi Akışkan. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 626-651.
- Flato, G.M., ve G.J. Boer, 2001: İklim değişikliği simülasyonlarında ısınma asimetrisi. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 195-198.
- Flugel, M., P. Chang, ve C. Penland, 2004: ENSO öngörülebilirliğinin modüle edilmesinde stokastik zorlamanın rolü. *J. Clim.*, **17**(16), 3125-3140.
- Folkens, I., K.K. Kelly, ve E.M. Weinstock, 2002: Tropik bölgelerde 11 ila 14 km arasındaki bağıl nem artışının basit bir açıklaması. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2002JD002185.
- Folland, C.K., T.K. Palmer ve D.E. Parker, 1986: Sahel yağışları ve dünya deniz sıcaklıkları. *Nature*, **320**, 602-607.
- Forster, P.M. de F., ve K.P. Shine, 2002: Stratosferik su buharındaki eğilimlerin iklim etkisinin değerlendirilmesi. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, doi:10.1029/2001GL013909.
- Forster, P.M. de F., ve M. Collins, 2004: Pinatubo sonrası soğumayla ilişkili su buharı geri beslemesinin ölçülmesi. *İklim. Dyn.*, **23**, 207- 214.
- Forster, P.M. de F., ve K.E. Taylor, 2006: Birleştirilmiş iklim modeli entegrasyonlarından teşhis edilen iklim zorlamaları ve iklim duyarlılıkları. *J. Clim.*, **19**, 6181-6194.
- Frei, A., J. Miller ve D. Robinson, 2003: Atmosferik Modeller Arası Karşılaştırma Projesi'nin (AMIP-2) ikinci aşamasında kar kalınlığının geliştirilmiş simülasyonları. *J. Geophys. Res.*, **108**(D12), 4369, doi:10.1029/2002JD003030.
- Frei, A., J.A. Miller, R. Brown ve D.A. Robinson, 2005: Kuzey Amerika üzerindeki kar kütesi: Atmosferik Model Karşılaştırma Projesi'nin (AMIP-2) ikinci aşamasından gözlemler ve sonuçlar. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 681-695.
- Frich, P., ve diğerleri, 2002: Yirminci yüzyılın ikinci yarısında iklimsel aşırılıklarda gözlenen tutarlı değişiklikler. *Clim. Res.*, **19**, 193- 212.
- Friedlingstein, P., ve diğerleri, 2001: Gelecekteki iklim değişikliği ile karbon döngüsü arasındaki pozitif geri besleme. *Jeofizik. Res. Lett.*, **28**(8), 1543-1546.
- Friedlingstein, P., J.-L. Dufresne, P.M. Cox ve P. Rayner, 2003: İklim değişikliği ve karbon döngüsü arasındaki geri besleme ne kadar olumlu? *Tellus*, **55B**, 692-700.
- Friedlingstein, P., ve diğerleri, 2006: İklim-karbon döngüsü geri besleme analizi, C4MIP model karşılaştırmasından sonuçlar. *J. Clim.*, **19**, 3337-3353.
- Friend, A.D., ve N.Y. Kiang, 2005: GISS GCM için arazi yüzey modeli geliştirme: Geliştirilmiş kanopi fizyolojisinin simüle edilen iklim üzerindeki etkileri. *J. Clim.*, **18**, 2883-2902.
- Fu, Q., M. Baker, ve D.L. Hartmann, 2002: Tropikal cirrus ve su buharı: etkili bir Dünya kızılötesi irisi mi? *Atmosfer. Chem. Phys.*, **2**, 31-37.
- Fu, Q., C.M. Johanson, S.G. Warren, ve D.J. Seidel, 2004: Stratosferik soğumanın uydudan elde edilen troposferik sıcaklık eğilimlerine katkısı. *Nature*, **429**, 55-58.
- Furevik, T., ve , 2003: Bergen iklim modelinin tanımı ve değerlendirilmesi: MICOM ile birleştirilmiş ARPEGE. *Clim. Dyn.*, **21**, 27-51.
- Fyfe, J.C., G.J. Boer, ve G.M. Flato, 1999: Arktik ve Antarktik Salınımlar ve küresel ısınma altında öngörülen değişimleri. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1601-1604.
- Galim, V. Ya., E.M. Volodin, ve S.P. Smyshliaev, 2003: INM RAS'ın ozon dinamikleri ile atmosferik genel sirkülasyon modeli. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, **5**, 13-22.

- Gallée, H., ve diğerleri, 1991: Son buzul döngüsünün birleşik, sektörel ortalamalı bir iklim-buz tabakası modeli ile simülasyonu. Bölüm I: İklim modeli. *J. Geophys. Res.*, **96**, 13139-13161.
- Ganachaud, A., ve C. Wunsch, 2000: Hidrografik verilerden küresel okyanus dolaşımı, ısı taşınımı ve karışımına ilişkin geliştirilmiş tahminler. *Nature*, **408**, 453-457.
- Ganachaud, A., ve C. Wunsch, 2003: Dünya Okyanus Sirkülasyonu Deneyi sırasında büyük ölçekli okyanus ısısı ve tatlı su taşınımı. *J. Clim.*, **16**, 696-705.
- Gates, W.L., ve diğerleri, 1999: Atmosferik Model Karşılaştırma Projesi (AMIP I) sonuçlarına genel bir bakış. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 29-55.
- Geng, Q., ve M. Sugi, 2003: Artan sera gazları ve sülfat aerosollerini nedeniyle ekstretrorikal siklon aktivitesinde olası değişim-Yüksek çözünürlüklü bir AGCM ile çalışma. *J. Clim.*, **16**, 2262-2274.
- Gent, P.R., 2001: Kuzey Atlantik Okyanusu termohalin sirkülasyonu 21. yüzyıl boyunca zayıflayacak mı? *Jeofizik. Res. Lett.*, **28**, 1023-1026.
- Gent, P.R., J. Willebrand, T.J. McDougall, ve J.C. McWilliams, 1995: Okyanus sirkülasyonu modellerinde girdap kaynaklı izleyici taşınımının parametrelendirilmesi. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 463-474.
- Gerber, S., ve diğerleri, 2003: Simüle edilen ve gözlemlenen atmosferik CO₂'yi karşılaştırarak son bin yıldaki sıcaklık değişimlerini kısıtlama. *Clim. Dyn.*, **20**, 281-299.
- Gerten, D., ve diğerleri, 2004: Karasal bitki örtüsü ve su dengesi - dinamik bir küresel bitki örtüsü modelinin hidrolojik değerlendirilmesi. *J. Hydrol.*, **286**, 249-270.
- Gottelman, A., J.R. Holton, ve A.R. Douglass, 2000: Alt stratosfer ve üst troposferdeki su buharı simülasyonları. *J. Geophys. Res.*, **105**, 9003-9023.
- GFDL GAMDT (The GFDL Global Atmospheric Model Development Team), 2004: Yeni GFDL küresel atmosfer ve kara modeli AM2- LM2: Öngörülen SST simülasyonları ile değerlendirme. *J. Clim.*, **17**, 4641- 4673.
- Ghan, S.J., R. Easter, J. Hudson, ve F.-M. Bréon, 2001a: MIRAGE'de aerosol dolaylı radyatif zorlamanın değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5317-5334.
- Ghan, S.J., et al., 2001b: MIRAGE'de aerosolün doğrudan ışımsal zorlamanın değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5295-5316.
- Gillett, N.P., 2005: Kuzey Yarımküre sirkülasyonu. *Nature*, **437**, 496. Gillett, N.P., ve D.W.J. Thompson, 2003: Son dönem Güney Yarımküre Yarımküre iklim değişikliği. *Science*, **302**, 273-275.
- Giorgetta, M.A., E. Manzini, ve E. Roeckner, 2002: Yarı bienal salınımının geniş bir atmosferik dalga spektrumundan zorlanması. *Jeofizik. Res. Lett.*, **29**, 1245, doi:10.1029/2002GL014756.
- Giorgetta M.A., ve , 2006: MAECHAM5 modelinde yarı bienal salınımının klimatolojisi ve zorlaması. *J. Clim.*, **19**, 3882-3901.
- Gleckler, P.J., K.R. Sperber, ve K. AchutaRao, 2006a: Küresel okyanus ısı içeriğinin yıllık döngüsü: gözlemlenen ve simüle edilen. *J. Geophys. Res.*, **111**, C06008, doi:10.1029/2005JC003223.
- Gleckler, P.J., ve , 2006b: Krakatoa'nın imzası okyanusta devam ediyor. *Nature*, **439**, 675, doi:10.1038/439675a.
- Gnanadesikan, A., ve diğerleri, 2004: GFDL'nin CM2 küresel birleşik iklim modelleri - Bölüm 2: Temel okyanus simülasyonu. *J. Clim.*, **19**, 675-697.
- Goldenberg, S.B., C.W. Landsea, A.M. Mestas-Nunez, ve W.M. Gray, 2001: Atlantik kasırga aktivitesindeki son artış: Nedenleri ve sonuçları. *Science*, **293**, 474-479.
- Goosse, H., ve T. Fichefet, 1999: Küresel okyanus sirkülasyonu için buz-okyanus etkileşimlerinin önemi: Bir model çalışması. *J. Geophys. Res.*, **104**, 23337-23355.
- Goosse, H., F.M. Selten, R.J. Haarsma, ve J.D. Opsteegh, 2003: Birleştirilmiş bir iklim modelinde simüle edilen büyük deniz buzı hacmi anomalileri. *Clim. Dyn.*, **20**, 523-536, doi:10.1007/s00382-002-0290-4.
- Goosse, H., ve diğerleri, 2002: Ani iklim olaylarının potansiyel nedenleri: üç boyutlu bir iklim modeli ile sayısal bir çalışma. *Jeofizik. Res. Lett.*, **29**(18), 1860, doi:10.1029/2002GL014993.
- Gordon, C., ve , 2000: Hadley Centre birleşik modelinin akı ayarlamaları olmayan bir versiyonunda SST, deniz buzı uzantıları ve okyanus ısı taşınımının simülasyonu. *Clim. Dyn.*, **16**, 147-168.
- Gordon, H.B., ve diğerleri, 2002: *CSIRO Mk3 İklim Sistemi Modeli*. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper No. 60, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Atmospheric Research, Aspendale, Victoria, Australia, 130 s, http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/gordon_2002a.pdf.
- Gordon, N.D., J.R. Norris, C.P. Weaver, ve S.A. Klein, 2005: Bulut rejimlerinin küme analizi ve gözlemlerde ve bir modelde orta enlem sinoptik sistemlerinin karakteristik dinamikleri. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S17, doi:10.1029/2004JD005027.
- Govindasamy, B., ve , 2005: Karbon döngüsü geri beslemesinin iklim duyarlılığı ile artışı: birleşik ve karbon iklim ve döngüsü modelinden sonuçlar. *Tellus*, **57B**, 153-163.
- Graham, R.J., ve diğerleri, 2005: Met Office mevsimsel tahmin genel sirkülasyon modelinin birleşik ve birleşik olmayan versiyonlarının performans karşılaştırması. *Tellus*, **57A**, 320-339.
- Greenwald, T.J., G.L. Stephens, S.A. Christopher, ve T.H.V. Haar, 1995: Deniz bulutu sıvı suyunun küresel özellikleri ve bölgesel ışımsal etkileri üzerine gözlemler. *J. Clim.*, **8**, 2928-2946.
- Gregory, D., ve diğerleri, 2000: ECMWF Entegre Tahmin Sisteminde konveksiyon, radyasyon ve bulut şemalarının revizyonu. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1685-1710.
- Gregory, J.M., ve diğerleri, 2002: İklim duyarlılığının gözleme dayalı bir tahmini. *J. Clim.*, **15**, 3117-3121.
- Gregory, J.M., ve diğerleri, 2005: Artan atmosferik CO₂ konsantrasyonuna yanıt olarak Atlantik termohalin sirkülasyonundaki değişikliklerin modeller arası karşılaştırması. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- Griffies, S.M., 2004: *Okyanus İklim Modellerinin Temelleri*. Princeton Üniversitesi Yayınları, Princeton, NJ, 496 s.
- Guilyardi, E., ve diğerleri, 2004: El Niño'nun birleşik okyanus-atmosfer GCM'lerinde temsili: atmosferik bileşenin baskın rolü. *J. Clim.*, **17**, 4623-4629.
- Gutowski, W.J., ve diğerleri, 2004: Bir ABD bölgesel iklim simülasyonunda mevsimsel yağış açığının teşhisi ve ilişkilendirilmesi. *J. Hydrometeorol.*, **5**(1), 230-242.
- Hagemann, S., 2002: *Küresel ve Bölgesel İklim Modelleri için Geliştirilmiş Bir Arazi Yüzeysel Parametre Veri Seti*. Max Planck Meteoroloji Enstitüsü Rapor 162, Meteoroloji MPI, Hamburg, Almanya, 21 s.
- Hagemann, S., ve L. Dümenil-Gates, 2001: ECMWF ve NCEP reanalizlerinin hidrolojik döngüsünün MPI hidrolojik deşarj modeli kullanılarak doğrulanması. *J. Geophys. Res.*, **106**, 1503-1510.
- Hall, A., 2004: Yüzeysel albedo geri beslemesinin iklimdeki rolü. *J. Clim.*, **17**, 1550-1568.
- Hall, A., ve S. Manabe, 1999: Su buharı geri beslemesinin bozulmamış iklim değişkenliği ve küresel ısınmadaki rolü. *J. Clim.*, **12**, 2327- 2346.
- Hall, A. ve R.J. Stouffer, 2001: Dış zorlama olmadan birleşik okyanus-atmosfer simülasyonunda ani bir iklim olayı. *Nature*, **409**(6817), 171-174.
- Hall, A., ve M. Visbeck, 2002: Güney Yarımküre atmosferinde, deniz buzunda ve okyanusta dairesel moddan kaynaklanan eşzamanlı değişkenlik. *J. Clim.*, **15**, 3043-3057.
- Hall, A., ve X. Qu, 2006: Gelecekteki iklim değişikliğinde kar albedo geri beslemesini kısıtlamak için mevcut mevsimsel döngüyü kullanma. *Jeofizik. Res. Lett.*, **33**, L03502, doi:10.1029/2005GL025127.
- Hall, M.M., ve H.L. Bryden, 1982: Okyanus ısı taşınımının doğrudan tahminleri ve mekanizmaları. *Derin Deniz Araştırmaları*, **29**, 339-359.
- Hamilton, K., R.J. Wilson ve R.S. Hemler, 2001: GFDL SKYHI genel sirkülasyon modeli tarafından simüle edilen spontane stratosferik QBO benzeri salınımlar. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3271-3292.
- Hannachi, A. ve A. O'Neill, 2001: Atmosferik çoklu denge ve model simülasyonlarında Gaussian olmayan davranış. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 939-958.

- Hansen, J., ve diğerleri, 1984: İklim duyarlılığı: geri besleme mekanizmalarının analizi. *Meteorol. Monogr.*, **29**, 130-163.
- Hanson, C.E., J.P. Palutikof, ve T.D. Davies, 2004: Kuzey Atlantik'in nesnel siklon klimatolojileri - ECMWF ve NCEP Reanalizleri arasında bir karşılaştırma. *Clim. Dyn.*, **22**, 757-769.
- Harder, M., 1996: *Dinamik, Rauhidigkeit und Alter des Meereises in der Arktis*. Doktora Tezi, Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, Almanya, 124 s.
- Hargreaves, J.C., J.D. Annan, N.R. Edwards, ve R. Marsh, 2004: Orta karmaşıklıkta bir Yer Sistemi Modeli ve Kalman filtresi topluluğu kullanan etkin bir iklim tahmin yöntemi. *Clim. Dyn.*, **23**, 745-760.
- Harrison, E.F., et al., 1990: Dünya Radyasyon Bütçesi Deneyi'nden elde edilen bulut radyatif zorlamasının mevsimsel değişimi. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18687-18703.
- Harrison, H., 2002: "Dünya'nın uyarlanabilir bir kızılötesi irisi var mı?" üzerine yorumlar. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 597.
- Hartmann, D.L., ve K. Larson, 2002: Tropikal bulut-iklim geri beslemesi üzerine önemli bir kısıtlama. *Jeofizik. Res. Lett.*, **29**(20), 1951-1954.
- Hartmann, D.L., ve M.L. Michelsen, 2002: İris için kanıt yok. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 249-254.
- Hartmann, D.L., M.E. Ockert-Bell, ve M.L. Michelsen, 1992: Bulut tipinin Dünya'nın enerji dengesi üzerindeki etkisi: Küresel analiz. *J. Clim.*, **5**, 1281-1304.
- Harvey, D., ve , 1997: *IPCC İkinci Değerlendirme Raporunda Kullanılan Basit İklim Modellerine Giriş*. IPCC Technical Paper 2 [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, D.J. Griggs, and K. Maskell (eds.)]. IPCC, Cenevre, İsviçre, 51 s.
- Hasumi, H., 2002a: Küresel termohalin dolaşımının atmosfer ve Bering Boğazı geçişi ile havzalar arası tatlı su taşımına duyarlılığı. *J. Clim.*, **15**, 2516-2526.
- Hasumi, H., 2002b: Küresel termohalin dolaşımının modellenmesi. *J. Oceanogr.*, **58**, 25-33.
- Hasumi, H., ve N. Suginohara, 1999: Pürüzlü batimetri üzerinde yerel olarak artan dikey difüzyivitenin dünya okyanus sirkülasyonu üzerindeki etkileri. *J. Geophys. Res.*, **104**, 23367-23374.
- Hazeleger, W., ve , 2001: Tropikal Pasifik'te on yıllık üst okyanus sıcaklığı değişkenliği. *J. Geophys. Res.*, **106**(C5), 8971-8988.
- Held, I.M., ve B.J. Soden, 2000: Su buharı geri beslemesi ve küresel ısınma. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **25**, 441- 475.
- Henderson-Sellers, A., P. Irannejad, K. McGuffie, ve A.J. Pitman, 2003: Kara yüzeyi iklimlerinin tahmin edilmesi - daha iyi beceri mi yoksa hareketli hedefler mi? *Jeofizik. Res. Lett.*, **30**(14), 1777-1780.
- Henderson-Sellers, A., K. McGuffie, D. Noone ve P. Irannejad, 2004: Yüzey suyu bütçelerinin havza ölçeğindeki simülasyonlarını değerlendirmek için kararlı su izotoplarının kullanılması. *J. Hydrometeorol.*, **5**(5), 805-822.
- Hendon, H.H., 2000: Bir genel sirkülasyon modelinde hava-deniz bağlantısının Madden-Julian salınımı üzerindeki etkisi. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3939- 3952.
- Hendon, H.H., 2005: Hava deniz etkileşimi. İçinde: *Atmosfer-Okyanus İklim Sisteminde Mevsim İçi Değişkenlik* [Lau, W.K.M., ve D.E. Waliser (eds.)]. Praxis Yayıncılık, 436 s.
- Hewitt, C.D., C.S. Senior ve J.F.B. Mitchell, 2001: Dinamik deniz buzunun bir GCM'nin iklim duyarlılığı üzerindeki etkisi: geçmiş, şimdiki ve gelecekteki iklimler üzerine bir çalışma. *Clim. Dyn.*, **17**, 655-668.
- Heymsfield, A.J., ve L. Donner, 1990: Genel sirkülasyon modellerinde buz-bulut su içeriğini parametrelendirmek için bir şema. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1865-1877.
- Hibler, W.D., 1979: Dinamik bir termodinamik deniz buzu modeli. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 817-846.
- Hirst, A.C., 1999: CSIRO birleşik okyanus-atmosfer modelinde Güney Okyanusu'nun küresel ısınmaya tepkisi. *Çevre. Model. Yazılım*, **14**, 227-241.
- Hodges, K.I., B.J. Hoskins, J. Boyle, ve C. Thorncroft, 2003: Objektif özellik takibi kullanılarak son reanaliz veri setlerinin karşılaştırılması: fırtına izleri ve tropikal doğu dalgaları. *Pzt. Weather Rev.*, **131**, 2012-2037.
- Hodges, K.: ECMWF/NCEP Analizleri ve AMIP II: Model Klimatolojilerinden özellik tabanlı teşhisler. İçinde: *Atmosferik Model Karşılaştırma Projesinin İkinci Aşaması (AMIP2)* [Gleckler, P. (ed.)]. WCRP/WGNE Çalıştay Bildirileri, Toulouse, Fransa, s. 201-204.
- Holland, M.M. ve C.M. Bitz, 2003: Birleştirilmiş modellerde iklim değişikliğinin kutupsal amplifikasyonu. *Clim. Dyn.*, **21**, 221-232, doi:10.1007/s00382-003- 0332-6.
- Holland, M.M. ve M. Raphael, 2006: Birleştirilmiş modellerde Güney Yarımküre ikliminin yirminci yüzyıl simülasyonu. Bölüm II: deniz buzu koşulları ve değişkenlik. *Clim. Dyn.*, **26**, 229-245, doi:10.1007/s00382- 005-0087-3.
- Horinouchi, T., 2002: Tropikal yağışların mezoskal değişkenliği: TOGA COARE radar verileri kullanılarak dalga zorlamasının uydu tahminlerinin doğrulanması. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2428-2437.
- Horinouchi, T., ve S. Yoden, 1998: Basitleştirilmiş bir GCM'de simüle edilen QBO benzeri bir salınım ile ilişkili dalga-ortalama akış etkileşimi. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 502-526.
- Horinouchi, T., ve diğerleri, 2003: Orta-atmosferik GCM'lerde tropikal kümülüs konveksiyonu ve yukarı doğru yayılan dalgalar. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2765-2782.
- Hoskins, B.J., ve K.I. Hodges, 2002: Kuzey Yarımküre kış fırtınası izleri üzerine yeni perspektifler. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1041-1061.
- Hoskins, B.J., ve K.I. Hodges, 2005: Güney Yarımküre fırtına izleri üzerine yeni perspektifler. *J. Clim.*, **18**, 4108-4129.
- Hourdun, F., ve diğerleri, 2006: LMDZ4 genel sirkülasyon modeli: Tropikal konveksiyona vurgu yaparak iklim performansı ve parametrelendirilmiş fiziğe duyarlılık. *Clim. Dyn.*, **27**, 787-813.
- Hovine, S., ve T. Fichefet, 1994: İklim çalışmaları için bölgesel ortalama, üç havzalı bir okyanus sirkülasyonu modeli. *Clim. Dyn.*, **15**, 1405-1413.
- Hsu, C.J. ve F. Zwiers, 2001: Atmosferik değişkenliğin tekrarlayan rejimleri ve modlarında iklim değişikliği. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20145-20160.
- Hu, A.X., G.A. Meehl, W.M. Washington, ve . Dai, 2004: Atlantik termohalin dolaşımının birleşik bir modelde artan atmosferik CO₂'ye tepkisi. *J. Clim.*, **17**, 4267-4279.
- Huang, X., B.J. Soden, ve D.L. Jackson, 2005: Tropikal sıcaklık ve nemin yıllararası ortak değişkenliği: Model, reanaliz verileri ve uydu gözlemlerinin karşılaştırılması. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17808, doi:10.1029/2005GL023375.
- Hunke, E.C., ve J.K. Dukowicz, 1997: Deniz buzu dinamiği için elastik-viskoz-plastik bir model. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849-1867.
- Hunke, E.C., ve J.K. Dukowicz, 2002: Bir küre üzerinde genel ortogonal eğrisel koordinatlarda Elastik-Viskoz-Plastik deniz buzu dinamiği modeli-Metrik terimlerin etkisi. *Pzt. Weather Rev.*, **130**, 1848-1865.
- Hunke, E.C., ve J.K. Dukowicz, 2003: *Serbest Sürüklenme Rejiminde Deniz Momentum Denklemi*. Teknik Rapor LA-UR-03-2219, Los Alamos Ulusal Laboratuvarı, Los Alamos, NM.
- Hurrell, J.W., M.P. Hoerling, A.S. Phillips, ve T. Xu, 2004: Yirminci yüzyıl Kuzey Atlantik iklim değişikliği. Bölüm I: determinizmin değerlendirilmesi. *Clim. Dyn.*, **23**, 371-389.
- Hutchings, J.K., H. Jasak, ve S.W. Laxon, 2004: Viskoz-plastik deniz buzu modeli için bir kuvvet örtülü düzeltme şeması. *Okyanus Modellemesi*, **7**, 111-133.
- Huybrechts, P., 2002: Buzul döngüleri sırasında Grönland ve Antarktika buz tabakalarının buz dinamiği rekonstrüksiyonlarından LGM'de deniz seviyesi değişiklikleri. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 203-231.
- Huybrechts, P., I. Janssens, C. Poncin, ve T. Fichefet, 2002: Grönland buz tabakasının 21. yüzyıldaki iklim değişikliklerine tepkisi, bir AOGCM'nin termomekanik buz tabakası modeliyle etkileşimli olarak birleştirilmesiyle. *Ann. Glaciol.*, **35**, 409-415.
- Iacobellis, S.F., G.M. McFarquhar, D.L. Mitchell, ve R.C.J. Somerville, 2003: Radyatif akıların parametrelendirilmiş bulut mikrofiziğine duyarlılığı. *J. Clim.*, **16**, 2979-2996.
- Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, ve S.A. Clough, 2003: NCAR Topluluk İklim Modeli CCM3'te üst troposferik su buharının modellenmiş ve gözlemlenmiş HIRS radyansları kullanılarak değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **108**(D2), 4037, doi:10.1029/2002JD002539.

- Inamdar, A.K., ve V. Ramanathan, 1998: Su buharı, atmosferik sera etkisi ve yüzey sıcaklığı arasındaki tropikal ve küresel ölçekli etkileşimler. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32177-32194.
- Ingram, W.J., 2002: Su buharı geri beslemesinin sağlamlığı üzerine: GCM dikey çözünürlük ve formülasyon. *J. Clim.*, **15**, 917-921.
- Inness, P.M., ve J.M. Slingo, 2003: Birleştirilmiş bir GCM'de MJO simülasyonu. I: Gözlemler ve sadece atmosfer GCM ile karşılaştırma. *J. Clim.*, **16**, 345-364.
- Inness, P.M., J.M. Slingo, E. Guilyardi, ve J. Cole, 2003: Birleştirilmiş bir GCM'de MJO'nun simülasyonu. II: Temel durumun rolü. *J. Clim.*, **16**, 365-382.
- Iorio, J.P., ve , 2004: Model çözünürlüğünün ve alt ızgara ölçeği fizikinin kıta Amerika Birleşik Devletleri'ndeki yağış simülasyonu üzerindeki etkileri. *Clim. Dyn.*, **23**, 243-258, doi:10.1007/s00382-004-0440-y.
- Jaeger, L., 1976: *Monatskarten des Niederschlags für die Ganze Erde*. Ber. Deutsche Wetterdienstes 139, Almanya, 38 s.
- Jakob, C., ve G. Tselioudis, 2003: Tropikal batı pasifikteki bulut rejimlerinin objektif tanımlanması. *Jeofizik. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018367.
- Jennings, R.L., 1975: *Meteorolojik Araştırmalar için Veri Setleri*. NCAR-TN/1A, Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi, Boulder, CO, 156 s.
- Ji, M., A. Leetmaa, ve V.E. Kousky, 1996: Ulusal Çevre Tahmin Merkezleri'nde 1980'ler ve 1990'lar boyunca ENSO'nun birleşik model tahminleri. *J. Clim.*, **9**, 3105-3120.
- Jin, X.Z., X.H. Zhang, ve T.J. Zhou, 1999: IAP/LASG Dünya Okyanus Genel Sirkülasyon Modeli'nin üçüncü neslinin temel çerçevesi ve deneyleri. *Adv. Atmosfer Bil. Sci.*, **16**, 197-215.
- Johns, T.C., ve , 2006: Yeni Hadley Centre iklim modeli HadGEM1: Birleştirilmiş simülasyonların değerlendirilmesi. *J. Clim.*, **19**, 1327-1353.
- Jones, C.D., ve diğerleri, 2005: HadCM3'ün hızlı bir versiyonu olan FAMOUS'un sistematik optimizasyonu ve iklim simülasyonu. *Clim. Dyn.*, **25**, 189-204.
- Jones, P.D., 1988: Hemisferik yüzey hava sıcaklığı değişimleri: Son eğilimler ve 1987'ye kadar bir güncelleme. *J. Clim.*, **1**, 654-660.
- Jones, P.D., ve , 1999: Yüzeysel hava sıcaklığı ve son 150 yıldaki değişimleri. *Rev. Geophys.*, **37**, 173-199.
- Joos, F., ve diğerleri, 1999: Gelecekteki atmosferik CO₂ üzerinde küresel ısınma ve deniz karbon döngüsü geri bildirimleri. *Science*, **284**, 464-467.
- Joos, F., ve diğerleri, 2001: IPCC emisyon senaryoları altında karasal karbon alımı üzerindeki küresel ısınma geri bildirimleri. *Küresel Biyojeokimya Döngüleri*, **15**, 891-907.
- Joshi, M., ve diğerleri, 2003: Üç genel sirkülasyon modelinde farklı ısınım sal zorlamalara iklim tepkisinin karşılaştırılması: iklim değişikliğinin geliştirilmiş bir ölçütüne doğru. *Clim. Dyn.*, **20**, 843-854.
- Jungclaus, J.H., ve diğerleri, 2006: AOGCM ECHAM5/MPI-OM'da okyanus dolaşımı ve tropikal değişkenlik. *J. Clim.*, **19**, 3952-3972.
- K-1 Model Geliştiricileri, 2004: *K-1 Bağlantılı Model (MIROC) Açıklaması*. K-1 Teknik Rapor 1 [Hasumi, H. ve S. Emori (eds.)]. İklim Sistemi Araştırma Merkezi, Tokyo Üniversitesi, Tokyo, Japonya, 34 s., <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>.
- Kalnay, E., ve , 1996: NCEP/NCAR 40 yıllık reanaliz projesi. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kanamitsu, M., ve diğerleri, 2002: NCEP dinamik mevsimsel tahmin sistemi 2000. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1019-1037.
- Kattsov, V., ve E. Källén, 2005: Gelecekteki iklim değişikliği: Kuzey Kutbu için modelleme ve senaryolar. İçinde: *Arktik İklim Etki Değerlendirmesi (ACIA)*. Cambridge Üniversitesi Yayınları, Cambridge, İngiltere, s. 99-150.
- Kemball-Cook, S., B. Wang, ve X. Fu, 2002: ECHAM-4 modelinde mevsim içi salınım simülasyonu: Bir okyanus modeli ile birleşmenin etkisi. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1433-1453.
- Khairoutdinov, M., D. Randall, ve C. DeMott, 2005: Fiziksel süreçlerin süper parametrelendirilmesi olarak bulut çözücü bir model kullanılarak atmosferik genel dolaşım simülasyonları. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2136-2154.
- Khari, V.V., F.W. Zwiers, ve X. Zhang, 2005: AMIP-2 simülasyonlarında, reanalizlerde ve gözlemlerde yakın yüzey sıcaklığı ve yağış ekstremlerinin karşılaştırılması. *J. Clim.*, **18**(24), 5201-5223.
- Kiehl, J.T., ve P.R. Gent, 2004: Topluluk İklim Sistemi Modeli, Sürüm 2. *J. Clim.*, **17**, 3666-3682.
- Kiehl, J.T., ve diğerleri, 1998: Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi Topluluk İklim Modeli: CCM3. *J. Clim.*, **11**, 1131-1149.
- Kiktev, D., D.M.H. Sexton, L. Alexander, ve C.K. Folland, 2003: Günlük iklim aşırılıkları endekslerinde modellenen ve gözlenen eğilimlerin karşılaştırılması. *J. Clim.*, **16**(22), 3560-3571.
- Kim, S.-J., G.M. Flato, G.J. Boer, ve N.A. McFarlane, 2002: Son Buzul Maksimumunun birleşik iklim modeli simülasyonu, Bölüm I: Geçici çok on yıllık tepki. *Clim. Dyn.*, **19**, 515-537.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama, ve S. Emori, 2005: Küresel ısınma altında Japonya yakınlarındaki yağış özelliklerinde öngörülen değişiklikler. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 85-88, doi: 10.2151/sola.2005-023.
- Kinne, S., ve diğerleri, 2003: Aerosol özelliklerinin aylık ortalamaları: Modeller, uydu ve AERONET yer verileri arasında küresel bir karşılaştırma. *J. Geophys. Res.*, **108**(D20), 4634, doi:10.1029/2001JD001253.
- Kirtman, B.P., 2003: COLA anomali birleşik modeli: ENSO tahmin topluluğu. *Pzt. Weather Rev.*, **131**, 2324-2341.
- Kirtman, B.P., ve P.S. Schopf, 1998: ENSO öngörülebilirliği ve tahmininde on yıllık değişkenlik. *J. Clim.*, **11**, 2804-2822.
- Kirtman, B.P., K. Pegion, ve S. Kinter, 2005: İç atmosfer dinamikleri ve tropikal Hint-Pasifik iklim değişkenliği. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2220-2233.
- Kleeman, R., Y. Tang, ve A.M. Moore, 2003: ENSO problemine uygulandığı gibi hava gürültüsünün varlığında iklimsel olarak ilgili tekil vektörlerin hesaplanması. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2856-2868.
- Kleidon, A., 2004: Ters yöntemlerden çıkarılan köklenme bölgesi derinliğine ilişkin küresel veri kümeleri. *J. Clim.*, **17**, 2714-2722.
- Kleidon, A., K. Fraedrich, ve M. Heimann, 2000: Yeşil bir gezegene karşı çöl bir dünya: bitki örtüsünün kara yüzeyi iklimi üzerindeki maksimum etkisinin tahmin edilmesi. *İklim. Change*, **44**, 471-493.
- Klein, S.A. ve D.L. Hartmann, 1993: Alçak stratiform bulutların mevsimsel döngüsü. *J. Clim.*, **6**, 1587-1606.
- Klein, S.A., ve C. Jakob, 1999: ECMWF modeli tarafından simüle edilen cephe bulutlarının doğrulanması ve duyarlılıkları. *Pzt. Weather Rev.*, **127**, 2514-2531.
- Knight, J.R., ve diğerleri, 2005: Gözlemlenen iklimde kalıcı doğal termohalin sirkülasyon döngülerinin bir imzası. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Knutson, T.R. ve R.E. Tuleya, 1999: GFDL kasırga tahmin sistemi kullanılarak simüle edilen CO₂ kaynaklı küresel ısınma ile artan kasırga yoğunlukları. *Clim. Dyn.*, **15**(7), 503-519.
- Knutson, T.R., ve R.E. Tuleya, 2004: CO₂ kaynaklı ısınmanın simüle edilen kasırga yoğunluğu ve yağışlar üzerindeki etkisi: İklim modeli ve konvektif parametrelendirme seçimine duyarlılık. *J. Clim.*, **17**, 3477-3495.
- Knutti, R., T.F. Stocker, F. Joos, ve G.K. Plattner, 2002: Gözlemler ve iklim modeli topluluklarından radyatif zorlama ve gelecekteki iklim değişikliği üzerine kısıtlamalar. *Nature*, **416**, 719-723.
- Knutti, R., G.A. Meehl, M.R. Allen ve D.A. Stainforth, 2006: Yüzeysel sıcaklığındaki mevsimsel döngüden iklim duyarlılığının sınırlandırılması. *J. Clim.*, **19**, 4224-4233.
- Kodera, K., ve M. Chiba, 1995: Stratosferik ani ısınmalarla ilişkili troposferik sirkülasyon değişiklikleri: Bir vaka çalışması. *J. Geophys. Res.*, **100**, 11055-11068.
- Komuro, Y., ve H. Hasumi, 2005: Atlantik derin dolaşımının Kanada Takımadaları geçişi ile yoğunlaşması. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 775-789.
- Koster, R.D., ve diğerleri, 2004: Toprak nemi ve yağış arasındaki bağlantı bölgeleri. *Science*, **305**, 1138-1140.
- Kraus, E.B., 1990: Diyapiknal karışım. İçinde: *İklim-Okyanus Etkileşimi* [Schlesinger, M.E. (ed.)]. Kluwer, Amsterdam, s. 269-293.
- Kraus, E.B., ve J.S. Turner, 1967: Mevsimsel termoklin için tek boyutlu bir model. II. Genel teori ve sonuçları. *Tellus*, **19**, 98-105.

- Krinner, G., ve , 2005: Birleştirilmiş atmosfer-biyosfer sistemi çalışmaları için dinamik bir küresel bitki örtüsü modeli. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Lambert, S.J., ve G.J. Boer, 2001: CMIP1 değerlendirmesi ve birleşik iklim modellerinin karşılaştırılması. *Clim. Dyn.*, **17**, 83-106.
- Lambert, S.J., ve J. Fyfe, 2006: Geliştirilmiş sera gazı simülasyonlarında simüle edilen kış siklonu frekansları ve güçlerindeki değişiklikler: IPCC tanımlama çalışmasına katılan modellerden elde edilen sonuçlar. *Clim. Dyn.*, **26**, 713-728.
- Lanzante, J.R., 1996: İklim verilerinin analizi için dirençli, sağlam ve parametrik olmayan teknikler: Teori ve örnekler, tarihsel radyosonde istasyon verilerine uygulamalar dahil. *Int. J. Climatol.*, **16**, 1197-1226.
- Large, W.G., J.C. McWilliams, ve S.C. Doney, 1994: Okyanus dikey karışımı: bir inceleme ve yerel olmayan sınır tabaka parametrisasyonuna sahip bir model. *Rev. Geophys.*, **32**, 363-403.
- Larson, K., ve D.L. Hartmann, 2003: Tropikal iklimde bulut, su buharı, radyasyon ve büyük ölçekli dolaşım arasındaki etkileşimler. Bölüm 1: Tekdüze deniz yüzeyi sıcaklığı değişikliklerine duyarlılık. *J. Clim.*, **15**, 1425-1440.
- Latif, M., 1998: Birleştirilmiş okyanus-atmosfer modellerinde dönemler arası değişkenliğin dinamikleri. *J. Clim.*, **11**, 602-624.
- Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz, ve R. Voss, 2000: Bir sera ısınma simülasyonunda termohalin dolaşımının tropikal stabilizasyonu. *J. Clim.*, **13**, 1809-1813.
- Latif, M., ve diğerleri, 2001: ENSIP: El Niño simülasyon karşılaştırma projesi. *Clim. Dyn.*, **18**, 255-276.
- Latif, M., ve diğerleri, 2004: Deniz yüzeyi sıcaklıkları ile Kuzey Atlantik termohalin dolaşımındaki çok yıllık ölçekteki değişikliklerin yeniden yapılandırılması, izlenmesi ve öngörülmesi. *J. Clim.*, **17**, 1605-1614.
- Lawrence, D.M., ve J.M. Slingo, 2005: HadAM3'te zayıf kara-atmosfer bağlantı gücü: Toprak nemi değişkenliğinin rolü. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 670-680.
- Le Treut, H., Z.X. Li ve M. Forichon, 1994: LMD genel sirkülasyon modelinin iki farklı bulut suyu parametrelendirmesi ile ilişkili sera zorlamasına duyarlılığı. *J. Clim.*, **7**, 1827-1841.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, J.-K. Kim, ve B. E. Mapes, 2001: Bulut-radyasyon etkileşiminin bir atmosferik genel sirkülasyon modeli ile tropikal mevsim içi salınım simülasyonu üzerindeki etkisi. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14219-14233.
- Levitus, S., ve T.P. Boyer, 1994: *Dünya Okyanus Atlası 1994, Cilt 4: Sıcaklık*. NOAA NESDIS E/OC21, Washington, DC, 117 s.
- Levitus, S., ve J. Antonov, 1997: *Dünya Okyanusunun Isı Depolamasının Değişkenliği ve Isı Depolama Oranı*. NOAA NESDIS Atlas 16, ABD Hükümet Baskı Ofisi, Washington, DC, 6 s., 186 şekil.
- Levitus, S., J. Antonov, ve T. Boyer, 2005: Dünya okyanusunun ısınması, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GLO21592.
- Levitus, S., ve diğerleri, 1998: *Dünya Okyanus Veritabanı 1998, Cilt 1: Giriş*. NOAA Atlas NESDIS 18, ABD Hükümet Baskı Ofisi, Washington, DC.
- Liang, X., Z. Xie, ve M. Huang, 2003: Yüzey ve yeraltı suyu etkileşimleri için yeni bir parametrelendirme ve bunun değişken sızma kapasiteli (VIC) arazi yüzeyi modeli ile su bütçeleri üzerindeki etkisi. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8613, doi:10.1029/2002JD003090.
- Limpasuvan, V., ve D.L. Hartmann, 2000: İklim değişkenliğinin dalga tarafından korunan dairesel modları. *J. Clim.*, **13**, 4414-4429.
- Lin, B., T. Wong, B.A. Wielicki, ve Y. Hu, 2004: İris hipotezi için on yıllık tropikal ortalama ERBS tarayıcı olmayan radyasyon verilerinin incelenmesi. *J. Clim.*, **17**, 1239-1246.
- Lin, B., ve diğerleri, 2002: İris hipotezi: Negatif mi yoksa pozitif bulut geri beslemesi mi? *J. Clim.*, **15**, 3-7.
- Lin, J.L., ve diğerleri, 2006: IPCC AR4 14 iklim modelinde tropikal mevsim içi değişkenlik. Bölüm I: Konvektif sinyaller. *J. Clim.*, **19**, 2665-2690.
- Lin, W.Y., ve M.H. Zhang, 2004: NCAR Topluluk Atmosferik Modeli tarafından simüle edilen bulutların ve radyatif etkilerinin uydu gözlemlerine değerlendirilmesi. *J. Clim.*, **17**, 3302-3318.
- Lindsay, R.W., ve H.L. Stern, 2004: Arktik deniz buzu için yeni bir Lagrangian modeli. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 272-283.
- Lindzen, R.S., M.-D. Chou, ve A.Y. Hou, 2001: Dünya'nın uyarlanabilir bir kızılötesi irisi var mı? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 417-432.
- Lindzen, R.S., M.-D. Chou, ve A.Y. Hou, 2002: "İris için kanıt yok" üzerine yorum. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1345-1349.
- Lipscomb, W.H., 2001: Deniz buzu modellerinde kalınlık dağılımının yeniden haritalanması. *J. Geophys. Res.*, **106**, 13989-14000.
- Liston, G., 2004: Bölgesel ve küresel modellerde alt ızgara kar örtüsü heterojenliklerini temsil etme. *J. Clim.*, **17**, 1381-1397.
- Liu, H., ve , 2004: Bir girdap izinli okyanus genel sirkülasyon modeli ve ön değerlendirmeleri. *Adv. Atmosfer Bilimleri. Sci.*, **21**, 675-690.
- Liu, J., ve diğerleri, 2003: Deniz buzunun GISS küresel iklim modelindeki fiziksel parametrelendirmelere duyarlılığı. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3053, doi:10.1029/2001JC001167.
- Liu, P., ve , 2005: Tiedtke konvektif şeması ile NCAR CAM2'de MJO. *J. Clim.*, **18**, 3007-3020.
- Lock, A.P., 2001: Sınır tabaka türbülanslı karışım parametrelendirmelerinde sürüklenmenin sayısal gösterimi. *Pzt. Weather Rev.*, **129**, 1148-1163.
- Lock, A.P., ve diğerleri, 2000: Yeni bir sınır tabaka karıştırma şeması. Bölüm I: Şema tanımı ve SCM testleri. *Pzt. Weather Rev.*, **128**, 3187- 3199.
- Lohmann, U., ve G. Lesins, 2002: Antropojenik dolaylı aerosol etkisi üzerinde daha güçlü kısıtlamalar. *Science*, **298**, 1012-1015.
- Lorenz, D.J., ve D.L. Hartmann, 2001: Güney Yarımküre'de Eddy-zonal akış geri . *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3312-3327.
- Lu, J., R.J. Greatbatch, ve K.A. Peterson, 2004: Yirminci yüzyılın son yarısında Kuzey Yarımküre kış atmosferik dolaşımındaki eğilim. *J. Clim.*, **17**, 3745-3760.
- Luo, Z., ve W.B. Rossow, 2004: Uydu gözlemlerinin Lagrangian yörünge analizi kullanılarak tropikal sirus yaşam döngüsünün, evriminin ve üst troposferik su buharı ile etkileşiminin karakterize edilmesi. *J. Clim.*, **17**, 4541-4563.
- Madden, R.A., ve P.R. Julian, 1971: Tropikal Pasifik'teki zonal rüzgarda 40-50 günlük bir salınımın tespiti. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, ve C. Lévy, 1998: *OPA Sürüm 8.1 Okyanus Genel Sirkülasyon Modeli Referans Kılavuzu*. Notes du Pôle de Modélisation No. 11, Institut Pierre-Simon Laplace, Paris, 91 s., http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu_Free/Doc_models/Doc_OPA8.1.pdf.
- Mahfouf, J.-F., et al., 1995: Meteo-France iklim modeli ARPEGE içinde ISBA kara yüzeyi şeması. Bölüm 1: Uygulama ve ön sonuçlar. *J. Clim.*, **8**, 2039-2057.
- Maloney, E.D. ve D.L. Hartmann, 2001: NCAR CCM3'teki mevsim içi değişkenliğin konvektif parametrisasyondaki değişikliklere duyarlılığı. *J. Clim.*, **14**, 2015-2034.
- Maltrud, M.E., R.D. Smith, A.J. Semtner, ve R.C. Malone, 1998: 1985-1995 atmosferik rüzgarları tarafından yönlendirilen küresel girdap çözme okyanus simülasyonları. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30825-30853.
- Manabe, S. ve R.J. Stouffer, 1988: Birleştirilmiş bir okyanus-atmosfer modelinin iki kararlı dengesi. *J. Clim.*, **1**(9), 841-866.
- Manabe, S. ve R.J. Stouffer, 1995: Kuzey Atlantik Okyanusu'na tatlı su girişinin neden olduğu ani iklim değişikliğinin simülasyonu. *Nature*, **378**, 165-167.
- Manabe, S., ve R.J. Stouffer, 1996: Birleştirilmiş bir atmosfer-okyanus-kara yüzeyi modelinin 1000 yıllık entegrasyonunda yüzey hava sıcaklığının düşük frekanslı değişkenliği. *J. Clim.*, **9**, 376-393.
- Manabe, S., ve R.J. Stouffer, 1997: Birleştirilmiş okyanus-atmosfer modelinin tatlı su girdisine tepkisi: Younger Dryas olayı ile karşılaştırma. *Paleoceanography*, **12**, 321-336.
- Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman, ve K. Bryan, 1991: Atmosferik CO₂'nin kademeli değişimlerine birleşik okyanus atmosfer modelinin geçici tepkileri. I: Yıllık ortalama tepki. *J. Clim.*, **4**, 785-818.
- Mann, M.E., R.S. Bradley, ve M.K. Hughes, 1998: Son altı yüzyılda küresel ölçekli sıcaklık modelleri ve iklim zorlaması. *Nature*, **392**, 779-787.

- Marchal, O., T.F. Stocker, ve F. Joos, 1998: Paleoklim çalışmaları için bir enlem-derinlik, dolaşım-biojeokimyasal okyanus modeli. *Tellus*, **50B**, 290-316.
- Marotzke, J., 1997: Sınır karışımı ve üç boyutlu termohalin dolaşımının dinamiği. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1713-1728.
- Marshall, G.J., 2003: Gözlemler ve reanalizlerden elde edilen Güney Anüer Modundaki eğilimler. *J. Clim.*, **16**, 4134-4143.
- Marshall, J.C., C. Hill, L. Perelman, ve A. Adcroft, 1997: Hidrostatik, yarı-hidrostatik ve hidrostatik olmayan okyanus modellemesi. *J. Geophys. Res.*, **102**, 5733-5752.
- Marsland, S.J., ve diğerleri, 2003: Ortogonal eğrisel koordinatlara sahip Max-Planck Enstitüsü küresel okyanus/deniz buzu modeli. *Okyanus Modellemesi*, **5**, 91-127.
- Marti, O., ve diğerleri, 2005: *Yeni IPSL İklim Sistemi Modeli: IPSL-CM4*. Note du Pôle de Modélisation No. 26, Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global, Paris, http://dods.ipsl.jussieu.fr/omamce/IPS_LCM4/Doc/IPS_LCM4/FILES/Doc/IPS_LCM4.pdf.
- Martin, G.M., ve , 2004: *HadGAM/GEM1'in Atmosferik Performansının Değerlendirilmesi*. Hadley Centre Technical Note No. 54, Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, Exeter, UK, <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>.
- Martin, G.M., ve diğerleri, 2006: Yeni Hadley Centre Küresel Çevre Modeli HadGEM1'de atmosferin fiziksel özellikleri. Bölüm I: Model tanımı ve küresel klimatoloji. *J. Clim.*, **19**, 1274-1301.
- Maxwell, R.M., ve N.L. Miller, 2005: Birleştirilmiş bir kara yüzeyi ve yeraltı suyu modelinin geliştirilmesi. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 233-247.
- May, W., 2004: Küresel bir zaman dilimi deneyinde şimdiki ve gelecek zamanlar için Hint yaz musonu sırasında günlük yağışların değişkenliği ve aşırılıklarının simülasyonu. *Clim. Dyn.*, **22**, 183-204.
- Mayer, M., C. Wang, M. Webster, ve R. Prinn, 2000: Hava kirliliğinin küresel kimya ve iklimle ilişkilendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **105**, 22869-22896.
- McAvaney, B.J., ve , 2001: Model değerlendirmesi. İçinde: *İklim Değişikliği 2001: Bilimsel Temeller. Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli Üçüncü Değerlendirme Raporuna Çalışma Grubu'nun Katkısı* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Birleşik Krallık ve New York, NY, ABD, s. 471-523.
- McCarthy, M.P., ve R. Toumi, 2004: Tropikal troposfer bağıl neminin gözlemlenen yıllararası değişkenliği. *J. Clim.*, **17**, 3181-3191.
- McDonald, R.E., ve diğerleri, 2005: Tropikal fırtınalar: iklim modellerinde temsil ve teşhis ve iklim değişikliğinin etkileri. *Clim. Dyn.*, **25**, 19-36.
- McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet ve M. Lazare, 1992: Kanada İklim Merkezi ikinci nesil genel sirkülasyon modeli ve denge iklimi. *J. Clim.*, **5**, 1013-1044.
- Mechoso, C.R., ve , 1995: Genel sirkülasyon modelinde tropikal Pasifik üzerindeki mevsimsel döngü. *Pt. Weather Rev.*, **123**, 2825-2838.
- Meehl, G.A. ve C. Tebaldi, 2004: 21'inci yüzyılda daha yoğun, daha sık ve daha uzun süreli sıcak hava dalgaları. *Science*, **305**, 994-997.
- Meehl, G.A., ve A. Hu, 2006: Hindistan musonunda ve Kuzey Amerika'nın güneybatısında mega kuraklıklar ve bunlarla ilişkili çok onyıllık deniz yüzeyi sıcaklık anomalileri için bir mekanizma. *J. Clim.*, **19**, 1605-1623.
- Meehl, G.A., C. Tebaldi ve D. Nychka, 2004: Yirmi birinci yüzyıl iklim simülasyonlarında don günlerindeki değişimler. *Clim. Dyn.*, **23**, 495-511.
- Meehl, G.A., ve diğerleri, 2001: Küresel birleşik iklim modellerinde El Niño'nun genliğini etkileyen faktörler. *Clim. Dyn.*, **17**, 515-526.
- Meissner, K.J., A.J. Weaver, H.D. Matthews, ve P.M. Cox, 2003: Buzul başlangıcında kara yüzeyi dinamiklerinin rolü: UVic Dünya Sistem Modeli ile bir çalışma. *Clim. Dyn.*, **21**, 515-537, doi:10.1007/s00382-003-0352-2.
- Mellor, G.L., ve T. Yamada, 1982: Jeofiziksel akışkan problemleri için bir türbülans kapatma modelinin geliştirilmesi. *Rev. Geophys.*, **20**, 851-875.
- Mellor, G.L., ve L. Kantha, 1989: Bir buz-okyanus birleşik modeli. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10937-10954.
- Mestas-Nunez, A.M., ve D.B. Enfield, 1999: ENSO dışı deniz yüzeyi sıcaklığı değişkenliğinin döndürülmüş küresel modları. *J. Clim.*, **12**, 2734-2745.
- Miller, J.R., G.L. Russell ve G. Caliri, 1994: İklim modellerinde kıta ölçeğinde nehir akışı. *J. Clim.*, **7**, 914-928.
- Miller, R.L., 1997: Tropikal termostatlar ve düşük bulut örtüsü. *J. Clim.*, **10**, 409-440.
- Miller, R.L., G.A. Schmidt, ve D.T. Shindell, 2006: IPCC AR4 20. yüzyıl simülasyonlarında dairesel modların zorlanmış değişimleri. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Milly, P.C.D., ve A.B. Shmakin, 2002: Arazi su ve enerji dengelerinin küresel modellemesi, Bölüm I: Arazi Dinamikleri (LaD) modeli. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 283-299.
- Milly, P.C.D., K.A. Dunne, ve A.V. Vecchia, 2005: Değişen iklimde akarsu akışı ve su mevcudiyetindeki eğilimlerin küresel modeli. *Nature*, **438**, 347-350, doi:10.1038/nature04312.
- Min, S.-K., S. Legutke, A. Hense ve W.-T. Kwon, 2005: Birleştirilmiş iklim modeli ECHO-G-İ ile 1000 yıllık bir kontrol simülasyonunda klimatoloji ve iç değişkenlik. Yüzeğe yakın sıcaklık, yağış ve ortalama deniz seviyesi basıncı. *Tellus*, **57A**, 605-621.
- Minschwaner, K., ve A.E. Dessler, 2004: Tropikal üst troposferde su buharı geri beslemesi: model sonuçları ve gözlemler. *J. Clim.*, **17**, 1272-1282.
- Minschwaner, K., A.E. Dessler, ve S. Parnchai, 2006: Tropikal üst troposferdeki su buharı geri beslemesinin çoklu model analizi. *J. Clim.*, **19**, 5455-5464.
- Mitchell, T.D., ve P.D. Jones, 2005: Aylık iklim gözlemleri ve ilgili yüksek çözünürlüklü izgaralardan oluşan veri tabanı oluşturmak için geliştirilmiş bir yöntem. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693712.
- Molteni, F., Kucharski, F. ve Corti, S., 2006: Yıllar arası ve onyıllar arası zaman ölçeklerinde akış rejimi özelliklerinin tahmin edilebilirliği üzerine. İçinde: *Hava ve İklimin Öngörülebilirliği* [Palmer, T. ve R. Hagedorn (eds.)]. Cambridge Üniversitesi Yayınları, Cambridge, Birleşik Krallık.
- Monahan, A.H., ve A. Dai, 2004: ENSO doğrusal olmayanlığının mekansal ve zamansal yapısı. *J. Clim.*, **17**, 3026-3036.
- Monahan, A.H., J.C. Fyfe, ve L. Pandolfo, 2003: Kuzey Yarımküre ekstrapolitik atmosferinin kış zamanı iklim rejimlerinin dikey yapısı. *J. Clim.*, **16**, 2005-2021.
- Montoya, M., ve diğerleri, 2005: CLIMBER-3 α Orta Karmaşıklıkta Yer Sistemi Modeli. Bölüm I: Günümüz koşulları için tanım ve performans. *Clim. Dyn.*, **25**, 237-263, doi:10.1007/s00382-005-0044-1.
- Mouchet, A., ve L. François, 1996: Küresel bir okyanus karbon döngüsü modelinin dolaşıma ve organik maddenin akıbetine duyarlılığı: Ön sonuçlar. *Phys. Chem. Earth*, **21**, 511-516.
- Moum, J.N., D.R. Caldwell, J.D. Nash, ve G.D. Gunderson, 2002: Kıta yamacı üzerinde sınır karışımı gözlemleri. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2113-2130.
- Murphy, J.M., 1995: Hadley Centre birleşik okyanus-atmosfer modelinin artan karbondioksit geçici tepkisi. Bölüm III: Basit modeller kullanılarak küresel-ortalama tepkinin analizi. *J. Clim.*, **8**, 496-514.
- Murphy, J.M., ve diğerleri, 2004: Büyük bir iklim değişikliği simülasyonları topluluğundaki modelleme belirsizliklerinin ölçülmesi. *Nature*, **430**, 768-772.
- Murray, R.J., 1996: Okyanus modelleri için ortogonal izgaraların açık üretimi. *J. Comput. Phys.*, **126**, 251-273.
- Myhre, G., E.J. Highwood, K.P. Shine, ve F. Stordal, 1998: İyi karışmış sera gazlarından kaynaklanan ışınım zorlamaya ilişkin yeni tahminler. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2715-2718.
- Nakano, H., ve N. Suginoara, 2002: Bir Dünya Okyanusu modelinde derin ve dip sularının yeniden üretilmesinde dip sınır tabaka parametrelendirmesinin etkileri. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1209-1227.
- Naud, C.M., A.D. Del Genio, ve M. Bauer, 2006: Orta enlem fırtınalarında bulut termodinamik fazı üzerine gözlemsel kısıtlamalar. *J. Clim.*, **19**, 5273-5288.
- Neale, R., ve J. Slingo, 2003: Deniz kıtası ve küresel iklimdeki rolü: Bir GCM çalışması. *J. Clim.*, **16**, 834-848.
- Newman, M., G.P. Compo, ve M.A. Alexander, 2003: PDO'nun ENSO tarafından zorlanan değişkenliği. *J. Clim.*, **16**, 3853-3857.
- Nijssen, B., ve , 2003: Torne-Kalix havzasında yüksek enlem hidrolojik süreçlerinin simülasyonu: PILPS Faz 2(e) 2: Model sonuçlarının gözlemlerle karşılaştırılması. *Küresel Gezeğin Değişimi*, **38**, 31-53.

- Norris, J.R., 1998a: Yüzeysel gözlemlerinden okyanus üzerindeki alçak bulut tipi. Bölüm I: Yüzeysel meteorolojisi ile sıcaklık ve nemin dikey dağılımı arasındaki ilişki. *J. Clim.*, **11**, 369-382.
- Norris, J.R., 1998b: Yüzeysel gözlemlerinden okyanus üzerindeki alçak bulut tipi. Bölüm II: coğrafi ve mevsimsel değişimler. *J. Clim.*, **11**, 383-403.
- Norris, J.R. ve C.P. Weaver, 2001: NCAR CCM3'e uygulanan GCM bulutluluğunu değerlendirmek için geliştirilmiş teknikler. *J. Clim.*, **14**, 2540-2550.
- Norris, J.R. ve S.F. Iacobellis, 2005: Sinoptik ölçekli dinamik ve termodinamik ilişkilerden çıkarılan Kuzey Pasifik bulut geri bildirimleri. *J. Clim.*, **18**, 4862-4878.
- NRC (Ulusal Araştırma Konseyi), 2003: *İklim Değişikliği Geri Bildirimlerini Anlamak*. National Academies Press, Washington, DC, 152 s.
- O'Farrell, S.P., 1998: Birleştirilmiş bir atmosfer deniz-buz genel sirkülasyon modelinin dinamik deniz buzuna bileşeninin araştırılması. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15751-15782.
- Oki, T., ve Y.C. Sud, 1998: Toplam akış bütünleştirme yollarının tasarımı (TRIP)-Küresel bir nehir kanalı ağı. *Earth Interactions*, **2**, 1-37.
- Oleson, K.W., ve , 2004: *Topluluk Arazisinin Teknik Açıklaması Modeli (CLM)*. NCAR Teknik Notu NCAR/TN-461+STR, Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi, Boulder, CO, 173 s.
- Oliver, K.I.C., A.J. Watson, ve D.P. Stevens, 2005: Sınırlı okyanus karışımı hızlı iklim değişikliğini tamponlayabilir mi? *Tellus*, **57A**, 676-690.
- Oouchi, K., ve , 2006: Küresel ısınma ikliminde tropikal siklon klimatolojisi, 20 km gözenekli küresel atmosferik modelde simüle edildiği şekliyle: Frekans ve rüzgar şiddeti analizleri. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 259-276.
- Opsteegh, J.D., R.J. Haarsma, F.M. Selten, ve A. Kattenberg, 1998: ECBILT: Okyanus modellerinde karışık sınır koşullarına dinamik bir alternatif. *Tellus*, **50A**, 348-367.
- Osborn, T.J., 2004: Kuzey Atlantik kış salınımının simülasyonu: iç değişkenlik ve sera gazı zorlamasının rolleri. *İklim. Dyn.*, **22**, 605-623.
- Otteri, O.H., ve diğerleri, 2004: Bergen İklim Modeli'nde İskandinav Denizleri-Arktik Okyanusu'na artan tatlı su girişine Atlantik meridyonel devridaim dolaşımının geçici tepkisi. *Tellus*, **56A**, 342-361.
- Otto-Bliesner, B.L., ve diğerleri, 2006: CCSM3'ün orta ve düşük çözünürlüklü versiyonlarının sanayi öncesi zorlamalara karşı iklim duyarlılığı. *J. Clim.*, **19**, 2567-2583.
- Pacanowski, R.C., K. Dixon ve A. Rosati, 1993: *GFDL Modüler Okyanus Modeli Kullanıcı Kılavuzu, Sürüm 1.0*. GFDL Okyanus Grubu Teknik Raporu No. 2, Jeofiziksel Akışkanlar Dinamiği Laboratuvarı, Princeton, NJ.
- Paciorek, C.J., J.S. Risbey, V. Ventura, ve R.D. Rosen, 2002: Kuzey Yarımküre siklon aktivitesinin çoklu endeksleri, 1949-99 kışları. *J. Clim.*, **15**, 1573-1590.
- Palmer, T.N., ve J. Shukla, 2000: Editör yazısı (DSP/ PROVOST özel sayısı için). *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1989-1990.
- Palmer, T.N., ve diğerleri, 2004: Mevsimsel ve yıllarası tahminler için bir Avrupa çoklu model topluluğu sisteminin geliştirilmesi (DEMETER). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 853-872.
- Pan, Z., ve diğerleri, 2004: Bölgesel iklim değişikliği simülasyonlarındaki belirsizliklerin değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **106**, 17735-17752.
- Pardaens, A.K., H.T. Banks, J.M. Gregory, ve P.R. Rowntree, 2003: HadCM3'te tatlı su taşınımı. *Clim. Dyn.*, **21**, 177-195.
- Parekh, P., M.J. Follows, ve E. Boyle, 2005: Küresel okyanusta demir ve fosfatın ayrışması. *Küresel Biyojeokimya. Cycles*, **19**, doi:10.1029/2004GB002280.
- Pelly, J.L., ve B.J. Hoskins, 2003a: Engelleme üzerine yeni bir bakış açısı. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743-755.
- Pelly, J.L., ve B.J. Hoskins, 2003b: ECMWF Topluluk Tahmin Sistemi bloklaşmayı ne kadar iyi tahmin ediyor? *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 1683-1702.
- Peters, M.E. ve C.S. Bretherton, 2005: Walker sirkülasyonunun etkileşimli okyanus karışık tabakası ve bulut-radyatif geri bildirimlerle basitleştirilmiş bir modeli. *J. Clim.*, **18**, 4216-4234.
- Petoukhov, V., ve diğerleri, 2000: CLIMBER-2: Orta karmaşıklıkta bir iklim sistemi modeli. Bölüm I: Mevcut iklim için model tanımı ve performansı. *Clim. Dyn.*, **16**, 1-17.
- Petoukhov, V., ve diğerleri, 2005: EMIC Karşılaştırma Projesi (EMIP-CO₂): Mevcut iklimin EMIC simülasyonlarının karşılaştırmalı analizi ve atmosferik CO₂ katlanmasına denge ve geçici tepkiler. *Clim. Dyn.*, **25**, 363-385, doi:10.1007/s00382-005-0042-3.
- Phillips, T.J., ve diğerleri, 2004: Genel sirkülasyon modellerinde parametrelendirmelerin değerlendirilmesi: İklim simülasyonu hava tahminiyle buluşuyor. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 1903-1915.
- Piani, C., D.J. Frame, D.A. Stainforth, ve M.R. Allen, 2005: Çok bin üyeli bir simülasyon topluluğundan iklim değişikliği üzerine kısıtlamalar. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L23825, doi:10.1029/2005GL024452.
- Pierce, D.W., T.P. Barnett, ve M. Latif, 2000: On yıllık zaman ölçeklerinde Pasifik Okyanusu tropikleri ve orta enlemleri arasındaki bağlantılar. *J. Clim.*, **13**, 1173-1194.
- Pierrehumbert, R.T., 1995: Termostatlar, radyatör kanatları ve yerel kaçak sera. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1784-180.
- Pierrehumbert, R.T., 1999: Hızlı küresel iklim değişikliğinin bir aracı olarak subtropikal su buharı. İçinde: *Bin Yıllık Zaman Ölçeklerinde Küresel İklim Değişikliği Mekanizmaları*. Geophysical Monograph 112, American Geophysical Union, Washington, DC, s. 339-361.
- Pierrehumbert, R.T., ve R. Roca, 1998: Atlantik subtropikal neminin büyük ölçekli adveksiyon tarafından kontrol edildiğine dair kanıtlar. *Jeofizik. Res. Lett.*, **25**, 4537-4540.
- Pierrehumbert, R.T., H. Brogniez, ve R. Roca, 2007: Dünya atmosferinin bağlı nemi üzerine. İçinde: *Genel Dolaşım* [Schneider, T., ve A. Sobel (eds.)]. Princeton University Press, Princeton, NJ, baskıda.
- Pitman, A.J., B.J. McAvaney, N. Bagnoud, ve B. Cheminat, 2004: AMIP-II yakın yüzyeyle hava sıcaklığı ortalamaları ve uç değerlerindeki modeller arası farklılıklar kara yüzeyi enerji dengesi karmaşıklığı ile açıklanabilir mi? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05205, doi:10.1029/2003GL019233.
- Platner, G.-K., F. Joos, T.F. Stocker ve O. Marchal, 2001: Küresel ısınma altında okyanus karbon alımının geri besleme mekanizmaları ve duyarlılıkları. *Tellus*, **53B**, 564-592.
- Plaut, G., ve E. Simonnet, 2001: Fransa, Alpler ve Batı Avrupa üzerinde büyük ölçekli sirkülasyon sınıflandırması, hava rejimleri ve yerel iklim. *Clim. Res.*, **17**, 303-324.
- Polzin, K.L., J.M. Toole, J.R. Redwell, ve R.W. Schmitt, 1997: Abisal okyanusta türbülanslı karışımın mekansal değişkenliği. *Bilim*, **276**, 93-96.
- Pope, V.D., ve R.A. Stratton, 2002: Bir iklim modelinde yatay çözünürlük duyarlılığını yöneten süreçler. *Clim. Dyn.*, **19**, 211-236.
- Pope, V.D., M.L. Gallani, P.R. Rowntree, ve R.A. Stratton, 2000: Hadley Centre iklim modelindeki yeni fiziksel parametrisasyonların etkisi: HadAM3. *Clim. Dyn.*, **16**, 123-146.
- Potter, G.L., ve R.D. Cess, 2004: Bulutların 19 atmosferik genel sirkülasyon modelinin radyasyon bütçeleri üzerindeki etkisinin test edilmesi. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004018.
- Power, S.B., ve R. Colman, 2006: Birleştirilmiş bir GCM'de çoklu onyıllık öngörülebilirlik. *Clim. Dyn.*, **26**, 247-272.
- Power, S.B., M.H. Haylock, R. Colman, ve X. Wang, 2006: ENSO aktivitesindeki ve ENSO telekonneksiyonlarındaki onyıllar arası değişimlerin öngörülebilirliği. *J. Clim.*, **19**, 4755-4771.
- Power, S., ve , 1999: ENSO'nun Avustralya üzerindeki etkisinin onyıllar arası modülasyonu. *İklim. Dyn.*, **15**, 319-324.
- Qu, X., ve A. Hall, 2005: Kriyosfer bölgelerindeki gezegensel albedo değişkenliğine yüzey katkısı. *J. Clim.*, **18**, 5239-5252.
- Quadrelli, R., ve J.M. Wallace, 2004: Kuzey yarımkürenin kış mevsimindeki iklim değişikliği modellerini yorumlamak için basitleştirilmiş doğrusal bir çerçeve. *J. Clim.*, **17**, 3728-3744.
- Rahmstorf, S., 1996: Atlantik termohalin dolaşımının tatlı su zorlaması ve taşınımı üzerine. *Clim. Dyn.*, **12**, 799-811.
- Rahmstorf, S., ve , 2005: Termohalin sirkülasyon histerezisi: Bir modeller arası karşılaştırma. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L23605, doi:10.1029/2005GL023655.

- Randall, D.A., ve diğerleri, 2003: Modellerin verilerle yüzleştirilmesi: GEWEX Bulut Sistemleri Çalışması. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 455-469.
- Randall, D.A., ve , 2006: Bulut geri bildirimleri. İçinde: *İklim Modelleme Biliminde Sınırlar* [Kiehl, J.T., ve V. Ramanathan (eds.)]. Profesör Robert D. Cess onuruna düzenlenen sempozyum bildirileri.
- Raper, S.C.B., T.M.L. Wigley, ve R.A. Warrick, 1996: Küresel deniz seviyesi yükselmesi: geçmiş ve gelecek. İçinde: *Deniz Seviyesinin Yükselmesi ve Kıyı Çökmesi: Nedenler, Sonuçlar ve Stratejiler* [Milliman, J.D., ve B.U. Haq (eds.)]. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Hollanda, s. 11-46.
- Raper, S.C.B., J.M. Gregory, ve T.J. Osborn, 2001: A/OGCM sonuçlarını simüle etmek ve teşhis etmek için bir kabarma- difüzyon enerji dengesi modelinin kullanımı. *Clim. Dyn.*, **17**, 601-613.
- Raphael, N. ve M.M. Holland, 2006: Birleştirilmiş modellerde Güney Yarımküre ikliminin yüzyıl simülasyonu. Bölüm 1: Büyük ölçekli sirkülasyon değişkenliği. *Clim. Dyn.*, **26**, 217-228, doi:10.1007/s00382-005-0082-8.
- Rayner, N.A., ve , 2003: On dokuzuncu yüzyılın sonlarından bu yana deniz yüzeyi sıcaklığı, deniz buzu ve gece deniz hava sıcaklığının küresel analizleri. *J. Geophys. Res.*, **108**(D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Redi, M.H., 1982: Koordinat rotasyonu ile okyanus izopiknal karışımı. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1154-1158.
- Renssen, H., V. Brovkin, T. Fichefet ve H. Goosse, 2003: Afrika Nemli Döneminin sona ermesi sırasında Holosen iklim istikrarsızlığı. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), 1184, doi:10.1029/2002GL016636.
- Renwick, J.A., 1998: Güney Pasifik bloklaşmasının sıklığında ENSO'ya bağlı değişkenlik. *Pzt. Weather Rev.*, **126**, 3117-3123.
- Rial, J.A., 2004: Ani iklim değişikliği: yörünge ve bin yıllık ölçeklerde kaos ve düzen. *Küresel Gezegen. Change*, **41**, 95-109.
- Ridley, J.K., P. Huybrechts, J.M. Gregory, ve J.A. Lowe, 2005: Yüksek CO₂ ikliminde Grönland buz tabakasının ortadan kalkması. *J. Clim.*, **18**, 3409-3427.
- Rind, D.G., ve , 2001: GISS Çift Atmosfer-Okyanus modelinde buzul erime suyunun etkileri: Bölüm II. Derin su üretiminde iki kutuplu bir tahterevalli. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27355-27365.
- Ringer, M.A. ve R.P. Allan, 2004: Tropikal bulutların iklim modeli simülasyonlarının değerlendirilmesi. *Tellus*, **56A**, 308-327.
- Ringer, M.A., ve , 2006: Yeni Hadley Centre Küresel Çevre Modeli'nde (HadGEM1) atmosferin fiziksel özellikleri. Bölüm II: Değişkenlik ve bölgesel iklim yönleri. *J. Clim.*, **19**, 1302-1326.
- Roberts, M.J., 2004: *HadGEM1'in Okyanus Bileşeni*. GMR Raporu Ek IV.D.3, Met Office, Exeter, Birleşik Krallık.
- Roberts, M., ve diğerleri, 2004: Girdaba izin veren okyanus çözünürlüğünün küresel birleşik GCM ile kontrol ve iklim değişikliği simülasyonları üzerindeki etkisi. *J. Clim.*, **17**, 3-20.
- Robertson, A.W., 2001: İki genel sirkülasyon modelinde okyanus-atmosfer etkileşiminin Arktik Salınım üzerindeki etkisi. *J. Clim.*, **14**, 3240-3254.
- Robock, A., ve diğerleri, 2000: Küresel toprak nemi veri bankası. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 1281-1299.
- Roeckner, E., ve diğerleri, 1996: *Atmosferik Genel Sirkülasyon Modeli ECHAM4: Model Tanımı ve Günümüz İkliminin Simülasyonu*. MPI Raporu No. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Almanya, 90 s.
- Roeckner, E., ve diğerleri, 2003: *Atmosferik Genel Sirkülasyon Modeli ECHAM5. Bölüm I: Model Tanımı*. MPI Raporu 349, Max Planck Meteoroloji Enstitüsü, Hamburg, Almanya, 127 s.
- Roesch, A., 2006: AR4 birleşik iklim modellerinde yüzey albedosu ve kar örtüsünün değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **111**, D15111, doi:10.1029/2005JD006473.
- Rooth, C., 1982: Hidroloji ve okyanus sirkülasyonu. *Prog. Oceanogr.*, **11**, 131-149.
- Rosati, A., K. Miyakoda ve R. Gudgel, 1997: Okyanus başlangıç koşullarının birleşik bir modelle ENSO tahmini üzerindeki etkisi. *Pzt. Weather Rev.*, **125**(5), 754-772.
- Ross, R.J., W.P. Elliott, D.J. Seidel ve katılımcı AMIP-II modelleme grupları, 2002: Radyosonde gözlemleri ve atmosferik genel sirkülasyon modellerinde alt troposferik nem-sıcaklık ilişkileri. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 26-38.
- Russell, G.L., 2005: *4x3 Atmosfer-Okyanus Modeli Dokümantasyonu*. <http://aom.giss.nasa.gov/doc4x3.html>.
- Russell, G.L., J.R. Miller ve D. Rind, 1995: Geçici iklim değişikliği çalışmaları için birleşik bir atmosfer-okyanus modeli. *Atmosfer-Okyanus*, **33**, 683-730.
- Russell, J.L., R.J. Stouffer, ve K.W. Dixon, 2006: IPCC birleşik model kontrol simülasyonlarında Güney Okyanusu sirkülasyonlarının karşılaştırılması. *J. Clim.*, **19**, 4560-4575.
- Saenko, O.A., ve W.J. Merryfield, 2005: Topografik olarak güçlendirilmiş karışımın küresel okyanus sirkülasyonu üzerindeki etkisi üzerine. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 826-834.
- Saenko, O.A., G.M. Flato, ve J. Weaver, 2002: İklim modellerinde deniz buzu süreçlerinin geliştirilmiş temsili. *Atmosfer-Okyanus*, **40**, 21-43.
- Sakamoto, T.T., ve diğerleri, 2004: CCSR/NIES/FRCGC yüksek çözünürlüklü iklim modelinde Hawaii Adaları'nın geniş kapsamlı etkileri. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020907.
- Sakamoto, T., ve diğerleri, 2005: Kuroshio ve Kuroshio Uzantısının yüksek çözünürlüklü bir iklim modelinde küresel ısınmaya tepkileri. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L14617, doi:10.1029/2005GL023384.
- Salas-Méllia, D., 2002: Küresel bir birleşik deniz buzu-okyanus modeli. *Okyanus Modellemesi*, **4**, 137-172.
- Saltzman, B., 1978: Karasal iklimin istatistiksel-dinamik modelleri üzerine bir inceleme. *Adv. Geophys.*, **20**, 183-295.
- Santer, B.D., ve , 2005: Tropikal atmosferdeki yüzey sıcaklığı eğilimlerinin ve değişkenliğinin amplifikasyonu. *Science*, **309**, 1551-1556.
- Sato, N., ve , 1989: Basit biyosfer modelinin bir genel sirkülasyon modeline uygulanmasının etkileri. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
- Sausen, R., K. Barthel, ve K. Hasselmann, 1988: Akı düzeltmeli birleşik okyanus-atmosfer modelleri. *Clim. Dyn.*, **2**, 145-163.
- Sausen, R., ve diğerleri, 2002: Homojen olmayan dağılımlı zorlayıcı etkenlere iklim tepkisi. İçinde: *CO₂ Olmayan Sera Gazları: Bilimsel Analiz, Kontrol Seçenekleri ve Politika Yönleri* [van Ham, J., A.P.M. Baede, R. Guicherit, ve J.G.F.M. Williams-Jacobse (eds.)]. Millpress, Rotterdam, Hollanda, s. 377-381.
- Schär, C., ve diğerleri, 2004: Avrupa yaz sıcak dalgaları için artan sıcaklık değişkenliğinin rolü. *Nature*, **427**, 332-336, doi:10.1038/nature02300.
- Scaife, A.A., J.R. Knight, C.K. Folland, ve G.K. Vallis, 2005: Kış NAO'su ve Kuzey Atlantik yüzey iklimi üzerinde stratosferik bir etki. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L18715.
- Scaife, A.A., ve diğerleri, 2000: Küresel iklim simülasyonunda gerçekçi yarı-bienal salınımlar. *Jeofizik. Res. Lett.*, **27**, 3481-3484.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz ve R. Voss, 1997: Birleştirilmiş bir okyanus-atmosfer genel sirkülasyon modelinde Kuzey Atlantik termohalin sirkülasyonunun kararlılığı. *Clim. Dyn.*, **13**, 325-347.
- Schmidt, G.A., C.M. Bitz, U. Mikolajewicz, ve L.B. Tremblay, 2004: Birleştirilmiş modeller için buz-okyanus sınır koşulları. *Okyanus Modellemesi*, **7**, 59-74.
- Schmidt, G.A., ve diğerleri, 2006: GISS ModelE kullanılarak günümüz atmosferik simülasyonları: Yerinde, uydu ve reanaliz verileriyle karşılaştırma. *J. Clim.*, **19**, 153-192, <http://www.giss.nasa.gov/tools/modelE/>.
- Schmittner, A., ve T.F. Stocker, 1999: Küresel ısınma deneylerinde termohalin dolaşımının kararlılığı. *J. Clim.*, **12**, 1117-1133.
- Schmittner, A., C. Appenzeller, ve T.F. Stocker, 2000: El Niño sırasında Atlantik tatl su ihracatının artması. *Jeofizik. Res. Lett.*, **27**, 1163-1166.
- Schneider, E.K., 2001: İki birleşik GCM tarafından simüle edilen ekvatorial Pasifik arasındaki farklılıkların nedenleri. *J. Clim.*, **15**, 2301-2320.
- Schneider, S.H., 2004: Ani doğrusal olmayan iklim değişikliği, tersinmezlik ve sürpriz. *Küresel Çevre. Change*, **14**, 245-258.

- Schubert, S., ve diğerleri, 1992: 1985-1989 Yılları İçin Seçilmiş İklim Değişkenlerinin Aylık Ortalamaları. NASA Teknik Memorandumu, Goddard Uzay Uçuş Merkezi, Greenbelt, MD, 376 s. NASA Teknik Rapor Sunucusundan edinilebilir, Erişim Numarası: 92N29653; Belge Kimliği: 19920020410; Rapor Numarası: NAS 1.15104565, NASA-TM-104565, REPT-92B00088.
- Scinocca, J.F., ve N.A. McFarlane, 2004: Modelenmiş tropikal yağışların değişkenliği. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1993-2015.
- Seidel, D.J., ve J.R. Lanzante, 2004: Küresel atmosferik sıcaklık değişikliklerini karakterize etmek için doğrusal eğilimlere üç alternatifin değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14108, doi:10.1029/2003JD004414.
- Seidov, D., E.J. Barron, ve B.J. Haupt, 2001: Erime suyu ve küresel okyanus taşıyıcısı: Kuzey ve güney bağlantıları. *Küresel Gezege. Change*, **30**, 253-266.
- Seidov, D., R.J. Stouffer, ve B.J. Haupt, 2005: Basit bir iki kutuplu okyanus tahterevallisi var mı? *Küresel Gezege. Change*, **49**, 19-27.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, ve A. Dalcher, 1986: Genel sirkülasyon modellerinde kullanılmak üzere basit bir biyosfer modeli (SiB). *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- Selten, F.M., ve G. Branstator, 2004: Tercih edilen rejim geçiş yolları ve baroklinik bir modelde kararsız bir periyodik yörünge için kanıt. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2267-2268.
- Semtner, A.J., 1976: Sayısal iklim araştırmalarında deniz buzunun termodinamik büyümesi için bir model. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 379-389.
- Seneviratne, S.I., J.S. Pal, E.A.B. Eltahir, ve C. Schär, 2002: Daha sıcak bir iklimde yaz kuraklığı: Bölgesel iklim modeli ile bir süreç çalışması. *Clim. Dyn.*, **20**, 69-85.
- Senior, C.A., ve J.F.B. Mitchell, 1993: Karbondioksit ve iklim: Bulut parametrelendirmesinin etkisi. *J. Clim.*, **6**, 393-418.
- Senior, C.A. ve J.F.B. Mitchell, 2000: İklim duyarlılığının zamana bağımlılığı. *Jeofizik. Res. Lett.*, **27**, 2685-2688.
- Severijns, C.A., ve W. Hazeleger, 2005: Atmosferik bir genel sirkülasyon modelinde parametrelerin optimizasyonu. *J. Clim.*, **18**, 3527-3535.
- Shaffrey, L., ve R. Sutton, 2004: Birleştirilmiş bir iklim modelinde Atlantik Okyanusu içinde ve üzerinde enerji taşınımının yıllararası değişkenliği. *J. Clim.*, **17**, 1433-1448.
- Shibata, K., ve diğerleri, 1999: MRI/JMA98 GCM ile troposfer, stratosfer ve mezosfer simülasyonu. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **50**, 15-53.
- Shindell, D.T., R.L. Miller, G.A. Schmidt ve L. Pandolfö, 1999: Sera gazı zorlamasıyla son kuzey kış iklim eğilimlerinin simülasyonu. *Nature*, **399**, 452-455.
- Shiogama, H., M. Watanabe, M. Kimoto ve T. Nozawa, 2005: Antropojenik ve doğal zorlamaların 20. yüzyılın ikinci yarısında Pasifik Onyıllık Salınımı üzerindeki etkileri. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21714, doi:10.1029/2005GL023871.
- Shukla, J., ve diğerleri, 2006: İklim modeli güvenilirliği ve iklim değişikliği tahminleri. *Jeofizik. Res. Lett.*, **33**, L07702, doi:10.1029/2005GL025579.
- Sinclair, M.R., 1996: Antisiklonların ve blokajın klimatolojisi için Güney Yarımküre. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 245-263.
- Sitch, S., ve , 2003: LPJ dinamik küresel vejetasyon modelinde ekosistem dinamikleri, bitki coğrafyası ve karasal karbon döngüsünün değerlendirilmesi. *Global Change Biol.*, **9**, 161-185.
- Six, K.D., ve E. Maier-Reimer, 1996: Bir okyanus genel sirkülasyon modelinde plankton dinamiklerinin mevsimsel karbon akışları üzerindeki etkileri. *Küresel Biyojeokimya. Döngüleri*, **10**, 559-583.
- Slater, A.G., ve diğerleri, 2001: Kara yüzeyi şemalarında karın temsili: PILPS 2(d)'den elde edilen sonuçlar. *J. Hydrometeorol.*, **2**, 7-25.
- Slingo, J.M., P.M. Inness, ve K.R. Sperber, 2005: Madden Julian Salınımının Modelenmesi. İçinde: *Atmosfer-Okyanus İklim Sisteminin Mevsim İç Değişkenliği* [Lau, W.K.-M., ve D.E. Waliser (eds.)]. Praxis Yayıncılık.
- Slingo, J.M., ve diğerleri, 1996: 15 atmosferik genel sirkülasyon modelinde mevsim içi salınımlar: AMIP Teşhis Alt Projesinden elde edilen sonuçlar. *Clim. Dyn.*, **12**, 325-357.
- Slingo, J., ve , 2003: Günlük ve mevsimsel zaman ölçeklerinde ölçek etkileşimleri ve bunların model sistematik hatalarıyla ilgisi. *Ann. Geophys.*, **46**, 139-155.
- Smith, R.D., ve P.R. Gent, 2002: *Paralel Okyanus Programı (POP) için Referans Kılavuzu, Topluluk İklim Sistemi Modelinin Okyanus Bileşeni (CCSM2.0 ve 3.0)*. Teknik Rapor LA-UR-02-2484, Los Alamos Ulusal Laboratuvarı, Los Alamos, NM, <http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm3.0/pop/>.
- Soden, B.J., 1997: El Niño sırasında tropikal sera etkisindeki değişimler. *J. Clim.*, **10**(5), 1050-1055.
- Soden, B.J., 2000: Tropikal hidrolojik döngünün ENSO'ya duyarlılığı. *J. Clim.*, **13**, 538-549.
- Soden, B.J., 2004: Tropikal konveksiyon ve cirrusun üst troposferik nem üzerindeki etkisi: Uydu ölçümlerinin Lagrangian analizi. *Jeofizik. Res. Lett.*, **31**, L20104, doi:10.1029/2004GL020980.
- Soden, B.J., ve I.M. Held, 2006: Birleştirilmiş okyanus-atmosfer modellerinde iklim geri bildirimlerinin değerlendirilmesi. *J. Clim.*, **19**, 3354-3360.
- Soden, B.J., A.J. Broccoli, ve R.S. Hemler, 2004: Bulut geri beslemesini tahmin etmek için bulut zorlamasının kullanımı üzerine. *J. Clim.*, **17**, 3661-3665.
- Soden, B.J., R.T. Wetherald, G.L. Stenchikov, ve A. Robock, 2002: Pinatubo Dağı'nın patlamasından sonra küresel soğuma: Su buharı ile iklim geri beslemesinin bir testi. *Science*, **296**, 727-730.
- Soden, B.J., ve diğerleri, 2005: Üst troposferik nemlenmenin ışınımsal imzası. *Science*, **310**(5749), 841-844.
- Sohn, B.-J., ve J. Schmetz, 2004: Tropik bölgelerdeki yüksek bulut değişimleriyle ilişkili su buharı kaynaklı OLR değişimleri: Meteosat-5 gözlemlerinden bir çalışma. *J. Clim.*, **17**, 1987-1996.
- Sokolov, A., ve P. Stone, 1998: Entegre değerlendirmelerde kullanılmak üzere esnek bir iklim modeli. *Clim. Dyn.*, **14**, 291-303.
- Sokolov, A.P., ve diğerleri, 2005: *MIT Entegre Küresel Sistem Modeli (IGSM), Sürüm 2: Model Tanımı ve Temel Değerlendirme*. Rapor No. 124, Küresel Değişim Bilimi ve Politikası Ortak Programı, Massachusetts Teknoloji Enstitüsü, Cambridge, MA, http://web.mit.edu/globalchange/www/MITJPSPGC_Rpt124.pdf.
- Spelman, M.J., ve S. Manabe, 1984: Okyanus ısı taşınımının bir model iklimin duyarlılığı üzerindeki etkisi. *J. Geophys. Res.*, **89**, 571-586. Sperber, K.R., S. Gualdi, S. Legutke, ve V. Gayler, 2005: Madden-ECHAM4 birleştirilmiş ve birleştirilmemiş GCM'lerde Julian Salınımı. *Clim. Dyn.*, **25**, doi:10.1007/s00382-005-0026-3.
- Stainforth, D.A., ve diğerleri, 2005: Artan sera gazı seviyelerine iklim tepkisi tahminlerindeki belirsizlik. *Nature*, **433**, 403-406.
- Stein, O., 2000: Uzun SLP zaman serilerinden elde edilen Atlantik-Avrupa bloklaşmasının değişkenliği. *Tellus*, **52A**, 225-236.
- Stenchikov, G., ve , 2002: Kuzey Kutbu Salınımının 1991 Pinatubo Dağı patlamasına tepkisi: Volkanik aerosollerin ve ozon tabakasının incelenmesinin etkileri. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4803.
- Stephens, G.L., 2005: İklim sistemindeki bulut geri beslemeleri: eleştirel bir inceleme. *J. Clim.*, **18**, 237-273.
- Stephenson, D.B., ve V. Pavan, 2003: Birleştirilmiş iklim modellerinde Kuzey Atlantik Salınımı: CMIP1 değerlendirmesi. *Clim. Dyn.*, **20**, 381-399.
- Stephenson, D.B., A. Hannachi, ve A. O'Neill, 2004: Çoklu iklim rejimlerinin varlığı üzerine. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 583-605.
- Stocker, T.F., D.G. Wright, ve L.A. Mysak, 1992: Paleoiklim çalışmaları için bölgesel ortalamalı, birleşik bir atmosfer-okyanus modeli. *J. Clim.*, **5**, 773-797.
- Stocker, T.F., ve diğerleri, 2001: Fiziksel iklim süreçleri ve geri bildirimler. İçinde: *İklim Değişikliği 2001: Bilimsel Temeller. Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli Üçüncü Değerlendirme Raporuna Çalışma Grubu I'nin Katkısı* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Birleşik Krallık ve New York, NY, ABD, s. 419-470.
- Stommel, H., 1961: İki kararlı rejime sahip termohalin konveksiyon Akış. *Tellus*, **13**, 224-230.
- Stouffer, R.J., 2004: İklim tepkisinin zaman ölçekleri. *J. Clim.*, **17**(1), 209-217.

- Stouffer, R.J., ve K.W. Dixon, 1998: *İklim Çalışmalarında Kullanılmak Üzere Birleştirilmiş Modellerin Başlatılması: Bir İnceleme*. Atmosferik ve Okyanus Modellemesinde Araştırma Faaliyetleri, Rapor No. 27, WMO/TD-No. 865, Dünya Meteoroloji Örgütü, Cenevre, İsviçre, I.1-I.8.
- Stouffer, R.J., ve S. Manabe, 2003: Atmosferik CO₂ konsantrasyonundaki büyük değişikliklere termohalin dolaşımının denge tepkisi. *Clim. Dyn.*, **20**(7/8), 759-773.
- Stouffer, R.J., A.J. Weaver, ve M. Eby, 2004: İklim değişikliği çalışmalarında kullanılmak üzere yirminci yüzyıl öncesi başlangıç koşullarının elde edilmesi için bir yöntem. *Clim. Dyn.*, **23**, 327-339.
- Stouffer, R.J., ve diğerleri, 2006: Termohalin dolaşımının geçmiş ve gelecekteki iklim değişikliklerine verdiği tepkinin nedenlerinin araştırılması. *J. Clim.*, **19**, 1365-1387.
- Stowasser, M., ve K. Hamilton, 2006: Kısa dalga bulut radyatif zorlaması ile yerel meteorolojik değişkenler arasındaki ilişki, gözlemler ve çeşitli küresel iklim modellerinde karşılaştırılmıştır. *J. Clim.*, **19**, 4344-4359.
- Stowasser, M., K. Hamilton ve G.J. Boer, 2006: Farklı iklim duyarlılığına sahip modellerde yerel ve küresel iklim geri bildirimleri. *J. Clim.*, **19**, 193-209.
- Stratton, R.A., ve V.D. Pope, 2004: Fırtına izlerinin klimatolojisinin modellenmesi - Çözünürlüğe duyarlılık. İçinde: *Atmosferik Model Karşılaştırma Projesinin İkinci Aşaması (AMIP2)* [Gleckler, P. (ed.)]. WCRP/WGNE Çalıştayı Bildirileri, Toulouse, s. 207-210.
- Stuber, N., M. Ponater ve R. Sausen, 2001: Ozon pertürbasyonlarına karşı iklim duyarlılığı stratosferik su buharı geri beslemesi ile mi artıyor? *Jeofizik. Res. Lett.*, **28**, doi:10.1029/2001GL013000.
- Stuber, N., M. Ponater ve R. Sausen, 2005: İklim değişikliğinin bir öngörücüsü olarak ısınmsal zorlama neden başarısız olabilir? *Clim. Dyn.*, **24**, 497-510.
- Sud, Y.C., ve G.K. Walker, 1999: Rahatlatılmış Arakawa-Schubert Kümülüs Şeması (McRAS) ile bulutların mikrofiziği. Bölüm I: GATE Faz III verileriyle tasarım ve değerlendirme. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3196-3220.
- Sugi, M., A. Noda, ve N. Sato, 2002: Küresel ısınmanın tropikal siklon klimatolojisi üzerindeki etkisi: JMA küresel modeli ile bir deney. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**, 249-272.
- Sun, D.-Z., ve I.M. Held, 1996: Su buharı ve sıcaklığın yıllararası değişimleri arasındaki modellenmiş ve gözlemlenmiş ilişkilerin karşılaştırılması. *J. Clim.*, **9**, 665-675.
- Sun, D.-Z., C. Covey ve R.S. Lindzen, 2001: GCM'lerde su buharının dikey korelasyonları. *Jeofizik. Res. Lett.*, **28**, 259-262.
- Sun, Y., S. Solomon, A. Dai, ve R. Portmann, 2006: Ne sıklıkla yağmur yağar? *J. Clim.*, **19**, 916-934.
- Suzuki, T., ve diğerleri, 2005: Yüksek çözünürlüklü bir iklim modelinde gelecekteki deniz seviyesi ve değişkenliğinin projeksiyonu: Okyanus süreçleri ve Grönland ve Antarktika buz erimesi katkıları. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19706, doi:10.1029/2005GL023677.
- Takahashi, M., 1996: Bir genel dolaşım modeli kullanılarak stratosferik yarı-bienal salınımın simülasyonu. *Jeofizik. Res. Lett.*, **23**, 661-664.
- Takahashi, M., 1999: Bir genel sirkülasyon modelinde stratosferik yarı-binyıl salınımının ilk gerçekçi simülasyonu. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1307-1310.
- Takemura, T., ve , 2002: Küresel üç boyutlu bir model ile çeşitli aerosol türlerinin tek saçılma albedosu ve zorlaması. *J. Clim.*, **15**, 333-352.
- Takemura, T., ve , 2005: Aerosol taşıma-radyasyon modeli ile aerosolün doğrudan ve dolaylı etkilerine iklim tepkisinin simülasyonu. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02202, doi:10.1029/2004JD005029.
- Tang, Y.M. ve M.J. Roberts, 2005: Küresel birleşik iklim modelinde bir alt sınır tabaka şemasının Kuzey Atlantik Okyanusu üzerindeki etkisi. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**(2), 202-217.
- Terray, L., S. Valcke ve A. Piacentini, 1998: *OASIS 2.2 Kılavuzu ve Referans Kılavuzu*. Teknik Rapor TR/CMGC/98-05, Centre Europeen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, Toulouse, Fransa.
- Thompson, C.J., ve D.S. Battisti, 2001: ENSO'nun doğrusal bir stokastik dinamik modeli. Bölüm II: Analiz. *J. Clim.*, **14**, 445-466.
- Thompson, D.W.J., ve J.M. Wallace, 2000: Ekstratropikal dolaşımdaki dairesel modlar. Bölüm I: Aydan aya değişkenlik. *J. Clim.*, **13**, 1000-1016.
- Thompson, D.W.J., ve S. Solomon, 2002: Son Güney Yarımküre iklim değişikliğinin yorumlanması. *Science*, **296**, 895-899.
- Thorndike, A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut ve R. Colony, 1975: Deniz buzunun kalınlık dağılımı. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4501-4513.
- Thorpe, R.B., R.A. Wood, ve J.F.B. Mitchell, 2004: Termohalin sirkülasyonunun sanayi öncesi ve insan kaynaklı sera gazı zorlamasına tepkisinin Grönland-İskoçya sırtı boyunca karışımın parametrelendirilmesine duyarlılığı. *Okyanus Modellemesi*, **7**, 259-268.
- Thorpe, R.B., ve diğerleri, 2001: Akı ayarlaması yapılmamış bir birleşik iklim modelinde sera gazı zorlamasına karşı Atlantik termohalin sirkülasyon tepkisini belirleyen mekanizmalar. *J. Clim.*, **14**, 3102-3116.
- Tiedtke, M., 1993: Büyük ölçekli modellerde bulutların temsili. *Pzt. Weather Rev.*, **121**, 3040-3061
- Timmermann, A., ve H. Goosse, 2004: Meridyonal devrilme sirkülasyonu için rüzgar stresi zorlaması gerekli midir? *Jeofizik. Res. Lett.*, **31**(4), L04303, doi:10.1029/2003GL018777.
- Tomé, A., ve P.M.A. Miranda, 2004: Parçalı doğrusal uydurma ve iklim parametrelerinin trend değişim noktaları. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02207, doi:10.1029/2003GL019100.
- Tompkins, A., 2002: Büyük ölçekli modellerde su buharı ve bulutların alt izgara ölçeğindeki değişkenliği için bir prognostik parametrelendirme ve bunun bulut örtüsünü teşhis etmek için kullanımı. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1917-1942.
- Tompkins, A.M. ve G.C. Craig, 1999: Büyük ölçekli akışın yokluğunda tropikal konveksiyonun deniz yüzeyi sıcaklığına duyarlılığı. *J. Clim.*, **12**, 462-476.
- Toyota, T., ve , 2004: Kalınlık dağılımı, doku ve stratigrafi ve güney Okhotsk Denizi'ndeki deniz buzunun dinamik kalınlaşması için basit bir olasılık modeli. *J. Geophys. Res.*, **109**, C06001, doi:10.1029/2003JC002090.
- Trenberth, K.E., ve J.M. Caron, 2001: Meridyonal atmosfer ve okyanus ısı taşınımalarının tahminleri. *J. Clim.*, **14**, 3433-3443.
- Trenberth, K.E., J. Fasullo, ve L. Smith, 2005: Sütuna entegre atmosferik su buharındaki eğilimler ve değişkenlik. *Clim. Dyn.*, **24**, 741-758.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak, J.W. Hurrell, ve M. Fiorino, 2001: Tropik bölgelerde yeniden analizlerin kalitesi. *J. Clim.*, **14**, 1499-1510.
- Trenberth, K.E., ve diğerleri, 1998: Tropikal deniz yüzeyi sıcaklıklarıyla ilişkili küresel telekonveksiyonun anlaşılması ve modellenmesinde TOGA sırasında kaydedilen ilerleme. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14291-14324.
- Trigo, R.M., I.F. Trigo, C.C. DaCamra, ve T.J. Osborn, 2004: NCEP/NCAR reanalizlerinden elde edilen Avrupa kış blokaj dönemlerinin iklim üzerindeki etkisi. *Clim. Dyn.*, **23**, 17-28.
- Tselioudis, G., ve W.B. Rossow, 1994: Alçak ve sirus bulutlarında optik kalınlığın sıcaklıkla birlikte küresel, çok yıllık değişimleri. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2211-2214
- Tselioudis, G., ve W.B. Rossow, 2006: Orta enlem fırtına gücü ve sıklığı ile gözlenen radyasyon ve yağış değişikliklerinin ima ettiği iklim geri beslemesi. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02704, doi:10.1029/2005GL024513.
- Tselioudis, G., Y.-C. Zhang, ve W.R. Rossow, 2000: Kuzey orta enlem alçak ve yüksek deniz seviyesi basınç rejimleri ile ilişkili bulut ve radyasyon değişimleri. *J. Clim.*, **13**, 312-327.
- Tsushima, Y., A. Abe-Ouchi, ve S. Manabe, 2005: Küresel ortalama yüzey sıcaklığındaki yıllık değişimin radyatif sönümlenmesi: Gözlenen ve simüle edilen geri besleme arasında karşılaştırma. *Clim. Dyn.*, **24**, 591-597, doi:10.1007/s00382-005-0002-y.
- Tsushima, Y., ve diğerleri, 2006: Bulutların karbondioksit artışına değerlendirmek için kontrol iklimindeki karışık fazlı bulut dağılımının önemi: çok modelli bir çalışma. *Clim. Dyn.*, **27**, 113-126, doi:10.1007/s00382-006-0127-7.
- Turner, A.G., P.M. Inness ve J.M. Slingo, 2005: Muson tahmininde temel durumun rolü. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 781-804.
- Uppala, S.M., ve diğerleri, 2005: ERA-40 Reanalizi. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012, doi:10.1256/qj.04.176.

- Valcke, S., E. Guilyardi, ve C. Larsson, 2006: PRISM ve ENES: Dünya sistemi modellemesine Avrupa yaklaşımı. *Eşzamanlılık ve Hesaplama: Uygulama ve Deneyim*, **18**(2), 247-262.
- Van Oldenborgh, G.J., S.Y. Philip, ve M. Collins, 2005: Değişen iklimde El Nino: çok modellenen bir çalışma. *Okyanus Bilimi*, **1**, 81-95.
- Vallis, G.K., E.P. Gerber, P.J. Kushner, ve B.A. Cash, 2004: Kuzey Atlantik Salınımı ve Dairesel Modlar için bir mekanizma ve basit bir dinamik model. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 264-280.
- Vavrus, S., 2004: Sera zorlaması altında bulut geri beslemelerinin Arktik iklim üzerindeki etkisi. *J. Clim.*, **17**, 603-615.
- Vavrus, S., ve S.P. Harrison, 2003: Deniz buzu dinamiklerinin Arktik iklim sistemi üzerindeki etkisi. *Clim. Dyn.*, **20**, 741-757.
- Vavrus, S., J.E. Walsh, W.L. Chapman, ve D. Portis, 2006: Sera ısınması altında aşırı soğuk hava salgınlığının davranışı. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1133-1147.
- Vellinga, M., ve R.A. Wood, 2002: Atlantik termohalin dolaşımının çökmesinin küresel iklim üzerindeki etkileri. *İklim. Change*, **54**, 251-267.
- Vellinga, M., R.A. Wood, ve J.M. Gregory, 2002: HadCM3'te bozulmuş bir termohalin dolaşımının toparlanmasını yöneten süreçler. *J. Clim.*, **15**, 764-780.
- Verseghy, D.L., N.A. McFarlane, ve M. Lazare, 1993: GCM'ler için bir Kanada kara yüzeyi şeması: II. Bitki örtüsü modeli ve birleşik çalışmalar. *Int. J. Climatol.*, **13**, 347-370.
- Visbeck, M., J. Marshall, T. Haine ve M. Spall, 1997: Kaba çözünürlüklü okyanus sirkülasyon modellerinde girdap transfer katsayılarının belirlenmesi. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 381-402.
- Volodin, E.M., 2004: Küresel ısınma parametresi ile artan karbondioksit içeriğinde Dünya yüzeyindeki ısı dengesi arasındaki ilişki. *Izv. Atmos. Okyanus. Phys.*, **40**, 269-275.
- Volodin, E.M., ve V.N. Lykossov, 1998: Toprak-bitki sistemindeki ısı ve nem süreçlerinin parametrelendirilmesi: 1. Yerel gözlemsel verilere dayalı formülasyon ve simülasyonlar. *Izv. Atmosfer. Okyanus. Phys.*, **34**(4), 453-465.
- Volodin, E.M., ve N.A. Diansky, 2004: Atmosfer ve okyanusun birleşik genel sirkülasyon modelinde El-Niño'nun yeniden üretimi. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, **12**, 5-14.
- Waliser, D.E., K.M. Lau, ve J.H. Lim, 1999: Birleştirilmiş deniz yüzeyi sıcaklıklarının Madden-Julian salınımı üzerindeki etkisi: Bir model perturbasyon deneyi. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 333-358.
- Wallace, J.M., Y. Zhang ve L. Bajuk, 1996: Kuzey Yarımküre yüzey hava sıcaklığındaki onyıllar arası eğilimlerin yorumlanması. *J. Clim.*, **9**, 249-259.
- Walsh, J.E., ve diğerleri, 2002: Birleştirilmemiş ve birleştirilmiş küresel modellerle Arktik iklim simülasyonlarının karşılaştırılması. *J. Clim.*, **15**, 1429-1446.
- Walsh, K.J.E., K.C. Nguyen ve J.L. McGregor, 2004: İklim değişikliğinin Avustralya yakınındaki tropikal siklonlar üzerindeki etkisinin ince çözünürlüklü bölgesel iklim modeli simülasyonları. *Clim. Dyn.*, **22**, 47-56.
- Wang, B., ve diğerleri, 2004: Bazı etkin sayısal yöntemlere dayalı küresel atmosferik modeller için yeni bir dinamik çekirdek tasarımı. *Science in China, Ser. A*, **47** Suppl., 4-21.
- Wang, G.L., ve E.A.B. Eltahir, 2000: Ekosistem dinamikleri ve Sahel kuraklığı. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 795-798.
- Wang, J., H.L. Cole ve D.J. Carlson, 2001: 20 yıllık radyosonde verilerinden tropikal batı Pasifik'teki su değişkenliği. *Adv. Atmosfer Bilimleri. Sci.*, **18**(5), 752-766.
- Wang, L.R., ve M. Ikeda, 2004: Sonlu elemanlar yöntemi kullanılarak deniz buzu dinamiğinin Lagrangian tanımı. *Okyanus Modellemesi*, **7**, 21-38.
- Wang, S., R.F. Grant, D.L. Verseghy, ve T.A. Black, 2002: Kanada arazi yüzeyi şeması kullanılarak boreal orman ekosistemlerinin karbon dinamiklerinin modellenmesi. *İklim. Change*, **55**, 451-477.
- Wang, W., ve M. Schlesinger, 1999: UIUC 11 katmanlı atmosferik GCM tarafından simüle tropikal mevsim içi salınımı konveksiyon parametrelendirilmesine bağımlılığı. *J. Clim.*, **12**, 1423-1457.
- Wang, X.L.L., V.R. Swai, ve F.W. Zwiers, 2006: Ekstratropikal siklon aktivitesinin klimatolojisi ve değişimleri: ERA-40 ile NCEP- NCAR reanalizinin 1958-2001 yılları için karşılaştırılması. *J. Clim.*, **19**, 3145-3166.
- Warrach, K., H.T. Mengelkamp, ve E. Raschke, 2001: SEWAB arazi yüzeyi modelinde donmuş toprak ve kar örtüsünün işlenmesi. *Teori. Appl. Climatol.*, **69**(1-2), 23-37.
- Washington, W.M., ve , 2000: Paralel İklim Modeli (PCM) kontrolü ve geçici simülasyonlar. *İklim. Dyn.*, **16**, 755-774.
- Watterson, I.G., 2001: Zonal rüzgar dalgalanması ve okyanusla etkileşimi: Yıllar arası değişkenlik ve tahmin edilebilirlik için çıkarımlar. *J. Geophys. Res.*, **106**, 23965-23975.
- Watterson, I.G., 2006: Küresel ısınma simülasyonlarında ekstratropikal siklonlar sırasında yağış yoğunluğu: siklon yoğunluğu ile bir bağlantı mı? *Tellus*, **58A**, 82-97.
- Weare, B.C., 2004: AMIP II modeli bulut katmanı özelliklerinin ISCCP D2 tahminleri ile karşılaştırılması. *İklim. Dyn.*, **22**, 281-292.
- Weaver, A.J., O.A. Saenko, P.U. Clark, ve J.X. Mitrovica, 2003: Bølling- Allerød sıcak aralığının tetikleyicisi olarak Antarktika'dan eriyen su darbesi 1A. *Science*, **299**, 1709-1713.
- Weaver, A.J., ve , 2001: UVic Yer Sistemi İklim Modeli: Model tanımı, klimatoloji ve geçmiş, şimdiki ve gelecekteki iklimlere uygulama. *Atmosfer-Okyanus*, **39**, 361-428.
- Webb, M., C. Senior, S. Bony ve J.-J. Morcrette, 2001: Hadley Centre ECMWF ve LMD atmosferik iklim modellerinde bulutları değerlendirmek için ERBE ve ISCCP verilerinin birleştirilmesi. *Clim. Dyn.*, **17**, 905-922.
- Webb, M.J., ve diğerleri, 2006: İki GCM topluluğunda yerel geri besleme mekanizmalarının iklim duyarlılığı aralığına katkısı üzerine. *Clim. Dyn.*, **27**, 17-38.
- Wentz, F.J., ve M. Schabel, 2000: Tamamlayıcı uydu veri setleri kullanarak hassas iklim izleme. *Nature*, **403**, 414-416.
- Wigley, T.M.L. ve S.C.B. Raper, 1992: Gözden geçirilmiş IPCC emisyon senaryolarının iklim ve deniz seviyesi üzerindeki etkileri. *Nature*, **357**, 293-300.
- Wigley, T.M.L., ve S.C.B. Raper, 2001: Küresel ortalama ısınma için yüksek projeksiyonların yorumlanması. *Science*, **293**, 451-454.
- Wild, M., 2005: Atmosferik model karşılaştırmalarında yüzey perspektifinden güneş radyasyonu bütçeleri. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL022421.
- Wild, M., C.N. Long, ve A. Ohmura, 2006: AMIP ve IPCC-AR4'e katılan GCM'açık gökyüzü güneş akılarının yüzey perspektifinden değerlendirilmesi. *J. Geophys. Res.*, **111**, D01104, doi:10.1029/2005JD006118.
- Wild, M., ve , 2001: Genel Sirkülasyon Modellerinde aşağı doğru uzun dalga radyasyonu. *J. Clim.*, **14**, 3227-3239.
- Williams, K.D., M.A. Ringer, ve C.A. Senior, 2003: İklim değişikliğine ve mevcut iklim değişkenliğine bulut tepkisinin değerlendirilmesi. *Clim. Dyn.*, **20**(7-8), 705-721.
- Williams, K.D., ve diğerleri, 2006: İklim modellerinin karşılaştırılmasında iklim değişikliğine bulut tepkisinin bir bileşeninin değerlendirilmesi. *Clim. Dyn.*, **26**, 145-165.
- Williamson, D.L., ve diğerleri, 2005: Topluluk Atmosfer Modeli (CAM2) ile yapılan tahminlerde Atmosferik Radyasyon Ölçümü Güney Büyük Ovalar Sahası'ndaki nem ve sıcaklık dengeleri. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S16, doi:10.1029/2004JD00510.
- Winton, M., 2000: Yeniden formüle edilmiş üç katmanlı bir deniz buzu modeli. *J. Atmos. Okyanus Teknolojisi. Technol.*, **17**(4), 525-531.
- Winton, M., 2006a: AR4 iklim modelleri için yüzey albedo geri besleme tahminleri. *J. Clim.*, **19**, 359-365.
- Winton, M., 2006b: Güçlendirilmiş Arktik iklim değişikliği: yüzey albedo geri beslemesinin bununla ne ilgisi var? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.
- Winton, M., R. Hallberg, ve A. Gnanadesikan, 1998: z-koordinatlı okyanus modellerinde yoğunluğa bağlı sürtünmeli aşağı eğimli akışın simülasyonu. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 2163-2174.
- Wittenberg, A.T., A. Rosati, N.-C. Lau, ve J.J. Plushay, 2006: GFDL'nin CM2 küresel birleşik iklim modelleri, Bölüm 3: Tropikal Pasifik iklimi ve ENSO. *J. Clim.*, **19**, 698-722.
- Wolff, J.-O., E. Maier-Reimer, ve S. Leutbe, 1997: *Hamburg Okyanusu İlkel Denklem Modeli*. DKRZ Teknik Rapor No. 13, Deutsches KlimaRechenZentrum, Hamburg, Almanya, 100 s., <http://www.mad.zmaw.de/Pingo/reports/ReportNo.13.pdf>.

- Wood, R.A., A.B. Keen, J.F.B. Mitchell, ve J.M. Gregory, 1999: Bir iklim modelinde atmosferik CO₂ zorlamasına yanıt termohalin dolaşımının değişen mekansal yapısı. *Nature*, **399**, 572-575.
- Wright, D.G. ve T.F. Stocker, 1992: Bölgesel ortalama bir küresel okyanus sirkülasyonu modelinin hassasiyetleri. *J. Geophys. Res.*, **97**, 12707-12730.
- Wright, D.G., ve T.F. Stocker, 1993: Younger Dryas deneyleri. İçinde: *İklim Sisteminde Buz, NATO ASI Serisi, 112* [Peltier, R. (ed.)]. Springer-Verlag, Londra, s. 395-416.
- Wu, P., R.A. Wood ve P. Stott, 2005: Artan Arktik nehir deşarjları üzerinde insan etkisi. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L02703, doi:10.1029/2004GL021570.
- Wu, Q., ve D.M. Straus, 2004a: Yarımküre çapında iklim değişikliklerinin varlığı üzerine. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06118, doi:10.1029/2003JD004230.
- Wu, Q. ve D.M. Straus, 2004b: AO, COWL ve gözlenen iklim eğilimleri. *J. Clim.*, **17**, 2139-2156.
- Wunsch, C., 2002: Termohalin sirkülasyonu nedir? *Science*, **298**, 1179-1180.
- Wyant, M.C., ve diğerleri, 2006: Orta troposferik dikey hız kullanılarak rejimlere ayrılmış üç ABD AGCM'sinde alçak enlem bulut özelliklerinin ve iklim değişikliğine tepkilerinin karşılaştırılması. *Clim. Dyn.*, **27**, 261-279.
- Xie, P. ve P.A. Arkin, 1997: Küresel yağış: Gösterge gözlemleri, uydu tahminleri ve sayısal model çıktılarına dayalı 17 yıllık aylık analiz. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Xie, S.-P., W.T. Liu, Q. Liu ve M. Nonaka, 2001: Hawaii Adaları'nın Pasifik okyanus-atmosfer sistemi üzerindeki geniş kapsamlı etkileri. *Science*, **292**, 2057-2060.
- Xu, Y., ve diğerleri, 2005: NCC T63 tarafından 20. yüzyıldaki iklim değişikliğinin tespiti. *Acta Meteorol. Sin.*, İklim Değişikliği Özel Raporu, **4**, 1-15.
- Yang, G.Y. ve J. Slingo, 2001: Tropik bölgelerde günlük döngü. *Pzt. Weather Rev.*, **129**, 784-801.
- Yang, G.Y., B. Hoskins, ve J. Slingo, 2003: Konvektif olarak birleşmiş ekvatorial dalgalar: Gözlemsel verilerdeki dalga yapılarını tanımlamak için yeni bir metodoloji. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1637-1654.
- Yao, M.-S., ve A. Del Genio, 2002: Bulut parametrisasyonunun GISS GCM'deki iklim değişikliklerinin simülasyonu üzerindeki etkileri. Bölüm II: Deniz yüzeyi sıcaklığı ve bulut geri beslemeleri. *J. Clim.*, **15**, 2491-2503.
- Yeh, P. J.-F., ve E.A.B. Eltahir, 2005: Su tablası dinamiklerinin bir arazi yüzeyi şemasında temsili. Bölüm 1. Model geliştirme. *J. Clim.*, **18**, 1861-1880.
- Yeh, S.-W. ve B.P. Kirtman, 2004: On yıllık Kuzey Pasifik deniz yüzeyi sıcaklığı değişkenliği ve birleşik bir GCM'de ilişkili küresel iklim anomalileri. *J. Geophys. Res.*, **109**, D20113, doi:10.1029/2004JD004785.
- Yin, H., 2005: Fırtına izlerinin 21. yüzyıl iklim simülasyonlarında tutarlı bir şekilde kutba doğru kayması. *Jeofizik. Res. Lett.*, **32**, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.
- Yiou, P., ve M. Nogaj, 2004: Kuzey Atlantik üzerindeki aşırı iklim olayları ve hava rejimleri: Ne zaman ve nerede? *Jeofizik. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL019119.
- Yokohata, T., ve diğerleri, 2005: Volkanik zorlamaya iklim tepkisi: Birleştirilmiş bir atmosfer-okyanus genel sirkülasyonu modelinin iklim duyarlılığının doğrulanması. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21710, doi:10.1029/2005GL023542.
- Yoshimura, J., M. Sugı, ve A. Noda, 2006: Sera ısınmasının tropikal siklon sıklığı üzerindeki etkisi. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 405-428.
- Yoshizaki, M., ve , 2005: Hidrostatik olmayan bölgesel bir model tarafından simüle edilen küresel ısınma ikliminde Bauı (Mei-yu) cephe aktivitesindeki değişiklikler. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 25-28.
- Yu, Y., ve X. Zhang, 2000: Hava ve deniz akı ayarlamalarının birleşik şemaları. İçinde: *Kısa Vadeli İklim Tahminleri Model Sistemi Üzerine Araştırmalar* [Ding, Y., vd. (eds.)]. Çin Meteoroloji Yayınları, Pekin, Çin, s. 201-207 (Çince).
- Yu, Y., Z. Zhang, ve Y. Guo, 2004: LASG/IAP'de küresel birleşik okyanus-atmosfer genel sirkülasyon modelleri. *Adv. Atmosfer Bil. Sci.*, **21**, 444-455.
- Yu, Y., R. Yu, X. Zhang, ve H. Liu, 2002: Esnek bir küresel birleşik iklim modeli. *Adv. Atmosfer Bilimleri. Sci.*, **19**(1), 169-190.
- Yukimoto, S., ve A. Noda, 2003: *Meteoroloji Araştırma Enstitüsü Küresel Okyanus-Atmosfer Bağlantılı GCM (MRI-GCM2) ve İklim Duyarlılığının Geliştirilmesi*. CGER'in Süper Hesaplama Faaliyet Raporu, Ulusal Çevre Araştırmaları Enstitüsü, Ibaraki, Japonya.
- Yukimoto, S., ve diğerleri, 2001: Yeni Meteoroloji Araştırma Enstitüsü küresel okyanus-atmosfer birleşik GCM (MRI-CGCM2)--Model iklim ve değişkenlik. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **51**, 47-88.
- Zhang, C., 2005: Madden-Julian Salınımı. *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- Zhang, C., B. Mapes, ve B.J. Soden, 2003: Su buharının iki modluluğu. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 2847-2866.
- Zhang, J., ve D. Rothrock, 2001: Bir kalınlık ve entalpi dağılımı deniz-buz modeli. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 2986-3001.
- Zhang, J., ve D. Rothrock, 2003: Genelleştirilmiş eğrisel koordinatlarda bir kalınlık ve entalpi dağılımı modeli ile küresel deniz buzunun modellenmesi. *Pzt. Weather Rev.*, **131**, 845-861.
- Zhang, M., 2004: Bulut-iklim geri beslemesi: ne kadarını biliyoruz? İçinde: *Atmosferik Değişkenliğin Gözlemi, Teorisi ve Modellenmesi, World Scientific Series on Meteorology of East Asia, Vol. 3* [Zhu et al. (eds.)]. World Scientific Publishing Co., Singapur, 632 s.
- Zhang, M.H., R.D. Cess, J.J. Hack, ve T. Kiehl, 1994: Atmosferik genel sirkülasyon modellerinde işlenen iklim geri beslemesinin tanısıl çalışması. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5525-5537.
- Zhang, M.H., ve , 2005: Bulutların ve mevsimsel değişimlerinin 10 atmosferik genel sirkülasyon modelinde uydu ölçümleri ile karşılaştırılması. *J. Geophys. Res.*, **110**, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.
- Zhang, X., ve J.E. Walsh, 2006: Mevsimsel olarak buzla kaplı bir Arktik Okyanusu'na doğru: IPCC AR4 model simülasyonlarından senaryolar. *J. Clim.*, **19**, 1730-1747.
- Zhang, Y., W. Maslowski ve A.J. Semtner, 1999: Yüksek çözünürlüklü Arktik buz ve okyanus simülasyonlarında mezoscale okyanus akıntılarının deniz buzı üzerindeki etkileri. *J. Geophys. Res.*, **104**(C8), 18409-18429.
- Zhu, Y., R.E. Newell, ve W.G. Read, 2000: Üst troposfer su buharını kontrol eden faktörler. *J. Clim.*, **13**, 836-848.