

II. ULUSAL TOPRAK ve SU KAYNAKLARI KONGRESİ
BİLDİRİ KİTABI
(EK)

İÇİNDEKİLER

♦ Dünyada Ve Türkiye’de İklim Değişikliği, Kuraklık Ve Çölleşme	5
<i>Murat TÜRKEŞ</i>	
♦ Toprak Ve Su Kaynaklarımız Ve Geleceği	20
<i>Prof.Dr. Orhan DOĞAN</i>	
♦ Arazi Toplulaştırması Ve Modern Sulama Sistemlerinin Su Kullanımına Etkileri (Eskişehir Beyazaltın Örneği)	24
<i>Dr. Burçin GENCEL, Dr. Metin TÜRKER, Ziya PARLA, Dr. Tolga YENİCE</i>	
♦ Doğal Ortamlardan İzole Edilmiş Bakterilerin Hidrokarbonlarla Kirlenmiş Alanların İyileştirilmesinde Kullanımının Araştırılması	31
<i>Gülşen ALTUĞ, Sevan GÜRÜN, Bayram YÜKSEL, A. Rezzak MEMON</i>	

DÜNYADA VE TÜRKİYE’DE İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ, KURAKLIK VE ÇÖLLEŞME

Murat TÜRKEŞ

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya
Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020, Çanakkale, murat.turkes@comu.edu.tr

ÖZET

Sera gazlarının atmosferdeki birikimlerinin çeşitli insan etkinlikleri nedeniyle sanayi devriminden beri hızla artması sonucunda kuvvetlenen sera etkisinin en önemli etkisi, Yerküre’nin enerji dengesi üzerinde ek bir pozitif ışımsal zorlama oluşturarak Yerküre iklimini ısıtmasıdır. 1906-2005 döneminde küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında gözlenen artış, 0.74 °C’dir. Sera gazlarının atmosferik birikimlerindeki artışların, sıcaklık, yağış, nem, rüzgar gibi değişkenlerde bölgesel ve küresel değişikliklere yol açması bekleniyor. En gelişmiş iklim modelleri, küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında 1990-2100 dönemi için, yaklaşık 3 °C’lik en iyi kestirmeyle birlikte olasılıkla 2 °C ile 4.5 °C arasında bir artış olacağını öngörüyor.

Bildirinin amacı, iklimsel değişkenlik ve değişiklik kavramları, doğal ve kuvvetlenen sera etkisi ve insan kaynaklı iklim değişikliği ile dünyada ve Türkiye’de gözlenen ve öngörülen iklim değişimleri ve değişiklikleri ile etkilerinin bilimsel bir değerlendirmesini yapmaktır.

Anahtar Sözcükler: Doğal iklim değişikliği ve değişkenliği; kuvvetlenen sera etkisi; gözlenen ve öngörülen iklim değişiklikleri; kuraklık; Türkiye.

CLIMATE CHANGE, DROUGHT AND DESERTIFICATION IN THE WORLD AND TURKEY

ABSTRACT

The natural greenhouse effect has been strengthening due to the significant increases in the atmospheric concentrations of greenhouse gases by the various human activities since the industrial revolution. It’s the most significant effect is to cause an additional positive radiative forcing over energy balance of the Earth and thus to warm the Earth’s climate. Observed increase in globally averaged annual mean surface temperatures is about 0.74°C for the period 1906-2005. Increased atmospheric concentrations of greenhouse gases are projected to cause regional and global changes in the variables, such as temperature, precipitation, humidity and wind. The most developed climate models estimate that the global average surface warming is likely to be in the range 2°C to 4.5°C with a best estimate of about 3°C for the period 1990-2100.

The aim of the paper is to make a scientific assessment of the climate variability and change concepts, natural and increased greenhouse effect and human-induced climate change, and observed climate variations and projected future climate changes and their consequences.

Key Words: Natural climate change and variability; increased greenhouse effect; observed and projected climate changes; drought; Turkey.

1. İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ AÇISINDAN İKLİM SİSTEMİ

Küresel iklim, atmosfer (hava küre), hidrosfer (suküre), krayosfer (buz küre), litosfer (taş küre) ve biyosfer (yaşam küre) olarak adlandırılan başlıca beş bileşeni bulunan ve bu bileşenler arasındaki karşılıklı etkileşimleri de içeren çok karmaşık bir sistemdir ve genel olarak Fiziksel İklim Sistemi (İng: *Physical Climate System*) olarak da adlandırılır.

İklim sisteminin atmosfer bileşeni, iklimi en çok niteleyen ve denetleyen alt sistemidir. Hava, *herhangi bir yerde ve zamandaki atmosfer koşullarının kısa süreli durumu* olarak tanımlandığında, iklim çok genel olarak ‘bir yerdeki ortalama hava koşulları’ olarak tanımlanabilir. Öte yandan, iklim teriminin, uzun süreli ve şiddetli hava anomalilerine (sapmalara) bağlı olarak kaydedilen uç değerleri, onların istatistiksel oluşma olasılıklarını ve tüm değişkenlik özelliklerini de içermesi gerekir. Bu yüzden, bu yaklaşım dikkate alınarak, son yıllarda iklim, *belirli bir alandaki hava koşullarının, atmosfer öğelerinin değişkenlikleri ve ortalama değerleri gibi uzun süreli (geleneksel olarak 30 yıl ve daha*

fazla) istatistikleri ile tanımlanan bireşimi olarak da tanımlanır olmuştur (örn. Türkeş, 2008a, 2008b, 2010a). Bu yeni tanımda geçen ‘bireşim’ terimi, ortalama teriminden daha fazlasını içerir.

İklim sistemi, zaman içinde kendi iç dinamiklerinin etkisiyle olanların yanı sıra, iklimi etkileyen çeşitli dış etmen ve süreçlerde ortaya çıkan değişiklikler (zorlamalar) ile insan kaynaklı zorlamalar (örn. ısınım) yüzünden evrimleşir. Yerküre’nin herhangi bir yerinde egemen olan iklim, iklim sisteminin çeşitli asal bileşenleri (alt sistemleri) arasındaki karmaşık etkileşimlerin bir sonucudur. Dış zorlamalar ve etmenler, fiziksel iklim sisteminin alt sistemleri ile etkileşim içinde bulunan ve onlardan etkilenen değişiklikleri, örneğin volkanik püskürmeler ve Güneş değişimleri gibi doğal olaylar ile atmosferin bileşimindeki insan kaynaklı değişiklikleri içerir (Le Treut *ve ark.*, 2007). Örneğin, insan etkinlikleri sonucunda atmosfere salınan sera gazları ve aerosoller, etki süreleri değişmekle birlikte, iklim değişikliklerine neden olabilecek başlıca dışsal zorlama ve etmenlerdir (Türkeş, 2008b). Başka bir deyişle, dış zorlama ve etmenlerin neden olduğu değişiklikler, iklim sisteminin dışındaki doğal olaylar ile insan kaynaklı zorlama ve etmenlerin denetiminde ve etkisiyle gelişir. İklim değişikliğinin potansiyel ‘dış’ nedenleri, temel olarak Yerküre’nin katı kabuğundaki (litosferdeki) levha hareketlerini, Güneş etkinliklerindeki ve Yerküre ile Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikleri içerir. Astronomik ilişkiler, Milankovitch döngüleri olarak da adlandırılan bir dizi dönemsel değişiklikleri içermekte ve uzun dönemli iklim değişikliklerinin açıklanması açısından önemli kanıtlar sunabilmektedir. Küresel iklimi etkileyebilecek olan başlıca astronomik ilişkiler, Yerküre’nin Güneş’in çevresindeki yörüngesinin şeklindeki (E) değişiklikleri (eksantrisite daha yuvarlak ya da daha eliptik) ile Yerküre’nin eksen eğikliğindeki (T) ve presesyonundaki (P) (dönüş ekseninin yönündeki) değişiklikleri içerir (Türkeş, 2010a).

Öte yandan, iç zorlama ve etmenler, doğrudan iklim sisteminin içerisinde gelişir. İklim değişikliğinin potansiyel ‘iç’ nedenleri, atmosferin bileşimindeki ve yerkürenin yüzey özelliklerindeki önemli doğal değişiklikleri içerir. İklim sistemindeki içsel interaktif bileşenler, atmosferi, okyanusları, deniz buzunu, kara yüzeyini ve özelliklerini (yer şekilleri, bitki örtüsü, albedo, canlı kütle ve ekosistemler), kar örtüsünü, karasal buz ve buzulu (dağ buzullarını, Antarktika ve Grönland’daki buzul kalkanlarını) ve hidrolojiyi (nehirleri, gölleri, yüzey ve yer altı sularını) içerir. Bu ana bileşenler, atmosferik süreçleri kuvvetli bir biçimde etkileme gücüne sahiptir.

Küresel iklim sistemini ya da iklim motorunu Güneş ısınımı çalıştırır (Şekil 1). Yerküre’nin ısınım dengesini değiştiren başlıca 3 temel etmen vardır: (1) Gelen kısa dalga boylu (GKDB) Güneş ısınımının değişmesi (örn. Yerküre’nin yörüngesindeki ya da doğrudan Güneş’teki değişiklikler vb. yoluyla); (2) ‘Albedo’ olarak adlandırılan ve Güneş ısınımının çoğunlukla yeryüzünden ve atmosferden yansıtılan kısmının değişmesi (örn. bulut örtüsü, atmosferde asılı durabilen uçucu küçük parçacıklardaki ya da vejetasyondaki vb. değişiklikler yoluyla) ve (3) Yerküre’den geriye atmosfere ve uzaya doğru salınan uzun dalga boylu (UDB) ısınımın (termal kızılötesi) değişmesi (örn. atmosferdeki sera gazlarının birikimlerinin değişmesi vb. yoluyla). İklim ise, ortaya çıkan böyle değişiklikleri çeşitli geribesleme (İng: *feed-back*) düzenekleri yoluyla doğrudan ve dolaylı olarak yanıtlar.

Dünyamız bir küre olduğu ve buna bağlı olarak GKDB Güneş ışınları (görünür ışık) ekvatorial bölgede ve tropiklerde yıl boyunca atmosfere daha dik bir açıyla geldiği için, bu bölgeler, orta enlem, kutupaltı ve kutup bölgelerine göre (net ısınım negatif) yıl boyunca daha fazla Güneş enerjisi alır (net ısınım pozitif). Ekvatorial ve tropikal bölgelerde alınan fazla enerji, geniş ölçekli atmosfer ve okyanus dolaşımları yoluyla, özellikle gezici cephesel alçak basınç sistemlerinin (orta enlem siklonları) yardımıyla daha yüksek enlemlere taşınır. Ayrıca, bu enerjinin deniz ve kara yüzeylerindeki suyu da buharlaştırması gerekir. Suyun buharlaşması sırasında kullanılan ve ‘gizli ısı’ olarak adlandırılan bu enerji (buharlaşma gizli ısı), havadaki su buharının çeşitli yükselmeyle soğuma düzenek ve süreçleriyle yoğunlaşarak (yoğunlaşarak) bulutları oluştururken geri salınır (yoğunlaşma gizli ısı). Atmosfer dolaşımı, birincil olarak bu gizli ısının (yoğunlaşma gizli ısısının) salınmasıyla yönetilir. Atmosfer dolaşımıysa, okyanusların yüzey suları üzerindeki rüzgar hareketlerinin yanı sıra, okyanus yüzey sıcaklıkları, yağış ve buharlaşma ilişkileri yoluyla tuzlulukta ortaya çıkan değişiklikler aracılığıyla okyanus dolaşımını ağırlıklı olarak yönetir. Bu ilişkiler, gerçekte iklim sistemini oluşturan öteki alt sistemlerdeki değişikliklerden de etkilenir ve onları etkileme gücüne sahiptir.

İklim sistemindeki süreçler arasında gelişen karşılıklı bir etkileşim düzeneği, bir başlangıç sürecinin (ya da ilk süreç) etkisi sonucu bu ilk süreci etkileyecek olan ikinci bir süreçte değişikliklerin oluşmasına ya

da ortaya çıkmasına yol açtığına, *iklim geribeslemesi* (İng: *climate feedback*) olarak adlandırılır (IPCC, 2001, 2007). Geribesleme düzenekleri, pozitif ve negatif olarak ikiye ayrılarak değerlendirilir. Bir *pozitif geribesleme* orijinal (ilk) süreci kuvvetlendirirken, bir *negatif geribesleme* süreci zayıflatır. İklim geribeslemesi, iklim duyarlılığını (İng: *climate sensitivity*) belirleyen geribesleme etmenlerinin toplamı olarak da kabul edilir (Wallace ve Hobbs, 2006). Bu kapsamda, *iklim geribesleme parametresi* (değişkeni) de, iklim sisteminin ışımsal zorlama ($W \cdot m^{-2}$) kaynaklı bir küresel yüzey sıcaklığı değişikliğine (K ya da $^{\circ}C$) olan ışımsal zorlamasını ölçmenin bir aracı olarak tanımlanabilir. İklim geribesleme parametresi (Λ), aşağıdaki şekilde tanımlanır:

$$\Lambda = (\Delta Q - \Delta F) / \Delta T \quad (1)$$

Burada, Q , küresel ortalama ışımsal zorlama ($W \cdot m^{-2}$); T , küresel ortalama yüzey sıcaklığı ($^{\circ}C$) ve F , okyanuslara yönelik ısı akısıdır. Δ ise, bozulmamış bir iklime göre ya da değişmemiş bir iklim açısından ortaya çıkan bir değişikliği gösterir.

İklim sisteminde, iklimsel zorlamadaki (İng: *climate forcing*) bir değişikliğin sonuçlarını ve/ya da etkilerini kuvvetlendiren (pozitif) ya da zayıflatıp azaltabilen (negatif) birçok geribesleme düzeni vardır (Le Treut ve ark., 2007). Örneğin, fiziksel iklim sistemi, birçok geribesleme ile ortaklaşa çalışır ve bu geribeslemeler sistemin pek çok davranışından ve değişiminden sorumludur. Bir pozitif geribesleme ya da ışımsal zorlama ‘sinyali’ ısınmayı kuvvetlendirirken, bir negatif geribesleme ya da ışımsal zorlama ‘sinyali’ zayıflatır. İklim geribesleme etmen ve düzeneklerinin doğasının iyi anlaşılması ve niceliğinin doğru olarak belirlenmesi ve kestirilmesi, Yerküre ikliminin karmaşıklığını inceleyen ve onu çözmeye çalışan bilimcilerin odaklandıkları en önemli araştırma konularından biridir. İklim geribesleme etmenleri, çoğunlukla, (a) atmosferdeki konsantrasyonları (birikimleri) insan etkinliklerinden etkilenen ve bu yüzden değişen karbondioksitin (CO_2) ve öteki sera gazlarının (metan - CH_4 , diazotmonoksit - N_2O , kloroflorokarbonlar - CFCs, vb.) geribeslemelerini; (b) su buharı geribeslemesini; (c) buz-albedo geribeslemesini ve (d) bulut-albedo ya da bulut zorlama geribeslemesini içerir.

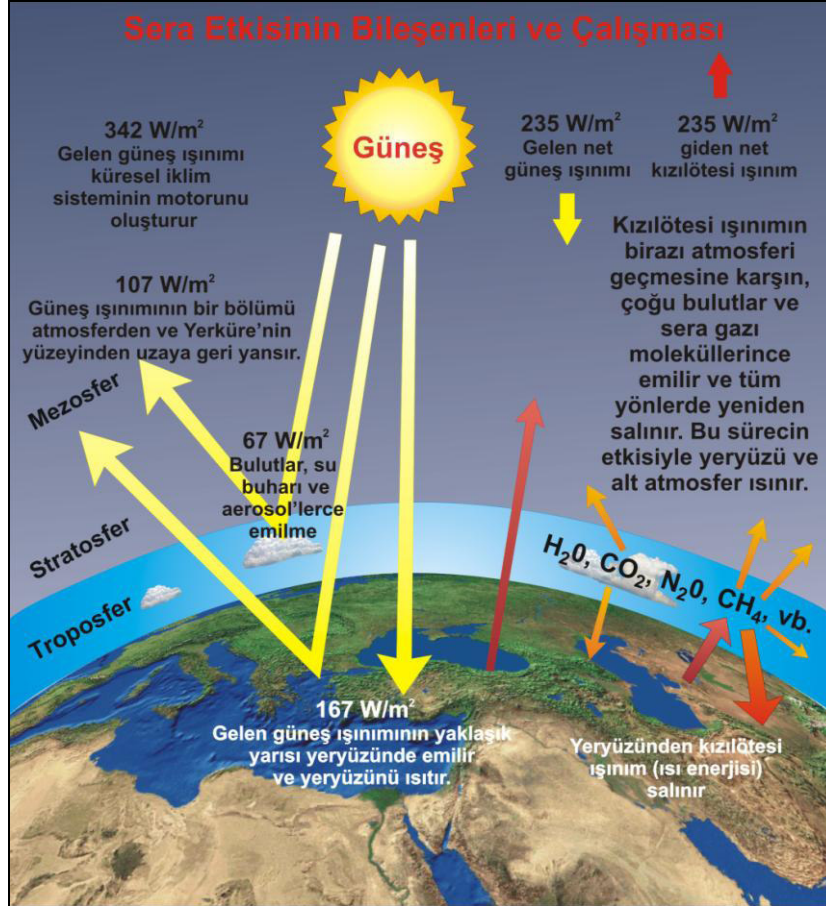
(a) CO_2 ve öteki sera gazlarının geribeslemeleri, kendilerinin var olan egemen ışımsal zorlaması ve ilişkili sera etkisi ısınmasıyla kuvvetli düzeyde bağlantılıdır (Türkeş, 2010a). Örneğin, sera gazlarının atmosferdeki birikimlerinin artması, yüzey ve alt atmosfer hava sıcaklıklarının artması yoluyla Yerküre iklimini ısıtır, bu ısınmaya koşut olarak kar ve buz/buzul örtüleri erimeye başlar.

(b) Su buharı geribeslemesi, havadaki su buharı basıncının hava sıcaklığıyla ilgilenilen sıcaklık aralığında (K) yaklaşık % 7 oranında üstel olarak arttığını açıklayan Clausius-Clapeyron eşitliğinin bir sonucu olarak, iklim duyarlılığı üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Artan yüzey (kara ve deniz) hava sıcaklıkları nedeniyle buharlaşmadaki artışa bağlı olarak, atmosferdeki su buharında (ve su buharı basıncında) oluşan bir artış, pozitif geribesleme için iyi bir örnektir. Su buharı önemli bir sera gazıdır ve bu nedenle de su buharı birikimindeki herhangi bir artış, özellikle böyle bir ısınma sürecinin başında doğal sera etkisini kuvvetlendirerek daha fazla ısınmaya yol açar. Bunun dışında, su buharı geribeslemesinin kuvveti hava sıcaklıklarındaki yükselişe artar ve kuvvetlenen su buharı geribeslemesi hidrolojik döngüyü hızlandırarak şiddetli yağışlar ve kuraklık olayları gibi bağlantılı hava ve iklim olaylarının oluşmasına yol açabilir.

(c) Kar örtüsü ile kara ve deniz buzullarının ve buzlarının erimesi sonucunda, bu örtünün altından açığa çıkan daha koyu renkli kara ve su yüzeylerinin daha fazla gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımı emerek yüzey albedosunu (yüzeydeki cisim ve maddelerin gelen Güneş ışınımını yansıtma oranı, %) azaltması da, daha fazla ısınmaya neden olur (Le Treut ve ark., 2007; Wallace ve Hobbs, 2006). Bu bir pozitif geribeslemedir. Ortaya çıkan daha fazla ısınma daha fazla erimeye, azalan albedo ise daha fazla ısınmaya neden olan ve kendini yöneten bir döngünün oluşmasına yol açar. Buz-albedo geribeslemesi olarak da bilinen bu geribesleme döngüsü, atmosferdeki birikim düzeyleri artan sera gazlarının neden olduğu kuvvetlenen sera etkisinin oluşturduğu başlangıçtaki ısınmayı kuvvetlendirdiği için pozitif bir geribesleme etmenidir. Bu albedo geribeslemesi, açık bir biçimde mevsimseldir ve Yerküre’nin yüksek enlemlerindeki bulutların, kara yüzeyi hidrolojisinin ve vejetasyonun özelliklerine ve/ya da davranış tarzına yakından bağlıdır.

(d) Bulut-albedo ya da bulut zorlama geribeslemesi, bulut çeşitlerinin farklı atmosfer yükselti düzeylerindeki (çoğunlukla troposferde) varlığı ya da yokluğunun yarattığı etkiler ile yakından ilişkilidir.

Bulut geribeslemesi temel olarak, bulutlar olmasaydı Yerküre'nin yüzeyine emilecek olan kısa dalga boylu Güneş ışınımının bulut örtüsü tarafından yansıtılan kısmıyla ve onların atmosferin doğal sera etkisine yaptıkları önemli katkıyla ilgilidir (Türkeş, 2010b). Bulutlar, bulut çeşidine bağlı olarak Yerküre'nin ısınması açısından pozitif ya da negatif bir geribesleme oluşturabilir. Hava sistemlerinin (örn. hızlı sıcak ya da soğuk adveksiyonlar) ve gece-gündüzün etkileri dikkate alınmadığı zaman, genel olarak bir ısınmaya yol açan pozitif geribesleme, yüksek düzeylerdeki (üst troposfer) bulut oluşumundan kaynaklanırken, soğumaya neden olan negatif geribesleme alçak düzeylerdeki (üst troposfer) bulut oluşumlarından kaynaklanır.



Şekil 1: Sera etkisinin çizimsel gösterimi (Türkeş, 2010b). Yerküre'nin sıcaklık dengesinin kuruluşundaki en önemli süreç olan doğal sera etkisi, temel olarak, atmosferin yüksek enerjili kısa dalga boylu Güneş ışınımını geçirme, buna karşılık düşük enerjili uzun dalga boylu yer ışımasını tutma eğiliminde olması nedeniyle oluşur.

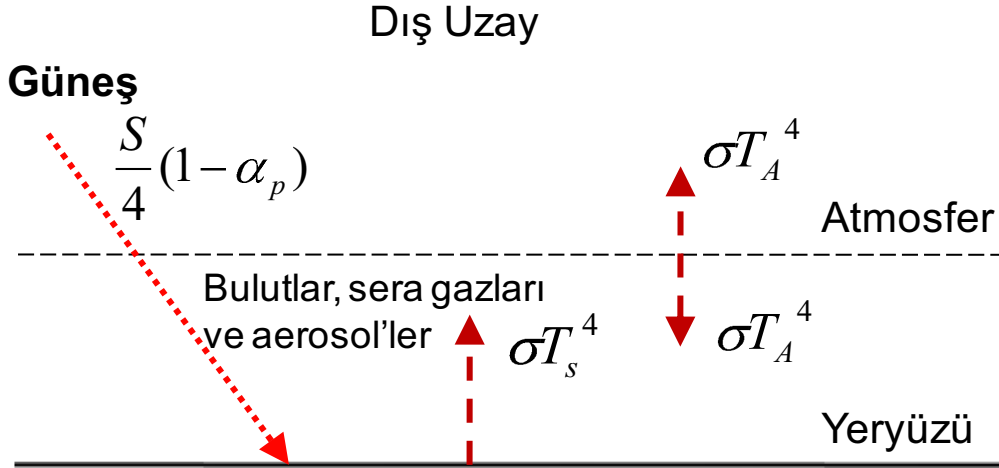
2. DOĞAL SERA ETKİSİ

2.1 Doğal Sera Gazları ve Sera Etkisi

Yeryüzündeki tüm yaşam biçimleri için vazgeçilmez bir ortam olan atmosfer, temel olarak birçok gazın karışımından oluşur. Atmosferdeki başlıca gazlar durumundaki azot (% 78.08) ve oksijen (% 20.95), temiz ve kuru hava hacminin % 99'unu oluşturur. Kalan yaklaşık % 1'lik kuru hava bölümü, etkisiz bir gaz olan argon (% 0.93) ile nicelikleri çok küçük olan bazı eser gazlardan oluşur. Atmosferdeki birikimi çok küçük olmakla birlikte, önemli bir sera gazı olan karbondioksit (CO_2), % 0.038 oranı ile dördüncü sırada yer alır. Doğal sera gazlarının en önemlileri, başta en büyük katkıyı sağlayan su buharı (H_2O) ve CO_2 olmak üzere, metan (CH_4), diazotmonoksit (N_2O) ve ozon (O_3) gazlarıdır.

İklim sistemi için önemli olan doğal etmenlerin başında sera etkisi gelir. Bulutsuz ve açık bir havada, kısa dalga boylu Güneş ışınımının önemli bir bölümü atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşır ve orada emilir (Şekil 1). Ancak, Yerküre'nin yüzeyinden salınan kızıl ötesi ışınımının bir bölümü, uzaya kaçmadan önce çoğunluğu alt atmosferde (troposfer) bulunan ışımsal olarak etkin sera gazlarıncı emilir ve sonra tekrar salınır. Enerji akılarının nicelikleri dikkate alındığında, gelen Güneş ışınımının (342 Wm^{-2})

yaklaşık % 31'i (107 Wm^{-2}) yüzeyden, atmosferdeki aerosol'lerden ve bulut tepelerinden yansıyarak uzaya geri döndüğü görülür (Şekil 1). Bu yüzden, Yerküre'nin ortalama albedosu yaklaşık % 31 ve sisteme giren Güneş ışınımı net olarak % 69'dur (235 Wm^{-2}). Gelen net Güneş ışınımının, yaklaşık üçte ikisi (168 Wm^{-2}) yüzey ve üçte biri (67 Wm^{-2}) atmosferce emilir. Güneş enerjisinin Yer-atmosfer birleşik sisteminde tutulan bu % 69'luk bölümü, iklim sistemini oluşturan ana bileşenlerce (atmosfer, hidrosfer, litosfer ve biyosfer) emilir ve onların ısınmasını sağlar. Sonuç olarak, Güneş ışınımının net girdisi (235 Wm^{-2}), kızılötesi yer ışınımının net çıktısı (235 Wm^{-2}) ile dengelenir (Şekil 2).



Şekil 2: Yer ışınımına karşı kısmen ve zayıf geçirgen, Güneş ışınımına karşıysa kuvvetli geçirgen olan Yerküre atmosferindeki enerji akılarının temel eşitlikleriyle birlikte gösterimi. Kuramsal olarak, gelen kısa dalga boylu net Güneş enerjisi $[(S/4) \times (1 - \alpha_p)]$ önce yeryüzünde emilir; sonra yeryüzünden uzun dalga boylu kızılötesi ışınım (ısı enerjisi) olarak (σT_s^4) atmosfere salınır. Yeryüzünden salınan kızılötesi ışınım, atmosferdeki bulutlar, su buharı, karbondioksit, diazotmonoksit, metan ve ozon gibi sera gazları emilir ve atmosfer tarafından yeniden hem aşağıya hem de dış uzaya doğru uzun dalga boylu kızılötesi ışınım (σT_A^4) olarak salınır [Çeşitli kaynaklara ve Hartmann (1994)'a göre Türkeş (2010a)'ten].

2.2 Enerji Dengesi ve Doğal Sera etkisi

Sera etkisi, Yerküre'nin salım sıcaklığını tanımlamada kullanılan enerji dengesinin çok yalın bir açıklamasıyla gösterilebilir (Türkeş, 2010a). Uzun dalga boylu yer ışınımı açısından bir siyah cisim, buna karşın kısa dalga boylu Güneş ışınımına karşı geçirgen olduğu kabul edilen atmosfer, küresel enerji dengesinin kurulmasında anahtar rol oynar (Şekil 2). Güneş ışınımı çoğunlukla görünür ve kızıl ötesi yakınındaki dalga boylarında olduğu, buna karşın yeryüzü temel olarak uzun dalga boylu kızılötesi ışınım (ısı enerjisi) saldığı için, atmosfer Güneş ve yer ışınımını çok farklı olarak etkileyebilir. Atmosfer katmanını, altındaki yüzeyin saldığı enerjinin tümünü etkili bir biçimde emdiği ve bir siyah cisim gibi saldığı için, uzaya salınan tek radyasyon bu modelde atmosferden olandır. Bu yüzden, atmosferin tepesindeki enerji dengesi aşağıdaki gibi yazılabilir (Denk. 2).

$$\frac{S}{4}(1 - \alpha_p) = \sigma \cdot T_A^4 = \sigma \cdot T_e^4 \quad (2)$$

Bu nedenle, enerji dengesine ulaşmak için, denge durumundaki atmosferin sıcaklığının salım sıcaklığı olması gerektiğini görüyoruz. Ancak, enerji dengesini atmosfer ve yüzey için elde ederek görebildiğimiz gibi, yüzey sıcaklığı daha yüksektir. Atmosferin enerji dengesi aşağıdaki şekilde verilir (Denk. 3):

$$\sigma \cdot T_s^4 = 2\sigma \cdot T_A^4 \Rightarrow \sigma \cdot T_s^4 = 2\sigma \cdot T_e^4 \quad (3)$$

Yüzey enerji dengesi ise, aşağıdaki yaklaşımlarla açıklanır (Denk. 4):

$$\frac{S}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma \cdot T_A^4 = \sigma \cdot T_s^4 \Rightarrow \sigma \cdot T_s^4 = 2\sigma \cdot T_e^4 \quad (4)$$

Yüzey enerji dengesine (Denk. 4) ek olarak Şekil 1 ve 2'den açıkça gördüğümüz gibi, atmosfer, gelen Güneş enerjisi akısının yüzeye ulaşmasına engel olmamasına karşın, kendi uzun dalga boylu ışınımını

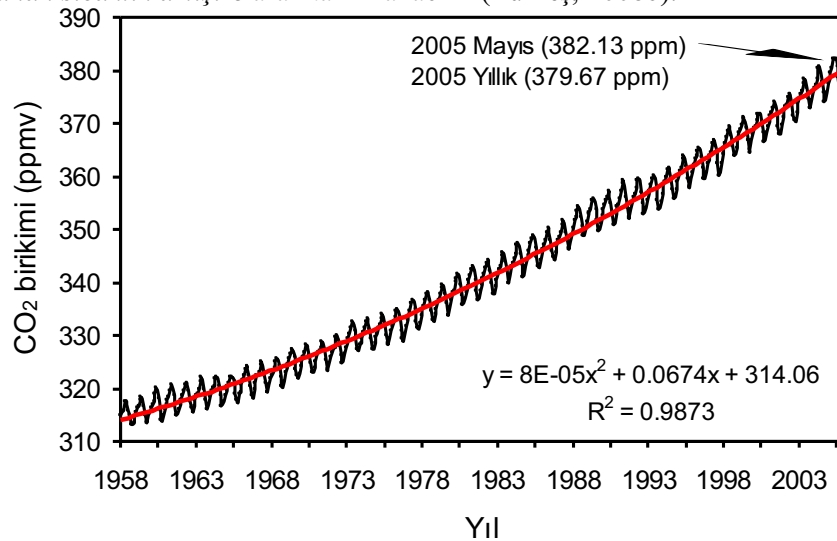
yeniden aşağıya doğru salarak, yüzeyin Güneş ısınmasını arttırdığı için ki, bu kez Güneş ısıtmasına eşittir, yüzey sıcaklığı artar.

Sonuç olarak, atmosferin sera etkisi, atmosfer gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımına karşı görece geçirgen olduğu, buna karşın uzun dalga boylu yer ışınımını etkili bir biçimde emdiği ve yeniden saldığı için yüzeyi ısıtır. “Atmosferdeki gazların gelen Güneş ışınımına karşı geçirgen, buna karşılık geri salınan uzun dalga boylu yer ışınımına karşı çok daha az geçirgen olması nedeniyle, Yerküre’nin beklenenden daha fazla ısınmasını sağlayan ve ısı dengesini düzenleyen doğal süreç” sera etkisi olarak adlandırılır (Türkeş, 2003a). Yeryüzünün ortalama hava sıcaklığı, sera etkisi sayesinde, bu sürecin bulunmadığı ortam koşullarına göre yaklaşık 33 °C daha yüksektir. Başka bir deyişle, yukarıdaki fizik yasalarına dayanarak, Yerküre’nin –18 °C olması gereken salım sıcaklığının, doğal sera etkisi nedeniyle +15 °C olduğunu belirleyebiliriz.

3. KUVVETLENEN SERA ETKİSİ VE KÜRESEL ISINMA

Atmosferdeki insan kaynaklı sera gazı birikimlerinde sanayi devriminden beri gözlenen artış sürmektedir. Özellikle atmosferdeki birikiminin büyüklüğü, artış hızı, 50-200 yıl arasında değişen yaşam süresi ve kızılötesi yer ışınımının büyük bölümünü emme özelliği dikkate alındığında, CO₂’nin önemi daha iyi anlaşılır. 1958 yılından beri yapılmakta olan Mauna Loa ölçümlerine göre, Yerküre atmosferindeki CO₂ birikimi çok hızlı bir biçimde artmaktadır (Şekil 3). Aylık ortalama CO₂ zaman dizileri incelendiğinde, sanayi öncesinde yaklaşık 280 ppm ve 1958 yılında yaklaşık 315 ppm olan atmosferdeki yıllık ortalama CO₂ birikiminin, 2005’te yaklaşık 380 ppm’e ulaştığı görülür (Şekil 3). Atmosferdeki CO₂ birikiminin günümüzdeki düzeyi geçmiş 420 yıllık kayıttaki doğal CO₂ birikimi değişimlerinin (yaklaşık 180-300 ppm arasında değişmiş) çok üzerindedir. Sera gazı birikimindeki bu artışlar, Yerküre’nin uzun dalga boylu ışınım yoluyla soğuma etkinliğini zayıflatarak, onu daha fazla ısıtma eğilimindeki bir pozitif ışımsal zorlamanın oluşmasını sağlar. Bu yüzden, *Yerküre/atmosfer ortak sisteminin enerji dengesine yapılan pozitif katkı*, kuvvetlenen sera etkisi olarak adlandırılır (Türkeş, 2008b). Bu ise, Yerküre atmosferindeki doğal sera gazları (su buharı, CO₂, CH₄, N₂O ve O₃) yardımıyla yüz milyonlarca yıldan beri çalışmakta olan doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi anlamını taşır.

Küresel ısınma ise, *sanayi devriminden beri, özellikle fosil yakıtların yakılması, ormansızlaşma, tarımsal etkinlikler ve sanayi süreçleri gibi çeşitli insan etkinlikleri ile atmosfere salınan sera gazlarının atmosferdeki birikimindeki hızlı artışa bağlı olarak, şehirleşmenin de etkisiyle doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi sonucunda, yeryüzünde ve atmosferin alt katmanlarında (alt ve orta troposfer) saptanan sıcaklık artışı* olarak tanımlanabilir (Türkeş, 2008b).



Şekil 3: 1958-2005 döneminde Mauna Loa (Hawaii) Gözlemevi’nde ölçülen (Keeling ve Whorf, 2009) aylık ortalama atmosferik CO₂ birikimindeki değişimler (Türkeş, 2010a). Aylık ortalama CO₂ birikimi dizilerindeki yıllararası değişimlere ve mevsimlik döngülere, ikinci dereceden polinom regresyon eğrisi uyduruldu.

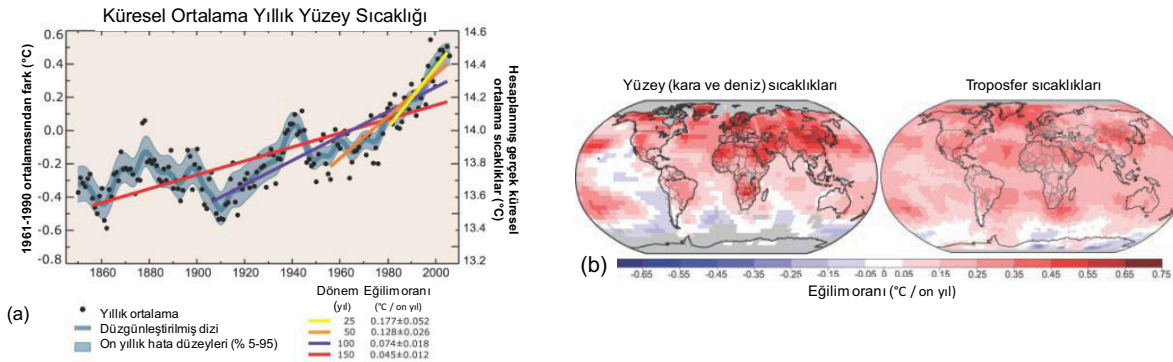
Tanımdan da anlaşılabilir gibi, insan kaynaklı iklim değişikliğine ve küresel ısınmaya yol açan sera gazları; çoğunlukla fosil yakıtların yakılması (enerji ve çevrim), sanayi (enerji ilişkili; kimyasal süreçler ve çimento üretimi, vb. enerji dışı), ulaştırma, arazi kullanımı değişikliği, atık yönetimi ve tarımsal (enerji ilişkili; arız yakma, çeltik üretimi, hayvancılık ve gübreleme vb. enerji dışı) etkinliklerden kaynaklanır. Kuvvetlenen sera etkisinden kaynaklanan insan kaynaklı iklim değişikliğinin ve onun en kolay algılanan ve nesnel olarak saptanan (ölçülen) en önemli sonuçlarından birisi olan küresel ısınmanın boyutu, her sera gazının birikimindeki artışın büyüklüğüne, bu gazların ısınmsal özelliklerine (küresel ısınma potansiyellerine), atmosferik yaşam sürelerine ve atmosferdeki varlıkları sürmekte olan öteki sera gazlarının birikimlerine bağlıdır.

4. GÖZLENEN İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ

Temel olarak insan etkinlikleri sonucunda atmosferin bileşiminde ortaya çıkan önemli değişiklikler sonucunda, yüzey sıcaklıklarında 19. yüzyılın sonlarında başlayan ısınma, 1980'li yıllarla birlikte daha da belirginleşerek, hemen her yıl bir önceki yıla göre daha sıcak olmak üzere, küresel rekorlar kırmaktadır (IPCC, 2001, 2007; Türkeş, 2001, 2003a, 2004, 2008a, 2008b; WMO, 1999). Küresel ortalama yüzey sıcaklığı, 20. yüzyılın başından günümüze değin yaklaşık olarak 0.7 °C artmış; küresel olarak, 1990'lı ve 2000'li yıllar aletli gözlem kayıtlarındaki en sıcak yıllar, 1998 ise, +0.58 °C'lik anomali ile en sıcak yıl olmuştur (Türkeş, 2001, 2003a, 2008b; WMO, 1999) (Şekil 4a).

Benzer ısınma eğilimleri ve yüksek sıcaklık rekorları, Güney Yarımkürenin ve özellikle Kuzey Yarımkürenin yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarında da gözlenir (Şekil 4a). Küresel ölçüm sonuçlarına göre, 2005 yılı 1961-1990 dönemi ortalamasına göre 0.485 °C'lik bir pozitif sapma ile tüm Yeryüzünün, 0.648 °C'lik bir artış ile de Kuzey Yarımkürenin en sıcak ikinci yılı oldu. Ayrıca, ortalama minimum (gece en düşük) hava sıcaklıklarında yaklaşık her on yılda 0.2 °C olarak gerçekleşen artış, ortalama maksimum (gündüz en yüksek) hava sıcaklıklarındaki artışın yaklaşık iki katı oldu.

IPCC'nin son değerlendirmeleri de, iklim sistemindeki ısınmanın kuvvetlendiğini gösteriyor (IPCC, 2007). Küresel ortalama yüzey sıcaklıkları için güncellenen 100 yıllık (1906–2005) doğrusal artış eğiliminin büyüklüğü 0.74 °C'ye ulaşmıştır (0.74 ± 0.18 °C) (Şekil 4a).

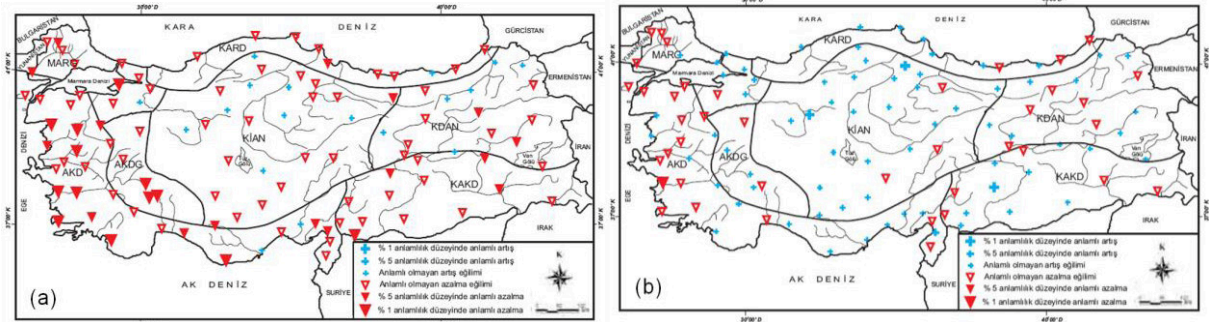


Şekil 4: (a) Yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarının (siyah noktalar) düğüleştirilmiş (mavi eğri) zamansal değişim desenleri (IPCC, 2007; Solomon ve ark., 2007). Yıllık ortalama sıcaklık değişimlerinden 150 yıldan 25 yıla kadar değişen çeşitli dönemler için doğrusal eğilim eğrileri geçirilmiştir. Sol eksen 1961-1990 ortalamasına göre yıllık sıcaklık farklarını (değişikliklerini), sağ eksen ise hesaplanmış gerçek küresel yüzey sıcaklığı ölçeğini (°C) gösterir. Doğrusal trendler, sırasıyla 1981-2005, 1956-2005, 1906-2005 ve 1856-2005 dönemlerine karşılık gelen son 25 (sarı), 50 (turuncu), 100 (mor) ve 150 (kırmızı) yıllık doğrusal eğilimleri gösterir. Yıllık sıcaklık değişimlerini düğüleştirerek 10 yıllık değişimleri göstermek için uygulanan süzgeç mavi, 10 yıllık değişimlerin % 90 hata aralığı ise soluk mavi bant ile belirtilmiştir. 1906-2005 dönemindeki toplam doğrusal sıcaklık artışı (mor) 0.74 °C'dir. (b) 1979-2005 döneminde yüzey ve uydu gözlemlerinden elde edilen küresel ortalama yıllık yüzey (sol) ve troposfer (sağ) sıcaklık değerlerindeki doğrusal sıcaklık eğilimlerinin dünya üzerindeki coğrafi dağılışı desenleri.

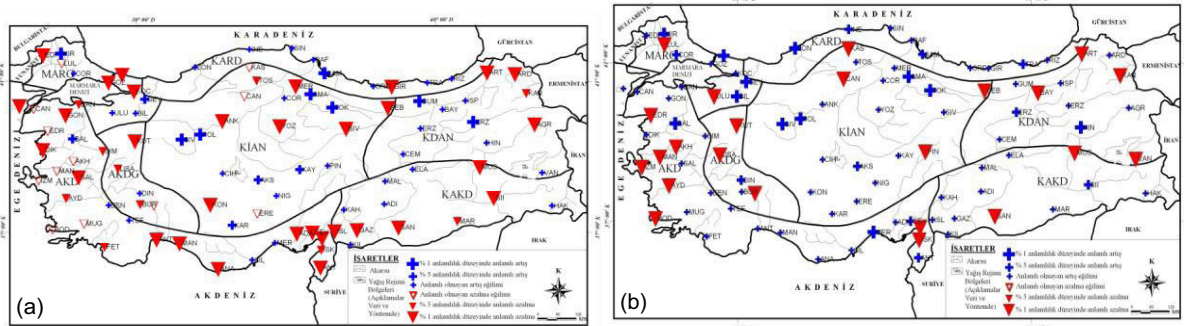
Doğrusal ısınma eğilimi, son 50 yıllık dönemde geçen 100 yıllık dönemin yaklaşık iki katı olmuştur (0.13 °C/10 yıl). Paleoklim çalışmalarından elde edilen yeni bulgulara dayanan son değerlendirmelere

arazilerin bilinen bir özelliğidir. Örneğin, Afrika'nın Sahra Bölgesi'ndeki yağış tutarı, 1960'lı yıllardan başlayarak önemli ölçüde azalmıştır (Şekil 5). Benzer kurak dönemler son jeolojik devirde (Kuvaterner) ve tarihsel geçmişte de oluşmasına karşın, Sahra'daki bu son kurak dönemin ankarasal ölçekteki bir kuraklığa daha fazla eğilimli olduğu kaydedilmiştir. Yağışlardaki uzun süreli azalma eğilimleri ve belirgin kurak koşullar, özellikle 1970'lerin başından başlayarak, subtropikal kuşağın ve Türkiye'yi de içerecek bir biçimde Akdeniz Havzası'nın önemli bir bölümünde de etkili olmuştur.

Sözü edilen bu kuraklaşma eğiliminden Türkiye'de en fazla, Ege, Akdeniz, Marmara ve Güneydoğu Anadolu bölgeleri etkilenmiştir (Şekil 6, 7 ve 8). Son 40 yılda özellikle kış mevsimindeki ve yıllık yağış değişiklikleri dikkate alındığında, Türkiye'deki kuraklık olaylarının en şiddetli ve geniş yayılışlı olanları, 1971-1974, 1983-1984, 1989-1990 ve 2007-2008 dönemleri ile 1996 ve 2001 yıllarında oluşmuştur (örn. Türkeş, 1996, 1998, 1999, 2003b, 2007, 2008a, 2008b; Türkeş ve Erlat, 2003, 2005; Türkeş ve Tatlı, 2009; Türkeş ve ark., 2009a, vb.)



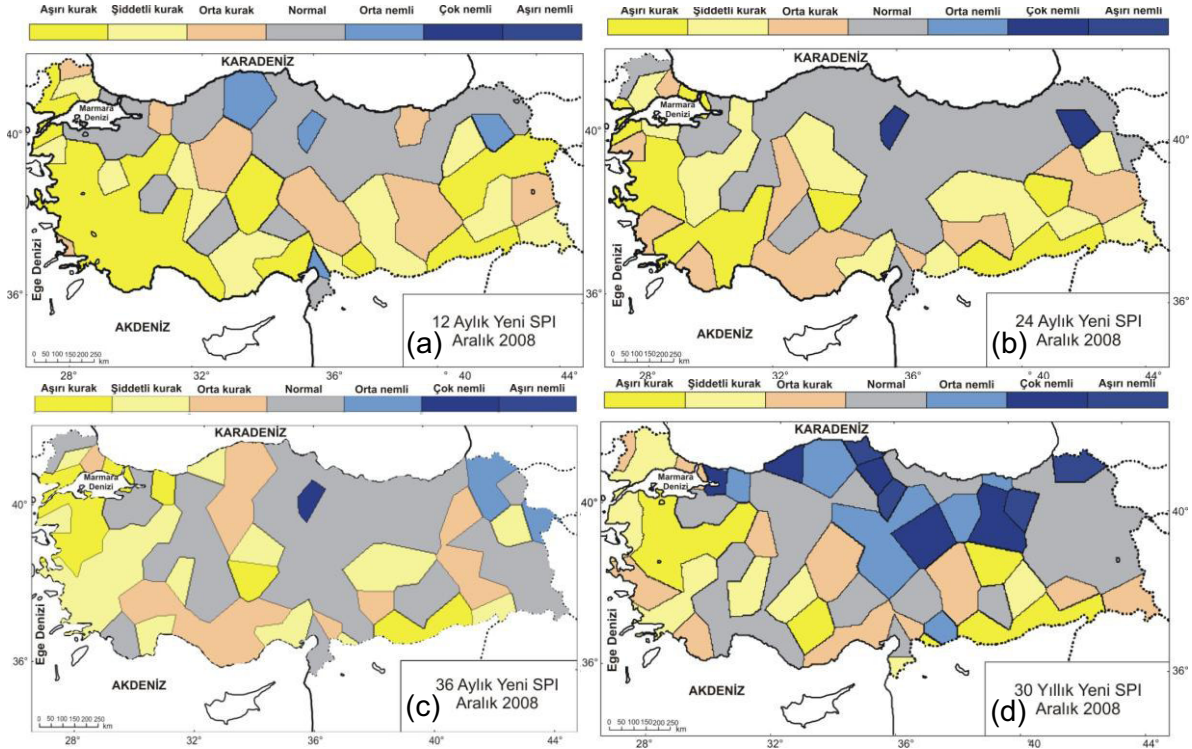
Şekil 6: Mann-Kendall sıra ilişki katsayısının normal dağılımının iki yanlı şekli ve % 5 ve % 1 anlamlılık düzeyleri için gerçekleştirilen anlamlılık sınavının sonuçlarına göre, Türkiye'de kış (a) ve yaz (b) mevsimi toplam yağışlarında gözlenen uzun süreli eğilimlerin coğrafi dağılışı deseni (Türkeş ve ark., 2009b).



Şekil 7: Mann-Kendall sıra ilişki katsayısının normal dağılımının iki yanlı şekli ve % 5 ve % 1 anlamlılık düzeyleri için gerçekleştirilen anlamlılık sınavının sonuçlarına göre, Türkiye'de kış (a) ve yaz (b) mevsimi yağışlı gün sayılarında gözlenen uzun süreli eğilimlerin coğrafi dağılışı deseni (Türkeş ve ark., 2007).

Türkiye'nin birçok bölgesinde etkili olan bu kuraklık olaylarının ve su sıkıntısının, yalnız tarım ve enerji üretimi açısından değil, sulamayı, içme suyunu, öteki hidrolojik sistemleri ve etkinlikleri içeren su kaynakları yönetimi açısından da kritik bir noktaya ulaştığı gözlenmiştir.

Öte yandan, özellikle karasal yağış rejimine sahip iç bölgelerdeki bazı istasyonların ilkbahar ve yaz yağışları ile yıllık kuraklık indislerinde (örn. Türkeş, 1998, 1999; Türkeş ve ark., 2007, vb.) ve Güneydoğu Anadolu'daki yaz ve kısmen sonbahar yağışlarında (Türkeş ve ark., 2005) bir artış eğilimi, başka sözlerle daha nemli koşullara doğru bir gidiş gözlenmektedir. Yeni bir çalışmaya göre (Türkeş ve ark., 2009b), Karadeniz yağış rejimi bölgesinde gözlenen azalma eğilimleri de oldukça önemlidir. Türkiye yağışlarındaki uzun süreli değişimlere ilişkin bu yeni bulgu ile kuraklaşma eğilimlerinin giderek kuzey enlemlere doğru kaydığı belirlenen araştırmaların sonuçları ve öngörüler arasında benzerlik vardır.



Şekil 8: Aralık 2008 12 aylık (a), Aralık 2008 24 aylık (b), Aralık 2008 36 aylık (c) ve Aralık 2008 30 yıllık (360 ay) (d) yeni *SPI* (*MSPI*) değerlerine göre, çeşitli kuraklık (nemlilik) koşullarının Türkiye üzerindeki alansal dağılış desenleri.

İklim değişikliği ve değişkenliği çalışmalarında, yağış toplamlarındaki ve yağışlı gün sayılarındaki (yağış olasılıklarındaki) değişimlerin ve eğilimlerin incelenmesinde kullanılan yöntem ve yaklaşımlara ek olarak, kuraklık olaylarını belirlemek, nitelendirmek ve izlemek amacıyla, farklı kuraklık indisleri ve yöntemleri de kullanılır. Kuraklık indislerinin bazıları, yağış dizilerine dayanır ve meteorolojik kuraklıklarla ilgiliyken, bazıları ise, hidrolojik ya da tarımsal kuraklıkları ve kentsel su sağlama sistemlerindeki su açıklarını tanımlamaya yöneliktir. Bunlardan, Standartlaştırılmış Yağış İndisi (*SPI*), Normalleştirilmiş Yağış Anomali İndisi (*NPDI*), Palmer Kuraklık Şiddet İndisi (*PDSI*) ve onda birler (desiller), günümüzde dünyada en yaygın olarak uygulanan kuraklık indislerindendir.

Yeni ya da değiştirilmiş Standartlaştırılmış Yağış İndisi (*MSPI*) yöntemi (Türkeş ve Tatlı, 2009) kullanılarak, Aralık 2008'e göre elde edilen kuraklık şiddetleri ve etkilenen kurak bölgelerin, Kasım/Aralık 2006 - Aralık 2008 arasında özellikle Türkiye'nin Akdeniz yağış rejiminin egemen olduğu batı ve güney bölgelerinde ve bu bölgelere kuzeyden komşu karasal iç bölgelerde egemen olan uzun süreli ve şiddetli kuraklık olaylarını açık bir biçimde belirlemesi dikkat çekicidir (Şekil 8) (Türkeş ve Tatlı, 2010). Aralık 2008'e göre 360 aylık *MSPI* değerleri de (d), yıllık ve kış mevsimi yağış toplamı ve yağışlı gün sayısı dizilerinde gözlemlendiği gibi, geçen 30 yıllık dönemde genel olarak Türkiye'nin Akdeniz yağış rejiminin etkili olduğu batı ve güney bölgelerinde bir kuraklaşma eğiliminin egemen olduğunu gösterir.

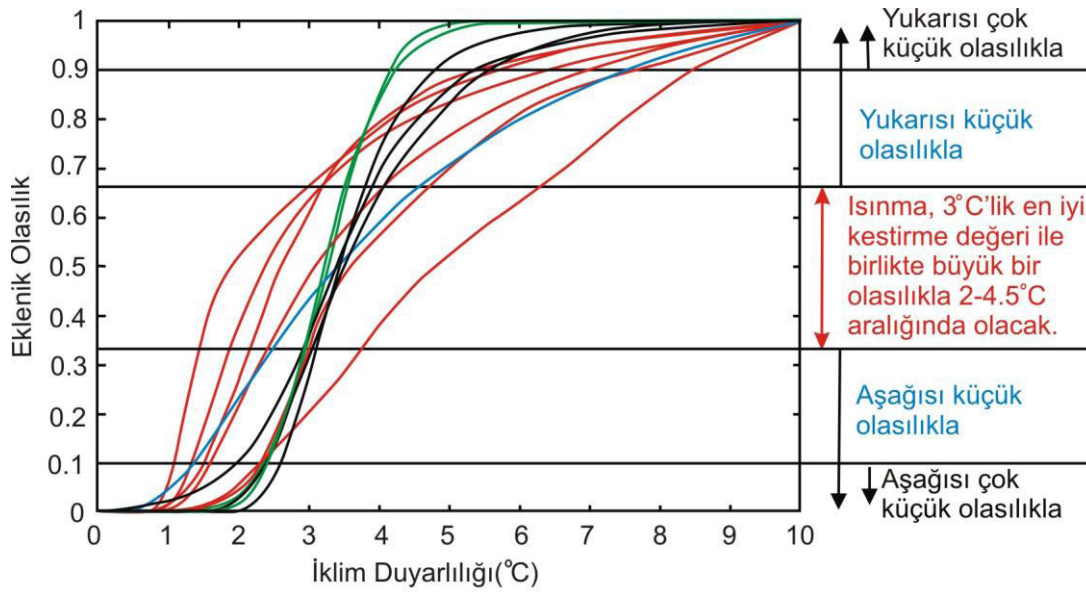
Genel olarak Doğu Akdeniz Havzası'nın ve Türkiye'nin yıllık ve özellikle kış yağışlarında gözlenen önemli azalma eğilimleri, bu bölgede egemen olan cephesel orta enlem ve Akdeniz alçak basınçlarının sıklıklarında özellikle kışın gözlenen azalma ile yüksek basınç koşullarında gözlenen artışlarla bağlantılı olabilir. Türkiye yağışlarındaki değişkenliğin ve değişikliklerin atmosferik nedenlerine ilişkin yeni çalışmalara göre (Türkeş ve Erat, 2003, 2005), Türkiye'deki şiddetli ve geniş alanlı kış kuraklıklarının önemli bir bölümü, Azorlar bölgesi üzerindeki subtropikal yüksek basınç ile Grönland ve İzlanda üzerindeki orta enlem alçak basıncı arasındaki geniş ölçekli atmosferik basınç dalgalanması olarak tanımlanan Kuzey Atlantik Salınımı'nın (NAO) kuvvetli pozitif indis evrelerine karşılık gelir.

5. ÖNGÖRÜLEN İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ

Hükümetler arası İklim Değişikliği Paneli (IPCC) Üçüncü Değerlendirme Raporu'nda (IPCC TAR, 2001) olduğu gibi, IPCC Dördüncü Değerlendirme Raporu'nda (IPCC FAR, 2007) da temel alınan tüm salım senaryoları ve projeksiyonları, atmosferdeki karbondioksit birikimlerinin, yüzey sıcaklıklarının ve deniz seviyesinin 21. yüzyıl süresince yükseleceğini; kara ve deniz buzlarının ve buzullarının alansal ve hacimsel olarak azalacağını öngörmektedir (IPCC, 2000, 2001, 2007).

5.1 Sıcaklık Öngörülleri

IPCC'nin Dördüncü Değerlendirme Raporu'nda (IPCC, 2007), gözlemlerden kaynaklanan kısıtlara karşın, iklim modellerinin ilk kez, iklim duyarlılığı için olabilir bir değerlendirme aralığı ürettiği ve iklim sisteminin ısınmsal zorlamaya verdiği yanıtının anlaşılmasındaki güvenilirliği arttırdığı vurgulanıyor. Bu çerçevede, CO₂ birikimlerinin iki katına çıkması sonucunda, 2100 yılına kadar küresel ortalama yüzey sıcaklıklarındaki artışın, yaklaşık 3 °C'lik en iyi kestirme değeriyle birlikte, büyük bir olasılıkla 2-4.5 °C aralığında olacağı öngörülmüyor (Şekil 9). Beklenen ısınma oranları, 20. yüzyılda gözlenen değişikliklerden daha büyüktür ve eski iklim verilerine dayanarak, yüksek bir olasılıkla bunun en azından son 10,000 yıl boyunca bir benzerinin gerçekleşmediği söylenebilir.



Şekil 9: IPCC (2007)'nin temel aldığı çeşitli sera gazı salım senaryolarına göre, 2100 yılına kadar gerçekleşmesi öngörülen denge iklim duyarlılığı sonucunda yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarındaki artışların büyüklüğü ve gerçekleşme olasılıkları (Solomon ve ark. (2007)'na göre Türkeş (2010b)'ten). Buna göre, 2100 yılına kadarki sıcaklık artışı 3 °C'lik en iyi kestirme değeri ile birlikte büyük bir olasılıkla 2-4.5 °C aralığında olacaktır. 100 yılda 1.5 °C'den küçük ve 5.5 °C'den büyük bir ısınmanın gerçekleşme olasılıkları ise çok küçüktür (% 10 ve daha düşük).

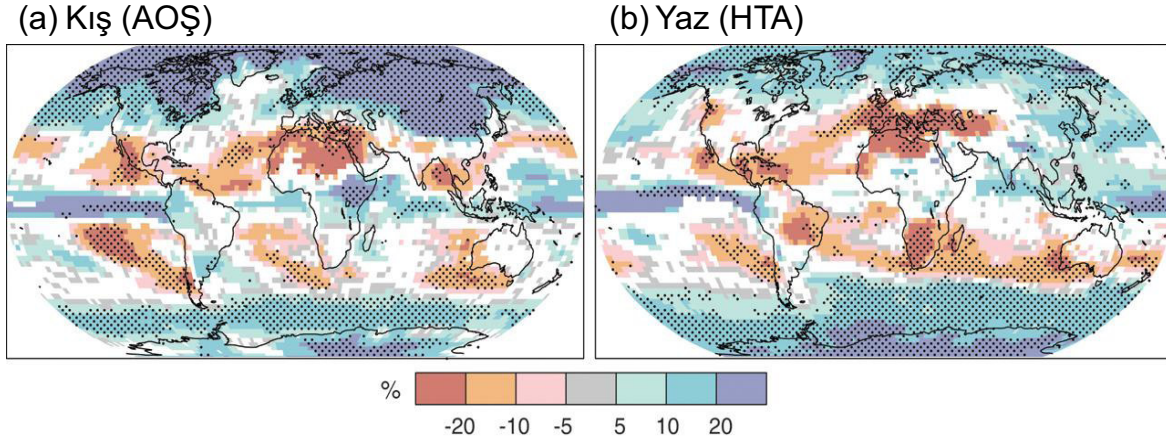
5.2 Yağış Öngörülleri

Çok sayıda senaryoya dayanarak geliştirilen küresel model benzeştirmeleri, küresel ortalama su buharı birikimi ve yağış tutarının 21. yüzyıl süresince artacağını öngörüyor. 21. yüzyılın ikinci yarısına kadar, yağışlar, kışın orta ve yüksek kuzey enlemlerde ve Antarktika'da artabilecektir. Alçak enlemlerdeki kara alanlarında, hem bölgesel artışlar hem de azalışlar bekleniyor.

IPCC 3. Değerlendirme Raporundan günümüze değin, öngörülen alansal ve zamansal yağış değişikliği desenlerinin anlaşılması ve öngörülerin iyileştirilmesi konusunda önemli bir ilerleme sağlanmıştır. IPCC 4. Değerlendirme raporundaki çoklu model ortalamalarına göre, yağış tutarları büyük olasılıkla orta ve yüksek enlemlerde artabileceken, olasılıkla subtropikal karaların çoğu bölgelerinde yağış tutarları azalabilecektir.

Bazı kurak ve yarıkurak alanların daha da kuraklaşmasıyla birlikte, yağışlarda mevsimlik ve enlemsel kaymalar olabileceği de öngörülmüyor. Subtropikal kara alanlarındaki yağış azalmaları, SRES A1B salım senaryosuna dayanan çoklu-model (ortalama) sonuçlarına göre bazı bölgelerde, örneğin, Sahra'da ve

Akdeniz Havzası'nda hem kış hem de yaz mevsimlerinde % 20'nin altında olabilecektir (Şekil 10a, 10b). Bu sonuçlar, subtropikal kuşak karalarında, özellikle kuzey Afrika, Akdeniz Havzası ve Türkiye'de gözlenen yağış azalmalarının başka bir deyişle kuraklaşma eğilimlerinin gelecekte de süreceğini açıkça gösterir. Öte yandan, kışın daha belirgin olmak koşuluyla, genel olarak yağış, yüksek enlemlerde yaz ve kış mevsimlerinde artabilecektir. Yağışların, kışın, arktik ve subarktik bölgelerde, orta enlemler ve tropikal Afrika'da yazı göre daha belirgin artacağı; yazın ise, doğu ve güneydoğu Asya'da ve Antarktika'da kışa göre daha belirgin olarak artacağı öngörülmüyor (Şekil 10a, 10b).



Şekil 7: 1980-1999 dönemi ortalamasına göre 2090-2099 dönemi için kış (a) ve yaz (b) mevsimi toplam yağış tutarlarında gerçekleşmesi öngörülen yağış değişiklikleri (%) (Meehl ve ark., 2007). Hesaplanan göreceli yağış değişikliği değerleri, IPCC'nin SRES A1B salım senaryosuna dayanan çoklu-model ortalamalarıdır. Beyaz alanlar, modellerin % 66'sından daha azının öngörülen değişikliğin işaretiyle uyumlu olduğu (tutarlılık düşük) yerlere karşılık gelirken, noktalı alanlar modellerin % 90'ından daha çoğunun öngörülen değişikliğin sinyali ile uyumlu olduğu (tutarlılık yüksek) yerleri karşılar.

Ortalama yağışlar için bir artışın öngörüldüğü pek çok bölgede, yıldan yıla yağış değişkenliği daha yüksek olabilecektir. Model hesaplamaları, daha sıcak iklim koşulları altında buharlaşmanın artacağını, küresel ortalama yağış tutarında ve şiddetli yağış olaylarının sıklığında bir artış olacağını gösteriyor. Buna karşılık, bazı bölgelerde yağış artışı olurken, başka alanlarda yağış azalışları yaşanacağı; hatta yağışlarda artış olan kara alanlarında artan buharlaşma yüzünden akışlarda ve toprak neminde azalışlar olabileceği öngörülmüyor.

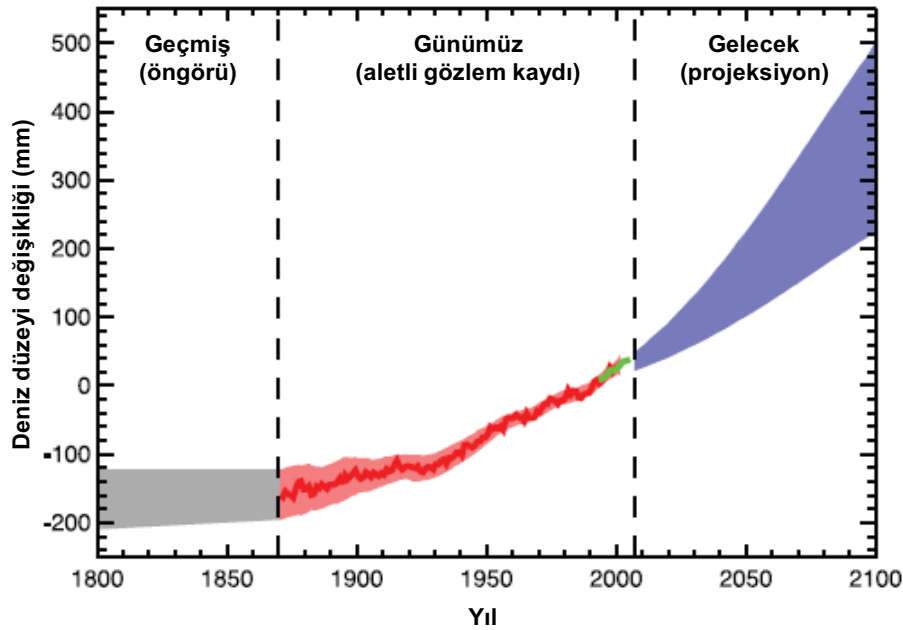
5.3 Kar ve Buz Öngörülleri

SRES senaryolarına (IPCC, 2000) dayanan çeşitli model kestirimleri, kuzey yarımküredeki kar örtüsü ve deniz buzı yayılışının daha da azalacağını öngörüyor. Örtü buzullarının, buz şapkalarının ve vadi buzullarının küresel ölçekteki dikkat çekici geri çekilmesinin 21. yüzyılda da süreceği bekleniyor. Antarktika buz kalkanının, daha fazla yağış nedeniyle kütle kazanması beklenirken, akışlardaki artışın yağıştan fazla olacağı öngörüldüğü için, Grönland buz kalkanının kütle kaybetmesi bekleniyor. Bunların dışında, deniz seviyesinin altında kaldığı için, batı Antarktika buz kalkanının gelecekteki kararlılığı konusunda kaygılar bulunuyor.

5.4 Deniz Düzeyi Değişimleri ve Öngörülleri

Küresel deniz düzeyi Kuvaterner devrinin son buzul çağı Würm'ün şiddetli olduğu yaklaşık 21,000 yıl öncesinden günümüze kadar geçen binlerce yılda yaklaşık 120 m kadar yükselmiş ve günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce kararlı bir duruma ulaşmıştır. Çeşitli deniz düzeyi göstergeleri, deniz düzeyinin o zamandan 19. yüzyılın sonuna kadar önemli düzeyde değişmediğini gösterir (Şekil 11). Güncel aletli deniz düzeyi değişikliği kayıtları, deniz düzeyinin 19. yüzyılda yükselmeye başladığına ilişkin kanıtlar sunmaktadır. 20. yüzyıla ilişkin hesaplamalar, küresel ortalama deniz düzeyinin yılda yaklaşık 1.7 mm'lik bir oranla (1.7 mm/yıl) yükseldiğini gösterir (Şekil 11). Bunlara ek olarak, 1990'ların başından beri yapılmakta olan uydu gözlemleri neredeyse küresel ölçekte daha doğru deniz düzeyi verileri sağlamaktadır. Henüz kısa sayılabilecek olan bu uydu altimetresi temelli veri seti, deniz düzeyinin 1993 yılından beri yaklaşık 3 mm/yıl'lık bir oranla yükselmekte olduğunu gösterir. Bu oran,

önceki yarım yüzyıllık dönemin ortalamasından önemli düzeyde daha yüksektir. Kıyasal gel-git ölçümü aletleri bu gözlemi doğrulamakta ve benzer yükselme oranlarının daha önceki on yıllarda oluştuğunu da gösterir.



Şekil 11: 1880-1999 dönemi ortalamasından sapmalara göre, küresel ortalama deniz düzeyi zaman dizisinde geçmişte (gri bant), günümüzde (kırmızı ve uçta yeşil çizgi) ve gelecekte (mavi bant) görülen değişiklikler (IPCC, 2007). Küresel deniz düzeyi ölçümlerinin bulunmadığı 1870 öncesi dönem bir belirsizlik düzeyiyle birlikte tahmin edilmiştir. Kırmızı çizgi gelgit ve deniz düzeyi ölçerlerden elde edilen küresel ortalama deniz düzeyini (aletli gözlem kaydı), kırmızı gölge düzgünleştirilmiş eğriye göre değişim aralığını ve kırmızı çizginin ucundaki yeşil çizgiye, uydu altimetrelerinden elde edilen küresel ortalama deniz düzeyini gösterir. Mavi bant, 1980-1999 dönemi ortalamasına oranla 21. yüzyıl için IPCC SRES A1B senaryosuna dayanan çeşitli model kestirimlerinin verdiği küresel deniz düzeyi değişim aralığıdır. 2100 sonrası deniz düzeyi değişikliklerinin büyüklüğü, temel alınacak olan sera gazı salım senaryolarına yakından bağlıdır.

IPCC TAR'da temel alınan tüm senaryolara göre, küresel ortalama deniz seviyesinin 1990 ve 2100 arasında yaklaşık olarak 10 cm ile 0.90 cm kadar yükseleceği öngörülmüşken, IPCC FAR'da temel alınan tüm senaryolara göre ise küresel ortalama deniz düzeyinin 20 cm ile 50 cm kadar yükseleceği kestirilmiştir (Şekil 11). IPCC FAR'da 21. yüzyıl için öngörülen yükselme oranları, 1961-2003 döneminde gerçekleşen deniz düzeyi yükselmesinden daha büyüktür. Öngörülen bu yükselme, olasılıkla temel olarak okyanusların termal genleşmesi ile vadi buzulları, buz şapkaları, buz kalkanları (Grönland ve Antarktika) ve deniz buzlarından olan kütle kayıplarıyla (erime) bağlantılı olacaktır.

6. SONUÇ

İklim Değişikliği günümüzde üzerinde en çok durulan, en çok bilimsel araştırma yapılan ve hükümetler arası düzeyde en çok tartışılan küresel değişiklik konularının başında gelmektedir. Öngörülen iklim değişiklikleri, su kaynakları, tarım, doğal ekosistemler ve insan sağlığı üzerinde hem olumlu hem de olumsuz etkilere sahiptir. İklimdeki değişiklikler büyüdükçe, olumsuz etkilerin egemenliği de artar. Sosyoekonomik sektörler (örn. tarım, ormancılık, balıkçılık, su kaynakları ve insan yerleşmeleri, vb.), kara ve su ekosistemleri ile insanoğlunun gelişimi ve refahı için çok yaşamsal olan insan sağlığı, iklim ekstremelerindeki ve iklimsel değişebilirlikteki değişikliklerde olduğu kadar, iklim değişikliğinin büyüklüğüne ve oranına karşı oldukça duyarlıdır.

Etkileri açısından bu kadar çok farklı ve önemli değişiklik öngörüsü, uyumun, iklim değişikliğinin etkilerini en aza indirme çabalarını sürdürme ve tamamlama açısından gerekli ve yaşamsal bir strateji olduğunu gösterir. Sera gazı salımlarının bugünkü düzeyinde ya da üzerinde sürmesi, daha fazla

ısınmaya ve büyük olasılıkla, iklim sisteminde 21. yüzyıl süresince 20. yüzyılda gözlenenenden daha büyük düzeylerde olabilecek birçok değişikliğe neden olacaktır. İnsan kaynaklı ısınma ve deniz seviyesi yükselmesi, sera gazı birikimleri belirli bir düzeyde durdurulsa bile, iklim süreçleri ve geri beslemeleri ile bağlantılı zaman ölçeklerinin çok değişik ve uzun olması yüzünden, yüzyıllarca sürebilecektir. Bu da, toplumlar için olumsuz sonuçlar yaratarak, kalkınmanın önünde büyük bir engel oluşturacaktır. Öngörülen iklim değişikliklerini ve bu değişikliklerin, sosyoekonomik sektörler, doğal ekosistemler ve insan sağlığı üzerindeki olası olumsuz etkilerini en aza indirmenin en önemli yolu, insan kaynaklı sera gazı salımlarını azaltmak ve yutakları çoğaltmaktır.

7. KAYNAKLAR

- Hartmann, D. L. 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego.
- IPCC. 2000. Special Report on Emissions Scenarios – A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), (Nakićenović, *et al.*, lead authors), Cambridge University Press, New York.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Keeling, C.D., Whorf, T.P. 2009. <http://cdiac.ornl.gov/ftp/trends/co2/maunaloa.co2>.
- Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather, 2007: Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Meehl, G.A. *et al.* 2007. Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Solomon, S. *et al.* 2007. Technical Summary. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Trenberth, K.E. *et al.* 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Türkeş, M. 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **16**: 1057-1076.
- Türkeş, M. 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and southern oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **18**: 649–680.
- Türkeş, M. 1999. Vulnerability of Turkey to desertification with respect to precipitation and aridity conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences* **23**: 363-380.
- Türkeş, M. 2001. Hava, İklim, Şiddetli Hava Olayları ve Küresel Isınma. T.C. Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü 2000 Yılı Seminerleri, Teknik Sunumlar, Seminerler Dizisi 1: 187-205.
- Türkeş, M. 2003a. Küresel İklim Değişikliği ve Gelecekteki İklimimiz. M. Türkeş, (ed.): 23 Mart Dünya Meteoroloji Günü Kutlaması Gelecekteki İklimimiz Paneli, Bildiriler Kitabı, 12-37, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, 23 Mart 2003, Ankara.
- Türkeş, M. 2003b. Spatial and temporal variations in precipitation and aridity index series of Turkey. In: Hans-Jürgen Bolle, (ed.): Mediterranean Climate – Variability and Trends, Regional Climate Studies. Springer Verlag, Heidelberg, pp. 181-213.
- Türkeş, M. 2004. Küresel İklim Değişikliği ve Olası Sonuçları. *Hava kuvvetleri Dergisi* **348**: 70-77.

- Türkeş, M. 2007. Türkiye'nin kuraklığa, çölleşmeye eğilimi ve iklim değişikliği açısından değerlendirilmesi. *Pankobirlik* **91**: 38-47.
- Türkeş, M. 2008a. Gözlenen iklim değişiklikleri ve kuraklık: Nedenleri ve geleceği. *Toplum ve Hekim* **23**: 97-107.
- Türkeş, M. 2008b. İklim değişikliği ve küresel ısınma olgusu: Bilimsel değerlendirme. Küresel Isınma ve Kyoto Protokolü: İklim Değişikliğinin Bilimsel, Ekonomik ve Politik Analizi (Yayına Hazırlayan, E. Karakaya), 21-57. Bağlam Yayınları No. **308**, Bağlam Yayıncılık, İstanbul.
- Türkeş, M. 2010a. Küresel İklim Değişikliği: Başlıca Nedenleri, Gözlenen ve Öngörülen Değişiklikler ve Etkileri. Çağrılı Bildiri, Uluslararası Katılımlı 1. Meteoroloji Sempozyumu Bildiri Kitabı, 9-38. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, 27-28 Mayıs 2010, Ankara.
- Türkeş, M. 2010b. Klimatoloji ve Meteoroloji (Climatology and Meteorology). Birinci Baskı, Kriter Yayınevi - Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII sayfa, İstanbul.
- Türkeş, M., Erhat, E. 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000. *International Journal of Climatology* **23**: 1771-1796.
- Türkeş, M., Erhat, E. 2005. Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic oscillation during the period 1930-2001. *Theoretical and Applied Climatology* **81**: 45-69.
- Türkeş, M., Sümer, U. M. 2004. Spatial and temporal patterns of trends and variability in diurnal temperature ranges of Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* **77**: 195-227.
- Türkeş, M., Tatlı, H. 2009. Use of the standardized precipitation index (SPI) and modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. *International Journal of Climatology* **29**: 2270-2282.
- Türkeş, M., Tatlı, H. 2010. Kuraklık ve yağış etkinliği indislerinin çölleşmenin belirlenmesi, nitelenmesi ve izlenmesindeki rolü. Çölleşme İle Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı, 245-263. T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı, 17-18 Haziran 2010, Çorum.
- Türkeş, M., Koç, T., Sarış, F. 2007. Türkiye'nin yağış toplamı ve yoğunluğu dizilerindeki değişikliklerin ve eğilimlerin zamansal ve alansal çözümlemesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi* **5**: 57-74.
- Türkeş, M., Akgündüz, A. S., Demirörs, Z. 2009a. Palmer Kuraklık İndisi'ne göre İç Anadolu Bölgesi'nin Konya Bölümü'ndeki kurak dönemler ve kuraklık şiddeti. *Coğrafi Bilimler Dergisi* **7**: 129-144.
- Türkeş, M., Koç, T., Sarış, F. 2009b. Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology* **29**: 1056-1074.
- Türkeş, M., Sümer, U. M., Demir, İ. 2002a. Türkiye'nin günlük ortalama, maksimum ve minimum hava sıcaklıkları ile sıcaklık genişliğindeki eğilimler ve değişiklikler. Prof. Dr. Sırrı Erinç Anısına Klimatoloji Çalıştayı 2002, Bildiriler Kitabı, 89-106. Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü, 11-13 Nisan 2002, İzmir.
- Türkeş, M., Sümer, U. M., Demir, İ. 2002b. Re-evaluation of trends and changes in mean, maximum and minimum temperatures of Turkey for the period 1929-1999. *International Journal of Climatology* **22**: 947-977.
- Türkeş, M., Sümer, U. M., Yıldırım, Y. E. 2005. GAP Bölgesi'nde gözlenen uzun süreli iklimsel değişimlerin ve eğilimlerin zaman dizisi çözümlemeleri. Ulusal Coğrafya Kongresi 2005 (Prof. Dr. İsmail Yalçınlar Anısına), 29-30 Eylül 2005, Bildiriler Kitabı, 373-384. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Beyazıt, İstanbul.
- Wallace, J. M., Hobbs, P. V., 2006: Atmospheric Science, An Introductory Survey, Second Edition. Elsevier Academic Press, New York, 483 pp.
- WMO. 1999. WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1998. WMO-No. **896**, World Meteorological Organization, Geneva.