

İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN FİZİKSEL BİLİM TEMELİ-I

İklim İklim Sistemi ve İklim Değişikliği Nedir İklim Değişikliğinin Başlıca Nedenleri Nelerdir?

Murat TÜRKEŞ*

Öz: Küresel iklim yaklaşık 4.6 milyar yıl yaşındaki Yerküre'nin oluşumundan günümüze değin, tüm alan ve zaman ölçeklerinde önemli değişiklikler ve değişimler göstermiştir. Bu değişiklikler sırasında, Dünya'nın ve oluşmaya başladığı ilk zamanlardan beri Anadolu'nun fiziki coğrafyasında (yeryüzü şekilleri, hava ve iklimi, toprak ve bitki örtüsü, yüzey ve yeraltı suları, akarsu ve gölleri, buzulları, ekosistem, biyom ve biyolojik çeşitliliği, vb.) da çok önemli ve büyük değişiklikler gerçekleşmiştir. Küresel iklim, atmosfer (havaküre), hidrosfer (suküre), buz küre, litosfer (taşküre) ve biyosfer (yaşamküre) olarak adlandırılan başlıca beş bileşeni bulunan ve bu bileşenler arasındaki karşılıklı etkileşimleri de içeren çok karmaşık bir sistemdir ve kısaca iklim sistemi olarak da adlandırılır. Bu kapsamda, iklimin kendi doğal değişkenliğinin dışındaki değişikliklere yol açan dış zorlamalar ve etmenler, iklim sisteminin alt sistemleri ile etkileşim içinde bulunan ve onlardan etkilenen değişiklikleri, örneğin Yerküre'nin katı kabuğundaki levha hareketleri ve volkanik püskürmeler, Güneş etkinliklerindeki değişimler ve Yerküre – Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikler gibi doğal olaylar ile asıl olarak sanayi devrimiyle birlikte atmosferin bileşimindeki antropojen (fosil yakıt kullanımı, ormanların yok edilmesi vb. gibi insan etkinlikleri) değişiklikleri içerir. Başka bir deyişle, dış zorlama ve etmenlerin neden olduğu iklim değişimleri, iklim sisteminin dışındaki doğal olaylar ile antropojen zorlama ve etmenlerin denetiminde ve etkisiyle gelişir. Astronomik ilişkiler, Milankovitch döngüleri olarak da adlandırılan bir dizi dönemsel değişiklikleri içermekte ve uzun dönemli iklim değişimlerinin açıklanması açısından önemli kanıtlar sunabilmektedir. Bu makalenin ana amacı, iklim değişikliğinin kavramsal ve kuramsal olarak ne olduğunu, iklim değişikliğinin kapsamını, nedenlerini ve anlaşılmasını ana çizgileri ile tartışmak ve iklim değişikliği konusunun bilimsel bir çerçeveye (iklim değişikliğinin fiziksel bilim temeli) oturmasını sağlamak olarak özetlenebilir.

Anahtar sözcükler: fiziki coğrafya, yerküre, levha tektoniği, iklim sistemi, iklim değişikliği ve değişkenliği; milankovitch döngüleri

What are Climate, Climate System and Climate Change? What are The Major Causes of Climate Change?

Abstract: Global climate has undergone significant changes and alterations at all spatial and temporal scales since the formation of our planet which is now 4.6 million years old. In this process the physical geography (landforms, weather and climate, soil and vegetation, surface and groundwater, streams and lakes, glaciers, ecosystem, biome and biological diversity, etc.) Anatolia too has undergone important and large-scale changes. Global climate is an extremely complex system with its five major components known as atmosphere, hydrosphere, cryosphere, lithosphere and biosphere which entail their interaction as well and together make up the climate system. In this context, external forces and factors apart from climate's own natural variability encompass changes that are in interaction with and affected by sub-systems of climate system. Examples include natural events such as plate tectonics and volcanic eruptions, changes in solar activities and in astronomic relations between planet earth and sun, and more importantly anthropogenic changes in the composition of atmosphere (i.e. as a result of human activities such as fossil fuel use, deforestation, etc.). In other words, climate changes caused by external forces and factors develop under the control and impact of natural events external to climate system as well as anthropogenic forces and factors. Astronomic relations cover a series of periodic changes named as Milankovitch Cycles which can provide significant evidence for explaining climate changes in long-term. The main objective of this article can be summarized as explaining and discussing what conceptually and theoretically climate change is including its scope and placing the issue of climate change in a scientific framework (physical science basis of climate change).

Key words: physical geography, planet earth, plate tectonics, climate system, climate change and variability, milankovitch cycles.

1. Giriş

Giriş bölümüne konuyla ilgili olan ve birbirleriyle karıştırılmaması gereken dört önemli kavramın tanımlanmasıyla başlamakta yarar görmekteyiz.

Bunlardan birincisi olan **hava**, "*herhangi bir yerde ve zamandaki atmosfer koşullarının kısa süreli durumudur*".

İklim ise, çok genel olarak "*herhangi bir yerdeki ortalama hava koşulları*" biçiminde tanımlanabilir (**Türkeş, 2008a; Türkeş, 2008b**).

Ancak, iklim teriminin, uzun süreli klimatolojik ve meteorolojik gözlemler süresince kaydedilen uç

*Prof. Dr., Boğaziçi Üniversitesi İklim Değişikliği ve Politikaları Uygulama ve Araştırma Merkezi Yönetim Kurulu ve Fizik Bölümü Yarı Zamanlı Öğretim Üyesi (ORCID No: 0000-0002-9637-4044)

Geliş Tarihi / Received : 10.03.2019
Kabul Tarihi / Accepted : 28.05.2019

değerleri, onların istatistiksel oluşma olasılıklarını ve tüm değişkenlik özelliklerini de içermesi gerekir. Bu yüzden, günümüzde **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" şeklinde de tanımlanır olmuştur (ör. **Türkeş, 2010, Türkeş, 2012a**). Bu yeni tanımda geçen 'bireşim' terimi, ortalama teriminden daha fazlasını içerir.

İklim değişikliği, "iklimin ortalama durumunda ya da onun değişkenliğinde onlarca ya da daha uzun yıllar boyunca süren istatistiksel olarak anlamlı değişimler" olarak tanımlanabilir.

Dördüncü önemli kavram durumundaki **iklimsel değişkenlik** ise, "tüm zaman ve alan ölçeklerinde iklimin ortalama durumunda ve standart sapmalar ile uç olayların gerçekleşme sıklık ve olasılıkları gibi öteki istatistiklerinde ortaya çıkan değişimler" şeklinde tanımlanabilir (**Türkeş, 2008a ve 2008b**).

İklim değişikliği ve iklim değişkenliği (iklimsel değişebilirlik), iklim sistemi içerisindeki doğal iç süreçlere ya da insan (antropojen) ve doğal kaynaklı dış zorlama etmenlerindeki değişimlere bağlı olarak oluşabilir.

2. Fiziksel iklim sistemi, bileşenleri ve işleyişi

Yerküre'yi saran atmosfer, sürekli hareket halindedir. Hareketin ölçekleri ısı enerjisi üreten moleküllerden, basınç ve rüzgâr sistemlerini üreten küresele kadar değişmektedir. Tüm ölçeklerde gelişen bu hareketlerin kendisi de, atmosferin yapısında ve bileşiminde çok daha önemlisi bulut ve yağışların oluşumlarını sağlayan su ve su buharı döngüsünde (hidrolojik döngü) değişmelere neden olmaktadır. Tüm bu hareketler ve onların etkileri, günümüzde klimatolojinin asıl konuları arasındadır.

2.1 Fiziksel iklim sistemi düşüncesi

Atmosferin enerji özelliklerinin ayrıntılı olarak incelenmesi de, tüm klimatolojiyi oluşturan ve düzenleyen geniş bir çerçeve olduğu için **fiziksel iklim sistemi** kavramının daha iyi anlaşılması açısından önemli bir üstünlük sunmaktadır. Tüm atmosfer hareketlerinin enerji kaynağı Güneş'tir. Güneş'ten gelen enerji (Gelen Kısa Dalga Boylu -GKDB- Güneş ışınımı) atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşır. Güneş enerjisinin atmosferden geçişi sırasında çok az enerji emilir ve bu da atmosferin ısınmasına harcanır. Ancak, enerjinin çoğu yüzeyde soğurulur. Önce yüzey ısınır ve sonra üzerindeki havayı ısıtır. Bu da,

yeryüzünü atmosfer için ana ısı kaynağı yapmaktadır (**Türkeş, 2010**). Isınmanın tutarı, günün ve yılın zamanı kadar yüzeyin şekline ve özelliklerine büyük ölçüde bağlıdır. Bu yüzden, ısınma tutarı alansal ve zamansal olarak değişir. Güneş'ten salınan ve yeryüzüne ulaşan enerjinin eşitsiz dağılımı, rüzgâr olarak bildiğimiz yatay hava hareketlerini ve bulutlar ile yağışları oluşturan dikine hava hareketlerinin doğrudan oluşmasına neden olur. Sonuç olarak, Güneş'ten gelen ve atmosferde çeşitli süreçlere katılan enerji, uzaya geri döner. Bu yüzden, fiziksel iklim, atmosferin içindeki ve atmosfer ile yeryüzü arasındaki bir dizi enerji dönüşümleri ve karşılıklı enerji alışverişleri olarak görülür. Bu enerji dönüşümleri ve alışverişleri, enerjiyi Yerküre üzerinde dağıtan ve Güneş'ten alınan enerji kadar uzaya enerji göndererek bir enerji dengesi düzenleyen önemli bir görev üstlenmektedir. İklim sistemini yöneten Güneş enerjisi çeşitli zaman ölçeklerinde değişmektedir (**Türkeş, 2017**). Bu nedenle, iklim de değişmektedir. Günlük değişkenlik, mevsimsel kaymalar ve bir yıl ile sonraki yıl arasındaki farklılıklar (yıllar arası değişkenlik), iklimin bilinen ve görünen yanlarıdır ve bunların insan etkinlikleri üzerinde önemli etkileri vardır.

Örneğin, küresel ortalama sıcaklıktaki uzun süreli artış, sanayi devriminden beri özellikle son yarım yüzyılda sera gazlarının atmosferdeki hızla artan birikimlerinden kaynaklanan küresel ısınma konusunda ciddi kaygılar doğurmuştur. Öte yandan, insan etkinliklerinin atmosferi etkilemesinden önceki atmosfer bileşiminin, hızlı bir artış ya da azalış eğiliminden çok uzun süreli dalgalanmalar gösterdiği, Yerküre'nin varlığını sürdürdüğü dönem süresince atmosferin yavaşça evrimleştiği ve bunun da iklimi etkilediği anlaşılmıştır (**Türkeş, 2017**).

GKDB Güneş enerjisinin dağılımındaki alansal değişimlerin yanı sıra, günlük ve mevsimlik değişimlerin sonucunda yeryüzünün çevresindeki enerji dağılımında da sürekli değişiklikler olmaktadır. Ancak, genel olarak ekvatorial ve tropikal bölgeler en fazla, kutup bölgeleri ise en az enerji almaktadır. Güneş enerjisinin yeryüzündeki bu eşitsiz dağılımının sonuçları, ilerideki bölümlerde ayrıntılı olarak görüleceği gibi, iklim açısından önemli sonuçlar yaratmaktadır (**Türkeş, 2010; Türkeş, 2017**).

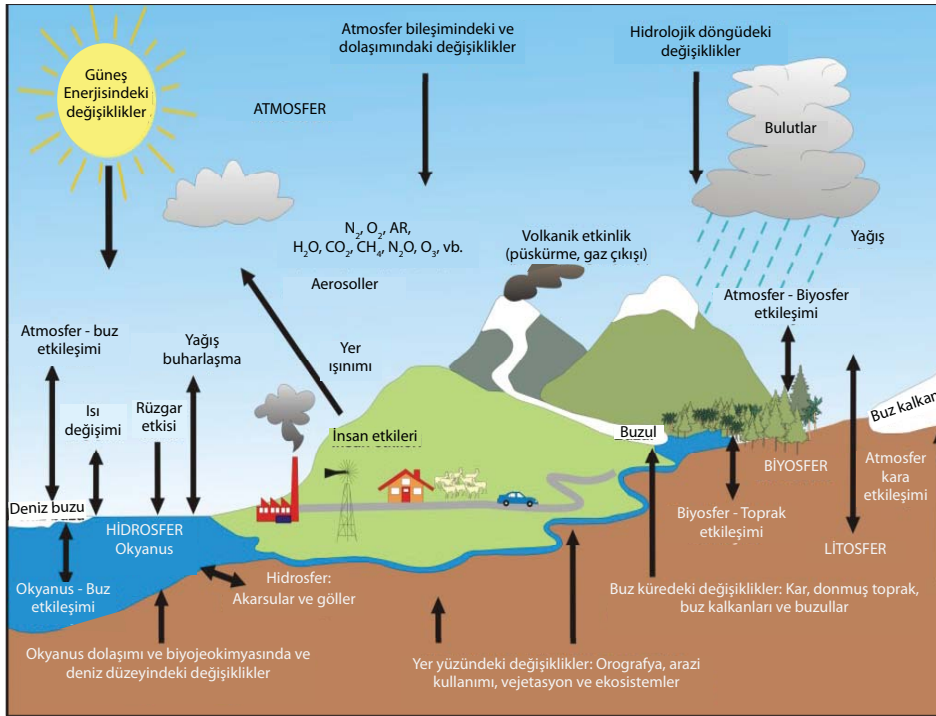
Enerji akışlarıyla bağlantılı tüm bu süreçler, fizik yasalarına bağlıdır ve çoğunlukla matematiksel terimlerle açıklanır. Gerçekte, iklimin matematiksel modellerinin gelişimi, iklim süreçlerine ilişkin artan bilgilerimiz ve gelişmekte olan iklim gözlemleri için

kullandığımız ana yollardan birisidir. İklim modelleri, hem fiziksel iklim sistemini anlama düzeyimizi yükseltir, hem de gelişmiş iklim öngörülerini yapma yeteneğimizi kuvvetlendirir.

Sonuç olarak, ister sistemin herhangi bir parçasındaki bir iç değişiklikten, isterse dış zorlamadan olsun, iklim sistemi bileşenlerinin herhangi birisinde ortaya çıkan değişiklikler, iklimin de değişmesine neden olur. Bu yüzden iklimin, enerjinin karşılıklı içsel değişimlerindeki ya da iklim sisteminin iç dinamiklerindeki bozulmalar sonucunda değişebileceği söylenebilir. Örneğin, etkileri küresel ölçekte gözlenen atmosfer-okyanus birleşik olaylarının iyi bilinen örneklerinden biri olan, El Niño-Güney Salınımı (EÑSO) sıcak olayları, Büyük Okyanus'ta özellikle tropikal orta ve doğu bölgelerinde okyanus ve atmosfer arasında gelişen karşılıklı etkileşimlerden ortaya çıkar. Bu doğa olayları, iklim sisteminin bir parçasıdır ve şiddetli yağışlar, taşkınlar ve kuraklıklar gibi hava olaylarında, Dünya'nın her yerinde yıldan yıla geniş alanlı ve önemli değişimler oluşmasına neden olmaktadır. Ancak iklim, çoğu zaman, daha uzun zaman ölçekleri ile değerlendirilir. EÑSO olayları, uzun süreli zaman ölçeklerinde ortalama istatistiklerde kaybolmasına karşın, değişkenlik ölçülerinde daha kuvvetli olarak belirginleşir. Ancak ortalama iklimin de değişkenlikten etkilendiği unutulmamalıdır (Türkeş, 2010; Türkeş, 2017).

2.2 Fiziksel iklim sisteminin bileşenleri

Yerküre'nin herhangi bir yerinde gözlenen ya da yaşanan iklim, fiziksel iklim sisteminin çeşitli asal bileşenleri ya da alt sistemleri arasındaki karmaşık etkileşimlerin bir sonucudur (Şekil 1). Kolayca anlaşılabilen gibi, iklim, fiziksel iklim sisteminin alt sistemleri ile etkileşim içinde bulunan ve onlardan etkilenen atmosfer değişimlerini ve 'dış' etmenleri 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 buzulu (dağ buzullarını, Antarktika ve Grönland'daki buzul kalkanlarını) ve hidrolojiyi (nehirleri, gölleri, yüzey ve yer altı sularını) içermektedir. Bu ana bileşenler, atmosferik süreçleri kuvvetli bir biçimde etkileme gücüne sahiptir. Atmosferin kendisi söz konusu olduğunda, birçok özelliğinin kendi gaz bileşimince etkilendiği görülür. Atmosferin gaz bileşimi ise, yeryüzündeki hayvan ve bitki yaşamından etkilenir. Örneğin, insan etkinlikleri, özellikle karbondioksit (CO₂), metan (CH₄), diazotmonoksit (N₂O) ve ozon (O₃) gibi eser gazların atmosferik birikimlerini doğrudan etkiler. Işınımsal olarak etkin eser gazlar, başka bir deyişle sera gazları Yerküre'yi çevreleyen atmosfer kütlelerinin yalnız %0.4'ünü içermesine karşın, bu gazlar doğal ve insan kaynaklı sera etkisi ile ilgili birçok önemli görevi yüklenmektedir.



Şekil 1. Fiziksel iklim sisteminin asal bileşenleri (alt sistemleri), süreçleri ve karşılıklı etkileşimleri (Türkeş 2010; Le Treut ve ark. 2007'na göre yeniden çizildi ve düzenlendi).

Atmosferin bileşimindeki önemli değişimlerden birisi de, atmosferde su buharı, sıvı su ve buz kristalleri içeren bulutlar ve dolu şeklinde çeşitli evrelerde bulunan sudur (H_2O). Ancak atmosferin ve okyanusların öteki oluşumları da değişebilir. Bu nedenle, atmosfer kimyası, deniz biyokimyası ve kara yüzeyindeki karşılıklı etkileşimler ve değişiklikler vb. konular öncelikli alanlar olarak önem kazanmaktadır.

Normal koşullarda iklim sistemine göre 'dış' olarak nitelendirilen bileşenlerse, Güneş'i ve enerjisini, Yerküre'nin eksen çevresindeki dönüşünü, Güneş-Yer geometrisini, Yerküre'nin yörüngesini, kara ve deniz dağılımını, karaların fiziki coğrafi özelliklerini, okyanus tabanı topografyasını ve havza şekillerini, atmosfer ve okyanusların temel bileşimini ve kütlesini içerir. Bu bileşenler, doğal nedenler ile değişebilen 'ortalama' iklimi belirlemektedir. Gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımındaki ya da Yerküre'nin yüzeyinden salınan uzun dalga boylu kızıl ötesi ışınımındaki dalgalanmalar nedeniyle, atmosferin dış yüzeyine ulaşan ortalama net ışınımındaki herhangi bir değişiklik, sistemin ışımsal zorlanması olarak bilinen süreci etkiler. Güneş'ten gelen ışınım enerjisindeki değişiklikler ve yanardağ püskürmesi gibi doğal olaylar nedeniyle atmosferin bileşiminde oluşan değişiklikler, konuyla ilgili başlıca olası değişiklikler arasında sayılabilir. Öteki dış zorlamalar, sera gazlarının salımlarındaki buna bağlı olarak da sera gazlarının atmosferdeki birikimlerinde gözlenen artışlar gibi insan etkinlikleri sonucunda oluşabilir.

2.3 İklim geribeslemeleri ve zorlamaları

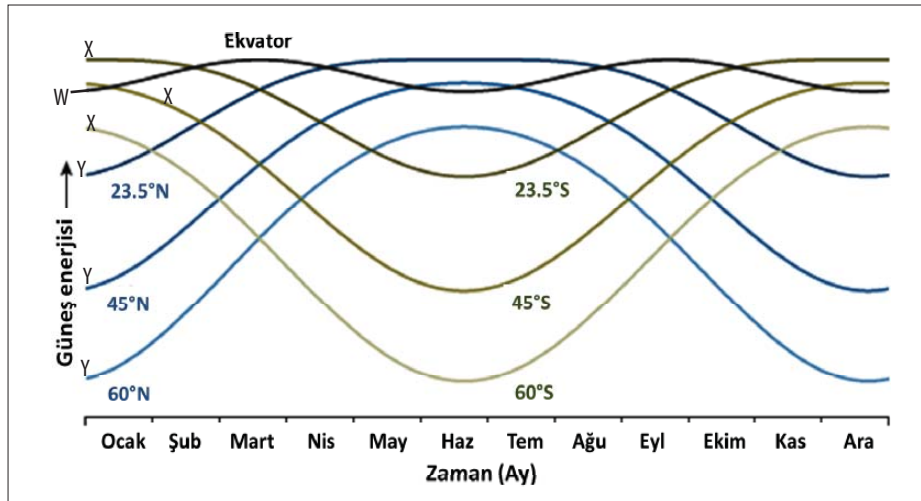
Küresel iklim sisteminin çalışmasını ve sürekliliğini sağlayan yakıt, GKDB Güneş ışınlarıdır (bkz. Şekil 2). Bu çerçevede, Yerküre'nin ışınım dengesini değiştirebilen asıl etmenleri, üç grupta toplayarak tartışabiliriz (Türkeş, 2016; Türkeş, 2017):

1. GKDB yüksek enerjili Güneş ışınımının yeryüzü ile yaptığı açının, şiddetinin ve coğrafi dağılımlarının değişmesi. Bu durum, örneğin, Yerküre'nin eksen eğikliğinde, yörüngesinin biçiminde ya da doğrudan Güneş etkinliklerinde ortaya çıkan değişiklikler yoluyla gerçekleşebilir.

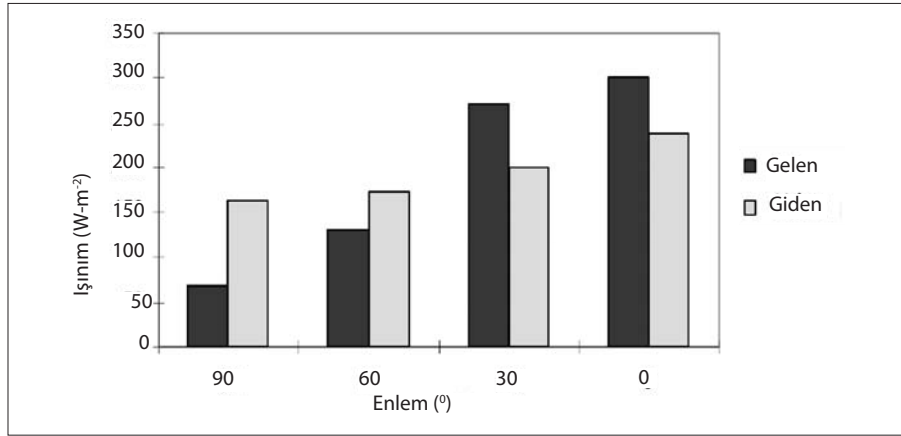
2. Güneş ışınımının çoğunlukla yeryüzünden ve atmosferden yansıtılma oranı olarak tanımlanan 'albedo'nun değişmesi. Bu durum, örneğin, bulut örtüsü ve atmosferde asılı durabilen uçucu küçük parçacıklardaki ve Yerküre'nin vejetasyon, kara ve deniz buz ve buzulları, pürüzlülük, nemlilik gibi yüzey özelliklerindeki değişiklikler yoluyla gerçekleşebilir.

3. Yerküre'den geriye atmosfere ve uzaya doğru salınan giden uzun dalga boylu (GÜDB) yer ışınımının tutarının değişmesi. Bu durum, örneğin, atmosferdeki sera gazlarının birikimlerinin değişmesi yoluyla oluşabilir.

İklim ise, ortaya çıkan böyle değişiklikleri çeşitli geribesleme düzenekleri yoluyla doğrudan ve dolaylı olarak yanıtlanır.



Şekil 2. Yeryüzünün farklı enlemlerde Güneş'ten aldığı doruk enerji (GKDB ışınım) tutarının (ör. W/m^2) yıl içindeki değişimi (<https://www.earthobservatory.nasa.gov/features/EnergyBalance/page3.php>). Grafik, yılın her günü yerel saatle öğleyin aldığı Güneş enerjisinin enleme göre değişimini gösterir. Koyu gri (W) renk çizgiyle gösterilen Ekvator'da, doruk enerji yıl içinde çok az değişirken, yüksek kuzey (Y) ve yüksek güney (X) enlemlerde yıl içindeki (mevsimsel) değişime çok fazladır.



Şekil 3. Yerküre'nin, başlıca coğrafi kuşaklara göre alansal yıllık ortalama ışınım bütçesi. Bütçenin öğelerini daha kolay karşılaştırılabilmek amacıyla, yıllık GKDB (koyu) ve GUDB ışınım (açık) değerleri farklı tonlamayla gösterilmiştir. Buna göre Ekvatorial, tropikal ve subtropikal kuşaklarda net bir enerji fazlalığı varken, orta enlemler, subpolar kuşak ve kutuplarda net bir enerji açığı görülür. Ayrıntıda ise, Ekvator'daki net ışınım fazlası 68 W/m² dolayında olmasına karşın, net ışınım açığı Güney Kutbu'nda -100 W/m², Kuzey

Küresel ortalama 342 W/m² düzeyindeki GKDB Güneş enerjisi alan ve zamanda önemli değişim gösterir (Şekil 2). Yıllık GKDB Güneş enerjisi tutarı hem Ekvator ve tropikal enlemlerden kutuplara doğru azalmakta, hem de Ekvator'da yıl içinde çok az değişirken, yüksek kuzey ve yüksek güney enlemlerde önemli mevsimsel değişime göstermektedir.

Şekil 3, Yerkürenin Ekvatorial, subtropikal ve ortaenlem-subpolar kuşaklar ile kutup bölgelerinin, Kuzey ve Güney Yarımküre ayrımı yapılmaksızın yıllık ortalama ışınım bütçesini gösterir. 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 ışınım negatif) yıl boyunca daha fazla Güneş enerjisi alır (net ışınım pozitif). Ekvatorial ve tropikal bölgelerde alınan fazla enerji, geniş ölçekli atmosfer ve okyanus dolaşimleri 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 (Türkeş, 2016). Suyun buharlaşması sırasında kullanılan ve 'gizli ısı' olarak adlandırılan bu enerji (buharlaşma gizli ısısı), havadaki su buharının çeşitli yükselmeyle soğuma düzenek ve süreçleriyle yoğunlaşarak bulutları oluştururken geri salınır (yoğunlaşma gizli ısısı). Atmosfer dolaşımı, birincil olarak bu yoğunlaşma gizli ısısının salınmasıyla yönetilir. Atmosfer dolaşımıysa, okyanusların yüzey suları üzerindeki rüzgâr hareketlerinin yanı sıra, okyanus yüzey sıcakları, yağış ve buharlaşma ilişkileri yoluyla tuzlulukta

ortaya çıkan değişiklikler aracılığıyla okyanus dolaşımını ağırlıklı olarak yönetir (Türkeş, 2017). 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 olarak adlandırılır. 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 belirleyen geribesleme etmenlerinin toplamı olarak da kabul edilir (Türkeş, 2016).

İklim sisteminde, iklimsel zorlamadaki bir değişikliğin sonuçlarını ve/ya da etkilerini kuvvetlendiren (pozitif) ya da zayıflatıp azaltabilen (negatif) birçok geribesleme düzeneği vardır. Örneğin, fiziksel iklim sistemi, birçok geribesleme ile ortaklaşa çalışır ve bu geribeslemeler sistemin pek çok davranışından ve değişiminden sorumludur. Bir pozitif geribesleme ya da ışınımsal zorlama 'sinyali' ısınmayı kuvvetlendirirken, bir negatif geribesleme ya da ışınımsal 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, genel olarak dört ana grup altında toplanarak incelenebilir (**Türkeş, 2016**). Bunlar:

1. Atmosferdeki birikimleri insan etkinliklerinden etkilenen ve bu yüzden değişen karbondioksit (CO₂) ve öteki sera gazlarının geribeslemeleri;
2. Su buharı geribeslemesi;
3. Buz-albedo geribeslemesi;
4. Bulut-albedo ya da bulut zorlama geribeslemesi.

2.3.1 Birikimleri değişen CO₂ ve öteki sera gazlarının geribeslemeleri

CO₂ ve öteki sera gazlarının (CH₄, N₂O, CFC'ler, vb.) geribeslemeleri, kendilerinin var olan egemen ışımsal zorlaması ve ilişkili sera etkisi ısınmasıyla kuvvetli düzeyde bağlantılıdır. Örneğin, sera gazlarının atmosferdeki birikimlerinin artması, yüzey ve alt atmosfer hava sıcaklıklarının artması yoluyla Yerküre ikliminin daha sıcak olmasına yol açar (küresel ısınma). Bu ısınmaya koşut olarak da, kar ve buz/buzul örtüleri erimeye başlar (**Türkeş, 2016**).

2.3.2 Su buharı geribeslemesi

Su buharı geribeslemesi, havadaki su buharı basıncının hava sıcaklığıyla ilgilenecek sıcaklık aralığında (K) yaklaşık %7 oranında üstel olarak arttığını açıklayan *Clausius-Clapeyron* eşitliğinin bir sonucu olarak, iklim duyarlılığı üzerinde önemli bir etkiye sahiptir (**Türkeş, 2010; Türkeş, 2017**). 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 yükselişle artar ve kuvvetlenen su buharı geribeslemesi hidrolojik döngüyü hızlandırarak aşırı yağışlar, sel ve taşkınlar, gökgürültülü fırtınalar ya da hortumlar ve kuraklık olayları gibi bağlantılı hava ve iklim olaylarının oluşmasına yol açabilir (**Türkeş ve Erlat, 2018**).

2.3.3 Buz-albedo geribeslemesi

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. Bu bir pozitif geribeslemedir (**Türkeş, 2016; Türkeş, 2017**). 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, karasal yüzey hidrolojisinin ve vejetasyonun özelliklerine ve/ya da davranış tarzına yakından bağlıdır (**Türkeş, 2016; Türkeş 2017**).

2.3.4 Bulut-albedo geribeslemesi

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 yüzeyince emilecek olan kısa dalga boylu Güneş ışınımının bulut örtüsü tarafından yansıtılan kısmıyla ve onların atmosferin doğal sera etkisine yaptıkları önemli katkıyla ilgilidir (**Türkeş, 2016; Türkeş 2017**).

Bulutlar, bulut türüne bağlı olarak Yerküre'nin ısınması açısından pozitif ya da negatif bir geribesleme oluşturabilir. Kuramsal olarak, bulut-albedo geribeslemesi ile bağlantılı ısınmaya yol açan bir pozitif geribesleme, genel olarak alt atmosferin (troposfer) yüksek düzeylerindeki bulut (sirrüs türü bulutları) oluşumundan kaynaklanırken, soğumaya neden olan negatif geribesleme alçak düzeylerdeki bulut (stratüs türü bulutlar) oluşumlarından kaynaklanır. Öte yandan böyle bir genellemenin yapılabilmesi, ancak hava sistemlerinin (örn. ani gelişen sıcak ya da soğuk adveksiyonlar, cephe geçişleri, vb.) ve gece-gündüz etkilerinin göz ardı edilmesiyle olanaklıdır (**Türkeş, 2016; Türkeş 2017**).

Giden uzun dalga boylu yer ışınımını azaltan ve bu yüzden de bir pozitif ışımsal zorlama oluşturan etmenler, temel olarak atmosferdeki karbondioksit birikiminde gözlenen belirgin artışları içerir. Gelen Güneş ışınımını azaltan ve negatif ışımsal zorlamayı oluşturan etmenler, 1991 yılında Filipinlerdeki Pinatubo Dağı'nın püskürmeleri sırasında olduğu gibi üst atmosfere önemli oranlarda gaz ve kül salınmasına yol açan kuvvetli yanardağ püskürmelerini içerir.

Negatif ışınımsal zorlama, insan etkinlikleri sonucunda da, örneğin sanayiden ve enerjiden kaynaklanan her çeşit uçucu küçük parçacıkların salınmasından sonra oluşabilir. Gerçekte enerjiden (ör. fosil yakıtların yakılmasından) ve sanayiden kaynaklanan uçucu parçacıkların, özellikle sülfat (SO₄-2) parçacıklarının oluşturduğu negatif ışınımsal zorlama, yeryüzüne ulaşan Güneş ışınımını azaltarak, normal koşullarda son 20-30 yılda Kuzey Yarımküre'de oluşması gereken önemli ısınmayı bir ölçüde zayıflatmış olabilir (Türkeş, 2016; Türkeş 2017).

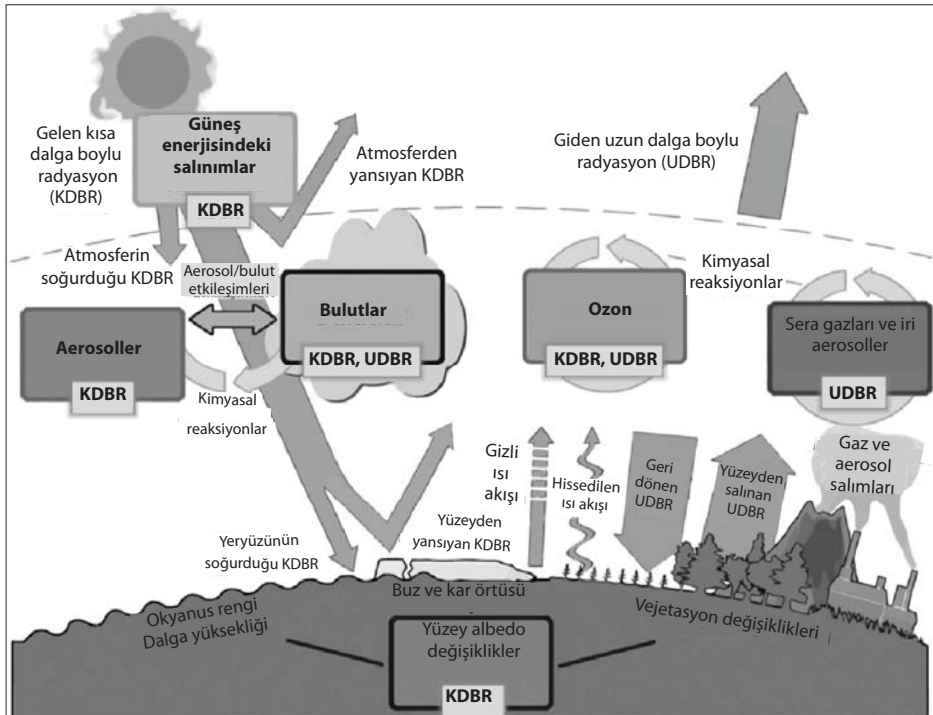
Atmosfer, iklim sisteminin içerisinde biyosfer ve hidrosfer (özellikle okyanuslar) ile birlikte değerlendirilir. Bu yüzden kara yüzeyindeki biyosfer, örneğin ormanlar, CO₂'yi fotosentez yoluyla atmosferden uzaklaştırdığı için bir karbon yutağı olarak kabul edilir (Şekil 1). Ormanların geliştirilmesi, süreç içerisinde atmosferden daha fazla CO₂ uzaklaştırarak ve bunun sonucunda sera etkisini azaltarak, atmosferdeki artan CO₂ birikimine yönelik yanıtları da artırır. Bu önemli bir negatif geri beslemedir. Okyanuslar da etkili bir yutak görevi yapar; ama bu, hem CO₂ hem de derin okyanus katmanlarında tutulan ısı içindir. Okyanuslardaki ikinci yutak süreci, bir dengeye ulaşmaya kadar hava sıcaklıklarındaki yükselmeyi yavaşlatır. Burada sözü edilen çeşitli etkileşimlerin zaman ölçekleri, birkaç günden milyonlarca yıla kadar değişebilmektedir (Türkeş, 2016; Türkeş 2017).

Atmosfer ve okyanus arasındaki yaygın ve geniş alanlı bir etkileşimi içeren EÑSO olayı, düzensiz doğal iklim dalgalanmalarına iyi bir örnek oluşturur. EÑSO, tropikal Pasifik Okyanusu'ndaki egemen güneydoğu alize rüzgârlarında ve sıcak yüzey sularının akışında değişiklikler oluşturur. EÑSO olayı, bölgedeki mevsimsel hava olaylarını etkilediği gibi bölgesel iklim değişimlerini de etkiler. Son 30 yılda yapılan araştırmalar, EÑSO olaylarının Güney Yarımküre dışındaki iklimsel sapmalar ve salınımlar ile de bağlantılı olduğunu göstermiştir. Bu yüzden EÑSO olayları, etkileri açısından küresel bir doğa olayı olarak kabul edilir (Türkeş, 2000; Türkeş, 2010).

3. Küresel iklim değişiklikleri ve nedenleri

3.1. İklim değişikliğinin ana yönlendiricileri

Atmosferdeki birikimleri (konsantrasyon) değişken, pek çok insan etkinliğinden etkilenen ve doğal sera etkisi düzeneğinin çalışmasından sorumlu olan başlıca doğal sera gazları, CO₂, su buharı (H₂O), N₂O, CH₄ ve O₃ ile insan ürünü (yapay) kloroflorokarbonlar (CFC'ler), hidroflorekarbonlar (HFC'ler), perflorokarbonlar (PFC'ler) ve bunların çok çeşitli türevlerini içerir. Şekil 4, Güneş'ten atmosferin üst sınırına ulaşan (gelen, G) kısa dalga boylu radyasyondan (KDBR) ve yeryüzünden salınan (giden, G) uzun dalga boylu radyasyondan (UDBR), aerosoller, bulutlar, ozon katmanı, sera gazları ve iri aerosollerin iklim sistemi ile olan etkileşimleri ve ışınımsal



Şekil 4. İklim değişikliği ana yönlendiricilerinin çizimsel gösterimi (Cubasch ve ark. 2013'na göre yeniden çizildi ve düzenlendi).

zorlamalarına, yeryüzündeki ve atmosferdeki enerji akılarından yeryüzündeki albedo ve vejetasyon değişikliklerine kadar çok geniş bir perspektifte iklim değişikliğinin ana yönlendiricilerinin ve nedenlerinin çizimsel bir bireşimini göstermektedir.

GKDB Güneş ışınımı ve GUDB yer ışınımı arasındaki ışınımsal denge, küresel ölçekte birçok iklim yönlendiricisi ('sürücüler') tarafından etkilenmektedir. Güneş akısı çıktılarındaki doğal salınımlar (Güneş döngüleri), GKDB Güneş ışınımı değerindeki ya da şiddetindeki salınımlar yoluyla Yerküre'nin enerji dengesinde değişikliklere neden olabilmektedir. Fosil yakıtların yakılması, sanayi süreçleri, arazi kullanımı değişiklikleri ve ormansızlaşma vb. insan etkinlikleri, havadaki O₃ ve aerosol tutarlarındaki değişikliklerle sonuçlanan atmosferdeki kimyasal tepkimelerle bağlantılı gaz ve aerosol salımlarını değiştirmektedir (Türkeş, 2016; Türkeş 2017). Atmosferdeki O₃ ve aerosol parçacıkları, GKDB Güneş ışınımını emerek, saçarak ve yansıtarak enerji dengesini değiştirmektedir. Bazı aerosol türleri, bulut yoğunlaşma (yoğuşma) çekirdeği olarak görev yaparak, bulut (su) damlacıklarının özelliklerini değiştirerek ya da bozarak olasılıkla yağış oluşumunu ve karakteristiklerini etkileyebilmektedir (Şekil 4). Bulutların KDBR ve UDBR ile olan etkileşimleri etkili ya da kuvvetli olduğu için de, bulut özelliklerindeki küçük değişiklikler bile iklim sisteminin ışınım ya da enerji bütçesi açısından önemli sonuçlar doğurabilmektedir (Türkeş, 2016; Türkeş 2017).

Atmosferde bulunan sera gazlarındaki (ör. CO₂, CH₄, N₂O, O₃, CFC'ler) antropojen değişiklikler ve iri aerosoller (> 2.5 µm), GUDB yer ışınımını soğurarak ve daha düşük hava sıcaklığında daha az enerjiyi yeneden salarak GUDB ışınımının tutarını ya da şiddetini değiştirir. Yerküre yüzeyinin albedosu ise, arazi (kara) örtüsü ve vejetasyon, kar ya da buz örtüsü ve okyanus renginde oluşan değişiklikler ve bozulmalar nedeniyle değişebilir. Tüm bu değişiklikler, doğal mevsimsel ve günlük değişiklikler (ör. kar örtüsü) ile insan etkisi ve etkinlikleri (ör. arazi kullanımı değişiklikleri, vejetasyon formasyonlarının ya da tiplerinin değiştirilmesi, vb.) tarafından yönlendirilir ve/ya da denetlenir (Türkeş, 2016; Türkeş 2017).

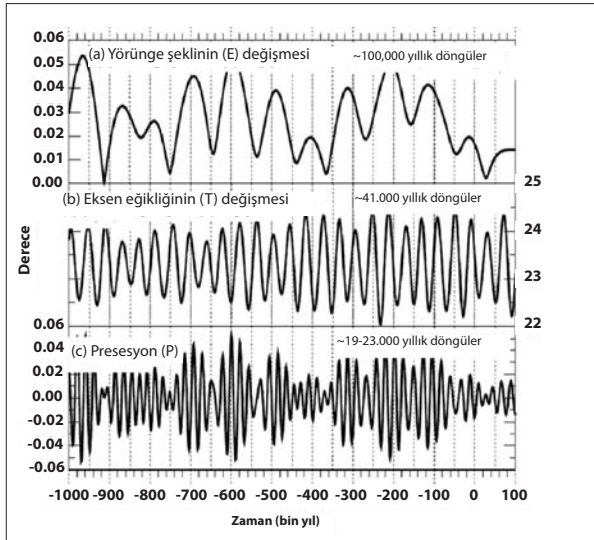
3.2 İklim değişikliğinin doğal nedenleri

Bugünkü bilgilerimize göre, küresel iklim, Yerküre'nin 4.6 milyar yıllık jeolojik tarihinin başlangıcından beri tüm alan ve zaman ölçeklerinde değişme eğiliminde **olmuştur** (Erlat, 2010; Türkeş, 2013a). İklim milyonlarca yıl boyunca yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarının kutup (polar) bölgelerinde 10 °C'nin

üzerindeki hava sıcaklıklarıyla nitelenen çok sıcak koşullardan, inlandsis'lerin (buzul kalkanlarının ya da kıta buzullarının) orta enlem karalarının çoğunluğunu kapladığı buzul devirlerinde ya da çağlarındaki iklimleri arasında salınım göstermiştir (bkz. Şekil 4). Bazı varsayımlara göre, geçmişteki bazı soğuk dönemlerde Yerküre'nin tüm yüzeyi buzla kaplanmıştır (Kartopu Yerküre Hipotezi). Paleozoik'ten (Birinci Zaman) günümüze yaklaşık 545 milyon yıl uzunluğundaki zaman dizisi izgesinin, günümüze yakın bölümünde daha düşük genlikli dalgalanmaların, içinde bulunduğumuz yaklaşık son 10,000 yıllık Holosen dönemindeyse neredeyse bir yılın kendinden önceki yıla göre tam olarak aynı olduğu bir yılın gözlenmediği yıllararası, onlarca ya da daha uzun yıllık zaman ölçeklerinde geliştiği görülür (Erlat, 2010; IPCC, 2013; Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2013b; Türkeş, 2016).

Kendi evrimiyle bağlantılı olarak, ortalama Güneş-Yerküre uzaklığında Güneş'in fotosfer katmanından tüm dalga boylarında yaydığı ve atmosferin üst sınırında Güneş ışınlarına dik bir birim alana birim zamanda ulaşan toplam radyant enerji (toplam Güneş irradyansı ya da Güneş sabiti, W/m²), Yerküre'nin 4.6 milyar yıllık tarihi boyunca yaklaşık %30 kadar artmıştır. Toplam Güneş irradyansında daha kısa zaman ölçeklerinde gerçekleşen değişimlerse, genellikle benzer bir genliğe sahip olmaktadır. Yerküre'nin orbital karakteristiklerinde oluşan düşük sıklıklı değişimler, Yerküre yüzeyindeki her nokta üzerinde belirli bir mevsimde alınan Güneş enerjisi tutarını değiştirir. Bu kapsamda oluşan en önemli dalgalanmalar, 10,000 – 100,000 yıl aralığında gözlenir. Tek volkan püskürmeleri, püskürmeyi izleyen ilk yıllarda genel bir soğumaya yol açar (Erlat ve Türkeş, 2015; Erlat ve Türkeş, 2019). Ayrıca, volkanik etkinlikler, belirli bir on yıllık ya da yüz yıllık dönemde yoğunlaşırsa, düşük sıklıklı bir zorlamadan da sorumlu olabilir (Şekil 4). Daha uzun zaman ölçeklerinde, örneğin, özellikle levha tektoniğine bağlı olarak bir okyanusal levha ile bir kıtasal levhanın ve/ya da iki okyanusal levhanın birbirine yaklaşması ve çarpışması sonucunda oluşan sırasıyla büyük ölçekli dağ oluşum alanları (ör. Güney Amerika'da And Dağları) ve ada yayları (ör. Büyük Okyanus'takiler) ile bağlantılı artan volkanik etkinlikler, binlerce yıldan milyonlarca yıla kadar uzun dönemler boyunca sürebilen kuvvetli bir soğuma eğiliminin oluşmasına neden olabilir (Türkeş, 2010).

Bu kapsamda, El Niño – Güney Salınımı (ENSO), Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) ya da Arktik Salınım (AO) gibi atmosferik salınımlar ya da uzakbağlantı desenleri,



Şekil 5. Olasılıkla son bir milyon yılda ve gelecek 100 bin yılda (Yıl 0, Milattan Sonra 1950'ye karşılık gelir), Yerküre'nin eksantrite (E), eksen eğikliği (T, derece cinsinden) ve iklimsel presesyon (P) hareketindeki değişimler (Berger 1978'e göre Goosse ve ark. 2010'ndan yeniden düzenlendi). İklimsel presesyonun en düşük değeri, günberi zamanında boreal (KYK kutupsal) kış (Aralık) gündönümüne karşılık gelir

küresel iklim sisteminin atmosfer kökenli içsel zorlamalarına verilebilecek önemli örneklerdir (Türkeş, 2016; Türkeş, 2017; Türkeş ve Erat, 2019). İkinci olarak, okyanusların ve inlandsis'lerin büyük ataleti nedeniyle, yüksek sıklıklı değişimler bastırılırken, herhangi bir perturbasyonun (sarsımın) baskın etkisi, zorlamanın uzun zaman ölçeklerindeki birleşmesi ya da bütünleşmesi ile bağlantılı olabilir. Atalet, bir sarsıma verilecek yanıtın gecikmesine de yol açabilir. Ayrıca, sistemin yanıtı (tepkisi), zorlamanın karakteristikleri ile zorlamanın kendisinin neden olduğu iklim değişiklikleri arasında büyük farklılıkların doğmasına yol açan karmaşık düzenekleri kapsayabilir. Örneğin, eğer bir zorlama –bir çeşit rezonansı yönlendirerek- sistemin içsel değişkenliğinin bir modunu belirli bir frekansta harekete geçirir ya da tetiklerse, zorlama o frekansta belirgin şekilde kuvvetli olmamasına karşın, o frekanstaki tepkinin büyüklüğü daha fazla olacaktır. Öte yandan, eğer bir eşik (değer) – sistemin neredeyse kendiliğinden ve olasılıkla oldukça farklı bir durumdan başka bir duruma evrilmesi sonucunda- aşılsa, zorlamadaki küçük değişiklikler iklim sisteminde büyük değişimlerin ortaya çıkmasına yol açabilir. Derin okyanus dolaşımını içeren böyle bir geçiş, son buzul çağında Grönland buz kalkanında kaydedilen –ve buz karotlarının çözümlenmesiyle elde edilen- ani iklim değişikliklerinin bazılarını açıklamak için önerilebilir (Türkeş, 2010; Türkeş 2013a; Türkeş, 2016).

3.2.1 Milankovitch döngüleri

"Atmosferin tepesinde (ya da atmosferin etkisini gözardı ettiğimizde yeryüzünde) 1 m² genişliğindeki yatay bir düzlemde birim zamanda (s) alınan anlık Güneş enerjisi (W/m²)" şeklinde tanımlanan insolasyon, Güneş-Yerküre arasındaki uzaklığın ve Güneş'in zenith uzaklığının kosinüsünün bir fonksiyonudur. Bu iki değişken, günün zamanı, enlem ve Yerküre yörüngesinin karakteristiklerinden yararlanarak hesaplanabilir. Klimatolojide, Yerküre ile Güneş arasındaki astronomik ilişkiler Milankovitch Döngüleri olarak adlandırılır (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016). Astronomik ilişkiler, özellikle Yerküre'nin eksen eğikliği (tilt, T), Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörüngesinin şekli ya da eksantrite (E) ve presesyon (P) olarak bilinen üç orbital parametre tarafından belirlenir (Şekil 5). Kısaca, eğiklik (T), "ekliptik düzleminin ekvator düzlemine göre olan eğikliğinin bir ölçüsü" (daha eğik ya da daha dik) ve eksantrite (E), "Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörünge şeklinin bir ölçüsü" [ör. daha fazla eliptik (yuvarlaklık az) ya da daha az eliptik (daha yuvarlak)] olarak tanımlanır. İklimsel presesyon (P) ise, yaz gündönümünde (solstis) Güneş-Yerküre uzaklığındaki daha açık bir söyleyişle, 'günberi zamanındaki' değişikliklerle bağlantılıdır. Bu yüzden, küresel iklimin değişmesine neden olabilecek başlıca astronomik ilişkiler, Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörüngesinin şeklindeki (orbital zorlama), eksen eğikliğindeki ve presesyonundaki (günberi zamanındaki) değişiklikleri içerir (Türkeş, 2013a) (Şekil 5 ve 6).

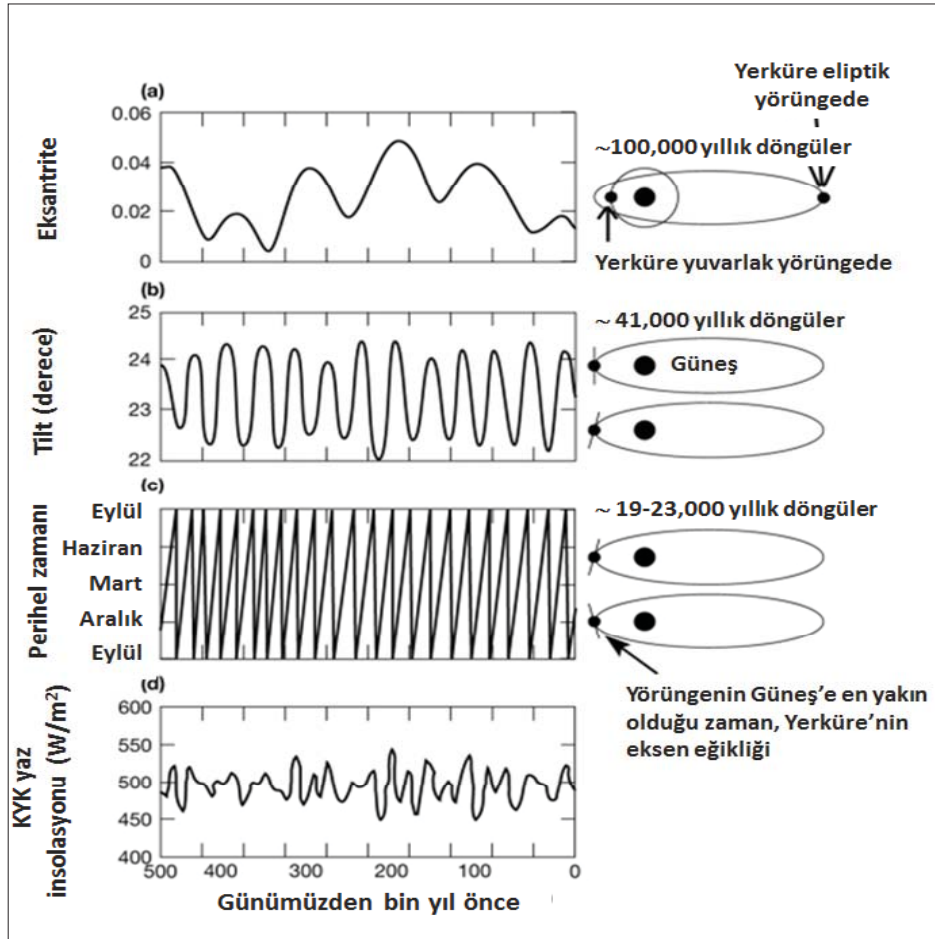
Yerküre'nin yörünge biçimindeki değişiklikler, başka bir deyişle orbital zorlama, Yerküre - Güneş arasındaki uzaklığı etkiler. Astronomik hesaplamalar, Yerküre'nin eksantritesindeki periyodik (dönemsel) değişimlerin, Güneş insolasyonunun mevsimsel ve enlemsel dağılımını yakından denetlediğini gösterir (Türkeş, 2013a). Insolasyonun geçmişteki ve gelecekteki olası değişiklikleri, yüksek bir güven düzeyinde milyonlarca yıl için hesaplanabilmektedir. Yerküre yörüngesinin eksantritesi, geçen birkaç milyonda neredeyse yuvarlak bir yörüngeye karşılık gelen sıfır (0) ile elipse karşılık gelen 0.054° arasında değişmiştir (Şekil 5 ve 6). Bu nedenle, Yerküre'nin aldığı yıllık ortalama enerji tutarı, Yerküre'nin yörüngesi yuvarlak olduğunda en düşüktür ve eksantrite ile birlikte artar. Ancak, eksantritedeki değişimler görece küçük olduğunda (Şekil 5 ve 6), Yerküre'nin aldığı yıllık ortalama radyasyon tutarlarında çok küçük farklılıklar ortaya çıkar. Maksimum bağıl değişim, yaklaşık 0.5 W/m²'ye karşılık gelen %15 oranına eşittir. Yerküre yörüngesinin şekil (E) değişiklikleri, ortalama 100,000 yıllık ve 400,000 yıllık daha uzun

yarı-dönemsellikler göstermektedir (Şekil 6 ve 7). Yörünge şeklindeki değişiklikler, Güneş ve Yerküre arasındaki uzaklıkta ortaya çıkan çok küçük değişiklikler nedeniyle, Güneş insolasyonu üzerinde sınırlı bir etkiye sahiptir. Ancak, bu değişiklikler, eksen eğikliğinin ve presesyonun neden olduğu mevsim etkileriyle de etkileşerek, daha karmaşık birleşik bir etki ortaya çıkar (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016). Bugünkü bilgilerimize göre, yaklaşık 400,000 yıl önce olduğu ve olasılıkla gelecek 100,000 yıl süresince olabileceği gibi, küçük yörünge değişiklikleri süresince presesyonun neden olduğu mevsimlik Güneş ışınımı değişimleri, daha geniş eksenrite dönemleri boyunca olanlar kadar büyük değildir.

Yerküre'nin eksen eğikliği, Yerküre üzerinde mevsimlerin oluşumundan sorumludur. On bin yıllık zaman ölçeklerinde, Yerküre'nin eksen eğikliği arttığında, mevsimlik enerji dengesi bozulduğu ve

sıcaklık zıtlıkları kuvvetlendiği için, her iki yarımkürede de kışlar daha soğuk ve yazlar daha sıcak olur. Başka bir deyişle, insolasyon yaz mevsiminde polar bölgelerde daha yüksek olurken, kışın uzun polar gece süresince sıfır olur. Yerküre'nin eksen eğikliği azaldığındaysa, mevsimler daha az şiddetli geçer; yazlar daha serin, kışlar daha ılıman olur (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016).

Daha serin yaz mevsimlerinin, yüksek enlemlerde (kutup ve kutupaltı bölgelerde) kar ve buz örtüsünün daha az erimesine ve yerde daha fazla kalmasına neden olarak, kutup bölgelerinde kütleli buzul kalkanlarının oluşmasına yol açmış olabilir (Türkeş, 2013a). Ayrıca, yine uzun zaman ölçeklerinde olmak koşuluyla, daha fazla kar ve buz/buzullar ile kaplanan Yerküre, GKDB Güneş ışınımını uzaya daha fazla yansıtarak ek soğumaya neden olduğu için, iklim sisteminde (bu örnekteki etkisi negatif olan) bir buz-albedo geribeslemesi düzeneği oluşturur (Türkeş, 2013a, Türkeş, 2016).



Şekil 6. Olasılıkla son bir milyon yılda ve gelecek 100 bin yılda (Yıl 0, Milattan Sonra 1950'ye karşılık gelir), Yerküre'nin eksenrite (E), eksen eğikliği (T, derece cinsinden) ve iklimsel presesyon (P) hareketindeki değişimler (Berger 1978'e göre Goosse ve ark. 2010'ndan yeniden düzenlendi).

Son birkaç milyon yılda, Yerküre'nin eksen eğikliği, ortalama olarak yaklaşık 41,000 yıllık yarı-dönemsellikle birlikte yaklaşık 22.5° ve 24.5° arasında değişim göstermiştir (Şekil 5 ve 6). Bu değişimin enerji karşılığı, günlük ortalama insolasyon tutarında kutuplarda 50 W/m²'ye ulaşan önemli değişikliklerdir. Eksen eğikliğinin değeri, yıllık ortalama insolasyon üzerinde de, yüksek enlemlerde birkaç W/m²'lik artışa neden olurken, Ekvator'da büyüklük olarak daha küçük bir azalma şeklinde beliren bir etki yapmaktadır. Sonuç olarak, eksen eğikliğindeki değişimler mevsimlik zıtlıkları düzenlemekle birlikte, yıllık ortalama GKDB Güneş ışınımı değişimleri alçak enlemlerde yüksek enlemlere göre bir zıt etki yaptığı için, küresel ortalama insolasyon üzerinde önemli bir etki oluşmaz (Türkeş, 2013a).

Son olarak, mevsimlerin zamansal olarak perihel (günberi) noktasına göre konumu olarak tanımlanabilecek olan Yerküre'nin 'iklimsel presesyon' hareketinin, insolasyon ve iklim değişikliği üzerindeki etkisinin önemli olduğunu söylemek gerekir. Eğer Yerküre uzun kutup yazında Güneş'e daha yakın ve uzun kutup kışında daha uzak olursa, Kuzey Yarımküre'de (KYK) yaz mevsimi daha sıcak, kış mevsimiye daha soğuk olacak ve mevsimler arası enerji ve sıcaklık zıtlığı daha da artacaktır (Türkeş, 2010; Türkeş, 2016). Öte yandan, Yerküre Güneş'e uzun kutup kışında daha yakın olursa, kış mevsimi daha sıcak olacağından, bu kez KYK'deki mevsimlik zıtlık daha küçük olacaktır. Bu etki, özellikle eksantrite daha büyük (yörünge daha eliptik) olduğunda belirgindir. Eğer eksantrite sifıra çok yakın (yörünge yuvarlak) olursa, Güneş ve Yerküre arasındaki uzaklık hemen hemen sabittir ve mevsimlerin perihel (günberi) noktasına göre konumlarındaki (mevsimlerin zamansal yerlerindeki) değişiklikler üzerinde herhangi bir etkiye yol açmaz (Türkeş, 2013a). İklimsel presesyonun değeri, yaklaşık olarak -0.05 ve 0.05° arasında değişir (Şekil 5 ve 6). Bu değişiklikler, hemen tüm enlemlerde 20 W/m²'den daha büyük değişikliklere yol açar. Bu yüzden, iklimsel presesyon alçak ve orta enlemlerdeki Güneş insolasyonu değişimleri üzerinde daha etkilidir.

Sonuç olarak, presesyon, Yerküre'nin, yaklaşık 19,000 ve 23,000 yıllık yarı-periyodik bir döngüsellikle birlikte, Güneş'e en yakın olma konumunun (perihel) gerçekleşme zamanındaki yarı-döngüsel değişimlere ya da salınımlara karşılık gelir. Yörünge üzerinde mevsimlerin süresi ve konumundaki değişimler, Güneş insolasyonunun enlemsel ve mevsimsel dağılımını düzenler (Türkeş, 2013a). Güneş insolasyonundaki mevsimlik değişimler yıllık ortalama

değişimlerin genliğinden daha büyüktür ve değeri 60 W/m²'ye ulaşabilir. Yerküre'nin 'iklimsel presesyon' hareketi nedeniyle, Yerküre 11,000 yıl önceki boreal (KYK) yazı süresince Güneş'e en yakın konumundayken, günümüzde Güneş'e en yakın konumu boreal kışa karşılık gelmektedir (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016).

4. Doğal sera etkisi

4.1. 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 CO₂, %0.038 oranı ile dördüncü sırada yer alır. Doğal sera gazlarının en önemlileri, başta en büyük katkıyı sağlayan su buharı H₂O ve CO₂ olmak üzere, CH₄, N₂O ve O₃ gazlarıdır (Türkeş, 2010; Türker, 2017).

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 7). 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 yansıtılarak uzaya geri döndüğü görülür (Şekil 7). 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 (Türkeş, 2010; Türker, 2017). Sonuç olarak, Güneş ışınımının net girdisi (235 Wm⁻²), kızılötesi yer ışınımının net çıktısı (235 Wm⁻²) ile dengelenir (Şekil 7).

4.2 Enerji dengesi ve doğal sera etkisi

Sera etkisi, Yerküre'nin salım sıcaklığını tanımlamada kullanılan enerji dengesinin çok yalın bir açıklamasıyla gösterilebilir (Türkeş, 2010). 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 7). 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 katmanı, altındaki yüzeyin saldığı enerjinin tümünü etkili bir biçimde emdiği ve bir siyah cisim gibi saldığı için, uzaya salınan tek radyasyon bu modelde atmosferden olandır (Şekil 8). Bu yüzden, atmosferin tepesindeki enerji dengesi aşağıdaki gibi yazılabilir (Denk. 1).

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

Bu nedenle, enerji dengesine ulaşmak için, denge durumundaki atmosferin sıcaklığının salım sıcaklığı

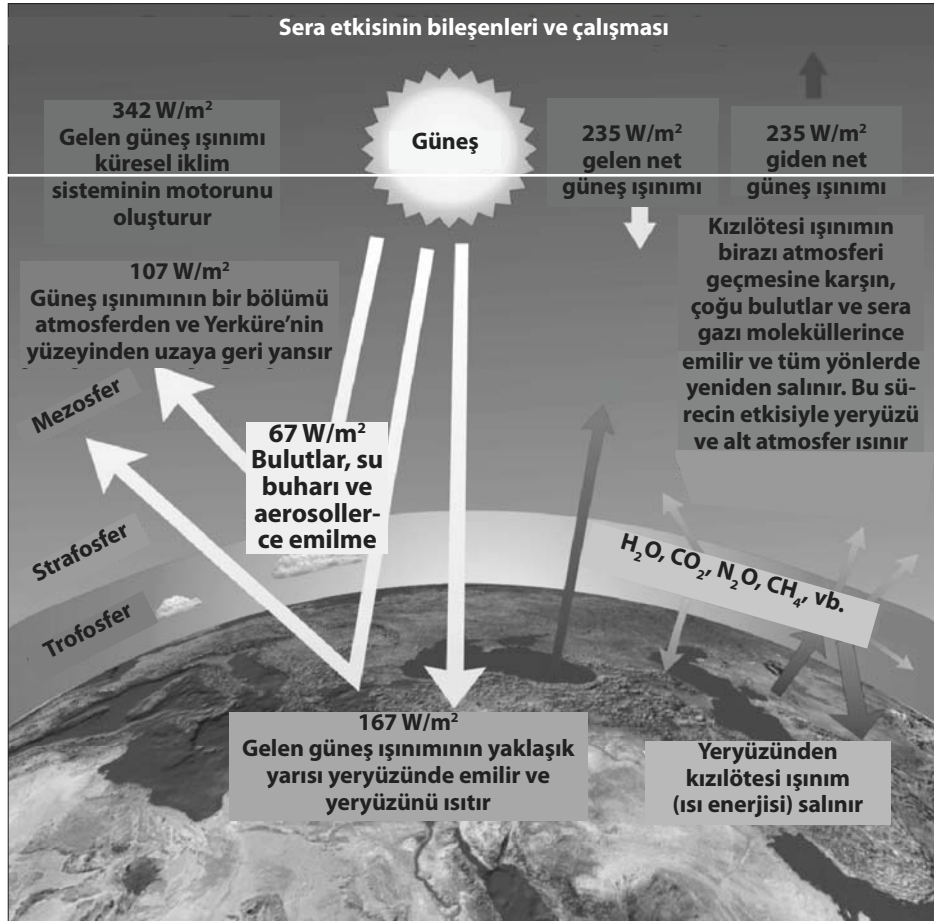
olması gerektiğini görüyoruz. Ancak, enerji dengesini atmosfer ve yüzey için elde ederek görebildiğimiz gibi, yüzey sıcaklığı daha yüksektir. Atmosferin enerji dengesi aşağıdaki şekilde verilir (Denk. 2):

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

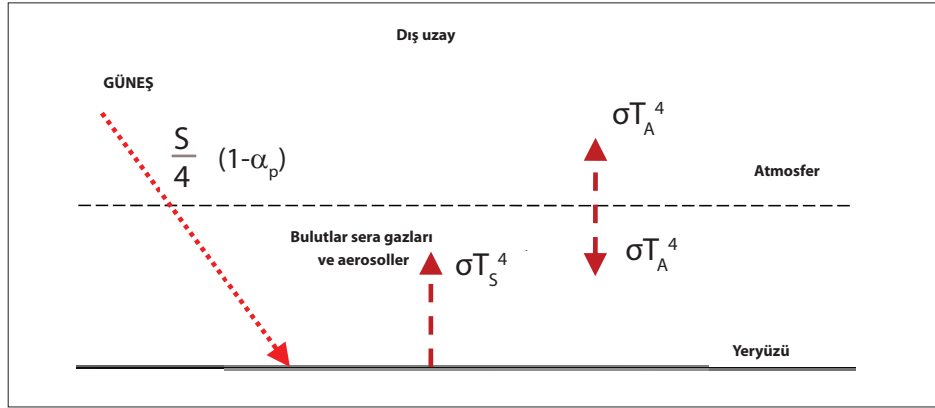
Yüzey enerji dengesi ise, aşağıdaki yaklaşımlarla açıklanır (Denk. 3):

$$\frac{S}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma \cdot T_A^4 = \sigma \cdot T_s^4 \Rightarrow \sigma \cdot T_s^4 = 2\sigma \cdot T_e^4 \quad (3)$$

Yüzey enerji dengesine (Denk. 3) ek olarak Şekil 7 ve 8'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.



Şekil 7. Sera etkisinin çizimsel gösterimi (Türkeş, 2010). 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 ışınımını tutma eğiliminde olması nedeniyle oluşur.



Şekil 8. Yer ışınlamına karşı kısmen ve zayıf geçirgen, Güneş ışınlamına 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 ışınlam (ısı enerjisi) olarak (σT_s^4) atmosfere salınır. Yeryüzünden salınan kızılötesi ışınlam, 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 ışınlam (σT_A^4) olarak salınır [Çeşitli kaynaklara ve Hartmann (1994)'a göre Türkeş (2010a)'ten].

Sonuç olarak, atmosferin sera etkisi, atmosfer gelen kısa dalga boylu Güneş ışınlamına karşı görece geçirgen olduğu, buna karşın uzun dalga boylu yer ışınlamını etkili bir biçimde emdiği ve yeniden saldığı için yüzeyi ısıtır. "Atmosferdeki gazların gelen Güneş ışınlamına karşı geçirgen, buna karşılık geri salınan uzun dalga boylu yer ışınlamına 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; Türkeş, 2017). 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.

4.3 Küresel iklimin kısa tarihçesi

Küresel iklim, atmosfer (havaküre), hidrosfer (suküre), buz küre, litosfer (taşküre) ve biyosfer (yaşamküre) olarak adlandırılan başlıca beş bileşeni bulunan ve bu bileşenler arasındaki karşılıklı etkileşimleri de içeren çok karmaşık bir sistemdir ve kısaca iklim sistemi olarak da adlandırılır. Dış zorlamalar ve etmenler, iklim sisteminin alt sistemleri ile etkileşim içinde bulunan ve onlardan etkilenen değişiklikleri, örneğin volkanik püskürmeler, Güneş etkinliklerindeki değişimler ve Yerküre - Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikler gibi doğal olaylar ile atmosferin bileşimindeki antropojen değişiklikleri içerir. İnsan etkinlikleri sonucunda atmosfere salınan sera gazları ve aerosoller, etki süreleri değişmekle birlikte, iklim

değişikliklerine neden olabilecek başlıca dışsal zorlama ve etmenlerdir (Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016).

İklim değişikliğinin potansiyel 'dış' nedenleri, temel olarak Yerküre'nin katı kabuğundaki levha hareketlerini, Güneş etkinliklerindeki ve Yerküre ile Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikleri içerir. Başka bir deyişle, dış zorlama ve etmenlerin neden olduğu değişiklikler, iklim sisteminin dışındaki doğal olaylar ile antropojen zorlama ve etmenlerin denetiminde ve etkisiyle gelişir. Astronomik ilişkiler, Milankovitch döngüleri olarak da adlandırılan bir dizi dönemsel değişiklikleri içermekte ve uzun dönemli iklim değişikliklerinin açıklanması açısından önemli kanıtlar sunabilmektedir (Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016).

Yerküre'nin ilk 1 milyar yıllık tarihi süresince egemen olan iklimini araştırmak için, dolaylı kayıtlara ve öngörülere dayanmak zorunda olduğumuzu kabul etmek zorundayız. Örneğin, jeomorfolojik (yeryüzü şekilleri, oluşum ve evriminin bilimi) olarak, en azından bölgesel ölçekte, belirli bir jeolojik dönemdeki glasiyel sedimentlerin (buzul çökeltileri) varlığı glasiyasyonu (buzullaşmayı) gösterirken, kaya tuzu ve jips ya da anhidrit gibi evaporit çökelti kayaçlarının varlığı buharlaşmanın etkili olduğu kurak ve sıcak bir dönemin ve o dönemdeki sığ bir denizin ya da tuzlu/sodali bir gölün kanıtlarını oluşturabilir. Geçmiş iklimlerin ve o iklimlerdeki değişikliklerin ek göstergelerini sağlayabilecek olan çeşitli mineral ve kayaç çeşitlerinin oluşması içinse, özel klimatolojik, hidrolojik, jeolojik

ve jeomorfolojik koşulların bir araya gelmesine gerek vardır (**Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016**). Ancak, henüz bu konuda pek çok önemli belirsizlik vardır. En iyi çözünürlüklü (yüksek ayrıntılı) iklim rekonstrüksiyonları bile, yeni bilgi ve teknikler ortaya çıktığında düzenli olarak değiştirilmektedir. Yerküre'nin ilk zamanlarındaki iklimine ilişkin kanıtlar ise özellikle çok azdır. Konuya ilişkin bilimsel araştırmalar, Yerküre'nin 4.6 milyar yıl önce ilk oluştuğu zaman, gelen toplam Güneş ışınımının bugünkünden yaklaşık %30 oranında daha az olduğunu ortaya koymaktadır. Eğer, albedo (cisimlerin gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımını yansıtma oranı), atmosferin bileşimi, Yerküre ve Güneş arasındaki uzaklık gibi koşulların o zaman da şimdiki ile aynı olduğu kabul edilirse, Yerküre'nin temel enerji dengesi modellerinden (ör. gezegensel enerji dengesi ve salım sıcaklığı eşitlikleri) yararlanarak yapılacak bir hesaplama sonucunda, ortalama yüzey sıcaklığının bugünkünden 30 °C daha soğuk olması gerektiği gösterilebilir (**Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016**).

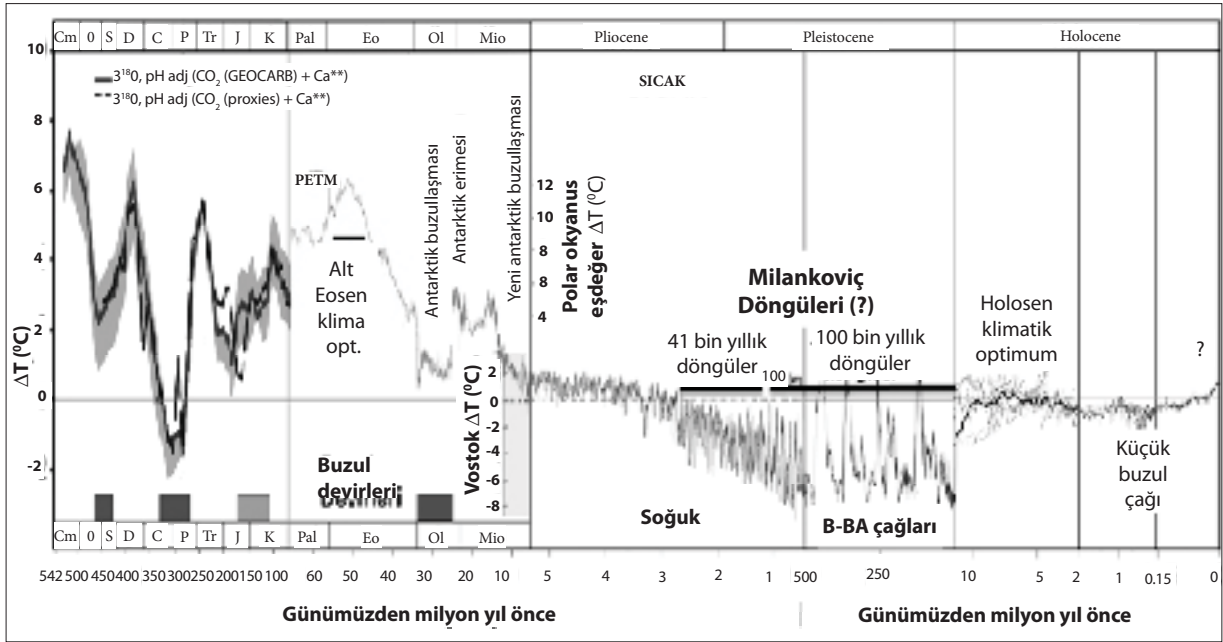
Yerküre iklim tarihinin 700-800 milyon yıl uzunluğundaki ilk bölümünde, küçük gezegenimsilerin ve meteoritlerin sürekli bombardımanı da küresel iklimi bir ölçüde ısıtmış olmasına karşın; kuramsal olarak sözü edilen koşullarda, Yerküre'nin iklim tarihinin büyük bölümünde çok soğuk ve donmuş olması beklenirdi. Ancak bu varsayım, en azından 4 milyar yıl önceki sıvı bir okyanusun varlığına ilişkin jeolojik kanıtlar ters düşer. Bu belirgin zıtlık, '*faint early Sun paradox*' (Türkçe'ye '*solgun erken Güneş paradoksu*') şeklinde çevrilebilir) olarak adlandırılır. Bu paradoksun ana nedeni, olasılıkla Yerküre'nin erken zamanlarında gerçekleşmiş olan daha kuvvetli bir sera etkisinin varlığı olabilir. O zamanki atmosfer, çok daha yüksek CO₂ birikimi nedeniyle, bugünün atmosferinden çok farklıydı. O zamanki atmosferde CO₂ birikiminin günümüz değerine göre yaklaşık 100 kat daha yüksek olduğu ve hemen hiç oksijen (O₂) molekülü bulunmadığı öngörülür. Atmosferde oksijen yokluğu durumundaysa, CO₂ gibi ışınımsal olarak etkin bir gaz (sera gazı) olan CH₄, günümüz atmosferinde olduğu kadar hızla oksitlenmiyordu ve atmosferdeki birikimleri günümüzden çok daha yüksek düzeydeydi (**Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016**).

Yerküre'nin Birinci Zamanın (Paleozoyik) başından, başka bir deyişle, Kambrien Devrinden günümüze kadar geçen 545 milyon yıllık jeolojik ve iklimsel geçmişindeki çeşitli zaman ölçeklerinde gerçekleşen iklim değişiklikleri, Şekil 4'de birleştirilmiş sıcaklık zaman dizileriyle gösterildi. Şekil 9'da zaman olarak, günümüz 0 ile gösterilirken; değişimleri ve sapmaları daha

iyi izleyebilmek ve karşılaştırabilmek amacıyla, günümüz iklimi de 0 ile gösterilmiştir. Öte yandan, zaman dizisi çiziminde gerçek bir logaritmik ölçek yerine, her biri günümüze doğru daha ayrıntılı doğrusal bir ölçekle gösterilerek, ancak çok yaklaşık bir logaritmik ölçek kullanılmıştır (**Türkeş, 2010; Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016**).

Geçen 65 milyon yıl süresince, atmosferdeki CO₂ birikimleri yavaş yavaş Paleosen devrindeki ve alt (erken) Eosen'deki 1000 ppmv düzeyinden, Pleystosen devresinde 300 ppmv'nin altına inmiştir. Yaklaşık 2.588 milyon yıl uzunluğundaki Kuvaterner devrinin, günümüze yakın 0.0117 milyon ya da yaklaşık 11,000 yıl uzunluğundaki Holosen devresi dışında kalan çok büyük bölümü, Pleystosen devresine karşılık gelir. Beklendiği gibi, bu uzun süreli ve yavaş gelişen azalma, özellikle Paleosen ve Eosen devirlerindeki levha hareketleri ve dağ oluşumları (orojenez) nedeniyle artmış olan volkanik gaz ve kül salımlarıyla – ki, volkanik püskürmeler o zamandan beri giderek azalmıştır- ve silikat kayaların ayrışma oranındaki değişikliklerle kısmen bağlantılıdır. Bugünkü bilgilerimize göre, CO₂ birikimindeki azalma, günümüzden önce 52 ve 50 milyon yılları arasında oluşan *Erken Eosen Klimatik Optimumu*' devresindeki sıcak koşullardan sonraki soğumayla bağlantılı olmalıdır (Şekil 9). İklimdeki bu önemli kayma, çoğunlukla, bir kuvvetli sera etkisi ikliminden kıtasal örtü buzullarının günümüze göre Antarktika'da yaklaşık 35 milyon yıllarında ve Grönland'da yaklaşık 3 milyon önceden başlayarak var olduğu (ara dönemlerdeki görece daha soğuk ya da daha sıcak dönemlerle birlikte) "*sıcak bir küresel iklimden soğuk bir küresel iklim* ya da bir '*buzevine*' geçiş" olarak kabul edilir (Şekil 9). Bu devirdeki iklim rekonstrüksiyonları çoğunlukla foraminifera (bazı yeni çalışmalarda, 'foraminiferida') olarak adlandırılan planktonik (pelajik) ve bentik yaşayışlı küçük deniz organizmalarının kavrıklarının (CaCO₃ bileşimli kabukların) oksijen izotop bileşimindeki değişimlere dayanır (**Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016**).

Buzul çağlarının Milankovitch ya da orbital kuramına göre, Kuvaterner devrinin Pleystosen devresindeki buzul çağları genel olarak Kuzey Yarım Küre'deki (KYK) yüksek enlem yaz insolasyonundaki azalmayla tetiklenir. Bunun sonucunda, kış mevsimindeki kar yağışı yıl boyunca daha uzun bir süre etkili olur ve KYK'de kıtasal örtü buzullarını (buzul kalkanlarını) ve Alpin dağ (takke ve vadi) buzullarını oluşturmak üzere birikir. Benzer biçimde, Yerküre'nin yörünge değişikliklerince (orbital zorlama) belirlenen özellikle KYK'deki kuvvetli



Şekil 9. Yerküre'nin Kambriyen devrinden günümüze (Holosen) geçen yaklaşık 545 milyon yıllık dönemdeki jeolojik geçmişinde çeşitli zaman ölçeklerinde gerçekleşen iklim değişikliklerinin birleştirilmiş çeşitli sıcaklık zaman dizileriyle gösterimi. Robert A. Rohde tarafından Global Warming Art için hazırlanan orijinal çizimden yararlanarak yeniden düzenlendi (www.globalwarmingart.com/wiki/File:65Myr_Climate_Change_Rev_png, erişim: Haziran 2013).

yüksek enlem yaz insolasyonu dönemlerinin, hızlı deglasyasyonu (buzulların erimesi ve çekilmesi), onunla bağlantılı iklim değişikliklerini ve deniz düzeyi yükselmesini tetiklediği kabul edilir. Bu orbital zorlamalar, iklim değişikliğinin gidişini belirlerken, büyük yanıtların orbital zorlamaları güçlendiren kuvvetli geri beslemeler tarafından belirlendiği görülür (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016).

Antarktika buzulundan alınan buz örnekleri (karot) içinde hapsolmuş havanın kimyasal çözümlenmeleri, atmosferdeki CH₄, CO₂ ve N₂O birikimlerinin Pleyistosen devresinin son 650 bin yıllık döneminde (yaklaşık Orta ve Geç Pleyistosen dönemlerine karşılık gelir) yerel sıcaklık koşulları için iyi bir dolaylı kayıt ve göstergesi olan döteryum (δD) değişimleriyle ve buna bağlı olarak da buzul ve buzularası çağlarla uyum içinde olabildiğini göstermiştir (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016). Bentik oksijen 18 izotopu (δ18O) ise, küresel buz hacmindeki değişimler için iyi bir dolaylı kayıt ve göstergedir: Yüksek bir bentik δ18O değeri, düşük bir buz hacmine karşılık gelir. Daha pozitif döteryum değerlerine karşılık gelen sıcak dönemlerin arasında ise, daha negatif döteryum değerlerinin egemen olduğu uzun ve belirgin buzul çağları yer alır. Sonuç olarak, Antarktika buz karotlarında kayıtlı bilgidan yararlanarak, Orta ve Geç Pleyistosen dönemlerinde egemen olan uzun glasiyel dönemler ('Buzul Çağları') ve görece daha kısa süreli interg-

lasiyel dönemler ('Buzularası Çağlar') arasındaki ardalama belgelenmiştir (Türkeş, 2013a; Türkeş, 2016).

Günümüz insanı, jeolojik zaman ölçeğine göre Pleyistosen devresinde oluşan buzularası çağların sonuncusu olan Holosen'de yaşamaktadır. Pleyistosen buzullaşmasının en iyi bilineni, en şiddetli zamanı yaklaşık 20-22 bin yıl önce oluşan ve 'Würm Maksimumu' ya da 'Son Glasiyel Maksimum' (Son Buzul Çağı Maksimumu, LGM) olarak adlandırılan en sonuncusudur. Son buzul çağında, buzul kalkanları yüksek enlemlerdeki anakaraların çoğunluğunu kaplamış ve Kuzey Amerika, Avrupa ve Asya'nın (Şekil 10) topografik olarak elverişli olduğu bölgelerinde yaklaşık 40° enlemine kadar güneye yayılmıştır.

Aynı dönemde dağlık alanlarda [ör. Alpler'de, Türkiye'de (Şekil 11) Doğu Karadeniz ve Toroslar gibi yüksek sıra dağların ve Uludağ, Erciyes, Ağrı, Süphan, Cilo, vb. yüksek tek dağların doruklarında] Alpin vadi buzulları ve takke buzulları da, alansal ve hacimsel olarak büyümüş, dağın ve kalıcı kar sınırının yükseltisine uygun olarak bugünkünden yüzlerce metre aşağılara kadar inmiştir (ör. Akçar ve Schlüchter, 2005; Bayraktar ve Özdemir, 2010; Bayraktar ve ark., 2015; Çiner, 2004; Doğu ve ark., 1993; Erinç, 1952, 1953, 1978; Erlat, 2010; Erol, 1981; İzbırak, 1951; Kurter, 1991; Sarıkaya ve ark., 2011; Turoğlu, 2011; Türkeş, 2016; vb.).

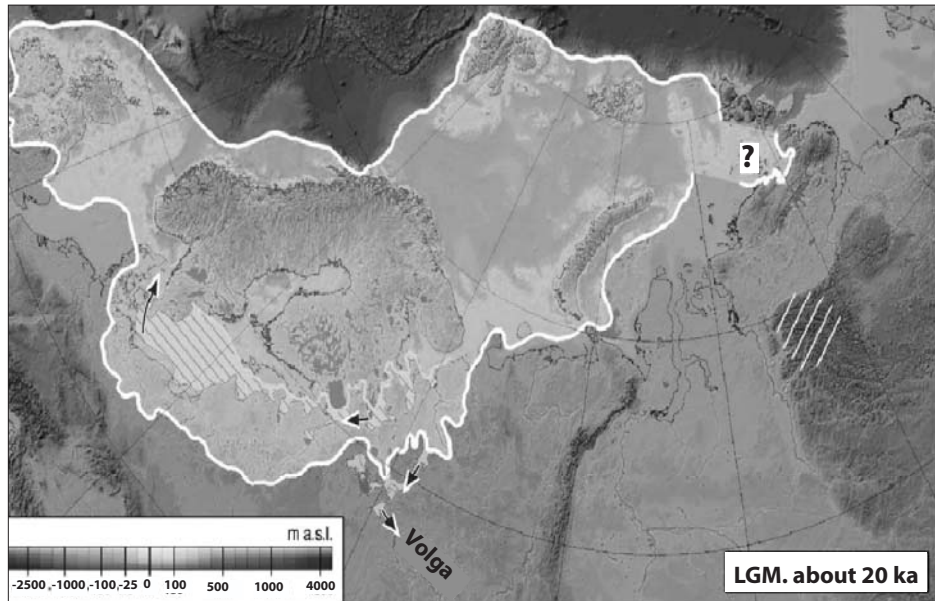
Öte yandan, atmosferdeki suyun anakaralar üzerinde buz biçiminde birikmesi nedeniyle, ortalama deniz düzeyi yeryüzüne yeni kara parçaları ekleyerek bugünkünden yaklaşık 120 m daha alçaktı. Örneğin, Kuzey Amerika ve Asya arasında bugünkü Bering Boğazı boyunca ve başka bir örnek olarak Avrupa anakarası ve Britanya arasında kara köprüleri oluşmuştu (Şekil 10). Aynı dönemde, yüksek enlemlerin permafrost toprakları ve tundra biyomu, bugünkünden daha güneye inmiş, tropikal yağmur ormanları biyomunun yayılış alanıysa görece daralmıştı. Tropikal iklimler karalar üzerinde 2-4 °C daha soğuktu ve olasılıkla okyanuslarda da bezer koşullar ortaya çıkmıştı. Soğuma ve buzullaşma yüksek enlemlerde daha kuvvetli olduğu için, deniz buzları (ör. Arktik ve Antarktik) bu bölgelerde daha fazla yayılış göstermekteydi. Genel olarak, küresel ortalama yüzey sıcaklığının, günümüzden olasılıkla 4-7 °C dolayında daha soğuk olduğu kestirilmektedir (Şekil 9).

5. Kuvvetlenen sera etkisi ve küresel ısınma

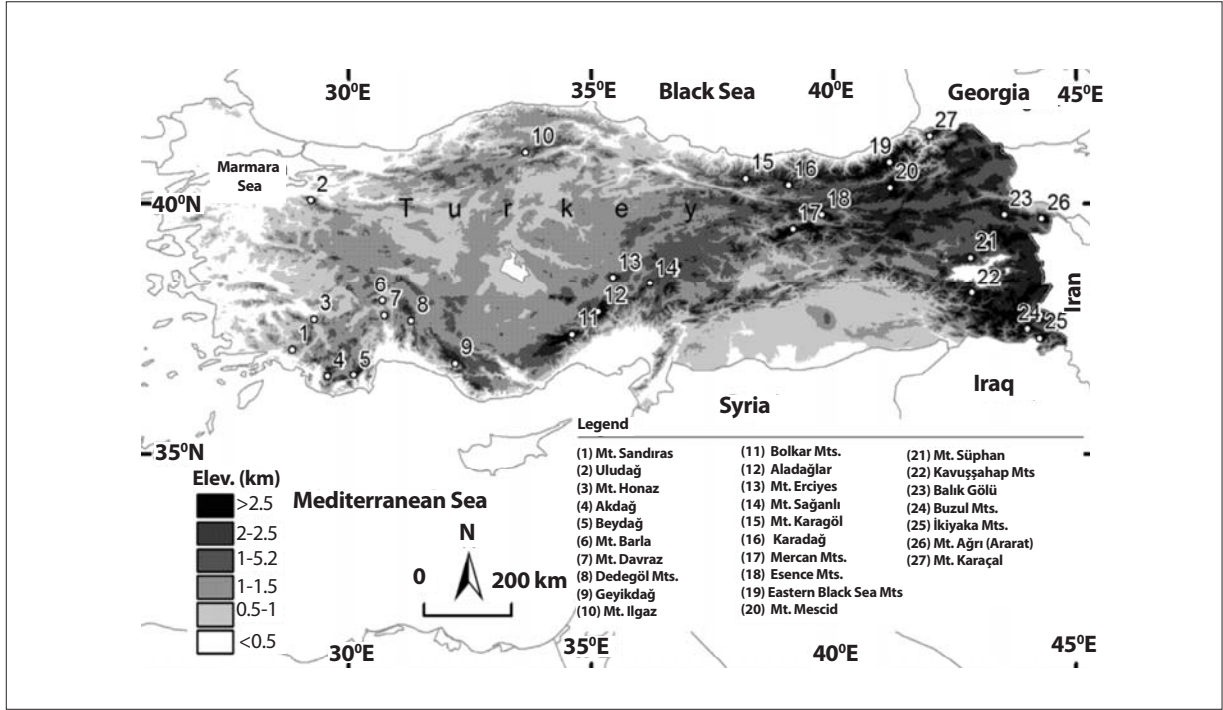
Atmosferdeki insan kaynaklı sera gazı birikimlerinde sanayi devriminden beri gözlenen artış sürmektedir. Özellikle atmosferdeki birikiminin büyüklüğü, artış hızı, 50-200 yıl arasında değişen yaşam süresi ve GUDB kızılotesi yer ışınımının büyük bölümünü emme özelliği dikkate alındığında, CO₂ 'nin önemi daha iyi anlaşılır. Yerküre atmosferindeki CO₂ birikimi çok hızlı bir biçimde artmaktadır. Aylık ortalama CO₂ zaman dizileri incelendiğinde, sanayi öncesinde yaklaşık 280 ppmv (milyon

hacimde bir molekül ya da milyonda bir parçacık) ve 1958 yılında yaklaşık 315 ppmv olan atmosferdeki yıllık ortalama CO₂ birikimi, 2012'de yaklaşık 394 ppmv ve Mayıs 2019'da 414.83 ppmv'ye ulaşmıştır (Türkeş, 2013b; Türkeş, 2016; Türkeş, 2018) (Şekil 12). Atmosferdeki CO₂ birikiminin günümüzdeki düzeyi, geçmiş yaklaşık 700 bin yıllık kayıttaki doğal CO₂ birikimi değişimlerinin (yaklaşık 180-300 ppmv arasında değişmiş) çok üzerindedir. Sera gazı birikimindeki bu artışlar, Yerküre'nin GUDB kızılotesi ışınım yoluyla soğuma etkinliğini zayıflatarak, onu daha fazla ısıtma eğilimindeki bir pozitif ışınımsal zorlamanın oluşmasını sağlar. Bu yüzden, *Yerküre/atmosfer ortak sisteminin enerji dengesine yapılan pozitif katkı*, kuvvetlenen sera etkisi olarak adlandırılır (Türkeş, 2008a; Türkeş, 2008b). Bu ise, Yerküre atmosferindeki doğal sera gazları (su buharı, CO₂, CH₄, N₂O ve O₃) sayesinde yüz milyonlarca yıldan beri çalışan bir küresel düzenek olan doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi anlamını taşır.

Küresel ısınma, *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 katkısıyla doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi sonucunda, yeryüzünde ve atmosferin alt katmanlarında saptanan sıcaklık artışı şeklinde tanımlanabilir (Türkeş, 2016; Türkeş, 2017)*. Tanımdan da anlaşılacağı gibi, insan kaynaklı iklim değişikliğine ve küresel ısınmaya yol açan sera gazları; çoğunlukla fosil yakıtların yakılması (enerji ve çevrim),



Şekil 10. Avrasya'nın Kuzeyinde Geç Pleyistosen Würm Buzullaşmasının Son Buzul Maksimumunda Örtü Buzullarının Kapladığı Alanların Coğrafi Dağılışı (Mangerud ve ark., 2004)

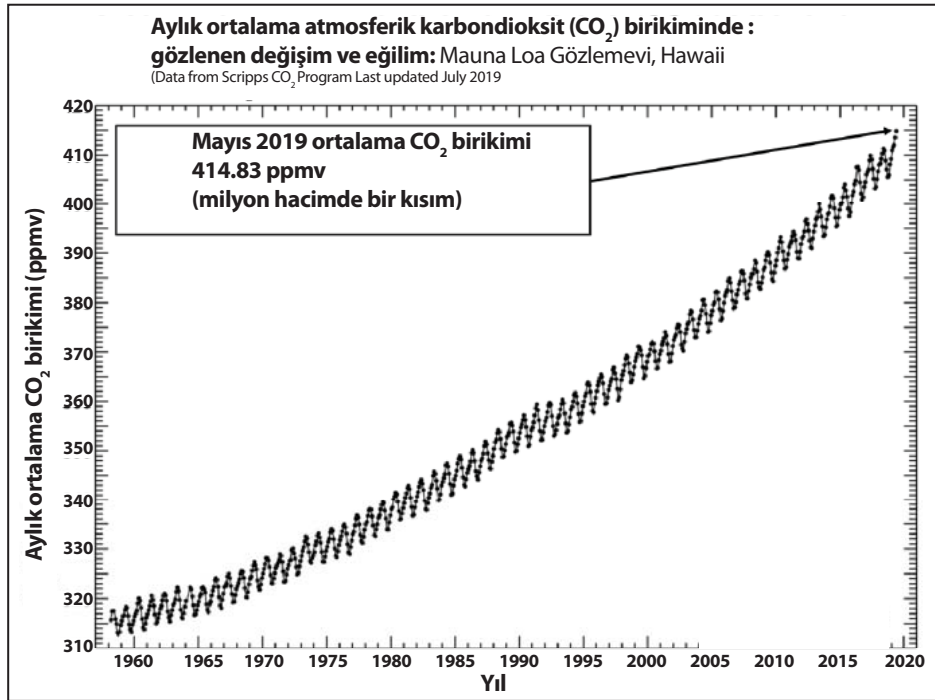


Şekil 11. Türkiye’de Kuvaterner buzullaşmasının yaşandığı dağların isimleri ve coğrafi dağılışı (Sarıkaya ve ark., 2011)

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.

6. Tartışma

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



Şekil 12. Atmosferdeki CO₂ birikiminin 1958-2018 yılları arasındaki aylık değişimleri ve uzun süreli eğilimi (Keeling ve ark., 2005; http://scrippsco2.ucsd.edu/data/atmospheric_CO2/primary_mlo_co2_record, erişim: 10.07.2019)

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 (ör. tarım, ormancılık, balıkçılık, su kaynakları ve insan yerleşmeleri, vb.), kara ve su ekosistemleri ile insanoğlunun gelişimi ve refahı için çok yaşamsal olan insan sağlığı, hava ve iklim ekstremeleri ve afetleri ile iklimsel değişkenlikteki değişiklikler kadar, iklim değişikliklerinin büyüklük ve hızlarına karşı da 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.

Küresel iklim en başından beri alan ve zamanda çok önemli değişikliklere ve değişkenliklere sahne olmuştur. İklim değişikliği açısından çok önemli zamansal (ör. Yıllar arasından on yıllara, on yıllardan binlerce yıllara ve milyonlarca yıllık zaman ölçeklerinde değişen) ve alansal (ör. yarı küresel, kıtasal, alt kıtasal, bölgesel, bölümsel, yöresel, vb.) farklılıklar ortaya çıkmıştır.

Örneğin, küresel iklim son bin yıldaki çeşitli içsel ve dışsal iklimsel zorlamalar görece küçük genlikli olmasına karşın, yüzey sıcaklıklarının küresel ölçekteki değişikliklerinde baskın bir rol oynamıştır. Tersine, bölgesel ölçekte, okyanus ya da atmosfer dolaşımlarındaki değişiklikler zorlamaların bazı dönemlerdeki etkilerini tümüyle maskeleyebilmiştir. Özellikle KYK'de son 1,300 yılın iklim koşullarındaki değişikliklerin ve eğilimlerin neredeyse tüm alan ve zaman ölçeklerinde önemli farklılıklar gösterdiğini, örneğin 'Orta Çağ Sıcak Dönemi'nin ve 'Küçük Bu-

zul Çağı'nın, genel olarak, İber Yarımadası, Britanya Adaları, Alp Dağları, Batı ve Kuzey Avrupa bölgelerinde başka, Anadolu'da başka etkiler oluşturduğunu göstermiştir. Sonuç olarak, Ortaçağ Sıcak Anomalisi ve Küçük Buzul Çağı, küresel olarak ya da neredeyse küresel olarak eş zamanlı olaylar olarak görülmemelidir. Bu kapsamda, Orta Çağ ya da Yeni Çağdaki, örneğin 16., 17., 18. ya da 19. yüzyıllardaki belirgin ve önemli tarihsel, sosyal ve ekonomik gelişmeleri, olayları, ayaklanmaları ya da bunalımları (ör. Osmanlı İmparatorluğu'nda 17. yy'da, vb.) incelerken, konunun doğal ortam, ekosistem ve iklimdeki değişikliklerle bağlantısının kurulmasında, genel olarak Alpler ve Batı Avrupa bölgelerindeki iklim değişikliklerinin, Osmanlı İmparatorluğu dönemindeki Balkanlar, Anadolu ve Mezopotamya bölgelerine farklı yansıdığı ve farklı sonuçlar doğurduğu bilimsel gerçeği mutlaka dikkate alınmalıdır.

Kaynaklar

- Akçar, N. and Schlüchter, C.** (2005) *Paleoglaciations in Anatolia: a schematic review and first results. Eiszeitalter und Gegenwart*, 55: 102-121.
- Bayraktar, C. ve Özdemir, H.** (2010) *Kaçkar Dağı'nda bakı faktörünün glasiyal ve periglasiyal topografya gelişimi üzerindeki etkisi. Türk Coğrafya Dergisi*, 54: 1-13.
- Bayraktar, C., Çılgın, Z., Döker, M. F. ve Canpolat, Ergin.** (2015) *Evidence of an active glacier in the Munzur Mountains, eastern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences* 24: 56-71
- Berger, A.L.** (1978) *Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. Journal of Atmospheric Sciences*, 35: 2363-2367.
- Çiner, A.** (2004) *Turkish glaciers and glacial deposits. pp.419-429: In: Ehlers, J. and Gibbard, P.L. (Eds). Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part. I: Europe. Elsevier Publishers, Amsterdam.*
- Doğu, A. F., Somuncu, M., Çiçek, I., Tunçel, H. ve Gürgen, G.** (1993) *Kaçkar dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 2: 157-184.
- Erinç, S.** (1952) *Glacial evidences of the climatic variations in Turkey. Geografiska Annaler*, 34: 89-98.
- Erinç, S.** (1953) *Van'dan Cilo Dağlarına. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 2: 84-106.
- Erinç, S.** (1978) *Changes in the physical environment in Turkey since the end of the Last Glacial. pp.87-110: W.C. Brice (Ed.). The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age. Academic Press, London.*
- Erlat, E.** (2010) *İklim Sistemi ve İklim Değişimleri. Genişletilmiş 2. Baskı, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları: 155, İzmir.*
- Erlat, E. ve Türkes, M.** (2015) *20. Yüzyılın ikinci yarısında tropikal kuşakta gerçekleşen volkanik püskürmelerin Türkiye'de yaz hava sıcaklıklarına etkisi. Ege Coğrafya Dergisi* 24(1): 1-14.
- Erlat, E. and Türkes, M.** (2019) *Temperature responses of*

Turkey's climate to the tropical volcanic eruptions over second half of the twentieth century *Theoretical and Applied Climatology*. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2711-2>

Erol, O. (1981) Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes especially in south-central Anatolia since the last glaciation. PP. 101-109W. Frey and H.P. Uerpman (Eds.): *Beitraege zur Umweltgeschichte des vorderen Orients*, Beihefte zum Tuebinger Atlas des Vorderen Orients.

Goosse, H., P.Y. Barriat, W. Lefebvre, M.F. Loutre and V. Zunz. (2010) *Introduction to Climate Dynamics and Climate Modelling - Chapter 5. Brief history of climate: causes and mechanisms*. <http://www.climate.be/textbook>.

IPCC, (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T.F., et al. (eds.): Cambridge University Press, Cambridge and New York.

İzıbrak, R. (1951) Cilo Dağı ve Hakkari ile Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Yayını: 67 (4), Ankara.

Keeling, C. D., S. C. Piper, R. B. Bacastow, M. Wahlen, T. P. Whorf, M. Heimann, and H. A. Meijer. (2005) Atmospheric CO₂ and 13 CO₂ exchange with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000: observations and carbon cycle implications, pages 83-113, in "A History of Atmospheric CO₂ and its effects on Plants, Animals, and Ecosystems", editors, Ehleringer, J.R., T. E. Cerling, M. D. Dearing, Springer Verlag, New York.

Kurter, A. (1991) *Glaciers of Middle East and Africa - Glaciers of Turkey*. pp.1-30: R.S. Williams and J.G. Ferrigno (Eds.). *Satellite Image Atlas of the World*, USGS Professional Paper.

Mangerud, J. et al. (2004) Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23: 1313-1332.

Sarıkaya, M.A., Çiner, A. and Zreda, M. (2011) Quaternary Glaciations of Turkey. pp. 393-403: J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (Eds.). *Quaternary Glaciations-extent and chronology; a closer look*. Elsevier Pub., *Developments in Quaternary Science*, Vol. 15, Amsterdam.

Turoğlu, H. (2011) *Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi*. Çantay Kitapevi, İstanbul.

Türkeş, M. (2000) 'El Niño-Güneyli Salınım ekstremleri ve Türkiye'deki yağış anomalileri ile ilişkileri'. *Çevre, Bilim ve Teknoloji*, 1: 1-13.

Türkeş, M. (2008a) Küresel iklim değişikliği nedir? Temel kavramlar, nedenleri, gözlenen ve öngörülen değişiklikler. *İklim Değişikliği ve Çevre*, 1: 45-64.

Türkeş, M. (2008b) İklim değişikliği ve küresel ısınma olgusu: Bilimsel değerlendirme. S: 21-57. E. Karakaya (ed.). *Küresel Isınma ve Kyoto Protokolü: İklim Değişikliğinin Bilimsel, Ekonomik ve Politik Analizi*. Bağlam Yayınları, İstanbul.

Türkeş, M. (2010) *Klimatoloji ve Meteoroloji*. Birinci Baskı, Kriter Yayınevi: 650 + XXII sayfa, İstanbul.

Türkeş, M. (2013a) İklim Değişiklikleri: Kambriyen'den Pleistosen'e, Geç Holosen'den 21. Yüzyıla. *Ege Coğrafya Dergisi*, 22(1): 1-25.

Türkeş, M. (2013b) Türkiye'de gözlenen ve öngörülen iklim değişikliği, kuraklık ve çölleşme. *Ankara Üniversitesi Çevre Bilimleri Dergisi*, 4(2): 1-32.

Türkeş, M. (2015) *Biyocoğrafya: Bir Paleocoğrafya ve Ekoloji Yaklaşımı*. Gözden Geçirilmiş İkinci Basım, Kriter Yayınevi Fiziki Coğrafya Serisi No: 3, ISBN: 978-605-4613-87-8, 457 + XXXL sayfa. Sonçağ Yayıncılık Matbaacılık Reklam ve Sanayi Tic. Ltd. Şti: Ankara.

Türkeş, M. (2016) Küresel İklim Değişiklikleri ve Başlıca Nedenleri ile Dünya'da ve Türkiye'de Gözlenen ve Öngörülen İklim Değişiklikleri ve Değişkenliği. İçinde: "Küresel İklim Değişikliği ve Etkileri" Engin Ural Anısına (Ed: M. Somuncu), s. 71-115. Türkiye Çevre Vakfı Yayını, Ankara.

Türkeş, M. (2017) *Genel Klimatoloji: Atmosfer, Hava ve İklimin Temelleri*. Gözden Geçirilmiş İkinci Baskı, Kriter Yayınevi Fiziki Coğrafya Serisi No: 4, ISBN: 978-605-9336-28-4, xxiv + 520 sayfa. Kriter Yayınevi, Berdan Matbaası: İstanbul.

Türkeş, M. and Erlat, E. (2018) A scientific assessment of observed changes and trends in extreme weather and climate events in the world and Turkey. In Meltem Ucal (Ed.), *Climate Change and Green Perspective: Green Economy, Green Growth* (pp. 5-38). İstanbul, Turkey: Heinrich Böll Stiftung Foundation.

www.globalwarmingart.com/wiki/File:65Myr_Climate_Change_Rev_png, Erişim Tarihi 23 Haziran 2013.

http://scrippsco2.ucsd.edu/data/atmospheric_co2/primary_mlo_co2_record, Erişim Tarihi 10 Temmuz 2019

<https://www.earthobservatory.nasa.gov/features/EnergyBalance/page3.php>; Erişim Tarihi 10 Mart 2019.

<https://www.co2.earth/earths-co2-main-page>, Erişim Tarihi 10 Temmuz 2019.