

Atatürk Üniversitesi Yayınları No: 833

Ziraat Fakültesi Yayınları No: 328

Ders Kitapları Serisi : 76

METEOROLOJİ - I

(İkinci Baskı)

Prof. Dr. Mustafa OKUROĞLU
Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi
Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü

Prof. Dr. A.Vahap YAĞANOĞLU
Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi
Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü

Prof. Dr. Nevruz YARDIMCI

Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ofset Tesisi
Erzurum-2015

-Toprağa yakın hava tabakası sürtünme nedeniyle sürekli kaynaşık hareket içindedir. Böylece ısı ve nem alış veriş daha çok kütle hareketine dayanır.

-Toprağa yakın atmosfer tabakasındaki sıcaklık değişmesi toprağın daha çok etkisinde kalır. Gündüzleri çabuk ısınan ve geceleri çabuk soğuyan toprak, yakınındaki hava kütlesi için gündüzleri sıcaklık, geceleri ise soğukluk kaynağıdır.

-Toprağa yakın hava kütlelerinin su buharı içeriği, bu tabakanın buharlaşma ortamı ile doğrudan ilişki içinde olması nedeniyle daha yüksektir.

-Topraktan yakınındaki havaya daha çok yoğunlaşma çekirdeği geçer. Bunun sonucu olarak bu kesimde yoğunlaşma olayı daha kolay olur.

-Bitkilerin çoğunun boylarının 2 m'nin altında olması nedeniyle bu kesimdeki havanın su ve ısı bilançosu bitkiler tarafından etkilenir.

2. Etkili Alanına Göre İklim

- a) Zonal iklim : Çapı 5000 km'ye kadar olan alanlarda etkili iklime denir.
- b) Büyük bölge iklimi : Çapı 1000 km'ye kadar olan alanlarda etkili iklimdir.
- c) Büyük arazi iklimi : Çapı 100 km'ye kadar olan alanlarda etkili iklime denir.
- d) Mikro iklim : Çok küçük alanlarda etkili iklimdir.

İKİNCİ BÖLÜM

2. METEOROLOJİK DEĞERLERİN TANIMLANMASI

Bir yörede meteorolojik gözlemler sonucu elde edilen değerler tek başına o yörenin iklim özelliğini açıklayamaz ve bu değerlerden her zaman yararlanma olanağı yoktur. Bu nedenle herhangi bir yörenin iklimi üzerinde incelemeler yaparken meteorolojik değerleri gruplandırarak incelemek gerekir. Meteorolojik değerlerden bir yörenin iklim koşulları hakkında daha iyi bir yargıya varmak için yapılan gruplandırmalar, gözlem sonuçlarının değerlendirilmesinin kolaylaşmasına neden olur ve ortak tanımlar ortaya çıkarır. Bu tanımlar aşağıdaki gibi özetlenebilir.

Ortalama : Belirli değerlerin elde edilmesinden sonra belirli zamanlar için hesaplanır. Günlük, aylık ve yıllık olduğu gibi birçok yılların gösterdikleri değerleri göz önünde bulundurarak normal ortalama hesap edilir. Günlük ortalamalar, günün belirli gözlem saatlerinde elde edilen değerlere dayanarak, aylık ortalamalar o ayı içeren günlük ortalamaların toplamının ayın gün sayısına bölünmesiyle, yıllık ortalamalar ise aylık ortalamaların toplamının 12'ye bölünmesiyle elde edilir. Ayrıca uzun yılların gözlemlerine dayanarak günlük, aylık, yıllık ortalamalar da hesap edilir. Bunlara normal ortalama denir.

En düşük (minimum) değer : Belirli bir zaman aralığında ölçülen en küçük değerdir. Bu değer günlük, aylık, yıllık veya uzun yıllar için olabilir.

En yüksek (maksimum) değer : Her iklim faktörünün belirli bir zamanda göstermiş olduğu en yüksek değerdir. Bu değer de günlük, aylık, yıllık veya uzun yıllar için olabilir.

Bazı durumlarda ortalama değerlerin en yüksek ve en düşük değerleri, en yüksek ve en düşük değerlerin de ortalamaları hesaplanabilir.

Uç (ekstrem) değerler : Daha çok uzun yılların vermiş olduğu gözlem değerleri içerisinde belirlenen en düşük ve en yüksek verilerdir. Uzun yıllara ilişkin gözlemlerden günlük, aylık uç değerler de elde edilebilir.

Donlu gün : Günlük en düşük sıcaklığın 0°C 'ye veya bu derecenin altına düştüğü günlere donlu gün denir. Bir günün donlu gün olarak sayılabilmesi için en düşük sıcaklığın bir an 0°C 'in altına düşmesi yeterlidir.

Şiddetli donlu gün : Günün en düşük sıcaklığının -10°C 'ye veya bu derecenin altına düştüğü günlere şiddetli donlu gün denir. Şiddetli donlu günler aynı zamanda donlu günlerdir. Donlu günlerde olduğu gibi şiddetli donlu günlerde de sıcaklığın her an -10°C 'de veya bu derecenin altında olması gerekmez.

Kış günü : Günlük en yüksek sıcaklığın 0°C 'nin üstüne çıkmadığı, günün sıcaklığının bütün gün 0°C 'nin altında kaldığı günlerdir.

Yaz günü : Günlük en yüksek sıcaklığın 25°C 'yi bulduğu veya bu derecenin üstüne çıktığı günlerdir. Günün en yüksek sıcaklığının günün her saatinde 25°C 'nin üstünde olması gerekmez.

Tropik gün : Günlük en yüksek sıcaklığın 30°C 'ye yükseldiği veya bu derecenin üstüne çıktığı günlerdir. Sıcaklığın tropik günde de her an 30°C veya üzerinde olması gerekmez. Her tropik gün aynı zamanda bir yaz günüdür.

Açık gün : Bulutluluk ölçülmesinde gökyüzünün $2/10$ 'undan daha az kısmının bulutlu olduğu günlerdir.

Bulutlu gün : Gökyüzünün $2/10$ 'u ile $8/10$ 'u arası bulutlu ise bu güne bulutlu gün adı verilir.

Kapalı gün : Gökyüzünün $8/10$ 'u ile tamamı bulutla kaplı ise bu güne kapalı gün adı verilir.

Yağışlı gün : Bir gün içerisinde $0,1$ mm veya daha fazla yağışın kaydedildiği günlerdir.

Çok sıcak ılıman günler : Minimum sıcaklığın 20°C ve daha yüksek olduğu günlerin sayısıdır.

Ortalama aktüel basınç (mb): Yıllar içinde yöresel olarak belirlenen 0°C ve 45 enlem derecesine denkleştirilen basınçların aylık ve yıllık ortalamasıdır.

En yüksek aktüel basınç (mb) : Yıllar içinde gözlem serilerinde bulunan en yüksek aktüel basınç değeridir.

En düşük aktüel basınç (mb): Yıllar içinde gözlem serilerinde bulunan en düşük aktüel basınç değeridir.

Saat 07.00, 14.00 ve 21.00'deki aylık ortalama sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$): Gölgede ve 2 m yükseklikte bulunan serbest havanın ölçülen sıcaklıklarının saat 07.00, 14.00 ve 21.00'deki aylık ve yıllık ortalamasıdır.

En yüksek sıcaklık günü : En yüksek sıcaklığın gözlemlendiği tarihtir.

En düşük sıcaklık günü : En düşük sıcaklığın gözlemlendiği tarihtir.

Günlük en yüksek sıcaklık farkı ($^{\circ}\text{C}$) : Yıllar içinde gözlenen günlük maksimum ve minimum sıcaklık değerleri arasındaki farkın en büyük olanıdır.

Toprak üstü ortalama minimum sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$): Yerden 10 cm yükseklikteki toprak minimum termometresi ile belirlenen minimum sıcaklık derecelerinin aylık ve yıllık ortalamasıdır.

Toprak üstü en düşük sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$): Yıllar içinde belirlenen toprak üstü sıcaklıkların en düşük olanıdır.

Ortalama buhar basıncı (mb): Yıllar içinde belirlenen havadaki buhar basınçlarının aylık ve yıllık ortalamasıdır.

Ortalama bağıl nem (%): Yıllar içinde belirlenen havadaki bağıl nemlerin aylık veya yıllık ortalamasıdır.

En düşük bağıl nem (%): Yıllar içinde gözlem saatlerinde belirlenen minimum bağıl nem değerlerinin en düşük olanıdır.

Ortalama bulutluluk (0-10): Gözlem saatlerinde belirlenen bulutluluğun aylık ve yıllık ortalamasıdır.

Ortalama açık günler sayısı : Günlük ortalama bulutluluğun 0,0-1,9 arasında olduğu günlerin ortalama sayısıdır.

Ortalama bulutlu günler sayısı : Günlük ortalama bulutluluğun 2,0-8,0 arasında olduğu günlerin ortalama sayısıdır.

Ortalama kapalı günler sayısı : Günlük ortalama bulutluluğun 8,1-10,0 arasında olduğu günlerin ortalama sayısıdır.

Ortalama buharlaşma miktarı (mm): Toprak yüzünden 2 m yükseklikteki gözlem siperi içinde bulunan evaporimetre ile gölgede ölçülen buharlaşmanın aylık ve yıllık ortalamasıdır. Bu değer buharlaşan suyun kilogram olarak miktarını da gösterir.

Günlük maksimum buharlaşma (mm): Yıllar içinde 24 saat içerisinde oluşan toplam buharlaşmaların en fazla olanıdır.

Ortalama yağış miktarı (mm): Yağışın uzun yıllar içindeki aylık ve yıllık ortalamasıdır. Saat 07.00, 14.00 ve 21.00 gözlemlerinde kaydedilen yağışların bu saatler için aylık ve yıllık ortalamaları da gösterilmektedir. 1,0 mm'lik yağış, yüzeyin 1 metrekaresine düşen 1 kg yağış suyuna denktir.

Günlük maksimum yağış miktarı: Uzun yıllarda 24 saat içinde kaydedilen toplam yağışın en fazla olanıdır.

Karlı günler sayısı : Gün içinde 0,1 mm ve daha fazla kar suyu ölçülen günlerin aylık ve yıllık ortalama sayısıdır.

Ortalama karla örtülü günler sayısı : Yerde en az 0,5 cm kar örtüsünün belirlendiği günlerin aylık ve yıllık ortalama sayısıdır.

En yüksek kar örtüsü kalınlığı (cm): Yıllar içinde belirlenen kar yüksekliklerinin en yüksek olanıdır.

Ortalama sisli günler sayısı: Yatay görüş uzaklığının 1 km veya daha az bir uzaklığa düştüğü günlerin aylık ve yıllık ortalama sayısıdır.

Ortalama dolulu günler sayısı : Günlük yağış içinde en az 0,1 mm dolu suyu kaydedilen günlerin, aylık ve yıllık ortalama sayısıdır.

Ortalama orajlı günler sayısı : Şimşek ve gökgürültüsünün istasyonda veya görüş alanında gözlenen günlerin, aylık ve yıllık ortalama sayısıdır.

Ortalama rüzgar hızı (m/s): Yerden 10 m yükseklikte gözlenen rüzgarın m/s olarak aylık ve yıllık ortalama hızıdır.

Yönlere göre ortalama rüzgar hızı : Gözlenen aynı yönde esen rüzgar hızları toplamalarının o yöndeki rüzgar esme sayılarına bölünmesiyle bulunmuş ortalamalarıdır.

En hızlı rüzgarın yönü ve hızı (m/s): Yıllar içinde belirlenen rüzgarlardan hızı en yüksek olanının yönü ve hızıdır.

Ortalama fırtınalı günler sayısı : 10 m yükseklikte hızı 17,2 m/s ve daha fazla olan rüzgarların estiği aylık ve yıllık ortalama gün sayısıdır.

Ortalama kuvvetli rüzgarlı gün sayısı : 10 m yükseklikte hızı 10,8-17,1 m/s olan rüzgarların estiği aylık ve yıllık ortalama gün sayısıdır.

Ortalama toprak sıcaklığı : Yerden 5, 10, 20, 50, 100 cm derinlikte gözlenen toprak sıcaklıklarının aylık ve yıllık ortalamasıdır.

En düşük toprak sıcaklığı: Aynı derinlikte uzun yıllar içinde gözlenen en düşük toprak sıcaklığıdır.

Ortalama güneşlenme süresi (saat ve dakika): 24 saat içinde ortalama güneşlenme süresidir.

Güneş ışınları şiddeti : Güneş ışınları şiddetinin saatlik ortalama değerlerinin aylık ortalaması ve maksimum değerleri olup, birimi $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$ 'dir.

Deniz suyu ortalama sıcaklığı (°C): Deniz yüzeyinden 50 cm derinlikte özel termometrelerle, günde bir defa ve sabah gözlemlerinde (06.30 - 09.00) ölçülen deniz suyu sıcaklığının ortalamasıdır.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. METEOROLOJİK GÖZLEMLER VE GÖZLEM İSTASYONLARI

Bir bölgede olan meteorolojik olayların belirlenmesi o bölgede kurulmuş olan meteorolojik gözlem istasyonları tarafından yapılır. Bu görevi daha sağlıklı yapabilmek için her ülkenin coğrafik özelliğine göre çeşitli noktalarında yeterli sayıda meteorolojik gözlem istasyonları kurulmalıdır. Bu istasyonlar kurulur.

Sıcaklık, rüzgar, basınç ve yağış gibi atmosfer olaylarının aletlerle ölçülmesi veya aletsiz olarak belirlenmesine ve sonuçların kaydedilmesine gözlem (rasat) denir.

Gözlemlerden olanaklar ölçüsünde hatasız sonuçlar elde edilebilmesi için meteorolojik gözlem istasyonlarında aşağıdaki özellikler aranır.

- Yapılacak olan meteorolojik gözlemlerin amacına göre gözlem istasyonları yeterli sıklıkta olmalıdır. Gözlemlerden daha doğru sonuçlar elde edebilmek için gözlem istasyonları şehir, liman, havalanı gibi yerlerle birlikte dağlık alanların belirli yerlerine ve denizlere de kurulmalıdır.

- Gözlemler, bir bölgenin iklimini belirlemeye yetecek kadar uzun bir dönemi içermesi ve kesintisiz olması gerekir. Uluslararası Meteoroloji Kongresinde 35 yıllık gözlem devresinin bu amaca uygun olacağı kabul edilmiştir. Bir bölgede uzun süreli yapılan gözlemler arasında kesintiler olması durumunda o bölge iklimi hakkında doğru sonuç almak olanaksızdır. Gözlem yapılmayan devrede önemli hava olayları ortaya çıkmış olabilir.

3.1. Gözlem Çeşitleri

Meteorolojik gözlemler; klimatolojik gözlemler, mikroklimatolojik gözlemler, sinoptik gözlemler, aerolojik gözlemler ve fenolojik gözlemler olmak üzere beş grupta toplanabilir.

1. Klimatolojik Gözlemler

Herhangi bir merkezin iklim özelliklerini ortaya koymak için yapılan klimatolojik gözlemlerde temel, güneş ışığının geliş açısidir. Gözlem istasyonlarında gözlem zamanları güneşin aynı açı ile düştüğü zamanlarda seçilir. Bu şekilde farklı istasyonlarda elde edilen gözlem sonuçları birbiriyle karşılaştırılabilir.

Klimatolojik gözlemler gözlemin yapılacağı istasyonda yerel saate göre saat 07.00, 14.00 ve 21.00'de olmak üzere günde üç defa yapılır. Her gözlem istasyonunun saati istasyonun bulunduğu meridyene göre ayarlanmalıdır. Yapılan hesaplara göre Erzurum'da klimatolojik gözlemler 06.15, 13.15 ve 20.15'te yapılırken, Edirne'de 7.13, 14.13 ve 21.13'te yapılmalıdır.

Klimatolojik gözlemler toprak yüzeyinden genellikle 2 m yükseklikte yapılır. Bu yükseklik her istasyon için sabittir.

Klimatolojik gözlemlerde genel atmosfer olaylarının hepsi ölçülmez. Ölçülen başlıca meteorolojik olaylar sıcaklık, yağış, nem, rüzgar, güneşlenme, bulutluluktur. Her iklim elemanının ayrı bir gözlem zamanı vardır. Örneğin, yağış her gün saat 07.00, 14.00 ve 21.00'de, basınç ise her üç saatte bir gözlenir.

2. Mikroklimatolojik Gözlemler

Daha çok küçük alanların iklim özelliklerini belirlemek amacıyla yapılan mikroklimatolojik gözlemler toprak altında ve toprak üstünde olmak üzere yapılır. Toprak üstünde yapılan gözlemler 5, 10, 20, 50, 100, 150 cm yüksekliklerde, toprak altı gözlemler ise aynı derinliklerde yapılır.

Genellikle mikroklimatolojik gözlemler küçük alanlarda ve daha az yüksekliklerde yapıldığından bu gözlemlerde daha duyarlı aletler kullanılır. Bir bölgedeki mikroklima alanlarına etki eden başlıca etmenler şunlardır.

Toprak yüzeyinin ısınması : Toprak yüzeyinin ısınması aşağıdaki faktörlere bağlıdır.

a) **Enlemin etkisi:** Enlem derecesi güneş ışınlarının yeryüzüne düşüş açılarına dolayısıyla ısıtıcı ışınların etkilerine ve kat ettikleri yola etki eder.

b) **Atmosferin etkisi :** Atmosferin açık, bulutsuz ve az nemli olması güneş ışınlarının daha az tutularak yeryüzüne ulaşmasını sağlar.

c) **Toprağın etkisi :** Toprağın koyu ve açık renkli olması, toprağın tekstürü, toprak işlenmesi, toprağın fiziksel ve kimyasal yapısı güneşlenme ve radyasyona etki eder.

Toprak neminin etkisi : Toprak nemi buharlaşırken çevresinden ısı enerjisi olarak çevresinin sıcaklığının düşmesine neden olur. Toprağın içerdiği su, toprakta suya göre ısıyı daha az ileten havanın yerini alır ve ısıyı daha iyi iletir. Su içeren topraklar daha fazla ısınmakla birlikte gece radyasyonla ısı kaybetmeleri de fazla olur. Bataklık topraklarda gece donlarının kuvvetli olmasının nedeni budur.

Arazi konumunun etkisi : Mikroklima üzerine etki eden arazi konumu şunlardır.

a) **Arazinin yönü** : Arazinin kuzey ve güney yönde bulunması arazinin ısınmasına ve mikroklima üzerine etkilidir.

b) **Arazinin yüksekliği**: Arazinin denizden olan yüksekliği arttıkça arazinin ısınması azalır.

c) **Arazinin eğimi** : Arazinin eğimi güneş ışınlarının toprak tarafından emilmesini ve toprağın su tutma yeteneğini etkiler.

Bitki örtüsünün etkisi : Bitki örtüsüyle kaplı topraklar doğrudan doğruya güneş ışınlarını alamadıklarından az ısınırlar ve radyasyon yavaş olur.

Toprak üstü hava tabakasının etkisi : Toprak üstü havasının sıcaklığı, nemi ve rüzgar durumu mikroklimaya, toprak yüzeyinin ısınmasına ve bitki gelişmesine etkilidir.

3. Sinoptik Gözlemler

Sinoptik gözlemler hava tahminleri için yapılır. Klimatolojik gözlemlerden farklı yerel saatlerle değil ulusal saatle yapılmasıdır. Bütün dünyada aynı anda yapılan sinoptik gözlemler güneş ışınlarının geliş açısına bağlı kalmaksızın 6 saat ara ile günde 4 defa yapılır ve gözlem saatleri Greenwich saat ayarına göre 0.00, 06.00, 12.00 ve 18.00'dir. Türkiye'de ve aynı saat dilimindeki ülkelerde ise sinoptik gözlemlerin saati 02.00, 08.00, 14.00 ve 20.00'dir.

Bu gözlemlerde en önemli iklim elemanı basınçtır. Gözlem istasyonlarında elde edilen basınç değerlerine dayanarak sinoptik haritalar çizilir ve bu haritalardan hava tahminlerinin yapılmasında yararlanılır.

Sinoptik gözlem yapan istasyonların kuruluşu ve kullanılan gözlem aletleri diğer istasyonların kuruluşu ve kullanılan aletlere göre farklılık gösterir. Klimatolojik gözlem istasyonlarında yöreyi temsil etmesi, etrafının açık olması ve aletlerin toprak yüzeyinden belirli yüksekliklerde olması gibi özellikler aranırken sinoptik gözlem yapan istasyonlarda bu özelliklere o kadar fazla özen gösterilmez.

Her klimatolojik gözlem istasyonu, çeşitli özellikte barometreler eklenerek sinoptik gözlem istasyonu durumuna getirilebilir. Sinoptik gözlem istasyonu her zaman klimatolojik gözlem istasyonu olarak kullanılamaz.

4. Aerolojik Gözlemler

Aerolojik gözlemler atmosferin yüksek katlarında oluşan olayları belirler. Bu gözlemlerden elde edilen değerler sinoptik gözlemlerden elde edilen değerlere katkıda

bulunarak hava tahminlerinin daha doğru olarak yapılmasını sağlar. Aerolojik gözlemler sonucu elde edilen değerler yardımıyla çizilen yüksek hava haritaları ile atmosferin üst katmanlarındaki hava olaylarının özellikleri belirlenir.

Daha önceleri atmosferin 30-35 km yüksekliğine kadar olan hava olayları incelenemediği halde son yıllarda roket ve uydular yardımıyla atmosferin daha yüksek noktalarındaki hava olayları incelenebilmekte ve daha sağlıklı hava tahminleri yapılabilmektedir.

5. Fenolojik Gözlemler

Bitkilerin yaşam devreleri olan ekim, çimlenme, çiçek açma, olgunlaşma ve hasat gibi dönemleri saptamak amacıyla yapılan gözlemlerdir. İklim olaylarını tanımak ve hava tahminlerinin yapılmasını sağlamak amacıyla yapılan bu gözlemler uygulamada tarıma büyük yararlar sağlar. Örneğin bir bölgede don, yağış, sel ve benzeri olayların önceden belirlenmesi tarımda oldukça önemlidir.

3.2. Gözlemlerde Göz Önünde Bulundurulacak Etmenler

Meteorolojik gözlemlerin yapılması sırasında çok dikkatli olmak gerekir. Gözlem anında bilmeyerek yapılabilecek küçük bir hata gerçek değerinde elde edilmemesine neden olabilir. Bu ise gözlem sırasını bozması açısından önemli bir kayıp olup, bir daha bu değerinde elde edilmesi olanaksızdır. Gözlem sırasında aşağıdaki hususlar göz önünde bulundurulmalıdır.

- Geriye dönüş olmadığından gözlem yapıldığı sırada veriler dikkatli okunup, kaydedilmeli ve gözlemci kendinden hiçbir ekleme yapmamalıdır.
- Gözleme başlamadan önce gerekli alet ve gerecin hazır olması sağlanmalıdır. Gözlemci gözlemden önce aletler üzerindeki hazırlıklarını tamamlamış olmalıdır.
- Gözlemin zamanında başlayıp zamanında bitirilmesi gerekir.
- Gözleme gece ve karanlık saatlerde el feneri ile çıkmalı, ısı verecek çakmak, gaz lambası gibi gereçler kullanılmamalıdır.
- Gözlem sırasında sigara içilmemeli ve konuşmaktan sakınılmalıdır.
- Gözlemler olanaklar ölçüsünde iki kişi tarafından yapılmalı bir kişi okumaları yaparken diğeri kaydetmelidir.
- Gözlem sırasında bozuk olan aletin onarımı sonraya bırakılıp, diğeri aletlerle okumaya devam edilmelidir.

-Gözlem yapılırken aletler belirli bir sıra izlenerek okunmalıdır.

- Her çeşit araçtan gözlem yapılırken araç tam göz hizasında okunmalıdır. Aksi halde düşük veya yüksek okumalar yapılabilir.

-Alet siperlerinin ön kapısı, aletlerin dışarının soğuk veya sıcak havasından etkilenmemesi için fazla açık tutulmamalıdır.

- Sıcaklık okuması sırasında termometrelere fazla yaklaşılmamalıdır.

Gözlem zamanında aletlerin okunması aşağıdaki sıraya göre yapılır.

1. Barometre ve barograf aynı odada bulunduklarından önce barometre sonra barograf değerleri okunur.

2. Gözlem parkında ana gözlem siperinin kapağı sarsılmadan açılarak psikrometre termometreleri okunur.

3. Gece sırasında en düşük sıcaklığı belirlemek için saat 07.00 ve 21.00'de minimum termometreler okunur.

4. Saat 14.00 ve 21.00'de maksimum termometreler okunur.

5. Günlük sıcaklık ve bağıl nemi kaydeden termograf, higrograf, higrometre ve polymeetre okunur.

6. Buharlaşmayı ölçen evaporimetre ve evaporograf okunur.

7. Daha sonra sırayla helyograf, aktinometre, güneşlenme maksimum termometresi, toprak minimum termometresi ve diğer toprak termometreleri okunur.

8. Bunların arkasından da buharlaşma havuzu, anemometre, jiruett, plüvyometre, plüvyograf, bulutluluk ve bulut şekli, görüş uzaklığı gözlemleri yapılır.

3.3. Gözlem Şekli ve Gözlem Aletleri

Gözlemlerin son yıllarda uydular aracılığıyla yapılmasına karşın yeryüzünde aletlerle yapılanlar daha yaygındır. Yer gözlemlerinin klimatolojide önemi daha büyük olup, yapılan gözlemler kesin ve rakamlarla belirlenmektedir.

Meteorolojide kullanılan aletler genellikle iki grupta toplanır.

-Doğrudan doğruya gözlemci tarafından okunan aletler,

- Yazıcı aletler.

Doğrudan doğruya gözlemci tarafından okunan aletler bir gözlemci tarafından belirli zamanlarda okunarak iklim faktörlerinin değerlerini gösterirler. Bu aletlerle ani hava

değişimlerinin saptanamaması yanında gözlemci tarafından da okuma hataları yapılabilmektedir.

Yazıcı aletler ise iklim faktörlerinin sürekli değişmelerini ve değerlerini kaydederler. Doğru sonuçlar elde edebilmek için gözlem sırasında yazıcı aletlerin yanında gözlemci tarafından okunan aletler de kullanılmalıdır. Genellikle yazıcı aletler; duyarlı, taşıyıcı ve kaydedici olmak üzere üç parçadan oluşurlar.

Meteoroloji istasyonlarında aletler gözlem parkı adı verilen yerlere belirli bir düzen içinde yerleştirilir. İstasyonda kırılması ve bozulması olası olan aletlerin yedekleri bulundurulmalıdır. Gözlemlerin yapılmasında kullanılan başlıca aletler şunlardır.

- Civalı barometre ve barograf: Hava basıncını ölçerler.
- Psikometre termometreleri, minimum ve maksimum termometreler, termograf, higrograf, polymetre : Hava sıcaklığı ve nemini ölçerler.
- Evaporimetre, evaporograf : Buharlaşmayı ölçerler.
- Aktinometre termometreleri : Güneş ışınları şiddetini ölçerler.
- Toprak minimum termometresi, radyasyon minimum termometresi: En düşük sıcaklıkları ölçerler.
- Güneşlenme maksimum termometresi: En yüksek sıcaklığı ölçer.
- Toprak termometreleri : 0, 2, 5, 10, 20, 50, 100 ve 150 cm derinliklerde toprak sıcaklıklarını ölçerler.
- Plüvyometre: Yağışı ölçer.
- Plüvyograf : Yağış ve süresini ölçer.
- Jiruet veya anemoskop: Rüzgar yönünü belirler.
- Anemometre, anemograf : Rüzgar hızını ölçerler.
- Helyograf : Güneşlenmeyi ölçer.

3.4. Bir Meteoroloji İstasyonunun Kuruluşu

Meteorolojik gözlemlerin yapıldığı meteoroloji istasyonunun kurulmasında iki önemli nokta göz önüne alınmalıdır.

- İstasyon yerinin seçimi,
- Gözlem parkının düzenlenmesi,

Meteorolojik istasyonunun amacı, bir alan veya bölgenin iklim faktörlerini belirlemek olduğuna göre bu konuda gerekli koşulları taşımalıdır. Bazı iklim faktörleri, coğrafik koşullara ve topoğrafik yapıya göre büyük değişiklikler gösterdiğinden istasyon kurulmadan önce o alanın konumu, jeomorfolojisi, bitki örtüsü, yüksekliği yeterince incelenmelidir. Genellikle istasyon için seçilen alanın çevrenin iklim özelliklerini ortaya koyacak özellikte olması ve çevresinde engellerin bulunmaması gerekir. Prensip olarak meteoroloji istasyonunun yerinin sık sık değiştirilmesi doğru olmadığından, seçilen yer gözlemlerde kesiklik ve gözlemler sırasında farklılık yaratmamak amacıyla sürekli meteoroloji istasyonu olarak kullanılmaya uygun olmalı ve bu amaçla gerekli önlemler alınmalıdır. Meteoroloji istasyonu dar alanlara veya ilerde daralabilecek ve kamu yararına ayrılacak yerlerde kurulmamalıdır. Meteoroloji istasyonu hangi amaçla kuruluyorsa o amaca hizmet edebilecek yerde kurulması, yerleşim yerlerinden ve ulaşım yollarından uzak olması gerekmektedir. Bina, yüksek duvar, ağaç ve çitlerle çevrili yerlerde dar ve derin vadi ağzlarında, bina üstlerinde, bayır ve yamaç arazilerde, taşkın altında kalan yerlerde, bataklık, göl, havuz ve nehir kenarlarında, çöplük ve gübrelik yerlerde, endüstri bölgesi olan yerlerde, asfaltlanmış ve betonlanmış zemin yakınındaki yerlerde meteoroloji istasyonu kurmaktan kaçınılmalıdır.

Kurulacak olan meteoroloji istasyonunun enlem ve boylam dereceleri saptanmalıdır.

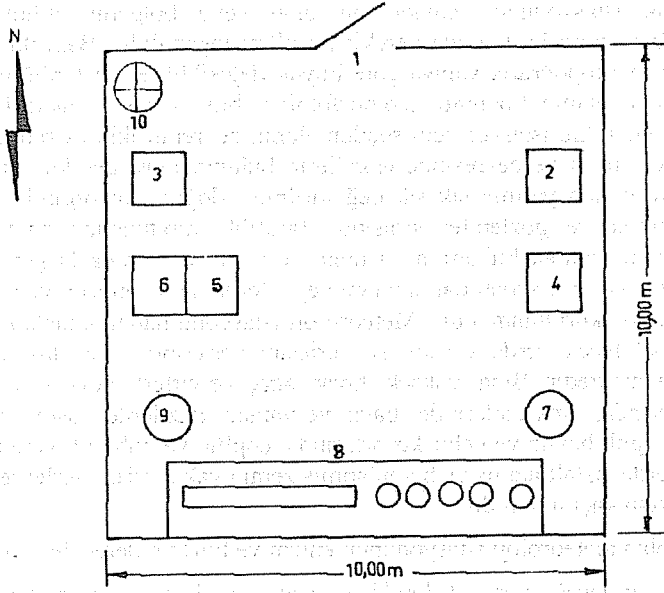
İstasyonun kurulacağı yer belirlendikten sonra gözlem parkının düzenlenmesine geçilir.

Gözlem parkında aletlerin ve alet sperlerinin düzeni Uluslararası Meteoroloji Kongresinde standart ölçülere göre belirlenmiştir. Bunun sonucu olarak dünyanın her yerindeki parklar aynı özelliktedir ve böylece gözlem sonuçları kolaylıkla karşılaştırılabilir.

Gözlem parkının düzenlenmesinde aşağıdaki hususlar göz önünde bulundurulmalıdır.

- Gözlem parkı meteoroloji binasına yakın olmalı ancak bina gözlemi etkileyecek derecede büyük ve yüksek olmamalıdır.
- Gözlem parkının dört cephesi de açık olmalıdır.
- Park yakınında koru, bahçe gibi tesisler bulunmamalıdır.
- Park, bataklık ve deniz kumları üzerinde, küçük su birikintilerinin ve toprak yolların yanında bulunmamalıdır.

Bir meteoroloji istasyonunda gözlem parkının şematik görünüşü, gözlem siperleri ve aletlerinin konulduğu yerler Şekil 3.1'de gösterilmiştir.



Şekil 3.1. Gözlem Parkı.

Şekil 3.1.'de; gözlem parkının kapısı (1), ana gözlem siperi (2), II nolu gözlem siperi (3), helyograf (4), aktinometre termometresi (5), güneşlenme maksimum termometresi (6), plüvyometre (7), toprak termometreleri (8), plüvyograf (9), jiruet ve anemoskop (10) ile gösterilmiştir.

Genellikle gözlem parkı 10 x 10 m boyutunda, 100 m²'lik bir alan üzerinde kurulur ve kapısı kuzeye bakar. Parkın toprak yüzeyinin düz olması, aletlerin korunması için çevresinin 1,5 m yüksekliğinde parmaklık veya tel kafesten oluşan çitlerle çevrilmesi gerekir. Gözlem parkında hiç bir alet diğerinin çalışmasına engel olmamalıdır ve aletler park çevresindeki çitlere en az 1,5 m uzaklıkta bulunmalıdır.

Gözlem parklarında gözlem siperlerinin yerleştirilmesi önemlidir. Siper kapakları, gözlem saatlerinde açıldığında güneş ışınlarının içeriye girip sıcaklığı yükselterek gözlem sonuçlarını etkilemesini önlemek için kuzeye açılmalıdır. Gözlem parkındaki ana gözlem siperinde psikrometre termometreleri, maksimum-minimum termometreleri, termograf,

higrograf ve higrometre bulunur. II nolu gözlem siperinde ise evaporimetre ve evaporograf gibi aletler vardır.

Gözlem siperleri 1,25-2,00 m yükseklikte olmalı, güneşten korunmak için beyaza boyanmalı ve yanları pancur şeklinde, alt kısımları aralıklı tahtalarla kapatılmalıdır.

3.5. Meteorolojik Değerleri Tamamlama Yöntemleri

Bazı nedenlerle kısa sürede gözlem yapan istasyonlarda elde edilen meteorolojik değerler o yörenin iklim özelliklerini tam olarak açıklamak için yeterli değildir. İklim özelliklerini belirleyebilmek amacıyla uzun yılları kapsayan bir gözleme gereksinme vardır. Bu nedenle kısa sürede gözlem yapan istasyonlarda elde edilen değerlerin uzun yıllarda gözlem yapan istasyonlarda elde edilen değerlere benzetilmesi gerekir. Diğer yandan aletlerin kırılması, yerlerinin değiştirilmesi ve benzeri nedenlerle gözlemlerde elde edilemeyen eksik değerlerin de tamamlanması gerekmektedir. Bu amaçlar için iki yöntem geliştirilmiştir.

- Farklılık yöntemi,
- Oransal Yöntem.

1. Farklılık Yöntemi

Yöntemin prensibi aynı özelliğe sahip iklim bölgesindeki istasyonların aynı dönemler içerisinde vermiş oldukları meteorolojik değerler arasındaki farkların oldukça sabit olmasına dayanır. Bu yöntemle sıcaklık, bulutluluk, kar örtüsünün devamlılığı, sisli günler ve yağışlı günler belirlenebilmektedir.

Örnek olarak bu yöntemle herhangi bir istasyonda belirli bir süre yapılamayan meteorolojik değerleri tamamlayalım.

A istasyonuna ilişkin 30 yıllık sıcaklık değerleri elimizde olmasına karşın B istasyonunda aynı dönem içerisinde 10 yıllık sıcaklık değerleri bulunsun. B istasyonunun 30 yıllık sıcaklık ortalaması aşağıdaki eşitlikle bulunabilir.

$$t_B = t_A + \Delta t$$

eşitlikte;

$$t_B = \text{B istasyonunun 30 yıllık sıcaklık ortalaması,}$$

t_A = A istasyonunun 30 yıllık sıcaklık ortalaması,

Δt = İki istasyonda aynı dönemlerde yapılan sıcaklık ortalamalarının farkıdır. Δt değeri şu şekilde belirlenebilir.

$$\Delta t = t_b - t_a$$

eşitlikte;

t_b = B istasyonunda 10 yıllık dönemdeki sıcaklık ortalaması,

t_a = A istasyonunun B istasyonunda yapılan gözlem dönemindeki sıcaklık ortalaması (10 yıllık).

2. Oransal Yöntem

Oransal yöntemin prensibi aynı özelliğe sahip iklim bölgesindeki istasyonların aynı dönemler içerisinde vermiş oldukları meteorolojik değerler arasındaki oranların oldukça sabit olmasıdır. Yağış değerleri için bu yöntem uygundur.

Örnek olarak yine elimizde A istasyonu için uzun yıllar, B istasyonu için de daha az yıllar yağış değerleri bulunsun. B istasyonunun yağış gözlemlerinin yapıldığı yıllar A istasyonunun gözlem yılları içerisinde yer almaktadır. B istasyonunun uzun yıllara ilişkin yağış ortalaması aşağıdaki eşitlikle hesaplanabilir.

$$y_B = (y_b/y_a) y_A$$

Eşitlikte;

y_B = B istasyonunun uzun yıllar için vermiş olduğu yağış ortalaması,

y_b = Kısa dönemli B istasyonunun gözlem yapıldığı yıllar içindeki yağış ortalaması,

y_a = A istasyonunun B istasyonunda gözlem yapılan yıllarına ilişkin yağış ortalaması,

y_A = A istasyonunun uzun yıllarda verdiği yağış ortalaması.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. ATMOSFER

Atmosfer, yer küreyi çevreleyen ve onunla birlikte dönme hareketine katılan, çeşitli gaz, sıvı ve katı parçacıklardan oluşan bir karışımdır. Atmosfer, içerisinde oksijen ve su buharı bulundurması nedeniyle diğer gezegenlerin hava tabakalarından kimyasal bileşim yönünden ayrılık gösterdiğinden, canlıların yaşamını sürdürmesine olanak sağlar. Ayrıca güneşten gelen ışık ve ısının bir kısmının da bu gaz küre yardımıyla tekrar uzaya dönüşü sağlanır.

4.1. Atmosferin Yüksekliği ve Şekli

Atmosferin yüksekliği, atmosferi oluşturan gazların bulunmadığı noktadır. Bu noktada atmosfer basıncı sıfırdır. Atmosferin kalınlığının, buna ilişkin olarak nerede sona erdiğinin belirlenmesi zordur. Atmosferin madde içeriği dışa doğru yavaş yavaş azalmakla birlikte uzaydaki madde varlığı hiçbir zaman sıfıra düşmez. Atmosferi oluşturan gazlar ve hava zerrecikleri, yerçekimi ile dünyanın kendi eksenini etrafında dönmesi sonucunda oluşan merkezkaç kuvvetinin etkisi altındadırlar. Atmosferde yükseldikçe yerçekimi kuvveti azalır, merkezkaç kuvveti artar. Belirli bir yükseklikte yerçekimi kuvveti ile merkezkaç kuvveti birbirine eşit olur. Bu noktayı geçince merkezkaç kuvveti yerçekiminden fazladır ve bu noktadan sonra hava zerreciklerinin dünya ile ilişkisi kalmaz. Bazı araştırmacılara göre atmosferin dış sınırı yerçekimi ile merkezkaç kuvvetinin birbirine eşit olduğu yüksekliktir. Ancak yer manyetik alanının güneşten gelen parçacıkları (güneş rüzgarı) yansıttığı yüzey (Van Allen kuşağı) atmosferin dış sınırı olarak daha çok kabul görmektedir. Bu yüzeyin yerden uzaklığı ortalama 30.000 km olarak verilmektedir. Van Allen kuşağının dışındaki boşluğa gezegenler arası boşluk denilmektedir.

Son zamanlarda yapılan çalışmalardan elde edilen bilgilere göre 190-200 km'den sonra atmosfer etkisinin yok denecek kadar az olduğu sonucuna varılmıştır.

Meteoroloji yönünden atmosferin sınırının nerede olduğu ve yüksekliği büyük önem taşımaz. Meteoroloji ve iklim yönünden içinde hava olaylarının olduğu atmosferin alt kesimleri ve atmosfer yüksekliği daha önemlidir. Genellikle atmosferik olayların büyük bir bölümü atmosferin yeryüzünden itibaren ilk 10 km'sinde oluşmaktadır.

Dünyanın, çevresini saran atmosferle birlikte oluşturduğu şekil son yıllara kadar elipsoid olarak bilinmekte ise de son yıllarda çekilen uzay fotoğraflarına dayanarak bu şeklin küreye benzediği söylenebilir. Bununla birlikte atmosfer tabakası kutuplar üstünde

biraz basık, ekvator kısmında ise biraz şişkindir. Ekvator kısmındaki hava zerrecikleri merkezkaç kuvveti nedeniyle daha ileri fırlayabilmektedirler. Ayrıca ekvator da güneş ışınlarının dik gelmesi bu alanda atmosferin daha fazla ısınıp genişleyerek yüksekliğinin artmasına neden olmaktadır.

4.2. Atmosferin Ağırlığı ve Basıncı

Atmosfer, yeryüzünü çevreleyen ve yerçekimi nedeniyle ağırlıkları bulunan gazların mekanik bir karışımıdır. Bu karışımın ağırlığı atmosfer altındaki maddeler üzerinde bir basınç yaratır. Bu basınca hava basıncı denir. Atmosferin deniz seviyesinde 1 cm² yüzeye yaptığı basınç 76 cm civa sütununa eşittir. Bu değer ise $76 \times 13,6 = 1033$ g'dır.

Atmosferin basıncı yükseklikle azalır. Bu azalma yükseklikle doğru orantılı değildir. Örneğin deniz seviyesinde 76 cm civa sütununa eşit olan hava basıncı, 10 km yükseklikte 19,8 cm ve 20 km yükseklikte 4,1 cm civa sütununa eşittir.

Atmosfer içinde bulunan gazlar bir karışım halinde bulunmalarına karşın yerçekiminin etkisi ile özgül ağırlıklarına göre içiçe küreler oluştururlar. Gazların en ağırı yeryüzüne yakın, en hafifi de yerden en uzakta bulunur. Oksijen oldukça ağır bir gazdır ve bu nedenle yere en yakındır. Yüksekliklere çıkıldıkça oksijen azalmaya başlar, 10 km'den sonra solunum için yetersiz kalır. Yüksekliklerde oksijenin yerini özgül ağırlığı daha az olan gazlar alır ve gazların ağırlığı azalır, basınç düşer.

4.3. Atmosferin Tabakaları

Atmosferi oluşturan gazların ağırlıkları, kimyasal bileşimlerinin farklı olması ve sıcaklıktan dolayı atmosfer, fiziksel ve kimyasal özelliklerine göre bir dizi tabakaya bölünebilir.

Atmosfer yer yüzeyinden uzaya kadar çeşitli özelliklerine göre düşey olarak aşağıdaki şekillerde incelenebilir.

1. Gazlara Göre Atmosferin Tabakaları

Gazlara göre atmosfer; moleküler oksijen tabakası, atomik oksijen tabakası, helyum tabakası ve hidrojen tabakası olarak 4 tabakaya ayrılmaktadır.

a) **Moleküler oksijen tabakası** : Bu katmanda oksijen ve azot, moleküler halde bulunurlar. Yerden itibaren 120 km'ye kadar devam eder.

b) Atomik oksijen tabakası : Bu katmanda gazlar güneş ışınlarının etkisiyle atomlarına ayrılırlar. Atom halinde bulunan gazlar, moleküler haldeki gazlardan daha hafif olduğundan atmosferin üst katlarında bulunurlar. Bu katman 965 km'ye kadar uzanır.

c) Helyum tabakası : 965 km'nin üzerinde helyum katı bulunur. Helyumun % 10 kadarı iyon halindedir. Bu katmanın 2400 km'ye kadar uzandığı tahmin edilmektedir.

d) Hidrojen tabakası : 2400 km'nin üzerinde hidrojen katı bulunmaktadır. Bu katmanın ise 10.000 km'ye kadar uzandığı tahmin edilmektedir.

2. Kimyasal Özelliğine Göre Atmosferin Tabakaları

a) Homosfer : Yerden itibaren 90 km'ye kadar olan atmosfer içerisindeki gazların hacimsel oranları önemli bir değişikliğe uğramazlar. Atmosferin bileşimi hemen hemen sabit kaldığından bu tabakaya homosfer denir.

b) Heterosfer : 90 km'den sonra güneş ışınlarının da etkisiyle atmosferin bileşimi oldukça değişime uğrar ve iyonlaşma görülür. Bu tabakaya da heterosfer denir. Heterosferde azot ve oksijenden başka hidrojen ve helyum gibi hafif gazlar da bulunur.

3. Fiziksel ve Kimyasal Özelliklerine Göre Atmosferin Tabakaları

Atmosfer; fiziksel ve kimyasal özelliklerine göre troposfer, stratosfer (ozonosfer), kemosfer, iyonosfer ve ekzosfer olarak adlandırılan tabakalara ayrılır.

Troposfer ile stratosfer hakkında gerekli bilgi sıcaklığına göre atmosferin tabakaları kısmında verilmiştir.

a) Kemosfer : Yerden itibaren yaklaşık 45 km yükseklikte başlayıp 80-90 km'ye kadar devam eden tabakaya kemosfer denir. Bu tabakada güneşten gelen ultraviyole ışınlarının etkisiyle bazı gazlar değişmeye uğrarlar. Kemosferin alt kısımlarında oksijen, ozon halinde bulunur. Üst kısımlarda ise gazlarda iyonlaşma başlar. Bu iyonlar en çok oksijen ve hidroksil iyonlarıdır.

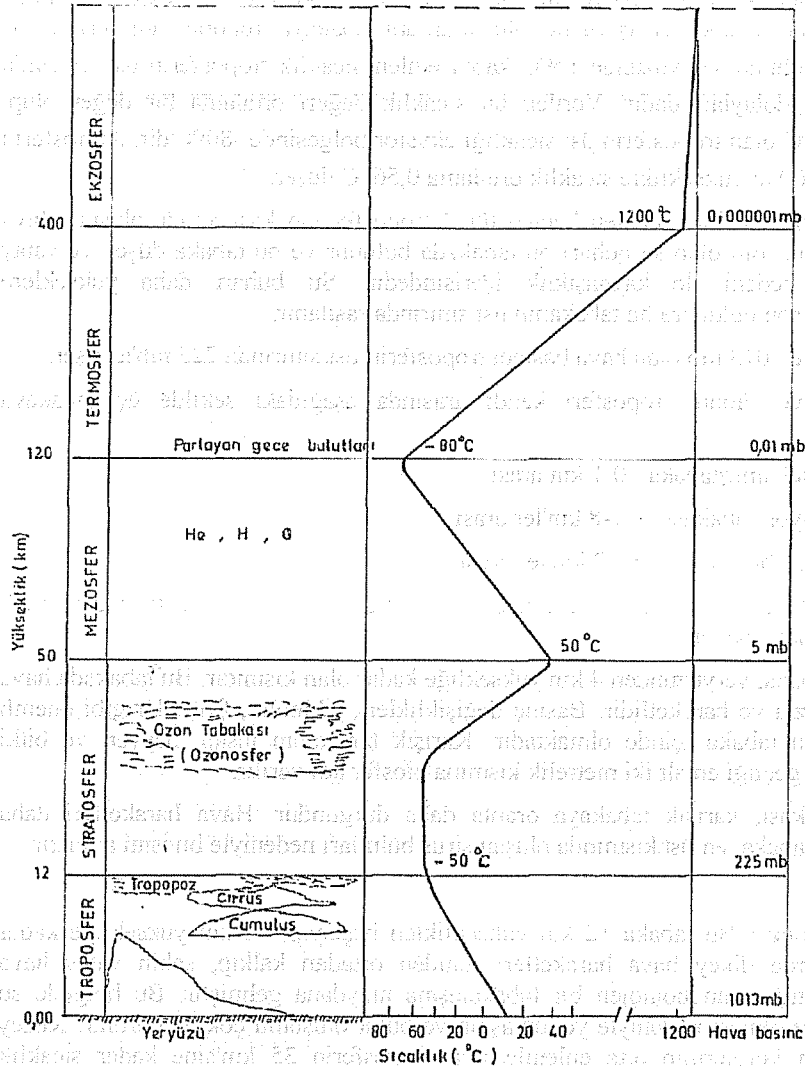
b) İyonosfer : 1906 yılında Amerikalı fizikçi Kennely tarafından radyo dalgalarının çok uzaklara gitmesinin nedeni araştırılırken atmosferde elektrikli taneciklerin bulunduğu bir tabakanın varlığı keşfedilmiştir. Bu tabakada gazlar, iyon halinde bulunduğu için iyonosfer adı verilmiştir. İyonosfer tabakası ortalama 80 km'den başlayarak 350 km'ye

kadar uzanır ve sıcaklık yükseklikle devamlı şekilde artar. Tabaka içerisinde farklı yoğunluklarda atomlar, iyonlar ve serbest elektronlar yer alır. Bu tabakadaki iyonlaşmaya, güneşten gelen kısa dalga boylu ışınlarla elektrik yüklü parçacıkların neden oldukları kabul edilmektedir. İyonosfer, klimatoloji ve meteoroloji yönünden belirgin bir özelliğe sahip olmamakla birlikte, radyo dalgalarını yansıtması bakımından çok önemlidir. Ayrıca bu tabaka içerisinde kutup AURORA'sı denen renkli ışık olayları ortaya çıkar. Kutup ve kutuplara yakın bölgelerde görülen Aurora'lar, değişik parlaklıkta, yerden 100 ile 400 km yüksekliklerde oluşur. Aurora'lar, dünyanın magnetik alanından dolayı kutup yakınlarında görülmektedir.

c) Ekzosfer : İyonosferden sonra gelen tabakaya ekzosfer denir. Ekzosfer atmosfer ile gezegenler arası ortam arasında geçiş bölgesini oluşturur. Yer yüzünden itibaren 400 km'den sonra yerçekiminin etkisinin azaldığı atmosfer katıdır. Bu katta bir kısım gazlar yer kürenin etrafında dönmekle birlikte bazıları da çekimden kurtulup uzaya uçarak kaybolurlar. Bu katın üst sınırı 1000 km olduğu düşünülmekte ise de bazı durumlarda 4000 km'ye kadar uzandığı varsayılmaktadır. Bu tabakanın alt tarafında helyum, üst tarafında ise hidrojen atomları bulunur. Ekzosferde yerçekim kuvvetinin etkisi çok az olduğundan bazen hidrojen atomları uzaya kaçmaktadırlar. Bu tabakada sıcaklık 1200-2000 °C dolayındadır. Atomlar çok seyrek olduğundan bu tabakanın sıcaklığını hissetmek olası değildir. Ekzosferin sıcaklığı arttıkça kalınlığı da artmaktadır. Söz konusu tabakaya magnetosfer de denmektedir. Magnetosfer, güneşten gelen elektrik yüklü parçacıklardan etkilenmekte olup, magnetosferin güneşe bakan yüzü basık, güneş görmeyen yüzü ise bir kuyruk şeklinde uzanmaktadır.

4. Sıcaklığına Göre Atmosferin Tabakaları

Atmosfer sıcaklığına göre ise yeryüzünden dış doğru troposfer, stratosfer, mezosfer ve termosfer olarak dört tabakaya ayrılır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Sıcaklığa Göre Atmosfer Katmanları ve Sıcaklık Değişimi.

a) Troposfer : Atmosferin enalt katını oluşturan troposferin kalınlığı ortalama 12 km'dir. Bu yükseklik kutuplarda 8 km, ekvatorda ise 17 km'dir. Troposferle üstünde bulunan stratosfer arasında geçiş yüzeyi oluşturan ara tabakaya tropopoz adı verilmiştir. Orta enlem kuşağında yer yüzünde 15°C kabul edilen sıcaklık troposferin üst sınırında ortalama -50°C dolaylarındadır. Verilen bu sıcaklık değeri ortalama bir değer olup, kutuplarda - 45°C olan troposferin üst sıcaklığı ekvator bölgesinde -80°C'dir. Atmosferin bu katında her 100 m yükseklikte sıcaklık ortalama 0,56°C düşer.

Meteorolojik olayların hemen hemen tümü troposfer tabakası içinde oluşur. Hava olaylarında büyük rolü olan su buharı bu tabakada bulunur ve bu tabaka düşey ve yatay hava hareketi nedeni ile kaynaşıklık içerisindedir. Su buharı daha yükseklerle çıkamadığından son bulutlara bu tabakanın üst sınırında rastlanır.

Yeryüzünde 1013 mb olan hava basıncı troposferin üst sınırında 225 mb'a düşer.

Penndorf ve Flohn, troposferi kendi arasında aşağıdaki şekilde üç tabakaya ayırmaktadırlar.

- Gezegenel sınır tabaka : 0-1 km arası
- Konveksiyon tabakası : 1-8 km'ler arası
- Tropopoz tabakası : 8-12 km'ler arası

Troposfer tabakası bazı araştırmacılara göre ise karışık tabaka ve sirus tabakası olmak üzere iki alt bölüme ayrılır.

Karışık tabaka, yeryüzünden 4 km yüksekliğe kadar olan kısımdır. Bu tabakada hava olayları daha fazla ve hareketlidir. Basıncı değişiklikleri, siklonlar, fırtınalar gibi önemli hava olayları bu tabaka içinde olmaktadır. Karışık tabakanın insan, hayvan ve bitki hayatının içinde geçtiği en alt iki metrelik kısmına biosfer adı verilir.

Sirus tabakası, karışık tabakaya oranla daha durgundur. Hava hareketleri daha düzgündür. Bu tabaka, en üst kısmında oluşan sirus bulutları nedeniyle bu ismi almıştır.

b) Stratosfer : Bu tabaka 12 km yükseklikten başlayıp, 50 km yüksekliğe kadar erişir. Stratosferde dikey hava hareketleri tümten ortadan kalkıp, sakin yatay hava hareketleri olduğuundan homojen bir tabakalaşma meydana gelmiştir. Bu bölgede su buharının çok az olması nedeniyle yoğunlaşma ve bulut oluşumu çok az görülür. Kuzey ve güney yarım kürelerinin orta enlemlerinde stratosferin 35 km'sine kadar sıcaklık sabittir. Tropik bölgelerde ise yükseldikçe sıcaklık sürekli artar. Stratosferin üst katlarında sıcaklık artarak 50 °C'e kadar yükselir. Sıcaklığın artmasının nedeni 20-45 km'ler

arasında ozon tabakasının bulunmasıdır. Ozonosfer denilen bu tabaka morötesi ışınları absorbe eder ve burada sıcaklığın artmasına neden olur. Ozonosfer güneşten gelen ultraviyole ışınları süzerek yeryüzüne ancak bir kısmını geçirir ve böylece yeryüzünde hayatı olası yapar.

c) Mezosfer : Stratosferin üzerinden başlar ve 120 km'ye kadar erişir. Bu tabakada yükseldikçe sıcaklık yeniden azalır ve tabakanın üst sınırında -80°C 'e kadar düşer. Hava basıncı bu katmanda 0,01 mb dolaylarındadır. En çok helium, hidrojen ve oksijen gazları bulunmakta olup elementler ve moleküller, enerji yönünden zengin ışınlar tarafından parçalanarak elektronlara ve iyonlara dönüştürülmüştür.

d) Termosfer : Bu tabakaya iyonosfer de denilmektedir ve 120 km'den başlayarak 400 km'ye kadar erişir. Tabakanın dış sınırında sıcaklık 1200°C 'in üstüne çıkar ve gece ile gündüz arasında büyük sıcaklık farklılığı bulunur. Tabakaya iyonosfer de denmesinin nedeni, bu bölgede gazların seyrek iyonlarının oluşmasındandır. İyon halinde bulunan gazlar özelliklerince göre bu katta, özel doğal katlar oluşturur ve güneşten aldığı enerji sonucunda ısıları da çok yüksektir.

4.4. Atmosferin Bileşimi

Bileşim yönünden atmosfer, gaz şeklindeki çeşitli element ve moleküllerden oluşan bir karışımdır. Bunun yanında içerisinde az miktarda sıvı ve katı maddeler de bulunur. Güneşe oranla yeryüzü atmosferi daha az miktarda hafif elementler içermektedir. Atmosferin dünyanın oluşumundan bu yana yavaş yavaş değişerek bu duruma geldiği tahmin edilmektedir. Bu zaman süresi içinde basınç ve sıcaklık değişimleri bir takım kimyasal olayların ortaya çıkmasına ve atmosfer içerisindeki moleküllerin şekil ve yer değişimlerine neden olmuştur. Atmosferdeki element, molekül ve bileşimlerin farklı yüksekliklerde farklı miktarlarda olması, dünyanın yerçekimi ve merkezkaç kuvveti nedeniyledir. Yer çekimi etkisiyle atmosferin alt kısımlarında azot, oksijen, karbondioksit, su buharı gibi daha ağır element ve bileşimler toplanmış, hidrojen, helium ve diğer asal gazlar gibi hafif gazlar merkezkaç kuvveti ve difüzyon etkisiyle atmosferin üst kısımlarına kaçmışlardır. Bu nedenlerle atmosfer farklı yüksekliklerde farklı bileşime sahiptir.

Atmosferin troposfer, katında içinde bulundurduğu gaz, toz ve su buharı gibi cisimciklerin birbiri içine girmesinden dolayı mekanik bir gaz karışımı oluşmuştur. Bu karışımda bazı durumlarda sıvı ve katı maddelerin ince tanecikler halinde gözle görülebilir durumda olmalarına "aerosol" adı verilir.

Genellikle yeryüzündeki hayatın varlığını sağlayan, canlıların yaşamasını olası kılan atmosferin troposfer tabakasıdır. Bu nedenle troposferin bileşimi üzerinde durmak yararlı olur.

Troposferi oluşturan gazlar; havada sürekli bulunan ve miktarları değişmeyen gazlar, havada sürekli bulunan ve miktarları değişen gazlar, havada her zaman bulunmayan gazlar ve atmosferde bulunan tozlar olmak üzere dört grupta toplanabilir. Bu gazlardan başka az da olsa havada amonyak, iyot, kükürtdioksit de bulunabilir.

Atmosfer bileşiminde özellikle atmosferin karbondioksit, kükürtdioksit ve gaz içeriğinde olabilecek değişimler yeryüzünde yaşam dengesini etkiler ve büyük iklim değişikliklerine neden olabilir.

1. Havada Sürekli Bulunan ve Miktarları Değişmeyen Gazlar

Bu gazlar genellikle azot, oksijen ve asal gazlar olup, bunların troposferin bileşimindeki oranları Çizelge 4.1'de verilmiştir.

Çizelge 4.1. Havanın Bileşiminde Bulunan Gazların Oranları

Madde		İçerik. Hacim %'desi olarak
Azot	N ₂	78,07
Oksijen	O ₂	20,95
Su buharı	H ₂ O	1,3 (0-7)
Argon	Ar	0,94
Karbondioksit	CO ₂	0,03 (0,01-0,1)
Neon	Ne	1,5 x 10 ⁻³
Helium	He	1,5 x 10 ⁻⁴
Kripton	Kr	1,5 x 10 ⁻⁴
Xenon	X	5,5 x 10 ⁻⁶
Hidrojen	H ₂	0,01
Ozon	O ₃	0,1 x 10 ⁻⁵
Amonyak	NH ₃	0,3 x 10 ⁻⁶
İyot	I ₂	0,4 x 10 ⁻⁸
Radon	Rn	0,6 x 10 ⁻¹⁷

a) Azot : Troposferin bileşiminde fazla oranda bulunan azot, serbest halde bulunduğu gibi karışımlar halinde de havanın bileşiminde yer alır. Azotun inorganik bileşikleri, azot içeren organik maddelerin bozulmasından ortaya çıkan az miktarda amonyak ile fırtınalı ve şimşekli (yıldırımli) havalarda oluşan nitrik asitten oluşur.

Genellikle azot kokusuz, renksiz ve tadı olmayan bir gaz olup, suda erir ve yanmaz.

b) Oksijen : Suda eriyen bir gaz olup, yaşam için en önemli bir maddedir. Sıcaklığın artmasıyla suda erimesi artar.

Atmosfer içerisinde 80 km yüksekliğe kadar yalnız molekül şeklinde bulunan oksijen 80-120 km'ler arasında hem molekül hem atom şeklindedir. 120 km'den sonra ise oksijen atmosferde yalnız atom şeklinde bulunur.

c) Asal gazlar : Argon, neon, helium, kripton, xenon ve radon gibi asal gazlar atmosferde çok az bulunurlar ve radondan dolayı atmosferin belirli bir radyoaktivitesi vardır. Radonun yarılanma süresi 4 gün gibi kısa olduğundan radondan dolayı meydana gelen atmosfer radyoaktivitesi küçük ve sabittir. Günümüzde atom denemeleri sonucu atmosfere yeni radyoaktivite eklenmekte ve atom parçalanması ürünlerinin yarılanma süreleri çok uzun olduğundan bu şekilde oluşan radyoaktivite atmosferde sürekli yığılma göstermektedir.

2. Havada Sürekli Bulunan ve Miktarı Değişen Gazlar

Bu gruba dahil gazlar atmosferde her zaman bulunsun da oranları sürekli değişir. Bunlar; su buharı ve karbondioksittir.

a) Su buharı : Atmosfer içinde miktarı yere ve zamana göre en çok değişen gaz su buharıdır. Ekvatorial iklimde hava içinde ortalama olarak % 2-3 oranında su buharının bulunmasına karşılık, orta kuşakta bu miktar % 1'e, kutup kuşağında ise % 0,25'e düşmektedir. Su buharı atmosferde düşey yönde de bir azalma gösterir. Deniz yüzeyinde fazla olan su buharının 7500 m yükseklikte ancak % 10'u kalmaktadır.

Atmosfer içinde bulunan su buharının etkileri şunlardır.

- Yeryüzündeki yağış ve nem su buharı ile olur,
- Gazlar, su buharı ile birlikte sıcaklığı emer,
- Sıcaklığı emen gaz küresi, sıcaklığı uzaya kaçırmaz, su buharının az olduğu gecelerde toprak radyasyon yolu ile sıcaklığını kaybeder, sonuçta da çok çabuk soğur.

- Hava sirkülasyonunun nedenini oluşturan buharlaşma sıcaklıkla ilgili olarak havadaki nemin yoğunlaşmasını sağlar.

b) Karbondioksit : Atmosferdeki içeriği atmosferin yüksekliğine ve diğer koşullara bağlı olan karbondioksit bir alanın klimatolojik koşullarına büyük etkiye bulunur. Bu gazın başta gelen etkisi yeryüzündeki bitkilerin özümleme yapmasını sağlamasıdır. Bir yandan insan ve hayvan solunumu ile volkanik olaylarla ve endüstri artışı olarak atmosfere karbondioksit karışırken diğer yandan bitkiler tarafından özümlemede tüketilmektedir. Bu olayların yoğunluğuna bağlı olarak atmosferdeki karbondioksit miktarı yere ve zamandan zamana değişir. Karbondioksit topraktan 2 cm yükseklikteki havada % 0,037, 20 cm yüksekte % 0,033 ve 200 cm yükseklikte % 0,030 oranında yer alır. Toprak içindeki oranı ise biraz daha fazladır.

Karbondioksitin havanın ısınmasında büyük etkisi vardır. Yapılan incelemelere göre havanın içindeki karbondioksit miktarı % 60 oranında azalırsa yer yüzünün sıcaklığı da 4-5 °C azalacaktır. Bunun tersi olarak karbondioksit miktarı iki katına çıkarsa hava sıcaklığı 7-8°C artacaktır. Sonuç olarak karbondioksit, güneşten gelen ısının yeryüzüne ulaşmasını sağladığı gibi radyasyon yoluyla atmosfere yansıyan ısıyı tutarak toprağın soğumasına da engel olur.

3. Havada Her Zaman Bulunmayan Gazlar

Bu gazlar bazı koşullarda atmosferde hiç bulunmazlar. Bunlar ozon, amonyak, kükürtlü hidrojen, kükürttrioksit gibi gazlardır. Bunların miktarları her zaman değiştiği için oranları üzerinde bir rakam vermek olası değildir.

Ozon : Genellikle hava içerisinde molekül şeklinde bulunan oksijen ve su buharı, ultraviyole ışınları ve elektriklenme ile ozona dönüşür. Oksijenden daha etkili olan bu gaz hafif mavi reklı olup, atmosferin bulutsuz olduğu zaman aynı rengi almasına neden olur. Atmosferin belirli bir bölgesinde toplanmış olan ozon, morötesi ışınları absorbe etmesi yönünden önem taşır. Ozon daha çok atmosferde 20-25 km'ler arasında bulunur ve yeryüzüne yakın katlarda ise yok denecek kadar azdır. Atmosferdeki ozon tabakası morötesi (ultraviyole) ışınları tutarak yeryüzündeki canlıları bu ışınların olumsuz etkilerinden korur. Ozon tabakasının % 1-2 oranında azalması ve yeryüzüne gelen morötesi ışınların artması deri hastalıklarının artmasına ve canlıların kalıtım faktörlerinin bozulmasına neden olur.

4. Atmosferde Bulunan Tozlar

Atmosferde mineral veya organik kökenli sürekli toz bulunur. Büyüklükleri farklı olan bu tozlardan büyük çaplıları rüzgarın hızı azalınca yere düşmesine karşın küçük çaplı tozlar uzun zaman havada kalır ve yüksekliklere çıkar.

Genellikle yeryüzünden doğan tozlar özellikle havanın alt kısmında toplanırlar. Havada toz oranı arttığında hayat, görüş ve solunum zorlaşır. Tozların toplanarak oluşturdukları toz çekirdekleri bazen renkli yağışları oluştururlar. Renkli yağışlar havadaki tozların taşıdıkları renge göre değişir.

Troposferde yukarıda tanımlanan gazlardan başka azda olsa kükürtdioksit, amonyak, iyot, flor bileşikler, karbonmonoksit, hidrojen sülfür, klor gibi canlılar için zararlı gazlarla duman ve sis de bulunabilir.

Kükürtdioksit atmosferde en çok görülen bir gazdır. Özellikle sanayi bölgelerinde yüksek konsantrasyonda rastlanır. Bitkiler üzerine fotosentez zehiri olarak etki eder. Flor bileşiklerinden özellikle hidrojen florür enzimatik faaliyetleri önleyici niteliktedir. Amonyak yalnızca yüksek konsantrasyonlarda zararlı olup, 0,05 ppm altında olduğunda yararlıdır.

Duman katı parçacıklardan, sis ise sıvı parçacıklardan oluşan hava içerisindeki kolloid bir sistemdir. En zararlı şekli özellikle kömür dumanlarıyla sisin karışık halde bulunmasıdır.

4.5. Atmosfer Bileşimindeki Değişikliklerin İklimle İlişkisi

Hava kirliliği gerçekten son yıllarda bütün dünya için bir tehlike haline gelmiştir. Bu kirlenme sadece insanda bir huzursuzluk, hastalık, hatta ölüme yol açmakla kalmamakta dünya ikliminde kesin değişmelere neden olmaktadır.

Genellikle hava kirlenmesinde önemli rol oynayan kimyasal elemanların başlıcaları kükürtdioksit ve karbondioksittir. Bunlardan karbondioksit, yapısında karbon bulunan maddelerin yanmasından ortaya çıkmaktadır.

Yapılan araştırmalara göre hava içinde karbon 500 ppm'e yükselirse dünya ısısı 1,5 °C artmış olacaktır. Bilindiği gibi hava içindeki karbondioksit güneş radyasyonunu gündüzleri emerek tutar, geceleri ısıyı geri vererek atmosferin alt katmanlarında havanın ısınmasında rol oynar. Dünyanın ısı dengesini bozan karbondioksit ve kükürtdioksit havanın kirlenmesinde son derece önemli rol oynar. Havadaki kükürtdioksitin su buharı ile birleşerek asit yağmurunu oluşturması yeryüzünde bitki yaşamını etkileyerek bitki florasının zarar görmesine neden olmaktadır.

Atmosfer içindeki karbondioksitin aksine tozlar yeryüzünün soğumasında önemli rol oynar. Tozlar, atmosferdeki güneş radyasyonuna bir engel oluştururlar. Bu nedenle tozların arttığı yerde dünyanın ısınması artmadığı gibi giderek azalacak niteliktedir.

Bu arada tozlar çoğu zaman bulutların ve çökelmelerin oluşmasına da yol açmaktadır. Bilindiği gibi çok geniş bulutlar dünya ısınısını düşürmektedir.

Havadaki karbondioksit ve tozlardan başka büyük şehirlerdeki otomobil egsoz gazları kahverengi sisin oluşmasına neden olmaktadır. Bu sis havanın ekolojik dengesini bozmakta büyük bir etkindir. Egsoz gazları içindeki kurşun havaya buz kristalciklarının oluşmasına yardım eden zerrecikleri enjekte etmektedir.

BEŞİNCİ BÖLÜM

5. GÜNEŞ IŞINI

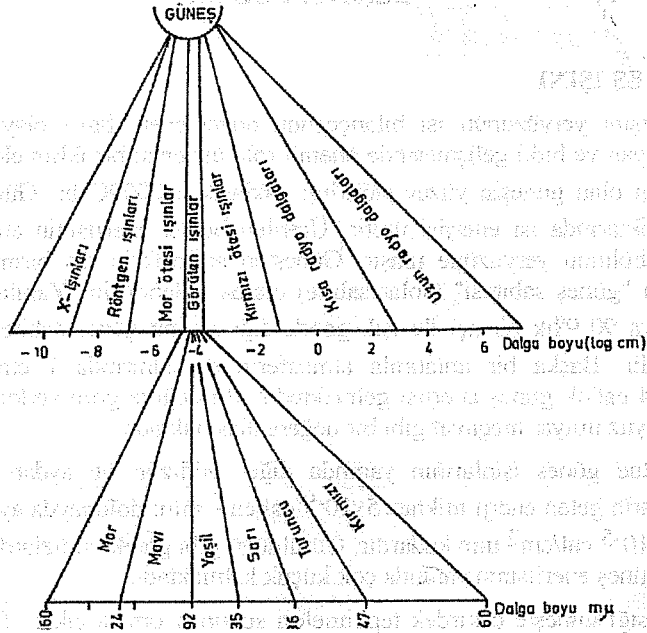
Güneş ışını yeryüzünün ısı bilançosunu düzenleyen, hava olayları için gereken enerjiyi sağlayan ve bitki gelişmesinde önemli rolü üstlenen bir iklim elemanıdır. Birincil enerji kaynağı olan güneşin yüzey sıcaklığı yaklaşık $6\,000^{\circ}\text{C}$ 'dir. Güneş dakikada 5×10^{27} kcal miktarında ısı enerjisi üretir. Üretilen bu ısı enerjisinin ancak milyarda iki kadarlık bir bölümü yeryüzüne ulaşır. Güneşten atmosferin dış birim yüzeyine gelen enerji miktarı "güneş sabitesi" (solar sabite) olarak adlandırılır. Yapılan hesaplara göre güneş dünyaya 90° 'lik bir açı ile ışık gönderdiği zaman güneş sabitesinin değeri $1,94 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ 'dir. Başka bir anlatımla atmosferin dış sınırında 1 cm^2 'lik yüzeye bir dakikada $1,94 \text{ cal}$ 'lık güneş enerjisi gelmektedir. Bu değere göre yerküreye gelen güneş enerjisi yılda yüz milyar megavat gibi bir değere ulaşmaktadır.

Yeryüzüne güneş ışınlarının yanında diğer yıldızlar ve aydan da ışınlar gelir. Kozmik ışınlarla gelen enerji miktarı 5×10^{-9} cal/cm².min; dolunayda ay ışıması ile gelen enerji $1,88 \times 10^{-5}$ cal/cm².min kadardır. Görüldüğü gibi gerek yıldızlardan gerekse aydan gelen enerji güneş enerjisinin yanında çok küçük kalmaktadır.

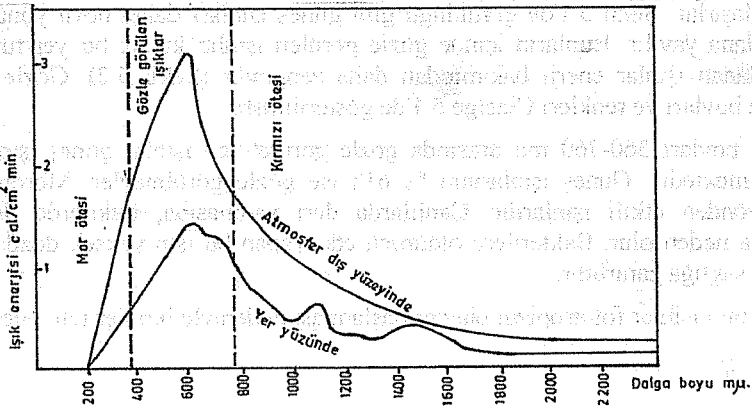
Güneş ışığı güneşte çekirdek tepkimeleri sonunda ortaya çıkan, foton denilen ışık kuantumlarıdır. Bu ışık kuantumları aynı zamanda farklı dalga boyu elektromanyetik dalgalarıdır. Işık, güneşin saldığı ışınlardan sadece biridir. Güneş; ısı, radyo dalgaları ve x ışınları da yayar. Bu ışınlarm ışık hızına eşit bir hızla yayılırlar ve güneşten dünyaya 8 dakikada ulaşılır. Şekil 5.1'de görüldüğü gibi güneş ışımları dalga boyu yönünden çok geniş bir alana yayılır. Bunların içinde gözle görülen ışımlar küçük bir yer tutmaktadır. Gözle algılanan ışımlar enerji bakımından daha zengindir (Şekil 5.2). Gözle algılanan ışığın dalga boyları ve renkleri Çizelge 5.1'de gösterilmiştir.

Dalga boyları 360-760 nm arasında gözle görülebilen ışınlar güneş ışınlarının % 39'unu içermektedir. Güneş ışınlarının % 61'i ise gözle görülmezler. Morötesi ışınlar biyolojik yönden etkili ışınlardır. Canlılarda deri yanmasına, bitkilerde de klorofil bozulmasına neden olur. Bakterilere öldürücü etki yapan bu ışın yüksek dozda alınması durumunda sağlığa zararlıdır.

Mor-mavi ışınlar fototropizm olayını başlatması nedeniyle bitkiler için önemlidir.



Şekil 5.1. Dalga Boylarına Göre Güneş Işınları.



Şekil 5.2. Işınlardan Sahip Oldukları Enerji.

Çizelge 5.1. Gözle Algılanan Işımlar

Renk	Dalga Boyu (Mikron)
Morötesi	0,290-0,360
Mor	0,360-0,424
Mavi	0,424-0,492
Yeşil	0,492-0,535
Sarı	0,535-0,586
Turuncu	0,586-0,647
Kırmızı	0,647-0,760

Yeşil-kırmızı ışınlar, bitkilerde özümlemeye etkisi büyük olan bir ışımdır.

5.1. Işıma Yasaları

Sıcak bir cismin çevresine yaydığı ışınların dalga boyu cismin mutlak sıcaklığı ile ters orantılıdır.

$$\lambda = a/T$$

Eşitlikte;

λ = Işımanın dalga boyu

a = Sabit bir değer (0,2897 cm °K)

T = Cismin mutlak sıcaklığı(°K)

Açıklanmaya çalışılan bu yasa "Wien Yasası" olarak bilinmektedir. Güneşin sıcaklığı çok yüksek olduğundan çevreye yaydığı ışınların dalga boyları çoğunlukla küçüktür. Ortalama sıcaklığı 150°C olan yer kürenin ışıması ısı dalgaları olarak bilinen uzun dalga boylu ışınlarla olur.

Bir cismin ışıma ile yaydığı enerji miktarının cismin mutlak sıcaklığının dördüncü kuvveti ile orantılı olduğunu belirten yasa "Stefan-Boltzmann Yasası" olarak bilinir. Bu yasa aşağıda verilen eşitlikle tanımlanır.

$$I = d T^4$$

Eşitlikte;

I = Işıma ile salınan enerji (cal/cm².min)

d = Boltzmann sabiti (0,817 x 10⁻¹⁰ cal/cm².min.°K)

T = Cismin mutlak sıcaklığı (°K)

Bu yasaya göre 15°C'deki bir toprak çevreye 0,56 cal/cm².min. değerinde ısı enerjisi verir. Güneşin sıcaklığı yüksek olduğundan ışıma ile verdiği enerjide yüksektir.

5.2. Işığın Yeryüzüne Gelmesi

Güneş yerküreye birçok ışınlar göndermektedir. Bunların hepsine güneş ışını adı verilir. Çok çeşitli olan bu ışınlardan bir kısmı gözle görülmekte ve yeryüzünü aydınlatmaktadır. Aydınlatıcı ışınlardan başka gözle görülmeyen ancak yaptıkları etkileri görülen kısa dalgalı ve uzun dalgalı ışınlar da vardır.

Kısa dalgalı ışınlara ultraviyole ışınları dendiği gibi yaptıkları iş ve etkileri yönünden kimyasal ışınlar da denmektedir. Bunlar bazı meddelerle kimyasal etkilerde bulunur. Özellikle bitki özümlemesinde bu ışınların etkisi büyüktür.

Uzun dalgalı ışınlara "enfraruj" adı verilmekte ve meteorolojik yönden önemli ışınlar olmaktadır. Yerkürede ısıdan kaynaklanan birçok meteorolojik olayların oluşmasına bu ışınlar neden olmaktadır. Termometrelerin gösterdiği değerler bu ışınların etkisi altında olduğundan bunlara "ısı ışınları" da denmektedir.

Dalga uzunlukları 200-3000 mμ arasında olan güneş ışınları için atmosfer saydam durumdadır. Gamma, X ve ultraviyole ışınları gibi daha kısa dalgalı ışınlar atmosferin üst katlarında emilirler. Yeryüzüne erişen ısı ışınları yeri ısıtır. Isınan yerin yaydığı ışınlar için atmosfer saydam değildir. Işınlar su buharı ve karbondioksit tarafından emilir ve atmosfer ısınır. Isınma sonucu atmosferde hava olayları için enerji birikir.

Genellikle güneş ışınları yeryüzüne ışınlar, kozmik ışınlar veya tanecikler şeklinde ulaşırlar.

Işınlar şeklinde yeryüzüne ulaşan güneş enerjisi yerküredeki canlı yaşamı için çok önemlidir. Bu ışınlar en kısa yoldan yeryüzüne ulaşırlar. Kozmik ışınlar ise her yönden karışık olarak yerküreye erişirler.

Güneş ışınları atmosferi kat ederek yeryüzüne gelmektedirler. Işığın atmosfer içinde aldığı yol uzadıkça ışık yere erişinceye kadar zayıflar. Işığın atmosferde zayıflamasının iki nedeni vardır.

- Difüzyon ve Refleksiyon

- Absorbsiyon

1. Difüzyon ve Refleksiyon (Dağılma ve Yansıma)

Atmosfere giren ışının moleküllere ve katı parçacıklara çarparak dalga boyunu değiştirmeksizin veya başka bir enerji şekline dönüşmeksizin yönünü ve yolunu değiştirmesidir. Bu olay atmosferde güneş ışınlarını zayıflatır. Işığın difüzyona uğrayabilmesi için çarptığı taneciğin çapının ışık dalga boyundan küçük olması gerekir. Taneciğin çapı ışık dalga boyundan büyük ise ışık yansır.

Yansıma ve dağılma, ışınların yalnız yönünü saptırmakta, dalga uzunluklarını etkileyerek enerji şeklini değiştirmemektedir. Bu nedenle dağılmaya uğrayan % 25 oranındaki ışınların % 16'lık kısmı kısa dalgalı ışınlar halinde yeryüzüne ulaşır. Işınların yansıması ve dağılması, atmosfer içinde kat ettiği yolun büyüklüğüne, molekül sıklığına göre artar. Yeryüzünden yükseklerle çıkıldıkça dağılma daha az olduğundan havanın parlak rengi kaybolarak daha koyu renkte görülür. Öğle üzeri yere dik gelen ışınlar kısa yol aldıkları için güneş parlak gözüktür ve gökyüzü çok açık mavi-beyaz renktedir. Kuşluk ve ikindi üzeri eğimli gelen ışınlar atmosfer içinde daha uzun bir yol aldıkları için hava daha fazla mavi renk alır. Mavi ve mavi renge yakın kısa dalga boyulu ışınlar atmosferde daha çok difüzyona uğradıklarından gökyüzü mavi renkte gözüktür. Atmosfer dışında, uzay boşluğunda difüzyona neden olacak madde bulunmadığından uzay boşluğu siyahtır. Diğer yandan kutuplara doğru çıkıldıkça ışığın atmosfer içindeki yolu çok uzar ve mavi ışınların çoğu difüzyona uğrarlar. Bu nedenle kutuplarda özellikle akşamları yalnızca kırmızı yakını uzun dalga boyulu ışınlar yeryüzüne erişebilmekte ve bunun sonucu olarak da gece yarısı güneşi kırmızı gözükmektedir.

Akşam ve sabah güneş ışınları çok eğik olarak geldiğinden alt katmanlarda mavi ışınların büyük bir kısmı dağılır ve gözle görülebilecek yalnız kırmızı ışıklar ulaşır. Bulutların bize günün bu sıralarında kırmızı ve turuncu gözükmesinin nedeni budur. Isı ışınlarının dağılma nedeni ile azalması yüzünden günün belirtilen bu saatlerinde hava da soğumaktadır.

2. Absorbsiyon

Işığın atmosferde çeşitli maddelerce emilerek ısı ve iyonizasyon gibi başka enerji şekillerine dönüşmesidir. Atmosferde absorbsiyona en çok neden olan maddeler su

buharı, karbondioksit ve ozon'dur. Atmosferde en çok absorbe edilen ışınlar morötesi ışınlarla uzun dalga boylu ışınlardır. Yükseklerle çıkıldıkça yeryüzüne erişen morötesi ışınların oranı artar ve bunların bitkiler üzerindeki olumsuz etkileri görülür. Bitki gelişmesinin 6000 m'den yukarılarda sona ermesi kısa dalga boylu ışınların buralara yoğun bir şekilde gelmeleri sonucudur. Atmosferde kısa dalga boylu ışınların absorbe edilmeleriyle yerde canlı yaşamını korunurken, uzun dalga boylu ışınların absorpsiyonu ile de ısı enerjisinin atmosfer dışına çıkması önlenmiş olur.

5.3. Işığın Yerden Yansıması

Yeryüzüne gelen güneş ışınlarının büyük bir bölümü toprak tarafından absorbe edilir, geriye kalan kısmı ise yeniden atmosfere yansır. Yeryüzüne gelen ışınla yerde değişikliğe uğramadan atmosfere yansıyan ışın arasındaki orana "albedo" denir. Işığın yansıması yerin ısı bilançosuna etki eden önemli bir özelliktir. Yerin ışığı yansıtma oranı ışığın geliş açısına ve yüzey özelliğine bağlıdır. Çeşitli yüzeylerin ışığı yansıtma oranları Çizelge 5.2'de gösterilmiştir.

Çizelge 5.2. Çeşitli Yüzeylerin Işığı Yansıtma Oranları

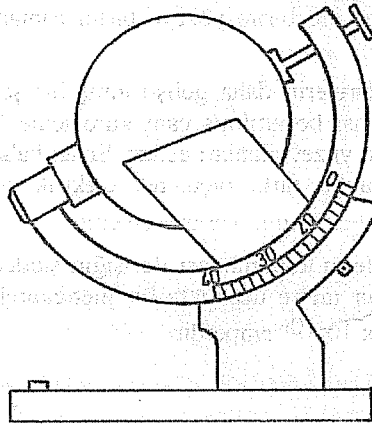
Yüzey	Işığı Yansıtma Oranı (%)
Çayır	25
Orman	10-30
Tarla	10
Kaya	12-15
Kum	13-30
Kuru Toprak	8-14
Yaş Toprak	8-9
Çöl	30-40
Su	50
Taze Kar	85
Eski Kar	50

Yeryüzünün ışığı yansıtma oranı büyüdükçe yerin ve buna ilişkin olarak atmosferin ısınması azalır. Taze yağmış karın yansıtma oranı % 85'e kadar çıkmaktadır. Karla kaplı alanların üzerinde atmosferin ısınması güç olduğundan bu gibi yerlerde hava daha soğuktur.

5.4. Güneş Işınlının Ölçülmesi

Herhangi bir yerde günün hangi saatlerinin güneşli geçtiği, güneş ışınları ile gelen enerji miktarı ve ışığın şiddeti yapılan çeşitli ölçmelerle saptanır.

Günün hangi saatlerinin güneşli geçtiğinin saptanmasında heliograflar kullanılır. Heliografların birçok çeşidi bulunmasına karşın en yaygın olarak kullanılan Campell heliografıdır (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Campell Heliografı.

Campell heliografı jana camından yapılmış küresel bir mercek ve bu merceğin odak noktasına konulan alevlenmez, üzeri saat bölmeli bir kağıt şeritten oluşur. Cam kürenin çapı 96,4 mm olup ışığı % 70 oranında geçirir. Güneşli günde güneş ışınları kürenin odak noktasında toplanarak kağıt üzerinde kahverengi bir yanık lekesi oluşturur. Güneş parlamaya devam ettiği sürece yanık izi bir çizgi şeklinde ortaya çıkar. Bulutlu havalarda şerit üzerinde yanık izi oluşur. Şeridin üzerinde günün saatleri işaretli olduğundan hangi saatler arasında havanın güneşli olduğu görülebilir. Alet yerden 1,5-2 m yüksekliğe

kurulur ve kurulduğu yerin enlem derecesine ayarlanır. Alete konan şeritlere diyagram denir ve bunların yazlık, kışlık ve baharlık olmak üzere üç çeşidi vardır.

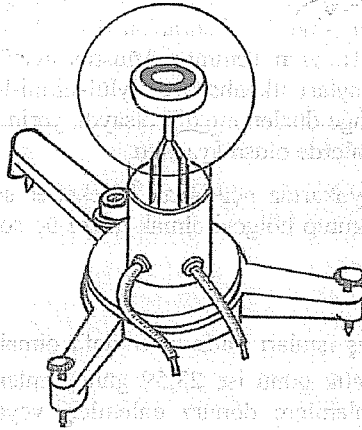
Heliografların diğer çeşitleri; Sunshine heliografı, Pars heliografı ve Marvin heliografı'dır.

Heliograflarla radyasyon şiddetini yani ışıma enerjisi miktarını ölçmek olası değildir. Radyasyon şiddeti aktinometreler, aktinograflar veya pyrliometrelerle ölçülür. Aktinometreler güneş ve gökyüzü radyasyonunu doğrudan doğruya ölçen ve iki termometreden oluşan gereçlerdir. Bu gereçler güneş ışınlarına dik olan 1 cm^2 'lik alana bir dakikada gelen ışıma miktarını kalori olarak ölçerler.

Termometrelerden birisinin civa haznesi siyaha boyanmış olup, termometrelerin ikisi de havası boşaltılmış koruyucu birer cam küre içine alınmıştır. Bu şekilde termometreler rüzgarın etkisine karşı korunmuşlardır. Siyaha boyanmış termometrede okunan sıcaklık değeri daha yüksektir. İki termometre arasındaki okuma farkının alete özgü sabit bir değere bölünmesi ile birim yüzeye birim zamanda gelen ışıma miktarı kalori olarak elde edilir.

Pyrliometreler aktinometrelerin daha geliştirilmiş bir şeklidir (Şekil 5.4). Aynı merkezli iki gümüş halka, havası boşaltılmış cam küre içine konmuştur. İçteki halka siyaha boyanmış olup halkaların yüzey alanları eşittir. Siyah halka beyaza göre daha çok ısınır. Halkalar arasındaki sıcaklık farkı ölçülerek elektrik akımına çevrilir. Oluşan elektrik akımından radyasyon $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ olarak elde edilir.

Fotoseller ve fotoelementlerin kullanılması ile ışığın şiddeti lüks olarak elde edilir. Bir lüks bir hefnar mumunun bir metre uzaklıkta bir metrekairelik yüzeyde oluşturduğu aydınlanmadır. Ayrıca $1 \text{ lüks} = 1 \times 10^{-10}$ amperdir.



Şekil 5.4. Pyrheliometre.

5.5. Solar İklim Bölgeleri

Uzayda yerküre beş ayrı hareket yapar. Bu hareketlerin sonucu yeryüzünde çeşitli solar (günsel) bölgeler ortaya çıkmıştır. Uzayda yerkürenin yaptığı hareketler şunlardır.

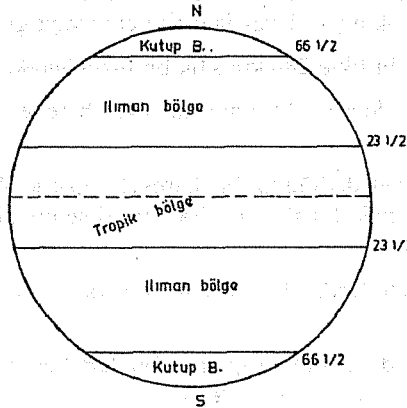
- Yerküre saman yolu ile birlikte 280 km/s'lik bir hızla hareket eder.
- Dünya, vega yıldızına doğru 19,5 km/s'lik hızla hareket eden güneş sisteminin hareketine katılır.
- Yerküre koniksel hareket dediğimiz bir hareket yaparak 26000 yılda bir devrini tamamlar. Bu şekliyle yerküre tıpkı bir iğ gibi 13000 yıl ekseninin bir yanına 13000 yıl da diğer yanına yatarak döner.
- Dünya kendi eksenini etrafında dönme hareketi yapar ve bu hareketi 24 saatte tamamlar.
- Dünya güneş çevresinde dönme yaparak, bu hareketini de 365 gün 6 saatte tamamlar ve mevsimlerin ortaya çıkmasına neden olur.

Dünyanın güneş çevresindeki yörüngesi elips şeklindedir. Eksenini yörünge düzlemi ile 66 derece 33 dakikalık bir açı yapmaktadır. Yerküresinin bu farklı hareketleri yeryüzünün farklı bölgelerine güneş ışınlarının değişik açılarda gelmesine, bu nedenle farklı enlemlerde farklı ışıktanma süresinin ve mevsimlerin ortaya çıkmasına neden olmaktadır. Yerküre ekseninin yörünge düzlemiyle yaptığı açı nedeniyle güneş ışınları yıl

içinde ekvatora 21 Mart ve 21 Eylül tarihlerinde olmak üzere iki defa dik gelmekte, kuzey yarım küresinin yengeç dönencesine 21 Haziran'da dik, 21 Aralık'ta eğik gelmektedir. Böylece kuzey yarım kürede Haziran-Temmuz-Ağustos ayları yaz; Aralık-Ocak-Şubat ayları kış; Mart-Nisan-Mayıs ayları ilkbahar ve Eylül-Ekim-Kasım ayları da sonbahar mevsimidir. Yerin eksenini yörünge düzlemine dik olsaydı, yerin her noktasında gündüz ve geceler eşit olacağı gibi mevsimlerde oluşmayacaktı.

Yerkürenin konumu ve yukarıda açıklanan hareketler sonucu olarak yeryüzünde tropik bölge, ılıman bölge ve kutup bölgesi olmak üzere üç solar bölge ortaya çıkmıştır (Şekil 5.5).

1. Tropik Bölge : Güneş ışınları yılda birer defa olmak üzere 21 Haziran günü $23,5^{\circ}$ kuzey enlemine, 21 Aralık günü ise $23,5^{\circ}$ güney enlemine dik gelir. Kuzey ve güney yarım küredeki bu enlemlere dönüm enlemleri veya dönenceler adı verilir. Dönencelerden kuzey yarım küredeki "yengeç dönencesi", güney yarım küredeki ise "oğlak dönencesi" denir. Dönence enlemleri arasında kalan kuşak tropik bölgeyi oluşturur. Bu bölgede gece ve gündüz süreleri farkı çok az olup, günlük en uzun güneşlenme süresi 13,5 saat, en kısa güneşlenme süresi de 10,5 saattir. Yeryüzünün % 40'ını bu bölge oluşturur.



Şekil 5.5. Solar İklim Bölgeleri.

2. Ilıman Bölge : Kuzey ve güney yarım kürelerinin $66,5^{\circ}$ enlemlerine kutup daireleri denir. Her iki yarım kürede kutup daireleri ile dönenceler arasında kalan iki

kuşak ılıman bölgeyi oluşturur. Bu bölgeye güneş hiç bir zaman dik gelmez, gece ve gündüz süreleri mevsimlere göre değişir. İliman bölgelerde en uzun güneşlenme süresi dönencelerde 13,5 saat, kutup dairelerinde ise 24 saattir. Kutup dairelerinde yılda bir kez gündüz 24 saat, bir kez de gece 24 saat sürmektedir. Yeryüzünün % 52'si bu iklim bölgesindedir.

3. Kutup Bölgesi : Her iki yarım kürede kutup daireleri ile kutup noktası arasında bulunan kuşaklara kutup bölgesi denmektedir. Bu bölgeye güneş daima yatık gelir. Günler ve geceler mevsimlere göre değişmekle beraber uzun süreler devam eder. Güneşlenme süresi günlük olmayıp, mevsimlidir. En uzun güneşlenme kutup dairesinde 24 saat olup, kutuplara doğru uzayarak kuzey kutbunda 186 güne erişmektedir. Yeryüzünün % 8'i bu bölgededir.

Yer kürenin bu şekilde iklim bölgelerine ayrılması, sadece ışıqlanma süresi bakımındandır. Isı bilançosu yönünden iklim bölgeleri farklılık göstermektedir. Genellikle, sıcaklık ekvator dan kutuplara doğru bir azalma gösterir ise de bu azalmayı birçok doğal ve coğrafik etkenler etkilemektedir.

ALTINCI BÖLÜM

6. SICAKLIK

Sıcaklık; iklim, bitki gelişmesi, canlıların yeryüzündeki dağılışları ve atmosfer içerisinde oluşan meteorolojik olayların üzerinde rol oynaması yönünden önemli bir iklim faktörüdür.

6.1. Sıcaklık ve Isı

Çoğunlukla sıcaklık terimi ile ısı terimi konuyla çok yakın ilişkisi olmayan kişilerce eş anlamda kullanılır. Sıcaklıkla ısı birbirinden ayrı kavramlardır. Isı cisimlerin sahip oldukları bir enerji şeklidir. Sıcaklık ise cisimlerin sahip oldukları ısı enerjisinin potansiyel düzeyidir.

Cisimleri oluşturan moleküller ısı enerjisi ile sürekli bir hareket ve titreşim halindedir. Bu hareket gelen enerjinin azalması ve çoğalması sonucunda azalır ve çoğalır. Enerji azalırsa hareket azalır ve sonuçta bir noktada durur. Bu nokta mutlak sıfır derecesi olup değeri -273°C 'dir. Buna göre cismin kütlesi içinde sahip olduğu enerjinin toplam miktarına ısı adı verilir. Bir cismin içerdığı ısı enerjisi artarsa moleküllerinin kinetik enerjisi dolayısıyla moleküllerin titreşimleri artar. Bu artan molekül titreşimleri de elektromanyetik dalgalarla çevreye etki yaparak sıcaklığı oluşturur. Cisimleri oluşturan moleküllerin hızlarının artması veya azalması, cismin sıcaklığının artmasına veya azalmasına neden olur. Bu da cisimlerde sıcaklığın molekül hareketleriyle doğru orantılı olduğunu gösterir. Isı enerjisi herhangi bir cisme verildiği zaman, cismin moleküllerinin hareket hızı artar, bunun sonucunda sıcaklık yükselir. Saydam olmayan cisimler yapılarına uygun olarak bazı belirli uzunluktaki ışınları emer ve bu enerjiyi başka dalga boyundaki ışınlar halinde çevresine yayar. Bir cisme gelen enerji, yayılan enerjiden fazla ise o cisim ısınır. Yayılan enerji gelenden fazla ise o cisim soğur.

Isı enerjisinin birimi kalori, sıcaklığın birimi de santigrat derecedir. Bir kalori, 1 gram suyun sıcaklığını $14,5^{\circ}\text{C}$ 'den $15,5^{\circ}\text{C}$ 'ye yükseltmek için gerekli olan enerjidir.

Yeryüzünde bulunan ısı enerjinin en önemli kaynağı güneştir. Güneşten gelen enerji yeryüzünde ısı enerjisine çevrilir. Bu ısı enerjisi de bütün hayatın esasıdır. Hava hareketleri, basınç olayları, suyun buharlaşması, yağış gibi bütün iklim olaylarının kaynağı ısı enerjisidir.

Yeryüzüne güneşten başka ay, yıldızlar ve yerkürenin bizzat kendisinden de ısı enerjisi gelmektedir. Uzay cisimleri olan ay ve yıldızların bir enerji kaynağı olarak

yeryüzünün ısınmasında güneşin yanında rolleri hiç yoktur denebilir. Örneğin dolunay halindeki ayın yeryüzüne gönderdiği enerji, güneşten gelen enerjinin ancak 1/600.000'i kadardır. Yerkürenin bizzat kendisinin ürettiği ısı enerjisi de çok az veya hiç yoktur. Yapılan araştırmalara göre yerin ısısı yeryüzü sıcaklığını ancak 0,1°C yükseltebilecek kadardır.

Güneş büyük ölçüde ısı üretir. Büyük bir enerji kaynağı olan güneş dakikada 5×10^{27} kcal enerjiyi uzaya salar. Söz konusu bu enerji nükleer füzyon (birleşme) denen bir süreçle üretilir. Güneşteki hidrojen atomları birbirleriyle birleşerek daha ağır bir atom olan heliumu oluşturur. Bu sürecin sonucu olarak ısı ve ışık açığa çıkar. Güneşin yüzey sıcaklığı 6000°C iken merkezindeki sıcaklık 15 000 000°C'dir.

6.2. Isı İletimi

Yer küre ve atmosfer güneşte üretilen ısı enerjisinin yere iletilmesiyle ısınmaktadır. Isı iletimi sıcaklığı farklı ortamlar arasında oluşur. Sıcaklığı farklı olan ortamlar arasında ısı iletimi kondüksiyon, konveksiyon ve radyasyonla olmaktadır.

a) Kondüksiyon : Bu şekildeki ısı iletimine "değme ile ısı iletimi"de denmektedir. Genellikle birbirine sürtünme durumundaki iki cisim arasında oluşan enerjinin taşınmasıdır. Birbirine değen iki cisim arasında sıcaklık farkı varsa, fark kalmayınca kadar sıcak cisimden soğuk cisime doğru bir ısı iletimi olur. Cisimlerin kondüksiyonla ısı iletkenlikleri arasında büyük farklar olup, bu da yeryüzünün ısınmasında önemli sonuçlar yaratır. Genellikle metaller ısıyı daha iyi iletirler. Buna karşın sıvı ve gaz ortamlar iyi iletken değildirler. Gazların kondüksiyonla ısı iletim hızlarının az olması nedeniyle atmosfer yeryüzünü koruyucu bir zar gibi çevirerek kondüksiyonla ısının tekrar uzaya geri dönüşünü engeller ve büyük sıcaklık farklılaşmasının ortaya çıkmasını önler.

b) Konveksiyon : Bir ortam içinde bulunan değişik sıcaklıktaki kütlelerin hareket etmeleri ile oluşan bir ısı iletim şeklidir. Konveksiyona kütle hareketi ile ısı iletimi de denir. Bu türlü ısı taşınması ancak sıvı ve gazlı ortamlarda olabilir. Çeşitli gazlardan oluşan atmosferde sıcaklık dengelenmesi genellikle konveksiyonla olur ve konveksiyon meteorolojik olaylarda büyük rol oynar.

Atmosferde kütle hareketi ile ısı iletimi yatay yönde ise buna "adveksiyon"denir. Yatay hava hareketleri ile büyük boyutlarda hava kütleleri yer değiştirdiğinden adveksiyonla taşınan ısı miktarı da büyük olmaktadır.

Dikey doğrultudaki hava kütleleri hareketi sıcaklık farkından doğar ve sürer ise buna "termik konveksiyon" denir. Hava kütleleri hareketi rüzgarlar nedeniyle ortaya çıkıyor veya termik nedenle oluşan hava kütlesi hareketi rüzgarla hızlandırılmakta ise buna da "dinamik konveksiyon" adı verilir. Dinamik konveksiyon farklı sıcaklıklardaki büyük hava kütlelerinin karışmasına ve çeşitli hava olaylarına neden olur.

c) Radyasyon : Isı enerjisinin herhangi bir aracı vasıta olmaksızın dalgalar şeklinde bir yerden bir yere iletilmesidir. Güneşte üretilen ısı enerjisi uzayda bu şekilde yayılmaktadır.

6.3. Radyasyon ve Yerkürenin Isınması

Güneş ışınları atmosferi geçerek yeryüzüne geldikleri sırada atmosferde önemli bir etki göstermediği halde atmosfer, ancak yeryüzünün ısınması ve bunun sonucunda oluşan konveksiyon, özellikle konveksiyon ve radyasyon hareketleri ile enerjinin atmosfere iletimi sonucunda ısınır. Atmosfer ısı enerjisini emer ve aşağıdan yukarıya doğru ısıtır.

Yeryüzü güneşin uzaya yaydığı ısı enerjisinin çok az bir kısmını almaktadır. Bu enerji "güneş sabitesi" (solar sabite) olarak adlandırılır.

Güneş sabitesi yeryüzüne gelinceye kadar değişiklik gösterdiğinden ve her zaman aynı olmadığından güneş radyasyonunun atmosfer içindeki ve yüzündeki dağılımlarını incelemek gerekir. Atmosfere giren enerji; gözlem yapılırken kaybolan ısı, güneşin yükseldiği, havanın berraklığı, kuru ve nemli oluşu gibi özellikler gözönünde tutularak belirlenir. Genellikle atmosfere ulaşan güneş enerjisinin % 25'i bulutlar ve atmosfer etkisi ile uzaya geri döner, % 25'i dağılmaya (difüzyona) uğrar, % 15'i atmosfer tarafından absorbe edilir (emilir), % 8'i yere çarpınca geri yansır ve % 27'si de yeri ısıtır.

Güneşten gelen radyasyonun ancak % 67'si yeryüzünün aydınlatılması ve ısıtılmasında rol oynar. Atmosferde oluşan yansıma dünyanın güneş ışınları almayan bazı kısımlarını da aydınlatır.

Yeryüzü kazandığı enerjinin % 24'ünü uzun dalga ışınları halinde atmosfere geri verir. Buna giden radyasyon (yer radyasyonu) adı verilir. Bu miktarın % 6'lık kısmı atmosferi geçerek uzaya kaçar, geri kalan % 18'lik kısmı havadaki su buharı ve karbondioksit gazının yardımıyla atmosfer tarafından emilir. Su buharı ve karbondioksidin emdiği enerjiyi kayıp enerji olarak düşünmek doğru değildir. Bu enerji görünmeyen ısı enerjisi şeklinde atmosferin toprağa yakın tabakalarında duyulur ve atmosferin ısınmasına yardım eder.

Yerin sahip olduğu enerjinin % 23'ü de atmosferdeki zerrelere, rüzgar ve su buharlaşması ile yine atmosfere geçer. Atmosfer böylece güneşten ve yerden gelen ışınlarla ısınır. Atmosfer, sahip olduğu enerjinin % 8'ini tekrar yere geri verir, geri kalan kısmını ise uzun dalgalı ışınlar halinde yavaş yavaş uzaya gönderir.

Atmosfer daha çok yerden aldığı enerji ile ısınır ve sonra tekrar kaybeder. Atmosferin bir süre içinde sakladığı bu enerji, hayatın gelişmesini ve hava hareketlerinin oluşmasını sağlar.

Bu bilgilerin ışığı altında yer kürenin ısınmasına hizmet eden ısı kaynağını, iki şekilde düşünmek gerekir. Birincisi gündüz ve özellikle açık havada kuvvetli olan güneş ışınlarının kendisi, ikincisi de yansıma ile atmosfer içinde hareket eden ışınlarla atmosfer içindeki su buharı, karbondioksit gibi gazların güneşten aldıkları kendi bünyelerinde saklayarak sonraları atmosfere ilettikleri enerjidir.

Güneş ışınları nedeniyle yeryüzünün kazandığı ısı enerjisinin (gelen radyasyon) atmosfere geri verilmesi (giden radyasyon) atmosferin yere göre daha soğuk olduğu zamanlarda oluşur. Bu sırada yeryüzü kendinden daha soğuk olan bitişik durumdaki havaya ısı enerjisini vermeye çalışır. Yeryüzünün kazandığı ve kaybettiği enerji arasında bir denge vardır. Bu denge ancak bazı durumlarda ve mevsimlerde bozulur. Denge 35. enlem derecesinde her zaman kurulmakta, 35. enlem derecesinden ekvatora gidildikçe denge gelen radyasyon lehine, kutuplara doğru gidildikçe giden radyasyon lehine bozulmaktadır. Bu durum kutuplara doğru çıkıldıkça soğğun, ekvatora doğru inildikçe sıcaklığın duyulmasına neden olur.

Giden radyasyon güneş battıktan sonra şiddetli bir şekilde oluşur ve kış aylarında şiddetli gece ayazlarının ve donların oluşmasına neden olur. İlkbahar ve sonbahar aylarında don tehlikesinin bulunduğu zamanlarda şiddetli radyasyon endişe vericidir. Atmosferde su buharının fazla olması radyasyon olayını önler. Su buharının az olduğu gökyüzünün açık olduğu zamanlarda ise radyasyon büyük olur. Genellikle radyasyona ilişkin değerler yatay yüzeylerde ölçülerek verilmektedir. Arazide birçok alanlar değişik eğim derecelerine ve yönlerine sahiptirler. Difüz radyasyon bakımından bunun büyük bir önemi yoktur ve alanların faydalanmaları fazla değişiklik göstermez. Bu özellik direkt radyasyon yönünden son derece önemlidir. Bunun için konumu ve eğimi ne olursa olsun, her alana ait değerin yataya çevrilmesi gerekir.

Eğimli bir alana gelen radyasyon, yatay alan üzerindeki radyasyon şiddeti değerinden yararlanılarak aşağıdaki eşitlikle hesaplanır.

$$I' = I \sin \alpha$$

Eşitlikte;

$$I' = \text{Eğimli bir alana gelen radyasyon şiddeti,}$$

I = Yatay bir alan üzerindeki radyasyon şiddeti,

α = Eğimli alan ile güneş ışınları arasındaki açıdır.

6.3.1. Toprağın Isınması

Güneşten ısıma (radyasyon) yoluyla yeryüzüne gelen ışınlar önce toprağın yüzeyini ısıtır. Bunun sonucu olarak toprağın yüzeyi ile derinlikleri arasında bir sıcaklık farkı oluşur. Toprak yüzeyi ile derinlikleri arasındaki bu sıcaklık farkı, iletkenlik yoluyla giderilmeye çalışılır. Yüzeyden derinlere olan ısı akımının hızı arasındaki sıcaklık farkının büyüklüğüne ve toprağın ısı iletme özelliğine bağlıdır. Birim zamanda birim yüzeyden geçen ısı enerjisi miktarı aşağıdaki eşitlikle hesap edilir.

$$I = a \cdot \Delta t / d$$

Eşitlikte;

I = Birim zamanda birim yüzeyden geçen ısı (cal/cm². s),

a = Toprağın ısı iletkenliği (cal/°C. cm. s),

d = Toprak derinliği (cm),

Δt = İki nokta arasındaki sıcaklık farkı (°C),

Bazı maddelerin ısı iletkenlikleri Çizelge 6.1'de verilmiştir.

Çizelge 6.1 Bazı Maddelerin Isı İletkenlikleri

Madde	Isı İletkenlik Değeri (cal/°C.cm.s)
Kaya	0,011
Büz	0,0057
Kumlu Toprak	0,0043
Su	0,0015
Kar	0,00027
Hava	0,00005

Isı iletkenliği iyi olan bir toprağın yüzey sıcaklığı fazla yükselmeden ısı enerjisi toprağın derinliklerine iletilerek toprak yüzeyi ile derindeki bölge arasında sıcaklık dengelenir. Isı iletkenliği düşük topraklarda yüzey sıcaklığı çok artmasına karşın ısı enerjisi derinlere çok az iletilir ve bu nedenle derinlerde toprak ısınmaz. Yukarıda açıklanan nedenlerle ısı iletkenliği düşük topraklarda biriktirilen ısı enerjisi miktarı az olmaktadır ve ısı çoğunlukla yüzeyde depolanmaktadır. Örneğin ıslak topraklarda, suyun ısı iletimi düşük olduğundan ısı enerjisi derinlere iletilemeyerek yüzeyde toplanmakta ve yüzeydeki bu ısı enerjisi de geceleri çabucak kaybolmaktadır. Sonuç olarak ıslak topraklar soğuk topraklardır ve bazı mevsimlerde gece don tehlikesi ortaya çıkar. Islak toprakların soğuk olmalarının nedeni ısıyı kötü iletmeleri yanında gelen güneş ışınlarının bir kısmının buharlaşmada kullanılmasıdır.

Isı iletimi düşük olan maddeler bazı mevsimlerde özellikle yeni çimlenmiş kültür bitkileri için iyi birer koruyucu olurlar. Örneğin yapılan bir araştırmada karla kaplı bir arazide hava sıcaklığının -15°C 'ye düşmesine karşın toprak sıcaklığının 0°C 'nin altına düşmediği görülmüştür. Denemelerle 0,5 m kalınlıkta bir kar örtüsünün toprak yüzeyini soğüğün etkisine karşı aylarca koruduğu belirlenmiştir.

Toprağın ısınması ısı iletme özelliğinin yanında ışığı yansıtma oranına da bağlıdır. Işığı az yansıtan topraklar daha fazla miktarda güneş ışığını absorbe ederek ısı enerjisine dönüştürdüğünden daha çabuk ısınır. Koyu renkli topraklar bu nedenle daha çabuk ısınarak erken tava gelirler.

6.3.2. Atmosferin Isınması

Atmosferin ısınması ve buna ilişkin olarak atmosfer içinde tutulan ısı enerjisi atmosferde sirkülasyonlara, alçak ve yüksek basınç alanlarının ve hava olaylarının oluşmasına neden olur.

Güneş ışınlarının en çok kısa dalga boylu olanları atmosferde absorbe edilir. Atmosferde kırmızı ötesi uzun dalga boylu ışınların da absorbe edilmelerine karşın bunların güneş ışığındaki oranı düşüktür. Bunun sonucu olarak güneşten gelen ışınların sağladığı atmosfer sıcaklığındaki artış azdır. Atmosferi asıl topraktan atmosfere iletilen uzun dalga boylu ikincil ışınlar ısıtır. Güneş ışınları toprak tarafından absorbe edilir ve toprağın sıcaklığı artar. Isınan toprak bu kez çevresine uzun dalga boylu ısı dalgaları yaymaya başlar. Örneğin 15°C 'deki bir toprağın çevresine ısıma yolu ile verdiği ısı enerjisi $0,56 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ değerindedir. Topraktan atmosfere radyasyonla geçen bu ısı dalgaları atmosferde özellikle su buharı ve karbondioksit tarafından absorbe edilir ve bu şekilde atmosferin sıcaklığı yükselir. Görüldüğü gibi atmosfer önce toprak yüzeyinden başlayarak ısınır. Yeryüzü kazandığı enerjinin yaklaşık % 24'ünü atmosfere verir.

Atmosfere verilen bu enerjinin yaklaşık % 75'i atmosfer tarafından tutulur ve % 25'i ise atmosferden uzaya iletilir. Atmosferde tutulan bu ısı enerjisinin bir bölümü yeniden toprağa geri döner. Atmosfer sıcaklığındaki artış atmosferin, yerden gelen uzun dalga boylu ışınları tutabilme oranına bağlıdır. Atmosfer kalınlığı, özellikle atmosferin su buharı ve karbondioksit içeren alt kısımlarının kalınlığı azaldıkça atmosferde tutulan ısı dalgaları oranı azalır, uzaya geçen ısı dalgaları oranı artar. Bunun sonucu olarak yüksek bölgelerde güneş ışınları daha yoğun olmasına karşın bu yerler daha soğukturlar.

Bir bölgedeki hava sıcaklığına birçok faktör etkili olmaktadır. Hava sıcaklığını etkileyen bu faktörler aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

- Coğrafik enlem derecesi,
- Yerin ışığı yansıtma oranı,
- Toprağın ısı iletme yeteneği,
- Denizden yükseklik,
- Topoğrafya,
- Deniz ve karaların dağılımı,
- Bulutluluk,
- Rüzgarlar.

Bu faktörlerin etkisi ile yeryüzünde farklı sıcaklık bölgeleri ve sıcaklığın gün ve yıl içerisinde farklı seyir tipleri ortaya çıkmıştır.

Atmosferin ısınmasında önemli etkenler üç bölümde incelenebilir.

- Yerkürenin özelliklerinden doğan etkenler,
- Atmosferden doğan etkenler,
- Yeryüzü özelliklerinden doğan etkenler.

1. Yerkürenin Özelliklerinden Doğan Etkenler

Daha çok yeryüzünden yansıyan ışınlarla ısınan atmosfer, güneşten gelen radyasyonun değişmesinde önemli rol oynamaktadır. Atmosferin ısınmasını daha iyi anlamak için atmosferin varlığı dikkate alınmadan yerkürenin şekil ve hareketlerinin hava ısınmasındaki etkisi incelenmelidir. Bu grupta incelenecek olan etmenler şunlardır.

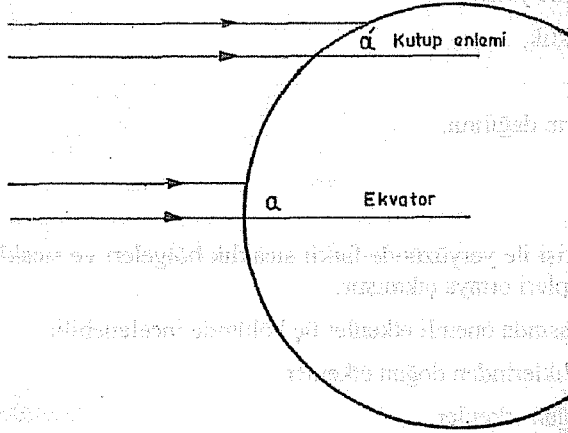
- a) Güneş ışınlarının yeryüzüne gelmesi,
- b) Işınlarmın aydınlatma süreleri.

a) Güneş ışınlarının yeryüzüne gelmesi : Yeryüzünün belirli bölgelerine güneş ışınlarıyla gelen enerji miktarı enlem derecelerine göre değişir. Genel kural olarak yeryüzünün birim alanına gelen güneş enerjisi miktarı enlem derecesi büyüdükçe azalır. Bu olgunun iki nedeni vardır.

Aynı kalınlıkta bir ışık demeti, yerin küresel oluşu nedeniyle büyük enlem derecelerinde daha büyük bir alana yayılır (Şekil 6.1). Bunun sonucu olarak birim alana gelen enerji miktarı azalır.

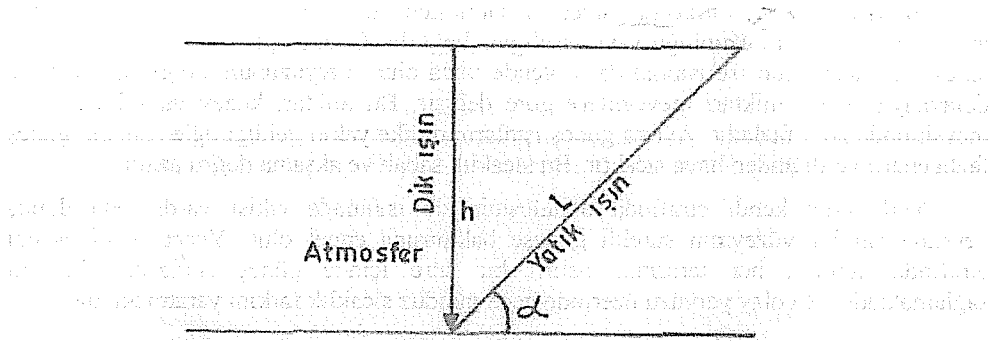
Enlem derecesinin büyümesi ile gelen ışınların açıları küçülür (yatıklaşır) ve böylece ışığın atmosfer içindeki kat ettiği yol uzar. Işığın atmosfer içinde aldığı yol, ışığın geliş açısının sinüsü ile ters orantılıdır (Şekil 6.2).

$$L = h / \sin \alpha$$



Şekil 6.1. Enlem Derecesine Göre Işığın Yayılışı.

Eşitlikteki terimlerin anlamları Şekil 6.2'de görülmektedir. Bir ışının yere geliş açısına göre atmosferde aldığı yolun uzunluğunun dik alacağı yolun kaç katı olacağı Çizelge 6.2'de gösterilmiştir. Işığın atmosfer içindeki yolu uzadıkça enerjisinde belli oranda azalma olur. Ayrıca yeryüzüne yatık gelen ışınlar daha çok yansır. Enerjisi daha az olan bu ışınların etkisi bütünüyle zayıflamış olur.



Şekil 6.2. Işığın Atmosferdeki Yolu

Çizelge 6.2. Işığın Yatıklığı ve Atmosferdeki Yolu

Açı (Derece)	90	60	50	40	30	20	10
Yol	h	1,15h	1,30h	1,55h	1,99h	2,9h	5,5h

Yerin şekline bağlı olan ve güneş ışınlarının geliş açısına ve güneşlenme süresine etki eden enlem derecesi gece, gündüz ve mevsim gibi etmenlerin yerkürenin ısınması üzerine olan etkilerini artırır. Yeryüzüne gelen güneş ışınlarının geliş açılarına göre yere ulaşan enerji miktarı değişiklik gösterir (Çizelge 6.3).

Çizelge 6.3. Güneş Işınlarının Geliş Açısı İle Yeryüzüne Ulaşan % Enerji Miktarı

Işınların Geliş Açısı	Yere Ulaşan Enerji Miktarı (%)	Relativ Değer
90°	75	100
50°	69	92
30°	56	75
10°	20	27

b) Işınlardan aydınlatma süresi : Güneşten gelen ısı enerjisi aynı zamanda aydınlatma süresinin uzunluğu veya kısalığına bağlıdır. Çünkü ışık ve enerjisinin alınma süresi ne kadar uzun ise ısınma da o ölçüde fazla olur. Yeryüzünün aldığı ısı süresi ve dolayısıyla enerji miktarı mevsimlere göre değişir. Bu miktar, kuzey yarımküresi yaz mevsiminde iken fazladır. Ayrıca güneş ışınlarının dike yakın geldiği öğle zamanı, güneş fazla enerji verdiğinden hava sıcaktır. Bu sıcaklık sabah ve akşama doğru azalır.

Yerkürenin kendi etrafında dönmesinin de ısınmada etkisi vardır. Bu dönüş yerküresinin bir yüzeyinin sürekli güneşe bakmasına engel olur. Yerin kendi eksenini etrafında dönüşü, her tarafının belirli bir süre içinde güneş ışınlarını almasını sağlamaktadır. Bu olay yeryüzü üzerinde gece-gündüz sıcaklık farkını yaratmaktadır.

2. Atmosferden Doğan Etkenler

Güneş ışınları doğrudan doğruya yere ulaşmadan özelliklerini değiştiren bir gaz kütesinden geçmek zorundadırlar. Bu gaz kütesi gelen ışınların bir kısmını geçirmekle birlikte bir kısmını da tutar. Tutulan bu ısı miktarı, geceleri yeryüzünün fazla soğumasına engel olur. Bu durumda atmosfer, yeryüzündeki sıcaklık değişimlerini yavaşlatmaktadır. Dağlık ve yüksek yerlerde atmosfer kalınlığı ve özellikle su buharının az olması nedeniyle buralarda gece ile gündüz sıcaklıkları arasında önemli farklılıklar olmaktadır.

Atmosferin gelen güneş ışınlarını emerek yeryüzüne daha zayıf olarak geçirmesine "ekstinksiyon", ışınların atmosferden geçişine de "transmisyon" denir.

Atmosferin tuttuğu ısı miktarı, güneş ışınlarının geçtiği gaz tabakasının kalınlığına bağlıdır. Yatık gelen ışınlar atmosferde daha fazla gaz kütesini geçmek zorunda olduğundan ısınmada bir azalma görülür. Atmosferin tuttuğu ısı miktarı yalnız gaz tabakasının kalınlığına bağlı değil, aynı zamanda havanın saydamlığına, hava içindeki toz, subuharı ve karbondioksit miktarına da bağlıdır. Atmosfer içinde miktarı değişen gazlardan subuharı, karbondioksit ve tozlar güneş ışınlarının kırılma, dağılma ve emilme olaylarını düzenleyerek yere ulaşan enerji miktarında değişiklik yapar.

3. Yeryüzü Özelliklerinden Doğan Etkenler

Atmosferin yeryüzüne yakın alt katları, yerin gelen ışıyı yansıtması sonucunda ısınmaktadır. Genellikle güneş ışınlarının ortalama % 35'i atmosferin etkisi dışında yere ulaşmakta, bunun % 8'i yere çarparak atmosfere geri yansımakta, % 27'si de yer tarafından emilerek ısınmaktadır. Yeryüzüne gelen ışınların yansıtması veya emilmesi bazı etkenlerle değişmektedir. Bu etkenlerin başında ışıının çarptığı yüzeyle yaptığı açı, ışığın çarptığı yüzeydeki katı ve sıvı cisimlerin ışıyı emme özelliği, deniz ve karaların dağılışı,

yer şekilleri, topoğrafya, denizden yükseklik, toprak nemi, bitki örtüsü ve kar örtüsü gelmektedir.

Yeryüzüne gelen ışınların yansımaları ışığın gelme açısına ve yeri oluşturan maddelerin özelliğine bağlıdır. Açık renkli ve parlak maddeler ışınları çok çabuk yansıtıklarından fazla ısınmazlar. Su yüzeyine gelen ışınların gelme açısına göre yansımaları Çizelge 6.4'de verilmiştir.

Çizelge 6.4. Işınların Geliş Açısına Göre Su Yüzeyinden Yansımaları Oranı

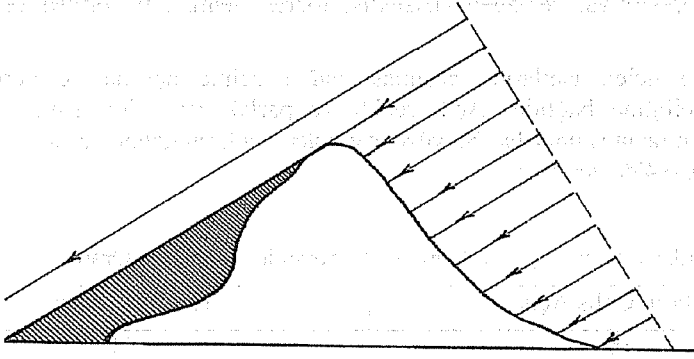
Işınların Geliş Açısı	Yansımaları Oranı %
50°	71
120°	40
50°	2-8

Geniş bir alana gelen birbirine paralel güneş ışınlarının yeryüzüne çarpma açıları yamaç eğimlerine bağlı olarak değişir ve bu değişiklik bir dağın iki yamacı ve bir yamacın az eğimli yeri ile çok eğimli yeri arasında bir ısınma farkı oluşturur. Yeryüzü şekillerinin neden olduğu bu farklı ısınma olayına bakı denir. Bakı olayı bir yerin güneşlenme süresini etkilediği gibi hava kütesinin geliş yönüne karşı yamacın aldığı yağış miktarı üzerine de etki yapmaktadır (Şekil 6.3).

Güneş ışınları atmosferde katettiği yolun uzunluğu oranında enerjilerini kaybederler. Bunun için yüksek dağlarda güneş radyasyonunun enerjisi daha kuvvetlidir. Buna karşın bu alanlardaki atmosferin alt kısımlarında bulut ve su buharı örtüsü bulunmadığından gece soğuması daha şiddetlidir.

Yeryüzünü oluşturan her kütlein ısınması ve soğuması farklı olup, genellikle koyu renkli pürüzlü taşlar daha kolay ısınır. Düz, açık renkli taşlar gelen ışınları yansıttığı için geç ısınır.

Toprak yüzeyini örten bitki örtüsü topraktan buharlaşmayı engellediğinden toprak yüzeyinin geç ısınmasını, geç soğumasını sağlar.



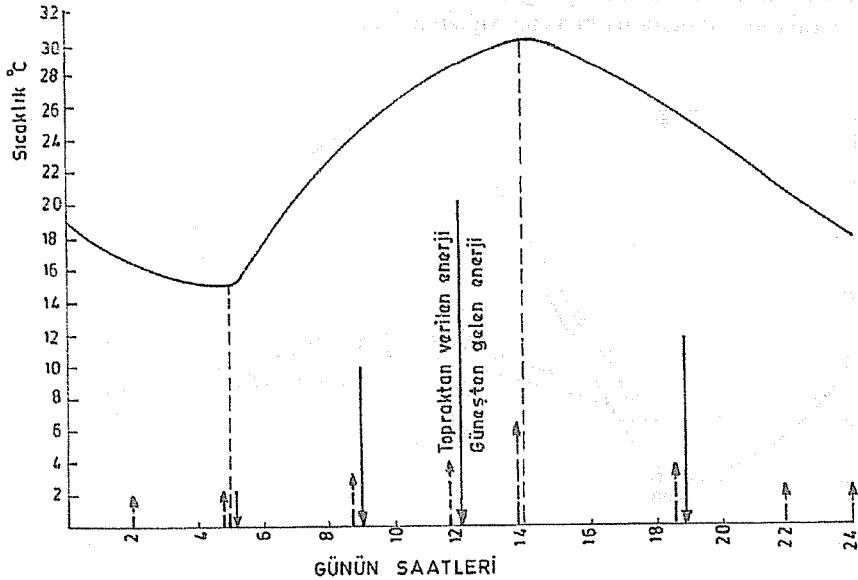
Şekil 6.3 Farklı Yamaçların Güneş Işını Alma Durumu.

Toprak yüzeyini kaplayan kar örtüsü gelen ışınların büyük bir bölümünü yansıtır. Karın özgül ısı da çok düşük olduğundan karlı yerlerde ısınma daha azdır.

6.4. Hava Sıcaklığının Günlük Gidişi

Yerküresinin ısı kaynağı güneş olduğuna göre hava sıcaklığı ile güneşlenmenin günlük seyrinin paralel gideceği düşünülebilir. Atmosfer genellikle doğrudan güneş ışınları ile değil de yerden atmosfere verilen ısı dalgalarıyla ısınır ve gündüz gelen güneş ışınlarının tümü ısı enerjisine çevrilerek atmosfere verilmez. Gündüzleri gelen güneş enerjisinin bir bölümü depo edilerek gece boyu atmosfere verilir. Bunun sonucu olarak güneşlenme ile hava sıcaklığı arasındaki paralellik bozulur. Günlük hava sıcaklığı en yüksek değere güneşin en dik ve yoğun geldiği öğlen saatlerinde değil saat 14.00 dolaylarında erişir. Günün en soğuk saati ise güneşin doğuş saati veya bunun biraz sonrasındır.

Açık bir havada hava sıcaklığının ortalama olarak günlük gidişi Şekil 6.4'de görülmektedir. Şekilde ayrıca günün saatlerine göre güneşten yere gelen enerji ile yerden atmosfere verilen ısı enerjisi miktarı, temsili olarak gösterilmiştir. Hava sıcaklığının bu ortalama gidiş şekli bölgenin özelliğine göre az çok değişikliğe uğrar. Sıcaklığın günlük gidişini etkileyen etmenler ve bunların etkileri aşağıda açıklanmıştır.

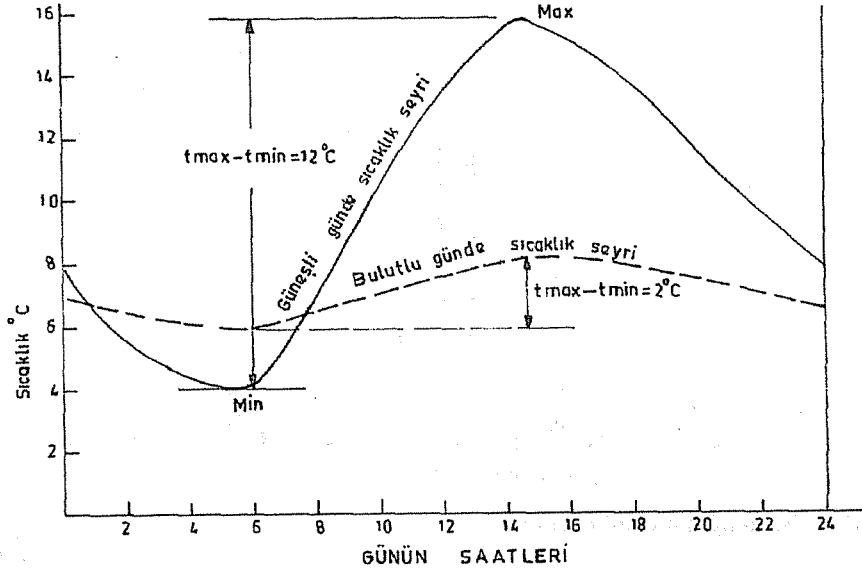


Şekil 6.4 Hava Sıcaklığının Günlük Gidişi.

a) Bulutluluk : Havanın bulutlu olup olmaması aynı yerdeki günlük sıcaklık gidişinde farklılıklara neden olur. Çok bulutlu yerde veya günlerde bir yandan günlük maksimum sıcaklığın değeri düşerken, diğer yandan günlük minimum sıcaklığın değeri yükselir. Bulutlu günlerde günlük maksimum sıcaklığın değerinin düşmesinin nedeni bulutların yere gelen güneş ışınlarını azaltmasıdır. Minimum sıcaklığın değerinin yükselmesinin nedeni ise yerden atmosfere verilen ısı enerjisinin bulutlar tarafından tutulması ve atmosfer dışına çıkmasının önlenmesidir. Şekil 6.5'de aynı yerde bulutsuz ve bulutlu bir günde hava sıcaklığının günlük gidişi gösterilmiştir. Kritik aylarda çoğu kez bulutlar gece donlarını önlerler.

b) Enlem derecesi : Sıcaklığın günlük gidişi coğrafik konuma diğer bir anlatımla enlem derecesine sıkı bir bağlılık gösterir. Küçük enlem derecelerinde günlük sıcaklık farklılığı çok büyüktür. Büyük enlem derecelerinde (kutuplarda) günlük sıcaklık farklılığı yok denecek kadardır. Bu genel kurala göre en büyük günlük sıcaklık farklılığının ekvatorda görülmesi gerekirken, bu durum subtropik ve özellikle subtropik karasal

bölgelerde ortaya çıkar. Ekvator bölgesinde günlük sıcaklık farkının beklenen kadar olmaması buraların çok bulutlu olmasına bağlanmaktadır.



Şekil 6.5. Açık ve Bulutlu Günlerde Sıcaklık Gidişi.

b) Kara ve deniz dağılımı : Suyun ve toprağın termik özellikleri farklı olduğundan kara ve deniz bölgelerinde hava sıcaklığının günlük dalgalanması da farklıdır. Karalarda günlük maksimum sıcaklıkla minimum sıcaklık değerleri arasındaki fark denizlerdekiye göre daha büyüktür. Gündüzleri yavaş ısınan su serinletici bir etki gösterir. Diğer yandan gündüzleri geç vakitlere kadar ısınan su geceleri bu ısı enerjisini yavaş kaybettiğinden sabahın erken saatlerine kadar havayı ısıtır. Bu şekilde günlük maksimum sıcaklıkla minimum sıcaklık değerleri deniz etkisindeki yerlerde birbirlerine yaklaşmış olur. Denizlerin bu şekilde etkisi durgun hava koşullarında belirgin olarak ortaya çıkar. Rüzgarlı havalarda başka bölgelerden soğuk veya sıcak hava kütlelerinin bölgeye gelmesi sıcaklığın denizlere özgü günlük seyrini değiştirebilir.

d) Yağışlar : Yağışlar genellikle serinletici bir etki göstererek sıcaklığın günlük normal gidişini değiştirirler. Örneğin ekvator bölgelerinde öğlen saatlerinde yağın konveksiyon yağışları bu saatlerde sıcaklığın düşmesine neden olurlar ve günlük sıcaklık maksimumları buralarda öğlenden önceleri ortaya çıkar.

e) Rüzgar : Rüzgarların hava sıcaklığı gidişine etkileri rüzgarın özelliğine bağlıdır. Denizden esen rüzgarlar etkiledikleri yerlerde maksimum ve minimum sıcaklık değerlerini bir birlerine yaklaştırırlar.

6.5. Hava Sıcaklığının Yıllık Gidişi

Hava sıcaklığının yıllık gidişi yıl içerisinde mevsimlere göre değişir. Hava sıcaklığındaki bu yıllık dalgalanma bazı bölgelerde çok, bazı bölgelerde ise daha az belirgin olarak karşımıza çıkar. Hava sıcaklığının yıllık dalgalanmasında bölgeden bölgeye görülen farklılıklar bölgedeki egemen faktörlerin sonucu olarak oluşurlar. Sıcaklığın yıllık gidişini etkileyen en önemli faktörler; mevsimlik yağışlar, kara-deniz dağılımı ve coğrafik konumdur.

Yağışların sıcaklığın yıllık gidişine etkisi, yağışların düzenli mevsimlik olarak ortaya çıktığı bölgelerde görülür. Özellikle yaz aylarında düzenli bir şekilde mevsimlik yağışlar serinletici etki yaparak yaz sıcaklık maksimumlarının değerini küçültürler.

Bir bölgenin deniz etkisinde bulunup bulunmamasına göre o bölgede değişik yıllık sıcaklık dalgalanması ortaya çıkar.

Aynı coğrafik konumda olmak koşulu ile deniz etkisinde bulunan bölgelerde yaz ve kış arasındaki sıcaklık farkı karasal bölgelere göre daha küçük sınırlar arasında değişir. Yazın serinletici etki gösteren denizler ısı kaybetmelerinin yavaş olması nedeni ile kış aylarında ısıtıcı etki gösterirler. Ayrıca deniz etkisinde bulunan yerlerde sıcaklık maksimum ve minimumları karasal bölgelere göre genellikle daha geç ortaya çıkarlar.

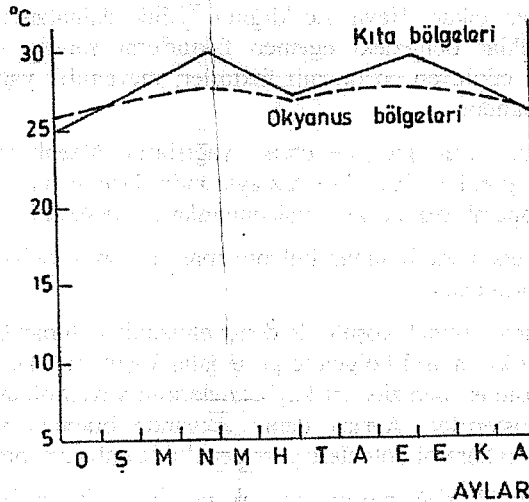
Hava sıcaklığının yıllık değişmesini en çok etkileyen faktör bölgenin coğrafik konumudur. Enlem derecesi büyük olan yerlerde sıcaklık yıllık olarak daha büyük sınırlar arasında dalgalanır. Ekvator kuşağında güneş ışınları yıl boyunca dik veya dike yakın geldiklerinden yaz ile kış sıcaklıkları arasındaki sıcaklık farkı büyük değildir. Bu bölgelerde günlük sıcaklık farklılığı yıllık sıcaklık farklılığını geçer. Bu genel kurala göre en büyük yıllık sıcaklık farklılığının kutuplarda ortaya çıkacağı düşünülebilir. Oysa kara ve denizlerin etkileri de kendilerini gösterdiğinden en büyük yıllık sıcaklık farkı kutuplarda görülmez. Yeryüzünde yıllık sıcaklık farkının en büyük olduğu yerler Sibiry'a gibi büyük enlem derecelerinin karasal ve yüksek bölgeleridir. Örneğin Werchojansk

(Sibirya)'ta yıllık sıcaklık ortalama 15°C ile -51°C arasında değişmekte olup yıllık sıcaklık farkı 70°C 'ye yaklaşmaktadır.

Yıllık sıcaklık dalgalanmasının enlem derecesine bağlı olarak farklılık göstermesi sonucu, yer yüzü yıllık sıcaklık gidişi yönünden 6 farklı bölgeye ayrılmaktadır. Bu 6 farklı sıcaklık seyir tipi de denizlerin ve yağışların etki edip etmemelerine göre alt tiplere ayrılmaktadır. Bunların özellikleri genel çizgileri ile aşağıda özetlenmeye çalışılmıştır.

1. İç Tropikal Tip

İç tropikal tipte yıllık en yüksek ve en düşük sıcaklık değerleri arasındaki fark küçüktür. Yıl içerisinde sıcaklık aylık ortalamalar olarak 25°C ile 29°C arasında değişir (Şekil 6.6.).



Şekil 6.6. İç Tropikal Sıcaklık Gidişi.

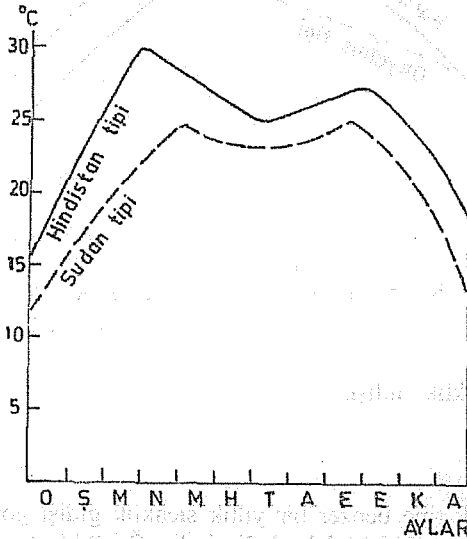
Ekvator tipi de denilen bu sıcaklık gidişinde sıcaklık yıl içerisinde iki kez maksimum değere çıkar. Bu sıcaklık maksimumları çok belirgin olmayıp güneş ışınlarının bu bölgeye dik geldiği nisan ve ekim aylarında görülür. Karasallık ve deniz etkisinde bulunmak çok büyük farklılıklar yaratmaz.

2. Dış Tropikal Tip

Mevsimlik düzenli yağışların etkilerinin görüldüğü bir sıcaklık gidiş tipidir (Şekil 6.7). Bununla "Hindistan tipi" ve "Sudan tipi" olmak üzere iki alt tipi bulunmaktadır.

Hindistan tipinin özelliği muson yağışları tarafından belirlenir. Sıcaklığın en yüksek değerleri buralarda yağış döneminden önce ortaya çıkar ve yağışlar serinletici bir etki gösterirler. Yağış dönemi sonunda yeniden hafif bir sıcaklık yükselmesi görülür.

Sudan tipinde de maksimum sıcaklıklar zenital yağış döneminin başlangıcında ve sonunda görülür. Bunun Hindistan tipinden en önemli farkı iki kez ortaya çıkan sıcaklık maksimumunun eşdeğerde olmasıdır.

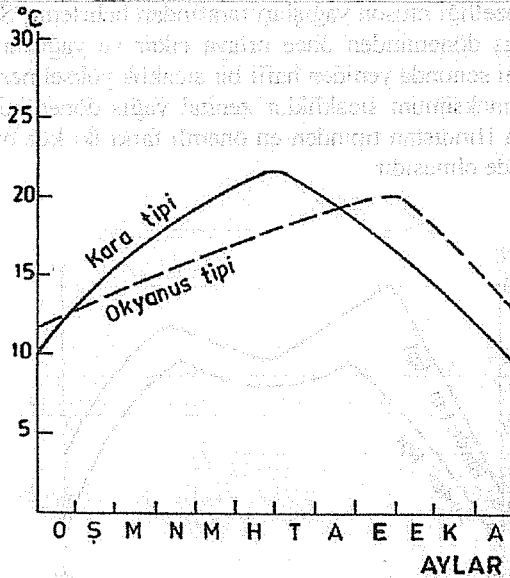


Şekil 6.7: Dış Tropikal Sıcaklık Gidişi.

3. Subtropikal Tip

Bu sıcaklık seyir tipinde hava sıcaklığı yaz maksimumuna doğru düzenli bir çıkış ve yaz maksimumundan sonra da düzenli bir düşüş gösterir (Şekil 6.8). Sıcaklığın yıllık dalgalanma sınırları iç tropikal ve dış tropikal seyir tiplerine göre daha geniştir. Yaz maksimumu ile kış minimumu arasındaki fark daha büyük olmaktadır. Denizlerle karalar arasındaki fark biraz daha belirgindir. Deniz etkisinde bulunan yerlerde maksimum

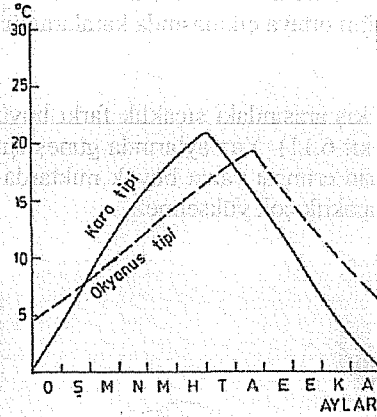
sıcaklık sonbahara doğru kayar ve maksimum sıcaklığın değeri aynı kuşağın karasal bölgelerine göre daha düşüktür.



Şekil 6.8. Subtropikal Sıcaklık Gidişi.

4. Ilıman Tip

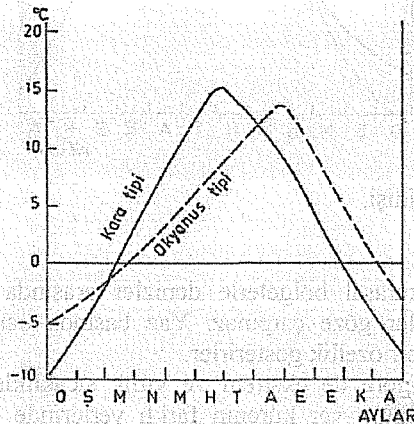
Bu kuşakta subtropik tipe benzer bir yıllık sıcaklık gidişi görülür (Şekil 6.9). Bu gidiş tipinde yıllık sıcaklık farklılığı daha belirgindir. Özellikle karasal bölgelerde yazla kış arasındaki sıcaklık farkı iyice büyür. Deniz etkisinde bulunan yerlerde maksimum sıcaklığın değeri karalara göre düşük olup sonbahara doğru kaymıştır.



Şekil 6.9. Ilıman Tip Sıcaklık Gidişi.

5. Subpolar Tip

Subpolar tipte yaz ve kış arasındaki sıcaklık farkı büyüktür (Şekil 6.10). Yaz mevsiminin kısa olması nedeni ile sıcaklık yükselmesi geç başlar. Yaz aylarında gün uzunluğu fazla olduğundan sıcaklık birden bire yükselir. Yaz sonunda da geceler çok uzadığından bu kuşakta sıcaklık azalması birden bire olur.

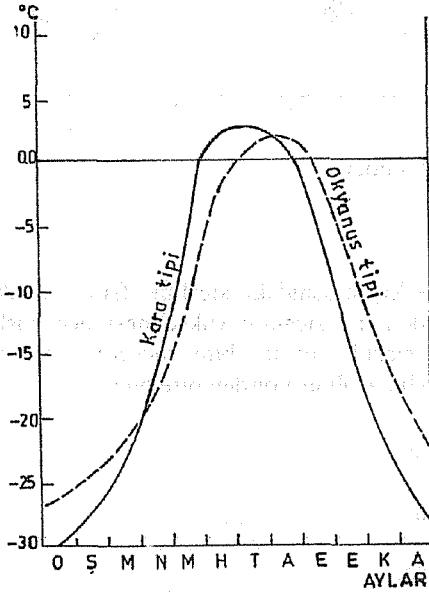


Şekil 6.10. Subpolar Sıcaklık Gidişi.

Deniz etkisinde kalan yerlerde maksimumla minimum sıcaklıklar birbirlerine yaklaşır ve maksimum sıcaklığın ortaya çıkmasında karalara göre gecikme olur.

6. Polar Tip

Kutup bölgelerinde yaz kış arasındaki sıcaklık farkı büyük olmasına karşın bu fark beklendiği kadar değildir (Şekil 6.11). Yaz aylarında güneş ışınları bu bölgeye kesintisiz gelir. Bölgede birikmiş karların erimesi yazın büyük miktarda ısı enerjisi tüketir. Bunun sonucu olarak yaz aylarında sıcaklık çok yükselmez.



Şekil 6.11. Polar Sıcaklık Gidişi.

Kutup bölgelerinde karasal bölgelerle denizler arasında sıcaklığın yıllık gidişi yönünden çok büyük farklar göze çarpmaz. Yaz başında karla kaplı alanlar ısınma yönünden denizlere benzer bir özellik gösterirler.

Başka bir yaklaşıma göre de ekstrem ve yıllık sıcaklıklarla yıllık sıcaklığın yıl içerisindeki gidişi ve sıcaklığın yer kürenin farklı yerlerinde gösterdiği değişimi göz

önünde tutularak yeryüzü, çeşitli yöntem ve kurallar dikkate alınarak bazı sıcaklık bölgelerine ve kuşaklarına ayrılmıştır. Bu kuşaklar şunlardır.

a) **Sıcak kuşak** : Ekvatorial ve dönence kuşağı olarak iki kısımdan oluşur. Ekvatorial kuşak; yıllık sıcaklık ortalaması 20°C 'nin üzerinde olup, minimum ve maksimum sıcaklık değerleri arasında fark en çok 4°C 'dir. Dönence kuşağı; yıllık sıcaklık ortalaması 20°C 'nin üzerinde olmakla birlikte minimum ve maksimum sıcaklık değerleri arasındaki fark 50°C 'ye çıktığı gibi kurak kıta içinde $15-20^{\circ}\text{C}$ 'e kadar çıkmaktadır.

b) **Ilık kuşak** : Yıllık sıcaklık ortalaması $15-20^{\circ}\text{C}$ arasında bulunan bu kuşakta ilkbahar ve sonbahar ortaya çıkmıştır. Minimum ve maksimum sıcaklık farkları değişiklik gösterir. Bu kuşak da okyanusal ve karasal kuşaklara ayrılabilir.

Okyanusal kuşakta, ağustos en sıcak ay, şubat ve mart en soğuk aydır. Karasal kuşakta, yıllık sıcaklık farklılığı $15-30^{\circ}\text{C}$ arasında olup en sıcak ay temmuz, en soğuk ay ocak'tır. Büyük karalar içindeki bölümü sıcaklık farkı $30-60^{\circ}\text{C}$ arasında olan şiddetli karasal kuşağı oluşturur.

c) **Soğuk kuşak** : Yıllık ortalama sıcaklık çok yerde 0°C 'nin altındadır. En sıcak ay temmuz, en soğuk ay da mart'tır.

d) **Muson bölgesi** : Güney Doğu Asya'da görülen bu tipte ortalama sıcaklık ılık kuşağın okyanusal kısmına benzerse de, burada mayıs ayı yüksek sıcaklık ve yaz musonlarının başlama ayıdır. Eylül ikinci sıcaklık gösteren aydır. Bu kuşakta yıllık sıcaklık farkları ortalama 10°C dolayındadır.

6.6. Sıcaklığın Yatay Değişimi

Yeryüzünde sıcaklığın yatay doğrultudaki değişim şekli izotermle kartografik olarak gösterilir. Sözcük anlamı eş sıcaklık çizgileri olan izoterm yeryüzünde veya yeryüzünün sınırlı bir parçasında günün aynı saatinde sıcaklığı aynı olan noktaları birleştiren eğriye denir. Genellikle kullanılan izotermeler çok genel fikirler verdiklerinden daha çok günlük, aylık, mevsimlik, yıllık ve çok yıllık ortalamalara dayalıdır.

Uygulamada iki değişik teknikte elde edilen iki çeşit izotermden yararlanılır. Bunlardan birisine "mutlak izoterm veya gerçek izoterm" diğerine ise "indirgenmiş izoterm" adı verilir.

Gerçek izotermeler yeryüzü parçalarının denizden yüksekliklerine bakılmaksızın, ölçülen sıcaklık değerlerini hiç bir değiştirme işlemine uğratmadan çizilen eş sıcaklık eğrileridir.

İndirgenmiş izotermeler ise yeryüzü parçalarında ölçülen sıcaklık değerlerini, yeryüzü parçalarının denizden yükseklikleri ile orantılı olarak deniz düzeyindeki sıcaklık değerlerine indirgeyerek elde edilen sıcaklık değerlerinden çizilen eş sıcaklık çizgileridir.

Sıcaklıkların deniz düzeyindeki sıcaklık değerlerine indirgenmesinde her 100 m inildiğinde sıcaklığın ortalama 0,56°C artacağı temel alınır.

Deniz düzeyindeki sıcaklık değerlerine indirgenmiş ortalama sıcaklık değerlerine göre yapılan izotermeler kıtalar üzerindeki sıcaklığın gerçek değerini vermektan uzaktır. Özellikle çok yüksek yerlerin sıcaklıkları deniz düzeyine indirgenince gerçekte hiç bağdaşmayan bazı sonuçlar elde edilir. Genellikle izotermeler yeryüzünün tamamında veya bir kısmında sıcaklığın değişimi hakkında genel bir bilgi vermektedir. Yukarıdaki sakıncalar göz önünde tutularak denizler üzerinde izoterm değerlerinin gerçeğe daha yakın olduğu; yükseklikler arttıkça izotermelerin doğruluğunun ve gerçeği yansıtmaya değerinin azaldığı söylenebilir.

Yeryüzünde sıcaklık değişiminin gerçek veya indirgenmiş izotermelerle belirtilmesinin daha yararlı olacağı amaca göre değişir. Bir yerde gerçek egemen olan sıcaklığın bilinmesi gerekiyorsa bu konuda o bölgedeki gerçekte var olan sıcaklığı gösteren gerçek izotermeler daha yararlıdır. Büyük bölgelerin sıcaklık durumlarının belirlenmesinde, yeryüzü sıcaklık bölgelerini ve bunlara karasallığın etkisini daha iyi açıklayabilen indirgenmiş izotermeler daha kullanışlıdır.

Yeryüzü izoterm haritaları incelendiğinde, bir yerin genel olarak sıcak veya soğuk olduğunu göstermeye yarayan yıllık ortalama sıcaklığın yatay değişimi yönünden aşağıdaki durumlar göze çarpar.

1. Sıcaklığın değişiminde coğrafik enlemin etkisi büyüktür ve küçük enlemlerde karalar denizlerden, büyük enlemlerde ise denizler karalardan daha sıcaktır. Yıllık ortalama sıcaklık değerleri genellikle her iki yarımkürede ekvatorдан kutuplara doğru bir azalma göstermektedir. Bu durum enlem derecesi büyüdükçe yeryüzünün birim alanına gelen güneş enerjisi miktarındaki azalma ile açıklanabilir. Hiç bir yerde izotermeler, kara ve deniz dağılımının sıcaklık üzerine büyük etkisi nedeniyle enlem dairelerini takip etmezler. Bunlar çoğunlukla enlem dairelerinden sapma gösterirler.

2. Karasal etki nedeniyle kuzey yarımküre genellikle güney yarımküreye oranla daha çok ısınır. Kuzey yarımküre daha fazla ısındığı için termik ekvator 8° kuzey enlem dairesi ile üst üste gelmektedir. Aşırı sıcaklıklar coğrafik ekvatorда değil termik ekvatorда görülür.

Yeryüzünün en sıcak bölgeleri temmuz ayında Büyük Sahra, Orta Asya ve Güneybatı Asya; ocak ayında ise Kuzeybatı Avustralya'dır. Yeryüzünde tek tek olarak ölçülmüş en yüksek ve en düşük sıcaklıklar ise Meksika'da Sen Luis'de 57,8°C; Antartika'da Wostok İstasyonunda -88,3°C olarak kayıtlara geçmiştir.

İzotermeler, kuzey yarımküresinin güney yarımküresine göre daha sıcak olduğunu göstermektedirler (Çizelge 6.5). En sıcak kuşağın 8° kuzey enlemi ile çıkışmasının ve

kuzey yarımküresinin güney yarımküreye göre daha sıcak olmasının nedenleri kesin olarak kanıtlanmamış olmasına karşın bu konuda üç neden gösterilmektedir.

Çizelge 6.5 Yeryüzünde Sıcaklığın Dağılımı.

Yeryüzü parçası	Sıcaklık (°C)			
	Yıllık	Ocak	Temmuz	Fark
Kuzey Y.K.	15,2	8,1	22,4	14,3
Güney Y.K.	13,3	17,1	9,7	7,4
Yeryüzü Ortalaması	14,3	12,6	16,0	3,4

- Kuzey yarımküresinde kara kütleleri daha fazladır ve karalar yaz aylarında daha çok ısındıklarından kuzey yarımküresi daha sıcaktır.

- Güney kutbundaki kar buzullarının kapladığı alan kuzey kutbundakinden daha büyüktür ve bunun sonucu kar ve buzullar büyük ölçüde güneş enerjisi tüketirler.

- Kuzey yarımküresi yazı, güney yarımküresi yazından altı gün kadar daha uzundur. Bu nedenle kuzey yarımküresi daha çok güneş enerjisi alır.

3. Her iki yarımkürenin sıcaklık özellikleri karşılaştırılırsa büyük sıcaklık farklılığının karaların daha büyük yer kaplaması nedeniyle kuzey yarımkürede olduğu görülür.

4. Okyanusların batı kıyıları yani büyük karaların doğu kısımları daha soğuk, doğu kıyıları yani büyük karaların batı kısımları daha sıcak olmaktadır. Bunun en büyük nedenini deniz akıntıları oluşturur.

6.7. Sıcaklığın Dikine Değişmesi

Atmosfer içerisinde yukarı doğru çıkıldıkça sıcaklık azalır. Atmosferin alt kısımlarının daha sıcak olması, atmosferin alt kısımlarındaki daha yoğun gazların ısıyı emerek ısınması, su buharı ve tozların ısınmaya yardım etmeleri ve hareketli havanın ısıyı ileterek ısınmaya yardımcı olmaları gibi nedenlere bağlıdır. Atmosfer içerisinde yükseldikçe sıcaklık azalması iki şekilde ortaya çıkar ve bu iki farklı nedene dayanan sıcaklık azalmaları atmosfer olaylarının oluşmaları yönünden önemlidir. Bunlardan birincisi "dikey sıcaklık azalması" diğeri ise "adiabatik sıcaklık azalması"dır.

1. Dikey Sıcaklık Azalması

Atmosferin ısınmasının asıl nedeni yerden atmosfere olan ısı radyasyonu olduğundan yere yakın atmosfer kesimleri daha çok ısınır ve yerden uzaklaştıkça yer radyasyonunun etkinliği gittikçe azalır. Sonuç olarak atmosfer içerisinde yükseldikçe hava sıcaklığı belirli

oranlarda azalır. Bu azalmaya dikey sıcaklık azalması denir. Dikey sıcaklık azalması yere, zamana, o yerdeki havanın bileşimine ve topoğrafik koşullara göre değişir.

Atmosferde her 100 m yükseklikteki sıcaklık azalmasına ise düşey sıcaklık eğimi veya düşey sıcaklık gradiantı denir. Düşey sıcaklık gradiantının değeri her 100 m'de ortalama $0,56^{\circ}\text{C}$ 'dir. Bu gradiant yükseklik, enlem kuşakları, güneşlenme derecesi, mevsimler, gece ve gündüz gibi nedenlere bağlıdır. Nitekim Temmuz ayında yerden 2 km yüksekliğe kadar sıcaklık gradiantının değeri $0,5^{\circ}\text{C}$ iken, 4-6 km'ler arasında $0,6^{\circ}\text{C}$; 6-8 km'ler arasında ise $0,7^{\circ}\text{C}$ 'dir. Sıcaklık gradiantı, durgun bir havanın ısınmasını ve normal koşullarda haraketsiz bir gaz kütesinin ısınmasını da gösterir.

Atmosferde dikey sıcaklık azalması troposfer tabakasının üst katına ortalama 12 km'ye kadar devam eder. Bu yükseklikte sıcaklık yaklaşık -50°C dolayındadır. Tropopoz tabakasından sonra dikey sıcaklık azalması görülmez ve sıcaklık 35 km yüksekliğe kadar aynı kalır. Sıcaklık artışı 35-50 km'lerde başlar ve 50 km yükseklikte sıcaklık $50-55^{\circ}\text{C}$ 'a ulaşır.

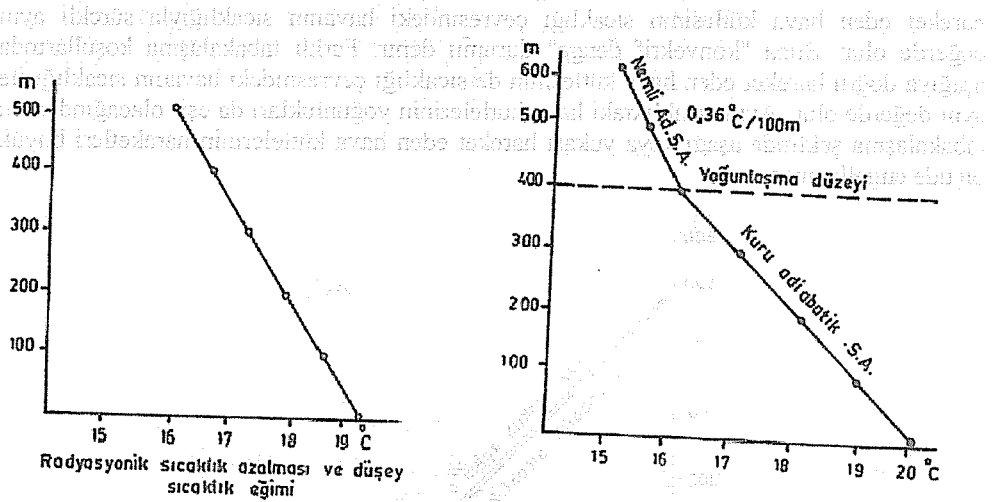
2. Adiyabatik Sıcaklık Azalması

Atmosferde hareketli bir hava kütlesi yükseldikçe buna etki eden atmosfer basıncı düşer ve bunun sonucu olarak yükselen hava kütesinin hacmi artar. Hava kütlesi alçaldıkça alçalan hava kütesinin de basıncı artar ve hacmi küçülür. Genleşen hava kütleleri kendi sıcaklıklarını düşürerek bir miktar ısı enerjisi tüketirler. Sıkışan hava kütleleri de sıcaklıklarını artırırlar. Bu şekilde dikey hareket eden hava kütlelerinin dışarıya ısı vermeksizin veya dışardan ısı almaksızın sıcaklıklarında oluşan değişikliklere (Isınıp soğumalarına) adiyabatik sıcaklık değişmesi adı verilir. Atmosferde her 100 m'de meydana gelen adiyabatik sıcaklık değişmesine adiyabatik sıcaklık eğimi veya adiyabatik sıcaklık gradiantı denir. Termodinamik bir olay olan bu sıcaklık düşüş ve yükselişleri atmosfer olaylarının oluşması bakımından çok önemlidir.

Genellikle hava kütlesi yükseldikçe adiyabatik olarak soğur. Yükselen hava genişlemek için içindeki enerjinin bir kısmını kullanmak zorunda kalır. Ortaya çıkan enerji hava moleküllerinin genişlemesini sağladığı gibi hareketlerini de yavaşlatır ve sonunda hava kütlesi soğur. Hava kütlesi alçalıyorsa bu işlemin tersi olmaktadır.

Adiyabatik sıcaklık eğiminin değeri ortaya çıktığı koşullara göre değişir ve adiyabatik sıcaklık değişmesi kuru ve nemli olmak üzere iki şekilde oluşur. Kuru adiyabatik sıcaklık değişmesi yoğunlaşma olayının meydana geldiği yüksekliğe kadar diğer bir anlatımla yoğunlaşma yüksekliğinin altındaki atmosfer kesiminde oluşan adiyabatik sıcaklık değişmesidir. Kuru adiyabatik sıcaklık eğiminin değeri her 100 m'de $0,98^{\circ}\text{C}$ 'dir. Başka bir anlatımla yoğunlaşma yüksekliği altında her 100 m'de yükselen hava kütesinin sıcaklığı $0,98^{\circ}\text{C}$ azalır ve alçalan hava kütesinin sıcaklığı da $0,98^{\circ}\text{C}$ yükselir.

Nemli adiabatik sıcaklık değişmesi, yoğunlaşma olayının ortaya çıkması ile doymuş havadaki adiabatik sıcaklık değişmesidir. Nemli adiabatik sıcaklık değişiminin değeri her 100 m'de $0,36^{\circ}\text{C}$ 'dir. Yoğunlaşma düzeyi üzerinde yükselen hava kütlesi içerisindeki su buharı yoğunlaşarak sıvı duruma geçer. Su buharının yoğunlaşması anında gram başına yoğunlaşma ısı denilen 539 kalorilik bir ısı enerjisi serbest kalır. Serbest kalan bu ısı enerjisi soğuyan hava kütlesinin sıcaklığını bir miktar artırır. Bu yoğunlaşma olayı sonunda adiabatik sıcaklık azalması 100 m'de $0,98^{\circ}\text{C}$ yerine $0,36^{\circ}\text{C}$ olarak gerçekleşir. Sonuç olarak kuru hava yükselip alçalırken nemli havadan daha fazla ısınır ve soğur. Şekil 6.12'de düşey sıcaklık gradiantı ve adiabatik sıcaklık azalması görülmektedir.



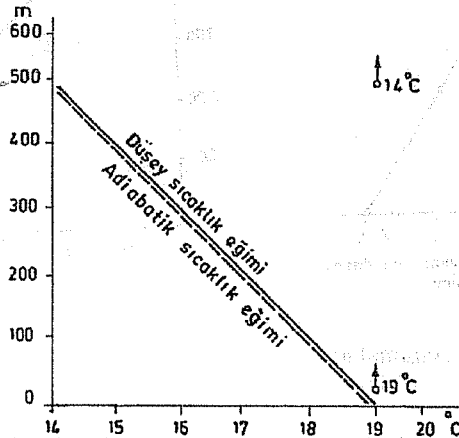
Hava kütlesindeki sıcaklık değişme oranı, nem ile birlikte havanın kararlılık veya kararsızlık özelliğini de etkiler. Bu özellik hava kütlesinin sıcaklık, bulut ve yağış getirme, rüzgar çıkması gibi karakterlerini belirten önemli faktörlerdir. Bir hava katmanında alt ve üst tabakalar arasında sıcaklık ve nem farkı az veya hiç yoksa; dengeli bir havayı diğer bir anlatımla kararlı hava kütlesini meydana getirir. Kararlı havalarda ani hava hareketi görülmediği için rüzgar ve fırtınalar oluşmaz. Sıcaklık ve nemin gösterdiği bir farklılık kararsız hava kütlesi adı verilen dikey hava hareketlerini oluşturur.

6.8. Hava Tabakalaşma Şekilleri

Atmosferde düşey sıcaklık eğimi sabit olmayıp, koşullara bağlı olarak $0,98^{\circ}\text{C}/100$ m'nin üstüne çıkabildiği gibi $0,56^{\circ}\text{C}/100$ m'nin altına da düşmektedir. Düşey sıcaklık eğiminin gösterdiği değere göre atmosferde üç farklı tabakalaşma şekli ayırt edilir.

1. Kuru Farklı Tabakalaşma

Atmosferde düşey sıcaklık eğiminin değeri $0,98^{\circ}\text{C}/100$ m ise yani sıcaklık her 100 m'de $0,98^{\circ}\text{C}$ azalıyor ise bu tabakalaşma şekline kuru farklı tabakalaşma adı verilir (Şekil 6.13). Bu durumda adiabatik sıcaklık eğiminin değeri $0,98^{\circ}\text{C}/100$ m olduğundan yukarı hareket eden hava kütesinin sıcaklığı çevresindeki havanın sıcaklığıyla sürekli aynı değerde olur. Buna "konvektif denge" durumu denir. Farklı tabakalaşma koşullarında aşağıya doğru hareket eden hava kütesinin de sıcaklığı çevresindeki havanın sıcaklığı ile aynı değerde olur. Aynı sıcaklıktaki hava kütlelerinin yoğunlukları da eşit olacağından bu tabakalaşma şeklinde aşağı veya yukarı hareket eden hava kütlelerinin hareketleri büyük ölçüde engellenmez.

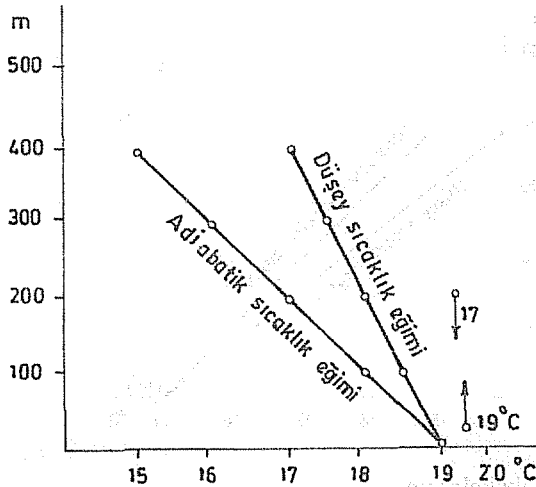


Şekil 6.13. Kuru Farklı Tabakalaşma.

2. Kuru Stabil Tabakalaşma

Atmosferde bulunan düşey sıcaklık eğiminin değeri $0,98^{\circ}\text{C}/100$ m'den küçük ise, yani dikey doğrultuda sıcaklık 100 m'de $0,98^{\circ}\text{C}$ 'den daha küçük bir azalma gösteriyorsa

buna kuru stabil tabakalaşma denir (Şekil 6.14). Bu tabakalaşma koşullarında yukarı doğru hareket eden hava kütesinin sıcaklığı adiabatik olarak her 100 m'de $0,98^{\circ}\text{C}$ azalacağından yükselen hava kütlesi çevredeki havaya göre daha soğuk bir duruma geçer. Soğuk hava, çevresindeki sıcak havadan daha yoğun olacağından bir süre sonra yükselmesi durur ve aşağıya doğru harekete geçer. Aynı şekilde aşağıya inen hava kütesinin sıcaklığı çevredeki havanın sıcaklığının üstüne çıkar ve hava kütlesi yeniden yükselmeye başlar. Stabil tabakalaşma koşullarında hareket eden hava kütleleri harekete başladıkları noktaya geri dönmeye zorlandıklarından bu koşullarda yoğunlaşma, bulut oluşması ve yağış gibi hava olaylarının oluşmaları olası değildir.



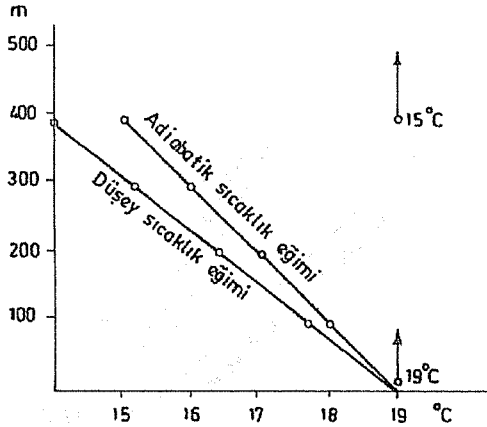
Şekil 6.14. Kuru Stabil Tabakalaşma.

3. Kuru Labil Tabakalaşma

Atmosfer, dikey sıcaklık eğiminin değeri $0,98^{\circ}\text{C}/100$ m'den büyük olacak şekilde tabakalaşmış ise buna kuru labil tabakalaşma adı verilir (Şekil 6.15). Labil tabakalaşmış bir hava katmanında yukarı doğru hareket eden hava kütlesi harekete başladıktan sonra çevresindeki havadan daha sıcak, aşağı doğru hareket eden bir hava kütlesi ise çevresindeki havadan daha soğuk bir duruma geçer. Bu nedenle yukarı hareket eden hava kütlesi çevresindeki havadan hafif, aşağı hareket eden hava kütlesi ise çevresindeki

havadan ağır olacağından hava kütlesi hareketini harekete başladığı doğrultuda engellenmeden sürdürür.

Yukarıda açıklanmaya çalışılan kuru tabakalaşmalar yoğunlaşma düzeyinin altında olan tabakalaşma şekilleridir. Benzer şekilde yoğunlaşma düzeyinin üstünde de nemli tabakalaşmalar görülür. Yoğunlaşma düzeyi üzerinde dikey yönde sıcaklık azalması 100 m'de 0,36°C ise hava nemli farklı tabakalaşmıştır denir. Dikey sıcaklık azalması 100 m'de 0,36°C'den küçük ise nemli stabil, büyük ise nemli labil tabakalaşma şekilleri ortaya çıkar. Yoğunlaşma düzeyi üzerindeki tabakalaşma şekilleri bulutların oluşmasına ve bulutların şekil kazanmalarına etkilidirler.



Şekil 6.15 Kuru Labil Tabakalaşma.

6.9. İnverziyon

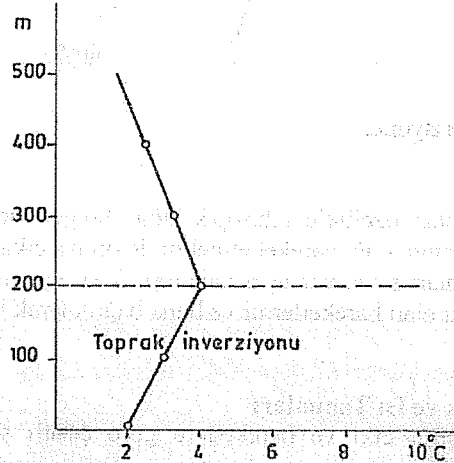
Sözcük anlamı ters dönüş olan inverziyon atmosferde yükseklikle sıcaklık azalması yerine sıcaklık artışıdır. Atmosferde dikey sıcaklık eğiminin değeri güneşlenme ile yakından ilişkilidir. Dikey sıcaklık eğiminin değeri yaz aylarında artmakta kış aylarında ise küçülmektedir. Buna paralel olarak dikey sıcaklık azalmasının değeri gündüzleri büyür geceleri ise küçülür. Kış aylarında ve özellikle geceleri bazı koşullarda öyle bir durum ortaya çıkar ki artık yükseklikle hava sıcaklığı azalmaz, tersine yükselir. Özellikle kışın radyasyon olayının kuvvetli olduğu gecelerde toprak sıcaklığını kaybeder. Bunun sonucunda toprakla bitişik olan hava tabakasının sıcaklığı, bu hava tabakasının üstündeki tabakadan daha soğuk olur. Normal koşullara ters olan bu durum inverziyon olayıdır. Bu durumun ortaya çıkmasına yani inverziyonların oluşmasına; havanın bulutsuz olması, hava

neminin azlığı, gecenin uzun oluşu ve havanın durgunluğu büyük ölçüde etki eder. İnverziyon zamanla kendini yok eder. İnverziyon tabakasında yükseklikle beraber sıcaklık ne kadar fazla artarsa inverziyon olayı o oranda şiddetlidir.

Toprak yüzeyi ile temasta bulunan hava tabakasında su buharı miktarı fazla ise toprak yüzeyinden gelen radyasyonun kolaylıkla tutulmasına yardımcı olur ve bu yolla ısı kaybı azalır.

İnverziyonlar oluştukları atmosfer kesimine göre "toprak inverziyonları" ve "yükseklik inverziyonları" olmak üzere iki şekilde adlandırılırlar.

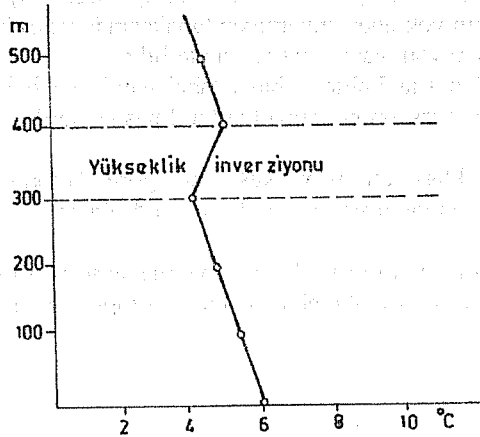
a) Toprak inverziyonu : Atmosferde dikey yönde sıcaklık artışı, inverziyon, toprak yüzeyinden başlamak üzere ortaya çıkmakta ise bunlara toprak inverziyonları denir (Şekil 6.16).



Şekil 6.16. Toprak İnverziyonu.

Toprak inverziyonları genellikle kış gecelerinde sis oluşmasına yardımcı olur. Toprak inverziyonlarının nedeni ya ışının yer yüzünden çok fazla yansımaları ile toprak yüzeyinin ve toprağa yakın hava tabakasının çok soğuması veya toprak yüzeyine yakın bölgelere başka yerlerden soğuk hava akarak sıcak havayı yukarı kaldırmasıdır.

b. Yükseklik inverziyonu : İnverziyon doğrudan doğruya toprak yüzeyinden başlamayıp atmosferin topraktan yüksek bölümlerinde ise buna yükseklik inverziyonu adı verilir (Şekil 6.17).



Şekil 6.17. Yükseklik İnverziyonu.

Yükseklik inverziyonları özellikle subtropik kurak bölgelerde görülür. Bunlar çoğu zaman büyük hava kütlelerinin aşağı hareket etmeleri ile ortaya çıkarlar.

Yükseklik inverziyonları sıcak yaz aylarında toprak yüzeyinde sıcaklığı artmış hava kütlelerinin yukarıya doğru olan hareketlerini ve buna bağlı olarak bulutların ve yağışların oluşmalarını önlerler.

6.10. Çeşitli Sıcaklık ve Isı Tanımları

Sıcaklık etmeni yaptığı etki ve hareketlere göre çeşitli şekilde tanımlanır. Bu tanımlardan bazıları aşağıdadır.

Soğumu gücü : İnsan vücudunun kaybettiği ısıya soğuma gücü denir. Birimi 1 saniyede 1 cm² yüzeyden kaybolan milikalori (mcal/cm².s)'dir. Soğuma gücü katabolometresiyle belirlenir. Rüzgar ve dış hava sıcaklığı soğuma gücüne etki eder.

Ortam sıcaklığı : Bir cisim, canlı veya sistemi çevreleyen ortamın sıcaklığıdır.

Etkili sıcaklık : İnsan vücudunun termometrenin gösterdiği sıcaklıktan farklı olarak algıladığı sıcaklığa etkili sıcaklık denir. İnsanların algıladıkları sıcaklık insanların çalışma ve dinlenme durumlarına, havanın nem içeriği ve rüzgar durumuna bağlıdır.

Potansiyel sıcaklık : Bir hava kütlesi adiabatik olarak 1000 mb'lık basınç düzeyine yükselince alacağı sıcaklık derecesine o hava kütlesinin potansiyel sıcaklığı denir.

Isınma ısısı (özgül ısı): Bir cismin bir gramının sıcaklığını bir derece yükseltmek için gerekli ısı miktarı olup, birimi kaloridir.

Buharlaşma ısısı : Bir gram suyun tamamen buharlaşması için alması veya su buharının tamamıyla yoğunlaşması için terketmesi gereken ısı'dır. 100°C'deki bir suyun buharlaşma ısısı 539 cal/g olup, 0°C'deki suyun ise 598 cal/g'dır. Buharlaşan suyun kendi bünyesinde sakladığı bu enerjiye "gizli ısı" denir.

Gündüz buharlaşma ile bünyesinde ısı depo eden hava kütesinin sıcaklığı gece radyasyon yoluyla düşmesi sonucunda yoğunlaşma noktası sıcaklığına erişecek ve hava kütesi doyma noktasına gelerek nem yoğunlaşacaktır. Böylece su buharı içindeki gizli ısı açığa çıkacak ve o yerde sıcaklığın fazla düşmesine engel olacaktır. Bu olay don oluşmasında çok önemlidir.

Ergime ısısı : Bir gram buzun erimesi için çevreden aldığı, bir gram suyun buz şekline dönüşmesi için verdiği ısı miktarı olup 0°C'deki ergime ısısı 80 cal/g'dır.

Duyulur ısı : Sıcaklık değişmesinden oluşan enerjinin bir ölçüsüdür.

Gizli ısı : Sıcaklık değişmesi olmaksızın bir maddenin hal değişimi sonucu açığa çıkan veya gerekli olan ısı'dır.

Süblimleşme ısısı : Bir gram su buharının sabit düşük sıcaklıkta doğrudan bir gram buz şekline dönüşmesi için çevreye vereceği ısı miktarıdır. Süblimleşme ısısı buharlaşma ve ergime ısılarının toplamına eşit olup 678 cal/g'dır.

6.11. Sıcaklığın ölçülmesi

Sıcaklık ölçmeleri çeşitli amaçlara yönelik olabilmekte ve ölçme amacına göre de çeşitli tipte termometreler kullanılmaktadır.

Genel kural olarak hava sıcaklığı güneş ışınlarının doğrudan doğruya etkisinin olmadığı bir yerde termometrelerle ölçülür. Ölçümler bunun için yerden 2 m yüksekliğe kurulan gözlem siperlerinde yapılır. Bu şekilde güneş ışınlarının doğrudan etkisi kaldırıldığı gibi topraktan gelebilecek etkilerde ortadan kaldırılmış olur.

Hava sıcaklığının ölçülmesi, kargaşaya meydan vermemek ve çeşitli bölgeler arasında karşılaştırılabilir değerler elde edebilmek için günün belirli saatlerinde yapılır. Termografların kullanılmaları ile günün her saatindeki sıcaklık değerleri saptanabilir. Günün en yüksek ve en düşük sıcaklık değerleri termograflarla belirlenebildiği gibi bunların bulunmadığı yerlerde bu değerler maksimum ve minimum termometreleri ile saptanırlar. Termometrelerle veya termograflarla ölçülen sıcaklık değerlerinden aşağıdaki eşitlikler kullanılarak günlük ortalama sıcaklık değerleri hesaplanır.

$$t_0 = (t_1 + t_7 + t_{13} + t_{19})/4$$

$$t_0 = (t_7 + t_{14} + 2 t_{21})/4$$

Eşitliklerde sıcaklık değerlerini gösteren "t" harflerinin altındaki rakamlar sıcaklık ölçüm saatlerini göstermektedir. Günlük ortalama sıcaklığın son eşitlikle hesaplanması tam bir ortalama değer vermiyeceği gibi çeşitli iklim bölgelerinde ekstrem sıcaklıklar günün değişik saatlerinde ortaya çıktıklarından elde edilen ortalamaların bu bölgeler arasında karşılaştırılmaları da güçtür.

Gerek hava sıcaklığının gerekse diğer maddelerin sıcaklıklarının belirlenmesinde çeşitli sıcaklık birimleri kullanılır. Bu birimler Santigrat (celsius), Fahrenheit ve Reomür dereceleri olarak bilinir. Bu üç birimin de dayanağı suyun donma ve kaynama sıcaklığıdır. Suyun donma sıcaklığı Santigrat derecesinde 0, Fahrenheit derecesinde 32, Reomür derecesinde ise 0; kaynama sıcaklığı da Santigrat, Fahrenheit ve Reomür derecelerinde sırayla 100, 212 ve 80 olarak kabul edilmiştir. Bu değerlerden hareket ederek sıcaklık birimleri birbirlerine çevrilebilir.

$$^{\circ}\text{C} = (5/9) (^{\circ}\text{F} - 32)$$

$$^{\circ}\text{C} = (5/4) ^{\circ}\text{R}$$

$$^{\circ}\text{R} = (4/5) ^{\circ}\text{C}$$

$$^{\circ}\text{F} = (9/5) ^{\circ}\text{C} + 32$$

Etkili sıcaklığın ölçülmesinde ıslak ve kuru olmak üzere iki termometre ile Şekil 6.18'de görülen diyagramdan yararlanılır. Islak ve kuru termometrelerde okunan sıcaklık değerlerinden rüzgar hızı da dikkate alınarak normal giyinmiş, dinlenme durumundaki bir insan için etkili sıcaklık değeri diyagramdan belirlenir. Diyagram üzerinde ıslak ve kuru termometre sıcaklık değerleri bir cetvelle birleştirilir. Cetvelin, ölçüm anındaki rüzgar hızı eğrisini kestiği noktadaki etkili sıcaklık okunur.

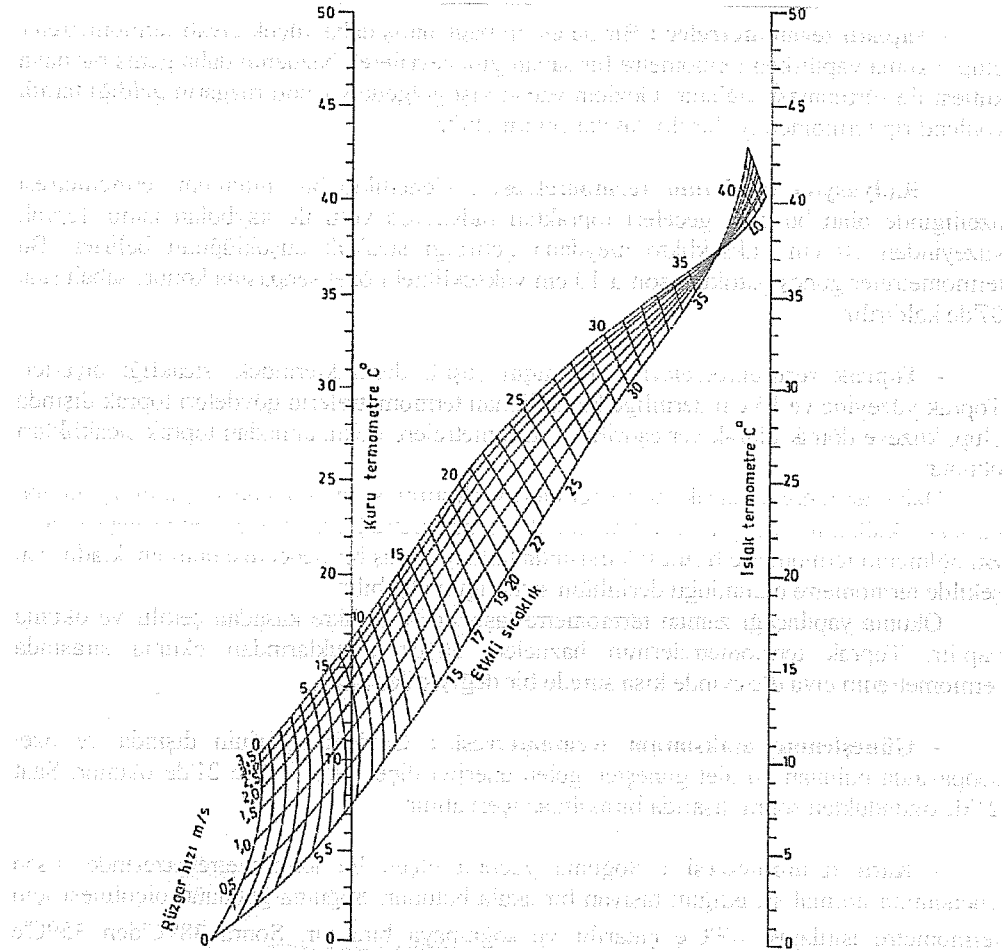
Hava sıcaklığı çeşitli özellikteki termometrelerle ölçülür. Genellikle sıcaklığı ölçen aletler doğrudan okunanlar ve yazıcı termometreler (termograflar) olarak iki gruba ayrılır.

a) Doğrudan okunan termometreler : Bu tip termometreler bakıldığı andaki sıcaklığı gösterirler. Bunların içinde civa, ispirto, petrol ve tolüen gibi maddeler bulunur. Civalı termometreler en duyarlı olanlarıdır. Ancak civa-39°C'de donduğundan yerine ispirotolu termometreler kullanılır.

Çeşitli amaç ve işlerde kullanılan termometreler şunlardır.

- Maksimum termometreler : Bu termometrelerde esas diğer termometrelerin aynıdır. Onlardan farkı civa dolu olan hazneden çıkan borucuğun hazne ile birleştiği noktasında bir boğumun bulunması ve noktanın çok dar olmasıdır. Gözlem siperinin içinde bir sehpa da bulunan bu termometreler günün en yüksek sıcaklığını saptayarak o noktayı termometre üzerinde tespit eder. Günde iki defa saat 14 ve 21'de okunur. Saat

14'de yapılan okumada termometreye dokunulmaz. Saat 21'deki okumadan sonra termometre ele alınıp ertesi gün için hazırlık olmak üzere termometre o andaki sıcaklık derecesine sarkelenerek indirilir.



Şekil 6.18. Etkili Sıcaklık Diyagramı.

- **Minimum termometreler** : İçinde cıva yerine ispiroto bulunan bu termometreler günün en düşük sıcaklığını göstermek için ispiroto dolu hazneye bağlı ince bir boru ile bir endeksten oluşmuştur. Saat 07 ve 21'de endeksin üst seviyesinin gösterdiği değer okunur. Termometre saat 21'deki okumadan sonra düzeltilir.

- **Sapanlı termometreler** : Bir ucuna ip bağlanmış daha küçük cıvalı termometreler olup, okuma yapılırken termometre bir sapan gibi çevrilerek haznenin daha geniş bir hava kütlesi ile sürtürmesi sağlanır. Gözlem yapan kişi gölgede yüzünü rüzgarın geldiği tarafa yönlendirip termometreyi bir iki dakika çevirmelidir.

- **Radyasyon minimum termometresi** : Genellikle bir minimum termometresi özelliğinde olan bu alet, geceleri topraktan radyasyon yolu ile kaybolan ısının toprak yüzeyinden 10 cm yükseklikte meydana getirdiği sıcaklık düşüklüğünü belirler. Bu termometreler güneş battıktan sonra 10 cm yükseklikteki özel sehпасına konur, sabah saat 07'de kaldırılır.

- **Toprak termometreleri** : Toprağın çeşitli derinliklerindeki sıcaklığı ölçerler. Toprak yüzeyine ve 15 cm derinliğe kadar konan termometrelerin gövdeleri toprak dışında olup, kuzeye dönük olarak yerleştirilir. Termometrelere dokunulmadan toprak sıcaklıkları okunur.

Daha derinlere konacak termometreleri yerleştirmek için bu amaçla yapılmış "lamon kasaları" kullanılır. Taşıyıcı içerisine konulan termometre kasanın özel bölmesine sokulur. Bu bölmenin termometre haznesi karşısında telle örülmüş bir penceresi bulunmaktadır. Bu şekilde termometre bulunduğu derinliğin sıcaklığını ölçebilir.

Okuma yapılacağı zaman termometre taşıyıcı ile birlikte kasadan çekilir ve okuma yapılır. Toprak termometrelerinin hazneleri büyük olduklarından okuma sırasında termometrenin cıva düzeyinde kısa sürede bir değişiklik olmaz.

- **Güneşlenme maksimum termometresi** : Gözlem siperinin dışında ve özel sehпасında bulunan bu alet güneşten gelen enerjiyi ölçer. Saat 14 ve 21'de okunur. Saat 21'de okunduktan sonra dışarıda bırakılmaz içeri alınır.

- **Kata termometresi** : Soğuma gücünü ölçen bu termometre üzerinde insan vücudunun normal sıcaklığını taşıyan bir skala bulunur. Soğuma gücünün ölçülmesi için termometre ısıtılarak 40°C'e çıkarılır ve soğumaya bırakılır. Sonra 38°C'den 35°C'e düşmesi için geçen süre saptanır. Bu süre soğuma gücünün hesaplanmasında kullanılır.

b) Yazıcı termometreler : Bu tip termometreler günlük sıcaklık değişimlerini sürekli olarak bir diyagram üzerine kaydederler. Termogram adı verilen bu diyagram, saat makinası ile eksenı etrafında dönen bir silindir üzerinde sarılıdır. Günlük sıcaklık, aletin madeninde meydana gelen hacim değışikliğı sonunda, uçtaki kalemın termogram üzerinde bıraktığı izle saptanır.

Gözlem siperinin içinde bulunan termograflar, günlük veya haftalık sıcaklık hareketlerini belirtecek düzende çalışırlar. Yazıcı termometreler, civalılara göre daha az duyarlıdırlar. Bu nedenle termografları, civalı termometrelerle karşılaştırmak gerekir.

YEDİNCİ BÖLÜM

7. HAVA NEMİ

Yerküre üzerinde bulunan su birikintilerinden, denizlerden, göllerden, nehirlerden, buz ve toprak yüzeylerinden olan buharlaşma ve bitkilerin terlemesi yolu ile toprak içinden atmosfere geçen su tanecikleri hava kütlesi içerisine karışarak atmosferdeki hava nemi dediğimiz ve su buharı olarak bilinen çok önemli bir iklim elemanını oluşturur. İklimin oluşmasında ve çeşitli iklim tiplerinin ortaya çıkmasında atmosferdeki su buharı ve su buharının dağılımı önemli rol oynar.

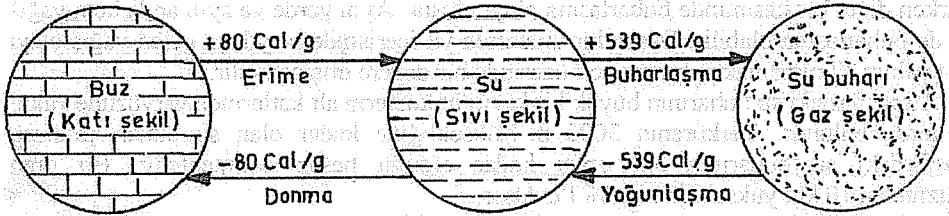
Atmosferde bulunan toplam su buharı miktarı 12 300-13000 kilometre küp arasında hesap edilmektedir. Yeryüzünün yıllık ortalama yağıışı 880 mm ve yüzey alanı 509 950 714 km² olduğundan yeryüzüne atmosferden yılda düşen su miktarı ortalama 4488×10^{11} m³ dolaylarındadır. Atmosferdeki su miktarı 13×10^{12} m³ kabul edilirse atmosferde bulunan suyun tümü yılda 36-37 kez yeryüzüne yağışlarla düşer ve yeniden buharlaşır. Atmosferdeki suyun tümü bir defalık bir yağış olayı ile yeryüzüne düşmez ve aynı miktarda su bir defada buharlaşarak atmosfere geçmez. Yeryüzünün bir kesiminde yağış yağarken diğer bir kesiminde buharlaşma olayı oluşur. Aynı yerde ve aynı anda hem yağış hem de buharlaşma olabilir. Başka bir anlatımla yıl içerisinde meydana gelen yağış olayı sayısı yalnız 37 olmamakta, bunun çok üzerinde bir değere erişmektedir.

Atmosferdeki su buharının büyük bir kısmı atmosferin alt katlarında yeryüzüne yakın kısımlarda bulunur. Yerkürenin 3000 m yüksekliğine kadar olan su buharı miktarı, atmosferdeki su buharının 3/4 oranı kadar olduğu hesap edilmektedir. Bu oran yeryüzünden 10 km yükseklikte ise % 1'e düşer.

Atmosferde bulunan su buharının kaynağını bir bakıma "hidrosfer" dediğimiz su küresi oluşturmaktadır. Su küresini oluşturan kaynaklar ve bu kaynaklardaki su miktarları Çizelge 7.1'de gösterilmiştir. Çizelge 7.1'de görüleceği gibi bu suyun büyük bir bölümü okyanuslarda oluşur. Genel olarak okyanuslardan buharlaşan su buharının büyük bir kısmı okyanuslara yağış şeklinde düşer, bir kısmı da karalar üzerine taşınır. Karalara gelen yağışlar da akarsular yoluyla tekrar okyanuslara ve denizlere karışır. Bu kaynaklardan evaporasyon ve transpirasyon yolu ile atmosfere karışan su atmosferde gaz, sıvı ve katı şeklinde bulunur. Su bu üç şeklinin birinden diğerine geçebilir. Bu geçişte ya ısı enerjisi tüketilir veya çevreye ısı enerjisi verilir. Suyun katı, sıvı veya gaz şeklinde bulunması sıcaklığa bağlı bir olaydır. Örneğin buz 0°C'nin üstündeki sıcaklıklarda erir ve erime sırasında gram başına 80 cal'lık ısı enerjisi tüketir. Buza verilen ısı enerjisi buzun sıcaklığını 0°C'den fazla yükseltmez ancak agregat yapısını değiştirir. Buz tümünden eridikten sonra verilen ısı enerjisi buzun çözülmesine benzer şekilde suyun sıcaklığını 100°C'nin üstüne çıkarmaz, verilen ısı enerjisi gram başına 539 cal olmak üzere suyun buharlaşmasında tüketilir (Şekil 7.1).

Çizelge 7.1 Çeşitli Kaynaklardaki Su Miktarı

Kaynaklar	Alan km ²	Su Miktarı km ³
1. Okyanuslar	361 x 10 ⁶	1350,4 x 10 ⁶
2. Karalar	149 x 10 ⁶	33,4 x 10 ⁶
a. Akar Sular	-	0,0017 x 10 ⁶
b. Tatlı Su Gölleri	0,8 x 10 ⁶	0,125 x 10 ⁶
c. Tuzlu Göl, İç Deniz	0,7 x 10 ⁶	0,105 x 10 ⁶
d. Kutup Buzulları	0,016 x 10 ⁶	26 x 10 ⁶
e. Yeraltı Suyu	-	7 x 10 ⁶
f. Toprak Nemi	-	0,150 x 10 ⁶
g. Canlılarda	-	0,050 x 10 ⁶
Toplam yer yüzündeki su	-	1383,8 x 10 ⁶



Şekil 7.1 Suyun Şekilleri.

Su buharı soğuk bir ortama geldiği zaman gram başına 539 cal'lık ısı enerjisi vererek yoğunlaşır, sıvı şekle geçer. Su 0°C'nin altına kadar soğutulursa 80 cal/g değerinde ısı enerjisi vererek donar. Görüldüğü gibi donma ısısı erime ısısına, yoğunlaşma ısısı da buharlaşma ısısına denktir.

7.1. Havanın Su Buharı İçeriği

Yeryüzündeki kaynaklardan buharlaşarak atmosfere karışan su, havanın su buharı taşıma yeteneğine bağlı olarak belirli bir değere eriştikten sonra yeniden yoğunlaşır. Havanın su buharı taşıma yeteneği sınırsız değildir. Belirli bir hacimdeki havanın taşıyabileceği en çok su buharı miktarı havanın sıcaklığına bağlıdır. Sıcaklık arttıkça

havanın taşıyabileceği su buharı miktarı da artar. Çeşitli sıcaklıklarda havanın taşıyabileceği en çok su buharı miktarları Çizelge 7.2'de gösterilmiştir.

Çizelge'de görüldüğü gibi hava sıcaklığı düştükçe havanın taşıyabileceği su buharı miktarı da azalmaktadır. Kutup bölgelerinde yağış miktarı azlığının nedeni budur. Kutup bölgelerinde hava çok soğuk olduğundan havadaki su buharı miktarı çok azdır ve bunun sonucu olarak da buralardaki yağış miktarı çöl bölgelerinde düşen yağış miktarına erişebilmektedir.

Çizelge 7.2. Çeşitli Sıcaklıklarda Havanın Taşıyabileceği En Çok Su Buharı Miktarları.

Hava Sıcaklığı (°C)	Maksimum Su Buharı (g/m^3)
50	83,0
40	51,1
30	30,7
20	17,3
10	9,3
0	4,8
-10	2,4
-20	1,1
-30	0,1

Hava kütlelerinin sıcaklığına bağlı olarak taşıyabileceği en çok nem miktarına "doyma noktası" denir. Bir hava kütlesi doyma noktasına iki şekilde erişebilir.

- Hava kütlelerinin sıcaklığı sabit kalıp, su buharı içeriği artınca,
- Hava kütlelerinin su buharı içeriği sabit kalıp, sıcaklığı azalınca.

Su buharı ile doymuş olan hava daha fazla su buharı alamaz, su buharı verildiği takdirde yoğunlaşma başlar ve su zerrecikleri havanın berraklığını kaybettirerek gözle görülür bir duruma geçer. Doymuş bir havanın yoğunlaşmaya başladığı andaki sıcaklığına "çiğlenme sıcaklığı" veya "çiğlenme noktası" adı verilir. Herhangi bir sıcaklıkta havanın taşıyabileceği nem miktarı ile havada bulunan nem miktarı arasındaki farka "doyma açığı" denir. Buna göre doyma açığı, doyma noktasından havada bulunan su buharı miktarının çıkarılması ile bulunur.

7.2. Hava Neminin Anlatım Şekilleri

Atmosferin içerdiği su buharı miktarı dört şekilde açıklanabilir.

a) Mutlak nem : Bir metreküp havanın gram olarak içerdiği su buharı miktarıdır. Mutlak nem atmosferin içerdiği su buharı miktarını mutlak bir şekilde ifade eder. Birimi g/m^3 'tür. Mutlak nem miktarı sıcak bölgelerden soğuk bölgelere gidildikçe azalır.

b) Özgül nem (spesifik nem) : Bir kilogram havanın gram olarak taşıdığı su buharı miktarına özgül nem denir. Hava neminin bu şekilde anlatılmasının iyi yönü yukarı doğru hareket eden bir hava kütleinin özgül neminin değişmemesidir. Yukarı doğru hareket eden bir hava kütlesi genleşeceğinden bir metreüp hava içerisindeki gram olarak nem miktarı azalırken bir kilogram havanın içerdiği nem miktarı değişmez.

c) Buhar basıncı : Havadaki su buharı miktarının buhar basıncı olarak anlatımı uygulamalarda geniş bir şekilde kullanılmaktadır. Buhar basıncı, havanın toplam basıncı içerisinde su buharının mm cıva sütunu olarak uyguladığı basınçtır. Çizelge 7.3'de çeşitli sıcaklık derecelerinde doygun havanın buhar basınçları gösterilmiştir. Çizelgede görüldüğü gibi mm cıva sütunu olarak buhar basıncı ile g/m^3 olarak mutlak nemin rakamsal değerleri birbirine yakındır.

Çizelge 7.3. Doygun Havanın Buhar Basınçları.

Hava Sıcaklığı °C	Doygun Buhar Basıncı mm Hg	Mutlak Nem g/m^3
-35	0,24	0,24
0	4,6	4,8
5	6,5	6,8
10	9,2	9,3
15	12,7	12,8
20	17,4	17,3
25	23,5	23,0
30	31,5	30,7
35	41,8	42,2

d) Bağlı nem (nisbi nem = relatif nem) : Hava içinde bulunan su buharı miktarının, havanın aynı sıcaklık derecesinde taşıyabileceği en çok su buharı miktarına % olarak oranıdır.

$$B_n = (b/B) \times 100$$

Eşitlikte

B_n = Havanın bağlı nemliliği (%)

b = Havada bulunan su buharı (mm Hg veya g/m^3)

Mutlak nem = Bağlı nem x havanın aynı sıcaklıkta taşıyabileceği su miktarı (doygun havanın su buharı miktarı)

B = Havanın aynı sıcaklıkta taşıyabileceği en çok su buharı (mm Hg veya g/m^3)

Bir hava kütleinin içindeki su buharı miktarı değişmeksizin sıcaklığı yükselirse bağlı nemi düşer. Sıcaklığı düşer ise bağlı nemi yükselir. Örneğin bir metreüpünde 17,3 g

su buharı bulan bir hava kütesinin sıcaklığı 30°C 'den 40°C 'ye çıkarıldığında ve 20°C 'ye düşürüldüğünde bağıl nemi sırası ile % 56'dan % 34'e düşer ve % 100'e yükselir.

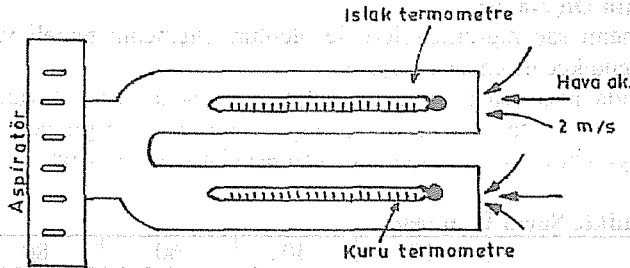
Havanın bağıl nemliliğinin % 100'e eriştiği sıcaklığa çığlenme sıcaklığı veya çığlenme noktası denir. Çığlenme sıcaklığı sabit bir değer taşımaz; havada bulunan su buharı miktarına yani havanın mutlak nemliliğine göre değişir. Çığlenme noktası hava tahminlerinin yapılmasında önemlidir.

7.3. Hava Neminin Ölçülmesi

Havanın içerdiği mutlak ve bağıl nemler ile çığlenme noktası sıcaklığı özel olarak geliştirilmiş aletler yardımıyla ölçülür.

1. Mutlak Nemin Ölçülmesi

Havanın mutlak nem miktarı "Psikrometre" ile ölçülür. Psikrometre, biri kuru diğerinin haznesi bir fitille ıslatılan iki termometre ve bir aspiratörden oluşmuştur (Şekil 7.2).



Şekil 7.2. Psikrometrenin Şematik Görünüşü.

Psikrometre termometrelerinden kuru termometre doğrudan doğruya hava sıcaklığını gösterir. Termometrelerin çevresinde yaklaşık 2 m/s hızla bir aspiratör yardımıyla hava akımı sağlanır. Bu şekilde ıslak termometrenin haznesinden su buharlaşmakta ve buharlaşma sonucunda bir sıcaklık düşüşü olmaktadır. Bu durumda kuru termometre değeri, ıslak termometre değerinden daha yüksek olmaktadır. Islak termometre çevresinde oluşacak buharlaşma, havadaki su buharının azlığı oranında daha fazla olacağından, özellikle kuru havada kuru ve ıslak termometrelerin gösterdiği değerler arasındaki fark da büyük olacaktır. Bunun tersine olarak havadaki su buharı miktarının fazla olması durumunda buharlaşma az olacağından ıslak termometrenin gösterdiği değer kuru

termometre değerine yakın olacaktır. Hava, su buharına doymun olduğu zaman heriki termometrenin gösterdiği değerler birbirine eşit olacaktır.

Havanın içerdiği mutlak nem değeri aşağıdaki eşitlikte bulunur.

$$M = M_d - a (t_k - t_l) b_t/b_o$$

Eşitlikte;

M = Havadaki mutlak nem (g/m^3),

M_d = Ölçülen sıcaklıkta havada bulunabilecek en çok nem (g/m^3),

a = Psikrometre katsayısı (yaklaşık 0,5),

t_k = Kuru termometrede okunan sıcaklık ($^{\circ}C$),

t_l = Islak termometrede okunan sıcaklık ($^{\circ}C$),

b_t = Ölçüm yapıldığı anda hava basıncı (mm Hg),

b_o = Havanın normal basıncı (mm Hg, genellikle 760 mm Hg).

Ayrıca yukarıdaki değerler g/m^3 yerine mm Hg yüksekliği alınarak hava nemi buhar basıncı olarak da bulunabilir.

2. Bağıl Nemin Ölçülmesi

Hava bağıl nemi saç higrometreleri ile ölçülür. Ölçmenin temeli yağdan arınmış insan saçının nemlendikçe uzamasına dayanır.

Doymun havada insan saçı, boyunun 0,025 katı kadar uzar. Havanın bağıl nemi düştükçe saçın uzama miktarı da azalır. Çizelge 7.4'de hava bağıl nemine göre saçın uzama miktarı doymun havada olan uzamanın yüzdesi olarak verilmiştir.

Çizelge 7.4. Nemlilikte Saçın Uzaması

Bağıl Nem %	20	40	60	80	100
Maksimum Uzamanın % si olarak uzama	39	64	79	90	100

Saçın hava bağıl nemine göre değişik uzama miktarından yararlanılarak bağıl nem ölçülür. Bir hava kütlesi içinde saçın uzama miktarı bir gösterge ile ayarlı bir skala üzerine çizilmektedir. Bu skaladan havanın bağıl nem değeri % olarak okunur.

Higrometrelerin yazıcı olanlarına higrograf denir. Higrograflarla hava bağıl neminin zaman içinde nasıl bir gidiş gösterdiği kaydedilir.

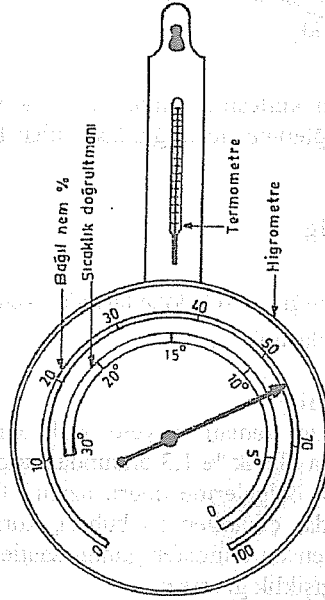
3. Çiğlenme Noktasının Ölçülmesi

Don olasılığının önceden kestirilmesi yönünden çiğlenme noktası veya sıcaklığının bilinmesi önem taşır. Hava sıcaklığı çiğlenme noktasına ve bunun altına düştüğü zaman su buharı yoğunlaşarak sis oluşturur. Sis oluşurken bir miktar ısı enerjisi verdiğinden ve

ayrıca topraktan radyasyonla ısı kaybını bir ölçüde önlediğinden, hava sıcaklığının çok düşmesini önler. Bu nedenle bir hava kütesinin çiglenme noktası 0°C 'nin üzerinde ise bu durum bir don olayının meydana gelmeyeceği şeklinde değerlendirilir.

Çiglenme sıcaklığı polymetreler veya çiglenme aynaları ile ölçülür.

Polymetre bir higrometre ve bir termometreden oluşur (Şekil 7.3). Higrometre üzerinde iki bölme bulunur. Bölmelerden birisi bağıl nemi diğeri sıcaklık doğrultma değerini gösterir. Higrometre üzerinde okunan sıcaklık doğrultma değerini termometrede okunan sıcaklık değerinden çıkartarak çiglenme sıcaklığı elde edilir.



Şekil 7.3 Polymetre.

Çiglenme aynası eterin buharlaştırılması ile soğutulan metal bir aynadır. Üzerinde çığ oluşmaya başlayınca kadar ayna soğutulur ve bu andaki sıcaklığı ölçülür. Metal aynanın gösterdiği sıcaklık çiglenme sıcaklığıdır.

Ayrıca bir higrometre ve bir termometre yardımı ile bir hava kütesinin çiglenme sıcaklığındaki buhar basıncı hesap edilerek don tehlikesi olup olmadığına karar verilebilir.

Hesap edilen buhar basıncı 4,6 mm Hg'dan büyük ise çiğlenme sıcaklığı 0°C'nin üstünde olur. Çiğlenme noktasındaki buhar basıncı aşağıdaki şekilde hesap edilir.

$$B_{\text{ç}} = B_d \times N_b$$

Eşitlikte;

$B_{\text{ç}}$ = Çiğlenme noktasında havanın buhar basıncı (mm Hg)

B_d = Aynı sıcaklıkta doymuş havanın buhar basıncı (mm Hg)

N_b = Havanın bağıl nemi (%).

Örneğin, 10°C'de bir hava kütesinin bağıl nemi % 80 olarak ölçüldüğünde bu havanın çiğlenme sıcaklığı ve çiğlenme sıcaklığındaki buhar basıncı aşağıdaki gibi hesap edilir.

$$B_{\text{ç}} = 0,80 \times 9,2 = 7,4 \text{ mm Hg}$$

Görüldüğü gibi hava sıcaklığı 6.6°C dolaylarında iken çiğlenme başlayacağından hava sıcaklığının 0°C'ye düşme olasılığı zayıftır.

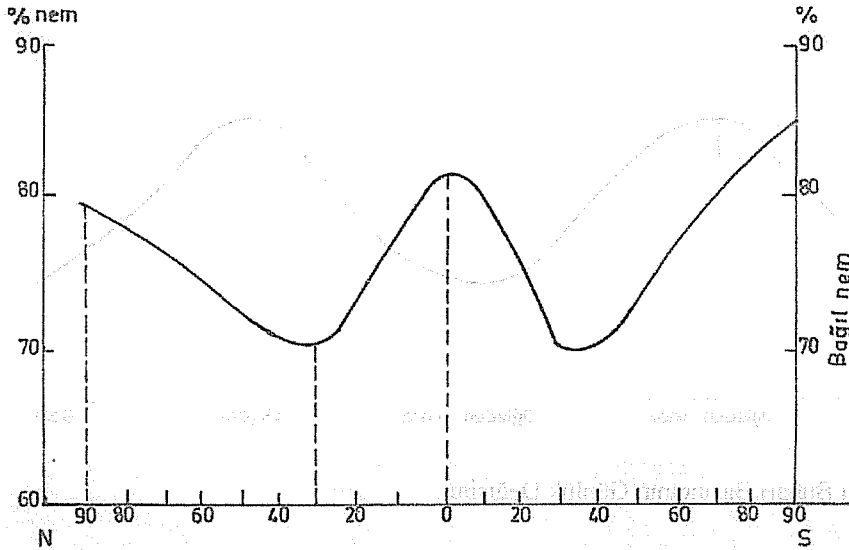
7.4. Hava Neminin Değişimi

Atmosferde su buharı miktarı zaman ve yere bağlı olarak büyük sınırlar arasında değişir. Deniz düzeyinde ortalama olarak % 1,3 oranında atmosfer bileşiminde bulunan su buharı, troposfer tabakasının üst bölgelerine doğru azalır. Troposferin alt kesimlerinde nemli sıcak yerlerde % 4'e kadar çıkabilen su buharı, kurak bölgelerde % 0'a kadar yaklaşır. Bağıl nemlilik yönünden de atmosfer günün saatlerine, yılın mevsimlerine ve yine enlem derecelerine göre değişiklik gösterir.

Karasal bölgelerde hava bağıl nemi güneşin doğuşu sırasında en yüksek, öğleden sonraları ise en düşük değere erişir. Bu bölgelerde bağıl nemlilik yönünden en düşük değerler yaz aylarında, en yüksek değerler ise kış aylarında ortaya çıkar. Deniz bölgelerinde bağıl nemin yıl ve gün içerisinde değişmesi yine aynı kurala bağlı olmakla birlikte karasal yerlerdeki kadar belirgin olmamaktadır.

Bağıl nemlilik yönünden hava, enlem derecelerine göre de genel bir dağılım gösterir. Şekil 7.4'de görüldüğü gibi bağıl nem iç tropik bölgelerde ve kutuplarda çok yüksek, subtropik bölgelerde ise düşüktür. İç tropik kuşaklarda hava sıcaklığı yüksek olduğundan buralarda bağıl nemliliğin yanında havadaki mutlak nem miktarı da

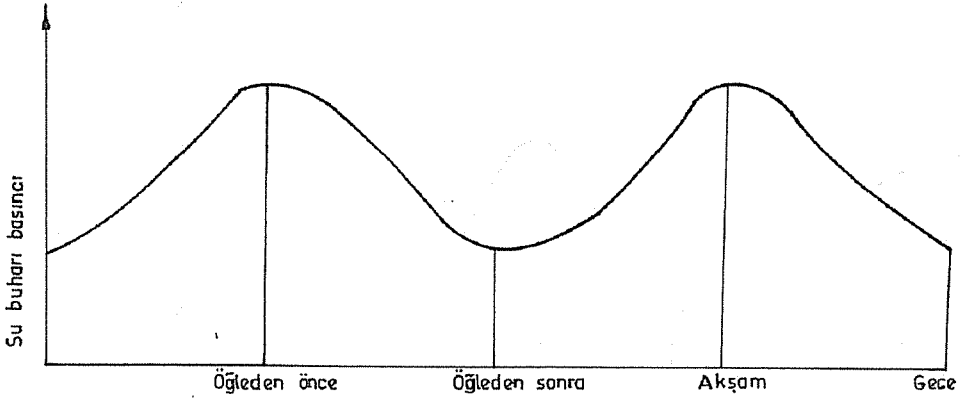
yüksektir. Kutup bölgelerinde bağıl nemin yüksek olmasına karşın hava sıcaklığı düşük olduğundan havadaki mutlak nem miktarı azdır. Subtropik kuşakta havanın mutlak nemliliği kutuplardakinin çok üzerinde olmasına karşın bu kuşakta havanın sıcaklığı sonucu bağıl nem kutup bölgelerine göre çok düşük bir değerdedir. Güney kutbu kuzey kutbuna göre bağıl nemlilik bakımından daha yüksek değerler gösterir. Bu farklılık güney kutbunun daha soğuk oluşu ve güney kutbunda denizlerin daha büyük alan kaplaması ile açıklanmaktadır.



Şekil 7.4 Enlemlere Göre Hava Nemi.

Su buharı basıncı bağıl nemin aksine havanın soğuk olduğu zamanlarda daha düşük, havanın sıcak olduğu zamanlarda daha yüksektir. Ülkemizin bulunduğu coğrafik bölgede ilkbahar ve yaz aylarında sabahın erken saatlerinde su buharı basıncı düşüktür. Öğleye doğru havanın ısınması ve buna bağlı olarak artan buharlaşma ile su buharı basıncı yüksek bir düzeye erişir. Toprak yüzeyine yakın katmanlarda görülen sıcaklıktaki hızlı yükselme ve bunun sonucunda oluşan konveksiyonla ortamdaki su buharı hızlı bir

biçimde yükselmekte, yerine aynı hızla su buharı gelememektedir. Su buharı basıncı düşmeye başlamakta ve öğleden sonra en düşük bir düzeye erişmektedir. Akşama doğru konveksiyonun sona ermesi ya da yavaşlaması, buna karşın buharlaşmanın sürmesi sonucu, nem miktarı artmaya başlar ve buhar basıncı akşam ikinci kez en yüksek değere erişir. Gece buharlaşma sürekli azaldığından, havadaki nem miktarı ve bunun sonucunda, su buharı basıncı sabahleyin ikinci bir en küçük değere erişir. Hava nemi ve buhar basıncı böylece günde iki kez en yüksek ve iki kez en düşük değerlere sahip bir eğri çizmiş olur (Şekil 7.5).



Şekil 7.5. Su Buharı Basıncının Günlük Değişimi.

Nem miktarındaki değişimler, büyük oranda sıcaklığa ve su buharı potansiyeline bağlı olduğundan, okyanus bölgelerinde bütün yıl boyunca günlük nem miktarının değişiminde sabahleyin bir en düşük, öğleden sonra bir en yüksek değer görülür.

Çöl bölgelerinde günlük nem miktarı sıcaklık artışına bağlı olarak değişmektedir. Bu nedenle, günlük nem değişiminde dalgalı bir eğri oluşur.

8. BUHARLAŞMA

Buharlaştırma sıvı haldeki suyun buhar halinde atmosfere iletilmesi olayıdır. Yerkürede okyanuslar, denizler, göller, nehirler, ıslak topraklar ve bitkiler buharlaştırma kaynaklarını oluştururlar. Bu kaynaklardan sürekli bir şekilde buharlaştırma oluşur, buharlaşan su belirli yollardan tekrar yağış şeklinde buharlaştırma kaynaklarına geri döner. Atmosferdeki bu dolaşıma "hidrolojik devir" adı verilir.

Buharlaşmada, su sıvı formundan gaz formuna geçerken, sürekli çevresinden enerji alır. Bu enerji nedeniyle, buharlaştırma olan yerde, sıcaklık düşüşü görülür. Ortamın sıcaklığına bağlı olarak, bir gram su buharlaşırken çevreden 539-598 kalori alır. Ortalama olarak 595 kalori kabul edilir. Herhangi bir sıcaklıktaki bir gram suyun buharlaşması için gereksinme duyulan ısı miktarı aşağıdaki eşitlikle bulunur.

$$V = 606,5 - 0,695 t$$

Eşitlikte;

V = Suyun buharlaşması için gerekli ısı (cal)

t = Suyun sıcaklık derecesi ($^{\circ}\text{C}$)

8.1. Buharlaşmaya Etkili Faktörler

Buharlaşma hızı çeşitli faktörlerin etkisi altındadır. Bu faktörler aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

a) Havanın nem içeriği ve doyma açığı : Havanın nem içeriği oranında buharlaştırma az veya çok olmaktadır. Nemli havalarda doyma açığı az olduğundan buharlaştırma düşüktür.

b) Hava sıcaklığı : Havanın sıcak oluşu buharlaşmaya iki şekilde etkili olmaktadır. Birincisi, atmosferin sıcaklığı oranında taşıyabileceği nem miktarı da arttığından doyma açığı daha fazla olacaktır. Sıcaklığın ikinci etkisi ise buharlaşmanın gereksinmesi olan enerjinin karşılanması yönündedir.

c) Hava hareketi : Buharlaşan suyun yüzeyden ayrılmaması durumunda, atmosferin alt tabakası ile toprak ve su yüzeyindeki nem oranları birbirine eşit ya da yakın olduğundan, buharlaştırma azalır veya durur. Buharlaştırma olması için konveksiyonla su buharının buharlaşan yüzeyden uzaklaşması gerekir. Bu ise, hava hareketi ile olasıdır. Rüzgar hızı arttıkça yukarıdaki nedenlerle buharlaşan su miktarı artmaktadır.

d) Hava basıncı : Hava basıncı arttıkça havanın birim hacmindeki molekül sayısı artar. Havanın molekül sayısının artması toprak ve su yüzeyinden hava içerisine su moleküllerinin geçmesini azaltır. Bunun sonucu olarak düşük rakımlı yerlerde hava basıncının fazla olması nedeniyle buharlaşma az, yüksek rakımlı yerlerde fazladır.

e) Yer veya su yüzeyinin sıcaklığı: Yer veya su yüzeyi sıcaklığı arttıkça su moleküllerinin hızları artar, yüzeysel gerilim azalır. Bunun sonucunda, buharlaşma kolaylaşır.

f) Su kaynağının miktarı ve yoğunluğu : Buharlaşma meydana gelen yerde suyun az veya çok oluşu buharlaşmada etkilidir. Suyun yoğunluğunun az olduğu yerlerde buharlaşma tuzlu sulara göre daha fazladır.

g) Toprak ve bitki örtüsü özellikleri : Toprak özellikleri, topraktaki suyun buharlaşmasında büyük rol oynar. Toprak renginin koyu veya açık oluşu, toprak içindeki hava miktarı, toprağın tekstürü vb. toprak faktörleri buharlaşmayı çeşitli biçimlerde etkiler.

Bitki örtüsünün varlığı ve çeşidi buharlaşmayı etkilemektedir. Bitki örtüsünün fazla oluşu topraktan kaynaklanan buharlaşmayı azaltır. Ancak toplam buharlaşma kendi bünyesinden oluşan transpirasyon biçimindeki buharlaşma nedeniyle artabilir.

Yeryüzeyinden su, çeşitli şekillerde buharlaşarak atmosfere karışmaktadır.

1. Evaporasyon

Evaporasyon, nemli toprak yüzeyi ile su yüzeyinden olan buharlaşma olarak bilinir.

2. Transpirasyon

Bitkilerin, topraktan kökleri aracılığı ile aldığı suyun terleme yoluyla kaybolmasına transpirasyon adı verilir.

Doğada evaporasyon ile transpirasyonu kesin olarak ayırmak güç olduğundan çoğu zaman ikisi birlikte düşünülmektedir. İkisine birden evapotranspirasyon denir. Evapotranspirasyon ikiye ayrılır :

a) Gerçek evapotranspirasyon: Mevcut su miktarına göre oluşan toplam buharlaşmadır.

b) Potansiyel evapotranspirasyon : Bölgenin mevcut koşullarına göre yer yüzeyinde sürekli ve yeterli su olduğu durumlarda oluşacak en yüksek buharlaşma miktarıdır.

8.2. Buharlaşmanın Ölçülmesi

Herhangi bir yerde ortaya çıkan buharlaşma, amprik eşitlikler ve deneysel yollar olmak üzere iki şekilde saptanır.

1. Amprik Eşitliklerle Buharlaşmanın Bulunması

Amprik olarak elde edilen eşitlikler yardımıyla buharlaşma miktarı hesaplanabilir. Bu amaç için Dalton tarafından geliştirilen aşağıdaki eşitlik oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır.

$$E = C (e_s - e_d)$$

Eşitlikte;

E = Buharlaşma hızı (mm/gün),

e_s = Su yüzeyi sıcaklığında doymuş buhar basıncı (milibar)

e_d = Havanın çiğlenme noktasındaki doymuş buhar basıncı (milibar),

C = Katsayı (rüzgar hızına bağlı).

Çeşitli araştırmacılar Dalton eşitliğindeki C katsayısının değerlendirilmesi ile ilgili çözümler önermişlerdir. Bunlar arasında Meyer eşitliği önemli bir yer alır. Meyer eşitliği aşağıdaki şekilde ifade edilmiştir.

$$E = e (e_s - e_d) (1 + V/16)$$

Eşitlikte;

E = Buharlaşma hızı (mm/gün),

e_s = Su yüzeyi sıcaklığında doymuş buhar basıncı (milibar),

e_d = Havanın çiğlenme noktasında doymuş buhar basıncı (milibar),

V = Rüzgar hızı (km/h),

e = Bir katsayı, V hızı su yüzeyinden 8 m yukarıda ölçüldüğünde e = 0,27, küçük ve sığ sular ile ıslak topraklar için e = 0,38 olarak alınabilir.

Buharlaşmanın amprik eşitliklerle hesaplanmasında Dalton ve Meyer tarafından geliştirilmiş eşitlikler yanında, bu amaç için Penmann, Blaney-Criddle, Lowry-Johnson, Thorntwaite tarafından da geliştirilmiş eşitlikler var ise de burada iki eşitliğin verilmesi ile yetinilmiştir.

2. Deneysel Yöntemlerle Buharlaşmanın Ölçülmesi

Bir yerden oluşan buharlaşmanın deneysel olarak ölçülmesinde evaporimetreler, buharlaşma havuzları ve lizimetreler kullanılır.

a) **Evaporimetreler** : Evaporimetreler genel olarak bir su kabı, bir ibre ve ölçülendirilmiş bir skaladan oluşur. Kap içerisinde bulunan su buharlaştıkça ibre skala üzerinden ne kadar suyun buharlaştığını gösterir. Bir milimetre doğrulukta ölçüm yapar. Buharlaşma saat 7,14 ve 21'de olmak üzere günde üç defa belirlenir. İki gözlem arasında su miktarındaki azalma, buharlaşma değerini verir.

b) **Buharlaşma havuzları** : Belli bir yüzeyden olan buharlaşma miktarının belirlenmesinde içi su ile doldurulmuş çeşitli boyutlardaki özel havuz veya tanklardan yararlanılır. Günlük buharlaşma miktarı havuz veya tank içindeki su düzeyinde olan değişimler ölçülerek saptanır. Gözlem sırasında veya gözlemiden önce herhangi bir yağış oluşması durumunda yağış miktarı dikkate alınarak buharlaşma miktarı belirlenir.

Buharlaşma havuzlarının konuldukları yerlerin bütünüyle açıklık olması, tüm gün boyunca güneş ışınlarının havuza girmesi, rüzgar engellerinin bulundurulması, yağış sırasında havuza yağış sularının geçişinin engellenmesi gibi önlemlerin alınması gerekir. Kış günlerinde havuzda suyun donması durumunda gözlem yapılmamalıdır.

c) **Lizimetreler** : Buharlaşma miktarını doğru bir şekilde saptamaya yarayan bir alettir. Lizimetreler, alt tarafları açık olan içi toprakla doldurulmuş amaca göre üzerinde bitki yetiştirilen ve alttan suyun sızıp aşağılara inebildiği tanklardır. Lizimetrelere verilen su miktarı, yağışlarla düşen su miktarı, lizimetrelerden drene olan su miktarı çeşitli zaman aralıklarında ölçülür. Lizimetre içindeki toprakta bulunan su miktarı gözlem başında ve sonunda belirlenir. Ölçülen bu değerler dikkate alınarak gözlem süresince olan buharlaşma miktarı aşağıdaki eşitlik yardımıyla bulunur.

$$E = S + Y \pm \Delta T - L$$

Eşitlikte;

E = Buharlaşma miktarı (mm),

S = Lizimetreye verilen su (mm),

Y = Yağış miktarı (mm),

ΔT = Toprak suyundaki değişme miktarı (mm),

L = Lizimetreden drene olan su miktarı (mm).

Lizimetrelerin tartılabilir çeşitleri 2-4 m² alanında olup, 3 m derinliğe kadar toprakla doldurulabilirler. Bunlar bir terazi üzerine yerleştirilebilir. Alt kısımlarında suyun drene olmasını sağlayan bir boru yerleştirilmiştir. Buharlaşma miktarı diğer lizimetrelerdekine benzer yolla saptanır.

9. BULUTLULUK VE GÜNEŞLENME

Su buharının yeryüzünden belli yüksekliklerdeki atmosfer içerisinde yoğunlaşması sonucunda, değişik yüksekliklerde oluşan küçük su zerrecikleri bir araya gelerek bulut ve sisleri oluşturmaktadır. Sis, bulut, bulutluluk ve bununla ilişkisi olan güneşlenmenin incelenmesi meteorolojik ve tarımsal açıdan oldukça önemlidir. Bitkilerin hayat kaynağı olan güneş ışınları bu olaylarla ilgili olarak, toprak yüzeyine az veya çok düşerler. Hava tahminlerinin yapılmasında sis, bulutluluk ve bulut çeşitleri önemli rol oynar.

9.1. Yoğunlaşma

Bir hava kütesinin sıcaklığına bağlı olarak taşıyabileceği su miktarının sınırlı olduğu bilinmektedir. Havanın herhangi bir sıcaklıkta taşıyabileceği düzeyde nem içermesine doyma noktası denir. Bir hava kütesinin doyma noktasına erişmesi için ya hava sıcaklığının azalması ya da hava içinde su buharı miktarının artması gerekir. Su buharının artması ile havanın doyma noktasına erişmesi doğada çok sık rastlanmayan bir olaydır. Havanın doyma noktasına erişmesi daha çok hava sıcaklığının azalması ile meydana gelmektedir. Bunun için de hava sıcaklığının çiğlenme sıcaklığına veya bunun altına düşmesi gerekir.

Doymuş veya doyma noktasını aşmış havada önceden buhar şeklinde bulunan su molekülleri yoğunlaşma çekirdekleri çevresinde toplanarak sıvı şekle geçerler. Bu olaya yoğunlaşma (kondensasyon) adı verilir.

Yoğunlaşma çekirdekleri çapları 0,001 mikron ile 10 mikron arasında değişen hava içindeki katı taneciklerdir. Atmosferde yoğunlaşma ve buna ilişkin olarak bulut ve yağışların oluşma koşullarını bu yoğunlaşma çekirdekleri sağlarlar. Yoğunlaşma çekirdekleri, olmaksızın serbest yoğunlaşma denilen yoğunlaşmanın ve yağışın meydana gelmesi çok zordur. Bu şekildeki bir yoğunlaşma ancak hava aşırı doymuş durumda ise ortaya çıkabilir.

Atmosferde yoğunlaşma ile oluşan su taneciklerinin çapları oldukça küçük olup 0,0001 ile 0,01 cm arasında değişir. Bunların düşme hızları ise ortalama 6,5 cm/s dolaylarındadır. Atmosferde bir hava kütesini çiğlenme sıcaklığına kadar soğutan çeşitli olaylar oluşur. Bu olayları aşağıdaki şekilde özetlemek olasıdır.

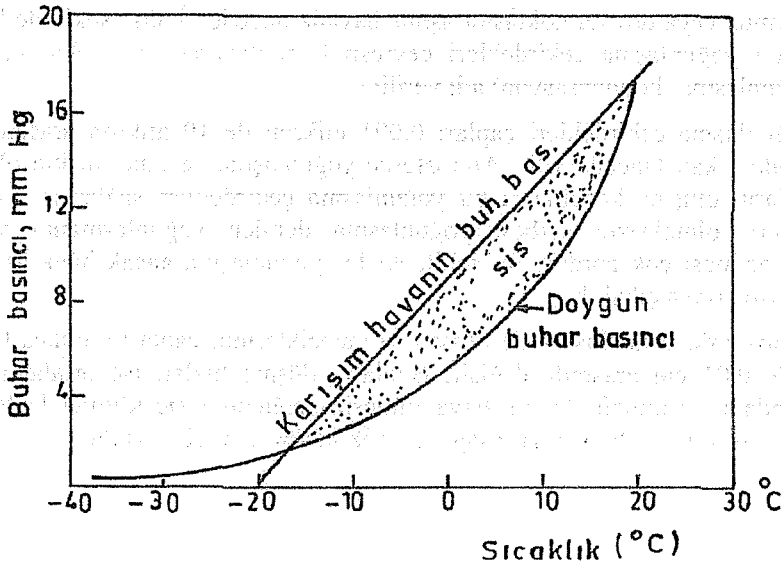
1. Sıcak Hava Kütlesinin Soğuk Kütlelere Sürtünmesi

Sıcak ve nem içeriği yüksek bir hava kütlesi hareketi sırasında soğuk bir toprak veya su yüzeyine sürtünebilir. Bu durumda hava kütlesinin sıcaklığı çığlenme sıcaklığına veya bunun altına düşebilir.

2. Farklı Sıcaklıklarda Hava Kütlelerinin Birbirlerine Karışması

Nemli ve sıcak hava kütlesi soğuk bir hava kütlesi ile karışırsa başlangıçta ayrı ayrı doymun durumda olmayan hava kütleleri karışımı doymun duruma erişebilir ve çığlenme olabilir. Başlangıçta doymun olmayan hava kütlelerinin karıştıktan sonra doymun duruma geçebilmeleri aşağıdaki şekilde açıklanabilir.

Bir hava kütlesinin sıcaklığı ile bu hava kütlesinin doymun buhar basıncı arasındaki ilişki eğriseldir (Şekil 9.1). İki farklı sıcaklıkta ve nemlilikte hava kütlesi karıştığı zaman karışımın sıcaklığı ve nem içeriği karışan hava kütlelerinin karışma oranlarına bağlı olarak doğrusal bir değişme gösterir. Karışmadan önce hava kütlelerinin nem içerikleri yeterli ise karışım havanın buhar basıncı, karışımın doymun buhar basıncının üstüne çıkar. Bu durumda karışım hava kütlesinin içerdği nem ile taşıyabileceği en çok nem miktarı arasındaki fark kadar su buharı yoğunlaşmak zorunda kalır.



Şekil 9.1. Sıcaklıkla Doymun Buhar Basıncı İlişkisi.

Karışan hava kütlelerinin nem içerikleri çok düşük olduğu durumlarda bir yoğunlaşma olayı meydana gelmeyebilir.

3. Toprak Yüzeyinin Geceleri Isı Kaybetmesi

Özellikle kış gecelerinde radyasyon yolu ile topraktan büyük ısı kaybı olur. Bunun sonucu olarak toprak ve toprak yüzeyine yakın hava çok soğur. Hava sıcaklığı çoğu durumda çiğlenme sıcaklığına kadar düşer. Sıcak mevsimlerde bu durumun ortaya çıkabilmesi için havanın nem içeriğinin yüksek olması gerekir.

4. Hava Kütlelerinin Yükselmesi

Hava kütlelerinin sıcaklıklarının azalmasında ve buna ilişkin olarak yoğunlaşma ve bulut oluşumunda en etkili olay; hava kütlelerinin dikey hareket ederek yükselmesidir. Yükselen hava kütlelerinin sıcaklığı adiabatik olarak azalır ve hava kütlesi belirli bir yüksekliğe erişince doygun duruma gelir.

Hava tabakalaşmasının labil olduğu koşullarda hava kütlelerinin yükselmeleri daha kolaylaşır ve yoğunlaşma olayı daha hızlanmış bir şekilde ortaya çıkar.

Hava kütlelerini dikey doğrultuda yukarı hareket ettiren olaylar değişiktir. Hava kütlelerinin dikey hareketini sağlayan dört farklı nedene aşağıda kısaca değinilecektir.

a) **Termik konveksiyon (intensif güneş ışınları):** Toprak yüzeyine yakın hava kütleleri radyasyonla yukarıdaki havaya göre daha çok ısındıklarından yukarıdaki hava kütlelerinden daha fazla genişirler ve daha hafif duruma geçerler. Hafifleme nedeni ile toprağa yakın hava kütleleri yükselmeye başlar. Bu koşullarda yükselmenin hızını ve yüksekliğini bir ölçüde havanın tabakalaşma şekli belirler.

b) **Orografik nedenler:** Yatay hareket eden hava kütlelerinin hareket yönündeki yükseltiler bu hava kütlelerini yükselmeye zorlarlar.

c) **Sıcak havanın soğuk hava üstünde kayması :** Yatay hareket eden bir hava kütlesi daha soğuk bir hava kütlesi ile karşılaşınca soğuk hava kütesinden hafif olduğundan onun üstünde kayarak yükselir. Sıcak cephelerde görülen olay budur.

d) **Soğuk havanın sıcak hava içine akması :** Bu olay daha çok soğuk cephelerde görülen bir olay olup, alçak basınç bölgelerinde alçak basınç merkezine çevreden havanın akması ile ortaya çıkar. Sıcak hava kütleleri içine ağırlığı nedeni ile alttan akan soğuk hava, sıcak havanın yukarı hareket etmesine neden olur.

Hava kütlelerinin yükselmelerinde yoğunlaşmanın olduğu yoğunlaşma yükseklikleri veya yoğunlaşma düzeyleri, hareket eden hava kütlelerinin harekete başladığı andaki sıcaklığına ve nem içeriğine bağlıdır. Çizelge 9.1'de çeşitli sıcaklık ve

nemlilikte hava kütlelerinin çığlenme sıcaklığına erişebilmeleri ve yoğunlaşma olabilmesi için çıkmaları gereken yükseklikler yaklaşık olarak gösterilmiştir.

Çizelge 9.1. Çeşitli Hava Kütlelerinin Yoğunlaşma Yükseklikleri

Havanın Başlangıç Sıcaklığı (°C)	Bağıl neme göre yoğunlaşma için gerekli yükselme (m)			
	% 40	% 60	% 80	% 90
-10	1200	700	300	100
0	1300	800	300	200
10	1600	900	400	200
20	1700	1000	400	200

Atmosferde bazı koşullarda su buharı sıvı şekle geçmeden doğrudan doğruya katı şekle de geçebilmektedir. Yoğunlaşmanın başka bir şekli olan bu olaya süblimasyon adı verilir.

Atmosferde süblimasyon olayı ancak -12°C'nin altındaki sıcaklıklarda meydana gelebilmektedir. Bunun üstündeki sıcaklıklarda süblimasyon olayı oluşmamaktadır. Su buharı önce sıvı şekilde yoğunlaşır ve bundan sonra sıcaklık 0°C'nin altında ise donarak katı şekle dönüşür. Bazı durumlarda 0°C ile - 12°C arasındaki sıcaklıklarda yoğunlaşan su buharı donmayarak sıvı şekillerini korurlar. Bu şekilde sıcaklığı 0°C ile - 12 °C arasında olan su damlacıklarına "soğuk damlalar" adı verilir. Soğuk damlalar katı bir maddeye sürtündükleri anda donarlar. Örneğin yağmur olarak yere düşen soğuk bir damla yere çarptığı an buza dönüşür.

9.2. Sisler

Atmosferde yoğunlaşma sonunda oluşan su damlacıklarının çapları 1 ile 100 mikron arasında değişir. Bu damlacıklar çok küçük olmalarına karşın yine de görülen ışığın dalga boylarından (0,36-0,76 mikrondan) büyüktürler. Bu nedenle bu damlacıklar arka taraflarında bulunan cisimlerin gözükmelerine engel olurlar ve kendileri görünür duruma geçerler. Diğer yandan bunların düşme hızları 6,5 cm/s gibi küçük bir değerde olduğundan hava içindeki kaynaşık ve dikey hareketi yenerek yere inemezler. Atmosfer içerisinde yoğunlaşmış gözle görülebilen yere düşmeyecek kadar küçük olan su tanecikleri kümesine sis veya bulut adı verilir.

Açıklandığı gibi sis veya bulut; oluşmaları ve fiziksel özellikler yönünden bir farklılık göstermezler. Sis ve bulut kavramları gözlemcinin konumuna göre farklı anlamlar taşır. Örneğin yüksek bir dağın tepesinde hava içerisinde yoğunlaşarak

görünür duruma geçmiş su buharı dağın doruğunda bulunan gözlemci için sis; dağın eteğinde bulunan gözlemci için buluttur. Bu duruma göre sis, bulutun toprak yüzeyine yakın bir kesimde oluşmuş özel bir şeklidir diye tanımlanabilir.

Yeryüzüne yakın hava kütlelerinin soğumaları sisi oluşturduğuna göre, atmosferin yeryüzüne yakın katlarındaki sıcaklık farklarına yol açan koşullar sisin oluşumunu hazırlar. Bu koşulların başında hava basıncı, gökyüzünün durgun ve açık olması ile oluşan sisin dağılmaması için havanın rüzgarsız olması gelmektedir.

9.2.1. Sis Türleri

Sisler oluşum koşullarına göre aşağıdaki şekilde isimlendirilirler.

a) **Kara ve deniz meltemlerinin meydana getirdiği sisler :** Daha çok kıyı bölgelerinde görülen bu sisler, kışın denizlerden gelen nemli hava kütleleri soğuk hava kütesine çarpınca soğuyarak yoğunlaşır ve sise neden olur. Yaz aylarında ise sıcak hava kütesi üzerindeki havanın, serin deniz üzerinde yoğunlaşması sonucu oluşurlar.

b) **Deniz sisleri :** Denizlerdeki soğuk akıntı ile deniz üzerindeki bir sıcak hava kütesinin karşılaşmasından oluşur. Bu nedenle deniz sisleri daha çok soğuk ve akıntısı bulunan okyanuslar üzerinde kendini gösterir.

Bazı bölgelerde de soğuk hava kütlelerinin sıcak deniz yüzeyine hareket etmeleri sonunda deniz sisleri oluşur. Bu şekilde oluşan deniz sisleri daha çok polar ve subpolar bölgelerde görülür.

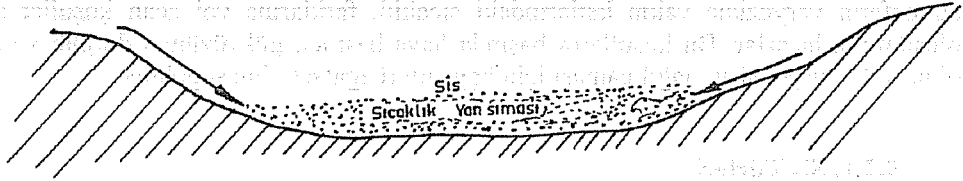
c) **Tropikal hava sisleri :** Tropikal hava kütlelerinin alçak enlemlerden, yüksek enlemlere doğru yer değiştirirken, yavaş yavaş soğumasından meydana gelen sislerdir. Kış aylarında karalar üzerindeki sisler bu tiptedirler.

d) **Deniz buğusu :** Su buharı bakımından doymamış, kuru soğuk hava kütlelerinin sıcak denizler üzerinden geçerken meydana gelen sislerdir. Bu sisler genellikle 15-30 m kalınlıktaki alt atmosfer katında olur. Daha çok kış aylarında ortaya çıkarlar.

e) **Yüksek yansıma (teaküs) sisler :** Kış aylarında ve karalar üzerinde görülen bu tip sisler, özellikle yüksek enlemlerdeki karaların soğumaları sonucunda oluşurlar. Kalınlıkları fazla olan bu sisler gündüz ısınma ile alt kısımdan dağılırsa da yüksek kısımlarda varlığını sürdürürler. Buna karşılık geceleri yoğun sis yeniden yüzeye iner.

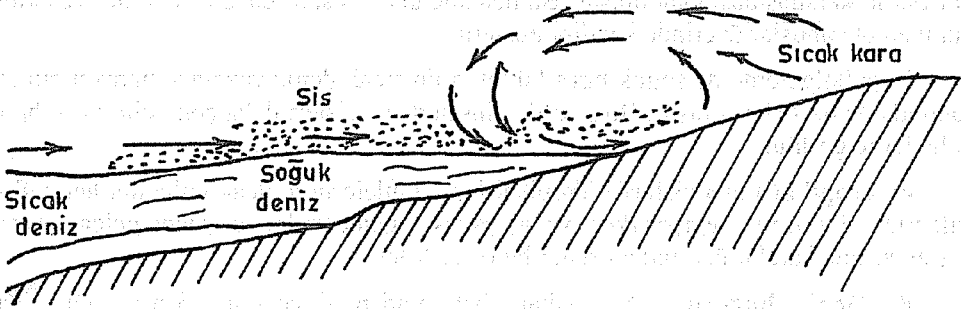
f) **Toprak sisleri veya ışıma sisleri :** Topraktan geceleri ışıma ile fazla ısı kaybolduğu durumlarda toprak yüzeyine yakın nemli havanın soğuması ve su buharının yoğunlaşması sonunda oluşan sislerdir (Şekil 9.2). Bu sisler özellikle sonbahar ve kış aylarında görülürler ve toprak inverziyonları ile birlikte ortaya çıkarlar. Bu tür sislerin

üst sınırı ile inverziyon bölgesinin üst sınırı üst üste çakışmış olup belirgindir ve gün ışımaya başlayıp sıcaklık artınca sis de çözülerek ortadan kalkar.



Şekil 9.2. Toprak Sisi.

g) Adveksiyon-Radyasyon sisleri : Gündüzün denizden gelen nemli havanın geceleyin karalar üzerinde soğumasından meydana gelir. Daha çok yaz sonu ve sonbaharda görülür (Şekil 9.3).



Şekil 9.3 Adveksiyon Sisi.

h) Karışım sisleri : Farklı sıcaklıktaki hava kütlelerinin birbirine karışmaları ile oluşan sislerdir. Örneğin soğuk ve sıcak cephelerde farklı hava kütlelerinin birbirine eriştiği yerlerde oluşan cephe sisleri bu tür sislerdir.

ı) Yamaç sisleri : Yamaç boyunca yükselen havanın soğuyarak yoğunlaşmasından oluşan sislerdir.

Sislerin oluşması kritik dönemlerde don tehlikesi yönünden önem taşır. Sisler iki şekilde etki ederek don olasılığını azaltır. Birincisi sis oluştuğu anda açığa çıkan yoğunlaşma ısıdır. Bu ısı enerjisi hava sıcaklığını bir ölçüde artırır. Sislerin ikinci

etkisi toprağın radyasyonla fazla ısı kaybını önleme şeklinde kendini gösterir. Toprağın vermiş olduğu ısı dalgaları sisler tarafından absorbe edilerek bu ısı enerjisinin toprağa yakın bir atmosfer kesiminde kalması sağlanır. Özet olarak sisli gecelerde hava sıcaklığı açık gecelerdekinden daha az düşer.

9.2.2. Sisin Yeryüzünde Dağılışı

Genel olarak sis, okyanuslar üzerinde karalardan daha fazla görülür. Okyanus sislerinin sıcak ve soğuk deniz akıntıları ile büyük ilişkileri bulunmaktadır. Bu tip sisler daha çok Atlas Okyanusunun kuzey bölümü ile Büyük Okyanusun Aleut adaları ve Alaska körfezi ile Japonya'nın doğu kısmında uzun süreler devam eder.

Türkiye genellikle okyanuslara komşu ülkeler kadar önemli sis bölgeleri içinde değildir. Ülkemizin en fazla sisli olması gereken bölgesi Karadeniz kıyıları olup, ortalama yıllık sisli günler sayısı 12-19 arasındadır. Buna karşılık İç Anadolu Bölgesinde sisli gün sayısı 17-33 arasında değişmektedir. En az sisli günleri bulunan Ege ve Akdeniz Bölgesi olup ortalama yıllık sisli gün sayısı 4'tür.

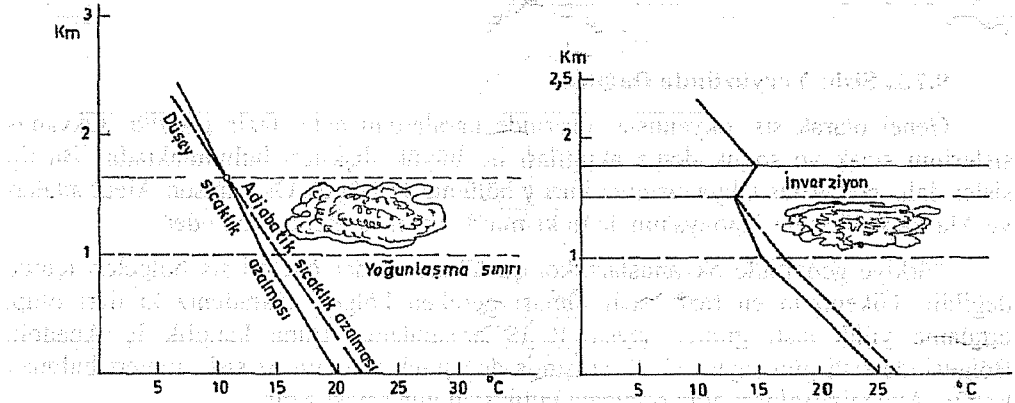
9.3. Bulutlar ve Bulutluluk

Bulutlar, hava kütlelerinin dikey ve yatay hareket ederek yükselip soğuması sonunda hava sıcaklığının yoğunlaşma noktasına düşmesi ile oluşurlar. Oluşan bulutların hem yükseklikleri hem de şekilleri birbirlerinden oldukça farklıdır.

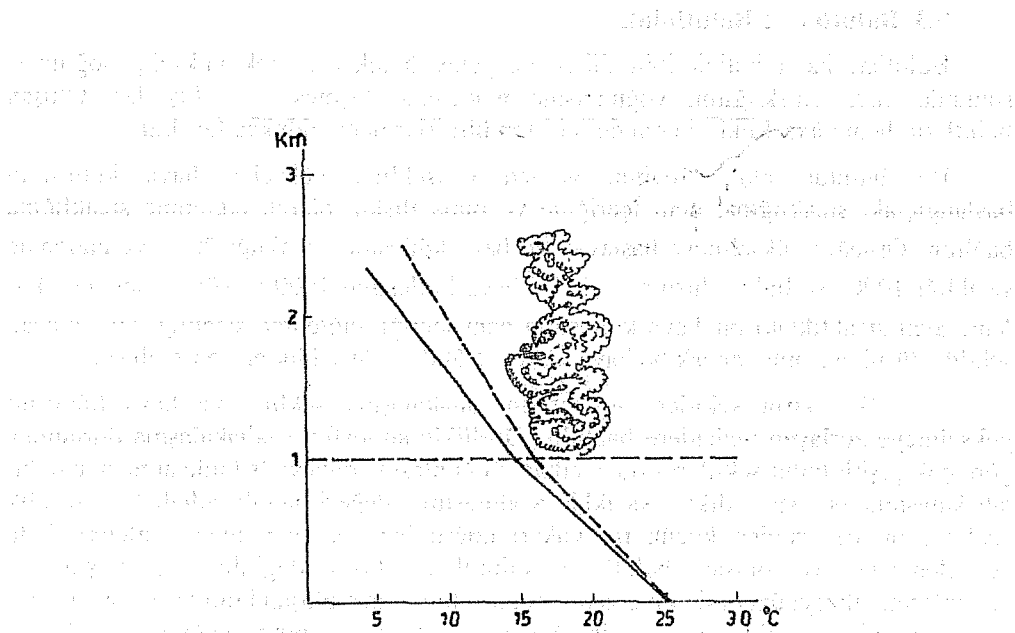
Bir bulutun alt yüzeyinin yerden yüksekliği, yükselen hava kütesinin başlangıçtaki sıcaklığına, nem içeriğine ve buna ilişkin olarak çiğlenme sıcaklığına bağlıdır. Örneğin yükselmeye başlayan bir hava kütesinin sıcaklığı 20°C ve çiğlenme sıcaklığı 10°C ise bulut oluşması için bu hava kütesinin 1000 m yükselmesi gerekir. Yine aynı sıcaklıktaki bir hava kütesinin nem içeriği, çiğlenme sıcaklığı 5°C olacak şekilde düşük ise bulut ancak bu hava kütesi 1 500 m yükseldikten sonra oluşur.

Bulutların şekilleri atmosferin tabakalaşma şekline ve hava kütesini yükselmeye zorlayan nedenlere bağlıdır. Özellikle atmosferin tabakalaşma durumuna göre çok çeşitli bulut şekilleri ortaya çıkar. Yoğunlaşma düzeyi üstünde atmosfer stabil tabakalaşmış ise yani dikey sıcaklık azalmasının değeri nemli adiabatik sıcaklık azalmasının değerinden küçük ise yukarı doğru hareket eden hava kütleleri fazla yükselemezler ve oluşan bulutların kalınlıkları fazla değildir. Bu koşullarda yoğunlaşma düzeyi üzerinde inverziyon bölgesi bulunursa oluşan bulutların üst sınırları düz ve keskin, kalınlıkları ise azdır (Şekil 9.4). Bunun yanında yoğunlaşma düzeyi üzerinde atmosfer nemli labil tabakalaşmış ise yani dikey sıcaklık azalmasının değeri nemli adiabatik sıcaklık azalmasının değerinden daha büyük ise yükselişe geçen hava kütesinin sıcaklığı çevresindeki hava sıcaklığının üstüne çıkar ve bu hava kütesi çevresindeki havaya göre daha hafif olur. Dikey doğrultuda harekete geçen hava

kütlesi yükselmeyi sürdürür ve dikine gelişmiş kule şeklinde bulutlar oluşur (Şekil 9.5).

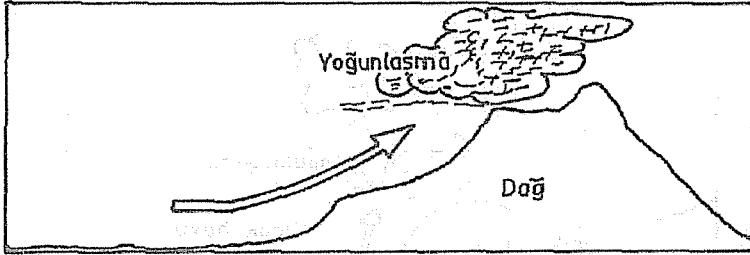


Şekil 9.4. Stabil Tabakalaşmada Bulut Oluşumu.



Şekil 9.5. Labil Tabakalaşmada Bulut Oluşumu.

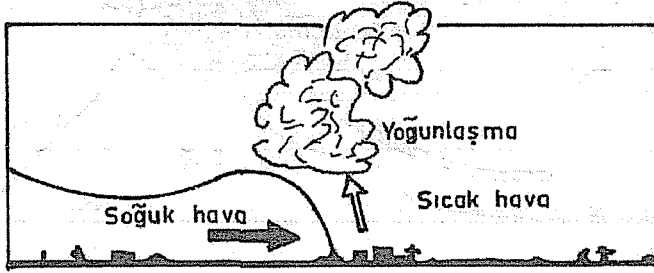
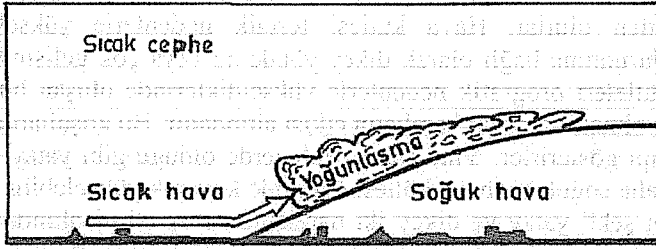
Hava kütlelerini yükselmeye zorlayan etkenler çeşitli yapılarda bulutların ortaya çıkmasına neden olurlar. Hava kütlesi termik nedenlerle yükselirse atmosferin tabakalaşma durumuna bağlı olarak dikey yönde az veya çok gelişmiş bulutlar ortaya çıkar. Hava kütleleri orografik nedenlerle yükseldiklerinde oluşan bulutların şekilleri yatay ve dikey olmak üzere iki hareketin etkisi altındadır. Bu koşullarda oluşan bulutlar tabakalı bir yapı gösterirler. Yine sıcak cephelerde olduğu gibi yatay hareket eden bir hava kütlesi daha soğuk bir hava kütlesi üzerinde kayarak yükselebilir. Bu durumda da oluşan bulutun şekli yatay ve dikey iki hareketin ortak etkisi altındadır. Sıcak cephe bulutları tabakalı bir yapı gösterirler (Şekil 9.6).



Şekil 9.6. Yatay ve Dikey Hareketle Oluşan Bulut.

Bir hava kütlesi içine daha soğuk bir hava kütesinin akması ile yükselmeye zorlandığında soğuk cephelere özgü, dikine gelişmiş yığın şeklinde kaynaşık bulutlar oluşur (Şekil 9.7).

Belirli bulut tipleri belirli hava olayları sonucunda meydana geldiklerinden bulutlar ve bulutların yapıları atmosferin durumu ve atmosferdeki olaylar konusunda ip ucu verebilmektedirler. Bu nedenle bulut tiplerine ve bulutların sınıflandırılmalarına değinmekte yarar vardır.



Şekil 9.7. Sıcak ve Soğuk Cephe Bulutları.

9.3.1. Bulutların Sınıflandırılması

Bulutlar ilk kez L.Howard tarafından 1804 yılında sınıflandırılmıştır. Bu sınıflamada temel faktör olarak bulutların yatay ve dikey gelişmişlikleri kabul edilmiştir. Howard, bulutları üç grupta toplamıştır.

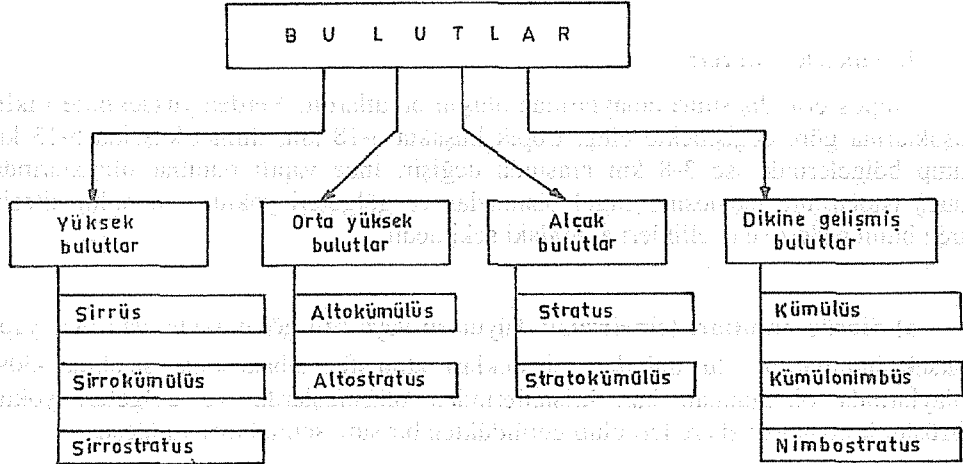
a) **Sirrüs (cirrus):** Buz kristallerinden oluşmuş tüyümsü görüntülü yüksek bulutlardır.

b) **Kümülüs (cumulus):** Alt yüzeyleri düz, dikine gelişmiş, kalınlıkları fazla, tomurcuk veya yığın şeklindeki bulutlardır. Kümülüsler dikey hava hareketinin çok kuvvetli olduğu koşullarda ortaya çıkarlar.

c) **Stratus :** Yatay doğrultuda çok gelişmiş, büyük alanları kaplayan fakat kalınlıkları pek fazla olmayan tabakalaşmış bulutlardır. Stratus bulutları hava yatay hareketinin kuvvetli olduğu koşullarda oluşurlar ve gri renklidirler.

Bulutlar çoğunlukla hava kütlelerinin yatay ve dikey hareketlerinin ortak etkileri altında oluştuklarından bulutların bu üç gruptan birisine sokulması oldukça zordur. Bu sorun ara gruplar oluşturularak çözülmeye çalışılmıştır. Ara gruplarla grup adları

birleştirilerek bir tanımlama getirilmiştir. Örneğin sirrüslerle kümülüsler arasındaki bulutlara "Sirro-kümülüs" adı verilmiştir. Konuya daha açıklık getirmek amacı ile 1956 yılında Uluslararası Meteoroloji Komisyonu bulutları yeni bir şekilde sınıflandırmıştır. Yeni sınıflamada ilk kıstas bulutların yerden yükseklikleridir. Bulutlar yerden yüksekliklerine göre dört bulut familyasında (ailesinde) toplanmıştır. Dört bulut familyası da toplam olarak on altı gruptaki bulut türlerine ayrılmıştır. Şekil 9.8'de bulutların 1956'da kabul edilen sisteme göre sınıflandırılmaları şematik olarak gösterilmiştir. Bulut türlerinin belirlenmesi morfolojik (biçimsel) kıstaslara göre yapılır.



Şekil 9.8. Bulut Sınıfları.

Şekilde görülen bulut türleri adlarının sonuna bulutun özel durumunu belirten sıfatlar eklenerek özel bulut cinsleri belirlenir. Örneğin dikine aşırı gelişmiş bir kümülüs, sonuna bu durumu belirtmek için "congestus" sıfatı eklenerek "cumuluscongestus" olarak adlandırılır. Bulut cinslerinin anlatımında sık kullanılan sözcükler ve anlamları Çizelge 9.2'de gösterilmiştir. Bulut familyaları ve bulut türlerine ait olan bulutların genel özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Çizelge 9.2. Bulutların Özel Durumlarını Belirten Sıfatlar

Congestus	Kuleleşmiş
Fractus	Parçalanmış
Humulis	Alçalmış
Lenticularis	Mercek şeklinde
Transludicus	Işığı geçirir
Undulatus	Dalgalı Yapılı

1. Yüksek Bulutlar

Troposferin dış sınırı dolaylarında oluşan bulutlardır. Yerden yükseklikleri iklim kuşaklarına göre değişmekte olup, tropik kuşakta 6-18 km, ılıman kuşakta 5-13 km, kutup bölgelerinde ise 3-8 km arasında değişir. İnce yapıli bulutlar olduklarından güneş ışınlarının geçmesine engel olamazlar ve gölgeleri yoktur. Bu bulut ailesine giren bulut türleri ve özellikleri aşağıdaki şekildedir.

a) **Sirrüs bulutları (ci=cirrus):** Tüyümsü veya lifli görünümde olan ince yapıli yüksek bulutlardır. Bu bulutlar, oluştukları atmosfer tabakasında sıcaklık -50°C dolaylarında olduğundan buz kristallerinden oluşmuşlardır ve gölgeleri yoktur. SIRRÜSLER kötü hava habercileri olup görüldükten bir süre sonra hava kötüleşir.

b) **Sirrokümülüs bulutları (cc=cirrocumulus):** Lifli veya tüyümsü görünümünü az çok kaybetmiş, dalgalı köpüğümsü bir şekil almış ince, yüksek bulutlardır. Beyaz renkli buz kristallerinden oluşmuş bu bulutlar havanın bir süre sonra kötüleşeceğini gösterirler.

c) **Sirrostratus bulutları (cs=cirrostratus):** SIRRÜSLERİN tüyümsü görünümüleri bozularak homojen tabakalaşmış bir şekil almaları ile ortaya çıkarlar. Sirrostratuslar gökyüzünü bazen tümünden kaplarlar ve gökyüzü süt beyazı renginde görülür. Bu bulutlar da buz kristallerinden oluşurlar.

2. Orta Yüksek Bulutlar

Yükseklikleri iklim kuşaklarına göre değişmekle birlikte 8 km'ye kadar erişen bulutlardır. Bu bulutların yerden yükseklikleri tropik kuşakta 2-8 km, ılıman kuşakta 2-7 km ve kutup bölgelerinde 2-4 km arasında değişir. Orta yükseklikteki bulut familyasına giren bulut türlerinin özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

a) **Altokümülüs (ac=altocumulus):** Su damlacıklarından oluşmuş, yapı (strüktür) kazanmış geniş bir şekilde kümeleşmiş bulut türleridir. Alt yüzeyleri koyu renkte olan bu büyük kümeler arasından gökyüzü gözükebilmektedir.

b) **Altostratuslar (as=altostratus):** Altokümülüslerden daha koyu, gri-mavi veya katmanlardan oluşmuş strüktürsüz bulutlardır. Gökyüzünü tümünden kaplarlar ve arka taraflarında bulunan güneşin keskin sınırları gözükmez. Altostratuslar orta enlemlerin tipik bulut türleridirler.

3. Alçak Bulutlar

Bu aileye ait bulutların alt yüzeyleri yeryüzüne çok yakın olup 0-2 km arasında değişir ve bunlar yağış bulutlarıdır. Alçak bulutlar familyasına stratus ve stratokümülüs bulut türleri girmektedir.

a) **Stratuslar (st=stratus):** Homojen tabakalı sise benzer bulutlardır. Alt sınırları belirgin olup bu bulutlar çisenti şeklinde şiddeti düşük yağışlara neden olurlar.

b) **Stratokümülüsler (sc=stratocumulus) :** Alçak düzeyli, tomurcuk ve tabakalı bulutlardır. Renkleri beyaz veya gri benekli beyazdır. Hava kütlelerinin yatay ve dikey hareketlerinin ortak etkisi ile oluşurlar Kalınlıkları pek fazla olmayan, bazen bir kaç yüz metreyi bulan bu bulutların herbirinin büyüklüğü fazladır.

4. Dikey Yapılı Bulutlar

Bu familyadaki bulutların alt tarafları yerden pek yüksek olmamakla birlikte, üst tarafları çok yükseklerde olup sirrüs bulutlarına kadar erişebilmektedir. Bu familyaya ilişkin bulut türleri kümülüsler, kümülönimbüsler ve nimbostratuslardır.

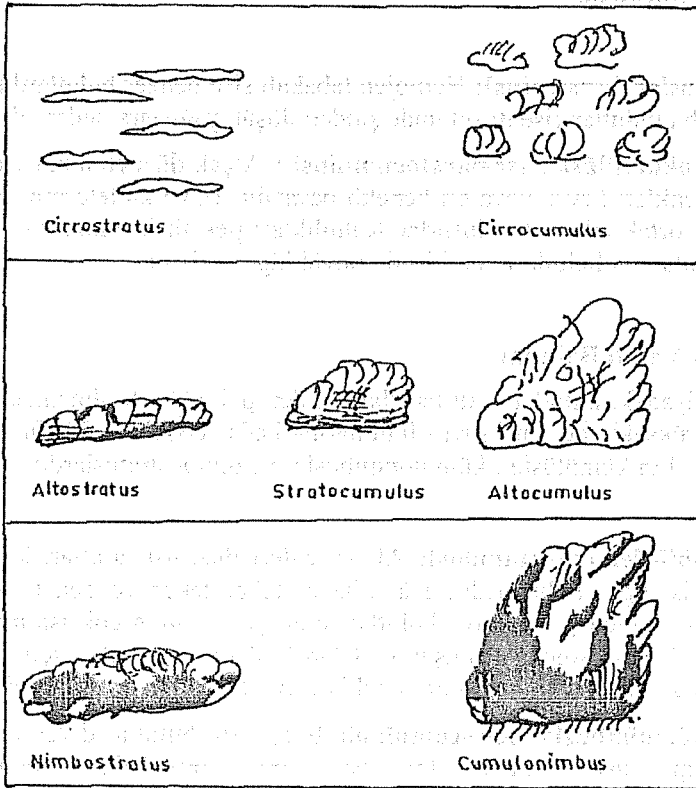
a) **Kümülüsler (cu=cumulus):** Alt yüzeyleri düz, üst tarafları kubbe şeklinde, dikine gelişmiş yığın bulutlarıdır. Kümülüsler teker teker ve genellikle gündüzleri ortaya çıkarlar. Bunlar güzel hava bulutları olup yeryüzünün çok ısınması nedeni ile kuvvetli konveksiyon sonunda oluşurlar. Kümülüslerin oluşmaları için labil bir hava tabakalaşması gereklidir. Kalınlıkları genellikle 1000-2000 m dolaylarında bulunur.

b) **Kümülönimbüsler (cb=cumulonimbus) :** Bu bulutlar dikey doğrultuda çok gelişmiş olup, üst tarafları bir örs veya karnabahar şeklini almıştır. Kümülönimbüslardan genellikle iri taneli sağnak yağışları oluşur. Elektrikle fazla yüklü olduklarından bu bulutların bulunduğu havalarda fazla gök gürültüsü ve orajlar meydana gelir. Kümülönimbüsler soğuk cephelerin tipik bulutlarındanndır.

c) **Nimbostratuslar (ns=nimbostratus):** Koyu gri renkli homojen yapılı bulutlardır. Dikine gelişmişlikleri bu familyanın öteki türlerindeki kadar değildir. Katmanlı bir yapı gösteren bu bulutlar uzunca süreli yağışlara neden olurlar.

Yukarda açıklanan bulut türlerinin bazılarının görünüşleri Şekil 9.9'da verilmiştir.

Son yıllarda 20-30 km yükseklerde, modern optik aletlerle saptanan kurdela şeklinde ve siklonlar civarında bulunan kozmik bulutların varlığı ortaya konmuşsa da bu bulutlar su buharından ziyade atmosferdeki kozmik tozların bir araya toplanmasından oluşmuşlardır. Bu bulutların daha çok meteorik sağınlardan sonra görülmeleri bu görüşü doğrulamaktadır.



Şekil 9.9. Bazı Bulutların Görünümü.

9.3.2. Bulutluluğun Gidiş ve Dağılımı

Bir bölgenin bulutluluk durumu o bölgenin enlem derecesine ve kara-deniz dağılımına bağlılık gösterir. Büyük enlem derecelerindeki bölgeler her mevsim çok bulutludurlar. Buralarda bulutluluk yaz aylarında biraz daha fazladır. Bu enlemlerdeki bölgelerde deniz ve kara dağılımının bulutluluğa büyük ölçüde etkisi bulunmamaktadır. Orta enlemlerde en çok bulutluluk deniz bölgelerinde kış aylarında, karasal bölgelerde ise yaz aylarında görülür. Subtropik kuşakta, maksimum bulutluluk kış ve yaz aylarında olmak üzere yılda iki kez ortaya çıkar. Tropik kuşak, bulutluluk yönünden genelde bir tek yaz maksimumuna sahip olmakla birlikte sürekli nemli tropik bölgelerle muson bölgeleri arasında farklılık bulunmaktadır. Sürekli nemli bölgeler her mevsim çok bulutlu iken muson bölgelerinde yaz maksimumu ile diğer mevsimlerdeki bulutluluk arasında fark çok büyüktür. Yerkürenin enlem derecelerine göre ortalama bulutluluk durumu Çizelge 9.3'de gösterilmiştir.

Çizelge 9.3. Enlem Derecelerine Göre Bulutluluk.

Enlem Derecesi	Bulutluluk %	Enlem Derecesi	Bulutluluk %
0-10	53	50-60	62
10-20	47	60-70	63
20-30	41	70-80	66
30-40	45	80-90	63
40-50	56		

Çizelgede görüldüğü gibi yeryüzünün ortalama bulutluluğu % 50-60 arasındadır ve orta kuşağın bulutluluğu ekvator ve kutuplara göre daha azdır.

Yerkürenin her kuşağında genelde sıcaklığa paralel olarak bulutluluk, geceleri minimum gündüzleri ise maksimumdur.

Klimatolojik yönden bulutluluk derecesi belirlenirken, gökyüzü tahmini 10 kısma bölünür ve bu 10 parçadan kaçının bulutlu, kapalı olduğu tahmin edilmeye çalışılır. Gökyüzü tamamen bulutla kaplı ise 10/10, yarı yarıya kapalı olduğu takdirde 5/10 gibi oranlar kullanılır. Klimatolojik gözlemlerle elde edilen bulutluluk oranlarına göre gökyüzünün bulutluluk durumu 3 şekilde gruplandırılabilir.

a) Açık : Bulutluluk oranı 2/10'dan az,

b) Bulutlu : Bulutluluk oranı 2/10-8/10 arasında,

c) Kapalı : Bulutluluk oranı 8/10-10/10 arasında.

Gökyüzünün bulutluluğu sinoptik gözlemlerde değerlendirildiğinde 10 esası yerine 8 ele alınarak gökyüzü 8 eşit kısma ayrılıp gözlem yapılır. Bulutluluk durumu 1/8, 4/8, 6/8 ve 8/8 olarak tanımlanır.

Gökyüzünün bulutluluk durumunun incelenmesinde diğer bir değerlendirme şekline göre gökyüzünde hiç bulut yoksa açık, gökyüzü hiç görülüyorsa kapalı, bulutluluk gökyüzünün yarısını kaplıyorsa dağınık bulutlu isimleri verilmektedir. Bu değerlendirmeye göre gökyüzü sis tarafından kapatılmış ve görmeyi az engelliyorsa buna da gizlenmiş adı verilmektedir.

9.4. Güneşlenme

Bitki yaşamında en önemli rol oynayan güneşlenme, güneşin çıkması ile batmasına kadar geçen süre boyunca devam eder. Güneş, bulutlarla kapalı bulunduğu zamanlar güneşlenme süresine dahil edilmez. Meteoroloji istasyonları kendi gözlemlerine dayanarak her bölgenin güneşlenme süresini saptayarak bu değerleri bir çizelgede gösterirler. Bu çizelgeye dayanarak bitkilerin istediği güneşlenme süresi kolaylıkla bulunur. Günlük güneşlenme süresi ve oranı % olarak hesap edilir.

Genel olarak güneşlenme ile bulutluluk arasında sıkı bir ilişki vardır. Bulutluluğun olduğu zamanlarda güneşlenme ya azdır veya hiç yoktur. Başka bir anlatımla güneşlenme ile bulutluluk arasında ters orantı vardır.

Bulutluluk genellikle güneşlenmeyi azaltan bir etkidir. Güneş ışınlarının yeryüzüne ulaşmasını engellemekte ve sıcaklığın düşmesine neden olmaktadır. Bulutluluk bitkiler ve tarımsal uğraşlar için zararlı olabilmektedir. Bulutluluk bitkilerin iyi gelişip ürün vermelerini önler. Sürekli bulutluluk, güneş ışınlarının bitkiler tarafından alınmasını önlediği için özümleme yapmalarını kısıtlar. Örneğin, çok bulutlu ve yağışlı bölgelerde yetişen tahıllarda boylanma olduğu halde tane ağırlığı normalinden çok daha az olmaktadır. Bulutluluk nedeniyle iyi güneşlenmeyen şeker pancarı irileşmekte fakat şeker oranı çok düşük kalmaktadır. Karadenizin Çarşamba ve Perşembe ovaları uzun süre bulutlu ve havalar genellikle kapalı geçtiğinden bu ovalarda şeker pancarı yetiştirilememektedir. Yeterli ışık almayan patateslerde gerekli nişasta oluşmamaktadır. Bulutluluk, nemliliği ve yağışı da beraberinde getirdiği ve sıcaklığı düşürdüğünden bitkilerin çeşitli mantari hastalıklara yakalanmasına neden olmaktadır.

Güneşlenmenin yeryüzünde dağılımı incelendiğinde, okyanuslar üzerindeki atmosfer genellikle bulutlarla kaplı oluşu sonucu buralarda güneşlenme daha az olmaktadır. Buna göre okyanusların geniş bir alanı kapladıkları güney yarımküresi, kuzey yarımküresine oranla daha fazla bir bulutluluk gösterir. Kuzey yarımküresi ise güneşlenmeden daha fazla yararlanır. En fazla güneşlenme Kuzey Afrika, Büyük Sahra, Arabistan ve İran çöllerinde görülür.

Güneşlenmenin bu şekilde farklı dağılımına kara ve denizlerin dağılışı yanında atmosfer basıncının dağılışı da önemli rol oynamaktadır. Genellikle en az güneşlenme siklon alanlarında, en fazla güneşlenme ise antisiklon alanlarında görülür.

Yapılan araştırmalara göre güneşlenmenin çeşitli enlemlerde dağılışı Çizelge 9.4'de verilmiştir.

Günün güneşlenme süresini ölçmek için helyograf aleti kullanılır. Birbirinden farklı olarak yapılan helyograflar içinde en fazla kullanılan Campel ve Sunshine helyograflarıdır.

Çizelge 9.4. Enlem Derecelerine Göre Güneşlenmenin Dağılımı

Yarımküre	Enlem Derecesi	Güneşlenme (%)
Kuzey	20	60
Kuzey	40	51
Kuzey	60	39
Güney	20	52
Güney	40	44
Güney	60	25

10. YAĞIŞ

Yağış atmosferde yoğunlaşan su buharının sıvı veya katı halde yeryüzüne düşmesidir. Su buharının atmosfer içerisinde yoğunlaşması ile önce bulutlar oluşur. Yağış, su buharı içeren bulutların yükselmeleri sırasında soğuk hava kütleleriyle karşılaşmaları sonucu, diğer bir anlatımla su buharı içeren bir hava kütlelerinin 0°C üstünde veya altında yeter derecede soğumasıyla oluşur. Nemli havanın yükselmesi sırasında yayılma ile ortaya çıkan soğuma yağışın en önemli nedenidir. Bu şekilde oluşan su zerrecikleri yer çekimi nedeniyle yeryüzüne yağış şeklinde (yağmur, kar, dolu vb.) düşerler. Yerküre üzerinde en fazla yağış ekvator bölgesi ile 40-50° enlemleri arasındaki bölgelerde görülür. Genellikle çöllerle kaplı olan 20-30° enlemler arasında yağış oldukça azalır.

Yağış miktarı üzerine bölgenin konumu, topoğrafik durumu, yönü, meyili, yüksekliği ve orman gibi bazı etkenlerin de etkisi bulunmaktadır.

Herhangi bir alan, depresyonları çekmeye uygun olması durumunda yağış miktarı artar. Çeşitli yükseltilerin rüzgar yönüne dik olması, rüzgarın geliş yönündeki yağışların çoğalmasına, yükseltiler arkasında ise yağışın azalmasına neden olur. Yükselti veya dağlarla çevrili alanlarda yağışlar sürekli az görülür.

Arazi meylinin azlığı oranında yağışlar yavaş yavaş, dik olduğu oranda ise hızlı bir şekilde oluşurlar. Yağışa etki eden etmenlerden biri de hava kütlelerinin hareket ettiği alanların özelliğidir. Sıcak bir yerden gelerek denizler üzerinden geçen rüzgarlar yağışa çok uygundurlar. Bu şekilde hareket eden hava kütleleri çeşitli yükseltilere çarpmaları veya soğuk bir alana gelmeleri sonucu bol yağışa neden olurlar.

Ormanların yağış üzerine olumlu etkileri vardır. Herhangi bir alanda bir yükselti oluşturduklarından, hareket halindeki hava kütlelerinin ormanlık alana çarparak yükselmesi sonucu yağış oluşabilir. Ormanlık alanlarda ağaçlardan olan buharlaşma ile o yöredeki atmosfer su buharı bakımından da diğer yörelere oranla daha zengindir. Bu durum yağışların artmasına neden olmakla birlikte tarımsal açıdan önemlidir.

Genellikle yükseklikle yağış miktarı artmaktadır. Yükseklikle yağış arasındaki ilişki aşağıdaki eşitlikle açıklanabilir.

$$Y_h = Y_o + kh$$

Eşitlikte;

Y_h = Yağış miktarı bilinmeyen yüksek bir istasyonun yağışı (mm),

Y_o = Y_h istasyonuna göre daha alçak düzeydeki istasyonun yağışı (mm),

h = İki istasyon arasındaki yükseklik farkı (hektometre),

k = Bir katsayı olup, değeri 54'dür.

10.1. Yağış Tipleri

Çeşitli oluş özelliklerine sahip olan yağışlar genellikle üç kısımda incelenebilir.

1. Konvektif Yağış

Özellikle yaz aylarında, etrafı dağlarla çevrili alanlarda görülen bir yağış şeklidir. Yaz aylarında ısınmış, hafif hava kütesinin yükselmesi sonucu bu tür yağışlar oluşur. Isınan toprak üstü hava kütesi su buharı ile birlikte dikey yönde yükselmeye başlayınca, yükselen havanın genişlemesi bunun sonucunda soğumasıyla, su buharı yoğunlaşarak bulut oluşturur ve yağış şeklinde yeryüzüne düşer. Özellikle tropikal bölgelerde, yaz aylarında orta enlem kuşağında görülen bu tür yağışlar, oldukça önemlidir. Ekvatorial kuşakta devamlı ısınarak yükselen hava, güneşin tepe noktasında bulunduğu öğlen saatlerinde çok şiddetli sağnak yağışlara ve ekvatorial konveksiyonel fırtınalara neden olur.

Ülkemizde karasal bölgelerde özellikle yaz aylarında bu tür yağışa sık rastlanır. Öğleden sonraları, ısınan hava kütesinin neden olduğu bu tür yağışlara Orta Anadoluda "kırkikindi yağmurları" adı verilir. Bu yağışlar özellik itibarıyla yersel, kısa süreli ve şiddetlidir.

2. Orografik Yağış

Nemli hava kütesi bir dağ dizisini aşmak için yükselirken soğuması ile içindeki su buharının doymuş duruma erişmesi sonucunda oluşan bir yağış tipidir. Bu tip yağışlarla dağlar ve tepeler, yakınındaki çukur alanlara oranla daha fazla yağış alırlar. Ülkemizin üç tarafının denizlerle kaplı olması ve denize paralel dağ sıralarının bulunması nedeniyle özellikle kıyı kısımlarındaki dağların denize bakan yamaçlarında bu tür yağışlar oluşur.

3. Siklonik (Depresyonik) Yağış

Bu tip yağışlar hareket halindeki hava kütesinin alçak basınçlı alanlara akmasıyla oluşur. Soğuk ve sıcak hava kütleleri düşey bir cephe boyunca karşılaştıklarında sıcak hava yükselirken soğuk hava aşağı iner. Sıcak havanın yükselirken genişlemesi ve bağıl neminin doyma noktasına gelmesi sonucunda bu tür yağışlar oluşur. Siklonik yağışlara daha çok subtropikal ve orta kuşak bölgelerinde

rastlanır. Türkiye'de genellikle kuzeybatı yönünden gelen bu yağış orta şiddetli, uzun süreli ve geniş bir alanı etkileyen yağış tipidir.

10.2. Yağışın Yıllık Değişimi ve Yağış Rejimi

Yağışın aylar veya mevsimler arasında gösterdiği değişikliğe diğer bir anlatımla yağışın yıllık ortalama dağılışına yağış rejimi denir. Genellikle bir yörenin yağışı hakkında, o yörede plüvyograflar ile yıllık veya mevsimlik ölçümlerin yapılması bir fikir verirlse de yağış rejiminin daha iyi anlaşılması bakımından yağışın çeşidi, yağışlı günlerin sayısı, en fazla yağışlı gün gibi hususların da bilinmesi gerekir. Ayrıca yerkürede çeşitli bölgeler arasında sıcaklık farklarının oluşu, bunun sonucunda farklı yapıda alçak ve yüksek basınç alanlarının oluşması, genel sirkülasyonda görülen farklar ve hava kütlelerinin çeşitli faktörler yönünden farklı durumda olması da yerkürede değişik yağış rejimlerinin oluşmasını sağlar. Bu bilgilerin ışığı altında yerküre çeşitli ana yağış grupları veya yağış rejimlerine ayrılır.

Ardel yerkürede yedi ana yağış rejimi bulunduğunu belirtmektedir.

- Ekvatorial yağış rejimi

- Tropikal yağış rejimi

- Subtropikal yağış rejimi

- Akdeniz yağış rejimi

- Musonal yağış rejimi

- Okyanusal yağış rejimi

- Karasal yağış rejimi

a) Ekvatorial yağış rejimi : Tropikler arasında bütün yıl boyunca öğleden sonraları şiddetli sağnakların yer aldığı bir kuşak olup, bu kuşakta en fazla yağış güneşin zenitten geçtiği zamanlarda olur.

b) Tropikal yağış rejimi : Bu rejim daha çok ekvatordan 10° kuzey ve 10° güney enlemlerden sonra başlayan kuşakta görülür. Güneşin en yüksek bulunduğu zaman, yılın en fazla yağış devresidir. Yılın diğer zamanları kuraktır. Bu kuraklık ekvatordan uzaklaştıkça artar. Genellikle güneş kuzey yarımküreye kaymışsa, yağış kuzey yarımküreye, güney yarımküresi zenitinde ise yağış güney yarımküresine düşer. Bu taktirde güneşin güney yarımküresinde bulunduğu sürede kuzey yarımküresinin tropikal kuşağı kuraktır ve kış mevsimi görülür.

c) Subtropikal yağış rejimi : Bu rejimde yağış miktarı az ve düzensizdir. Bazı yıllar hiç yağmur yağmazken, bazı gün veya saatler içinde şiddetli sağanaklar çeşitli zararlara yol açarlar.

d) Akdeniz yağış rejimi : Genellikle Akdeniz havzasında görüldüğünden Akdeniz yağış rejimi adını almıştır. Yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı geçen bu rejimdeki yaz kuraklığı yüksek basınçlı hava kütlelerinin daha kuzey enlemlerine çekilerek, bir alçalan hava kütlesi oluşturmalarından ileri gelir. Buna karşılık kış mevsiminde güneyden Akdenize geçen, bol nemli hava kütleleri bu sahiller üzerinde tropikal ve kutupsal soğuk hava kütleleri ile karşılaşarak fazla miktarda siklonik yağışlar oluşturur.

e) Musonal yağış rejimi : Güney ve Güneydoğu Asya üzerinde kendisini gösteren bu rejim, yağışlı yazlar ve kurak kışlar şeklinde karakterize edilir. Bu rejimde yaz mevsiminde denizler üzerinden karalara geçen nemle yüklü hava kütlelerinin dağlara çarparak yükselmesi sonucunda siklonik veya orografik karakterde yağışlar oluşur. Kış kuraklığı ise havzaya gelen rüzgarların, Asyanın iç yaylalarından gelen kuru hava kütlelerinden kaynaklanır.

f) Okyanusal yağış rejimi : Daha çok 40-60. enlem dereceleri arasında, bütün ayların yağışlı, ancak en çok yağışın sonbahar sonu ve kış aylarında olduğu bu rejim okyanuslara bakan kıtaların batı taraflarında görülür.

g) Karasal yağış rejimi : Kıtaların iç kısımları ile kutup kuşağında görülen bu rejim, yağışların en fazla yaz aylarında görülmesi ile karakterize olur. Kış ayları genellikle kuraktır.

10.3. Yağış Şekilleri

Yağışlar yeryüzüne erişme şekillerine göre sıvı şekilli yağışlar ve katı şekilli yağışlar olmak üzere iki grupta toplanırlar.

1. Sıvı Yağışlar

Yeryüzüne sıvı şeklinde ulaşan yağışlar yağmur ve çişlerdir. Yağmur ve çiş oluştukları yükseklik yönünden bir birinden ayrılırlar.

a) Çiş : Çişler, yeryüzünün geceleri ısı kaybederek soğuması ile toprak yüzeyine yakın havanın çişlenme noktasına kadar soğuması sonunda yoğunlaşan su buharının bitki ve toprak yüzeyinde toplanması şeklinde ortaya çıkarlar. Çişlerin oluşmalarında ön koşul toprağa yakın havanın nem içeriğinin yüksek olmasıdır. Tersine nem içeriği düşük hava kütleleri gece soğuma ile çişlenme noktalarına erişemezler. Özellikle ilk ve sonbaharda havanın açık olduğu, toprak yüzeyinin 0°C'nin üzerinde ve havaya göre daha soğuk bulunduğu gecelerde oluşur. Çiş şeklinde düşen yağışın su içeriği az olmakla birlikte, bitkilerin vejetasyon devrelerinde su sağlanması bakımından yararlıdır.

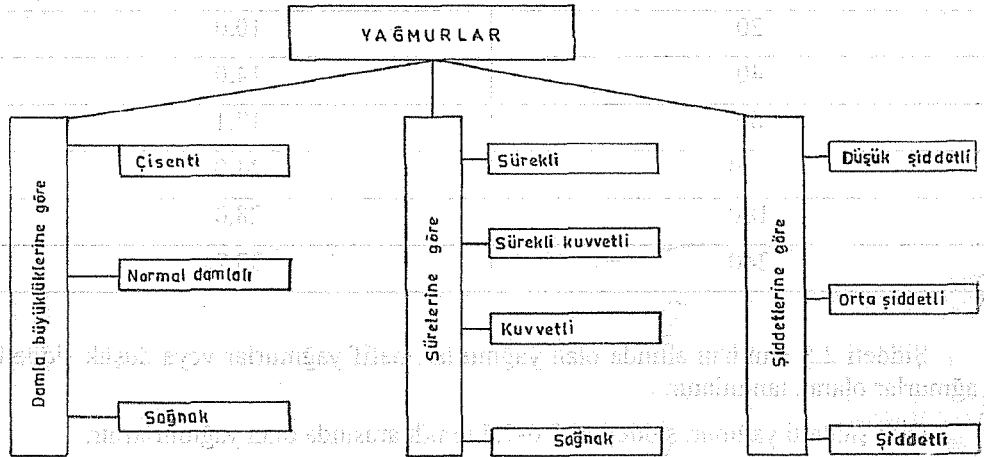
b) Yağmur : Bulutlarda yoğunlaşma sonunda oluşan yağmur damlalarının veya buz kristalleri kümelerinin sıvı olarak yeryüzüne düşmelerine yağmur denir. Yağmurlar çeşitli amaçlar için damla büyüklüklerine, sürelerine ve şiddetlerine göre sınıflandırılır (Şekil 10.1).

Damla büyüklüklerine göre yağmurlar çisenti, normal damlalı yağmur ve sağnak olarak üç gruba ayrılır.

Çisenti, damla çapı 0,7 mm'den küçük, yere düşme hızları 3 m/s'nin altında olan yağmurlardır. Şiddetleri düşük olan bu yağmurlar genellikle stratus bulutlarından oluşurlar ve çisentilerin olduğu bu bulutların yerden yükseklikleri 500 m'nin altındadır.

Normal damlalı yağmur, damla çapları 0,7-4,0 mm, yere düşme hızları 3-8 m/s arasında olan yağmurlardır.

Sağnak, damla büyüklükleri 4-8 mm arasında olan, genellikle kısa süreli, intensiteleri yüksek yağmurlardır. Bulut içerisinde yağmur damlası ne kadar büyük olursa olsun, yere düşen damla büyüklüğü 8 mm'den büyük olmamaktadır. Büyük damlalar düşme sırasında parçalanarak küçülürler.



Şekil 10.1. Yağmur Çeşitleri.

Sürelerine göre yağmurlar sürekli, sürekli kuvvetli, kuvvetli ve sağnak şeklinde ayrılırlar.

Sürekli yağmur, şiddetleri 0,5 mm/h olan ve en az 6 saat süren yağmurlardır.

Sürekli kuvvetli yağmur, şiddetleri 1 mm/h olan ve en az 6 saat süren yağmurlardır.

Kuvvetli yağmur, beş dakikada 5 mm veya yirmi dakikada 10 mm ya da bir saatte 17,1 mm yağan yağmurlardır (Çizelge 10.1).

Sağnak yağmur, şiddetleri yüksek ve genellikle kısa süreli yağmurlar olup, çoğunlukla orajlarla birlikte ortaya çıkarlar. Sağnaklık sınırı yağışların sürelerine göre değişir (Çizelge 10.1).

Yağmurlar şiddetlerine göre de sınıflandırmaya tabi tutulmakta olup, Weihman'a göre üç grupta toplanırlar.

Çizelge 10.1. Sürelerine Göre Yağışların Sağnaklık Sınırları

Yağış süresi (dakika)	Sağnak sınırı (mm-yağış)
1	2,2
5	5,0
10	7,1
20	10,0
40	14,0
60	17,1
120	24,0
180	28,0
240	33,2

Şiddeti 2,5 mm/h'in altında olan yağmurlar, hafif yağmurlar veya düşük şiddetli yağmurlar olarak tanımlanır.

Orta şiddetli yağmur, şiddetleri 2,6-7,5 mm/h arasında olan yağmurlardır.

Şiddetli yağmur, şiddetleri 7,5 mm/h'in üstünde olan yağmurlardır.

2. Katı Yağışlar

Oluştukları yere bakılmaksızın yeryüzüne katı şekilde düşen yağışlara katı yağışlar adı verilir. Bunlar kar, dolu, grezil, jivr, vergla ve kırağıdır.

a) **Kar** : Sıcaklıkları donma noktasının altında olan bulutlarda buz kristallerinin kümeleşmeleri ile oluşarak yeryüzüne katı olarak düşen yağışlardır. Kar yağışı olabilmesi için bunların olduğu bulutların soğuk olmaları tek başına yeterli değildir. Kar yağışının meydana gelebilmesi için atmosferin yoğunlaşma düzeyi altında da düşük sıcaklıkta olması gerekir. Bulutlarda kar küme veya lapalarını oluşturan buz kristallerinin şekilleri, bulutların nem içerikleri ve sıcaklıklarına göre değişik olmaktadır. Bunların kristal yapıları plaka veya sütun şeklinde olurlar. Bu kristallerin birleşmeleri ile oluşan kar kümeleri hava sıcaklığı çok düşük ise küçüktürler. Ancak hava sıcaklığının çok düşük olmadığı koşullarda bu kümeler iri olurlar. Taze karın birim hacim ağırlığı $0,07-0,15 \text{ g/cm}^3$ olup kar eskidikçe kendi basıncı ile bu değer artarak $0,45 \text{ g/cm}^3$ 'e kadar çıkabilmektedir. Karın ısı iletimi düşük olduğundan kış aylarında bitkileri dondan korumak için iyi bir örtü oluşturur.

b) **Grezil** : Sıcaklığın donma noktasının altında olmasına karşın su damlacıkları bulut içerisinde donmamış durumda bulunabilmektedirler. Bunlara soğuk damlacıklar adı verilir. Bulutlarda oluşan buz kristallerinin bu soğuk su damlacıkları ile koagüle olmaları sonunda grezil meydana gelir. Bunlar genellikle kış sonu veya ilkbahar başlangıcında yağarlar, doludan yumuşak ve mattırlar.

c) **Dolu** : Grezilde olduğu gibi dolu da bulutlardaki buz kristallerinin soğuk damlalarla koagülasyonu sonunda oluşur. Dolu, grezilden daha iri taneli olup, daha berraktır. Çapları genellikle $0,5-5 \text{ cm}$ arasında olan küresel, konik veya yumurta şeklindedir. Kesiti eş merkezli iç içe buz küreleri gösterir. Bazı durumlarda iki buz küresi arasında kar dolu başka bir tabaka da bulunabilir. Dolunun oluşabilmesi için kuvvetli bir konveksiyonun olması gereklidir. Dolunun taneleri ancak kuvvetli konveksiyonla oluşan kalınlıkları fazla bulutlar içerisindeki uzun yolda irileşebilmektedirler. Ülkemizin de içinde bulunduğu enlem derecelerinde dolu yaz aylarına özgü bir yağış şeklidir. Dolu tanelerinin düşme hızları yüksek olup, 110 km/h 'e kadar çıkabilmektedir.

Dolu şeklindeki yağışlar, daha çok orta enlemlerde kara içlerinde görülür. Kutuplardan ekvatora doğru gidildikçe azalır ve denizler üzerinde oldukça seyrektr. Soğuk iklimlerde bulutlar yeterli ölçüde su içermediklerinden dolu görülmez.

İri daneli dolu yağışlar, yıldırımlı havalarda dar alanı kaplayan bölgelerde bir süre için oluşur. Dolu yağışının süresi 10 saniyeden 30-40 dakikaya kadar olmakta ise de ortalama olarak 5 dakika kabul edilir.

Bir dolu tanesinin yoğunluğu; sıcaklığına, dolu tanesinin büyüklüğüne ve aşırı soğuk damlalarla çarpışma hızına bağlıdır. Sıcaklığın 200°C 'nin altına düşmesi durumunda küçük bulut damlacıkları, buz kristallerine çarpınca hemen donarak hava kabarcıkları olan kaba küre biçiminde yumuşak dolu şeklini alır. Bu şekilde oluşan dolunun yoğunluğu $0,1-0,5$ arasında olup, soğuk havalarda bunlar yere kadar düşebildikleri halde sıcak havada yere düşmeden erirler. 0°C 'nin altındaki

sıcaklıklarda hızlı bir şekilde dolu tanesine çarpan iri su damlaları, donmadan önce dolunun yüzeyine yayılır ve yoğunluğu 0,8-0,9 olan içinde çok az hava kabarcığı bulunan dolular oluşur.

Tarımsal bakımdan dolu bir takım zararlara yol açar. Bu zararların başında bitki üzerinde yaptığı darbe etkisi olup, dolu tanesinin iriliği ve düşme hızının fazla olması halinde iyice artar. Dolu tanelerinin yüzeyinin girintili çıkıntılı olması, bitkinin dal, yaprak ve sürgünlerinin zedelenmesine neden olur.

d) Jivr : Atmosferdeki doymuş hava kütlesi içindeki su buharının yeryüzünde toprak ve bitki gibi cisimler üzerinde donması ile oluşur ve bu cisimlerin üzerini parlak buz tabakası olarak kaplar.

e) Vergla : Yağmur damlalarının yeryüzünde sıcaklığı donma noktasının altında olan cisimler üstüne düşerek donmaları ile meydana gelirler.

f) Kırağı : Bulutsuz gecelerde toprağın radyasyonla ısı kaybederek toprağın ve yakın havanın soğuması sonunda su buharının yoğunlaşıp buz kristalleri olarak toprak ve bitki yüzeyinde toplanması ile kırağı oluşur. Kırağı toz şeklinde bir görünüme sahiptir. Oluş şekli bakımından çığ şeklindeki yağışa benzeyen kırağı 0°C'nin altındaki sıcaklıklarda oluşur. Bitki yaşamı bakımından kırağı oluşumu oldukça önemlidir. Genellikle kırağıdan sonra bitkilerin çoğunluğu ölür. Gerçekte kırağıdan çok, kırağının oluşmasını sağlayan düşük hava sıcaklığı bitki yaşamını sonlandırır.

3. Yapay Yağmur

Yapay yağmur yağdırılması hakkında ilk düşüncüyü, 1891 yılında L. Gathinann ortaya atmış ve atmosferin içine buz kırıntıları serperek ve bu yolla sıcaklığı düşürerek bulut oluşumunun gerçekleşebileceğini öne sürmüştür.

Yapay yağmurun esası, atmosfer içerisinde hareket eden bulutların içerdikleri su zerreciklerini toprak yüzeyine indirmektir. Bunun için de bulutun sıcaklığında çok kuvvetli düşürlere neden olmak ve sonuçta da su zerreciklerini yoğunlaştırmaktır.

Uygulamada birçok yollardan yapay yağmur yağdırılmasına çalışılmakta ise de yapılan çabaların bazen de tamamiyle ters sonuçlar verdiği görülmektedir. Bugün yapay yağmurların istenilen yönde gelişmediği bir gerçektir.

Yapay yağmurun yağdırılmasında belli başlı iki madde kullanılır.

- Karbondioksit buzu,
- Gümüş iyodur.

Karbondioksit buzu : Karbondioksit gazından elde edilmiş buz kristallerinin uçaklarla bulutlar içerisine atılmasıyla yapay yağmurlar elde edilir. Bulut içerisine

serpilen karbondioksit buz kristalleri, çevresindeki su zerreciklerinin sıcaklığını düşürerek soğuturlar ve donma derecesinin altına düşerek yağışı oluşturlar.

Gümüş iyodur : Bu maddenin dumanı çok soğumuş olan su zerreciklerini kristalleştirme özelliğine sahiptir.

Gümüş iyodur dumanını bulutlara ulaştırmak için çok sıcak olan hidrojen alevinin üzerine gümüş iyodur atmak gerekir.

Amerikan Meteoroloji Kurumu yayınladığı bir tebliğde sıcaklığı -50°C 'den düşük olan, aşırı derecede soğutulmuş bulutlara gümüş iyodur eklemekle yağış elde edilebileceğini kabul etmektedir. Aynı kurum, kuru buz eklemekle elde edilen sonucu, gümüş iyodürden daha etkin bulmaktadır. Son zamanlarda karbondioksit buzu ve gümüş iyodürden başka gümüş nitrat ve amonyum iyodürün de yapay yağmur yağdırmak için kullanıldığı açıklanmıştır.

Dünyada 1946 yılından beri uygulanan yapay yağış için öncelikle 500 kilometre çapındaki bir alan, özel amaçlı yer radarlarıyla izlenir. Bulutların yağışa uygun olup olmadıkları, gittikleri yön belirlenir. Bulutlar yağışa uygun ve gittikleri yön de yağış istenilen bölge doğrultusunda uçağlar devreye girer. Elektronik veri toplama ve işlem aygıtlarıyla donatılmış kabin basınçlı klimalı uçağlar, bulutların içine girerek radar izleme merkezinden gelen bilgiler doğrultusunda kanat altına yerleştirilmiş jeneratörler ve piro-teknik iticiler yardımıyla tohumlama işlemini yaparlar. Bulutlara enjekte edilen yapay yağışın yağdırılmasında kullanılan madde, bulutlarda sıcaklık değişimini ve yoğunlaşan çekirdeklerin aktif hale gelmesini sağlayarak yağış olayını gerçekleştirir. Tohumlanan bulutlar yaklaşık 15-30 dakika sonra yağışa geçerler.

Uçağın bıraktığı tohumu alan kümülüs bulutları önce gelişir ve büyür. Yaklaşık 15 dakika sonra bulut yükselerek bulutta sıvı damlalar, buz ve kar taneleri oluşur, 20 dakika sonra da iyice soğuyan sıvı damlalar donar ve bulut büyümeye başlayarak çevreye ısı yayma aşamasına gelir. Buz tanecikleri aşağı düşerek erir ve yağmur damlaları oluşur, bulut küçülürken yağmur hızlanır.

Yapay yağış her buluta uygulanamaz, bulutun yağış yüklü olması ilk koşuldur. Bu koşul araçlara yüklü hareketli radarlarla saptanır.

Yapay yağış uygulamasına geçilmeden önce yağışı oluşturacak bulutların hareket yönleri çok iyi belirlenerek istenmeyen taşkın olaylarına ve yerleşim yerlerinin selden zarar görme olasılıklarına olanak vermemelidir.

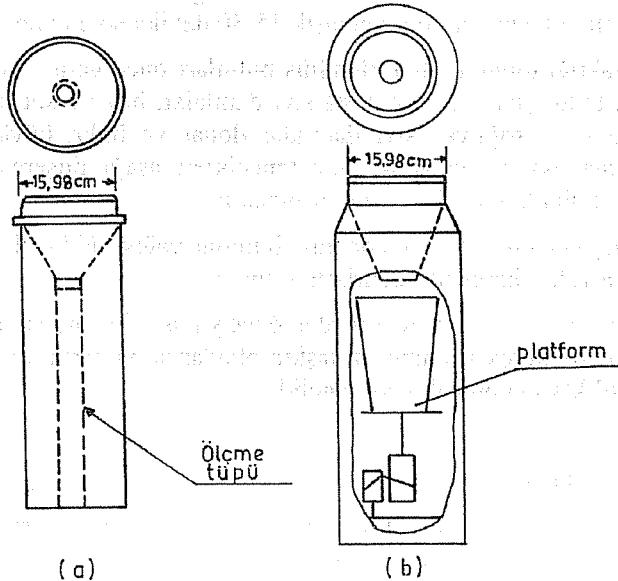
10.4. Yağışın Ölçülmesi

Farklı özellikte ve isimler altında atmosferde oluşan yağışların ölçülmesi ve miktarının bilinmesi meteorolojik, tarımsal ve diğer birçok alanlar açısından gereklidir. Tarımsal ve diğer alanların yapılan bazı proje ve planlamaları yağış

verilerine dayanmaktadır. Bu nedenle yağış şiddeti ve miktarına ilişkin bilgiler önem taşımaktadır. Bütün yağış çeşitlerinin ölçümünde temel düşünce atmosferden gelen yağışın buharlaşma ve toprağa sızma olmadan, miktarının belirlenmesidir. Başka bir anlatımla "atmosferden gelen yağış düştüğü yüzey üzerinde kalmış olsaydı ne kadar bir su derinliği oluştururdu" temeline dayanmaktadır. Metrik sistemde yağışın ölçülmesinde kullanılan birim mm veya cm, kg/m^2 'dir. Kar gibi katı durumdaki yağışlar eşdeğer su yüksekliği olarak ifade edilir.

Yağmur ölçmelerinin amacı; yüzey akış, buharlaşma ve toprak içine sızma gibi kayıplar dikkate alınmadan yağmur yüksekliğinin ve şiddetinin bilinmesidir. Yağış ölçekleri genellikle düşey silindirik kaplardır. Buharlaşma etkisini azaltmak için bu kapların giriş ağzı huni şeklindedir. Yağış ölçekleri plüvyometreler ve yazıcı yağış ölçekleridir.

Plüvyometreler toplam yağmuru ölçen aletlerdir. Bu aletle okumalar genellikle saat 07, 14 ve 21'de olmak üzere üç defa yapılmaktadır. Özel amaçlara yönelik ölçmelerde bu sayı çoğaltılabilir. Ülkemizde yaygın olarak kullanılan Helman Plüvyometresi genellikle ağzında hunisi olan çinkodan yapılmış ve ağız çapı 15,98 cm olan silindirik kesitli bir alettir (Şekil 10.2). Okumada hassaslığı sağlamak için silindirin içine 2 cm çapında bir iç kap yerleştirilmiştir. İç kapta toplanan yağmur, bölmeli bir çubukla ölçülür. Doğru bir yağış ölçümü yapabilmek için, ölçekler bina ve ağaç gibi engellerden yeteri kadar uzaklıkta kurulurlar. Bu nedenle ölçekler yerden 1 m yüksek, bina ve ağaçlardan, bina ve ağacın yüksekliği kadar uzakta bulunmalıdır.



Şekil 10.2. Plüvyometre.

Yağmur ölçen plüvyometrelerin yazıcı olanına plüvyograf adı verilir. Bu tip yağmur ölçekleri yağmur yüksekliğinin zamanla değişimini kaydederler. Kayıtlar bir saat mekanizması ile bir karta işlenir. Yazıcı yağmur ölçeklerinin ağırlıklı, devrilen kovalı, yüzgeçli ve radarlı tipleri bulunmaktadır. Şekil 10.2 b'de ağırlıklı tip bir plüvyografin şematik görünüşü verilmiştir.

Bir alan üzerinde kar yağıışı yağmurdan daha üniform oluşur, fakat karın hafif olması nedeniyle toprak üzerinde kalışı ve birikimi çok heterojendir. Soğuk bölgelerde yerüstü ve yeraltı suyunun önemli bir kısmı kar erimesinden oluşur. Akımlarının büyük kısmı karların erimesinden oluşan yağış alanlarında oluşacak akımın miktarını saptamak amacıyla kar ölçümleri yapılır.

Kar yağdığı zaman düşen karın su içeriği farklı olduğundan, kar yağışını ölçmek yağmurdan daha güçtür. Yazıcı olmayan ölçekler ve ağırlıklı plüvyograflar kar ölçmeleri için kullanılabilir. Toplanan karın erimesini kolaylaştırmak amacıyla yağış ölççeği içine kalsiyum klorür, etilen glikoz gibi antifiriz maddeler konulur. Kar ölçmelerinde rüzgar, yağmur ölçmelerine oranla daha önemli olduğundan bazen özel projelenmiş perdeler kullanılır.

Kar yağışı miktarının ölçülmesinde kullanılan yağış ölçeklerinin kesit alanı 500 cm^2 'dir. Rüzgar girdabından doğabilecek etkilenmeyi ortadan kaldırmak için yakalama kabı içine kar çaprazları konur. Yağış ölçeklerinde toplanan kar eritilerek kar şeklinde düşen yağış miktarı ölçülür.

Yağışın şekli ne olursa olsun yağış miktarı her zaman mm su yüksekliği olarak anlatılır ve bir milimetrelik yağış metre karelik alana bir kilogram yağışla eş anlamlıdır.

Çiğ şeklinde düşen yağış miktarı çiğ terazileri ile ölçülür. Ölçümün temeli bir tülün yüzeyinde çiğ olarak toplanan yağış miktarı tülün tartılması ile bulunur. Çiğ ölçeklerinin yazıcı olanlarına "drosograf" adı verilir.

Yağış ölçmeleri ile yağışların çeşitli özellikleri belirlenir. Yağışların genellikle bilinmesi ve ölçülmesi gereken özellikleri aşağıda kısaca açıklanmıştır.

Yağış şiddeti (intensitesi) : Birim zamanda düşen yağış miktarı olup değeri mm/min veya m/h olarak verilir.

Yağış süresi : Yağış şiddetine bakılmaksızın bir yağış olayının ne kadar sürdüğünün belirlenmesidir.

Yağış sıklığı : Belirli bir süre içerisinde kaç kez yağış olayının meydana gelmesidir.

Yağışın dönelmesi (frekansı): Belirli bir şiddetteki veya miktardaki yağışın ne kadar zaman aralığında yeniden meydana gelmesidir.

Yağış alanı : Bir yağış olayının yayılmış olduğu alandır.

Toplam yağış : Bir yağış olayında veya çeşitli zaman bölümlerinde düşen yağışın toplamıdır. Toplam yağış miktarları genellikle yıllık, aylık ve bazı durumlarda günlük yağış miktarı olarak belirlenir. Yağış miktarları eşit olan noktaların kartografik olarak birleştirilmeleri ile eş yağış eğrileri elde edilir.

11. ATMOSFER BASINCI VE RÜZGARLAR

Atmosfer, üzerinde bulunduğu yüzeye veya maddeye ağırlığı nedeniyle bir basınç yapar. Genellikle atmosfer basıncı yüzeyden uzaya gidildikçe azalır. Bu azalma yükseklik yanında havanın sıcaklığı ile de yakından ilgilidir. Bazı yüksekliklerdeki atmosfer basıncı Çizelge 11.1'de verilmiştir.

Çizelge 11.1. Yüksekliklere Göre Atmosfer Basıncı.

Yükseklik (km)	Basınç (mb)	Yükseklik (km)	Basınç (mb)
0	1013	5	540
1	900	6	471
2	795	7	410
3	700	10	264
4	616	15	120

Atmosfer basıncı aynı zamanda havanın yoğunluğu ile ilgilidir. Hava yoğunluğu da hava sıcaklığı ile değişir. Buna göre, hava kütlesi içinde daha fazla ısınan bölgelerde hava yoğunluğu azalacağından basıncın azalması; az ısınan soğuk bölgelerde ise basıncın artması gerekir. O halde yeryüzündeki değişik sıcaklıkların oluşturduğu sıcaklık koşulları dünya üzerindeki basınç dağılışında önemli sonuçlar ortaya çıkarır.

Atmosfer basıncı yerçekimine de bağlıdır. Bu nedenle aynı yükseklik ve yoğunluktaki bir hava kütlesinin basıncı coğrafi enlemle değişiklik göstermektedir.

Atmosfer basıncı genellikle milibar olarak ifade edilir. 45° enlemde deniz yüzeyinde ve 0°C sıcaklıkta atmosferin yaptığı basınç normal atmosfer basıncı olarak kabul edilmektedir. Normal atmosfer basıncı 1013,3 milibar, 1 cm² kesitinde ve 76,0 cm yüksekliğindeki civa sütununun ağırlığına eşit olup, $13,6 \times 76 = 1033$ g'dır.

Basıncın normal değeri atmosferde yükseklikle azaldığından bir yerin basıncını ölçerken, o yerin yüksekliğinin de bilinmesi gerekir.

11.1. Atmosferde Hava Hareketi, Alçak ve Yüksek Basınç (Siklon-Antisiklon) Merkezleri

Sıcaklığını kaybeden hava bir yandan yoğunlaşırken, buna bağlı olarak diğer yandan da ağırlaşır ve daha aşağı katlara çöker. Bu hareket atmosferin alt katlarındaki hava kütleleri üzerinde basıncın fazlalaşmasına ve sonuçta bu alanda bir yüksek basınç (antisiklon) merkezinin oluşmasına neden olur. Atmosferin herhangi bir katında hava diğer kısımlara göre fazla ısınırsa, burada bir genişleme ve hafifleme görülür. Bunun sonucunda da hava kütlesi yükselir. Bu özellikteki alanda bir alçak basınç (siklon) merkezi oluşur.

Atmosferin herhangi bir yerinde oluşan yüksek basınç ile alçak basınç merkezlerinde hava yoğunluğundaki farklılığı gidermek için ortaya çıkan hava hareketine rüzgar denir.

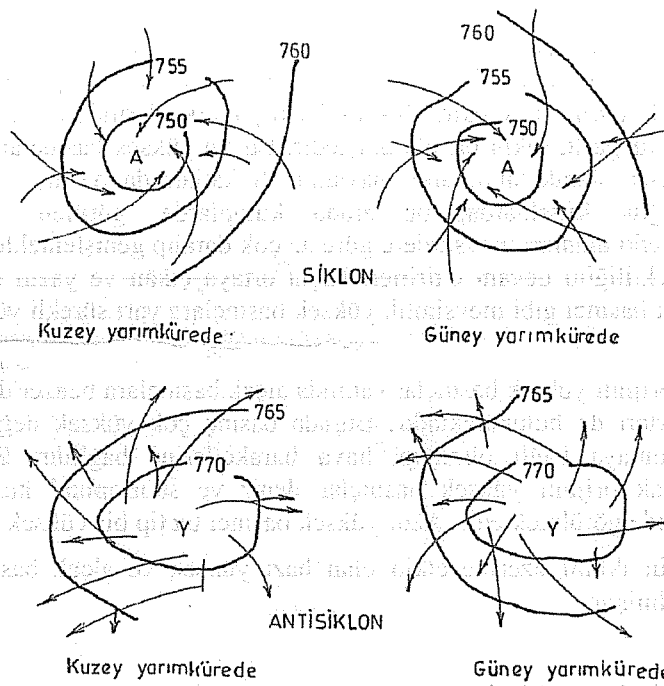
Yeryüzüne yakın bir yerde ısınan hava hafiflediği için aynı yoğunluğa sahip olan yere kadar yükselir. O noktadan sonra soğumaya başlar ve yeryüzüne doğru iner. Yeryüzünde, daha önce ısınmış ve yükselmiş havanın yerine akarak hava hareketini oluşturur.

Genellikle yeryüzüne paralel, yatay hava hareketlerine adveksiyon hava hareketleri denir. Adveksiyon hava hareketlerinin yönü belirli ise buna rüzgar adı verilir. Hava akımları, yeryüzüne dikey ve yön kazanmışsa bu türlü hava hareketleri de konveksiyon hava hareketleri olarak bilinmektedir. Daha çok yeryüzünden atmosfere doğru yükselen dikey hava hareketlerine konveksiyon hava hareketleri dendiği için, yukardan aşağıya inen hava hareketlerine de sübsidans denir.

Konveksiyon ve sübsidans hava hareketleri çeşitli nedenlere bağlı olmakla birlikte en önemlisi sıcaklık ve nemdir. Dikey veya yatay yönlü hava hareketleri çok zaman havanın dinamik özelliklerinin sonucu olarak düzgün bir akım göstermez. Hava akımlarının dalgalanmalar, girdaplar oluşturmaya türbülans denir. Bu hareketler daha çok troposferin alt katlarında kendini gösterir.

Türbülans veya helezoni hareket, alçak basınç merkezlerinde kuzey yarımküresinde sağdan sola doğru veya saat yönünün tersinedir. Güney yarımküresinde ise bu hareket kuzey yarımküresinin tersi yöndedir. Böyle bir alçak basınç merkezinin çevresinde oluşan harekete siklon hareketi de denir (Şekil 11.1).

Alçak basınç (siklon) hareketinde, yeryüzünde, alçak basınç merkezine doğru çevreden bir hava akımı görülür. O yerin sürekli olarak veya belirli bir süre içinde alçak basınç merkezi olabilmesi için çevreden hava akımının olması gerekir. Atmosferin alt kısmında bir alçak basınç (siklon) merkezinde yığılan havanın atmosferin üst katlarına çıkma hareketi, havanın yükselmesine neden olur. Bu hareket merkez çevresinde dönerek yükselme şeklinde olup helezonidir.



Şekil 11.1. Yeryüzünde Siklon ve Antisiklon Hareketleri.

Genellikle alçak basınç (siklon) merkezlerinde basınç düşük ve hava sıcaktır. Bu türlü alçak basınçlara termik alçak basınçlar (siklonlar) denir. Alçak basınçlar yeryüzünün belirli bir yerinde küçük bir alanda ve yüksek katlara kadar uzanırsa dinamik kaynaklı alçak basınçları oluşturur. Bu tip alçak basınçlara derin alçak basınçlar da denir. Derin alçak basınçlar yeryüzünde büyük rüzgar kuşaklarını oluşturan deprasyonları meydana getirir. Bu tip alçak basınçlar soğuk oluşumlu alçak basınçlar olarak ta tanımlanır. Yeryüzünde dinamik doğuşlu alçak basınçlara, 60° enleminde ve kış mevsiminde İzlanda adasında oluşan alçak basınç merkezi örnek olarak verilebilir. Dinamik doğuşlu alçak basınç merkezi doğuya doğru yer değiştirerek gezici alçak basınçlar adını alır ve Batı Avrupa'yı etkisi altında bulundurur.

Yüksek basınç (antisiklon) merkezlerindeki hava hareketleri merkezden çevreye doğrudur. Bu hareket kuzey yarımküresinde soldan sağa veya saat yönünde olup, güney yarımküresinde ise bunun tersi yöndedir. Hava helezonlar çizer ve tekrar türbülans hareketi yaparak uzaklaşır.

Yüksek basınç (antisiklon) merkezlerindeki hava hareketlerinin yönü, alçak basınç (siklon) merkezlerine göre ters yöndedir. Yüksek basınç merkezlerinde çevreye dağılan havanın yerini atmosferden aşağıya belirli bir eğime sahip düşey hareketlerle inen havanın doldurması gerekir. Yüksek basınç merkezlerinde hava genellikle açık ve güneşli, az rüzgarlı, sakin bir görünüştedir. Bu tip yüksek basınçlar termik orijinli yüksek basınçlar olarak tanımlanır, havanın alt katlarında basınç yüksek ve hava soğuktur. Soğuk kuşaklarda, bu arada kutuplarda, görülen yüksek basınç merkezlerinin etki alanları mevsimlere göre az çok daralıp genişlemekle birlikte bütün yıl içinde sürekliliğini devam ettirirler. Kışın ortaya çıkan ve yazın ortadan kalkan Sibirya yüksek basıncı gibi mevsimlik yüksek basınçlara yarı sürekli yüksek basınçlar denir.

Termik orijinli yüksek basınçlar yanında alçak basınçlara benzer dinamik yüksek basınç merkezleri de bulunmaktadır. Burada basınç çok yüksek değildir. Bunların oluşması soğumaya bağlı olmayıp, hava hareketlerine bağlıdır. Bu tip yüksek basınçlara sıcak orijinli yüksek basınçlar denir ve subtropikal kuşakta özellikle denizler üzerinde görülmektedir. Azor yüksek basıncı bu tip bir yüksek basınçtır.

Ülkemizin iklimi üzerine etkili olan bazı yüksek ve alçak basınç merkezleri aşağıda belirtilmiştir.

1. Yüksek Basınç Merkezleri

- Azor yüksek basınç merkezi,
- Sibirya yüksek basınç merkezi,
- Afrikanın kuzeyindeki yüksek basınç merkezi,
- Batı Akdeniz yüksek basınç merkezi.

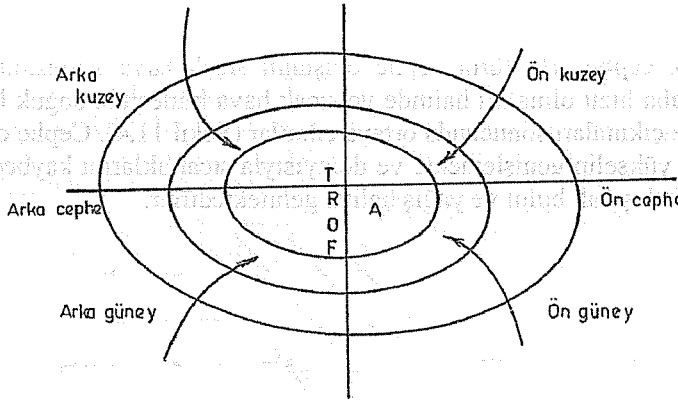
2. Alçak Basınç Merkezleri

- İzlanda alçak basınç merkezi,
- Sibirya alçak basınç merkezi,
- Basra körfezi alçak basınç merkez,
- Afrikanın kuzeyindeki alçak basınç merkezi,
- Karadenizin doğusundaki alçak basınç merkezi,
- Akdenizin doğusundaki alçak basınç merkezi.

Alçak basınç alanlarının hareket halinde olanlarına depresyon adı verilir. Depresyonlar doğuşlarından sonra batıdan doğuya doğru hareket ederler ve bir süre sonra kaybolurlar. Doğuşlarına siklogenesis, kaybolmalarına siklosis, bir süre duraklamalarına da istasyonier depresyonlar denir. Türkiye'yi ilgilendiren depresyonların alanları Adriyatik, Cenova ile Gastonya körfezleridir. Bunlar genellikle kış aylarında oluşurlar. Depresyonların önemi geçtikleri bölgelerde çeşitli hava olaylarına neden olmalarıdır. Bir depresyon şematik olarak Şekil 11.2'de gösterilmiştir.

Depresyonun hareket yönüne dikey ve depresyonun merkezinden geçen hatta trof hattı denir. Bu hattın özelliği, herhangi bir noktanın basıncı bu hatta yaklaştıkça azalma göstermesi ve bu hat üzerinde en düşük değere düşmesidir. Trof hattının önünde kalan kısmı ön cephe, arkasındaki kısmı arka cephe olarak bilinir. Trof hattına dikey olarak geçirilen alanlar arasında kalan bölgelere ön kuzey, ön güney, arka güney, arka kuzey denir. Bir depresyonda bu dört çeşit alanların her birinin ayrı ayrı hava özellikleri vardır. Ön kısımlar genellikle sıcak ve nemli, arka kısımlar ise serindir.

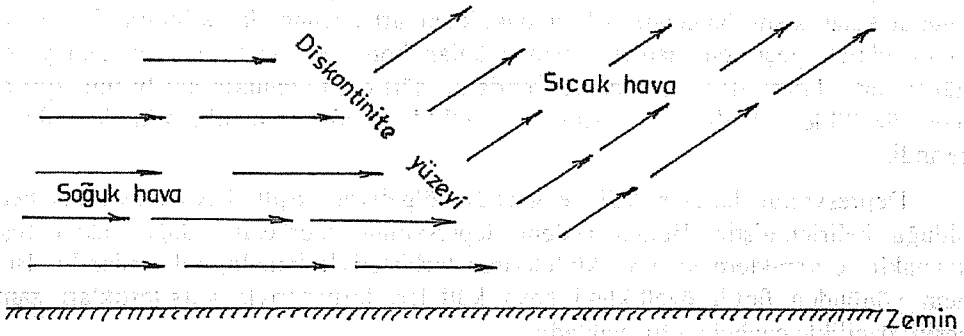
Depresyonun hareket halinde geçtiği bölgelerde çeşitli hava olaylarına neden olduğu belirlenmiştir. Bunun nedeni depresyonun merkezine doğru akan çeşitli kaynaklı ve karakterdeki hava kütlelerinin birbirleriyle karşılaşmalarındandır. Isı ve nem yönünden farklı özellikteki hava kütleleri birbirleriyle karşılaştıkları zaman çeşitli özellikte cepheler oluşmaktadır.



Şekil 11.2. Depresyon Yapısı.

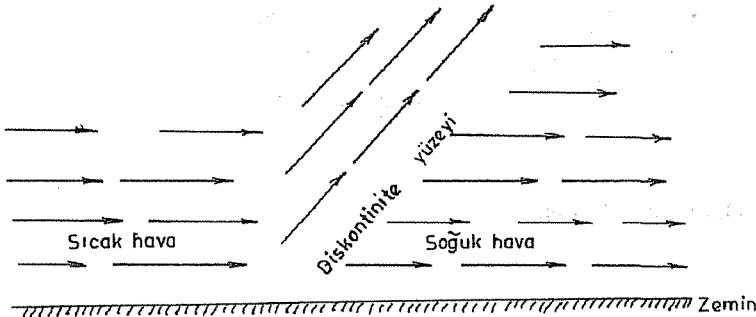
a) **Soğuk cephe** : Soğuk hava kütlelerinin sıcak hava kütlelerinden daha hızlı olması ve soğuk hava kütlelerinin sıcak hava kütleleri altına sokulması ile oluşur (Şekil 11.3).

Soğuk hava daha hızlı olunca sıcak kütlenin daha yükseklerle çıkmasına neden olmaktadır. Bu durum sıcak hava kütlelerinin yükselmesi sırasında sıcaklığını kaybetmesi ve içerisindeki su buharının bulut ve yağmur şekline geçmesi sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Farklı özelliklerdeki hava kütlelerinin birbirleriyle karşılaştıkları yüzeye diskontinite (süreklilik) veya cephe yüzeyi adı verilir. Bu yüzeyin özelliği temasta bulunduğu hava kütlelerinden daha farklı basınç ve sıcaklık durumları göstermesidir.



Şekil 11.3. Soğuk Cephenin Oluşumu.

b) **Sıcak cephe**: Bu türlü cephe oluşumu sıcak hava kütlelerinin soğuk hava kütlelerinden daha hızlı olmaları halinde ve sıcak hava kütlelerinin soğuk hava kütlelerine yetişip üzerine çıkmaları sonucunda ortaya çıkarlar (Şekil 11.4). Cephe oluşunda sıcak hava kütleleri yükselip genişlemekte ve dolayısıyla sıcaklıklarını kaybedip içerdikleri su buharı yoğunlaşarak bulut ve yağış haline gelmektedirler.



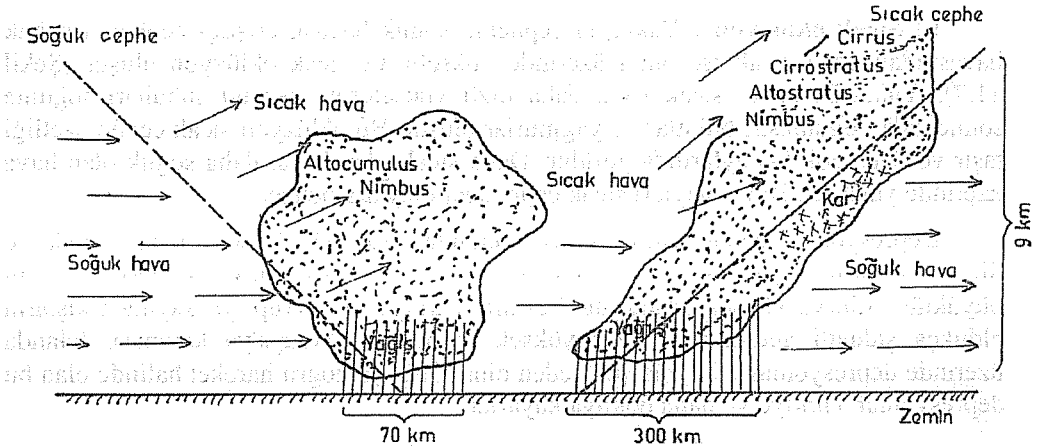
Şekil 11.4. Sıcak Cephenin Oluşumu.

Genel olarak soğuk hava kütlelerinin sıcak hava kütlelerinin altına sokulması ile soğuk cephe, sıcak hava kütlelerinin soğuk hava kütlelerinin üzerine yükselmesi ile sıcak cephe oluşmaktadır. Her iki cephe birlikte olarak Şekil 11.5'te gösterilmiştir.

Sıcak cephe doğuya doğru kaydıkcı bulutların yüksekliği artar. Önce cirrus daha sonra sırasıyla cirrostratus, altostratus ve nimbus bulutları görülür. Altostratus bulutlarından sonra cephe yağışları başlar. Cephenin yere ulaşmasından sonra hava aniden açılır ve ısınır.

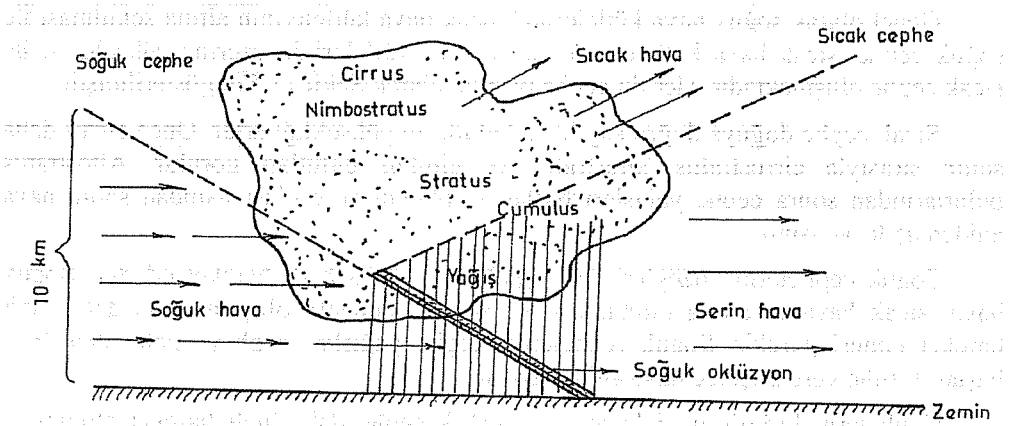
Soğuk cephelerin yüzeyleri daha yatıktır ve daha hızlı hareket ederler. Soğuk hava, sıcak havanın altına girebilmesi ve soğuk cephenin oluşumu için daha hızlı hareket etmesi gerekir. Soğuk cephelerde, cephe yağışları cepheye gelmeden önce başlar. Cephe yere erişince hava aniden soğur.

Cephelerin birbirlerini izlemesinde, soğuk cephe daha hızlı hareket ettiğinden sıcak cepheyle birleşir. Bu durum oklüzyon (ouclusion) olarak adlandırılır. İki tip oklüzyon vardır.



Şekil 11.5. Soğuk ve Sıcak Cepheler.

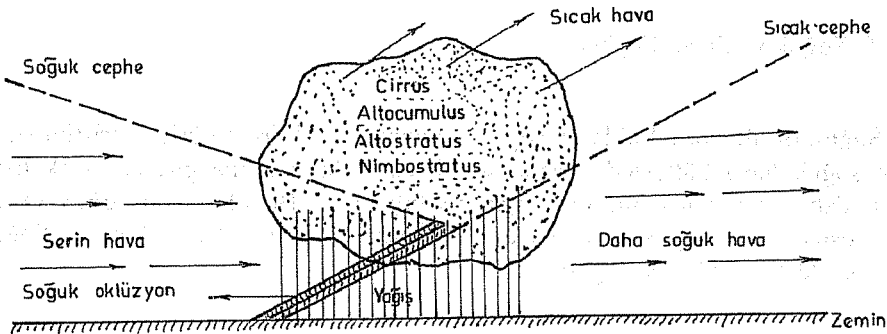
a) Soğuk oklüzyon : Yaklaşan soğuk cephenin soğuk hava kütlesi, eriştiğı sıcak cephenin soğuk hava kütlesinden daha soğuk ise onların altına girerek sıcak hava kütlesinin daha hızlı yükselmesini sağlar (Şekil 11.6). Bu oklüzyon soğuk cephe özelliğı gösterir ve soğuk cephedekine benzer hava olayları görülür. Soğuk oklüzyonlar ilkbahar aylarına özgüdürler.



Şekil 11.6 Soğuk Oklüzyon.

b) Sıcak oklüzyon : Yaklaşan cephenin soğuk havası, eriştiği cephenin soğuk havasından daha sıcak ise onun üzerinde yükselir ve sıcak oklüzyon oluşur (Şekil 11.7). Yukarıda kalan sıcak hava daha hızlı yükselerek içerdiği subuharı soğuma sonucunda yoğunlaşır, bulutlar ve yağmurlar oluşur. Bu oklüzyon sıcak cephe özelliği taşır ve daha çok kış aylarında görülür. Daha sıcak olan hava, daha soğuk olan hava üzerinde yükselir. Hava olayları sıcak cephedeki olaylara benzer.

Depresyon ve cephelerin oluşması yönünden özellikle Türkiye için, İzlanda ve Sibirya alçak basınç merkezleri ile Azor ve Sibirya yüksek basınç merkezlerinin önemi büyüktür. Sibirya yüksek basınç merkezinin Türkiye ve Avrupa'ya kayması kışların oldukça şiddetli geçmesine, Azor yüksek basıncının Avrupa'ya kayması, İzlanda üzerinde depresyonların doğmasına neden olur. Doğuya doğru hareket halinde olan bu depresyonlar Türkiye ve daha doğuya kayarlar.

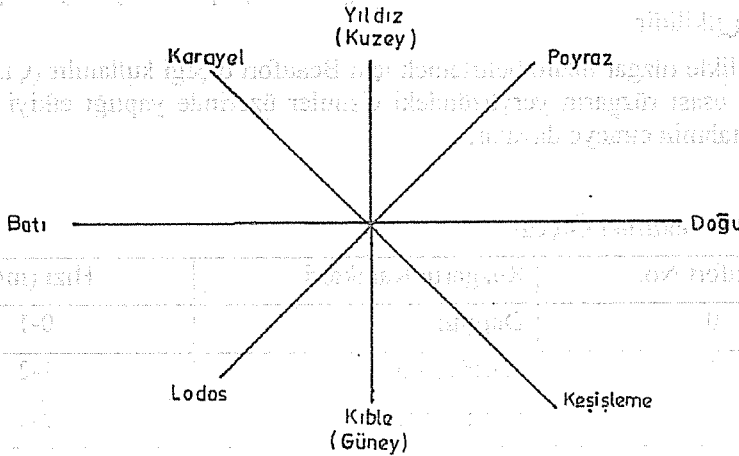


Şekil 11.7. Sıcak Oklüzyon.

11.2. Rüzgar ve Rüzgarı Etkileyen Etmenler

Rüzgar, yatay ve yataya yakın yönde yer değiştiren bir hava kütesinin hareketi olup bu hareketin 3 özelliği bulunur. Bunlar rüzgar yönü, hızı ve frekansıdır.

a. Rüzgar yönü : Rüzgar estiği yöne göre isimlendirilir. Kuzeyden gelirse kuzey, batıdan gelirse batı rüzgarı denir. Rüzgar yönünün yerel bazı adları bulunmaktadır. Örneğin kuzeyden gelene yıldız, kuzeydoğudan gelene poyraz, doğudan gelene doğu, güneydoğudan gelene keşişleme, güneyden gelene kible, güneybatıdan gelene lodos, batıdan gelene batı, kuzeybatıdan gelene karayel denir (Şekil 11.8).



Şekil 11.8. Esiş Yönlerine Göre Rüzgarlar.

Rüzgar yönü, iklimler ve hava olayları yönünden önemlidir. Rüzgar geldiği yerdeki havanın özelliğine göre soğuk, sıcak, kuru ve nemli olabilir. Kıyılarda ise dalga oluşturduğundan önemlidir.

Rüzgar yönü jiruet veya rüzgar okları denilen aletlerle ölçülür. Bir sabit eksen üzerinde dönebilen ve kanatçıklar bulunan ince ok, rüzgar yönünü gösterir.

b. Rüzgar hızı : Rüzgar hızı anemometre denen aletlerle ölçülür, birimi m/s'dir. Rüzgarın hızı onu oluşturan 2 nokta arasındaki basınç farkına ve bu 2 nokta arasındaki uzaklığa bağlıdır. Basınç farkı ne kadar fazla ve 2 nokta arasındaki uzaklık ne kadar az ise rüzgar hızı da o ölçüde fazla olacaktır. Bu nedenle rüzgar hızı barometre gradianı ile yakından ilgilidir.

Barometre gradianı, birim uzaklıkta (111 km = bir enlem) iki nokta arasındaki basınç farkına denir, birimi milibardır. Bu değer Tropikal kuşağa yaklaştıkça artar. Rüzgar hızının barometre gradianı ile olan ilgisi aşağıdaki eşitliklerle gösterilmiştir.

$V = 6 G$ (Paralel izobarlar arasında),

$V = 4 G$ (Depresyon meydana getiren izobarlarda),

$V = 7 G$ (Tropik alçak basınçlarda).

Eşitliklerde V rüzgar hızını (m/s), G Harfi ise barometre gradianı değerini ifade etmektedir.

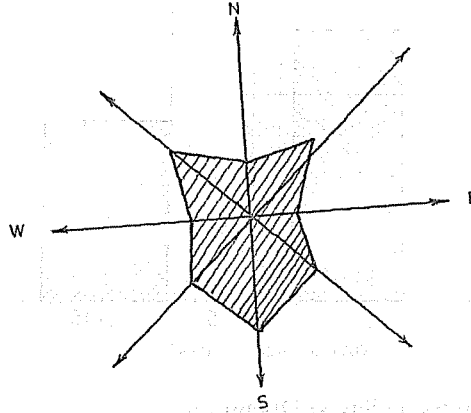
Rüzgarlar oluş koşullarına göre düşük veya yüksek hıza sahiptirler. Rüzgar hızı çok yüksek ise buna fırtına adı verilir. Rüzgar hızı çarptıkları yüzeye yaptığı basınç değerine de etkilidir.

Genellikle rüzgar hızını belirlemek için Beaufort ölçeği kullanılır (Çizelge 11.2). Bu ölçeğin esasları rüzgarın yeryüzündeki cisimler üzerinde yaptığı etkiyi gözönünde tutarak hız tahmin etmeye dayanır.

Çizelge 11.2. Beaufort Ölçeği

Beaufort No.	Rüzgarın Karakteri	Hızı (m/s)
0	Durgun	0-1
1	Hafif esinti	1-2
2	Hafif meltem	2-4
3	Zayıf meltem	4-6
4	Orta meltem	6-8
5	Kuvvetli meltem	8-10
6	Kuvvetli rüzgar	10-12
7	Şiddetli rüzgar	12-15
8	Hafif fırtına	15-18
9	Orta fırtına	18-21
10	Şiddetli fırtına	21-25
11	Bora	25-30
12	Kasırga	>30

c. Rüzgar frekansı : Belirli bir süre içerisinde esen rüzgarların sayısıdır. Belirli bir yönde esen rüzgarların bütün rüzgarlara oranla ne oranda estiğinin bilinmesidir. Rüzgar frekansları aylık, mevsimlik veya yıllık olarak belirlenir. Belirli yönlü rüzgarların bütün rüzgarlara olan oranları %, diyagramlar ile veya rüzgar frekans gülü şeklinde gösterilir. Rüzgar frekans gülü (Şekil 11.9)'da verilmiştir.



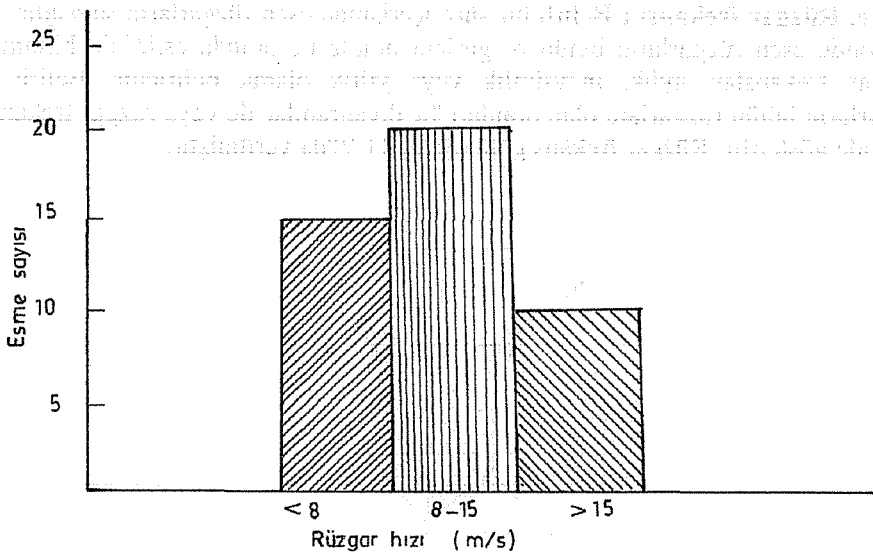
Şekil 11.9 Rüzgar Frekans Gülü.

Şekil 11.9'dan çıkarılacak sonuç o bölgede en çok güney (S) rüzgarlarının esmiş olduğudur. Rüzgar frekans gülünün çizimi için yön eksenleri üzerinde o yöndeki esen rüzgarın sayısı uzunluk olarak işaretlenir ve noktalar birleştirilerek oluşan poligonun içi taranır.

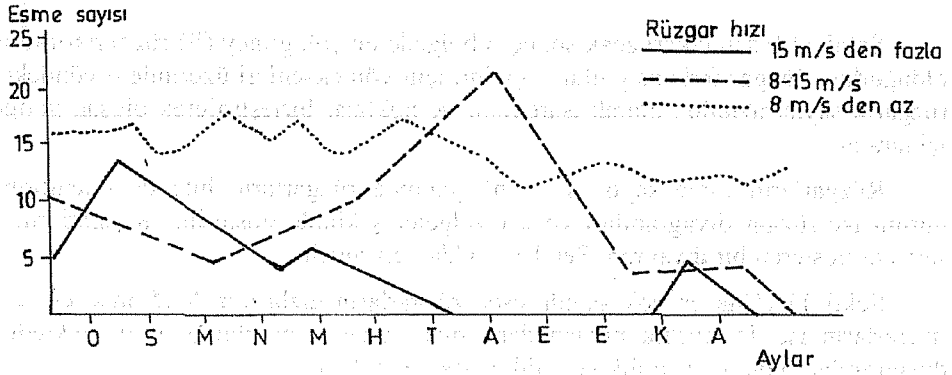
Rüzgarların esme sayısı ve yönü yanında rüzgarların hızı da önemlidir. Bu durum ise rüzgar diyagramları veya çizelgeler şeklinde gösterilir. Rüzgarların esme sayısını gösteren bir diyagram Şekil 11.10'da verilmiştir.

Şekil 11.10'da en çok sayıda esen rüzgarların hızlarının 8-15 m/s, en az esen rüzgarların ise 15 m/s'lik hızdan daha hızlı rüzgarların olduğu görülmektedir. Bu diyagramlar aylık, mevsimlik ve yıllık olarak hazırlanır.

Rüzgar frekansında diğer bir özellik de farklı hızdaki rüzgarların yıl içinde göstermiş oldukları dağılışın bilinmesidir. Bunun için de rejim diyagramı hazırlanır (Şekil 11.11).



Şekil 11.10. Rüzgarların Esme Sayısı Diyagramı.



Şekil 11.11. Rüzgar Rejimi.

Şekil 11.11'de, 15 m/s'lik hızdan daha hızlı rüzgarların en sık olarak yılın ilk aylarında (Ocak, Şubat, Mart ve Nisan), 8 m/s'den az hıza sahip rüzgarların ise yılın her ayında yaklaşık eşit sıklıkta estiği görülmektedir.

11.3. Rüzgar Çeşitleri

Rüzgarlar iki grupta sınıflandırılabilir.

1) Düzenli ve Sürekli Rüzgarlar

a. Alize rüzgarları : Kuzey ve güney yarım kürelerinde 30° enlem üzerinde oluşan yüksek basınç kuşaklarından ekvator üzerindeki alçak basınç kuşağına akan hava kütleleridir. Ekvatorun üstünde yükseklerden kutuplara, akanlara kontralize rüzgarları adı verilir. Alize rüzgarları esişlerinde dünyanın dönmesi nedeniyle bir sapma gösterirler.

b. Muson rüzgarları : Mevsimlik rüzgarlardır. Yaz ve kış aylarında deniz ve karaların farklı derecelerde ısınmaları sonucu yazın denizlerden karalara kışın ise karalardan denizlere doğru eserler. En belirgin olarak Güneydoğu Asya, Hindistan ve Avustralya'da görülür.

c. Meltem rüzgarları : Gece ve gündüz kara ve denizlerin farklı sıcaklıkta olması sonucu ortaya çıkarlar. Özellikle alt tabakalarda 150-200 m yüksekliğe kadar kendilerini hissettirirler. Meltem rüzgarları dağ ve vadiler arasında görülürler ve bu durumda esiş yönüne göre dağ veya vadi meltemleri adını alırlar.

d. Fön rüzgarları : Fön rüzgarlarının oluşması için akış halinde olan hava kütlelerinin yüksek bir engelle yani bir dağ sırası ile karşılaşmaları gerekir. Hava kütleleri dağ sırası ile karşılaşınca yükselir ve bu yükselme sırasında soğuyacaklarından içerdikleri nemi yağış olarak bırakırlar. Bu durumda soğuk ve kuru hale gelen rüzgarlar dağı aşır tekrar alçalmaya başlayınca ısınarak sıcak ve kuru hale gelirler. Fönler en belirgin olarak Alplerde görülür.

Oldukça sıcak ve kuru bir özelliğe sahip olan fön rüzgarları tarımsal yönden iyi ve kötü etkiler yaratırlar.

Fön rüzgarları ilkbaharın erken gelmesine, dağlık bölgelerde çayır ve meraların erken otlatılmasına, kültür bitkilerinin daha kuzey ve yükseklerde yetiştirilmelerine yardımcı olur. Bunun yanında sıcak ve kuru olması nedeniyle evapotranspirasyonu artırarak tarımsal üretimin azalmasına, hayvanlarda davranış bozukluklarına neden olur.

e. Sirokko rüzgarları : Çöl kaynaklı sıcak rüzgarlardır. Tunus ve Cezayir'de görülür.

f. Hamsin rüzgarları : Özellik bakımından sirocco'nun aynıdır. Mısır'da esen bir rüzgardır. Kum fırtınalarına neden olur.

g. Bora rüzgarları : Kış mevsiminde sıcak alanlar üzerinde oluşan depresyonlarla yüksek basınç merkezlerinden akan oldukça soğuk rüzgarlardır. Kuzey İtalya'da en sık rastlanır. Türkiye'de Akdeniz kıyılarında da görülür.

h. Mistral rüzgarları : Güney Fransa'da görülür. Bora rüzgarlarına benzer.

1. Krivetos rüzgarları : Kışın Romanya üzerinde esen oldukça soğuk bir rüzgardır.

2) Düzensiz ve Süreksiz Rüzgarlar

Bu rüzgarlar yerel olarak zaman zaman ortaya çıkar ve bir süre sonra kaybolurlar. İki grupta incelenir.

a. Yüksek basınç rüzgarları : Yüksek basınç sahalarında merkezden çevreye doğru esen rüzgarlardır. Fırtına özelliğinde değildirler.

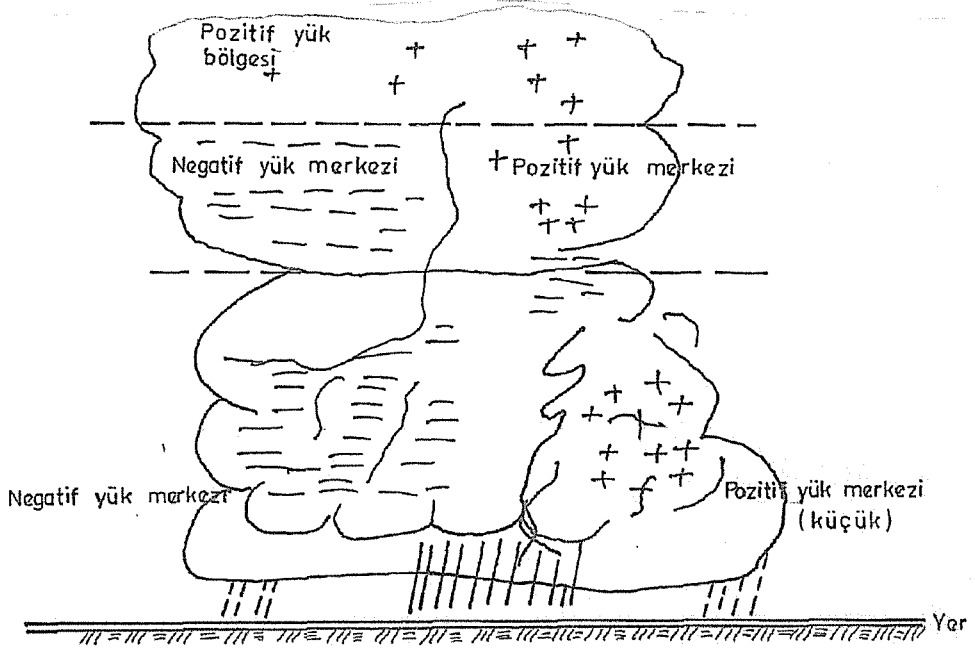
b. Alçak basınç rüzgarları : Bu rüzgarların genel özelliği hem kendi eksenleri etrafında kuvvetli bir hareket yapmaları ve hem de belirli bir yönde hareket etmeleridir. Oldukça etkili rüzgarlar olup kuvvetli fırtınalar doğururlar. Etkiledikleri alanlara göre siklon, tayfun, harikan, tornada, girdap ve tuluba gibi çeşitli isimler alırlar.

12. ATMOSFERDE ELEKTRİKLENME

Atmosferde elektrikle yüklü buluta oraj bulutu denir. Bir oraj bulutunda bir veya birden fazla hücre olarak tanımlanan etkin merkezler oluşur. Her hücrede çeşitli evreler olup, bunlar büyüme, gelişme ve kaybolma evreleridir. Hücrelerin ömrünün yaklaşık bir saat sürdüğü ve olgunlaşma evresinden sonra yağışını boşaltıp, şimşek çaktıktan 15-20 dakika sonra kaybolduğu belirlenmiştir. Oraj bulutundaki dikey olarak yükselen havanın hızı ortalama 5-10 m/s dolayındadır.

Bir oraj bulutun üst kısmı pozitif yüklerle, alt kısmı ise negatif yüklerle yüklenmiştir. Pozitif yükler bulutun 7 km ve daha yukarısında, negatif yükler ise bulut tabanı yakınlarındadır.

Bulut tabanından birkaç km yukarda ikinci bir pozitif yük merkezi, 2 ile 7 km'ler arasındaki bölgede de (-) ve (+) yükler karışık olarak yer alır (Şekil 12.1).



Şekil 12.1. Bir Oraj Bulutunun Yapısı.

Şimşek elektriksel bir boşalma (deşarj) olayıdır. Bu boşalma bulutla yer arasında olduğu gibi buluttan buluta, aynı bulutun (+) ve (-) yük kutupları arasında da olabilir.

Buluttan yere doğru olan şimşek çakışı, birdenbire olmaz. Bulut tabanının genellikle (-) olan yükleri yere doğru 10-200 metrelik yol katederek çok kısa bir süre bir duraklama geçirirler. Buna öncü adım denir. Öncü adım toprağa 5-50 m yaklaştığında, topraktan çıkan diğer bir akımla karşılaşır. Böylece birleşen akımlar, bir kanal oluştururlar. Kanaldaki akım şiddeti 10000 amper ve ortaya çıkan enerji 1×10^{10} joule dolayındadır. Bu enerji ile söz konusu kanalda sıcaklık kısa sürede 15000°C 'e kadar çıkabilir. Isınarak genişleyen hava ise ses dalgaları şeklinde, buluttan buluta yansıyarak gökgürültüsünü oluşturur.

Şimşek çakışının süresi 0,5 saniye kadar olup, kanal genişliği yaklaşık 10 cm dolayındadır.

Şimşek çeşitlerinden damar şimşek, en çok rastlanan tiptir.

Şimşek çakışının süresi 0,5 saniye kadar olup, kanal genişliği yaklaşık 10 cm dolayındadır.



13. TÜRKİYE İKLİMİ KONUSUNDA KISA BİLGİLER

Türkiye coğrafik konumu nedeniyle değişik iklim şekilleri göstermektedir. Üç tarafının denizlerle çevrili ve kıyı şeridi ile iç kısımlarının dağlık olması, değişik bölgelerde değişik iklim özelliklerinin ortaya çıkmasına yardımcı olmaktadır. Ülkemizin coğrafik bölgelerine göre iklim özellikleri kısaca açıklanmıştır.

1. Marmara Bölgesi

Bu bölge oldukça ılıman bir iklim göstermektedir. Trakya kısmı diğer kısımlardan daha serdirdir. Bölgenin yıllık sıcaklık ortalaması 13-14°C arasında değişir. Her yıl ortalama olarak 80-141 yaz günü, 28-67 donlu gün, 2-8 kış günü ortaya çıkar.

Bölgenin çeşitli yörelerinde kaydedilen yağışlar farklılıklar göstermektedir. Yağışlar en çok Karadeniz kıyı şeridinde düşmektedir. Ortalama yağış miktarı 400-1000 milimetre arasında değişir. Yıllık bağıl nem ortalaması da % 60-75 arasındadır. Bu değerler Marmara bölgesinin oldukça nemli olduğunu göstermektedir. Genel olarak kuzey, kuzeydoğu rüzgarları egemendir.

2. Karadeniz Bölgesi

Karadeniz kıyılarını içeren bu bölge genel olarak ılıman bir iklim gösterir. Doğu Karadeniz yöresi, soğuk rüzgarlara karşı korunduğundan turunçgiller yetiştirilebilmektedir. Bölgede yıllık sıcaklık ortalamaları 10-14°C arasında değişir. Ortalamaların düşük oluşu yaz aylarının serin geçmesinden ileri gelmektedir. En düşük sıcaklık Kastamonu ve Bolu'da (-34,0°C) görölmüştür. Yaz günleri sayısı 49-100, donlu günler sayısı 7-100 arasındadır. Donlu günler ve kış günleri daha çok Kastamonu ve Bolu'da görölür. Bazı merkezlerde de hiç kış günü görölmemektedir. Karadeniz bölgesi Türkiye'nin en fazla yağış alan bölgesidir. Yıllık yağış ortalaması 400-2000 milimetre arasında değişmektedir. Bölgede özellikle sonbahar ayları fazla yağışlı geçer. Yıllık bağıl nem ortalaması % 60-80 arasındadır. Doğu kısımlarda bağıl nem yılın her mevsiminde yüksektir. Egemen rüzgarların esiş yönleri önemli ayrıcalık göstermektedir. Bir çok alanlarda güneybatı, güney, kuzeybatı ve kuzeydoğu rüzgarları birinci derecede egemendir.

3 Ege Bölgesi

Ege bölgesi ülkenin oldukça sıcak bölgelerinden biridir. Yıllık sıcaklık ortalaması 15-18 °C arasındadır. Bölgenin en düşük sıcaklıkları (-20°C) - (-18°C)

arasında değişmektedir. İç Anadoluya yaklaştıkça Uşak ve Kütahya'da bu değer (-28°C)'e kadar düşmektedir. Ege bölgesinde yaz günleri sayısı 120-180, donlu günler sayısı 10-90 arasında değişmektedir. Uşak, Kütahya gibi iç kısımlar dışında kış günü pek görülmez. Uşak'da ortalama olarak her yıl 7, Kütahya'da 16 kış günü ortaya çıkar. Kıyı kısımları her yıl ortalama olarak 600-800 milimetre, iç kısımları ise 400-600 milimetre yağış alır. Yıllık bağıl nem ortalaması % 50-70 arasındadır. Bölgenin yazları genellikle kuru, kışları çok nemlidir. Kuzeydoğu, doğu, güneydoğu ve kuzeybatı rüzgarları egemen olan rüzgarlardır.

4. İç Anadolu Bölgesi

Sıcaklık bölgenin doğu kısımlarında batı kısımlarına göre daha düşüktür. Genel olarak yıllık sıcaklık ortalaması 11-12°C arasında değişir. En düşük sıcaklıklar (-24°C) - (-25°C) arasındadır. Sivas'ta ise bu değer -34°C'dir. Bölgenin yaz günleri sayısı 70-110, kış günleri sayısı da 70-130 arasındadır. Her tarafı yüksek dağlarla kapalı olan İç Anadolunun yağışları da birbirine yakındır. Yağışlar daha çok batı'dan gelmektedir. Bu nedenle bölgenin batısında bulunan Kütahya ve Beyşehir yöresinde yıllık yağış ortalaması 400-600 mm arasında değişir. Genellikle İç Anadolunun yağış ortalaması 200-400 milimetredir. Bölgede ilkbahar yağışlı, yazları da kurak geçer. Yıllık bağıl nem ortalaması oldukça düşük olup, % 50-65 arasındadır. Egemen rüzgar kuzeydoğu ve kuzeybatı'dır.

5. Akdeniz Bölgesi

Bu bölge Türkiye'nin en ılıman iklimine sahiptir. Kıyı kesiminde yıllık sıcaklık ortalaması 18-19°C arasındadır. Genellikle sıcaklık 0°C'nin altına düşmez. Yazları sıcak geçtiğinden yaz günleri sayısı 160-200 gün arasındadır. Bölgenin kıyı şeridinde birçok yıl hemen hemen donlu gün görülmez. Kıyı şeridinden iç kısımlara doğru uzaklaştıkça sıcaklık değerlerinde bir azalma görülür.

Bölgenin kıyı kısımları yılda ortalama olarak 600-800 milimetre, iç kısımları ise 400-600 milimetre yağış alır ve özellikle kış ayları yağışlı geçer. Akdeniz bölgesinde esen egemen rüzgar yönü çok çeşitlidir. Antalya'da kuzey, Silifke'de kuzeydoğu, Dörtöyl'de doğu, Ceyhan'da güneybatıdır.

6. Güneydoğu Anadolu Bölgesi

Yıllık sıcaklık ortalaması 16-17°C arasındadır. Yazları oldukça sıcak, kışları soğuktur. Bölgede en düşük sıcaklık -24°C olarak Diyarbakır'da görülmüştür. Yaz günleri sayısı 160-190, donlu günler sayısı 20-70 arasında değişmekte olup, kış

günleri sayısı bazı merkezlerde üç gündür. Genel olarak az yağış almaktadır. Bölgenin güney kısımlarında yıllık yağış ortalaması 200-400 milimetre, kuzey kısımlarında ise 400-600 milimetre arasındadır. Güneydoğu Anadolu bölgesi oldukça kuraktır. Yıllık bağıl nem ortalaması % 50-60 arasında değişir. Egemen rüzgarlar daha çok kuzey ve kuzeybatıdan eserler.

7. Doğu Anadolu Bölgesi

Türkiye'nin yüksek kısımlarını oluşturan bu bölgede genellikle soğuk bir iklim egemendir. Kışlar şiddetli, yazlar kısa geçer. Yıllık sıcaklık ortalaması 4-7°C arasındadır. Bölgenin güney kısımları kuzey kısımlarından daha ılımandır. Karakösedeki kış aylarında çok düşük sıcaklıklar görülmektedir. Bu merkezin görülen en düşük sıcaklığı -43°C'dir. Bölgede yaz günleri sayısı 50-65, donlu günler sayısı 120-190, kış günleri sayısı ise 5-90 arasında değişir.

Yıllık yağış ortalaması 400-600 milimetredir. Yağış ortalamaları bölgenin kuzeyinden güneyine inildikçe biraz azalır. Bölgenin sıcaklığı düşük olduğundan yağış miktarlarının azlığı kuraklık yaratmaz. Bu nedenle bölgede hayvancılık için uygun koşullar oluşmaktadır. Yıllık bağıl nem ortalamaları % 60-70 arasında olup, egemen rüzgarlar çok değişik yönlerden eserler. Genel olarak en fazla kuzeydoğu, batı rüzgarları egemendir.

Ülkemizin il merkezlerinde uzun yıllara ilişkin bazı meteorolojik değerler Çizelge 13.1'de verilmiştir.

Tablo 13.1. Ülkemizin İl Merkezlerine İlişkin Bazı Meteorolojik Değerler

[illegible]

Özgeçmiş 13.1. Ülkemizin İl Merkezlerine İlişkin Bazı Meteorolojik Değerler (Devamı)

[illegible]

METEOROLOJİDE KULLANILAN BİRİMLER

UZUNLUK BİRİMLERİ :

$$1 \text{ Angstrom (}^{\circ}\text{A)} = 10^{-4} \mu = 10^{-8} \text{ cm} = 10^{-10} \text{ m}$$

$$1 \text{ Mikron (}\mu\text{)} = 10^4 \text{ A} = 10^{-3} \text{ mm} = 10^{-4} \text{ cm} = 10^{-6} \text{ m}$$

$$1 \text{ Milimetre (mm)} = 10^7 \text{ A} = 10^3 \text{ m} = 10^{-1} \text{ cm} = 10^{-3} \text{ m} = 0,03937 \text{ inch}$$

$$1 \text{ Santimetre (cm)} = 10^8 \text{ A} = 10^4 \text{ m} = 10^{-2} \text{ m} = 0,3937 \text{ inch}$$

$$1 \text{ Metre (m)} = 10^{10} \text{ A} = 10^6 \text{ m} = 10^3 \text{ mm} = 39,37 \text{ inch} = 3,2808 \text{ ft.}$$

$$1 \text{ Kilometre (km)} = 10^5 \text{ cm} = 10^3 \text{ m} = 3280,8399 \text{ ft} = 0,6213 \text{ kara mili}$$

$$1 \text{ Enlem derecesi (}^{\circ}\text{Lat)} = 111137 \text{ m} = 111,137 \text{ km} = 69,057 \text{ kara mili}$$

$$1 \text{ Inch (inc)} = 2,54 \text{ cm} = 25,4 \text{ mm}$$

$$1 \text{ Foot (ft)} = 12 \text{ inch} = 30,48 \text{ cm} = 0,3048 \text{ m}$$

$$1 \text{ Yard (yd)} = 36 \text{ inch} = 3 \text{ ft} = 91,44 \text{ cm} = 0,9144 \text{ m}$$

$$1 \text{ Kara mili (stat. mil)} = 1609,344 \text{ m} = 1,6093 \text{ km} = 5280 \text{ ft} = 0,8684 \text{ deniz mili}$$

$$1 \text{ Deniz mili} = 1853,248 \text{ m} = 1,8532 \text{ km} = 6080,21 \text{ ft} = 1,1515 \text{ kara mili.}$$

HIZ BİRİMLERİ

$$1 \text{ Metre/saniye (m/s)} = 3,6 \text{ km/h} = 1,9425 \text{ knot}$$

$$1 \text{ Kilometre/saat (km/h)} = 0,2778 \text{ m/s} = 0,5396 \text{ knot}$$

$$1 \text{ Knot} = 1 \text{ deniz mili/saat} = 0,5148 \text{ m/s} = 1,8532 \text{ km/h}$$

$$1 \text{ Enlem derecesi/gün} = 1,2863 \text{ m/s} = 4,6307 \text{ km/h} = 2,4987 \text{ knot}$$

$$1 \text{ Kara mili/saat (mil/h)} = 0,447 \text{ m/s} = 1,6093 \text{ km/h} = 0,8684 \text{ knot}$$

BASINÇ BİRİMLERİ

$$1 \text{ Barye} = 1 \text{ dyne/cm}^2 = 10^{-3} \text{ mb} = 10^{-6} \text{ bar}$$

$$1 \text{ Milibar (mb)} = 10^3 \text{ barye} = 10^{-3} \text{ bar} = 1 \text{ hektopascal}$$

$$1 \text{ Bar} = 10^6 \text{ barye} = 10^3 \text{ mb}$$

$$1 \text{ Standart mm civa (mm Hg)} = 1,3332 \text{ mb}$$

$$1 \text{ inch Hg} = 33,8639 \text{ mb}$$

$$1 \text{ Standart inch civa} = 1013,250 \text{ mb} = 760 \text{ mm Hg} = 29,9213 \text{ inch Hg}$$

$$1 \text{ Standart atmosfer} = 10^{-2} \text{ hektopascal}$$

$$1 \text{ Pascal} = 1 \text{ newton/m}^2 = 10^{-2} \text{ hektopascal}$$

KUVVET BİRİMLERİ:

$$1 \text{ Gram ağırlık} = 980,665 \text{ dyne}$$

$$1 \text{ Kg ağırlık} = 9,8066 \times 10^5 \text{ dyne}$$

$$1 \text{ Newton} = 10^5 \text{ dyne}$$

ZAMAN BİRİMLERİ:

$$1 \text{ Ortalama güneş saniyesi (s)} = 1,002738 \text{ sideral saniye}$$

$$1 \text{ Ortalama güneş dakikası (min)} = 60 \text{ ortalama güneş saniyesi}$$

$$1 \text{ Ortalama güneş saati (h)} = 3600 \text{ ortalama güneş saniyesi} = 60 \text{ ortalama güneş dakikası}$$

$$1 \text{ Ortalama güneş günü} = 86400 \text{ ortalama güneş saniyesi} = 1440 \text{ ortalama güneş dakikası}$$

$$1 \text{ Ortalama güneş güneş saati} = 24 \text{ saat } 3 \text{ dakika } 56,555 \text{ saniye ortalama sideral zamanı}$$

$$1 \text{ Ortalama güneş yılı (yr)} = 31,5569 \times 10^6 \text{ ortalama güneş saniyesi} = 525.949 \text{ ortalama güneş dakikası} = 8765,81 \text{ ortalama güneş saati} = 365,2422 \text{ ortalama güneş günü} = 366,2422 \text{ ortalama sideral gün}$$

$$1 \text{ Sideral saniye} = 0,99727 \text{ ortalama güneş saniyesi}$$

$$1 \text{ Sideral gün} = 86164,1 \text{ ortalama güneş saniyesi} = 23 \text{ saat } 56 \text{ dakika } 4,091 \text{ saniye ortalama güneş zamanı.}$$

İŞ VE ENERJİ BİRİMLERİ

$$1 \text{ Erg} = 1 \text{ dyne} \times \text{cm} = 10^{-7} \text{ joule} = 2,3892 \times 10^{-8} \text{ cal}$$

$$1 \text{ Joule} = 10^7 \text{ erg} = 0,2389 \text{ cal}$$

$$1 \text{ Calori} = 4,1868 \times 10^7 \text{ erg} = 4,1868 \text{ joule}$$

$$1 \text{ Kiloğram-metre (kg-m)} = 9,8066 \text{ joule}$$

$$1 \text{ Kilowatt-saat (kwh)} = 3,6 \times 10^6 \text{ joule}$$

$$1 \text{ Langley (1y)} = 1 \text{ cal/cm}^2 = 4,1868 \text{ joule/cm}^2$$

SICAKLIK BİRİMLERİ

$$\text{Kelvin derece } (^{\circ}\text{K}) = T (^{\circ}\text{K}) = C + 273,16$$

$$\text{Rankine derece } (^{\circ}\text{R}) = T (^{\circ}\text{R}) = F + 459,69$$

$$T (\text{Rankine}) = 1,8 T (\text{Kelvin})$$

Santigrad dereceyi, mutlak sıcaklığa çevirmek için Kelvin; Fahrenheit derece mutlak sıcaklığa çevirmek içinde Rankine eşitliği kullanılır.

KAYNAKLAR

- Apan, M., 1981. Hidroloji, Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Kültürteknik Bölümü (Ders Teksiri), Erzurum.
- Arıcı, İ., A. Korukçu, 1984. Meteoroloji I. Uludağ Üniversitesi Ziraat Fakültesi (Ders Notu), Bursa.
- Balcı, A., 1971. Zirai Meteoroloji, Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No. 187 (Çeviri), İzmir.
- Barry, R.G., A.H. Perry, 1973. Synoptic Climatology, London.
- Battan, L.J., 1979. Watter, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Blüthgen, J., 1966. Allgemeine Klimageographie, Berlin.
- Çölaşan, Ü.E., 1959. Meteoroloji, İklim ve Ziraat, Gürsoy Basımevi, Ankara.
- Flohn, H., 1969. Climate and Weather, London.
- Fortak, H., 1971. Meteorologie, Darmstadt.
- Geiger, R., 1961. Das Klima der Bodennahen Luftschicht, Braunschweig.
- Hess, S.L., 1959. Introduction to Theoretical Meteorology, New York.
- Oğuzer, V., 1985. İklim Bilgisi I, Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ders Notu Yayınları No.26, Adana.
- Öncüler, K., A.Y., Erdem, H. Sipahioğlu, M. Akkaş, 1982. Genel Meteoroloji I-II, Meteoroloji Teknik Lisesi, Ankara.
- Özgül, C., 1982. Meteorolojinin Ekonomiye Katkısı, Meteoroloji Dergisi, Sayı 5, Ankara.
- Reuter, H., 1968. Die Wissenschaft vom Wetter, Berlin-Heidelberg.
- Scherhag, R., 1962. Einführung in die Klimatologie Braunschweig.
- Smith, L.P., 1975. Methods in Agricultural Meteorology, Elsevier Scientific Publishing Company, Oxford.
- Sönmez, N., A. Balaban, E. Benli, 1981. Kültürteknik, Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları, No. 761, Ankara.
- Tanın, Y., N. Ünal, M. Kacar, 1982. Tarımsal Meteoroloji I-II, Meteoroloji Teknik Lisesi, Ankara.
- Tarkan, T.M., 1973. Zirai Klimatoloji, Atatürk Üniversitesi Yayınları No. 230, Erzurum.

Tülücü, K., 1987. Hidroloji, Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ders Kitabı, No:50, Adana.

Ulugör, M.E., 1972. Su Mühendisliği, Çağlayan Kitapevi, İstanbul.

Yüksel, A.N., 1983. Meteoroloji Ders Notları, Tekirdağ Ziraat Fakültesi (Ders Teksiri), Tekirdağ.