BURSA ULUDAĞ ÜNİVERSİTESİ
ZİRAAT FAKÜLTESİ
Ders Notları No: 6

METEOROLOJİ I

Prof.Dr. İsmet ARICI **Prof.Dr. Abdurrahim KORUKÇU**

Bursa Uludağ Üniversitesi
Ziraat Fakültesi
Biyosistem Mühendisliği Bölümü

Editör:
Prof.Dr. Kemal Sulhi GÜNDOĞDU

BURSA-2024

T.C. Bursa Uludağ Üniversitesi Yayınıdır.

ISBN

Baskı
Bursa Uludağ Üniversitesi Basımevi Müdürlüğü Bursa - 2024
Sertifika No: 45728
Telefon: (224) 294 05 30 - 294 05 32
Belgegeçer: (224) 294 05 31
E-posta: basimevi@uludag.edu.tr

İÇİNDEKİLER

1. GİRİŞ 1
2. ATMOSFER 4
2.1. ATMOSFERİN BİLEŞİMİ 4
2.2. ATMOSFER KATLARI 6
3. IŞIK 8
4. SICAKLIK 13
4.1. ISI İLETİMİ (SICAKLIK DEĞİŞİMİ) 15
4.1.1. Kondüksiyon 15
4.1.2. Radyasyon 16
4.1.3. Konveksiyon 17
4.1.4. Sıcaklığın Yatay Olarak Dağılımı 18
4.1.5. Düşey Sıcaklık Değişmeleri 18
4.1.5.1. Gradiyent Sıcaklık Değişimi 18
4.1.5.2. Adiyabatik Sıcaklık Değişimi 18
4.1.5.3. İnverziyonlar 19
4.2. ATMOSFERİN ISINMASI VE ATMOSFERİN ISINMASINI ETKİLEYEN ETMENLER 20
4.2.1. Yer Küresinin Özelliklerinden Doğan Etkenler 20
4.2.2. Atmosferden Doğan Etkenler 22
4.2.3. Yeryüzü Özelliklerinden Doğan Etkenler 22
4.3. HAVA SICAKLIĞININ ÖLÇÜLMESİ 22
4.4. TOPRAĞIN ISINMASI VE ISI İLETİMİ 25
4.5. SICAKLIĞIN GÜNLÜK DEĞİŞİMİ 26
4.5.1. Atmosferde Günlük Sıcaklık Değişimi 26
4.5.2. Günlük Sıcaklık Değişimine Etkili Faktörler 27
4.5.3. Toprakta Günlük Sıcaklık Değişimi 29
4.5.4. Su Kütlesinde Günlük Sıcaklık Değişimi 31
4.6. SICAKLIĞIN YILLIK DEĞİŞİMİ 31
5. SU BUHARI 38
5.1. HAVA NEMİNİN(DOYMUŞ HAVA) TANIMLANMASI 39
5.2. HAVA NEMİNİN DEĞİŞİMİ 40
5.3. HAVA NEMİNİN ÖLÇÜLMESİ 42
6. BUHARLAŞMA 44
6.1. BUHARLAŞMA ŞEKİLLERİ 45
6.2. BUHARLAŞMANIN ÖLÇÜMÜ VE HESABI 47
6.2.1. Ölçme Yöntemleri 47
6.2.2. Buharlaşmanın Hesaplanması 49

7. YOĞUNLAŞMA 50
7.1. HAVADA SOĞUMA VE YOĞUNLAŞMA ŞEKİLLERİ 50
7.1.1. Nemli Havanın Soğuk Yüzeylere Çarpması 50
7.1.2. Atmosfer Havasının Soğuması 50
7.1.3. Çeşitli Sıcaklıktaki Hava Kütlesinin Birbirine Karışması 51
7.1.4. Havanın Yukarıya Doğru Hareketi 51
7.2. BULUTLAR VE BULUTLULUK 53
7.2.1. Bulutlar 53
7.2.2. Bulutların Sınıflandırılması 54
7.2.3. Bulutluluk ve Bulutluluk Dağılımı 57
8. YAĞIŞLAR 60
8.1. OLUŞUMLARI YÖNÜNDEN YAĞIŞ TİPLERİ 62
8.2. YAĞIŞIN BELİRLENMESİ 63
8.3. YAĞIŞIN ÖLÇÜLMESİ 64
8.4. YAĞIŞA ETKİ EDEN FAKTÖRLER 66
9. HAVA BASINCI 67
9.1. HAVA BASINCININ ÖLÇÜLMESİ 67
9.2. HAVA BASINCININ ZAMANLA DEĞİŞİMİ 69
9.3. RÜZGÂR 69
9.4. ALÇAK VE YÜKSEK BASINÇ MERKEZLERİ 71
9.5. ATMOSFERDEKİ GENEL HAVA HAREKETİ 73
9.6. RÜZGÂRIN ÖLÇÜLMESİ 74
9.7. RÜZGÂRIN GÜNLÜK DEĞİŞİMİ 76
9.8. YEREL RÜZGÂR ÇEŞİTLERİ 76
9.8.1. Sıcaklık Koşullarına Bağlı Günlük Periyodik Rüzgârlar 76
9.8.2. Arazi Biçimine Bağlı Rüzgârlar 79
9.8.3. Sinoptik Yerel Rüzgârlar 80
10. İKLİM RASATLARI 81
10.1. KLİMATOLOJİK RASATLAR 81
10.2. MİKROKLİMATOLOJİK RASATLAR VE MİKROKLİMA 82
10.3. SİNOPTİK RASATLAR 84
10.4. AEROLOJİK RASATLAR 84
10.5. RASAT PARKLARI 84
11. YARARLANILAN KAYNAKLAR 87

1. GİRİŞ

Atmosfer tabakası içerisinde meydana gelen tüm olay ve değişmeleri inceleyen ve hangi koşullar altında oluştuklarını ortaya koymaya çalışan bilim dalına METEOROLOJİ adı verilir.

Meteoroloji temel fizik, kimya, matematik, mekanik ile çok yakından ilişkisi olan bir bilim dalıdır. Bu nedenle meteoroloji bu bilim dallarına paralel olarak gelişmiştir. Meteorolojinin gelişmesi, telefonun bulunması ile oldukça hızlanmıştır. Çünkü atmosferin dar bir alanda incelenmesi oldukça güçtür. Atmosfer olayları konusunda bilgi edinebilmek için geniş alanlarda aynı zaman boyutunda gözlem yapılması ve bu gözlem sonuçlarının toplanması gerekmektedir. Radyo, teleteyp gibi daha hızlı iletişim sağlayan araçların hizmete girmesi ile gözlem sonuçlarının toplanması daha da kolaylaşmıştır. Meteoroloji aynı zamanda yer bilimi kümesine girmektedir. Çünkü atmosfer yer küresini tamamen çevrelemektedir. Atmosfer aşağıdan yer ve su yüzeyi tarafından sınırlanmakta ve bunlar tarafından etkilenmektedir. Yeryüzünün güneş tarafından ısınması ve ısının tekrar atmosfere giderek atmosferi ısıtması, bu etkilemeye bir örnek oluşturabilir. Atmosferin üstten sınırlanmasını kesin olarak kestirmek güçtür.

Meteorolojiyi kendi içinde üç kümeye ayırmak olasıdır.

1. Genel meteoroloji veya olaylar bilimi

2. Deney meteorolojisi: Bu dal birbirinden farklı iki alanı içermektedir. Birinci ölçüm yöntemine geleneksel gözlem ve ölçümler olan sıcaklık, nem, rüzgâr ve hava basıncı gibi gözlemlerin dışında uydu ve radarlarla yapılan ölçümler de dâhil olmaktadır. İkincisi, model araştırmalarıdır. Burada dönen atmosferik akım sistemi, laboratuarda yaratılarak araştırma deneyleri yapılmaktadır.

3. Kuramsal meteoroloji: Atmosfer içindeki olaylar için termodinamik ve hava dinamiği kanunlarının daha da geliştirilmesini sağlayan, hava tahminlerinde ve hava basınç ve akım alanlarını bilgisayarlarla önceden hesaplayan meteorolojinin bir dalıdır.

Klimatoloji: İklim olaylarının genel nitelik ve coğrafya açısından dağılışlarını inceleyen ve açıklayan meteorolojinin bir alt bilim dalıdır.

Tarımsal Klimatoloji ise klimatolojinin tarımsal faaliyetlerle olan ilgisini inceleyen bir bilim dalıdır. Meteoroloji bugün hemen hemen her sektöre hizmet sunmaktadır. Havadan ve onun neden olduğu olaylardan etkilenen her

varlık meteorolojinin etki alanına girmektedir. Meteoroloji bu sektörlerin bir kısmına doğrudan, bir kısmına ise dolaylı hizmet vermektedir.

Meteorolojinin hizmet sunduğu sektörler ve sunulan hizmetler genel olarak şöyle sıralanabilir.

1. *Milli savunmaya verilen hizmetler:* Hava, kara ve deniz kuvvetlerine sağlanan meteorolojik bilgiler ve sunulan tahminlerle silahlı kuvvetlerin çalışmaları yönlendirilebilir.
2. *Mühendislik alanında verilen hizmetler:* Bu alandaki hizmetler uzun yılların gözlem sonuçlarına göre veya erken uyarı sistemi ile bazı felaketlerin önlenmesi biçiminde verilmektedir.
3. *Ormancılık alanında verilen hizmetler:* Bu hizmetler orman alanlarındaki iklim durumları konusunda bilgi verme biçiminde olmaktadır. Örneğin orman yangınları, zararlı ve hastalıkları ile mücadelede büyük oranda destek olunmaktadır.
4. *Ulaştırma alanında verilen hizmetler:* Bu alandaki hizmetler hava, kara ve deniz ulaşımında olmaktadır.
5. *Turizm sektörüne verilen hizmetler:* Turizm sektöründe meteorolojinin özel bir yeri vardır. Uzun süreli tahminler yaparak bu sektöre büyük oranda destek olunabilir.
6. *Sağlık alanında verilen hizmetler:* Yerleşim ve sanayi alanları belirlenirken sağlığa uygun olması istenir. Bu alanlarla ilgili bilgiler, ancak uzun süreli gözlemler sonucunda elde edilebilmektedir. Ayrıca hava kirliliği vb, sağlığa zararlı olayların önlenebilmesinde meteorolojinin büyük rolü vardır.
7. *Adliye alanında verilen hizmetler:* Bazı adliye olaylarının çözümlenmesinde meteorolojiye gereksinme duyulabilmektedir. Örneğin İstanbul Boğazından geçen iki geminin çarpışması olayında olay günündeki hava durumunu bilmek olayın çözülmesini büyük oranda kolaylaştırabilir.
8. *Tarım alanındaki hizmetler:* Tarımsal üretim faaliyetlerinin tümü hava ve iklim koşullarının etkisi altındadır. Çünkü tarımsal üretim hava koşullarına bağımlıdır.

Meteorolojinin tarımsal alandaki etkinliği sonucu, kendi içerisinde "tarımsal meteoroloji" dalı oluşmuştur.

Tarımsal meteoroloji, uygulamalı meteorolojinin bir örneği olup, canlıların fiziksel çevreye karşı gösterdikleri tepkileri araştırmaktadır. Tarımsal meteorolojiyi içinde sıcaklık, nem, yağış, güneşleme ve radyasyon, rüzgâr, bulutluluk, hidrometeoroloji (çiğ, sis, kırağı, kar, dolu vb.) ve diğer su denge

faktörleri gibi elemanlar ile bitkilerin gelişmeleri ve hayvanların yaşam fonksiyonları arasındaki ilişkiler incelenir.

Amacı: Meteoroloji bilimini tüm farklı birim ve incelikleriyle tarımın hizmetine sunmak, tarım arazisinden en yüksek verim elde edilebilmesi için en uygun tarım çeşidinin saptanmasına yardımcı olmaktır. Bu, fiziksel çevrenin iyi bir biçimde kontrol edilmesi ve güvenilir tahminler yapılması suretiyle sağlanır. Ayrıca şimdiki durum, geçmiş hava koşullarının analizi ve gelecek günlere yönelik hava tahminlerinden oluşan meteorolojik bilgiler, deneme ve araştırmalar sonucunda elde edilen bilgi ve bulgular, çeşitli tarımsal sorunların uygulamaya yönelik çözümlenmesinde yardımcı olur. Elde edilen bilgiler tek başına ve diğer faktörlerle ilgili bilgilerle birleştirilerek tarımsal üretimin geliştirilmesi için yardımcı olurlar.

Hava durumu ile ilgili bilgiler tarımsal çalışmaların her aşamasında doğrudan doğruya ya da dolaylı olarak etkilidir. Bu nedenle, çeşitli ülkelerde yapılan genel ve özel tarımsal hava tahminler ile üreticiler uyarılır. Bu öneri ve uyarılar aşağıdaki koyuları kapsayabilir:

Don olaylarının etkisini azaltmak için yılın kritik mevsimlerinde ve özellikle dona karşı hassas türlerin yetiştirildiği bölgelerde özel don tahminlerinin yapılması gerekli önlemlerin alınmasını sağlar.

Çeşitli bitki ve hayvan hastalık ve zararlılarının belirli iklim faktörleri altında ortaya çıktığı ve yayıldığı göz önünde bulundurularak o zamanlarda çeşitli önlemlerin alınması sağlanır.

Sulama yapmadan önce mevcut nem durumu, buharlaşma ve yağış tahminlerinin göz önünde tutulması sağlanarak kaynak israfı önlenir.

Bitki zararlıları ve hastalıklarına karşı mücadele zamanı, verilme biçimi konusunda bilgi verilerek mücadele etkinliği arttırılır.

Hasat süresince ve hasat sonrasında ürünlerin taşınması, depolanması ve üreticilere ulaştırılması zamanlarında hava durumlarının bilinmesi ürünlerde zarar görme olasılığını azaltacaktır.

Tütün, üzüm ve mısır gibi bazı ürünlerin hasat edildikten sonra kurutulması, bu nedenle çevrenin yağış ve sıcaklığın uygun olması gerekir. Meteorolojik bilgi ve tahminler ürünlerin kurutulmasını ve zarar görmeden kaldırılmasını sağlayacak veya tehlike anında önlemlerin alınmasında yardımcı olacaktır.

Meteoroloji hayvancılık alanında da önemli bir role sahiptir. Hava koşulları hayvan sağlığını ve hayvansal üretimini geniş ölçüde etkiler. Meteorolojik değerler hayvanları dolaylı ve dolaysız olarak sağlık, beslenme, gelişme ve çoğalma konularında etkiler. Aynı şekilde hayvan hastalık ve parazitlerin gelişme ve yayılmalarında meteorolojik değerler önem taşır.

2. ATMOSFER

Yeryüzünün etrafını çevreleyen ve farklı gazların karışımından oluşan tabakaya atmosfer adı verilir.

Atmosferin şekli hemen hemen yeryüzünün aynıdır. Atmosferde de tabakalar kutuplar üstünde basık, ekvatorda daha yüksektir. Atmosferin yüksekliği gazların yok olduğunu kabul ettiğimiz yükseklikliktir. Atmosferde gazlar yerçekimi ve merkezkaç kuvveti ile daha uzaklara kadar itilebilirler. Bunun sonucunda bu kısımdaki atmosferin kalınlığı kutuplara kıyasla daha fazladır. Diğer taraftan ekvator kısmında daha fazla genişleyerek yükselmektedir.

Yeryüzünün atmosfere çıkıldıkça yerçekimi azalır, buna karşın merkezkaç kuvveti artar. Yüksekliklerde öyle bir noktaya gelinir ki bu noktada yerçekimi kuvveti ile merkezkaç kuvveti birbirine eşit olur. Bu noktada atmosfer basıncı sıfırdır. Bu noktadan sonra merkezkaç kuvveti yerçekim kuvvetinden daha fazladır, bu nedenle gazlar atmosferde tutunamayarak uzaya gitmektedir. O halde atmosferin son noktası merkezkaç kuvveti ile yerçekim kuvvetlerinin birbirine eşit olduğu yükseklikliktir. Atmosferin yüksekliği 300–500 km arasındadır. 80 km. sonra olan kısımda yoğunluk azdır. Zeminde 1 cm^3 havada 27 x 10^{18} molekül varken, 50 km yükseklikte 35 x 10^{15} adet molekül vardır.

2.1. ATMOSFERİN BİLEŞİMİ

Atmosfer gaz biçimindeki çeşitli elemanların mekanik bir karışımıdır ve içerisinde az miktarda da olsa sıvı ve katı maddeler de bulunur. Bu karışım özellikle troposfer tabakasında çok yoğun ve belirgindir. Diğer atmosfer tabakalarında yatay ve düşey hareketler bulunmadığından (stratosferin bir bölümü dışında) gazlar karışım halinde değildir.

Troposferi oluşturan gazlar genel olarak dört gruba ayrılır:

a. Atmosferde sürekli bulunan oranları değişmeyen gazlar. Bunlar azot, oksijen, hidrojen, argon, kripton ve ksenon gazlarıdır.
b. Atmosferde sürekli bulunan fakat oranları değişen gazlar. Bunlar CO_2 ve su buharıdır.
c. Atmosferde her zaman bulunmayan gazlar. NH3, H_2S, SO_2 bu gazlardandır.
d. Atmosferde bulunan tozlar.

Bu gruplardan ilk üçü doğrudan doğruya gaz, dördüncüsü ise atmosfer içerisinde bulunan tozlardır. Deniz seviyesindeki atmosferin bileşimi % olarak şöyledir. Azot 77, oksijen 20.7, su buharı 1.3, argon 0.9, CO_2, 0.03, neon 0.0018, helyum 0.0005, kripton 0.0001, ksenon 0.00008, hidrojen 0.00005, ozon 0.000001, amonyak 0.0000003. Bu oranlar atmosferin yükseklerine çıkıldıkça değişir. Örneğin 30 km'de % olarak azot 84, oksijen 15. 2, hidrojen 0.2, helyum 0.6'dır.

Atmosfer içerisinde bulunan bu gazların kendilerine özgü çeşitli işlevleri vardır. Bunlardan önemli olanlarının özellikleri şöylece özetlenebilir.

Azot: Azot troposfer tabakasında atmosferin ¾ ünü oluşturur. Serbest halde bulunduğu gibi karışım olarak da bulunur. Genellikle kokusuz, renksiz ve tadı olmayan bir gazdır.

Oksijen: Oksijen bütün canlıların yaşaması için önemli olan bir gazdır ve atmosferde belirli oranda ve sürekli bulunur.

Karbondioksit: Atmosfer içinde değişik oranlarda bulunur. Bitkilerin fotosentezinde önem taşır. Karalar üzerinde denizlere göre daha fazla olan bu gaz güneşten gelen ve topraktan geri dönen ışık ve ısı dalgalarını tutar. Böylece gündüzleri atmosferin ısınmasında geceleri ise soğumanın gecikmesinde rol oynar.

Su Buharı: Su buharı atmosferde sürekli ve değişik oranlarda bulunur. Su buharı CO_2 gazında olduğu gibi güneşten ve topraktan gelen enerjinin tutulmasında böylece gündüzleri ısınmada geceleri ise soğumanın yavaşlatılmasında etkilidir.

Ozon: Genellikle hava içerisindeki molekül halindeki oksijenin ultraviyole ışınlarının etkisiyle 0_3 halinde çevrilmesidir. Sulu ve gaz durumunda mavi renk gösteren ozon, atmosferin de bu rengi göstermesinde rol oynar. Kuvvetli bir oksidasyon özelliği olan ozon, amonyağı azot asidine çevirir. Havada birçok azot tozlarının oluşumuna neden olur. Bunlar yağmur sularıyla birlikte toprak yüzeyine kadar inerler. Ozonun atmosferdeki oranı özellikle ilkbaharda yükselir. Bu gazın canlılar yönünden önemi büyüktür. Güneşten gelen ışınlar arasında önemli bir yer tutan ultraviyole ışınların canlı organizmalar üzerinde öldürücü etkisi vardır. Güneş ışınlarında mikropların ölmesi bu nedenledir. Atmosferde bulunan ozon ultraviyole ışınlarını emme özelliğine sahiptir. Bu nedenle güneşten gelen ultraviyole ışınlar atmosfere bol miktarda girmelerine karşın toprak yüzeyine daha az miktarda inerler.

Atmosferde bulunan tozlar: Yapıları itibariyle organik, mineral olabilen tozlar atmosferde sürekli mevcuttur. Mineral biçimindeki tozlar toprak yüzeyinden havalanabilecekleri gibi yanar dağlardan çıkan küller aracılığı ile de atmosfere karışabilirler. Organik tozlara gelince, bunlar ormanların ve ağaçların ürettikleri erkek çiçek tozları olabilirler. Gerek organik gerekse mineral tozlar

kuvvetli hava akımlarının etkisi ile çok yükseklere kadar çıkabilirler. Tozların en büyük görevi, havanın ısınması ile toprağın radyasyonla ısı kaybetmesini önlemesidir.

2.2. ATMOSFER KATLARI

Atmosfer ilk önce iki tabaka olarak incelenebilir. Bunlar Nitrojensfer ve İyonosferdir.

1. Nitrojensfer

Bu tabakanın kalınlığı yerden itibaren 80 km kadardır. Azot gazı yalnızca bu tabakada bulunur. Azot gazından dolayı bu tabakaya nitrojensfer adı verilmiştir. Nitrojensfer tabakası üç kısımdan oluşur. Bunlar Troposfer, Stratosfer ve Mezosfer tabakalarıdır.

a) Troposfer tabakası

Yüksekliği yerden 12 km kadardır. Bu tabakanın yüksekliği ekvatorda 17 km'ye kadar çıkarken, kutuplarda 8 km'ye düşmektedir. Tüm hava olayları hemen hemen bu tabakada oluşmaktadır. Çünkü düşey ve yatay hava hareketleri nedeniyle hava sürekli türbülans halindedir ve hava olaylarında rol oynayan su buharı bu katmanda bulunmaktadır.

Atmosfer olaylarının çoğu yerden itibaren ilk 3–4 km'lik katmanlarda meydana gelmektedir. Bu nedenle bu tabakaya KARIŞIK TABAKA adı verilir. Karışık tabaka üzerinde daha durgun, hava hareketlerinin daha düzenli olduğu 12 km'ye kadar olan tabakaya SİRUS TABAKA'sı adı verilir.

Troposfer tabakasında yeryüzünden yukarılara çıkıldıkça sıcaklık her 100 m'de 0,5 – 0,6 ºC azalmaktadır. Buna göre Troposfer tabakasının üst sınırında ortalama sıcaklık -50 ºC civarındadır. Aynı şekilde hava basıncı da yükseldikçe azalır. Deniz yüzeyinde 1013 mb olan hava basıncı, troposferin üst sınırında 225 mb'a kadar düşmektedir.

b) Stratosfer

Bu tabaka, troposfer tabakasının üst sınırından başlayıp 50 km. yüksekliğe kadar erişmektedir. Bu tabakada düşey hava hareketleri tamamen ortadan kalktığından, burada homojen bir tabakalaşma meydana gelmiştir. Bu bölgede su buharı çok az olduğundan yoğunlaşma ve bulut oluşumu seyrek görülür. Kuzey ve Güney Yarım Kürelerinin orta enlemlerinde tabakanın 35 km'sine kadar sıcaklık sabittir. Tropik bölgelerde ise sıcaklık bu bölgede yukarı çıkıldıkça artmaktadır. Çünkü bu tabakada bulunan ozon ultraviyole ışınlarını absorbe ederek sıcaklığın artmasına neden olur. Bu tabakaya OZONSFER adı verilir. Bu tabakadaki ozon miktarı, toprak yüzeyine yakın olan havanın durumuna göre değişmektedir. Nedeni kesin olarak bilinmemekle birlikte toprak

yüzeyine yakın olan yüzeylerde yeni ozon oluştuğu düşüncesine dayandırılmaktadır.

c) Mezosfer

Stratosferin üzerinde 80 km'ye kadar erişen tabakadır. Bu tabakada sıcaklık yukarıya çıkıldıkça azalmakta ve 80 km'de sıcaklık -50ºC ulaşmaktadır.

2. İyonsfer

Atmosferde 80 km'nin 200 km'nin üzerinde bulunan gazlar genellikle iyonlarına ayrılmışlardır. Bu katman 80–600 km. arasındaki tabakadan oluşmaktadır. Gazların iyon biçiminde olmalarından dolayı bu tabakaya iyonsfer adı verilir. İyonsfer tabakası da kendi arasında Hidrojensfer ve Geokeronsyunsfer olmak üzere iki tabakaya ayrılır.

a) Hidrojensfer

Hidrojensfer tabakası 80 km'den 200 km'ye kadar olan katmanı içerir. Burada Nitrojensfer tabakasındaki azotun yerini hidrojen almıştır. Yerden 100 km yüksekteki havanın gaz içeriği % 95 hidrojen, % 4 helyum, % 1 azottur. Hidrojensfer tabakasında sıcaklık tekrar yüksekliğe bağlı olarak artmaya başlamaktadır. Yükseklik 120 km'ye eriştiğinde sıcaklık + 100 ºC çıkmaktadır.

b) Geokeronsyunsfer

Bu tabakada 200 km'den sonra başlar. Güneşin taç kısmını oluşturan Kronyum'a benzer bir gazdan oluşmuştur ve 600 km'ye kadar devam eder.

3. IŞIK

Güneş ışınları yeryüzünün ısı dengesini düzenleyen ve hava olayları için gerekli enerjiyi sağlayan iklim elemanıdır. Birincil enerji kaynağı olan güneş dakikada $5x10^{27}$ kcal'lik enerji vermektedir. Güneşin yüzey sıcaklığı 5000–6000 ºC dolayında olup, ürettiği enerjinin $\frac{1}{2x10^{12}}$'si yeryüzüne ulaşmaktadır. Böylece atmosferin boş sınırında 1 cm^2'lik yüzeye dakikada 1,94 cal'lık enerji gelmektedir.

Dünyanın güneş çevresindeki yörüngesinin eliptik olması ve kendi çevresindeki dönüşünü bir günde tamamlaması, ekseninin yörünge düzlemine eğik olması (66º, 33') ışınların yeryüzüne farklı gelmesine ve yeryüzünde farklı ışınlanma süreleri ve mevsimler oluşmasına neden olmaktadır. Eğer yerin ekseni yörünge düzlemine dik olsa idi yerin her noktasından gündüz ve gece eşit olacak ve mevsimler oluşmayacaktı. Bu durumda sadece dünyanın küreselliği nedeni ile coğrafik enlemlere bağlı olarak dünya yüzeyinde termik farklılıklar olacaktı. Bu durum dünyanın hareketi ve uzaydaki konumu nedeniyle değişmiştir. Sonuçta yeryüzü aydınlanma sürelerine göre üç iklim bölgesi meydana gelmiştir.

a. Tropikal bölge
b. Ilıman bölge
c. Kutup bölgesi

a) Tropikal bölge

Güneş ışınları, bir yılda bir kez 6. ayın 21'inde öğlenleri olmak üzere 23.5º kuzey enlemine: bir kez de 12. ayın 21'inde olmak üzere 23.5º güney enlemine dik gelmektedir. Bu 23.5º kuzey ve güney enlemlerine dönem noktaları veya dönem enlemleri denir, bunlar arasında kalan bölge tropik bölgeyi oluşturur. Güneş ışınlarının bu noktaların yılda bir kez dik gelmesine karşın, bu noktalar arasındaki diğer yerlere yılda iki kez dik gelmektedir. Bu bölgede gece ve gündüz uzunlukları 13.5 ile 10.5 saat arasında değişmektedir. Diğer bir anlatımla bu bölgede en uzun gün 13.5 saat en kısa gün 10.5 saat olmaktadır.

b) Ilıman bölge:

Dönem noktaları ile kutup (enlemi) çemberi arasında kalan bölgeler ılıman bölgeler olarak adlandırılır. Bu bölgelerde en uzun güneşleme 23.5º enlemde 13.5 saat ile 66.5º enlemde 24 saat arasında değişmektedir.

c) Kutup bölgesi (Polar bölge):

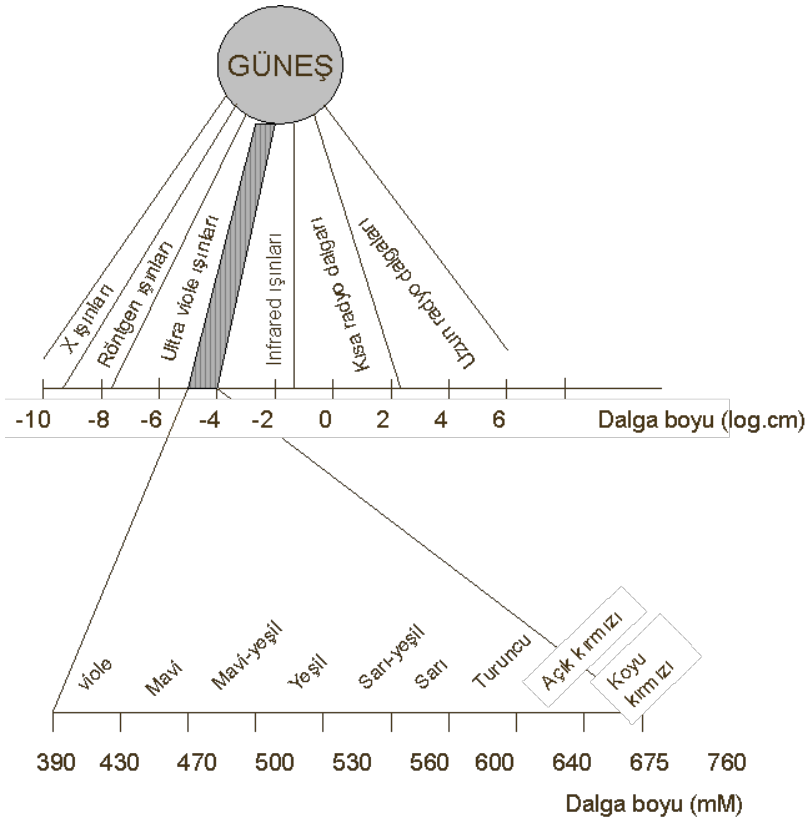
Kutup çemberi yani 66.5º enlem ile kutup noktası yani, 90º enlem arasında kalan bölge polar (kutup) bölgeleri oluşturur. Bu bölgelerdeki güneşlenme, günün zamanına bağlı olmayıp, mevsimlere göre değişmektedir. Gün uzunluğu kutup çemberinden başlayarak kutup noktasına doğru artmaktadır. Böylece kuzey kutbunda güneşlenme uzunluğu 186 güne erişmekte, gece ise 179 gün sürmektedir.

Yeryüzünün bu şekilde bölgelere ayrılması, bölgelerin ışıklanma süreleri yönünden geçerli olmasına karşın, bu bölgelerin ısı dengesi yönünden mutlak bir anlam taşımaz. Çünkü yeryüzü bölgelerinin ısı dengeleri deniz, kara dağılımı gibi diğer etkenlere de bağlılık gösterir.

Yeryüzünün belirli bölgelerine güneş ışınları ile gelen enerji miktarı, yeryüzü enlem derecesine göre değişik olmaktadır. Dünya şeklinin küresel olması nedeni ile enlem derecesi büyüdükçe, o bölgeye gelen ışık demeti yatıklaşır. Dolayısıyla aynı kalınlıktaki ışık demetinin sahip olduğu enerji, enlem derecesi büyük olan yerlerde daha geniş bir yüzeye yayılma durumundadır. Yani burada birim alana düşen enerji miktarı daha azdır. Ayrıca, ışınların eğik gelmesi durumunda, bu ışınların atmosfer içinde geçecekleri yol uzamakta ve dolayısı ile enerji yönünden zayıflamaktadır. Bunun sonucunda büyük enlemlerde birim alana düşen enerjiyi azaltan ikinci nedendir.

Yeryüzüne ulaşan ışınlar çeşitli dalga boylarına sahiptir. Gözle görülebilen ışınların dalga boyları Şekil 1'de gösterilmiştir. Işınların dalga boyları kısaldıkça içerdikleri enerji miktarı da artar. Bitkilerin gelişmesinde bu ışık boyları farklı şekilde etki yapmaktadır. Ultraviyole ışınlar genellikle zararlı etki yaparken, viole ve mavi ışınlar bitkilerin (fototropie) hareketlerde ya da bünyelerinin oluşmasında etkilidir. Mavi ve kırmızı ışınlar fotosentez olayında ana materyaldir. Infraret ışınları ise ısıtmada rol oynarlar.

Yukarıda da açıklandığı gibi ışınlar (genellikle kısa dalga boylu ışınlar) yeryüzüne ininceye kadar büyük ölçüde tutulurlar. O nedenle yükseklere çıkıldıkça kısa dalga boylu ışınlar artacaktır. Bunların bitkiler üzerine olan olumsuz etkileri nedeniyle bitki yetişmesi yukarı çıkıldıkça sınırlanmaktadır. Nitekim bitki yetişme sınırı 4500–6000 m dolayındadır.



Şekil 1. Gözle görülebilen ışınlar ve dalga boyları

Güneş ışığı atmosfer içerisinde yoluna devam ederken bir takım değişikliklere uğrar (Şekil 2). Bu değişiklikler,

a) Dağılma

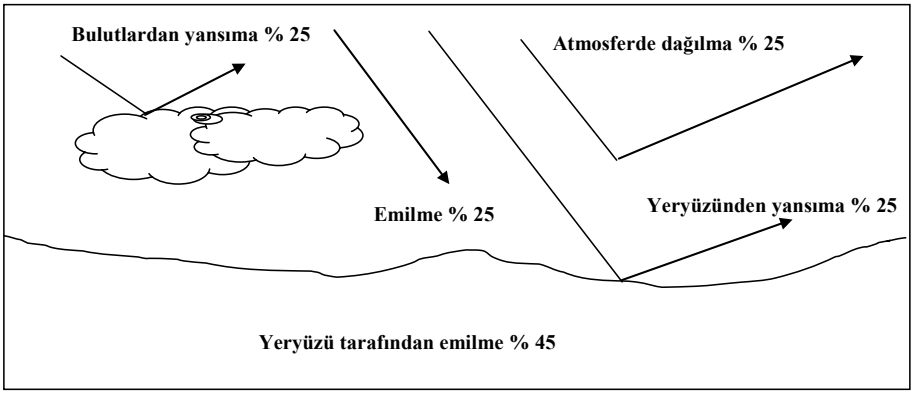
b) Emilme

c) Yansımadır

a) Dağılma (Difüzyon)

Atmosfere giren güneş ışınları hava molekülleri ve diğer hava elemanları nedeni ile dağılırlar.

Dağılma, dalga boyunu değiştirmeksizin veya başka bir enerji şekline dönüşmeksizin yolunu değiştirmesidir. Işığın kısa dalga boylu olanları, yani mavi renkli ışınlar, uzun dalga boylu ışınlara göre daha fazla dağılırlar. Bu nedenle yeryüzünden bakıldığında gökyüzü mavi renkte görülür. Atmosfer dışında dağılmaya neden olan moleküller bulunmadığından uzay boşluğunun rengi siyahtır.



Şekil 2. Güneş ışığının atmosfer içindeki değişimi

Kutuplara çıkıldıkça mavi ışığın daha fazla difüze olması sonucu, özellikle sabah ve akşamları yalnız kırmızı ve kırmızı yakını ışınlar yeryüzüne ulaşabilmektedir. Kutup bölgesinde gece yarısı güneşinin rengi bu nedenle kıpkırmızıdır.

b) Emilme (Absorbsiyon)

Güneş ışınları atmosferde dağılmanın yanında, emilme nedeni ile de zayıflamaktadır. Işık enerjisi sıcaklık ve iyonizasyon gibi diğer enerji şekillerine dönüşmektedir. Emilmeye neden olan elemanlar, H_2O, CO_2 ve O_3'tür. En çok emilen ışınlar, ultraviyole ışınlarla uzun dalga boylu ışınlardır. Atmosferde çok uzun dalga boylu ışınların ve uzun dalgalı ışınların oransal miktarı az olduğundan atmosferin ısınması yalnız başına doğrudan doğruya güneşten gelen ışınlarla olmamaktadır. Havanın alt tabakalarının ısınması daha çok yerden yansıma ile olur. Şöyle ki yeryüzüne gelen kısa dalgalı ışınlar absorbe edilir, uzun dalga boylarına dönüştürülür. Uzun dalga boylarına sahip ışınlar ısı dalgalarına çevrilir ve tekrar atmosfere iletilirler. Atmosfer bu sekonder (ikincil) uzun dalga boylu ışınları tekrar absorbe eder ve dolayısı ile sıcaklığı artar. Örneğin + 15 ºC de bir toprağın atmosfere verdiği sıcaklık dalgaları miktarı 0.55 cal/cm^2 dakika kadardır.

c) Işığın yansıması

Yeryüzünün ısı bilânçosuna etki eden önemli bir faktörde bir ortama gelen ışınlarla yansıtılan ışınlar arasındaki orandır. Bu; yeryüzünün yapısal niteliğine bağlıdır. Karalarda bu oran %8–45 arasında değişir. Buna göre çayırlara gelen ışınların yaklaşık %25'i, ormanlık alanlarda %10-30'u, tarlalarda %10'u ve çöl kumluklarında da %30-40'ı yansıtılır. Denizlerde ise durum ışığın geliş açısına göre değişir. Durgun denize 60º'lik bir eğimle gelen ışının %2-3'ünün yansımasına karşın, daha yatık ve 15º'lik bir eğimle gelen

ışının %50'si yansımaktadır. En büyük yansımayı taze kar yüzeyi göstermekte ve değeri %85'e erişmektedir.

Güneş yere kadar gelen ışınların %50'si suyun buhar biçimine dönüşmesinde, %19'u ısı olarak, %29'u geriye yansımakta ve %1-2'si bitkiler tarafından fotosentez yoluyla kimyasal enerjiye çevrilmektedir.

Güneş ışınlarının ölçülmesi

Yeryüzüne gelen ışınların ancak bir kısmı ısıya çevrilir. Isıya çevrilme miktarı yeryüzünün yansıtma oranına bağlıdır. Yansıtma oranı yüksek olan yüzeylerde, ısı enerjisine dönüştürülen ışın miktarı daha düşüktür.

Güneş ışınlarının ölçülmesinde kullanılan en basit ve en yaygın gereç, Campell ve Stokes güneş otograflarıdır (Şekil 3). Araç, bir cam küre ve bunu çevreleyen alevlenmez kâğıt şeritten oluşur. Cam kürenin odak noktası kâğıt şeritle çakışır. Güneş parladığı zaman kâğıt şerit üzerinde odak noktasında kâğıt yanarak bir iz bırakır. Güneş bulutlar tarafından kapalı olduğu zaman kâğıt şerit üzerinde bir iz bulunmaz. Güneşin önünde çok ince bulutlar bulunursa, şerit üzerinde hafif kahverengi bir çizgi oluşur.

Şekil 3. Güneş otografı

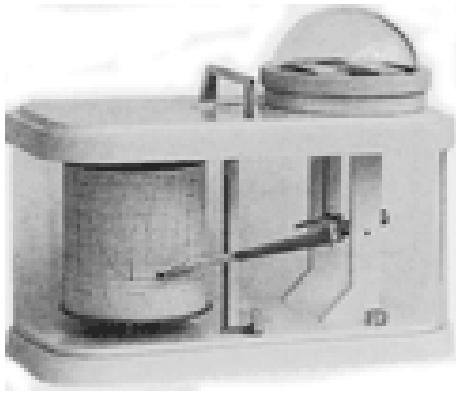
4. SICAKLIK

Bir cismin moleküllerinin hareket halinde oluşu nedeniyle sahip olduğu potansiyele ısı, cismin elektromanyetik dalgalar yoluyla yaptığı etki ise sıcaklıktır. Molekül hareketleri -273 ºC'de durur. Bu noktada cisimler herhangi bir kinetik enerji içermezler. Bu nedenle bu nokta mutlak sıfır noktası olarak tanımlanır. Mutlak sıfır noktasının üzerindeki sıcaklıklarda cisimler etrafa ısı dalgaları yayarlar. Bu ısı dalgaları sonucu sıcaklık oluşur. Sıcaklık birimi ºC ya da Fahrenheit'tir. İki sıcaklık birimi arasındaki oran şöyledir:

$$C° = \frac{5}{9}(F - 32) \text{ veya } F = \frac{9}{5}C + 32$$

Yeryüzünün ana ısı kaynağı güneştir. Güneş ışınları yeryüzüne gelirken atmosferi doğrudan ısıtmayıp dolaylı ısıtmaktadır. Isı dalgaları önce yer yüzeyini ısıtır. Bunu yerden atmosfere doğru olan kondüksiyon ve konveksiyon olayları izler. Bu olaylar sonucunda atmosfer ısınır.

Güneş ısı ışınlarının şiddeti, aktinometre denilen aletlerle ölçülür (Şekil 4). Bunlarda atmosferin en üst katmanında güneşten gelen ışınlara dikey durumda bulunan 1 cm^2 alana 1 dakikada gelen ısı miktarı saptanır. Yapılan hesaplara göre Güneş Dünya'ya 90º lik bir açıyla ışın gönderdiğinde atmosferin en üst tabakasında 1 cm^2'ye 1.94 kalori verir. Buna güneş sabitesi denir. Bu sabite dünya yüzeyine gelinceye kadar değişiklik gösterir. Atmosfer içinde bu şekilde ölçümü yapmak oldukça zor olmaktadır. Bu nedenle toprağa yakın noktalarda yapılmaktadır.



Şekil 4. Aktinometre

Meteoroloji istasyonlarında aktinometre termometresi kullanılır. İki termometreden oluşan aktinometrelerde; birinin haznesi siyah bir boya ile boyanmış, diğeri ise beyaz bırakılmıştır. Haznelerin ikisi de yuvarlak cam küre içindedir ve hazne ile cam küre arasındaki hava alınmış durumdadır.

Rasat yapılan yerde her iki termometre doğrudan doğruya güneş ışınlarıyla karşı karşıya bırakılmaktadır. Haznesi siyah boyalı olan termometre, renginin gereği güneşten gelen bütün ışınları emer, beyaz termometre ise ışığı geri çevirir. Bu iki termometre arasındaki fark güneş ışınlarının şiddetini verir.

Büyüme derece gün değeri

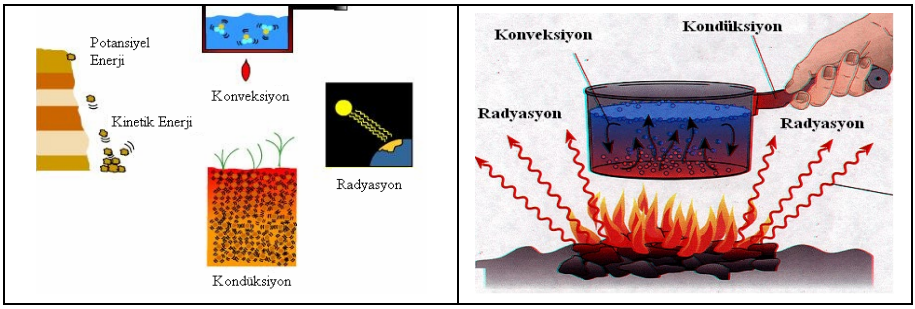
Herhangi bir bitkinin belirli bir gelişme evresini tamamlaması için belli bir sıcaklık toplamına ihtiyacı vardır. Bu ihtiyacı karşılamak için, belirli bir temel sıcaklığın (eşik sıcaklık) üzerindeki günlük sıcaklık derecelerinin toplamı alınmaktadır. Elde edilen bu değer ele alınan bitki için «Büyüme Derece Gün» değeri ya da «Büyüme Gün Derece» değeri olarak ifade edilmektedir (Çizelge 1).

Çizelge 1. Bazı bitkileri için büyüme derece gün ve eşik sıcaklık değerleri

Bitki Adı	Büyüme Derece Gün	Eşik Sıcaklık, °C
Mısır	1400	10
Sorgum	1600	8
Çeltik	1700	8
Domates	1130	7
Biber	950	10
Soğan	1800	7
Susam	1280	10
Ayçiçeği	1160	7

4.1. ISI İLETİMİ (SICAKLIK DEĞİŞİMİ)

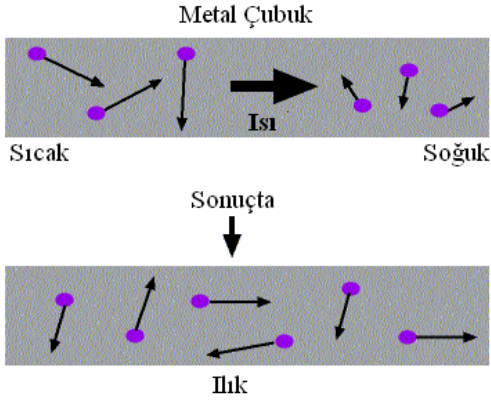
Zeminle-atmosfer arasındaki ısı iletimi; kondüksiyon, radyasyon veya konveksiyon olmak üzere üç biçimde olmaktadır (Şekil 5).



Şekil 5. Zeminle atmosfer arasındaki ilişki

4.1.1. Kondüksiyon

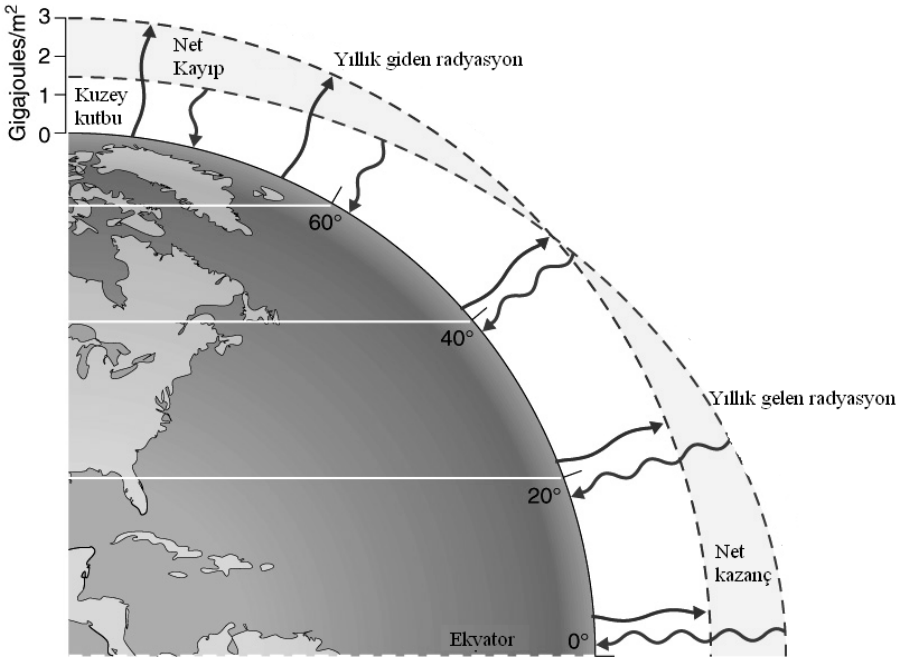
Birbiri ile temasta bulunan ve farklı sıcaklığa sahip iki cisim arasında meydana gelen enerji naklidir (Şekil 6). Burada cismin iletkenliği büyük rol oynar. Katı cisimlerin iletkenlikleri yüksektir. Buna karşın, sıvı ve gazların iletkenlikleri zayıftır. Özellikle gazın bu özelliği, yer çevresinde bir örtü görevi görmesine ve sıcaklığın kondüksiyon yoluyla uzaya kaçmasını engeller. Toprağın ısınması, genellikle kondüksiyon yoluyla olur. İletkenlik arttıkça sıcaklık daha derinlere inebilir. Toprak içerisindeki durgun hava miktarı arttıkça iletkenlikte azalır. O nedenle işlenmiş toprakta ısı iletimi zayıftır. Su içinde sıcaklığın derinlere inişi topraktan daha fazladır.



Şekil 6. Kondüksiyon ile ısı iletimi

4.1.2. Radyasyon

Güneşten gelen ısı enerjisinin dalgalar halinde ve aracı bir madde olmaksızın yayılmasıdır. Bu olay, atmosferin yeryüzüne kıyasla soğuk olduğu anlarda, topraktan havaya doğru meydana gelir. Güneşten yeryüzüne gelen enerji ile yeryüzünün kaybettiği enerji arasında bir denge bulunur. Bu denge, bazı durumlarda bozulur. Ancak, normal koşullarda, 35. enlem derecesi çevresinde sürekli vardır. Bu enlemden ekvatora gidildikçe, gelen radyasyon artarken, kutuplara doğru gidildikçe giden radyasyon artmaktadır (Şekil 7).



Şekil 7. Yeryüzünde yıllık gelen ve giden radyasyon dengesi

Radyasyon, genellikle güneş battıktan sonra kuvvetli bir biçimde ortaya çıkar. Kış aylarında gece soğukluklarının meydana gelmesine neden olur. İlk ve sonbahar aylarında donların meydana gelmesinde büyük rol oynar. Bulutlu havalarda geceleri hemen hemen ısının hiç düşmemesinin, açık havalarda ise don tehlikesini yaratacak kadar düşmesinin nedeni yine radyasyondur.

Radyasyonun şiddeti yönlere göre değişir. Düz alanlarda çok fazla, eğimli arazide ise az olur (Çizelge 2). Aynı şekilde, duvar dipleri ve yakınları ile çukur alanlarda da radyasyon miktarı az olmaktadır.

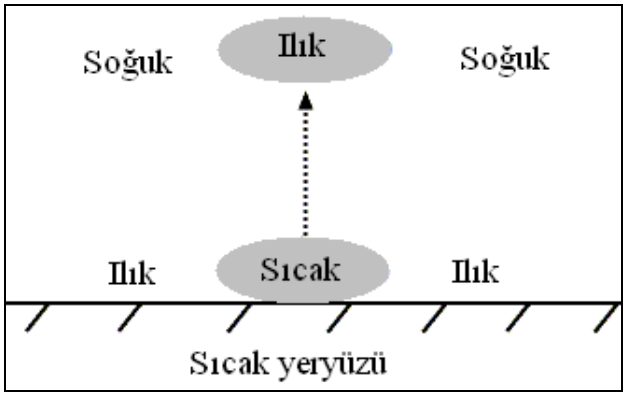
Çizelge 2. Çeşitli yönlerde radyasyon miktarları

Yön	90º	70 º	50 º	30 º	10 º	0 º
Radyasyon Miktarı	100	98	93	81	51	0

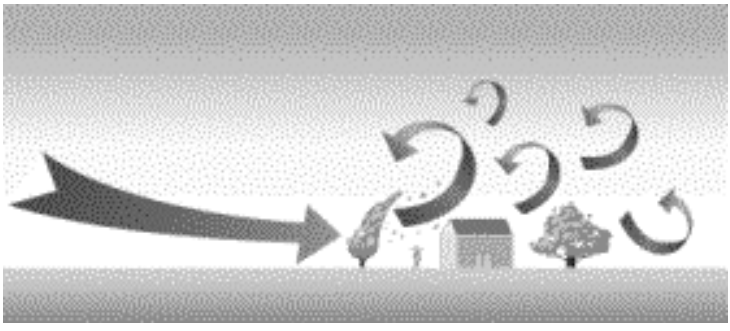
4.1.3. Konveksiyon

Kondüksiyon ile sıcaklığın iletilmesi daha çok sert maddeler için önem taşır. Su içerisinde ve havada ısının iletimi, kütleler arasında meydana gelen hareketlerle ilgilidir. Buna konveksiyon denir. Açık hava, sürekli türbülent koşullar altındadır. Burada hava bileşiminde bulunan maddelerin hareketleri, düzgün olmaktan çok karmaşıktır. Ayrıca kütle değişimi, bu maddelerin özelliklerinin değişmesini de sağlamaktadır.

Eğer kütle değişimi, rüzgârsız bir ortamda ve yalnızca sıcaklık farkı nedeniyle meydana gelmişse termik konveksiyon (Şekil 8), rüzgâr yardımıyla meydana gelmiş ise Dinamik Konveksiyon (Şekil 9) olarak adlandırılır.



Şekil 8. Termik konveksiyon ile ısı iletimi



Şekil 9. Dinamik konveksiyon ile ısı iletimi

4.1.4. Sıcaklığın Yatay Olarak Dağılımı

Yeryüzündeki veya dar bir bölgedeki yatay sıcaklık dağılışının grafiksel olarak gösterilmesi; belirli zamanlarda aynı sıcaklık değerlerinin birleştirilmesi sonucu oluşturulan eğriler yardımıyla olmaktadır. Bunlara, isoterm adı verilir ve isotermler ikiye ayrılır:

a) **Gerçek isotermler**: Burada ölçüm yapılan istasyonların gerçek sıcaklık değerleri verilmektedir ve yükseklik durumları nedeniyle herhangi bir değişiklik yapılmamaktadır.

b) **Ayarlanmış isotermler**: Her türlü değerler deniz seviyesine ayarlanmakta haritalarda yükseltilere yer verilmemektedir. Sıcaklık ayarlamaları, sıcaklığın her 100 m yükseklikte 0.5–0.6 ºC azaldığı esasından hareket edilerek yapılmaktadır. Özel durumlarda, yükseklikle birlikte sıcaklık düşüşleri, zaman ve yerel olarak farklı sonuçlar verebilir. Fakat olağan sıcaklık düşüşleri, göz önüne alındığında 1000 m yüksekliğindeki tepenin sıcaklığı haritada gösterilen değerlerden yaklaşık 5–6 ºC daha azdır.

4.1.5. Düşey Sıcaklık Değişmeleri

4.1.5.1. Gradiyent Sıcaklık Değişimi

Atmosfer içerisinde yukarı doğru çıkıldıkça sıcaklık düşüşleri olmaktadır. Bu olay gradiyent sıcaklık azalması olarak tanımlanır. Bu azalma, havanın Troposfer tabakasının üst sınırı olan 12. km'ye kadar devam eder. Yukarı çıkıldıkça, hava sıcaklığının azalması; yükseklikle birlikte havanın içerdiği gaz yoğunluğunun ve bunun sonucu olarak da hava basıncının azalmasıyla açıklanabilir.

4.1.5.2. Adiyabatik Sıcaklık Değişimi

Yükselen hava kütlelerinde oluşan hacim genişlemesi sonucu, soğuma; alçalan hava kütlelerinde ise, hacim azalması sonucu sıkışma ve ısınma oluşur ve bu olaya adiyabatik sıcaklık değişimi adı verilir.

Adiyabatik sıcaklık değişimi, havanın kuru ve nemli oluşuna göre değişmektedir. Yukarıya çıkan bir hava kütlesi doğal olarak alçak basınçla karşılaşır ve kendi hacmini artırarak genleşir. Hacim genişlemesinin bir enerjiye gereksinmesi vardır. Bu enerji, havanın kendi ısı enerjisinden alındığından, ortamın sıcaklığı düşmektedir. Aksi durumda ise, havanın alçalması anında, alçalan hava yüksek basınçla karşılaşmakta ve sıkışma sonucu hava hacmi azalmaktadır. O anda çevreye enerji verildiğinden, havanın ısınması sağlanmaktadır.

Eğer bu genişleme ve daralma kuru hava koşullarında ise kuru adiyabatik sıcaklık değişimi, nemli ortamda oluşuyorsa nemli adiyabatik

sıcaklık değişimi olarak tanımlanmaktadır. Kuru adiyabatik sıcaklık değişimi, her 100 m'de 1 ºC dolayındadır. Bu değer, hava içerisinde yoğunlaşma noktasına kadar sürer. Yoğunlaşma başladıktan sonra, nemli adiyabatik sıcaklık değişimi etkili olmaktadır. Sıcaklık düşüş değeri, her 100 m'de oldukça az olmaktadır. Çünkü yükselme anında soğuma olmakta ve bağıl nem oranı artmakta ve % 100'e erişmektedir. Bağıl nem oranı % 100'ü geçince devrede yoğunlaşma başlamakta ve çevreye enerji verilmektedir. Yoğunlaşan 1 gr su çevresine 539 cal enerji verir. Bu enerji yükselme anında ortaya çıkan genleşmenin gereksinme duyduğu enerjinin bir kısmını karşılayabileceğinden, hava yükselmesinde sıcaklık düşüşü, her 100 m ortalama 0,5 ºC'ye inmektedir. Nemli ortamda sıcaklık düşük değerleri sabit olmayıp basınç ve sıcaklığa bağlı olarak değişmektedir. (Çizelge 3).

Çizelge 3. Yoğunlaşma sırasında nemli adiyabatik sıcaklık değişimleri (C^o/100 m)

Basınç değeri(mbar)	Ortam Sıcaklığı (C^o)				
	—10	0	10	20	30
1000	0.76	0.63	0.54	0.45	0.38
900	0.74	0.62	0.53	0.44	0.37
800	0.71	0.58	0.49	0.40	
500	0.61	0.48			
300	0.51	0.40			

Not: 1000 mbar = 750.08 mmHg'dir.

4.1.5.3. İnverziyonlar

Belirtildiği gibi düşey sıcaklık eğiminin değeri güneşlemeye sıkı bir bağlılık gösterir. Bu nedenle yaz aylarında düşey sıcaklık eğiminin değeri büyümekte kış aylarında ve geceleri küçülmektedir. Geceleri ve kış aylarında bazen atmosferin bazı kısımlarında yükseklerde sıcaklık azalması yerine sıcaklık artışı görülür. Genel kuralın tersine olan bu duruma inverziyon denir. Yükseklikle sıcak artışı yani inverziyon toprak yüzeyinden başlamak üzere ortaya çıkarsa buna toprak inverziyonu denir. Toprak inverziyonu genellikle kış geceleri ortaya çıkar ve sis oluşumuna neden olur. Bunun nedeni ya ısı dalgalarının yeryüzünden çok fazla yansıması, ya da toprak yüzeyine yakın katlara soğuk hava akımı sonucu sıcak havanın yukarı çıkmasıdır.

Toprak yüzeyinden daha yukarı atmosfer katlarında ortaya çıkan inverziyonlara yükseklik inverziyonu denir. Yükseklik inverziyonları çoğu kez büyük hava kütlelerinin aşağı hareketleri esnasında ortaya çıkarlar. Yükseklik inverziyonları genellikle sıcak yaz aylarında aşağıda ısınmış havanın yukarı hareketini dolayısıyla bulut oluşumunu ve yağışı önlerler.

Yükseklik inverziyonları subtropik kurak bölgelerde sık sık görülür.

4.2. ATMOSFERİN ISINMASI VE ATMOSFERİN ISINMASINI ETKİLEYEN ETMENLER

Dünya kendi çevresinde dönerek gece ile gündüzü, güneşin çevresinde de dönerek mevsimleri oluşturur. Dünya'nın güneş çevresindeki dönüş hareketi 365 ¼ günde tamamlanır. Bu hareket anında yerin elips biçiminde oluşu Güneş'e olan uzaklığın değişmesine neden olur. Dünya arasındaki uzaklık 146 x 10^6 km'dir. Buna karşın, Temmuz ayında Dünya Güneş'ten en uzak noktadadır, Bu noktada Dünya ile Güneş arasındaki uzaklık 151 x 10^6 km'dir.

Atmosferin ısınmasında güneşten gelen doğrudan ışınların fazla etkileri yoktur. Ancak, atmosfer yeryüzünün ısınmasını izleyen kondüksiyon ve konveksiyon hareketleri ile enerjinin atmosfere iletimi ile ısınmaktadır. Böyle olmakla birlikte, atmosferin ısınmasında çeşitli etkenler rol oynamaktadır:

- Yer küresinin özelliklerinden doğan etkenler
- Atmosferden doğan etkenler
- Yeryüzü özelliklerinden doğan etkenler

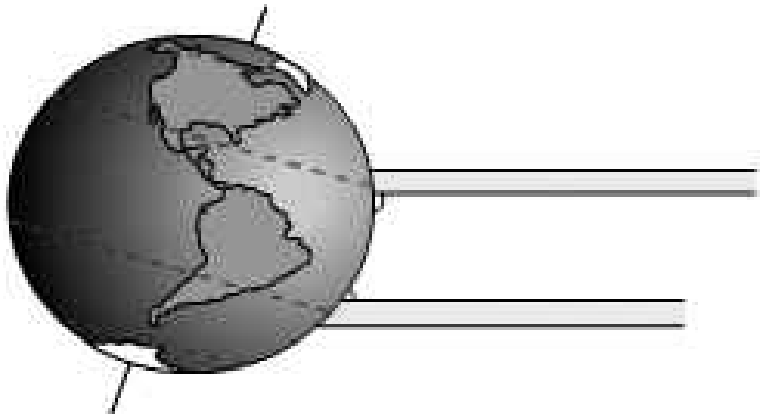
4.2.1. Yer Küresinin Özelliklerinden Doğan Etkenler

Güneşten gelen ışınlar yeryüzüne inerken, atmosfer içinde çeşitli şekilde değişikliğe uğramaktadır. Atmosferin bir an için yok olduğunu kabul edersek, yer küresinin atmosferin ısınmasındaki rolü şöyle ortaya çıkar.

- Güneş Işınlarının Yere Geliş Açısı
- Işınların Aydınlatma Süreleri

Güneş Işınlarının Yere Geliş Açısı

Güneş ışığı, yeryüzünün değişik yerlerine yılın değişik zamanlarında farklı olarak gelmektedir. Nitekim yerin şekli nedeniyle, ekvator bölgesiyle kutupların aldığı enerji miktarı aynı değildir. Enerji şiddeti gelen radyasyonun yeryüzü ile yaptığı açıya bağlıdır. Açının 90º'ye yakın olması oranında ısı ve enerji artar. Açı küçükse, ısı da o derece azdır. Çünkü dike yakın gelen bir ışık, o oranda az bir alanı aydınlatır. Eğik gelen ışınlar ise, daha geniş bir yüzeyi aydınlatır ve daha fazla yansımaya uğrarlar (Şekil 10).

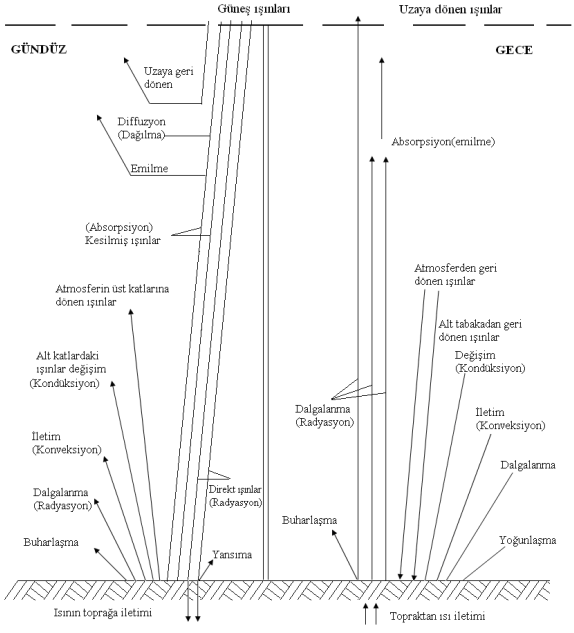


Şekil 10.Güneş ışınlarının yere geliş durumları

Işınların Aydınlatma Süreleri

Işınların aydınlatma sürelerinin uzunluğu ile ısınma doğru orantılıdır. Bu süre her şeyden önce mevsimlere bağlıdır. Örneğin kuzey yarım küresinde ısınma, yaz aylarında daha fazla kış aylarında ise daha azdır.

Yer küresine bağlı olan diğer etken ise yerin yuvarlak oluşudur. Yerin kendi etrafında dönüşü ile ısınma farklıdır. Gündüzleri ısınma meydana gelirken geceleri soğuma meydana gelmektedir. Işık ve ısının gündüz ve gece değişimleri Şekil 11'de verilmiştir.



Şekil 11. Işık ve ısının gündüz ve gece hareketi.

4.2.2. Atmosferden Doğan Etkenler

Güneşten gelen ışınların bir kısmı atmosfer bünyesinde alıkonulur. Böylece atmosfer, azda olsa ısınır. Alıkonulan bu ışınların miktarı, güneş ışınlarının geçtiği gaz tabakasının kalınlığına bağlıdır.

Atmosfere gelen enerji 100 olarak kabul edilirse, dağılım yaklaşık şöyledir:

% 25; bulutlar ve atmosfer etkisiyle uzaya geçer
% 25; dağılmaya (diffuzyona) uğrar.
% 15; atmosfer tarafından emilir.
% 8; yere çarpınca geri yansır.
% 27'si yeri ısıtır.

4.2.3. Yeryüzü Özelliklerinden Doğan Etkenler

Yeryüzüne ulaşan ışınların geri yansıması ve emilmesi, yeryüzünün bazı özelliklerine bağlıdır. Bu özelliklerden en önemlisi, ışığın yeryüzeyi ile yaptığı açıdır. Diğer bir etken ise, katı ve sıvı cisimlerin emme özellikleri ile bunların dağılımıdır.

Yeryüzüne ulaşan ışınların çarpma açıları, yamaç eğimlerine bağlıdır. Yamaçlar güneye eğimli ise, geliş 90º'ye yaklaşırken, kuzeye eğimli olduğu durumlarda açı oldukça küçülür.

4.3. HAVA SICAKLIĞININ ÖLÇÜLMESİ

Hava sıcaklığı bu amaç için geliştirilmiş termometrelerle ölçülmektedir. Sıcaklık ölçümleri, güneş ışınlarının doğrudan doğruya etkisi olmayan bir yerde ölçülür. Bu ölçümler, yerden 2 m yükseğe kurulan beyaza boyalı termometre odacıklarında yürütülür. Bu şekilde toprağın ve güneş ışınlarının doğrudan etkisi ortadan kaldırılmış olur. Ölçümler, karşılaştırma sağlamak amacıyla, belirli saatlerde yapılır. Günlük ortalamalar şu eşitlikle bulunur:

$$t_{ort} = \frac{t_7 + t_{14} + 2t_{21}}{4} \text{ veya}$$

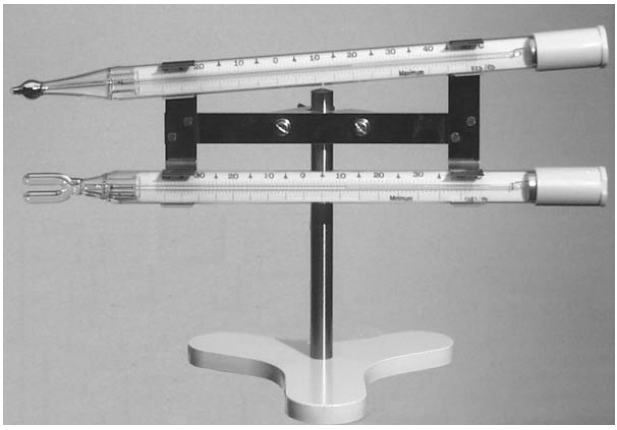
$$t_{ort} = \frac{t_1 + t_7 + t_{13} + t_{19}}{4}$$

Bazı ülkelerde ise $t_{ort} = \frac{t_{max} + t_{min}}{2}$ eşitliği ile hesaplanır.

Sıcaklık ölçümleri, normal termometreler yanında, maksimum termometre, minimum termometrelerle (Şekil 12) ve diğer termometrelerle ölçülmektedir.

Maksimum termometreler vücut sıcaklığını ölçen termometreler gibidir. Burada ince kapilar boruda yükselen civa soğuyunca aşağıya inmemekte ve en yüksek noktada kalmaktadır. Bu termometreler, üst kısmı biraz yukarda kalacak biçimde yerleştirilir.

Minimum termometre yatay konulmaktadır. Bu termometrelerde alkolün yanında, borunun içinde ince bir cam gösterge çubuğu vardır. Bu çubuk, termometrede sıcaklık düşerken, kohezyon kuvveti nedeniyle hazneye doğru sürüklenir. Düşme durunca sürüklenmede durur. Sıcaklık yükselince alkol ya da ispirto cam çubuğun çevresinden geçer ve çubuğu sürükleyemez. Böylece, yerinde duran çubuk yardımıyla, minimum sıcaklık ölçülmüş olur.

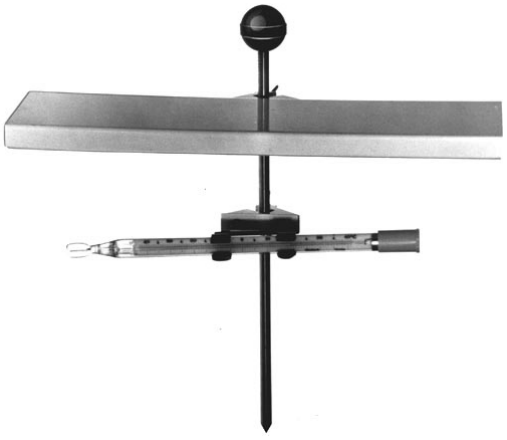


Şekil 12. Maksimum minimum termometre

Toprak termometreleri, tarım bakımından önem taşır (Şekil 13). Toprakların çeşitli derinlikteki sıcaklıklarını ölçmek amacıyla kullanılır. Bu derinlikler, genellikle 0, 2.5, 15, 100 ve 200 cm dır.

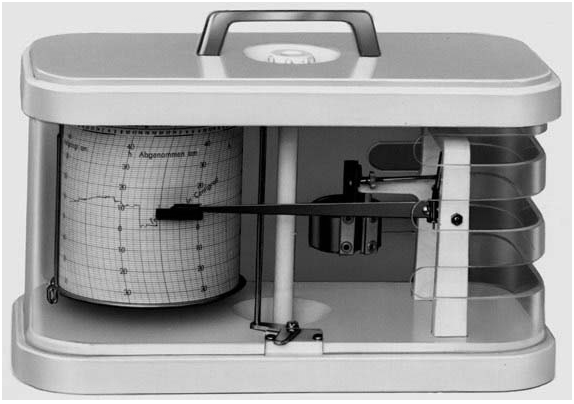
Şekil 13. Düşey toprak termometresi

Radyasyon minimum termometresi geceleri topraktan radyasyonla kaybolan sıcaklığın toprak yüzeyinden 10 cm yüksekte meydana getirdiği sıcaklık düşüşünü saptamak amacıyla kullanılır (Şekil 14).



Şekil 14. Radyasyon minimum termometresi

Yazıcı termometre (Termograf), sıcaklık hareketlerini sürekli bir diyagram üzerinde kaydederler (Şekil 15). O nedenle sık sık okuma gereği olmamaktadır.



Şekil 15. Termograf

4.4. TOPRAĞIN ISINMASI VE ISI İLETİMİ

Güneşten yeryüzüne inen ışınlarla öncelikle toprağın üst yüzeyi ısınır. Bu nedenle, toprak üst yüzeyi ile toprağın derinlikleri arasında bir sıcaklık farklılığı oluşur. Bu farklılık, ısı akımıyla giderilmeye çalışılır. Yüzeyden derinliklere olan ısı akımı, sıcaklık farkının büyüklüğüne ve toprağın ısı iletkenliğine bağlıdır.

Birim zamanda birim yüzeyden geçen ısı miktarı: $w = \frac{k.t}{X}$ eşitliği ile hesaplanır.

t = sıcaklık (C^o)

X = Toprak derinliği (cm)

k = Toprak ısı iletim katsayısı (Cal/cm C^o cm^{2}S)

w = Cal/cm^{2}S

Bazı maddelerin ısı iletim katsayıları şöyledir:

Kaya	0.011 cal/cm C^o cm^{2}S
Buz	0.0057 cal/cm C^o cm^{2}S
Kumlu top.	0.0043 cal/cm C^o cm^{2}S
Su	0.0015 cal/cm C^o cm^{2}S
Kar	0.00027 cal/cm C^o cm^{2}S
Hava	0.00005 cal/cm C^o cm^{2}S

Isı iletimi iyi olan bir maddenin yüzey sıcaklığı pek fazla ısınmadan, ısı derinlere iletilerek denge sağlanır. Isı iletimi düşük olan toprakta ve diğer maddelerde yüzey sıcaklığının çok artmasına karşın, derinlerde sıcaklık miktarları düşüktür. Örneğin suyun ısı iletim katsayısı düşük olduğundan, ıslak

topraklarda toprak yüzeyi gündüzleri fazla ısınır, fakat bu ısı derinlere iletilmez. Geceleri ise, yüzeyde biriken bu ısı çabuk kaybolduğundan, bazı mevsimlerde don tehlikesi ortaya çıkar. Şunu da belirtmek gerekir ki, ıslak toprakların soğuk olmasının ikinci bir nedeni toprağa gelen ışınların bir kısmının buharlaşmada kullanılmasıdır. Isı iletimi düşük olan maddeler bazı mevsimlerde iyi bir koruyucu olabilmektedirler. Örneğin; 7 cm kalınlığında karla kapalı bir arazide hava sıcaklığının -15 ºC'ye düşmesine karşın, toprak sıcaklığı 0 ºC'nin altında düşmemiştir. Denemeler 0.5 m kalınlıktaki bir kar örtüsünün, toprak yüzeyini soğuk etkisine karşı aylarca koruduğunu göstermiştir.

4.5. SICAKLIĞIN GÜNLÜK DEĞİŞİMİ

4.5.1. Atmosferde Günlük Sıcaklık Değişimi

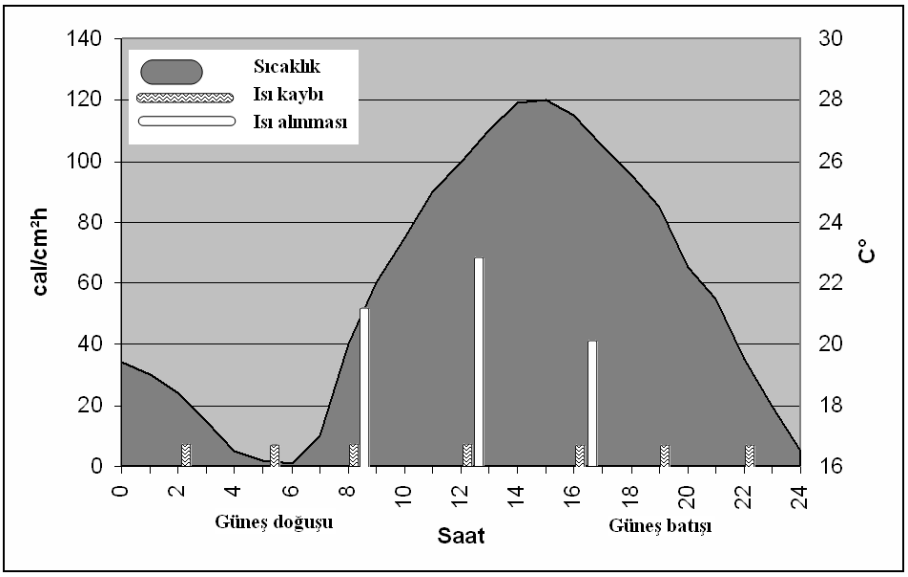
Yukarıda değinildiği gibi, hava daha çok yer yüzeyinden yansıyan ikincil (sekonder) uzun dalga boylu ışınlarla (sıcaklık dalgaları) ısındığından, hava sıcaklığının günlük değişimi ile ışıklanmanın günlük değişiminin paralel gideceği düşünülebilir. Işıklanma yalnızca gündüzleri olduğundan, yeryüzünün enerji kazanması da yalnızca gündüzleri olmaktadır. Yeryüzünün uzun dalga boylu ısı dalgalarını atmosfere göndermesi ise, süreklilik göstererek, gece ve gündüz devam eder. Gündüzleri yeryüzüne gelen ışınların tümü hemen uzun dalgalar şeklinde atmosfere geri yansıtılmadığından, gündüzleri toprakta ısı birikimi olmaktadır. Bu ısı birikimi, yeryüzünden yansıtılan uzun dalgaların miktarı, yeryüzüne gelen ışınlardan çok oluncaya kadar sürer.

Atmosfer sıcaklığının seyri ile yeryüzünün ışıklanma seyri, yani güneşlenme seyri sırasında genel bir paralellik vardır. Ancak yine de bazı karakteristik gecikmeler olmaktadır. Şöyle ki, sıcaklığın minimum değere erişmesi, genellikle güneşin doğmasına yakın zamanda bazı bölgelerde ise güneşin doğuşunun az sonrasına rastlar. Aynı şekilde maksimum sıcaklıkta, güneşin en yüksekte olduğu öğlen zamanına değil, öğleden kısa bir süre sonraya rastlar (Şekil 16).

En yüksek ve en düşük sıcaklıklar yılın her ayında aynı zamana rastlamaz. Örneğin maksimum sıcaklık Aralık ayında saat 14.00 de meydana gelirken, Haziran da 15.00 de, minimum sıcaklık ise Aralıkta saat 7.30 da elde edilirken, Haziran da 4.30 olabilmektedir. Aynı şekilde günlük sıcaklık farkları da farklı olmaktadır. Çünkü güneşin yükselmesine göre minimum ve maksimum arasındaki farklar değişmektedir. Yaz aylarında günlük sıcaklık farklılıkları, kış aylarından daha fazla olmaktadır. Orta Avrupa'da ortalama günlük sıcaklık farklılıkları Çizelge 4'te verilmiştir.

Çizelge 4. Orta Avrupa'da aylara göre ortalama günlük sıcaklık farklılıkları.

Aylar	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Günlük	3,4	4,7	6,6	8,3	8,9	8,5	8,8	8,5	8,3	6,0	3,7	2,8



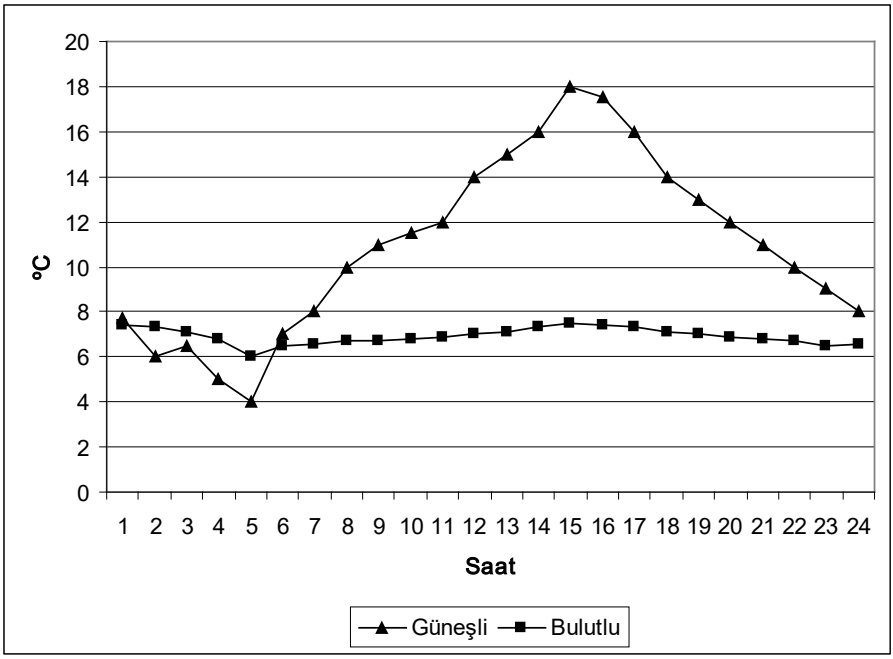
Şekil 16. Bulutsuz bir günde aydınlanma durumu ve sıcaklık seyri

4.5.2. Günlük Sıcaklık Değişimine Etkili Faktörler

Yerel bölgede egemen olan etmenler atmosferde genel sıcaklık seyrini çeşitli şekilde etkileyebilirler. Bu etmenler:

a) Bulutluluk

Çok bulutlu bölgelerde bir taraftan günlük maksimum sıcaklığın değeri düşerken diğer taraftan günlük minimum sıcaklığın değeri yükselmektedir. Çünkü bulut yeryüzüne gelen ışınlara bir engel oluşturduğu gibi, yeryüzünden geri yansıtılan uzun dalgalı ışınların atmosferin çok yukarı katlarına veya atmosfer dışına çıkmasını da azaltır. Kısacası bulutlu günlerde maksimum sıcaklıkla minimum sıcaklık değerleri birbirine yaklaşırlar (Şekil 17).



Şekil 17. Viyana'da güneşli ve kapalı bir nisan gününde sıcaklık değişimi.

b) Yağışlar

Yağışlar sıcaklığın günlük dalgalanmasını değiştirerek örneğin, ekvator bölgelerinde öğlenleri yağan serinletici konveksiyon yağışları bu bölgelerde en yüksek sıcaklığın öğlenden önceleri meydana çıkmasına neden olurlar.

c) Rüzgârlar

Deniz rüzgârlarının etkisinde kalan yerlerde, sıcaklık maksimum ve minimum sınırları birbirine yaklaşmış durumdadır.

d) Enlem Derecesi

Günlük sıcaklık farklılığı enlem derecesine çok sıkı bir bağlılık gösterir. Kutup bölgelerinde sıcaklıktaki günlük farklılığı söz konusu olmamasına karşın, küçük enlem derecelerine günlük sıcaklık farklılıkları en belirgin bir şekilde ortaya çıkar. Bu genel kuralın sonucu; günlük sıcaklık farklılığının en büyük olduğu bölgelerin ekvator dolayları olması gerekmekte ise de, durum böyle olmayıp, ekvator bölgesinde görülen sık bulutluluk buna engel olur. Günlük sıcaklık farklılığının en büyük olduğu yerler subtropik ve özellikle subtropik kurak bölgelerdir.

e) Kara ve Deniz Dağılımı

Su ve karaya ilişkin termik karakterlerin farklı olmasından dolayı, karalarda ve denizlerde sıcaklığın günlük gidişi de farklıdır. Karalarda günlük

maksimumla minimum arasındaki fark denizlerdekine göre daha büyüktür. Çünkü su karalara göre daha yavaş ısınır ve diğer taraftan sahip olduğu ısı enerjisini daha yavaş kaybeder.

f) Arazinin topografik yapısı

Arazinin topografik yapısı, günlük sıcaklık farklılıkları üzerinde oldukça etkilidir. Vadiler de soğuk hava birikimi oluştuğundan, minimum sıcaklık derecesi daha düşüktür. Bunun sonucunda, günlük sıcaklık farklılıkları daha fazla olur. Tepeli yerlerde ise, gündüz ve geceleri ekstrem değerler elde edilmediğinden, günlük sıcaklık farklılıkları daha azdır.

Eğimin güney yamaca olduğu arazilerde, gündüzleri ısınmanın fazla oluşu nedeniyle, günlük sıcaklık farkı, kuzey yamaçlara göre daha fazladır. Bu durumlar bozulmamış hava koşullarında geçerli olmaktadır. Soğuk veya sıcak havanın yatay hareketle(adveksiyonla) bölgeye gelmesi, durumun çok farklı bir şekilde ortaya çıkmasına neden olabilir.

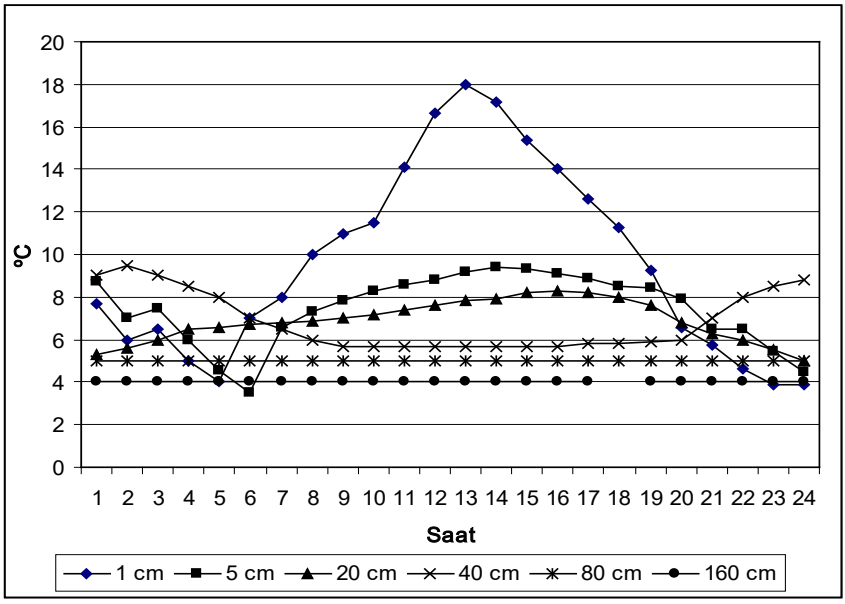
4.5.3. Toprakta Günlük Sıcaklık Değişimi

Günlük sıcaklık farklılıkları, toprak içerisinde atmosferden farklıdır. Aydınlanma durumu en fazla toprak üst yüzeyinde etkilidir. Günlük sıcaklık değişimi de en fazla burada meydana gelir. Ayrıca sıcaklığın maksimum olduğu zamanla ışık şiddetinin en yüksek olduğu zaman (öğle saatleri) hemen hemen aynıdır. Toprak yüzeyinin minimum değeri ise, güneş doğmadan kısa bir süre önce olur.

Eğer aşağı tabakalara inersek ısı değişimlerinin azaldığını ve ayrıca minimum ve maksimum zamanlarda gecikme olduğu görülür (Çizelge 5, Şekil 18 ve Şekil 19).

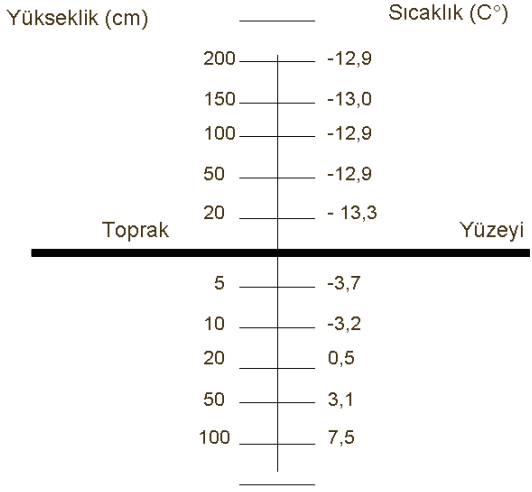
Çizelge 5. Belgrad'da Haziran ayı için yapılan toprak gözlemleri.

Toprak derinlik ölçümleri	Extrem Değer Zamanları		
	Maksimum	Minimum	Günlük fark
0 cm	13.20	4.35	31.2º
1 cm	14.30	5.30	12.1º
5 cm	15.30	6.15	8.0º
15 cm	18.25	8.30	3.7º
30 cm	0.50	14.00	0.8º
60 cm	14.00		



Şekil 18. Toprak derinliklerine göre günlük sıcaklık değişimleri

Şekil 18'de de görüleceği gibi eğriler arasında büyük farklılıklar bulunmaktadır. Günlük sıcaklık değişimi, aşağı toprak katmanlarına inildikçe azalmaktadır. Bilindiği gibi ısının toprak alt katlarına iletimi kondüksiyon yoluyla olmaktadır, ilerleme hızı ise çok düşüktür. Buna karşın havadaki ısı iletimi ise çok hızlı olmaktadır.



Şekil 19. Ankara'da sıcaklığın minimum olduğu bir günde toprak üstü ve toprak altı sıcaklıkları.

4.5.4. Su Kütlesinde Günlük Sıcaklık Değişimi

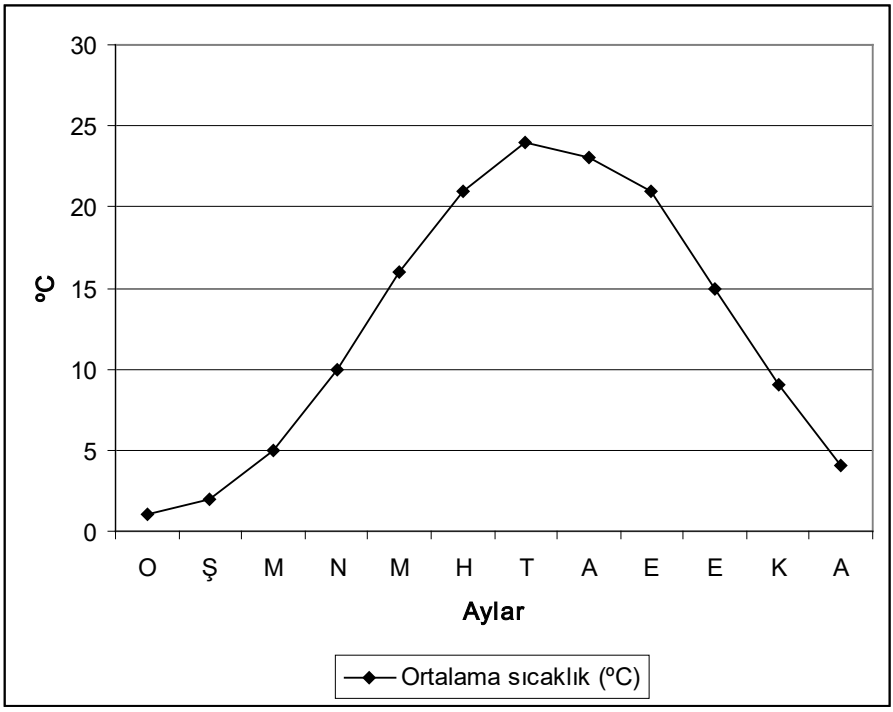
Su yüzeyinde, toprak yüzeyi gibi fazla ısınma ve büyük bir günlük ısı değişmesi olmamaktadır. Suyun özgül ısısının yüksek olması nedeniyle suyun ısınması ve soğuması yavaş yavaş olmaktadır. Ekvator bölgesinde su yüzeyindeki günlük ısı değişimi 0.3 ºC, 50º N enlem dairesinde ise 0.15 ºC'dir. Çok az farklılık gösteren su yüzeyi, hava sıcaklığının değişiminde de oldukça etkilidir. Yeryüzünün 2/3'ünün denizlerle kaplı olduğunu düşünürsek, suyun hava sıcaklığı üzerindeki etkisi daha iyi anlaşılır. Aşağıdaki sahil ve karasal bölgelerde yapılan araştırma sonuçları bunun doğru olduğunu göstermektedir (Çizelge 6).

Çizelge 6. 52º kuzey enlemindeki 3 gözetleme istasyonunun günlük sıcaklık farklılıkları.

	Günlük sıcaklık değişimi (Cº)		
Gözetmen zamanı	Valencia (İrlanda)	Prag	İrkutsk
Ocak	1.2	2.3	8.0
Temmuz	3.4	7.7	12.7

4.6. SICAKLIĞIN YILLIK DEĞİŞİMİ

Bir bölgede günlük sıcaklık değişiminin yanı sıra, aynı yıl içerisinde de sıcaklık farklılıkları görülmektedir. Sıcaklığın yıllık değişim eğrisi, aylık ortalama sıcaklıklar yardımıyla çizilir. Bir yöreyi temsil edecek uygun yıllık sıcaklık eğrisinin çizilebilmesi için, uzun yıllara dayanan gözlem sonuçlarının olması gereklidir. Bu eğriler bize bir yörenin sıcaklık durumu konusunda kaba bir fikir vermektedir. Yalnız eğrinin yükselme ve alçalmasının güneşleme şiddeti ile değiştiği açıkça görülmektedir (Şekil 20).



Şekil 20. Ankara ilinde aylara göre sıcaklık eğrisi.

Günlük sıcaklık değişimine etkili olan bütün faktörler yıllık sıcaklık değişimlerine de etkilidir. Yıllık sıcaklık farklılıkları, güneş durumuna, enlem derecesine, deniz ve kara dağılımına göre farklılık gösterir. Bunun sonucunda farklı sıcaklık dağılımına göre, farklı karasal ve okyanus tipleri ortaya çıkar.

Yıllık sıcaklık farkları, genel olarak enlem derecelerine paralel olarak artmaktadır. Ancak, en yüksek yıllık sıcaklık farkı kutuplarda oluşmayıp, yukarı enlem derecelerinin karasal bölgelerinde ve yüksek kısımlarda görülmektedir. Tropik bölgelerde yıllık sıcaklık farkı güneş yüksekliğinin fazla değişmemesi nedeniyle azdır. Örneğin 38 ºN enleminde ve karasal yörede, sıcaklık farkları 20 ºC iken, bu fark ekvator bölgesinin karasal yöresinde 7 ºC, kuzey kutbu yakınlarında Sibirya'nın kuzeyinde en yüksek sıcaklık 70 ºC'ye kadar yükselir (maksimum +15, minimum -51).

Su içerisinde günlük sıcaklık değişiminde olduğu gibi, yıllık ekstrem sıcaklık farkları karaya kıyasla daha azdır ve yıllık sıcaklık eğrinin seyri daha yatıktır. Su içerisinde ekstrem değerler, Ağustos ve Şubat aylarında ölçülmektedir. Ekvatorda yıllık sıcaklık farkı 2 ºC'dir. 20 ºN enleminde başlayarak bu fark artar ve 45 ºN enleminde 7º ulaşır. Buna karşın, 45 ºN enleminde karasal yöredeki sıcaklık farkı 32 ºC'dir.

Toprak içinde ise yıllık sıcaklık değişimleri oldukça farklıdır. Günlük sıcaklık değişiminde sıcaklık farkının; toprak derinliğine inildikçe azaldığı ve ekstrem değerlerin iletimin yavaşlaması nedeniyle büyük ölçüde geciktiğini görürüz. Aynı benzerliği yıllık değişimlerde de görebiliriz (Çizelge 7).

Çizelge 7. Toprak içerisinde ortalama yıllık sıcaklık farklılıkları ve ekstrem değerlerin ölçüm tarihleri.

Toprak Derinliği	Yıllık Sıcaklık Farkları (Cº)	Tarihler	
		Minimum	Maksimum
1 cm	25 ºC	15 Ocak	27 Temmuz
90 cm	17.5 ºC	16 Şubat	20 Ağustos
3 m	0.8 ºC	25 Mart	27 Eylül
10 m	0.3 ºC	5 Ekim	15 Mart

Güneş durumundan ve güneşlemeden etkilenen bütün sıcaklık değişim değerleri, yalnızca hava durumunun başka olaylarca etkilenmemesi durumunda geçerlidir. Bazı bölgelerde (İsrail), deniz rüzgârının etkisiyle, günlük maksimum sıcaklığı saat 10.00 dolayında meydana gelmektedir. Aynı şekilde örneğin, Hindistan'da maksimum yıllık sıcaklık, güneşin Haziran ayı sonuna kadar yükselmesine devam etmesine karşılık, Mayıs ayında oluşmaktadır.

Günlük sıcaklık değişiminde olduğu gibi arazi topografyası yıllık sıcaklık eğrilerinde de etkilidir ve tepelik ve çukur yerlerdeki değişiklikler burada da geçerlidir.

Çizelge 8'de görüldüğü gibi tepe istasyonunda, daha düşük yıllık sıcaklık farklılıkları meydana gelmektedir. Diğer taraftan, yükseklikle birlikte sıcaklıkta düşmektedir. Bu düşüş, her 100 m için 0.5 ºC, kışın 0.42 ºC ve yazın ise 0.65 ºC'dir.

Çizelge 8. 1000 m yükseklikteki iki meteoroloji istasyonu gözlem değerleri.

Bölge	Yıllık Sıcaklık farkı (Cº)	Maksimum (Cº)	Minimum (Cº)
Tamsweg (Vadi)	21.1	14.1 ºC	-7.0 ºC
Semmering (Tepe)	17.3	15.1 ºC	-2.2 ºC
Viyana (Karşılaştırmak için)	20.8	19.3 ºC	-1.5 ºC

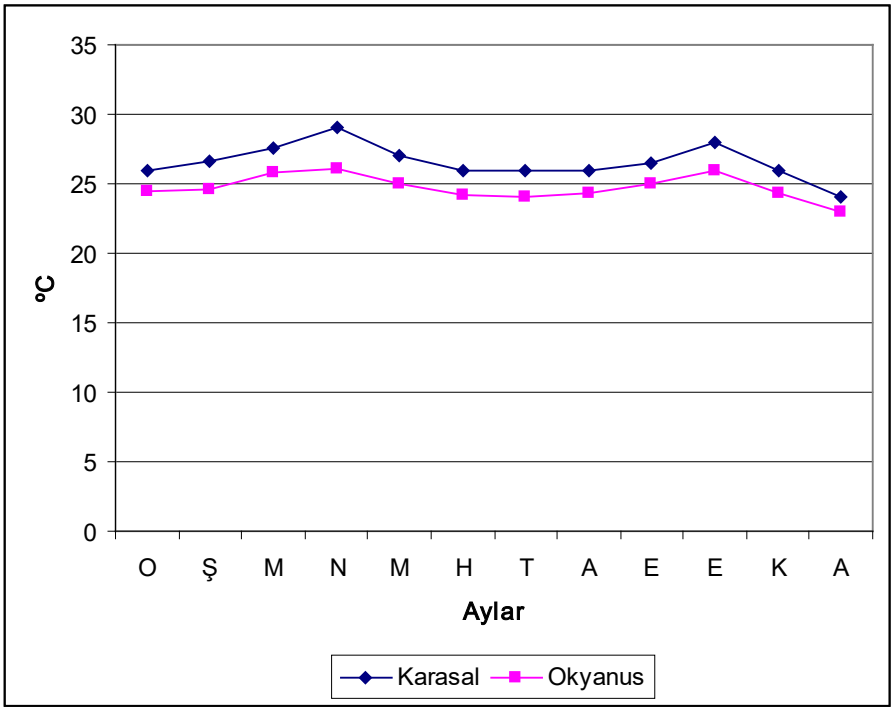
Yukarıda belirtildiği gibi yıllık sıcaklık farklılıklarına göre farklı yıllık sıcaklık değişim tipleri vardır. Bunlar:

- Ekvatoral tip (iç tropikal tip)
- Dış tropikal tip
- Subtropik tip

- Ilıman bölge tipi
- Subpolar tip
- Polar (kutup) tipi

Ekvatoral tip (iç tropikal tip)

İç tropikal tipte yıllık sıcaklık dereceleri arasındaki fark çok küçüktür. Sıcaklıkların aylık ortalamaları 25–29 ºC arasında değişir. Yıl içerisinde sıcaklık 2 kez (Nisan-Ekim) en üst düzeye çıkar. Bu maksimum değerler çok belirgin olmayıp, güneş ışınlarının tam dik geldiği zamanlara rastlar. Karasallığın ve okyanusun (kontinentalite ve maritinite) etkileri azdır (Şekil 21).



Şekil 21. Ekvatoral tipte yıllık sıcaklık seyri.

Dış tropikal tip

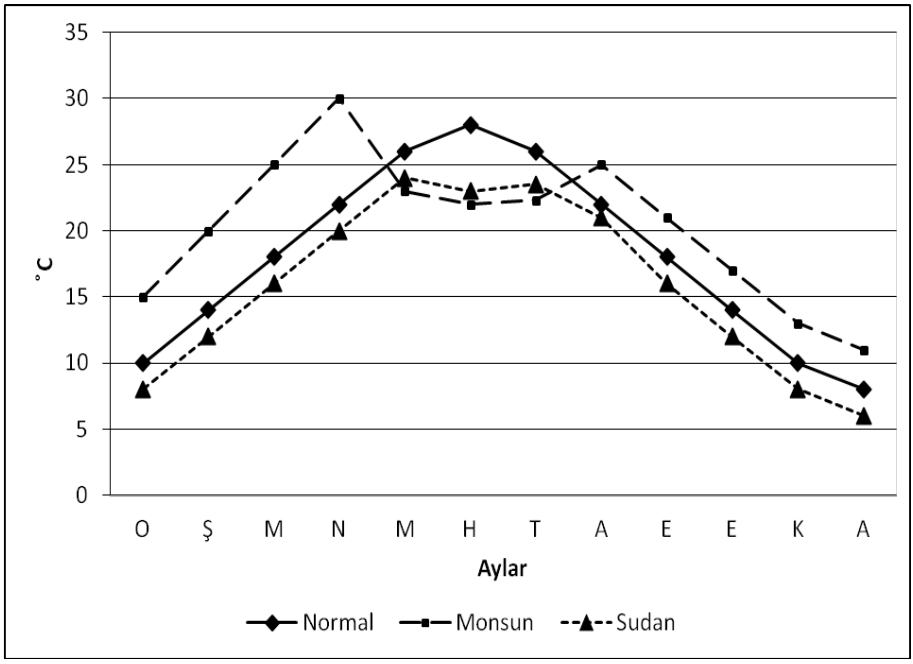
Dış tropikal tipte iki alt tipe ayrılır.

a) Hindistan tipi

b) Sudan tipi

Hindistan tipi'nin karakteri "Monsun Yağışları" tarafından belirlenir. En yüksek sıcaklık yağış periyodundan önce meydana gelir. Yağış periyodu sonunda daha zayıf ikinci bir sıcaklık maksimumu meydana çıkar (Şekil 22).

Sudan tipinde yaz yağışları nedeni ile sıcaklık düşmekte ve bu nedenle, bu tipte de sıcaklık iki maksimum değere erişmiş olmaktadır (Şekil 22).



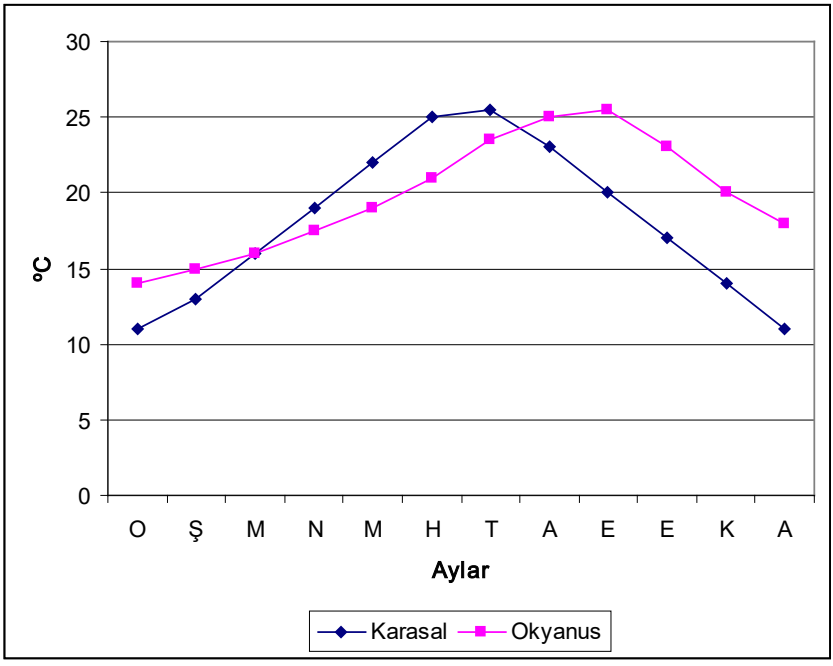
Şekil 22. Dış tropikal tipte yıllık sıcaklık eğrisi.

Subtropik tip

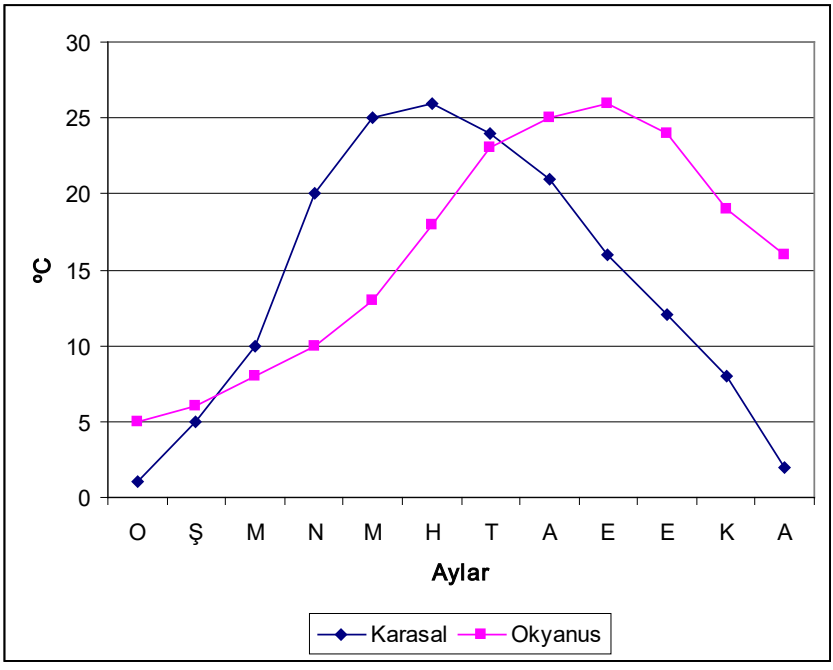
Bu tipte yazın maksimuma doğru düzenli bir çıkış ve yaz maksimumdan sonra da düzenli bir sıcaklık inişi görülür. Okyanus etkisi olan yerlerde, maksimum sıcaklık sonbahar aylarına doğru kayar (Şekil 23).

Ilıman bölge tipleri

Bunlar subtropik tiplere benzer bir sıcaklık seyri gösterirler. Fakat bu tipte, yıllık sıcaklık farklılıkları daha belirgindir. Özellikle, karasal bölgelerde, bu belirginlik iyice artar. Okyanus etkisinde bulunan bölgelerde ise sıcaklık maksimum değerine daha geç erişilir (Şekil 24).



Şekil 23. Subtropik tipte yıllık sıcaklık eğrisi



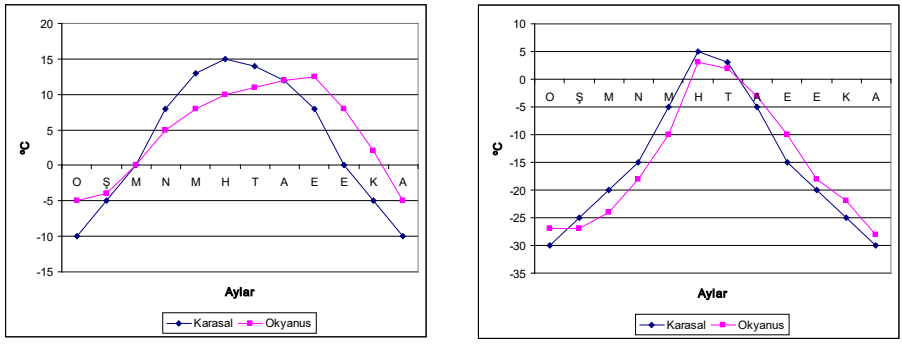
Şekil 24. Ilıman bölge tiplerinde yıllık sıcaklık eğrisi.

Subpolar tip

Subpolar tiplerde yıllık sıcaklık dalgalanması ılıman tiplerden çok daha büyüktür. Yaz mevsiminin kısa olması nedeni ile sıcaklık yükselmesi geç başlar. Fakat yaz aylarında günün uzun olması sonucu sıcaklık yükselmesi birden bire olmaktadır. Yaz periyodunun sona ermesi ile geceleri çok uzamakta ve sıcaklık düşüşü de aynen yükselmede olduğu gibi ani olmaktadır. Burada da okyanus etkisi olan yerlerde sıcaklık dalgalanması karasal alanlara göre daha küçük kalır (Şekil 25 a).

Polar Tip

Bu bölgelerde sıcaklık dalgalanması beklenen kadar büyük olmamaktadır. Yaz aylarında güneş ışınlarının kesiksiz olarak bu bölgeler gelmesine karşın büyük bir sıcaklık yükselmesi görülmez. Çünkü kışın biriken karların erimesi, büyük miktarda ısı tüketir. Karasallık ve okyanus etkisinde bulunma arasında büyük bir fark yoktur (Şekil 25 B).



(a) (b)

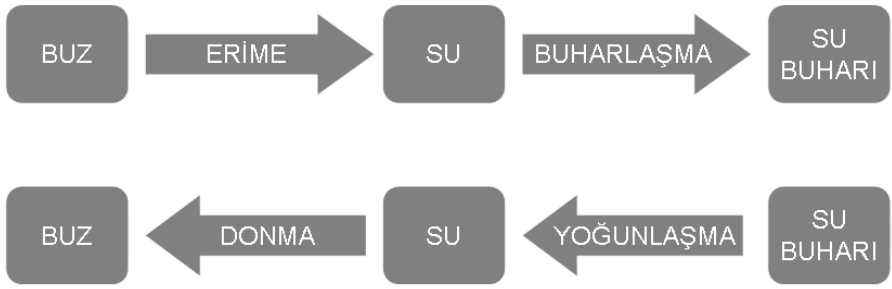
Şekil 25. Subpolar ve kutupsal tiplerde yıllık sıcaklık eğrisi.

5. SU BUHARI

Su buharının, atmosfer içerisinde çok az olmasına karşın, atmosferin çok önemli bir elemanıdır. Çünkü birçok meteorolojik olayın oluşmasında etkilidir. Atmosferdeki su buharının kaynağını toprak ve su yüzeyinden buharlaşan su oluşturur. Atmosferde su buharı sürekli bulunur. Ancak miktarı her yerde ve her zaman farklılık gösterir. Toplam su miktarı 13000 km^3 dolayındadır. Su buharı, atmosferde gözle görülemeyecek durumdadır. Çiğ, kırağı, sis ve bulut biçimine dönüşerek gözle görülebilir bir duruma gelir.

Yeryüzündeki yıllık ortalama yağış 880 mm veya 880 L/m^2 dır. Yer yüzeyinin alanı 509.950.714 km^2 olduğuna göre, yılda yer yüzeyine yağışla düşen su miktarı 448 753 km^3 dolayındadır. Atmosferdeki su miktarı 13000 km^3 olduğundan yılda bu su 36–37 kez yeryüzüne inmekte, başka bir değişle atmosferdeki su buharı kendini 9–10 günde bir yenilemektedir. Atmosferdeki su buharı, atmosferin her yerine eşit olarak dağılım göstermez. Özellikle tropik bölgelerde daha fazla bulunur.

Su yüzeyinden, nemli topraktan ve bitkilerden buharlaşarak atmosfere karışan su üç biçimde bulunur. Bunlar, gaz, sıvı ve buz kristalidir. Bir durumdan diğerine olan geçişler sıcaklığa, diğer bir anlatımla ısı alış-verişine bağlıdır. Bu olayda aşağıdaki ilişkiyi görmek olasıdır;



Havanın su buharı miktarı, atmosferde zaman ve yer olarak çok fazla değişmektedir. Atmosfer bileşiminde, deniz yüzeyinde ortalama % 1,3 oranında bulunan su buharı, çok kurak bölgelerde % 0'a kadar inmekte ve çok nemli günlerde % 4'e kadar çıkmaktadır.

5.1. HAVA NEMİNİN(DOYMUŞ HAVA) TANIMLANMASI

Maksimum Nem

Atmosfer içerisindeki belirli bir hacimdeki hava, belirli sıcaklıkta ancak belirli miktarlarda su buharı taşıyabilmektedir. Havanın en yüksek su buharı ile yüklenmesi, **havanın doymuş durumu** olarak tanımlanır. Doymuş olan hava fazla su buharı alamaz. Alınan maksimum nem miktarları sabittir. Havanın sıcaklığa bağlı olarak taşıyabileceği maksimum su buharı miktarı gr/m^3 olarak Çizelge 9'de verilmiştir. Atmosferde ve günlük yaşamda meydana gelen bir çok olayın açıklaması bu fiziksel kurala bağlıdır.

Çizelge 9. Atmosferde sıcaklığa bağlı olarak taşınabilen maksimum su buharı miktarları

Sıcaklık (C°)	Maksimum Su Buharı Miktarı (gr/m^3)
+ 50	83.0
+ 40	51.1
+20	17.3
+ 10	9.4
0	4.8
-10	2.4
- 20	1.1
- 40	0.2
- 50	0.01

Havadaki nem miktarının, verilen değerleri aşması durumunda yoğunlaşma meydana gelmektedir.

Atmosferdeki hava nemi, mutlak nem, bağıl (oransal) nem, spesifik (özgül) nem ve buhar basıncı olarak farklı biçimlerde tanımlanır.

Mutlak Nem

Mevcut belirli bir havanın 1 m^3'deki nemin gr. olarak miktarıdır. Mutlak nem miktarları, sıcak bölgelerden soğuk bölgelere gidildikçe azalır. Aynı şekilde mutlak nem; sıcak ortamda soğuk ortamdan, yaz aylarında kış aylarından, gündüzleri gecelerden daha yüksektir.

Bağıl (oransal) Nem

Belirli bir sıcaklıkta 1 m^3 havanın içerdiği nemin (mutlak nem), o sıcaklıkta taşıyabileceği en yüksek nem miktarına oranıdır ve % olarak tanımlanır. Bağıl nem sıcaklıkla ilişkidir. Göreceli bir değerdir. Farklı

sıcaklıkların aynı değerdeki bağıl nemi farklı özelliktedir. Aynı nem, farklı sıcaklarda farklı bağıl nem değeri verir.

$$\text{Bağıl Nem} = \frac{\text{Mutlak nem(gr/m3)}}{\text{Aynı sıcaklıkta taşınabilecek max. nem(gr/m3)}} \times 100 = \frac{e}{E} \times 100$$

Bu eşitliğe göre bağıl nem, belirli bir sıcaklıktaki havanın doymuş duruma gelebilmesi için nem açığı olarak da tanımlanabilir. Bir hava kütlesinin içindeki su buharı miktarı değişmeksizin, sıcaklığı artırılacak olursa, bağıl nem miktarı azalır. Sıcaklığı azaltılacak olursa bağıl nem artar.

Atmosfer içinde yükselme sonucu hava soğuduğunda veya havaya soğuk bir hava kütlesi karıştığında bağıl nem miktarı artar. Bağıl nem değerinin % 100'e eriştiği sıcaklığa çiğlenme noktası sıcaklığı adı verilir. Çiğlenme noktası sıcaklığı, mevcut hava sıcaklığının yoğunlaşma oluncaya kadar ne kadar düşmesi gerektiğini anlatır. Çiğlenme noktası sıcaklığı, havadaki su buharı miktarına ve hava sıcaklığına bağlıdır. Çiğlenme noktası sıcaklığı, hava tahminlerinin yapılmasında ve özellikle yağışlarda büyük önem taşır.

Spesifik (özgül) Nem

Spesifik nem; bir kg havanın taşıdığı nemin miktarıdır ve gr. olarak belirtilir. Hava neminin bu şekilde tanımlanarak belirlenmesinin bazı yararlı yönleri vardır. Çünkü yukarı yükselen havanın içerdiği nem miktarı değişmemekle birlikte 1 m^3 havanın içerdiği nem miktarı yükselen havanın hacim değiştirmesi nedeniyle değişmektedir.

Buhar Basıncı

Havadaki su buharı miktarı, uygulamada buhar basıncı olarak da anlatılır. Buhar basıncı, havanın toplam basıncı içerisinde su buharının altındaki yüzeye yaptığı basınçtır. Birimi mm Hg yüksekliği olarak verilir. Su buharı basıncı mutlak neme bağlı olarak değişir. Mutlak nem arttıkça su buhar basıncı artar.

Maksimum buhar basıncı havanın sıcaklık derecesine göre değişir. Bazı sıcaklık derecelerindeki maksimum buhar basıncı şöyledir:

- 35 Cº _____ 0,24 mm Hg
0 Cº _____ 4,58 mm Hg
20 Cº _____ 17,4 mm Hg

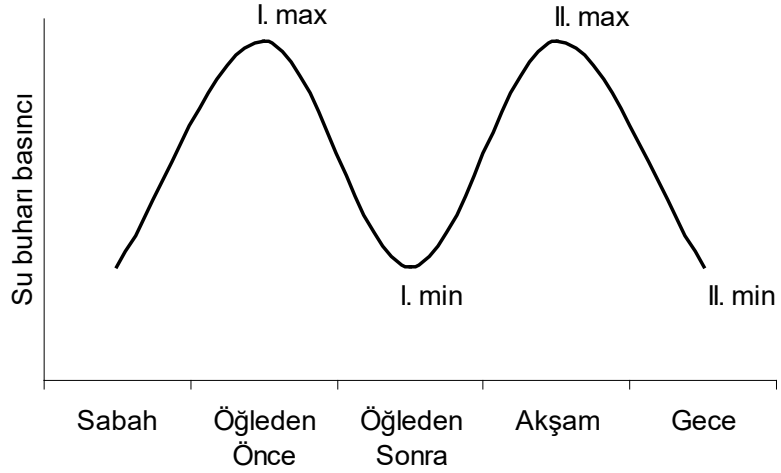
5.2. HAVA NEMİNİN DEĞİŞİMİ

Atmosferde bağıl nem, günün saatlerine ve yılın mevsimlerine göre değişiklik gösterir. Karalarda sabahları sıcaklığın minimum olduğu zaman olan

gün doğuşu sırasında bağıl nem maksimum, sıcaklığın maksimum olduğu zaman olan öğleden sonraları ise minimum değere erişir. Aynı şekilde, kış aylarında bağıl nemde bir maksimum, yaz aylarında ise bir minimum elde edilir. Okyanuslarda günlük ya da yıl içinde bağıl nem değerinde büyük değişiklik görülmez.

Bağıl nem oranları, nemli karasal bölgelerde ve kutuplarda yüksek iken, subtropik bölgelerde düşüktür. Nemli karasal bölgelerde hava sıcaklığının yüksek olması nedeniyle, mutlak ve bağıl nem birlikte fazladır. Kutuplarda ise, sıcaklığın az olmasına karşın, bağıl nem değeri yüksektir. Subtropik bölgelerde mutlak nemin kutuplara oranla, daha yüksek olmasına karşın, atmosfer sıcaklığının fazlalığından dolayı bağıl nem değeri daha azdır.

Su buharı basıncı bağıl nemin aksine havanın soğuk olduğu zamanlarda daha düşük, havanın sıcak olduğu zamanlarda daha yüksektir. Bizim bulunduğumuz 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. Bunun sonucunda, 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 bir maksimuma erişir. Gece buharlaşma sürekli azaldığından, havadaki nem miktarı ve bunun sonucunda, su buharı basıncı sabahleyin ikinci bir en küçük değere erişir. Böylece hava nemi ve buhar basıncı günde iki maksimumlu ve iki minimumlu bir eğri çizmiş olur (Şekil 26).



Şekil 26. Su buharı basıncının günlük değişimi

Aynı benzerliği Temmuz ayında Viyana'da yapılan bir araştırmada ortalama su buhar basıncı olan 11.74 mm Hg değerinden sapma değerlerinde görmekteyiz (Çizelge 10).

Çizelge 10. Viyana'da Temmuz ayında ortalama su buharı basıncındaki değişiklikler.

Minimum		Maksimum	
Zaman	Ortalama sapma (mmHg)	Zaman	Ortalama sapma (mmHg)
5.00	- 0.35	10.00	+ 0.10
15.00	- 0.07	19.00	+ 0.34

Kış aylarında su buharı basıncı yaz aylarından farklıdır. Kışın yalnızca öğleden sonra bir maksimum ve minimumlu bir eğri elde edilir.

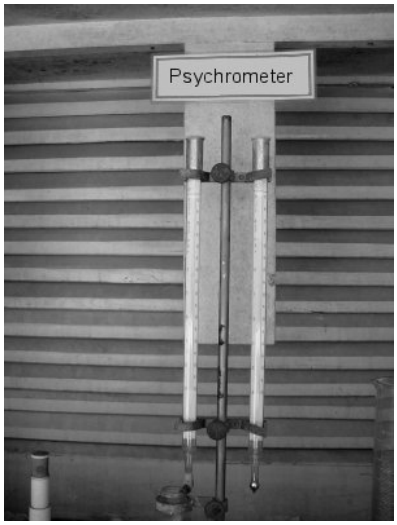
Nem miktarındaki değişmeler, büyük oranda sıcaklığa ve su buharı rezervine bağlı olduğundan, okyanus bölgelerinde bütün yıl boyunca günlük nem miktarının değişiminde sabahleyin bir minimum, öğleden sonra bir maksimum görülür.

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

5.3. HAVA NEMİNİN ÖLÇÜLMESİ

Psikrometre ile nem ölçülmesi

Havadaki mutlak nem miktarı, genellikle Assmann-Aspirasyon psikrometresi ile ölçülür. Bu psikrometre biri kuru, diğerinin haznesi ıslatılmış iki termometre ve bir vantilatörden oluşur (Şekil 27). Termometrelere hazneleri çevresinden vantilatör yardımı ile hava akımı sağlanır. Islak haznede fazla buharlaşma nedeni ile termometrede sıcaklık düşmesi görülür. Çünkü buharlaşma için ısı enerjisi tüketilir. Havanın su buharı açısından doyma açığı ne kadar büyükse, diğer bir değişle bağıl nem değeri ne kadar düşükse ıslak hazneden buharlaşma dolayısıyla soğuma ve buna bağlı olarak da ıslak ve kuru termometreler arasındaki sıcaklık farkları, o oranda büyüktür. Kuru ve ıslak termometrelerde okunan sıcaklık farklarına göre, psikrometre formülü ve bunlardan hazırlanan çizelgeler yardımıyla mutlak nem, buna bağlı olarak da bağıl nem miktarı bulunur.



Şekil 27. Psikometre ile hava neminin ölçülmesi

Higrometre ile nem ölçülmesi

Havanın bağıl nem, psikrometre aracılığıyla çeşitli hesap ve çizelgelere gerek kalmaksızın, doğrudan higrometre adı verilen araçlarla ölçülebilir (Şekil 28). Çeşitli higrometreler varsa da, yaygın olarak saçlı higrometreler kullanılmaktadır. Bu yöntemde, yağdan temizlenmiş insan saçı kullanılmaktadır. Yöntem, insan saçının nemlendiğinde uzaması esasına dayanır. Yalnız, saç zamanla materyal yanılması gösterdiğinden, ara ara psikrometre sonuçlarına göre ayarlanması gerekir. Havanın bağıl nem değerlerini grafik olarak gösteren aletlere higrograf adı verilir (Şekil 28).

Şekil 28. Higrograf

6. BUHARLAŞMA

Buharlaşma; yer ile güneş arasındaki enerji alışverişi sonucu su moleküllerini birbirine bağlayan kohezyon kuvvetinin azalmasıyla ortaya çıkan bir olaydır. Buharlaşma anında su molekülleri arasındaki bağlantı çok zayıflamakta ve moleküller bulunduğu yüzeyden ayrılarak atmosfere geçmektedir. Buharlaşma hava sıcaklığının "havanın çiğlenme noktası" üzerinde olduğu zamanlar; yani nem yönünden doyma açığı bulunduğu zaman olabilecektir.

Buharlaşma için yeryüzündeki belli başlı kaynaklar; okyanuslar, denizler, göller, nehirler, ıslak topraklar ve bitkilerdir.

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

$V = 598 – 0.65\ t$

T = suyun sıcaklık derecesi (C^o)

Alınan bu enerji sonucu, 1 kg. su buhar durumuna geçerken, 2000 m^3 havanın sıcaklığı 1 C^o düşmektedir.

Buharlaşma hızı aşağıdaki faktörlerin etkisi altındadır.

1. Havanın nem içeriği veya doyma açığı : Havanın nem içeriği oranında buharlaşma az veya çok olmaktadır. Nemli havalarda doyma açığı az olduğundan buharlaşma düşüktür. Buna karşın kuru havalarda nem açığı fazla olduğu için buharlaşmada fazladır.

2. 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. O nedenle sıcak ortamlarda buharlaşma miktarı yüksektir.

3. Hava hareketi : Buharlaşan suyun yüzeyden ayrılmaması durumunda, atmosferin alt tabakası ile toprak veya su yüzeyindeki nem oranları yüksek ve birbirine eşit veya yakın olduğundan, buharlaşma azalır veya durur. Buharlaşma olması için konveksiyonla su buharının buharlaşan yüzeyden uzaklaşması gerekir. Bu ise, hava hareketi ile mümkündür. Rüzgâr hızı arttıkça yukarıdaki nedenlerle buharlaşan su miktarı artmaktadır.

4. Hava basıncı : Toprak ve su yüzeyinden oluşan buharlaşma, bu yüzeylerdeki buhar basıncı ile daha yukarıdaki havanın buhar basıncı arasındaki fark ile orantılı olarak değişir. İki ortam arasındaki buhar basıncı farkı ne kadar fazla ise buharlaşma da o oranda fazladır.

5. Yer veya su yüzeyinin sıcaklığı : Yer veya su yüzeyi sıcaklığı arttıkça su moleküllerinin hızları artar, yüzeysel gerilim azalır. Bunun sonucunda, toprak veya su yüzeyindeki havada nem ve buhar basıncı artacağından buharlaşma kolaylaşır.

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

7. 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 etkilerler. Koyu renkli topraklar fazla güneş enerjisi emeceğinden daha fazla buharlaşmaya neden olurken, açık renkli topraklar güneş ışığını daha fazla yansıtır ve az ısınır. Toprak içerisindeki durgun hava miktarı arttıkça ısınma dolayısıyla buharlaşma da azalır. Kaba bünyeli topraklar daha fazla hava içerdiğinden ısı iletimi ve buharlaşma da azalır.

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.

6.1. BUHARLAŞMA ŞEKİLLERİ

Yeryüzeyinden ayrılarak atmosfere karışan su buharı, çeşitli şekillerde buharlaşmaktadır.

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

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. Evapotraspirasyon ikiye ayrılır:

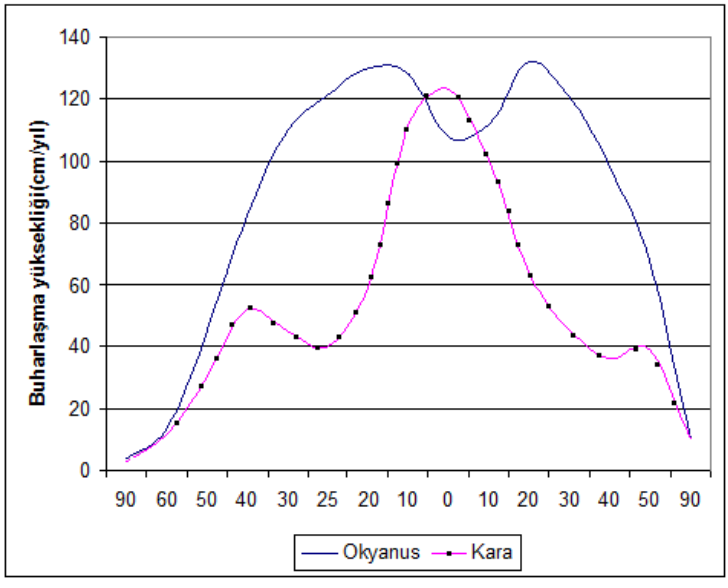
Gerçek evapotranspirasyon: Mevcut su miktarına göre meydana gelen toplam buharlaşmadır.

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

Yeryüzünden buharlaşan gerçek su miktarı, yıllık olarak 930-1240 mm arasındadır. Bazı sıcak ve kurak bölgelerde potansiyel evapotranspirasyon birkaç bin mm'ye kadar çıkabilir. Gerçek evapotranspirasyon en fazla; su varlığı ve sıcaklığa bağlı olarak, 15-20º N enlemiyle 10-20º S enleminde ve deniz yüzeylerinde olmaktadır. Ekvator bölgesindeki deniz yüzeyinden olan buharlaşma bu bölgelerden daha azdır, çünkü bir taraftan ekvator bölgesinde havanın doyma açığı küçük, diğer yönden hava hareketi azdır.

Karalar üzerinde en fazla buharlaşma, ekvator bölgesinde meydana gelmektedir. Çünkü bu bölgede sıcak ve aynı zamanda yüksek buharlaşma rezervlerine sahiptir. Karasal bölgelerde buharlaşma suptropik kurak kuşağa doğru birden bire azalmakta ve orta enlemde ikinci bir maksimum değere erişmektedir. Fakat bu ikinci maksimum buharlaşma değerleri, ekvatora göre yine de çok küçüktür. Bu ikinci maksimumların nedeni, bu kuşaktaki batı rüzgârlarıdır (Şekil 29).

Kutuplara doğru sıcaklık azalmasına paralel olarak buharlaşmanın değeri de küçülmektedir. Karalardaki buharlaşma ile denizlerden olan gerçek buharlaşma karşılaştırıldığı zaman, kutuplarda denizlerden ve karalardan olan buharlaşma birbirine eşit ve ekvator bölgesindeki küçük bir alan dışında, yeryüzünün bütün enlemlerinde denizlerden olan gerçek buharlaşma karalardan daha büyüktür.



Şekil 29. Okyanus ve karalarda yıllık buharlaşma yükseklikleri.

6.2. BUHARLAŞMANIN ÖLÇÜMÜ VE HESABI

Bir bölgeden olan buharlaşmanın saptanması konusu, günümüze kadar yaklaşım düzeyinde kalmıştır. Çünkü buharlaşma çok karmaşık bir olay olup ölçümü güçtür.

6.2.1. Ölçme Yöntemleri

Buharlaşmanın ölçülmesine yönelik çeşitli yöntemler geliştirilmiştir. Bunlar sırasıyla;

1. *Buharlaşma terazileri:*

Bunlardan en uygunu Wild-buharlaşma terazisidir. Burada temel ilke buharlaşan suyun tartı ile bulunmasıdır. Su kaptan buharlaştıkça, ibre kaç mm su buharlaştığını gösterir. Ölçülen değer potansiyel buharlaşmayı gösterir. Suyun bulunduğu kap ve kap yüzeyindeki aerodinamik koşullar nedeniyle, ölçme işlemleri doğal koşullarda tam uygulanamamaktadır.

2. *Buharlaşma kapları:*

Bunlar su yüzeylerine ve arazi yüzeyine yerleştirilen kaplardır.

a) Deniz ve Göllere Yerleştirilen Buharlaşma Kapları: Belirli büyüklükte içi su dolu kaplar su içinde yüzmeye terk edilir. Bu şekilde kenarlardan akan kuru havanın etkisi ortadan kaldırılmış olup, kabın içinde bulunduğu hava kütlesinin nem içeriği yan etkilerden korunmuş olur. Bu yöntemde de kıyıya yakın yerlerde buharlaşmanın, kıyıdan uzak yerlerden daha yüksek olduğu saptanmıştır. Bu şekilde ölçülen potansiyel buharlaşma, tarım yönünden bir anlam taşımamaktadır. Karalara yerleştirilen su kapları ise çevreden fazla etkilenmeyecek yerlere yerleştirilerek evapotranspirasyon bulunmuş olur (Şekil 30).

Şekil 30. Class A buharlaşma kabı

b) Livingstone ve Ramsaver sistemi (Evaporometre): Bu yöntem buharlaşma kaplarına oranla, doğal koşullara daha uygun düşmektedir. Buharlaşma yüzeyini gözenekli bir kil küre oluşturur. Küreden buharlaşma oldukça, cam kaptan su ince bir boru yardımı ile kil küreye doğru emilir. Kaptaki bölmelerden buharlaşan su miktarı, potansiyel buharlaşmayı gösterir.

c) Lizimetreler: Özellikle tarıma yönelik evaporasyon ve evapotranspirasyon ölçmelerinde lizimetreler geniş ölçüde kullanılırlar. Bunlar değişik yüzey alanına sahip, içi toprakla doldurulmuş tanklardır (Şekil 31, 32). Amaca göre lizimetre içinde bitkide yetiştirilmektedir. Evapotranspirasyon ölçmelerinde lizimetreye belirli miktarda su verilir. Buharlaşan su, ya lizimetre tartılarak ya da lizimetreden drene olan su ölçülerek saptanır. Lizimetrelerle elde edilen buharlaşma değerleri uygulamaya daha uygundur.

Şekil 31. Toprak üstü lizimetre

Şekil 32. Toprak altı lizimetre

6.2.2. Buharlaşmanın Hesaplanması

Buharlaşmaya etkili faktörlerin bazıları alınarak, bir temel buharlaşma eşitliği kullanılmakta olup pek doğru sonuçlar vermemektedir. Çünkü burada en büyük güçlük, aşağıdaki buharlaşma hızını veren formüldeki C faktörünün belirlenmesinden kaynaklanır.

$$V = C\ (l + t)\ (E - e)$$

C = Faktör

t = Sıcaklık (C^o)

E-e = Doyma açığı

V = Buharlaşma hızı (mm)

Su bilânçosu Eşitliği ile Buharlaşmanın Hesaplanması

Küçük Havzalarda;

Et = Y – A + R eşitliği kullanılarak buharlaşma hesaplanabilir.

Et = Gerçek evapotranspirasyon (mm)

Y = Yağış (mm)

A = Havza dışına çıkan yüzey akış (mm)

R = Depolardaki değişiklik, (mm)

Ampirik eşitliklerle buharlaşma hesaplanması:

Çeşitli meteorolojik faktörler göz önünde tutularak geliştirilmiş eşitlikler yardımıyla buharlaşma miktarları hesaplanabilir.

7. YOĞUNLAŞMA

Belirli sıcaklıktaki hava, ancak belirli bir miktarda su buharı taşıyabilir. Hava sıcaklığı, çiğlenme noktası sıcaklığının altına düştüğünde diğer bir anlatımla, bağıl nem oranı % 100'den fazla olduğu durumlarda, su buharı sıvı duruma geçer. Bu olaya su buharının yoğunlaşması adı verilir.

Atmosfer içindeki yoğunlaşma birçok meteorolojik olayların meydana gelmesine neden olur. Bu olaylar yerden itibaren meydana geldikleri yüksekliğe göre tanımlanırlar. Toprak yüzeyinde veya yüzeyden fazla yüksek olmayan cisimler üzerinde ortaya çıkan yoğunlaşmaya çiğ, kırağı, biraz daha yükseklerdeki yoğunlaşmaya sis, daha yükseklerdekine ise bulut adı verilir.

7.1. HAVADA SOĞUMA VE YOĞUNLAŞMA ŞEKİLLERİ

Atmosferde havanın soğuması, çiğlenme noktasının aşılması dolayısıyla yoğunlaşmanın oluşması çeşitli şekillerde olmaktadır.

7.1.1. Nemli Havanın Soğuk Yüzeylere Çarpması

Açık ve berrak gecelerde radyasyonla toprak yüzeyi ısısı aşırı derece düşmektedir. Bu yüzeylere çarpan nemli havadaki su buharı da soğumakta ve yoğunlaşma olmaktadır. Böylece çiğ meydana gelmektedir. Eğer soğuma çok fazla olursa su buharı toprak yüzeyinde donmaktadır ve kırağı meydana gelmektedir.

7.1.2. Atmosfer Havasının Soğuması

Çeşitli nedenlerle soğuyan yeryüzü, üzerindeki atmosfer alt tabakası havasının da soğumasına neden olur. Özellikle geceleri sıcaklığın en düşük düzeye eriştiği zamanlarda nem miktarı çiğlenme noktasını aşarsa, yoğunlaşma meydana gelmektedir. Bu biçimdeki yoğunlaşmalar sonucunda sis oluşur. Bununla birlikte sislerin oluşları farklı olabilmektedir. Sisleri oluşlarına göre;

a. Deniz sisi: Bu çeşit sisler ya sıcak deniz yüzeylerine soğuk havanın gelmesiyle ya da soğuk deniz yüzeylerine sıcak havanın yayılmasıyla oluşur.

b.Toprak sisi: Bu sis şekli toprağın ve bunu izleyen nemli havanın soğumasıyla oluşurlar. Bu sisler sonbahar ve kışın oluşan tipik sislerdir.

c. Karışım sisi: Sıcak ve soğuk havanın karışmasıyla oluşurlar. Bu biçimdeki sisler gündüzleri görülür.

7.1.3. Çeşitli Sıcaklıktaki Hava Kütlesinin Birbirine Karışması

Sıcak hava kütlesinin daha soğuk bir bölgeye karışmasına ya da tersine, sıcak ve soğuk havanın bulunabileceği deniz kıyısı bölgelerde rastlanır. Bunun sonucunda da sis oluşur. Aynı olay zaman zaman karalarda da meydana gelir. Hareket eden farklı sıcaklıktaki hava kütleleri sisleri meydana getirir.

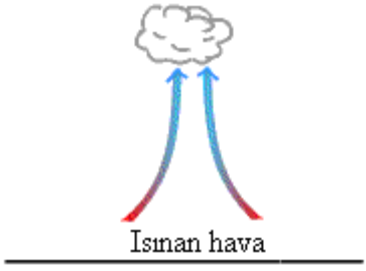
7.1.4. Havanın Yukarıya Doğru Hareketi

Toprak yüzeyindeki hava atmosfer içerisinde yükselirken hacimce genişlediğinden soğumaktadır. Şayet soğuma çiğlenme noktasına kadar inecek olursa yoğunlaşma oluşacaktır. Bu yoğunlaşma ile bulutlar meydana gelmektedir. Bulutu sisten ayıran en önemli farklılık, bulutun yerle temasının kesilmiş olmasıdır.

Havanın yukarı doğru hareketi buna bağlı olarak da bulutların oluşumu çeşitli faktörlere bağlıdır.

a) Termik Konveksiyon

Toprak yüzeyinde ısınmış nemli hava konveksiyonla atmosfer içerisinde yükselmektedir (Şekil 33). Şayet atmosfer içerisinde her 100 m yüksekliğe karşılık sıcaklık farkı 1 C^{o} üzerinde ise aşağıdaki ısınmış hava hızlı bir biçimde yükselir. Bu şekildeki koşullar düz alanlarda ve kentler üzerinde mevcuttur ve genellikle kümülüs tipi bulutların oluşmasına neden olur. Bu bulutlar belli yüksekliklerde yatay olarak hareket etmektedir. Eğer bu bulutlar aşağı tabakaları çevreye göre oldukça soğuk bir bölgeye geldiklerinde alçalıp düşeceklerinden hava ısınacak ve bulutlar çözülecektir.

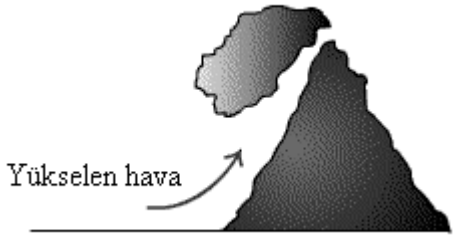


Şekil 33. Termik konveksiyonla bulut oluşumu

b) Yer Yüzeyinin engebelik (Orografik) durumu

Nemli hava, rüzgârında etkisiyle genellikle yeryüzeyine paralel akar (Şekil 34). Havanın hareket yönündeki yükseltiler; gelen bu havanın yükselmesine, aksi tarafta ise alçalmasına neden olur. Eğer bazı meteorolojik

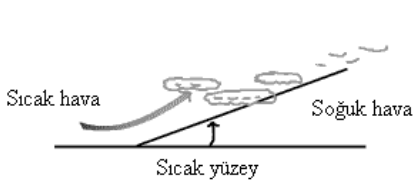
koşullar mevcutsa, dağların nemli havanın geldiği tarafında bulutlar oluşur. Arka tarafta ise, oluşan bulutlar çözülür ve kaybolur.

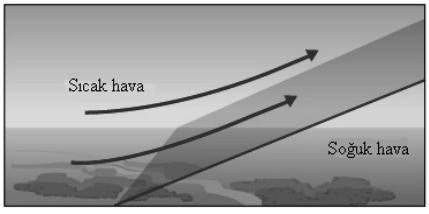


Şekil 34. Havanın yeryüzünün engebelik durumunda hareketi

c) Sıcak hava kütlesinin soğuk hava kütlesiyle karşılaşması

Belli hızla gelen sıcak hava kütlesi, soğuk bir hava kütlesiyle karşılaştığında soğuk hava tabakası üzerinde kayma ile yükselecektir (Şekil 35). İlk önce yukarı hava tabakalarındaki yükselme ile "Sirus bulutları" oluşmaktadır. Daha sonra alt tabakaların da yükselmesi ile "Altostratus" bulutları meydana gelmekte ve bunları yağmur izlemektedir. Yağmurlar genellikle sıcak hava soğuk hava kütlesine yayılmadan önce görülmektedir. Sıcak hava soğuk hava yöresinde yayılmasını tamamladığında bu bölge ısınacak ve bulutların çözülmesine neden olacaktır.

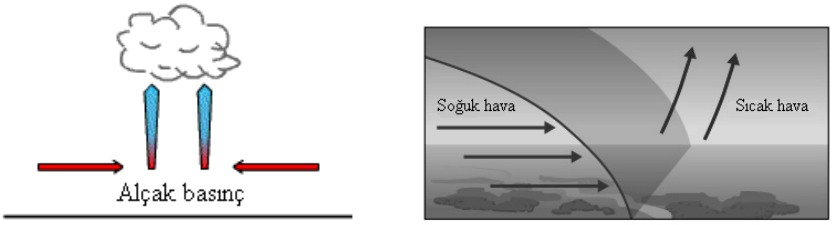




Şekil 35. Sıcak hava kütlesi ile soğuk hava kütlesinin karşılaşması

d) Soğuk hava kütlesinin ani akımı

Soğuk hava kütlesinin ani basıncı ile sıcak havanın hızlı bir şekilde yükselmesi meydana gelebilmektedir. Soğuk hava, sıcak hava bölgesine geldiğinde bir dirsek oluşmakta ve sıcak havayı alttan yukarı doğru itmektedir (Şekil 36). Böylece sıcak havanın kısa zamanda da belli yüksekliklere erişmesi sağlanmakta ve kümülüs bulutları oluşmaktadır. Burada yağışlar genellikle gök gürültülü olmaktadır.



Şekil 36. Soğuk hava kütlesinin ani akımı

Soğuk havanın, sıcak hava bölgesine yayılması ile yağmur yağışı sona ermekte ve bulutlar çözülmektedir. Bu anda aşağı katmanlarda toprak yüzeyi yakınlarında hızlı bir ısınma meydana getirmektedir. Buna bağlı olarak termik konveksiyon ve tekrar kümülüs bulutları meydana getirmektedir ki bu bulutlar yer yer yağış getirir. Bazen sıcak havanın aniden soğuk havayla karşılaşmasıyla dolu da meydana gelebilmektedir.

7.2. BULUTLAR VE BULUTLULUK

7.2.1. Bulutlar

Bilindiği gibi bulut su buharının, atmosferin yüksek katmanlarında yoğunlaşması ile ortaya çıkar. Bulutları sislerden ayıran en önemli özellik bulutlu tabaka ile yer arasında bir boşluğun oluşudur.

Meydana gelen bulutun şekli, söz konusu havanın nem ve sıcaklığına bağlıdır. Yoğunlaşmanın oluştuğu yükseklik diğer bir anlatımla bulutun alt sınırı; hava sıcaklığı ve çiğlenme sıcaklığı ile belirlenir. Eğer hava sıcaklığı 20 C^{o}, havadaki neme göre çiğlenme sıcaklığı 10 C^{o} ise; havanın yoğunlaşma olmadan yaklaşık 1000 m yükselmesi gerekir. Çünkü kuru adiyabatik düzey sıcaklık değişimi 100 m'de 1 C^{o} dolayındadır.

Bulutların şekli, havanın tabakalaşma şekline (yoğunlaşma düzeyi üstünde düşey sıcaklık eğimine) ve hava kütlesini yükseltmeye zorlayan nedenlere göre değişik olmaktadır. Hava tabakalaşmasına bağlı olarak çok çeşitli bulut şekilleri ortaya çıkar. Yoğunlaşma alt sınır üstünde nemli, durgun bir tabakalaşma varsa ve orada herhangi bir yüksek inverziyon bulunursa, oluşan bulutun üst sınırı çok kesin olup bulut çok incedir. Çünkü inverziyon tabakası yoğunlaşmayı ve bulut oluşumunu önler.

Hava tabakası nemli, hareketli ve oradaki sıcaklık düşüşü nemli adiyabatik sıcaklık düşüşünden büyükse, yukarı hareket eden hava kütlesi çevresindeki havadan sıcak olur ve sürekli yukarıya doğru hareket eder. Bu nedenle, böyle bir tabakalaşmada bulut yüksektir.

Bulutlar, günlük oluş şekillerine göre de çeşitlere ayrılır.

1. Isı vermeyle oluşan statik bulut tipi:

Bu bulut tipinde hava hareketi yoktur. Atmosferin ısı kaybetmesi, yani soğumasıyla meydana gelen bulutlardır. Bu bulut türü, ısı kaybının en fazla olduğu zamanlarda geceleri ve genellikle rüzgârsız ortamda oluşurlar.

2. Isı almayla oluşan dinamik bulut tipi:

Tropik ve karasal bölgelerde aşırı şekilde ısınan toprak yüzeyine yakın havanın yükselmesiyle meydana gelir. Bu tür bulutlar öğleden sonraları oluşurlar. Karasal bölgelerin yüksek kısımlarının tipik bulutlarıdır.

7.2.2. Bulutların Sınıflandırılması

Belirli bulut tipleri belirli olaylar sonucunda meydana geldiklerinden, bulutlar atmosferin durumu ve atmosferdeki olaylar hakkında ipucu verebilirler. Bu şekilde bulutları gözetleyerek hava olayları hakkındaki bir hükme varılabilir. Bunun için bulutların sınıflandırılmasından ve bulut tiplerinden bahsetmek yararlı olacaktır.

Bulutlar ilk kez 1804 yılında İngiliz L.Howard tarafından sınıflandırılmıştır. Bu sınıflamada temel faktör, bulutların yatay veya dikey yöndeki yayılmaları göz önüne alınmıştır. Howard bulutları üç gruba ayırmıştır.

a) Sirus (Lifli bulutlar)

Lifli görünümlü yüksek bulutlar olup, kar ve buz kristallerinden oluşmuşlardır (Şekil 37).

Şekil 37. Sirus bulutları

b) Kümülüs (Dikey tomurcuk küme bulutları)

Alt tarafları düz, dikey yönde kalınlıkları çok büyük olan yığın veya tomurcuk şeklindeki bulutlardır (Şekil 38). Bunlar dikey hava hareketlerinin çok kuvvetli olduğu koşullarda ortaya çıkarlar.

Şekil 38. Kümülüs bulutları

c) Stratus (Tabakalı Bulutlar)

Yatay yönde büyük boyutlu dikey yönde kalınlığı pek büyük olmayan tabakalı bulutlardır (Şekil 39). Bu bulutlar havanın yatay hareketinin daha kuvvetli olduğu koşullarda ortaya çıkarlar ve gri renklidirler.

Şekil 39. Stratus bulutları

Bulutlar genellikle hem yatay hem de dikey yönde hava hareketinin ortak etkileri sonucu olarak ortaya çıktıklarından, bir bulutun bu 3 gruptan

hangisine ait olduğuna karar vermek güçtür. Genellikle ara grupta görülen bulutlar, yukarıdaki bulut grubuna ilişkin adların birleştirilmesi ile tanımlanırlar. Örneğin "Sirrokümülüs" "Sirrostratus" gibi.

Uluslar arası bir komisyon 1956 yılında bulutları yeni bir şekilde sınıflamıştır. Bu sınıflamada ilk faktör, bulutların yüksekliği kabul edilmiş ve tüm bulutlar 4 bulut grubunda toplanmıştır. Bunlarda toplam olarak 10 alt gruba ayrılarak bulut türleri belirlenmiştir. Bulut türlerinin belirlenmesi morfolojik (biçimlilik) esaslara göre yapılmıştırlar. Buna göre bulutlar:

1. Yüksek bulutlar: Bu bulutların yüksekliği tropik bölgede 6-18 km, ılıman bölgede 5-13 km, kutuplarda ise 3-8 km dir.

Siruslar; Yüksekliği fazla tüy görünüşlü lifli tek bulutlar olup, buz kristallerinden oluşur. Yakında havanın kötüleşeceğini gösterirler. Gölgeleri yoktur.

Sirrokümülüsler; Lifli görünümlerini kaybetmiş tabakalaşan bulut kümeleridir. Buz kristallerinden oluşurlar. Bunlarda kötü hava habercisidirler.

Sirrostratus; Sirrusların tüyümsü yapısı bozularak homojen bir tabakalaşma oluşmuştur. Buz kristallerinden oluşmuştur. Gökyüzünü bazen toptan kaplarlar ve gökyüzü süt beyazı renginde görülür.

2. Orta Yüksek Bulutlar: Yükseklikleri tropik bölgede 2-8 km, ılıman bölgede 2-7 km, kutup bölgelerinde ise 2-4 km'dir.

Altokümülüsler; Su damlacıklarından oluşmuş belirli bir yapı kazanmış geniş kümeli bulutlardır. Kümeler arasında mavi gökyüzü görülür.

Altostratuslar; Gri-mavi kümelerinden veya katmanlarından oluşmuş yapısız bulutlardır. Gökyüzünü toptan kaplarlar. Arkalarında güneşin keskin sınırları gözükmez orta enlem derecelerindeki bölgeler için tipiktirler.

3. Alçak bulutlar: Yükseklikleri bütün bölgeler için 0-2 km'dir.

Stratus; Homojen ve gri tabakalı bulutlardır. Alt sınırları belirgin olup çisenti şeklinde yağışlara neden olurlar.

Stratokümülüs; Alçak düzeyli, kümeli bir tabaka gösteren bulutlardır. Gri veya koyu benekli beyaz renkte olabilirler. Havanın yatay ve dikey hareketinin birlikte etkisi sonunda oluşurlar. Kalınlıkları bazen birkaç yüz metreyi bulur.

Nimbostratus; Tek düze alçak yağış bulutlarıdır. Koyu gri renklidirler. Bunlardan oluşan yağışlar uzun sürelidir.

4. Çok dikey yapılı bulutlar: Yükseklikleri 0.5 km'den başlar.

Kümülonimbus; Çok belirgin şekilde kubbeleşmiş olup üst tarafları bir örs gibi genişlenmiştir. Böyle bulutlu havalarda gök gürültüsü fazla olur.

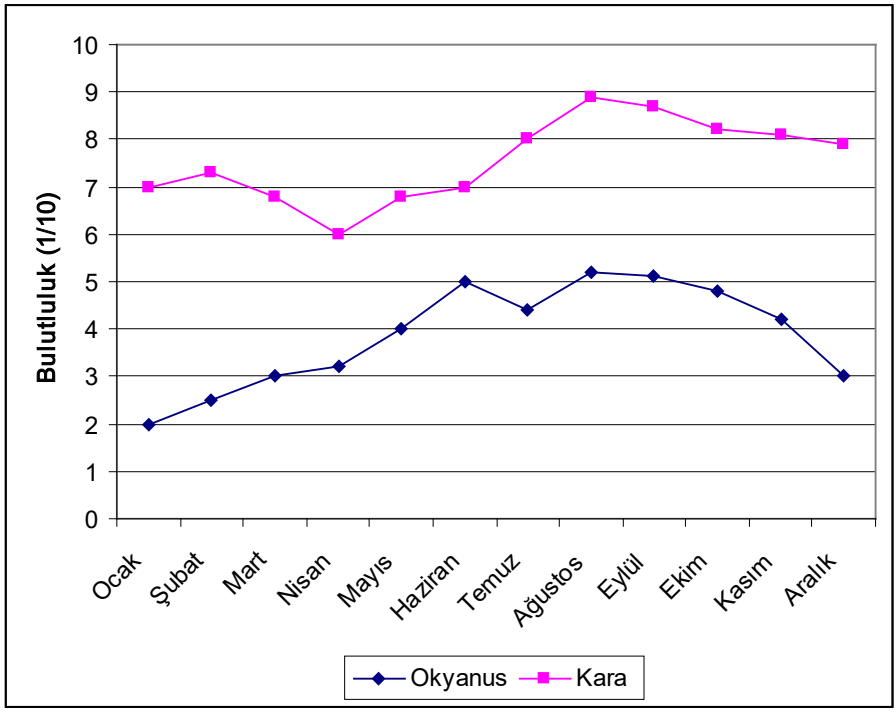
7.2.3. Bulutluluk ve Bulutluluk Dağılımı

Bulutluluk; Atmosfer içerisinde bulutların dağılış biçimi olarak tanımlanır. Klimatolojik rasatlarda bulutluluk derecesi, gökyüzünün 10 eşit parçaya bölünmesiyle elde edilir.

Bulutluluk dereceleri aşağıdaki biçimdedir. Bulutluluk 1/10 – 2/10 ise açık 2/10 – 8/10 ise bulutlu, 8/10 – 10/10 ise kapalı olarak tanımlanır.

Sinoptik rasatlarda bulutluluk dereceleri gökyüzünün 10 yerine 8 eşit parçaya bölünmesiyle elde edilir ve 1/8, 4/8, 6/8, 8/8 olarak tanımlanır.

Bulutluluk coğrafyası enleme, kara ve deniz dağılımına göre değişir. Sıcaklığın değişimine göre, genel olarak geceleri bir minimum gündüzleri bir maksimum bulutluluk görülür. Yıllık olarak düşünülecek olursa, yukarı enlemlerde daha fazla bulutluluk görülürken yaz aylarında maksimum noktaya erişir (Şekil 40).



Şekil 40. Yüksek enlem derecelerinde yıllık bulutluluk derecesi.

Orta enlem derecelerinde okyanus bölgesi kışın, karasal bölgeler ise yazın maksimum bulutluluk gösterir (Şekil 41).

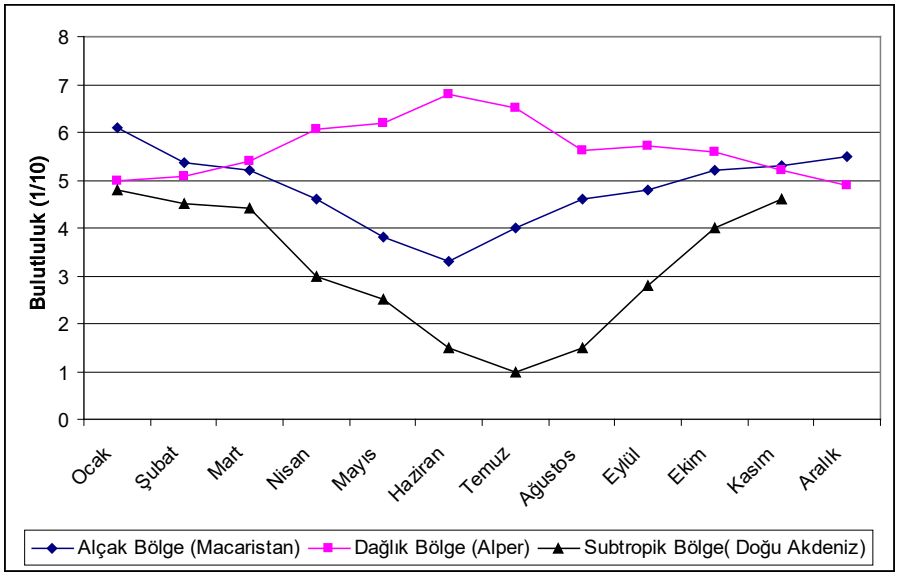
Subtropik bölgeler genel olarak, yalnızca yaz minimumuna sahiptirler. Yalnız tropik bölgelerde, sürekli nemli tropik bölge ile monsun bölgesi arasında

fark vardır. Sürekli nemli tropik bölgede bulutluluk yılın her bölümünde yüksektir. Monsun (Bengaldeş) bölgesinde ise yaz maksimumu ile diğer mevsimdeki bulutluluk arasındaki fark büyüktür (Şekil 42).

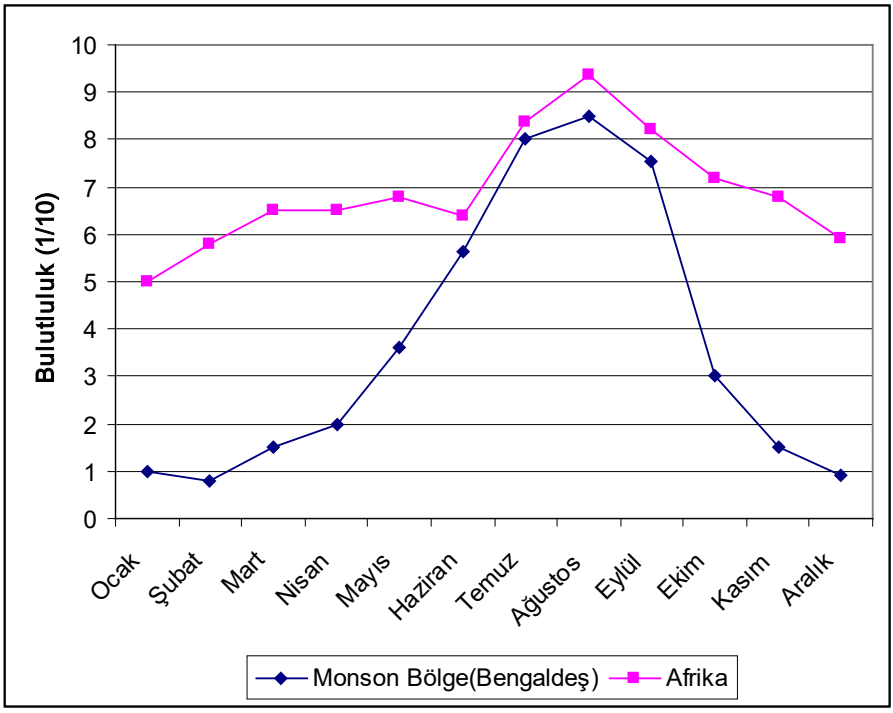
Çizelge 11'da yeryüzünün enlemlere göre ortalama bulutluluğu görülmektedir.

Çizelge 11. Çeşitli enlemlerin ortalama yıllık bulutluluk dereceleri

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



Şekil 41. Orta enlem derecelerinde yıllık bulutluluk derecesi



Şekil 42. Tropik bölgelerde yıllık bulutluluk derecesi.

Buna göre yeryüzünün ortalama bulutluluğu % 50-60 arasındadır ve orta enlemlerin bulutluluğu ekvator ve büyük enlemlere göre daha azdır.

8. YAĞIŞLAR

Atmosferdeki su buharı havada tutunamayacak büyüklüğe eriştiği anda yağış başlayacaktır. Yağışlar çeşitli formlardadır. Sıvı biçimde düşen belli başlı yağışlar yağmur ve çiğ, katı olarak düşen yağışlar ise kar, dolu ve kırağı'dır.

Sıvı biçimindeki yağışlarda; bulutlar içerisinde bulunan su buharı parçacıkları öyle büyümekte ve ağırlaşmakta ki artık havada tutunamamaktadır. İlk su buharı parçacıkları çok küçüktür ve havanın kaldırma gücünü aşamazlar. Çünkü bulutlardaki ilk su buharı parçacıklarının dikey yükselme hızı her zaman düşme hızından daha fazladır. Bulut tanelerinin gelişmesi oldukça yavaştır. Büyük su zerreciklerinin oluşması için gelişme zamanına gereksinme vardır. Ancak, doğada bu çok yavaş olmamaktadır. Gözlemler, bulut içerisinde ilk zerreler oluştuktan kısa bir süre sonra yağışın başladığını göstermektedir. Bulut zerreciğinin yukarıda açıklanan şekilde büyüyerek yağmur tanesi biçimine gelmesi, yağmur oluşu için gerekli bir açıklama olamamaktadır. Burada daha başka karmaşık fiziksel olayların hüküm sürdüğü sanılmaktadır. Yağmur damlacıklarının oluşumu konusunda geçerlilik taşıyan iki kuram vardır.

a) Bergeron - Findeisen Kuramı

Bu kuram; aynı miktarda buz içeren havanın, su buharı içeren havaya göre bağıl nemliliğinin daha yüksek olduğu temeline dayanır. Bu kurama göre, buz tanecikleri daha kısa zamanda bir araya kümeleşerek kütlelerini büyütürler. Fortak adında bir araştırıcı buz taneciklerinin kütlelerini 20 dakikada 10000 katına kadar büyütebildiklerini öne sürmektedir. Ayrıca, orta Avrupa'da yapılan araştırmalarda, yağmur bulutlarının çoğunun üst taraflarının buz kristallerinden oluştuğu saptanmıştır. İşte bu şekilde çabuk büyüyen buz taneleri, yeryüzüne doğru harekete geçerler ve alt katlardaki sıcak tabakalarda eriyerek sıvı biçimde yağmur olarak yeryüzüne düşer. Bu yaklaşım, olayın oluşumuna uygun düşmesine karşın, tüm yağmur olayları için gerekli bir açıklama sayılamaz. Çünkü buz kristalleri oluşması için bulut sıcaklığının 0 C^o nin altında olması gerekir. Oysa sıcaklığı 0º'nin üstünde olan yağmur bulutlarından oluşan yağmurlar için bu kuram bir açıklama getirmemektedir.

b) Çarpışma Kuramı (Kollision Kuramı)

Bu kuram; bulut içerisinde su zerresinin çabuk büyümesini, bulut içerisindeki türbülent hareket ve bu hareket nedeni ile zerrelerin çarpışmasına bağlanmaktadır. Çarpışan taneler (koagile olarak) birleşerek büyürler. Bu şekilde bir tanecik çapını 50 dakika içinde 200 mikrona çıkarabilmektedir.

Bu iki kurama göre oluşan su damlacığı veya buz kristali büyüklüğüne bağlı olarak hızla aşağıya doğru düşmeye başlar. Yoğunlaşma yüksekliğinin altındaki bölgelerde, kısmen veya tamamen tekrar buharlaşırlar. Çünkü yoğunlaşma düzeyinin altında, bir taraftan hava sıcaklığı daha fazla, diğer taraftan bağıl nem oranı düşüktür (yani havanın doyma açığı vardır). Bu nedenle, damlaların büyüklükleri yoğunlaşma düzeyinin üstünde maksimum ve yoğunlaşma düzeyinin altında ise minimumdur. Fortak'a göre oluşan bir yağmur tanesinin çapı, yoğunlaşma bölgesinde 100 mikronun üzerinde ise, ancak yeryüzüne erişebilir. Daha küçük taneler ise yoğunlaşma düzeyinin altında tamamen buharlaşırlar.

Büyük taneli yağmurun oluşmasında ise, şu fikir egemendir: Eğer küçük bir buz kristali yukarıdan bulut içine gelirse, buz çevresinde hızlı bir yoğunlaşma olacaktır. Yoğunlaşan su buharı, buz kristali tarafından emildiğinden büyük yağmur taneleri olarak yeryüzüne inecektir.

Yağışların diğer bir biçimi de katı yağışlardır. Katı yağışlar, oluşum yönünden bir birinden ayrılırlar. Bunlardan en sık ve yaygın olanı kardır. Kar, sıcaklığı donma noktasının altında bulunan soğuk bulutlar içinde oluşurlar. Bunların kar sayılabilmesi için, yeryüzüne katı olarak erişmeleri gerekmektedir. Bu nedenle, yoğunlaşma düzeyi altında da düşük sıcaklığın hüküm sürmesi gerekir. Bulutların nem içeriği ve sıcaklığına göre farklı kar kristalleri oluşmakta ve bunların birleşmesi ise çeşitli büyüklükte kar lapaları meydana gelmektedir. Sıcaklık azaldıkça lapalar da küçülür.

Dolu, buz kristallerinin çok soğuk su damlacıkları ile koagile olması sonucu ortaya çıkar. Fakat iri dolu tanelerinin oluşabilmesi için çok kuvvetli konveksiyon hareketi olması gerekmektedir. Bundan dolayı dolu, kuvvetli dikey hava hareketi ile ilişkilidir ve ülkemizin bulunduğu enlem derecesinde yaz aylarına özgün bir olaydır. Dolu tanelerinin hızları saatte 1100 km ye erişebilirler.

Yukarıda açıklanan katı ve sıvı formdaki yağışlar, toprak yüzeyindeki yağışlardan farklıdır. Birinciler doğrudan doğruya atmosferde oluşurlar, diğerleri ise doğrudan doğruya toprak yüzeyinde oluşur ve toprak yüzeyine çökebilirler.

Çiğler, toprak yüzeyinin ısı kaybetmesi ile toprak yüzeyine yakın havanın çiğlenme noktasına eriştiği zaman oluşurlar. Burada ön koşul, toprak yüzeyine yakın hava neminin yüksek olmasıdır. Ancak, bu durumda geceleri soğuma ile yoğunlaşma noktasına erişilebilir.

Kırağı da aynı şekilde ortaya çıkar. Fakat burada sıcaklık donma noktasının altındadır. Toprak yüzeyinde yeterli katı su buharı çekirdeği bulunduğundan, bu durumlarda havadaki su buharı toprak yüzeyinde ya da bitkiler üzerinde katı olarak birikir.

8.1. OLUŞUMLARI YÖNÜNDEN YAĞIŞ TİPLERİ

a) Konveksiyon Yağışlar

Bunlar hava hareketinin dikey yönde çok kuvvetli olduğu diğer bir anlatımla yeryüzünde fazla ısınmanın olduğu koşullarda oluşurlar. Dikey hava hareketinin kuvvetli olması sıcaklıkla ilgili olduğundan, bu tipteki yağışlar sıcak bölge veya sıcak mevsim yağışlarıdır. Bunlar yalnızca kümülüs veya kümülonimbuslardan oluşurlar. Konvektif yağışlar, zaman ve alan yönünden sınırlıdırlar. Fakat çok şiddetli intensif ve kısa süreli yağışlardır. Etrafı dağlarla çevrili bölgelerde yaz aylarında sık görülür. Ülkemizde İç Anadolu Bölgesinde yazın görülen sağanak yağışlar tipik konveksiyon yağışlarıdır.

b) Siklonik Yağışlar

Bunlar cephe sistemlerinin oluşturduğu yağışlardır. Sıcak cephenin soğuk hava üzerinde kayarak yükselmesi sonucu veya soğuk cephenin sıcak hava içerisine alttan girmesi sonucu ortaya çıkarlar. Birinci tür yağışlar uzun süren ve geniş alanı kaplayan yağışlardır. İkinci tür yağışlar ise sıcak havanın yukarı itilmesi sonucu oluştuğundan konveksiyon yağış görünümüne bürünürler. Türkiye'de oluşan yağışların çoğu bu türdendir.

c) Orografik Yağışlar

Rüzgâr yönünü kesen bir dağ dizisi gibi engeller nedeni ile nemli bir havanın yükselmesi sonucu oluşan yağışlardır. Yeterli hava nemliliğinden dolayı düşen yağış miktarı fazladır. Ülkemizde Karadeniz ve Akdeniz Bölgesi'nde denize bakan yamaçta bu tür yağışlar görülmektedir.

d) Suni Yağışlar

Suni yağışlar; bulutlarda yeryüzüne düşebilecek irilikte damlalar oluşacak ortamın bulunmaması durumunda, atmosfere müdahale edilerek suni yağışlar yağdırılabilir. Suni yağışlar iki yöntemle elde edilir.

1. Gümüş İyodürle : Uçaklarla bulutlara gümüş iyodür kristaller serpilerek ya da yeryüzünde yakılarak meydana getirilen gümüş iyodür buharları bulutlara kadar yükselirse; -5 ºC altındaki sıcaklıklarda su bu kristallerin üzerinde donarak buz kristalleri oluşturulur.

2. Katı CO_2 ile : Bulutlara katı CO_2 serpilerek sıcaklık düşürülürse, bulutlardaki su buharı kendiliğinden buz kristallerine dönüştürülür.

8.2. YAĞIŞIN BELİRLENMESİ

Yağışın belirlenmesinde çeşitli tanımlar kullanılmaktadır.

a) Yağış şiddeti

Belirli bir zaman içerisinde (örneğin bir saat, bir dakika ve bir gün) düşen yağış miktarına yağış şiddeti adı verilir. Yağış şiddeti aldığı değere göre adlandırılır.

Şiddeti en az olan yağışlar çisenti yağışlarıdır. Çisenti tipi yağışlar, yeryüzünde kararlı ve sisli bir hava bulunduğu zamanlarda rüzgârın yardımıyla kalkan sis belli bir süre sonra bulut oluşumuna neden olur. Bu bulut içerisinde havada tutunamayan ve çapları 0.5 mm'den az olan su damlacıkları aşağıya doğru inerler ve çisenti yağışı oluştururlar. Çisenti yağışlarında bulutların alt tarafı hiçbir zaman 500 m'den yüksek değildir. Bazı durumlarda çisenti bulutu olmayan bulutlar da çisenti yağışı hissi veren yağışlara neden olurlar. Yağmur tanecikleri yukarıdan aşağıya inerken sıcak hava tabakası ile karşılaşırlarsa bir miktar buharlaşma meydana gelir ve yağmur tanelerinin çapları küçülür. Bu yağışlar aslında çisenti yağışı değildir. Çünkü bu tür bulutlar her zaman 500 m'nin üzerindedirler.

Yağış şiddetleri belirli miktarların üzerine çıkışlarda yağışlar çeşitli isim alırlar. Bunlar sağanak, sağnale ve seylâptır. Bu tür yağışlarda yağışlar kısa sürelidir. Bazı durumlarda şimşek ve gök gürlemesiyle birlikte meydana gelirler.

b) Tane büyüklüğü

Tane büyüklüklerine göre yağmurlar;

- Çisentiler: Stratus bulutlarından olan yağışlardır.

Tane çapları 0.7 mm'den küçük ve düşüm hızları 3 m/s nin altında olan yağmurlardır.

- Normal iri taneli yağmurlar

Tane çapları, 0.7-4 mm arasında ve düşüm hızları 3-8 m/s dolayında olan yağmurlardır.

-Sağanak: Tane çapları, 4-8 mm arasında olan yağışlardır. Yağmur tanesinin maksimum çapları 8 mm den büyük olamaz. Parçalanırlar.

c) Yağış süresi

Yağışlar, yağış süresine göre de aşağıdaki şekilde sınıflandırılmaktadır.

- Sürekli yağmur: 0,5 mm/h şiddetinde en az 6 saat süren yağmurlardır.

- Sürekli kuvvetli yağmur: Şiddeti 1 mm/h olan ve en az 6 saat süreli yağmurlardır.

-Kuvvetli yağmur (Sağnale) :5 dakika 5 mm veya 20 dakika 10 mm veya 60 dakika 17.1 mm yağın yağıştır.

- Sağanak: Çok şiddetli yağışlardır, genellikle kısa sürelidirler.

d) Yağışın tekrarı (frekansı)

Belirli süre içinde tespit edilen yağışlı günler sayısının yılın gün sayısına oranına "yağış frekansı" adı verilir. Buna "yağış olasılığı" da denir. Örneğin bir merkezde 73 yağışlı gün kaydedilmişse bu merkezin yağış olasılığı 73/365 = 0.20 yani her 5 günde bir yağışlı gün görülmektedir. Aynı yöntemle belirli bir ayın yağış frekansını bulmak olasıdır.

Rasat süreleri içerisinde elde edilen belirli şiddetteki yağışların frekansları da bulunabilir. Genel olarak şu eşitlik kullanılır.

$$F = \frac{T}{R} x100$$

F= Belirli şiddetteki yağışın frekansı

T= Yağışın belirli rasat süresi içindeki tekerrür sayısı

R= Mevcut rasat yılları

e) Yağışın yerel yayılışı

Yağış ortalamaları bulunurken, o bölgede önem taşıyan yerlere düşen yağış miktarının bilinmesi istenir. Ayrıca yağışın yıl içindeki yayılışı büyük önem taşır.

8.3. YAĞIŞIN ÖLÇÜLMESİ

Yağış, belli bir süre içerisinde yatay bir yüzey üzerine düşen ve düştüğü yerde kalarak biriktiği kabul edilen su yüksekliğidir. Su yüksekliği birimi mm dir. Diğer yağış birimi olarak kg/m^2 kullanılmaktadır. Buna göre 1 kg/m^2 = 1 mm'dir.

Elde edilen yağış yükseklikleri günlük, aylık ve yıllık olarak toplanarak günlük, aylık ve yıllık yağış miktarları elde edilir. Günlük, aylık ve yıllık yağışları eşit olan istasyonlar birleştirilerek "eş yağış eğrileri" elde edilir.

Yağışlar yazıcı olmayan yağış ölçerler (plüvyometre) veya yazıcı aletlerle (plüvyograflar) ölçülür.

Plüvyometreler koruyucu bir kap içerisinde bir ölçü silindiri ve birde yağış tutucu huniden ibarettir (Şekil 43). Yağmur ölçülürse, huni alanı genellikle 200 cm^2 dir. Kar ölçüm işlerinde kullanılanlar ise 500 cm^2 dir. Plüvyometreler yerleştirilirken yerden 1 m yüksekte olacak biçimde ve çevresinde etkilenmeyecek derecede açık bir alanda kurulur. Plüvyometredeki

ölçü silindirlerinin hacmi küçük olduğundan yağışlı günlerde sık sık okunması ve suyun boşaltılması gerekir.

Şekil 43. Plüvyometre

Plüvyograflar, yağış miktarlarını otomatik olarak kaydeden yazıcı plüvyometrelerdir. Bunlarda, yağışlı günlerde ölçü silindirinin taşma tehlikesi yoktur. Plüvyograflar suyun depo ediliş biçimine göre çeşitlere ayrılır.

a. Ağırlıklı plüvyograflar

b. Devrilen kovalı plüvyograflar

c. Yüzgeçli plüvyograflar

d. Radarlı (mikrodalgalı) plüvyograflar

Bir ülkede veya bir bölgede yağış ölçüm sonuçlarının gerçek değerlere yakın olması arzu ediliyorsa, yağış ölçerlerin bölgeye uygun biçimde dağıtılması gerekir. Fakat ölçer ağını her yerde her zaman istenildiği kadar artırmak olası değildir. Dünya standartlarına göre optimum ölçer ağı sıklığı düz bölgelerde 600-900 km^2, dağlık bölgelerde 100-250 km^2 dolayındadır.

Kar, çeşitli alanlarda etkili olan bir yağış biçimidir. Kar derinliğinin ölçümü, yağıştan hemen sonra yapılır. Karın yoğunluğunu genel olarak 0.04-0.15 gr/cm^3 arasında değişir. Ortalama olarak 0.10 gr/cm^3 alınabilir. Yağış olarak ölçülmesi, karın $CaCl_2$ ya da etilenglikol yardımıyla eritilerek bulunur. Karın su değeri; 10 x 10 cm tabanlı bir kar örneği bozulmadan eritilerek yine 10 x 10 cm tabanlı bir kapta toplandığında bulunan su yüksekliğidir. Kar yoğunluğu arttıkça karın su değeri de artar.

8.4. YAĞIŞA ETKİ EDEN FAKTÖRLER

Bilindiği gibi bir havzanın her tarafında yağış yüksekliği aynı değildir. Yağışın bu şekilde farklılık göstermesi çeşitli faktörlere bağlıdır.

a) Yerel nedenler

Bir bölgenin yerel durumu depresyonları çekmeye uygunsa yağış miktarı üzerinde olumlu etki yapabilir.

b) Orografik yapı (arazi engebelikleri)

Arazi engebelikleri egemen nemli rüzgâr yönlerine dik olduklarında yağışın yüksek olmasına neden olabilirler. Engebeliklerin yönü de yağışlara olumlu veya olumsuz yönde etki edebilir.

c) Yamaçların eğimi

Yamaçların eğimine bağlı olarak yağışlar yavaş veya hızlı olabilirler. Eğimi az olan yamaçlarda hava kütlelerinin soğuması yavaştır. Bu nedenle yağışlar yavaş yavaştır. Dik yamaçlarda ise havanın soğuması hızlı olduğundan yağışlar hızlı olur.

d) Ormanlar

Ormanların yağış miktarına doğrudan etki etmediğini savunanlar varsa da; hava kütlelerini yükselmeye zorlamaları ve çevrelerinde sürekli nemli hava bulundurmaları nedeniyle, ormanlar yağışları olumlu yönde etki ederler.

d) Yükseklik

Yükseklik yağış üzerinde yağışı artırıcı yönde etki eder. Bu etkinin derecesi şu eşitlikle bulunur.

$Y_h = Y_o + 54\ h$

Y_h = Yağış yüksekliği bilinmeyen istasyondaki yağış miktarı (mm)

Y_o = Dağ eteğindeki istasyonun yağış yüksekliği (mm)

h = İki istasyon arasındaki yükseklik farkı (hm)

9. HAVA BASINCI

Atmosferdeki havanın varlığı; altında bulunan şeylere bir itme yapmaktadır. Buna hava basıncı adı verilir. Hava çeşitli gazlardan oluştuğundan, yapılan basınç; bu gazların teker teker yaptıkları basıncın toplamına, yani bir noktadaki hava basıncı o noktadaki havanın ağırlığına denktir. O halde yukarılara çıkıldıkça üstümüzdeki hava tabakasının kalınlığı azalacağından, hava basıncı düşecektir. Hava basıncının en yüksek olduğu yer 760 mm Hg sütunu yüksekliği ile deniz seviyesidir.

Yükseklere çıkıldıkça hava basıncı dengeli bir biçimde düşmemektedir. Örneğin iki km yüksekte hava basıncı 596 mm iken 3 km yüksekte 525 mm'dir. Fark 71 mm'dir. 4 km'de basıcı 461 mm, fark 64 mm, 5. km'de 404 mm, fark 57 mm. O halde basınç, başlangıçta daha hızlı düşmekte zamanla bu hızın azaldığı görülmektedir. Bu değerler bize yukarılara çıkıldıkça, hava ağırlığının azaldığını göstermektedir.

9.1. HAVA BASINCININ ÖLÇÜLMESİ

Hava basıncını ilk defa Toriçelli ölçebilmiştir. Toriçelli 1 cm^2 üzerindeki hava sütununun bu alana yaptığı basıncı 760 mm yüksekliğindeki civa sütununun yine 1 cm^2 yüzeye yaptığı basınca eşit bulmuştur. Bu nedenle hava basıncını, civa yüksekliği olarak ölçme adet haline gelmiştir. Ancak bu basıncı gr, kg olarak bulmak istersek:

1 cm^2 alan üzerine 76 cm yükseklik teşekkül ettiğine göre hacim 76 cm^3 dür, 76 x 13.6 = 1033.6 gr = 1.0336 kg.

Hava basıncının tanımlandığı ikinci bir birimde "bar" dır. Bar, kuvvet esasına dayanılarak çıkarılmıştır.

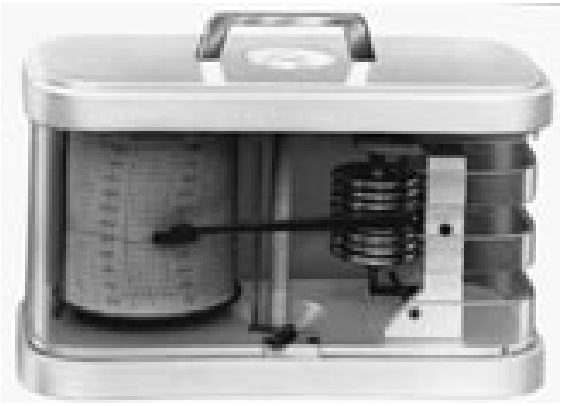
1 Bar = 10^6 gr cm/sn^2 = 0.9869 Atmosfer(atü)

1000 mb = 750.08 mm Hg

1 mbar = 10^{-3} bar

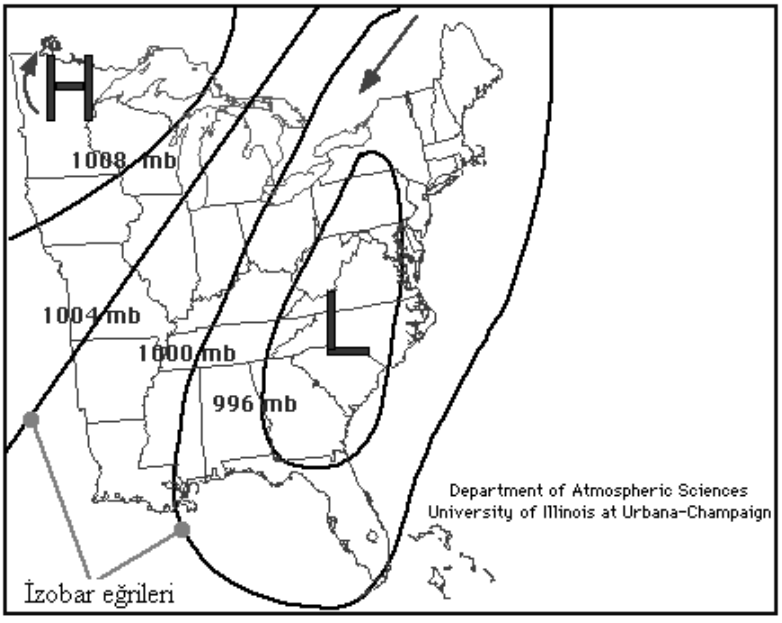
760 mm = 1013 mbar = 1 Atmosfer(atü)

Havanın basıncı genel olarak barometre denilen aletlerle ölçülür. Barometreler arasında en hassas olanı civa barometresidir. Fakat taşıma güçlüğü nedeniyle, madeni ve yazıcı barometreler (barograf) (Şekil 44) uygulamada daha fazla kullanılır.



Şekil 44. Barograf

Hava basıncı ölçüm sonuçlarına göre, aynı basınca sahip noktalar birleştirilerek eğriler elde edilir. Bu eğrilere **izobar** eğrileri adı verilir (Şekil 45).



Şekil 45. İzobar eğrileri

9.2. HAVA BASINCININ ZAMANLA DEĞİŞİMİ

Hava basıncı, diğer iklim faktörlerinde olduğu gibi gün boyunca bazı değişiklikler gösterir. Fakat bu değişiklik, diğerlerinde olduğu gibi çok fazla değildir. En fazla değişiklik tropik alanlarda 2-3 mm olarak görülmektedir. Çünkü bu gibi yerlerde periyodik olmayan değişiklikler az olduğundan, günün akışı düzenli bir biçimde saptanabilmektedir.

Enlem dereceleri büyüdükçe, günlük farklılık miktarı azalmaktadır. Örneğin 60º enlemde farklılık yalnızca mm'nin onda biri kadardır. Daha yüksek enlemlerde ise, değişikliği saptamak oldukça güçtür (Çizelge 12).

Günlük değişiklik, grafik olarak gösterilirse iki dalgalı bir durum ortaya çıkar. Yaklaşık olarak saat 10.00 ve 22.00'de iki kez maksimum, 4.00 ve 16.00'da ise minimum değerler görülür. Gün boyunca meydana gelen bu değişikliği, atmosferin dalgalı olarak kıpırdanışına bağlıyabiliriz. Yeryüzündeki değişiklikler de, günlük basınç değişimini etkilemektedir.

Hava basıncının yıllık değişimi ekvatorda azdır. Yüksek enlemlere çıkıldıkça artar. Orta ve yüksek enlemlerdeki yıllık değişikliklerde kışın bir maksimum hava basıncının yazın bir minimum hava basıncının olduğu karasal tip ve yazın bir maksimum ve kışın bir minimum olduğu okyanusal tip, olmak üzere iki tip göze çarpar.

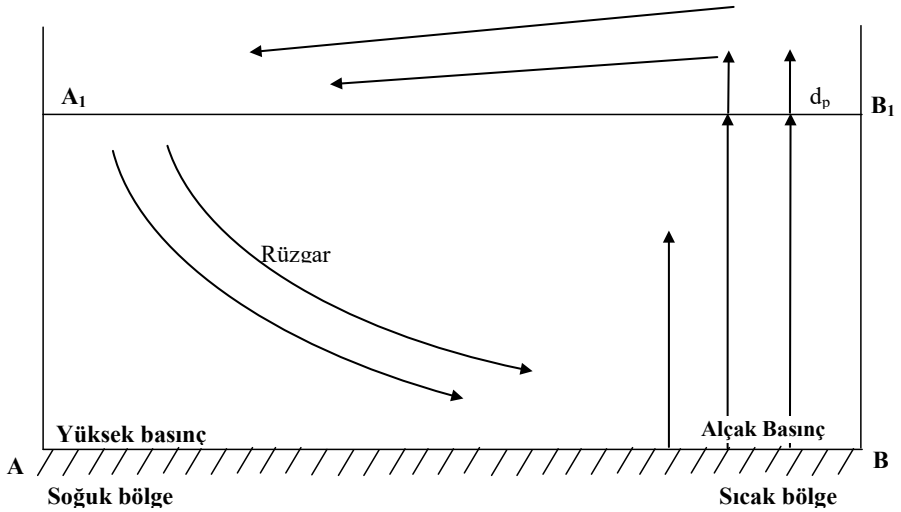
Çizelge 12. Çeşitli enlemlerde günlük basınç değişimi (mm Hg)

Coğrafi Enlem	4.00	10.00	16.00	22.00
4º S	- 0,74	+ 1,07	- 1,30	+ 0,89
33º N	- 0,64	+ 0,69	- 0,40	+ 0,28

9.3. RÜZGÂR

Hava Hareketinin Oluşumu

Yeryüzünün farklı şekilde ısınması farklı basınç değerlerini ortaya çıkarır. Buna bağlı olarak da basıncı yüksek olan yerden basıncı düşük olan bölgeye dengeleyici akımlar meydana gelir (Şekil 46).



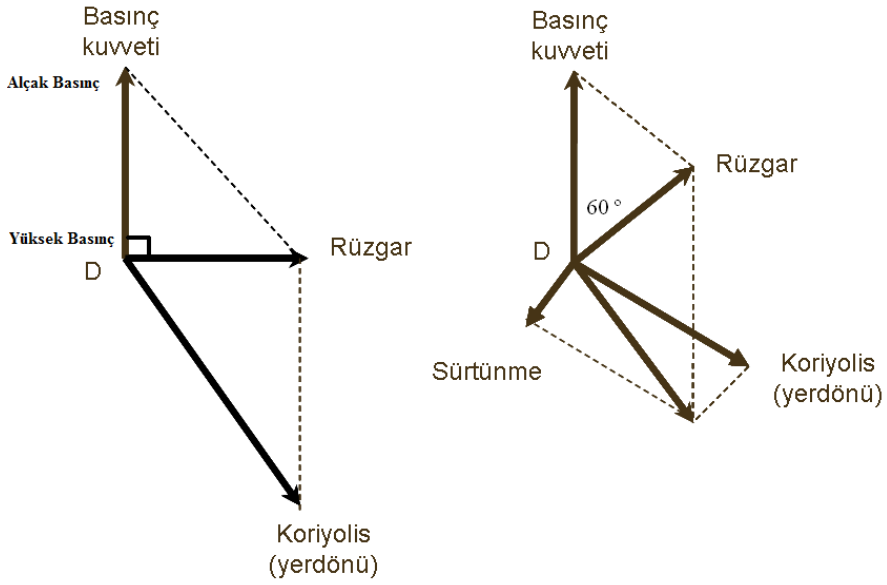
Şekil 46. Hava hareketinin oluşumu.

Şekil 46'da, B noktasındaki hava tabakası aşırı şekilde ısındığında genleşecektir. B'deki basınç aynı olurken B_1'deki basınç A_1'e göre d_p kadar artacaktır. Bu şekilde,. A_1B_1 arasında bir basınç eğimi meydana gelecektir. Böylece, B_1'den A_1'e doğru hava hareketi oluşacaktır. A bölgesindeki hava basıncı, yükselmeye başlarken B bölgesindeki azalacaktır. Meydana gelen basınç farkı ile soğuk bölge "A" dan, sıcak bölge olan "B" ye doğru denge sağlanıncaya kadar, hava akacaktır. Bu harekete rüzgar adı verilir.

Hava hareketinin oluşmasında basınç farklılığından doğan kuvvet, yanında başka kuvvetler de vardır. Bu kuvvetler; yer dönü kuvveti (Koriyolis), sürtünme kuvveti ve merkezkaç kuvvetidir.

Hava hareketini ikinci derecede etkileyen yer dönü kuvvetidir. Bu kuvvet hareket eden kütleyi kuzey yarım küresinde sağa, güney yarımküresinde sola çevirir. Yerdönü kuvveti basınç farkı ile meydana gelen hareketi saptırıcı yöndedir (Şekil 47).

Şekil 47'de görüldüğü gibi, D hava kütlesine önce B basınç kuvveti etki etmektedir. Bu kuvvet, izobar eğrilerine dik yöndedir. Hava kütlesi harekete geçtiği anda, yer dönü kuvveti etki etmeye başlar. Bu kuvvetin yönü basınç kuvvetine dik doğrultudadır. Böylece, hava kütlesini sağa çevirir ve rüzgâr hızını artırır. Hız artması kütlenin başlangıç yönüne dik olacak biçimde (90 º) dönünceye kadar sürer. Rüzgâr yönü izobarlara paralel duruma gelince, iki kuvvet birbirini dengelemiş olur.



Şekil 47. Kuzey yarım küresinde hava hareketi ve etki eden kuvvetler.

Araştırmalar, toprak yüzeyinden 500 m yukarılarda bu ifadenin doğru olduğunu göstermiştir. Toprak yüzeyine yakın yerlerde, basınç eğimi ile rüzgâr yönü arasındaki açı 60º'ye ulaşabilmektedir. Çünkü toprağa yakın katmanlarda, yer dönü kuvvetini engelleyen sürtünme kuvveti vardır ve hava hareket yönüne ters olarak etki yapmaktadır (Şekil 47). Sürtünme kuvvetinin büyüklüğü, rüzgâr hızına bağlıdır. Atmosferin alt katlarında hava hareketinin hızı sürtünme nedeni ile düştüğünden ve de rüzgâr yönü alçak izobarlara doğru olduğundan, rüzgârlar kısa sürelidir. Okyanuslarda sürtünme kuvveti daha az olduğundan, basınç dengelemesi ve rüzgâr daha uzun ömürlüdür.

İzobarların eğri olmaları durumunda, hava hareketlerini merkezkaç kuvvetleri de etkiler. Eğer izobar eğrileri içeriye doğru azalıyorsa, merkezkaç kuvveti rüzgâr hareketini azaltıcı, eğriler dışarıya doğru azalıyorsa, rüzgâr hareketini hızlandırıcı olarak etki yapar.

9.4. ALÇAK VE YÜKSEK BASINÇ MERKEZLERİ

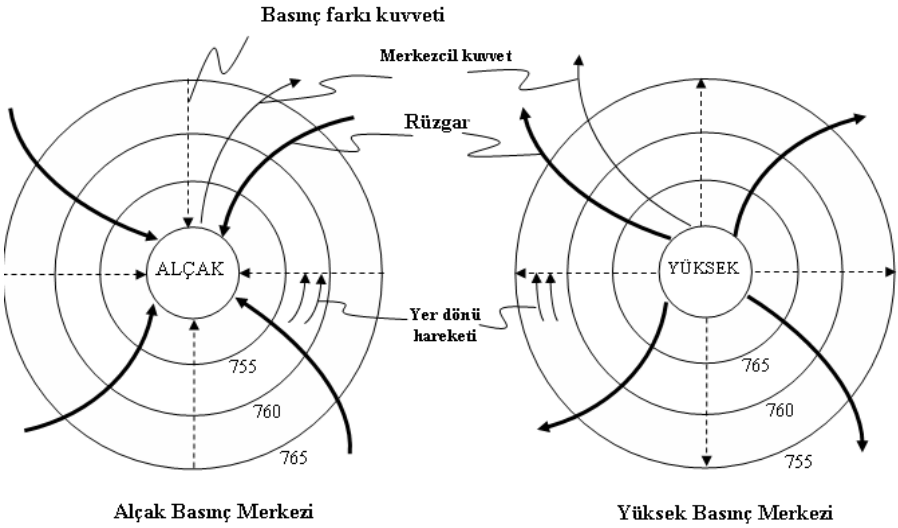
Rüzgâr oluşumunda açıklandığı gibi, yeryüzünün farklı ısınması sonucunda, alçak ve yüksek basınç merkezleri oluşur. Bu merkezlerde izobar eğrileri kapalı durumdadır. Kapalı eğrilerde basınç çevreden içeriye doğru azalıyorsa, bu merkeze alçak basınç merkezi (siklon), artıyorsa yüksek basınç merkezi (antisiklon) merkezi adı verilir. Belirli yerlerde oluşan ve atmosferde

meydana gelen hava olaylarının gelişmesinde rol oynayan bu merkezler aksiyon merkezleri olarak da tanımlanır. Bu merkezlerin oluşmasında sıcaklık farklılıklarının büyük rolü vardır.

Alçak basınç merkezlerinin üstünde ve atmosfer yükseklerinde yüksek, yüksek basınç merkezlerinin üstünde ise alçak basınç egemendir. Bu nedenle hava hareketi, toprak seviyesindeki, alçak basınç merkezlerinde yatay olarak içe, dikey olarak yukarı doğru, yüksek basınç merkezlerinde ise yatay hava hareketi dışa düşey hava hareketi ise aşağı doğrudur.

Toprak yüzeyinde oluşan alçak ve yüksek basınç merkezlerinin kendilerine özgü sonuçları vardır. Yeryüzündeki alçak basınç merkezlerinde hava hareketi yukarıya doğru olduğundan, yoğunlaşma bulut ve yağışlar oluşur. Yüksek basınç merkezlerinde ise hava hareketi aşağı doğru olduğundan, aşağı inen hava yukarıdaki duruma göre ısınır, bulutlar çözülür dolayısıyla güneşli havalar oluşur. Bu bölgelerde hava kütleleri sakindir. Yazın yüksek sıcaklık oluşurken, kışın sıcaklık düşüktür.

Alçak ve yüksek basınç merkezlerinde rüzgâr yönü, diğer kuvvetlerin yanında merkezkaç kuvveti tarafından da etkilenir. Siklonik merkezlerde merkezkaç kuvveti, yerdönü kuvvetiyle aynı yöndedir ve basınç kuvvetini dengelerler. Antisiklonik merkezlerde ise merkezkaç kuvveti basınç kuvvetiyle aynı yöndedir ve yerdönü kuvvetini dengelerler. Alçak basınç bölgelerinde rüzgârlar merkeze doğru yaklaşırlar ve saat yönüne ters yönde eserler. Yüksek basınç bölgelerinde ise hava hareketi dışarıya doğru ve saat yönündedir (Şekil 48). Güney yarım küresinde hava hareketlerinin yönü kuzey yarım küresinde merkezlere göre ters yöndedir.



Şekil 48. Alçak ve yüksek basınç merkezleri ve rüzgâr yönleri

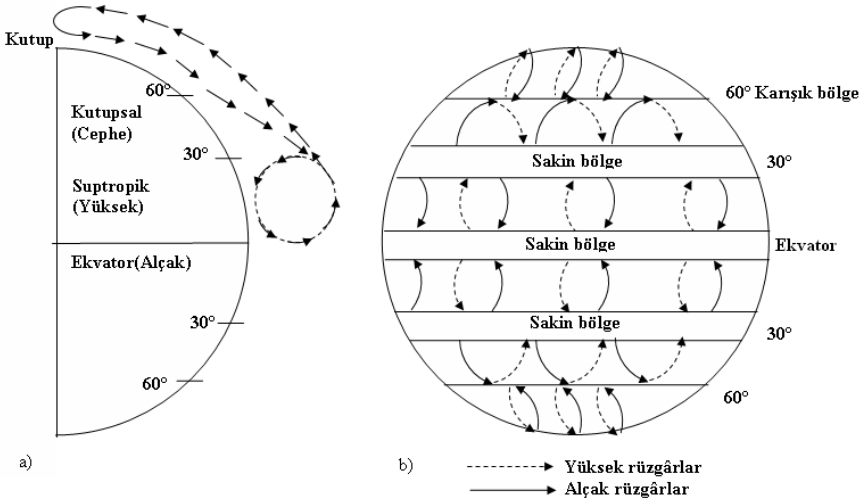
Ülkemiz iklimi üzerinde etkili olan bazı siklon ve antisiklon merkezleri vardır. Bu merkezlerden başlıcaları şunlardır.

Siklon Merkezleri:	*Antisiklon Merkezleri:*
a. İzlanda siklon merkezi	a. Azor antisiklon merkezi
b. Sibirya siklon merkezi	b. Sibirya antisiklon merkezi
c. Basra Körfezi siklon merkezi	c. Kuzey Afrika antisiklon merkezi
d. Kuzey Afrika siklon merkezi	d. Batı Akdeniz antisiklon merkezi
e. Doğu Akdeniz siklon merkezi	

9.5. ATMOSFERDEKİ GENEL HAVA HAREKETİ

Basınç farkı nedeni ile hava hareketleri yüksek basınca sahip izobarlardan alçak basınca sahip izobarlara doğru olacaktır ve izobarlara diktirler. Ancak yerin kendi çevresinde batıdan doğuya doğru olan hareketi nedeniyle rüzgârlar yönlerinden saptırılmaktadır. Bu sapışlar kuzey yarım küresinde daima sağa, güney yarım küresinde ise daima soladır.

Ekvator bölgesine güneş ışınları, yeryüzüne devamlı dik veya dike yakın geldiğinden, ısınma diğer yerlerden daha fazladır. Bu nedenle, ekvator yöresinde ısınan hava yükselecek ve yükseklerde yüksek basınç alanları oluşacaktır. Bunun sonucu olarak da kuzey ve güney yönlerinde hareketler meydana gelecektir. Yükseklerdeki bu hava hareketine kontr-alize adı verilir. Kontr-alizelerin yönleri yukarıda açıklandığı gibi dünyanın kendi çevresindeki dönüşü ile saptırılmaktadır. Bu saptırmalar belli bir zaman sonra aşağıdaki hava kütleleri üzerine bir basınç yapmaya başlar. Bu basınç ve sıkıştırma 30-40 enlemlerde bir yüksek basınç kuşağı oluşturur (Şekil 49 a). Böylece ekvatora doğru alt tabakalarda bir hareket oluşur. Kuzey yarım küresindeki sağa sapma ile kuzeydoğu yönünde esecektir. Bu rüzgârlar alize rüzgârları adını alırlar. Kuzeye kutba doğru hareket eden hava hareketi ise sağa sapma ile güney batı rüzgârı hissini verir (Şekil 49 b). Öte yandan 30-40 enlem dereceleri üzerinde oluşan yüksek basınç kuşağından kuzeye çıkan ve güney ve güney-batı rüzgârı biçiminde meydana gelen hava kitleleri oldukça sıcak ve bol rutubet içerirler. Bu rüzgârlar kutuplardan güneye doğru dönen ve kuzey-doğu rüzgârları şeklinde oluşan hava kitleleri ile 60. enlem dolaylarında karşılaşırlar. Birbirinden sıcaklık ve nem bakımından çok farklı nitelikte olan bu hava kitlelerinin karşılaşması, birçok hava olaylarının ve cephelerin meydana gelmesine neden olur. Karışık olan bu cepheler doğuya hareket ederek, geniş alanları etkisi altında bırakırlar.



Şekil 49. Atmosferin genel hava hareketi.

Atmosferin genel hava hareketi sonucunda ortaya çıkan alçak ve yüksek basınç kuşakları kış ve yaz mevsimlerinde güneye ve kuzeye doğru çekilme ve ilerleme hareketleri yaparlar. Bu hareketler, kuşakların kışın daha kuzeye yazın daha güneye inmelerine neden olur.

Atmosferin genel hava hareketini oluşturan bu hareketler, yan etmenler altında daha karışık bir şekle bürünürler. Çoğu zaman ana hareketler özelliklerini kaybederler ve ikinci derecedeki faktörlerin etkileri altında gizlenerek görülmezler.

Son yapılan aerolojik ölçmeler, atmosferdeki genel hava hareketini açıklayan bu kuramın özellikle atmosferin üst katları için yeterli olmadığını göstermektedir.

9.6. RÜZGÂRIN ÖLÇÜLMESİ

Rüzgâr ölçümleri yapılırken rüzgârın yönü ve hızı saptanmaya çalışılır. Rüzgârın yönü tanımlanırken, rüzgârın geldiği yön esas alınır. Örneğin kuzeyden gelip güneye doğru esen rüzgâr kuzey rüzgârı olarak tanımlanır. Rüzgâr yönü rasatları yapılırken, genel olarak 8 yön esas alınır. Bunlar kuzey (N), kuzey doğu (NE), doğu (E) , güney doğu (SE), güney (S), güney batı (SW), batı (W), kuzey batı (NW), rüzgârlarıdır. Bu rüzgârlar yerel olarak yıldız (kuzey), poyraz (kuzeydoğu), doğu (doğu), keşişleme (güneydoğu), kıble (güney), lodos (güney batı), batı (batı), karayel (kuzey batı) olarak da adlandırılır. Rüzgâr yönleri **anemoskop (Jiruet)** adı verilen aletlerle belirlenir. Bu aletlerin basit ve yazıcılı olan tipleri vardır.

Rüzgâr hızı m/s ya da km/h olarak ölçülür. Bu iki hız birimleri birbirine m/s x 3,6 = km/h ya da $\frac{km/h}{3,6} = m/s$ eşitliği ile dönüştürülebilir. Rüzgâr hızı anemometre adı verilen aletle ölçülür. Bunun yazıcı olanına **anemograf** adı verilir. Anemograflar kendilerine eklenmiş jiruetlerle birlikte rüzgâr hız ve yönünü otomatik biçimde ve sürekli olarak belirlerler (Şekil 50).

Rüzgâr hızları topraktan yükseldikçe artmaktadır. Bu artış, topraktan hemen sonra çok fazla, yukarılarda ise daha azdır (Çizelge 13). Böylece, rüzgâr hızı dağlarda eteklerden daha fazladır.

Şekil 50. Anemograf ve jiruet

Çizelge 13. Rüzgâr hızının yüksekliğe bağlı olarak değişimi.

Yükseklik	Rüzgâr Hızı (m/s)
5 cm	1,3
25 cm	2,0
1 m	2,8
10 m	4,7
125 m	7,0
500 m	9,2

9.7. RÜZGÂRIN GÜNLÜK DEĞİŞİMİ

Atmosferin farklı ısınması sürekli değişik basınçlar ve dengeleme gereksinmesi yarattığına göre bu ısınma aynı zamanda günlük periyodik hava hareketi değişimlerine de neden olmaktadır. Bu değişimler, okyanuslarda pek hissedilmezken karalarda daha belirgindir. Karalarda toprağa yakın yerlerde öğleyin bir maksimum gece ise bir minimum rüzgâr şiddeti görülür. Yazın bu değişiklik açık, az bulutlu günlerde oldukça fazladır. Topraktan yukarılarda (örneğin 50-100 m yukarda) olay tersine örneğin maksimum rüzgâr şiddeti gece oluşmaktadır.

9.8. YEREL RÜZGÂR ÇEŞİTLERİ

Yukarıda oluşumu açıklanan genel rüzgâr sistemleri yanında birçok yerel rüzgâr çeşitleri vardır.

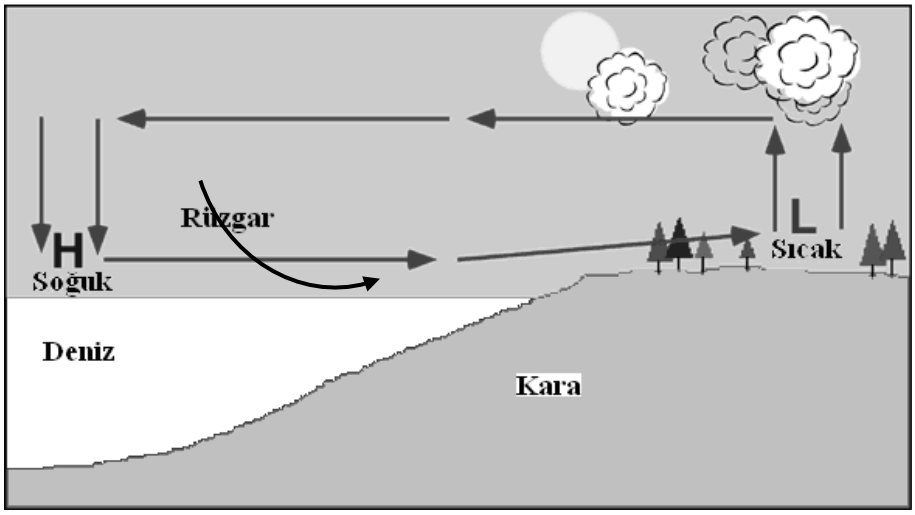
9.8.1. Sıcaklık Koşullarına Bağlı Günlük Periyodik Rüzgârlar

Bu rüzgârlar, genel hava hareketine benzer biçimde farklı ısınmalar sonucunda oluşurlar. Bunlar bulundukları yerlere ve oluş durumlarına göre tanımlanırlar.

a. Kara ve Deniz Rüzgârları

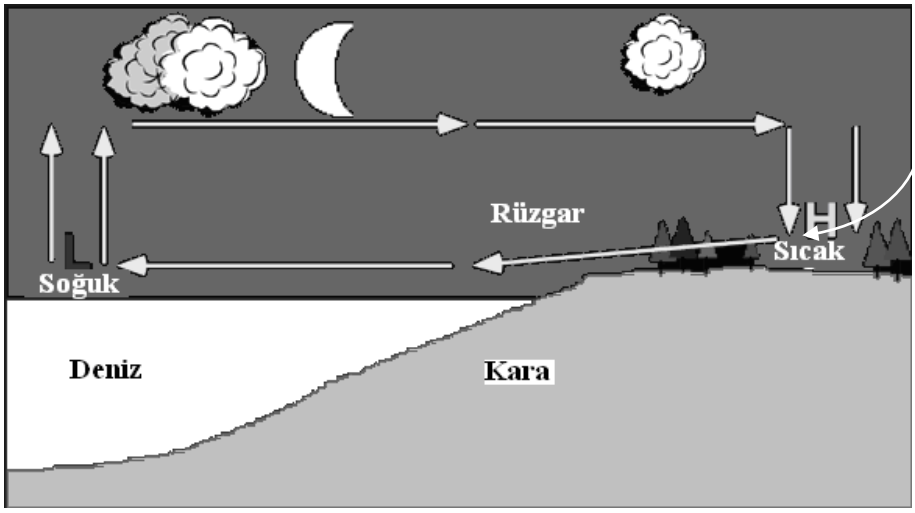
Bu rüzgârlar kara ve denizlerin ısınmaları sonucu oluşurlar. Su yüzleri güneş ışınlarının büyük bir kısmını yansıttığından yavaş yavaş ısınır. Buna karşın karalar, güneş ışınlarının büyük bir kısmını absorbe eder ve çabuk ısınırlar.

Gündüzleri karaların fazla ısınması sonucu, toprak yüzeyine yakın hava hızla genleşir ve yükselir. Yükselen bu sıcak hava nedeniyle, karaların üst kısmında bir basınç fazlalığı oluşturur. Basınç farklılığı, bu havanın karaların üst kısmından deniz tarafına doğru akmasına neden olur. Böylece denizler üzerinde yüksek karalar üzerinde alçak basınç oluşur ve gündüzleri rüzgâr denizlerden karalara doğru eser (Şekil 51).



Şekil 51. Deniz rüzgârının oluşumu.

Geceleri olay tersine oluşur. Çünkü suyun ısı tutma yeteneği karalara kıyasla daha fazladır. Denizler aldıkları ışığı yavaş yavaş verirler ve çevrelerinin sıcak kalmalarını sağlarlar. Sıcak hava yükselerek denizlerin üst seviyelerinde karalara göre bir yüksek basınç oluşturur. Karalar üzerine kayan üst katlardaki hava karalarda toprak seviyesine yakın bölgede bir yüksek basınç oluşturduğundan rüzgâr geceleri karadan denize doğru eser (Şekil 52).



Şekil 52. Kara rüzgârının oluşumu

Gece rüzgârlarının hızı, gündüz rüzgârlarına göre daha yavaştır. Çünkü iki bölge arasındaki sıcaklık farkı, geceleri gündüzlere göre daha azdır. Deniz rüzgârları genellikle saat 10.00 – 11.00'de oluşur. Oluşması için ise yüksek basınçlı bir havanın egemen olması ve iyi bir güneşlemenin var olması gerekir. Denizden rüzgâr başlayınca karaların sıcaklığı öğleden sonra 10 ºC'ye kadar soğuyabilmektedir. Deniz rüzgârları sonucu, karalarda gündüzleri bulutluluk ve yağış olma olasılığı artarken, denizlerde azalır. Buna karşın, geceleri bulutluluk, denizler üzerinde daha fazladır.

Dağ, vadi ve yamaç rüzgârları

Bu tür rüzgârların oluşumunda dağ ve vadilerin farklı sıcaklıklarda ısınmaları önemli rol oynar. Bu bölgelerde iki tür hava hareketi vardır. Gündüzleri vadiden yukarılara doğru olan hava hareketi geceleri dağlardan vadilere doğru eser (Şekil 53).

Şekil 53 a'da görüldüğü gibi güneş doğduğu anda tepe rüzgârı egemen durumdadır. Çünkü vadideki hava ovadaki havadan daha soğuktur. Vadide ısınıp yamaçlardan yükselen hava tekrar alçaldığından dağ rüzgârına karışmaktadır.

Artan ısınma, dağ rüzgârını yok etmekte ve yamaç sirkülasyonu egemen duruma geçmektedir. (Şekil 53 b).

Öğleye doğru vadi rüzgârı olmakta ve yamaç rüzgârını yamaca doğru itmektedir (Şekil 53 c).

Öğleden sonra yamaç rüzgârı çözülmekte, buna karşın vadi rüzgârı esmektedir (Şekil 53 d).

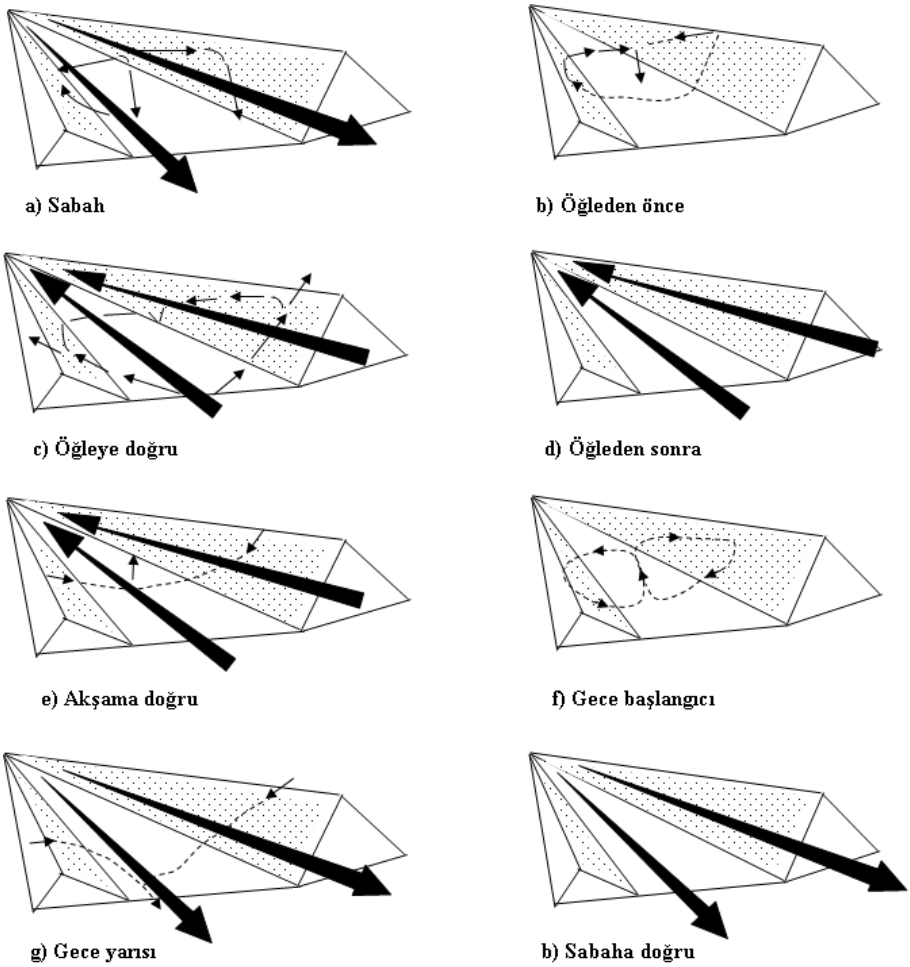
Akşama doğru yamaç rüzgârı yukardan aşağıya oluşmaya başlar. Alçalan hava belirli bir süre vadi rüzgârını destekler (Şekil 53 e).

Gece başlangıcında vadi rüzgârı kaybolur ve yamaç rüzgârı egemen duruma geçer (Şekil 53 f).

Gece yarısı tepe rüzgârı oluşur ve yamaç rüzgârını beraberinde götürür (Şekil 25 g).

Sabaha doğru tepe rüzgârı vadide egemen duruma geçer ve güneş doğuncaya kadar sürer (Şekil 53 h).

Yükselen hava nedeniyle vadilerde genel olarak açık, bulutsuz bir hava egemendir. Buna karşın yamaçlarla tepelerde yüksekliğe ve sıcaklığa bağlı olarak yoğunlaşma ve bulut oluşur.



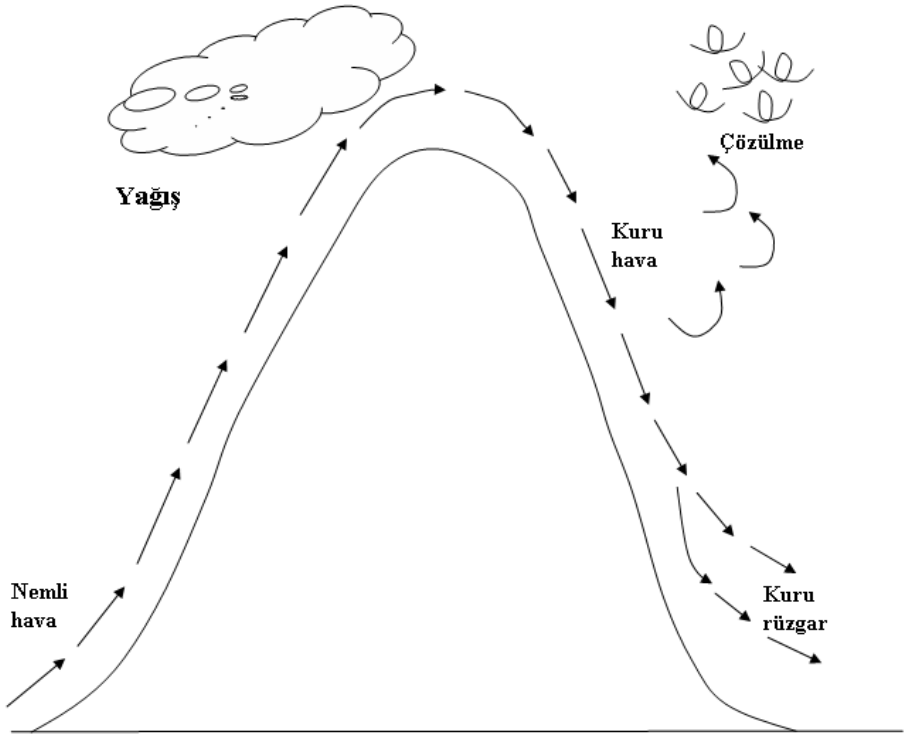
Şekil 53. Dağ, vadi ve yamaç rüzgârlarının oluşumu

9.8.2. Arazi Biçimine Bağlı Rüzgârlar

Bu rüzgârların oluşumu, sıcaklığa bağlı günlük periyodik rüzgârlardan farklıdır ve havanın bulunduğu yerin yüksekliğine bağlı olarak nitelik değiştirir. Bu rüzgârlar, yüksek dağ sıralarının rüzgâr geliş yönünün aksi tarafında ya da yüksek platoların dik yamaçlarında meydana gelirler. Bu rüzgârlara örnek olarak fön ve bora rüzgârları verilebilir.

Fön rüzgârları; bir tarafa doğru esen nemli hava kütlelerinin bir dağ dizisine çarparak yükselmesi ve dağın arka tarafına akması ile oluşur. Dağ yamacına gelen nemli hava hızlı bir biçimde yükselir ve yoğunlaşmaya başlar. Hava nemini yağış olarak dağın ön yamacına bıraktıktan sonra dağın arka

yamacında alçalmaya başlar. Kuru olan bu hava aşağılara indikçe ısınacağından, sıcak ve kuru bir rüzgâr olarak esecektir (Şekil 54).



Şekil 54. Fön rüzgârının oluşumu

Bora rüzgârları; kış aylarında soğuk bölgelerden sıcak bölgelere doğru eserler. Yüksek dağlardan aşağılara inen bu rüzgârlar sürekli ısınmalarına karşın, yukarılardan çok soğuk geldiklerinden sıcaklıkları aktıkları sıcak bölgelerin sıcaklığına erişemez. Bu nedenle, estikleri bölgenin sıcaklıklarını çok düşürürler.

9.8.3. Sinoptik Yerel Rüzgârlar

Bu rüzgârlar sıcaklık koşullarına bağlı günlük periyodik ve arazi rölyefine bağlı rüzgârlara karşın belirli hava koşullarında oluşurlar. Yayılma alanları daha fazladır ve belirli bölgeler için tipiktirler. Akdeniz Bölgesinde birçok çeşitleri vardır ve çeşitli biçimlerde adlandırılırlar.

10. İKLİM RASATLARI

Bir bölgeye ilişkin meteorolojik verilerin elde edilmesi, meteorolojik olayların belirlenmesi ve tahmin edilmesi, o bölgede kurulmuş rasat istasyonlarının aracılığı ile yapılır.

Rasat; sıcaklık, basınç, nem, yağış, güneşlenme ve rüzgâr gibi hava olaylarının meteorolojik aletlerle ölçülerek ya da aletsiz saptanması sonucu tutulan kayıtlardır.

10.1. KLİMATOLOJİK RASATLAR

Dünyanın, kıtaların, ülkelerin ve daha dar yörelerin iklim özellikleri ile değişik iklim durumlarını incelemek, iklim araştırmaları ve projeleri için gerekli bilgileri elde etmek amacıyla yapılan rasatlara klimatolojik rasatlar adı verilir.

Klimatolojik rasatlarda esas, güneş ışınlarına ilişkin açıdır. Rasatlar, güneş ışınlarının aynı açılarda düştüğü zamanlarda ve yerel saatlerde yapılır. Bu saatler, birçok ülkede ortalama yerel saatle ve saat 7.00, 14.00 ve 21.00 dedir. Bu saati kabul etmemiş olan ülkelerdeki rasat saatleri de, bu saatlere yakındır. Zaman bakımından aynı olmayan bu rasatlar, dünya üzerinde hep aynı güneş açısı durumunda yapılırlar. Şöyle ki; yerel saatler 7.00, de yapılan bir iklim rasadı, dünyanın her tarafında sabah (öğleye 5 saat kala), 14.00 rasatı öğleden sonra saat 2.00'ye, 21.00 rasatı ise gecenin ilk yarısına rastlar.

İklim rasatlarında sıcaklık, yağış, nem, rüzgâr, güneşlenme ve bulutluluk başta gelen faktörlerdendir. Klimatolojik rakamlar karşılaştırılırken aynı dönemler örneğin (1901-1930), (1931-1960), (1961-1990) zaman aralıkları kullanılır.

Ülkemizde iklim rasatı yapan istasyonlar; küçük klimatoloji istasyonları ve büyük klimatoloji istasyonları olarak ikiye ayrılır.

Büyük klimatoloji istasyonları atmosferik basınç, sıcaklık, nem, bulutluluk, görüş uzaklığı, güneşlenme, radyasyon, buharlaşma, rüzgâr, yağış, toprak sıcaklıkları ve fenolojik rasatlar gibi rasatları ölçerler.

Küçük klimatoloji istasyonlarında yapılan rasatlar ise sıcaklık, nem, yağış, rüzgâr bulutluluk ve kardır.

Klimatolojik rasatlarda ölçümler, oldukça geniş bir alanın iklim durumunu belirlemek amacıyla özel olarak seçilmiş **rasat parkında** yapılır.

Rasada çıkış saatlerinin bulunması

Yukarıda da belirtildiği gibi klimatolojik rasatlarda rasat zamanları, güneş ışınlarının aynı açılarla düştüğü zamanlarıdır. Bu nedenle, ülke içinde aynı saatte rasata çıkılırsa, bazı yanlışlıklar ortaya çıkmaktadır.

Türkiye'de saatler için, önceleri 30. boylam derecesi kullanılmaktaydı. Ancak, 1978 yılında kabul edilen yeni bir düzenlemeyle, bunun yerine, 45. boylam derecesi esas alınmaktadır.

Bilindiği gibi, Türkiye 25º 40' ile 44 º 48' doğu boylam daireleri arasında yer almaktadır. Buna göre, ülkemizin en doğusu ile en batısı arasında 19º 08' lik, diğer bir deyişle 19º, 08 x 4 = 77 dakikalık bir zaman farkı vardır. Bu nedenle en doğudaki noktada güneş, en batı noktadan 77 dakika önce doğmaktadır. Rasat için 45. boylam derecesi esas alındığına göre, tüm istasyonlarda rasat saatleri, radyo saatine göre mahalli saat farkı kadar geç olmaktadır.

Bir yerin mahalli saat farkını bulmak için şu işlemler yapılır:

1) İstasyonun Greenwich'e göre boylam derecesi alınır.

2) İstasyon boylam derecesinin ülke için kabul edilen başlangıç boylamına göre farkı alınır.

3) Bulunan boylam farkı zamana çevrilir ve yerel saat farkı bulunur.

Örnek: Ankara'nın boylamı 32º 53' olduğuna göre, başlangıç boylamı ile farkı 12º 07' dir.

Her boylam dairesinin arası 4' olduğuna göre 12º 07' x 4' = 48' 28'' elde edilir. Buna göre radyo saat ayarı göz önüne alındığında, Ankara'da klimatolojik rasatlara çıkış saatleri 07^{48}, 14^{48} ve 21^{48} dir.

10.2. MİKROKLİMATOLOJİK RASATLAR VE MİKROKLİMA

Klimatolojik rasatların dar bir alan içerisinde ve toprak yüzeyinden 1.5 m yüksekliğe ve 1.5 m. derinliğe kadar yapıldığı rasatlara **mikroklimatolojik rasatlar**, elde edilen değerlere ise **mikroklima** değerleri adı verilir.

Mikroklimatolojik rasatlarda, rasatlar genellikle toprak yüzeyinden 5,10, 20, 50, 100, 150 cm derinliklerde yapılır.

Mikroklima birçok faktörün etkisi altındadır. Bu faktörlerin belli başlıcaları şunlardır.

1) Toprak özellikleri

Toprak yüzeyinin nitelikleri, güneşlenme ve radyasyon bakımından ayrı ayrı etki yapar.

Toprağın ısınması ve soğuması, buna bağlı olarak da çevrenin ısınması, toprağın bünyesine, içerdiği hava ve nem miktarına ve toprağın rengine bağlı olarak değişir.

Tınlı topraklar ısıyı iyi iletirlerken kumlu topraklar oldukça yavaş iletirler. Toprağın sıkışmış veya işlenmiş olması, ısı iletiminde farklılık yaratır. Çünkü toprağın içinde bulunan hava, toprağın iletkenliğini etkiler. Toprak içindeki hava miktarı arttıkça, toprağın ısınması o oranda azalır.

Toprak tarafından tutulan ısı miktarı, toprak yüzeyinin rengine göre değişir (Çizelge 14).

Çizelge 14. Farklı topraklarda ısınma durumu.

Sıcaklıklar	Toprak Çeşitleri					
	Kum		Kil		Bataklık	
	Koyu	Açık	Koyu	Açık	Koyu	Açık
Günlük ort. sıcaklık	23.3	21.6	23.3	22.8	21.3	20.4
Max. sıcaklık	32.2	28.9	31.8	30.0	28.0	26.5
Minimum sıcaklık	14.6	14.2	14.8	14.6	14.8	14.3
Fark	17.6	14.7	17.0	15.4	13.3	12.2

Topraktaki nem miktarının az veya çok oluşuna göre toprak ısınması farklılık yaratır. Çünkü toprak ısınırken, toprak içindeki nem buharlaşmakta ve alınan enerji bu yolla kaybolmaktadır. Bunun yanında su içeriği fazla olan toprakta ısının toprak içinde yayılması daha yavaştır.

2) Atmosferin etkisi

Toprak yüzeyinin ısınması üzerinde atmosferin özel bir yeri vardır. Atmosferin ısınmasında ise, havanın özgül ağırlığı etkili olmaktadır. Havanın özgül ağırlığı 1 kabul edilirse, CO_2'nin özgül ağırlığı 22, su buharındaki ise 9'dur. Böylece, havadaki CO_2 ve su buharı miktarı arttıkça, atmosfer daha fazla ısınır ve sıcaklık daha uzun süre korunur.

3) Arazi şeklinin etkisi

Arazi şeklinin etkisi iki yönden incelenebilir. Birincisi, mikroklimalar üzerinde etkili olan arazi şeklidir. Bu arazi şekilleri, bazı durumlarda ayrı ayrı iklim karakteri taşıyan mikroklimaların meydana gelmesine neden olurlar. İkincisi ise, küçük arazi değişikliklerinin meydana getirdiği mikroklimalardır. Arazi şeklinin mikroklimaya etkisi çeşitli biçimlerde olmaktadır. Bunlar arasında arazi yönü, yükseklik ve eğiminin etkileri sayılabilir.

4) Bitki örtüsünün etkisi

Toprağın bitki ile örtülülük durumu ve ne tür bitki ile örtülü oluşu, toprağın ısınmasında etkili olmaktadır. Bitki örtüsüz topraklarda ısınma

gündüzleri fazladır. Aynı şekilde geceleri, topraktan radyasyonla kaybolan ısı miktarı bitki örtülü yüzeylere oranla daha fazladır. Bitki örtüsü ile kaplı toprakların yüzeylerinde nem miktarı fazladır. Bu ise, ısının tutulmasında olumlu etki yapar.

5) Rüzgârın etkisi

Rüzgârın etkisi iki yönden incelenebilir. Birincisi soğuk rüzgârların varlığı ve bir engelle kesilmesi, ikincisi ise rüzgârın yere yakınlığı ve uzaklığıdır.

Esen rüzgârın yere yakınlığı oranında türbülans hareketler fazlalaşır. Buna karşın, topraktaki engeller çoğaldıkça da türbülans hareketler kuvvetlenir. Bunun sonucunda, türbülans hareketli tabakanın kalınlığı artar.

10.3. SİNOPTİK RASATLAR

Sinoptik rasatlar, hava tahminleri yapmak için kullanılan ve uluslar arası saatlerde yapılan gözlemlerdir. Bu tür gözlemler bütün dünyada aynı anda olmak üzere saat 6.00, 12.00 ve 18.00'de yapılır. Türkiye'deki gözlem saatleri, GT'ye göre iki saat fark olduğundan, saat 8.00, 14.00 ve 20.00'de yapılmaktadır. Sinoptik rasatlarda en önemli faktör basınç değerleridir. Basınç değerlerinden basınç haritaları yapılır ve yüksek basınç alanlarının oluş ve yayılışları görülür.

Sinoptik rasatlar yapılırken, güneş ışınlarının geliş açısı göz önünde tutulmadığından, sinoptik rasatların değerleri klimatolojik rasat değerlerinden farklılık gösterir. Klimatolojik rasat sonuçları, her zaman kullanıldığından arşivlenerek saklanır. Buna karşın, sinoptik rasat sonuçları, sinoptik haritaların oluşturulmasından sonra pek değer taşımaz. Meteorolojinin diğer bilim dallarıyla olan ilişkilerinde, sinoptik değerlerin pek önemi yoktur. Yalnız hava tahminlerinde yararlanılır.

10.4. AEROLOJİK RASATLAR

Bu rasatlar atmosferin derinliklerinde oluşan olayları inceler. Bu gözlemler sinoptik gözlemleri destekler niteliktedir.

10.5. RASAT PARKLARI

Meteorolojik rasatlar, aletlerin yerleştirildiği ve uygun biçimde düzenlendiği bir alanda yapılır. Bu alana rasat parkı ya da **meteoroloji istasyonu** adı verilir.

Rasat parkları düzenlenirken, birçok noktanın göz önünde tutulması ve yerinin olanaklar ölçüsünde ilerde değişmeyecek biçimde seçilmesi gerekir. Bu

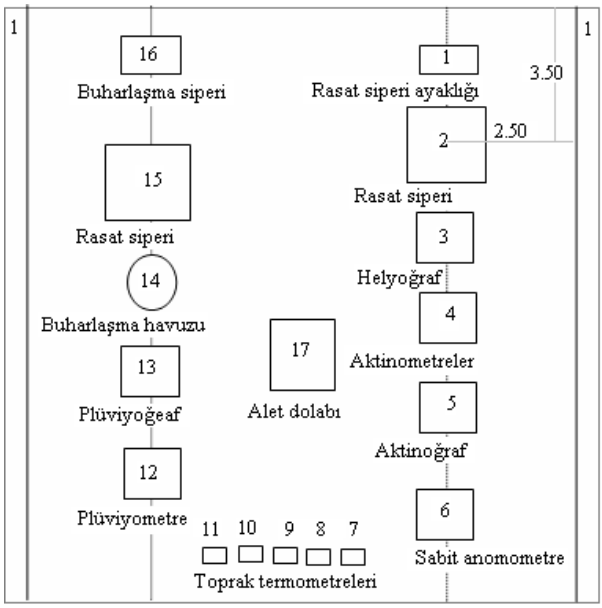
nedenle, rasat parkının çok dar bir alana yerleştirilmemesi gerekir. Rasat parkı olarak seçilen yerin, yörenin iklimini ortaya koyabilecek nitelikte olmalı, çevresinde iklim elemanlarını etkileyecek bir engel bulunmamalıdır. Bu nedenle özellikle klimatolojik rasat parkının mahalle arasına, çevreye kıyasla çok yüksek veya alçak bir bölgeye, bataklık göl ve nehir kenarlarına, fazla toz veren yol kenarlarına, ağaçlar arasına yerleştirilmemesi gerekir.

Rasat parkı yerinin seçiminde olduğu gibi, park içi düzenlenmesi yapılırken de özen gösterilmesi ve bazı teknik özelliklere uyulması gerekir. Bir rasat parkının iç düzenlemesi Şekil 55'de verilmiştir.

Rasat parkı kare biçiminde olup, boyutları park özelliklerine göre değişir. Ülkemiz rasat parklarında boyutlar küçük olup, klimatolojik parklarında 6 x 6 m, büyük klimatolojik parklarında 9 x 9 ya da 10 x 10 m, fenolojik rasatların yapıldığı parklarda ise 12 x 12 ya da 20 x 20 m'dir.

Rasat parkına dışarıdan herhangi bir müdahale yapılmaması için, etrafının tel çitle çevrelenmesi gerekir. Tel çit yüksekliğinin, parka bir etkisi olmaması yönünden, 1,10 m'yi geçmemesi ve beyaz renge boyanması gerekir. Park yeri düzenlenirken, kare kenarları dört ana yöne gelmeli ve park girişi kuzey yönüne bakmalıdır.

Park içine aletler, birbirlerine engel olmayacak biçimde yerleştirilir. Basınç ölçerlerle saatlik rüzgâr ölçümü yapan anemograflar bina içinde özel yerlerinde bulunur. Büyük bir fenolojik parkta aşağıdaki aletlerin bulunması gerekir.



Şekil 55. Bir rasat parkının iç düzenlemesi.

Sıcaklık ve nemlilik rasatlarına ait siper. Bu siperler, yerden 1.25-2.00 m. Yükseklikte ve siper kapağı kuzeye bakmaktadır. Siper içerisinde psikrometre termometresi ile maksimum ve minimum termometreleri, termograf, hidrograf ve higrometreler konur.

Buharlaşma havuzu, su termometresi ve anomometre ile birlikte monte edilir.

Sabit anomometre, standart yükseklikte, 30x30 cm boyutundaki beton bir blok üzerine monte edilir.

Toprak termometreleri, toprak üstü minumum termometresi ile 5, 10, 20, 50, 100 cm derinlikteki toprak termometreleri yerleştirilir.

Plüvyograf, standart yükseklikte ve 30 x 30 cm boyutundaki beton bir blok üzerine monte edilir.

Plüvyometre, standart yükseklikte ve yerden itibaren ağız çapına kadar 1.00 m. olmak üzere 30 x 30 cm. boyutunda beton blok üzerinde monte edilir.

Helyograf, yerden 1,5 m yükseklikte monte edilir. Helyograflar bütün gün güneş alabilecek yere konulmalıdır.

Aktinograf, helyograf gibi bütün gün güneşlenebilecek biçimde yerleştirilmeleri gerekir.

11. YARARLANILAN KAYNAKLAR

ÇÖLAŞAN, Ü.E., 1959. Meteoroloji İklim ve Ziraat, Gürsoy Basımevi, Ankara.

DMIGM, 1974. Meteoroloji Bülteni, Gıda Tarım ve Hayvancılık Bakanlığı, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Başkanlık Basımevi, Ankara.

KORUKÇU, A., 1983. Yağmurlama Sulamasıyla Bitkilerin Dondan Korunmasında Yeni Gelişmeler, XXIII. Dünya Meteoroloji Günü Tarımsal Meteoroloji Semineri, Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.

LAUER, W., 1978. Klimatologie, skriptum, Fachschaftsvorstand Geographie an der Universitaet, Bonn.

LILJEQUIST, G.H., 1974. Allgemeine Meteorologie, Friedr. Wieweg + Sohn. Gmbh, Verlag, Brannschweig.

MÖLLER, F., 1973. Einführung in die meteorologie, Band 1, Bibliographisches Institut Wissenschaftsverlag, Mannheim.

MÖLLER, F., 1973. Einführung in die meteorologie, Band 2, Bibliographisches Institut Wissenschaftsverlag, Mannheim.

ÖZGÜL C., 1982. Meteorolojinin Ekonomiye Katkısı, Meteoroloji Dergisi, Sayı 5, Devlet Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Ankara.

SMITH, L.P., 1975. Methods in Agricultural Meteorology, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York.

SÖNMEZ, N., BALABAN, A., 1968. Kültürteknik I, A.Ü.Ziraat Fakültesi Yayınları, Ders Kitabı, Ankara.

STERN, D., 1980. Small Scale Irrigation, Russel Pres Ltd, Gamble Street, Nottingham.

TARKAN, T., 1973. Zirai Klimatoloji, Atatürk Üniversitesi Yayınları Na. 220, Sevinç Matbaası, Ankara.

THORNE, D.W., THORNE, M.D., 1979. Soil, Water And Crop Production, Avı Publishing Company, INC. Westport Connecticut.