

KLİMATOLOJİ

II

HAZIRLAYANLAR

Mehmet EKEN
Abdullah CEYLAN
A. Tolga TAŞTEKİN
Hüseyin ŞAHİN
Serhat ŞENSOY

Ankara-

KLİMATOLOJİ - II

HAZIRLAYANLAR

Mehmet EKEN
Abdullah CEYLAN
A. Tolga TAŞTEKİN
Hüseyin ŞAHİN
Serhat ŞENSOY



ÇEVRE VE ORMAN BAKANLIĞI
DEVLET METEOROLOJİ İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

ANKARA
DMİ YAYINLARI
YAYIN NO :

**ÇEVRE VE ORMAN BAKANLIĞI
DEVLET METEOROLOJİ İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ**

YAYIN NO :
BASKI : DMİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ MATBAASI
YAYIN KURULU KARAR NO :
YAYIN KURULU KARAR TARİHİ :
YAYIN KURULU ÜYELERİ :

Her türlü yayın ve telif hakları mahfuz olup, DMİ Genel Müdürlüğüne aittir

ÖNSÖZ

İklim, özellikle son yıllarda herkesin ilgilendiği ve takip ettiği bir konu halini almıştır. Gerek insanların özel yaşamlarında ve çalıştığı sektörlerde gerekse gelecekte iklimin ne olacağı tartışmalarında iklim, haklı bir gündem oluşturmaktadır. Günümüzde, küresel iklimin gözlemlenmesinde ve meydana gelebilecek değişimlerin belirlenmesinde yüzlerce bilim adamı görev almaktadır.

İklim ile ilgili çalışmalarda en temel unsur meteorolojik gözlemlerdir. Hatalı verilerin kullanılması ile yapılan bilimsel çalışmaların doğru sonuçlara ulaşması beklenemez. Bu sebeptendir ki, meteorolojik gözlemler ile kesintisiz uzun bir dönemde elde edilen klimatolojik verilerin; gerekli düzeltme ve kontrollerin yapılarak tasniflenmesi ve iyi muhafaza edilmesi gerekmektedir. Bu kitap, temel klimatoloji ve doğru gözlemin yapılması için gerekli alt yapıyı sağlayacak bilgiler içermektedir.

K. ATATÜRK, 1 Kasım 1937'de T.B.M.M' nin 5.nci Dönem üçüncü toplanma yılı açılışında söylediği nutukta, "Memleketi; iklim, su ve toprak verimi bakımından ziraat bölgelerine ayırmak icap eder" diyerek tarıma ve tarımı etkileyen iklim faktörlerinin önemine dikkat çekmiştir.

Klimatolojik veriler; tarım, şehircilik, endüstri, orman, inşaat, enerji üretimi ve turizm ile sağlık başta olmak üzere bir çok sektörün geliştirilmesi ve planlanmasının yanı sıra taşkın, sel, kuraklık ve benzeri meteorolojik karakterli doğal afetlerin önlenmesi, tahmini ve bu afetlere ilişkin hazırlık planlamalarının yapılmasında temel girdileri oluşturmaktadır. Bu verilerin kullanılması ile ülke kaynaklarında verimliliğinin sağlanması, oluşabilecek ekonomik, sosyal ve insan kayıplarının önüne geçmek mümkün olabilecektir.

Teşkilatımızın ilgili birimleri için bir uygulama eseri niteliğinde olan **Klimatoloji-II**, Anadolu Meteoroloji Meslek Lisesi için ders kitabı olmasının yanında diğer kullanıcılar içinde bir başvuru ve yararlanılacak kaynak özelliğini taşıması düşünülmüş olarak hazırlanmıştır.

Meteoroloji Genel Müdürlüğü bir kurum olarak bilimsel çalışmalara ve yeniliklere çok önem vermektedir. Yeni gelişmeler ve değişiklikler göz önüne alınarak değerli elemanlarımızca titizlikle hazırlanan bu kitabın çok faydalı olacağı inancındayım.

Kitabın hazırlanmasında emekleri geçenlere teşekkür ederim.

ADNAN ÜNAL
GENEL MÜDÜR

İÇİNDEKİLER

Sayfa

I. ÜNİTE :	ATMOSFER (HAVA KÜRE)	1
1.1.	Genel Olarak Hava Küre	1
1.2.	Atmosferin Sınırı ve Biçimi	2
1.3.	Atmosferik Döngüler	3
1.4.	Atmosfer Basıncı	5
1.5.	Atmosferin Bileşimi	7
1.6.	Atmosferin Tabakaları	9
1.6.1.	Kimyasal reaksiyonlar bakımından atmosfer katları	10
1.6.2.	İyonizasyon bakımından atmosfer katları	10
1.6.3.	Havanın kompozisyonu bakımından atmosfer katları	10
1.6.4.	Düşey sıcaklık dağılımı bakımından atmosfer katları	11
1.6.5.	Kimyasal ve fiziksel özelliklerine göre atmosfer katları	12
1.6.5.1	Troposfer	12
1.6.5.1.1.	Troposferin karışımı	14
1.6.5.1.2.	Havadaki miktarı değişmeyen gazlar	15
1.6.5.1.3.	Havada her zaman bulunan fakat miktarı değişen gazlar	15
1.6.5.1.3.1.	Havadaki karbondioksit	15
1.6.5.1.3.2.	Havadaki subuharı	16
1.6.5.1.4.	Havada her zaman bulunmayan gazlar	17
1.6.5.1.4.1.	Havadaki ozon	17
1.6.5.1.4.2.	Havadaki tozlar	18
1.6.5.2.	Stratosfer	19
1.6.5.3.	Termosfer	20
1.6.5.4.	Mezosfer	21
	.	
II. ÜNİTE :	HAVA SICAKLIĞI	23
2.1.	Sıcaklık ve Isı Kavramı	23
2.1.1.	Sıcaklık	23
2.1.2.	Isı	24
2.2.	Sıcaklığa Etki Eden Faktörler	24
2.2.1.	Atmosferin sıcaklığa etkisi	25
2.2.2.	Yerkürenin atmosfer sıcaklığına etkisi	27
2.2.3.	Kara ve denizlerin sıcaklığa etkileri	29
2.3.	Karaların Isınmasına Etki Eden Faktörler	32
2.3.1.	Yer şekilleri ve yüksekliğin etkisi	32
2.3.2.	Taş cinsleri ve toprak neminin etkisi	32
2.3.3.	Bitki örtüsünün etkisi	33
2.3.4.	Kar örtüsünün etkisi	33

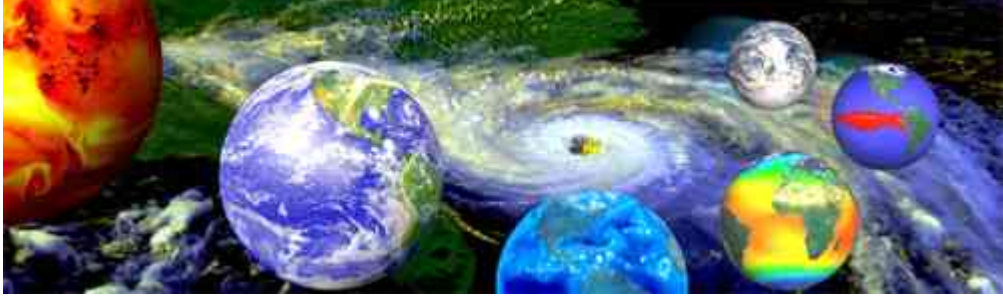
2.4.	Sıcaklığın Zamana Bağlı Değişimleri	34
2.4.1.	Günlük sıcaklık değişimleri	34
2.4.2.	Aylık ve yıllık sıcaklık değişimleri	37
2.4.3.	Yıllar arası sıcaklık değişimleri	39
2.5.	Sıcaklığın Yüksekliğe Bağlı Değişimleri	40
2.5.1.	Serbest atmosferde yükseklikle sıcaklığın değişmesi	40
2.5.2.	Dağ yamaçlarında yüksekliğe bağlı sıcaklığın değişmesi	41
2.5.3.	Sıcaklık inversionu	41
2.5.4.	Sıcaklık değişme oranı	43
2.5.5.	Adyabatik sıcaklık değişmeleri	43
2.5.6.	Havanın kararlılığı ve kararsızlığı	44
2.6.	Sıcaklığın Yeryüzündeki Coğrafi Dağılışı	45
2.6.1.	Aylık ortalama sıcaklık dağılışı	45
2.6.2.	Yıllık sıcaklık farklarının dağılışı	47
2.6.3.	Eşanomali değerlerinin dağılışı	49
2.6.4.	Sıcaklık kuşak ve bölgeleri	49
2.7.	Sıcaklığın Anlatım Araçları	50
2.7.1.	Sıcaklık dağılışı ve izoterm haritalarının çizimi	53
2.7.2.	İzoterm haritalarının çeşitleri	55
 III. ÜNİTE : ATMOSFERİK NEM ve YAĞIŞ		 58
3.1.	Atmosferik Nem	58
3.1.1.	Mutlak Nem	59
3.1.2.	Nispi Nem	60
3.2.	Adyabatik Oluşum	61
3.2.1.	Kuru adyabatik lapse-rate	61
3.2.2.	Yaş adyabatik lapse-rate	62
3.3.	Suyun Halleri ve Isı	63
3.4.	Hidrosfer ve Hidrolojik Çevrim	64
3.4.1.	Hidrolojik çevrim	65
3.4.2.	Küresel su dengesi	66
3.5.	Yağış Şekilleri	66
3.6.	Kaynağı Bakımından Yağış Tipleri	67
3.6.1.	Konvektif yağışlar	67
3.6.2.	Orografik yağışlar	69
3.6.2.1.	Orografik yağış mekanizmaları	71
3.6.3.	Cephesel/siklonik yağışlar	73
 IV. ÜNİTE : RÜZGAR		 78
4.1.	Rüzgar	78
4.1.1.	Rüzgarın yönü	78
4.1.2.	Rüzgarın hızı	79
4.1.3.	Rüzgarın frekansı	82
4.2.	Rüzgarı Etkileyen Faktörler	88
4.2.1.	Barometrik gradyan	88
4.2.2.	Dünyanın dönmesi	89
4.2.3.	Sürtünme etkisi	92

4.2.4.	Merkezkaç etkisi	92
4.3.	Atmosferdeki Genel Hava Dolaşımı	92
4.3.1.	Klasik görüşe göre genel hava dolaşımı	93
4.3.2.	Modern görüşe göre genel hava dolaşımı	93
4.3.3.	Klasik ve modern hava dolaşımı arasındaki farklar	94
4.4.	Sürekli Rüzgarlar	95
4.4.1.	Batı rüzgarları	96
4.4.2.	Kutup rüzgarları	98
4.4.3.	Alizeler	99
4.5.	Mevsim Rüzgarları	101
4.6.	Yerel Rüzgarlar	103
4.6.1.	Genel hava dolaşımına bağlı rüzgarların yerel tipleri	103
4.6.2.	Yerel nedenlerden doğan rüzgarlar	108
V. ÜNİTE :	HAVA KÜTLELERİ VE İKLİM	112
5.1.	Hava Kütleleri	112
5.1.1.	Hava kütlelerinin sınıflandırması	113
5.1.2.	Türkiye'yi etkileyen hava kütleleri	115
5.1.2.1.	Karasal kutupsal (cP) hava kütlesi	116
5.1.2.2.	Denizel kutupsal (mP) hava kütlesi	116
5.1.2.3.	Denizel tropikal (mT) hava kütlesi	116
5.1.2.4.	Karasal tropikal (cT) hava kütlesi	116
5.2.	Hava Durumu ve İklim	116
5.2.1.	İklim sistemini etkileyen faktörler	118
5.3.	İklim Kuşakları, İklim Tipleri ve İklim Sınıflandırmaları	118
5.3.1.	Strahler iklim sınıflandırması	121
5.3.2.	Köppen iklim sınıflandırması	123
5.3.3.	De Martonne iklim sınıflandırması	127
5.3.4.	Aydeniz iklim sınıflandırması	129
5.3.5.	Erinç iklim sınıflandırması	131
5.3.6.	Thornthwaite iklim sınıflandırması	132
5.3.7.	Normalleştirilmiş yağış indeksi metodu(SPI) ile kuraklığın tespiti	142
5.3.8.	İklim diyagramları	146
5.3.8.1.	Çubuk-çizgi grafikleri	146
5.3.8.2.	Klimogramlar	147
5.4.	Türkiye İklim Sınıflandırması	148
5.4.1.	Akdeniz iklimi	149
5.4.1.1.	Yarı nemli Akdeniz iklimi	149
5.4.1.2.	Yarı kurak Akdeniz iklimi	149
5.4.2.	Karadeniz iklimi	149
5.4.2.1.	Çok nemli Doğu Karadeniz iklimi	150
5.4.2.2.	Nemli Karadeniz iklimi	150
5.4.2.3.	Yarı nemli Karadeniz iklimi	150
5.4.3.	Marmara iklimi	151
5.4.3.1.	Nemli Marmara iklimi	151
5.4.3.2.	Yarı nemli Marmara iklimi	151
5.4.4.	Step iklim	152
5.4.4.1.	Kurak İç Anadolu iklimi	152

5.4.4.2.	Kurak Güneydoğu Anadolu iklimi	152
5.4.4.3.	Çok kurak iklim	152
5.4.5.	Karasal Doğu Anadolu iklimi	153
5.4.5.1.	Yarı nemli Doğu Anadolu iklimi	153
5.4.5.2.	Kurak Doğu Anadolu iklimi	153
5.5.	İklim Değişikliği	154
5.5.1.	İklim değişikliğine etki eden kuvvetler	155
5.5.1.1.	Sera etkisi	155
5.5.1.2.	Sera gazı birikimlerindeki değişimlerin etkisi	156
5.5.1.3.	Sülfat parçacıklarının etkisi	157
5.5.1.4.	Güneş ışınımındaki değişikliklerin etkisi	157
5.5.2.	İklim değişikliği sonucunda küresel çevrede oluşabilecek etkiler	158
5.5.2.1.	Gözlenebilecek değişimler	159
5.5.2.1.1.	Ortalama sıcaklıklarda artış	159
5.5.2.1.2.	Deniz seviyesi yükselmesi	159
5.5.2.1.3.	Yağışlar	159
5.5.2.2.	Etkilenebilecek alanlar	160
5.5.2.2.1.	Sağlık	160
5.5.2.2.2.	Tarım	161
5.5.2.2.3.	Orman	161
5.5.2.2.4.	Su kaynakları	161
5.5.2.2.5.	Kıyılar	161
5.5.2.2.6.	Türler ve doğal çevrede değişme	162
5.5.3.	İklim modelleri öngörülleri	162
5.4.	El-Nino - Güneyli Salınım	163
	KAYNAKÇA	168

I. ÜNİTE

ATMOSFER (HAVA KÜRE)




Hazırlık çalışmaları

- 1- Atmosferin canlılar için önemini açıklayınız.
- 2- Atmosferi oluşturan temel gazlar nelerdir?
- 3- Atmosferde ozon gazının bulunmaması ne gibi olumsuzluklara yol açar?
- 4- Havada bulunan tozların önemi nedir?

1.1. Genel Olarak Hava Küre (Atmosfer)

Atmosfer; yer küresinin etrafını çepeçevre kuşatan, kalınlığı tam olarak bilinmemekle beraber 1000 km'nin üzerinde olduğu tahmin edilen ve yükseklikle yoğunluğu azalan bir gaz karışımıdır. Eski Yunanca'da atmos = nefes, sphere = küre demektir. O halde dilimizdeki hava küre kelimesi “**atmosfer**” kelimesini karşılamaktadır.

Atmosfer, içerdiği oksijen aracılığı ile doğrudan doğruya hayatın gelişmesini sağladığı gibi, oluşturduğu uygun koşullarla da o hayatın sürmesine imkân hazırlamaktadır. Bunlara ek olarak atmosfer, güneşten gelen enerjinin hızla uzaya geri dönüşünü önleyen bir örtüdür. Bu örtü, aynı zamanda, güneşten gelen ışığın yansıtıp dağılarak gölge yerlerin de aydınlık olmasını sağlar. Hava akımları güneş alan yerlerin çok sıcak, almayan yerlerin ise çok soğuk olmasını engeller. Atmosfer, bu özellikleriyle, yer etrafında adeta koruyucu ve düzenleyici bir örtü halindedir. Eğer bu örtü olmasaydı güneş alan yerlerin tam olarak aydınlık ve çok sıcak, gölge yerlerin ise tam karanlık ve çok soğuk olması gerekecekti. Atmosfer bünyesinde %78,08 oranında Azot, %20,98 oranında Oksijen, %1 oranında karbondioksit ve diğer gazlar bulunmaktadır.



	Venus	Dünya	Mars
CO ₂	96.5%	0.03%	95%
N ₂	3.5%	78%	2.7%
O ₂	Trace	21%	0.13%
Ar	0.007%	0.9%	1.6%
CH ₄	0	0.002%	0

Şekil 1.1. Dünya atmosferinin diğer gezegenlerin atmosferleriyle karşılaştırılması (EPA, 1993)

Güneş sisteminde, Merkür dışındaki tüm gezegenlerde, hatta kimi gezegenlerin uydularında da atmosfer bulunur (Yüksel, A.F., 2000). Bu atmosferlerin kalınlığı, içerdiği gazlar ve yapısı gezegenden gezegene değişir. Örneğin Mars'ta, karbondioksitten (CO₂) oluşan ince ve soğuk bir atmosfer vardır (Şekil 1.1.). Öte yandan Venüs'te başta yine CO₂ olmak üzere, azot, kükürt dioksit ve su buharından

oluşan çok yoğun ve sıcak bir atmosfer bulunur. Mars'ın yüzey sıcaklığı -130°C 'ye kadar düşerken Venüs'te sıcaklık 500°C kadardır. Mars'ın atmosferi çok incedir ve güneşten gelen yüksek enerjili morötesi ışınları engelleyecek bir yapıda değildir. Öte yandan Venüs'ün atmosferindeki bulut tabakası öylesine kalındır ki yüzeyden güneşi görmek imkansızdır. Her iki gezegenin atmosferi de bugün için hem insanlar hem de dünyadaki başka canlılar açısından -kimi mikroorganizmalar dışında- bu gezegenleri yaşanamaz kılıyor. Yeryüzünde yaşam, atmosferimizin oluşturduğu uygun koşullar sayesinde başlamış ve onun değişimleriyle birlikte evrim geçirerek biçimlenmiştir.

Bilim adamları, dünyanın oluşumunun ilk aşamalarında bir atmosferinin bulunmadığını düşünüyorlar. Tektonik hareketlerin sonucunda dünyanın iç kısımlarından gelen gazların zamanla bir atmosfer oluşturduğu var sayılıyor. Bu ilk atmosferin içeriği ve yapısı bugünkünden çok farklıydı. Örneğin oksijen yok denecek kadar azdı; bir ozon tabakası da yoktu.

1.2. Atmosferin Sınırı ve Biçimi

Hava olaylarının görüldüğü atmosferin alt katları ile onun hemen üstündeki bölümün koşulları 20. yüzyılın başlarından itibaren düzenli olarak ölçülmektedir (Erol, O., 1993). Fakat insanlar ancak son zamanlarda uçabildikleri ve belirli bir yüksekliğe erişebildikleri için atmosferin üst katları hakkındaki bilgiler henüz tam ve kesin değildir. Bununla beraber günümüzde bu yolda yoğun bir çaba vardır ve atmosferin yüksek katları hakkında füzeler ve yapay uydular aracılığıyla sağlanan bilgiler yeni yeni açıklanmaktadır.

Atmosferin 70-80 kilometre kalınlığa sahip olduğu hesaplanmıştır. Dünyaya doğru gelen göktaşlarının (meteorların) atmosfer içinde sürtünme nedeniyle yerden 80 ila 110 km yüksekliklerde kor haline geldiğine; kutup ışığı olayı, yerden 80 ila 1.000 km yüksekliklerde görüldüğüne göre yerden 1.000 kilometre yüksekliğe kadar bazı gazların bulunduğu sonucu çıkarılabilir. Teorik olarak atmosferin sınırı yer çekimi ile uzaydaki genel çekimin eşit olduğu alana kadar uzanır. Bu sınırın 620 ila 3600, hatta 10.000 kilometreler arasında bulunduğu çeşitli varsayımlar ileri sürülmektedir. Ancak yapay uyduların yer çevresindeki yörüngeleri 190 ila 3.200 kilometreler arasında

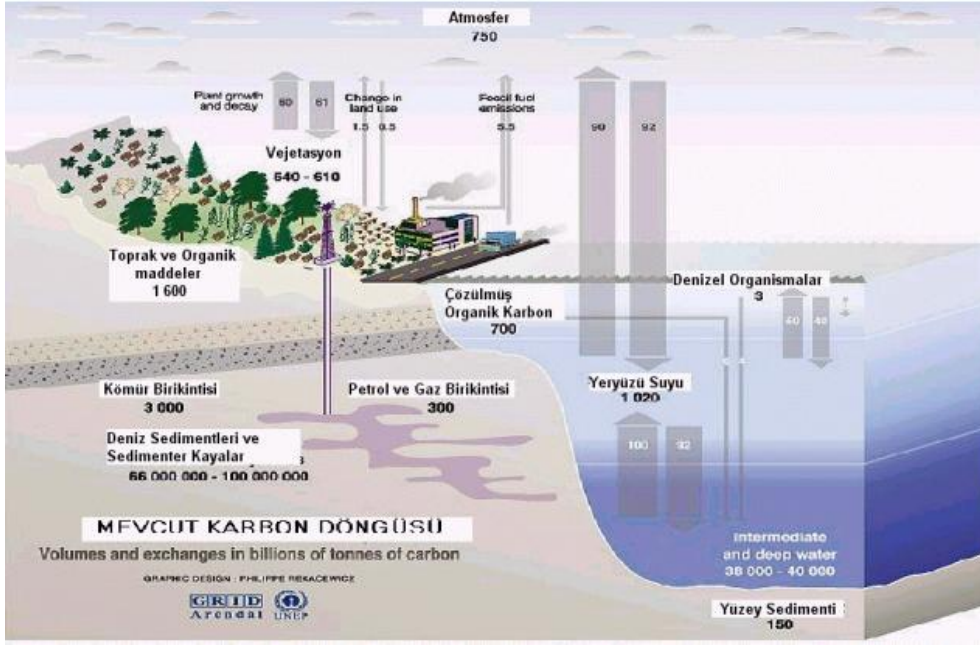
olduğuna göre yeryüzünden yukarıda 190-200 kilometrelerden sonra atmosfer etkisi yok denecek kadar az olduğu söylenebilir.

Bu sınırlar içinde yerçekimi etkisi ile yeryuvarlağını çevreleyen atmosferin genel biçiminin bir küre olduğu ilke olarak kabul edilebilir. Ancak biçim ne olursa olsun ay ve güneş çekimi etkisiyle, sukurede olduğu gibi, atmosferin biçimini etkileyen gel-git olaylarının da bulunduğu kabul edilmektedir.

1.3. Atmosferik Döngüler

Dünyanın tek enerji kaynağı güneştir. Güneşten gelen kısa dalga radyasyonun %33’u uzaya geri yansır, %67’si ise atmosfer ve yeryüzü tarafından emilir. Emilen bu ışınların %25’i su döngüsünde, bir kısmı da yer yüzeyinin ısıtılmasında kullanılır. Yeryüzüne ulaşan güneş enerjisinin kucuk bir kısmı bitkiler tarafından tutulmakta, fotosentez yoluyla besin enerjisine çevrilmektedir. Tüketiciler bu enerjiyi aldıklarında, bir kısmı enerjiyi kendi yaşam faaliyetleri için harcarlar. Uzun dalga radyasyonun bir kısmı sera gazları tarafından tutularak tekrar geri yansıtılır. Bunun sonucunda yüzey ve aşağı atmosfer ısınır. Fakat sonuç olarak gelen bütün solar enerji uzun dalga radyasyon olarak uzaya geri döner (şekil 2.1.). Enerjinin bu taşımına **ENERJİ DÖNGÜSÜ** denir.

Karbon (C) atomu olmadan yaşam düşünülemez. Canlıların başlıca karbon kaynağını karbondioksit (CO₂) oluşturur. Doğadaki karbondioksit, kara ve deniz bitkilerinin fotosentezi sayesinde denizel hayvanların kabuk oluşumu ile dibe okmesiyle, deniz ve göllerde karbonatlı kayalar halinde depo edilmesiyle tüketilirler. Tüketilen karbondioksitin tekrar doğaya dönmesi, canlıların solunumları, organik maddelerin yanması, urumesi, kömür, odun gibi hidrokarbonlu yakıt kullanılması, karbonlu formasyonlardan üretilen yapay gübrelerin kullanımı, beşeri faaliyetler sonucu atmosfere ve yere verilen karbondioksit sayesinde olmaktadır. Doğal mekanizmalarla tüketilen karbondioksitin, çeşitli mekanizmalarla yeniden doğaya dönmesine **KARBONDİOKSİT DÖNGÜSÜ** denir (şekil 1.2.).



Şekil 1.2. Atmosferde karbon döngüsü-UNEP

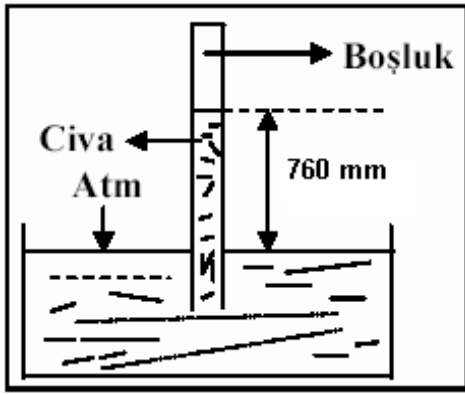
Oksijen, organik maddelerin oksidasyonunda, kömür, gaz ve odun gibi maddelerin yanmaları sırasında büyük ölçüde kullanılır. Bu kaybolan oksijen, yeşil bitkilerin fotosentezi sayesinde ve belli bir yükseklikteki serbest atmosferdeki suyun fotolizi (suyun oksijen ve hidrojene ayrışması) ile açığa çıkmaktadır. Doğada tüketilen oksijenin yerine, tekrar aynı miktarda oksijen üretilmesi olayına **OKSİJEN DÖNGÜSÜ** denir.

Atmosferdeki azotun canlılar tarafından kullanılabilir hale getirilmesi nitrit ve nitratlara dönüşmesi ile mümkündür. Azot gazının kullanılabilir bileşikler haline dönüşmesine **FİKSASYON** denilir. Fiksasyon, atmosferde şimşek ve yıldırım olayları sırasında azot ile oksijenin birleşerek nitrit (N_2O_2) ve nitratlara (NO_3) dönüşmesiyle oluşur. Bunlar yağışla toprağa geçerek, bitkiler tarafından tüketilirler. Topraktaki bakteriler de, azot ile oksijeni birleştirerek nitrit ve nitratlara dönüştürürler. Ayrıca azotlu gübrelerin kullanılması da azot döngüsünde önemli bir yer tutar. Azotun atmosfer ve yer arasındaki dolaşımına **AZOT DÖNGÜSÜ** denir.

HİDROLOJİK DÖNGÜ, 3. Ünite içerisinde anlatılmaktadır.

1.4. Atmosfer Basıncı

Hava, ağırlığı olan her cisim gibi, temas ettiği yüzeye basınç yapar. Belirli bir yerdeki atmosfer basıncı, atmosferin o noktadaki ağırlığıdır (Erinç, S., 1984). **Basınç**, birim yüzeye etki eden ağırlık kuvveti olarak ifade edilir. Hava basıncı 45. enlemde deniz seviyesinde ve 15°C’de, 1 cm çaplı bir boru içindeki cıva sütununu 760 mm yükseklikte tutabilmektedir (Erol, O., 1993). Bu değere “**normal hava basıncı**” denilir. Buna göre havanın 1 cm²’lik yüzeye yaptığı basınç 760 mm yükseklikteki cıva sütununun ağırlığına eşit, yani 1033 gramdır (Şekil 1.3.). Bu bilgiden yararlanarak

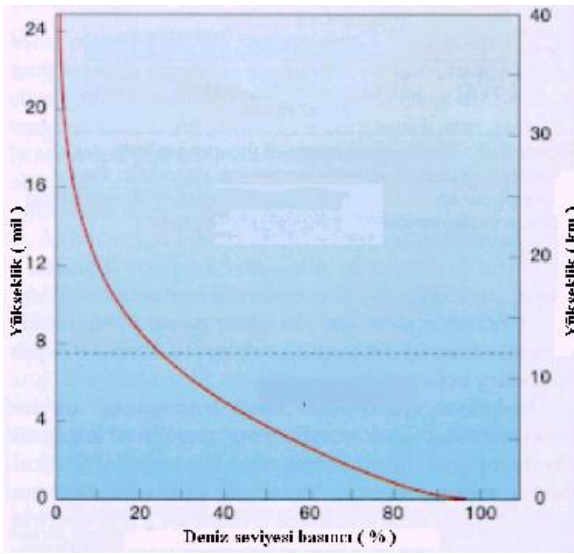


Şekil 1.3. Atmosferik basınç, (G.Ü.,2003)

bütün hava (atmosfer) ağırlığının yaklaşık olarak 5,1 trilyon kg olduğu hesaplanmıştır. Fakat bu değer, 6 katrilyon kg olan yer ağırlığının milyonda birinden azdır. Bir hava sütunu söz konusu olduğu takdirde bunun birim yüzeye yaptığı basınç : $P = -gdh$ formülü ile ifade edilir. Burada;

P = basınç,
g = ivme,
d = havanın yoğunluğu,
h = hava sütununun yüksekliğidir.

Bu formül yardımıyla, atmosfer basıncı ile ilgili olarak şu sonuçları çıkarabiliriz:



Şekil 1.4. Basıncın yükseklikle değişimi

a) Atmosfer basıncı yeryüzünden yukarıya çıkıldıkça azalır. Çünkü bu yönde, her şeyden önce, **h**'ın değeri küçülür. Yükseklikle basınç azalması oldukça hızlı bir şekilde meydana gelir (Şekil 1.4.). Çünkü, havanın alt tabakaları üst tabakalara oranla daha yoğundur. Yükseklik ile basınç arasındaki bu ilişkiden yararlanarak barometreler aracılığıyla yükselti hesaplamaları yapılmaktadır. Fakat hava yoğunluğunun yükseklikle değişimi

düzenli olmadığından ve yoğunluğun sıcaklığa da bağlı olmasından dolayı çok sağlıklı yükseklik tayini yapabilmek zorlaşmaktadır. Tablo 1.1’de değişik yüksekliklerde *standart atmosfer*¹ basıncı yaklaşık olarak gösterilmiştir.

Tablo 1.1. Değişik yüksekliklerdeki standart atmosfer basıncı.

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

Bu tablodan da anlaşılacağı üzere deniz seviyesinden 5 km yüksekte atmosferin kütlesi ve bunun sonucunda da basıncı neredeyse yarıya inmektedir.

b) Atmosfer basıncı havanın yoğunluğu ile ilgilidir. Yükseklik arttıkça basıncın hızla azalması bundan kaynaklanmaktadır. Öte yandan yoğunluğun, sıcaklığa bağlı olduğu da bilinmektedir. Buna göre, havanın fazla ısındığı yerlerin alçak basınç, fazla soğuduğu yerlerin ise yüksek basınç alanları haline geçmeye eğilimli olmaları gerekir. Yeryüzünde sıcaklık bakımından önemli farklılıklar mevcut olduğuna ve bu bakımdan mevsimden mevsime büyük ölçüde değişiklikler meydana geldiğine göre, bu termik şartların dünya üzerinde basınç dağılışında önemli sonuçları olacağı açıktır. Bununla birlikte, bütün alçak ve yüksek basınç yapılarının sadece zeminin termik şartlarına bağlı olmadığı da açıktır. Gerçekte bu konuda dinamik etkenler de rol oynayabilirler.

c) Basınc ile hava sıcaklığı arasındaki yakın ilişkinin önemli bir sonucu da, yükseldikçe meydana gelen basınç azalmasının hızı üzerinde kendisini gösterir. Sıcaklığı yüksek (yani daha hafif) olan bir hava sütunu içinde yükseldikçe basınç daha yavaş azalır. Halbuki düşük sıcaklığa sahip (yani, daha ağır) olan bir hava sütunu içinde aynı ölçüde yükselmeye karşılık gelen basınç azalması daha fazladır. Bu nedenle soğuk hava içinde yükseklik ile basınç, sıcak havaya nazaran daha çabuk azalır. Bu durum, basıncın dikey yapısı bakımından oldukça önemlidir.

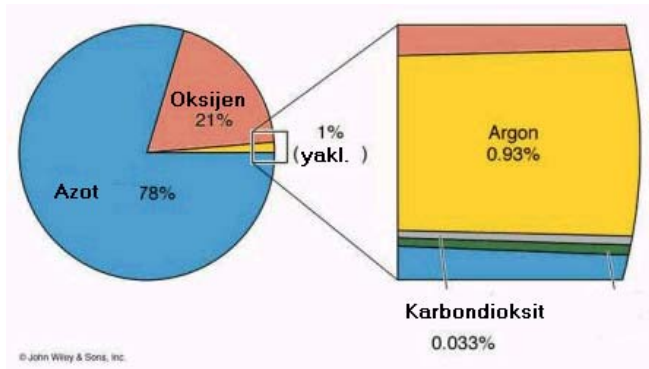
¹ Standart Atmosfer: Sıcaklık ve basıncın düşey doğrultudaki dağılışı bakımından ortalama duruma karşılık gelen atmosfer yapısı “standart atmosfer” olarak ifade edilir.

d) Atmosfer basıncı, dünyanın çekim kuvvetine de bağlıdır. Buna göre, eşit yükseklik ve yoğunluktaki bir hava sütununun basıncı, yani ağırlığı, coğrafi enleme değişiklik gösterir. Bu da, basıncın indirgenmesi konusunda dikkate alınması gereken bir husustur.

1. 5. Atmosferin Bileşimi

Atmosferin bileşimine ilişkin ilk çalışmalarda, hava olaylarından elde edilen (gün doğumu ve gün batımındaki renkli görüntüler gibi) ip uçları kullanılmıştır. Daha hassas aletlerin kullanılmasıyla birlikte atmosferin bileşimine ilişkin görüşlerde de büyük değişimler olmuştur.

Dünya atmosferini oluşturan temel gazlar azot (N_2) ve oksijendir (O_2). Bu iki gazın yanı sıra argon (Ar), karbondioksit (CO_2), metan (CH_4), su buharı (H_2O), eser miktarda başka gazlar ve havada asılı küçük parçacıklar, aerosoller, bulunur (Şekil 1.5.). Atmosferimiz, birbirinden farklı özellikler gösteren katmanlardan oluşur (Yüksel, A.F., 2000).



Şekil 1.5. Atmosferdeki temel gazların dağılımı (John Wiley & Sons)

Gazların, her katmandaki oranları değişiktir. Ama ilk yüz kilometre boyunca azotun (% 78) ve oksijenin (% 21) oranları pek değişmez. Yükseklik arttıkça katmanlardaki gazların yoğunluğu (metreküpteki atom ya da molekül sayısı) da düşer.

Atmosfer çok farklı gazlardan oluşur. Bu gazlar üç ana gruba ayrılırlar:

- 1- Daimi gazlar (havadaki yoğunluğu sabit olan gazlar)
- 2- Değişken gazlar (Yer ve zamana bağlı olarak yoğunluğu değişen gazlar)
- 3- Havada her zaman bulunmayan gazlar.

Tablo 1.2. Atmosferdeki gazlar ve oranları.

25 km'nin altında atmosfer bileşenleri			
Bileşen	Sembol	Hacim (%)	Moleküler ağırlık
Daimi Gazlar			
Azot	N ₂	78.08	28.02
Oksijen	O ₂	20.98	32.00
Argon	Ar	0.93	39.88
Neon	Ne	0.0018	20.18
Helyum	He	0.0005	4.00
Hidrojen	H ₂	0.00005	2.02
Kripton	Kr	0.0011	83.80
Ksenon	Xe	0.00009	131.30
Değişken Gazlar			
Karbondioksit	CO ₂	Değişken	44.00
Ozon	O ₃	Değişken	48
Metan	CH ₄	Değişken	16
Sülfürdioksit	SO ₂	Değişken	64.06
Su buharı	H ₂ O	Değişken	18
Havada Her Zaman Bulunmayan Gazlar			
Tozlar			
Kirleticiler			

Gerçekte atmosfer, buharlaşma ve terleme sonucu oldukça büyük miktarda su buharı içermektedir. Yüzeğe yakın seviyelerde yaklaşık %4 oranında (hacim olarak) su buharı bulunurken 10 km yüksekte sadece eser miktarda bulunmaktadır.

1.6. Atmosferin Tabakaları

Atmosferin düşey yapısı, farklı referans şartlarına göre incelenebilir. Örneğin; sıcaklık, sıcaklık gradyanı, moleküler ağırlık, iyonizasyon, hakim kimyasal işlemler veya bunların bazı kombinasyonları gibi tarif edilebilir ve ölçülebilir parametrelerdeki farklar göz önüne alınarak atmosfer, çeşitli tabakalara ayrılabilir (Borhan, Y., 1987). CHAPMAN, atmosferi tabakalara ayırırken 4 parametreyi dikkate almıştır (Tablo 1.3.).

Bunlar:

- 1- kimyasal reaksiyonlar,
- 2- iyonizasyon,
- 3- havanın kompozisyonu ve,
- 4- sıcaklıktır.

Bu 4 parametreye göre yapılan tabaka sınıflandırmasından ayrı olarak, moleküllerin gezegenler arası boşluğa kaçışlarının önemli olduğu bölgeyi göstermek üzere; atmosfer, **Eksosfer** adında bir tabakaya daha ayrılır.

Tablo 1.3. Chapman'a göre atmosfer tabakalarının sınıflandırılması

CHAPMAN				SPITZER
Kimyasal reaksiyonlar	İyonizasyon	Havanın kompozisyonu	Sıcaklık	Moleküler kaçış
				EKSOZFER
		HETEROSFER		
			TERMOZFER	
	İYONOSFER			
KEMOSFER			MEZOSFER	
		HOMOSFER	STRATOSFER	
			TROPOZFER	

1.6.1. Kimyasal Reaksiyonlar Bakımından Atmosfer Katları

Kemosfer : Kimyasal aktivitelerin – özellikle fotokimyasal olayların – hakim olduğu bölgeye denir. Yerden itibaren 20-110 km yükseklikler arasındadır.

1.6.2. İyonizasyon Bakımından Atmosfer Katları

İyonosfer :Yerden 80-90 kilometrenin ötesinde 250-300 kilometreye kadar seyrek gaz iyonlarından oluşan bir gaz küre vardır. Buna İyonosfer denir. Bu bölümde atmosferin %3'ünden az bir bölümü bulunur. Burada gaz iyonları o kadar seyrek ki, deniz yüzeyinde bir hava molekülü başkaları ile çarpışmadan 2,5 santimetrenin dört milyonda biri kadar yol gidemezken, yerden 90 kilometre yükseklikte hiçbir çarpışmaya uğramadan 2,5 cm gidebilir. Bu kadar seyrek olan bir atmosfer katının yer klimatolojisi üzerinde çok büyük etkisi yoktur.

İyonosfer katında artık molekül halinde azot, oksijen, su buharı gibi ağır gazlara rastlanmaz. Burada görülen iyonlar özelliklerine göre katlar oluşturmuşlardır. Bu katlara bazı isimler verilmiş veya onların D, E, F₁, F₂, G gibi harflerle gösterilmesi yoluna gidilmiştir. Bu gaz iyonlarının güneşten almış olduğu enerji, yani ısıları çok yüksektir. Ancak iyonlar çok seyrek oldukları için, oralara çıkabildiği halde bir insanın bu sıcaklığı hissetmesine imkân yoktur.

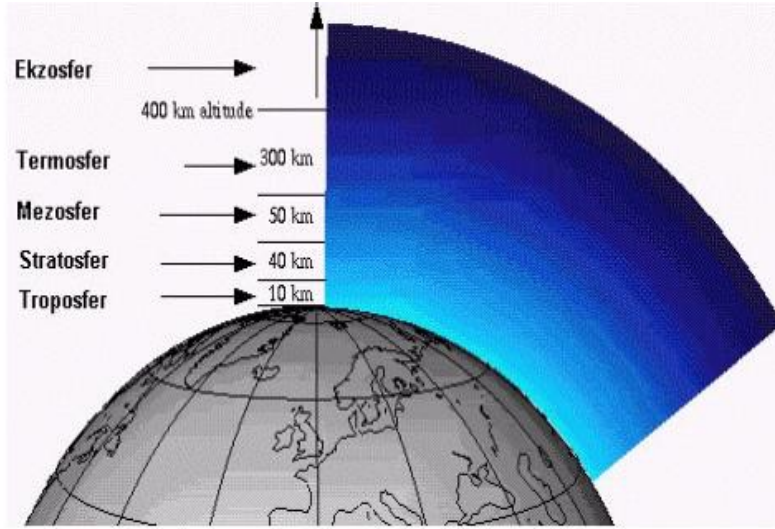
Klimatoloji bakımından belirgin etkileri henüz pek görülme de İyonosfer, diğer özellikleri yanında, radyo dalgalarını yansıtan, içinde kutup ışığı olayının belirdiği bir kat olarak son yıllarda geniş ölçüde incelenmektedir.

1.6.3. Havanın Kompozisyonu Bakımından Atmosfer Katları

Homosfer : Yeryüzünden yukarıya doğru havanın ortalama molekül ağırlığının hemen hemen sabit olduğu, uniform kompozisyonda bir bölgedir. Kalınlığı 90 km'dir.

Heterosfer : Homoserin üstünde, havanın kompozisyonunun önemli derecede değiştiği bölgedir ve atmosferin tepesine kadar uzanır. Homoser ile Heterosfer arası geçiş zonuna Homopoz denir.

1.6.4. Düşey Sıcaklık Dağılımı Bakımından Atmosfer Katları



Sıcaklığa göre atmosfer içinde bazı katlar belirmiştir (Şekil 1.6.). Bu katlar, gazların güneş ışınlarını emme (soğurma) özelliklerine göre sınıflandırılmıştır. Yerden ortalama 13 km

Şekil 1.6. Sıcaklığa Göre Atmosferin katmanları

yüksekliğe kadar sıcaklık sürekli olarak düşer,

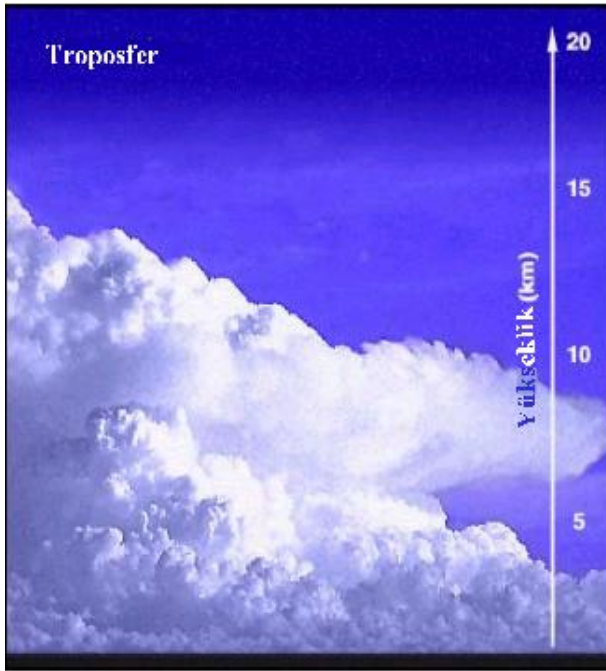
yeryüzünde +15 °C olan sıcaklık, 13 kilometrede -50 ila -60 °C'ye iner. Bu tabakaya **Troposfer** denilir. 13 km'den yukarıda sıcaklık az değişir. 13 - 50 kilometreler arasındaki bu tabakaya **Stratosfer** denilir. Stratosfer üzerinde 50 ila 80 kilometreler arasında sıcaklık önce +77 °C'ye kadar yükselir sonra tekrar -93 °C'ye kadar düşer. Bu tabakaya **Mezosfer** adı verilir. Daha üste gittikçe sıcaklaşan yeni bir kat, **Termosfer**, vardır. Termosferde sıcaklıklar gündüz ve gece arasında çok değişir ve gaz moleküllerinin sıcaklığı, örneğin 180 kilometrede 1100 - 1650 °C'yi bulur. Ancak burada moleküller teker teker çok sıcak olmakla birlikte, seyrek buldukları için bu sıcaklığı örneğin mümkün olsa dokunmak suretiyle bir insanın hissetmesine imkân yoktur. Bu belirtilen sıcaklık katları arasındaki geçiş katları ayrıca isimlendirilir. Şöyle ki, Troposfer üstündeki Stratosfere geçiş katına Tropopoz (Tropopause); Stratosfer üstündeki Mezofere geçiş katına Stratopoz (Stratopause); Mezofere üstündeki Termosfere geçiş katına Mezopoz (Mesopause) denilir.

Yeni gözlemlere göre moleküler oksijen ve azottan meydana gelen alt üç kat, yani Troposfer, Stratosfer ve Mezofere, ortalama 80-110 kilometreye kadar az çok düzenli katmanlar halindedir. Ancak onun üzerindeki iyonlaşmış veya atomlarına ayrılmış gazlar, yerin manyetik alanının ve güneş ışınlarının etkisi altında pek düzenli bir katmanlaşma göstermez. Bu nedenle 80-110 kilometreler üzerinde İyonosfer ve Magnetosfer'den oluşan bölüme **dış atmosfer** de denilir.

1.6.4.1. Troposfer

Atmosferin yerden itibaren 6 ila 16 kilometrelik alt bölümü, içinde hava olaylarının belirdiği sürekli hareketli bir bölümdür (Şekil 1.7.). Sürekli hareket, gazların oldukça değişmez bir karışımını sağlar. Esasen atmosferin %75'i bu bölümde toplanmıştır. Troposfer içerisinde havanın nem durumuna göre sıcaklık ortalama 100 metrede yaklaşık 0.44 - 0.98 °C arasında değişme gösterir. Bu sınır üzerinde sıcaklıkların düşük fakat çok az değişime uğradığı Stratosfer vardır.

Hava olayları genel olarak troposferin kalınlığı içinde görülmekle beraber, bu olayların büyük bölümü alt 3-4 km'lik bölümde toplanır. Çünkü bu olaylar üzerinde önemli etkisi olan su buharı, bu alt kısımda bulunmaktadır. Sürekli olarak ısınıp soğuyan yeryüzünün özellikle bu alt katlara etkisi büyüktür. Onun için Troposferin alt



3- 4 km'lik bölümü karışık biçimdeki pek çok yatay ve dikey hava hareketlerine maruz kaldığı halde, üst bölümlerinde hareket daha düzgündür. Alt bölümdeki çeşitli kalın bulutlara karşılık yukarılarda ufak buz kristallerinden oluşmuş ince tül biçimli düzgün uzanışlı sirüs (cirrus) bulutları görülür. Bu nedenlerle, bazı eserlerde “nemli atmosfer” adı verilen troposferin alt katına **karışma bölgesi**, üst katına ise **sirüs bölgesi** de denilir.

Şekil 1.7. Troposfer (The King's School, UK)

Troposferde sıcaklık ve su buharı miktarı yükseklikle birlikte hızlı bir düşüş gösterir. Mevcut su buharı güneş enerjisini ve yeryüzünden gelen termal radyasyonu soğurarak hava sıcaklığının düzenlenmesinde önemli rol oynar. Atmosferdeki su buharının %99'u troposferdedir. Su buharı yoğunluğu enlemlere göre değişiklik gösterir. En büyük yoğunluk tropiklerdedir (yaklaşık %3) ve kutuplara doğru gidildikçe bu oran azalır.

Türbülans hadisesi stratosferin alt bölümüne kadar uzanmasına rağmen, bütün hava olayları troposferde meydana gelir. Güçlü konvektif hava akımları bu tabakada meydana geldiği için Troposfere, “**karışma bölgesi**” de denir.

Troposfer ile Stratosfer arasındaki geçiş yüzeyine **Tropopoz** (Tropopause) denilmektedir. Tropopoz ekvatorda yerden ortalama 16 kilometre kadar yüksektedir. Bu yükseklik 50. enlemlerde ortalama 8 km, kutuplar çevresinde 6.5 km ve genel bir ortalama olarak 13 kilometredir. Buna göre Troposfer ekvatorda kalın, kutuplarda incedir. Troposferin bu üst sınırı ve biçimi mevsimlere göre de değişmektedir. Yaz aylarında en yüksek, kış aylarında ise en alçak seviyede olur. Tropopozda hava sıcaklığı yükseklikle değişiklik göstermez.

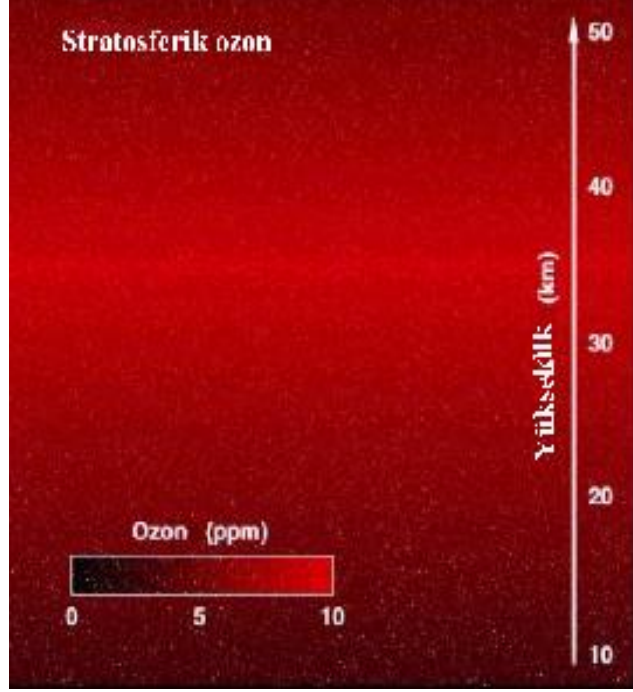
Yeni araştırmalara göre Tropopoz ekvatordan kutuplara doğru düzenli değil, basamaklar halinde bir alçalma gösterir. Bu nedenle bazı yeni eserlerde Tropiklere, orta enlemlere ve kutup çevrelerine ait ayrı Tropopoz yüzeylerinden söz edilmektedir. H.R.Byers’e göre Tropopoz yüzeylerinin ekvatorda yüksek, kutuplarda alçak olmasının nedeni; havanın ekvatorda yerden ısınarak dikey yükselmelere uğraması, kutuplarda ise alçalıcı hava hareketleri nedeniyle yer sıcaklığının yukarılara taşınmamasıdır. Böylece Troposfer ekvatorda gelişip kalınlaştığı halde, kutuplarda ince kalmaktadır.

1.6.4.1.1. Troposferin Karışımı

Daha önce atmosfer tanımlanırken “ mekanik bir gaz karışımıdır “ denilmişti. Bu tanım, özellikle yaşamın içinde geliştiği troposfer için doğrudur. Çünkü sürekli ve güçlü, yatay ve dikey hava hareketleri böyle bir karışımı sağlamaktadır. Stratosferde ise gazlar Dalton kanununa göre ağırlıklarına uygun katmanlar halinde sıralanmıştır. Çünkü orada karıştırıcı hava hareketleri pek yoktur. Örneğin 20 kilometreden sonra oksijenin, 100 kilometreden sonra ise azotun azaldığı saptanmıştır. Spektral analizlere ve roket araştırmalarına göre yerden 19 ila 45 kilometre yükseklikler arasında bir ozon katı vardır. Daha yukarılarda ise gazlar atom ve iyon halindedir.

1.6.4.2. Stratosfer

Troposferin üzerinde, genel olarak durgun özellikli yatay hava hareketlerinin görüldüğü bir hava katı, Stratosfer vardır. Stratosfer troposferdeki güçlü hareketler ve sıcaklık değişmelerinden oldukça az etkilenir. Ancak bazı güçlü fırtınalar stratosferin alt sınırında, yani Tropopozda bir dalgalanma oluşturur. Bu dalgalanma veya Tropopoz uzanışındaki kesintiler özellikle hava cephelerinin üzerinde fazladır, hatta buralarda Stratosfer sıcaklıklarında yerel bir artma dahi olur. Böyle kesintilere rağmen Stratosferde sıcaklık dağılışı oldukça düzgündür ve özellikle dikey yönde çok yavaş değişir; yatay yönde ise Troposferde olduğunun tersine sıcaklık artışı görülür (negatif lapse-rate).

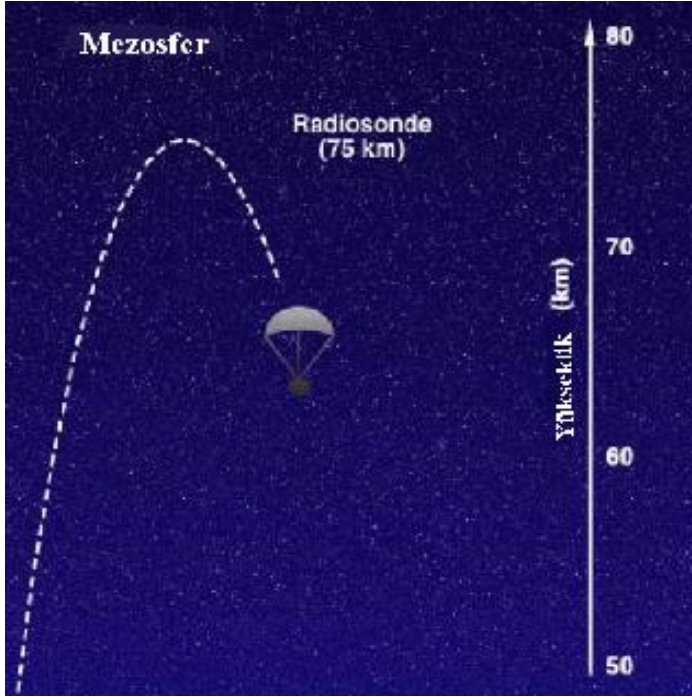


Sekil 1.8. Stratosferik ozon

Genellikle kutuplar üzerinde Stratosfer sıcaklığı ortalama -50°C , ekvator üzerinde ise daha düşük -80°C 'dir. Ancak son incelemeler, bu sıcaklıklarda mevsimlere bağlı değişmeler bulunduğu ve özellikle ekvator üzerinde durumun önceleri düşünüldüğü kadar sade olmadığını göstermiştir.

Stratosfer atmosferdeki ikinci önemli hava tabakasıdır. Yeryüzünden 13-50 km yükseklikler arasında bulunur. Stratosfer içinde hava sıcaklığı 25 km yüksekliğe kadar sabittir. Sonrasında ise mezosfer sınırına (stratopoz – yaklaşık 50 km) kadar artarak $470-490^{\circ}\text{C}$ 'ye ulaşır. Bu sınır bölgesi sıcaklıktaki düşüş ile belli olur. Stratosferdeki hava sıcaklığı yükseklikle arttığı için konvektif hareket gözlenmez ve atmosferik koşullar üzerinde düzenleyici bir etkiye sahiptir.

Bu tabakada su buharı miktarı oldukça düşük olduğundan, ozon stratosferin termal yapısını düzenlemede en önemli rolü oynar. Ozon, güneşten gelen ultraviyole radyasyonu emerek sıcaklığın artmasına neden olduğu için, sıcaklık artışı ozon yoğunluğuna bağlıdır (Şekil 1.8).



1.6.4.3. Mezosfer

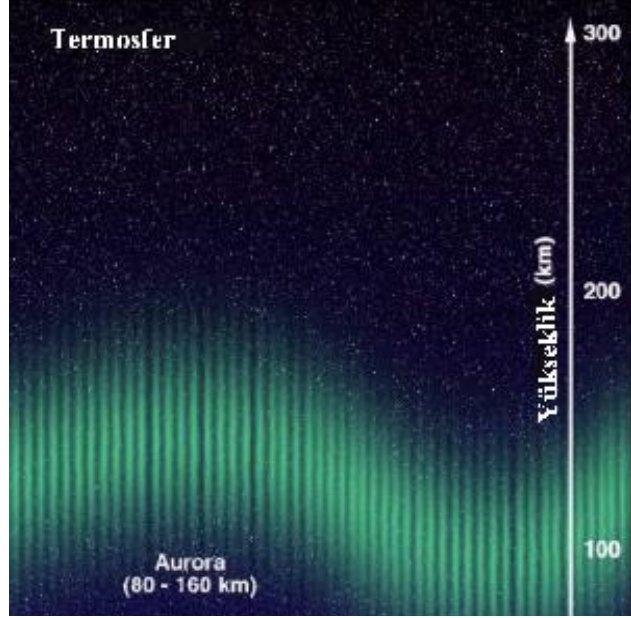
Mezosfer, 50-80 km yükseklikler arasındaki atmosfer tabakasıdır. Bu tabakada sıcaklıklar önce +77 °C'ye kadar yükselir sonra yeniden azalmaya başlayarak 80 km yükseklikte -93 °C'ye kadar düşer (Şekil 1.9.). Bu bölgede ozon ve su buharı yoğunluğu ihmal edilebilecek düzeyde azdır.

Sekil 1.9. Mezosfer (The King's School. UK)

Havanın kimyasal özelliği daha çok yüksekliğe bağlı bir yapıdadır ve yeryüzünden olan uzaklık arttıkça atmosfer hafif gazlar yönünden daha zengindir. Çok yüksek seviyelerde gazlar moleküler ağırlıklarına göre tabakalar oluştururlar. Bunun nedeni ise daha ağır moleküller üzerindeki yerçekimi kuvvetinin daha fazla olmasıdır. Atmosfere giren yabancı kütlelerin (meteor veya uydular vs.) sıcaklıklarının artmaya başladığı yer bu tabakadır.

1.6.4.4. Termosfer

Termosfer, mezosferin hemen üzerindeki tabakadır ve mezopoz geçiş bölgesiyle birbirlerinden ayrılırlar (Şekil 1.10.). Bu tabaka içerisinde sıcaklık yükseklikle artış gösterir. Bu artışın en önemli nedeni, sınırlı miktardaki moleküler oksijen artıklarının yoğun güneş radyasyonu absorbe etmesidir. 100-200 km yükseklikte, en önemli atmosferik bileşen hala azot ve oksijendir. Bu yükseklikteki gaz molekülleri birbirlerinden uzaklaşırlar. Termosfer, Aurora² hadisesinin de gözlemlendiği tabakadır.



Şekil 1.10. Termosfer (The King's School, UK)

1.6.5. Havadaki miktarı değişmeyen gazlar

16 kilometreye kadar Troposferi oluşturan gazların büyük bir bölümünü miktarı değişmeyen gazlar meydana getirir. Bunlar hacim oranlarına göre % olarak şöyle sıralanabilir :

Azot	%78,08
Oksijen	%20,98
Asal gazlar	%0,93

Asal gazlar miktarları sırasıyla Argon, Kripton, Hidrojen, Ksenon, Neon, Helyum 'dur. Hacmin çok az olan diğer bölümünü su buharı, karbondioksit ve tozlar gibi miktarı değişen gazlar oluşturur. Bu nedenle hava belirli miktarda karbondioksit ve su buharı kaldırabilir. Havanın basıncı ve sıcaklığı azalıp çoğaldıkça, bu gazların

² Güneşten gelen günlük enerjinin salınımıyla orta ve yüksek enlemlerde atmosferin üst seviyelerle ilişkisi sonucu oluşan ışık. (Meteoroloji Sözlüğü, 2003)

miktarında da azalıp çoğalmalar olur. Havadaki miktarı değişmeyen gazlar yaşamın devamı için bir kararlılık (istikrar) unsurudur. Değişen gazların ise iklimler üzerinde önemli etkileri olmaktadır.

Miktarı esas itibarıyla değişmeyen gazlardan Oksijen (O_2), yaşam için gerekli bir gazdır. Sularda erir. Onun için deniz suyunda oksijen vardır ve orada da yaşam gelişebilmiştir. Azottan daha çok eridiği için deniz suyundaki oksijen oranı azottan çoktur. Soğuk suda oksijenin erime oranı daha fazladır. Hava ısındıkça erimiş olan bu oksijen sudan dışarıya verilir. Onun için denizlerin ısındığı Mart-Ağustos ayları arasında (Kuzey Yarımkürede) havadaki oksijen miktarı az da olsa artar. Yani havadaki oksijen miktarı yazın kışa oranla biraz daha fazladır. Oksijen miktarındaki bu değişme normal karışımdaki 1 m^3 hava içinde en çok ± 1 litre kadar olur. Canlı yoğunluğu fazla olduğu için şehirlerde oksijen biraz az; kırlarda, denizlerde ve yükseklerde biraz daha fazladır.

1.6.6. Havada her zaman bulunan fakat miktarı değişen gazlar

1.6.6.1. Havadaki karbondioksit

Havada çok az oranda %0 – %0,03 arasında, bulunmasına karşın miktarı ve değişimleri nedeniyle karbondioksit, klimatolojik koşullara önemli ölçüde etki yapar. Havadaki karbondioksit (CO_2) miktarı karalar üzerinde denizlerden fazladır ve karalarda şehirler civarında özellikle geceleri bu miktar daha da artar. Çünkü şehirlerde fabrika ve ev bacalarından çok miktarda karbondioksit çıktığı gibi, insanlar ve diğer canlılar da bu yoğunluğu artırır. Ayrıca volkanlardan ve maden sularından da bir miktar karbondioksit havaya karışır. Fakat bütün bu karbondioksit kazancına karşın, bu gazın atmosferdeki miktarı çok fazla artmaz. Çünkü deniz, havadaki normal karışımdan fazla olduğunda karbondioksiti eritmek, normal karışımdan az olduğunda ise (yani bu gazın basıncı düştüğünde ise) erimiş gazı havaya geri vermek yoluyla her zaman miktarın belirli sınırlar içinde kalmasında yardımcı olur. Suyun sıcaklığı arttıkça da oksijende olduğu gibi, karbondioksit miktarında oransal bir artış olur. Ağır bir gaz olan CO_2 , hava basıncı arttıkça havanın alt katlarında toplanır ve toprağa sızarak yer altı boşluklarına girer. Basınç azalınca yukarılara doğru tekrar yükselir.

Karbondioksit miktarlarındaki bu değişmeler gerçekte çok ufak ölçüde olur. Fakat bu az ölçülü değişmelerin bile yaşama ve iklimlere önemli etkileri varır. Karbondioksit, atmosferin güneş ışınlarını emme ve saklama yeteneğini artırmaktadır. Yapılan hesaplara göre havadaki bugünkü CO₂ miktarı %55-%60 azaldığında hava sıcaklığının 4-5 °C düşmesi gerekecektir. Jeolojik çağlarda bu gazın miktarı azaldığı zaman havanın soğuyup buzul devirlerinin meydana geldiği, özellikle volkanizmaya bağlı olarak karbondioksit arttığında ise karbon çağlarının doğduğu ileri sürülmektedir. Gerçekten de Ankara civarında linyit kömürlerinin oluştuğu Miyosen ve Pliyosen çağları, volkan püskürmelerinin de fazla olduğu bir dönemdir.

1.6.6.2. Havadaki su buharı

Hava içindeki miktarı yer ve zamana göre en fazla değişen gaz, kuşkusuz ki, su buharıdır. Nemli tropikal iklimlerde hava içinde %2-3 kadar su buharı bulunabilir. Bu miktar orta enlemlerde %1, kutuplarda %0,25'e kadar düşer. Atmosferde yükseldikçe su buharı miktarı hızla azalır. 6500 metrede yer seviyesindeki miktarın ancak 1/10'u bulunur. Buna göre su buharının çoğu, atmosferin alt 3-4 kilometrelik bölümünde toplanmıştır. Hava içindeki su buharı miktarı ile hava sıcaklığı arasında çok yakın bir ilgi vardır ve sıcaklık arttıkça su buharı miktarı da artar. Havadaki su buharının yaşam ve iklimler üzerinde oldukça önemli etkileri vardır.

Su buharının etkileri kısaca şöyle özetlenebilir :

- (i) Su buharı, yağışların olmasını sağlar,
- (ii) Atmosferin sıcaklık emmesini ve alt kısımlarının ısınmasını kolaylaştırır,
- (iii)Koruyucu bir örtü oluşturarak, sıcaklığın uzaya kaçmasını önemli ölçüde yavaşlatır,
- (iv)Hava olaylarının doğuşunu sağlayan enerjinin aktarımında suyun buharlaşması ve özellikle yoğunlaşması olayının önemi büyüktür,
- (v) Havadaki su buharı, boğazımız ve derimizin fazla kurummasına engel olur,
- (vi)Hava içindeki bakterilerin yaşamasına imkan sağlar.

1.6.6.3. Havadaki ozon

Hava içindeki oksijen (O_2) ultraviyole ışınlarının etkisi altında allotropik (O_3) hale geçer. Bu gaz Ozon denilir. Örneğin şimşek ve yıldırım hadiselerinden sonra havada duyulan hafif sarımsak kokusu ozonun kokusudur. Ozon havanın alt katlarında çok azdır. 1 m^3 havada 8 mm^3 kadar ozon bulunur. Yere yakın hava katlarındaki bu ozonun miktarı sabahları hemen hiç yok denecek kadar azdır, öğleye doğru miktar biraz artar. Bu değer yerine ve mevsimlere göre biraz değişir. Yerden 19-45 kilometre yükseklikler arasında bir ozon katı vardır. Bu yüksekliklerdeki ozonun miktarı Ekvatordan Kutba doğru artar. Ozon katının kalınlığı ise ortalama olarak 10. enlemlerde 29; 75. enlemlerde 22 kilometre kadardır.

Ozon, gaz olarak, içinde hayatın gelişmesine imkan vermez. Ancak atmosferin üst katlarında ultraviyole ışınlarını emerek yeryüzündeki yaşam üzerinde olumlu bir etki yapar. Diğer yandan bu ışınların emilmesi nedeniyle ozon katı ortalama $+77\text{ }^\circ\text{C}$ sıcaklıkta bir kat olarak belirmiştir.

Ultraviyole ışınlar gereğinden çok olduğunda yaşamı yok edici bir etki yaparlar. Fakat aynı zamanda vücutta D vitamini oluşumu da ancak belirli sınırlar içinde kalmak koşulu ile bu ışınların etkisine bağlıdır. İşte atmosferin yukarı bölümlerinde bulunan ozon katı, ultraviyole ışınlarını yaşamın gelişmesine uygun ölçüde geçirmesi yönünden çok önemli bir rol oynar. Ozon bulunmadığında atmosferden geçecek ultraviyole ışınlarının şimdikinden çok daha güçlü olacağı ve bu koşullar altında yeryüzünde suların dışında yaşamın gelişmeyeceği saptanmıştır. Buna karşılık atmosferde bugünkünden iki kat daha çok ozon bulunduğunda ise yere ulaşan ultraviyole ışınlarının değerinin bugünkünden $1/10$ oranında daha az olacağı, dolayısıyla yine yaşamın bu ölçüsüyle gelişmeyeceği anlaşılmıştır.

1.6.6.4. Havadaki tozlar

Havada kaynağı çeşitli, çok küçük katı maddeler uçar halde bulunur. Bunlara toplu olarak toz adı verilmektedir. İrice tozlar kısa bir zaman için havalanır ve tekrar yere düşerler. Fakat çok küçük olanları, uzun bir zaman havada kalıp çok yüksekler kadar çıkabilir. Özellikle hava basıncı azaldığı zaman yükselme çok olabilir.

Havadaki tozların kaynakları çeşitlidir. Bunların başlıcaları : ufalanmış taşlar, mineral kırıntıları, maden parçacıkları, karbon parçaları (duman, is), tuz kristalleri, bitki sporları ve çeşitli mikroplar ile kozmik tozlardır. Ufalanmış taşlar, özellikle kurak bölgelerde, kolaylıkla toz haline gelirler ve rüzgarlar vb. gibi nedenlerle havaya karışırlar. Böyle tozların yeniden yere çökmesiyle doğmuş olan Löss katmanlarının kalınlığı yüzlerce metreyi bulabilir. Bu da, bu çeşit tozların niceliği ve oluşum süreleri bakımından iyi bir fikir verir. Tuz kristalleri, özellikle fırtınalı havalarda havaya savrulan deniz suyundan havaya karışır. Deniz kıyılarında fazladır. Kozmik tozlar diğer tozlara oranla azdır. Fakat toplam olarak azımsanamayacak ölçüdedir. Yapılan hesaplara göre bir günde uzaydan gelerek atmosfere giren kozmik tozların 2000 tonu bulunduğu anlaşılmaktadır. Doğal olarak bu nicelik bütün atmosfere dağılınca görelî değeri azalmaktadır. (Erol, O., 1993)

Büyük bölümüyle yeryüzünden doğan ve görelî ağırlığı fazla olan tozlar özellikle havanın alt katlarında toplanmıştır. Şehir içlerinde, örneğin bir odadaki havanın 1 m³ hacmindeki bir bölümünde 200 000 adet toz olduğu, parklarda bu değerin 100 000'e, dağlarda ise 800'e kadar indiği saptanabilmiştir.

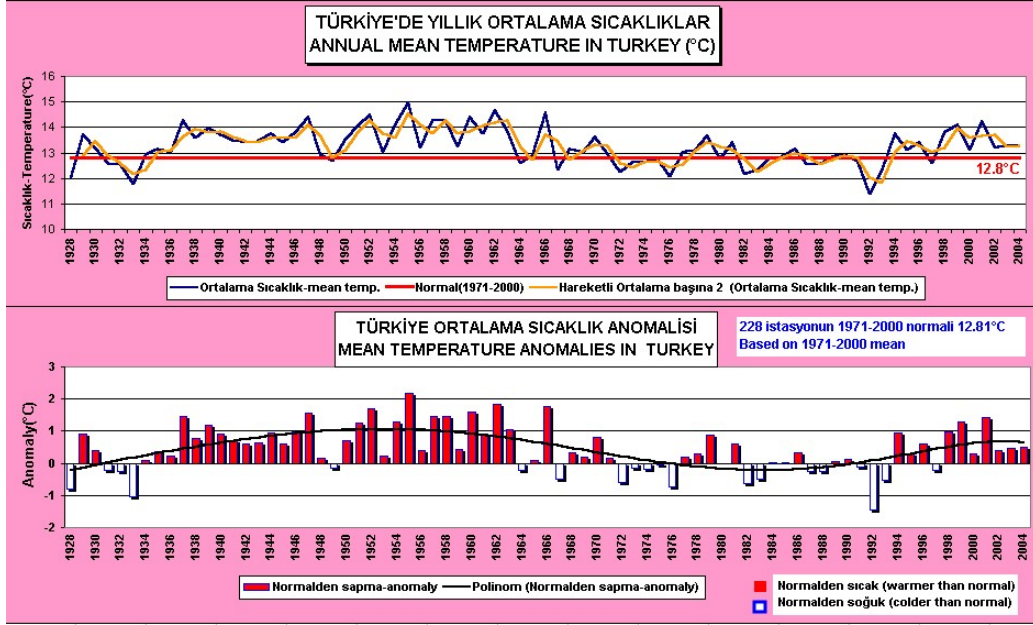
Havadaki tozlar fazla oldukları zaman görüşü ve solunumu güçleştirirler. Bundan daha önemli olarak, tozlar havada yoğunlaşma çekirdekleri oluşturarak, yağış oluşumuna yardımcı olurlar. Fazla miktarda buldukları zaman renkli yağmurların oluşumuna neden olurlar, havanın ısınmasını artırır. Hava taneciklerinin elektriklenmesi ve iyonlaşmalarını kolaylaştırır. Kozmik tozlar kutup ışığının belirlenmesine yardımcı olurlar. Bazı durumlarda havaya karışan çok miktardaki volkanik tozlar, başka bir sözle volkan külleri, güneş ışınlarının geçmesine engel oluşturarak, hatta o ışınları yutarak havanın soğumasına da neden olurlar. Örneğin Alaska'da 1912 yılında bir püskürme ile havaya karışan volkan külleri sıcaklığı o kadar azaltmıştır ki, yaz mevsimi olmasına rağmen bir süre için hava kış mevsimini hatırlatacak derecede soğumuştur. Büyük orman yangınları ve endüstri merkezleri de havaya is halinde katı maddeler karışmasına neden olurlar.

Değerlendirme soruları:

1. Atmosferik basıncın yükseklikle değişimini nedenleriyle açıklayınız.
2. Basınç ile hava sıcaklığı arasındaki ilişkiyi izah ediniz.
3. Atmosferik döngüler nelerdir?. Bunları kısaca izah ediniz.
4. Havadaki su buharının etkileri nelerdir?
5. Chapman'a göre atmosfer tabakalarını izah ediniz.

II. ÜNİTE

HAVA SICAKLIĞI



Hazırlık Çalışmaları

- 1- Isı ve sıcaklık nedir?
- 2- Kuru ve nemli havanın adyabatik sıcaklık değişimleri neden farklıdır?
- 3- Kararlılık ve kararsızlık nedir?
- 4- İzoterm nedir?

2.1. Sıcaklık ve Isı Kavramı

Isı cisimlerde moleküllerin hareketiyle ilgili bir iç enerjidir. **Sıcaklık** ise ısının dışarıya karşı yaptığı etkinin bir göstergesidir. Atmosfer koşullarını ve yaşam etkinliklerini en yakından kontrol eden iklim elemanı atmosferin sıcaklığıdır. Yeryüzünün tek enerji kaynağı olan güneş, atmosfer sıcaklığının da kaynağıdır. Güneşten gelen enerjinin önemli bir bölümü atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşır ve oradaki katı ve sıvı cisimleri ısıtarak ısı enerjisi haline döner. İşte atmosferi de ısıtan, doğrudan doğruya güneşten gelen görünür veya görünmez ışıklardan çok, yeryüzünden atmosfere geçen bu ısı enerjisidir. Bu bakımdan atmosfer kısmen doğrudan doğruya güneşten, fakat daha çok yeryüzünden ısınır. Onun için atmosferin alt katları daha sıcaktır (Erol, O., 1993).

Atmosfer sıcaklığını incelerken çoğu zaman ısı sözcüğünü de kullanırız. Isı ve sıcaklık kavramları çoğu zaman birbirine karıştırılır. Bu nedenle, aralarında yakın bağ bulunan ancak nitelik açısından farklı olan ısı ve sıcaklık kavramlarını açıklamak gereklidir.

2.1.1. Sıcaklık

Cisimlerin en küçük taneleri yani molekülleri, kütleleri içinde sahip oldukları ısı enerjisi etkisiyle sürekli olarak hareket veya titreşim halindedirler. Isınan cisimleri oluşturan moleküllerin aktiviteleri, yani titreşim, dönme veya yer değiştirme gibi her durumda artar, ya da molekülleri bir arada tutan kuvvetler yenilerek moleküller arası bağlar kopartılır. Bu nedenle sıcaklık kelimesi, cisimleri oluşturan moleküllerin, moleküler aktivitelerinin yoğunluğu ile orantılı bir büyüklük olur (Kadıoğlu, M., 2001).

Bir cismin kütlesi içindeki enerji toplamı, yani ısı arttığında, o kütleyi oluşturan moleküllerin her birine düşen enerji artar. Tek tek her moleküldeki enerji artışı ise onların kinetik enerjisini, yani titreşimini artırmaktadır. Bu artan molekül titreşimleri ise elektromanyetik dalgalar halinde çevreye etki yapar. İşte bu etkiye **sıcaklık** denir. Sıcaklık farkları, ısı geçiş yönünü belirler. Sıcaklığı farklı iki cisim bir araya getirildiğinde ısı, sıcaklığı yüksek olandan düşük olana doğru kendiliğinden

geçer. İki cisim arasındaki sıcaklık farkı yok ise ısı geçişi olmaz, bu cisimler ısı dengededirler.

Atmosfer, okyanus ve karalar iç enerjiye yani moleküllerinde depolanan enerjiye sahiptir. Su ve havanın sıcaklığı, bunların tüm moleküllerinin ortalama kinetik enerjisinin bir ölçüsüdür. Bir molekül ne kadar hızlı ise sıcaklığı o kadar fazladır. Dolayısıyla sıcaklık, sadece bir maddenin ne kadar sıcak ya da soğuk olduğunu söyler, bir maddenin ne kadar iç enerjiye sahip olduğunu söylemez. Sıcaklıkları aynı olan bir bardak sıcak su ile bir semaver sıcak suyun iç enerjileri (yani ısıları) farklıdır.

2.1.2. Isı

Bir cismin kütlesi içinde, sahip olduğu enerjinin toplam miktarına **ısı** denir ve birimi kaloridir. Bir gram suyun sıcaklığını 1° C yükseltmek için gereken ısı miktarına da 1 kalori denir. Isı transfer edildikten sonra, iç enerji olarak depolanır. Isı transferi; katı ve sıvılarda iletim, sıvı ve gazlarda taşıma, uzay boşluğunda ise ışınım yoluyla gerçekleşir. Sıvılardaki ısı transferine bir örnek verecek olursak; bir gölün ortasında sıcak çay yudumluyor olduğumuzu düşünelim. Çay gölden daha yüksek sıcaklığa sahip olmasına karşın, göl daha fazla toplam iç enerjiye sahiptir, çünkü göl daha fazla molekül içerir. Eğer sıcak olan çay bardağını soğuk olan göl suyuna belirli miktar daldırırsak veya bardaktaki çay soğuk suya dökülürse çay hızlıca soğuyacaktır. Sıcak çaydan soğuk suya, aralarındaki sıcaklık farkından dolayı, transfer edilen enerji ısıdır.

2.2. Sıcaklığa Etki Eden Faktörler

Gerçekte atmosferin ısınması çok çeşitli faktörlerin etkisi altındadır.

- Atmosferin sıcaklığa etkisi
- Yer kürenin atmosfer sıcaklığına etkisi
- Kara ve denizlerin sıcaklığa etkileri.

2.2.1. Atmosferin sıcaklığa etkisi

Yeryüzü ve atmosferdeki sıcaklığın ana kaynağı güneştir. Diğer yandan yerin derinlikleri çok sıcak olmasına rağmen, bu sıcaklığın etkisi bugünkü yer kabuğunu

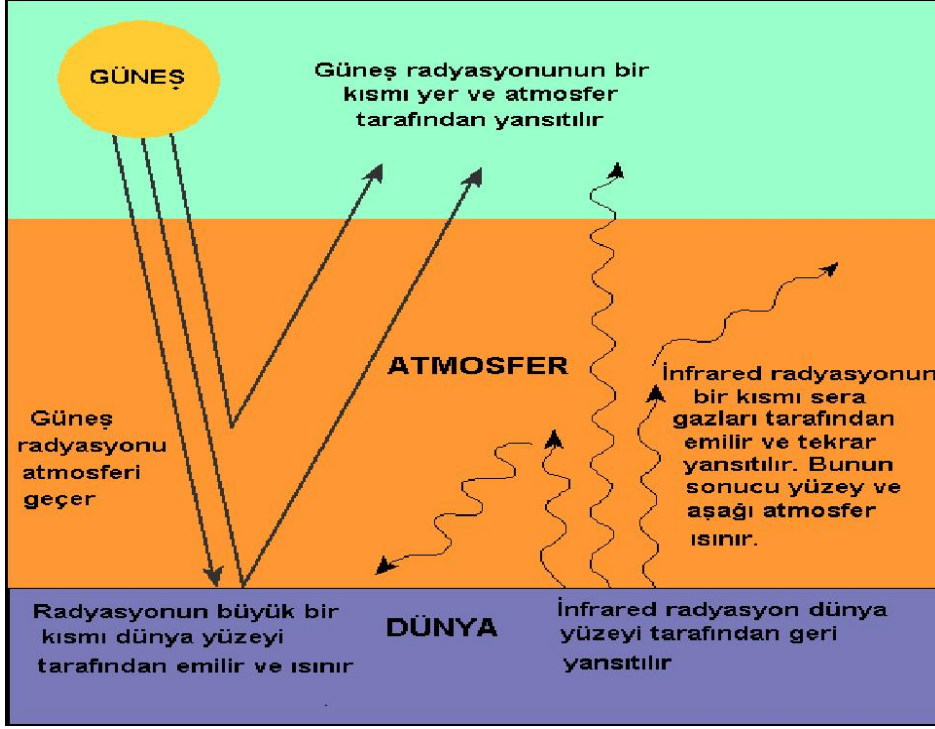
geçerek yeryüzüne erişemez. Jeolojik geçmişte yer sıcaklığı hava sıcaklığına etki yapmış olabilir, ancak yerkabuğu oluşup kalınlaştıkça bu etki azalmış ve bugünkü durum belirmiştir. Yani yeryüzü ve atmosferin ısınmasını sağlayan sadece güneştir diyebiliriz. Güneşten yeryüzüne bir dakikada gelen enerjinin, insanların bütün kaynaklarını çalıştırarak bir yılda elde edebileceği enerjiye eşit olduğu düşünülürse, güneş enerjisinin büyüklüğü hakkında bir fikir edinilebilir.

Gerçekten karayı ve denizi ısıtan güneş; buharlaşmalar, yağışlar, rüzgarlar ve deniz akıntılarının da kaynağıdır. Bitkilerin fotosentez olayı ile gıda ve hayatın tümü güneşin eseridir. Hatta maden kömürü, petrol ve odun gibi enerji kaynakları, gerçekte depo edilmiş güneş enerjisinden başka bir şey değildir.

Yeryüzü ve atmosferin ısınmasını sağlayan güneş enerjisi, ışınlar (radyasyon), kozmik ışınlar ve tanecikler (partiküller) halinde yeryüzüne gelir.

Her cisim molekül yapısına bağlı olarak belirli dalga uzunluğundaki ışınları emer ve bu enerjiyi başka dalga uzunluklarında ışınlar halinde tekrar çevresine yayar. Bir cisme gelen enerji miktarı, cisimden yayılan enerjiden fazla ise o cisim ısınır, aksine az ise cisim soğur. Cisimlerin sıcaklıkları fazla ise, yayılan dalga uzunluğu kısa; sıcaklığı az ise ışınların dalga uzunluğu fazladır.

Atmosferin üst sınırında 1 cm^2 'ye 1 dakikada gelen kalori miktarına güneş sabiti denilmektedir ve ortalama $2.0 \text{ cal/cm}^2/\text{dakika}$ dır (Erol, O., 1993). Güneş sabiti yeryüzünün değişik kısımlarında farklılık göstereceği için, güneş enerjisinin atmosfer içindeki ve yeryüzündeki dağılımı ve değişmelerini göreceli (nispi) olarak incelemek gerekmektedir (Şekil 2.1.).



Şekil 2.1. Enerji Dengesi ve sera etkisi

Güneş enerjisinin uğradığı değişiklikler şu şekilde açıklanabilir:

- % 25' i bulutlar ve atmosfer etkisi ile uzaya yansır.
- % 25' i dağılmaya (difüzyona) uğrar.
- % 15' i atmosfer tarafından emilir (absorbe edilir).
- % 8' i yere çarpınca uzaya yansır. (albedo)
- % 27 'si yeri ısıtır.

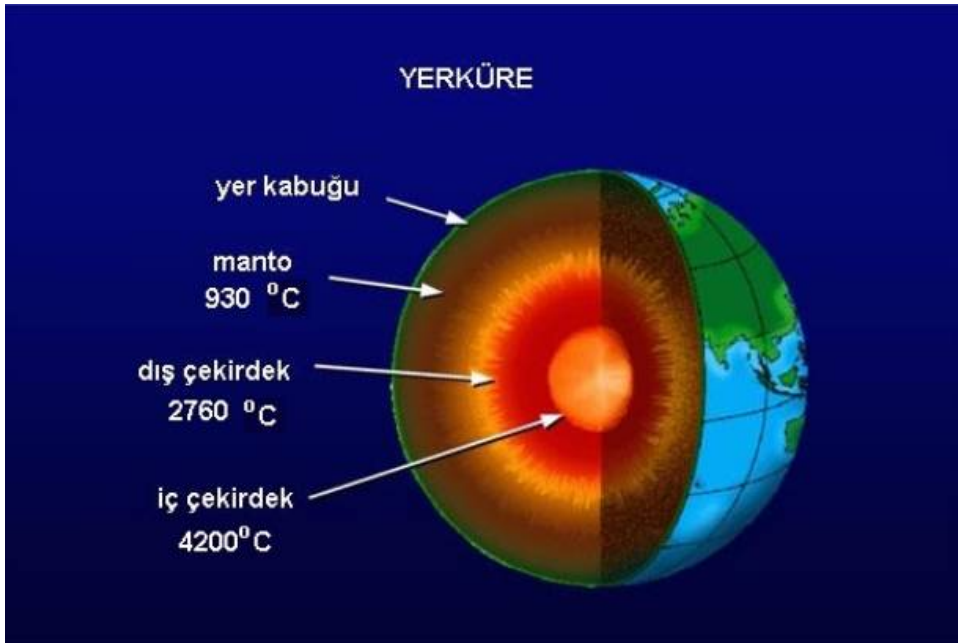
Bu değerlerin toplamı % 100 olmaktadır. Buradan görüldüğü üzere güneşten gelen kısa dalgalı ışınların % 25 + % 8 = % 33 ü hiçbir değişikliğe uğramadan yine kısa dalgalı ışınlar halinde uzaya geri dönmektedir.

Güneşlenmenin %33'ü bulutlar ve kısmen de yer yüzeyinin değişken özellikleri ile çok küçük bir miktar da hava parçacıkları tarafından uzaya geri yansıtılır. Böylece güneşlenmenin %67'si absorbe edilir. % 33'lük yansımaya ise **Dünya Atmosfer Sisteminin Albedosu** denir. Albedo, daha açık ifadeyle yansıyan güneş radyasyonunun, gelen toplam güneş radyasyonuna oranıdır. Böylece yer yüzeyi ve bulutlar tarafından geri yansıtılan güneş radyasyonu, atmosferin ısınmasına katkıda bulunmamaktadırlar.

Güneş radyasyonunun direkt olarak yansıtılmayan %67'sinin $\frac{1}{4}$ kadarı atmosferdeki çeşitli gazlar tarafından, absorbe edilir. $\frac{3}{4}$ kadarı da yer yüzeyi tarafından absorbe edilir. Yer yüzeyine ulaşan bu enerji İnfrared radyasyon, türbülanslı alış-veriş ve buharlaşma gizli ısı transferi vasıtasıyla atmosferin ısıtılmasında kullanılır. Yer yüzeyi atmosferden de infrared radyasyon şeklinde küçük bir miktar enerji alır. Ama atmosfer infrared enerjisinin büyük bir kısmını uzaya yayınlar. Uzaya kaçan bu radyasyona, dünya yüzeyinden uzaya kaçan radyasyon da ilave edildiğinde elde edilen miktar, dünya atmosfer sistemi tarafından absorbe edilen güneş enerjisine eşittir. Eğer atmosferde ısı kazanç ve kayıp faktörleri birbirlerine eşit olmasalardı, atmosferde net bir ısınma veya net bir soğuma meydana gelecekti. Böyle bir durum halen mevcut olmadığına ve geçmişte de böyle bir durum oluşmadığına göre bir **ısı enerji dengesinin** mevcut olduğundan söz edilebilir.

2.2.2. Yer Kürenin Atmosfer Sıcaklığına Etkisi

Atmosferin ısınması az miktarda güneşten ve daha çok yerden atmosfere doğru yansıyan ışınlardan olduğu için yerin ısınması ile atmosfer sıcaklığı arasında doğrudan doğruya bir ilişki vardır. Bu nedenle güneşten gelen ışınlar üzerinde atmosferin geniş ölçüde değiştirici bir etkisi olmaktadır (Şekil 2.2.).



Şekil 2.2 Yer Kürenin ısı dağılımı

Güneşten alınan enerji miktarı, ışınların dik gelişi kadar, aydınlatma süresinin uzunluğu oranında da fazla olmaktadır. Çünkü enerjinin alınması zamana bağlı bir olaydır ve bir yüzey ne kadar uzun zaman güneşlenirse aldığı enerji değeri de o kadar çok olur. İşte bu iki faktörün etkisi ile hava, güneş ışınlarının oldukça dik açıyla geldiği öğlenleri, sabah ve akşamdan daha sıcaktır.

Yerin biçimi, yeryüzünün her noktasının aynı değerde ışın ve enerji almasına engel olur. Güneş ekvator çevresinde ufuk düzleminden daha fazla yükselir ve yere daha dik ışınlar gönderir. Kutuplar çevresinde ise ufka yakın hareket eder ve bu nedenle ışınlar daha yatık gelir. Kutuplara doğru, güneş ışınlarının ısıtma gücü azalır. Bu durum, sıcaklığın yeryüzündeki dağılışını yakından kontrol eder. Ekvatordan kutuplara doğru sıcaklığın azalmasına neden olur. Buna **enlem** etkisi denir.

Yerin günlük dönüş hareketi, güneşin ufuk düzlemi üzerindeki günlük görünüşteki (zahiri) hareketini doğurur. Bu nedenle güneş sabahları ufuk düzleminin doğu kenarında görünür, öğleye kadar ufuk düzlemi üzerinde yükselir, öğleyin de en yüksek noktasını bulur. Öğleden sonra güneş gittikçe alçalarak ufuk düzleminin batısından batar. Bu nedenle güneş ışınlarının geliş açısı gün içinde sürekli değişir, ona uygun olarak da sıcaklık gündüzleri artar ve azalır. Geceleri ise güneşten enerji gelmediğinden ışıma nedeniyle sürekli bir soğuma görülür. Sonuç olarak, yerin günlük dönüş hareketi, ışınların geliş açısına ve güneşlenme süresine etki eden, sıcaklık ve diğer iklim öğelerinde gece-gündüz farkını doğuran önemli bir faktör olarak belirmektedir. Buna **gece-gündüz** etkisi denir.

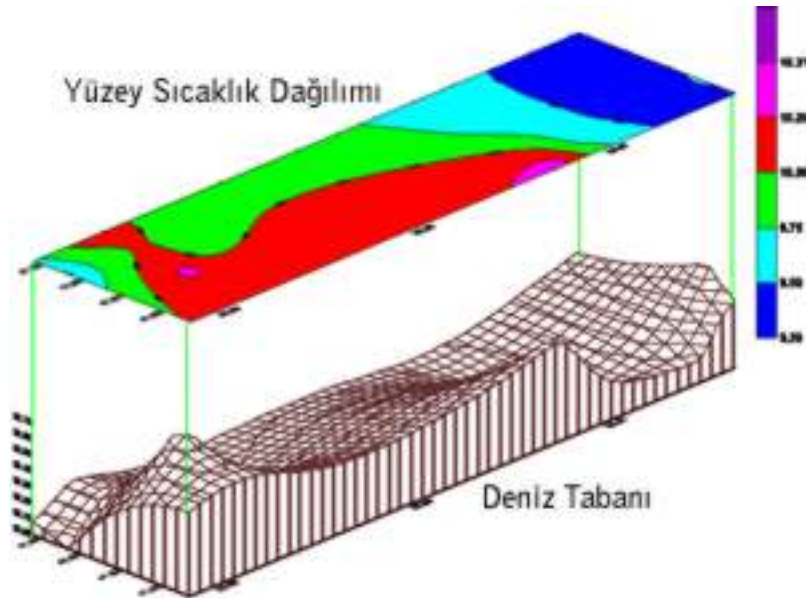
Günlük dönüş hareketinin doğurduğu geliş açısı değişiklikleri ve güneşlenme değerlerindeki farklar, yer ekseninin eğimi ve yerin yıllık hareketi etkisiyle biraz daha artmaktadır. Yerin güneş çevresindeki yıllık hareketi (Revolution) sırasında çizdiği elips biçimli yörüngeden geçen düzleme **ekliptik düzlemi** denir. Yer, günlük dönüş hareketini ekliptik düzlemine 66°33' eğimli duran bir eksen çevresinde yapar. Yerin yörüngesi boyunca güneş çevresinde tamamladığı yıllık hareketi sırasında eksenin ekliptik düzlemiyle yaptığı açı hep aynı kalır.

Bunun sonucu olarak güneşin ışınları yıl içinde iki kez, yani 21 Mart ve 23 Eylül tarihlerinde ekvatora dik, 21 Haziranda ekvatorun 23°27' kuzeyindeki **Yengeç**

dönencesine dik, 21 Aralık ta ise ekvatorun 23°27' güneyindeki *Oğlak* dönencesine dik gelmektedir. İlkbahar ve sonbaharda her iki yarım kürede de gündüz ve gecelerin eşit, yaz ayları gündüzlerin, kış ise gecelerin uzun olduğu mevsimlerdir. Fakat yazların sıcak, kışların soğuk olmasında gün uzunlukları kadar, güneşin görünüşteki hareketinin de payı vardır. Güneşten gelen enerji değerinin fazlalığı ile bir yarımkürenin sıcaklığı arasında yakın ilgi bulunmakla beraber, atmosfer sıcaklığı her yerde bu güneşlenme değerine tam uygun bir gidiş göstermez. Çünkü sıcaklığa etki eden daha pek çok faktör vardır.

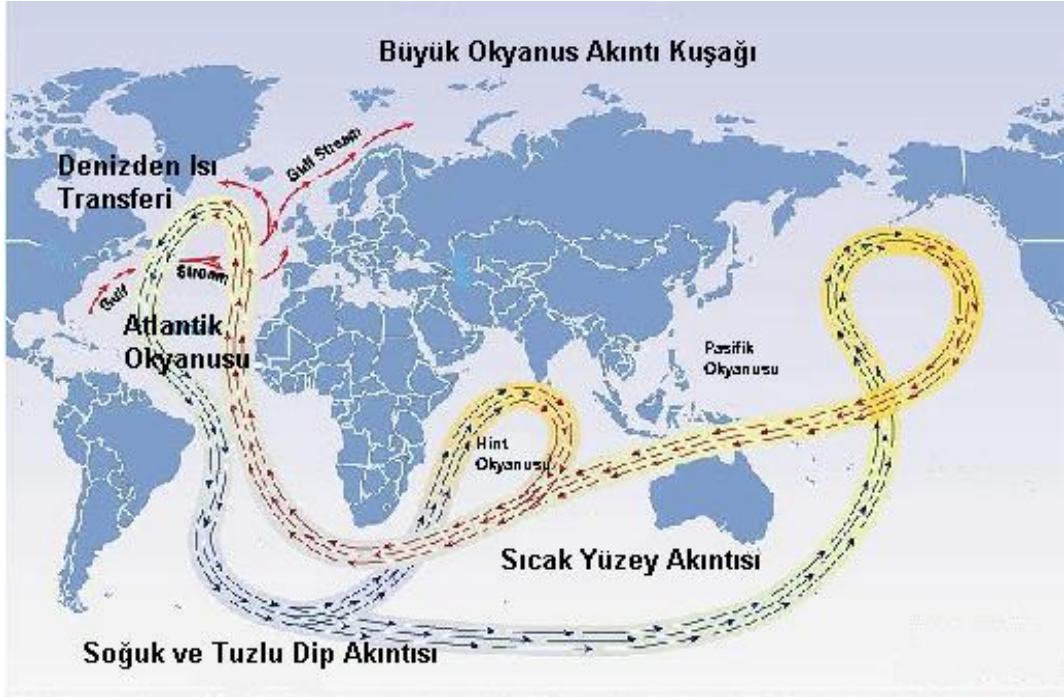
2.2.3. Kara ve Denizlerin Sıcaklığa Etkileri

Özgül ısıları (Özgül ısı: Maddenin 1 gr.lık kütesinin sıcaklığını 1 °C artırmak için gerekli ısı miktarıdır.) arasındaki fark ve ısınma özellikleri nedeniyle, karalar sıcaklığın kısa zamanda çok yükselip düştüğü, denizler ise yavaş yavaş ve karalara oranla daha az miktarda ısınıp soğuyan bölgeler halinde belirtilmiştir. Denizlerde, ısınıp soğumayı yavaşlatan bir diğer etki de deniz suyunun hareketli olmasıdır. Deniz yüzünde ısınan suda buharlaşmalar olur, suyun tuzluluğu az miktarda da olsa artar. Dolayısıyla ağırlaşan sıcak su derine çöker. Bu yolla da sıcaklık derine taşınmış olur (Şekil 2.3.). Dibe inen sıcak suların yerine deniz yüzüne soğuk sular çıkar. Bu nedenle su ısındığı oranda sıcaklığı artmaz, adeta ısıyı derinlere gönderip orada depo eder.



Şekil 2.3. Deniz tabanının yüzey sıcaklığına etkisi

Deniz suyu içindeki sıcaklık taşınmasını arttıran olaylardan biri de, yatay ve dikey yöndeki deniz akıntılarıdır. Büyük su akıntıları, tıpkı rüzgarlar gibi, çok uzaklara ve derinliklere kadar sıcaklık taşırlar. Örneğin *Gulf Stream* Meksika Körfezinin sıcak sularını Atlas Okyanusunun kuzeyine kadar taşır ve Kuzeybatı Avrupa'nın enlemine oranla oldukça sıcak olmasını sağlar (Şekil 2.4.).



Şekil 2.4. Okyanus akıntı kuşağı

Ayrıca, denizler üzerindeki fazla buharlaşma nedeniyle okyanus havasında bulunan su buharı, güneşten aşırı ısınmayı ve sudan fazla ışımayı önleyerek denizlerde sıcaklık farklarının az olmasını sağlar. Karalarda ise yüzeyin çabuk soğumasını önleyecek veya hafifletecek su buharı olmadığı için, karalardaki sıcaklık farkları bu bakımdan da fazla olur.

Sonuç olarak, karalar ve denizler birbirinden belirgin farkları olan en güçlü etmenler olarak ortaya çıkarlar. Bu sonucun ortaya çıkardığı kara ve deniz iklimleri arasındaki farkları da şöyle özetleyebiliriz:

-Karalar çabuk ısınır ve çabuk soğurlar. Kara üzerindeki günlük ve mevsimlik sıcaklık farkları, denizlere oranla daha fazladır. Denizler ise geç ısınır ve geç soğurlar. Karaların daha fazla olduğu Kuzey Yarımkürede, daha az olduğu Güney Yarımküreye göre yıllık sıcaklık farkları daha fazladır.

- Solar konstant (güneş sabiti) değişimleri, yerin günlük ve yıllık hareketleri, eksen eğimi, yerin bir gezegen olarak sahip bulunduğu özelliklerinin bir sonucudur. Diğer yandan bunlar hesaplanıp ölçülebilecek olan faktörlerdir. Matematik iklim³ bakımından 21 Aralık tarihi, kışın en şiddetli zamanı olması gerekirken, yer ve ona bağlı atmosfer koşullarının etkisiyle, fiziki iklimlerin en düşük kış değerleri karalarda Ocak ayına kaymıştır. Denizler ise yazın depoladıkları sıcaklığı daha geç kaybettiklerinden, en düşük değerler Şubat ayına kaymıştır. Yazın en yüksek değerleri de aynı nedenlerden dolayı karalarda ortalama bir ay, denizlerde ise iki ay gecikme ile görülür (Erol, O., 1993).

-Denizler sahip oldukları ılıman koşulları, deniz akıntıları ve nemli rüzgarlar aracılığı ile komşu karaların içlerine kadar göndererek oraların iklimlerini yumuşatırlar. Bu nedenle sadece denizlerden çok uzaklarda yüksek dağlarla çevrili yerlerde gerçek kara iklimleri hüküm sürebilir.

2.3. Karaların Isınmasına Etki Eden Faktörler

Denizler az çok aynı özelliklere sahip su yüzeyleri oldukları halde karalar, çok daha değişik özellikler gösterirler. Bu nedenle, karaların ısınmasında başka faktörlerin de etkisi vardır.

2.3.1. Yer şekillerinin etkisi

Yer şekilleri, güneş ışınlarının geliş açısını ve aydınlatma sürelerini etkileyerek hava sıcaklığı üzerinde önemli rol oynarlar. Geniş bir bölgeye düşen birbirine paralel ışınların yere çarpma açıları, çeşitli yamaç eğimlerine ve bakısına (bir yüzeyin herhangi bir etmenin etkisine açık yada dönük olup olmama durumu veya bir yüzeyin baktığı yön) bağlı olarak farklı değerler içerir. Bunun sonucunda ise yerel ısınma farkları ortaya çıkar.

³ Güneş enerjisinin yıllık ve günlük değişimlerine rağmen, her enlemde hangi değerde olduğu hesaplanabilir. Bu hesaplara dayanılarak yeryüzü belirli iklim kuşaklarına ayrılmaktadır. Bu iklim kuşaklarına *güneş iklim kuşakları* denir. Güneş iklim kuşakları, matematik kesinlikle ayrıldığı için bunlara *matematik iklim kuşakları* da denilmektedir (Erol, O., 1993).

Kuzey yamaçlar, güney yamaçlara oranla daha az güneş ışığı aldıklarından dolayı nispeten daha gölgelidirler. Kuzey yamaçların güneş ışınlarını alabilmesi için güneşin iyice yükselmesi, yani ışınların dikleşmesi gerekir. Bu yüzden kuzey yamaçlarda ve dağların arasındaki vadilerde güneş geç görünür, erken kaybolur. Buralar, güneşlenme süresi kısa ve gelen ışınlar yamaç eğimi dolayısıyla yatık olduğundan, güneye bakan yamaçlara ve düzlüklere göre hissedilir derecede serindirler.

Uzun vadi olukları, nemli, serin veya ılık hava kütlelerinin kara içlerine sokulmalarına imkan verirler. Batı Anadolu'nun denize dik olan dağ yapısı ve çöküntülü olması buna güzel bir örnektir.

Sonuç olarak; gerek sıcaklık kazancı ve kaybı arasındaki olumsuz fark, gerekse atmosferin alttan ısınması etkisiyle yükseklik, hava sıcaklığının azalmasına neden olan bir faktör olarak ortaya çıkmıştır. Bu yüzden yüksek yayla ve dağlar, alçak yerlere oranla daha soğuk olurlar.

2.3.2. Taş cinsleri ve toprak neminin etkisi

Her taşın özgül ısısı farklı olduğu için, taşların ısınma ve soğuma özellikleri de farklıdır. Ayrıca toprak örtüsü, bu örtünün özellikleri ve kalınlığı da yerin sıcaklığına etki yapar. Koyu renk ve pürüzlü yüzeyleri olan taşlar daha kolay ısınır, cilalı ve açık renkli taşlar ise ışınları yansıtıkları için daha geç ısınırlar. Taş ve toprakların farklı özelliklerde olmaları nedeniyle ısınma oranları da farklıdır. Özellikle durgun havalarda kayaların ve yerin sıcaklığı, hemen üzerindeki atmosferin alt katmanlarına geçer.

Kaya ve toprak yapısı çok farklı özelliklere sahip olan bir arazide, farklı yüzeylerde (gölgede, çimenlikte v.s.) aynı anda ölçülen sıcaklıklar arasında belirgin farklar gözlenecektir.

Bu biçimde ısınan bir yüzeyden derinlere doğru sıcaklığın iletilmesi de o yüzeyi oluşturan taş veya toprağın özelliğine bağlıdır. Örneğin: koyu renkli ve kuru toprak, sıcaklığı iyi geçirir. Fakat bu sıcaklık geceleri de aynı hızla kaybolur. Buna karşılık, kumlu toprakların içindeki havanın doldurduğu boşluklar fazladır. Bu hava yalıtkan bir rol oynayarak yüzey sıcaklığını derinlere geçirmez.

Nemli toprakların yer sıcaklığı üzerindeki etkisi oldukça fazladır. Nemli bir toprak, ısındıkça buharlaştığından, tıpkı insan vücudundaki terlemede olduğu gibi buharlaşırken topraktan enerji alacağından toprağın aşırı derecede ısınmasını da önler.

2.3.3. Bitki örtüsünün etkisi

Bitki örtüsü, çeşitli yönlerden toprak nemine benzeyen etkiler yapar. Bitkiler, koruyucu bir örtü oluşturarak toprağın nemli kalmasını sağlar. Aynı zamanda fazla ısınıp buharlaşmanın artmasına da engel olurlar. Gündüzleri fazla ısınmayı engellediği gibi, geceleri de radyasyon kaybını engelleyip soğumayı da en aza indirirler. Bu yüzden bitki örtüsünün olduğu yüzeylerde gündüz-gece arasındaki sıcaklık farkları ve değişimleri, açık alanlara göre daha azdır.

2.3.4. Kar örtüsünün etkisi

Kar örtüsü beyaz ve oldukça parlak olduğu için güneş ışınlarını büyük ölçüde yansıtır. Yansıtma etkisine ek olarak özgül ısı da oldukça düşüktür. Bu nedenle yüksek dağlarda güneş ışınları daha güçlü olduğu halde kar, kolay ısınmaz ve uzun süre yerde kalır. Kar yüzeyinin soğuk kalmasında süblüstasyon (katı maddenin sıvı hale geçmeden direkt olarak buharlaşması) olayının ve ısınarak eriyen karın akmaya fırsat bulamadan buharlaşmasının da payı vardır. Çünkü karı ısıtacak sıcaklığın bir bölümü de süblüstasyon ve buharlaşma için kullanılmaktadır. Ayrıca kar tanecikleri arasında bulunan hava da yalıtkanlık görevi yapar ve altındaki toprağın da geceleri radyasyon kaybını engelleyerek aşırı soğumasını ve donmasını engeller. Bunun sonucunda da topraktaki bitkiler dondan aşırı etkilenmezler.

2.4. Sıcaklığın Zamana Bağlı Değişimleri

Dünyamızın kendi eksenini ile güneş eksenini etrafında yapmış olduğu hareketlere bağlı olarak sıcaklık oranlarında değişimler gözlenmektedir. Dönemli sıcaklık değişimleri olarak da nitelendirebileceğimiz bu tür sıcaklık değişimleri “günlük, mevsimlik ve yıllık olarak” hemen hemen dünyanın her yerinde aynı etkiyi göstermektedir. Öte yandan yüzey şekilleri ile atmosferin etkileri sıcaklığın yatay veya dikey yönde dağılışının ana çizgilerini belirler. İkinci grup olarak incelediğimiz yüzey şekilleri ve atmosferin sıcaklık üzerindeki etkileri yeryüzünün çeşitli bölgelerinde farklı biçimde görülmektedir. Bunların yanı sıra atmosferin taşıdığı su buharı miktarı, kara ve denizlerin dağılışı, yer koşulları ve diğer ikinci derecedeki faktörler ise sıcaklığın günlük ve yıllık değişimi ile dikey-yatay dağılışı üzerinde değiştiren bir rol oynar. Böylece sıcaklıkta önemli yerel farklar doğar ve dar anlamda sıcaklık bölgelikleri oluşur. Bu bölümde sıcaklığın zamana bağlı günlük, yıllık ve uzun yıllık değişimleri; sonraki bölümde de sıcaklığın dikey ve yatay (coğrafi) dağılışı incelenecektir.

2.4.1. Günlük sıcaklık değişimleri

Günlük hava sıcaklığı güneşten gelen enerji ile havadan ve özellikle de yerden sıcaklık kaybının (ışımının) bir sonucu olarak belirir. Güneşten gelen enerjinin, ışımadan fazla olduğu saatlerde, yer ve ona ayak uydurarak hava da ısınacaktır. Ancak yerden ışımanın güneşten gelen enerjiden fazla olduğu saatlerde ise havadaki sıcaklık miktarında azalma gözlenir, yani hava soğur. Dünyanın kendi eksenini etrafındaki dönüşünün 24 saatte tamamlandığı bilinmektedir. Buna dayanarak yeryüzünde belli bir noktaya gelen ısı miktarının gün içerisinde sürekli olarak değişim halinde olduğunu söyleyebiliriz.

Bilindiği gibi güneş doğduğu zaman ufuk üzerinde yükselmeye başlar ve saat 12:⁰⁰’de en yüksek konumuna ulaşır; 12:⁰⁰’den sonra da güneş yavaşça alçalarak akşam ufukun altında kaybolur. Bu süre -yani güneşin kaybolma süresi- güneşin yükseltisine bağlıdır. Herhangi bir coğrafi bölgenin ufukunda güneş ne kadar yükselirse o bölgede güneşlenme süresi ve sıcaklık orantılı bir şekilde artacaktır. Buna karşılık; güneşin ufuk üzerindeki yüksekliği az olan bir sahada güneşlenme süresi kısalacak ve sıcaklık da

azalacaktır. Güneşin ufuk üzerindeki yükseltisi mevsimlere ve coğrafi enlemlere bağlı olarak değişir. Aynı coğrafi enlemde bile güneşin yükseltisi bütün yıl aynı değildir.

Örneğin Ekvator'da güneşin ufuk üzerindeki yükseltisi 21 Mart tarihinde saat 12:00'de 90° olduğu halde, bundan 3 ay sonra yani 21 Haziranda yine saat 12:00'de $66^\circ33'$ dir. Bu duruma Ekvator düzlemi ile ekliptik düzlem arasındaki $23^\circ27'$ açı sebep olur (B.Ü., 2002).

Güneşin sabah saat 6:00'da doğup , akşam 18:00'de battığı bir günde güneşten gelen enerji öğlen saat 12:00'ye kadar düzenli bir şekilde artar; öğleden sonra da düzenli olarak azalır. Buna karşılık yerin ve havanın sıcaklığı daha farklı bir gidiş gösterir. Sabah güneşin doğmasıyla yer enerji olarak ısınmaya başlar. Isınan yerden çeşitli biçimlerde sıcaklık havaya geçeceğinden, yer sıcaklığına paralel olarak az bir farkla hava da ısınır. Günün ilk yarısı güneşten gelen enerjinin yer ışımasından çok olmasından dolayı havanın ısınması devam eder. Öğlen 12:00'den sonra güneşten gelen enerjinin azalmasına karşılık havanın ısınması bu anda sona ermez. Bunun nedeni; saat 12:00-14:00 arasında güneşten gelen enerji değeri gittikçe azalmakla birlikte, değer bakımından henüz çoktur ve enerji, yeri ve havayı ısıtmayı sürdürür. Saat 14:00'den sonra güneşlenme değeri yer ışıması ile kaybolan enerji değerine oranla gittikçe daha azalır ve kayıp kazançtan fazla olduğu için yer ve hava soğumaya başlar. Böylece gün içinde en yüksek sıcaklık, güneşten gelen enerjinin en çok olduğu saat 12:00'de değil ısınma olayının sona erdiği saat 14:00'de görülür. Saat 14:00'den sonra soğuma gittikçe hızlanacaktır. Sıcaklık düşmesi güneş batmasından sonra daha da hızlanarak ertesi sabahın ilk dakikalarına kadar devam eder. Gün içerisindeki en düşük sıcaklık sabah güneş doğduktan sonra görülür. Bunun nedeni sabah güneş doğduktan bir süre daha sonra ışımanın gelen enerjiden fazla olmasıdır ve bu kısa dönemde havanın soğuması sürer. Ancak güneşin doğması ile en düşük sıcaklık zamanı arasındaki gecikme öğle saatlerinde görülen en yüksek sıcaklık gecikmesine göre daha kısadır. Sonuç olarak, sıcaklığın günlük değişimi güneşlenme ile yerden ışımanın denetimindedir. Fakat ısınan yerden sıcaklığın havaya geçişi biraz zaman alacağından yer ve hava sıcaklıkları arasında da değişim bakımından az bir gecikme gözlenir. Genel olarak gündüzleri, yer havadan biraz daha sıcak, geceleri ise biraz daha soğuktur. Havanın üst katmanlarına çıkıldıkça yerin hava sıcaklığına etkisi azalır (Erol, O., 1993).

Günlük sıcaklık değişimleri olarak da nitelendirebileceğimiz bu değişimler; havadaki su buharı miktarı, bulut örtüleri, toz ve hava akımlarının etkisiyle önemli ölçüde farklılaşmalar gösterebilir. Atmosferdeki su buharı ve bulut örtüleri güneşten gelen ısınmayı artırıp, ışımayı azalttığı için nemli yerlerde, geceyle gündüz arasındaki sıcaklık farkları azaltılmaktadır. Kara ve denizler üzerinde bu sıcaklık farklarından dolayı meydana gelen rüzgârların da günlük sıcaklık değişimleri üzerinde etkisi vardır. Denizlerden esmeye başlayan serin meltem rüzgârları (örneğin İzmir'in İmbat rüzgârı), havayı bir hayli serinletir. Bazen ani soğuk veya sıcak hava akımlarına bağlı olarak, günlük sıcaklık değişimini tümüyle değiştirebilir hatta gece, gündüzden daha sıcak olabilir.

Ayrıca topografik yapının da günlük sıcaklık değişimleri üzerinde önemli bir etkisi bulunmaktadır. Örneğin geceleri vadilerde soğuk hava birikerek, gece sıcaklığının çok düşmesine neden olur. Sıcaklık terselmesi (inversion) olarak da nitelendirebileceğimiz bu tür olaylar genellikle havanın sakin ve berrak olduğu kış gecelerinde, özellikle de dağlar arasındaki derin vadiler ile derin çukurlarda görülür. İnversion olayı, geceleri toprağın gündüz aldığı ısıyı vererek, fazlaca soğuması sonucunda toprakla temas halinde olan havanın sıcaklığının düşmesi neticesinde oluşur. Soğuyan hava dibe doğru çökeceğinden çukur sahalarda birikir, ağır olan bu hava üst tabakadaki hava ile karışmadığından soğuk olan çukurluğun tabanından yukarı doğru çıktıkça sıcaklık artar.

Günlük sıcaklık farkı, güneşten gelen enerji ile ışıma arasındaki orana bağlıdır. Bu durumda özellikle güneşlenme değerini ve süresini belirleyen enlemin etkisi ile deniz ve kara iklimi biçiminde kendini gösteren su buharının etkisi önemlidir. Karasal iklimlerde enlemin etkisi, günlük sıcaklık farkları üzerinde, nemli iklimlere oranla bir hayli fazladır.

Havanın kararlı olduğu durumlarda (dikey hava hareketlerinin olmadığı zamanlarda), yerden alınan sıcaklık üst seviyelere iletilmez. Dolayısıyla günlük sıcaklık farkı fazla olur. Buna karşın hava kararsızlık gösteriyorsa yerden alınan sıcaklık yükseklerle kadar taşınır ve yere yakın hava katlarının sıcaklığı gün içinde az değişir. Yer şekilleri de gerek ısınma-soğuma koşullarına gerekse hava hareketlerine etkisi nedeniyle günlük sıcaklık farklarını etkileyebilir. Örneğin, vadi dibi, gece dağdan inen

soğuk hava ile soğur, gündüz ise güneşlenme ile ısınır. Yani vadi diplerinde günlük sıcaklık farkları oldukça fazladır.

Sonuç olarak günlük sıcaklık değişimi ve farklılaşması, daha çok güneşlenme ve ısımanın kontrolünün yanı sıra coğrafi enlemlerin, topografyanın vb. gibi birçok diğer değiştirici faktörlerin etkisi altındadır. Kurak, bulutsuz Subtropikal Antisiklon alanlarında, güneşlenmeye uygun oldukça düzenli bir günlük sıcaklık değişimi görülür. Ancak kuraklık yüzünden günlük fark bir hayli fazladır. Orta enlemlerde hava çok hareketli olduğundan günlük sıcaklık değişimi ve farklılaşması güneşlenme ve coğrafi enlemlerden çok nem ve hava hareketlerinin denetimi altındadır. Orta enlemlerdeki sıcaklık karışık ve düzensizdir. Kutuplarda yaklaşık olarak 6 ay gündüz, 6 ay gece olduğu için, günlük sıcaklıktan çok mevsimlik veya yıllık sıcaklıklardan bahsedilebilir. Ancak kutuplarda kutup gündüzleri olarak da nitelendirebileceğimiz, sıcaklık kazancının olduğu aydınlık dönemlerde hava biraz ısınmaktadır.

2.4.2. Aylık ve yıllık sıcaklık değişimleri

Hava sıcaklıklarının yıl içindeki değişimleri de güneşlenmenin etkisindedir. Çünkü Aralık ayından Haziran ayına doğru güneş ışınları kuzey yarımküreye daha dik gelmeye başlar. Bunun sonucunda, güneşten alınan günlük enerji miktarı da gittikçe artar. Kışın ilk aylarında bu enerji artışına rağmen, yerden sıcaklık kaybı henüz güneşlenme değerinden çok olduğu için, havanın soğuması sürer. Kışın sonları ile ilkbahara doğru gelen enerji değeri günlük ışıma değerini aşar. Yurdumuzda halk dilinde “*Cemre düşmesi*” diye anılan olay, bu ısınmanın hissedilir hale gelmesini anlatan bir kavramdır (Erol, O.,1993).

Cemrenin havaya 20 Şubat, suya 27 Şubat ve toprağa ise 5 Martta düştüğü kabul edilir. Böylece güneşten alınan enerji gittikçe artarak gün dönümü olarak nitelendirilen 21 Haziran tarihinde en yüksek değerini bulduktan sonra azalmaya başladığı halde havanın ısınması 21 Hazirandan sonra 1-2 ay daha sürer. Çünkü güneşten gelen enerji değeri, 21 Haziranı izleyerek azalmasına rağmen, bir süre daha ışıma değerinden çoktur. Sonbahara doğru sıcaklık dengesi ters döner; günlük enerji kaybı kazancını aşar ve hava da soğumaya başlar. 21 Aralıktan sonra güneş enerjisinin yeniden artmaya

başlamasının ardından, sıcaklık geliri ile gideri arasında henüz negatif bir fark olduğundan havanın soğuması 21 Aralıktan sonra 1-2 ay daha sürer.

Topografik yapı ve yerin hareketleri nedeniyle güneşten gelen enerji yeryüzünün her noktasında aynı değildir. Bu enerji değerindeki yıllık değişimler her yerde aynı olmaz. Bu nedenle sıcaklığın yıl içindeki değişimlerinin her yerde aynı olmadığını belirtebiliriz.

Coğrafi enlemin etkisiyle yılın en sıcak ve en soğuk ayları arasındaki sıcaklık farkı, ekvatorlardan kutuplara doğru artış gösterir. Ancak enlemin etkisinin yanı sıra havadaki nemin de yıl içindeki sıcaklık değişimi ile yıllık sıcaklık değişimi üzerinde önemli etkileri vardır.

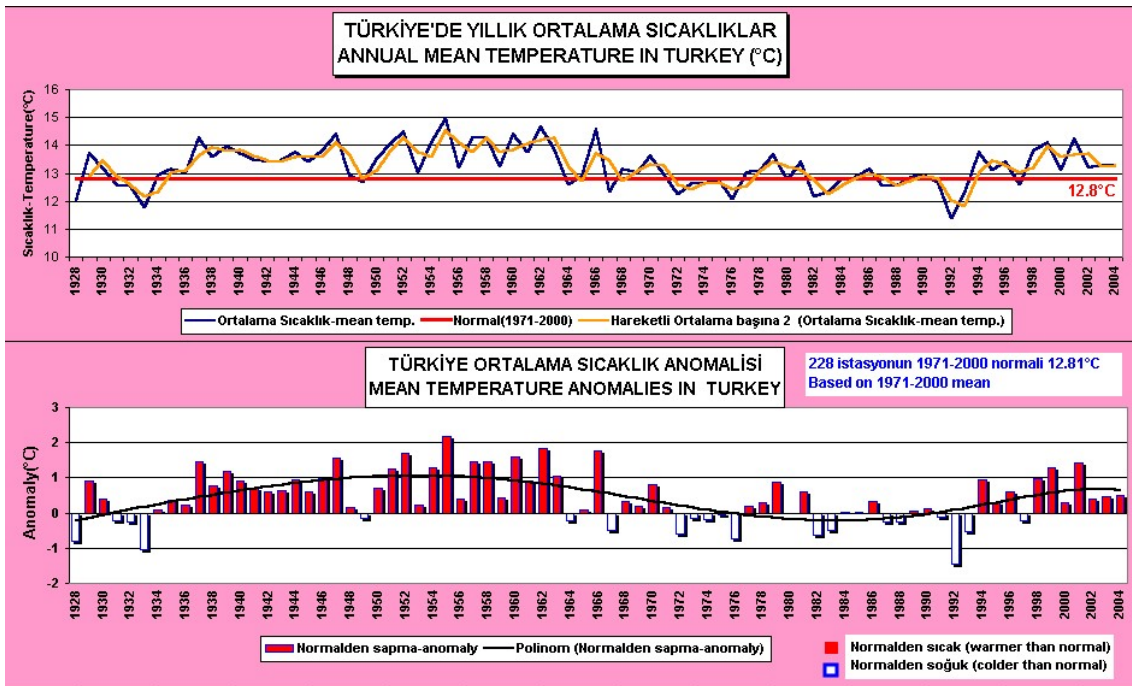
Aynı enlemlerde denizlerden kara içlerine doğru gidildikçe, yıllık ortalama sıcaklık farklarında artış görülür. Bu biçimde sıcaklığın düzensiz, yıl içindeki sıcaklık farklarının çok olduğu iklimlere *sert*; değişimin düzenli farkların az olduğu iklimlere ise *yumuşak* iklimler adı verilir. Ayrıca hava kütlelerinin hareketleri ile yere bağlı diğer etmenler hava sıcaklığı bakımından önemli düzensizlikler yaratır (Erol, O., 1993).

Sonuç olarak; yıllık sıcaklık ortalamaları, yıllık sıcaklık değişimi ve sıcaklık farkları bakımından şu özetleme yapılabilir:

- Ekvatorda az olan yüksek ve düşük sıcaklık farkları, kutuplara gidildikçe artar.
- Aynı enlem üzerinde yıllık ortalama sıcaklıklar hemen hemen aynı kaldığı halde, sıcaklık farkları denizlerden kara içlerine doğru belirgin olarak artar.
- Bazı yerlerde yer değiştiren hava kütlelerinin sahip olduğu sıcaklık, yıllık sıcaklık farkı ve değişimi üzerinde rol oynar. Bu olay orta enlemlerde, özellikle de Muson bölgelerinde belirgindir.
- Ekvatorda güneşin baş uçtan geçtiği iki dönemi karşılayan iki yüksek sıcaklık dönemi, dönencelere doğru birbirine yaklaşarak yıllık tek bir yüksek sıcaklık dönemi halini alır. Orta enlemlerde sıcak mevsim tektir.

2.4.3. Yıllar arası sıcaklık değişimleri

Yıllık ortalama sıcaklıklar, yıl içindeki sıcaklık değişimleri, birbirini izleyen yıllar içinde az çok aynı kalmakla beraber, bazen yıllar arasında hissedilir derecede sıcaklık farkları da belirebilir. Onun için her yılın sıcaklık ortalaması, uzun yıllara ait sıcaklık ortalamalarından (normallerinden) genellikle biraz farklılık gösterir. Çoğu zaman birkaç yılın sıcaklıklarının uzun yıllık ortalamalarının üstünde, onları izleyen birkaç yılın ise, ortalamaların altında olduğu görülür. Yani yıllık ortalama sıcaklıkların yüksek veya düşük olduğu dönemler vardır (Şekil 2.5.).



Şekil 2.5. Yıllar arası sıcaklık değişimi (Şensoy , S., 2004)

Türkiye'nin 1971-2000 yılları arası yıllık ortalama sıcaklığı 12.8°C dir. Türkiye, 1937-1963 yılları arasında normallerinden sıcak, 1964-1993 yılları arasında normallerinden soğuk ve son yıllarda 1994-2004 yılları arasında (1997 yılı hariç) normallerinden sıcak periyotlar geçirmiştir.

2.5. Sıcaklığın Yüksekliğe Bağlı Değişimleri

Bilindiği üzere sıcaklık yeryüzünden atmosferin üst katlarına çıkıldıkça azalır. Bu olayın nedenleri şunlardır:

I-Atmosfer daha çok yerden ısınır, üstten uzaya doğru soğur.

II-Atmosferin alt katları üst katlarından daha yoğundur, daha çok sıcaklık emer ve tutar.

III-Alt katlarda yabancı maddeler ve özellikle de su buharının daha fazla olması ısınmaya yardım eder.

IV-Atmosferin alt katlarında hava daha hareketlidir.

Normal şartlar altında sıcak hava daha az yoğun olduğundan, soğuk hava kütesinin üzerinde olması gerekirken, tersine yoğun olan soğuk hava kütesinin altında yer almıştır. Ancak bazı durumlarda bu denge bozularak dikey yönlü hava hareketleri oluşmaktadır. Bu hava hareketleri yeni sıcaklık değişmelerine neden olmaktadır. Alçalıp yükselme sonucu oluşan bu hava değişimlerine *Adyabatik Sıcaklık Değişimleri* denir.

2.5.1. Serbest atmosferde yükseklikle sıcaklığın değişmesi

Serbest atmosferde yeryüzünden yükseldikçe sıcaklığın azalması stratosfere kadar devam eder. Düzenli sıcaklık azalmasının görüldüğü Troposferin üst sınırı Ekvator üzerinde ortalama 16-17 km, orta enlemlerde 12-13 km ve kutuplarda ise ortalama 8-9 km'dir.

Yerden Tropopoza kadar sıcaklık azalması az çok belirli bir oran gösterir ve genel bir ortalama olarak her 100 metrede 0.65 °C olarak kabul edilir. Fakat bu ortalama soğuma oranı zamana, yere, hava nemine ve topografya koşullarına göre çok değişir. Bu değişimde yer şekillerinin rolü özellikle önemlidir ve dağ yamaçlarında sıcaklık değişmesi, serbest atmosferdekenden oldukça fark eder (Erol, O., 1993).

2.5.2. Dağ yamaçlarında yüksekliğe bağlı sıcaklığın değişmesi

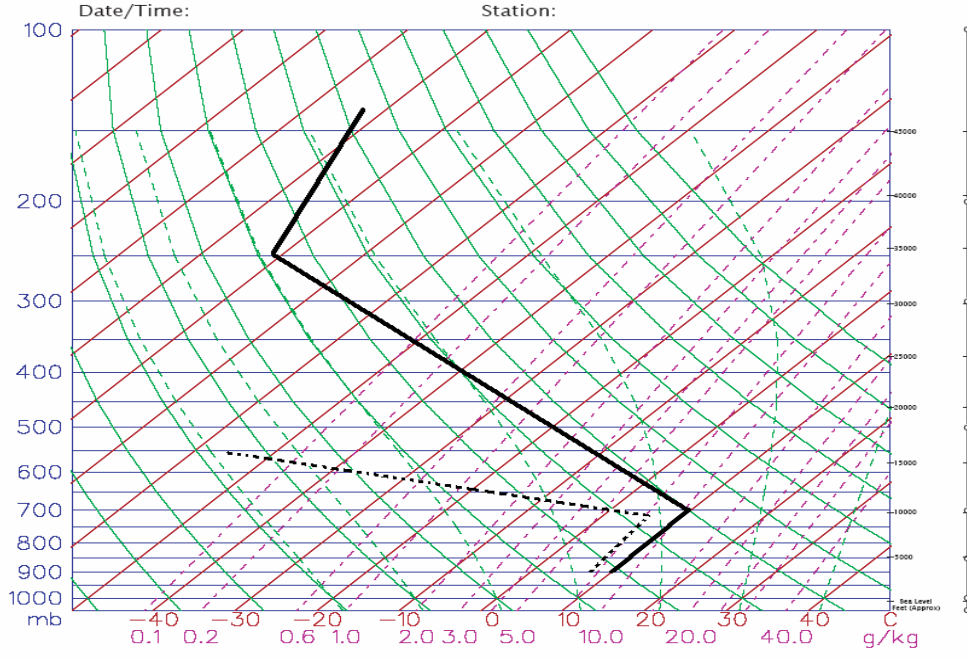
Dağlarda da serbest atmosferde olduğu gibi yükseldikçe sıcaklık düşer. Bu nedenle sıcak tropikal bölgelerde bile yüksek dağların tepesinde kalıcı karlar vardır. Fakat dağlardaki bu sıcaklık, serbest atmosferdeki azalmaya pek adım uyduramaz. Çünkü dağ yamaçlarında kayaların ısınması, kar örtüleri, nem v.b sıcaklık azalmasını değiştirici etkiler yaparlar.

Tek bir dağın sıcaklığa etkisi zayıftır. Çünkü buralarda dağın ısınan gövdesi, çevresinin sıcaklığını değiştirecek kadar büyük değildir. Buna karşılık dağlar, kütleli olarak büyük hacim teşkil ettikleri için ısınan dağ kütlesi çevresindeki havayı da ısıtabilecek etkiyi sağlamaktadır. Ayrıca gece, radyasyon kaybı nedeniyle hızlı soğumanın da etkisi vardır.

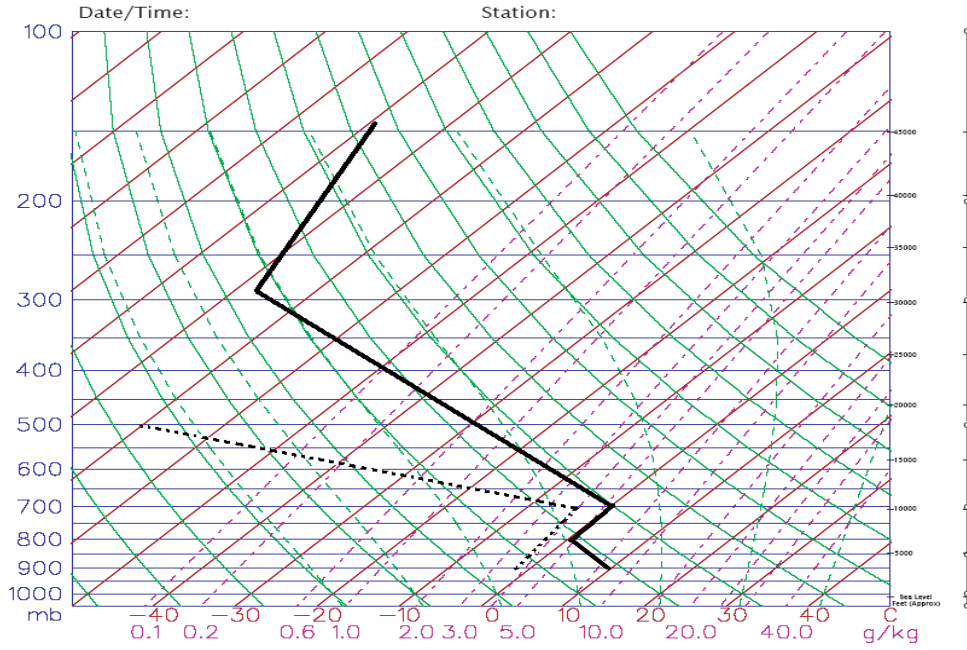
2.5.3. Sıcaklık İnversionu (terselmesi)

Tanım olarak Sıcaklık İnversionu, sıcaklığın yükseklikle artması demektir. İnversion oluşumunda yukarıdaki hava, aşağıdaki havadan daha sıcaktır. İnversion durumları havanın kararlı tabakalaşmasını temsil eder. Kararlı tabakalaşma, türbülanslı hareketin olmaması demektir. Yere yakın havanın kararlı tabakalaşması, alçak seviyelerdeki havanın soğumasıyla veya yüksek seviyelerdeki havanın ısınmasıyla ya da her iki işlemin aynı anda meydana gelmesiyle oluşur. Tersine, hava yer yakınında veya yukarı seviyelerde soğuduğunda kararsız koşullar meydana gelir. Bu durum havanın yükseklikle kuru adyabatik soğumadan daha fazla soğuduğunu gösterir ve kararsızlığı temsil eder. Yere yakın hava, yer yüzeyinin sıcak veya soğuk olmasıyla ısınabilir ya da soğuyabilir. Gündüz yer yüzeyi güneş radyasyonu nedeniyle ısınır. Gece de uzun dalgalı radyasyon vasıtasıyla soğur. Bu işlemler bulutsuz günlerde daha kolay oluşur. Bu nedenle inversionlar daha çok açık gecelerde, kararsız düşey sıcaklık gradyanları da açık gündüzlerde oluşur.

Bu tür olaylar berrak ve sakin kış gecelerinde, özellikle de dağlar arasındaki derin vadiler ile çukur sahalarda görülür. Şekil 2.6 ve 2.7' de temp diyagramlarında inversion olayını görebilmekteyiz.



Şekil 2.6. Yer seviyesinde başlayan inversion



Şekil 2.7. Yukarı seviyelerdeki inversion

Genellikle sıcaklık terselmesi yaşanan günlerde hava sıcaklığı $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ nin altına düşer. Bu durumda hava içindeki su buharı da yoğunlaştığından sis oluşur. Serin ve soğuk mevsimlerde sıkça rastlanan sıcaklık terselmesi olayına yüksek hava katlarında da rastlanılabilir.

2.5.4. Sıcaklık değişme oranı (Lapse- Rate)

2.5.1 konusunda açıklandığı üzere durgun havada yükseldikçe sıcaklığın ortalama olarak 100 metrede 0,56 °C soğuduğı, alçaldıkça aynı derecede ısındığı kabul edilmektedir. Bu orana sıcaklık değişme oranı (Lapse- Rate) veya dikey sıcaklık gradyanı denir. Değişme oranı gerçekte yere, zamana ve havanın koşullarına göre çok fark eder. Çünkü hava katlarının sıcaklığı daha çok yerin ısınmasına bağlıdır ve yer bilindiğı üzere zamana ve yerine göre çok farklı ısınmalar gösterir. Yer yüzünün çeşitli dağlarında bu değerler 100 metrede 0,35 °C ile 0,75 °C arasında değişir. Örneğin Almanya'da Harz dağlarında kışın alçak ve yüksek bölümler arasında sıcaklık farkı az olduğu halde (100 metrede 0,39°), yazın fazladır (100 m./0,65 °C). Baharda karların çabuk eridiğı alt bölümler ısındığı halde, karlı üst bölümler soğuk kalır (oran 0,67°C/100 m.). Genellikle söylenirse, örnekten de görüldüğü üzere, orta enlem karalarında sıcaklık değişme oranı kışın daha az, yazın daha çoktur. Bu nedenle örneğin Avrupa'da yazın konveksiyonlar ve oraj yağışları daha çoktur. Okyanuslar üzerinde ise karaların tersine kışın değişme oranı yaza oranla daha yüksektir ve bu nedenle kışın okyanuslarda siklonik etkinlik (aktivite) daha çoktur. Dikey sıcaklık gradyanı bakı olayına göre de değişir. Örneğin Seylan'da nemli yamaçlarda oran 0,55 °, kuru yamaçlarda 0,71 °C dir. Bu oran troposferin alt katlarında ortalama 100 metrede 0,6°, üst troposferde ise ortalama 0,7 °C dir.

Değerlerin bu çeşitliliğı nedeniyle, genel nitelikteki çalışmalarda yukarıda belirtildiğı üzere sıcaklığın ortalama olarak 100 metrede, 0.5 °C değiştiğı kabul edilir. Daha ayrıntılı meteorolojik çalışmalar için Uluslar arası ve Amerikan Standart Atmosfer değerlerinde, nemli havanın standart sıcaklık değişme oranı 100 metrede 0,65 °C, kuru havanın standart sıcaklık değişme oranı ise 0,98 °C olarak alınmaktadır (Erol, O., 1993).

2.5.5. Adyabatik sıcaklık değişmeleri

Durgun havanın sıcaklığı dış etkilere bağlıdır. Hava kütleleri dışardan ısı alıp vermeden de, yani kendi kendine, ısınır ya da soğur. Bu nedenle havanın iki türlü ısınıp soğuması birbirinden ayrılmıştır. Havanın yükselip alçaldıkça dışarıdan ısı alıp vermeden ısınıp soğumasına Adyabatik ısınma veya soğuma; dış etkilerle ortaya çıkana da nonadyabatik ısınma veya soğuma denir.

Adyabatik olarak yükselen hava soğur, alçalan hava ısınır. Çünkü yükselen hava, yukarı seviyelerde basınç az olduğundan genişler ve hacme yayılan moleküllerin hareketleri sırasında birbirleri ile çarpışmaları azalır ve gaz kendiliğinden soğur. Hava alçaldığında ise gazın kapladığı hacim daralınca sıkışan moleküllerin çarpışmaları artar.

Hava kütlelerinin adyabatik sıcaklık değişmesi, havanın kuru veya nemli olma durumuna göre farklılık gösterir. Hava su buharı ile doymuş ise, yükselirken su buharı fazlası yoğunlaşarak bünyesindeki gizli ısıyı açığa çıkarır; bu ısı ise yükselirken adyabatik olarak soğuyan hava kütlelerinin soğuma hızını azaltır. Yani nemli adyabatik sıcaklık değişme oranı kuru adyabatik orandan azdır. Sonuç olarak, kuru hava yükselip alçalırken nemli havadan çok daha fazla ısınır ve soğur.

2.5.6. Havanın kararlılığı (stabilite) ve kararsızlığı (instabilite)

Gerek durgun halde, gerekse hareket halinde bulunan kuru ve nemli havadaki sıcaklık değişme oranı, nem ile birlikte o hava kütlelerinin kararlılık veya kararsızlık özelliğini saptar. Bu özellik ise o hava kütlelerinin sıcaklık, bulut ve yağış getirme, kuvvetli rüzgar veya fırtınaların oluşup oluşmamasını belirleyen en önemli etmendir (Erol, O., 1993).

En ufak bir dış nedenle alttaki sıcak hava yükselerek dikey hava akımları, kümülüs tipi bulutlar, oraj ve sağanaklar ortaya çıkar. Böyle hava kütlelerine kararsız (unstable) hava kütleleri denir. Kararsız hava kütleleri içinde dikey hava hareketleri, yağışların başlaması için bir neden oluşturur ve olay bir kez başladı mı böyle devam eder. Eğer bir yerde soğuma oranı 1000 m de 24 °C olursa orada hiçbir dış neden olmadan da hava harekete geçer ve yükselmeye başlar. Buna **mutlak kararsızlık** denir.

Bunlara karşın bir yerdeki alt ve üst hava katmanları arasındaki sıcaklık farkı az ise veya fark yoksa hava katmanları arasındaki denge kolayca bozulmaz. Böyle hava kütlelerine kararlı (stable) denir. Ancak hava içinde sıcaklık terselmesi varsa, bu hava tam anlamıyla dengede demektir. Böyle hava kütlelerinde **mutlak kararlılık** söz konusudur. Bu koşullar altında güçlü hava hareketleri, sağanak ve fırtınalar oluşmazlar.

Atmosferdeki kararsızlık durumuna hava neminin de etkisi vardır. Belirli bir hacimdeki su buharı, aynı hacimdeki kuru havadan 5/8 oranında daha yoğundur. Bu nedenle nemli hava kuru havadan daha yoğundur ve nemli hava kütlelerinde sıcaklık farklarından doğan hareketler, kolayca gelişen dikey hava akımlarıyla güçlenir, yağış ve sağanaklarla sürer. Havadaki suyun yoğunlaşması ile açığa çıkan gizli ısı üst hava katmanlarını ısıttığından, kararsızlık daha da artar. Bu şekilde yoğunlaşmaya bağlı olarak ortaya çıkan ve gittikçe artan kararsızlığa *şarta bağlı kararsızlık* denir.

2.6. Sıcaklığın Yeryüzündeki Coğrafi Dağılışı

Sıcaklığın coğrafi olarak dağılışı daha önce de bahsedildiği üzere coğrafi enlem, kara ve denizlerin ve yükseltinin denetimi altındadır. Enlemin etkisi ile sıcaklık ekvatorundan kutuplara doğru azalır. Kara ve denizler ise sıcaklığın paralellere uygun dağılışını değiştirmek suretiyle etki ederler. Bu iki ana etki altında sıcaklığın yeryüzündeki dağılışının ana çizgileri belirlenmiştir. Ancak değişen rölyef (arazi yapısı) nedeniyle bu genel dağılış dar alanlı değişimlere maruz kalabilir. Hatta bazen yüksekliğin etkisi coğrafi enlem ile kara ve denizlerin etkisini tümüyle örtebilir. Bu nedenle sıcaklığın yeryüzündeki genel dağılışını incelerken yerel etkileri ortadan kaldırmak amacıyla, indirgenmiş izoterm haritaları kullanılmaktadır.

2.6.1. Sıcaklık kuşak ve bölgeleri

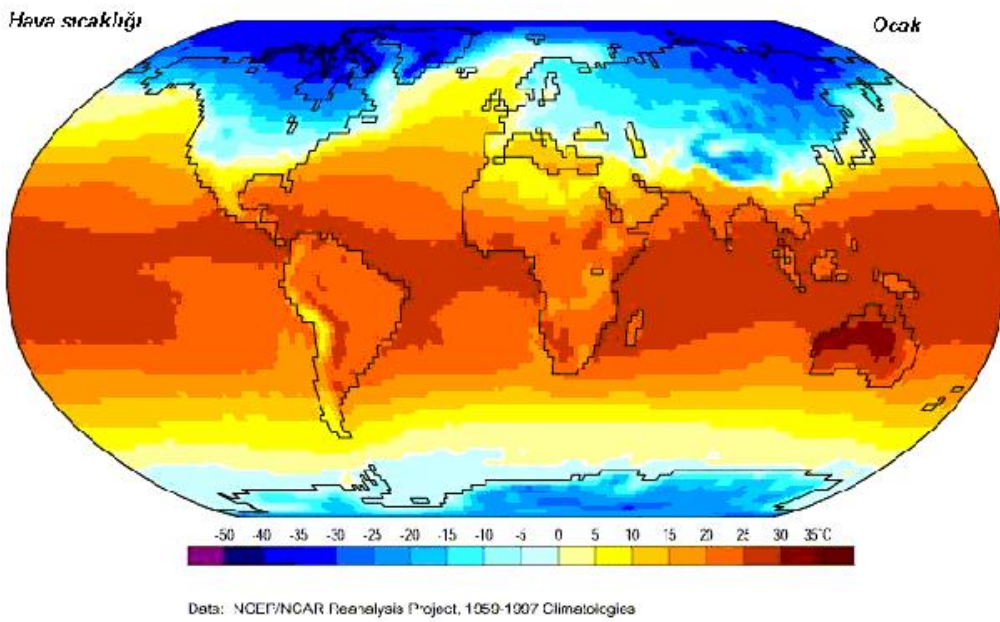
Yeryüzünde sıcaklık, her şeyden çok güneşlenmeye yani enleme bağlıdır. Ancak deniz akıntıları, rüzgar sistemleri, yer şekilleri ve diğer faktörlerin de etkisiyle, kara ve denizlerin dağılışı, enlem etkisi üzerinde önemli bir değiştirici rol oynamaktadır. Bu bakımdan yeryüzünün tümüne ait sıcaklık değerleri de fikir vericidir.

Kuzey yarımkürenin yaz mevsimleri, güney yarımküreye oranla 5° C daha sıcak, kışları 2,5 ° C daha soğuktur. Benzer bir durum, karalar (doğu) yarımküresi ile denizler (batı) yarımküresi arasında da görülür. Londra Greenwich rasathanesinden batıya doğru 160° doğu meridyeni ile 340° batı meridyeni arasındaki (veya denizler) yarımküresinde karalar oranı % 37, onun karşıtı olan ve 160° doğu ve 20° batı meridyenleri arasındaki doğu (veya karalar) yarımküresinde ise karaların oranı %83 dür. İşte burada da karalar

yarımküresi, denizler yarımküresine oranla daha sıcak, yıllık sıcaklık farkları daha yüksektir. Yani karaların etkisi bir kez daha etkili olarak karşımıza çıkmaktadır.

2.6.2. Aylık ortalama sıcaklık dağılışı

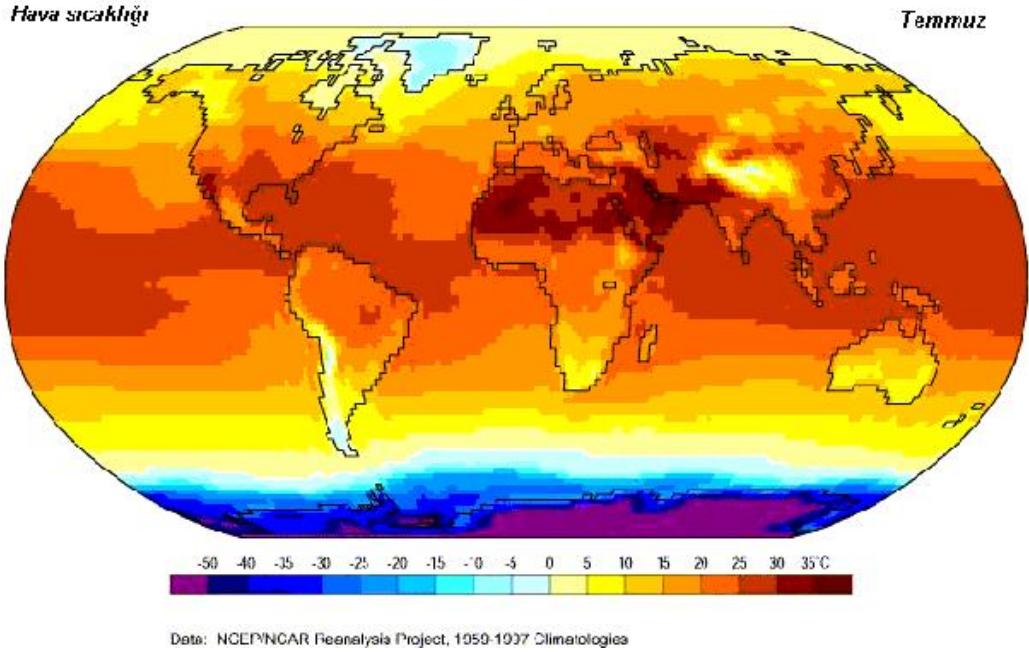
Sıcaklığın yıl içindeki değişimlerini göstermek bakımından aylık ortalama sıcaklıkların belirtilmesi ve bütün aylara ait izoterm haritalarının incelenmesi gerekir. Ancak burada sadece Ocak ve Temmuz aylarına ait izoterm haritalarının incelenmesiyle yetinilecektir.



Şekil 2.8. Dünyanın Ocak ayı ortalama sıcaklık dağılımı

Kuzey yarımkürede Ocak ayı kış mevsimine rastlar. Onun için burada 30°C den sıcak yer yoktur. 25°C sıcaklık eğrisi 10. enlem civarından geçer. 20° C eğrisi ise Yengeç dönencesi boyunca, yani 25. enleme az-çok paralel uzanır. Bu eğri Kanarya adaları ile Kaliforniya açıklarında güneye doğru kıvrılır. Bunun nedeni soğuk su akıntılarıdır. 10°C eğrisi Büyük Okyanus kıyısında 40., Atlas Okyanusu doğusunda 50.enleme kadar çıkar; Kuzey Amerika karası üzerinde 30., Asya kıtası üzerinde 23.enleme kadar iner. Yani izoterm eğrileri karalar üzerinde güneye, denizler üzerinde kuzeye doğru çıkıntı yapmaktadır. Bu durum kışın denizlerin karalardan daha sıcak olduğunu açıkça gösterir (Şekil 2.8).

Örneğin Ocak ayında kuzey yarımkürede en soğuk yerlerden biri Asya kıtası ortasında 67,5 enleminde $-51,2^{\circ}\text{C}$ Ocak ayı ortalama sıcaklığa sahiptir. Buna karşın o sırada Kuzey kutup çevresinde sıcaklık -40°C civarındadır. Yani Orta Asya, Kuzey kutup çevresinden daha soğuktur.



Şekil 2.9. Dünyanın Temmuz ayı ortalama sıcaklık dağılımı

Kuzey yarımkürede yaz mevsimine rastlayan Temmuz ayında, kurak bulutsuz ve geniş karaların etkisiyle 30°C den daha çok ısınan yerler oldukça geniş bir sahaya yayılmıştır. Bu sahalar 15. ve 40. enlemler arasında bulunmaktadır. Ancak güney yarımküre yazın da (Ocak ayında) böyle aşırı sıcak yerler 30. enleme kadar genişleyebilir (Şekil 2.9.).

Temmuz ayı için ise eşsıcaklık eğrilerinin güney yarımkürede düzenli, kuzey yarımkürede girintili çıkıntılı uzandığı söylenebilir. Kuzey yarımküresi karaları üzerinde eğriler genellikle kutba doğru bir çıkıntı yapar. Özellikle okyanuslarda, aşağı enlemlerde soğuksu akıntıları etkisiyle eğrilerde Ekvatora doğru bir çıkıntı görülür.

Sonuç olarak, izotermilerin değişimi kuzey yarımkürede karışık, güney yarımkürede düzenlidir. Gerek Ocak ve gerekse Temmuz aylarında durum benzerdir. İzotermilerin Ocak ile Temmuz arasındaki kuzey-güney yönlü oynaması, karalar üzerinde çok, denizlerde azdır. Çünkü kara ve denizlerin ısınma farkı güneş iklimlerini

önemli ölçüde değiştirmiş, rüzgar sistemleri, deniz akıntıları, yağış, bulutluluk, arazi yapısı gibi faktörler bu ana değişiklikler üzerinde güçlendirici bir rol oynamıştır.

2.6.3. Yıllık ortalama sıcaklık dağılışı:

Yıllık sıcaklık ortalaması bir yerin genel olarak sıcak veya soğuk olduğunu göstermeye, yani yıllık sıcaklık bilançosunu kısaca belirtmeye yarar. Yıllık izoterm haritaları da bu amaçla kullanılır. Ancak ortalamaların sıcaklığın, yıl içindeki değişmesini göstermediğini unutmamak gerekir. Yıllık ortalama sıcaklık değerlerinde aylık sıcaklıklara göre bazı farklar vardır:

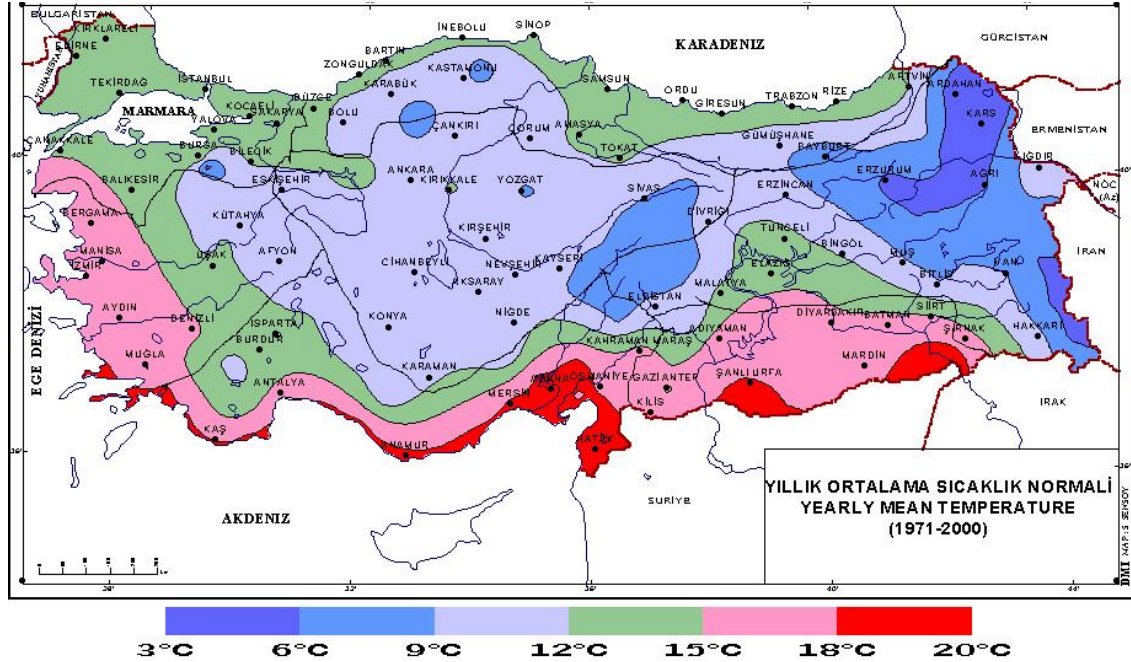
- I- Aşağı enlemlerde karalar denizlerden, yüksek enlemlerde denizler karalardan daha sıcaktır. Çünkü aşağı enlemlerde karalar denizlerden çok ısınmakta, yukarı enlemlerde daha çok soğumaktadır.
- II- Kara etkisi egemen olduğundan 45. enleme kadar kuzey yarımküre, güney yarımküreden sıcaktır. 45. Enlemlerden sonra ise deniz etkisi egemen olduğundan güney yarımküre, kuzey yarımküreden sıcaktır.
- III- Kuzey yarımküre, genellikle güneyden daha sıcaktır. Çünkü kuzeyde karalar, güneyde denizler egemendir. Bu nedenle *Termik Ekvator* ortalama olarak, coğrafi ekvatorun 8 enlem derecesi kadar kuzeyinde bulunur. Termik ekvator, her meridyenin en sıcak noktalarını birleştiren teorik bir çizgidir ve dünyanın en sıcak şeridi olarak belirtilmiştir. Termik Ekvator, güneşe uyarak yıl içinde yerini değiştirir. Fakat yeryüzündeki sıcaklık dağılışı, güney yarımküre denizlerinde soğuksu akıntılarının güçlü olması nedeniyle, Hint Okyanusu ve Avustralya çevresi hariç, Termik Ekvator güney yarımküreye inmez.
- IV- Okyanusların batı kıyıları yani kıtaların doğu yanlarının daha soğuk olduğu görülmektedir. Örneğin Amur Nehri ağız bölgesi, aynı enlemdeki İrlanda'dan 30° C daha soğuktur.

2.7. Sıcaklığın Anlatım Araçları

Meteoroloji ve Klimatolojide hava sıcaklığı çeşitli biçimlerde, çizelgeler (cetveller), grafikler ve haritalar ile görüntülenir. Grafikler ve haritalar olayları derli toplu gösterir ancak tam ölçüleri ile ortaya koyamaz. Bu nedenle grafik ve haritalar yanında sayı halinde gözlem değerlerini veren çizelgeler de sıcaklık anlatım aracı olarak kullanılır. Çizelgeler, gözlem sayıları özellikle tek olayların, örneğin en yüksek ve en düşük değerlerin anlatımında, günlük sıcaklıkların belirtilmesinde yararlıdır. Bu çizelgeler özellikle meteoroloji bültenlerinin düzenlenmesi sırasında kullanılır

2.7.1. Sıcaklık dağılışı ve izoterm haritalarının çizimi:

Bir bölgede sıcaklığın dağılışını, en iyi şekilde izoterm haritaları gösterir. İzoterm haritaları ilk bakışta topografya haritalarını andırır. Çünkü izoterm çizgileri eş yükseklik eğrilerine paraleldir (Şekil 2.10.). Fakat bu eğriler eş yükselti eğrileri kadar girintili çıkıntılı değildir.



Şekil 2.10. Türkiye'nin uzun yıllık ortalama gerçek sıcaklık haritası (Şensoy, S. 2004)

İzoterm haritalarının çiziminde ilk iş olarak haritası çizilecek bölgenin meteoroloji istasyonlarının bulunduğu yerler tespit edilerek haritada işaretlenir. Daha sonra çalışmanın özelliğine göre günlük, aylık veya yıllık ortalama sıcaklık değerleri haritada yerlerine işlenir. Bundan sonra izoterm çizgilerinin kaç derecede bir geçirileceğinin belirlenmesi gerekir. Bunun için de sıcaklık değerlerinin en düşük ve en yüksek olanları dikkate alınarak izotermilerin kaç derecede bir geçirileceği kararlaştırılır. Bundan sonra da en düşük ve en yüksek değerli izotermilerin çizimi ile başlanır.

İzoterm çizgileri tam değerlerin üzerinden, diğer değerlerin ise tam değerlere, yakınlıkları oranında uzağından veya yakınından geçer. İzoterm çizildikten sonra yanlarına istasyonların sıcaklık değerlerini gösteren rakamlardan daha büyük olacak şekilde kaç derece izotermi olduğunun yazılması gerekir.

İzoterm çizgileri kapalı şekilde olabilir. İzoterm çizgilerinin küçük değerlerden büyük değerlere doğru normal değişimi sırasında bunun yer yer bozulduğu görülebilir. Bazı durumlarda sıcaklığın düzenli artma eğilimine uymadığı ve bazı yerlerde değerlerin daha düşük olduğu görülür. Bu durumda düşük sıcaklıkların hemen hemen birbirine paralel bir değişim gösterdiği izotermilerin arasında, **düşük sıcaklık adacıkları** ismi verilen kapalı daireler meydana gelir. Aynı şekilde yine sıcaklığın düzenli artma eğilimine uymayarak, bazı yerlerde çok yüksek sıcaklık değerlerinin yer aldığı görülür. Bunlar da yüksek sıcaklıklardan meydana gelmiş, **yüksek sıcaklık adacıkları** denilen kapalı izoterm çizgileridir. Sağlıklı izoterm haritaları elde etmek için rasat periyotlarının aynı olması gerekmektedir.

2.7.1.1. İzoterm haritalarının çeşitleri :

İzoterm haritaları iki çeşittir:

- a- Deniz seviyesine indirilmiş sıcaklık verileri ile çizilmiş izoterm haritaları
- b- Gerçek izoterm haritaları

a- Deniz seviyesine indirilmiş sıcaklık haritaları (veya indirgenmiş haritalar), yüksekliğin sıcaklık üzerine olan etkisini kaldırarak, sıcaklığın (yüksekliğin etkisi olmaksızın) dağılışını vurgulamak, enlemin ve karasallık-denizelliğin tesirini daha açık olarak belirtmek bakımından önemli haritalardır. Bu bakımdan bir ülkenin sıcaklıkları

incelenirken, indirilmiş ve gerçek sıcaklık haritalarının birlikte gözden geçirilmesi en uygun yoldur. Onun için sadece küçük ölçekli değil, özel maksatlarla büyük ölçekli indirgenmiş sıcaklık haritaları da çizilmektedir. Bu haritaların çiziminde indirgenmiş sıcaklık değerleri, sıcaklığın dikey olarak her 100 metrede, ortalama 0,65°C değiştiği kabul edilmek suretiyle şu formüle göre hesaplanır:

$$T_i = T_g + (h \times 0.65 / 100)$$

Formülde ;

T_i = Deniz seviyesine indirilmiş sıcaklık

T_g = Gerçek sıcaklık

h = Metre olarak istasyon yüksekliği

Örnek :

İstasyon yüksekliği : 1100 m.

Gerçek sıcaklık; 20 °C olsun. Bu yerin deniz seviyesine indirilmiş sıcaklığı ;

$$T_i = T_g + (h \times 0.65 / 100)$$

$$T_i = 20.0 + (1100 \times 0.65 / 100) = 20.0 + 7.2 = 27.2 \text{ °C}$$

Bu işlem tersine yapıldığı zaman bir dağ eteği istasyonunun sıcaklığına oranlanarak, bir dağ doruğunun sıcaklığı tahmin edilebilir.

Örnek :

Dağ eteğinde bulunan bir istasyonun yüksekliği 100 m.

Dağ tepesinin denizden yüksekliği : 2500 m.

Dağ eteğindeki istasyonda sıcaklık: 20 °C olsun.

Buna göre dağın tepesindeki hava sıcaklığını bulalım.

Yükseklik farkı : 2500-100 = 2400 m.

$$\text{Dağ tepesindeki sıcaklık} = 20.0 - (2400 \times 0.65 / 100) = 4.4 \text{ °C ' dir.}$$

b- İzoterm haritaları istasyonların o andaki anlık sıcaklıklarına göre çizilirse bunlara “*sinoptik sıcaklık haritaları*” denir. Ancak klimatolojik amaçlarla daha çok günlük, aylık, mevsimlik, yıllık ve uzun yıllar ortalamalarına göre çizilen izoterm haritaları kullanılır.

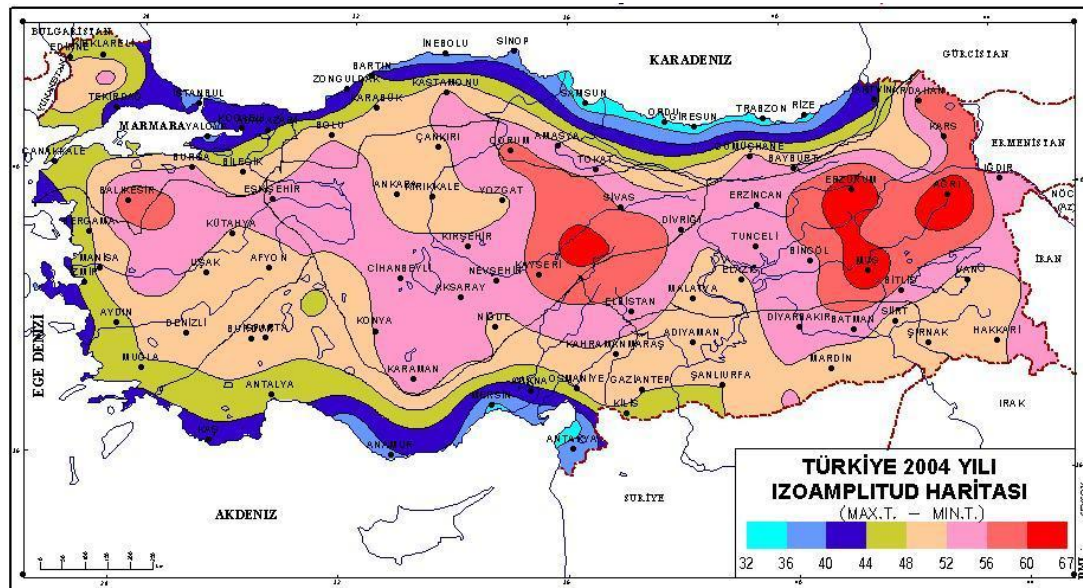
2.7.2. Yıllık sıcaklık farkları (izoamplitüd) haritaları

Sıcaklığın yıl içindeki değişimlerinin incelenmesinde izoamplitüd haritaları da faydalı olmaktadır. Bu haritalar özellikle kara ve denizlerin özelliklerini yansıtmaları bakımından önemlidir. Çünkü kara iklimlerinde en sıcak ve en soğuk aylar arası sıcaklık farkı büyük, deniz iklimlerinde ise küçüktür. Aslında güneşin görünür hareketi yani enlemin etkisi ile Ekvatordan uzaklaştıkça yıllık sıcaklık farkı artarsa da, karasallığın yıllık sıcaklık farkına etkisi çok daha fazladır. Yıllık sıcaklık farkı ve haritaları yıllık uç değerler (ekstremler) arasındaki farklara göre hesaplanır.

Tablo 2.1. 2004 yılı ekstrem sıcaklıkları

İSTASYON	SICAKLIK		Yıllık sıcaklık genişliği
	maksimum	minimum	
ADANA	39.5	-3.0	42.5
ALANYA	36.0	-0.5	36.5
ANAMUR	38.8	-0.5	39.3
ANTAKYA	36.0	-2.7	38.7
ANTALYA	41.0	-4.0	45.0
BURDUR	37.0	-13.0	50.0
ELMALI	35.0	-11.7	46.7
FINIKE	39.6	-1.3	40.9
ISKENDERUN	35.0	2.0	33.0
ISPARTA	34.8	-14.7	49.5
KAHRAMANMARAŞ	41.4	9.0	50.4
MANAVGAT	40.4	-2.8	43.2
MERSİN	34.0	0.0	34.0
OSMANIYE	42.8	-5.2	48.0
SILIFKE	38.0	-1.8	39.8
AFYON	34.2	-15.8	50.0
AKHIŞAR	39.4	-11.3	50.7
AYDIN	41.4	-4.6	46.0
AYVALIK	36.0	-6.1	42.1

Şekil 2.11 da görülen haritayı hazırlamak için tablo 2.1. de görüldüğü üzere, istasyonların 2004 yılı içinde gözlenen ekstrem maksimum ve ekstrem minimum sıcaklıkları yazılarak, 3. kolonda bunların farkları bulunur. Bu farka yıllık sıcaklık genişliği de denir. Bulunan farka göre çizilen haritada karasallığın ve denizelliğin etkisi açık bir şekilde izlenmektedir. Karasal alanlarda sıcaklık genişliği (izoamplitüd) çok daha fazladır.



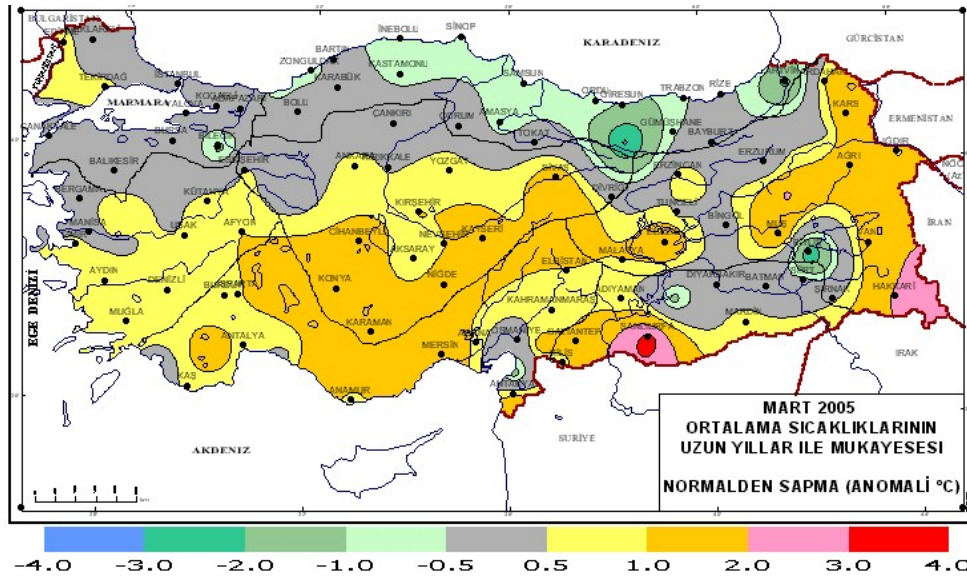
Şekil 2.11. 2004 Yılı Türkiye izoamplitüd haritası (Taştekin T, Klimatoloji Şb, 2005)

2.7.3. Eşanomali (İsanomal) değerlerinin dağılışı

Sıcaklık dağılışı üzerinde yerel faktörlerin, kara ve denizlerin etkisini belirtmek bakımından ortalama eş sapma (isanomal) haritalarının da önemi vardır. Bu haritalar hazırlanırken o yıla veya aya ait ortalama sıcaklıklar ile uzun yıllık ortalamaların farkları bulunur ve bu fark değerleri harita üzerine işlenir. Eş farka sahip istasyonlardan eş eğriler geçirilir (Şekil 2.12, 2.13). Her yıla ait isanomal (Normallerden Sapma) haritalarının bir dizi halinde incelenmesi ise, yıllar arasında sıcaklığın değişmesi ve iklim evreleri hakkında fikir verir.



Şekil 2.12. Mart 2005 ayına ait ortalama sıcaklık anomalisi (Klimatoloji Şb. Md.)



Şekil 2.13. 2005 Mart ayı sıcaklıklarının Normallerinden sapması (Klimatoloji Şb. Md., 2005)

Şekil 2.13'te hazırlanan anomalisi haritası şekil 2.12 ile aynı olmakla birlikte sıcaklıkların normalin ne kadar altında ve ne kadar üstünde olduğu konusunda ayrıntılı bilgi verir.

2.7.4. Aylık sıcaklık analizleri

Aylık sıcaklık analizlerinde, sıcaklıkların o ay içindeki dağılımlarını gösteren eş sıcaklık (izoterm) haritaları, ortalama sıcaklıkların normallerinden farklarını gösteren eş anomali (isanomal) haritaları, zaman serisi grafikleri ve bunların hazırlanmasında yardımcı olan veri tabloları kullanılır. Elde edilen harita ve grafikler yardımıyla bölgelerin o ay için gerçekleşen ortalama sıcaklıkları, en düşük ve en yüksek sıcaklık ortalamaları, bölgenin uzun yıllara göre soğuk, sıcak veya normalleri civarında ortalama sıcaklıklar alıp almadığı raporlanır. Ayrıca ekstrem sıcaklık analizi de yapılarak yeni ekstremlerin olup olmadığı araştırılır.

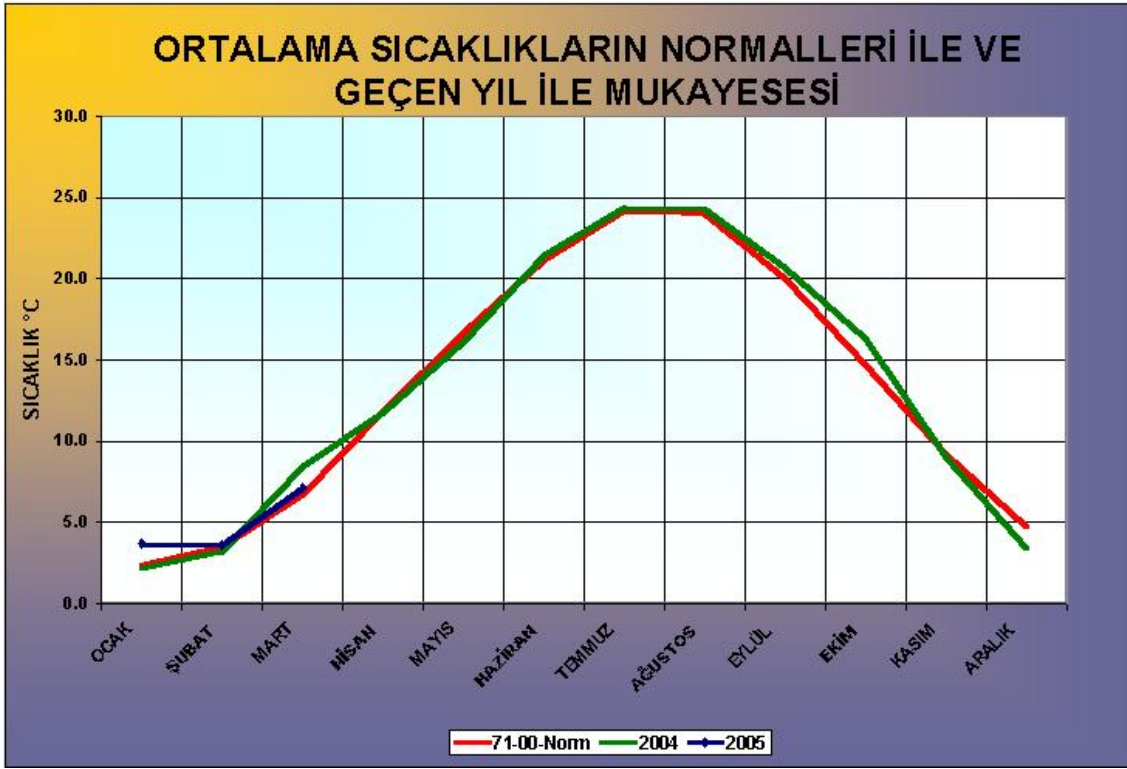
Örnek: 2005 Yılı Mart ayına ait sıcaklık analizi.

Bu işlemler için Tablo 2.2. deki gibi bir çalışma tablosu hazırlanır.

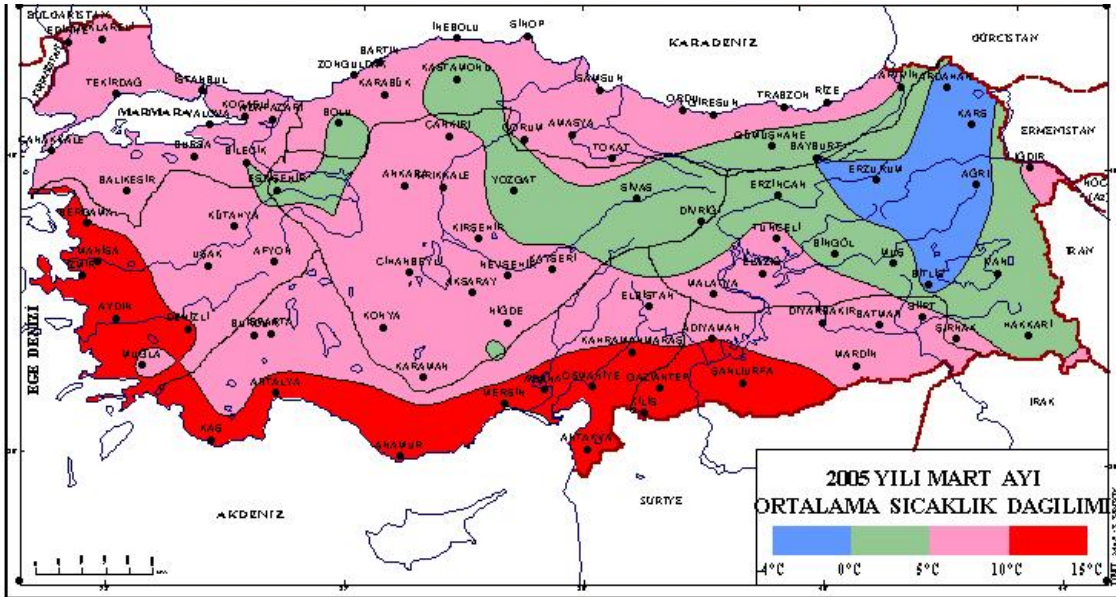
Tablo 2.2. Akdeniz Bölgesinde bazı istasyonların, Mart 2005 ayına ait sıcaklık değerleri ve bunların uzun yıllık verilerden farkları

ISTASYON		UZUN YILLIK VERİLER			2005 MART AYI			FARK DEĞERLERİ		
NO	ADI	UzyMax	UzyMin	71-00N	2005Max	2005Min	2005Orts	MaxFark	MinFark	NormFark
351	ADANA	30.7	-4.9	13.1	23.3	4.2	13.9	-7.4	9.1	0.8
310	ALANYA	28.1	0.3	13.4	22.6	5.9	15.1	-5.5	5.6	1.7
320	ANAMUR	27.5	-0.7	13.4	22.0	5.4	14.2	-5.5	6.1	0.8
984	ANTAKYA	30.5	-4.2	12.8	24.4	3.8	14.1	-6.1	8.0	1.3
300	ANTALYA	28.2	-1.6	12.6	23.0	3.8	13.4	-5.2	5.4	0.8
238	BURDUR	27.8	-11.6	6.6	21.2	-4.9	7.3	-6.6	6.7	0.7
952	ELMALI	26.8	-14.0	6.7	19.8	-6.5	8.1	-7.0	7.5	1.4
375	FINİKE	28.0	1.0	13.1	24.0	5.3	13.8	-4.0	4.3	0.8
370	ISKENDERUN	31.7	0.2	14.7	21.6	5.6	13.4	-10.1	5.4	-1.3
240	ISPARTA	26.8	-18.5	5.7	19.8	-5.3	6.7	-7.0	13.2	1.0
255	K.MARAŞ	26.4	-7.6	10.3	22.4	1.0	10.9	-4.0	8.6	0.6
954	MANAVGAT	27.1	0.3	12.7	22.2	1.8	13.0	-4.9	1.5	0.3
340	MERSİN	29.5	-2.2	13.2	24.7	7.6	15.2	-4.8	9.8	2.0
940	OSMANIYE	29.2	-4.0	12.4	23.4	3.2	12.2	-5.8	7.2	-0.2
330	SİLİFKE	28.8	-0.3	13.4	24.0	5.2	14.8	-4.8	5.5	1.4

Daha sonra bu tablodan haritalanması istenen veri kolonu, haritalama programlarına girdi olarak verilir ve alansal dağılım haritaları elde edilir. Ayrıca bu tablonun özetlenmesinden elde edilen veriler ile sıcaklıkların zaman serisi grafikleri de hazırlanır. Alansal dağılım haritaları sıcaklığın alansal dağılımını gösterirken; grafikler sıcaklığın zamana bağlı değişimlerini gösterir (Şekil 2.14, 2.15).



Şekil 2.14. Mart 2005 ortalama sıcaklıkların normalleri ve geçen yıl ile mukayyesesi (Klimatoloji Şb. Md.)



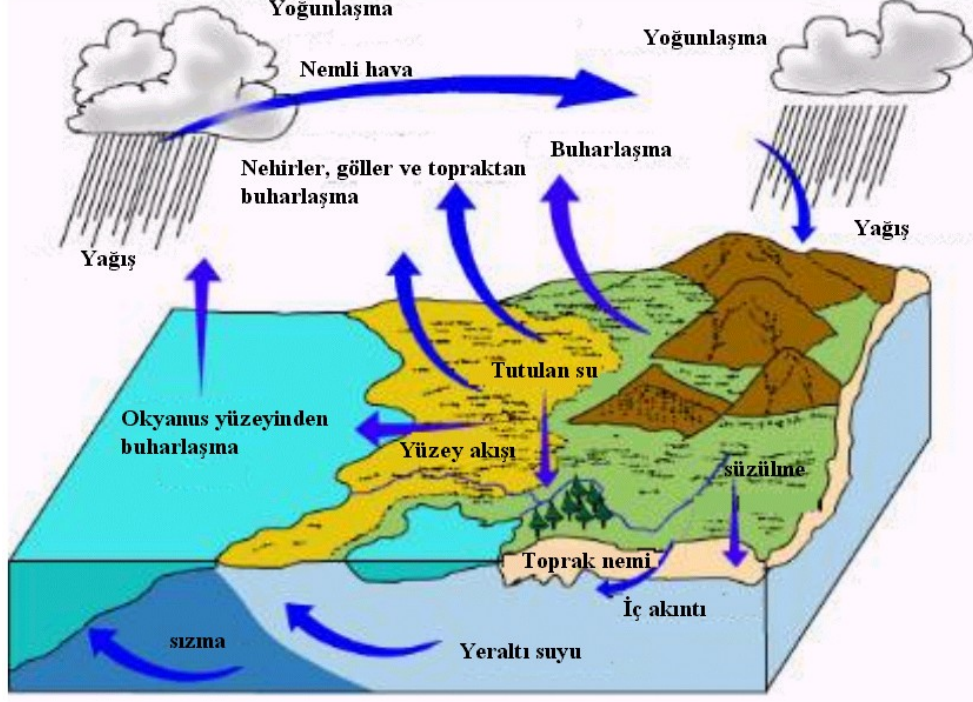
Şekil 2.15. Mart 2005 ortalama sıcaklıklarının alansal dağılımı. (Klimatoloji Şb. Md.)

Değerlendirme Soruları

1. Albedo nedir? Isı enerji dengesini açıklayınız.
2. Sıcaklığın yeryüzündeki dağılışını etkileyen etmenlerden enlem etmenini açıklayınız.
3. Matematik iklim nedir? Açıklayınız.
4. Yer şekilleri ve yüksekliğin sıcaklığa etkisini açıklayınız.
5. Sıcaklık terselmesini (inversion) açıklayınız.
6. Kararlılık ve kararsızlığı tarif ediniz.
7. İzoterm haritalarının nasıl çizileceğini anlatınız.

III. ÜNİTE 3

ATMOSFERİK NEM ve YAĞIŞ



Hazırlık çalışmaları:

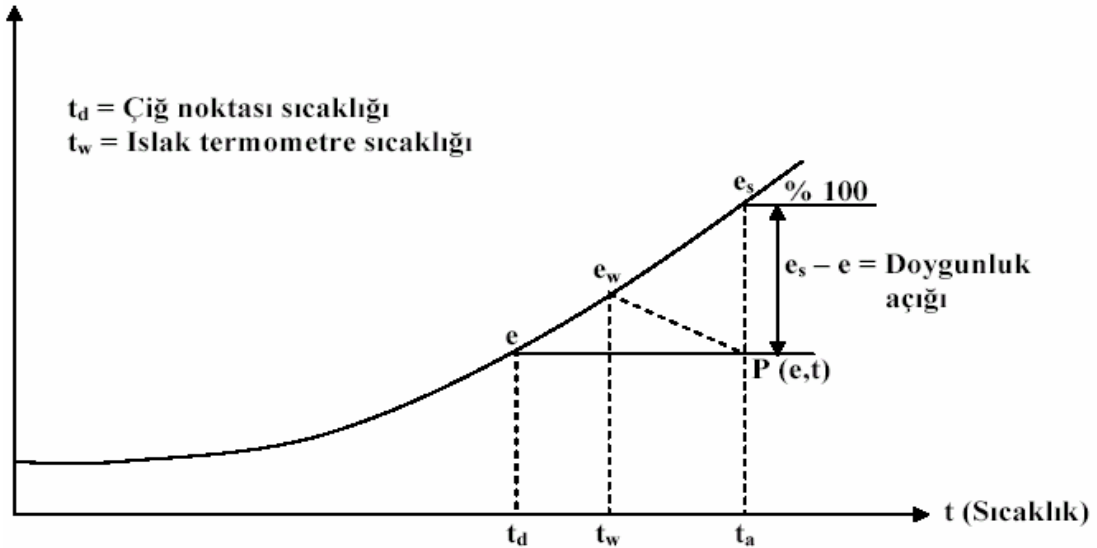
- 1- Nem ile sıcaklık arasındaki ilişkiyi anlatınız.
- 2- Konveksiyon hareketi nasıl oluşur? İzah ediniz.
- 3- Kuzey Anadolu Dağlarının kuzey ve güney yamaçlarındaki yağış farklılığının nedenini izah ediniz.

3.1. Atmosferik Nem

Atmosferin bünyesinde içerdiği su buharına **atmosferik nem** denir. Nem havanın karışma oranı, buhar basıncı, özgül nem, mutlak nem, nispi nem vs. gibi diğer ölçümlerin hepsinde söz konusu olmaktadır.

Hava su buharını, yeryüzündeki buharlaşmanın derecesine ve kendi sıcaklığına göre belirli bir oranda içerebilir. Hava yüksek sıcaklıklarda fazla, düşük sıcaklıklarda daha az nem içerir. Sıcaklığı 30°C olan hava 30 gr su buharı içerirse, sıcaklığı 15°C olan hava 12.8 gr , sıcaklığı 0°C olan hava ise en çok 4.9 gr su buharı içerebilir (G.Ü.,2003).

Hava sıcaklık derecesine göre içerebileceği su buharını aldığı zaman “doymuş hava”, bu miktardan az su buharı alırsa “ doymamış hava” olarak tanımlanır. Sıcaklığı artınca doymuş hava doymamış hale dönüşür, daha fazla su buharı içerme yeteneğine sahip olur. Belli bir sıcaklıkta, belli bir hacimde tutulabilecek maksimum su buharı vardır. Sabit sıcaklıkta tutulan hacim, su buharı ile doymuş hale getirilince, o anda su buharı ile yapılan kısmi basınca “doymuş buhar basıncı “ denir. Doymuş buhar basıncının sıcaklıkla artışı şekil 3.1’deki gibidir.



Şekil 3.1. Doymuş Buhar Basıncının Sıcaklıkla Değişimi.

Havada soğuma olursa t_d sıcaklığında hava doymuş olur. Bu t_d sıcaklığına çığ noktası sıcaklığı denir. Su serbest olarak buharlaşırken çevresinden ısı alır. Doymuş halde t_w 'de buhar basıncı e_w olur. t_w ıslak termometre sıcaklığıdır.

Nem iki şekilde ölçülür:

- **Mutlak nem:** Birim hacim hava kütleğinde bulunan su buharı miktarı (g/m^3)
- **Nispi nem** : Havanın aktüel buhar basıncının, doymuş buhar basıncına oranı (%).

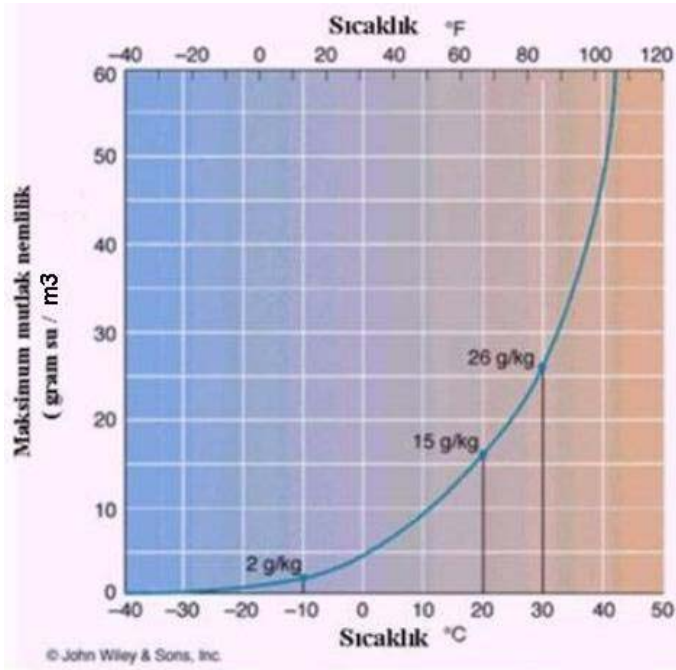
3.1.1. Mutlak Nem :

Birim hacim havada bulunan su buharı miktarı. Su buharı yoğunluğu olarak ta bilinir. Birimi metreküpte gramdır. Mutlak nem miktarı adyabatik genişleme ile azalır, adyabatik daralma ile artar. Örneğin $1 m^3$ havada 10 gr su buharının bulunduğunu kabul edersek, bu duruma mutlak nem $10 gr/m^3$ 'tür. Eğer bu hava herhangi bir nedenle, örneğin sıcaklık artmasıyla, genişir ve $2 m^3$ 'lük bir hacim işgal ederse $1 m^3$ havadaki su buharı $5 gr/m^3$ olacaktır.

Mutlak nemle ilgili bazı temel özellikleri şöyle sıralayabiliriz:

- Maksimum mutlak nem sıcaklıkla birlikte hızla artar (Şekil 3.2).

- Mutlak nem ölçümü herhangi bir yerdeki (tropikal, kutupsal vs.) hava kütlelerinin mukayesesinde kullanılabilir.



- Mutlak nemlilik soğuk ve kuru kutupsal hava kütlelerinde düşük; sıcak ve nemli ekvatorial ve denizel hava kütlelerinde ise yüksektir.

Şekil 3.2. Maksimum mutlak nemliliğin sıcaklıkla değişimi (John Wiley & Sons)

- Yukarıdaki grafikte görülen mavi çizgi doyma eğrisidir : eğrinin alt bölgesindeki hava doymamışlığı, üst bölgesindeki ya da üzerindeki hava ise doymuşluğu ifade eder.
- Eğer hava yavaş bir şekilde soğutulursa, doyma noktasına ulaşacaktır (belirli bir sıcaklıktaki mümkün olan maksimum hava nemi miktarı); doyma sıcaklığı, **işba noktası sıcaklığı** olarak da bilinir. Nemli hava kuru havaya göre çok daha yüksek işba sıcaklığına sahiptir.

3.1.2. Nispi Nem :

Nispi nem, mevcut basınç ve sıcaklıkta, havadaki su buharı miktarının, aynı hacim, basınç ve sıcaklıktaki havanın alabileceği maksimum su buharı miktarına oranına denir ve % olarak ifade edilir. Havanın içerebileceği nem miktarı sıcaklıkla arttığı için nispi nem mutlak nem miktarını vermez. Örneğin kutupta ve ekvatorda nispi nemleri eşit (RH= %50) olan havanın mutlak nemleri eşit değildir.

$$RH = 100. \frac{\text{mutlak nem}}{\text{doyma miktarı}} \quad \frac{15}{30} \quad \frac{3}{6}$$

ekvator kutup

Nispi nemdeki değişiklik iki şekilde olur :

- Doğrudan kazanım ya da su buharı kaybıyla (örneğin, hava kütlesi açık su yüzeylerinden doğrudan nem kazanır).
- Sıcaklık değişimiyle.

3.1.3. Özgül Nem:

Birim nemli hava içindeki su buharı kütesidir. Su buharı yoğunluğunun hava yoğunluğuna oranı yani su buharı ile kuru hava karışımıdır. Kilogramda gram veya gramda gram olarak belirtilir. Hava parselinden nem çekilmedikçe veya eklenmedikçe özgül nem sabit kalır. Özgül nem, nemli bir karışım içinde, tam olarak kuru bir havanın her bir birim kütesinin taşıyabildiği su buharı kütesi olan karışma oranıyla karıştırılmamalıdır. Özgül nem ve karışma oranı bir hava kütesinin en önemli belirleyicileridir. Çünkü her ikisi de sıcaklıkta değişim gerektirir.

3.2. Adyabatik Oluşum

Soğuma, basınç değişikliğinden kaynaklanır. Adyabatik oluşumda, gelen ya da giden ısı akımı olmaksızın, sadece basınç değişikliğinin bir sonucu olarak ısınma ya da soğuma meydana gelir (*Adyabatik prensip : Gazlar sıkıştırma ile ısınır, genişleme ile soğur.*).

Bildiğimiz gibi yağış, havanın soğumasıyla birlikte nispi nemin doyma noktasına kadar yükselmesi sonucu oluşur. Acaba bu soğuma nasıl olmaktadır?

- 1- Gece boyunca meydana gelen radyasyon kaybı neticesinde,
- 2- Büyük hacimli bir havanın atmosferin üst seviyelerine doğru yükselmesiyle.
(bu durum yağış oluşumunun temelidir)

3.2.1. Kuru adyabatik lapse-rate

Atmosferik basınç yükseklikle azalır. Bu nedenle yükselen hava kütesinin basıncı azalır ve kütle içindeki hava soğur. Buna karşılık, hava kütlesi çöktüğünde basınç artar ve bu artan basınç havanın ısınmasına neden olur. Adyabatik süreç nedeniyle yükseklikle sıcaklıktaki düşme oranı $0.98^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$.dir. Buna ***kuru adyabatik lapse-rate*** (dry adiabatic lapse-rate - DALR) denir.

3.2.2. Yaş adyabatik lapse-rate

Hava kütlesi yükselişini sürdürdüğünde, belirli bir noktada işba noktası sıcaklığına erişir ve bu noktadan sonra nem yönünden doymuş hale gelir. Yoğunlaşmanın başladığı seviyeye *yoğunlaşma seviyesi* adı verilir (Şekil 3.3).

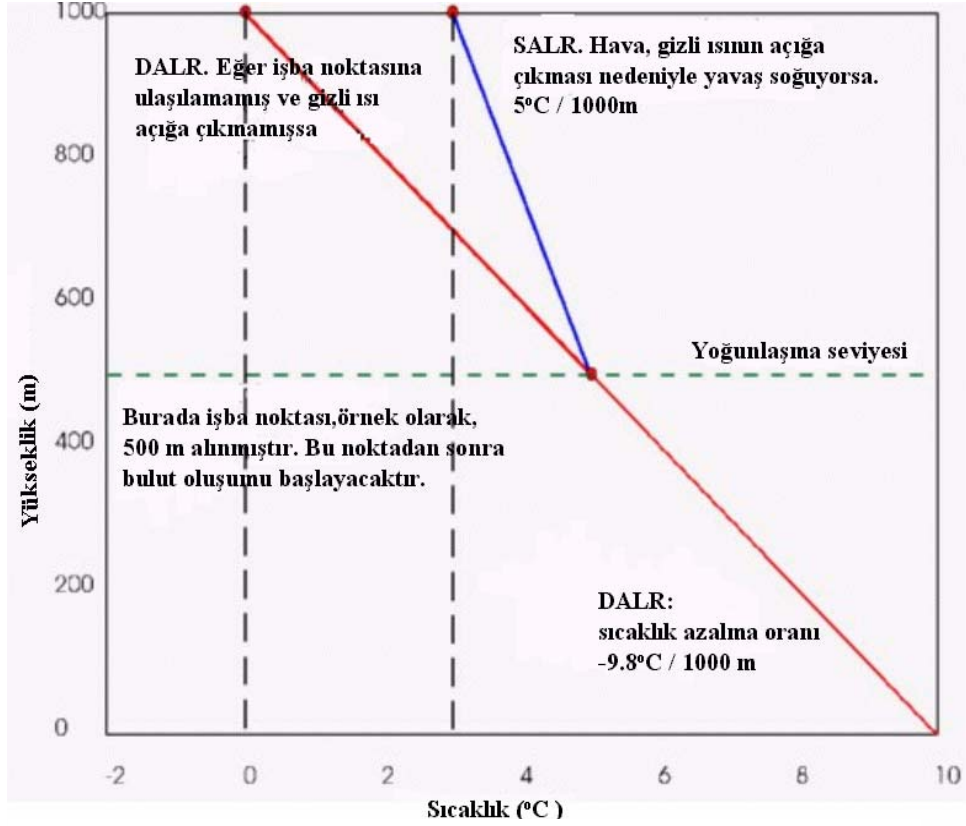
Yükselme devam edecek olursa su damlacıkları birikmeye başlar ve bulut oluşur. Bu durumda yükselen hava kütesinin sıcaklığı iki yöntemle belirlenir:

- adyabatik soğuma
- yoğunlaşma süresince gizli ısının açığa çıkması \Rightarrow ısınma

Adyabatik soğuma çok güçlü bir süreçtir. Hava soğumasını çok düşük oranda sürdürür. Bu oran ***yaş adyabatik lapse-rate (WALR)*** olarak adlandırılır ve $0.3-0.9^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$.dir. Yaş adyabatik lapse-rate, aynı zamanda, *doymuş adyabatik lapse-rate (SALR)* olarak da bilinir. Herhangi bir hava kütesinin aktüel yaş adyabatik lapse-rate değeri havanın özelliğine bağlıdır:

- Soğuk hava daha kurudur ve yoğunlaşma sonucu daha az hissedilebilir sıcaklık ortaya çıkar. Bu nedenle yaş adyabatik oran daha yüksektir.

- Sıcak ve nemli havada ise yoğunlaşma sonucu daha fazla hissedilebilir sıcaklık ortaya çıkar ve yaş adyabatik oran daha düşüktür.



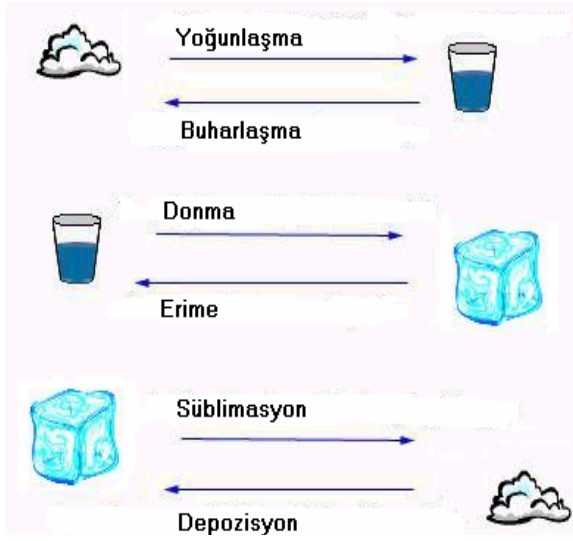
Şekil 3.3. Adyabatik Lapse-rate

Kuru ve yaş adyabatik lapse-rate atmosferik lapse-rate'den daha farklıdır ve birbiriyle karıştırılmamalıdır :

- Atmosferik (ya da çevresel) lapse-rate sıcaklığın yükseklikle nasıl azaldığını ifade eder. Bu azalmanın sonucu; yükseklikle termal radyasyon yoğunluğundaki azalmadır. Diğer yandan, kuru ve yaş adyabatik oranlar bir hava kütesinin dikey hareketle sıcaklığındaki değişimi gösterir. Bu şekildeki sıcaklık değişimi atmosferik basınçtaki değişimin sonucudur ve buna adyabatik süreç denir.
- Atmosferik lapse-rate güneşlenme koşullarına bağlı olarak yer ve zamana göre değişir ve hatta negatif dahi olabilir (inverziyon tabakasının içinde). Diğer yandan, kuru adyabatik lapse-rate aynı kalır. Ayrıca, yaş adyabatik lapse-rate hareket eden hava kütesinin sıcaklığına ve nemine bağlı olarak da değişiklik gösterir.

3.3. Suyun Halleri ve Isı

Su, yeryüzünde üç halde bulunur; katı (kar, buz), sıvı (su) ve gaz (su buharı). Su, fiziksel yapısını sürekli değiştirir (donma-erime, yoğunlaşma-buharlaşma) ve her bir değişiklik gizli ısı ve hissedilir sıcaklık arasında bir transferi gerektirir (Naumow, 1999).



Şekil 3.4. Suyun halleri

- Katı \Leftrightarrow Sıvı : 80 cal/g. Buz ya da kar erirken 1 gram için 80 kalori alır. Bu ısı çevreden (atmosferden) hissedilir sıcaklık olarak alınır ve gizli ısı olarak saklanır. Bu nedenle hissedilir sıcaklık etrafa yayılır (çevre soğur), gizli ısı ise saklanır.
- Donma gerçekleşirken gizli ısı 80 cal/g azalır. Bu ısı hissedilir sıcaklık olarak çevreye yayılır ve sıcaklığın artmasına neden olur.
- Sıvı \Leftrightarrow Gaz : 600 cal/g.

(Buffalo Univ.)

- Buharlaşma : Gizli ısı depolanır ve 600 cal/g olarak çevreye yayılır.
- Yoğunlaşma: Yukarıdaki işlemin tersi meydana gelir.
- Buzun sıvı hale geçmeden doğrudan buhar haline geçmesine **süblimasyon**, bunun tersi işleme ise **depozisyon** denir.

3.4. Hidrosfer ve Hidrolojik Çevrim

Hidrosfer, çoğu zaman “su küre” olarak da adlandırılır. Yeryüzünün %71’ini kaplamaktadır. Hidrosferin bileşimi aşağıda detaylı olarak verilmiştir.

Hidrosferde suyun dağılımı (Hacim olarak):

Okyanuslar %97,2

Tatlı su %2,8

Tatlı suyun dağılımı (Hacim olarak):

Buz tabakaları ve buzullar %2,15

Yer altı suyu %0,63

Atmosferdeki ve yeryüzüne

yakın seviyelerdeki su %0,02

Atmosferdeki ve yeryüzüne yakın seviyelerdeki suyun dağılımı:

Tatlı su gölleri %0,009

Tuzlu göller ve iç denizler %0,008

Toprak suyu %0,005

Nehirler %0,0001

Atmosferdeki su %0,001

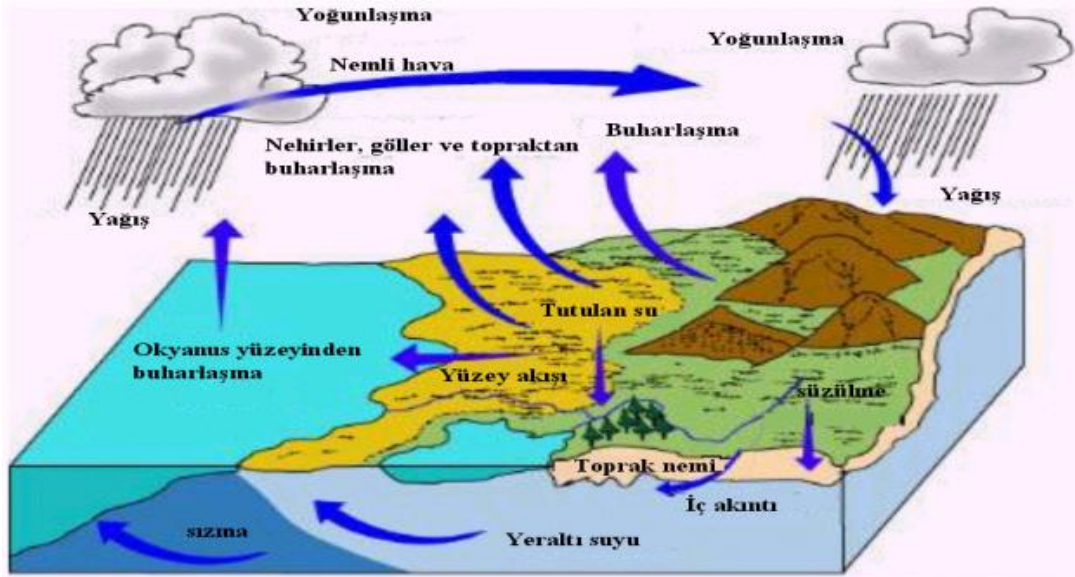
- Alt yüzey suyu = Toprak suyu + Yer altı suyu
 - Toprak suyu : Bitkilerin ulaşabilecekleri seviyede toprağın içerdiği su (yüzeyden 1-5 m derinlikteki su)
 - Yer altı suyu : Bitkilerin ulaşamayacakları seviyede yeraltında bulunan su.
- Yüzey suyu : Göller + Akıntılar

3.4.1. Hidrolojik çevrim

Su çevrimi, suyun küresel su kaynakları arasındaki dolaşımını ifade etmektedir. Suyun hidrolojik çevrimi buharlaşma ile başlar. Buharlaşan su bulutları oluşturur, bulutlar rüzgar ve ısı sonucu yağış haline dönüşür ve yerçekimi etkisiyle yeryüzüne düşer. Yağışın bir kısmı sızar, bir kısmı tekrar buharlaşır, diğer bir kısmı da yüzeyde akarak çevrimi tamamlar (Şekil 3.5).

Yukarıdaki tanımda geçen bazı terimlerin anlamlarını kısaca şöyle izah edebiliriz:

- **Yağış** : Atmosferden yeryüzüne düşen her türlü katı ve sıvı parçalardır.
- **Evapotranspirasyon** = **evaporasyon** + **transpirasyon**. Suyun buharlaşması iki şekilde olur:
 - **Evaporasyon** : Açık su yüzeyleri, toprak ve diğer cansız yüzeylerden olan buharlaşma
 - **Transpirasyon** : Bitkilerden terleme sonucu olan buharlaşma
- **Yüzey akışı** : Akarsular yardımıyla suyun okyanuslara ve kapalı iç havzalara taşınması.



Şekil 3.5. Hidrolojik çevrim

3.4.2. Küresel su dengesi

Su çevriminden daha özel bir yaklaşımdır. Küresel anlamda gelen ve giden suyun dengesidir. Yıllık ortalama su dengesi:

	Gelen Su	Giden Su
Kıtalar	110 km ³	= 70 km ³ + 40 km ³ (*)
Okyanuslar	380 km ³ + 40 km ³	= 420 km ³
Toplam	530 km ³	530 km ³

(*) Göller ve akıntılar.

3.5. Yağış Şekilleri

Atmosferdeki su buharı, çeşitli sebeplerle yoğunlaşabilir. Nemli fakat sıcaklıkları farklı iki hava kütesinin birbirine karışması, sıcak bölgelerden soğuk yerlere doğru hava kütlelerinin sürüklenmesi , bir hava kütesinin yere yakın alanlardan yukarıya doğru yükselmesi bu sebeplerden bazılarıdır. Böylece havadaki su buharı, yoğunlaşmasından sonra, yağış olarak yere düşer (Erinç, S., 1957).

Atmosferdeki su buharının sıvı veya katı hale geçerek yeryüzüne düşmesine **yağış** adı verilir. Sis ve bulutları meydana getiren su zerreciklerinin çapı, Petterssen' e göre ortalama 40 mikron kadar olduğu halde, yağmur damlalarının çapı çok daha fazladır ve 500-4000 mikron (0,5 mm - 4,0 mm) arasında değişir. En sık karşılaşılan yağış şekilleri yağmur, kar, çisenti, ve doludur. Fakat bunların dışında buz tanecikleri, buz iğnecikleri, grezil gibi yağış şekilleri de vardır. Yağışlara düşen hidrometeorlar denir. Çiğ, kırağı jivr ve vergla ise düşmeyen hidrometeorlardır.

Kar, havadaki su buharının 0°C'den düşük sıcaklıklarda buz kristalleri halinde yoğunlaşması sonucunda meydana gelen bir yağış şeklidir. **Dolu**, düzgün olmayan yuvarlak buz taneciklerinden oluşmuştur ve genellikle sıcak mevsimde meydana gelir. Bazı durumlarda ağırlığı 1 kilogramı bulan ve yumurta büyüklüğüne ulaşan dolu tanelerine de rastlanmaktadır. Dolu meydana gelebilmesi için, sıcak ve nemli bir hava kütesinin hızla yükselerek ani bir şekilde soğuması gerekir. Böylesi ortamlar genellikle yaz orajları sırasında gerçekleşir.

3.6. Kaynağı Bakımından Yağış Tipleri

Yağışların meydana gelişini sağlayan temel etken, nemli hava kütlelerinin herhangi bir nedenle yükselerek soğuması ve bu sayede doyma noktasını aşmasıdır. Yağışların miktarı, şiddeti, süresi ve dağılışı temel olarak soğumanın derecesine, hızına ve havanın içerdiği su buharı miktarına bağlıdır. Bu nedenle yağışları, hava kütesinin yükselmesine neden olan faktöre nazaran kaynağı bakımından üç tipe ayırmak mümkündür:

3.6.1. Konvektif yağışlar

Konveksiyon hareketi yeryüzünün farklı ısınması sonucu meydana gelir (örneğin şehirler, ormanlara göre daha fazla ısınır). Bir bölge çevresine göre daha sıcaksa , bu bölgedeki hava da diğerlerine göre daha sıcaktır ve çevresine göre yoğunluğu daha düşük olacağından bir sıcak hava kabarması şekillenir. Hava yükselmeye başlar ve çevresindeki havadan daha sıcak olduğu sürece yükselme devam eder. Böylece sıcak bölge üzerinde bir *konveksiyon hücresi* gelişir.

Bu durum bir bulutlanmaya ve yağışa neden olur mu? Bu sorunun cevabı sıcaklığın düşüş oranları arasındaki ilişkiye bağlıdır. Teoride mümkün olan iki durum söz konusudur :

1- Kararlı hava:

Eğer:

- Atmosferik (çevresel) lapse-rate (ELR) hem kuru adyabatik lapse-rate (DALR) hem de yaş adyabatik lapse-rate (WALR) oranlarından daha düşük ise, ve
- Yükselen hava kuru ve soğuksa,

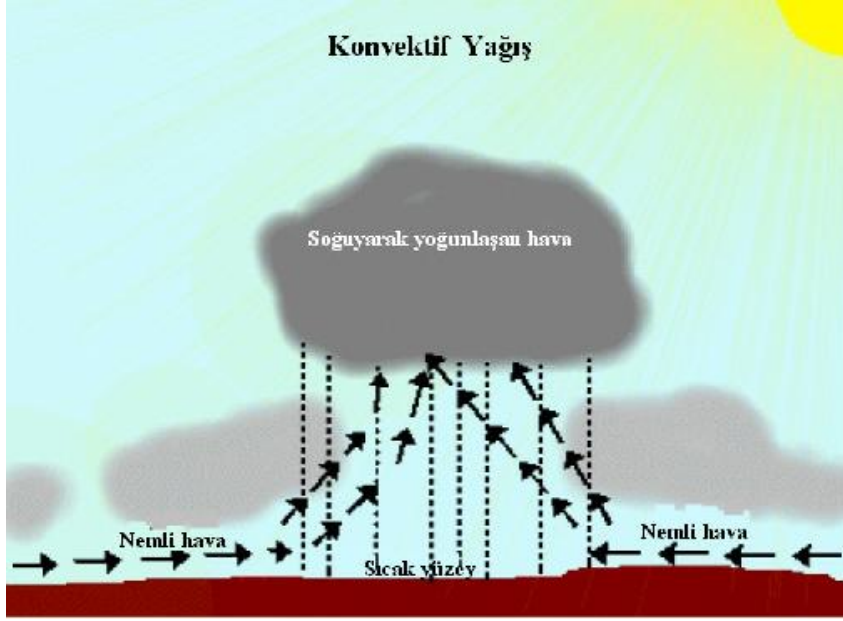
Bu durumda hava kabarcıkları yükselir, yükselen havanın iç bölgesindeki sıcaklık dış bölgesindeki oranla daha fazla azalır \Rightarrow kısa bir süre sonra sıcaklıklar dengelenir \Rightarrow yükselme durur \Rightarrow konveksiyon hareketi zayıflar ve yoğunlaşma seviyesine ulaşılabilir \Rightarrow bulut ve yağış oluşma ihtimali zayıftır.

2- Kararsız hava

Eğer; $ELR > DALR > WALR$, ve yükselen hava nemli ve sıcaksa, bu durumda, hava kabarcıkları yükselir, yükselen havanın iç bölgesindeki sıcaklık dış bölgesindeki oranla daha yavaş azalır \Rightarrow iç bölge ile dış bölgedeki sıcaklıklar arasındaki fark yükseklikle artar \Rightarrow yükselme kuvvetlenerek devam eder \Rightarrow konveksiyon hareketi güçlenir, yoğunlaşma seviyesine ulaşılır ve yükselme sürer \Rightarrow bulutlar oluşur \Rightarrow kuvvetli *konvektif yağışlar* meydana gelir.

Alt katmanları, üsttekilere oranla daha sıcak olan kararsız hava kütlelerinde, yeter miktarda nem de varsa, güçlü dikey hava yükselmeleri olur ve kümülüform bulutlar doğar, şiddetli sağanaklar belirir (Erol O., 1993). Bu yükselim (konveksiyon) fırtınalarına **Oraj** (thunderstorm) denir. Orajlar, çoğunlukla, alttan ısınan nemli-kararsız hava kütlelerinde gözlenir. Özellikle, karalarda öğleden sonraları yerin fazla ısınması sonucu böyle güçlü konveksiyon yağışları görülür. Örneğin; ilkbahar ve yaz başlarında, kuzeyden gelen nemli ve kararsız hava kütlelerinin alt katmanları, sıcak İç Anadolu'da ısındığı için, öğleden sonraları güçlü konveksiyon yağışları olmakta ve bunlara halk arasında "Kırk İkinci Yağmurları" da denmektedir. Bu tip konveksiyonal yağışlara Tropikal Ekvatorial bölgelerde bütün yıl rastlanır. Orta enlem karalarında ise alt hava katlarının sıcak, üst katların serin olduğu ilkbaharda ve yaz başlarında konveksiyonlar güçlüdür. Konveksiyonlar orta enlem denizlerinde kışın, üst hava katmanlarının sıcaklık kaybı (ışınma) yoluyla soğuması sonucunda oluşur. Böyle termik doğuşlu konveksiyonlar, ısınma (veya üstten soğuma) nedeni ortadan kalkınca hızla sona erer. Yani güçlü, fakat kısa sürelidirler. Dikey akımlar dar bir alanı etkilediğinden, konveksiyonal yağışlar yer yer parçalar halinde olur ve kesin sınırlıdır.

Bazı dinamik nedenlerle, alçakları sıcak hava, veya yüksekleri soğuk hava kaplarsa (adveksiyonlar olursa) yine termik konveksiyonlar doğar, yağışlar olur. Doğuşu nedeniyle, bu yağışlar oldukça uzun süreli ve daha güçlüdür. Orta enlem siklonlarında, soğuk cephe boyunca, sıcak hava altına sokulan soğuk hava, onu hızla yükselterek, dinamik doğuşlu konveksiyonlar ve güçlü yağışlar oluşturur. Fakat bunlar daha çok, siklonik yağışlar olduğu için, genellikle tarım ürünlerine zarar verir, taşkın yapar; buna karşılık, ufak bir buluttan en fazla yağışı sağladığı, bitkilerin gelişme evresinde su bıraktığı için olumlu etkileri de vardır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. Konvektif yağışın oluşumu

3.6.2. Orografik yağışlar

Yer şekilleri, yatay yönde hareket eden hava kütlelerinin yükselerek soğuyup yağış bırakmasının önemli nedenlerinden birisidir (Şekil 3.7). En kurak bölgelerde dahi, yüksek dağ ve tepelerin, çevrelerine oranla daha fazla yağış aldığı bir gerçektir. Ancak, yer şekli yağmurları denizden karaya doğru esen rüzgarların, kıyıya paralel dağlara çarptığı yerlerde çok daha fazla önem kazanır. Böyle yerlerde eğer dağlar fazla yüksekse, hava kütleleri, bütün nemini rüzgara dönük yamaçta bırakarak, dulda yamaca tümüyle kurak halde geçerler. Onun için iki yamaç arasında belirgin bir yağış farkı ortaya çıkar. Böylece dağın bir yamacı fazla yağışlı iken, öte yamacın kurak kalması, yani yağmurun gölgesine (duldasına) düşmesi, orografik yağışların en belirgin özelliğidir. Rüzgara dönük yamaçların ise en çok yağış alan bölümü, orta yükseklikteki bölümleridir. Özellikle, yüksek dağlarda belirli yükseklikten sonra, yağışın azaldığı açıkça görülür. Çünkü, fazla yükseğe tırmanan hava kütleleri, su yüklerinin büyük bir bölümünü bırakmak zorunda kalırlar. Kuzey Anadolu dağlarının kuzey ve güney yamaçlarındaki yağış farkı ve yüksekliğe göre yağış dağılışı bunun en iyi örneğidir.

Deniz kıyılarında yağışın fazla olması için geride dağların her zaman yüksek olması gerekmez. Su buharı ile fazla yüklü sıcak rüzgarlar, alçak tepelerin bulunduğu bir kıyıya gelse dahi, hafif bir yükselme koşulu kararsızlık için bir tetik rolü oynar ve

yer şekli etkisiyle konveksiyonlar doğarak yağış ortaya çıkar. Bu durumda, bazen sıcak karanın etkisiyle alttan ısınma, konveksiyonun gücünü tamamıyla artırır. Kışın Anadolu kıyılarında olduğu gibi, denizlerin ılık, karaların serin olduğu mevsimde ise denizden gelen hava kütleleri, karaya dokunarak soğduğundan, yer şekli etkisiyle hafifçe yükselse dahi yağış bırakır. Doğal olarak yer şeklinin yüksekliği oranında bu iki tip yağış da güçlü olur.

Orografik yağışların belirli bir zamanı yoktur. Rüzgarların esişine uygun değişiklikler gösterir. Rüzgarlar, dönemli ise orografik yağışlar da dönemli, sürekliyse yağışlar da sürekli dir. Orta enlemlerde olduğu gibi, yazla kış arasında, denizle kara sıcaklıkları arasında görel i (oransal) de ğişmeler varsa, denizin ılık olduğu evrede, yani kışın, kıyı yağışları daha fazla olur. Gezici siklonlar ve cephelerin yağış bırakma yetene ği de yer şekli etkisiyle artmaktadır. Bunlar alçak basınç (siklonal) ve yer şekli (orografik) yağışlarının karışmış halidir. Do ğu Karadeniz kıyılarındaki yağışların önemli bir bölümü özellikle serin mevsimde, orografik-siklonal yağışlardır. Fakat, Kuzey Anadolu da ğlarının kuzey yamaçlarındaki yaz yağışları gerçek yer şekli yağmurlarıdır. Hatta, iç bölgelerde bile olsa da ğların daha yağışlı olduğu gözlenir.

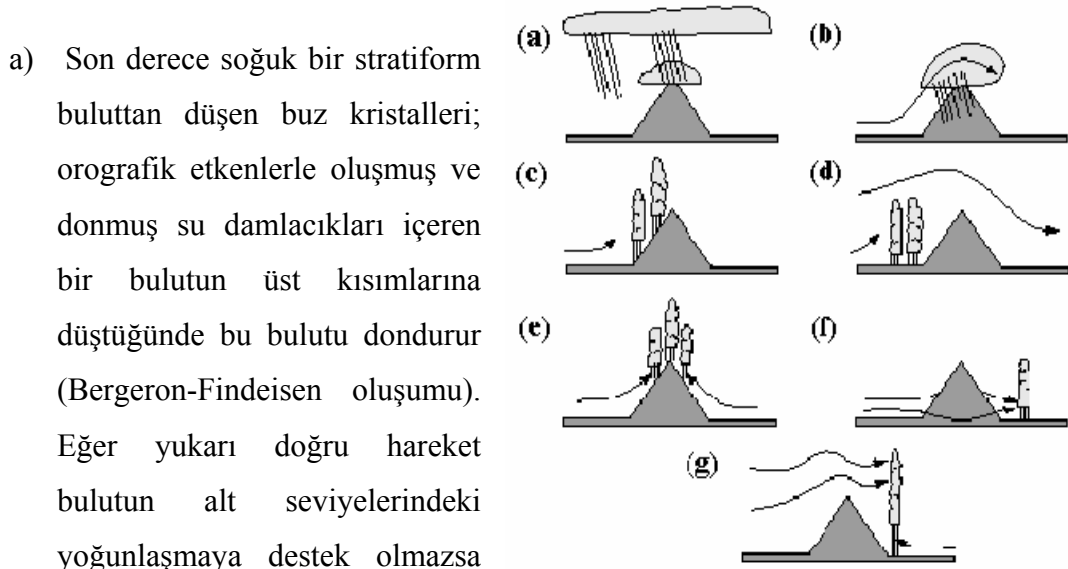


Şekil 3.7. Orografik yağışın oluşumu.

Dünyadaki en fazla orografik yağış görülen yerler Hawaii adaları ile Brezilya'nın ve Madagaskar'ın doğu kıyılarıdır. Bunun en önemli nedeni, bütün yıl denizlerden esen alizelerdir. Hindistan'da Gat ve Himalaya dağları yaz musonları etkisiyle bol yağışlıdır. Kuzey Amerika batısındaki Kaskat (Cascade) dağları ise batı rüzgarları ve alçak basınçlar etkisiyle bol yağışlıdır. İrlanda, Büyük Britanya ve Güney Norveç kıyıları da siklonal-orografik yağışları fazla alan yerlerdir.

3.6.2.1. Orografik yağış mekanizmaları

Şekil 3.8'de de görüldüğü gibi, orografik yağış oluşumuna neden olan bir çok mekanizma vardır (University of Wyoming):



Şekil 3.8. Orografik yağış oluşum mekanizmaları

a) Son derece soğuk bir stratiform buluttan düşen buz kristalleri; orografik etkenlerle oluşmuş ve donmuş su damlacıkları içeren bir bulutun üst kısımlarına düştüğünde bu bulutu dondurur (Bergeron-Findeisen oluşumu). Eğer yukarı doğru hareket bulutun alt seviyelerindeki yoğunlaşmaya destek olmazsa bu süreç hafif kar yağışlarıyla sonuçlanır. Bu oluşuma Tohumlama-Besleme Mekanizması adı verilmektedir.

b) Kararlı katmanlardan oluşan hava, bir dağ silsilesi üzerinde yükselmeye zorlanır. Yükselen hava soğur, doymuş hale gelir ve sonrasında bulut ve yağış oluşur. Meydana gelecek olan yağışın miktarı radyozonda verileri (sıcaklık, doyma noktası, rüzgar profili) yardımıyla tahmin edilebilir. Bu tür orografik yağışlar, özellikle orta enlemlerde, en yaygın yağış türüdür.

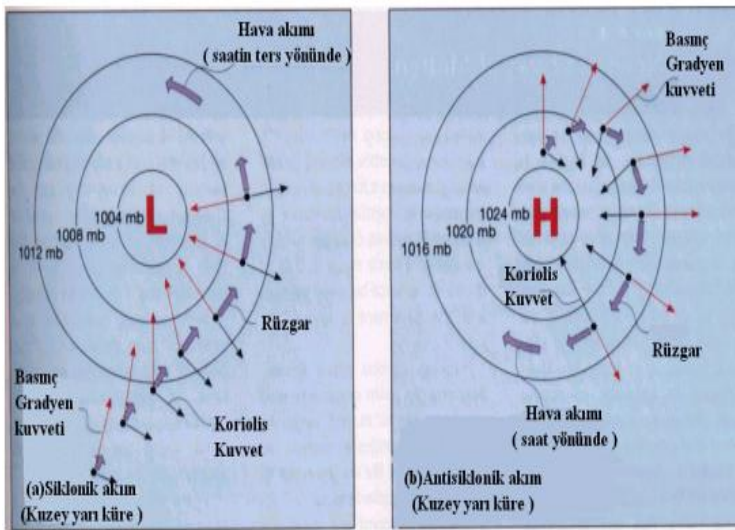
c) Potansiyel olarak kararsız olan bir hava kütlesi, bir dağ yamacı üzerinde yükseldiğinde derin konveksiyonlar meydana gelir. Potansiyel kararsızlık, PBL (Potansiyel Sınır Seviyesi – Potential Boundary Level)'deki eşdeğer potansiyel sıcaklığın, PBL üzerindeki sıcaklıktan daha yüksek olmasını sağlar. Konvektif

olarak tetiklenmiş yüksek seviye stratiform yağış bölgeleri dağın rüzgar almayan yamacına sürüklenmiş olmasına rağmen, dağın tepesinde ve yamaçlar arasında orajlar görülür.

- d) Derin konveksiyonlar yukarı hava akımlarıyla da tetiklenebilir. Özellikle yüzeydeki sıcaklık, doyma noktası ve/veya rüzgar, havanın yükselmesini sağlar ve orografik gelişimi artırır.
- e) Önemli ölçüde kuvvetli rüzgarların olmaması, özellikle alçak seviyelerde, gündüz ve gece sıcaklık farklılıkları sonucu oluşan akımlar, topoğrafyanın da etkisiyle şarta bağlı kararsız bir hava kütesinde oraj oluşumunu tetikleyebilir.
- f) Bir dağ çevresindeki kararlı bir hava kütesi de dağın üzerindeki orana daha kuvvetli olabilir. Bu durumda dağın rüzgar almayan yamacındaki konverjans, havanın yükselmesine ve yağışa neden olabilir.
- g) Yoğun ve çoğunlukla kuvvetli konveksiyonlar, bir dağın rüzgar almayan yamacındaki sıcak ve nemli hava kütesini tetikleyebilir. Daha soğuk ve daha kuru hava kütesi, ince bir kararlı hava kütesi ile kaplı olduğu için, yüzeye yakın seviyelerdeki sıcak hava ile yer değiştiremeyebilir. Bu durum ekstrem kararsızlığa neden olur ve beraberindeki rüzgar shear'ı kasırgamsı fırtınalar yaratabilir.

3.6.3. Cephesel / Siklonik yağışlar

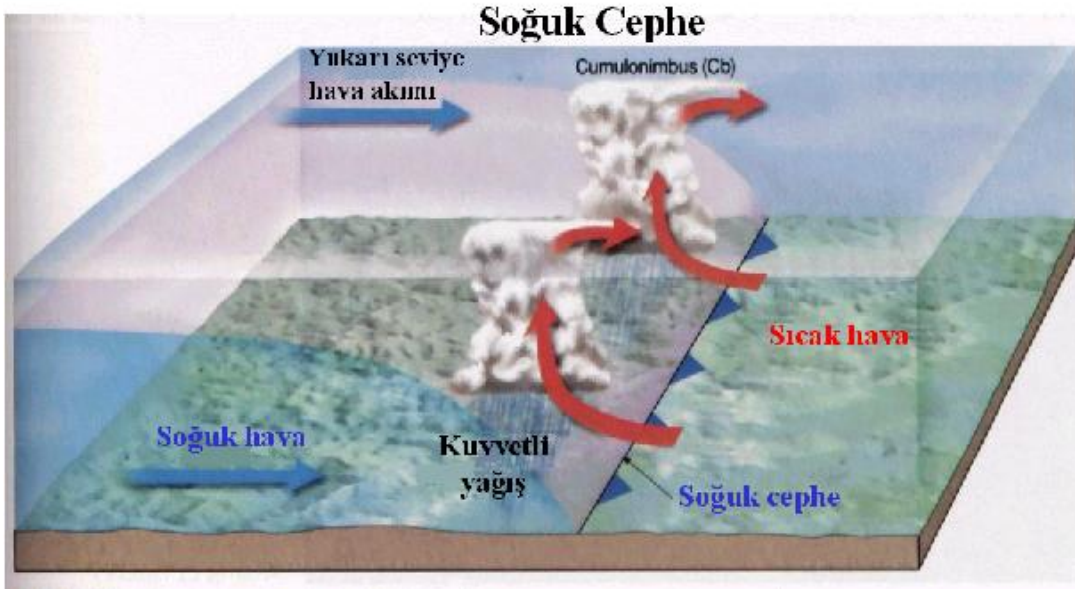
Yağışlar, çoğunlukla, cephe olarak adlandırılan ve iki ayrı hava kütesini birbirinden ayıran sınırlarla ilgilidir. Bu hadise, orta enlemlerdeki batılı rüzgar



Sekil 3.9. Koriolis Kuvvet

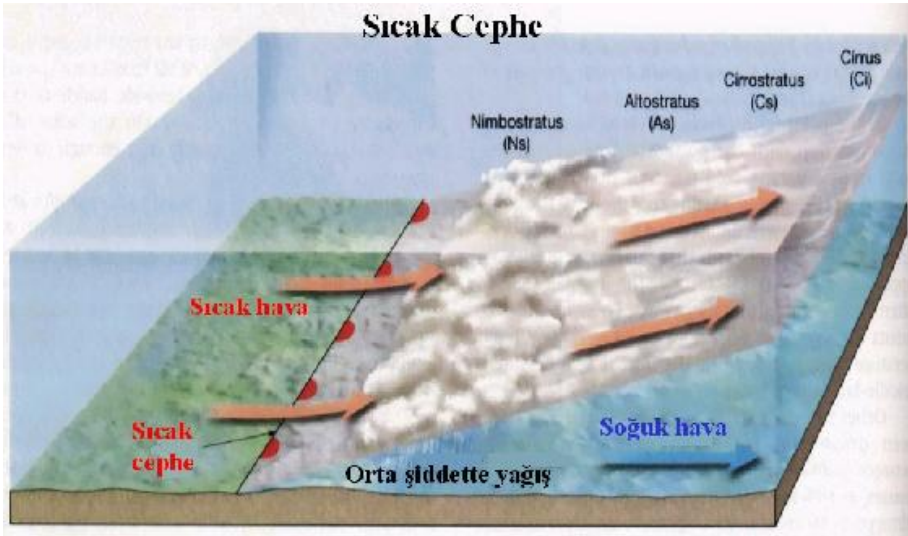
Bu fırtınalar tropikal okyanus üzerindeki alçak basınç merkezleri etrafında da oluşurlar. Bunlara **kasırga** veya **tayfun**, bazen de **siklon** denir ve oldukça şiddetli yağışları da beraberlerinde getirirler.

Kuzey yarı kürede, *koriolis kuvvetin* etkisiyle, siklonik bir fırtına etrafındaki hava hareketi daima saat yönünün tersi istikametindedir (Şekil 3.9). Güney yarı kürede ise saat yönündedir. Bu hareket yüksek basınç merkezlerinin tersi yönündedir ve **antisiklon** olarak adlandırılır. Yüksek basınç sistemlerinin merkezinde hava çöktüğünden, (daha fazla su buharı elde edebilmek için) ısınma başlar ve bu nedenle de bu hadiselerin olduğu yerlerde yağış gözlenmez.



Şekil 3.10. Soğuk Cephe

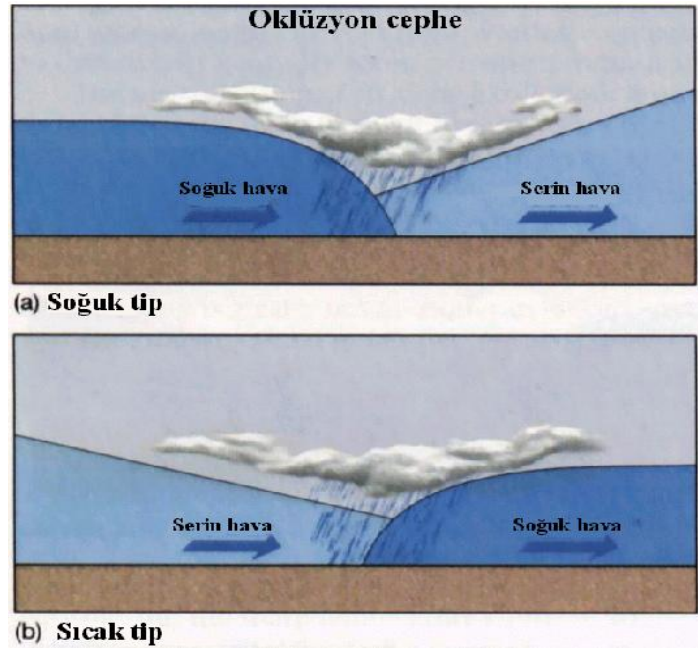
Soğuk bir hava kütlesi, kendisinden çok daha yavaş hareket eden ya da duran daha sıcak bir hava kütlesi ile karşılaştığında, bu iki kütle arasında oluşan bölgeye **soğuk cephe** adı verilir (Şekil 3.10). Daha soğuk olan hava, sıcak olan havaya göre daha yoğun (ya da daha ağır) olduğu için, yüzeye daha yakın olur. Isınmanın etkisiyle, daha hafif olan hava soğuk cephe hattı boyunca yükselir. Tepeleşen **cumulonimbus** bulutlarıyla birlikte kuvvetli yağışlar meydana gelir.



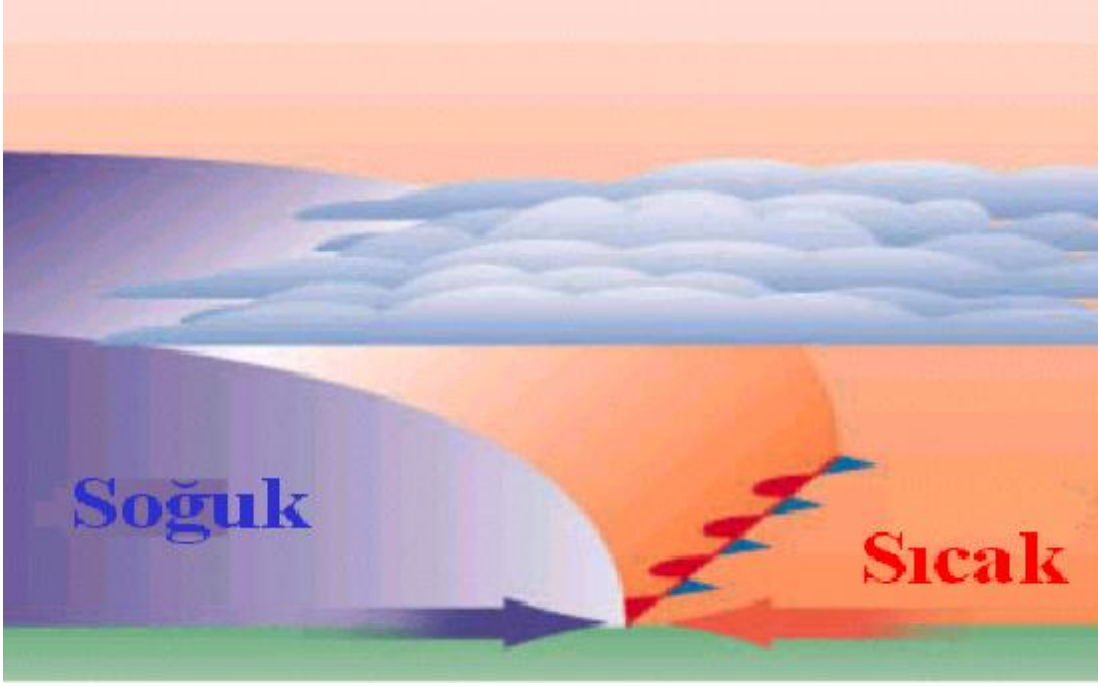
Şekil 3.11. Sıcak Cephe

Soğuk cephenin aksine, sıcak bir hava kütlesi, kendisinden çok daha yavaş hareket eden, ya da duran, daha soğuk bir hava kütesine doğru hareket ettiğinde bu iki kütle arasında oluşan bölgeye **sıcak cephe** adı verilir (Şekil 3.11). Daha hafif olan sıcak hava, soğuk hava üzerinde cephe hattı boyunca yükselir. Yüksek **cirrus** bulutlarını takiben, gelişen **nimbostratus** (her zaman görülmemekle birlikte) bulutları cephe hattının geçişi öncesinde yağışlara neden olur.

Hareketli bir soğuk cephe, kendisiyle aynı alçak basınç merkezine odaklanmış daha yavaş hareket eden bir sıcak cepheyle karşılaştığında, iki cephe arasında kalan sıcak hava yukarı doğru yükselerek bulutlanmaya ve sonucunda da yağışa neden olur. Bu tür cephelere **oklüzyon cephe** adı verilir (Şekil 3.12).



Şekil 3.12 : Oklüzyon Cephe



Şekil 3.13. Duralar Cephe

Hareketsiz bir soğuk hava kütlesi ile hareketsiz bir sıcak hava kütesinin birbirinden ayrıldığı bölge **duralar (stationary) cephe** olarak adlandırılır (Şekil 3.13). Böylesi cepheler yağışa neden olmazlar. Bununla birlikte bu cepheler çok uzun ömürlü değildir ve çoğu zaman kısa süre sonra yeniden hareketli cephe sistemlerine dönüşürler.

Değerlendirme soruları:

1. Kuru ve yaş adyabatik lapse-rate nedir?
2. Kuru ve yaş adyabatik lapse-rate ile atmosferik lapse-rate arasındaki farkı izah ediniz.
3. Hidrolojik çevrimi izah ediniz
4. Kaynağı bakımından yağış tipleri nelerdir?
5. Kararlı bir havada bulut ve yağış ihtimali neden zayıftır? Açıklayınız.
6. Orografik yağış oluşumunu izah ediniz.
7. Soğuk ve sıcak cephede yağış oluşumunu izah ediniz.

IV. ÜNİTE

RÜZGÂR



Hazırlık Çalışmaları :

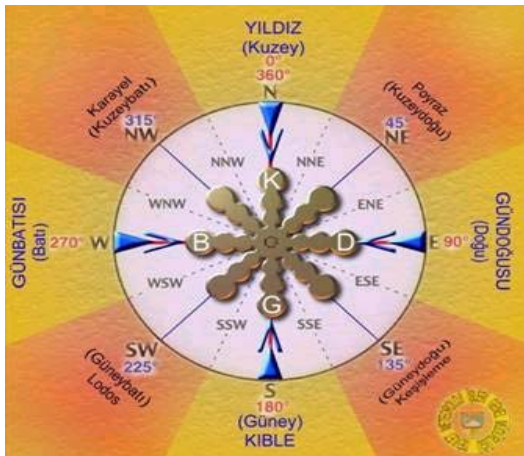
1. Bir iklim elemanı olan rüzgarın canlı hayatı için önemini nedir?
2. Koriolis gücünün rüzgarların yön ve hızında meydana getirdiği değişiklik nelere neden olmaktadır ?
3. Dönemsel rüzgarlar olan musonlar, estikleri yerlerde hangi bitkilerin yetişmesine elverişli ortam hazırlar ?
4. Sürekli rüzgarlar ile yerel rüzgarların farkı nedir?
5. Fön rüzgarları ülkemizin nerelerinde görülür?

4.1. Rüzgâr

Hava akıcıdır ve bütün gazlar gibi bir genişleme kabiliyeti vardır. Yani hava hareketlidir. Yatay yönde yer değiştiren hava kütesinin hareketine **rüzgâr** denir. Yeryüzünde yan yana bulunan iki bölgeden birinin sıcaklığı arttığında, sıcaklığı artan bölgedeki hava genişler ve hafifleyerek yükselir. Bu durumda bir alçak basınç sahası oluşur. Sıcaklığı daha az olan bölgede ise hava soğuyarak sıkışır ve yoğunlaşarak aşağı doğru çöker. Bu durumda ise bir yüksek basınç sahası meydana gelir. Sıkışan bu hava alçak basınca doğru hareket eder. Hava kütesinin bu hareketi çevreye yaptığı etki ile anlaşılabilir. Rüzgâr, etkileri bakımından, üç belirgin özelliği olan bir iklim elemanıdır. Bu özellikler, rüzgârın yönü, hızı (şiddeti) ve frekansı (esme sıklığı) dır.

4.1.1. Rüzgârın yönü

Rüzgârın bulunduğu yere doğru geldiği yöne rüzgâr yönü denir. Rüzgârın yönü coğrafi yönlerle ifade olunur. Klimatolojide ana ve ara olmak üzere toplam 16 yön değerlendirmeye alınır. Rüzgârın yönlerini göstermek için bir noktada kesişmek üzere çizilen çizgilere **rüzgâr gülü** (Rüzgâr gülü, frekans ve hız değerlerini göstermek için de kullanılabilir.) denir (Şekil 4.1). Rüzgâr yönünün iklimler, özellikle günlük hava koşulları bakımından önemi vardır. Çünkü rüzgârlar kendilerini oluşturan hava kütesinin özelliğini taşırlar. Gittikleri yerlere bu hava kütesinin özelliğine göre soğuk, sıcak, nemli veya kuru hava getirirler. Rüzgârın yönü denizcilikte de önemlidir. Rüzgârlar denizler üzerinde daha sürekli oldukları için denizden karaya doğru esen rüzgârlar, karadan denize doğru esen rüzgârlardan daha etkilidirler (Erol, O., 1993).



Şekil 4.1. Rüzgâr gülü

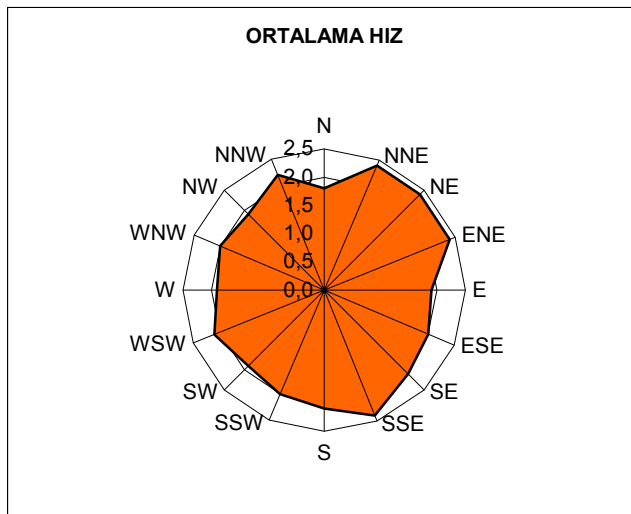
Bir bölgede belirli süre içinde en çok esen rüzgâra **hakim rüzgâr** denir. Klimatolojide hakim rüzgâr yönünün bilinmesi sanayi için yer tespiti, şehir planlaması v.b. gibi uygulama alanları açısından önemlidir. Hakim rüzgâr yönünü, rüzgâr frekans diyagramlarından da tespit etmek mümkündür. Tablo 4.1’de Ankara’nın 1930-2003 yılları arası rüzgâr ortalama hız ve frekans değerleri gösterilmiştir. Örneğin Ankara için hakim rüzgâr yönü, kuzeydoğudur (NE, bakınız şekil 4.4.).

4.1.2. Rüzgârın hızı

Rüzgârın hızı, havanın hareket hızıdır. Hızın birimi m/sn, km/saat, deniz mili, knot ve bofor olarak ifade edilebilir. Rüzgâr hız ve frekanslarını göstermek için diyagramlardan yararlanırız. Her yönden esen rüzgârın ortalama hızı belli bir ölçeğe göre o yönün çizgisi üzerinde işaretlenir. Daha sonra bu işaretli noktalar birleştirilmek suretiyle diyagram elde edilmiş olur (Şekil 4.2). Bu çizilen diyagramlar bir güle benzediği için rüzgâr gülü adıyla da anılır (a.g.e.).

Tablo 4.1 . Yönlere göre hız ve frekans dağılımları

YÖN	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
Ort.hız	1,8	2,4	2,4	2,4	1,9	2,0	2,1	2,4	2,1	2,0	1,9	2,1	1,9	2,0	1,9	2,2
Frekans	2262	2390	7678	4567	2948	635	925	474	984	786	2854	3289	3106	819	987	709



Şekil 4.2. Tablo 4.1’e göre çizilmiş ortalama hız diyagramı

Öte yandan rüzgârlar estikleri yüzeylere basınç uygularlar bu nedenle çok hızlı esen rüzgârların yıkıcı etkisi olabilir. Rüzgârın çevreye yaptığı basınç, kendi hızının karesiyle doğru orantılıdır (Öncüler K., 1982).

$$S = KV^2$$

S, rüzgârın yüzeye yaptığı basınç.

V, rüzgârın hızıdır.

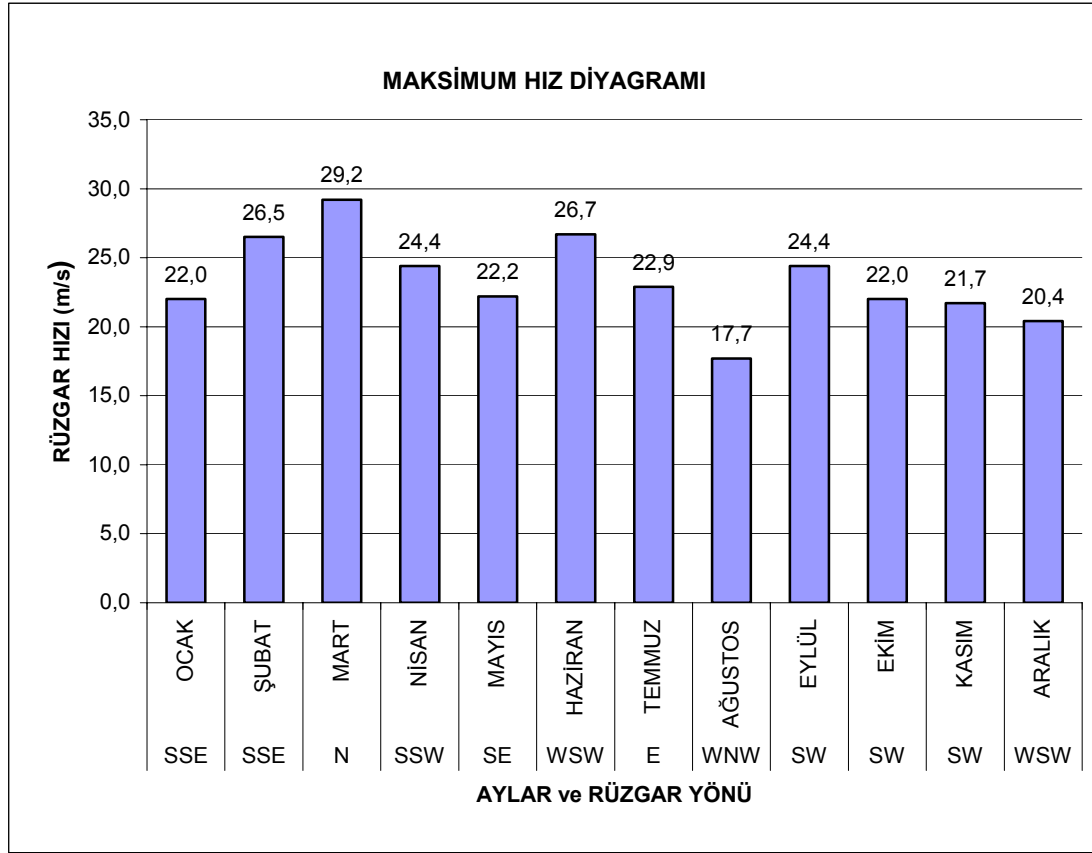
K, rüzgâr ölçen aletlere göre değişen sabit bir katsayıdır (Stevens tipi anemoğrafın K katsayısı 0,075, R. Fuess tipi anemoğrafın K katsayısı 0,063 dür.).

Rüzgârın hızını ölçen aletlerin (anemometre veya anemoğraf) bulunmadığı yerlerde, rüzgârın hızının tahmini, çevreye yaptığı etkiye bakarak **bofor ölçeği (skalası)** ile de tespit edilebilir (Tablo 4.2.).

Tablo 4.2. Bofor Ölçeği

Boför no.	Rüzgârın adı	Knot	Deniz milî	m/sn	km/saat	Rüzgârın etkisiyle doğan olaylar	
						Karada	Denizde
0	Durgun	1	1	0,0-0,2	1	Duman dükine yükselir.	Deniz çarşaf gibi
1	Esinti	1-3	1-3	0,3-1,5	1-5	Duman biraz eğimli yükselir.	Çok hafif köpüksüz dalgacıklar
2	Hafif rüzgâr	4-6	4-7	1,6-3,3	6-11	Rüzgâr yüzde yükselir.	Hafif köpüksüz dalgalar
3	Tatlı rüzgâr	7-10	8-12	3,4-5,4	12-19	Yapraklar sallanır, bayraklar dalgalanır.	Dalga sırtları çatlamaya başlar.
4	Mutedil rüzgâr	11-16	13-18	5,5-7,9	20-28	Tozlar, sokaktaki kağıtlar havalanır. Küçük dallar sallanır.	Dalgalar genişler ve yer yer köpüklü dalgalar oluşur.
5	Sert rüzgâr	17-20	19-24	8,0-10,7	29-38	Küçük ağaçlar eğilir, sallanır.	Uzun dalgalar, köpük sıraları
6	Kuvvetli rüzgâr	21-27	25-31	10,8-13,8	39-49	Telegraf direkleri ses çıkarır. Şemsiye taşınması güçleşir.	Büyük dalgalar, çok köpüklü sırtlar
7	Çok kuvvetli veya fırtınası rüzgâr	28-33	32-38	13,9-17,1	50-61	Bütün ağaçlar sallanır.	Deniz kabarmış, köpükler parçalar halinde
8	Fırtına	34-40	39-46	17,2-20,7	62-74	İnce dallar kırılır, rüzgâra karşı yürümek güçleşir.	Yüksek dalgalar, büyük parçalar halinde köpükler
9	Kuvvetli fırtına	41-47	47-54	20,8-24,4	75-88	Binalarda küçük hasarlara neden olur (Bacalar yıktır, kiremitler uçar).	Çok yüksek dalgalar savrulmuş köpükçükler
10	Tam fırtına	48-55	55-63	24,5-28,4	89-102	Ağaçlar kökünden sökülür, binalarda önemli hasarlara neden olur.	Çok yüksek dalgalar, deniz tamamen köpüklü
11	Çok şiddetli fırtına	56-63	64-72	28,5-32,6	103-117	Her yerde büyük zararlara yol açar.	Oynaklarında gemilerin görülmeyeceği kadar büyük dalgalar.
12	Kasırga (Harekeyn)	64 ve daha fazla	73 ve daha fazla	32,7 ve daha fazla	118 ve daha fazla	Çok büyük zararlara yol açar.	Deniz yüzü köpüklerle dolar, göz gözü görmez.

Meteorolojide diğer parametrelerde olduğu gibi bir yöredeki maksimum rüzgâr hızının bilinmesi de önemlidir (Şekil 4.3.).

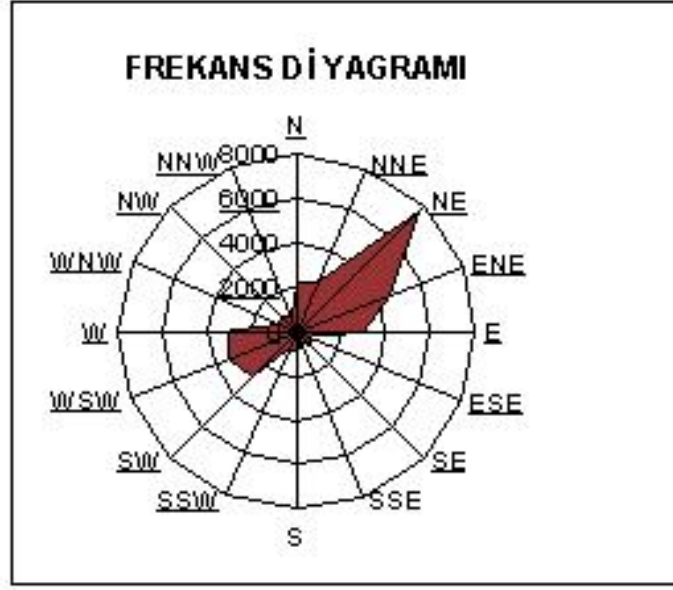


Şekil 4.3. 1930-2003 yılları arasında Ankara’da görülen aylık maksimum rüzgâr hızı değerleri

4.1.3. Rüzgârın frekansı

Rüzgâr yönlerindeki değişimler hava koşulları üzerinde önemli etkiler yapar. Bu nedenle rüzgârın hangi yönden ne kadar estiğinin bilinmesi gerekir. Belirli bir rüzgârın belirli bir zaman diliminde esme sıklığına o **rüzgârın frekansı** denir. Rüzgârın esme sıklıklarını rüzgâr gülleri ile gösterebiliriz (Şekil 4.4.). Rüzgâr gülü diyagramı, yukarıda anlatıldığı gibi çizilir. Hız yerine rüzgâr esme sayıları yazılır. Ancak ortadaki daireye durgun günlerin sayısı rakamla yazılması gerekir (Erol, O.,1993).

Rüzgâr, hava basıncının günlük, aylık ve mevsimlik değişmelerine göre hareket ederek az veya çok belirli bir gidişi gösterir. Aynı basınç merkezlerinin etkisindeki bölgelerde aylık ve yıllık rüzgâr diyagramları genel hatlarıyla birbirine benzerler.



Şekil 4.4. Tablo 4.1'e göre çizilmiş frekans diyagramı

Rüzgâr frekans gülleri rüzgârın sadece çeşitli yönlerden ne kadar estiğini, hız diyagramları da rüzgârın sadece hız durumunu gösterir. Baillie rüzgâr gülü (şekil 4.5) ise, hem rüzgârın çeşitli yönlerden ne kadar estiğini hem de bu yönlerden esen rüzgârların hızlarını (bofor olarak) kademeler halinde bir arada gösterir (Doğan, Ş., 1982).

Baillie rüzgâr gülünü çizmek için ilk önce rüzgârların hangi yönden ne kadar estiğinin tespit edilmesi gerekir (Tablo 4.3). Bu esme sayılarının (frekanslarının) toplam esme sayısına göre yüzdeleri bulunur. Yüzde olarak bulunan frekanslar, seçilecek uygun bir ölçeğe göre küçültülerek her yönü gösterecek uzunluklar elde edilir. Bu değerler tablo halinde hazırlanır (Tablo 4.4). Ortadaki yuvarlağa da sakın günlerin sayısı yazılır.

Kitabımızda bir örnek olarak bulunması açısından Ankara İstasyonu'nun 2003 yılı Ocak ayı rüzgâr değerleri kullanılmıştır. Aynı yöntemle mevsimlik veya yıllık Baillie rüzgâr gülleri de elde etmek mümkündür.

Tablo 4.3. Ankara'nın 2003 yılı Ocak ayına ait rüzgârların estikleri yönlere göre frekans değerleri ve bu değerlere ait rüzgârların (bofor olarak) hızları.

BOFOR KUVVETLERİ VE BUNLARA AİT FREKANSLAR							
YÖNLER	SAKİN	0-1 BOFOR	2-3 BOFOR	4-5 BOFOR	6-7 BOFOR	8-12 BOFOR	TOPLAM ESME SAYISI
N		5	5				10
NNE		2	8	4	-	-	14
NE		36	95	12	-	-	143
ENE		28	126	3	-	-	157
E		4	9	-	-	-	13
ESE		6	4	-	-	-	10
SE		12	2	-	-	-	14
SSE		5	5	-	-	-	10
S		4	1	-	-	-	5
SSW		5	21	2	-	-	28
SW		24	55	5	-	-	84
WSW		67	112	5	-	-	184
W		3	18	-	-	-	21
WNW		6	9	-	-	-	15
NW		4	9	-	-	-	13
NNW		5	7	-	-	-	12
TOPLAM	8	216	486	31			733

Tablo 4.4. Tablo 4.3 de verilen bilgilere göre hesaplanmış rüzgâr gülü değerleridir. Bu değerler ondalıklar dikkate alınarak hesaplanmış olup, yaklaşıktır.

YÖNLER	ESME %’Sİ	TEM. ET. ÇİZ. cm	0-1 BOF cm	2-3 BOF cm	4-5 BOF cm
N	1,4	0,7	0,3	0,3	-
NNE	1,9	1,0	0,1	0,6	0,2
NE	19,5	9,8	2,5	6,5	0,8
ENE	21,4	10,7	1,9	8,6	0,2
E	1,8	0,9	0,3	0,6	-
ESE	1,4	0,7	0,4	0,3	-
SE	1,9	1,0	0,9	0,1	-
SSE	1,4	0,7	0,3	0,3	-
S	0,7	0,4	0,3	0,1	-
SSW	3,8	1,9	0,3	1,4	0,1
SW	11,5	5,8	1,7	3,8	0,3
WSW	25,1	12,6	4,5	7,7	0,4
W	2,9	1,5	0,2	1,3	-
WNW	2,0	1,0	0,4	0,6	-
NW	1,8	0,9	0,3	0,6	-
NNW	1,6	0,8	0,3	0,5	-

Tablo 4.4 de verilen değerler, tablo 4.3 deki bilgiler ışığında elde edilir. Örneğin; en çok esen rüzgâr olan WSW yönünü dikkate alalım. 184 defa esen bu rüzgârın toplam içindeki payı;

$$\frac{184 \times 100}{733} = \% 25,1 \text{ olarak bulunur.}$$

Eldeki verilere göre %2’lik esme oranı için uzunluk 1 cm olarak alınmıştır. Buna göre %25,1 \cong 12,6 cm ile temsil edilir. Bu değer içerisinde de 0-1 boforun payı,

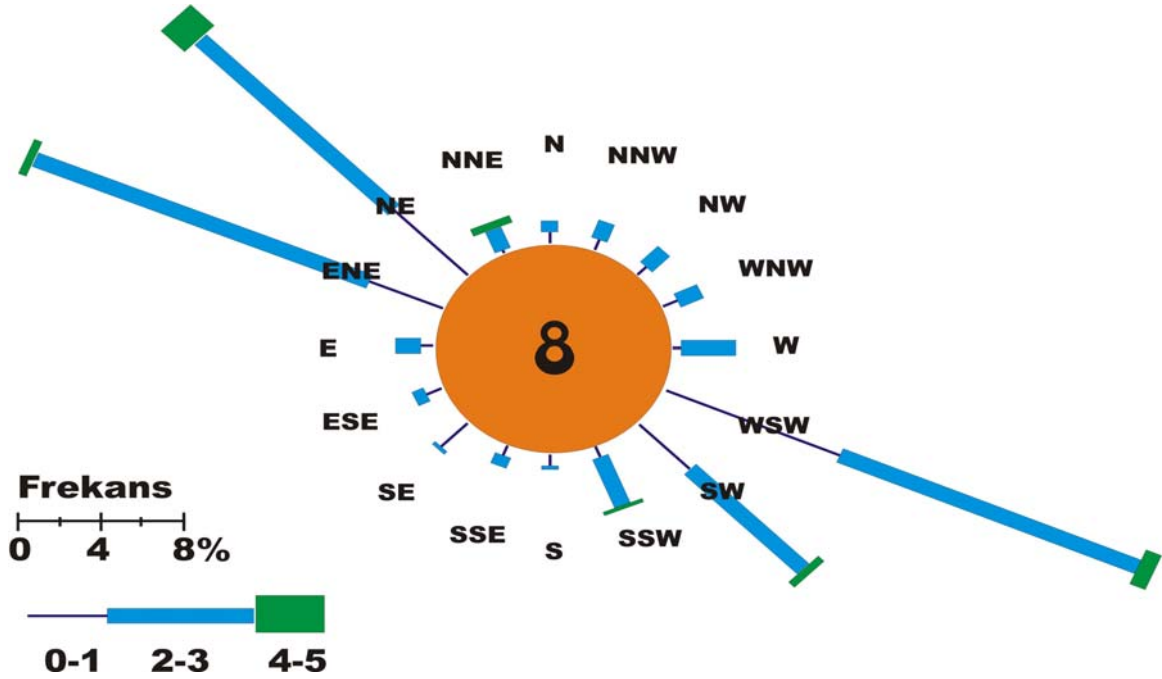
$$\frac{67 \times 100}{184} = \%36,4 \text{ bulunur.}$$

Bunun diyagramda kapladığı alan ise,

$$\frac{36,4 \times 12,6}{100} \cong 4,5 \text{ cm dir.}$$

Aynı yöntemle 2-3, 4-5 boforun (gerekiyorsa 6-7 bofor ve daha fazlası) ve diğer yönlerin uzunlukları da hesaplanır. Baillie rüzgâr gülü çizilirken kullanılacak bofor aralıkları kullanım amacına ve değerlerdeki büyüklük ve küçüklüğe göre ayarlanabilir.

Baillie rüzgâr gülü özellikle denizcilik açısından önemlidir. Denizcilikte rüzgârın yönü kadar, rüzgârın bu yönlerden ne kadar kuvvetli olarak estiğinin de bilinmesi gerekir.



Şekil 4.5. Baillie rüzgâr gülü.

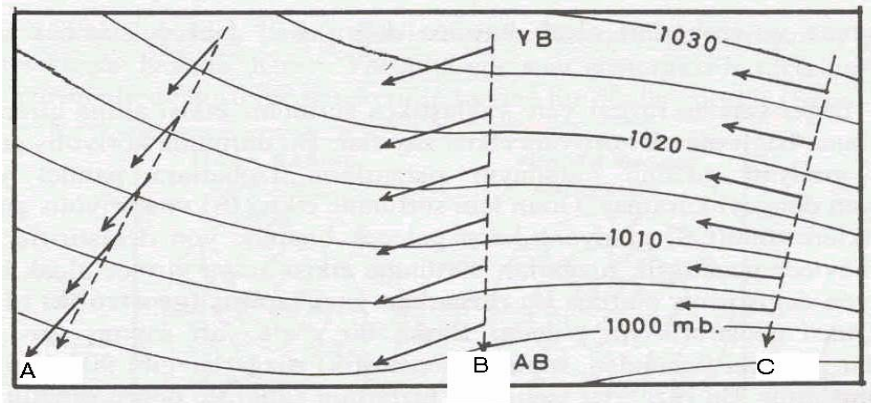
Şekilden de görüleceği üzere 2003 yılı Ocak ayının hakim rüzgârı WSW yönüdür. Bu yönden esen rüzgârın genellikle 2-3 bofor gücünde olduğu sonucunu çıkarabiliriz.

4.2 Rüzgârı Etkileyen Faktörler

Rüzgârın yönü, hızı ve frekansı çeşitli faktörlerin etkisi altındadır. Bu faktörlerin birbirine karışan etkileri altında beliren bir dengeye göre rüzgârlar, aşağıda adı geçen özellikleri kazanırlar. Bu dengeye **Strofik denge** denir.

4.2.1. Barometrik gradyan

Rüzgârlar yüksek basınçlardan alçak basınçlara doğru estiklerine göre, onları harekete geçiren gücün yönü izobar eğrilmesine diktir (Erol, O., 1993). Rüzgârı harekete geçiren bu güce **barometrik gradyan** (barometrik eğim) denir. Barometrik gradyanın etkisinde hareket eden rüzgârlara **barostrofik** (sapmamış) rüzgârlar adı verilir. Rüzgârların çoğu, diğer faktörlerin etkisinde kalarak barometrik gradyana uygun esmezler. Genellikle rüzgâr yönü ile gradyan arasında az veya çok bir fark belirir. Bu nedenle sadece dar alanlı yerel rüzgârlar gradyana uygun eserler. Rüzgârın sapma derecesi, rüzgârın hızına ve yere sürtünmesine göre değişir. Yere yakın ve yavaş esen rüzgârlar az sapar ve gradyan yönüne yakın eserler. Sürtünme azalıp rüzgâr hızı arttıkça sapma artar. Sürtünme seviyesinden yükseklerde ise, sapma tam (yani barometrik gradyana dik) olur. Bu rüzgârlar izobarlara paralel eserler. Bunlara **geostrofik rüzgârlar** (sapmış rüzgârlar) denir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Rüzgârların sapma derecesi görülmektedir (Şekilde kesik çizgili oklar barometrik gradyanı, kalın çizgili oklar ise rüzgârları göstermektedir). (A) Yavaş esen, yere yakın ve sapması az olan gradyan yönüne yakın esen rüzgârların durumu, (B) sürtünme azalıp sapmanın arttığı durum, (C) sürtünmenin hiç olmadığı rüzgârların izobarlara paralel estiği durum (Erol, O., 1993).

4.2.2. Dünyanın dönmesi

Dünya dönen bir küre olduğu için onun üzerinde serbest hareket eden her cisim ve rüzgârlar Kuzey Yarımkürede sağa, Güney Yarımkürede sola saparlar. Rüzgârları saptıran bu güce **koriolis etkisi** denir. Koriolis etkisi şu formülle ifade edilir (a.g.e).

$$F=d.v.2w\sin\phi$$

F, koriolis gücünün etkisidir.

d, hareket halindeki cismin yoğunluğudur.

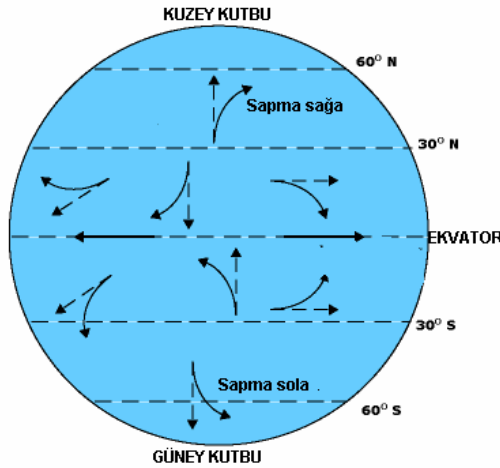
v, cismin hareket hızıdır.

w, yerin açısal hızıdır.

ϕ , coğrafi enlemdir.

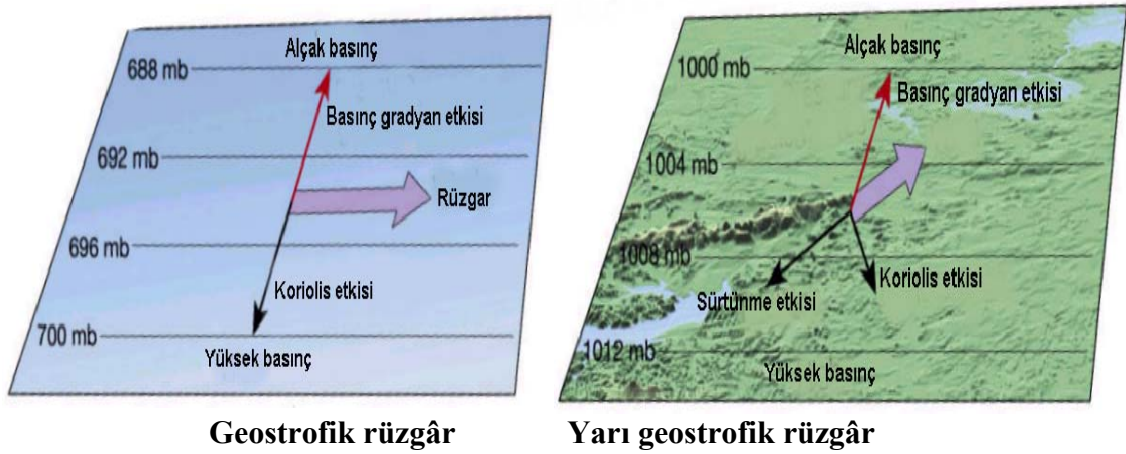
Formülden de anlaşılacağı gibi koriolis etkisi ile rüzgârların sapması, enleme ve rüzgârların hızına göre değişir. Ekvator'da koriolis etkisi sıfırdır. Kutuplara gidildikçe bu etki artar (Şekil 4.7).

Sürtünme etkisinin olmadığı yüksekliklerde, rüzgârlar (geostrofik rüzgârlar) yalnızca gradyan ve koriolis gücünün etkisi altındadır. Koriolis kuvveti rüzgârın yönüne dik etki yapar. Bu etki altında rüzgârlar, koriolis etki yönü, gradyan yönünün tam karşıtı oluncaya kadar sapar ve rüzgârlar izobarlara paralel eser.



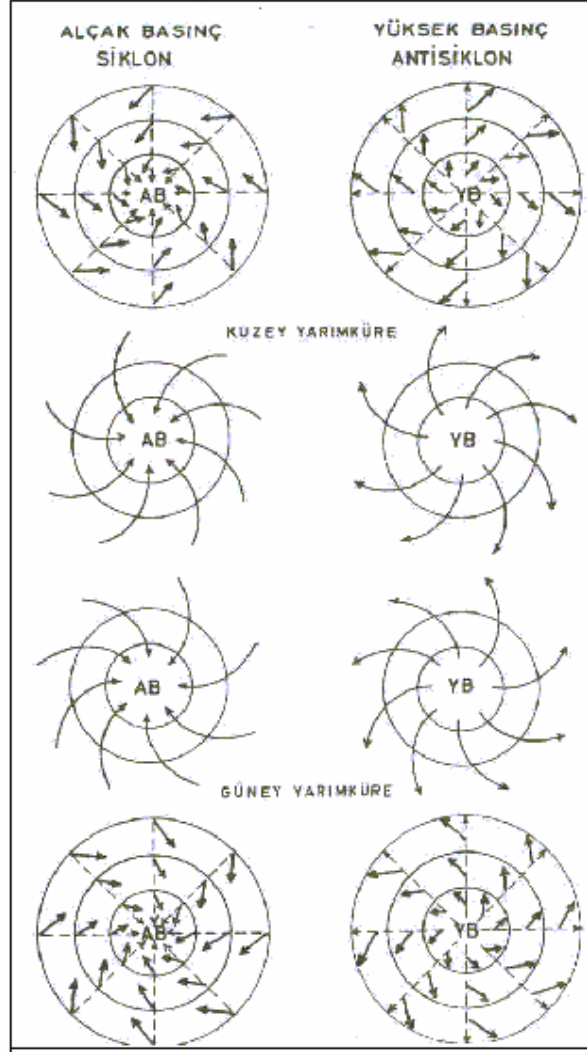
Şekil 4.7. Koriolis kuvvetinin rüzgârların yönüne olan etkisi (NSIDC).

Yer seviyesinde sürtünme etkisiyle rüzgârın hızı azalır, buna bağlı olarak da koriolis etkisi zayıflar. Koriolis kuvveti tek başına gradyan gücünü karşılayıp rüzgârların izobarlara paralel esmesini sağlayan dengeyi kuramaz. Bu yüzden sürtünme etkisi ve koriolis gücü bileşkesi yönü gradyana karşı gelecek biçimde yön değiştirirler. Geostrofik rüzgârlar sürtünme etkisine girerek alçak basınca doğru yönelirler. Bu rüzgârlara **yarı geostrofik** rüzgârlar denir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. Geostrofik ve yarı geostrofik rüzgârlar (EIU)

Rüzgârın yönündeki bu sapma olayının sonuçları önemlidir. Çünkü sapma siklon alanlarındaki yükselici ve antisiklon alanlarındaki alçalıcı dikey hava hareketlerinin spiral bir dönüş (burgaç) halini almasına neden olur. Bu nedenle alçak basınç alanlarında, çevreden merkeze yaklaşan hava, Kuzey Yarımkürede saat göstergesinin tersine, Güney Yarımkürede saat göstergesinin yönünde bir dönüş gösterir. Yüksek basınç alanlarında ise merkezden çevreye doğru uzaklaşan hava, Kuzey Yarımkürede saat göstergesi yönünde, Güney Yarımkürede saat göstergesinin tersi yönünde bir dönüş gösterir (Şekil 4.9.).



Şekil 4.9. Rüzgârın sapması, alçak basınçlarda çevreden merkeze, yüksek basınçlarda merkezden çevreye doğru olan hareketin spiral bir dönüş hareketi almasına neden olur. Kuzey Yarımkürede rüzgârlar sağa, Güney Yarımkürede sola saparlar. Şekillerdeki daireler izobarları, kesik çizgiler gradyan yönünü, oklar ise rüzgâr yönünü göstermektedir (Erol, O., 1993).

Siklon ve antisiklon alanlarındaki bu dönüş hareketi genellikle gözle görülmez. Çünkü hareketin çapı, yüzlerce hatta binlerce kilometredir. Fakat küçük tropikal siklonlarda, tornadolar ve hortumlarda dönüşü gözle görmek mümkündür.

Bu spiral dönüş rüzgâr hızına bağlıdır. Bu yüzden bu tip olaylar denizler üzerinde çok güçlü ve uzun zaman sürdükleri halde, karalar üzerinde sürtünme nedeniyle daha çabuk etkisini yitirip kaybolurlar.

4.2.3. Sürtünme etkisi

Yer seviyesine yaklaştıkça rüzgârlar sürtünme etkisi altına girer. Sürtünmenin az veya çok olmasında yeryüzü şekillerinin de etkisi vardır. Denizlerde karalara nazaran rüzgâr daha hızlı eser. Düz ve çıplak arazilerde, dağlık ve ormanlık bölgelere nazaran rüzgârın hızı fazladır. Ayrıca rüzgârlar bir vadiye kanalize olduklarında hızlarında ve yönlerinde değişme olur. Ülkemizde bu durum Antakya, Aydın ve Manisa'da sıkça görülür. Buralardaki geniş çöküntü alanları rüzgârın yönünü etkiler.

Yeryüzünün rüzgârlara yaptığı mekanik etkilerden başka, ısınmaya bağlı olarak havanın alt katlarında beliren dikey yükselmelerin neden olduğu türbülans etkisi veya yüksek yerlerde soğuyan havanın alçak çanaklara dolması gibi yerel olaylar da genel koşullara bağlı rüzgârların alt hava katlarındaki düzenini bozabilir.

4.2.4. Merkezkaç etkisi

Spiral dönüş hareketi gösteren hava bölümlerinde, rüzgârların yönü ve hızı üzerinde merkezkaç gücünün de etkisi vardır. Bir basınç alanında izobarlar ne kadar yuvarlak ise, havanın spiral içindeki dönüş hareketi o kadar hızlı, merkezkaç etkisi de o kadar çok olur.

Genel olarak merkezkaç gücü, antisyklon alanlarında gradyan gücüne, siklon alanlarında koriolis gücüne yardımcı bir etki yapar. Bu şekilde siklon ve antisyklon alanlarında basınç gradyanı, sürtünme ve merkezkaç gücünün etkileri altında izobarlara uygun esen rüzgârlara **gradyan rüzgârları** denir.

4.3. Atmosferdeki Genel Hava Dolaşımı

Dünya üzerindeki sürekli ve yerel rüzgârları incelemeye önce, atmosferdeki genel hava dolaşımı hakkında bir bilgimiz olması gerekir. Çünkü yerel özelliklerden dolayı günlük sıcaklık ve basınç değişimleri ile rüzgârlar arasında bir bağ kurmak her zaman mümkün değildir. Yerel özelliklerden dolayı rüzgârların etkilenmesinden söz edilse bile atmosferdeki durum daha karışıktır. Dinamik basınç merkezlerinin ve diğer

faktörlerin de etkisiyle meydana gelen atmosferdeki genel hava dolaşım sistemi günlük veya mevsimlik basınç-rüzgâr sistemlerinin birçok yerde ortaya çıkmasını önlemiştir.

Atmosferdeki genel hava dolaşım hakkında kabul edilen görüşler özellikle 2. Dünya Savaşı sonrasında büyük değişikliğe uğramıştır. Bunun başlıca nedeni teknolojik gelişmelerden dolayı yüksek atmosfer gözlemlerinin yapılabilmesi ve yüksek seviyede uçabilen uçakların üretilmesi sonucunda elde edilen bilgilerdir.

4.3.1. Klasik görüşe göre genel hava dolaşımı

Dünya yuvarlak olduğu için dik gelen Güneş ışınlarının etkisiyle Ekvator ve çevresi fazla ısınmaktadır. Buna karşılık kutuplar çevresinde aşırı derecede bir soğuma vardır. Ekvator çevresinin ısınmasından dolayı bir termik alçak basınç kuşağı, kutuplar çevresinin soğumasından dolayı bir termik yüksek basınç kuşağı oluşmasına neden olur. Kutuplardaki yüksek basınç ile ekvatordeki alçak basınç arasında bir hava hareketinin olması gerekir. Bu iki bölge arasındaki sıcaklık farkı kuzey-güney yönlü dikine hareketlerle giderilir. Kuzey-güney yönlü dikine hareket klasik teorisinin esasını oluşturur (Erol, O.1993).

4.3.2. Modern görüşe göre genel hava dolaşımı

Modern görüşe göre de genel hava dolaşımının asıl nedeni tropiklerdeki fazla ısınma ile kutuplardaki fazla soğumadır. Bu iki bölge arasındaki sıcaklık farkı orta enlemlerde kuvvetli yatay hava akımları doğmasına neden olmuş ve hava hareketleri buralardan Ekvatora ve kutuplara doğru gelişmiştir. Yani tropikal bölgelerin sıcak havası gezici siklonlar aracılığı ile kutuplara doğru, kutupların soğuk havası da gezici antisiklonlar aracılığı ile Ekvatora doğru sokulmakta böylece iki bölge arasında yatay enerji taşınması olmaktadır. Kuzey-güney yönlü ve dikey hava hareketleri esas alan klasik görüşe karşın yeni görüş, yatay değişme kuramı adı altında sunulmaktadır (a.g.e.).

Yeryüzündeki genel hava dolaşımının üzerinde, troposferin üst katında esen yüksek rüzgârlar ile yeryüzü ve troposfer arasındaki sıcaklık farkının da etkisi vardır.

4.3.3. Klasik ve modern hava dolaşımı arasındaki farklar

Yukarıdaki genel açıklamalardan sonra yeni görüşe göre, klasik teorinin açıklayamadığı konuları şu şekilde sıralayabiliriz.

a) Klasik teorinin aslını oluşturan ve dikey dolaşım çevrimleri biçiminde, meridional dolaşım sistemleri bulunduğu şekilde düşünce, her yerde gözlemlerle kanıtlanamaz. Örneğin klasik kurama göre yeryüzündeki alizelerin karşıtı olan ve onlardan daha sürekli ve güçlü olarak esmesi gereken üst alizeler tropikal bölgelerin ancak belirli yerlerinde ve belirli mevsimlerinde görülürler. Bu yüzden üst alizelerin yeryüzü alizelerini beslemesi mümkün değildir. Aynı şekilde batı yönlü rüzgârlar bütün üst troposferde egemendirler ve bunlar sadece orta enlemlerde yeryüzüne kadar inerler. Orta enlemlerde yeryüzünden kutuplara doğru, üstten de Ekvatora doğru kuzey-güney yönlü düzenli bir akım söz konusu değildir.

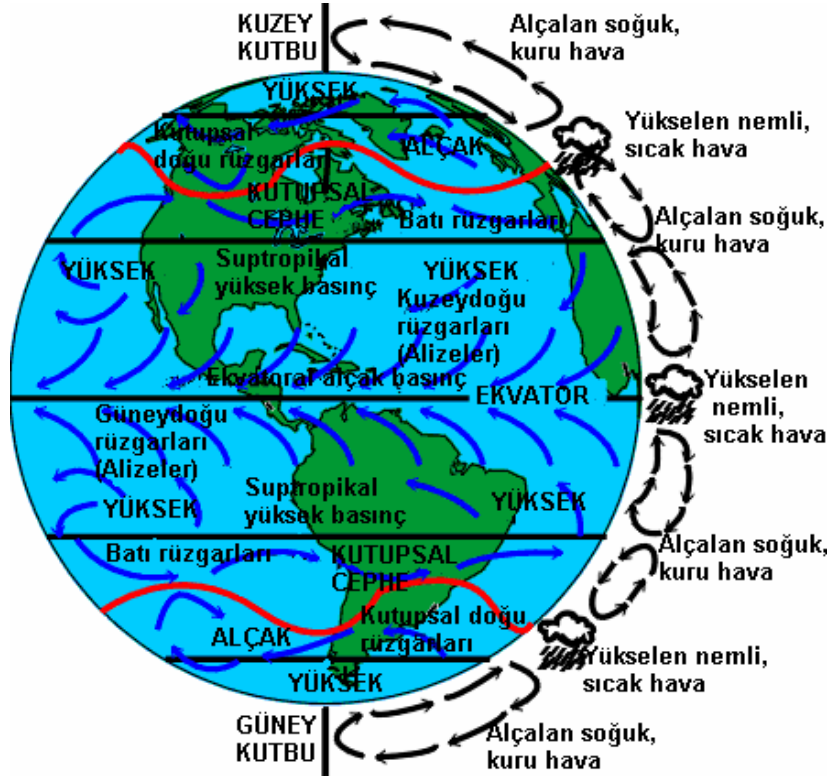
b) Tropikal bölgelerin pek çok yerinde, alize ve üst alize akımlarını doğurabilecek güçte kuzey-güney yönlü bir sıcaklık gradyanı yoktur. Tropiklerde troposferin tümü sıcaklık ve yoğunluk bakımından homojen (yani barotropik) dir. Yine aynı şekilde kutuplardaki hava da barotropik karakterdedir. Buna karşılık orta enlemlerde güçlü sıcaklık gradyanı nedeniyle tropikal ve polar hava kütleleri baroklinik bir özellik kazanmışlardır. Bu nedenle orta enlemlerde güçlü hava hareketleri doğar. Baroklinik hava içinde rüzgârların hızı yükseklerle doğru artar.

c) Sürtünmenin kalktığı seviyeden itibaren rüzgârlar izobarlara paralel eserler. Yani, sürtünen bölüm hariç hava hareketleri doğu-batı veya batı-doğu yönlüdür. Bu nedenle klasik kuramın temel düşüncelerinden birini oluşturan kuzey-güney yönlü hava akımları söz konusu olamaz.

d) Klasik dolaşım kuramının temel noktalarından olan doğu-batı uzanıslı termik ve dinamik basınç kuşakları ile onlar arasında rüzgâr kuşakları bulunması düşüncesi de, yeni görüşe göre benimsenmez. Çünkü üst hava hareketlerinin kontrolü altında ve bir takım yerel etkilerle gelişmiş hava dolaşım bölgeleri vardır. Kuşaklar söz konusu değildir.

Genel bir sonuç olarak şunu söyleyebiliriz: İster klasik kuramda açıklandığı gibi kuzey-güney yönlü, ister modern görüşe göre doğu-batı yönlü bir sistemin ve üst troposfer hareketlerinin değişmiş şekilleri olsun, troposferin yeryüzüne yakın katlarındaki hava dolaşımı, yani yeryüzü rüzgârları belirli yerlerde belirli sistemler

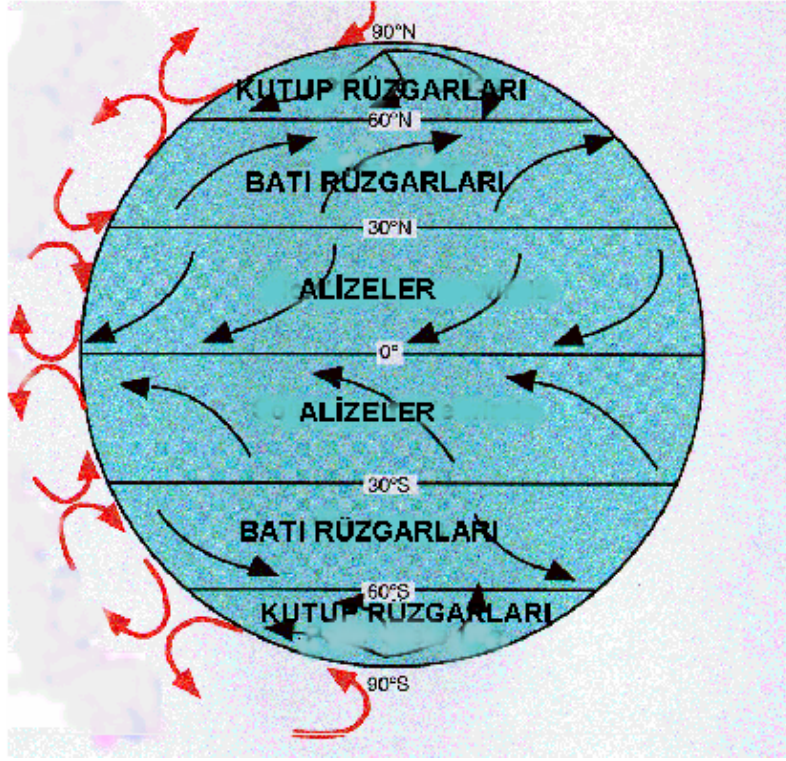
oluştururlar ve iklimler üzerinde doğrudan doğruya etkiye bulunurlar. İklimler üzerinde etkisi olan sürekli ve yerel rüzgârları ana hatlarıyla tanımamız gerekir.



Şekil 4.10. Genel atmosferik sirkülasyon

4.4. Sürekli Rüzgârlar

Rüzgârların iklim üzerindeki etkileri açıktır. Yeryüzündeki belli başlı rüzgâr sistemlerinin özellikleri ve onları kontrol eden yüksek hava hareketlerinin doğuş ve şekillenmeleri bakımından genel açıklamalar yapıp sürekli ve yerel rüzgârları tanımaya çalışacağız. Rüzgâr sistemleri, sürtünme ve yer şekillerinin etkileri daha az olduğu için, okyanuslar üzerinde gelişmiştir. Bu sistemler karaların çeşitli termik-dinamik etkileri altında, özellikle alt troposferde özelliklerini yitirirler. Bu yüzden rüzgâr sistemleri, Kuzey Yarımkürede daha çok bölgeler, Güney Yarımkürede ise kuşaklar halinde bir coğrafi dağılış gösterirler (Şekil 4.11.).



Şekil 4.11. Sürekli rüzgârların dünya üzerindeki görünümü (UMKC)

4.4.1. Batı rüzgârları

Batı rüzgârları, subtropikal yüksek basınçlardan orta enlem alçak basınçlarına doğru esen rüzgârlardır. Yön, hız ve süreklilik bakımından oldukça değişken bir özellik gösterirler. Bu değişkenlikte, batı rüzgârları bölgesinde batıdan doğuya doğru hareket halinde bulunan akımların ve özellikle gezici siklon ve antisiklonların önemli etkisi vardır. Bu yüzden rüzgârlar bazen doğudan batıya doğru da esebilir. Yeryüzündeki batı rüzgârları genellikle 3-7 bofor (12-61 km/saat) gücündedirler (Erol, O.,1993).

Batı rüzgârlarını doğuran hava kütleleri nemli olduğundan bu bölgelerde hava genellikle kapalı, nemli ve yağışlıdır. Ancak kutupsal karakterli havaların etkin olduğu kısa dönemlerde kuru, soğuk ve ayaz görülebilir.

Kuzey Yarımkürede karalar üzerinde kış antisiklonları, hatta yaz siklonları batı rüzgârlarının karalar üzerinde iyi gelişmesini önler. Bu yüzden batı rüzgârları Büyük ve

Atlas Okyanusları üzerinde iyi gelişmişlerdir. Batı rüzgârları kışın Atlas Okyanusu'nda güçlüdürler. Bunun etkileri Batı ve Kuzey Avrupa ile Akdeniz'de görülür. Yazın daha zayıf olarak, nemli ve ılık hava kütleleri halinde Avrupa'ya eserler. Yazın gelen bu hava kütleleri Basra alçak basıncının da etkisiyle Akdeniz'e yönelerek Anadolu'da yaz poyrazı ve Ege Denizi'nde **Etesien** rüzgârlarını oluştururlar.

Batı rüzgârlarının subtropikal yüksek basınçlara doğru olan sınırı, yeryüzüne yakın hava katlarında oldukça belirgindir. Kuzey ve Güney yarımkürelerde, temmuzda kuzeye, ocakta güneye kayar. Bunun sonucu, her iki yarımkürede kıtaların batısında 30. ve 40. enlemler arasında yazın subtropikal yüksek basınçların, kışın batı rüzgârlarının etkisinde kalan bir iklim tipi olan **Akdeniz İklimi** doğmuştur. Yeryüzünde esen batı rüzgârlarının kutuplara doğru olan sınırları 60. ve 65. enlemler arasındadır. Bu sınır da temmuzda kuzeye, ocakta güneye kayar. Bütün bu özellikleri ile batı rüzgârları, orta enlem kıtalarının batısında güçlü bir etki yaparak, bu kıyılarda deniz iklimlerinin gelişmesini sağlamaktadır.

İkinci dünya savaşı ve onu izleyen yıllarda sayıları hızla artan yüksek atmosfer gözlemleri ve yüksek uçuşlar göstermiştir ki: troposferin üst katlarında çok güçlü ve geniş alanlı batı rüzgârları esmektedir. Hatta denilebilir ki Ekvatorial-Tropikal bölgeler ve kutuplarda yeryüzüne yakın 3 ile 8 kilometrelik troposfer bölümü dışında bütün üst troposferde batı yönlü rüzgârlar egemendir. Bu duruma göre yeryüzü rüzgârlarının büyük bir bölümü, bu yüksek batı rüzgârlarının sürtünme ve yer şekillerinin etkisiyle yön değiştirmiş birer bölümdür. Buradan şu sonucu çıkarabiliriz: Yüksek batı rüzgârları yeryüzü rüzgâr sistemlerini kontrol eden esas faktördür. Bu yüzden atmosferin üst seviyelerindeki batı rüzgârlarına da kısaca değinmemiz gerekir.

Orta enlemlerde, yüksek seviyede esen batı rüzgârları batıdan doğuya doğru paralellere uygun uzanışlı belirgin ve güçlü bir hava akımı oluştururlar. Yeryüzüne yakın yerlerde rüzgârlar Ekvator'a, yükseklerde ise kutuplara doğru hafif bir eğim gösterebilirler de asıl egemen hareket, batıdan doğuya doğrudur. Batı rüzgârlarının estiği kuşak kışın Ekvator'a doğru genişler, yazın daralır. Bu kuşak içindeki batı rüzgârları 25. ve 40. enlemler arasında güçlüdür ve troposferin üst sınırında, yani 10-12 kilometre yükseklerde yer yer çok hızlı akımlar halini alırlar. Belirli oluklar halinde esen bu çok hızlı batı rüzgârlarına **jet streams** denir. Çok hızlı esen bu rüzgârların yanında yavaş

esen rüzgârlar vardır. Bu iki akım alanı arasındaki geçiş yerinde çok güçlü, uçuşlar için tehlikeli türbülans görülür. Jet akımlarının olduğu yerde belirgin bir sıcaklık gradyanı vardır. Jet rüzgârları baroklinik yapıdaki batı rüzgârlarının özellikle üst troposferdeki güçlü sıcaklık gradyanına bağlı olarak gelişmiş bölümleridir. Meteorolojik cepheler ve özellikle polar cephe doğrudan doğruya jet akımlarının altında gelişmiştir. Jet akımları, yüksek batı rüzgârlarının ayrılmaz bir parçasıdır. Yeryüzü hava koşullarını ve özellikle yağışları, yüksek batı rüzgârları ile beraber kontrol ederler.

4.4.2. Kutup rüzgârları

Kutup bölgeleri, havanın soğuyarak alçaldığı ve yeryüzünde etrafa dağıldığı termik yüksek basınç alanlarıdır. Buralarda genellikle soğuk fakat durgun hava koşulları egemen olur. Yeryüzündeki kutupsal antisiklonlar Grönland ve Antarktika gibi buzla kaplı alanlar üzerinde daha güçlüdürler. Bu antisiklon alanları çevresinde genellikle doğu yönlü rüzgârlar eser. Bu rüzgârlar, yeryüzünde sürtünme ve sapma nedeniyle Kuzey Yarımkürede kuzeydoğu, Güney Yarımkürede güneydoğu yönünü almışlardır (Erol, O., 1993).

Kuzey Yarımkürede kışın Kanada ve Sibiry'a da oluşmuş bulunan yüksek basınçlar, kutup üzerindeki yüksek basınçlarla bağlantı halinde olup çevreye soğuk hava kütleleri, yani rüzgârlar gönderen bir yüksek basınç sırtı oluştururlar. Kışın özellikle İzlanda alçak basıncının kuzey ve kuzeydoğusunda soğuk kutup rüzgârları çok güçlüdür. Hatta Sibiry'a ve Kanada'nın doğusunda yüksek basınç sırtlarının yardımıyla soğuk kutupsal rüzgârlar etkilerini çok daha güneye indirerek, okyanusların batı bölümlerindeki karasal soğuk iklimlerin oluşmasına neden olurlar. Orta enlem okyanuslarının doğusunda, nemli-ılık batı rüzgârlarının etkisi ile bir iklim gelişmiştir. **Golf Stream** sıcak su akıntısının oluşturduğu bu ılık şeridin bir başka etkisi de orta enlem gezici siklonlarının kutup alanlarına sokularak güçlü kar yağışlarına neden olmasıdır. Kış koşullarına karşılık yazın kutup rüzgârları kutup çevresinde daha dar bir alana çekilir. Yazın gezici siklonlar kutup çevresine daha fazla sokulabilirler.

Kuzey Kutbu'nda 2-3 kilometre yukarılarda yeryüzündekinin tersi olan basınç koşulları egemendir. Çünkü sık olan termik kutup antisiklonu yükseklerde, yani üst troposferde yerini bir siklona bırakmıştır. Buralarda yeryüzünün doğu yönlü

rüzgârlarına karşılık güçlü batı rüzgârları eser. Çünkü kutuplardaki soğuk, yeryüzünün ancak en alt katlarını etkisi altında bulundurur. Kutupsal terselme yüzeyinin üstünde ana hava hareketlerini, genel hava dolaşımı belirler.

Sonuç olarak kutup rüzgârları için şunu söyleyebiliriz; Arktik ve antartik bölgelerde yere yakın hava katları hariç, yükseklerde batı rüzgârları egemendir. Kutupsal rüzgârlar, yere yakın tabaka hariç, batılı genel hava akımının bir bölümüdür.

4.4.3. Alizeler

Alizeler yeryüzünde subtropikal yüksek basınçlar ile tropikler arası karşılaşma kuşağı (ITCZ intertropical convergence zone) arasında, bütün yıl esen sürekli rüzgârlardır. Özellikle tropikal okyanusların doğusunda bu rüzgârların yönleri dikkati çekecek derecede belirli ve sürekli. Hızları genellikle 15-40 km/saat arasında değişir (Erol, O., 1993).

Kuzey Yarımkürede subtropikal yüksek basınç çekirdekleri denizlerde daha güçlü olduğu için yeryüzünde esen kuzeydoğu alizeleri Atlas Okyanusu'nda belirgindir. Bu alizelerin yönleri, subtropikal yüksek basınç merkezlerine uygun olarak okyanusların doğusunda kuzey ve kuzeydoğu yönlerindedir. Fakat aynı okyanusların batısında yönleri değişerek kuzeydoğu, doğu, hatta güneydoğu olarak eserler. Klasik anlamı ile gerçek alizeler tropikal okyanusların daha ziyade doğu bölümlerinde eserler.

Diğer yandan alizeler Güney Yarımkürede daha sürekli olan subtropikal yüksek basınçlara bağlı olarak bir kuşak oluşturur. Bu nedenle yeryüzündeki güneydoğu alizeleri, kuzeydoğu alizelerinden daha güçlü ve yönleri daha belirgindir.

Alizelerin deniz üzerinde sağladıkları süreklilik, belirli yön ve hızlar yelkenli gemiciliğin yapıldığı yıllarda çok uygun koşullar sağlamıştır. Bu yüzden bu rüzgârlara **ticaret rüzgârları** (trade wind) da denilmiştir. Ancak alizeler her zaman düzenli esmeyebilir. Alizelerin düzenini, polar kaynaklı hava kütleleri ve denizler üzerinde meydana gelen tropikal siklonlar bozabilir.

Alize rüzgârlarını meydana getiren hava kütleleri yukarı enlemlerde kurudur. Bu enlemlerde hava açık, rüzgârlar hafif olur. Deniz üzerinde hareket ederek Ekvator'a yaklaştıkça bu hava kütleleri ısınır, nemleri artar. Sonunda Ekvatorial hava kütlesi özelliğini kazanır. Ekvatorial hava durgun, fakat konveksiyonel yağışlar güçlüdür. Alizeler okyanusların doğusundan, batısına doğru hareket ettiklerinde de ısınıp nem kazanırlar. Bu yüzden subtropikal antisiklonların batı tarafları da nemli ve yağışlı olur.

Alizeler kuşağı Kuzey Yarımküre okyanuslarında 2500 kilometre, Güney Yarımküre okyanuslarında 3000 kilometre kadar geniştir. Bu kuşaklar güneşin görünüşteki hareketine uyarak Temmuzda kuzeye, Ocakta güneye kayar. Örneğin kuzeydoğu alizeleri Büyük ve Atlas Okyanusu'nda Ocak ayında 2°-23° kuzey enlemleri, Temmuz ayında 10°-30° kuzey enlemleri arasında bulunur. Alizelerin mevsimlere göre kayması sonucu bu kuşakların ancak orta bölümü bütün yıl alizelerin etkisinde kalır. Ekvator civarında, Kuzey ve Güney Yarımküreler kış mevsiminde alizelerin, yaz mevsiminde Ekvatorial durgun kuşağın etkisi altındadır. Yine alizelerin mevsimlere göre kaymasının sonucu olarak, Büyük Okyanusun batısındaki adalara ve Avustralya'ya güney alizeleri Temmuzda (kışın), normal olarak güneydoğu rüzgârları estiği halde, Ocakta (yazın) kuşağın güneye kayması sonucu kuzeydoğu rüzgârlarının etkisine girer. Büyük Okyanustaki kuzey alizeleri ise Temmuzda (yazın), okyanus batısında doğu-güneydoğu yönünü alarak yaz musonlarını oluşturur. Ocakta (kışın) ise kuşağın güneye kayması ile alizeler Güney Yarımküre'ye geçerek Avustralya'ya doğru ilerlerler.

Alizelerin denizlerdeki özellikleri, alize kuşağına giren okyanusların batı kıyılarında deniz, doğu kıyılarında ise kara iklimlerinin gelişmesine neden olmuştur. Çünkü okyanusların batı kıyılarında alizeler denizden karaya, doğu kıyılarında ise karadan denize doğru eser.

Yeryüzü alizelerinin üstünde, yani 500-2000 metre yükseklikteki alizeler terselme düzeyinden 10000 metreye kadar esen rüzgârlara **tropikal doğu rüzgârları** denir. Tropikal doğu rüzgârlarının üstünde esen rüzgârlara üst alizeler veya ters alizeler denir. Ters alizelerin yönü batıdır.

Diğer yandan tropikal okyanusların doğusunda birbirine doğru esen kuzeydoğu ve güneydoğu yönlü yeryüzü alizeleri Ekvator çevresinde karşılaştıkları zaman

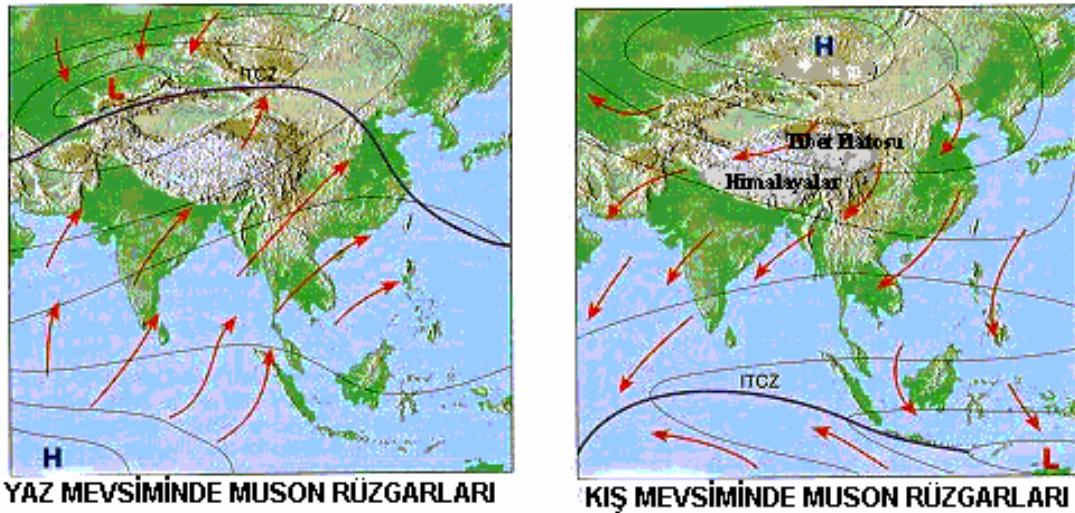
yükselici hava hareketlerine neden olur. Buralarda dikey hava hareketleri sonucu yeryüzünde rüzgâr esmez, ancak kümülüform tipi bulutların oluşmasına neden olur ve kuvvetli sağanak yağışları meydana getirir. Ekvatorial bölgenin durgun, nemli ve bol yağışlı bölümlerine **Ekvatorial durgunlar kuşağı** denir. Ayrıca bu kuşak Kuzey ve Güney yarımkürenin hava olaylarını birbirinden ayırdığı için **Termik Ekvator** veya **Meteorolojik Ekvator** olarak da adlandırılır. Ekvatorial kuşak her yerde ve her zaman aynı özelliği göstermez. Bunun nedeni güneşin görünüşteki hareketleridir. Güneşin bu hareketlerine göre bu kuşak daralıp genişleyebilir. Aynı şekilde soğuk deniz akıntıları da klasik anlamı ile Ekvatorial havanın görülmesini önler. Örnek olarak Güney Amerika batı kıyılarında Galapagos Adaları çevresinde, **Humboldt** serin deniz akıntısının etkisindeki Ekvatorial bölgede hava durgun, fakat serin ve kurudur. Ekvatorial durgun kuşağını kesintiye uğratan bir neden de cephelerdir. Çünkü Meteorolojik Ekvator alanında karşılaşan kuzeydoğu ve güneydoğu alizeleri farklı karakterlidir. Alizeleri meydana getiren hava kütlelerinden biri nemli ve sıcak olduğu halde, diğeri daha serin ve kuru ise sıcak ve nemli olan hava diğerrinin üstüne çıkarak uzun süren fırtınalara ve yağışlara neden olur. Bu durumda Ekvatorial durgun bölge özelliğini kaybetmiş ve tropikler arası cephe meydana gelmiştir. Ancak bu olayın yaşandığı bölge azdır. Her yerde görülmez. Çoğunlukla okyanuslar üzerinde karşılaşan hava kütleleri aynı karakterdedirler. Yani nem ve sıcaklık bakımından aynı özelliği taşırlar. Bu durumlarda kuvvetli konveksiyonel hareketler olduğu halde çoğunlukla cephesel durum görülmez. Bu alana, tropikler arası karşılaşma kuşağı (ITC) denir.

Yukarıda genel hatları ile tanıttığımız sürekli rüzgârlar için şu tespitleri yapabiliriz (Erinç, S., 1984);

- a) Dünya üzerindeki daimi basınç farkına bağlı olarak oluşurlar.
- b) Birbirlerine ters yönde daimi olarak eserler.
- c) Alizeler sıcak kuşak karalarının doğu kıyılarına yağış getirirler.
- d) Batı rüzgârları orta kuşak karalarının batı kıyılarına yağış getirirler.
- e) Kutup ve batı rüzgârlarının karşılaşma alanı olan, kutup daireleri çevresi fazla yağış alır.
- f) Türkiye’de etkili olan sürekli rüzgârlar batı rüzgârlarıdır.
- g) Sürekli rüzgârların yönünde, dünyanın dönmesine bağlı olarak sapmalar görülür.

4.5. Mevsim (muson) rüzgârları

Yeryüzünde, genel hava dolaşımına bağlı olup çoğunlukla bütün bir yıl veya yılın uzunca bir bölümünde aynı yönden esen rüzgârlardan başka; yılın yarısında belirli bir yönden, diğer yarısında ise o yönün tam tersi yönde esen dönemli rüzgârlar da vardır. Bu rüzgârlar kışın karalardan denizlere soğuk ve kuru, yazın denizlerden karalara nemli ve sıcak olarak estiklerinde, iklim üzerinde önemli etkileri olmaktadır. Geniş alanlara yayılmış, bu rüzgârların özellikle yaz ve kış arasındaki yön değiştirmelerinin sebebi, karalarla denizlerin yazla kış arasındaki güçlü ısınma farklılıklarındandır. Muson rüzgârlarının en önemli özelliği, yazın nemli denizsel hava kütlelerinin gezici siklonlarla birleşerek dağlara çarpması neticesinde orografik yağış bırakmasıdır (Şekil 4.12). Mevsim rüzgârları yıl içerisinde biri yağışlı, diğeri yağışsız veya az yağışlı iki mevsim oluşmasına neden olurlar (Erol, O., 1993).



Şekil 4.12. Kış ve yaz mevsiminde esen Muson Rüzgârları (PSU,2003)

Yer yüzünde muson rüzgârları, Hint Okyanusu, Meksika ve Gine Körfezi, Çin ve Avustralya arasındaki denizler ile Brezilya ve Şili arasında görülmektedir. Muson rüzgârlarının en fazla estiği yönler kuzeydoğu, kuzeybatı, güneydoğu ve güneybatıdır.

4.6. Yerel Rüzgârlar

Yeryüzündeki rüzgârlar, bu rüzgârların özellikleri ve etkileri gerçekte atmosferdeki genel hava dolaşım koşullarına bağlıdır. Ancak birçok bölgesel faktörlerin etkisi altında, genel sistemlere bağlı rüzgârların özellikleri ve etkilerinde yerel farklar belirir ve çoğu zaman aynı sisteme bağlı rüzgârlar yöresel olarak farklı şekilde isimlendirilirler. Genel hava dolaşımına bağlı rüzgârların etkilerinin görülmediği yerlerde ise tümüyle yerel nedenlerden doğan, dar alanlı rüzgârlar oluşabilir. Bu nedenle yerel rüzgârları;

- 1) Genel hava dolaşımına bağlı rüzgârların yerel tipleri,
- 2) Yerel nedenlerden doğan rüzgârlar,

olmak üzere iki bölümde inceleyebiliriz.

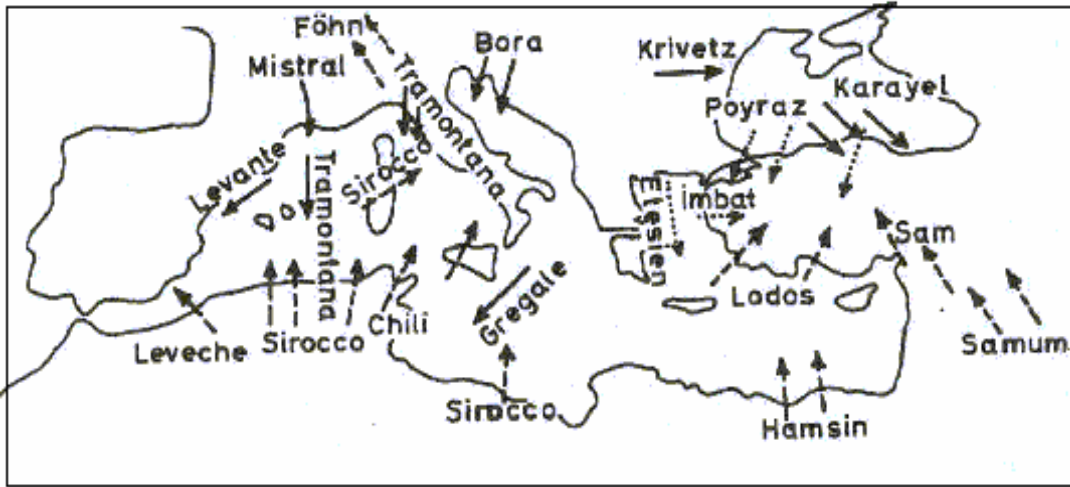
4.6.1. Genel hava dolaşımına bağlı rüzgârların yerel tipleri

Dünyanın en belirli ve sürekli rüzgârları olarak bilinen alizelerin süreklilikleri % 60-90 arasındadır. Bu oran batı rüzgârlarında % 30-60 civarındadır. Bu nedenle egemen rüzgârların esmediği veya zayıfladığı dönemlerde, yerel etkilerle doğmuş basınç koşulları, genel hava akımlarında bazı değişiklikler yaparak yerel özellikleri belirgin rüzgârların esmesine neden olur.

Alizeler kuşağında, rüzgârlar sürekli estikleri için, yerel basınç koşullarına bağlı alize tiplerinden söz edilmez. Bu kuşakta görülen tropikal siklonların alizelerle ilgisi pek yoktur. Ancak orta enlemlerde, özellikle batı rüzgârları kuşağında ve mevsim rüzgârları bölgesinde, rüzgârlar alizeler ölçüsünde sürekli olmadıkları için termik etkilerle güçlenen dinamik doğuşlu siklon ve antisiklonlar oluşur. Bu siklon ve antisiklonlara bağlı olarak, genel hava dolaşımına ait rüzgârların yerel tipleri bulunur.

Orta enlemlerde polar cephe boyunca gelişerek batıdan doğuya doğru hareket eden gezici alçak basınçlar, genellikle kutup yönünden, kuzeyden soğuk, güneyden sıcak rüzgârlar çekerler. Buna göre gezici bir siklonun önünde ve güneyinde sıcak güneydoğu, güney ve güneybatı rüzgârları; kuzeyinde ve arkasında soğuk kuzeydoğu,

kuzey ve kuzeybatı rüzgârları eser. Bu yüzden gezici siklonlar, genel hava dolaşımına bağlı rüzgârların zaman zaman ve yer yer hızlarının artmasını ve belirli özellikler kazanmasını sağlayan bir faktördür. Ayrıca siklonların arkasından gelen antisiklonlar, karalardaki önemli yer şekilleri, karalarla denizler arasındaki güçlü sıcaklık ve nem farklılıkları bu rüzgârların özelliklerinin daha da belirgin olmasını sağlar. Bu şartlar özellikle Akdeniz’de tümüyle bulunduğu ve uzun zamandan beri incelendiği için iyi tanınır. Doğuş nedenleri aynı sebeplere dayansa bile, benzer rüzgârlara Akdeniz ülkelerinde ayrı ayrı isimler verilir (Şekil 4.13.).



Şekil 4.13. Akdeniz’deki yerel rüzgârlar. Kalın oklar kışın esen soğuk, kesik çizgili oklar kışın esen sıcak, noktalı oklar Anadolu’da yazın esen serin rüzgârlardır (Erol, O., 1993).

a) Sirocco : Akdeniz’deki sıcak, yerel rüzgârlar genellikle güney yönlerden eserler. Batı Akdeniz’de görülen güney rüzgârlar Büyük Sahra’dan doğar. Bu yüzden bu rüzgârlar sıcak, kurak ve toz yüklüdürler. Ulaştıkları yerlerde bitkilere, bağ ve bahçelere zarar verirler. Kuzey Afrika’da ve Güney İtalya’da bu rüzgârlara **Sirocco** denir. Hatta çoğu zaman sıcak ve kuru özelliğinden dolayı Fön (Föhn) rüzgârları ile karıştırılmıştır. Sirocco tipi güney yönlü kuru ve sıcak rüzgârlara, İspanya’da **Levece**, Tunus’ta **Chili**, Korsika’da **Libeccio** adı verilir. Bu kuru rüzgârlar deniz üzerinden belli bir yol aldıktan sonra nem kazanır ve kıyılara, yani İtalya, Sicilya ve Yunanistan kıyılarına nemli olarak erişir ve yağış bırakırlar. Bu rüzgârların içinde toz bulunmasından dolayı yağışlar genellikle renkli olur. Kara içlerine ilerledikçe Sirocco tekrar kuraklaşır.

b) Hamsin (Samyeli) : Doğu Akdeniz’de görülen sıcak güney rüzgârlarına Mısır’da ve Libya Çölü’nde **Hamsin** (50 gün rüzgârları) denir. Hamsin bir çöl rüzgârıdır. Sirocco’ya benzer ve estiği yerlerde hava kuraklaşır, nefes almak güçleşir,

deri kurur ve insanlar, üzerlerinde halsizlik hissederler. Aynı karakterdeki rüzgârlar Arabistan Çölü'nden, Irak, Suriye ve Lübnan'a doğru da eserler. Bu rüzgârlara Suriye ve Lübnan'da **Ştur** veya **Şluk**, Irak'da **Şaki** veya **Simun**, İran'da **Simoon** denir. Anadolu'da güney ve güneydoğudan esen, sıcak ve kuru olup bitkilere zarar veren rüzgârlara **Sam** veya **Samyeli** denir. Anadolu'da çöl doğuşlu olmayıp kısmen fön tipinde bulunsalar bile bu tip karasal rüzgârları Sirocco grubuna sokabiliriz. İç Anadolu'da örneğin Konya ve Tuz gölü çevresinde bu tip güney rüzgârlarına **Kabayel**, volkanik kumlar savuran ve ufak çaplı yerel kum fırtınaları oluşturan rüzgârlara **Dağil** denir.

c) Lodos : Doğu Akdeniz'de gezici siklonlara bağlı güney rüzgârları kurak ve sıcak kara içlerinden, çöllerden doğup kara üzerine estikleri zaman kurak ve sıcak olurlar. Ancak aynı rüzgârlar denizler üzerine çıktıklarında veya denizlerde doğduklarında nem kazanır. Akdeniz kuzeyindeki Güney Anadolu, Ege Bölgesi, Kıbrıs ile Ege adalarına doğru esen bu rüzgârlara **Lodos** denir. Lodos denizden nem kazandığı için yukarıda belirttiğimiz bölgelerin kıyılarına yağış bırakır. Kıyılarda nemli ve sıcak olarak esen bu rüzgâr iç kesimlere gidildikçe kuraklaşır. Anadolu dağlarının kuzey eteklerinde Lodosun kurak esmesinin bir sebebi de kuzey yamaçtan inerken rüzgârın ısınarak kuraklaşması, yani fön karakterini kazanmasıdır.

d) Mistral : kışın ve ilkbaharda Fransa'nın karlı Massif Central dağlık alanında aşırı soğumuş havanın sıcak Akdeniz Havzası'na hızla inmesi sonucunda doğan rüzgârlara Mistral denir. Akdeniz'in bu bölümünde İspanya'da Ebro ağzı ile Cenova arasında görülen Mistral, özellikle Rhon vadisine kanalize olarak oldukça hız kazanır. Mistralin oluşması için Akdeniz Havzası'nda güçlü bir siklonun veya Fransa'nın Massif Bölgesinde bir antisiklonun veya her ikisinin birden olması gerekir. Batı Akdeniz'de Mistral gibi kuzey yönlü rüzgârlar eser. Bunlara İspanya kıyılarında **Levante**, Kuzey İtalya'da **Tramontana**, Sardunya'da **Libeccio**, Sicilya güneyinde **Gragale**, adı verilir.

e) Bora : Adria Denizi, Dalmaçya-İstirya kıyılarında özellikle vadilere kanalize olduklarında çok hızlı (50-60 m/sn ve daha hızlı) esen soğuk ve kurak rüzgârlardır. Bora bu yöreye has bir rüzgâr ismi olmasına rağmen, kuvvetli rüzgârlar genel olarak bu isimle adlandırılır. Dalmaçya kıyılarındaki Bora, kıyıya paralel yüksek dağların gerisinde veya soğuk platolarda birikmiş, çok soğuk veya yüksek basınçlı havanın, sıcak ve alçak basınçlı denize doğru kanalize olması neticesinde doğar.

Bora tipinde soğuk rüzgârlar dünyanın birçok yerinde bilinir. Örneğin Karadeniz doğusunda Novorossisk Limanı'na doğru Kafkaslardan esen soğuk rüzgârlar vardır. Bakü, Baykal Gölü ve Anadolu'da da Antalya ve Adana çevresinde soğuk mevsimde Bora tipi rüzgârlar estiği olur.

f) Krivetz : Romanya'da Aşağı Tuna Ovası'nda güneyden geçen bir depresyonun kuzeydoğudan çektiği soğuk rüzgârlara **Krivetz** denilir. Krivetz estiği zaman sıcaklık yaklaşık 10°-15° derece düşer

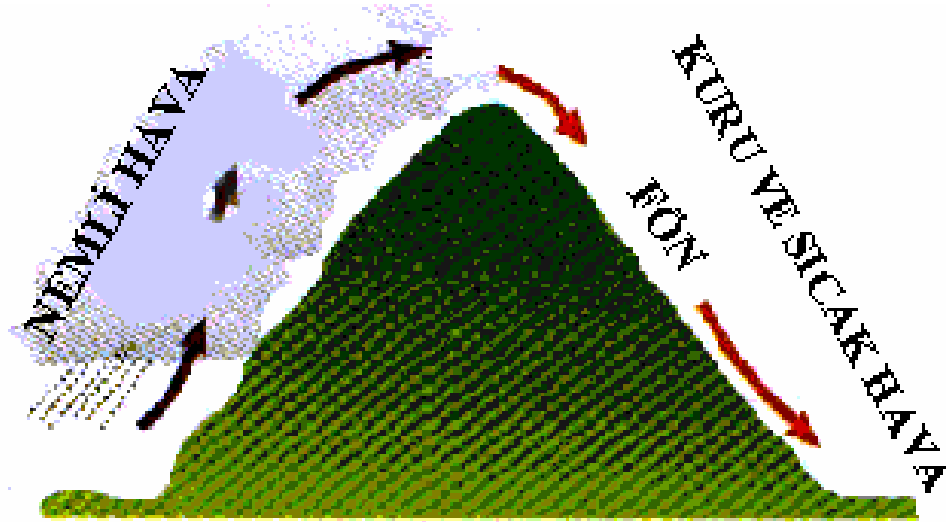
g) Karayel, Yıldız ve Poyraz : Anadolu'da kışın kuzey yönlerden esen Karayel, Yıldız ve Poyraz önemli etkiler yapar. Karayel ve Yıldız rüzgârları bir depresyonun soğuk cephesi gerisinden estiklerinde özellikle Karadeniz ve kısmen Marmara'da çok hızlı eserler ve zarara yol açarlar. Kar ve yağmurla birlikte güçlü fırtına meydana getirirler. Bu fırtınalar çoğunlukla Balkanlar ve Trakya üzerinden Anadolu'ya gelir ve bu hava kütleleri kara içlerinde tipiyeye neden olurlar. Anadolu'da kışın esen Poyraz, Karayel ve Yıldız kadar etkili değildir. Rüzgâr daha yavaş eser ve kar yağışları da daha hafiftir. Çoğunlukla doğu rüzgârları ile karışan Poyraz, Anadolu'da uzun süren kuru soğuklara neden olur.

Akdeniz'de yaz rüzgârları kış rüzgârlarına oranla çok farklıdır. Yazın Akdeniz çevresindeki karaların ısınması, polar cephe kuşağının kuzeye çekilmesi neticesinde cepheler seyrekleşir. Batı Akdeniz'de oluşan, genişleyerek kısmen Doğu Akdeniz'i de etkisi altına alan subtropikal Azor Antisiklonu ile Basra Körfezi-İran enlemlerine kadar çıkmış olan ITC arasında esen alize benzeri rüzgârlar doğmuştur. Bu yaz koşulları altında hareket eden rüzgârlar Batı Avrupa üzerinden Karadeniz'e ulaşır. Burada yönleri kuzeydoğuludur. Batı Karadeniz ve İç Anadolu'da **yaz poyrazı** adını alır. Yaz poyrazı Karadeniz'i geçerken nemlendiği için Kuzey Anadolu Dağları'nın kuzey eteklerine yağış bırakırlar. İçerilere daha kuru olarak geçer. Ancak geldiği yer itibariyle soğuk olduğu için gittikleri yerlere yazın da serinlik getirirler. Yaz poyrazının serin olarak esmesi, özellikle İç Anadolu'da bitkilerin su kaybını önler. Ayrıca buğdayın zamanından önce sararmasını önlemesi, başak bağlamasını ve tane tutmasını sağlaması açısından önemlidir. Samyelinin tam tersi bir etki yapar. Poyraz yazın genellikle her gün, gün boyu eser ancak geceleri yavaşlar veya kesilir.

h) Etesien (Meltem) : Ege Denizi'nde yazın poyraz benzeri rüzgârlar tam kuzeyden eserler. Bu rüzgârlara **Meltem** veya **Etesien** denilmektedir. Özellikle öğleden sonra hızlarını artırır, zaman zaman fırtına şeklinde eserler. Meltem rüzgârları kıyılarda, yazın öğleden sonraları fazla ısınan karada beliren alçak basınca doğru yön değiştirirler. Bu rüzgârlara **İmbat** denir. Türkiye'nin daha güneyine inildiğinde kuzeyden esen yaz rüzgârlarına Suriye-Lübnan ve Mezopotamya'da **Şamal** denilir. Bu rüzgârlar kara üzerinde fazla yol kat ettiği için kurudurlar. Ayrıca o bölgelerde zaman zaman toz fırtınalarına neden olurlar.

i) Fön : Fön rüzgârları, dağ yamaçlarından veya başka nedenlerden alçaldıkları için adyabatik ısınmaya bağlı olarak doğmuş sıcak ve kuru rüzgârlardır. Fön kelimesi Alplerin kuzey eteklerine ait bir terim olmasına rağmen, günümüzde bu tip rüzgârlara genel olarak bu isim verilmiştir. Bununla birlikte sıcak ve kurak dağ rüzgârlarına dünyanın birçok yerlerinde özel isim de verilmektedir.

Fön rüzgârları özellikle etkileri bakımından dikkati çeker. Çünkü kış mevsiminde bile, estikleri yerlerde hava sıcaklığını artırır ve karların erimesine hatta bazen buharlaşmasına yol açarlar. Bu ani kar erimesi, sel baskınlarına da neden olabilir. Daha ılık mevsimde ise çevreyi kurutarak orman yangınlarına ve bitkilerin erken sararmasına, yazın ise mahsulün vakitsiz kuruyup sararmasına yol açarlar. Ancak nadir durumlarda olumlu etkisi de görülür. Karların erimesi sonucu hayvanların yiyecek bulması kolaylaşır ve meyvelerin çabuk olgunlaşmasına sebep olurlar. Buna örnek olarak Avusturya Alplerininin kuzeyini verebiliriz. Burada mısırları olgunlaştıran bu rüzgârlara **Türk Rüzgârı** da denir.



Şekil 4.14. Fön rüzgarının oluşumu (UCSB)

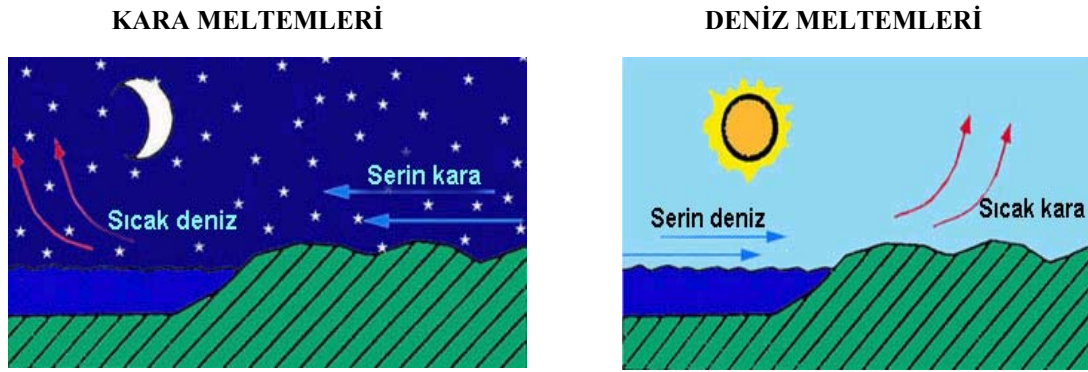
Ülkemizde görülen fön hadisesinden de kısaca bahsetmemiz gerekir. Türkiye’de fön, öteden beri bilinen bir olaydır. Kuzey Anadolu Dağları’nda yükselen rüzgârlar dağın güneyine sıcak ve kuru olarak geçerler. Anadolu’nun güney kıyılarında da, kuzey kadar belirgin olmasa da fön rüzgârları eser. İç Anadolu’da fön rüzgârlarının iyi tanındığı yer Konya ve çevresidir. Sultan Dağları ve uzantılarının oluşturduğu yüksek duvarı aşan güney-güneybatı rüzgârları Akşehir ve Konya ovalarında sıcak ve kurutucu bir etki yaparlar. O çevrede **Kabayel** veya **Samyeli** adı da verilen bu rüzgârlar bazı yıllarda, özellikle yazın ekini tümüyle kuruttuğu ve kıtlıklara neden olduğu için **bakır sattıran** rüzgârlar olarak da adlandırılır. Ancak kavurucu olmadığı zamanlarda, bu rüzgârların meyveleri ve ekini olgunlaştıran önemli etkileri de görülür.

4.6.2 Yerel nedenlerden doğan rüzgârlar

Atmosferdeki genel hava dolaşım sisteminin etkisinin zayıf olduğu durgun zamanlarda veya sisteme ait rüzgârların esmediği durgun dönemler ve mevsimlerde, yerel farklı ısınıp soğumalara bağlı olarak kısa süreli ve dar alanlı yerel rüzgârlar doğar. Genellikle gece ile gündüz arasındaki sıcaklık farkından oluşan bu rüzgârlara günlük rüzgâr da denilir.

a) **Kara ve deniz meltemleri** : Karalar denizlere oranla çabuk ısınıp soğuyan yerler olduğundan, havanın durgun olduğu Ekvatorial kuşakta ve orta enlemlerin yaz mevsimlerinde, gündüzleri denizlerden karalara, geceleri karalardan denizlere doğru

rüzgârlar eser. Gündüzleri karalar denizlere oranla daha sıcaktır. Bu yüzden karalar bir alçak basınç alanı, denizler ise bir yüksek basınç alanı durumundadır. Gündüz denizden karaya doğru esen rüzgârlara **deniz meltemleri** denir. Gece ise bunun tam tersidir. Denizler bir alçak basınç alanı karalar ise bir yüksek basınç alanıdır. Geceleri karalardan denizlere doğru esen rüzgârlara **kara meltemleri** denir. Meltemlerin hızları genellikle öğleden sonraları fazladır. Bunun nedeni karaların ısınmasının en fazla olduğu zaman bu saatlerdir. Meltemlerin etkilerinin görüldüğü alan kıyıdan itibaren kara içlerine doğru 3-5 kilometredir. Yerden yükseklik olarak da meltemlerin etkisinin görüldüğü seviye yaklaşık 200-300 metredir. Genellikle bu seviyeden sonra ters yönde akımlar mevcuttur (Şekil 4.15).



Şekil 4.15. Kara ve deniz meltemleri (The Australian Greenhouse Office)

b) Dağ ve vadi meltemleri : Bu meltemler, dağlık bölgelerde gün içerisinde yeryüzü şekillerinin farklı ısınma ve soğumaları neticesinde oluşur. Güneşe bakan yamaçlar gündüzleri fazla ısındığı için alçak basınç sahası haline gelir. Bu durumda daha soğuk olan vadi bir yüksek basınç durumundadır. Bunun neticesinde rüzgâr, vadiden dağa doğru eser. Bu rüzgâra **vadi meltemi** denir. Vadi meltemi sıcaklığın en yükseğe ulaştığı saatlerde hızını artırır. Sıcaklığın düşmeye başladığı saatlerde hızı azalır ve güneşin batmasıyla da tamamen kesilir. Gece ise bu durumun tam tersi olur ve dağdan vadiye doğru bir rüzgâr eser. Bu rüzgâra **dağ meltemi** denir. Dağ meltemi bütün gece devam eder ve sabaha doğru kesilir (Öncüler K. ve arkadaşları, 1982).

Vadi meltemi, aşağı kısımların nemli havasını yukarı doğru taşır. Dağ zirvelerinin çoğunlukla bulutlu olmasının sebebi de budur. Gece esen dağ meltemi ise, estiği yere göre daha soğuk olduğundan aşağı tabakalardaki nemin yoğunlaşmasına ve yer yer sis hadisesinin oluşmasına neden olur.

Değerlendirme Soruları :

1. Rüzgârın iklim açısından önemini araştırınız.
2. Atmosferdeki genel hava dolaşımını açıklayınız.
3. Ülkemiz hangi sürekli rüzgârın etkisindedir.
4. Ülkemizi etkileyen yerel rüzgârlar ve etkileri nelerdir?
5. Fön rüzgârlarının olumlu ve olumsuz etkileri nelerdir?
6. Tropikal bölgelerde meydana gelen meteorolojik hadiseler hakkında bilgi veriniz.
7. Ülkemizin hangi kısımları fazla yağış almaktadır? Neden?

V. ÜNİTE

HAVA KÜTLELERİ ve İKLİM



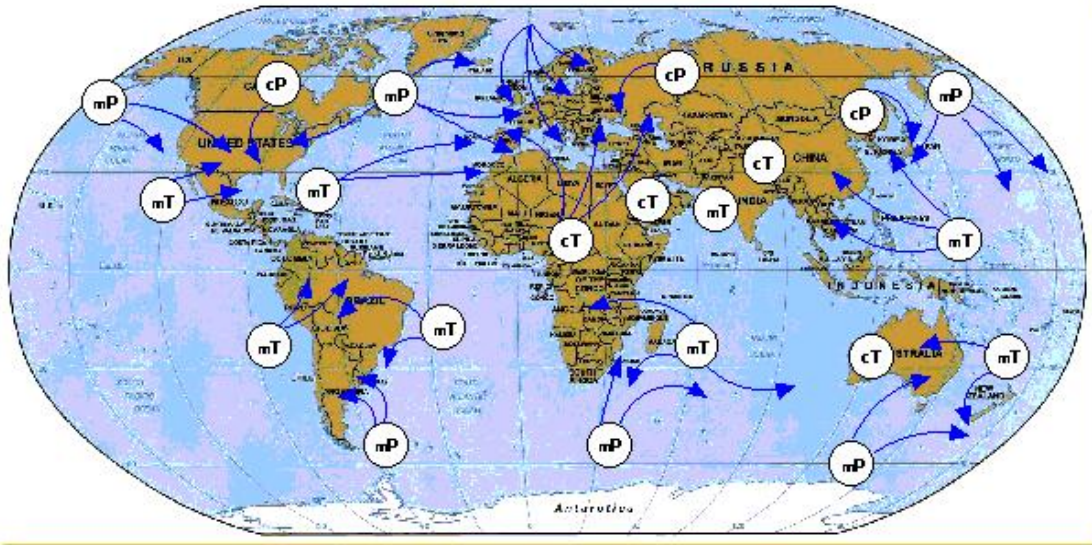
Hazırlık çalışmaları

1. Hava kütlesi nedir?
2. Kaynak bölgesi ve ikinci derecedeki kaynak bölgesi nedir?
3. Türkiye'yi etkileyen Hava Kütleleri nelerdir?
4. Hava durumu nedir?
5. İklim nedir?
6. Hangi bitkiler hangi iklim tiplerini çağrıştırır?
7. İklim sınıflandırma metotları hakkında neler biliyoruz?
8. İklim değişikliği, nedenleri, ve etkileri hakkında neler söyleyebiliriz?

5.1. Hava Kütleleri

Hava kütlesi, özellikle sıcaklık ve nem bakımından iyi belirlenmiş, fiziksel özelliklere sahip olan, bu özellikleri yatay yönde ve geniş alanlarda hemen hemen aynı kalan atmosfer parçasıdır. Bu şekilde belirlenmiş hava bloklarının özellikle çevresindeki diğer kütlelere karşı açık ve kesin sınırları vardır. Bir hava kütesinin oluşması için genel olarak iki ana koşulun gerçekleşmesi gerekir (Eken, M., 1995):

- Homojen bir yapıya sahip yeryüzü (geniş kara parçaları veya okyanus yüzeyleri)
- Atmosfer parçasının üzerinde durduğu yüzeyin fiziksel özelliklerini alabilmesi için yeterli bir süre orada kalabilmesi.



Şekil 5.1. Hava Kütlelerinin Kaynak Bölgeleri

Güneşlenme bakımından homojenlik gösteren geniş kara ve su yüzeyleri ile subsidansın, dolayısıyla diverjansın hakim olduğu durgun, sakin antisiklon alanları, hava kütesinin oluşması için en uygun yerlerdir. Böyle yerlere **kaynak bölgeleri** denir. Hava kütlelerinin oluşumu için gereken koşullar düşünülürse, dünyanın ancak belirli sahalarının kaynak bölgesi olmaya uygun olduğu görülür. Örneğin orta enlemler kaynak bölgesi olmaya uygun değildir. Çünkü bu bölgelerde sıcaklık ve nemlilik bir yerden diğerine çok değiştiği gibi atmosfer de sürekli hareket halindedir. Buna karşın kutup bölgeleri ile tropikal sahalar nispeten istikrarlı olan sıcaklık ve nemlilik koşulları nedeniyle başlıca kaynak bölgelerini oluştururlar (Şekil 5.1.).

Yeryüzünde antisyklon alanları dışında fiziki coğrafya koşulları bakımından kaynak bölgesi olmaya uygun yerler de vardır. Fakat bu sahalarda atmosferin genel sirkülasyonu nedeniyle havanın çok hareketli olması, hava kütleleri oluşumunu önlemektedir. Böyle yerler sadece üzerinden geçen hava kütlelerine oldukça fazla etki ederek geniş ölçüde değişmelerine neden olur. Örneğin kışın Kanada üzerinde oluşan karasal polar (cP) hava kütlesi Atlas Okyanusu'ndan geçerken alt kısımlarından nem alarak denizel bir hava kütlesi haline dönüşür ve Avrupa kıtasına nemli bir hava kütlesi olarak gelir. Hava kütlelerinin geniş ölçüde karakter değiştirmesine neden olan bu gibi yerlere **ikinci derecedeki kaynak bölgesi** denir. Yalnız burada antisyklonlarla hava kütlelerini birbirine karıştırmamak gerekir. Antisyklonlar havanın mekanik hareketini ifade eder. Hava kütlesi ise o mekanik harekete sahip havanın bizzat kendisidir. Yani hava kütlesi bütün özellikleri ile fiziksel yönden bir atmosfer bölümüdür. Antisyklon ise böyle bir kütle için sadece hareketidir.

Hava kütlelerinin oluşabilmesi için 3 gün ile 1-2 haftalık bir zaman gerekir. Bu süre oluşacak sıcak hava kütleleri ile soğuk hava kütleleri arasında oldukça farklıdır. Sıcak yüzeyler üzerinde hava alttan ısınarak yükseldiği için sıcaklık üst katlara hızla ulaşır. Soğuk yüzeyler üzerinde durum bunun tersinedir. Alttan soğuyan hava çöktüğünden üst katlara etkisi daha yavaş olur. Bu nedenle soğuk hava kütlelerinin oluşma süresi daha uzun olur.

Bir hava kütlesi gittiği yere kendi koşullarını götürür. Fakat kendisi de, üzerinden geçtiği yüzeyin etkisinde kalarak alt katmanlardan başlayarak değişime uğrar.

5.1.1. Hava kütlelerinin sınıflandırması

Hava kütlelerinin ortak özellikleri sıcaklık, nem, kararlılık ve kararsızlık durumlarıdır. Bu dört ortak fiziksel özellik, hava kütlelerinin çeşitli isimlerle anılmasına neden olur.

Kaynak bölgeleri ve sıcaklık durumlarına göre hava kütleleri:

A Arktik hava kütlesi,

- P** Kutupsal (polar) hava kütlesi,
T Tropikal hava kütlesi,
E Ekvatorial hava kütlesi.

Nem durumlarına göre hava kütleleri:

m-Denizel (maritim) hava kütlesi :Kaynak bölgesi deniz üzerindedir

c-Karasal (continental) hava kütlesi :Kaynak bölgesi karalar üzerindedir.

Kararlılık-kararsızlık durumlarına göre hava kütleleri:

Hava kütleleri, kaynak bölgelerini terk ettikten sonra değişik yüzeyler üzerinde termik ve dinamik değişikliklere uğrar.

w-Sıcak hava kütlesi : Geçtiği yüzeyden daha sıcak olan hava kütesidir.

c-Soğuk hava kütlesi: Geçtiği yüzeyden daha soğuk olan hava kütesidir.

Doğuş ve değişme bölgeleri ile coğrafi dağılışlarına göre hava kütleleri:

mA-Denizel Arktik: mA hava kütesinin doğuş yeri Arktik Okyanus olduğu için aşırı derecede soğuktur. Bu hava kütlesi Polar hava kütlesi ile karıştırılmamalıdır

mP-Denizel Polar: mP hava kütleleri kutuplara yakın denizler üzerinde oluşur. Soğuk ve nemlidir. Atlantik'i aşma sırasında değişikliklere uğrayabilir. Kışın İrlanda' ya ve Baltık'lara ulaştığında karasal hava kütesinin yerini alarak havayı ısıtır. Yazın ise serinletir.

mT-Denizel Tropikal: Bu hava kütleleri sıcak denizler üzerinde oluşur. Sıcak ve nemlidir. Yazın Azor Adaları etrafında oluşan yüksek basınç merkezinin etkisiyle Baltık bölgesine ulaşır. Nemli bir hava kütesidir. Fazla dikey hava hareketlerine ihtiyaç duymaksızın deniz üzerinde stratus bulutlarını oluşturur. Pus ve deniz sisi yaygın olarak görülür. Eğer dağlık bölgelere ulaşır veya soğuk bir cephe tarafından itilerek yükseltirse şiddetli sağanak ve gök gürültülü fırtına görülür.

mE-Denizel Ekvatorial: Ekvator bölgesinde okyanuslar üzerindeki sıcak ve nemli hava kütesidir.

cA-Karasal Arktik: cA hava kütleleri seyrek olarak Baltık denizine kadar iner. Kışın indiği zaman da epey kalır. İskandinavya üzerinde bir yüksek merkez oluşturur. Karla kaplı alanlardan Kuzey Sibirya' ya indiğinde sıcaklık -70°C 'ye kadar düşer.

cP-Karasal Polar: cP hava kütleleri kutuplara yakın karalar üzerinde oluşur. Soğuk ve kurudur. Avrupa' yı geçerken daha az soğuk hale geçer. Yazın açık gökyüzü ve iyi bir görüş bu hava kütesinin belirgin bir özelliğidir. Hava serin hissedilse de gün ortası biraz ısınır.

cT-Karasal Tropikal: cT hava kütleleri sıcak ve kuru karalar üzerinde oluşur. Bu nedenle sıcak ve kurudur. Bu hava kütlesi güneyli ve güney doğulu akımlarla gelir. Doğuş yeri kuzey Afrika' dır, Akdeniz üzerinden Avrupa ve Türkiye'ye gelir.

cE-Karasal Ekvatorial: Ekvator çevresinde geniş karalar üzerinde oluşan sıcak ve kuru hava kütesidir.

Bunlardan başka *Muson(m) hava kütlesi* ile atmosferin yükseklerindeki çökme sonucu oluşan, çöktüğü için de kuru ve sıcak olan, *superior(s) hava kütlesi* vardır.

5.1.2. Türkiye'yi etkileyen hava kütleleri

Türkiye'nin bulunduğu sahada ve yakın çevresinde belli hava kütleleri yer alır. Türkiye'nin hava ve iklim şartları üzerinde esas olarak bu hava kütleleri rol oynarlar. Türkiye kış aylarında kutupsal, yaz aylarda tropikal hava kütlelerinin etkisi altındadır:



Şekil 5.2. Türkiye'yi etkileyen hava kütleleri (Yayvan M., Deniz A., 2000)

5.1.2.1. Karasal kutupsal (cP) hava kütlesi

Sibirya üzerinden gelir, karasal karakterli soğuk ve kurudur. Kış aylarında sis ve ayaza neden olur. Karadeniz'i geçerken nem kazanarak bazen Doğu Karadeniz kıyılarında orografik yağışlar yapabilir.

5.1.2.2. Denizel kutupsal (mP) hava kütlesi

Kuzey Atlantik kaynaklıdır. Avrupa ülkeleri ve Balkanları geçerek bütün bir yıl boyunca ülkemizi etkiler. Yağış olarak Karadeniz sahilinde yağmur, iç kesimlerde kar bırakabilir. Akdeniz üzerinden geldiğinde ise daha fazla etkili olur ve her türlü yağışı bırakır.

5.1.2.3. Denizel tropikal (mT) hava kütlesi

Azor ve Akdeniz kaynaklı bir hava kütesidir. Bütün bir yıl ülkemizi etkiler. Sıcak ve nemli karakterli olduğu için batı bölgelerimizde çok fazla yağış bırakır.

5.1.2.4. Karasal tropikal (cT) hava kütlesi

Kuzey Afrika üzerinden gelir. Karasal, sıcak ve kurudur. Kuzeyli sistemlerle karşılaşırsa Akdeniz cephesini oluşturup yağış bırakabilir. Diğer taraftan Akdeniz'den geçerken yeterli ölçüde nem kazandığı takdirde yine yağış yapması söz konusudur.

5.2. Hava Durumu ve İklim

Hava durumu belirli bir yerde ve kısa bir süre içinde etkin olan atmosfer koşullarıdır. Bir yerdeki hava durumu tanımlanırken en üstün ve etkin olan iklim faktörü öne çıkar. Örneğin, soğuk hava denildiğinde bu terim bulutluluk, rüzgar vb. de kapsayabilir. Ancak o andaki üstün olan faktör düşük sıcaklıktır.

İklim, geniş bölgelerde ve çok uzun zaman için aynı kalan ortalama hava şartlarıdır ve bir bölgenin hava olayları bakımından karakterini tayin eder. Ancak bu genel karakterleri belirtirken önemli günlük hava tiplerini de göz ardı etmemek gerekir. Örneğin, Ankara'da bir yaz gününde sabah hava açık ve sakin olduğu halde, öğle saatlerinde sıkıcı bir sıcak ortalığı basar, hava bulutlanır. Öğleden sonra fırtınalı orajlı bir yağış görülür. Genellikle dolu yağar. Bu orajlı bir hava tipidir. Fakat bu hava tipi yaz boyunca hakim olan tip değildir. Ankara'da yazlar genel olarak açık, az bulutlu, sıcak ve kuzeyden hafif rüzgarlı geçer. Bu iklim karakterini belirtmek için "*Ankara yazın sıcak ve kuraktır*" denilir. Orajlı hava iklimin içinde bir hava halidir.

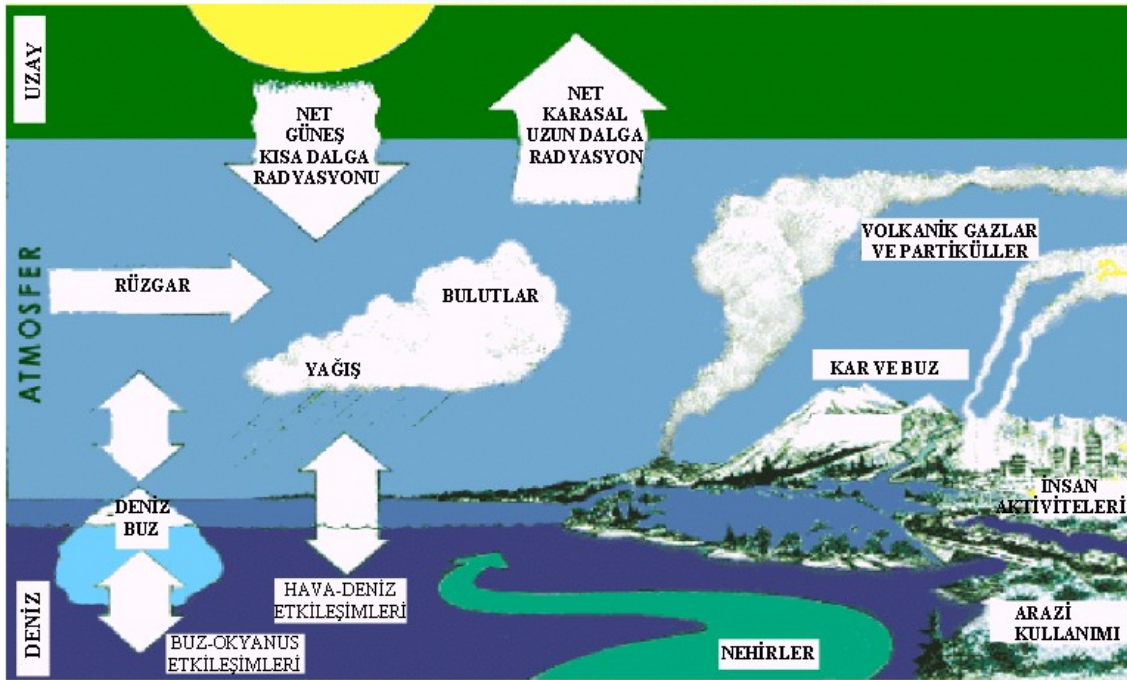
Ekvatorial bölge iklimleri dikkate değer ölçüde monoton karakter gösterir. Günlük hava durumları, hatta iklim tam bir isabetle tahmin edilebilir. Bu bölgelerde öğleden sonra bulutlar oluşur ve yağmur yağar, gece hava tekrar açar. Bu durum bütün bir yıl aynı olduğu gibi yıllar arasında da çok fazla değişiklik olmaz. Yani ekvatorial bölgelerde hava durumu ile iklim birbirine benzemektedir. Bununla birlikte bu bölgelerde bazen kısa süreli tropikal siklonlar (tayfun) çok zararlı olabilir.

Hava durumu ve iklim arasındaki farkı belirtmek bakımından orta enlemler veya ılıman kuşak daha belirgin bir örnek teşkil eder. Bu kuşakta ortalamalar, iklimin ne fazla sıcak ne de soğuk olduğu hissini uyandırır. Bu nedenle orta enlemlere **ılıman kuşak** adı verilmiştir. Ancak buralarda günlük hava şartları o kadar zıt ve değişkendir ki çok kısa bir süre içinde kurak ve sıcak günleri çok soğuk ve yağışlı günlerin takip ettiği, sonra yine havanın açıp ısındığı görülür. Bu 3-5 günlük karşıt hava durumları özellikle bahar aylarında ülkemizde de görülür. Bu kuşağın iklimini tarif ederken uzun yıllara ait ortalama şartların ılıman olduğunu söylemek yeterli değildir. Zıt ve değişken hava tiplerinin de bu iklimin karakteri olduğunu eklemek gerekir.

İklim bilimi (Klimatoloji), iklimi meydana getiren elemanların analizini yapar. Farklı iklimlerin oluşum nedenlerini ve iklimde meydana gelen değişimleri inceleyerek iklimin etkisini açıklamaya ve keşfetmeye çalışır. Toplum da bu şekilde kendi aktivitelerini planlayabilir, binalarını ve iç mekanlarını dizayn edebilir ve ekstrem olayların etkilerine hazırlıklı bekler. İklim gıdanın varlığı, su kalitesi, barınma ve yaşama ortamı açısından hayati önem taşır. İklim aynı zamanda ekstrem hava olayları ile kendini gösteren potansiyel tehlikeler içerir. İklim bilgisi bu olayların etkisini azaltmak için de gereklidir. Eğer bugünün iklim durumunu ve bunun yakın geçmişle olan farkını ortaya koyabilirsek, gelecek için planlar yapmaya başlayabiliriz (Obasi, G.O.P., 2001).

5.2.1. İklim sistemini etkileyen faktörler

İklimin temel elemanları sıcaklık, yağış, nispi nem, güneşlenme süresi ve şiddeti, basınç, rüzgar hızı ve yönü, buharlaşma gibi parametrelerdir. Bunlar gözlenebilen ve ölçülebilen parametrelerdir. İklimlerin oluşmasında bu parametreler üzerine doğrudan veya dolaylı olarak etkili olan; fakat ölçülemeyen bazı etkileşimler de söz konusudur.



Şekil 5.3. İklim sisteminin temel elementleri (Government of Canada Graphic)

Bunlar; kara-deniz, deniz-buz, deniz-hava etkileşimleri, volkanik gazlar, insan aktiviteleri, arazi kullanımı, gelen ve yansıyan ışınlar v.s.dir (Şekil 5.3.). Bu elemanlar tek başlarına ve birbirleri ile ilişki halinde atmosferi etkilemekte; kısa vadede hava olaylarını, uzun vadede ise dünya üzerinde çok çeşitli iklim tiplerinin oluşmasını sağlamaktadırlar.

5.3. İklim Kuşakları, İklim Tipleri ve İklim Sınıflandırmaları

İklim tipleri sayısız denecek kadar çoktur. Ancak her bilim dalında olduğu gibi, klimatolojide de dağınık olan tiplerin, az çok ortak yanlı olanlarını bir araya getirerek büyük iklim kuşakları ortaya çıkartılmıştır. (Dönmez, Y., 1984)

Çok sayıda bilim adamı, çok çeşitli iklim sınıflandırmaları yapmıştır. Bilim adamları arasında bu konuda çok farklılık vardır. Bu durum çeşitli araştırmacıların görüşleri arasındaki ayrılıkları ortaya koyduğu gibi her alanda kusursuz sonuç vermiş bir formülün bulunamamış olması şeklinde de yorumlanabilir. Formüllerin bir kısmı çok basit, bir kısmı ise oldukça karmaşıktır. Fakat bu durum en uzun formül en doğru sonucu verecek şeklinde de yorumlanamaz. Araştırmacıların iklim analizinde dikkate aldığı kriterler farklıdır. Bunlardan bazıları:

- yağış – sıcaklık oranı
- yağış – buharlaşma oranı
- yağış rejimi
- bitki örtüsü

İklim sınıflandırmalarındaki bu farklılıklar, su bilançosunun giderini hesaplamadaki farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Formüllerin çoğunda gelir kısmında yani pay'da daima yağış vardır. Giderler ise paydaya yazılır ve bir indis değeri elde edilir. Fakat giderler çok koldan olduğu için (yüzey akışı, süzülme, evapotranspirasyon), tam kaybı hesaplamak neredeyse imkansızdır. İklim bir olaylar bütünüdür ve tek bir iklim elemanına göre yapılacak sınıflandırma çok genel olacak ve her yere uygun gelmeyecektir. Aydeniz, Erinç, Thornthwaite, Köppen, ve De Martonne gibi bilim adamları iklim sınıflandırmalarında sıcaklıktan başka iklimin diğer elemanlarına da yer vermişlerdir. Gerek iklim sınıflandırması ve gerekse iklim analizi

çalışmalarında olabildiğince uzun yıllık ortalamalar ve güvenilir-homojen verinin kullanılması gerekir.

İklim kuşak ve tiplerinin en eski sınıflandırması enlem ve sıcaklık arasındaki ilişkiye dayanılarak yapılmış olandır. Buna göre iklim kuşakları 3 gruba ayrılır:

1. **Tropikal kuşak:** 23°27' kuzey ve 23°27' güney enlemleri (dönenceler) arasında kalan kuşaktır.
2. **Orta kuşak:** Her iki yarım kürede tropikler ile kutup dairesi arasında kalan kuşaktır. (23°27' ile 66°33' enlemleri)
3. **Kutup kuşağı:** Yine her iki yarım kürede kutup daireleri ile kutuplar arasında kalan kuşaktır. (66°33' – 90°00' enlemleri)

Supan ve Rubner adında iki bilim adamı ise sadece sıcaklığa dayalı iklim sınıflandırmaları yapmışlardır (a.g.e.).

Supan'ın sınıflandırmasına göre yeryüzü, 3 iklim kuşağına ayrılmıştır:

1. Sıcak kuşak (yıllık ortalama sıcaklığı $\geq 20^{\circ}\text{C}$ olan yerler)
2. Orta kuşak (yıllık ortalama sıcaklığı 20° ile 10°C olan yerler)
3. Soğuk kuşak (en sıcak ay ortalamasının $<10^{\circ}\text{C}$ olduğu yerler)

Rubner ise sıcak günler sayısına göre iklim kuşaklarını tespit etmiştir. Ortalama sıcaklığı $\geq 10^{\circ}\text{C}$ olan günleri sıcak gün olarak kabul etmiş ve buna göre sıcak gün sayısı:

- | | |
|-----------|---|
| 1 – 60 | arası olan yerleri; alt arktik iklim, |
| 61 – 120 | arası olan yerleri; serin iklim, |
| 121 – 180 | arası olan yerleri; ılıman iklim, |
| 181 – 240 | arası olan yerleri; sıcak ılıman iklim, |
| 241 – 300 | arası olan yerleri; sıcak iklim kuşakları şeklinde sınıflandırmıştır. |

İklim elemanlarından sadece yıllık toplam yağış dikkate alınarak yapılan bir sınıflandırmada ise yeryüzü şu iklim bölgelerine ayrılır:

- Yağışı 0 – 250 mm. arasında olan yerler ; kurak iklim
Yağışı 250 – 500 mm. arasında olan yerler ; yarı kurak iklim
Yağışı 500 – 1000 mm. arasında olan yerler ; kısmen nemli iklim
Yağışı 1000 – 2000mm. arasında olan yerler ; nemli iklim
Yağışı 2000 mm.nin üzerinde olan yerler ; çok nemli iklim bölgeleridir.

Bir yerin iklimini yansıtan **bitki örtüsü** de iklim sınıflandırmaları için kriter olarak alınmıştır. Buna göre:

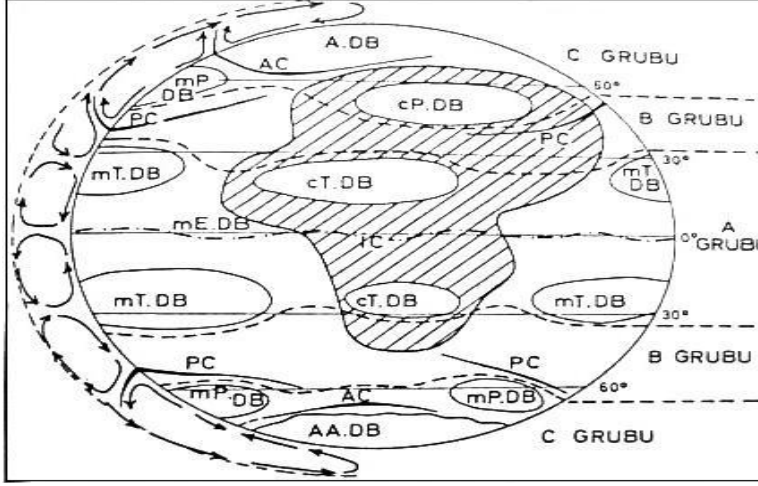
1. Hurma ağaçları ve muzlar tropikal iklim bölgelerini,
2. İncir ve mersin ağacı subtropikal iklim bölgelerini,
3. Geniş yapraklı ve her zaman yeşil ağaçlar sıcak iklim bölgelerini,
4. Yapraklarını döken ağaçlar orta iklim bölgelerini,
5. Koniferler soğuk iklim bölgelerini,
6. Likenler kutup iklim bölgelerini karakterize ederler.

Bazı bilim adamları ise iklim tiplerinin ayrılmasında sıcaklık, basınç, rüzgar, yağış ve nem gibi iklim elemanlarını kullanmak yerine hava kütleleri ve radyasyonu esas alan sınıflandırmalar yapmışlardır. **Alissow**'un hava kütlelerinin çıkış yerine göre yaptığı sınıflandırma buna örnek verilebilir:

1. Ekvatorial iklim kuşağı
 - a. Ekvatorial karasal iklim
 - b. Ekvatorial okyanusal iklim
2. Subekvatorial veya ekvatorial muson iklimi
3. Tropikal iklim kuşağı
4. Subtropikal iklim kuşağı
5. Orta iklim kuşağı
6. Alt arktik iklim kuşağı
7. Kutupsal iklim kuşağı
 - a. Arktik iklim
 - b. Antarktik iklim

5.3.1. Strahler iklim sınıflandırması

Son yıllarda meteoroloji bilimi hava kütleleri kavramıyla gelişmeye ve sonuçlar halinde klimatolojiye geçmeye başlayan “Hava olaylarının dinamik olarak ve bütün halinde incelenmesi” yöntemi ile gelişmiştir. İyi bir iklim sınıflandırması hava tiplerini, onların coğrafi dağılımlarını saptamak ve bunların uzun yıllar boyunca ortalamasını bulmak yoluyla yapılabilir. Bu konuda beliren ilk fikirler geliştikçe ileride bu yöntemle yapılacak sınıflandırmanın en iyi sınıflandırma olacağı belirtilmiş ve hatta Strahler tarafından bu konuda bir deneme yapılmıştır. Strahler, hava kütleleri ve cephelere göre yaptığı iklim sınıflandırmasında 3 ayrı kuşakta toplam 13 adet iklim tipi tanımlamıştır. Strahler’in hava kütleleri kavramına dayanan iklim sınıflaması özde Köppen’in yaptığı sınıflamaya uymaktadır (Erol, O., 1993).



Şekil 5.4. Hava kütleleri ve cephelere göre iklim bölgelerinin şematik gösterimi. DB Doğu Bölgesi, AC Arktik Cephe, PC Polar Cephe, IC Intertropical Karşılaşma Kuşağı'dır. (Strahler A.N. A.H: 1973)

A. Ekvatorial ve tropikal hava kütleleri etkisindeki iklimler

Bütün yıl aynı sıcak hava kütlelerinin etkisindeki iklimlerdir. Bu yerler bütün yıl boyunca birbirine benzer hava koşullarını en fazla koruyan bölgeler olarak belirlenmiştir. Strahler bu kuşakta 5 ayrı iklim tipi tanımlamıştır:

1. Tropikler arası kuşak boyunca nemli ekvatorial iklimler
2. Tropikal karasal hava kütleleri doğu bölgelerindeki kurak tropikal iklimler
3. Ekvatorial ve tropikal karasal hava kütlelerinin etkisi altındaki, periyodik nemli ve kurak dönemleri olan tropikal iklimler.
4. Alize rüzgarlarına karşı olan doğu kıyıların nemli tropikal iklimleri

5. Subtropikal denizel yüksek basınç çekirdeklerinin doğu, kıtaların ise batı kıyılarındaki kurak iklimler.

B. Tropikal ve polar hava kütleleri etkisindeki iklimler

Orta enlemler sürekli olarak değişen hava koşullarının egemen olduğu bölgeler olarak ortaya çıkar. Orta enlemlerin sık sık değişen hava tipleri bu bölge ikliminin en göze çarpan özelliğidir. Strahler bu kuşakta 5 ayrı iklim tipi tanımlamıştır:

1. Subtropikal kuşakta, kıtaların doğu kıyısında daha çok denizel tropikal hava kütleleri etkisindeki nemli iklimler (Muson iklimi)
2. Orta enlemlerde, kıtaların batı kıyısında daha çok denizel polar hava kütleleri etkisindeki nemli iklimler (Batı rüzgarları kuşağı)
3. Orta enlemlerde, kıtaların batı kıyısında kışları nemli, yazları kurak iklimler
4. Doğuş nedenleri çeşitli, orta enlem kurak iklimleri (Orta enlem çöl ve stepleri)
5. Orta enlemlerde polar ve tropikal hava kütlelerinin karşılaşma bölgesinde nemli karasal iklimler

C. Polar ve Arktik hava kütleleri etkisindeki iklimler

Kutup bölgeleri de bütün yıl boyunca hemen hemen aynı hava koşullarına sahiptir. Çünkü buralar, yıl boyunca aynı özellikte kalan soğuk, polar ve arktik doğuş bölgeleridir. Strahler bu kuşakta 3 ayrı iklim tipi tanımlamıştır:

1. Karasal kutupsal (cP) hava kütleleri doğuş bölgelerindeki soğuk iklimler.
2. Kıtaların kuzey kıyısındaki arktik cephe bölgesinin soğuk iklimi.
3. Arktik ve Antarktik hava kütleleri doğuş bölgesinin soğuk iklimleri

Ancak hava kütlelerine dayanan iyi bir iklim sınıflandırmasının yapılabilmesi için istasyonlarda çeşitli hava kütlelerinin etki sıklığı ve sürelerinin saptanmasına, getirdikleri hava koşullarının, cephelerin geçiş zamanlarının belirtilmesine gerek vardır. Fakat bu konudaki gözlemler ancak son yıllarda yapılmaya başlanmıştır ve henüz yeterli ölçüde yayımlanmamıştır. Bunun için hava kütlelerine dayanan iklim bölümlenmesi yapılabilmesi için bilginin henüz yeterli olmadığı kabul edilmektedir.

5.3.2. Köppen iklim sınıflandırması

Köppen'in iklim sınıflandırması aylık ve yıllık sıcaklıklar, yıllık yağış miktarı, yağışın yıl içindeki dağılışı ve yağış ile sıcaklığın doğal bitki örtüsü ile olan ilişkilerine dayanmaktadır (Dönmez, Y., 1984). Bunun için Köppen'in sınıflandırması bitki örtüsüne dayalı iklim sınıflandırmasına kabaca uymaktadır. Köppen sınıflandırmasına göre iklimler 5 ana kuşakta, 24 tipte toplanmıştır. Ana kuşaklar A, B, C, D ve E harfleri ile ifade edilirken iklim tipleri de bu harflere eklenen ikinci, üçüncü ve bazen dördüncü harfle belirtilmiştir. 2. harfler bölgenin yağış rejimini, 3. harfler sıcaklık karakterini, 4. harfler de özel durumları gösterir.

A İklimleri Kuşağı - Tropikal yağmurlu iklimler: En soğuk ayın ortalama sıcaklığı 18°C'nin üzerindedir. Bütün mevsimler sıcaktır ve kış mevsimi yoktur. Yıllık yağış ≥ 750 mm. dir.

1. **Af** : Her mevsimi yağışlı tropikal iklim
2. **An** : Bütün aylar sıcak, kurak geçen 2 – 3 ay dışında yağışlı muson iklimi
3. **Aw** : Kışı, bazen ilkbaharı kurak, tropikal iklim ya da savan iklimi

B İklimleri Kuşağı - Kurak iklimler: Step ve çöl sahalarında görülür. Buralarda buharlaşma yağıştan fazladır. Steplerde yıllık yağış miktarı 100 – 700 mm. arasında; çöllerde ise 50-350 mm. arasındadır.

1. **BSh** : Sıcak step iklimi ya da sıcak yarı kurak iklim
2. **BSk** : Soğuk step iklimi ya da soğuk yarı kurak iklim
3. **BWh** : Sıcak çöl iklimi ya da sıcak kurak iklim
4. **BWk** : Soğuk çöl iklimi ya da soğuk kurak iklim.

C İklimleri Kuşağı - Ilıman iklimler: En soğuk ayın ortalama sıcaklığı 18°C'den az, fakat -3°C'den fazladır. En sıcak ayın ortalama sıcaklığı 10°C'nin üzerindedir. Kışlar kısadır. Birkaç ay toprak karla örtülebilir veya donabilir.

1. **Cwa** : Kışı kurak ve ılık, yazı çok sıcak iklim (Muson iklimi)
2. **Cwb** : Kışı kurak ve ılık, yazı sıcak fakat kısa iklim
3. **Csa** : Kışı ılık, yazı sıcak ve kurak iklim (Akdeniz iklimi)
4. **Csb** : Kışı ılık, yazı sıcak, kurak fakat kısa iklim
5. **Cfa** : Kışı ılık, yazı çok sıcak her mevsimi yağışlı iklim

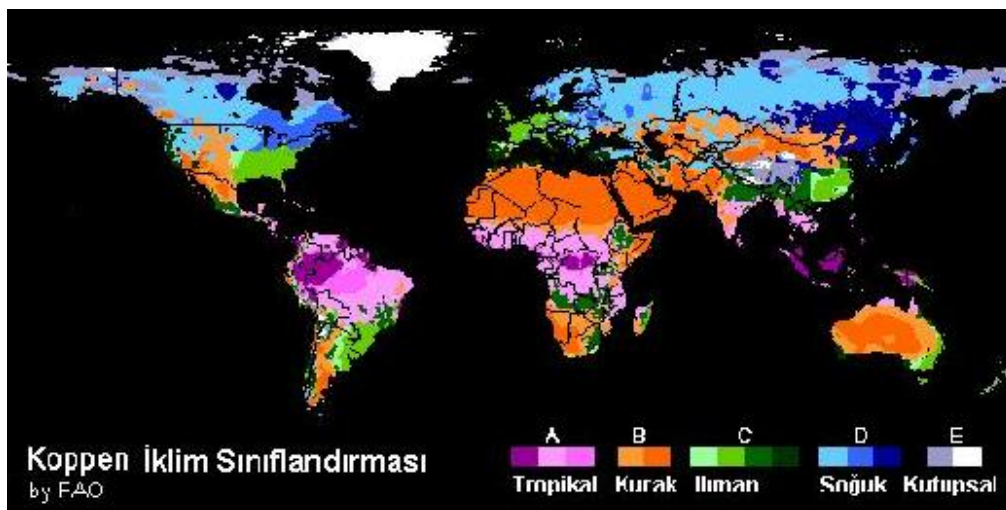
6. **Cfb** : Kış ılık, yaz ılık her mevsimi yağışlı iklim
7. **Cfc** : Kış ılık, yaz kısa ve serin, her mevsimi yağışlı iklim

D İklimleri Kuşağı - Soğuk orman iklimleri: Kışlar şiddetlidir. En soğuk ayın ortalama sıcaklığı -3°C 'nin altında, en sıcak ayın ortalaması 10°C 'nin üzerindedir. Bu kuşaktaki iklimler aylarca toprağın karla örtülü kalması ve donması ile karakterize edilirler.

1. **Dwa** : Kış şiddetli ve kurak, yaz uzun ve sıcak iklim
2. **Dwb** : Kış şiddetli ve kurak, yaz serin iklim
3. **Dwc** : Kış şiddetli ve kurak, yaz kısa ve serin iklim
4. **Dwd** : Kış çok şiddetli, yaz kısa ve nemli iklim
5. **Dfa** : Kış şiddetli yaz uzun ve sıcak, her mevsimi yağışlı iklim
6. **Dfb** : Kış şiddetli yaz kısa ve sıcak, her mevsimi yağışlı iklim
7. **Dfc** : Kış şiddetli yaz kısa serin, her mevsimi yağışlı iklim
8. **Dfd** : Kış çok şiddetli yaz kısa, her mevsimi yağışlı iklim

E İklimleri Kuşağı - Kutupsal iklimler: En sıcak ayın sıcaklığı 10°C 'nin altındadır.

1. **ET** : Yaz çok kısa tundra iklimi: Bitki yetişme devresi kısa ve bitkiler cılızdır. Bu bölgede yıl boyunca sıcaklıklar sadece iki veya üç ay donma sıcaklığının üstündedir. Avrasya ve Kuzey Amerika'nın kuzeyi ile Güney Amerika'nın güneyindeki tundra alanlarında hüküm süren iklim.
2. **EF** : Sürekli donmuş topraklar iklimi, bitki örtüsü yoktur.



Şekil 5.5. Köppen'e göre dünya iklimi (FAO, 1997)

Kurak iklimler kuşağına dahil bölgelerde yağışlar çok az olduğundan, bu kuşağın sınırlarının belirlenmesinde yağış miktarı bir rol oynamaz. Bu yüzden Koppen sınırların tayini için, yağış ile sıcaklık arasındaki ilişkiye dayanarak, bazı formüller ortaya koymuştur. Bu formüller iki grupta toplanır. Birinci gruptakiler step iklimleri (BS) ile çöl iklimleri (BW) arasındaki sınırların tayini için, ikinci gruptakiler de step iklimleri (BS) ile nemli iklimler (Köppen'in A,C,D harfleri ile belirttiği iklimler) arasındaki sınırı tayin için kullanılır. Köppen her iki sınırın tespitinde de yağış rejiminin karakterine göre 3 durum ayırt etmiş ve bunlar için formüller ortaya koymuştur:

Step iklimler ile çöl iklimleri arasındaki sınırın tespiti için:

- Yıllık yağışın %70'inin Ekim-Mart arasındaki soğuk devrede olduğu yerlerde formül $r = t$
- Yıllık yağışın %70'inin Nisan-Eylül arasındaki 6 aylık sıcak devrede olduğu yerlerde formül $r = 2t + 14$
- Ne soğuk, ne de sıcak devrenin, yıllık yağışın %70'ini almadığı yerlerde formül $r = 2t + 7$

Bu formüllerde r = cm olarak yıllık yağış tutarı, t = yıllık ortalama sıcaklıktır.

Bu formüllerde r 'nin değeri t , $2t+14$ ve $2t+7$ den büyük ise o yer step iklimine; aksi takdirde çöl iklimine girer.

Step iklimler ile nemli iklimler arasındaki sınırın tespiti için:

- Yıllık yağışın %70'inin Ekim-Mart arasındaki soğuk devrede olduğu yerlerde formül $r = 2t$
- Yıllık yağışın %70'inin Nisan-Eylül arasındaki sıcak devrede olduğu yerlerde formül $r = 2(t + 14)$
- Ne soğuk, ne de sıcak devrenin, yıllık yağışın %70'ini almadığı yerlerde formül $r = 2(t + 7)$

Bu formüllerde r 'nin değeri $2t$, $2(t + 14)$ ve $2(t + 7)$ den büyük ise o yer nemli iklimlere; aksi takdirde step iklimine girer. Bu formüllerin uygulamasına Konya ve Mersin'den örnekler:

Tablo 5.1. Konya'nın yıllık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri (1930-2003)

Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Yıllık
Sıcaklık(°C)	-0.3	1.3	5.3	10.9	15.7	19.9	23.2	22.8	18.2	12.4	6.2	1.6	11.4
Yağış (cm)	4.1	3.2	3.1	3.0	3.9	2.6	0.6	0.4	1.1	2.7	3.1	3.7	31.5

Yıllık yağış tutarı 31.5cm olduğuna göre Konya'nın step iklimine mi, yoksa çöl iklimine mi girdiği araştırılabilir. Yağış rejimine baktığımızda gerek soğuk gerekse sıcak mevsimdeki yağışların yıllık yağış tutarının %70'ini bulmadığından Konya için (c) formülü uygulanır. $r = 2 * 11.4 + 7$, $r = 29.8$. Toplam yağış $2t + 7$ nin değerinden büyük olduğu için Konya step iklimine girmektedir.

Tablo 5.2. Mersin'in yıllık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri (1940-2003)

Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Yıllık
Sıcaklık(°C)	9.8	10.6	13.2	17.2	21.2	25.0	27.6	28.0	25.2	20.7	15.5	11.4	18.8
Yağış (cm)	11.9	9.1	5.3	3.4	2.3	1.2	0.9	0.6	1.1	4.1	8.1	11.6	59.6

Yıllık yağış tutarı 59.6 cm olduğuna göre Mersin'in step iklimine mi, yoksa nemli iklime mi girdiği araştırılabilir. Yağış rejimine baktığımızda Mersin için (a) formülü uygulanır. $r = 2 * 18.8$, $r = 37.6$ Toplam yağış $2t$ nin değerinden büyük olduğu için Mersin step sahasının dışında nemli iklimlere yakın bir bölgede bulunmaktadır. Köppen'in iklim sınıflandırmasında, bir yerin hangi iklim tipine girebileceğinin bulunması hakkında daha açık bir fikir vermek için aşağıda Kars ili ele alınmıştır:

Tablo 5.3. Kars'in yıllık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri (1930-2003)

Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Yıllık
Sıcaklık(°C)	-12.1	-10.1	-4.7	4.4	10.3	13.6	17.3	17.5	13.3	7.1	0.5	-8.0	4.1
Yağış (cm)	2.7	3.0	3.0	4.5	9.0	7.9	5.6	4.6	3.1	4.0	3.1	2.4	52.9

Bu değerlere göre Kars Köppen'in iklim kuşaklarından A ya giremez. Çünkü en soğuk ay ortalaması 18°C nin üstünde değildir. Kars B iklim kuşağına da giremez. Yıllık yağış tutarı 52.9cm, $2(t + 7)$ den küçük değildir. Kars'ta en soğuk ay ortalaması (-12.1°C), -3°C den çok olmadığı için C, ve en sıcak ay ortalaması (17.5°C), 10°C nin altında olmadığı için bu istasyon E iklim kuşağına da giremez. Bu tabloya göre Kars D iklim kuşağına girer. Çünkü en soğuk ay ortalaması -3°C ' ün altında, en sıcak ay ortalaması 10°C nin üstündedir.

Kars D iklim kuşağından Dw'e giremez; çünkü Kars'ın kışları kurak değildir. Yağış durumu itibariyle Kars, D iklim kuşağındaki Df'ye girer; çünkü Kars'ın her mevsimi yağışlıdır. 3. harfi bulmak için iklim tiplerinin alt listelerine bakmak gerekir. En soğuk ay ortalaması -3°C nin altında olduğundan 3. harf c. O halde Kars'ın iklimi Köppen'in tasnifindeki soğuk orman kuşağı içinde, kışları şiddetli, yazları kısa ve serin ve hemen her mevsimi yağışlı iklim tipine girer ve **Dfc** harfleri ile gösterilir.

5.3.3. De Martonne iklim sınıflandırması

De Martonne'un İklim Sınıflandırmasında diğer parametrelerin yanında sıcaklık ve yağış da dikkate alınmıştır. Yıllık ortalama yağış ve sıcaklığın yanında, Temmuz ve Ocak ayı sıcaklık ve yağış ortalamaları arasındaki ilişki hesaplamada göz önünde tutulmaktadır. Yıllık yağış miktarı yağışlı ve kurak iklimleri ayırmaya imkân verir. Kurak devrelerin tespitinde aylık yağışların yanında buharlaşma da önemli bir parametredir (DMİ, 1972). De Martonne'un en son Gottmann ile 1942'de geliştirdiği yıllık kuraklık indis formülü:

$$I_a = (P / (T + 10) + (12 * p / (t + 10))) / 2$$

Tablo 5.4. De Martonne indisleri ve iklim tipleri

10 = Sıcaklığın 0°C'nin altında olduğu yerlerde t'yi pozitif yapmaya yarayan sabit sayı

P = Uzun yıllar toplam yağış (mm);

T = Uzun yıllar ortalama hava sıcaklığı (°C).

p = En kurak ayın yağışı (mm);

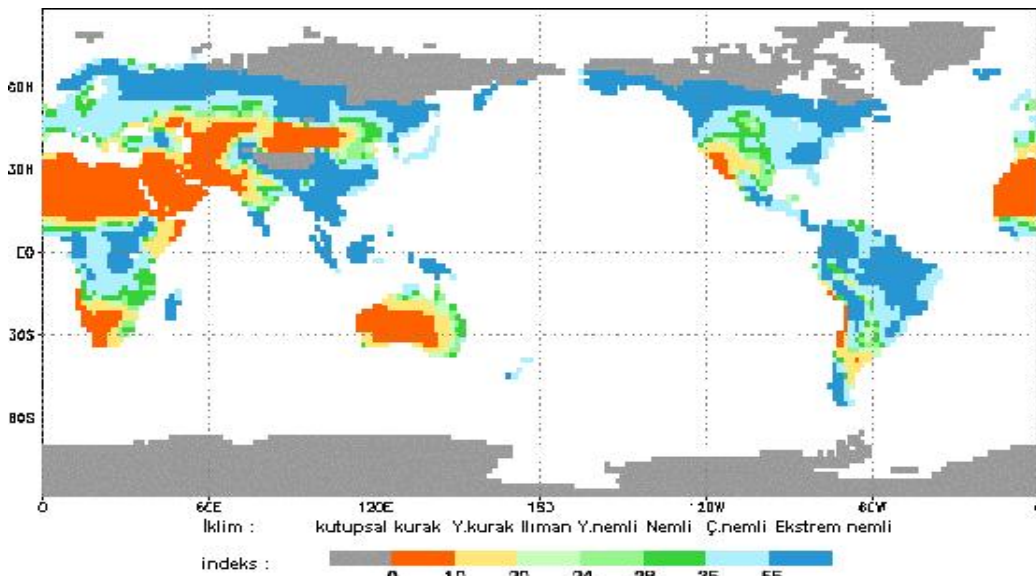
t = En kurak ayın ortalama sıcaklığı (°C)

Bu formülü Konya için uygularsak;

$$I_a = (315 / (11.5 + 10) + (12 * 3.7 / (22.9 + 10))) / 2 = 8$$

bulunur. Bu duruma göre Konya step (yarı kurak) iklim bölgesindedir.

İklim Tipi	Kuraklık İndeksi
Çöl	0 - 5
Step(Yarı Kurak)	5 - 10
Step-Nemli arası	10 - 20
Yarı Nemli	20 - 28
Nemli	28 - 35
Çok Nemli	35 - 55
Islak	> 55
Kutupsal	< 0 (T < -5 C)



Şekil 5.6. De Martonne'a göre dünya iklimi

5.3.4 Aydeniz iklim sınıflandırması

A.Ü.Ziraat Fakültesi öğretim üyesi Prof Dr. Akgün Aydeniz'in geliştirdiği formülde, yağış, sıcaklık, nispi nem, ve güneşlenme süresi verileri kullanılmaktadır (D.M.İ., 1988).

Formül:

$$Nks = \frac{Y \times Nn}{S \times Gs + 15} \times Np \text{ (yıllık)}$$

$$\text{Kuraklık Katsayısı} = Kks = \frac{1}{Nks}$$

Burada;

Nks = nemlilik katsayısı

Y = yağış (cm)

Nn = nispi nem(%)

S = sıcaklık (°C)

Gs = gerçek güneşlenme süresinin her enlem derecesine göre değişen teorik güneşlenme süresine oranı (%)

Np = nemli periyot % si. Nks değeri 0.40'dan fazla olan ay sayısı 12'ye bölünerek bulunur. Aylık hesaplamada **Np** yerine **12** konulur.

1/Nks ile de Kuraklık Katsayısı (**Kks**) bulunur.

Prof. Aydeniz, elde edilecek indis değerlerine göre 7 ayrı iklim sınıfı tanımlamıştır:

Tablo 5.5. Aydeniz indis değerleri ve bunların iklim özellikleri

Nks	Kks	İklim Özelliği
0.40'dan az	2.50'den fazla	Çöl
0.40-0.67	1.50-2.50	Çok Kurak
0.67-1.00	1.00-1.50	Kurak
1.00-1.33	0.75-1.00	Yarı Kurak
1.33-2.00	0.50-0.75	Yarı Nemli
2.00-4.00	0.25-0.50	Nemli
4.00'dan fazla	0.25'den az	Çok Nemli

Ankara'nın uzun yıllık verilerine bu formülü uygularsak:

$$Nks = (41.3 \times 0.62 \times 0.75) / ((11.7 \times 0.54) + 15) = 0.90$$

$$Kks = 1 / 0.90 = 1.11 \text{ bulunur.}$$

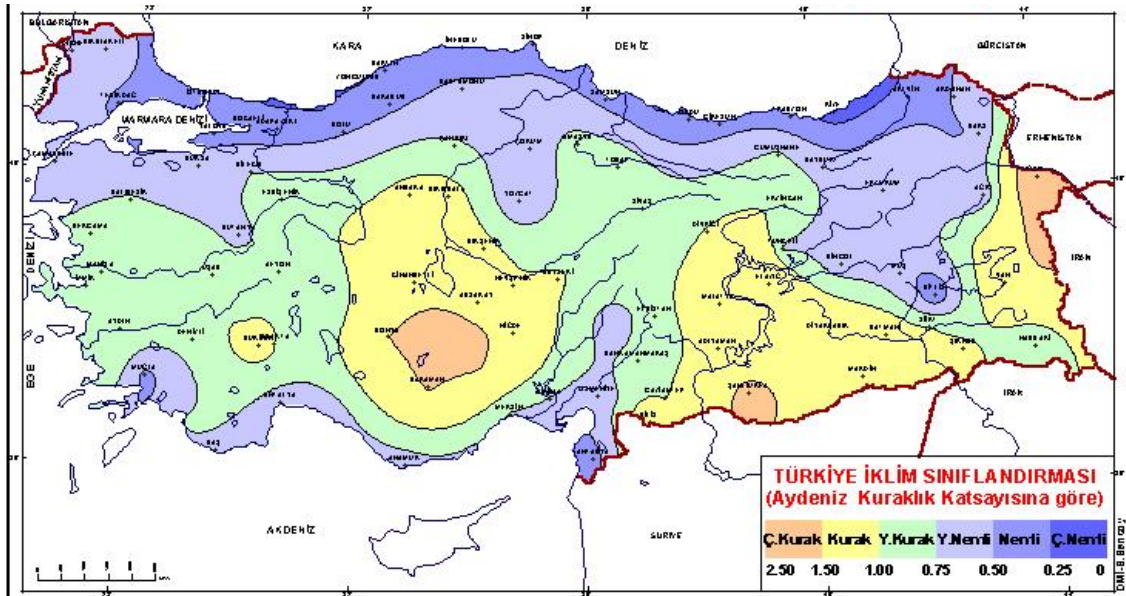
Aydeniz formülünün sonucuna göre Ankara'nın iklim özelliği kuraktır.

Formülün bölgelerin verilerine uygulanması sonucu elde edilen iklim özellikleri ise aşağıdaki tabloda olduğu gibidir:

5.6. Aydeniz'e göre Bölgelerin indis değerleri ve iklim özellikleri

Bölge Adı	Y(cm)	Nn%	S°C	Gs%	Np	Nks	Kks	Özellik
Güney Doğu	56.82	0.50	16.66	0.65	0.64	0.70	1.42	Kurak
İç Anadolu	37.15	0.62	10.80	0.58	0.77	0.83	1.20	Kurak
D. Anadolu	48.87	0.58	9.63	0.57	0.75	1.04	0.96	Y.Kurak
Akdeniz	74.59	16.48	0.65	0.73	1.40	0.72	Y.Nemli	
Ege	67.09	0.65	14.52	0.60	0.73	1.34	0.74	Y.Nemli
Marmara	66.62	0.73	14.05	0.52	0.94	2.05	0.49	Nemli
Karadeniz	97.90	0.72	12.82	0.44	0.97	3.31	0.30	Nemli

Aydeniz metodu ile Türkiye'nin uzun yıllık verileri kullanılarak yapılan sınıflandırmada Konya, Karaman, Şanlıurfa ve Iğdır çok kurak, İç Anadolu, Göller Yöresi, Güneydoğu Anadolu ve Van kurak, Ege Bölgesi ve Akdeniz'in kuzeyi yarı kurak, Karadeniz Marmara ve Akdeniz kıyıları ise nemlidir.



Şekil 5.7. Aydeniz'e göre Türkiye İklimi (D.M.İ.Klimatoloji Şubesi, 2004)

5.3.5. Erinç iklim sınıflandırması

Yağış miktarlarının doğrudan ortalama sıcaklıklara oranlanması ile elde edilen indis, karasal bölgelerde gerçekte olduğundan daha nemli bir durumun ortaya çıkmasına sebep olmaktadır. Bu nedenle Erinç, indisin hesaplanmasında ortalama sıcaklık yerine ortalama maksimum sıcaklığı almıştır. Ancak bu değerlendirmede ortalama maksimum sıcaklığın 0°C'nin altına düştüğü aylar, evapotranspirasyonun olmadığı varsayılarak dikkate alınmaz.

Yağış etkinlik indisi $Im = \frac{P}{T_{om}}$ burada,

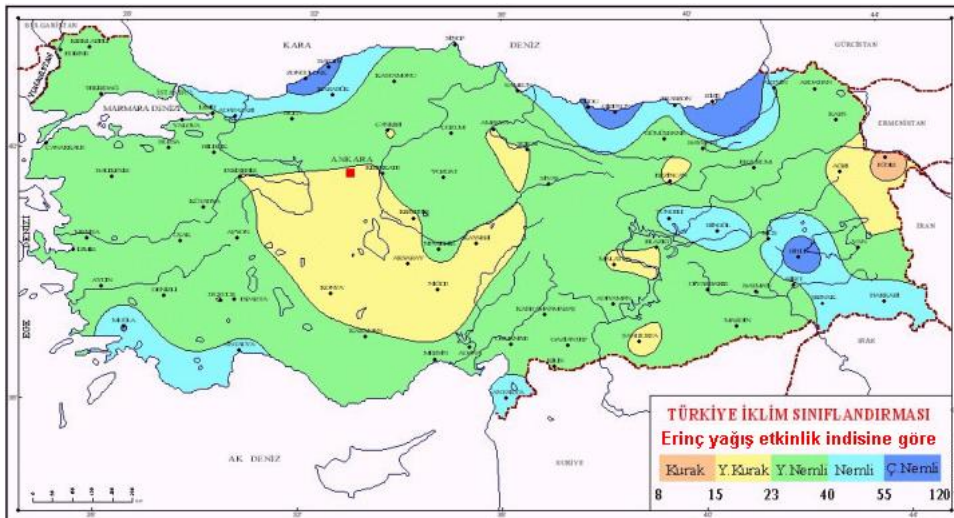
P = yıllık toplam yağış(mm),

T_{om} = yıllık ortalama maksimum sıcaklık. (Erinç, S., 1984)

Erinç, elde edilecek indis değerlerine göre 6 ayrı iklim sınıfı tanımlamıştır. Bunlar:

Tablo 5.7. Erinç indis değerleri ile bunlara bağlı bitki örtüsü ve iklim sınıfları

İklim sınıfı	İndis değeri (Im)	Bitki Örtüsü
Tam kurak	<8	Çöl
Kurak	8-15	Çöl-step
Yarı kurak	15-23	Step
Yarı nemli	23-40	Park görünümlü kuru orman
Nemli	40-55	Nemli orman
Çok nemli	>55	Çok nemli orman



Şekil 5.8. Erinç'e göre Türkiye iklimi (D.M.İ.Klimatoloji Şubesi, 2004)

5.3.6. Thornthwaite iklim sınıflandırması

Thornthwaite'in iklim sınıflandırması, yağış - buharlaşma ve sıcaklık - buharlaşma arasındaki ilişkiye dayanır. Thornthwaite'e göre yağışın buharlaşmadan fazla olduğu yerlerde toprak doymuş haldedir ve bu yerlerde su fazlalığı vardır. O halde bu yerin iklimi nemlidir. Bunun aksine, yağışların buharlaşmadan az olduğu yerlerde toprakta su birikmemekte ve bu toprak bitkilerin ihtiyaç duyduğu suyu verememektedir. Bu gibi yerlerde bir su noksanlığı vardır. O halde bu yerin iklimi kuraktır. Thornthwaite'in sınıflandırmasındaki iklim tipleri, işte bu iki uç arasında oynar. Thornthwaite iklimleri, önce yağışla buharlaşma arasındaki ilişkiye dayanarak nemli ve kurak iklimler diye 2 büyük grupta toplamıştır. Derecelerine göre nemli iklimleri 6, kurak iklimleri de 3'e ayırmıştır:

Nemli iklimler:	A	Çok nemli
	B4	Nemli
	B3	Nemli
	B2	Nemli
	B1	Nemli
	C2	Yarı nemli

Kurak iklimler:	C1	Kurak – az nemli
	D	Yarı kurak
	E	Kurak (çöl)

Bu harfler Thornthwaite sınıflandırmasındaki iklim tiplerinin birinci harflerini temsil eder.

Thornthwaite, bu 9 iklim tipinin termik karakterlerini, sıcaklıkla buharlaşma arasındaki ilişkiye dayanarak şu şekilde ayırt etmiş ve harflendirmiştir:

A'	Çok nemli	} Megatermal (yüksek sıcaklıktaki iklimler)
B'4	Nemli	
B'3	Nemli	
B'2	Nemli	
B'1	Nemli	
C'2	Yarı nemli	} Mezotermal (orta sıcaklıktaki iklimler)
C'1	Kurak – Az nemli	
D'	Yarı kurak	} Mikrotermal (düşük sıcaklıktaki iklimler)
E'	Kurak (çöl)	
		Tundra (çok düşük sıcaklıktaki iklimler)
		Don (çok düşük sıcaklıktaki iklimler)

Bu harfler Thornthwaite sınıflandırmasındaki iklim tiplerinin ikinci harflerini temsil eder.

Thornthwaite yağışın mevsimlere dağılışına göre de iklimleri birtakım tiplere ayırır:

A1,B4,B3,B2 B1 ve C2	r	Su noksanı olmayan veya pek az olan tali iklim tipi
	s	Su noksanı yaz mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim tipi
	w	Su noksanı kış mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim tipi
	s2	Su noksanı yaz mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim tipi
C1, D ve E	w2	Su noksanı kış mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim tipi
	d	Su fazlası olmayan veya pek az olan tali iklim tipi
	s	Su fazlası kış mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim tipi
	w	Su fazlası yaz mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim tipi
	s2	Su fazlası kış mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim tipi
	w2	Su fazlası yaz mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim tipi

Bu harfler Thornthwaite sınıflandırmasındaki iklim tiplerinin üçüncü harflerini temsil ederler.

Thornthwaite sınıflandırmasındaki iklim tiplerinin dördüncü harfleri de sıcaklık rejimine göre ayrılmıştır. Bunlar: a', b'4, b'3, b'2, b'1, c'2, c'1, d' dir.

Bu harfler o yerin denizel ya da karasal etkilerden hangisi altında olduğunu belirlemeye yarar, **a** tam denizel iklim şartlarının, **d** ise tam karasal iklim şartların hüküm sürdüğü yerleri gösterir. b'2 ve solunda kalan harfler okyanus tesirine yakın yerleri, b'1 ve sağında kalan harfler ise kara tesirine yakın olan yerleri gösterir.

Thornthwaite iklim sınıflandırmasına göre bir yerin ikliminin belirlenmesi:

Bunun için öncelikle o yere ait su bilançosu tablosunun hazırlanması gerekir. Bu tablo o yerin aylık ortalama sıcaklık, aylık toplam yağış ve aylık toplam evapotranspirasyon değerlerinden faydalanılarak hazırlanır. Bu tablo aynı zamanda toprakta yıl içinde birikmiş suyu, birikmiş suyun aylık ve yıllık gerçek buharlaşma miktarını, topraktaki su fazlasını, su noksanını, akışı ve nemlilik oranını gösterir.

Su bilançosu tablosunun hazırlanışı - Şanlıurfa örneği:

- 1) Şanlıurfa'nın aylık ortalama sıcaklık değerleri yazılır.
- 2) Her ayın ortalama sıcaklık değerlerine karşılık gelen sıcaklık indisleri aşağıdaki tablodan bakılarak yerlerine konulur. Ocak ayı sıcaklığı olan 5.0°C' ye karşılık gelen indis değeri 1.00'dır. Sıcaklığın tam sayı kısmı soldaki, ondalık kısımları ise sağdaki sütunlardan bulunur. Sıfırın altındaki sıcaklıklar için indis değeri de sıfırdır. Bütün ayların indis değeri toplanarak yıllık sıcaklık indisi elde edilir.

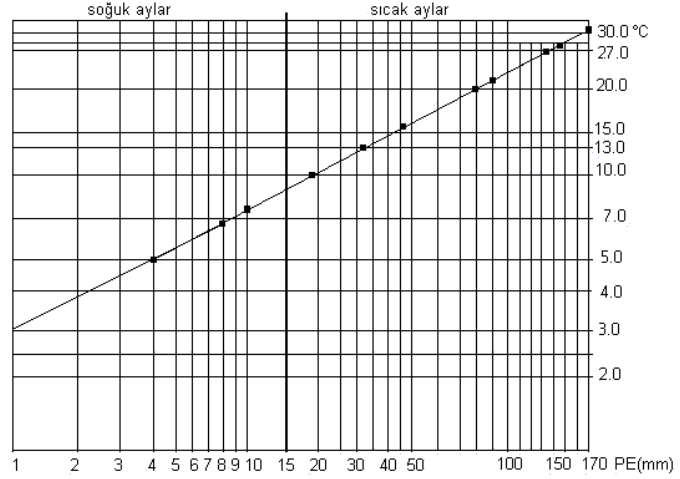
Tablo 5.8. Sıcaklık indis değerlerinin bulunmasında kullanılan tablo

T°C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0			.01	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07
1	.09	.10	.13	.13	.16	.18	.18	.20	.21	.23
2	.25	.27	.29	.31	.33	.35	.37	.39	.42	.44
3	.46	.48	.51	.53	.56	.58	.61	.63	.66	.69
4	.71	.74	.77	.80	.82	.85	.88	.91	.94	.97
5	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.25
6	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	11.37
25	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	12.78
27	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.50
28	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.24
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	14.99
30	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	15.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	17.33
33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
36	19.86	19.95	20.03	20.11	20.20	20.28	20.36	20.45	20.53	20.62
37	20.70	20.79	20.87	20.96	21.04	21.13	21.21	21.30	21.38	21.47
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	22.33
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.95	23.03	23.12	23.21
40	23.30									

3) Yandaki şekil kullanılarak düzeltilmemiş evapotranspirasyon (PE) değeri bulunur. Ocak ayı sıcaklığı olan 5.0°C'ye karşılık gelen PE değeri, 4 mm'dir.

4) Düzeltilmemiş PE değeri enleme göre güneşlenme miktarlarını gösteren tablo kullanılarak düzeltilir. Ocak ayı PE değerini düzeltmek için tablodan Şanlıurfa'nın bulunduğu 37. enleme bakılır.

Buradaki düzeltme miktarı 0.86 ile Ocak ayı PE değeri olan 4mm çarpılır. Bu şekilde 12 ayın düzeltilmiş PE değeri bulunur. Şanlıurfa için düzeltilmiş yıllık PE değeri 1030 mm dir.



Şekil 5.9 : Potansiyel evapotranspirasyonun bulunmasında kullanılan şekil

Tablo 5.9. Enlemlere göre aylık güneşlenme katsayıları

Enlem	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.16	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70

5) Aylık ve yıllık yağış değerleri yazılır.

6) Toprakta birikmiş su ve bunun aylık değişmesi hesaplanırken, işe potansiyel buharlaşma değerinin yağışlardan fazla olduğu aydan başlanır. Bu durumda toprakta birikmiş su kalmamıştır. Birikmiş su ancak yağışın PE' den fazla olduğu aydan (bu örnekte Kasım ayı) itibaren başlar ki su bilançosu için bu ay hareket noktası alınır.

Tablo 5.10. Şanlıurfa Su bilançosu

Aylar	Sıcaklık	Sıcaklık indisi	Düzeltilmemiş PE	Düzeltilmiş PE	Gerçek PE	Yağış	Toprakta Birikmiş su	Su noksanı	Su fazlası	akış	Nemlilik oranı	Birikmiş suyun aylık değişimi
Ocak	5.0	1.00	4.0	3.0	3.0	104.0	100	0	89	45	34	12
Şubat	6.7	1.56	8.0	7.0	7.0	67.0	100	0	60	53	8.8	0
Mart	10.0	2.86	18.0	19.0	19.0	61.0	100	0	42	48	2.2	0
Nisan	15.7	5.65	46.0	51.0	51.0	53.0	100	0	2	25	0	0
Mayıs	21.8	9.29	90.0	110.0	110.0	22.0	12	0	0	12	-0.8	-88
Haziran	27.7	13.36	145.0	178.0	15.0	3.0	0	163	0	6	-0.9	-12
Temmuz	31.7	16.38	172.0	215.0	0.6	0.6	0	214.4	0	3	-0.9	0
Ağustos	31.4	16.15	170.0	199.0	0.6	0.6	0	189.4	0	1	-0.9	0
Eylül	26.8	12.70	137.0	141.0	1.0	1.0	0	140	0	0	-0.9	0
Ekim	20.0	8.16	75.0	73.0	18.0	18.0	0	55	0	0	-0.7	0
Kasım	13.0	4.25	31.0	26.0	26.0	44.0	18	0	0	0	0.4	18
Aralık	7.4	1.81	10.0	8.0	8.0	78.0	88	0	0	0	9	70
Yıllık	18.1	93.2		1030.0	259.2	452.2		761.8	193	193		

Bu ayın yağış ve PE değerleri karşılaştırılır ve aradaki fark, toprakta birikmeye başlayacağından aynı rakam birikmiş su hanesine de kaydedilir. Bundan sonraki ayın yağışı ile PE arasındaki fark bulunur ve bu aya ait birikmiş suyun değişmesi hanesine kaydedilir. Bu ayın birikmiş su hanesine ise aynı ayın yağışı ve PE arasındaki fark ile, bir önceki ayın birikmiş su hanesindeki rakam toplanarak yazılır. Diğer ayların birikmiş su miktarı ile bunların değişimi de aynı şekilde hesaplanır. Birikmiş su hanesindeki rakam 100'ü geçemez. Çünkü Thornthwaite, toprağı doymuş hale getirecek su miktarını 100 mm olarak kabul etmiştir. Ona göre toprak, eğer 100 mm'nin altında su barındırıyorsa, bir sonraki ayın yağışının, buharlaşmadan artı kalan kısmının sadece 100 mm den az olan kısmı kadar yağış alacak ve doymuş hale gelecektir. Toprak 100 mm birikmiş su barındırıyorsa, PE den fazla yağış olsa bile toprak doymuş olacağından fazla suya ihtiyaç olmayacaktır. Bu takdirde birikmiş suyun aylık değişimi sıfırdır. PE nin yağışlardan fazla olduğu aylarda fark eksi işaretli olarak kaydedilir. Bu durumda yağış buharlaşmayı karşılayamadığı için aradaki açık bir önceki ayda toprakta birikmiş su ile telafi edilir. Daha sonra yine PE yağıştan fazla ve açığı toprakta birikmiş su da

karşılamiyorsa, aylık su değişim hanesine topraktaki mevcut su miktarı yazılır. Birikmiş su hanesine ise sıfır yazılır; çünkü toraktaki suyun hepsi kullanılmıştır. Bu örnekte Temmuz-Ekim arasında PE, yağıştan daima fazladır. Toprakta da artık birikmiş su kalmadığından bu aylarda birikmiş su ve değişimi sıfırdır.

7) Gerçek buharlaşma, toprakta herhangi bir anda mevcut olan su üzerinden gerçekleşen buharlaşmadır. Yağışların PE 'den fazla olduğu, toprağın 100 mm. lik su ile doymuş olduğu, veya yağışların az, buna karşılık toprakta birikmiş suyun PE karşısında yağış azlığını telafi ettiği durumlarda, gerçek buharlaşma, düzeltilmiş PE miktarının aynısıdır. Şanlıurfa'da Kasım-Mayıs aylarında durum bu şekildedir. Haziran ayında PE yağıştan fazladır. Aradaki fark 175 mm dir. Bu farkın toprakta birikmiş sudan karşılanması da mümkün değildir. Çünkü birikmiş su bu ayda 12 mm kalmıştır. O halde bu aydaki gerçek buharlaşma yağış ile birikmiş suyun toplamı ($12 + 3 = 15$ mm) olacaktır. Temmuz – Ekim aylarında ise yağış PE 'den çok az, toprakta da birikmiş su bulunmadığından gerçek buharlaşma yalnız yağışlarla karşılanır. Yani bu aylarda PE yağışa eşittir. Aylık gerçek buharlaşmalar toplanarak yıllık gerçek buharlaşma değeri olan 259.2 mm elde edilir.

8) Bu adımda su noksanı hesaplanır. Şanlıurfa'da Kasım'dan Mayıs'a kadar olan aylarda yağış, PE den fazla olduğundan PE' yi karşılar; o halde bu aylarda su noksanından söz edilemez. Mayıs ayında yağış PE den az olmakla birlikte bir önceki ayda topraktaki birikmiş su 100 mm olduğundan PE yine karşılanır. Haziran'dan Kasım'a kadar olan aylarda ise yağış PE den azdır. Toprakta artık birikmiş su olmadığından PE karşılanamaz. Bu aylarda su noksanı vardır. Haziran'da PE 178, yağış ise 3 mm dir. Bu değere Mayıs'ta toprakta mevcut olan 12 mm lik su ilave edilirse PE karşılanamaz. Bu aydaki su noksanı $178-(12+3) = 163$ tür. Su noksanı Temmuz'da 214.4, Ağustosta 189.4, Eylül'de 140, Ekimde 55 mm dir. Şanlıurfa'da yıllık su noksanı 761.8 mm dir.

9) Bu adımda su fazlası hesaplanır. Toprak su ile doyduktan sonra, yağışların potansiyel buharlaşmadan arta kalan kısmına su fazlası denir. Su fazlasını bulmak için PE yi, o ayın birikmiş su miktarını 100 e tamamlayan su değişim miktarı ile toplamak ve bunu aynı ayın yağış değerinden çıkarmak gerekir. Örneğin Ocak ayında yağış PE den 101 mm fazladır. Bu ayda toprağın doyması için ihtiyaç duyduğu 12 mm dir. Çünkü

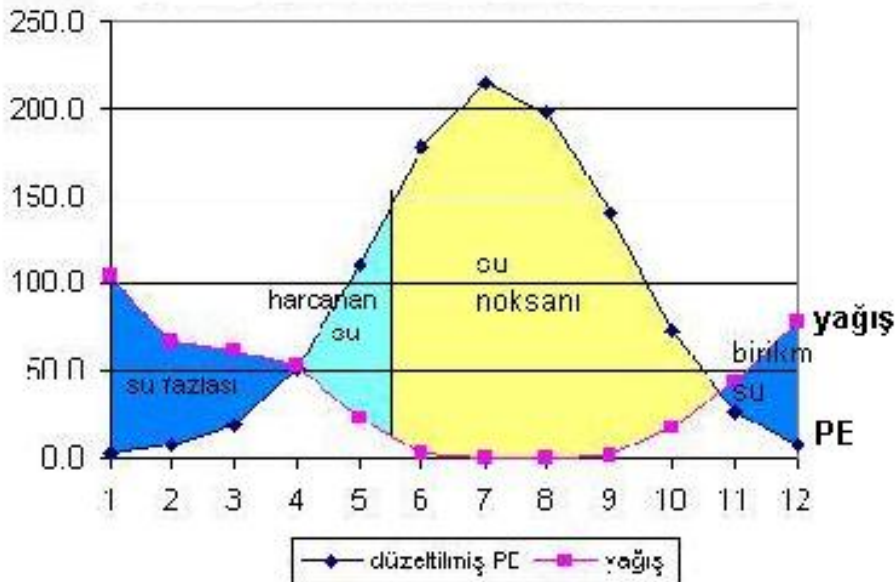
bir önceki ayda zaten 88 mm vardı. Bu durumda PE den fazla olan 101 mm lik yağışın sadece 12 mm si toprağı doyurmaya yetecek geriye kalan 89 mm ise su fazlasını oluşturacaktır. Mayıs- Kasım arası yağışlar PE den az olduğu için bu aylarda su fazlası sıfırdır.

10) Akış hesaplanırken ilk su fazlasının olduğu aydan başlanır. Bu aydaki su fazlasının yarısı akışa kaydedilir. Öteki yarısı da bir sonraki ayın su fazlasına ilave edilir. Şanlıurfa'da Ocak ayında su fazlası 89 mm. O halde akış 45 mm. Şubat ayında ise $(45+60)/2=52$ mm.

11) Nemlilik oranı = $(p - e) / e$, formülü ile hesaplanır. Burada p = aylık yağış miktarı, e = aylık potansiyel buharlaşmadır.

Çıkacak değer pozitif ise su yeterli, negatif ise yetersiz, sıfır çıkarsa su fazlası ile su noksanı birbirine eşittir. Şanlıurfa Ocak ayı nemlilik oranı = $(104 - 3) / 3 = 34$ O halde bu ayda Şanlıurfa'da yağış yeterlidir.

Su bilançosu bir diyagram ile gösterilir. Yatay eksen üzerinde aylar, dikey eksen üzerinde de yağış ve PE değerleri iki eğri şeklinde gösterilir. Bu eğrilerin meydana getirdiği diyagram üzerinde su fazlası, sarf edilen su, su noksanı ve birikmiş su gösterilir.



Şekil 5.10. Şanlıurfa'nın su bilançosu diyagramı (Şensoy, S., 2004)

Su bilançosu yapılmış bir istasyonun Thornthwaite iklim sınıflandırmasına göre hangi iklim tipine girdiğinin bulunması: Thornthwaite sınıflandırması 4 harf üzerinden yapılmaktadır. Bu harfler ise her biri bir iklim elemanı olan şu 4 indise göre bulunur:

Tablo 5.11. Thornthwaite Yağış etkinlik indisi ve bunların iklim özellikleri

1. Yağış etkinlik indisi

$$I_m = \frac{100 S - 60 d}{ETP}$$

S = Yıllık su fazlası,

d = Yıllık su noksanı,

ETP = Yıllık potansiyel evapotranspirasyon

Im	Harf	İklim özelliği
>100	A	Çok nemli
100-80	B4	Nemli
80-60	B3	Nemli
60-40	B2	Nemli
40-20	B1	Nemli
20-0	C2	Yarı nemli
0-(-20)	C1	Yarı kurak-az nemli
-20-(-40)	D	Yarı kurak
-40-(-60)	E	Tam kurak-çöl

Yağış etkinlik indisine göre Şanlıurfa'nın iklim tespiti:

$$I_m = \frac{(100 \times 193) - (60 \times 761.8)}{1030} = -26$$

O halde Şanlıurfa'da birinci harf **D** dir

2. Sıcaklık etkinlik indisi: Yıllık PE değerleri esas alınarak bulunur. İndis değeri ve ifade ettiği harfler şu şekildedir:

Tablo 5.12. Thornthwaite sıcaklık etkinlik indisi ve bunların iklim özellikleri

Yıllık PE (mm)	İfade ettiği harf	İklim özelliği
142 ve daha az	E'	Kurak-çöl
143 – 285	D'	Yarı kurak
286 – 427	C'1	Kurak-az nemli
428 – 570	C'2	Yarı nemli
571 – 712	B'1	Nemli
713 – 855	B'2	Nemli
856 – 997	B'3	Nemli
998 – 1140	B'4	Nemli
1141 ve fazlası	A'	Çok nemli

Şanlıurfa'nın yıllık PE miktarı 1030 mm olduğuna göre ikinci harf **B'4** dür.

3. Yağış rejimine göre ortaya konan indisler: İndis değeri ve ifade ettiği harfler:

a) Yağışlı iklimlerde (A1, B ve C2) için kuraklık indisi

İndis şu formülle bulunur: $Ia = (100.d) / n$; d = yıllık su noksanı,
n = yıllık PE

Tablo 5.13. Yağışlı iklimler için kuraklık indisi ve bunların iklim özellikleri

Kuraklık indisi (Ia)	Harf	İklim özelliği
0 – 16.7	r	Su noksanı olmayan veya pek az olan tali iklim
16.8 – 33.3	s	Su noksanı yaz mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim
16.8 – 33.3	w	Su noksanı kış mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim
33.4 ve fazlası	s2	Su noksanı yaz mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim
33.4 ve fazlası	w2	Su noksanı kış mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim

b) Kurak iklimlerde (C1, D ve A) için nemlilik indis değeri ve ifade ettiği harfler:

İndis şu formülle bulunur: $Ih = (100.s)/n$ s = yıllık su fazlası,
n = yıllık PE

Tablo 5.14. Kurak iklimler için kuraklık indisi ve bunların iklim özellikleri

Kuraklık indisi (Ih)	Harf	İklim özelliği
0 – 10	d	Su fazlası olmayan veya pek az olan tali iklim
11 – 20	s	Su fazlası kış mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim
11 – 20	w	Su fazlası yaz mevsiminde ve orta derecede olan tali iklim
21 ve fazlası	s2	Su fazlası kış mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim
21 ve fazlası	w2	Su fazlası yaz mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim

Şanlıurfa kurak iklim bölgesinde olduğuna göre üçüncü harfin belirlenmesi için yağış rejimine göre bu indis kullanılır. $Ih = (100.193)/1030 = 19$. O halde Şanlıurfa'nın üçüncü harfi s dir.

4. PE'nin 3 yaz ayına oranı indisi. Şanlıurfa'nın en sıcak 3 yaz ayı olan Haziran, Temmuz ve Ağustos aylarının PE değerlerinin toplamını 100 ile çarpıp yıllık PE değerine bölmekle elde edilir. İndisleri ve ifade ettiği harfler:

Tablo 5.15. PE'nin 3 yaz ayına oranı indisi ve bunların iklim özellikleri

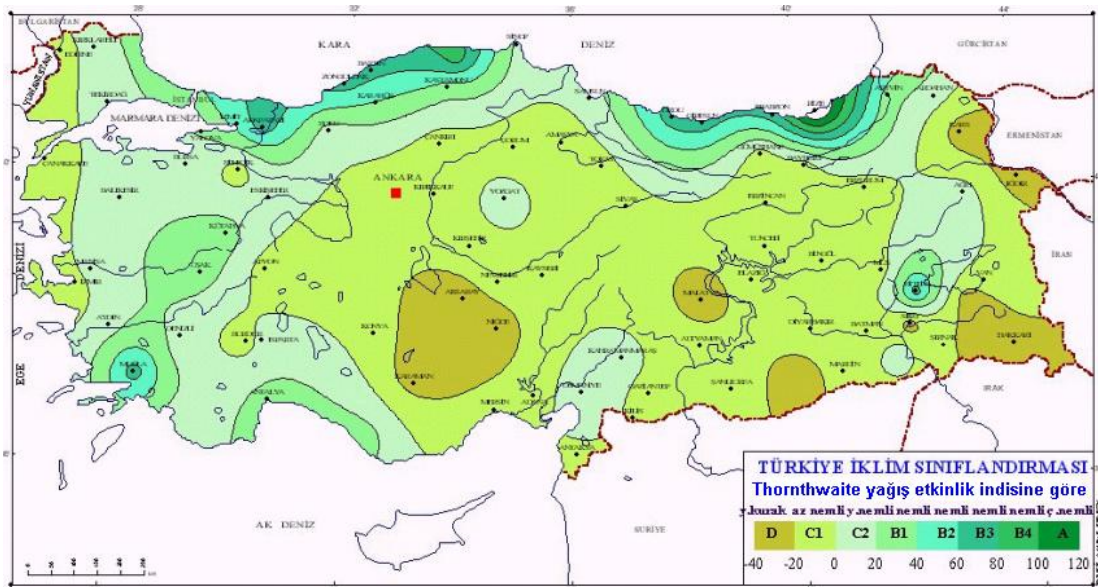
PE'nin üç yaz ayına oranı	İfade ettiği harf	iklim özellikleri
48 daha az	a'	Tam denizel iklim şartları
48.1-51.9	b'4	Okyanus tesirine yakın yerler
52.0- 56.3	b'3	Okyanus tesirine yakın yerler
56.4-61.6	b'2	Okyanus tesirine yakın yerler
61.7-68.0	b'1	Kara tesirine yakın yerler
68.1-76.3	c'2	Kara tesirine yakın yerler
76.4-88.0	c'1	Kara tesirine yakın yerler
88.1 ve fazlası	d'	Tam karasal iklim şartları

Şanlıurfa'nın Haziran Temmuz ve Ağustos aylarının PE toplamı 592 mm. Bunun Yıllık PE ye oranı $= (592 \cdot 100) / 1030 = 57.5$

Şanlıurfa'nın dördüncü harfi **b'2** dir

Bu sonuçlara göre Şanlıurfa ikliminin **DB'4sb'2** harfleri ile ifade edilen yarı kurak, dördüncü dereceden mezotermal, su fazlası kış mevsiminde fakat orta derecede olan karasal şartlara yakın iklim tipine girdiği anlaşılır.

Türkiye geneli uzun yıllık verilerin Thorthwaite'ın yağış etkinlik indisine uygulanması sonucu elde edilen harita ise aşağıda olduğu gibidir.



Şekil 5.11. Thornthwaite 'a göre Türkiye iklimi (D.M.İ.Klimatoloji Şb. Md., 2004)

5.3.7. Normalleştirilmiş yağış indeksi metodu(SPI) ile kuraklığın tespiti

Kuraklık genel olarak suya ihtiyaç duyulan zamanlarda su eksikliğine sebep olacak şekilde yağıştaki azalmalar veya yağışın normalin altına düşmesi olarak tanımlanır. Bununla beraber suya dayalı aktivitelerin yağıştaki bu eksiklikten etkilenme zamanı ve süresine göre kuraklıkla ilgili çeşitli tanımlar ortaya çıkmıştır. Kuraklığın başlangıç ve bitişinin belirsiz oluşu, kümülatif olarak artması, aynı anda birden fazla kaynağa etkisi ve ekonomik boyutunun yüksek olması onu diğer doğal afetlerden ayıran en önemli özelliklerdir. Herhangi bir bölgede kuraklık, frekans, şiddet, süre ve etki alanı gibi ifadelerle tanımlanır.

Kuraklıkla ilgili yapılan araştırmalar 6 ana kuraklık çeşidini ortaya koymuştur. Bunlar; meteorolojik, klimatolojik, atmosferik, tarımsal, hidrolojik ve su kaynakları kuraklığıdır. Kuraklık ile ilgili tanımlarda en bariz problemlerden biri kurak dönem süresi boyunca yağış eksikliğinin yeraltı suları, su rezervuarları, toprak nemi, kar kütleleri ve akımlar gibi farklı su kaynaklarına nasıl etki ettiği. Burada en önemli sorun yağış eksikliğinden kaynaklanan kuraklığın bu kaynaklar üzerindeki etkisinin süre ve şiddetlilik açısından farklı olmasından kaynaklanmasıdır. Bu durumda kuraklığın izlenmesi açısından yağıştaki eksikliğin farklı zaman ölçüleri (dilimleri) içinde nicel olarak ifade edilmesi gerekliliği ortaya çıkmaktadır. SPI (Standardized Precipitation Index) yağış eksikliğinin farklı zaman dilimleri içindeki değişkenliğini dikkate alabilen bir yöntemdir. (Kömüşçü, A. ve arkadaşları, 2003).

SPI esas olarak belirlenen zaman dilimi içinde yağışın ortalamadan olan farkının standart sapmaya bölünmesi ile elde edilir (McKee ve arkadaşları, 1993)

$$SPI = \frac{x_i - \bar{x}_i}{\sigma}$$

Burada ;

SPI = Normalleştirilmiş yağış indeksi
 \bar{x}_i = o anki yağış
 x_i = yağış normali
 σ = standart sapma

Gerçekte indeksin hesaplanması, yağışın 12 ay ve daha az periyotlarda normal dağılıma uymaması sebebiyle komplikedir ve bu sebeple yağış dizileri öncelikle normal dağılıma uygun hale getirilir. Sonuçta elde edilen SPI değerleri yağış eksikliği ile doğrusal olarak artan ve azalan bir eğilim gösterir. SPI değerlerinin normalleştirilmesi sonucu seçilen zaman dilimi içerisinde hem kurak ve hem de nemli dönemler aynı

şekilde temsil edilmiş olur. SPI değerleri dikkate alınarak yapılan bir kuraklık değerlendirmesinde indeksin sürekli olarak negatif olduğu zaman periyodu **kurak dönem** olarak tanımlanır. İndeksin sıfırın altına ilk düştüğü ay kuraklığın başlangıcı olarak kabul edilirken indeksin pozitif değere yükseldiği ay kuraklığın bitimi olarak değerlendirilir. Bu yöntemle kuraklık şiddeti aşağıdaki tabloda gösterilen kategorilere göre sınıflandırılır (McKee ve arkadaşları, 1994).

Tablo 5.16. :SPI kuraklık indeksine göre kuraklık sınıflandırması ve yüzde oluşumları (Konya örneği)

SPI	Kuraklık Kategorisi	Zaman (%) 3-ay	Zaman (%) 6-ay	Zaman (%) 12-ay
0 ile -0.99	hafif derece kuraklık	31.7	30.5	28.1
-1.00 ile -1.49	orta derece kuraklık	8.6	9.2	9.2
-1.50 ile -1.99	şiddetli kuraklık	4.1	3.6	6.2
≤ -2.0	çok şiddetli kuraklık	3.0	3.4	2.3

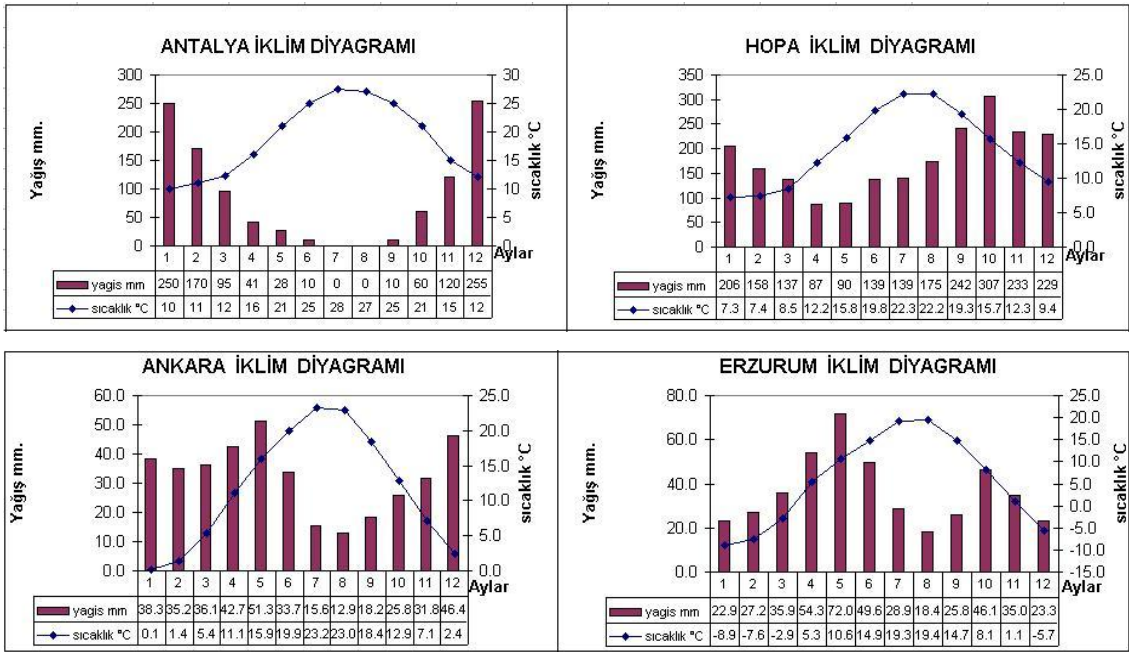
Tablo 5.16 da belirtilen yüzdeler zaman dilimleri o kategorilerde zamanın ne kadarında kuraklık şiddetinin görülme olasılığını ifade eder. Bu şekilde o andaki kuraklığın ne kadar az sıklıkta tekrar edebileceği ve kuraklığın bitmesi için gerekli olan yağış olasılığının bilinmesi sağlanabilir. SPI değerlerinin hesaplanmasında şu yöntem izlenir. En az 30 yıllık sürekli periyoda sahip aylık yağış dizileri (*m* boyutunda) hazırlanır. Yağış eksikliğinin farklı su kaynaklarına etkisi dikkate alınarak indekslerdeki değişimlerin gözleneceği 3, 6, 12, 24, ve 48 aylık (*i*) gibi farklı zaman dilimleri belirlenir. Bu zaman dilimleri yağıştaki eksikliğin kullanılabilir su kaynaklarına olan etkisinin ne kadar sürede hissedilebileceği gibi öznel bir mantığa göre seçilmiştir. Örneğin herhangi bir ayda yağışta meydana gelen azalma toprak nemine hemen etki edebilirken, yeraltı sularının ve nehirlerin bundan etkilenmesi daha uzun süreli bir zaman dilimi içinde olur. İşte seçilen farklı zaman dilimleri bu değişen süreyi dikkate almak için seçilmiştir. Her zaman dilimindeki veri dizileri kayan bir özellikte olup o ayın indeks değeri önceki (*i*) ayların değerlerine göre belirlenir. Daha sonra her veri setine Gama dağılımı uydurulur ve böylece gözlenmiş yağış olasılıkları tanımlanır.

5.3.8. İklim diyagramları

Aylık Sıcaklık ve yağış değerlerinin birlikte çizildiği diyagramlara iklim diyagramları denir. Bu diyagramlardan yağış ve sıcaklık değerlerinin seyirleri izlenerek o yerin hangi iklim tipine girebileceği araştırılır.

5.3.8.1. Çubuk-çizgi grafikleri

Bu grafikler sıcaklık değerlerinin eğri, yağış değerlerinin ise çubuk grafik şeklinde ve farklı eksenler üzerinde birlikte çizildikleri grafiklerdir.



Şekil 5.12. Antalya, Hopa, Ankara ve Erzurum İklim Diyagramları (Klimatoloji Şubesi, 2004)

Antalya'nın iklim diyagramı incelendiğinde, yaz aylarının sıcak ve kurak, kış aylarının ılık ve yağışlı olduğu Akdeniz iklimini; Hopa'nın iklim diyagramı incelendiğinde ise, her ayı yağışlı almakla birlikte yağışlarının çoğunu sonbahar ve kış mevsiminde alan, ılıman Karadeniz iklimini yansıttığı kolayca anlaşılabilir.

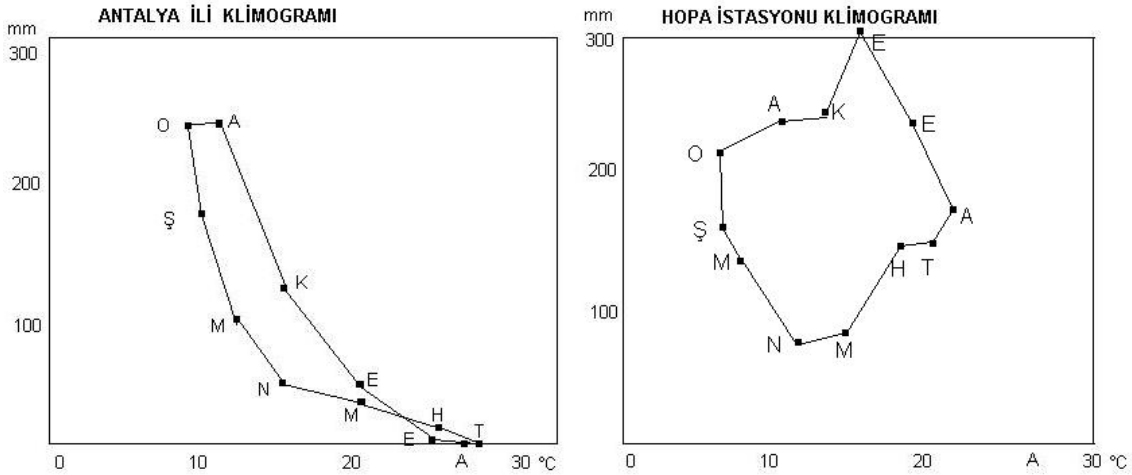
Aynı şekilde Ankara iklim diyagramından kış mevsiminin soğuk olduğunu, yağışlarının çoğunu ilkbahar ve kış mevsiminde aldığını, Erzurum iklim diyagramından kış ayları ortalama sıcaklığının sıfırın altında olduğunu, yani soğuk periyot boyunca don olayı görüldüğünü, Doğu Anadolu'nun kuzeyinde olduğu için her mevsim yağışlı

olduğunu, her iki istasyon da karasal olduğu için mevsimlik sıcaklık farklarının fazla olduğunu söyleyebiliriz.

5.3.8.2. Klimogramlar

Klimogramlar iklim diyagramlarının başka bir şeklidir. Klimogramların çizilmesi için yatay eksen üzerine sıcaklık değerleri, dikey eksen üzerinde ise yağış değerleri işaretlenir. Her aya ait sıcaklık ve yağış değerleri bu şekil üzerinde kesiktirilerek noktalar birleştirildiğinde kapalı bir şekil elde edilir.

Her ayın sıcaklık ve yağış değerlerini birleştirerek elde edilen şekil, o yerin iklim karakterini gösterir.



Şekil 5.13. Antalya ve Hopa istasyonları Klimogramı (D.M.İ.Klimatoloji Şubesi, 2004)

Ortaya çıkan kapalı şekil Hopa’da olduğu gibi yuvarlak ise, bu sıcaklık ve yağış bakımından mevsimler arasında çok fark bulunmayan iklim tipini (bu örnekte Karadeniz iklim tipi); ortaya çıkan kapalı şekil Antalya’nın klimogramında olduğu gibi uzun ise bu da yağış ve sıcaklık bakımından mevsimler arasında çok fark olan iklim tipini yansıtır (bu örnekte Akdeniz iklim tipi). Klimogramlar ile yıllık sıcaklık farkı, en çok yağışlı ay ile en az yağışlı ay arasındaki fark, sıcaklıkla yağışın mevsimlik dağılışı da tayin edilebilir (Doğan, Ş., 1992) . Örneğin Antalya klimogramı Antalya’nın ortalama sıcaklıklarının 10-27°C arasında değiştiğini, kış yağışlarının fazla; yaz yağışlarının yok denecek kadar az olduğunu göstermektedir. Hopa Klimogramı ise Hopa’nın ortalama sıcaklıklarının 8-23°C arasında değiştiğini ve her mevsim yağışlı olduğunu göstermektedir.

5.4. Türkiye İklimi

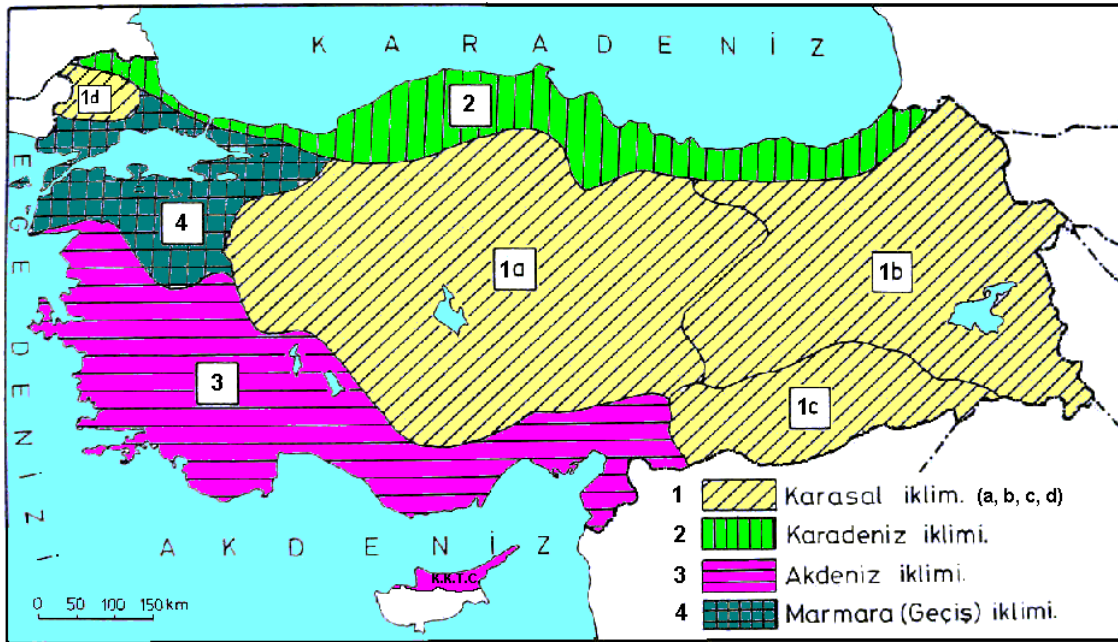
Türkiye ılıman kuşak ile subtropikal kuşak arasında yer alır. Türkiye'nin üç tarafının denizlerle çevrili olması, dağların uzanışı ve yeryüzü şekillerinin çeşitlilik göstermesi, farklı özellikte iklim tiplerinin doğmasına yol açmıştır. Yurdumuzun kıyı bölgelerinde denizlerin etkisiyle daha ılıman iklim özellikleri görülür. Kuzey Anadolu Dağları ile Toros Sıradağları, deniz etkilerinin iç kesimlere girmesini engeller (Şekil 5.14.). Bu yüzden yurdumuzun iç kesimlerinde karasal iklim özellikleri görülür.



Şekil 5.14. Türkiye DEM (sayısal arazi modeli)

Dünya ölçüsünde yapılan iklim tasniflerinde kullanılan ölçütler esas alınarak, ülkemizde şu iklim tipleri ayırt edilebilir (Atalay, İ., 1997).

1. Karasal İklim (a, b, c, d)
2. Karadeniz İklimi
3. Akdeniz İklimi
4. Marmara (Geçiş) İklimi



Şekil 5.15. Türkiye İklim Bölgeleri (Atalay, İ.,1997)

5.4.1. Karasal İklim:

Yaz ile kış arasında sıcaklık farkı fazla, yağışlar genellikle ilkbahar ve kış mevsiminde gerçekleşmekte, yazın kuraklık egemen olmaktadır. Bu iklim; İç, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgeleri ile Trakya'nın iç kısmında hüküm sürmektedir. Yağış ve sıcaklık özelliklerine bağlı olarak karasal iklim dört alt tipe ayrılabilir.

5.4.1.1. İç Anadolu Karasal İklimi: Yazları biraz sıcak, kışları soğuktur ve soğğun şiddeti Orta Anadolu'nun doğu kısmına doğru artmaktadır. Doğal bitki örtüsü, yaz kuraklığından dolayı alçak kısımlarda bozkırlardan, yüksek kesimlerde ise kuru ormanlardan oluşur. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı -0.7°C , sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 22°C , yıllık ortalama sıcaklık 10.8°C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 413.8mm dir ve yağışların çoğu kış ve ilkbahar mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı $\%14.7$ dir. Yıllık ortalama nispi nem $\%63.7$ dir.

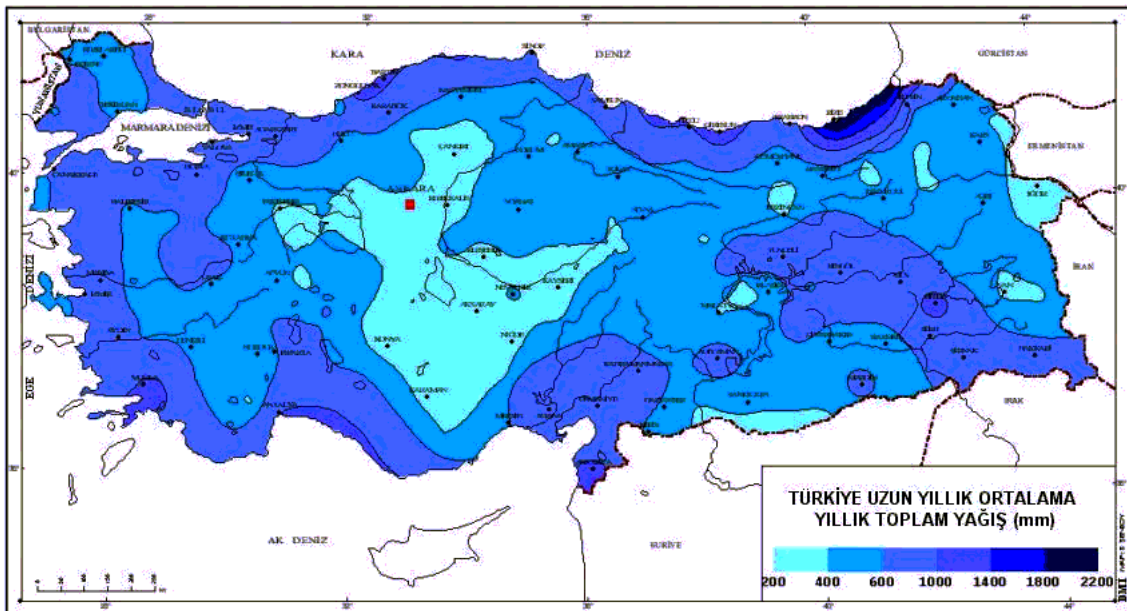
5.4.1.2. Doğu Anadolu Karasal İklimi: Kış mevsimi oldukça soğuk ve uzun, yazı serin geçer. Ancak düşük rakımlı sahalarda yazın sıcaklık yüksektir. Soğuk periyot boyunca bu bölge kar altındadır ve don olayı sık görülür. Doğal bitki örtüsü, yüksek rakımlı yerlerde çayırlardan, düşük rakımlı yerlerde ise bozkırlardan ve bunların çevresindeki yüksek kesimlerde kuru ormanlardan oluşur. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı -4.2°C , sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 24.2°C , yıllık ortalama sıcaklık 10.2°C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 579.4mm dir ve yağışların çoğu kış ve ilkbahar mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı $\%9.5$ dir. Yıllık ortalama nispi nem $\%60.2$ dir.

5.4.1.3. Güneydoğu Anadolu Karasal İklimi: Yazları çok sıcak, kışları ise nadiren soğuk geçer. Doğal bitki örtüsü, düşük rakımlı düzlüklerde cılız bozkırlar ve kuraklığa dayanıklı çalılardan oluşur. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 3.7°C , sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 29.8°C , yıllık ortalama sıcaklık 16.4°C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 565.7mm dir ve yağışların çoğu kış ve ilkbahar mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı $\%2.6$ dir. Yıllık ortalama nispi nem $\%53.6$ dir. Bölgede nispi nem oranının düşük olması buharlaşma miktarını artırmakta ve yaz yağışları zaten az olan bölgede, yaz kuraklığı oldukça yoğun ve uzun sürmektedir.

5.4.1.4. Trakya Karasal İklimi: Yazı sıcak ve kışı nispeten soğuk geçer. Doğal bitki örtüsü kuru ormanlardan oluşur. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 2.8°C, sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 23.9°C, yıllık ortalama sıcaklık 13.2°C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 559.7mm dir ve yağışların çoğu kış, ilkbahar ve sonbahar mevsimindedir. Bölgede az da olsa yazın da yağış olur. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı %17.6 dir. Yıllık ortalama nispi nem %69.6 dir.

5.4.2. Karadeniz İklimi:

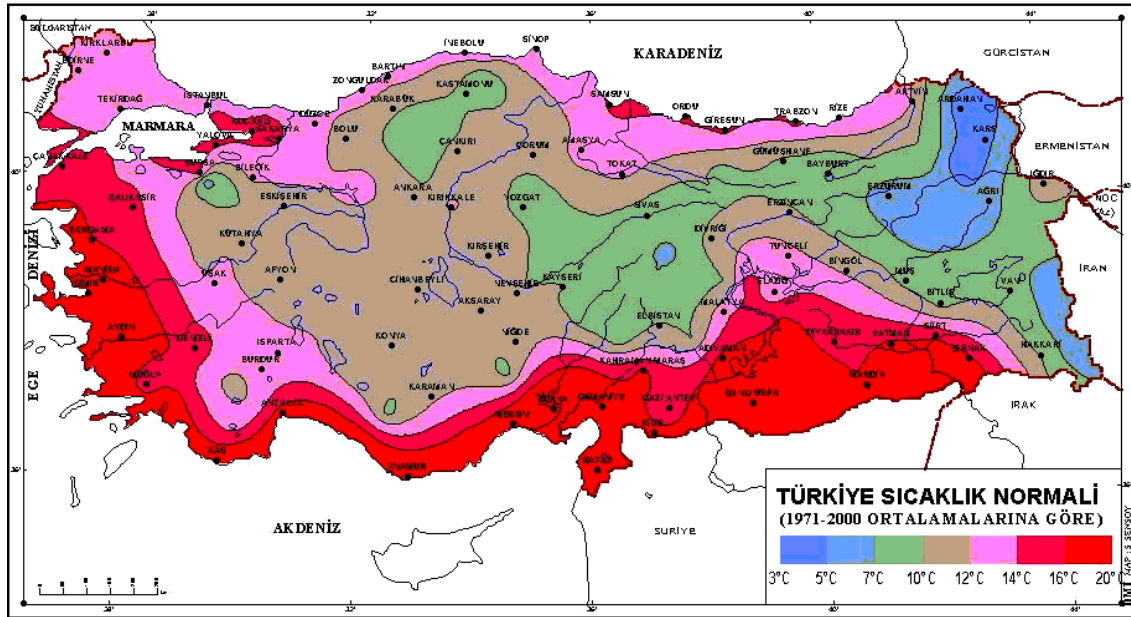
Bu iklim tipi Karadeniz Bölgesi'nin kıyı ve dağların kuzeye bakan kesimleri ile Marmara Bölgesi'nin Karadeniz kıyı kuşağında etkilidir. Yaz ile kış arasındaki sıcaklık farkı fazla değildir. Yazlar nispeten serin, kışlar ise kıyı kesiminde ılık, yüksek kesimlerde karlı ve soğuk geçer. Her mevsimi yağışlı olup su sıkıntısı görülmez. Doğal bitki örtüsünü, kıyı bölümünde geniş yapraklı nemli ormanlar ve yüksek kesimlerde ise soğuk ve nemli şartlarda yetişen iğne yapraklı ormanlar oluşturur. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 4.2°C, sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 22.1°C, yıllık ortalama sıcaklık 13.0°C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 842.6mm dir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı %19.4 dir. Yıllık ortalama nispi nem %71 dir.



Şekil 5.16. Türkiye’de yıllık ortalama yağışın alansal dağılımı (Klimatoloji Şubesi, 2004)

5.4.3. Akdeniz İklimi:

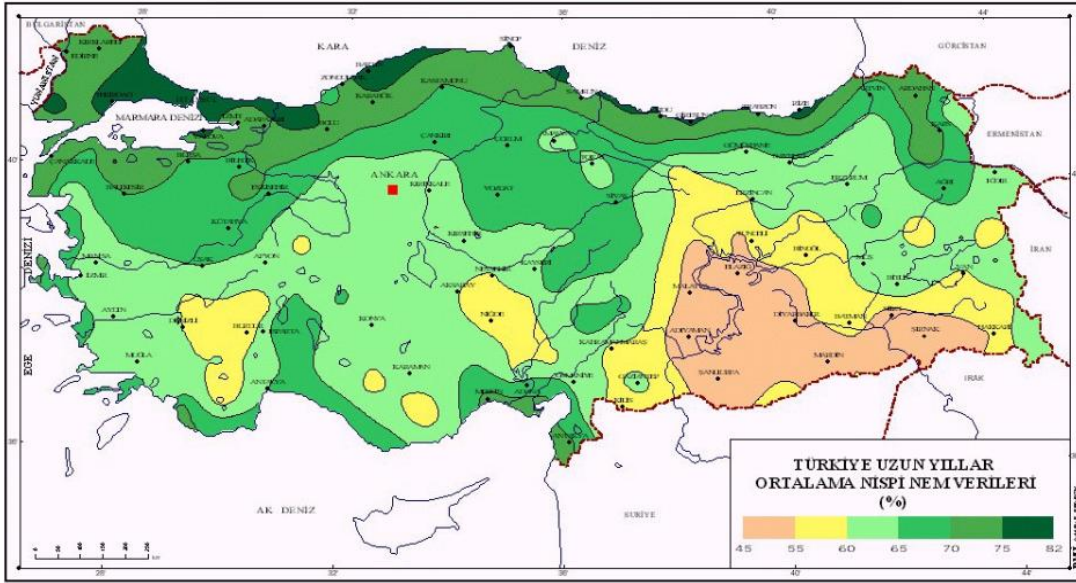
Bu iklim, Ege Bölgesi'nin büyük bir bölümü ile İç Anadolu'nun batı kesiminde ve Akdeniz Bölgesi'nde Toroslara güneye bakan kesimlerinde etkilidir. Yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlıdır. Kıyı kuşağında kar yağışı ve don olayları nadir olarak görülür. Yüksek kesimlerde kışlar karlı ve soğuk geçer. Kıyı kuşağının doğal bitkisini, sıcaklık ve ışık isteği yüksek ve kuraklığa dayanıklı olan kızıl çam ve bunların tahrip edildiği yerlerde her zaman yeşil olan makiler oluşturur. Yüksek yerlerde ise iğne yapraklı karaçam, sedir, ve köknar ormanları hakimdir. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 6.4°C, sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 26.8°C, yıllık ortalama sıcaklık 16.3°C civarındadır. Ortalama yıllık toplam yağış 725.9mm dir ve yağışların çoğu kış mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı %5.7 dir. Bu yüzden bölgede yaz kuraklığı hakimdir. Yıllık ortalama nispi nem %63.2 dir.



Şekil 5.17. Türkiye’de ortalama sıcaklıkların alansal dağılımı (Klimatoloji Şubesi, 2004)

5.4.4. Marmara İklimi:

Marmara Bölgesi'nin kuzey Ege'yi de içine alacak şekilde güney kesiminde görülür. Kışları Akdeniz iklimi kadar ılık, yazları Karadeniz iklimi kadar yağışlı değildir. Karasal iklim kadar kışı soğuk, yazı da kurak geçmemektedir. Bu özelliklerden dolayı Marmara iklimi, karasal Karadeniz ve Akdeniz iklimleri arasında bir geçiş özelliği göstermektedir. Buna bağlı olarak doğal bitki örtüsünü alçak kesimlerde Akdeniz kökenli bitkiler, yüksek kesimlerde kuzeye bakan yamaçlarda Karadeniz bitki topluluğu özelliğindeki nemli ormanlar oluşturmaktadır. Soğuk ay olan Ocak ayı ortalama sıcaklığı 4.9°C, sıcak ay olan Temmuz ayı ortalama sıcaklığı 23.7°C, yıllık ortalama sıcaklık 14.0°C dir. Ortalama yıllık toplam yağış 595.2mm dir ve yağışların çoğu kış mevsimindedir. Yaz yağışlarının yıllık toplam içindeki payı %11.7 dir. Yıllık ortalama nispi nem %73 dir.



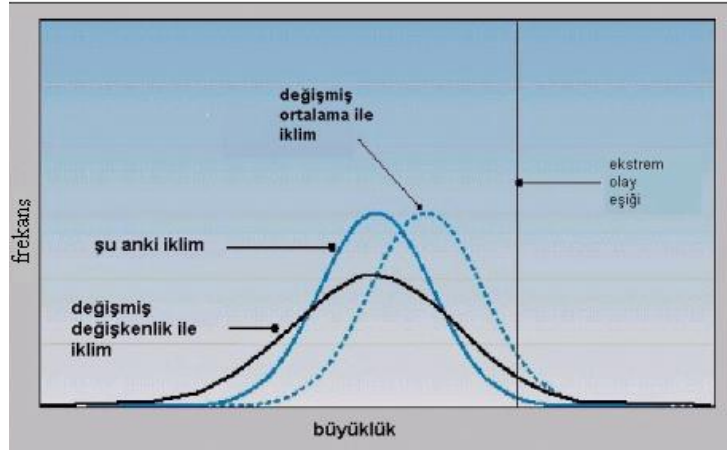
Şekil 5.18. Türkiye’de yıllık ortalama nispi nemin alansal dağılımı (Klimatoloji Şubesi, 2004)

5.5. İklim Değişikliği

İklim sistemi, Yerkürenin yaklaşık 4.5 milyar yıllık tarihi boyunca milyonlarca yıldan on yıllara kadar tüm zaman ölçeklerinde doğal olarak değişme eğilimi göstermiştir. Etkileri jeomorfolojik ve klimatolojik olarak iyi bilinen en son ve en önemli doğal iklim değişiklikleri, 4. Zamandaki (Kuvaterner'deki) buzul ve buzul arası dönemlerde oluşmuştur. Ancak 19. yüzyılın ortalarından beri, doğal değişebilirliğe ek olarak, ilk kez insan etkinliklerinin de iklimi etkilediği yeni bir döneme girilmiştir.

İklimin değişme durumu ortalamalardan kayma şeklinde karakterize edilir. Günümüzde iklim değişikliği, sera gazı birikimlerini arttıran insan etkinlikleri dikkate alınarak tanımlanabilmektedir. Örneğin Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi'nde (UNFCCC),

İklim değişikliği; karşılaştırılabilir bir zaman periyodunda gözlenen doğal iklim değişikliğine ek olarak, doğrudan ya da dolaylı olarak küresel atmosferin bileşimini bozan insan etkinlikleri sonucunda iklimde oluşan bir



değişiklik biçiminde tanımlamıştır. **Şekil 5.19.** İklimin değişme durumu (IPCC)

İnsan aktiviteleri tarafından tetiklenen iklim değişikliğinin etkilerini azaltmak için, WMO, IPCC, UNFCCC ve Kyoto Protokolü gibi uluslar arası organizasyonlar çalışmalar yapmaktadır. Dünya Meteoroloji Örgütü (WMO) ve Birleşmiş Milletler Çevre Programı (UNEP) tarafından ortaklaşa yürütülen Hükümetler arası İklim Değişikliği Paneli (IPCC)'nin İkinci Değerlendirme Raporu'nda (IPCC, 1996 a), iklim sistemine ilişkin yeni bulgulardan yola çıkılarak, küresel iklim üzerinde belirgin bir insan etkisinin bulunduğu ve iklimin geçen yüzyıl boyunca değiştiği vurgulanmıştır. Türkiye, ülkelerin sera gazı emisyonlarını azaltmasını öngören UNFCCC'ye 24 Mayıs 2004'te 189. ülke olarak taraf olmuştur. (Çevre Bak., 2004) Bu sözleşmeye taraf olan ülkeler, her yılın sonunda sekreteryaya Ulusal Bildirim sunmak zorundadır. Fosil yakıtların yakılması, ormansızlaştırma, tarım ve arazi kullanımı değişiklikleri gibi insan

etkinlikleri, küresel olarak sera gazlarının ve bazı bölgelerde de sülfat aerosollerinin atmosferdeki birikimlerini arttırmaktadır. Bu artış sanayi devriminden beri sürmektedir. Sera gazlarının birikimlerindeki artış atmosferi ısıtma etkisi gösterirken, aerosollerdeki artış soğutma etkisi gösterir. İklimsel değişebilirlik araştırmaları ve iklim senaryoları / modelleri, sera gazlarındaki ve aerosollerdeki bu değişikliklerin sıcaklık, yağış, toprak nemi ve deniz seviyesi gibi iklimsel ve iklim ile ilişkili elemanlardaki küresel ve bölgesel değişiklikleri yönlendirdiklerini göstermektedir.

5.5.1. İklim değişikliğine etki eden kuvvetler

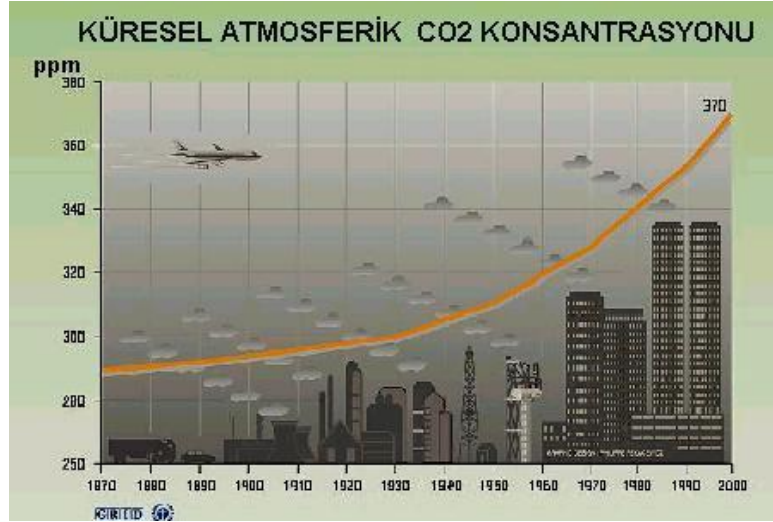
5.5.1.1. Sera etkisi

Yerkürenin sıcaklık dengesinin kuruluşundaki en önemli doğal bir süreç olan sera etkisinin oluşumu, atmosferin kısa dalgalı güneş ışınımını geçirme, buna karşılık uzun dalgalı yer ışınımını emme ya da tutma eğiliminde olmasına bağlıdır. Yerküre, Güneş'ten gelen kısa dalgalı ışınımın bir bölümünü yeryüzünde, bir bölümünü alt atmosferde (troposferde) emer. Güneş ışınımının bir bölümü ise, emilme gerçekleşmeden, yüzeyden ve atmosferden yansiyarak uzaya kaçar. Yüzeyde ve troposferde tutulan enerji, atmosfer ve okyanus dolaşımıyla yeryüzüne dağılır ve uzun dalgalı yer ışınımı olarak atmosfere geri verilir. Yeryüzünden salınan uzun dalgalı ışınımın önemli bir bölümü, yine atmosfer tarafından emilir (Şekil 2.1.).

Atmosferdeki gazların gelen Güneş ışınımına karşı geçirgen, buna karşılık geri salınan uzun dalgalı yer ışınımına karşı çok daha az geçirgen olması nedeniyle Yerkürenin beklenenden daha fazla ısınmasını sağlayan ve ısı dengesini düzenleyen bu doğal süreç sera etkisi olarak adlandırılmaktadır (Şekil 5.20.). Ortalama koşullarda, Yer/atmosfer sistemine giren kısa dalgalı güneş enerjisi ile geri salınan uzun dalgalı yer ışınımı dengededir. Güneş ışınımı ile yer ışınımı arasındaki bu dengeyi ya da enerjinin atmosferdeki ve atmosfer ile kara ve deniz arasındaki dağılışını değiştiren herhangi bir etmen, iklimi de etkileyebilir.

5.5.1.2. Sera Gazı Birikimlerindeki Değişimlerin etkisi

Atmosferdeki antropojen (insan kaynaklı) sera gazı birikimlerinde sanayi devriminden beri gözlenen artış sürmektedir (Tablo 5.9.). Karbondioksit (CO₂), metan (CH₄) ve diazotmonoksit (N₂O) birikimleri, yaklaşık 1750 yılından beri, sırasıyla % 32, % 145 ve % 13 oranlarında artmıştır. Endüstrileşme öncesi 280 ppm düzeyinde olan CO₂ yüzyılın sonuna doğru yaklaşık iki katına çıkmıştır. (IPCC, 1996 a).



Şekil 5.20. Küresel CO₂ konsantrasyonu (UNEP)

Tablo 5.17. İnsan etkinlikleri sonucu değişen sera gazı emisyonları

Sera gazları	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC11
(atmosferik birikim)	(ppmv)	(ppbv)	(ppbv)	(pptv)
Sanayi öncesi(1750-1800)	~280	~700	~275	0
Günümüzde (2000)	370 (%32)	1720 (%145)	312 (%13)	268
Yıllık değişim (birikim)	1.5	10	0.8	0
Yıllık değişim (yüzde)	0.4	0.6	0.25	0
Atmosferik ömrü (yıl)	50-200	12	120	50

ppmv = hacim olarak milyonda partikül; ppbv = hacim olarak milyarda partikül;
pptv = hacim olarak trilyonda partikül.

Sera gazı birikimlerindeki bu artışlar, Yerkürenin uzun dalgalı ışıma yoluyla soğuma etkinliğini zayıflatarak, Yerküreyi daha fazla ısıtma eğilimindeki bir pozitif ışımsal zorlamanın oluşmasını sağlamaktadır. Yer/atmosfer sisteminin enerji dengesine yapılan bu pozitif katkı, artan ya da kuvvetlenen sera etkisi olarak adlandırılır. Bu ise, Yerküre atmosferindeki doğal sera gazları (su buharı (H₂O), CO₂,

CH₄, N₂O ve ozon (O₃)) yardımıyla yüz milyonlarca yıldan beri çalışmakta olan doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi anlamını taşımaktadır. Artan sera etkisinden kaynaklanabilecek bir küresel ısınmanın büyüklüğü, her sera gazının birikimindeki artışın boyutuna, bu gazların ışınimsal özelliklerine, atmosferik yaşam sürelerine ve atmosferdeki varlıkları sürmekte olan öteki sera gazlarının birikimlerine bağlıdır.

5.5.1.3 Sülfat parçacıklarının etkisi

Troposferdeki insan kaynaklı aerosoller (uçucu küçük parçacıklar) ve özellikle fosil yakıtların yanmasından çıkan kükürt dioksit kaynaklı sülfat aerosolleri, Güneş ışınımını yeryüzüne ulaşmadan tutar ve uzaya yansıtır. Aerosol birikimlerindeki değişiklikler, bulut miktarını ve bulutun yansıtma özelliğini değiştirebilir. Genel olarak, troposferdeki aerosollerde gözlenen artışlar, iklimi soğutma eğilimindeki bir negatif ışınimsal zorlama oluştururlar. Sera gazlarının yaşam süreleri on yıllardan yüzyıllara değişmekte, buna karşılık aerosollerin yaşam süreleri birkaç gün ile birkaç hafta arasında kalmaktadır. Bu yüzden onların atmosferdeki birikimleri, salımlardaki değişikliklere çok daha hızlı bir biçimde yanıt verebilmektedir. Öte yandan, volkanik etkinlikler ve orman yangınları sonucunda salınan aerosoller de yeryüzünün ve troposferin soğumasına neden olabilmektedir.

5.5.1.4. Güneş ışınımındaki değişikliklerin etkisi

Güneş enerjisindeki doğrudan değişiklikler, oldukça iyi bilinen 11 yıllık döngülerle ve daha uzun süreli değişimlerle gerçekleşmektedir. 11 yıllık güneş döngülerindeki değişimlerin katkısının,% 0.1 gibi küçük bir oranda olduğu öngörülmektedir. Yerkürenin ekseninde on yıllardan bin yıllara değişen bir zaman ölçeğinde gerçekleşen yavaş değişim ise, Güneş ışınımının zamansal (mevsimlik) ve kuşaksal (enlemler boyunca) değişikliklerini yine uzun bir zaman ölçeğinde yönlendirir. Sözü edilen bu değişiklikler, Kuvaterner'deki buzul çağlarında olduğu gibi, Yerkürenin jeolojik geçmişindeki iklim değişimlerinin oluşmasında ve kontrolünde önemli bir görev üstlenmiştir.

5.5.2. İklim değişikliği sonucunda küresel çevrede oluşabilecek etkiler:

Çağdaş iklim tanımları, iklim elemanlarındaki değişkenliği ve ekstremleri de içermektedir. İklim değişikliğinin olası etkilerinin pek çoğu, iklim değişebilirliğinde ya da ekstrem hava olaylarında değişikliklere neden olabilir. Bazı bilimsel raporlar, geçen birkaç on yılda değişebilirlikte ya da ekstremlerde bir artış olabileceğine dikkat çekmektedir. İklim modellerinde dikkate alınmayan birçok belirsizliklerle rağmen, İklim modellerinin öngördüğü ortalama yüzey sıcaklığı artışları ve deniz seviyesi yükselmelerinin gerçekleşmesi durumunda, küresel çevrede birtakım etkiler olması beklenmektedir. Bu değişimler ve etkilenebilecek sektörler Birleşmiş Milletler Çevre Programı tarafından aşağıdaki şekilde özetlenmiştir:



Şekil 5.21. İklim değişikliğinin potansiyel etkileri (UNEP)

5.5.2.1. Gözlenebilecek değişimler

5.5.2.1.1. Ortalama sıcaklıklarda artış

İklim modelleri, küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında 2100 yılına kadar 1 - 3.5 C° arasında bir artış beklemektedir. Küresel ortalama sıcaklıklarda 1 - 3.5 C° arasındaki bir artışın, orta enlem bölgelerinde, bugünkü sıcaklık kuşaklarının gelecek yüzyılda kutba doğru yaklaşık 150 - 550 km kaymasıyla ya da eş sıcaklık eğrilerinin yaklaşık 150 -550m yükselmesiyle eşdeğer bir değişikliğin oluşmasına neden olabilecektir. Gerçekte, küresel ortalama yüzey sıcaklığında gözlenen ısınma eğilimi, dünya üzerinde eşit bir coğrafi dağılışı göstermemiştir; bölgesel farklılıklar belirgindir.

5.5.2.1.2. Deniz seviyesi yükselmesi

Deniz seviyesinde yükselme ve tayfunlar sonucunda kıyı alanlarında su baskınları olacağı tahmin edilmektedir. Ekonomik ve ekolojik önemi bulunan kıyı sistemlerinin, iklimdeki ve deniz seviyesindeki değişikliklere gösterecekleri tepkiler sonucunda geniş ölçüde değişecekleri beklenmektedir. İklim değişikliği ve deniz seviyesindeki bir yükselme ya da fırtınalardaki değişiklikler, kıyıda ve kıyı habitatında erozyona, tatlı su akiferlerinde ve haliçlerinde tuzluluk artışına, nehirlerdeki ve körfezlerdeki gel-git genliğinde değişime, çökel ve besin maddesi taşınışında değişikliklere, kıyı alanlarında kimyasal ve mikrobiyolojik kirlenme örneklerinde bir değişikliğe ve kıyı taşkınlarında bir artışa yol açabilir. Kıyı ekosistemlerindeki değişikliklerin başlıca olumsuz etkileri, turizm, tatlı su hazneleri, balıkçılık ve biyolojik çeşitlilik üzerinde olacaktır. Deniz seviyesi yükselmesinin belirlenmesinde karşılaşılan ana belirsizlik, düşey yönlü yerkağu hareketlerinin gel-git ölçerleriyle yapılan deniz seviyesi ölçümlerinin üzerindeki etkisidir. Ortalama sıcaklıklardaki ısınma ve bunun sonucunda okyanuslarda oluşan termal genişleme, deniz seviyesinde gözlenen yükselmenin 2-7 cm'lik bölümüne karşılık gelirken; dağ buzullarındaki ve örtü buzullarındaki erime, yükselmenin 2-5 cm'sini oluşturduğu tahmin edilmektedir (IPCC, 1996 a). Öteki etmenlerin katkısını belirlemek daha zordur.

5.5.2.1.3. Yağışlar

Orta ve yüksek enlemlerde toplam yağışlarda artışlar beklenmektedir. (10 yılda %0.5 – %1). Buna karşılık yağışların süre ve şiddeti değişecek, bu değişmeyle birlikte

su baskınları veya kuraklıklar söz konusu olabilecektir. Yağışlar, genel olarak Kuzey Yarımkürenin yüksek enlemlerindeki kara alanlarında, özellikle de soğuk mevsimde bir artış gösterebilir. Buna karşılık, Afrika'dan Endonezya'ya uzanan subtropikal ve tropikal kuşaklar üzerindeki yağışlarda bir azalma beklenmektedir.

5.5.2.2. Etkilenebilecek alanlar

5.5.2.2.1. Sağlık

İklim değişikliğinin, insan sağlığı üzerinde çoğunlukla (ölümlere de neden olabilecek düzeyde) olumsuz ve geniş bir etkiye sahip olabileceği beklenmektedir. Bu etkiler doğrudan ve dolaylı yollardan ortaya çıkabilir. Kalp-damar ve solunum hastalıklarından kaynaklanan ölümler ve sıcak dalgalarının şiddetindeki ve süresindeki artışlar nedeniyle oluşan hastalıklar, dolaylı etkilerin başında gelmektedir. Soğuk bölgelerdeki sıcaklık artışları ise, soğuk dalgalarıyla ilişkili ölümlerde bir azalmayla sonuçlanabilecektir. Taşkınlar ve fırtınalar gibi ekstrem hava olaylarındaki artışlar, ölüm, yaralanma ve psikolojik hastalıkların oluş oranlarında bir yükselme ve tatlı su varlığında bir kirlenme oluşturabilecektir. İklim değişikliğinin dolaylı etkileri, malarya, humma, sarı humma ve bazı virüs kökenli beyin iltihapları gibi enfeksiyon hastalıklarının taşınma potansiyelindeki artışları içermektedir. Enfeksiyon hastalıklarındaki olası artışlar, esas olarak taşıyıcı organizmaların etkin olduğu coğrafi alanların sınırlarında genişlemeye sebep olabilecektir.

Modeller, dünya sıcaklığında 2100 yılına kadar 3-5 C°'lik bir artış olması durumunda, potansiyel malarya taşınışının coğrafi alanının gelecek yüzyılın ikinci yarısına kadar, dünya nüfusunun yaklaşık % 45- % 60'lık bir bölümünü etkileyeceğini öngörmektedir (IPCC, 1996 b). Bu ise, bugünkü toplam 500 milyon malarya olayında her yıl yaklaşık 50-80 milyon düzeyinde bir artış anlamına gelmektedir. Sivrisineklerin *anofel* cinslerinin dişileriyle bulaşan malarya (sıtma) vakalarındaki artış, en fazla tropikal, subtropikal ve bazı ılıman kuşak toplumlarında etkili olacaktır. Yüksek sıcaklıklar ve artan taşkınlar sonucunda, salmonellosis ve kolerada da artış olması beklenmektedir.

5.5.2.2.2. Tarım

Yüksek sıcaklık buharlaşmayı artıracak, kuraklıkta veya bulutlanmada bir artış ve daha sonra gelen radyasyonda bir azalma ve ekstrem yağışlarda artış olabilecektir. Yeterli radyasyonla birlikte yüksek sıcaklık fotosentezi artıracak fakat benzer artış metabolizmada da olacak ve bu büyüme sezonunu kısaltacak ve üretimde düşmeye sebep olacaktır. Ayrıca ekstrem yağışlar ürünlere zarar verebilecek, ürünlerin istediği zamanda değil de başka zamanlarda düşen yağışlar ürünleri negatif yönde etkileyecek, sulama gereksinimi artacaktır.

5.5.2.2.3. Orman

Küresel ortalama sıcaklıktaki 1 C°'lik bir artış, bölgesel iklimlerde birçok bölgedeki ormanların büyüme ve yenilenme becerisini etkileyecek bir düzeyde değişikliklere yol açabilir. Birçok durumda, bu değişiklikler ormanların işlevini ve biyolojik çeşitliliğini önemli bir biçimde bozabilecektir. Atmosferdeki eşdeğer CO₂ birikimlerinin ikiye katlanmasına bağlı olarak, sıcaklıktaki ve su varlığındaki olası değişiklikler sonucunda, dünya ormanlarının önemli bir bölümü, vejetasyon tiplerindeki bozulmalar ve alansal kaymalar ile ve orman yangınlarındaki artışlara bağlı olarak önemli ölçüde etkilenecektir. Türkiye'nin de yer aldığı ılıman ve subtropikal kuşaktaki ormanlar, iklimdeki değişikliklerden olumsuz yönde etkilenecektir.

5.5.2.2.4. Su kaynakları

Akım değişebilirliğindeki, özellikle de büyük taşkınların ve kuraklık olaylarının sıklıklarındaki ve sürelerindeki artışlar, akarsulardaki su kalitesini bozacak ve içme suyu kaynaklarını azaltacaktır. Hatta ileriki yıllarda ülkeler arasında bu nedenle su savaşları çıkması bile ihtimal dahilindedir.

5.5.2.2.5. Kıyılar

İklim modelleri, küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında 2100 yılına kadar 1 - 3.5 C° arasında bir artış ve buna bağlı olarak deniz seviyesinde de 15-95 cm arasında bir yükselme olacağını öngörmektedir. Bu durum sahil alanlarında erozyona, su baskınlarına ve korunma tedbirleri için ilave masraflara sebep olabilecektir.

5.5.2.2.6. Türler ve doğal çevrede değişme

Bitki örtüsünün düşey dağılışının daha yükseklerle kayacağı öngörülmektedir. İklim istekleri dağların doruklarıyla sınırlanan bazı türler, habitatın ortadan kalkması ya da azalan göç potansiyeli yüzünden yok olabilecektir. Karasal akuatik ekosistemler ise, su sıcaklığındaki, akarsu rejimlerindeki ve su seviyelerindeki değişimlerin etkisiyle iklim değişikliğinden etkilenebilecektir. Göllerdeki ve akarsulardaki ısınmanın en önemli biyolojik etkisi, biyolojik üretkenlikte bir artma beklenen yüksek enlemlerde ortaya çıkacaktır. Geniş ve derin ılıman kuşak göllerinin ısınması, üretkenliklerini arttırırken, bazı sığ göllerde ve akarsularda, ısınma oksijensiz koşulların olabilirliğini arttırır. Sulak alanların coğrafi sınırları, sıcaklıktaki ve yağışlardaki değişikliklerle kayabilecektir. İklim değişikliğinin, bataklıklardan kaynaklanan sera gazı çıkışları üzerinde de etkili olabileceği beklenmektedir.

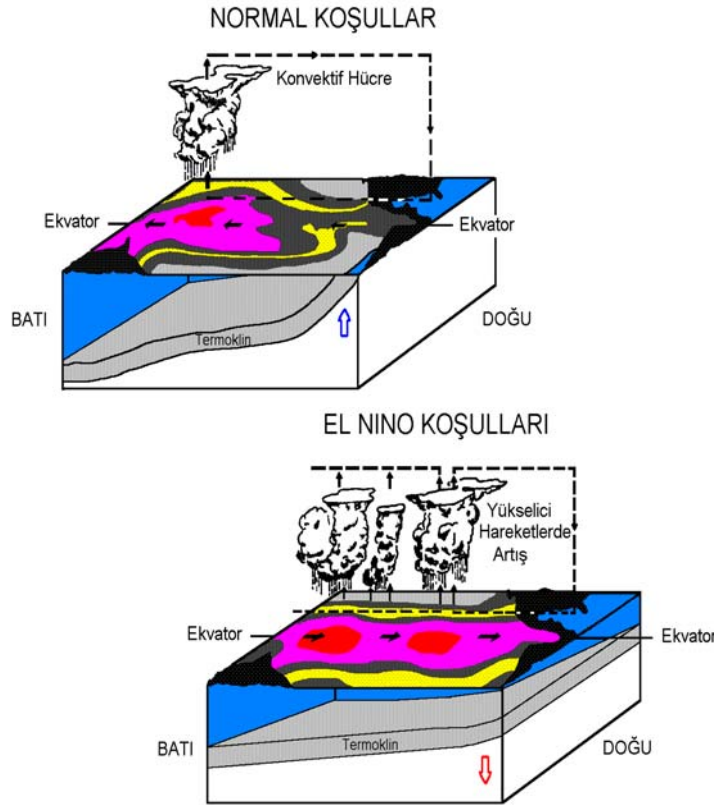
5.5.3. İklim modelleri öngörülleri

IPCC'nin, değişik sera gazı emisyon senaryoları için çalıştırılan iklim modelleri, iklimdeki değişikliğin gelecekte de süreceğini tahmin etmektedir (IPCC, 1996 a) . Buna göre:

- Aerosollerdeki artışların gelecekteki etkilerini içeren ve iklim duyarlılığının en iyi kestirme değerini kabul eden orta vadeli emisyon senaryosu için, küresel ortalama yüzey sıcaklığında 2100 yılına kadar 1990'a oranla yaklaşık 2 C°'lik bir artış öngörülmektedir. Düşük ve yüksek kestirme değerleri de dikkate alındığında, küresel ortalama sıcaklıkta 2100 yılına kadar 1- 3.5 C° arasında bir artış olması beklenmektedir.
- En iyi kestirme değerlerine göre, küresel ortalama deniz seviyesinde 2100 yılına kadar yaklaşık 50 cm'lik bir yükselme öngörülmektedir. Deniz seviyesi yükselmesinin nedeni, esas olarak okyanusların termal genişlemesi ile dağ buzullarının ve örtü buzullarının (kutuplardaki deniz ve kara buzullarının) erimesinden kaynaklanan pozitif katkılara dayanılarak geliştirilmiştir. Düşük ve yüksek öngörüllere göre 2100 yılına kadar beklenen yükselmenin, 15 cm ve 95 cm arasında olacağı tahmin edilmektedir.

5.5. El-Nino - Güneyli Salınım

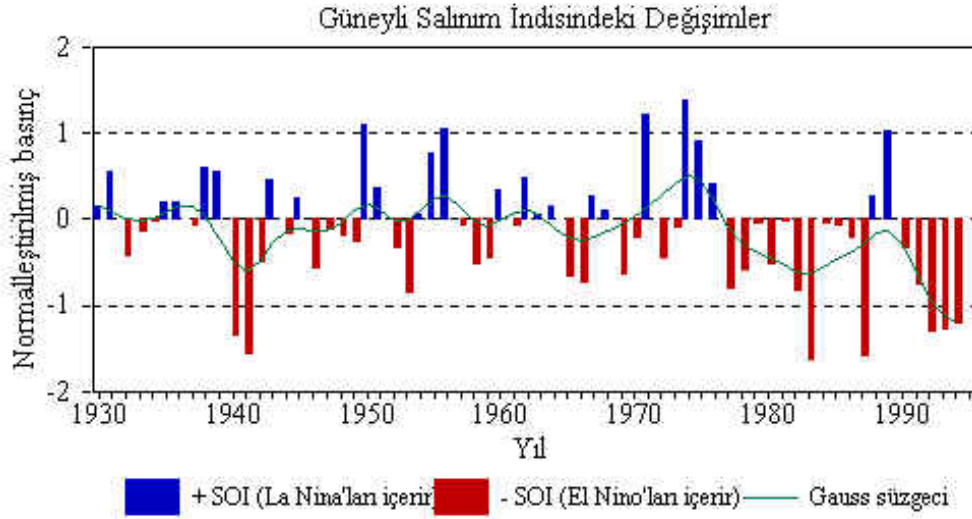
El Niño terimi, yüzyıllardan beri yerli halk tarafından, ekvatorial batı Pasifik Okyanusu'ndan doğuya akan sıcak yüzey sularının kıyısız Humbolt Akıntısı'nın besince zengin soğuk sularının yerine geçmesi sonucunda, her 2-5 yılda bir Güney Amerika'nın batı kıyılarında okyanus akıntılarının yönünde ve yüzey sularının sıcaklığında gözlenen ani değişikliği açıklamak için kullanılmaktadır. 1990'lı yıllarda oluşanlar bir yana, El Niño'nun etkileri genel olarak 1-2 yıl sürmektedir. Bu dönemlerde, tropikal doğu Pasifik Okyanusu'nda ve Peru kıyısı boyunca, alize rüzgarları zayıflar ve deniz yüzeyi sıcaklığı yaklaşık 4-5 C° kadar yükselir. Bu sıcak sular besin açısından fakir ve yerli türler için olağandışı olduğu için, El Niño olayları Güney Amerika'nın Pasifik kıyısındaki balıkçılık etkinliklerinde, özellikle hamsi üretiminde ve öteki deniz canlılarının nüfusunda çok büyük azalmalara neden olmaktadır. (Türkeş, M., 2002)



Şekil 5.22. Tropikal orta ve doğu Pasifik ikliminde, a) normal (La Niña) ve b) El Niño koşulları arasında gözlenen farklar (Türkeş, M., 1997b) Dickinson ve arkadaşları 1996'ya göre yeniden çizilmiştir).

Walker dolaşımı, El Niño devrelerinde normal akışının tersine çalışır: Tropikal batı Pasifik'ten batılı rüzgarlar ve deniz akıntıları ile taşınan sıcak yüzey suyu, doğu Pasifik bölgesinde deniz yüzeyi sıcaklığını artırır; termoklin tabakasının eğimi azalır ve

besince zengin dip suları yüzeye çıkamaz; orta ve doğu Pasifik'te etkili yağışlara neden olan yükselici hava hareketleri artar.



Şekil 5.23. Güneyli Salınım İndisi'nin (SOI, normalleştirilmiş Tahiti - Darwin basınç farkının), uzun süreli yıllık (Ekim-Eylül arası) değişimi (Türkeş, M., 1998c; Jones ve arkadaşları)

Güneyli Salınım (SO) ise, tropikal Pasifik Okyanusu üzerinde gözlenen geniş alanlı bir atmosferik basınç oynamasıdır. Bu olay, Endonezya alçak basınç ve güneydoğu Pasifik yüksek basınç alanları arasında hava kütlesi değişimi ile karakterize edilir. Güneyli salınının oluşma zamanı değişken olmakla birlikte, ortalaması yaklaşık 2.5 yıldır. Basıncıdaki değişiklik, rüzgar şiddeti, okyanus akıntıları, deniz yüzeyi sıcaklıkları ve yağış olaylarındaki dalgalanmalar ile yakından ilişkilidir. SO, atmosfer dolaşımı paternleri ile yüzey ve derin okyanus koşulları arasındaki bağlantıların en iyi belgelenenlerinden biridir. Bugünkü bilgilerimizle, deniz yüzeyi sıcaklığı anomalilerinin, atmosfer dolaşım tiplerinin kesintiye uğraması ile bağıntılı olduğunu ve yüksek atmosfer Rossby dalgası konumlarının bu anomalilere karşı çok duyarlı gözüktüğünü söyleyebiliriz.

Güneyli Salınım ve sıcak El Niño suları, ENSO (El Niño-Güneyli Salınım) olarak nitelendirilen aynı iklim olayının bir parçasıdır. ENSO olayları, normal ya da soğuk (La Niña) koşullarda yüksek basıncın güneydoğu Pasifik üzerinde ve alçak basıncın Endonezya üzerinde yerleşmesi (Şekil. 5.24a) ve El Niño koşullarında Endonezya alçak basıncına bağlı yükselici hareketlerin orta Pasifik'e kayması (Şekil. 5.24b) ile tanınmaktadır. Normal ve El Niño koşullarındaki basınç dağılışı, bölgesel

ortalama sıcaklık ve yağış koşullarındaki değişiklikleri yönlendirerek, rüzgar ve okyanus dalgalanmalarının değişimi ile sonuçlanmaktadır. Hava olaylarının kaydedilmeye başlandığı 1877 yılından beri, El Niño (sıcak olaylar) her 2-5 yılda oluşmuştur. Ancak son 20-30 yılda El Niño, La Niña'ya (normal ya da soğuk olaylara) göre daha sık oluşmuştur (Şekil. 5.25). Bu dönemde, ekvatorial orta Pasifik'teki deniz suyu sıcaklıkları, önceki on yıllara göre önemli ölçüde yüksek olma eğilimi göstermiştir. Endonezya ve kuzeydoğu Avustralya'da, kurak koşulların genellikle El Niño devreleri ile aynı zamanda olduğu kara alanlarındaki yağışlar, normalin altında gerçekleşmiştir. Son yıllardaki ENSO davranışları ve özellikle 1990'da başlayan ve 1998'de sona eren en uzun süreli El Niño olayları, geçen 125 yıl ile karşılaştırıldığında olağandışı olarak değerlendirilmektedir. Tropikal orta ve doğu Pasifik Okyanusu'ndaki yaygın El Niño ısınmasının etkileri, küreseldir. Ekvador, Peru, Küba ve Amerika Birleşik Devletleri (ABD)'nin güneyindeki şiddetli yağışlar ve taşkın olayları, çoğunlukla kuvvetli El Niño yıllarında oluşur. Avustralya, Endonezya, Filipinler ve Güney Afrika'daki kuraklıklar ve çalılık-orman yangınları da, El Niño'nun izlerini taşır. 1982-1983 El Niño olayı, tarihsel kayıtlara göre ekonomik etkisi en büyük olan ENSO olayıdır. Bu dönemde, dünya üzerindeki kasırgalardan, şiddetli yağışlardan ve taşkınlardan, şiddetli ve yaygın kuraklıklardan, yangınlardan ve tarımsal ürün kayıplarından kaynaklanan parasal kayıp, yaklaşık 8 milyar ABD \$ olarak öngörülmüştür. Ayrıca bu dönemde oluşan doğal afetler ve onlara bağlı hastalıklar ve salgınlar sonucunda, yaklaşık 2000 insan ölmüştür. 1990'lı yıllarda (1990-1998) oluşan sıcak olayların ve özellikle 1997-1998 şiddetli El Niño'sunun da, en az 1982-1983 olayı kadar can ve mal kayıplarına ve ekolojik yıkımlara neden olduğu öngörülmektedir.

El Niño-Güneyli Salınım, etkileri açısından küresel bir olay olarak kabul edilmekle birlikte, onun Avrupa'daki hava olayları ve iklim üzerindeki etkisi, güney yarımkürenin tropikal iklim kuşağındaki kadar etkili ve belirgin değildir. Günümüzde, ENSO olaylarının artan sera etkisine bağlı küresel ısınmaya gösterdiği tepkiyi yüksek bir doğrulukla kestirebilen herhangi bir birleşik model henüz geliştirilememiştir. Sonuç olarak, çeşitli bilimsel değerlendirmelere ve araştırma bulgularına göre, küresel ısınmanın büyük bir olasılıkla bazı temel süreçleri etkileyebildiği, ENSO'yu ise doğrudan etkilemediği söylenebilir.

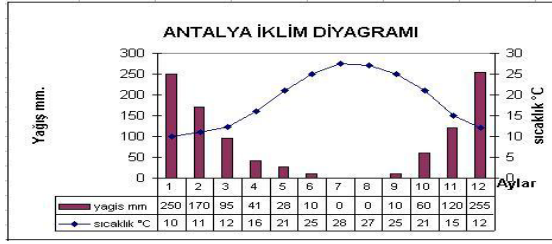
Değerlendirme Soruları

1. İklim sistemini etkileyen faktörler nelerdir?
2. Enlem ve sıcaklık ilişkisine dayalı iklim kuşakları nelerdir?
3. Supan'ın sınıflandırmasına göre yeryüzü hangi iklim kuşaklarına ayrılır?
4. Rubner'in yaptığı iklim sınıflandırması neye dayalıdır ve kaçaya ayrılır açıklayınız
5. Yıllık toplam yağış dikkate alınarak yapılan iklim sınıflandırmasını anlatınız.
6. Hangi bitkiler hangi iklim tiplerini çağırıştırır?
7. Strahler iklim sınıflandırması neye dayalıdır ve kaç kuşakta kaç iklim tipi tanımlamıştır?
8. Köppen'in iklim sınıflandırmasını anlatınız.
9. Konya'nın yıllık toplam yağışı 31.5 cm olduğuna göre Köppen'e göre step iklimine mi yoksa çöl iklimine mi girer?
10. Kars'ın aşağıda verilen yıllık ortalama sıcaklık ve yağış değerlerine göre Köppen'e göre hangi iklim tipine girdiğini, nedenleri ile açıklayınız.

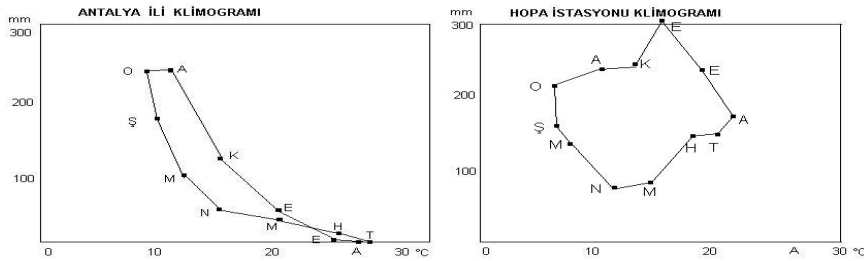
Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Yıllık
Sıcaklık(°C)	-12.1	-10.1	-4.7	4.4	10.3	13.6	17.3	17.5	13.3	7.1	0.5	-8.0	4.1
Yağış (cm)	2.7	3.0	3.0	4.5	9.0	7.9	5.6	4.6	3.1	4.0	3.1	2.4	52.9

11. Konya'nın yıllık toplam yağışı 315 mm, ortalama sıcaklığı 11.5 °C, en kurak ayın yağışı 3.7mm ve en kurak ayın ortalama sıcaklığı 22.9 °C ise De Martonne'e göre hangi iklim tipine girdiğini bulunuz.
12. Ankara'nın yıllık toplam yağışı 41.3 cm, Nispi nem %62, nemli periyot yüzdesi %75, ortalama sıcaklığı 11.7 °C, güneşlenme oranı %54 ise Aydeniz iklim sınıflandırmasına göre hangi iklim tipine girdiğini bulunuz.
13. Ankara'nın yıllık toplam yağışı 413 mm, ortalama maksimum sıcaklığı ise 17.5 °C ise Erinç iklim sınıflandırmasına göre hangi iklim tipine girmektedir?
14. Şanlıurfa'nın su bilançosuna göre yıllık su fazlası 193, yıllık su noksanı 761.8, yıllık potansiyel evapotranspirasyonu ise 1030 mm ise Thorthwaite yağış etkinlik indisine göre hangi iklim tipine girmektedir?
15. SPI nedir ve indisin aldığı hangi değerlere kurak dönem denilir?

16. Aşağıda Antalya'nın iklim diyagramı verilmiştir. Buna göre Antalya iklimi hakkında neler söylenebilir?



17. Klimogramlar nasıl hazırlanır; Aşağıda verilen klimogram örneklerine göre Antalya ve Hopa iklimini değerlendiriniz.



18. Aydeniz'e göre Konya, Karaman, Iğdır ve Şanlıurfa hangi iklim tipine girmektedir ve bunun nedenleri nelerdir?

19. UNFCCC'ye göre iklim değişikliği nedir?

20. Sera etkisi nedir?

21. İklimin değişmesine etki eden kuvvetler nelerdir.?

22. İklim değişirse küresel çevrede ne gibi değişiklikler olabilir?

23. Deniz seviyesi yükselmesinin sebebi nedir?

24. İklim modelleri gelecek için neler öngörmektedir?

6. S Ö Z L Ü K

ABSORBSİYON	:Emme, soğurma, içine alma
ADYABATİK	:Alçalıp yükselme sonucu oluşan ısınma yada soğuma
ADVEKSİYON	:Havanın hareketi (rüzgar) sonucunda, atmosfer içindeki herhangi bir özelliğin yatay taşınımı. En basit anlatımıyla, yatay olarak ısının bir bölgeden bir bölgeye taşınmasıdır.
AEROSOL	:Atmosfer içinde asılı kalan çok ufak parçacıkların kümelenmesini tanımlayan kavram.
AKİFER	:Yeraltında içerisinde su tutabilen, belirli miktarda suyun hareketine imkan sağlayan oluşumlardır. Bu alanlar artezyen açmaya uygundur.
ALBEDO	:Herhangi bir nesnenin yüzeyinin, elektromanyetik ışınımı yansıtma oranı. Diğer bir deyişle, güneşten gelen radyasyonun nesne tarafından yansıtılan kısmı. Yansıtılabilirlik terimi ile eş anlamlıdır.
AKUATİK	:Suda yaşayan, suyla ilgili
ANEMOMETRE	:Rüzgârın hızını ölçen alet
ANEMOĞRAF	:Rüzgârın hız ve yönünü kaydeden yazıcı alet.
ANTİSİKLO	:Yüksek basınç. Kapalı izobarlarla çevrili ve göreceli olarak basıncın yüksek olduğu alan. Basınç gradyan kuvveti, merkezden dışarıya doğru olduğundan, rüzgar; kuzey yarımkürede, dışarıya doğru spiral olarak ve saat yönünde, güney yarımkürede ise saat yönünün tersine eser.
ANOFEL	: <u>Plasmodium malariae</u> ve diğer sıtma yapan parazitleri taşıyan sivrisinek türü.
ARKTİK	:Kuzey Kutup noktası 90 ° Kuzey enlemi ile Arktik Dairesi denilen 66 ° 33 ' Kuzey enlemi arasında kalan coğrafi bölge.
ATMOSFER	:Yerkürenin etrafını saran gaz örtüsü.
BAKI	:Bir yüzeyin herhangi bir etmenin etkisine açık ya da dönük olup olmaması durumu.
BAROMETRE	:Basınç ölçer

BAROTROPİK	:Atmosfer içerisinde basınç yüzeyleri ile yoğunluk yüzeylerinin birbirleriyle kesişmemeleri durumudur. Anlaşılır tanımıyla adveksiyonun olmaması durumu yani konturlarla izotermelerin birbirini kesmemesidir.
BAROKLİNİK	:Atmosfer içerisinde basınç yüzeyleri ile yoğunluk yüzeylerinin birbirleriyle kesişmeleri. En fazla kullanılan anlamıyla, kontur(eş yükseklik eğrisi) ve izotermelerin(eş sıcaklık eğrisi) birbirini kesmesi yani adveksiyonun var olduğu durumdur.
BOFOR GÖSTERGESİ	:Bofor tarafından geliştirilen ve 0 (sakin)'dan 12 (çok şiddetli kasırga)'ye kadar tahmini rüzgar şiddetlerinin sıralandığı gösterge.
BUHARLAŞMA	:Sıvı suyun su buharı haline gelmesi olayıdır.
ÇÖL	:Bitkilerin yaşamını destekleyecek kadar yağış ve buharlaşmanın olmadığı bölge.
DENİZEL	:Denize ait
DİNAMİK	:Mekaniğin, hareket ve kuvvetler konularıyla ilgilenen, kuvvet ve hareket arasındaki ilişkileri açıklayan dalı. Meteorolojide dinamik daha çok hareketle ilişkili olan rüzgar ve su konularında gerekli olur.
DİVERJANS	:Belli bir bölgede, bir noktadan dışarıya doğru gerçekleşen yatay hava hareketleri sonucu oluşan rüzgar.
EKLİPTİK DÜZLEM	:Yerin güneş çevresindeki yıllık hareketi sırasında çizdiği elips biçimli yörüngeden geçen düzleme denir.
EKOSİSTEM	:Yaşama alanı
EKSTREM	:Belirli bir zaman aralığı süresince ölçülmüş uç değer
EKVATORAL	:Ekvator kuşağı üzerinde ve yakın enlemler üzerinde görülen
EL-NİNO	:Peru kıyıları boyunca, Ekvatorial Doğu Pasifik'te okyanus yüzey suyunun aşırı ısınmasına verilen isim.
ENDEMİK	:Önceleri geniş alanlara yayılmış olup da iklim değişimleri sonucu bir veya birkaç yere çekilmiş bitkilerdir.

EVAPOR-TRANSPİRASYON	:Buharlaşıma-terleme. Hem açık su yüzeyi hem de bitkilerin terlemesi yoluyla oluşan toplam buharlaşma.
FENOLOJİ	:Meteorolojik ve klimatolojik koşulların, bitki ve hayvan ikilisinin biyolojik olaylarıyla ilişkisini inceleyen bilim.
FOTOSENTEZ	:Yeşil bitkilerin ışık altında CO ₂ ve H ₂ O yu kullanarak basit bileşiklerinden karmaşık yapıları organik moleküller yapması.
FÖN RÜZGÂRLARI	:Dağ yamaçlarından veya başka nedenlerden alçaldıkları için adyabatik ısınmaya bağlı olarak doğmuş sıcak ve kuru rüzgârlardır.
GREZİL	:Çapları 2-5 mm arasında değişen, çekirdeği kar, etrafı ise ince bir buz tabakası ile kaplı hidrometeorudur. Sert zeminler üzerinde sıçramazlar.
HABİTAT	:Yaşama alanı
HAVA DURUMU	:Belirli bir yerde ve kısa bir süre içinde etkin olan atmosfer koşullarıdır.
HOMOJEN	:Gerçek atmosfere benzer şekilde, yer seviyesinde basıncın aynı ve yoğunluğun yükseklikle değişmediği varsayılan ideal atmosfer modeli.
ISI	:Cisimlerde moleküllerin hareketiyle ilgili bir iç enerjidir.
İKLİM	:Bir bölge içinde uzun yıllar boyunca aynı özellikleri gösteren ortalama hava koşullarıdır.
İKLİM ELEMANLARI	:İklimi oluşturan (sıcaklık, basınç, rüzgâr, yağış, bulutluluk, güneşlenme vb.) atmosfer özellikleridir.
İNDEKS	:Gösterge
İNFRARED	:Uzun dalga (kızıl ötesi) radyasyon
İNVERZİYON	:Sıcaklık terselmesi. Sıcaklığın yükseklikle artması.
İZANOMAL	:Eş sapma çizgileri
İZOTERM	:Eş sıcaklık eğrileri
İZOAMPLİTÜD	:Eş sıcaklık farkları eğrileri. Maksimum sıcaklıktan minimum sıcaklığın çıkartılması ile elde edilir.
JET STREAM	:Oluklar halinde esen çok hızlı batı rüzgârları.

JİVR	:Sis ve pustaki su zerreciklerinin aşırı soğumuş cisimler üzerine yapışmasıyla oluşan buz tabakası.
KARARLILIK	:Bir hava tabakasının dikey hareketlere karşı dirençlilik derecesi.
KARARSIZLIK	:Kararlı, denge durumundaki hava parselinin, ilk konumundan uzaklaşması, hareket ederek yer değiştirme eğilimi göstermesi.
KARASAL	:Karalara özgü
KLİMATİK	:İklim özelliğiyle bağlantılı, ilgili.
KLİMATOLOJİ	:İklim bilimi. İklimi meydana getiren elemanların analizini yapan, farklı iklimlerin oluşum nedenlerini ve iklimde meydana gelen değişimleri inceleyerek iklimin etkisini açıklamaya çalışan bilim.
KLİMOGRAM	:Yatay eksen üzerine sıcaklık, dikey eksen üzerinde ise yağış değerlerinin işaretlenmesiyle oluşan kapalı şekil.
KOLERA	:Etkeni <u>V.cholerae</u> olan içme suları ve yiyeceklerle ağız yoluyla alımından 2-3 gün sonra ani başlayan kusma ve ağır ishal ile karakterize bir enfeksiyon hastalığıdır.
KONİFER	:İğne yapraklı, kozalaklı ağaçlar
KONSANTRASYON	:Yoğunluk
KONVERJANS	:Genellikle alçak basınç merkezlerinde görülen, bir noktaya doğru çevresinden yatay hava hareketi sonucunda kütle yığılması veya kütle artması olan bölge.
KONVEKSİYON	:Meteorolojide, yere yakın seviyelerden ısınma veya yukarı seviyelerden itibaren soğuma sonucu atmosferde görülen dikine yukarı doğru hareket.
KONVEKTİF HAREKET	:Yükselici hava hareketleri
KORİOLİS KUVVETİ	:Yerin kendi ekseni etrafında dönmesinden kaynaklanan sapıtıcı kuvvet. $F=d.v.2wsin\phi$
KUVATERNER	:4. Jeolojik zaman
KÜMÜLATİF	:Toplam, gittikçe artan
LAPSE-RATE	:Yükseklikle sıcaklık değişim oranı
MUKAYESE	:Benzeterek veya karşılaştırarak değerlendirme, karşılaştırma.

MUSON İKLİMİ	:Muson, mevsim kelimesinden türemiştir. Hint okyanusuna komşu gibi geniş kara parçaları ile hemen bitişiğinde bulunan okyanus yüzeyleri arasındaki büyük sıcaklık farkları sonucu oluşan iklimdir.
MÜŞAHEDE	:Gözlem (Yağış ve oraj dışındaki hadiselerin tespiti.)
MUTEDİL	:Orta şiddetli, orta kuvvette.
NİSPİ NEM	:Havadaki su buharının yüzde olarak doyma derecesi.
OROGRAFİK	:Araziye ve engebeye dayalı
ORAJ	:Cumulonimbus ve iyi gelişmiş cumulus bulutlarının yarattığı, gök gürültüsü, şimşek, hamleli yer rüzgarı, türbülans, kuvvetli yağmur sağanağı, dolu, buzlanma, orta veya kuvvetli dikey hareket ile karakterize edilen nispeten kısa süreli -yaklaşık 2 saat süren lokal fırtına.
ÖZGÜL ISI	:Maddenin 1 gr lık kütesinin sıcaklığını 1°C artırmak için gerekli ısı miktarıdır.
POLAR	:Kutupsal, kutuplarla ilgili
PUS	:Göreceli olarak büyük parçacıklardan oluşan zayıf ince sis.
RADYASYON	:Enerjinin elektromanyetik dalgalar şeklinde yayılması veya enerjinin taşınması işlemidir.
RASAT	:Meteorolojik aletlerle yapılan ölçümlerden elde edilen kayıtlar.
RELİK	:Belirli yerlerde yetişebilen bitkiler.
REZERVUAR	:Birikim alanları
RÖLYEF	:Yer şeklinin kabarıklığı.
RÜYET	:Yatay görüş uzaklığı.
RÜZGÂR	:Yatay yönde yer değiştiren hava kütesinin hareketi
RÜZGÂR SHEAR	:Ani Rüzgar Sapması. Rüzgar hız ve yönünün yada aynı anda her ikisinin birden kısa mesafelerde değişmesidir.
SAVAN	:Buğdaygiller ve kök saplı bitkilerden oluşan otsu bitkiler.
SERA ETKİSİ	:Yere yakın atmosfer içerisinde bulunan karbondioksit ve su buharının güneşten gelen ışınları emerek ısınmaya neden olması durumu.
SICAKLIK	:Isının dışarıya karşı yaptığı etkinin bir göstergesidir.

SICAKLIK GRADYANI	:Yükseklikle sıcaklık değışme oranı
SITMA (MALARYA)	:Patojen bir protozoon olan plazmodiumların çeşitli türlerinin anofel sivrisinekleri ile insana bulaştırılması ile oluşan aralıklarla gelen, titreme ile yükselen bir süre yüksek seyrettikten sonra bol terleme ile düşen ateş nöbetleri ile karakterize bir enfeksiyon hastalığıdır.
SİKLON	:Çevresine göre merkezinde basıncın en düşük olduğu alçak basınç alanıdır.
SİS	:Atmosferik su buharının çok küçük su damlaları şeklinde yoğunlaşarak, yerde yatay görüşü 1000 metrenin altında düşürecek bulut oluşturması.
SPEKTRAL ANALİZ	:Güneş ışığının spektrumunu incelemek için Prizma, içinden geçen ışığın farklı (dalga boylarına) renklere ayrılması.
SOLAR KONSTANT	:Güneş sabitesi. Güneşten Atmosferin üst sınırında 1 cm ² 'ye 1 dakikada gelen kalori miktarı. Güneş sabitesi dünyanın güneşe yaklaşıp uzaklaşmasıyla değışir. Dünya güneşe en yakın olduğu 30 Ocak günü güneş sabitesi artar, en uzak olduğu 4 Temmuz tarihinde güneş sabitesi azalır
STEP	:Rusya'da ağaçsız ve kısa boylu çayırlarla kaplı alanlar için kullanılan terim. Sonradan bu terim bazı bilim adamlarınca genelleştirilerek yarı kurak alanlarda yetişen otlarla kaplı geniş alanlar için de kullanılmaya başlanmıştır.
STOMA	:Bitkilerde epidermis hücreleri arasında bulunan dış ortamdaki gazlarla bitki faaliyeti sonucu hücreler arası boşluklarda biriken gaz ve su buharının değışimini sağlayarak su dengesinin ayarlanmasına yardımcı olan gözenek.
STRATUS	:Üç ana bulut türünden (diğerleri cirrus ve cumulus) ve iki alçak bulut çeşidinden birisi.
SU BİLANÇOSU	:Belirli bir zaman aralığı boyunca belirli bir su tutma alanının veya su kütesinin kazandığı toplam su miktarının, söz konusu su tutma alanı veya su kütesinde

meydana gelen net değişikliklere toplam su kaybının eklenmesiyle bulunan değere eşit olması ilkesine dayanan bilanço.

SÜBLÜMASYON :Herhangi bir maddenin sıvı hale geçmeden doğrudan katı halden gaz haline veya gaz halinden katı hale geçmesi olayıdır.

SUBSİDANS :Çökme, çökme

SUBTROPİKAL :Orta kuşak ile tropikler arasında yer alan

SU ÇEVİRİMİ :Suyun atmosferden geçerek yere ulaşması ve yerden atmosfere geri dönmesi sırasında geçirdiği aşamaların art arda gelerek oluşturduğu çevrim.

TEKTONİK HAREKET :Yerkabuğunda meydana gelen hareketler

TERMOKLİN :Su kütlelerinin bazı tabakalarının, kendisinden daha aşağıda ve yukarıda kalan tabakalardan daha fazla dikey negatif sıcaklık gradyanına sahip olması durumu.

TRANSPİRASYON :Bitkilerin terlemesi

TROPİKAL :Yılın çok zamanın yağışlı olması ve yüksek hava sıcaklığı ile tanımlanan alt-tropik yüksek basınçlar içinde oluşan sıcak hava.

TROPOFER :Yer ile yaklaşık olarak 17 kilometre arasında yer alan atmosferin en alt tabakası.

TROPOPOZ :Troposfer ile Stratosfer arasındaki atmosfer tabakası.

TUNDRA :Kutup bölgelerinde görülen yosun, liken ve küçük çalılardan oluşan bitkilerdir.

VERGLA :Yağan yağmur veya çisentinin aşırı soğuk zeminde donmasıyla oluşan ince buz tabakası.

ZAHİRÎ :Görünen, görünürdeki.

7. YARARLANILAN KAYNAKLAR

1. Atalay, İ., 1997, Türkiye Coğrafyası, Ege Üniversitesi yayınları
2. B.Ü.,2002 Balıkesir Üniversitesi Coğrafya Ders Notları
3. Borhan, Y., 1987, Genel Meteoroloji basılmamış ders notları, İ.T.Ü., İstanbul
4. Buffalo Üniversitesi <http://www.buffalo.edu/>
5. Coğrafya Ders Notları, 2002 Balıkesir Üniversitesi Coğrafya Bölümü
6. Çevre Bak., 2004 Web Sitesi
<http://www.cevreorman.gov.tr/iklimkonferansi/index.htm>
7. Çevre Bak.,1998. Turkey National Report on Climate Change, Ministry of Environment (ME), Ankara. (Çevre Bakanlığı'nın eşgüdümünde ilgili kuruluşlarca ortaklaşa hazırlanan bu ulusal rapor, Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi'nin 2-13 Kasım 1998'de Buenos Aires'de (Arjantin) yapılan 4. Taraflar Konferansı'nda resmi olarak dağıtılmıştır.)
8. Demirel, A., Meteoroloji sözlüğü, DMİ Yayınları 2002/05, Ankara
9. Dickinson, R. E., Meleshko, V., Randall, D., Sarachik, E., Silva-Dias, P. and Slingo, A. 1996. 'Climate Pocesesses' in Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO/UNEP. Cambridge University Press, 193-227.
10. DMİ Yayınları 2000/02. Klimogram Yöntemine Göre Antalya İklimi. Ankara
11. DMİ Yayınları 2000/04. Thorthwaite Yöntemine Göre Antalya İklimi. Ankara
12. DMİ., 1972., Türkiye İklim Tasnifi (De Martonne Metoduna Göre). Ankara
13. D.M.İ., 1988., Aydeniz Metodu ile Türkiye'nin Kuraklık Değerlendirmesi. Ankara
14. DOĞAN, Ş., Ayman B.,Ballica H., Kaya N. 1982. Klimatoloji III. Ankara
15. Dönmez, Y., 1984 Umumi Klimatoloji ve İklim Çalışmaları İ.T.Ü. Yayın No: 2506, Coğrafya Enstitüsü Yayın No: 102
16. (EIU) Eastern Illinois University, www.eiu.edu/
17. EPA, 1993, Modified with permission from Global Climates - Past, Present, and Future, S. Henderson, S. Holman, and L. Mortensen (Eds.). EPA Report No. EPA/600/R-93/126, U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Washington, DC. pp. 53 -61
18. Eken, M., 1995, 1990 Yılında Türkiye'yi Etkileyen Hava Kütleleri DMİ, Uzmanlık Tezi

19. Erinç, S., 1984, Klimatoloji ve Metotları, İ.T.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul
20. Erinç, S. 1957, Tatbiki Klimatoloji ve Türkiye'nin İklim Şartları, İTÜ Hidrojeoloji Enstitüsü, İstanbul
21. EROL, O., 1993. Genel Klimatoloji. Ankara (Gazi Büro Kitapevi)
22. ERTÜRK, K., BAYAR A. 1984. Türkiye'nin İklim Tasnifi – Erinç Kuraklık İndis Formülüne Göre. Ankara
23. Environment Programme (UNEP), Geneva.
24. Emery, W. J. and Hamilton, K. 1985. 'Atmospheric forcing of interannual variability in the northeast Pacific Ocean: Connections with El Niño', J. Geophys. Res., 90, 857-868.
25. Fraedrich, K., 1990. 'European grosswetter during the warm and cold extremes of the El Niño/-Southern Oscillation', Int. J. Climatol., 10, 21-31.
26. Fraedrich, K., and Müller, K. 1992. 'Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes', Int. J. Climatol., 12, 25-31.
27. FAO, Food And Agriculture Organization, www.fao.org
28. Government of Canada Graphic
<http://www.solcomhouse.com/climatechange.htm>
29. Gazi Üniversitesi, M.M.F. İnşaat Bölümü, Hidroloji Ders Notları, 2004
<http://www.mmf.gazi.edu.tr/insaat/>
30. IPCC. 1992. Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment, Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO/UNEP. Cambridge University Press, New York.
31. IPCC. 1996 a. Climate Change 1995, The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J, T., et al., eds., WMO/UNEP. Cambridge U. Press, New York.
32. IPCC. 1996 b. Climate Change 1995, Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Watson R, T., et al., eds., WMO/UNEP. Cambridge University Press, New York.
33. İZBIRAK, R., 1993, Sular Coğrafyası, Ankara

34. Kiladis, G. N. and Diaz, H. F. 1989. 'Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation', J. Climate, 2, 1069-1090.
35. KADIOĞLU, M., 2001 Bildiğimiz Havaların Sonu, Güncel Yayıncılık, İstanbul
36. Kingworc, 2003 Learning About The Atmosphere
<http://atschool.eduweb.co.uk/kingworc/departments/geography/nottingham/atmosphere/pages/atmosphere.html>
37. Klimatoloji Şube Müdürlüğü çalışmaları D.M.İ. Genel Müdürlüğü web sitesi
<http://www.meteor.gov.tr/2005/genel/iklim/iklim.htm>
38. KÖMÜŞCÜ A, ve arkadaşları 2003, 'Normalleştirilmiş yağış indeksi (SPI) ile Türkiye'de kuraklık oluşum oranlarının bölgesel dağılımı' (Regional distribution of drought occurrence by using Standardized Precipitation Index (SPI) in Turkey). III. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu Bildiri Kitabı, 268-275. İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 19-21 Mart 2003, İstanbul.
39. NASA, <http://www.nasa.gov>
40. NAUMOV, A., 1999, Lecture Notes on Physical Environmental Geography, University at Buffalo, State University of New York, U.S.A
41. NSIDC, The National Snow and Ice Data Center
www.nsidc.org/arcticmet/factors/winds.html
42. NORTHCOTT, P., 1997. Geography 12, Social Studies Dept., Prince Rupert Secondary School, California
43. Nicholls, N., Gruza, G.V., Jouzel, J., Karl, T.R., Ogallo, L.A. and Parker, D.E. 1996. 'Observed Climate Variability and Change' in Climate Change 1995: The Science of Climate Change. IPCC, WMO/UNEP. Cambridge University Press
44. Obasi, G.O.P., 2001 WMO-No 920. 2001. WMO Statement On The Status Of The Global Climate in 2000. Geneva- Switzerland
45. Öncüler K. Ve arkadaşları, 1982 Genel Meteoroloji I-II, Meteoroloji Teknik Lisesi Ders Kitabı
46. PSU, The Pennsylvania State University ©2003 www.psu.edu/
47. RITTER, M., 2002, Lecture Notes on Geology, University of Wisconsin, U.S.A
48. Strahler A.N. A.H., 1973 Env. geoscience: Interaction between natural system
49. ŞENSOY, S., Türkiye İklimi, 2000 DMİ web sitesi
<http://www.meteor.gov.tr/2005/genel/iklim/turkiyeiklimi.htm>

50. ŞENSOY, S., 2004 “2003 yılı Türkiye iklim verilerinin değerlendirilmesi semineri” Ankara, DMİ
51. The Australian Greenhouse Office www.greenhouse.gov.au/
52. Türkeş, M., 1997b. ‘El Niño: Etkileri açısından küresel bir okyanus-atmosfer olayı’, Lodos, 17, 6-8, Ankara.
53. Türkeş, M., 1998c. ‘El Niño-Güneyli Salınım Ekstremleri ve Türkiye’deki Yağış Anomalileri ile İlişkisi’, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü’nce düzenlenen 23 Mart (1998) Dünya Meteoroloji Günü Kutlamaları’nda bildiri olarak sunulmuştur, Ankara.
54. Türkeş M., ve arkadaşları, 2002 İklim Değişikliğinin Bilimsel Değerlendirilmesi DMİ web sitesi
<http://www.meteor.gov.tr/2005/arastirma/iklimdegis/iklimdegis2.htm>
55. UCSB, The University of California, Santa Barbara
www.ucsb.edu/
56. UMKC, University Of Missouri-Kansas City
www.umkc.edu/sites/env-sci/module4/weblab4.htm
57. UKMO., 1995. Modelling Climate Change 1860-2050, Report published coincide with the COP-I to the UN/FCCC, Berlin, March 27 to April 7 1995, UK Meteorological Office, the Hadley Centre for Climate Prediction and Research.
58. UN/FCCC., 1996. Ministerial Declaration, United Nations Framework Convention on Climate Change, Conference of the Parties, Second Session, Geneva, 8-19 July 1996.
59. UNEP, United Nations Environment Program
<http://www.cevreorman.gov.tr/iklimkonferansi/index.htm>
60. UNIVERSITY of WYOMING, Orographic Clouds in Cloud Dynamics, Academic Press, 502-538
61. http://www-das.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap10/oro_rain.html
62. WHO., 1996. Climate Change and Human Health, McMichael, A. J., et al., eds., An Assessment Prepared by a Task Group on behalf of the World Health Organization (WHO), the World Meteorological Organization (WMO) and the United Nations
63. WMO., 1996,1998. WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1995,1997 WMO-No. 838,877 World Meteorological Organization.

64. Yayvan M., Deniz A., 2000, D.M.İ. Analiz Şubesi, sözlü görüşme, 2000

65. YÜKSEL, A.F., 2000, Atmosfer, Bilim-Teknik, Temmuz-2000