

Ankara Üniversitesi
ZİRAAT FAKÜLTESİ

Yayın No: 1544
Ders Kitabı: 497

HİDROLOJİ

(2. BASKI)

Prof. Dr. Cengiz OKMAN

Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi
Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü

ANKARA
2005

Ankara Üniversitesi
ZİRAAT FAKÜLTESİ

Yayın No: 1544
Ders Kitabı: 497



HİDROLOJİ

(2. BASKI)

Prof. Dr. Cengiz OKMAN

Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi
Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü

ANKARA

2005

Su ile ilgili yorumların elde edilen deneyimlere göre yapılması hatırla tutulmalıdır.

Bir yıl boyunca meydana gelen yağış ve akarsudaki alçalma kadar, buharlaşma meydana gelir.

Dünyayı çevreleyen ve devamlı olarak yerin üzerinde hareket eden havanın içinde nem vardır.

Isı, cisimlere hareket verir.

Hava akarsu gibi hareket eder ve beraberinde bulutları taşıy.

Doğada bir daha tekrarlanmayan sonsuz sayıda olaylar vardır.

Yağmur damlası, buluttaki küçük parçacıkların birleşmesinden meydana gelir.

Buhar, ısının etkisi ile atmosferde hareket eder.

Yüksek dağlardaki kar, güneş tarafından ertilir ve taşkın meydana gelir.

Yerin içinde çok büyük akarsular vardır.

Vadilerin eğimli yüzeylerindeki su en alçak yere kadar hareket eder.

Leonardo da Vinci (1452-1519)

Gezegenlerin yollarını tahmin edebilirim fakat su damlasının hareketi ile ilgili bir şey söyleyemem.

Galileo Galilei (1564-1642)

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

GİRİŞ

Bölüm 1. Temel Bilgiler	1
Hidrolojinin Kapsamı; Hidrolojik Döngü; Su Bütçesi Kavramı; Su Kaynaklarının İşletilmesi; Dünya'daki Suyun Dağılımı; İklim Sınıfları.	
Bölüm 2. Suyun Kimyasal ve Fiziksel Özellikleri	15
Suyun Molekül Yapısı; Suyun Durumları; Suyun Özgül Ağırlığı; Suyun Durum Değişimleri; Erime-Yüzey Donma Kuvveti; Kapilarite.	
Bölüm 3. Atmosferin Sıcaklığı	27
Net Radyasyon; Albedo; Gariye Radyasyon; Yeryüzüne Gelen Radyasyonun Değişimi; Isınım İletimi; Atmosfer Sıcaklığının Yükseklikte Değişimi; Atmosfer Sıcaklığının Ölçülmesi; Atmosfer Sıcaklığını Belirleme.	
Bölüm 4. Buharlaştırma	52
Buharlaştırma Miktarını Etkileyen Faktörler; Sıcaklık; Buhar Basıncı Farkı; Rüzgar; Atmosfer Basıncı; Suyun Kalitesi; Buharlaştırma Yüzeyinin Özellikleri; Buhar Basıncı; Buharlaştırmanın Ölçülmesi; Rezervuardan Buharlaştırma; Su Bütçesi Yöntemi; Enerji Bütçesi Yöntemi; Kütle İletim Yöntemi; Kann Buharlaştırması; Transpirasyon; Thornthwaite Yöntemi; Penman Yöntemi.	
Bölüm 5. Atmosferin Nemliliği	79
Atmosferdeki Nemin Belirlenmesi; Mutlak Nem; Bağıl Nem; Özgül Nem; Karıncın Oranı; Nemli Atmosferin Yoğurluğu; Atmosferin Nem Kapasitesi; Virtual Sıcaklık; Nemliliğin Ölçülmesi; Atmosferdeki Nemin Değişimi.	
Bölüm 6. Yağış	82
Çiğlenme; Yoğunlaşma; Yoğunlaşma Çetirekleri; Yağabilen Su; Yağışların Meydana Gelmesi; Yağış Sıklıkları; Yağış Türleri; Alçak Basıncı Yağışları; Konvektif Yağışlar; Orografik Yağışlar; Yağmurun Ölçülmesi; Yağmur Ölçme Hataları; Anemal Yağmur Ölçümü; Yağmurun Analizi; Homojenlik Analizi; Yağmur Miktarlarının Entegrasyonu; Yağmurun Şiddetli Ortalama Yağmur Miktarı; Yağmurun Derritli-Alan-Süre Analizi; Yağmur Miktarının Değişimi.	
Bölüm 7. Kar Elüvyü	118
Karın Ölçülmesi; Kann Özgül Ağırlığı ve Su Eşdeğeri; Kann Erimesi; Net Radyasyonla Eriyen Kar Miktarı; Yoğunlaşma Isısı ile Eriyen Kar Miktarı; Konveksiyon ve Yoğunlaşma Isısı ile Eriyen Kar Miktarı; Yağmurla Eriyen Kar Miktarı; Gün Derece Yöntemi; Kann Buharlaştırması; Kar Yüklü.	
Bölüm 8. Bitki Yüzeyinde Tutulan Yağış ve İnfiltrasyon	132
Bitki Yüzeyinde Tutulan Yağmur; Bitki Yüzeyinde Tutulan Kar; İnfiltrasyon; İnfiltrasyon Hızı; Donmuş Toprakın İnfiltrasyon Hızı; İnfiltrasyon Hızının Ölçülmesi; Su Toplama Havzasının İnfiltrasyon Hızı; ϕ İndeksi Yöntemi; W İndeksi Yöntemi.	
Bölüm 9. Yeraltı Suyu	148
Toprakta Bulunan Suyun Ayrımı; Doymuş Katman; Doymuş Katman; Akifer Çeşitleri; Akiferin Su Verimi; Yeraltı Suyunun Basıncı; Yeraltı Suyunun Hareketi; Formasyonların Ölçülmesi; Yeraltı Suyunun Beslenmesi; Kuyu Hidroliği; Emniyetli Yerim.	

Bölüm 10. Yüzev Akış.	181
Etili Yağmur, Yüzev Akışa Etiler Faktörler, Yağış Ökili, Yağmur Şiddeti, Yağmur Süresi, Yağmurun Dağılışı ve Hareketi Yöneli, Toprak Nem, Yüzev Akışın Ölçülmesi.	
Bölüm 11. Su Toplama Havzası ve Akarsuların Fiziksel Özellikleri.	189
Su Toplama Havzasının Fiziksel Özellikleri, Su Toplama Havzasının Akışı, Su Toplama Havzasının Şekli, Su Toplama Havzasının Eğimi, Kuvvet Sisteminin Özellikleri, Akarsuyun Fiziksel Özellikleri, Akarsuyun Sınıflandırılması, Akarsuyun Ölçülmesi, Akış Yüksekliğinin Ölçülmesi, Açık Kanada Akın Su Hızının Ölçülmesi, Baraj, Akış Miktarının Belirlenmesi.	
Bölüm 12. Yüzev Akışın Analizi.	212
Yüzev Akış Hidrografı, Basit Yüzev Akış Hidrografının Analizi, Birleşik Yüzev Akış Hidrografının Analizi, Yüzev Akış Hidrografına Etiler Faktörler, Yüzev Akış Hacminin Tahmini, Edilmesi, Öncelikli Yağmur İndeksi, İnfiltrasyon İndeksi, SCS Yöntemi, Kolarada Yöntemi.	
Bölüm 13. Birim Hidrograf.	229
Birim Hidrografın Belirlenmesi, Birim Hidrograf, Sürelinin Uzaltılması, Birim Hidrograf Süresinin Kısaltılması, Değişik Şiddetli Yağmurdan Birim Hidrografın Elde Edilmesi, Sentetik Birim Hidrografın Üçgen Birim Hidrograf, Snyder Birim Hidrografı, Rasyonel Yöntem.	
Bölüm 14. Taşkının Ölçülmesi.	248
Taşkın Değerlerinin Belirlenmesi, Rezervuarla Taşkın Ölçülmesi, Kanada Taşkın Ölçülmesi.	
Bölüm 15. Hidrolojide Olasılık Yöntemleri.	280
İstatistik Deyimler, Frekans Dağılım, İstatistik Parametreler, Olasılık, Olasılık Dağılım İlişkileri, Olasılık Analizi Tutarlanma Süresi, Hidrolojik Verinin Seçilmesi, Hidrolojik İşlemler.	
Bölüm 16. Sedimentasyon.	293
Sedimentin Ölçülmesi, Rezervuardaki Sedimentasyon, Rezervuarın Sediment Tutma Oranı.	
Ek: Yarı ve Dünya ile İlgili Bazı Temel Bilgiler.	300
Referans Listesi.	310
Konu İndeksi.	318

GİRİŞ

Hayat için gerekli maddelerin en önemlilerinden olan su, aynı zamanda en çok kullanılan bir maddedir. Dünyada belli bir miktarda bulunan su, sürekli olarak ve sırasız bir şekilde sıvı, katı ve gaz durumlarına dönüşür. Bu nedenle su, doğada üç cisim halinde ve fazla miktarda bulunan yegane maddedir. Ancak dünyadaki suyun büyük bir bölümü eridir. Universal bir çözücü olarak kullanılan ve düşük basınçta donunca genleşme gösteren bu madde, diğer akışkanlara göre çok üstün özelliklere sahiptir.

Canlılar ile bitki bütöyelerinin büyük bir bölümünü meydana getiren su, aynı zamanda hidrokarbon, yani karbonhidrat (şeker, nişasta ve selüloz), yağ ve protein yapımında kullanılır. Bitkilerin gözeneklerindeki suyun, güneş enerjisinin etkisi altında moleküllere ayrıldıktan sonra, atmosferdeki karbondioksit ile birleşmesinden ortaya çıkan hidrokarbonlardan, bitkisel organlar ve meyveler meydana gelir. Ancak bu özümleme maddesinin miktar, gözeneklere iletilen su ile birlikte güneş radyasyonunun şiddeti ve güneşlenme süresine göre farklılık gösterir. Gıda maddesi olarak kullanılan meyveler, besin ve enerji sağlar.

Doğanın başka bir maddesi olan sudan çok değişik şekillerde fayda sağlandığı için bu madde ile refah, ayrılmayacak derecede birbirine bağlıdır. Bu bakımdan su ihtiyacının karşılanması çok önemli bulunmaktadır. Su ihtiyacı, yerüstü ve yeraltı kaynaklarından karşılanır ve bu kaynakları yağışlar besler. Fakat yağışlar, devamlı olarak aynı koşullarda meydana gelmediği için, miktar ve zaman olarak çok farklılık gösterir. Yağış miktarı arttığı dönemlerde su kaynaklarının verimi fazılaşır ve kimi vakit, zarara neden olacak kadar yüzey akış olur. Bu durumdaki yüzey akışa taşkın denir. Taşkınları zararı önlemek için, uygun bir yapı ile kontrol edilmesi gerekir.

Yağışlar azaldığı zaman, su kaynaklarının verimi düşer ve ara sıra kuraklık da meydana gelir. Kuraklık su miktarındaki azalma ile süresine göre değişik şekillerde etkili olur. Bu nedenle orta derecede ve uzun süren bir kuraklık, şiddetli fakat kısa süreli kuraklıktan daha fazla etki eder. Kuşkusuz kuraklığın bütünü ile önlenmesi olanak içinde değildir. Ancak su kaynaklarının, kuraklık gözönüne alınarak işletilmesi halinde bu

İstermeyeyen doğal olayın etkisi azaltılabilir.

Su kaynaklarının verimi ile aynı sürede talep edilen suyun, zamana göre dağılımı uyum göstermediği durumda akarsu depolanır. Böylece akarsuyun talepten fazla olan akışları, su isteğinin karşılanmadığı süreye aktarılmış olur. Bu amaçla inşa edilen yapıya genellikle baraj denir. Ancak akarsu ile taşınan sedimant rezervuarda birikir ve bunun bir sonucu olarak depolama kapasitesi giderek azalır. Akarsulardaki sediment önlemediği için rezervuarların kapasitesi, işletme sürelerinde gelen sedimentten sonra belirtilen miktarda su depolanacak şekilde projelenir. Bu bakımdan su toplama havzalarında erozyonun önlenmesi önemli bulunmaktadır.

Su kaynaklarının verimi, talep edilen miktarı bütün olarak karşılamadığı zaman mevcut su, en büyük fayda sağlanacak şekilde dağıtılır. Buna su kaynaklarının optimizasyonu denir. Kuşkusuz bu durumda öncelikle, içme ve kullanma suyu talebinin karşılanması gerekir. Ancak su kaynakları veriminin sınırı olduğu ve zamanla değiştiği gözönüne alınırsa, içme ve kullanma suyu talebinin her zaman karşılanacağı kesin olarak söylenemez. Bu bakımdan yarı içme ve kullanma suyu talebinin devamlı olarak karşılanması için yerleşim bölgelerinin belirlenmesinde, su kaynakları veriminin gözönüne alınması gerekli olmaktadır.

Hayatın temel maddelerinden biri olduğu için su ile ilgili incelemeler, tarihle birlikte başlamıştır. Zamanla dünyadaki suyun değişimi dağılımı, statik, kinematik, dinamik özellikleri ile su kaynaklarının kıymetlendirilmesi, geliştirilmesi, işletilmesi, optimizasyonu, korunması ve kirlenmesinin önlenmesi konularındaki bilgiler ortaya konmuştur.

Su kaynakları günümüzde hızlı bir şekilde kirlenmektedir. Buna çoğunlukla sanayi ve kentsel atıklar ile tarımsal üretimde kullanılan güdüler neden olmaktadır. Kirli suların temizlenerek kullanılabilir duruma getirilmesi çok zor veya olanaksız olmakla birlikte, böyle suların biyolojik ortamı bozulduğu için canlılar da yaşayamaz.

Yukarıda değinilen konular çok geniş kapsamlıdır. Bu kitap, 20. asrın ilk yarısı içinde rasyonelleşen ve bu tarihten sonra teorik uygulamaları başlayan hidrolojinin konularında, temel bilgilerin verilmesi amacı ile hazırlanmıştır.

İlgilere faydalı olmasını dilerim.

Prof.Dr. Cengiz OKMAN

BÖLÜM 1

TEMEL BİLGİLER

Canlıların yaşaması için gereken en önemli maddelerden biri olan su, insan tarihi ile birlikte incelenmeye bağlanmıştır. İlk önce akarsu kenarlarında yerleşmeyi tercih eden insanlar, arasıra taşkınların meydana geldiğini veya akışların çok azaldığını gördükten sonra, bu doğal olayların nedenleri üzerinde durmuşlar ve taşkınlardan korunmak gerektiğini anlamışlardır. Bu amaçla taşkın zararları gözönüne alınarak ilk önce Mezopotamya, Mısır, Akdeniz Bölgesi ve Uzakdoğuda, akarsular boyunca seddeler yapılmıştır. Bu seddelerin yapılmasında gözönüne alınan taşkın zararları ile ilgili izlenimler, hidroloji biliminin başlangıcı olarak kabul edilmektedir.

İnsan tarihi ile birlikte incelenmeye başlayan sudan, en iyi şekilde yararlanmak için zamanla değişik özelliklerini belirtmek amacıyla çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar tarihsel olarak burada verilmemiştir. Su ile ilgili bilgiler asırlar önce toplanmasına rağmen, bunların bilim haline gelişi 20. yüzyılın ilk yarısına rastlar. Hidroloji ile ilgili çalışmalarda genellikle gözlemlerin yapılması, verinin bölünmesi, istatistik ve olasılık analizleri ile matematik modellerin kurulması olarak belirtilen bir sıra izlenir.

1.1. Hidrolojinin Kapsamı

Hidroloji eski Yunancada su ve bilim anlamındaki kelimelerden alınmıştır. Etimoloji olarak su bilimi anlamına gelmesine rağmen hidrolojide, suyun bütün özelliklerinin belirtilmesi açıklanmaz. Örneğin suyun statik ve dinamik özellikleri hidrolik biliminin de incelenmesinin yanında, deniz ve okyanuslarda ilgili bilgiler oşinografi veya oşinolojide ve suyun insan sağlığına etkisi ile ilgili bilgiler de tıp hidrolojisinde verilir. Geniş anlamda hidroloji dünyadaki suyun dağılımı, değişimi, fiziksel ve kimyasal özellikleri ile çevre ve canlılara olan etkisini inceleyen bilim olarak tanımlanabilir.

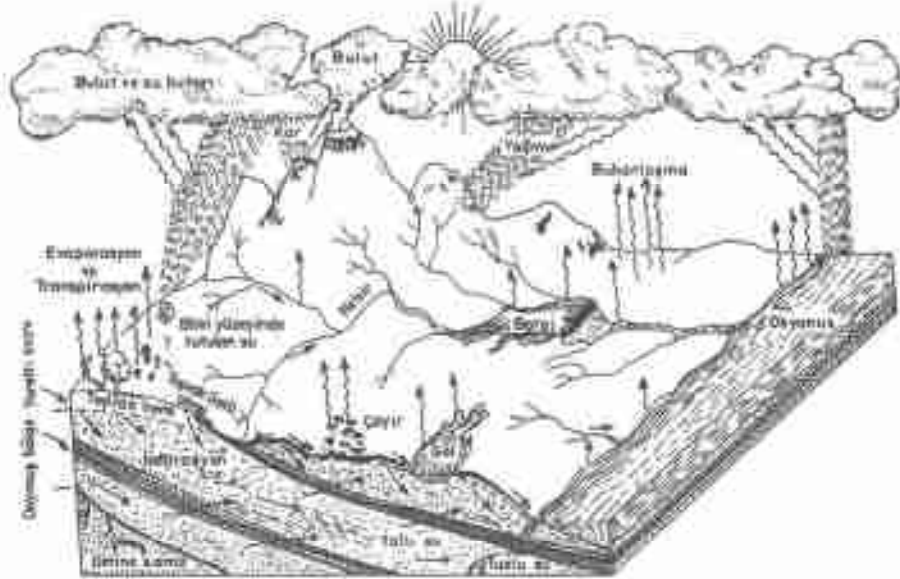
Uluslararası Hidroloji Birliği tarafından bu bilim potamoloji, limnoloji, kar hidrolojisi ve yeraltı suyu hidrolojisi olarak dört bölüme ayrılmıştır. Bu bölümlerde sırası ile akarsular, göller, kar ve yeraltı suları incelenir. Öte yandan suların ölçülmesini açıklayan bilgilere hidrometri, yeryüzündeki su kütlelerinin fiziksel özellikleri ile ulaşım yollarını

gösteren haritaların yapılmasına ilişkin bilgilere de hidrografi denir. Bunların yanında son yıllarda hidrometeoroloji, hidrolojinin bir dalı olarak gelişmiştir. Hidrometeoroloji bulut, yağmur, kar ve dolu gibi taam ve su kaynakları yönünden önemli yağışların incelenmesi ve taşkınların kontrolünü açıklayan bir bilim olarak tanımlanabilir.

Hidroloji biliminden su kaynakları, tarım, hidrolik ve inşaat mühendisliği ile ilgili çalışmalarda yararlanır. Bu yönden gerekli olan verilerin elde edilmesi ile kantitatif yöntemleri açıklayan bilime, mühendislik hidrolojisi denir. Hidroloji olarak beştilen bilim jeolojisi, hidrolik, jeoloji, toprak fizyolojisi, coğrafya ve istatistik bilimleri ile yakından ilgilidir.

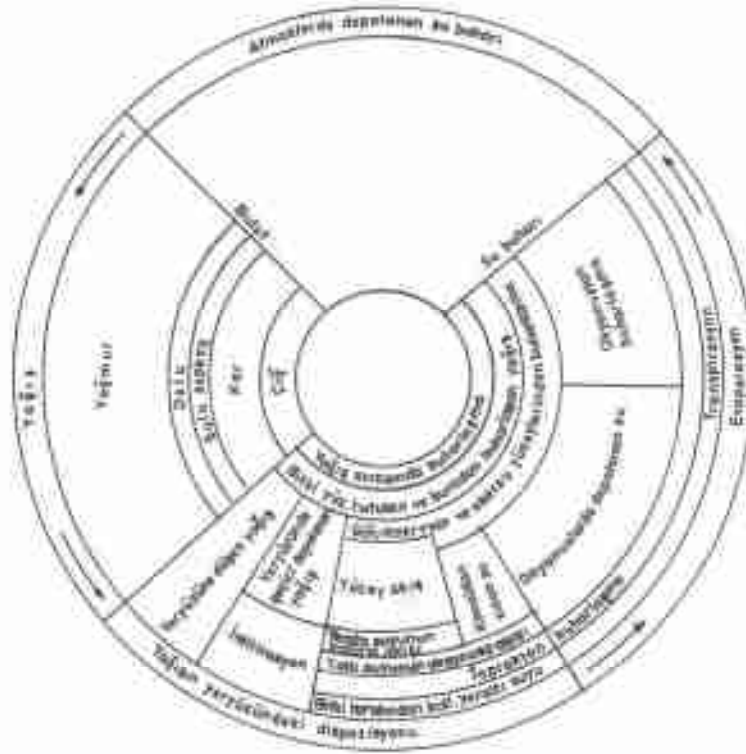
1.2. Hidrolojik Devre

Dünyada belli bir miktarda su vardır. Bu su atmosfer, yerüstü ve yeraltı olarak üzere üç ortama dağılmıştır. Atmosferde buhar, bulut veya yağış halinde olan su, yerüstünde okyanus, deniz, göl, akarsu, kar veya buz olarak bulunur. Yeraltında su, toprak tanelerinin çevresinde ve gözeneklerde birikir.



Şekil 1.1. Hidrolojik devre.

Yeryüzeyinde bulunan su ile, üst toprak katmanı içinde ve bitkilerin yapraklarındaki gözeneklerde bulunan su, güneşten gelen ısı ile buharlaşır. Su buharı içeren hava, çöğlenme noktasından daha fazla soğuduğu zaman yoğunlaşma başlar. Yoğunlaşma ürünü olan su damlacıkları, birleşerek yağışlar meydana gelir.



Şekil 1.2: Hidrolojik devrinin bütün unsurlarını yaklaşık miktarları

Bitkilerin üzerine düşen yağışların bir bölümü yaprak, sap ve gövde gibi organlarda tutulur ve buradan buharlaşır. Yağmur ve eriyen kar önce yeryüzündeki toprak tanelerinin çevresinde birikir. Bu suları toprağa sızmayan miktar, düz arazilerin üzerinde birikmesine karşılık, eğimli arazilerin yüzeyinden akarak kanallara ulaşır.

Toprak yüzeyinden sızan sular teneler ve boşluklarda tutulur. Toprakların bünye ve yapı özelliklerine bağlı olan belli bir su tutma kapasitesi vardır. Bu kapasitesinden daha fazla olan yağış tulan, eğimli arazilerin üst katman boyunca sızar ve bunlar genellikle kanallarda açığa çıkar. Yağışların toprak üstünden akarak ve üst toprak katmanı içinden sızarak kanallarda akışa geçen miktarına yüzey akış denir.

Kök derinliğindeki toprakta tutulan suyu bitkiler alır. Bunun özümleme ve bitkinin gelişmesinde kullanılmayan bölümü, yapraklardaki gözeneklerden buharlaşır. Toprak tarafından tutulmayan sular, geçirimsiz bir katmanın üzerindeki gözeneklerde birikir. Bunlara yeraltı suyu denir. Bu su kuyulara aktılır ve buradan yeryüzüne çıkarılır.

Genellikle yerüstü ve yeraltındaki suların okyanuslara ulaştığı kabul edilir. Bu açıklamalardan anlaşılacağı gibi dünyada bulunan su devamlı olarak katı, sıvı ve gaz durumlara dönüşmektedir. Ancak bu dönüşümde belli bir sıra yoktur yani buharlaşma olurken, yağış da meydana gelir ve yağışla birlikte buharlaşma da olur. Ancak durum değiştiren su miktarı çok farklılık gösterir. Dünyada bulunan suyun bu şekildeki hareketine, hidrolojik devre denir. Hidrolojik bir devre şekil 1.1. de gösterilmiştir.

Yer ve atmosferde bulunan suyun hareket ettiği hidrolojik devre, değişik yollardan meydana gelmiştir. Bu yollardaki suyun miktarı farklılık gösterir. Bu miktarlar yaklaşık olarak şekil 1.2 de verilen grafikte gösterilmiştir. Hidrolojik bir devrenin buharlaşma, yağış, bitki yüzeyinde tutma, yüzey akış ve yeraltı suyu birleşmelerinden meydana geldiği kabul edilir ve bunlar, hidrolojik devrenin belli başlı unsurları olarak belirtilir.

Yağışlar atmosfer, diğer bir deyişle havadaki su buharından meydana geldiği için hidrolojik devrenin başlangıcı olarak buharlaşma alınır. Ancak atmosferdeki su buharının büyük bir bölümü yeryüzündeki suların meydana geldiği için, bütün unsurları ile belirlenen hidrolojik devre, okyanuslardan yani kıtaları birbirinden ayıran su kütlelerinden başlar. Ekvator çapı 6378.39 km ve kutuplar arası 6359.90 km olan dünyanın, % 70,8'i su ve geriye kalan % 29,2'si kara ile kaplıdır. Dünyada yer su ve kara ile kaplı alanlar, enlemine göre çizelge 1.1 de gösterilmiştir.

Çizelge 1.1. Dünyada Su ve Kara ile Kaplı Alanlarının Enlemlere Göre Dağılımı

Enlem	Kuzey yarımküre				Güney yarımküre			
	Su 10 ⁶ km ²	Kara 10 ⁶ km ²	Su %	Kara %	Su 10 ⁶ km ²	Kara 10 ⁶ km ²	Su %	Kara %
90-85°	0.979	-	100.0	-	-	0.978	-	100.0
85-80	2.545	0.384	86.9	13.1	-	2.929	-	100.0
80-75	3.742	1.112	77.1	22.9	0.522	4.332	10.7	89.3
75-70	4.414	2.328	65.5	34.5	2.604	4.136	38.6	61.4
70-65	2.456	6.116	28.7	71.3	6.918	1.756	79.5	20.5
65-60	3.123	7.210	31.2	68.8	10.301	0.032	99.7	0.3
60-55	5.309	6.613	45.0	55.0	12.006	0.006	99.9	0.1
55-50	5.529	8.066	40.7	59.3	13.388	0.207	98.5	1.5
50-45	6.612	6.458	43.8	56.2	14.593	0.377	97.5	2.5
45-40	8.411	8.016	51.2	48.8	15.833	0.594	96.4	3.6
40-35	10.029	7.627	56.8	43.2	16.483	1.173	93.4	6.6
35-30	10.806	7.943	57.7	42.3	16.782	2.967	84.2	15.8
30-25	11.747	7.952	59.6	40.4	15.438	4.281	78.2	21.8
25-20	13.354	7.146	65.2	34.8	15.450	5.049	75.4	24.6
20-15	14.981	6.164	70.8	29.2	16.147	4.998	76.4	23.6
15-10	16.553	5.080	76.5	23.5	17.211	4.422	79.8	20.4
10-5	18.628	5.332	75.7	24.3	18.898	5.062	78.9	23.1
5-0	17.387	4.737	78.6	21.4	18.782	5.332	75.9	24.1
90-0°	154.695	100.281	60.7	39.3	206.384	48.911	80.9	19.1

1.2.1. Su Bütçesi İlişkisi

Hidrolojik devredeki suyun miktarı, maddenin korunmasına göre geliştirilen su bütçesi veya hidrolojik ilişkiye göre belirlir. Buna göre belli bir araziye düşen yağışların

akışlardan farkı, bu arazideki su miktarının artma veya eksilmesini gösterir. Diğer bir deyişle gözönüne alınan belli bir araziye giren akışın çıkan akıştan farkı, depolamadaki değişimi verir. Toprak yüzeyinden akan ve üst toprak katmanı içinden sızan su, birçok faktöre bağlı olarak değişir. Bunun için yüzey akışların meydana geldiği alan, fiziksel bir sistem olarak alınır.

$$I - Q = \frac{ds}{dt} \quad (1.1)$$

İlgilide:

I = Giren akış

Q = Çıkan akış

ds = Su miktarındaki değişim

dt = Zaman

Su bütçesi ilişkisinin yukarıda verilen terimleri bir alan için ve aynı zaman boyutunda olacak şekilde belirlir. Bu ilişkinin uygulandığı alanın topoğrafik olarak ayrılmış olması, çıkan akış ve depolamadaki değişimin güvenilir olarak belirlenmesi yönünden önemli bulunmaktadır. Herhangi bir zaman aralığında $I > Q$ olunca ds pozitifdir yani, fiziksel sistemde su birikir. Buna karşılık $I < Q$ olunca, ds negatifdir ve fiziksel sistemde su azalır.

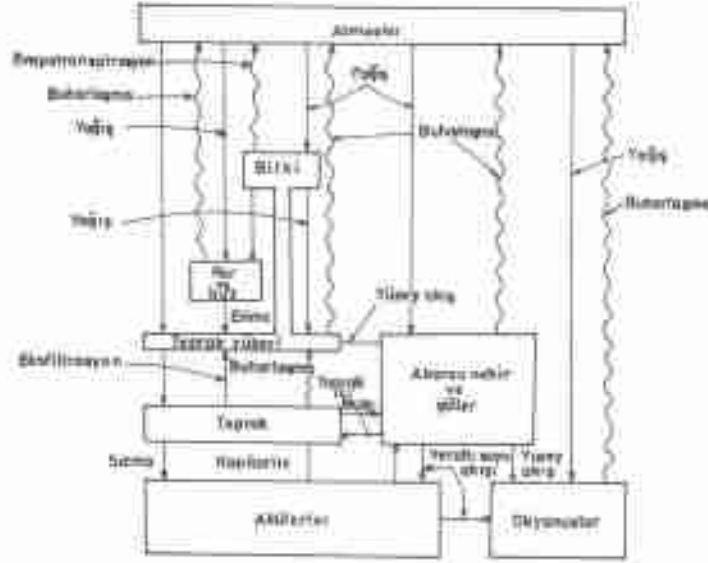
Çıkan akışı etkileyen fiziksel sistem heterojen olduğu için depolamadaki değişim kolayca belirlenemez. Bu nedenle saptanan verim gerçek miktardan farklı olabilir. Su bütçesi ilişkisinin uygulamasında, hidrolojik devrenin şekli 1.3 de verilen sistematığı gözönünde bulundurulur.

1.3. Su Kaynaklarının İstetilmesi

Su kaynaklarını işletmede başlıca amaç suyun yer ve zamana göre dağıtımını yaparak ekonomik ve sosyal yapının geliştirilmesi ve çevrenin daha iyi duruma dönüştürülmesi olarak belirtilebilir. Bu amaca uygun olarak yapılan çalışmalarda, su talebi ile kullanılabilen verim arasındaki en uygun çözüm ortaya konur. Bunun için değişik durumlara göre geniş kapsamlı bir çevre planlamasının yapılması gerektirir.

Su kaynakları ile ilgili projeler, yalnız su talebi ve kullanılabilen verim gözönüne alınarak yapılmaz. Bazı durumlarda politik, sosyal ve ekolojik duruma öncelik verir. Su

kaynaklarının planlanması ve işletilmesinde gözönüne alınan durumlar şekil 1.4 de verilen şemada gösterilmiştir.

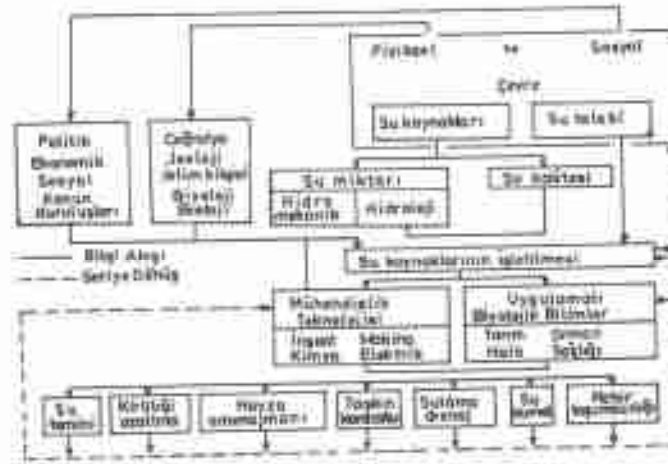


Şekil 1.3. Hidrolojik dövrerin sistematik olarak belirtilmesi

Su kaynakları kısa ve uzun dönemde olmak üzere iki şekilde planlanır. Su kaynakları konusundaki kaynakların uzun dönem planlanmasında içme, kullanma, sulama, enerji üretimi ve rekreasyon için gerekli olan su miktarları saptanır. Bu amaca göre yapılan projelerde, suyun depolanma ve dağıtım sistemi belirtilir. Kuşkusuz su kaynaklarının geliştirme projelerinde, depolanmanın önemli bir yeri vardır. Bu nedenle olanaklar elverişli durumda, yeraltı sularından yararlanma büyük kolaylık sağlar.

Su kaynaklarının kısa dönem planlanması, toprak koruma ve fazla suyun depolanması amacıyla yapılır. Doğal bitki örtüsünün bozulması sonucu, infiltrasyon hızı azalacağı için erozyon artar. Akarsudaki sediment, kanalın eğiminin değişmesine neden olur. Diğer taraftan akarsu ile taşınan sediment, barajların depolama kapasitesini azaltır. Bu nedenle su toplama havzalarında, erozyonu önleyici önlemlerin alınması önemli bulunmaktadır.

İnsan hayatının zorunlu bir maddesi olduğu için su kaynaklarından öncelikle, içme ve kullanma suyunun sağlanması gerekir. Ancak su kaynaklarının verimi yağışlara bağlı olarak değişiklik gösterdiği için içme ve kullanma suyu talebinin her zaman bütünüyle karşılanacağı kesin olarak söylenemez. Bu bakımdan özellikle yerleşim bölgelerinin belirlenmesinde, su kaynaklarının veriminin gözönüne alınması çok önemli bulunmaktadır.



Şekil 1.4. Su kaynaklarını planlama ve işletilmesi ile ilgili durumlar

Hidrolojide yağış, buharlaşma, yüzey akış ve toprak nemi gibi bireysel olayların önemli olması yanında, bunların su dengesine yaptığı etkiye gözönüne alınır. Örneğin yeraltı sularının tamamen kullanılması ile bitki varlığı değişir. Bu durum topraktan olan buharlaşma ile akarsuların debisine etki eder. Bu bakımdan su kaynaklarının rasyonel olarak planlanmasında, bu durumları gözönüne alınması gerekir. Ayrıca suların kirlenmesi özellikle içme suyunun sağlanması bakımından çok önemlidir. Sanayi artıkları ve şehirsel atıklar, önemli ölçüde kirlilik yapar. Örneğin 1 m^3 şehirsel atık $12-15 \text{ m}^3$ suyu ve 1 m^3 madeni yağ da $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ suyu kirlendirir.

1.4. Dünyadaki Suyun Dağılımı

Yer ve atmosferde belli bir miktarda bulunan su, devamlı olarak katı, sıvı ve

buhar duruma dönüşür. Bir yıl içinde okyanuslardan ortalama olarak 1250 mm, karalardan da 410 mm su buharlaşır. Buna karşılık okyanuslara yılda 1120 mm, karalara da 720 mm yağış düşer. Yeryüzüne düşen yağışların yarısı ekvator ve bunun altındaki kuşağa, 1/3 kadarı orta enlemlerin çevresine, 1/10'u tropikal ve alt tropikal iklimlerin etkilediği bölgeye ve 1/20 kadarı da kutuplara düşer. Karaların üzerine düşen yağış miktarı normal koşullarda atmosferde bulunan nemden 7.7 kat ve yeryüzünün üzerindeki atmosferde bulunan nemden de 30 kat fazladır.

Karalara düşen yağışların ortalama olarak % 24 ü yüzey akış haline geçer, % 64 ü toprağa sızar ve geriye kalan % 12 nin de toprak, bitki ve binaların yüzeyinde tutulduğu kabul edilir. Üst toprak katmanında tutulan yağışların, yaklaşık olarak yarısını bitkiler kullanır. Bitkilerin topraktan aldığı suyun ortalama olarak % 28 kadarı, yapraklarından buharlaşır. Geriye kalan su kışkırla ile üst toprak katmanına ulaşır ve buradan buharlaşır. Sonuç olarak fiziksel buharlaşma miktarı, yeryüzüne düşen yağışların % 38 kadarı olmaktadır.

Dünyada yaklaşık olarak $1360 \times 10^6 \text{ km}^3$ suyun bulunduğu kabul edilmektedir. Bu suyun belli başlı bulunduğu yerler ve miktarları çizelge 1.2 de verilmiştir. Dünyadaki toplam suyun % 97.2 si okyanuslarda ve geriye kalan % 2.8 i kara ve atmosferde bulunur. Yerin $510.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ olan alanının, $361.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ okyanus ve denizlerle kaplıdır. Okyanuslarda bulunan su karaların üzerine yayılırsa, 203.2 m derinlik meydana gelir.

Dünyadaki suyun ancak % 26.6 yani $3.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ ü tatlıdır. Tatlı suyun % 80 kadarı devamlı kutup buzları, buzullar, derin yeraltı suyu ve atmosferde buhar halinde bulunur. Dünyada $40.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ kadar tatlı su vardır ve insanlar bu miktarın yaklaşık $4.2 \times 10^6 \text{ km}^3$ ü ile ilgilenir. Bu miktar dünyada varolan tatlı suyun 1/10'üne eşittir.

Dünyanın değişik yerlerinde farklı miktarlarda bulunan su, sürekli olarak durum değiştirmektedir. Ancak hidrolojik devrenin tüm öğeleri yer ve zaman boyutuna bağlı değildir. Bu nedenle taşkınların meydana geldiği yöreler, Kuraklığın etkisi altında kalabilmektedir. İnsanların yaşamlarını sürdürülebilmesi için zorunlu maddelerinden olan suyun söz konusu durumları, sosyo-ekonomik yapıya önemli derecede etkili olmaktadır.

Çizelge 1.2. Dünyada Bulunan Suyun Dağılımı

Suyun Bulunduğu Yer	Hacim, km ³	%
Okyanus	1.321.000.000	97,20
Kutup buzu ve buzul	29.200.000	2,15
Deniz seviyesindeki atmosferde bulunan su miktarı	12.900	0,001
Yeraltı suyu		
Toprak nemi ile birlikte yerçekimi suyu	66.700	0,005
Sekizyüz metre derinlikteki yeraltı suyu	4.170.000	0,31
Derin katmanlarda bulunan yeraltı suyu	4.170.000	0,31
Yeryüzündeki su		
Tatlı su gölleri	125.000	0,009
Tuzlu göller ve içdenizler	104.000	0,008
Ortalama olarak kanal akışları	1.250	0,0001
TOPLAM	1.358.849.850	100,00
	(1.360.000.000)	

1.5. İklim Sınıfları

Dünyayı çevreleyen gaz halindeki kütle atmosfer denir. Yağış, sıcaklık ve rüzgar şiddetinin tahmin edilmesinde atmosfer yerine hava sözcüğü kullanılır. Atmosfer değişik gazların farklı miktarlardaki karışımından meydana gelmiştir. Bu kütle şekli 3.2 de gösterildiği gibi troposfer, stratosfer, mezosfer ve termosfer olarak dört katmana ayrılacak incelenir. Bu katmanların arasında sırası ile tropopoz, stratopoz ve termopoz olarak adlandırılan ara katmanlar bulunur. Atmosferdeki gazların miktarları yeryüzünden yükseldikçe değişiklik gösterir. Yeryüzünden 25 km yükseklikteki atmosferde bulunan gazlar ve miktarları, çizelge 3.2 de gösterilmiştir.

Troposferin kalınlığı, ekvatorlardan kutuplara doğru azalmasının yanında sıcaklıkla

artar. Bu katmanın kalınlığı ortalama olarak 8-10 km olarak alınır. Belli başlı meteorolojik olaylar bu katmanda meydana gelir. Atmosferin yeryüzünden 2 km yüksekliğindeki alt katmanı, sıcaklığın gün içinde değişmesine bağlı olarak hareket eder. Bu alt katman, bitkilerin gelişmesi bakımından önemli bulunmaktadır.

Atmosferde meydana gelen meteorolojik olaylar, değişiklik gösteren bir özelliğe sahiptir. Meteorolojik olayların, bitki ve canlıların gelişmesi yönünden değerlendirilmesine, iklim veya istatistiksel meteoroloji denir. Bitki ve canlıların gelişmesine yağış, sıcaklık, nemlilik, bulutlaşma, güneşlenme ve rüzgar hızı gibi meteorolojik olaylar etki eder. Bu olayların yıllık ortalaması, yıllık ekstrem değerleri, yıllık ortalamadan sapması, aylık ortalamaya değerleri, aylık ekstrem değerleri, günlük ortalamaya ve ekstrem değerleri, yıllık, aylık, günlük ve daha kısa tekrarlanma süreleri gibi karakteristikleri değişik amaçlarda kullanılır.

Dünyadaki iklimlerin kesin olarak belirtmesi oldukça güçtür. Bu durum gözönüne alınarak değişme özelliği gösteren çok sayıda meteorolojik olaylar arasından, en fazla etkili olanlara göre iklim sınıflarını belirten bazı ölçüler ortaya konmuştur. Bu ölçülerden bazıları aşağıda açıklanmıştır.

Yağış Miktarına Göre İklim Sınıfları: Yıllık yağış miktarlarına göre iklim sınıfları ve bu iklimlerin dünyada etkilendiği alanlar, çizelge 1.3'de gösterilmiştir.

Çizelge 1.3. Yıllık Yağış Miktarına Göre İklim Sınıfları ve Dünyada Etkilediği Alanlar

İklim sınıfı	Yıllık yağış, mm	Alan, %
Kurak	254 den az	25
Yarı kurak	254 - 508	30
Az yağışlı	508 - 1016	20
Orta yağışlı	1016 - 1524	11
Yağışlı	1524 - 2032	9
Çok yağışlı	2032'den büyük	5

Sıcak Günlere Göre İklim Sınıfları: Yıl içindeki sıcaklığı 10 °C'nin üstünde olan günlerin sayısına göre iklimler, Çizelge 1.4'de görüldüğü gibi sınıflara ayrılmıştır. Ancak bu

indekslere göre günlük sıcaklığı 10 °C nin altında olan yörelerin iklimi belirtilemez.

Çizelge 1.4. Sıcak Günlerle Göre İklim Sınıfları

İklim sınıfı	Sıcak gün sayısı
Öldükçe soğuk	1 - 60
Soğuk	61 - 120
İlman	121 - 180
Sıcak ilman	181 - 240
Sıcak	241 - 300

Kuraklık İndeksine Göre İklim Sınıfları: De Martonne adındaki araştırmacı, günlük yağış ve günlük sıcaklık ortalamalarını gözönüne alarak aşağıda verilen ilişkiye göre kuraklık indeksini belirtmiş ve bu indeksler göre iklimleri sınıflara ayırmıştır.

$$I_k = \frac{P}{T} \times 10 \quad (1.2)$$

İlişkide;

I_k = Kuraklık indeksi

P = Günlük yağışların yıllık ortalaması, cm

T = Günlük sıcaklıkların yıllık ortalaması, °C

Bu yöntemle göre beş sınıfta toplanan iklimlerin özelliği çizelge 1.5 de verilmiştir.

Çizelge 1.5. De Martonne Göre İklim Sınıfları

Kuraklık indeksi	İklim özelliği
5 den küçük	Hakiki çöl
5 - 10	Çok kurak iklim, geçici akarsu
10 - 20	Sulama her zaman gerekli değildir
20 - 30	Sulama gerekli değildir
30 dan büyük	Devamî akarsu bulunur.

Radyasyon İndekline Göre İklim Sınıfları: Yıllık net radyasyon ve gizli buharlaşma ısısına göre, aşağıda verilen ilişki den yararlanarak radyasyon indeksi elde edilir.

$$I = \frac{R}{L} r \quad (1.3)$$

İlişkide;

I = Radyasyon indeksi

R = Net radyasyon miktarı, kcal/cm²/yıl

r = Toplam yağış miktarı, g/cm²/yıl

L = Gizli buharlaşma ısısı, kcal/g/yıl

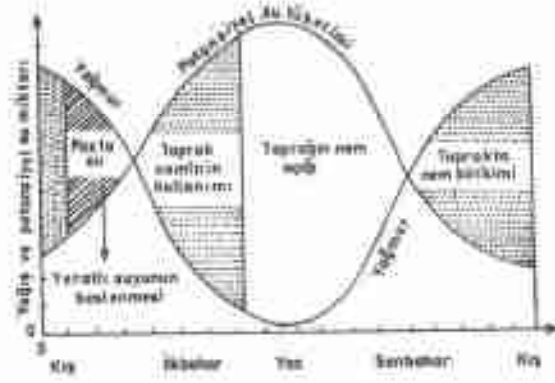
Radyasyon indeksinin Çizelge 1.6'da verilen değerlerine göre iklimler, yağış bakımından dört sınıfa ayrılmıştır.

Çizelge 1.6. Radyasyon İndeksine Göre İklim Sınıfları

Radyasyon indeksi	İklim sınıfı
0,35 - 1,1	Yağışlı
1,1 - 2,2	Yarı yağışlı
2,2 - 3,4	Yarı çöl
3,4 den büyük	Çöl

Potansiyel su tüketimi ile aynı sürede meydana gelen yağmur miktarı, toprakta bulunan suyun değişimini gösterir. Bu durum şekil 1.5 de grafikte belirtilmiştir.

Toprak su tutma kapasitesinde bulunduğu durumda bitki ve topraktan normal sıcaklıkta buharlaşan su miktarına, potansiyel su tüketimi denir.



Şekil 1.5. Yağmur ve potansiyel su tüketimine göre topraktaki suyun değişimi

BÖLÜM 2

SUYUN KİMYASAL VE FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

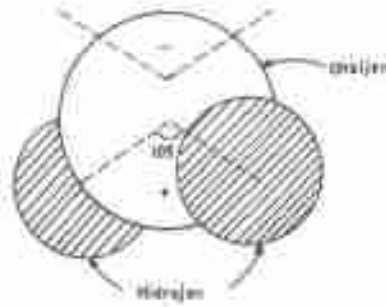
Dünyada katı, sıvı ve gaz olarak fazla miktarda bulunan yegane bir madde olan su, aynı zamanda en çok bilinen ve en çok kullanılan bir cisimdir. Sıvı suyun, yüksek düzeyde ayırma gücü vardır ve bu durumdaki suyun yüzey gerilimi, dielektrik sabiti ve buharlaşma ısısı, diğer akışkanlardan daha fazladır. Sıvı su donurca genişler ve erime ısıer bakımından amonyaktan sonra gelir. Sıvı suyun bu harika özellikleri, tamamen molekül yapısı ile ilgilidir.

2.1. Suyun Molekül Yapısı

Su oksijen ve hidrojen atomlarının kimyasal olarak birleşmesi ile meydana gelmiştir. Hidrojen atomunda, pozitif yüklü bir proton ile bir elektron vardır. Oksijen atomu, sekiz proton ile sekiz nötron bulunduran çekirdek ve birinci yörüngede iki, ikinci yörüngede sekiz ve dış yörüngede altı elektrondan meydana gelmiştir. Hidrojen atomunun dış yörüngesinde bir tane, buna karşılık oksijenin aynı yörüngesinde iki elektron eksik olduğu için su molekülündeki oksijen atomu ile iki hidrojen atomu, elektroni paylaşımı yaparak birleşmiştir. Bu şekilde meydana gelen bileşik diğer bir deyişle molekül, kimya biliminde su olarak tanımlanmıştır. Bir elektronlu iki hidrojen atomu, sekiz elektronlu oksijen atomu ile şekli 2.1. de gösterildiği gibi 105° açı yaparak birleşmiştir ve aralarında 0.96 \AA uzaklık vardır. Böylece su molekülü, tetrahedron yani dört yüzlü bir yapı gösterir. Bu durumdaki su molekülünün en büyük çapı 3 \AA dur ve $+4^\circ \text{ C}$ sıcaklıkta 1 cm^3 suda 3.4×10^{22} tane molekül bulunur.

Su molekülündeki atomların çekirdeklerinin yerleri, şekli 2.2 de gösterilmiştir. Oksijen atomu tetrahedronun ortasında alırsa, iki hidrojen atomunun kütle merkezi birer köşede ve elektron merkezide, diğer iki köşede bulunur. Su molekülündeki elektronlar, oksijen ve hidrojen çekirdeğinden oldukça uzakta olmasına rağmen, oksijen atomunun etki alanı içinde bulunur. Diğer altı elektronun dördü ile hidrojen ve oksijen çekirdekleri arasında bağ meydana gelir. Geriye kalan iki elektron, oksijen çekirdeğine daha yakındır.

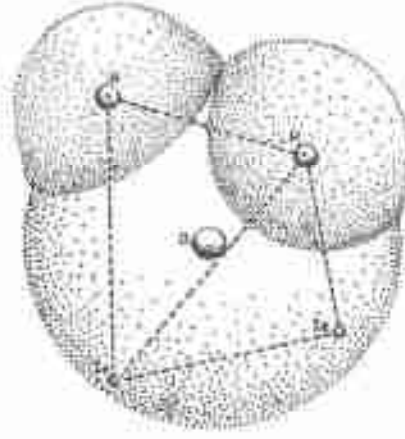
Su molekülündeki hidrojen ve oksijen atomları, simetrik olmadığı için dengelenmemiş bir elektriksel alan meydana gelir ve şekil 2.1 de gösterildiği gibi söz konusu molekülün oksijen tarafı negatif, hidrojen tarafında pozitif elektrik özelliği gösterir. Bu durum nedeniyle bir su molekülündeki oksijen atomu ile diğer su molekülündeki hidrojen atomu birleşir. Buna hidrojen bağı denir. Su molekülünün kutup özelliği, iyi bir çözücü olmasını sağlar ve bu nedenle yıkamada kullanılır. Şeker ve alkol gibi bileşikler su ile hidrojen bağı yaparak birleşir. Buna karşılık sodyum klorür, su ile karıştırılınca sodyum atomu ile su molekülünün oksijen tarafı, klor atomu ile de su molekülünün hidrojen tarafı arasında bağı meydana gelir. Bunun sonunda nötr duruma geçen sodyum klorür iyonlara ayrılır.



Şekil 2.1, Su molekülünün yapısı

Yukarıda verilen açıklamalardan anlaşılacağı gibi, suyun kimyasal yapısı oldukça karmaşıktır. Hidrojen ve oksijen atomlarının protonları değişmemesine karşılık, kütle bakımından farklılık gösteren izotopları vardır. Hidrojen atomunun üç tane ve oksijen atomunun da altı tane izotopu bulunur. Bazıları radyoaktif özellikte olan bu izotoplar, cetvel 2.1, de gösterilmiştir.

Dünyada birçok H^1 ve O^{16} izotopları bulunur ve saf suyun % 99 kadan, bu izotopları meydana gelmiştir. H^1 , H^2 ve H^3 ile O^{16} , O^{17} ve O^{18} çeşitli bileşikler yapar. Ancak, H^2 , H^3 , O^{14} , O^{15} , O^{17} , O^{18} ve O^{19} özel buharlaşma ile elde edilir ve H^2 , O^{14} , O^{15} ve O^{16} radyoaktiftir. Tritium molekülü (H^3), güneş ışınlarının etkisi ile atmosferin üst kısmında meydana gelir.



Şekil 2.2. Su molekülündeki atomların yerleri

Çevre 2.1. Hidrojen ve Oksijen Atomlarının İzotopları

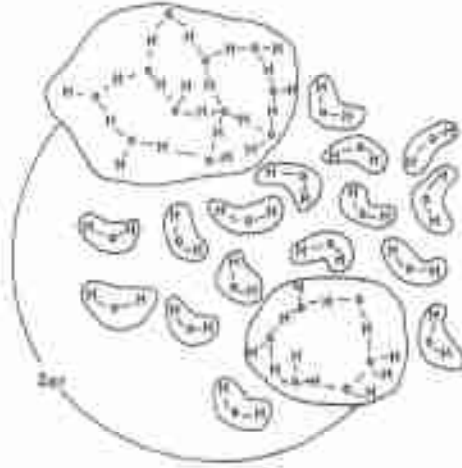
İzotop	Miktar, %	Yarılanma ömrü
H^1	99.984	Kararlı
H^2	0.016	Kararlı
H^3	3	12-4 sene
O^{14}	Dünyada bulunmaz	76 saniye
O^{15}	Dünyada bulunmaz	2-1 dakika
O^{16}	99.76	Kararlı
O^{17}	0.04	Kararlı
O^{18}	0.20	Kararlı
O^{19}	Dünyada bulunmaz	29 saniye

2.2. Suyun Durumları

Atom veya moleküllerin bir araya gelerek cisimlerin meydana gelmesine, fizikte durum veya hal denir. Söz konusu parçacıkların durumuna göre farklı cisimler meydana gelir. Atom veya moleküller en yakın konumda birleşince katı cisim ve aralarında belli bir uzaklık olacak şekilde bir araya gelmeleri sonunda sıvı cisim ortaya çıkar. Buna karşılık atom veya moleküller ayrı olarak bulununca, gaz cisim meydana gelir. Bu nedenle gaz ve sıvı cisimlerin belli bir düzeni yoktur.

Su molekülünün kutup özelliği olduğu için hidrojen atomu, diğer bir su molekülünün oksijen atomu ile birleşir. Su molekülleri arasında meydana gelen hidrojen bağı, hidrojen ve oksijen atomlarının elektron paylaşımına göre olan bağ kadar kuvvetli değildir. Böylece sıvı su moleküller arasında hidrojen bağı ile meydana gelen bir osim olarak tanımlanabilir.

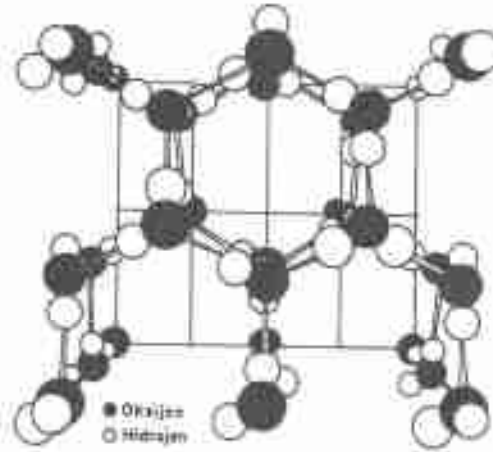
Sıvı sudaki moleküller kararlı değildir ve saniyeden daha kısa sürelerde, bazı moleküllerin arasındaki hidrojen bağı ayrılır ve daha yakın olan diğer moleküldeki oksijen ile tekrar birleşir. Bown hareketi olarak belirtilen bu durum su molekülünün kütleinin çok küçük olması ve kutup karakteri göstermesinden ileri gelmektedir.



Şekil 2.3. Suyun sıvı durumu

Sıvı suyun sıcaklığı sıfır dereceye düşünce her molekül, çevresinde bulunan dört moleküle hidrojen bağı ile birleşir. Böylece şekil 2.4 de gösterildiği gibi altıgen ve kafes şeklinde oldukça açık kristal bir yapı meydana gelir. Su moleküllerinin bu durumuna, katı su veya buz denir. Katı suda moleküllerin arası $2,75\text{\AA}$ dir ve hidrojen atomu bir oksijenden 1\AA , diğer oksijenden de, $1,76\text{\AA}$ uzakta bulunur.

Katı durumdaki su erimeye başlayınca, kafes şeklindeki kristal yapı giderek bozular ve boşluklara, diğer su molekülleri girer. Böylece suyun yoğunluğu giderek artar. Su molekülleri +4°C'de birbirine en yakın konumda bulunur. Katı ve sıvı durumdaki suyun molekülleri, hidrojen bağları ile birleşmiş oldukları için buharlaşma ısısı farklılık gösterir.



Şekil 2.4: Suyun katı durumu.

2.3. Suyun Özgül Ağırlığı

Birim hacimde bulunan su moleküllerinin ağırlığına özgül veya hacim ağırlık denir. Sözkonusu ağırlık, molekül sayısına bağlı olarak farklılık gösterir. Diğer birçok cisimlerden farklı olarak sıvı suyun özgül ağırlığı +4 °C'de en büyük değere ulaşır ve 1 g/cm³ olarak alınır. Ancak +4 °C'den fazla sıcaklıklarda sıvı suyun kinetik enerjisine göre moleküller birbirinden uzaklaşır ve özgül ağırlık azalır. Donma sıcaklığının altında, su molekülleri katı durumuna geçer.

Sıvı suyun özgül ağırlığının sıcaklığa bağlı olarak değişimi, cetvel 2.2'de gösterilmiştir. Genel olarak uygulamada sıvı suyun özgül ağırlığı 1 g/cm³ olarak alınır. Sıvı su çok az miktarda sıkışır. Suyun sıkışma katsayısı atmosfer basıncı altında ve 20 °C sıcaklıkta 4.6×10^{-11} cm³/din olduğu için uygulamada gözönüne alınmaz. Sıvı suyun normal atmosfer basıncı altındaki başlıca fiziksel özellikleri cetvel 2.3'de verilmiştir.

Çizelge 2.2. Suyun Özgü Ağırlığının Sıcaklığa Göre Değişimi

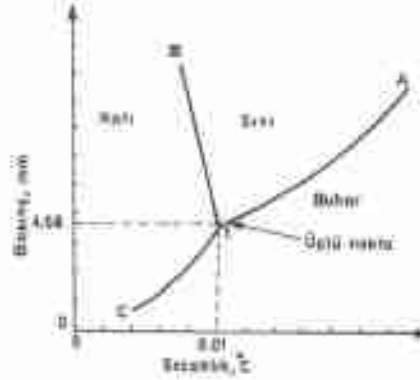
Sıcaklık °C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.9998	0.9998	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	0.9999	0.9999	0.9998
10	0.9997	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998
20	0.9992	0.9990	0.9987	0.9985	0.9983	0.9981	0.9979	0.9976	0.9973	0.9970
30	0.9987	0.9984	0.9981	0.9978	0.9975	0.9972	0.9969	0.9966	0.9963	0.9960
40	0.9982	0.9979	0.9975	0.9971	0.9967	0.9963	0.9959	0.9955	0.9951	0.9947
50	0.9981	0.9976	0.9972	0.9967	0.9962	0.9957	0.9952	0.9948	0.9943	0.9938
60	0.9982	0.9977	0.9972	0.9967	0.9961	0.9956	0.9950	0.9945	0.9940	0.9934
70	0.9778	0.9772	0.9767	0.9761	0.9755	0.9749	0.9743	0.9737	0.9731	0.9724
80	0.9718	0.9712	0.9706	0.9700	0.9693	0.9686	0.9680	0.9673	0.9667	0.9660
90	0.9653	0.9646	0.9640	0.9633	0.9626	0.9619	0.9612	0.9605	0.9598	0.9591

Çizelge 2.3. Sıvı Suyun Başlıca Fiziksel Özellikleri

Sıcaklık °C	Özgü ağırlıklar	Gizli buharlaşma ısısı cal/gr	Yüzey gerilme kuvveti, gr/cm ²	Isı iletimi cal/cm-sen-der	Dinamik viskozite, gr/cm ² -sen ²	Kinematik viskozite, cm ² /sen
-10	1.02	603.0	-	-	-	-
-5	1.01	600.0	76.4	-	-	-
0	1.007	597.3	76.6	1.34	1.787	0.0179
5	1.004	594.5	74.8	1.37	1.519	0.0152
10	1.001	591.7	74.2	1.40	1.307	0.0131
15	1.000	589.9	73.4	1.42	1.39	0.0114
20	0.999	588.0	72.7	1.44	1.002	0.01007
25	0.998	583.2	71.9	1.46	0.690	0.00897
30	0.998	580.4	71.1	1.48	0.788	0.00804
35	0.998	577.6	70.3	1.50	0.719	0.00733
40	0.998	574.7	69.5	1.51	0.653	0.00661
45	0.998	571.9	68.7	1.53	0.596	0.00609
50	0.999	569.0	67.9	1.54	0.547	0.00556

2.4. Suyun Durum Değiştirmesi

Cisimlerin durumu ve yoğunluğu, sıcaklık ve basınca bağlı olarak değerir. Sıcaklık ve basıncın değişmesi sonunda cisim meydana getiren parçacıklar, diğer bir değişle atom veya moleküller ayrılarak yeniden bir cisim oluşur. Bu değişim tek bir geçişle yani doğrudan olabileceği gibi, ara değişimden sonra da gerçekleşebilir. Örneğin kati bir cisim, doğrudan buharlaşabilir veya sıvı duruma geçtikten sonra buhar duruma geçebilir. Bu dönüşümün terside meydana gelebilir. Yani buhar durumundaki cisim, sıvılaştıktan sonra veya doğrudan kati duruma dönüşebilir. Basıncı ve sıcaklığın değişmesine göre saf suyun sıvı, buhar ve kati durumlara dönüşmesi, şekil 2.5 de gösterilmiştir.



Şekil 2.5. Suyun durum değiştirmesi

Basıncı ve sıcaklığı, TC ve TB eğrilerinin arasında olan su kati ve TB ile TA eğrileri arasında olan su da sıvı durumunda bulunur. Buna karşılık basınç ve sıcaklığı TC ve TA eğrilerinin altında bulunan su, buhar durumundadır. Suyun iki durum arasında kararlı olarak yani birinden diğerine değişmeden bulunabilmesi için, basınç ve sıcaklık değerilerinin şekil 2.5 de gösterilen eğrilerin üzerinde olması gerekir. Yaklaşık olarak 0.01 °C sıcaklık ve 4.58 mm-civa basıncında su kati, sıvı ve buhar duruma dönüşecek şekilde bulunur ve buna üçlü nokta denir.

Sıcaklık ve basınç arttığı zaman buz erir. Buna karşılık sıcaklık artarken basınç değişmez veya azalırsa buz, buhar durumuna geçer. Kati suyun sıvı ve sıvı suyun da, buhar duruma geçebilmesi için moleküller arasındaki hidrojen bağlarının belirlenen

dönüşümü sağlayacak şekilde ayarlanması gerekir. Buna karşılık atmosferde bulunan su molekülleri, hidrojen bağı oluşacak düzeyde enerjilerini kaybedince yoğunlaşma başlar.

2.5. Erime

Katı durumdaki su ısı aldığı için kinetik enerjisi artar ve belli bir sıcaklıkta, moleküller arasında hidrojen bağı meydana gelir. Buzun sıvı duruma geçmesiyle erime ve bu durumu sağlayan sıcaklığa da erime noktası denir. Saf olarak kristalleşmiş katı maddelerin bir basınç altındaki erime sıcaklıkları bellidir. Ancak erime noktası sıcaklığı, cisimlere göre değişiklik gösterir. Sıvı sıvıdan katı duruma geçtiği sıcaklık, donma noktası olarak belirtilir. Saf olarak kristalleşmiş cisimlerin, donma ve erime noktalarındaki sıcaklıkları birbirine eşittir.

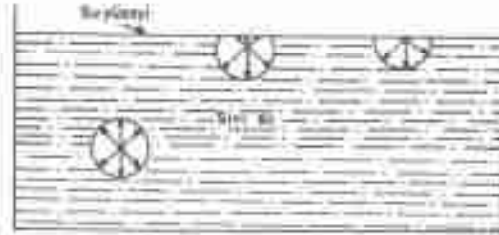
Suyun buharlaştığı basınçlar ile sıcaklıklar gösteren eğrilerin alt değerini üçü noktanın sıcaklık ve basıncı, üst değerini de kritik nokta meydana getirir (Şekil 2.5). Bu noktadaki sıcaklık ve basınçlar, kritik sıcaklık ve kritik basınç olarak tanımlanır. Kritik sıcaklığın üstünde, sıvı durum meydana gelmez ve basınç ne olursa olsun, sıvı halde yoğunlaşma olmaz. Kritik noktada sıvı su ile buharın yoğunlukları aynıdır ve bu noktada buharlaşma ısı sıfıra eşittir.

Kritik noktadan daha fazla sıcaklıklardaki cisimlere gaz, bundan küçük sıcaklıklardaki cisimlere de buhar denir. Suyun kritik nokta sıcaklığı 374 °C ve kritik basıncı da 218 atmosferdir. Ancak 218 atmosfer basınç uygulanmadığı durumda, suyun sıcaklığı 374 °C ye ulaşmaz. Katı suyun sıvı ve sıvı suyun, buhar durumuna geçmesi için gerekli olan enerji miktarları, daha sonra verilen buharlaşma bölümünde açıklanmıştır.

2.6. Yüzey Gerilme Kuvveti

Sıvı suyun içindeki molekülleri, aynı miktarda bir kohezyon kuvvetinin etkisi altında bulundur. Buna karşılık serbest yani atmosfer ile temas eden yüzeydeki su molekülleri, bir yandan kohezyon ve diğer yandan da atmosferdeki atom ve moleküller tarafından çekilir. Suyun yüzeyinde bulunan moleküllere etki eden kohezyon kuvveti adhezyon kuvvetinden daha büyük olduğu için, buradaki su molekülleri, şekil 2.6 da gösterildiği gibi iç tarafa doğru çekilir. Böylece dengelememiş bir kuvvetin etkisi altında olan söz konusu moleküller, bir yüzey oluşturur ve bu yüzey esnek bir zar gibi davranır.

Buna yüzey gerilme zarı veya menisküs denir. Yüzey gerilme zarı, gaz ile sıvı ve birbiri ile karışmayan sıvılar arasında meydana gelir.



Şekil 2.8. Suyun yüzey gerilmesi

Atmosferin etkilediği yüzeyde buluntarı su moleküllerini, yatay doğrultuda sağ ve sol tarafa çeken kuvvetler, birbirine eşittir. Söz konusu kuvvetin yüzeyin uzunluğuna oranına, yüzey gerilme kuvveti denir. Aynı durum enerjinin değişimine göre de bulunsabilir.

Sıvı suyun ısı artıka genişleme meydana geldiği için yoğunluğu azalma gösterir. Bunun bir sonucu olarak, sıvı suyun kohezyon kuvveti küçülür ve yüzey gerilme kuvveti, cetvel 2.3. de gösterdiği gibi azalır. Sıvı suyun yüzey gerilme kuvveti azalınca buhar basıncı artar. Diğer taraftan suda çözünen maddeler, yüzey gerilme kuvvetine etki eder.

Cetvel 2.4. Bazı Sıvıların Yüzey Gerilme Kuvvetleri

Sıvı	Yüzey gerilme kuvveti,din/cm
Su (20 °C)	72.7
Etil eter	17.0
Etil alkol	22.0
Benzen	29.0
Cıva	430.0

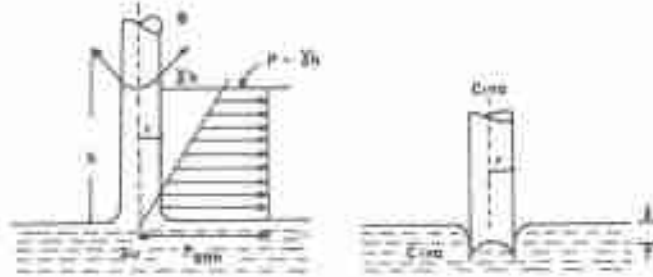
Yüzey gerilme kuvveti, birçok mühendislik çalışmalarında gözönüne alınmaz. Ancak kapilaların meydana gelmesi, yağmur damlasının şekillenmesi ve sıvı damlacıkların

dağılımı bakımından önemlidir. Bazı sıvıların yüzey gerilme kuvvetleri cetvel 2.4. de verilmiştir.

2.7. Kapilarite

Borularda girginde bulunan sıvılara farklı kuvvetler etki eder. Adhezyon kuvveti kohezyon kuvvetinden büyük olduğu durumda sıvı, boruda bir miktar yükselir ve bunun bir sonucu olarak sıvı yüzeyi yukarı doğru kıvrılır. Buna karşılık kohezyon kuvveti adhezyon kuvvetinden daha büyük olduğu zaman, sıvının yüzeyi aşağıya doğru bükülür. Bu durumlardan birincisine sıvı su, ikincisine cıva örnek olarak gösterilebilir. Söz konusu bükülmeye, borunun kesit alanı boyunca etkili olunca sıvının serbest yüzeyi, iç veya dış tarafa bükülür. Böylece sıvı, yüzey gerilme kuvvetlerine karşı, en küçük bir alan oluşturur. Belirtilen kuvvetlerin birliktaki etki edebilmesi için, boru çapının yaklaşık olarak 13 mm den az olması gerekir. Borunun çapı daha fazla olursa sıvının boru ile temas eden bölümü adhezyon, diğer bölümü de yüzey gerilme kuvvetinin etkisinde kalır.

Yüzey gerilme ve adhezyon kuvvetlerinin birliktaki etkili olduğu borulardaki sıvılar, belli bir yere kadar yükselir veya alçalır. Bu olaya kapilarite ve bunu sağlayan kuvvete de kapilar kuvvet denir. Bu durumlar sıvı su ve cıva için şekil 2.7. de gösterilmiştir.



Şekil 2.7: Sıvı su ve cıvanın kapilaritesi

Yukarıda verilen şekildeki boruda suyu yükseltmesini sağlayan kapilar kuvvet, suyun ağırlığı ile dengelenmiştir. Bu durum aşağıda verilen eşitliğe göre belirtilebilir.

$$2\pi r \sigma \cos\theta = \pi r^2 h \gamma \quad (2.1)$$

Buradan kapilar kuvvetle hareket eden suyun yüksekliği yani kapilarite, aşağıda verilen ilişkiden bulunur.

$$h = \frac{2\sigma \cos\theta}{r \gamma} \quad (2.2)$$

ilişkilerde:

h = Kapilarite, cm

σ = Suyun yuzyey gerilme kuvveti, din/cm

θ = Yuzyey gerilme kuvvetinin birleşme ağisi, derece

r = Borunun yarıçapı, cm

γ = Suyun özgül ağırlığı, gr/cm³

Suyun yuzyey gerilme kuvveti yaklaşık olarak $\sigma = 75$ din/cm ve 20°C sıcaklıkta kuvertz ile cam için $\cos\theta = 1$ alınırsa, yukarıdaki eşitlik +4° sıcaklıkta birçok amaç için daha basit olarak aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$h = \frac{0.153}{r} \quad (2.3)$$

ilişkide:

h = Kapilarite, cm

r = Borunun çapı, cm

Taban suyunun üzerindeki topraklarda kapilarite meydana gelir. Ancak bunun için toprağın taneleri arasındaki gözeneklerin, kapilar kuvvetin etkisinde kalacak boyutta olması gerekir. Bu durumdaki boşluklar, tamamen toprağın tane boyutu ve yapısı ile ilgilidir. Toprağın tane dağılımı ve gözenek oranına göre kapilarite, aşağıda verilen ilişkiye göre de yaklaşık olarak bulunabilir.

$$h = \frac{c}{e D_{10}} \quad (2.4)$$

İlgilde:

h = Kapilarite, cm

c = Toprak tanelerin şekli nispeten sabit (0.1 - 0.5 cm²)

e = Toprağın gözenek oranı

D_{10} = Toprak tanelerinin efektif çapı, cm

Topraklarda meydana gelen kapilarite suyun sıcaklığı, mineral içeriği, tanelerin şekli, sıkışma derecesi ve boşluklardaki nemin basıncına göre değişir. Toprağın gözenekleri arasındaki boşluklar küçüldükçe, kapilar kuvvetin kesit boyunca etkisi artacağı için su yüzeyinin bükülme çapı fazlasıdır. Topraktaki havada bulunan nemin, 15 °C sıcaklıktaki basıncına göre kapilarite ve hidrostatik basıncın değişimi, cetvel 2.5 de gösterilmiştir.

Cetvel 2.5 Topraktaki Havanın Bağıl Nem ve Bükülme Çapına Göre Kapilarite ve Hidrostatik Basıncın Değişimi

15 °C sıcaklıkta bağıl buhar basıncı, %	Kapilarite cm	Hidrostatik basınç, bar
1.0000	1.50	0.0015
1.0000	1.50 x 10	0.15
1.0000	1.50 x 10 ²	0.15
0.9989	1.50 x 10 ³	1.5
0.9890	1.50 x 10 ⁴	1.50 x 10
0.8854	1.50 x 10 ⁵	1.50 x 10 ²
0.3305	1.30 x 10 ⁶	1.50 x 10 ³
0.000316	1.50 x 10 ⁷	1.50 x 10 ⁴

İnce taneli ve oturmamış sediment toprakta yaklaşık olarak 1-2 m kapilarite meydana gelir. Buna karşılık kili topraklarda 2-4 m kapilarite olur. Kuyumsuz ince taneli kilerde meydana gelen kapilarite, orta ve kaba taneli kilerden daha fazladır.

BÖLÜM 3

ATMOSFERİN SICAKLIĞI

Atmosferin sıcaklığının başlıca kaynağı güneştir. Güneşin kütesinde bulunan hidrojen gazı, devamlı olarak helyuma dönüşür. Bu süreçte meydana gelen çekirdek değişimi sonucunda, ısı ortaya çıkar. Güneşin kütesinde, 10×10^8 yıl ısı sağlayacak kadar hidrojenin bulunduğu tahmin edilmektedir. Dünyanın 5×10^8 yıl önce meydana geldiği kabul edilirse güneşte bunun iki katı kadar bir süre daha ısı verecek kadar helyumun bulunduğu tahmin edilmektedir.

Güneşin yüzeyindeki sıcaklığın 6000°C ulaştığı tahmin edilmektedir. Dünyanın yüz katından daha büyük bir kütlesi olan güneşin ısı, elektromanyetik dalgalar ile atmosfere ulaşır. Bu dalgaları, bölünemeyecek kadar küçük olan ve foton denen parçacıklar meydana getirir. Elektromanyetik dalgaların etkilediği cisim, fotonları alır ve böylece cisimlerde ısı meydana gelir. Isının ölçülen miktarına sıcaklık denir. Bu açıklamalardan ısı ve sıcaklığın nitelik bakımından aynı fakat nicelik bakımından farklı olduğu anlaşılmaktadır.

Dünyadan 149.6×10^6 km uzakta olan güneşten meydana gelen elektromanyetik özellikteki ışınların, dalga boyları farklıdır ve bunlar saniyede, 300000 km hızla hareket eder. Güneş ısısının yayılmasını sağlayan ve dalga boyu farklı olan ışınların tümüne radyasyon denir. Isı ileten her bir elektromanyetik dalga genellikle ışın, buna karşılık görmemizi sağlayan ışınlar, ışık olarak belirtilir.

Güneş radyasyonunun dalga boylarına göre ayrımı Çizelge 3.1 de gösterilmiştir. Güneş radyasyonu, uzun ve kısa dalga boyu olarak da ayrılır. Dalga boyu 0.39 mikrondan küçük olan ışınlar kısa, bundan daha fazla olanlara da uzun dalga boyu denir.

Güneş radyasyonunun 0.39-0.76 mikron dalga boyunu içeren görülebilir bantı, cam bir prizmadan geçirilecek olursa renklere ayrılır. Cisimler bünyesine aldığı veya yansıttığı ışığın rengine görülür. Ancak bir cisim renkleri meydana getiren bütün ışınları tutarsa siyah, bu ışınların hepsini yansıttığı durumda beyaz olarak görülür. Güneş ışınlarının ancak 1/6 dan az bir kısmı, çıplak gözle ayrılabilir.

Çizelge 3.1. Güneş Radyasyonunun Dalga Boylarına Göre Ayrımı

Dalga boyu mikron	Adı	Renkler
10^{-8} den küçük	Gamma ışını	
$10^{-5} - 10^{-2}$	X ışını	
$10^{-2} - 0.39$	Ultraviyole ışın	
0.39 - 0.45		Mor
0.45 - 0.48		Koyu mavi
0.48 - 0.51	Görülebilir ışınlar (ışık)	Açık mavi
0.51 - 0.57		Yeşil
0.57 - 0.59		Sarı
0.59 - 0.62		Turuncu
0.62 - 0.76		Kırmızı
0.76 - 300.0	Enfraruj ışın	
300 den büyük	Radyo dalgası	

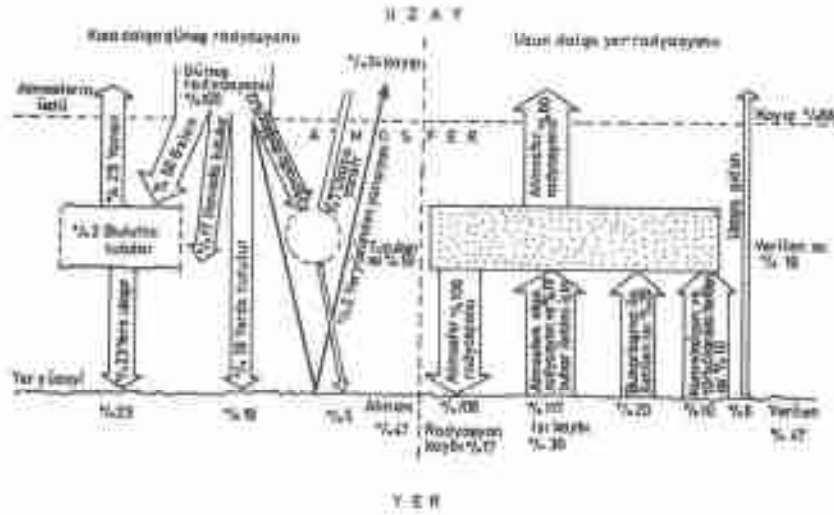
3.1. Net Radyasyon

Güneş ışınları atmosferin üst yüzeyine kadar hiç bir değişiklik uğramadan gelir. Atmosfere giren güneş ışınlarının bir bölümü başta su buharı, azot, oksijen ve argon olmak üzere devamlı gazlar ile tozlar tarafından tutulur. Bu miktar atmosfer üstüne gelen radyasyonun % 17 si kadardır. Güneş ışınlarının % 50 kadarı atmosferdeki bulutların üzerine düşer ve bu ışınların % 25 i yansır, geriye kalan miktar bulutlar tarafından tutulur. Bulutlarda tutulan ışınların % 23 ü yeryüzüne gelir. Öte yandan güneş ışınlarının % 12 kadarı, atmosferin içinde dağılır. Bu ışınların % 7 si, atmosferin dışına yani uzaya gider ve % 5 kadan da yeryüzüne ulaşır. Güneş ışınlarının ancak % 18 u doğrudan yeryüzüne gelmektedir. Böylece güneşten yeryüzüne gelen ışınların toplamı, atmosfer üstü radyasyonun % 47 kadan olmaktadır. Diğer bir deyişle atmosferin üstüne gelen güneş ışınlarının şekil 3.1 de gösterildiği gibi % 34 kadan tekrar uzaya yansır. Bu değer küreye yarım küresinin global albedo değeri olarak alınabilir.

Güneşten meydana gelen ışınların atmosferde yansımaları, ışının doğrultusuna ve atmosferin kalınlığına göre değişir. Bunun bir sonucu olarak güneşin doğuşu ve batışı

sırasında, farklı renkler meydana gelir. Öte yandan mavi rengi oluşturan ışık, atmosferde çok fazla yansdığı için bulutsuz havalarda atmosfer bu renkte görülür.

Güneşten ortalama olarak 150×10^6 km uzakta olan dünyaya güneş ısısının ancak 2×10^{-6} kadar ulaşır. Atmosferin üstünde güneş ışınlarına dik duran birim alana gelen radyasyona, güneş sabiti denir ve bu miktar, 1.94 cal/cm^2 'de eşittir. Güneş ışınları yeryüzünde, atmosferin üstünde etki ettiği alanın dört katı büyüdüğüne yayılır. Bu durumda güneş sabitinin dörtte biri yani yaklaşık 0.48 cal/cm^2 'de kadar ısı yeryüzüne ulaşır. Ancak güneş ışınlarının % 47 kadar yeryüzüne geldiği için birim alana gelen ısı miktarı, 0.2 cal/cm^2 'de olmaktadır. Güneşten yeryüzüne bir dakikada gelen ısı, dünyadaki tüm enerji kaynaklarının bir yıl çalıştırılması ile elde edilecek miktara eşit olduğu söylenebilir. Bu durum güneş ısısının büyüklüğünü göstermektedir.



Şekil 3.1. Kuzey yarım küresinin ortalama ısı dengesi

Güneş ısısının % 46 kadarı, görülebilen ışık bandı ile; % 7 kadarı 0.39 mikrondan küçük olan ışınlar ile ve geriye kalan % 47 kadarı, dalga boyu 0.76 mikrondan daha büyük olan ışınlar ile atmosfere gelir. Yeryüzüne ısı ileten ışınların dalga boyları çoğunlukta 0.29-2 mikron arasında değişir ve en fazla ısı, dalga boyu 0.51-0.59 mikron olan sarı ve yeşil ışıklar ile gelir. Güneşten meydana gelen gamma, α (α) ve ultraviyole ışınların herhen

hemin tamamı, ozon ve termosfer katmanında tutulur. İonosfer katmanını oluşturan gazlar, radyo dalgalarını yansıtır ve böylece çok uzaktan konuşma olanağı sağlar.

Dünyada (yerde) bulunan uranyum, toryum ve diğer radyoaktif cisimlerin ayrışmaları sonunda yılda $43 \cdot 10^{16}$ kcal ısı açığa çıkar. Öte yandan okyanuslardaki geğitir neden olduğu sürtünme ile de, bir yıl içinde yaklaşık olarak, $26 \cdot 10^{16}$ kcal ısı meydana gelir. Ayrıca mağmanın ısınması zamanla azalmakta ve bunun sonucu olarak yer kabuğunun her yüzyılda, 5-6 cm sıkışığı kabul edilmektedir. Yer kabuğunun sıkışması sırasında mineral tanelerin birbirlerine sürtünmeleri ile yılda, $36 \cdot 10^{17}$ kcal ısı açığa çıkar. Buna yoğunlaşma ısısı denir. Böylece yerin bünyesinde bir yıl boyunca ortaya çıkan ısının toplamı, $43 \cdot 10^{17}$ kcal'ye eşit olmaktadır. Bu miktar güneşten bir yılda atmosferi üstüne gelen ısının 1/300 ve yeryüzeyi ile atmosferde tutulan ısısında 1/200'üne eşittir.

Yerin bünyesinde meydana gelen ve yukarıda belirtilen ısının büyük bir bölümü, endojenlik süreçte ve mağmanın yüksek sıcaklığının (2000-5000 °C) korunmasında kullanılır. Bu ısının eriyik 1/23 ü yani bir yılda, $13 \cdot 10^{16}$ kcal veya $12 \cdot 10^{17}$ cal/cm² kadar yeryüzüne ulaşır. Yerin bünyesinde meydana gelen ısının, yeryüzeyine ulaşan miktar, dünyada tutulan güneş ısısının 1/4400 ü ve güneş ısısının yeryüzeyinde tutulan miktarının da 1/5000'ine eşittir. Diğer bir deyişle yeryüzü, ısının % 99.98 ini güneşten ve geriye kalanını da kendi bünyesinden alır.

Yerin üst katmanında güneşten alınan ısı şekil 3.1 de gösterildiği gibi uzun dalga boyulu ışınlar ile atmosfer ve uzaya iletir. Yeryüzüne gelen ışınların, buradan yansıyan ışınlar ile uzun dalga boyulu ışınlardan olan farkına, net radyasyon denir. Net radyasyon miktarı, radyometre ile doğrudan ölçülebildiği gibi kısa ve uzun dalga radyasyonunun farkına göre geliştirilen ilişkidir de elde edilebilir.

Güneş ışınları, yerin üst katmanında tutulur. Yer ısındıkça, geriye doğru bir radyasyon olur. Bu radyasyonun dalga boyu 3-80 mikrondur. Ancak yerden çoğunlukla, dalga boyu 10 mikron olan radyasyon meydana gelir ve bunlar uzun dalga boyulu olarak belirtilir. Yerden meydana gelen uzun dalga boyulu ışınların büyük bir bölümü, atmosferin alt katmanındaki su buharı ve karbondioksit tarafından tutulur. Bunun için bu gazlar, atmosferin ısı kapasitesine önemli derecede etki eder. Sanayi ve konutlarda kullanılan yakıt, atmosferde bulunan karbondioksit miktarını son yıllarda % 10 kadar artırmıştır. Yüksek enlemlerde sıcaklığın artmasına, bunun neden olduğu sanılmaktadır.

Atmosfer yeryüzeyinden meydana gelen radyasyonla ısınır. Güneş ışınlarının tümünün atmosferde tutulduğu ve yeryüzeyine ulaşmadığı kabul edilirse, sıcaklık bir

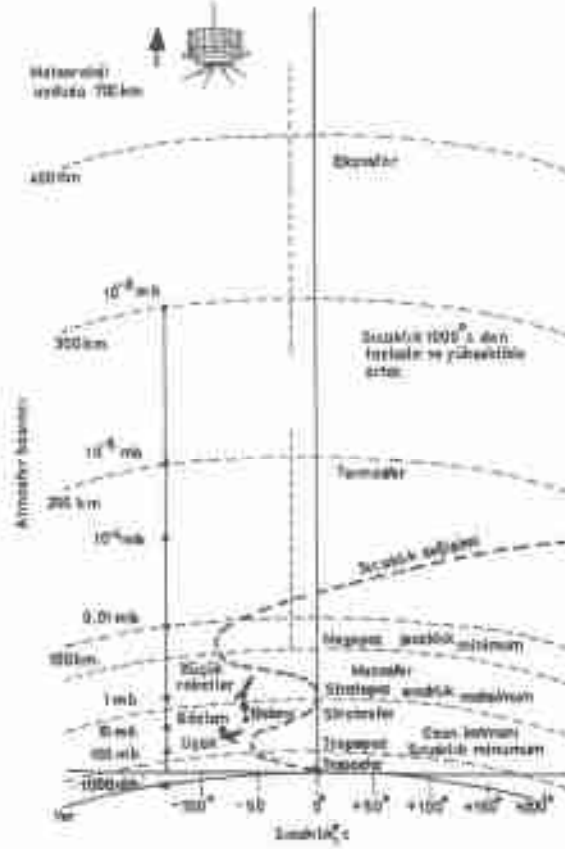
günde ancak 1.5 °C artar. Atmosfer ve yeryüzeyinde bir yılda tutulan güneş ısı 97×10^{18} kilowatt-saate eşittir. Atmosfer oluşturan gazların miktarı, yeryüzünden yükseldikçe azalır ve buna bağlı olarak sıcaklık düşer. Bu değişim nedeniyle atmosfer, şekil 3.2 de gösterildiği gibi katmanlara ayrılarak incelenir.

Çizelge 3.2. Atmosferde Bulunan Gazların Miktarları

Devamlı Gazlar				Değişken Gazlar			
Adı	Simgesi	% Hacim	Molekül ağırlığı	Adı	Simgesi	% Hacim	Molekül ağırlığı
Azot	N ₂	78.048	28.00	Su buharı	H ₂ O	+ 3	18.00
Oksijen	O ₂	20.946	32.00	Yoğunlaşmış su buharı	H ₂ O	< 1	18.00
Argon	Ar	0.934	39.94	Ozon*	O ₃	$< 0.07 \times 10^{-6}$	48.00
Karbondioksit	CO ₂	0.333×10^{-1}	44.01	Kükürtdioksit	SO ₂	$< 10^{-6}$	64.07
Neon	Ne	18.2×10^{-6}	20.18	Azotdioksit	NO ₂	$< 0.02 \times 10^{-6}$	46.01
Helium	He	5.24×10^{-6}	4.00	Amonyak	NH ₃	±	17.01
Kripton	Kr	1.14×10^{-6}	83.70	Karbonmonoksit	CO	0.2×10^{-6}	28.01
Ksenon	Xe	0.087×10^{-6}	131.30	Tuz	-	$< 10^{-6}$	-
Hydrojen	H ₂	0.5×10^{-6}	2.01				
Metan	CH ₄	2.0×10^{-6}	16.01				
Nitrooksit	N ₂ O	0.5×10^{-6}	44.00				
Radon**	Rn	5×10^{-7}	222				

* = Yükseklikte artar
** = Yükseklikte azalır

Atmosferi meydana getiren gazlar ile miktarları, şekil 3.2 de gösterildiği gibi yükseklikle değişir. Bunun bir sonucu olarak atmosferin yoğunluğu yükseklikte azalır. Atmosferin yeryüzüne yakın bölümünde, su buharı ve karbondioksit miktarı diğer katmanlardan daha fazladır. Yerden 25 km yüksekliğe kadar atmosferin bileşimi, Çizelge 3.2 de verilmiştir.



Şekil 3.2. Atmosferin katmanları

3.2. Albedo

Güneş radyasyonunun bir bölümü, cisimlerin yüzeyinden yansır. Yansıyan ışınlar, ısı miktarına ekli olduğu için önemli bulunmaktadır. Bir cismin yüzeyinden yansıyan ışınların , bu cisime gelen radyasyona oranı albedo olarak belirlir.

$$A = \frac{I}{I_0} \quad (3.1)$$

İlişkide:

A = Albedo

I = Yansıyan radyasyon

I₀ = Gelen radyasyon

Nemli bölgelerdeki albedo, kuru bölgelerden daha azdır. Yaklaşık bir değer olarak albedo toprak için % 25, büyük su kütleleri için % 9 ve okyanuslar için % 14 olarak alınabilir. Değişik yüzeyler için bu değerler, Çizelge 3.3 de verimştir.

Albedo cisimlerin yapısal özelliğine bağlı olduğu için karn yüzeyinden yansıyan güneş ışınlarının miktarı, karnın sıcaklığı ve dolayısıyla erime hızına etkili olur. Karn yapısı güneş radyasyonunun yansıyan miktarına önemli derecede etki eder. Temiz ve taze kar için albedo, % 90 olarak alınır. Diğer bir deyişle bu durumdaki karn, üzerine herhangi bir sürede gelen net radyasyonun % 90 kadarını yansıtır. Geriye kalan % 10'unu kütlesinde tutulur. Karn yüzeyi kirli olduğunda veya nemliliği arttıkça albedo azalır. Kar yüzeyinden yansıyan ışınların miktarı, kar örtüsünün kalınlığına da bağlıdır. Güneş ışınları karnın, 30 cm - 40 cm derinliğine kadar nüfuz eder.

Atmosfer kütlelerinin % 91'ini, troposfer katmanı ile tropopoz katmanında bulunan gazlar meydana getirir. Atmosferdeki ozon gazı, stratosfer katmanında bulunduğu için buna ozon katmanı da denir. Dünya ile birlikte yaklaşık olarak 15 km yüksekliğindeki atmosfer katmanını hareket eder.

Atmosferin gaz bileşenlerinin miktarı, hacim yüzdesi veya mol olarak belirtilir. Bu ölçüler her bir gazın, aynı basınç ve sıcaklıktaki miktarı olarak gösterilir. Çizelge 3.2 de görüldüğü gibi atmosferde çok büyük bir çoğunlukta, molekül halindeki gazlar bulunmaktadır. Atmosferin toplam ağırlığı 5.6×10^{18} tondur. Bu miktar, yeryüzeyi üzerinde 10 m derinliğindeki suyun ağırlığına eşdeğertir. Olağan koşullardaki atmosferde, 1.5×10^{14} ton su buharı ve 3.3×10^9 ozon bulunur.

Güneş aynı zamanda, fotosentez için gerekli ısıyı sağlar. Bu ısı yeşil, sarı ve kırmızı ışıklarla iletilir. Bitkilerin en uygun gelişme sıcaklığı yaklaşık olarak 20 °C olarak alınır ve toprakta yeterli nem bulunması durumunda, karalarda yetişen bitkilerin fotosentez sürecinde kullandığı ısı, fotosentez için gerekli ısıyı sağlayan etkili ışıkların % 1, yeryüzüne ulaşan ışınlarında % 0.5 kadardır. Gerçekten de kara ve denizlerde

bulunan bitkiler, fotosentez sürecinde az bir miktarda güneş ısısı kullandıklarına karşılık çok fazla miktarda organik madde meydana getirmektedir.

Çizelge 3.3. Değişik Yüzeylerin Albedo Değerleri

Yüzey	Albedo	Yüzey	Albedo
Su	0.030-0.40	Yazlık buğday	0.10-0.25
Koyu kuru toprak	0.14	Kışlık buğday	0.15-0.26
Koyu nemli toprak	0.08	Kışlık çayır	0.18-0.23
Gri kuru toprak	0.25-0.30	Sık ekilmiş yüksek ot	0.18-0.20
Gri nemli toprak	0.10-0.12	Yeşil çayırlar	0.26
Kuru tın	0.23	Güneşte kurumuş çayır	0.19
Nemli tın	0.16	Meşe ağacı	0.18
Çöl tını	0.29-0.31	Çam ağacı	0.14
Sarı kum	0.35	Köknef ağacı	0.10
Beyaz kum	0.34-0.40	Pamuk	0.20-0.22
Nehir kumu	0.43	Pirinç tarlası	0.12
Parlak ince kum	0.37	Marul	0.22
Kaya	0.12-0.15	Pancar	0.18
Yoğun yerleşim alanları	0.15-0.25	Patates	0.19
Kar	0.40-0.85	Fundalık	0.10
Deniz kumu	0.30-0.50		

Fotosentez su ve karbondioksitin güneş ışığının etkisiyle organik maddeye dönüştüğü temel bir süreçtir. Bitkilerin gözeneklerinde bulunan suda CO_2 tutulur. Bitkiler topraktan su ile birlikte azot tuzları, fosfor ve diğer elementleri alır. Güneş enerjisi ve bu elementler ile birlikte, H_2O ve CO_2 ayrılarak fotosentez ürünleri meydana gelir ve oksijen serbest hale geçer. Bu ürüne hidrokarbon (yağ, protein ve karbonhidrat) denir. Bu süreçte bir gram karbonun bağlanması için 2.6 gr su ayrılır.

Kara ve denizlerde yetişen bitkiler, atmosfere yılda 5×10^{10} ton karbon alır. Bu miktar 1.8×10^{11} ton CO_2 'ye eşit olmaktadır. Dünyadaki bitkilerin özümleme sürecinde, 1.2×10^{11} ton molekül halinde oksijen atmosfere geçer. Bu bitkilerdeki özümleme sırasında atmosfere geçen oksijen molekülleri, 4×10^{11} kcal ısı tutar. Fotosentez sürecinde ortaya

çıkan oksijenin tuttuğu güneş ısı, yeryüzündeki kaynaklardan bir yılda elde edilen enerjinin yaklaşık olarak yüz katına eşittir.

3.3. Geriye Radyasyon

Isısı olan bütün cisimlerden, sıcaklık derecelerine bağlı olmaksızın elektromanyetik dalgalar halinde radyasyon olur ve buna geriye radyasyon denir. Cismin sıcaklığı düşük olduğu zaman uzun dalga boyu ve az şiddetli radyasyon olmasına karşılık, sıcaklık yükseldikçe radyasyonun şiddeti artar ve giderek görülmeyen yani kısa dalga boyu ışınlar meydana gelir. Güneşin çoğunlukta uzun dalga boyu ışınlarının bir bölümü, atmosferin alt katmanındaki su buharı ve karbondioksit tarafından, bir kısmı da ozon gazı tarafından tutulur. Bu gazlardan geriye radyasyon meydana gelir ve böylece ısı çevreye yayılır. Atmosferin alt katmanında meydana gelen bu duruma sera etkisi denir. Bu ısı havanın ısınmasını ve okyanuslardaki suyun hareketi için gerekli enerjiyi sağlar. Genellikle atmosferde uzun dalga boyu ışınlar kısa dalga boyu olanlara göre daha az tutulur ve atmosfer, 8-13 mikron dalga boyu ışınları yüksek derecede iletir.

Yerden meydana gelen geriye radyasyon miktarı, Stephan-Boltzman kanununa göre aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur:

$$E = \epsilon \sigma T^4 \quad (3.2)$$

İlişkiler:

E = Geriye radyasyon

ϵ = Radyasyon katsayısı

σ = Stephan-Boltzman katsayısı ($5.67 \times 10^{-8} \text{ cal cm}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ dak}^{-1}$)

T = Cismin mutlak sıcaklığı

Geriye radyasyon çoğunlukta, uzun dalga boyudur ve cismin yüzeyindeki sıcaklığa bağlı değildir (Şekil 3.1). Buna radyasyon gücü veya ısı akım yoğunluğu da denir. Cisimler yapı özelliklerine bağlı olarak değişik miktarda ısı alır. Aynı sıcaklıkta değişik cisimlerde tutulan ısı miktarı kondüksiyon sağlandıktan sonra farklılık göstermez.

Belli bir sıcaklıktaki farklı iki cisimden meydana gelen radyasyon ile çevreye verilen ısının bu cisimlerin ısıma oranı, Kirchoff kanununa göre değişiklik göstermez.

Isı fazla olduğu cisimden, daha az olan cisme doğru akar. Bu durum Stefan-Boltzman kanununa göre aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$E = \epsilon \sigma (T^4 - T_c^4) \quad (3.3)$$

İlgilide,

E = Geriye radyasyon, kcal h^{-2}

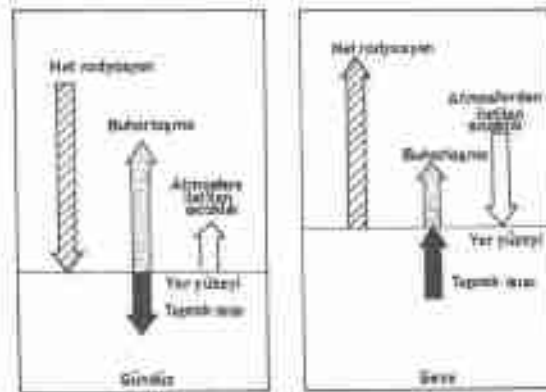
ϵ = Radyasyon katsayısı

σ = Stefan-Boltzman katsayısı ($5.67 \times 10^{-8} \text{ K}^{-4} \text{ dak}^{-1}$)

T = Cismin mutlak sıcaklığı

T_c = Atmosferin mutlak sıcaklığı

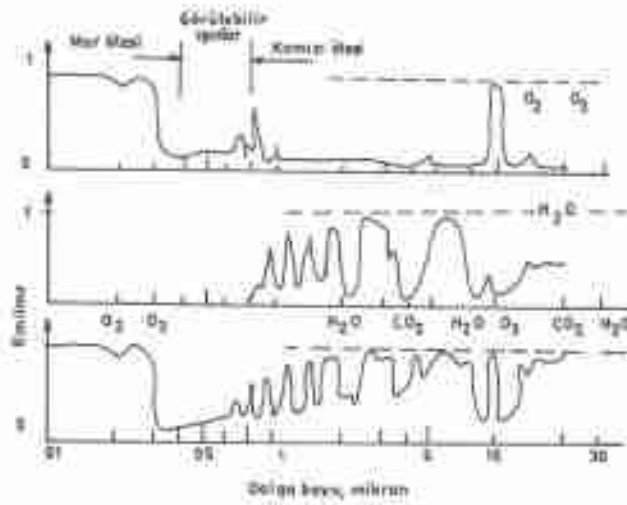
Siyah cisimden olan radyasyon mutlak değer olarak belirtilir. Cisimlerin radyasyon gücünün siyah cismin radyasyonuna oranı, radyasyon katsayısı olarak verilir. Güneş radyasyonunu tamamen tutan bir cisim, bulunmadığı için bütün cisimlerin radyasyon katsayısı birden küçüktür.



Şekil 3.3. Yeryüzeyinde ısının değişimi.

Yerin gün ortasındaki ısıyı giderek azaltır ve gece en küçük miktara düşer. Ayrıca atmosferin alt katmanında bulunan nem çöğündüğü durumda, üstündeki atmosferdeki bir miktar ısı akışı olur. Yer ve atmosfer sistemindeki ısının akışı, şekil 3.3 de gösterilmiştir.

Atmosferde bulunan oksijen, ozon, karbondioksit, su buharı ve bunların bileşimleri ile diğer gazlar tarafından tutulan farklı dalga boylarındaki ışınlar, şekil 3.4 de gösterilmiştir.



Şekil 3.4. Atmosferde tutulan güneş ışınları

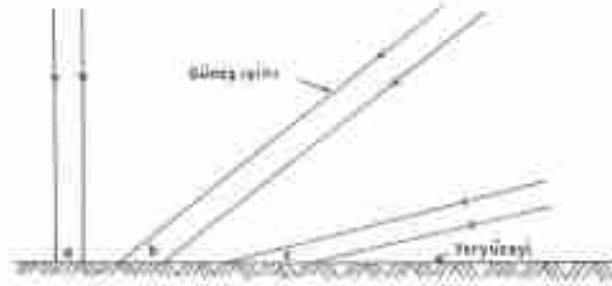
3.4. Yeryüzüne Gelen Radyasyonun Değişimi

Güneş radyasyonu ile yeryüzüne gelen ısı, büyük bir oranda yörelerin iklimine etki eder. Bu ısı güneş ışınlarının etkil olduğu zaman boyutu, diğer bir deyişle güneşlenme süresi ile de ilgilidir. Yeryüzüne ulaşan güneş radyasyonu aşağıda açıklanan etkenlere göre farklılık gösterir.

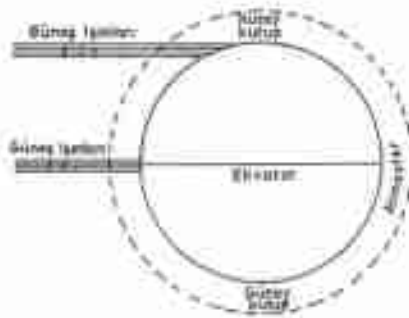
1. Etilim: Güneş ışınlarının yeryüzüne göre eğimi, iletilen ısı miktarına önemli derecede etkili olmaktadır. Bu ışınların yeryüzü ile yaptığı açı küçüldükçe, etkilendiği alan büyür ve bunun sonucunda iletilen ısı azalır. Buna karşılık güneş ışınlarının eğimi azaldıkça, yeryüzünde etkilenen alan küçüldüğü için alınan ısı artar. Bu ışınlar dik olduğu zaman, yeryüzeyi en fazla miktarda ısı alır. Bu bakımdan şekil 3.5 de gösterilen durumda, a

alanına gelen ısı miktarı, arası ile b ve c alanlarından daha fazladır. Dünyanın ekvator çevresinde düşen güneş radyasyonunun şiddeti ve güneşlenme süresi, kutuplara doğru giderek azalır (Şekil 3.5).

2. Yerin Hareketi: Yer diğer gezegenlerin çekim kuvveti ve kendi hareketinin etkisiyle boşlukta kalır. Kutuplardan geçen en küçük çapına göre doğu yönünde dönen yer, aynı zamanda güneşin çevresinde elips şeklinde bir yörünge üzerinde 29,76 km/sn hızla hareket eder. Yerin kutuplardan geçen eksenini, elips düzlemi ile $66,5^\circ$ ve düşey düzlem ile de $23,5^\circ$ açı yapar. Kendi eksenine göre her dönüşünü 24 saatte yani bir günde tamamlayan yer, yörüngesi üzerindeki aynı noktaya gelene kadar, bu hareket 365/14 defa tekrarlanır.



Şekil 3.5. Güneş ışınlarının eğimine göre yeryüzünde etkilediği alanlar



Şekil 3.6. Eksenlere göre yeryüzüne gelen güneş ışınlarının dağılımı

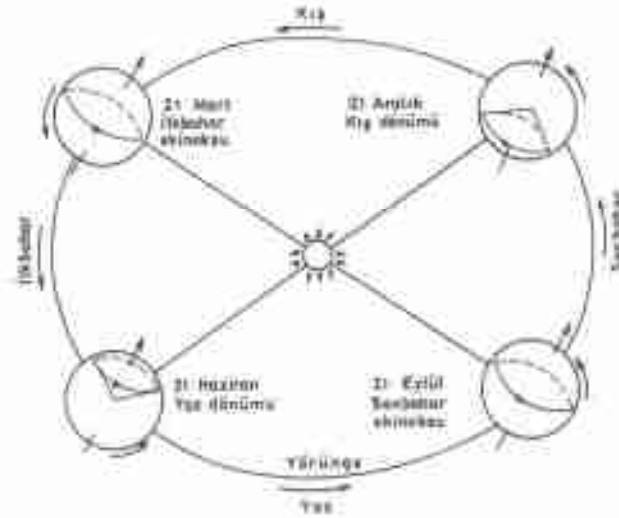
Kutuplardan geçen eksenle göre dönen yer, dönüşümlü olarak güneş ışınlarının etkisinde kalır ve gece ile gündüz meydana gelir. Ancak yarı eğik bir konumda dönmeli ve güneşten olan uzaklığının değişmesinin bir sonucu olarak, güneş ışınlarının şiddeti ve gündüz ile gecenin uzunluğu yarı yörüngesi üzerindeki konumuna göre farklılık gösterir.

Dünyanın ekvatoru, 21 Mart ve 23 Eylül öyle zamanında, güneşe dik duruma gelir yani güneş tam zenitte bulunur. Bu konumdaki yarı yarış şekil 3.7 de gösterildiği gibi güneş radyasyonu aldığı için gece ile gündüz süresi birbirine eşittir. Ayrıca güneş ışınlarının dik olarak geldiği ekvator çevresine en fazla miktarda gelen ısı, yüksek enlemlere doğru giderek azalır ve güneş ışınları her iki kutuba teğet olarak geçer. Yukarıda belirtilen günlerde meydana gelen ve kuzey yarı küresinde sırası ile ilkbahar ve sonbahar ekinoksu veya günün eşitliği olarak belirtilen yarı bu konumunda güneş, tamamen doğu batı yönünde hareket eder. Güneş sistemindeki gezegenlerin bazı özellikleri Çizelge 3.4 de verilmiştir.

Çizelge 3.4 Güneş Sistemindeki Gezegenlerin Bazı Özellikleri

Adı	Güneşten Ortalama Uzaklık, 10^6 km	Kütle, ton	Yarı çap, km	Period Süresi
Güneş	—	1.99×10^{33}	695 000	—
Merkur	57.9	3.30×10^{22}	2440	88 gün
Venüs	107.8	4.87×10^{24}	6052	225 gün
Yer (Dünya)	149.6	5.97×10^{24}	6378	365 $\frac{1}{4}$ gün
Mars	228.5	6.42×10^{23}	3397	687 gün
Jüpiter	777.3	1.90×10^{27}	71482	12 yıl
Satürn	1425.9	5.68×10^{26}	60268	29 yıl
Uranüs	2900.8	8.68×10^{25}	25558	84 yıl
Neptün	4498.5	1.02×10^{26}	24766	165 yıl
Pluto	5906.3	1.27×10^{22}	1137	248 yıl

Dünya 21 Haziran günü, yörüngesinin yarımına kadar hareket eder ve kuzey kutup güneşe göre 23.5° eğik bulunur. Bu konumdaki dünyaya gelen güneş ışınları, aynı eğimde kuzeye doğru düşer ve bu ışınlar büyük bir açı ile geldiği için de yeryüzeyi oldukça fazla ısıtır. Böylece yıl içindeki, en uzun süreli gündüz meydana gelir. Kuzey yarım küresinde yaz dönümü olarak belirtilen dünyanın bu konumunda, kuzey kutup çevresi altı ay süre ile güneş ışınlarının etkisinde kalır. Ancak gündüz süresi, ekvatora doğru azalır ve $0-5^\circ$ enlemler arasında yaklaşık olarak gece ve gündüz birbirine eşit duruma gelir.



Şekil 3.7. Dünyanın güneş çevresindeki hareketi

Dünya 21 Aralık günü, yaz dönümündeki yerinin karşısına kadar hareket eder ve güney kutup, güneşe göre 23.5° eğik duruma gelir. Bu konumdaki dünya ekvatorunun kuzeyi daha az ısı alır ve güneş ışınları, yıl içinde en kısa sürede etkil olur. Kuzey yarım küresi için kış dönümü olarak belirtilen dünyanın bu konumunda güneş ışınları, altı ay süre ile kuzey kutup çevresini etkilemez. Bu nedenle kuzey kutupta altı ay süreli gece, ekvatora doğru giderek azalır ve $0-5^\circ$ enlemleri arasında yaklaşık olarak gündüz süresine eşit olur.

Dünyanın yörüngesi üzerinde aynı noktaya gelene kadar geçen zaman, dört mevsime aynıştır. Kuzey yarım küresindeki dört mevsim şekil 3.7 de göstermiştir. Güney yarım küresinde, belirtilen bu durumun tersi meydana gelir. Yani ekvatorun

kuzeyinde gncet uzarken, güney yarım küresinde kısıdır ve mevsimlerde karşıklı olarak değir.

Dünya doğuya doğru döndüğü için, yöresel zaman farkları meydana gelir. Dünyanın konumuna göre gece ve gündüz uzunluğu saptanır ve böylece İngiltere'deki Greenwich kasabasından geçen 0° boylamına göre, yöresel olarak saat farkları bulunur.

3. Konum: Yeryüzüne gelen ısıya, yörenin güneş ışınlarını alma durumu etki eder (Şekil 3.8). Bu bakımdan güneşlenme süresi, kısa olan yörelerde, özellikle bksel gelişmenin başlangıcında biraz gecikme olur.

Yukarıda açıklanan etkenler, mevsim ve konuma birlikte yeryüzeyinin durumu önemli miktarda sıcaklığa etki eder. Bunun için kara ve su yüzeylerinin sıcaklığları farklılık gösterir. Bu sıcaklığların farklı olmalarını aılayan belli bağlı nedenler, kısaca ağağıda açıklanmıştır.

1. Suyun zgl ısı, toprak ve atmosferden daha yüksektir ve belli bir hacimdeki suyu ısırması için daha çok ısı gerekir. Bir metreküp suyun ısı tutma kapasitesi aynı hacimdeki atmosferden 3300 kez daha fazladır. Bu durum okyanus akıntıları ve iklimlerin oluşmasına önemli derecede etki eder.

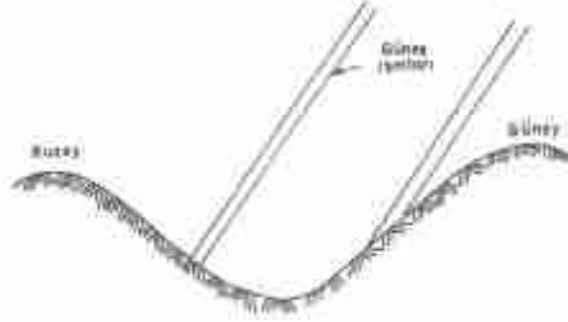
2. Sıvı su kütesine gelen güneş ışınları, karalara göre daha fazla derine nfz eder. Böylece ışınların taşıdığı ısı, karalara göre daha fazla bir kütleye yayılır.

3. Sıvı hareket etmedi için ısı, daha büyük bir kütleye dağılır ve bunun için, oldukça derin bir su katmanını ısırır. Karaların yüzeyindeki ince bir katmanın çabuk ısınmasına karşıklı derinlikte ısı azalır.

4. Su yüzeyinin yansıtma kabiliyeti, karalardan daha fazladır ve güneş ışınlarının büyük bir kısmı geriye yansır.

5. Buharlaşma için gerekli ısı, suyu kütesinden alınır ve böylece sıcaklık azalır.

Güneşlenme süresi, dünyanın konumuna göre ekvator dan kutuplara doğru değir. Buna bağlı olarak güneş radyasyonu ile iletilen ısı miktarı farklılık gösterir. Dünyanın güneşten olan ortalama bir uzaklığı için güneş sabiti 1,94 langley/dakika olarak alınabilir. Bir santimetre kare alana bir gram kalori, bir langley (cal/cm^2) olarak tanımlanır. Güneş sabitinin bu değerine göre atmosferin dış yüzeyine bir gün boyunca gelen ısı, izele 3,5 de verilmiştir.



Şekil 3.6. Yeryüzüne gelen güneş ışınlarının değişimi.

3.5. Isının İletimi

Güneş ışınlarının etkiel altında kalen yeryüzeyi, üstündeki atmosfere göre daha çabuk ısınır. Bu yüzey ile temas eden atmosferin molekülleri ısı alır. Isınan moleküllerin kinetik enerjisi artığı için hızlı hareket eder ve diğer moleküllere çarparak ısı iletir. Böylece ısı atmosfere yayılır. Bu olaya kondüksiyon yoluyla ısının iletimi denir. Atmosferin ısı iletim hızı çok düşük olduğü için ısının alt katmandan üst katmana kondüksiyon ile akışı yavaş olmaktadır. Bu nedenle yeryüzü ile temas eden her bir atmosfer katmanı, bu yolla ısınmaktadır. Isının kondüksiyonla iletimi çoğunlukla, gündüz meydana gelir. Ancak kasta kaplı yüzeyle temas eden atmosferin ısı bu yolla artmaz.

Net radyasyonun farklılık göstermesi ve toprağında, yeknesak olmaması nedeniyle yeryüzünün sıcaklığı değişiklik gösterir. Sıcaklığı fazla olan yeryüzeyinin üstündeki atmosferin kondüksiyon yoluyla ısı atan atom ve moleküllerinin kinetik enerjisi artığı için, bu atmosfer kütesi genişler ve bunun bir sonucu olarak da yoğunluğu azalır. Yoğunluğu azalan bu kütesinin basıncı, çevresinde bulunsan ve daha soğuk olan havadan azdır. Bu durumda ortaya çıkan basınç eğimine göre çevredeki atmosfer, buraya hareket eder ve genişleyen kütle yükselmeye başlar. Genleşen atmosfer kütesi, çevresi ile eşdeğer yoğunluğa ulaşana kadar yükselir. Böylece ısı atmosferin üst katmanlarına iletir. Bu olaya ısının konveksiyon yoluyla iletimi denir.

Çizelge 3.5. Kuzey Yarım Küresinde Atmosferin Üstüne Gelen Güneş Isısının Günlük Toplam Miktarları

Enlem	Güneşin Görünüm Açısı							
	0°	22.5°	45°	67.5°	90°	112.5°	135°	157.5°
	Yaklaşık Gün							
	Mar	Nisan	Mayıs	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Ağustos
	21	13	6	29	22	15	8	31
	Kcal/cm ² /gün							
90°		423	772	990	1077	964	765	418
80°	155	423	760	984	1060	980	754	418
70°	307	525	749	989	1012	934	742	519
60°	447	635	809	934	979	929	801	629
50°	575	732	867	958	989	954	859	725
40°	686	807	910	972	991	967	901	798
30°	775	865	929	967	975	960	921	858
20°	841	894	923	935	935	930	916	884
10°	882	897	893	881	873	877	886	887
0°	895	873	837	804	790	800	830	863
	Güneşin Görünüm Açısı							
	180°	202.5°	225°	247.5°	270°	292.5°	315°	337.5°
	Yaklaşık Gün							
	Eylül	Ekim	Kasım	Kasım	Aralık	Şubat	Şubat	Şubat
	23	16	8	30	22	13	4	26
	Kcal/cm ² /gün							
90°								
80°	153	7						7
70°	303	129	24				24	131
60°	442	273	146	72	49	73	148	276
50°	558	414	286	204	176	205	289	419
40°	677	545	429	348	317	350	434	553
30°	765	663	564	492	466	494	586	670
20°	831	760	685	627	605	630	691	789
10°	871	835	789	746	733	752	795	845
0°	885	886	870	851	843	855	878	895

3.5.1. Atmosfer Sıcaklığının Yükseklikle Değişimi

Atmosferde bulunan ve ısıyı tutan gazlara bağlı olarak sıcaklık yükseklikle değişir. Bu değişime sıcaklığın eğimi veya sıcaklığın düşey sapma hızı denir. Yeryüzeyinin üstündeki atmosfer katmanında ısıнын düşey sapma hızı, oldukça farklılıklar

gösterir. Gece meydana gelen geriye radyasyon sırasında yer yüzeyi soğumaya başlar ve belli bir atmosfer katmanının sıcaklığı azalır. Söz konusu katmanın üzerinde bulunan atmosfer kütesinin sıcaklığı daha fazla olduğu için, belirtilen durumlarda sıcaklık yüksekliği artar. Bu duruma sıcaklık dönmesi denir. Sıcaklık dönmesi, rüzgarlı havalarda görülmez. Öte yandan soğuk bir atmosferin üzerinden ılık bir atmosfer kütesinin akışı sırasında oluşan birleşme yüzeylerinde, sıcaklık saptması görülür ve bunun sonunda hava cepleri meydana gelir. Sıcaklığa etkili etmenler gözönüne alınınca troposfer ve eş sıcaklık koşulunda stratosfer katmanında, her 300 m yükseklikte sıcaklık 2°C azalır. Atmosferin üst katmanlarından alt katmanlara doğru aynı miktarda bir ısı artışı olur. Bulutlar yerden olan radyasyonun şiddetine önemli derecede etkide bulunduğu için, böyle günlerde sıcaklık dönmesi görülmez.

Yükanda açıklanan atmosferdeki olağan sıcaklık değişiminden başka, yükselen veya alçalan atmosfer kütesinin sıcaklığı da farklılık gösterir. Bu sıcaklık değişimi düzey doğrultu için belirtilir. Çevresi ile herhangi bir ısı değişimi yapmadan meydana gelen hareket fizikte, adiabatik olarak adlandırılır. Atmosferin kütesinin yükselmesi ve alçalması, adiabatik bir hareket olarak alınır. Bu hareket sırasında atmosfer kütesinin sıcaklığının değişimine, adiabatik sıcaklık değişimi veya dinamik sıcaklık saptması denir.

Bu buharı yoğunlaştırarak dışarıya ısı verdiği için adiabatik olarak hareket eden atmosfer kütesinin, doyma noktasından az nem bulundurması ve doyma noktasından daha fazla yani çöğlenme başladığı durumunda meydana gelen sıcaklık değişimi birbirinden farklıdır. Bunun için adiabatik olarak hareket eden atmosfer kütesinin sıcaklığının değişimi, kuru ve doymuş diğer bir deyişle yaş adiabatik sıcaklık değişimi olarak belirtilir. Atmosfer kütesinin adiabatik olarak hareketi sonunda meydana gelen sıcaklığının değişimi aşağıda açıklanmıştır.

Yeryüzünün sıcak kısımları ile temas eden atmosfer kütesi, çevresine göre daha çabuk ısı alır ve genişlemek yukarıda açıklandığı gibi yükselmeye başlar. Atmosfer basıncı yükseklikle azaldığı için yükselen sözkonusu kütle sürekli olarak genişler. Genleşme için gerekli olan enerji, atmosfer kütesinin ısılarından sağlanır. Bu kütlelerin ısı azaldıkça soğuma ortaya çıkar. Buna adiabatik veya dinamik soğuma denir. Söz konusu kütle soğudukça yoğunluğu artar. Yükselen atmosfer kütesi çevresi ile eşdeğer bir yoğunluğu ulaşıncaya kadar dinamik olarak soğur.

Alçalan atmosfer kütesinin basıncı gitliktçe arttığı için moleküler sıkışır. Sıkışma sırasında sürtünen moleküllerden ısı ortaya çıkar. Böylece atmosfer kütesi alçalırken

sıcaklığı artar. Bu olaya dinamik ısınma denir. Kuru yahi doyma noktasından daha az bir nem içeren atmosfer kütesinin adiabatik yükselmesi sırasında sıcaklık her 100 m de 1°C azalırken, aynı kütle alçalırken sıcaklık her 100 m de 1°C artar. Buna kuru adiabatik sıcaklık değişimi veya kuru adiabatik sıcaklık eğimi denir.

Su buharına doymuş bir atmosfer kütesi yükselirken, dinamik olarak soğur ve su buharı yoğunlaşmaya başlar. Su buharının yoğunlaşması sırasında, bir miktar gizli buharlaşma ısı serbest kalır. Bu nedenle doymuş durumdaki bir atmosfer kütesinin adiabatik yükselmesi sırasında azalan sıcaklık, kuru adiabatik sıcaklık eğiminden daha küçük olmaktadır. Adiabatik olarak yükselen doymuş bir atmosfer kütesinin sıcaklığı, alt katmanlarda ortalama olarak $1.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ azalır. Buna doymuş adiabatik sıcaklık değişimi veya doymuş adiabatik sıcaklık eğimi denir.

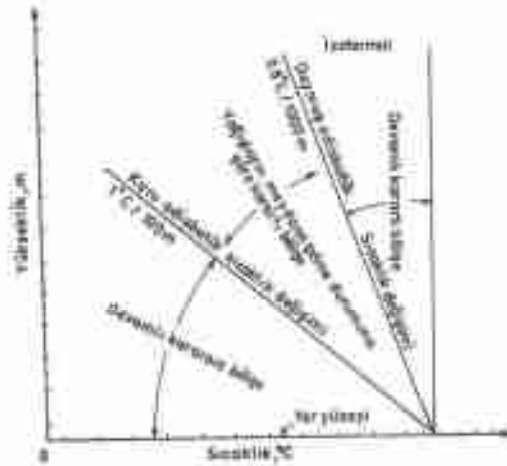
Doymuş durumdaki atmosferde bulunan su buharı miktarı azaldıkça, yoğunlaşma sırasında ortaya çıkan gizli buharlaşma ısı da azalır. Bu nedenle düşük sıcaklıklarda veya üst katmanlarında doymuş adiabatik sıcaklık eğimi, kuru adiabatik sıcaklık eğime yaklaşıp. Doymuş bir atmosfer kütesi yükselirken donma noktasından daha fazla bir soğumanın olması halinde aşırı soğumuş sıvı su, kar veya buz kristalleri halinde yoğunlaşma olur. Kar veya buz kristalleri halinde yoğunlaşma sırasında serbest kalan gizli ısı etki ettiği için, yükselen atmosfer kütesinin sıcaklığı daha fazla düşer. Ancak buz kristallerinin meydana gelmesi halinde doymuş adiabatik sıcaklık değişimi, aşırı derecede soğumuş yoğunlaşmaya göre daha küçüktür.

Adiabatik sıcaklık değişimi, atmosferin kararlı olma durumuna etkili olmaktadır. Atmosferin kararlılığı, kuru adiabatik sıcaklık değişimi sırasında yoğunluğa bağlı olarak hareket eden kütenin sıcaklığının değişim derecesine etki eder. Yükselen atmosfer kütesinin sıcaklığı, kuru adiabatik sıcaklık değişiminden daha fazla olunca, dinamik kararsız bir yapı meydana gelir. Atmosfer kütesinin yükselmesi sırasında meydana gelen sıcaklık değişimi, kuru veya doymuş adiabatik sıcaklık oranlarından daha az olmasına dinamik kararsızlık denir. Bu durum şekil 3.8. de gösterilmiştir.

Atmosferde yükseklikte meydana gelen normal, kuru ve doymuş adiabatik sıcaklık değişimleri, şekil 3.10 da belirtilmiştir.

Doymuş adiabatik ısı değişimi dönüşümü bir süreçtir ve alçalan atmosfer kütesinin sıcaklığı, yükselme sırasında olduğu miktarda artar. Bu durumda yoğunlaşan su buharları atmosferin içinde kalır. Ancak su buharının yoğunlaşması sırasında yoğunlukta yağışlar meydana geldiği için söz konusu durum çok ender görülür. Doymuş durumdaki

atmosfer kütesinin yükselmesi sırasında yoğunlaşan su buharları yağışa dönüştüğü zaman, bir miktar ısı yağışlar ile birlikte taşınır. Bu durum tam adiabatik bir işlem olmamakla birlikte sıcaklığın değişim hızı, doymuş adiabatik sıcaklık eğimine eşdeğer olarak alınabilir. Ancak doymuş bir atmosfer kütesinin alçakması sırasında bu durumu görölmez.



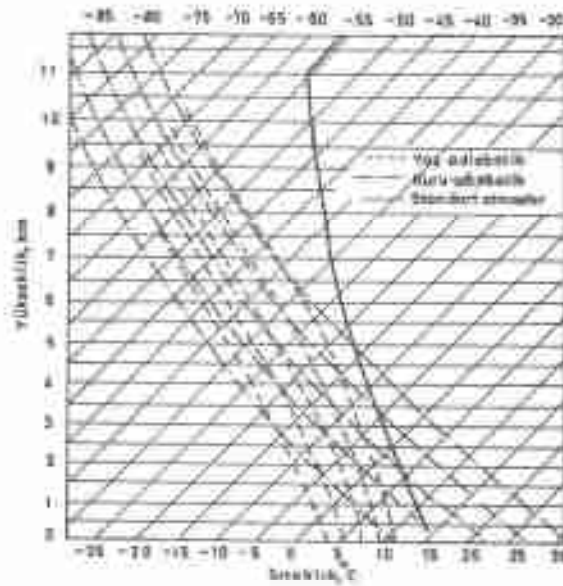
Şekil 3.9. Adiabatik sıcaklık değişimine göre atmosferin kararlılığı

3.6. Atmosfer Sıcaklığının Ölçülmesi

Atmosferin sıcaklığı, derece birimi ile ölçülür. Ancak sıcaklığın belirtilmesinde atmosfer yerine hava sözcüğü kullanılır. Bunun için termometre denon alet kullanılır. Termometre aleti sıvıların genleşme özelliğinden yararlanarak yapılmıştır. Sıcaklık ölçmelerinde sıvı olarak daha çok cıva veya alpirto kullanılır. Bu alette camdan yapılmış yuvarlak bir hazne ve buna bağlı inçe bir boru vardır. İnce boruya sıcaklığın ölçüldüğü birimleri gösteren bir eşel bağlanmıştır. Cıva veya alpirto, termometrenin haznesine konur. Sıcaklık artıkça haznedeki bulunan sıvı genişler ve inçe boruda yükselmeye başlar. Sıvının üst yüzeyi, eşelden okunarak sıcaklığın miktarı belirtilir.

Cisimlerin sıcaklıklarını ölçmek amacıyla Celsius diğer bir deyişle Santigrat, Fahrenheit ve Reaumur eşelleri geliştirilmiştir. Bu eşeller bir standart atmosfer basıncında suyun kaynama veya buharlaşması ile buzun erime sıcaklıklarına göre bölümlere yani derecelere ayrılmıştır. Bunlara suyun kaynaması veya buharlaşması ile, buzun erime

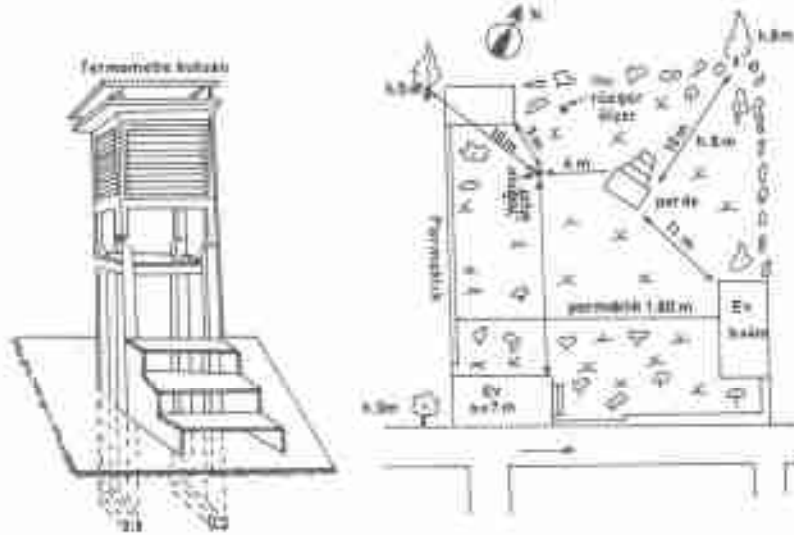
noktası sıcaklığı da denir. Santigrat eşeli, standart atmosfer basıncında buzun 0° de eridiği ve sıvı suyun 100° de kaynadığı gözönüne alınarak belirlenmiştir. Fahrenheit eşelinde bu sıcaklıklar 32° ile 212° ve Reaumur eşelinde ise 0° ve 80° olarak alınmıştır. Söz konusu eşeller için belirlenen suyun donma ve kaynama noktası sıcaklıklarının arası, birer dereceye bölünmüştür. Böylece elde edilen eşeller, her dereceyi gösteren aralıklar bakımından $1^{\circ}\text{C}=1.8^{\circ}\text{F}=0.8^{\circ}\text{R}$ olmaktadır. Sıcaklıklar, ölçüldüğü eşelin ilk harfi simge kullanılarak belirtilir.



Şekil 3.10. Atmosfer sıcaklığının yüksekliğe değişimi

Cisimleri sıcaklıkların Kelvin adındaki araştırmacı tarafından geliştirilen eşele göre de belirtilir. Bu şekilde belirtilen sıcaklığa mutlak veya termodinamik sıcaklık denir. Bu eşelde, cisimleri meydana getiren molekül veya parçacıkların sıfır kinetik enerjisi yani hiç hareket etmedikleri durum mutlak sıfır olarak belirtilmiştir (0°K). Kelvin sıcaklık eşelinde bir standart atmosfer basıncında buzun erime noktası 273°K ve suyun kaynama noktası 373°K olarak alınmış ve bunların arası 100°K bölünmüştür. Böylece Kelvin ve Santigrat eşellerinde her bir dereceyi belirten birimler eşittir. Bu eşelerde $273^{\circ}\text{K} = 0^{\circ}\text{C}$, $-273^{\circ}\text{C} = 0^{\circ}\text{K}$ ve $^{\circ}\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273^{\circ}$ olmaktadır.

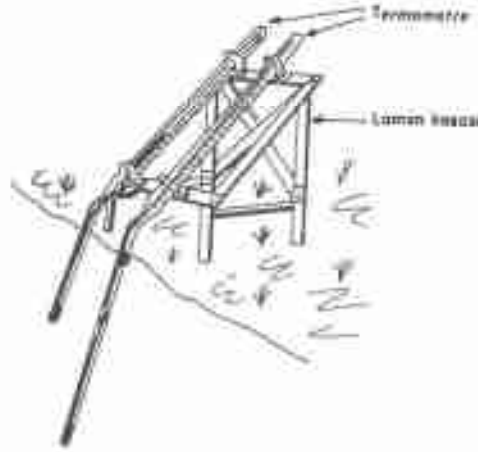
Atmosferin sıcaklığının ölçülmesinde kullanılan termometreler, şekil 3.11 de gösterildiği gibi kafes şeklinde özel kutular içine konur ve böylece güneş ışınlarının doğrudan etkisinden korunmuş olur. Toprak ve deniz suyunun farklı derinliklerdeki sıcaklıkları da, söz konusu termometreler ile ölçülür.



Şekil 3.11. Atmosferin sıcaklığının ölçüldüğü istasyon

Toprağın sıcaklığı 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm ve 100 cm derinliklerde termometre ile ölçülür. Bunlardan ilk üç derinlikteki sıcaklıktan ölçmek için termometreler işaretli kısımlarına kadar, eğimli olarak toprağa gömülür. Toprağın 50 cm ve 100 cm derinliklerindeki sıcaklıkların ölçülmesinde kullanılan termometreler, şekil 3.12 de gösterildiği gibi Lamon kasaları ile yerleştirilir.

Atmosferin sıcaklığı ekseniyetin günlük olarak ölçülür. Bu amaçla gün boyunca meydana gelen en büyük ve en küçük sıcaklıkların bilinmesine ihtiyaç vardır. En büyük sıcaklıklar maksimum, en küçük sıcaklıklarda minimum termometre ile ölçülür. Maksimum termometre içinde civa bulunan bir hazne ve buna ekli ince bir borudan meydana gelmiştir. Civanın bulunduğu kap, bir boğum yaparak boru ile birleşmiştir. Sıcaklığın etki ile civa genişler ve borunun alt ucunda bulunan boğum, yoğunlaşan civanın hazneye dönmelerini engeller, böylece termometrenin durumu en yüksek sıcaklığı gösterecek şekilde korunmuş olur. Okunulardan sonra termometre sallanarak ince borudaki civanın hazneye dönmeleri sağlanır ve termometre tekrar ölçmeye hazır duruma getirilir.

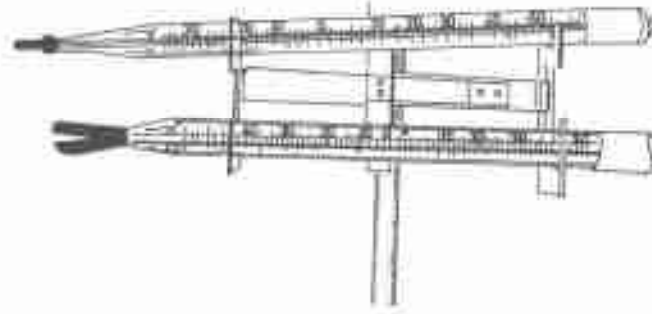


Şekil 3.12. Termometrelerin Lamon kasaasına yerleştirilmesi

Gün boyunca meydana gelen en düşük sıcaklıkların ölçülmesinde minimum termometreler kullanılır. Bu termometrenin içinde civa veya alkol bulunur. Termometrenin borusu içinde yaklaşık 13 mm boyunda ve her iki ucu küre şeklinde, metal bir gösterge vardır. Sıvının yüzey gerilme zarı, göstergenin sıvının üst yüzeyinde kalmasını sağlar. Sıcaklık düştükçe sıvı ile beraber gösterge aşağıdır. Ancak sıcaklık artıkça sıvı genişler ve göstergenin konumu bozulmadan cam boru içinde yükselir. Böylece gösterge, gün boyunca meydana gelen en düşük sıcaklığı gösterir. Minimum termometrenin okumaya hazır duruma getirilmesi için hazne kısmı, yukarıya kaldırılır ve böylece gösterge, sıvının üst kısmına gelir. Sıcaklık ölçmeleri sırasında, maksimum ve minimum termometreler özel bir kutuya şekil 3.13 de gösterildiği gibi yataya yakın bir konumda yerleştirilir.

3.7. Atmosfer Sıcaklığının Belirtilmesi

Atmosferin ölçülen sıcaklıklar, günlük süreler için ortalama olarak belirtilir. Bunun için bir gün boyunca ölçülen en büyük ve en küçük sıcaklıkların aritmetik ortalaması alınır. Böylece elde edilen değere günlük sıcaklık ortalaması veya günlük ortalama sıcaklık denir.



Şekil 3.15. Maksimum ve minimum sıcaklıkların ölçülmesinde kullanılan termometreler

$$S_o = \frac{S_1 + S_2}{2} \quad (3.4)$$

İlişkide:

S_o = Günlük ortalama sıcaklık, °C

S_1 = Günlük en büyük sıcaklık, °C

S_2 = Günlük en küçük sıcaklık, °C

Bu değer, sıcaklığın kısa süredeki değişiminden oldukça yüksektir. Bunun için günlük ortalama sıcaklık saat 07.00, saat 14.00 ve saat 21.00 de ölçülen sıcaklıklara göre belirlir. Saat 21.00 de ölçülen sıcaklığın iki katı alınır ve bunlara göre günlük sıcaklık ortalaması aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$S_o = \frac{S_1 + S_2 + 2S_{21}}{4} \quad (3.5)$$

İlişkide:

S_o = Günlük ortalama sıcaklık, °C

$S_{T,34,21}$ = Belirtilen saatlerde ölçülen sıcaklıklar, °C

Günlük ortalama sıcaklıklar, aylık ve yıllık süreler için verilir. Bir ayın günleri için saptanan ortalama sıcaklıkların toplamı, gün sayısına bölünerek bu ayın günlük ortalama sıcaklığı elde edilir. Buna günlük sıcaklıkların aylık ortalaması denir. Günlük ortalama sıcaklıkların aynı aylar için belirlenmesi, sıcaklığa etkili etmenler bakımından zorunlu olmaktadır. Bir yılın her ayı için saptanan günlük ortalama sıcaklıklar toplanarak ay sayısına bölünür ve böylece de günlük sıcaklıkların yıllık ortalaması elde edilebilir.

Dünyanın güneşten olan uzaklığının zamanla değişmesini yanında atmosfer koşullarına bağlı olarak yeryüzüne devamlı olarak aynı miktarda ısı ulaşmaz. Bu nedenle aylık ve yıllık zaman boyutları için verilen günlük ortalama sıcaklıkların oldukça uzun bir sürenin esas alınarak bulunması gerekir. Kuşkusuz bunun için sıcaklığın değişimini, ortaya koyacak kadar bir sürenin gözönüne alınması uygun olur. Bu süre 30 yıl alınabilir ve bu yolla bulunan ortalama sıcaklıklar, normal olarak belirtilir.

Bir gün boyunca ölçülen en büyük ve en küçük sıcaklıklar arasındaki farka günlük sıcaklık değişimi, bir ay için belirtilen bu duruma da, aylık sıcaklık değişimi denir. Aynı şekilde bir yıl içindeki en sıcak ve en soğuk günlük sıcaklık farkına, yıllık sıcaklık değişimi denir. Gözlem süresi boyunca meydana gelen, en büyük ve en küçük günlük ortalama sıcaklık farkı, sıcaklığın mutlak değişimi olarak verilir.

Aynı meteorolojik bölgede birbirine yakın iki istasyonda ölçülen sıcaklıklar doğrusal bir değişim gösterir. Bu değişimden yararlanarak, herhangi bir süre eksik kalan sıcaklık miktarları elde edilebilir. Öte yandan bazı durumlarda ölçülen sıcaklıkların, istasyonlara göre uygunluğunun belirlenmesi gerekir. Bunun için kontrol edilecek istasyondan ölçülen sıcaklıklar, çevresinde bulunan istasyonların sıcaklık ortalamalarına göre noktaları. Bu noktaların bir doğru üzerinde bulunması halinde, istasyonlarda ölçülen sıcaklıklar homojendir. Buna karşılık söz konusu doğrunun eğiminin değişmesi, bu süreden sonraki sıcaklıkların homojen olmadığını gösterir. Bu süreye ait sıcaklıklar, esas doğrudan alınabilir.

BÖLÜM 4

BUHARLAŞMA

Sıvı ve katı cisimlerin gaz veya buhar duruma dönüşmesine buharlaşma denir. Olağan koşullarda sıvı veya katı olarak bulunan cisimlerin gaz durumu, buhar olarak belirtilir. Katı yani donmuş su, sıcaklık ve atmosfer basıncına bağlı olarak sıvılaştıktan sonra veya doğrudan buharlaşabilir. Donmuş suyun doğrudan buhar duruma geçmesine, fizik bilminde sublimasyon denir.

Atmosferde bulunan su buharından yağışlar meydana geldiği için buharlaşma, hidrolojik devrenin önemli bir unsuru olmaktadır. Karaların üzerine düşen yağışların önemli bir bölümü, toprak ve bitkiden buharlaşarak tekrar atmosfere döner. Bu bakımdan buharlaşma miktarı, su kaynaklarının verimine önemli derecede etkili olmaktadır.

4.1. Buharlaşma Miktarına Etkili Faktörler

Buharlaşma miktarı zaman boyutunda derinlik olarak belirtilir ve buna buharlaşma hızı da denir. Buharlaşmanın meydana gelmesi için sıvı veya katı durumdaki suyun, moleküllerine ayrılmasını sağlayacak miktarda bir enerjiye gerek vardır. Buharlaşmanın hızı, serbest duruma geçen su moleküllerinin sayısına bağlıdır. Bunun yanında atmosferin su buharı alma özelliğini kontrol eden ve aşağıda açıklanan belli başlı faktörler, buharlaşma hızına etkili olmaktadır.

4.1.1. Sıcaklık

Sıvı ve katı suyun buharlaşması için gerekli olan enerji ısıdan sağlanır. İki alan sıvı suyun molekülleri titreşir. Bu sırada birbirlerine çarpan moleküller, momentum kazanır. Anılamdaki hidrojen bağıını koparacak düzeyde titreşen ve yüzeyde bulunan su molekülleri, atmosfere geçer ve böylece şekil 4.1'de gösterildiği gibi buharlaşma meydana gelir.

Toprakta bulunan su, güneş ısının etkisiyle buharlaşır. Su molekülleri fazla miktarda tuttuğu için, atmosfer sıcaklığının günlük değişme miktarına etkili olmaktadır.

Katı durumdaki suyun her molekülü, şekil 2.4 de gösterildiği gibi çevresinde bulunan dört molekülle hidrojen bağı yaparak birleşmiş olduğu için sıvı suya göre daha fazla ısı alınca buharlaşır. Buz veya kar sıvı duruma geçtikten sonra buharlaşacağı gibi, doğrudan da buharlaşabilir. Atmosferdeki buharın basıncı, donmuş su yüzeyindeki basınçtan az ve sıcaklık da ıçtü nokta değeri olan 0.01 °C den küçük olunca, donmuş su doğrudan buharlaşır.



Şekil 4.1. Sıvı suyun buharlaşması

Buharlaşma miktarı, su moleküllerinin kinetik enerjisine bağlı olduğu için sıcaklık ile birlikte artar ve su yüzeyinin üzerindeki hava, doymuş duruma ulaşana kadar devam eder. Katı durumdaki su belli bir miktarda ısı alarak sıvılaştıktan veya doğrudan buharlaştığı için, su buharının potansiyel enerjisi sıvı sudan ve sıvı suyun potansiyel enerjiside katı sudan daha fazladır. Su buharının sıvı veya katı duruma geçmesi için moleküllerin, hidrojen bağları ile birleşecek kadar kinetik enerjilerini vermesi gerekir. Su molekülleri ısını kaybedince kinetik enerjisi azalır. Suyun buharlaşması için ortamdaki alınan ısı, hissedilen sıcaklıkta devamlı bir azalma yapmaz ve bunun için gizli ısı veya gizli buharlaşma ısısı olarak adlandırılır. Buharlaşma sırasında ortamdaki belli bir ısı alındığı için, sıvı suyun sıcaklığı atmosferden daha azdır. Suyun durum değişimi için gerekli ısı miktarları, aşağıda açıklanmıştır.

1. Gizli Buharlaşma Isısı: Birim hacimdeki sıvı suyun sıcaklığı değişmeden buharlaşması için gerekli olan ısıya, gizli buharlaşma ısısı denir. Gizli buharlaşma ısısı, sıcaklığa bağlı olarak farklılık gösterir. Örneğin kaynama noktası sıcaklığındaki bir gram suyun, buhar hâle gelebilmesi için 540 kalorilik ısı alınması gerekir. Buna karşılık sıcaklığı 0 °C olan bir gram suyun, buhar hâle gelmesi için 600 kalorilik ısıya ihtiyaç vardır. Suyun buharlaşması için gereken ısı aşağıda verilen ilişkiye göre saptanır.

$$H_v = 6065 - 0.695T \quad (4.1)$$

Öğkide:

H_v = Gizli buharlaşma ısı, cal/g

T = Sıcaklık, °C

2. Gizli Erime Isısı : Birim hacimdeki buzun aynı sıcaklıkta sıvı duruma geçmesi için gerekli olan ısı miktarına, gizli erime ısı denir. Sıcaklığı 0 °C bir gram buz, 80 cal alınca aynı sıcaklıkta sıvı su meydana gelir.

3. Gizli Donma Isısı : Birim hacimdeki sıvı suyun aynı sıcaklıkta katı durumuna geçmesi için gerekli olan ısı miktarına, gizli donma ısı denir. Sıcaklığı 0°C olan bir gram su, 80 cal verince aynı sıcaklıkta buz meydana gelir.

4. Gizli Sublimasyon Isısı : Birim hacimdeki katı suyun aynı sıcaklıkta buhar duruma geçebilmesi için gerekli olan ısı miktarına, gizli sublimasyon ısı denir. Bunun için gereken ısı, katı su eriyi duruma dönüşmeden aynı sıcaklıkta buharlaşacak miktarda olması gerekir. Diğer bir deyişle katı suyun sıcaklığı değişmeden doğrudan buharlaşabilmesi için, gizli erime ve gizli buharlaşma ısılarının toplamı kadar ısı alınması gerekir. Sıcaklığı 0 °C olan bir gram katı su 675 cal alınca, aynı sıcaklıkta buhar durumuna geçer.

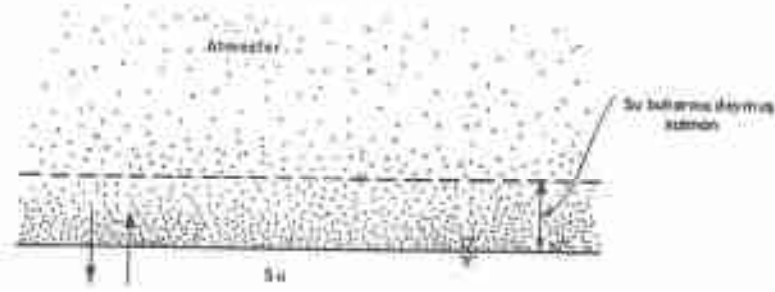
5. Katı Yoğunlaşma Isısı : Su buharının sıvılaşmadan aynı sıcaklıkta katı duruma geçmesi sırasında serbest kalan ısı miktarına, katı yoğunlaşma ısı denir. Bir gram su buhar 675 cal verince, 0 °C sıcaklıkta bir gram donmuş su meydana gelir.

Buharlaşma hızı, su kütlesinin sıcaklığı ile birlikte artar. Buharlaşma hızının dolaylı olarak saptanmasında atmosferin sıcaklığı gözönüne alınır. Ancak atmosferin sıcaklığı, gözeneklerdeki suyun sıcaklığından daha fazladır. Bu durumda belirtilen buharlaşma hızı, gerçekleşenden daha fazla olmaktadır. Bu nedenle buharlaşma hızının dolaylı olarak saptanması amacıyla, oldukça farklı yöntemler geliştirilmiştir.

4.1.2. Buhar Basıncı Farkı

Buharlaşma sırasında su yüzeyinin üzerinde bulunan ince bir atmosfer katmanı, doymuş duruma gelir (Şekil 4.2). Bu katmanda bulunan su buharı, türbülans kurallarına

göre atmosfere yayılır. Buharlaştırma hızı, suyun yüzeyindeki buhar basıncı (e_s) ile atmosferdeki buharın yaptığı basıncın (e_a) farkına bağlı olarak meydana gelir. Buharlaştırma $e_s = e_a$ olana kadar devam eder. Atmosfer sıcaklık ve basıncına göre belli bir miktarda kadar su buharı alır. Bu durumdaki atmosfer, su buharına doymuş olarak nitelenir. Atmosfer hareket etmediği durumda su yüzeyi üzerinde bulunan ince bir katman, doymuş duruma geçene kadar buharlaştırma devam eder. Ancak atmosfer devamlı olarak hareket ettiği için bu katmanın yerini, daha az su buharı içeren bir kütle alır. Bunun için atmosfer doğal koşullarda doymuş duruma gelmez.



Şekil 4.2: Su buharının atmosfere iletilmesi

Atmosferin sıcaklığı sudan daha fazla olduğu durumda doymuş buhar basıncı (e_s), su yüzeyinin üzerindeki katmanda bulunan buhar basıncından daha fazla ($e_a > e_s$) olacaktır. Bu durumda $e_s = e_a$ olana kadar buharlaştırma sürer. Buna karşılık atmosferin sıcaklığı suyun sıcaklığına göre azalınca ve $e_s < e_a$ olduğu durumda, su buharına aşırı doyma ortaya çıkar yani $e_s > e_a$ olur. Bunun sonunda yoğunlaşma başlar. Atmosferin içinde çok miktarda yoğunlaşma çekirdekleri bulunduğu için, doyma noktasının üstündeki su buharları yoğunlaşır ve sis meydana gelir. Ancak su ile temas eden hava, ısırınca sis ortadan kalkar. Buharlaştırmanın en büyük bir hızda meydana gelmesi için suyun sıcaklığının, üstündeki atmosfer katmanından daha fazla olması gerekir. Bu durum ekvatorde, sonbahar ve kış mevsimlerinde görülür.

4.1.3. Rüzgar

Su yüzeyi ile atmosfer arasındaki buhar basıncının farkı, sıcaklık değişmediği durumda buharlaşma ile giderek azalır. Buna bağlı olarak buharlaşmanın hızı düşer. Buhar basıncı farkının ortadan kalması yani, atmosfer su buharına tamamen doyduğu zaman buharlaşma sona erer. Buharlaşmanın yeniden başlaması için su yüzeyi üzerindeki doymuş atmosfer katmanının uzaklaşması gerekir. Bu bakımdan rüzgar, buharlaşmanın hızı ve sürekliliğine önemli derecede etkili olmaktadır. Ortalama olarak rüzgar hızı % 10 kadar değiştiği zaman, buharlaşma miktarı % 1-3 farklılık gösterir.

4.1.4. Atmosfer Basıncı

Atmosferdeki atom ve molekülleri, bir basıncı vardır ve buna atmosfer veya hava basıncı denir. Atmosferin basıncı atom ve moleküllerin kinetik enerjisine bağlı olduğu için basınç moleküllerin sayısına, kütesine ve sıcaklığına göre farklılık gösterir. Sıcaklık artınca atmosferi meydana getiren atom ve moleküller daha hızlı hareket eder. Bunun bir sonucu olarak genişleyen atmosfer kütesi, soğuduğu zaman moleküller birbirine yaklaştığı için yoğunlaşır.

Atmosferdeki gazların herbirinin basınçlarının toplamı, atmosfer basıncını verir. Buna göre nemli bir atmosferin basıncı, su buharı ile diğer gazların basıncının toplamına eşittir. Nemli bir atmosferin basıncından su buharı tarafından yapılan basıncın farkı, kuru atmosfer basıncı olarak alınır.

Su buharı olan atmosferin toplam basıncı değişmez ancak gaz karuntlarına uygun olarak kuru hava basıncı düşülür. Bunun bir sonucu olarak nem olan atmosferin yoğunluğu azalır. Su buharı tarafından yapılan basınç, nem oranı ile doğru orantılı olarak artar ve doyma noktasında en büyük değere ulaşır. Atmosfer oldukça fazla miktarda su buharı almasına karşılık normal durumda olan atmosferdeki su molekülleri tarafından yapılan basınç, toplam basıncın ancak % 1-2'si kadardır.

Sıcaklık ve gaz bileşenlerinin değişimine bağlı olarak atmosfer basıncı, yükseklikle azalır. Atmosfer fazla miktarda sıkıştığı için yeryüzeyinin üzerindeki katman daha yoğundur. Yeryüzeyinden beş km yükseklikteki atmosfer katmanının ağırlığı, toplam ağırlığın yarısına eşit olmasının karşılık buradan sonra ayrı yükseklikteki katmanın ağırlığı, toplam ağırlığın dörtte biri kadardır. Atmosferin basıncı ile yükseklik arasında, aşağıda verildiği gibi bir ilişki vardır.

$$P = 1013.2 \left(1 - \frac{0.0065}{288} h \right)^{5.256} \quad (4.2)$$

$$h = 4433.8 \left[1 - \left(\frac{P}{1013.2} \right)^{0.19} \right] \quad (4.3)$$

İlişkilerde;

P = Atmosfer basıncı, mb

h = Yükseklik, m

Yukarıda verilen birinci ilişkiden yararlanarak yüksekliğe göre atmosfer basıncı ve ikinci ilişkiden de, belli bir basınçın meydana geldiği yükseklik elde edilir. Atmosferin sıcaklık, basınç ve özgül ağırlığının yükseklikle değişimi Çizelge 4.1 de verilmiştir.

Atmosfer basıncı yükseklikle değiştiği için Amerika Birleşik Devletlerinde 40. enlemdaki deniz yüzeyinde 288 °K sıcaklıkta belirtilen basınç, standart değer olarak alınmıştır. Bu koşullardaki atmosferin bir cm² alana yaptığı basınç, kesit alanı bir cm² olan yeknesak yapılı bir boruda, 76 cm cıvanın yükselmesini sağlar. Bu değer 1033 gr/cm² veya 1013 milbara eşittir. Bu basınçta ve 0 °C sıcaklıkta 1 m³ kuru havanın ağırlığı 1.293 kilogramdır.

Atmosferin basıncı diğer etmenlerle birlikte buharlaşma hızına önemli derecede etki eder. Belli bir atmosfer hacminde bulunan moleküllerin sayısı, basınçla orantılı olarak artar. Bu durumda buhar haline geçen suyun çok büyük bir bölümü, havadaki su moleküllerine çarparak tekrar geriye döner. Bundan ötürü atmosferin basıncı arttıkça, daha az buharlaşma olur. Öte yandan atmosfer basıncının yükseklikle azalmasının bir sonucu olarak, yüksek enlemlerde daha fazla buharlaşmanın olacağı söylenebilir. Ancak atmosferin sıcaklığı yükseklikle birlikte azaldığı için bu durum gözönüne alınmaz.

4.1.5. Suyun Kalitesi

Sıvı sudaki mineral maddeler ısı aldığı için bu maddeler arttıkça buharlaşmanın hızı azalır. Genellikle sudaki tuz miktarı olarak % 1 artınca buharlaşma miktarı aynı

Çizelge 4.1. Atmosferin Sıcaklık Basınc ve Özgül Ağırlığının Yükseklikle Değişimi

Yükseklik m	Sıcaklık °C	Basıncı		Özgül ağırlık, kgm ⁻³
		mm Hg	milibar	
-1000	21.50	954.58	1139.34	1.3476
-500	18.25	808.16	1074.78	1.2854
0	15.00	760.00	1013.25	1.2255
500	11.75	715.99	954.57	1.1677
1000	8.50	674.00	898.71	1.1120
1500	5.25	634.18	845.50	1.0584
2000	2.00	596.23	794.90	1.0068
2500	-1.25	560.11	746.75	0.9572
3000	-4.50	525.79	700.99	0.9094
3500	-7.75	493.19	657.53	0.8634
4000	-11.00	462.26	616.29	0.8193
4500	-14.25	432.90	577.15	0.7770
5000	-17.50	405.09	540.07	0.7363
5500	-20.75	378.71	504.90	0.6972
6000	-24.00	353.77	471.65	0.6598
6500	-27.25	330.18	440.20	0.6240
7000	-30.50	307.97	410.46	0.5898
7500	-33.75	286.79	382.35	0.5567
8000	-37.00	266.89	355.82	0.5252
8500	-40.25	248.13	330.18	0.4952
9000	-43.50	230.45	307.24	0.4664
9500	-46.75	213.82	285.07	0.4388
10000	-50.00	198.16	264.19	0.4127
10500	-53.00	183.45	244.58	0.3875
11000	-55.00	169.66	226.19	0.3614
12000	-55.00	175.05	193.38	0.3090
13000	-55.00	124.01	165.33	0.2642
14000	-55.00	106.02	171.35	0.2259
15000	-55.00	90.65	120.88	0.1931
16000	-55.00	77.48	103.30	0.1651
17000	-55.00	66.26	88.04	0.1412
18000	-55.00	56.65	75.53	0.1207
19000	-55.00	48.43	69.57	0.1032
20000	-55.00	41.41	58.21	0.0883

ozunda azalma gösterir. Fakat bu durum özgül ağırlık 1.30 ulaştıktan sonra görülmez. Ortalama olarak denizlerden meydana gelen buharlaşma, aynı koşullarda tuzlu sulardan meydana gelen buharlaşmadan 2-3 kat daha azdır.

4.1.6. Buharlaşma Yüzeyinin Özelliği

Yukarıda açıklanan etmenler serbest su yüzeyinden meydana gelen buharlaşma hızına etkili olmaktadır. Ancak aynı faktörlerin etkisi altında toprak, bitki ve kar yüzeylerinden buharlaşan su miktarı oldukça farklılık gösterir.

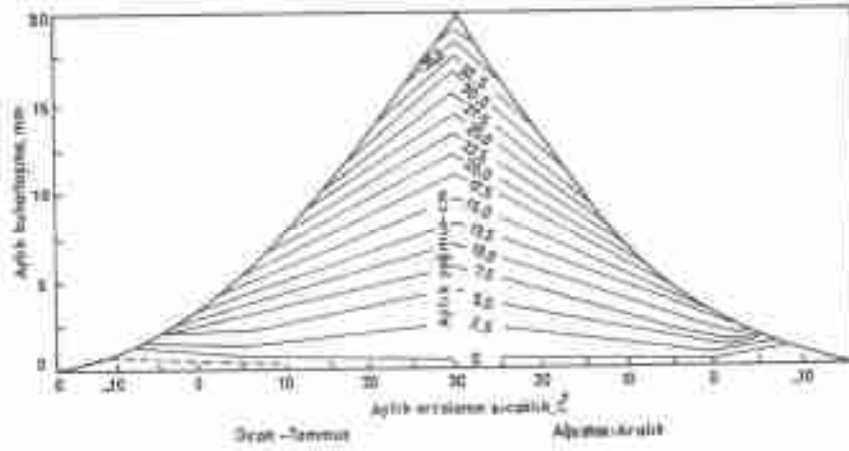
1. Toprak Yüzeyi: Toprakta meydana gelen buharlaşmanın hızı, suyun miktarı ile sınırlıdır. Toprak yüzeyi tamamen doygun olduğu zaman meydana gelen buharlaşma, aynı sıcaklıkta serbest su yüzeyinden olan buharlaşmaya çok yakındır. Toprak suya doygun olmadığı durumda meteorolojik etmenler tam elverişli olsa bile, alt katmanlardan iletilen su miktarına bağlı olan bir buharlaşma ortaya çıkar.

Toprağın özgül ısı sudan daha küçük olduğu için toprak yüzeyinin sıcaklığı, göl yüzeylerinin sıcaklığına göre çok büyük değişiklik gösterir. Su yüzeylerinin soğuması nedeniyle ortaya çıkan konveksiyon, suyun sıcaklığının kararlı hale gelmesini sağlar. Bu nedenle toprak yüzeyinden meydana gelen günlük ve yıllık buharlaşma hızında görülen değişim, su yüzeylerinden daha fazla olmaktadır. Toprak yüzeyinin ısı doruk noktasının altına düşünce, çöğ veya don olayı meydana gelir. Öte yandan yaz aylarında su tutma kapasitesinde olan topraktan meydana gelen buharlaşma, aynı sıcaklıkta göl yüzeyinden olan buharlaşmadan daha fazladır. Yaklaşık olarak 90 cm kalınlığındaki toprak katmanından, buharlaşmanın meydana geldiği söylenebilir. Sıcaklığa bağlı olarak topraktan meydana gelen buharlaşmanın değişimi, şekil 4.3 de verilen grafikte gösterilmiştir.

2. Bitki yüzeyi : Yağışların bir bölümü, bitki yüzeyinde tutulur ve güneş enerjisinin etkisi ile buharlaşır. Bitki yüzeyinde tutulan suyun sıcaklığı çok çabuk arttığı için buradaki suyun buharlaşma hızı, sıvı su yüzeyinden meydana gelen miktardan daha fazladır. Bu duruma bitki yüzeyinin üzerindeki atmosferin devamlı olarak hareket etmesi de önemli derecede etki eder. Ancak otlar gibi çok sık yetişen bitkileri çevreleyen atmosfer, malmisler ile hareket edemez ve buharlaşma giderek azalır.

4.2. Buhar Basıncı

Atmosferde bulunan su buharı tarafından yapılan basınç, moleküllerin sayısı ve hareket hızına bağlı olarak farklılık gösterir. Su buharının miktarı arttıkça basınç fazlalığıdır. Buna karşılık belli bir miktarda su buharı bulunduğunda atmosfer kütesinin sıcaklığı yükseldikçe, su molekülleri daha hızlı hareket eder ve bunun bir sonucu olarak su buharının basıncı fazlalığıdır.



Şekil 4.3. Toprakta buharlaşan su miktarının sıcaklığa göre değişimi

Su yüzeyinin üzerindeki atmosfer gaz karışımına göre buhar alır. Atmosferdeki su molekülleri arttıkça buharlaşmanın hızı azalır ve nihayet atmosfere geçen su molekülleri, şekil 4.1 de gösterildiği gibi tekrar su yüzeyine döner. Bu durumdaki atmosfer kütesi, su buharını doymuş olarak nitelenir.

Doymuş durumda atmosferde bulunan su buharı miktarına doyma noktası ve bunun yaptığı basıncı da doymuş buhar basıncı denir. Normal durumdaki atmosferde bulunan su buharı tarafından yapılan basınç, toplam basıncın yaklaşık % 1-2 kadardır. Su buharının basıncı, otağan ve doymuş durum için belirtilir. Otağan koşullarda atmosferde bulunan su buharının basıncı, daha sonra açıklanan psikrometreden elde edilen sıcaklıklarından yararlanarak, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$e = e_s - 0.00066 p (t - t_s) (1 + 0.00115 t_s) \quad (4.4)$$

İlişkilerde:

e = Buhar basıncı, mb

e_s = Doymuş buhar basıncı, mb

P = Atmosfer basıncı, mb

t = Kuru termometre sıcaklığı, °C

t_w = Yağ termometre sıcaklığı, °C

Atmosfer kütlesi genişliktçe, daha fazla su buharı alır. Bunun için basınç veya sıcaklığının değişmesi gerekir. Belli sıcaklıkta basınç ile ters orantılı olarak değişen atmosfer kütlesinin hacmi, aynı basınç altında sıcaklık yükseldikçe artar ve sıcaklık azaldıkça bunun tersi meydana gelir. Doymuş buhar basıncı, sıvı ve buz yüzeyleri için farklılık gösterir. Normal atmosfer basıncı altında doymuş buharın sıvı su ve buz üzerindeki basınçları, yaklaşık olarak aşağıda verilen ilişkilere göre saptanır.

$$e_s = 6.11 \times 10^8 \exp\left(\frac{17.63}{t} - 4.773 \times 10^{-4} t\right) \quad (4.5)$$

$$e_s = 6.11 \times 10^8 \exp\left(\frac{21.8}{t_w} - 9.41 \times 10^{-4} t_w\right) \quad (4.6)$$

İlişkilerde:

e_s = Su üzerinde doymuş buhar basıncı, mb

e_{s_i} = Buz üzerinde doymuş buhar basıncı, mb

t = Atmosferin sıcaklığı, °C

Bu ilişkilere atmosferin sıcaklığını belirten terim 0 °C alındığı durumda, $e_s = 6.11$ milibare eşit olmaktadır. Buharlaşma hızı düşük olduğu için belli bir sıcaklık ve basınçta doymuş buharın buz üzerindeki basıncı, aynı sıcaklık ve basınçta sıvı su üzerindeki doymuş buhar basıncından daha küçüktür. Normal atmosfer basıncında doymuş buharın sıvı su ve buz üzerindeki basınçları Çizelge 4.2 de verilmiştir. Bu çizelgede negatif değerler, doymuş buharın buz üzerindeki basıncını göstermektedir.

Çizelge 4.2. Normal Basıncda Doymuş Durumdaki Atmosferde Bulunan Su Buharın Sıvı Su ve Buz Üzerindeki Basıncı

Sıcaklık	Buhar basıncı, milibar									
	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
-25	0.63	0.63	0.62	0.61	0.61	0.60	0.60	0.59	0.58	0.58
-24	0.70	0.69	0.68	0.68	0.67	0.66	0.66	0.65	0.65	0.64
-23	0.77	0.76	0.76	0.75	0.74	0.73	0.73	0.72	0.71	0.71
-22	0.85	0.84	0.83	0.83	0.82	0.81	0.80	0.79	0.79	0.78
-21	0.94	0.93	0.92	0.91	0.90	0.89	0.88	0.88	0.87	0.86
-20	1.03	1.02	1.01	1.00	0.99	0.98	0.97	0.96	0.96	0.95
-19	1.14	1.12	1.11	1.10	1.09	1.08	1.07	1.06	1.05	1.04
-18	1.25	1.24	1.23	1.21	1.20	1.19	1.18	1.17	1.16	1.15
-17	1.37	1.36	1.35	1.33	1.32	1.31	1.30	1.28	1.27	1.26
-16	1.51	1.49	1.48	1.46	1.45	1.44	1.42	1.41	1.40	1.38
-15	1.65	1.64	1.62	1.61	1.59	1.58	1.56	1.55	1.53	1.52
-14	1.81	1.80	1.78	1.76	1.75	1.73	1.71	1.70	1.68	1.67
-13	1.98	1.97	1.95	1.93	1.91	1.90	1.88	1.86	1.84	1.83
-12	2.17	2.15	2.13	2.11	2.10	2.08	2.06	2.04	2.02	2.00
-11	2.38	2.36	2.33	2.31	2.29	2.27	2.25	2.23	2.21	2.19
-10	2.60	2.57	2.55	2.53	2.51	2.48	2.46	2.44	2.42	2.40
-9	2.84	2.81	2.79	2.76	2.74	2.72	2.69	2.67	2.64	2.62
-8	3.10	3.07	3.04	3.02	2.99	2.97	2.94	2.91	2.88	2.86
-7	3.38	3.35	3.32	3.29	3.26	3.24	3.21	3.18	3.15	3.12
-6	3.69	3.65	3.62	3.59	3.56	3.53	3.50	3.47	3.44	3.41
-5	4.02	3.98	3.95	3.91	3.88	3.85	3.81	3.78	3.75	3.72
-4	4.37	4.33	4.30	4.26	4.23	4.19	4.15	4.12	4.08	4.05
-3	4.76	4.72	4.68	4.64	4.60	4.56	4.52	4.49	4.45	4.41
-2	5.17	5.13	5.09	5.05	5.00	4.96	4.92	4.88	4.84	4.80
-1	5.62	5.58	5.53	5.49	5.44	5.39	5.35	5.31	5.26	5.22
0	6.11	6.06	6.01	5.96	5.91	5.86	5.81	5.76	5.72	5.67
0	6.11	6.15	6.20	6.24	6.29	6.33	6.38	6.43	6.47	6.52
1	6.57	6.61	6.66	6.71	6.76	6.81	6.86	6.90	6.95	7.00
2	7.05	7.11	7.16	7.21	7.26	7.31	7.36	7.42	7.47	7.52
3	7.58	7.63	7.68	7.74	7.79	7.85	7.90	7.96	8.02	8.07
4	8.13	8.19	8.24	8.30	8.36	8.42	8.48	8.54	8.60	8.66
5	8.72	8.78	8.84	8.90	8.97	9.03	9.09	9.15	9.22	9.28
6	9.35	9.41	9.48	9.54	9.61	9.67	9.74	9.81	9.88	9.94
7	10.01	10.08	10.15	10.22	10.29	10.36	10.43	10.51	10.58	10.65
8	10.72	10.80	10.87	10.94	11.02	11.09	11.17	11.24	11.32	11.40
9	11.47	11.55	11.63	11.71	11.79	11.87	11.95	12.03	12.11	12.19
10	12.27	12.36	12.44	12.52	12.61	12.69	12.78	12.86	12.95	13.03
11	13.12	13.21	13.30	13.38	13.47	13.56	13.65	13.74	13.83	13.93
12	14.02	14.11	14.20	14.30	14.39	14.45	14.58	14.68	14.77	14.87

Çizelge 4.2. (Devamı) Normal Basıncıda Doymuş Durumdaki Atmosferde Bulunan Buharın Sıvı Su ve Buz Üzerindeki Basıncı

Sıcaklık	Buhar basıncı, milibar									
	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
13	14.97	15.07	15.17	15.27	15.37	15.47	15.57	15.67	15.77	15.87
14	15.98	16.08	16.19	16.29	16.40	16.50	16.61	16.72	16.83	16.94
15	17.04	17.15	17.26	17.38	17.49	17.60	17.71	17.83	17.94	18.06
16	18.17	18.29	18.41	18.52	18.64	18.76	18.88	19.00	19.12	19.25
17	19.37	19.49	19.61	19.74	19.86	19.99	20.12	20.24	20.37	20.50
18	20.63	20.76	20.89	21.02	21.16	21.29	21.42	21.56	21.69	21.83
19	21.96	22.10	22.24	22.38	22.52	22.66	22.80	22.94	23.09	23.23
20	23.37	23.52	23.66	23.81	23.96	24.11	24.26	24.41	24.56	24.71
21	24.86	25.01	25.17	25.32	25.48	25.64	25.79	25.95	26.11	26.27
22	26.43	26.59	26.75	26.92	27.08	27.25	27.41	27.58	27.75	27.92
23	28.09	28.26	28.43	28.60	28.77	28.95	29.12	29.30	29.48	29.65
24	29.83	30.01	30.19	30.37	30.56	30.74	30.92	31.11	31.30	31.48
25	31.67	31.86	32.05	32.24	32.43	32.63	32.82	33.02	33.21	33.41
26	33.61	33.81	34.01	34.21	34.41	34.62	34.82	35.03	35.23	35.44
27	35.66	35.86	36.07	36.28	36.50	36.71	36.92	37.14	37.36	37.58
28	37.80	38.02	38.24	38.46	38.69	38.91	39.14	39.37	39.59	39.82
29	40.01	40.25	40.52	40.78	40.99	41.23	41.47	41.71	41.95	42.19
30	42.43	42.67	42.92	43.17	43.41	43.66	43.91	44.17	44.42	44.67
31	44.93	45.18	45.44	45.70	45.96	46.22	46.49	46.75	47.02	47.28
32	47.55	47.82	48.09	48.36	48.64	48.91	49.19	49.47	49.75	50.03
33	50.31	50.59	50.87	51.16	51.45	51.74	52.03	52.32	52.61	52.90
34	53.20	53.50	53.80	54.10	54.40	54.70	55.00	55.31	55.62	55.93
35	56.24	56.55	56.86	57.18	57.49	57.81	58.13	58.45	58.77	59.10
36	59.42	59.75	60.08	60.41	60.74	61.07	61.41	61.74	62.08	62.42
37	62.76	63.11	63.45	63.80	64.14	64.49	64.84	65.20	65.55	65.91
38	66.26	66.62	66.99	67.35	67.71	68.08	68.45	68.82	69.19	69.56
39	69.93	70.31	70.69	71.07	71.45	71.83	72.22	72.61	72.99	73.39
40	73.78	74.17	74.57	74.97	75.37	75.77	76.17	76.58	76.98	77.39
41	77.80	78.22	78.63	79.05	79.47	79.89	80.31	80.73	81.16	81.59
42	82.02	82.45	82.88	83.32	83.75	84.19	84.64	85.08	85.53	85.97
43	86.42	86.88	87.33	87.79	88.24	88.70	89.17	89.63	90.10	90.56
44	91.03	91.51	91.98	92.46	92.94	93.42	93.90	94.39	94.87	95.36

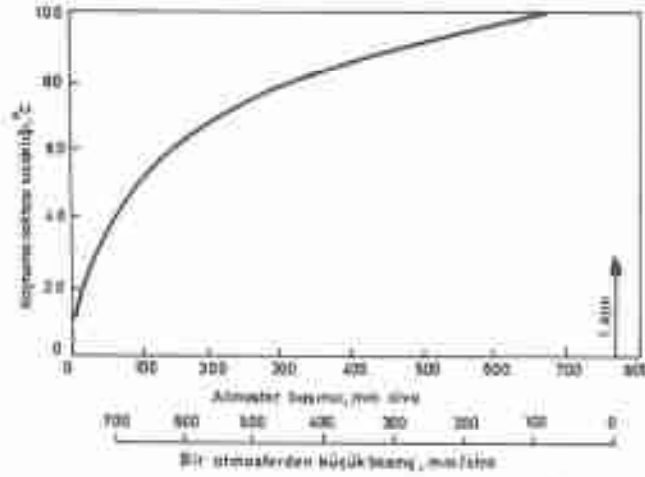
Farklı basınç ve sıcaklıklarda bir kilogram atmosferin doymuş duruma ulaşması için gereken su buharı miktarları, Çizelge 4.3 de gösterilmiştir.

Çizelge 4.3. Atmosferin Bir Kilogramının Doymuş Duruma Geimesi İçin Gerekli Olan Su Buharı Miktarları

°C	Basınç, milbar							Mutlak nem, gm ³
	1000	900	800	700	600	500	400	
	Buhar miktarı, g/kg							
-40	0.118	0.131	0.147	0.168	0.196	0.235	0.294	
-35	0.195	0.217	0.244	0.279	0.326	0.391	0.488	
-30	0.317	0.353	0.397	0.453	0.529	0.635	0.793	
-25	0.503	0.559	0.629	0.719	0.829	1.007	1.259	
-20	0.784	0.871	0.980	1.120	1.307	1.569	1.962	
-15	1.20	1.33	1.49	1.71	1.99	2.39	2.99	
-10	1.79	1.99	2.23	2.55	2.98	3.58	4.48	
-5	2.63	2.92	3.29	3.76	4.39	5.27	6.59	
0	3.80	4.23	4.76	5.44	6.35	7.62	9.54	4.86
5	5.44	6.05	6.81	7.79	9.09	10.92	13.57	6.61
10	7.67	8.53	9.60	11.0	12.8	15.40		9.41
15	10.7	11.9	13.4	15.3	17.9			12.83
20	14.7	16.3	18.4	21.1				17.31
25	20.0	22.2	25.0					23.60
30	26.9	29.9	33.7					30.40
35	35.8	39.8						
40	47.3							

Buhar basıncı suyun kaynama noktası sıcaklığına etki eder ve bu basınç atmosfer basıncına eşit olunca su kaynamaya başlar. Atmosferin basıncı arttıkça

kaynama noktası yükselir ve söz konusu basınç azalınca, su daha düşük sıcaklıkta kaynar.



Şekil 4.4. Suyun kaynama sıcaklığının basınçla değişimi.

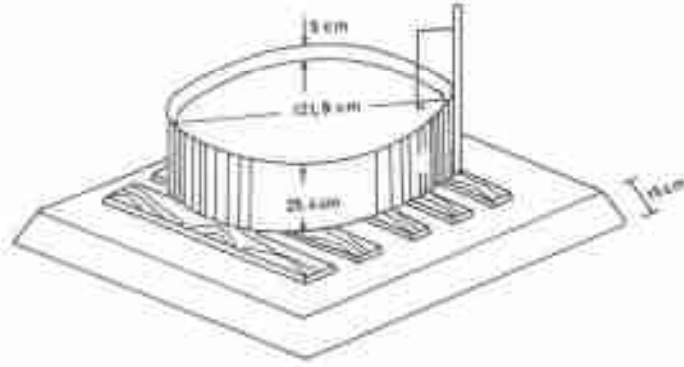
Suyun kaynama noktası sıcaklıklarının atmosfer basıncına göre değişimi, şekil 4.4 de gösterilmiştir.

4.3. Buharlaştırmanın Ölçülmesi

Buharlaştırma daha önce açıklanan faktörlerin birlikte etkisiyle meydana geldiği için, miktarının ölçülerek bulunması gerekli olmaktadır. Ancak söz konusu ölçmeler bulunmadığı durumda buharlaştırma miktarını tahmin etmek amacıyla, bazı yöntemler ortaya konmuştur. Buharlaştırma hızı bu amaçla geliştirilen buharlaştırma kabında ölçülür.

Buharlaştırma kabı galvanizli demir, çinko veya bakırdan yapılır ve daimi keslidir. Bu kaplar, şekil 4.5 de gösterildiği gibi toprak üzerinde olacak şekilde yerleştirilir. Buharlaştırma kabına, belli bir derinliğe kadar su konur. Buharlaştırma oldukça kaptaki su yüzeyi alçalır. Su yüzeyinde meydana gelen alçalma özel olarak yapılmış olan ve üzerinde uzunluk birimleri bulunan bir aletle ölçülür. Buna çengel eşel denir. Böylece başlangıç ile ölçüm zamanı arasında buharlaşan suyun derinlik olarak miktarı elde edilir. Buharlaştırma miktarı meteorolojik istasyonlara göre farklılık gösterdiği için bunun ölçüldüğü

yerde, 1. Rüzgar hızı, 2. Atmosferin sıcaklığı, 3. Su yüzeyi sıcaklığı, 4. Atmosferdeki nem ve 5. Yağış ölçülür.



Şekil 4.5. A sınıfı buharlaşma kabı

Çok değişik büyüklüklerde buharlaşma kabları vardır. Ancak buharlaşma miktarının ölçülmesinde daha çok standart ölçüler olan ve şekil 4.5 de gösterilen A sınıfı kab kullanılmaktadır. Söz konusu buharlaşma kabı, 122 cm çapında ve 25 cm derliğinde plâcak çekilde galvanizli sacdan yapılmıştır. Bu kablar boyasız olarak kullanılır ve güneş radyasyonunu tam alabilmesi için tabanı, yerden 15 cm yüksekte plâcak çekilde kafalar üzerine yerleştirilir.

Topraktan doymuş koşullarda meydana gelen buharlaşma miktarının serbest su yüzeyinden olan buharlaşma miktarına yakın olması, toprak ve bitkiden olan buharlaşmanın kaplarda ölçülen miktar ile ilgili olduğunu göstermektedir. Diğer bir deyişle potansiyel su tüketiminin, kaplarda ölçülen buharlaşma miktarına oranı sabittir. Bu kabta ölçülen buharlaşma miktarı, kabın tipine göre belirtilen bir katsayı ile çarpılarak potansiyel su tüketimi elde edilir. A sınıfı kabta ölçülen buharlaşma miktarı için bu katsayı 0,89, toprağı görümlü kab için de 0,79 alınır.

İlman iklimin etkisi olduğu topraktan ortalama olarak bir yılda 450 mm, kurak iklimlerin etkin olduğu topraktan da bir yılda 75-100 mm buharlaşma olur. Kurak iklimlerde, topraktan olan buharlaşma tamamen suyun elverişliliğine bağlıdır. Yağışlı iklimlerde topraktan olan buharlaşma, kabtan ölçülen miktarın 0,9 kadarı olarak alınabilir.

4.4. Rezervuardan Buharlaşma

Rezervuar veya gölden buharlaşan su miktarı, özellikle su depolama yapılarının işletilmesi bakımından önemli bulunmaktadır. Söz konusu buharlaşma yukarıda açıklanan kaptaki ölçülen miktardan oldukça farklılık gösterir. Bu farklılık kaptaki suyun çabuk ısınması ve gölden, rüzgarla taşınan enerjinin değişiklik göstermesinden ileri gelmektedir. Su yüzeyinin üzerindeki atmosfer durgun olduğu zaman buhar basıncının eğimi, rezervuarın rüzgar yönündeki boyu yani feç uzunluğu ile azalır. Yapılan çalışmalar gölden meydana gelen buharlaşmanın, feç uzunluğunun 2/3 kuvveti ile azaldığını göstermiştir. Genellikle rezervuardaki buharlaşma hızı, bitişikteki buharlaşma kabında ölçülen miktarın 0,7 kadarı olarak alınabilir.

Rezervuardan meydana gelen buharlaşma miktarı, aşağıda verilen yöntemlere göre saptanabilir. Bu yöntemler bazı meteorolojik değişkenlere göre buharlaşma miktarını verir ve geliştirdiği yöntemin iklim koşullarına bağlı olduğu için saptanan miktar, ortalama bir değer olarak alınır.

Rezervuarları olan buharlaşmanın rüzgar hızı ve feç uzunluğuna bağlı olarak değişmesinin yanında yüzeyde pürüzlülük yaptığı için dalga yüksekliği ile de ilgilidir. Belli bir rüzgar hızında meydana gelen dalga yüksekliği, feç mesafesi ile suyun hareketli veya durgun olmasına bağlı olarak farklılık gösterir. Hareketli bir suda belli bir hızdaki rüzgardan meydana gelen dalga yüksekliği, aynı şiddeteki rüzgarın durgun suda oluşturduğu yükseklikten daha küçüktür.

4.4.1. Su Bütçesi Yöntemi

Maddenin korunması ilkesi gözönüne alınarak geliştirilen bu yöntemde göre rezervuardan meydana gelen buharlaşmanın belirtilmesinde, aşağıda verilen ilişkiyi yararlanır.

$$E = I + P - V_r + Q \pm \Delta S \quad (4.7)$$

İlişkiye:

E = Buharlaşma miktarı

- L = Rezervuara giren akış miktarı
- P = Rezervuara düşen yağış miktarı
- V_s = Rezervuardan sızan su miktarı
- Q = Gölden alınan su miktarı
- ΔS = Depotadaki değişim miktarı

Rezervuardan meydana gelen buharlaşma miktarının bulunması amacıyla geliştirilen ve yukarıda verilen su bütçesi yönteminin terimleri, belli bir zaman için aynı boyutta olacak şekilde belirtilir. Bu yöntemle göre buharlaşma miktarının güvenilir olarak saptanabilmesi için denklemin sağ tarafındaki terimlerin doğrulukla ölçülmesi gerekir. Özellikle sızma miktarının saptanması güç olmaktadır. Sızma miktarı buharlaşma hızını aşmış durumda, bu yöntemle güvenilir bir sonuç elde edilmez. Bu nedenle su bütçesi yöntemi ile oldukça uzun yarı ay veya yıllık süreler için rezervuardan meydana gelen buharlaşma miktarının saptanması daha uygun olur.

4.4.2. Enerji Bütçesi Yöntemi

Buharlaşma miktarı rezervuara giren ve çıkan ısı miktarlarına göre de belirlenebilir. Rezervuara giren ısı ölçülemediği için, Bown oranından yararlanarak bulunur. Bown oranı su kütlesine gelen veya çıkan ısının, buharlaşmada kullanılan ısıya bölünmesiyle elde edilir. Enerji bütçesi yöntemi uyarınca, rezervuardan olan buharlaşma hızının saptanmasında aşağıda verilen ilişkiyi yararlanır:

$$E_s = \frac{R_1 - (R_2 + S_0 + C)}{H_v(1 + R_2)} \quad (4.5)$$

İlgilide:

E_s = Buharlaşma, cm/gün

R₁ = Su yüzeyine gelen güneş radyasyonu, cal/cm²/saat

R₂ = Yerden olan geriye radyasyon, cal/cm²/saat

S_H = Su küresinde tutulan ısı miktarı, cal/cm²/saat

C = Sabit (sızan ve diğer yolla kaybolan ısıyı nitelleyen değer)

H_v = Gizli buharlaşma ısısı, cal/g

R_H = Bowen oranı

Bowen oranı, aşağıda verilen ilişkiye göre elde edilir,

$$R_H = \frac{0.61(T_w - T_a)P}{1000(e_s - e_a)} \quad (4.0)$$

İşteki

R_H = Bowen oranı,

T_w = Su yüzeyinin sıcaklığı, °C

T_a = Atmosferin sıcaklığı, °C

P = Atmosfer basıncı, mb

e_s = Su yüzey sıcaklığında doymuş buhar basıncı, mb

e_a = Atmosferde bulunan buharın basıncı, mb

Su yüzeyine gelen güneş radyasyonu (R_s), 0 - 80 cal/cm²/saat arasında değişir. Yerden olan geriye radyasyon R_b , pozitif bir değerdir ve 0 - 10 cal/cm²/saat olarak alınabilir. Öte yandan S_w , suyun sıcaklığı arttığı zaman pozitif, sıcaklık azalınca negatif olarak alınır ve -10 cal/cm²/saat ile +10 cal/cm²/saat arasında değişir. Bu katsayısı C , göller için gözönüne alınmaz, fakat buharlaşma kapları için, 10 cal/cm²/saat olarak alınır. Su yüzeyine gelen enerjinin buharlaşmada kullanılan miktarını gösteren Bowen oranı, kısa süreler için -1 ile +1 olarak alınır.

4.4.3. Kütle İletim Yöntemi

Thornthwaite ve Holzman adlı araştırmacılar, rezervuarları olan buharlaşmayı kütlenin belirli koşullarda iletimine göre aşağıda verilen ilişki ile belirtmişlerdir:

$$E = \frac{0.623 \rho K^2 (U_2 - U_1) (e_2 - e_1)}{P (\ln 800 / 200)^2} \quad (4.10)$$

İlişkide:

E = Buharlaşma hızı, cm/sn

ρ = Atmosferin hacim ağırlığı, gr/cm³

K = Von Karman sabiti, 0.4

U₁ = Sekiz metre yükseklikteki rüzgar hızı, cm/sn

U₂ = İki metre yükseklikteki rüzgar hızı, cm/sn

e₂ = İki metre yükseklikte ve su yüzeyinin sıcaklığında doymuş buhar basıncı, mb

e₁ = Sekiz metre yükseklikte ve su yüzeyinin sıcaklığında doymuş buhar basıncı, mb

P = Atmosfer basıncı, mb

ln = Doğal logaritma (e^{ln} = 2.718)

Kütle İletim yöntemi, bir günden daha uzun sürelerde buharlaşma miktarının elde edilmesinde güvenilir sonuç vermektedir. Bunun için iki ve sekiz metre yüksekliklerdeki rüzgar hızları ile, doymuş buhar basınç değerlerinin bilinmesi gerekir.

Su buharının türbülans kurslarına göre atmosfere iletilmesinden yararlanarak bir rezervuarın yüzeyinden olan buharlaşma, aşağıda verilen ilişkiye göre de belirlenebilir. Bu yöntem aerodinamik yaklaşım olarak nitelenir. Bu ilişkideki meteorolojik değişkenlerin ortalama değerleri alınır.

$$E_s = 0.14 n (e_s - e_a) (1 + 0.72 U_s) \quad (4.11)$$

İlişkide:

E_s = Gölde buharlaşan su, mm

n = Gözönüne alınan süredeki gün sayısı

e_1 = Su yüzeyinin sıcaklığında doymuş buhar basıncı, mb

e_2 = Su yüzeyinden iki metre yüksekteki atmosferde bulunan buharın basıncı, mb

U_2 = Su yüzeyinden iki metre yüksekteki rüzgar hızı, m/s

Rezervuardan meydana gelen buharlaşma, Penman ilişkisine göre de belirtilir. Daha sonra açıklanan potansiyel su tüketimi, bu ilişkinin biraz daha değişik şeklidir. Öte yandan A sınıfı kaplızsız buharlaşma miktarı ise rezervuardan olan buharlaşma, başlıca etkili meteorolojik faktörlere göre şekil haline getirilerek de verilmiştir.

4.5. Karın Buharlaşması

Kar güneş radyasyonunun büyük bir bölümünü yansıtır ve bu yolla alınan ısı, su içengi ile karın derinliğine bağlı olarak farklılık gösterir. Karın buharlaşması için suyun katı, sıvı ve buhar durumlarına dönüşmesini sağlayacak kadar ısıya gerek vardır. Buna karşılık karın eriyebilmesi için, altıgen kafes şeklinde bulunan molekülleri ayırarak ve moleküller arasında hidrojen bağı meydana gelmesini sağlayacak kadar ısı gerekli olmaktadır. Bir kilogram karın erimesi için yaklaşık olarak 335 kilojoul ısı gerekir. Buna karşılık bir kilogram kar yaklaşık olarak 2847 kilojoul ısı alınca buharlaşır. Karın doğrudan buharlaşması için, daha fazla ısıya ihtiyaç olması nedeniyle, sublimasyon miktarı eriyen karınkadan daha azdır.

Karın erime sıcaklığının alt sınırı 0 °C dir ve bu sıcaklıkta, buz üzerindeki doymuş buhar basıncı 0.11 mb dir. Kar alanlarının üzerindeki su buhar basıncı 3 - 9 mb arasında değişir. Doymuş buhar basıncı, sıcaklıkla arttığı için ılık atmosferin bağıl nemliliği, aynı basınçta soğuk atmosferden daha düşüktür. Sonuç olarak atmosferin sıcaklığı artınca, kar kütlesi daha fazla ısı alır ancak atmosferin nemliliği aynı oranda kalırsa buharlaşma potansiyeli düşer ve bu durumda, kar erimesi için daha fazla miktarda bir ısı etveriş şartına geçer. Kar kütlesine gelen ısı ile buharlaşma arasındaki ilişki, su ve diğer örneklerden olan buharlaşmada olduğu gibi belirtilebilir. Bu amaçla kullanılan bir ilişki aşağıda verilmiştir.

$$E = (0.18 + 0.0085 U_2) X (e_1 - e_2) \quad (4.12)$$

İlişkide:

E = Karın buharlaşması, mm/gün

U_{10} = On metre yükseklikteki rüzgar hızı, m/sn

e_s = Kar yüzeyindeki su buharı basıncı, mb

e_2 = Kar yüzeyinden iki metre yükseklikteki atmosferde bulunan su buharının basıncı, mb

4.6. Transpirasyon

Transpirasyon diğer bir deyişle bitki gözeneklerinden buharlaşan su miktarı bitki, toprak ve atmosfer sisteminde meydana gelen oldukça karmaşık bir işlemdir. Bitkilerin topraktan aldığı suyun miktarı, kök sistemine bağlıdır. Topraktaki su azaldıkça gözenek basıncı düşer. Bunun bir sonucu olarak, kapilar potansiyeli artar ve nihayet bitki topraktan su alamaz. Bu durumda toprakta bulunan suya, solma noktası denir.

Toprakta yapı ve bünye özelliğine bağlı olarak, yerçekimi kuvvetine karşı su tutulur. Bu suyun en üst değeri tıta kapasitesi olarak belirtilir. Toprakta tutulan suyun, tıta kapasitesi ile solma noktası arasındaki miktarını bitkiler alır ve buna kullanılabilir su denir.

Bitkilerin topraktan aldığı su yapraklarda bulunan gözeneklere iletilir. Söz konusu olay için gerekli olan enerjinin esas kaynağını, bitkinin öz suyu ile toprak çözeltisi arasındaki farklılığa bağlı olarak kök yüzeylerinde ortaya çıkan ozmotik potansiyel meydana getirir (Şekil 4.6). Öte yandan yapraklardaki mezofil hücrelerinin arasındaki efektif çapa bağlı olarak, pozitif kapilar bir enerjinin yanında yapraklar ile kökler arasındaki düşey uzaklık ve toprağın nemine bağlı olarak ortaya çıkan negatif potansiyel enerji, suyun alınmasına etkili olmaktadır. Bitkilerin topraktan su almasını sağlayan enerji, şekil 4.6 da gösterilen durum için aşağıda verilen bağıntıya göre belirtilebilir.

$$H_p - H_s + H_g + H_c - (h_1 + h_2 + h_3 + h_4) \quad (4.13)$$

Bitkinin kök yüzeylerinde ortaya çıkan ozmotik potansiyel ile, yapraklarda meydana gelen pozitif kapilar enerji sabit bir değere ulaşır ve böylece gözeneklere belli bir miktarda su iletilir.

Bitkinin yapraklarında bulunan gözeneklere iletilen su, güneşten ısı alır ve buharlaşır. Söz konusu ısı miktarı, başta net radyasyon olmak üzere yaprakların ısı iletilme özelliğine bağlıdır. Gözeneklerden buharlaşan suyun miktarı, aşağıda verilen ilişkiye göre saptırılır.

$$d_s = \frac{R}{H_v \gamma} \quad (4.14)$$

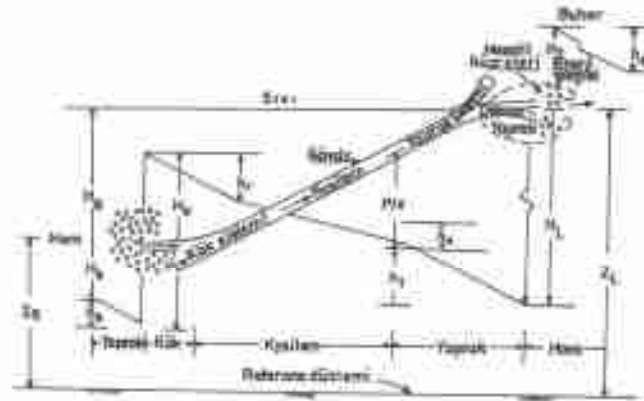
İlişkide:

d_s = Buharlaşan su miktarı, mm

R = Net radyasyon, cal/cm²/gün

H_v = Gizli buharlaşma ısısı, cal/cm³

γ = Suyun özgül ağırlığı



Şekil 4.6. Bitkilerin topraktan su almasını sağlayan kuvvetler

Gözeneklere iletilen suyun buharlaşan bölümü önce gözenek boşluğuna geçer. Gözeneklerin ucunda bulunan koruyucu hücreler, turgor durumuna gelince gözenek açılır ve su buharı atmosfere iletilir. Böylece transpirasyon olarak adlandırılan olay ortaya çıkar. Gözeneklere iletilenden daha az miktarda suyun buharlaşması halinde, yapraklardan su damlamaya başlar. Bu olaya terleme denir.

Bitkilerin yapraklarının her cm^2 alanında, ortalama olarak 5000-20000 arasında değişen gözenek bulunduğu için, buraya iletilen su çoğunlukla buharlaşır. Bitkilerin gelişme süresini içinde, her yapraktan kendi ağırlığının bir kaç katı kadar su buharlaşır. Kökler ile alınan sudan daha fazla miktarda buharlaşmanın olması halinde bitki solar. Ananas ve kaktüs hariç diğer bitkilerden gündüz, hızlı bir transpirasyon meydana gelir.

Gerçek transpirasyon hızı, toprakta mevcut su miktarı ile sınırlanmaktadır. Bitkinin kök derinliğindeki toprak katmanının su tutulma kuvveti, köklerin su alma kuvvetinden daha fazla olunca transpirasyon sona erer. Bu durumdaki toprağın nemine, solma noktası denir. Bu noktada topraktaki nemin tanalyonu $0,16 \times 10^8$ ergidir.

Bitkilerin gelişmesine bağlı olarak meydana gelen transpirasyonla birlikte, toprak yüzeyinden de buharlaşma olduğu için transpirasyon miktarının belirlenmesi oldukça güç olmaktadır. Bu nedenle uygulamada toprak ve bitkiden buharlaşan su miktarı birlikte gözönüne alınır. Buna bitki su tüketimi veya evapotranspirasyon denir.

Sulama projelerinin başlıca amacı, bitkinin en fazla grun vermesi için gerekli olan suyu karşılayacak şekilde bir su dağıtım sisteminin yapılmasıdır. Bunun için bitkilerin su tüketiminin bilinmesi gerekir.

Bitkilerin gerçek su tüketimi, lizimetre veya bitki yetişen topraktaki nemin azalması ölçülerek belirlir. Lizimetlerde bitkinin yetiştiği toprağın hacmi küçük olduğu için bu yöntemle göre septanah su tüketimi, emrili bir değer olmaktadır. Bitkilerin gerçek su tüketimi, bitki yetiştilen topraktaki nemin azalmasını izleyerek bulunur. Bu durumda su tüketimi iklim, toprak ve bitkinin birlikte etkili altında ölçüldüğü için gerçek değer olmaktadır. Bitkilerin topraktan aldığı su miktarı ve solma noktası arasındaki su miktarı, toprağın bünye ve yapısına bağlıdır. Bitkilerin topraktan yeterli miktarda su alabilmesi için kök sistemlerinin normal olarak gelişmesi gerekir.

Bitkilerin gözeneklerindeki su ile, atmosferdeki karbondioksit birleşmesinden meydana gelen hidro karbonlar (yağ, protein ve karbonhidrat) aynı zamanda bitkisel gelişimde kullanılır. Bu maddenin miktarı, gözeneklere iletilen su ile birlikte, güneş radyasyonunun şiddeti ve süresine göre farklılık gösterir. Bu bakımdan, bitkiler belli sıcaklıklarda normal olarak gelişir. Buna fotosentetik aktif radyasyon da denir. Bazı araştırmacılar bitkilerde aktif büyüme yapan sıcaklığın alt sınırının $0^\circ C$ olduğunu belirtmişlerdir. Öte yandan kısa boylu bitkiler $3 - 35^\circ C$ sıcaklıklarda en fazla miktarda fotosentez yapar. Yazın yetişen birçok bitki, $20^\circ C$ sıcaklıkta normal olarak gelişir. Ancak bu bitkiler, $0^\circ C$ den düşük ve $40^\circ C$ den fazla sıcaklıklarda gelişme göstermez. Sonbahar

ve kiş mevsimlerinde yetişen bitkiler 3 - 5 °C sıcaklıklarda gelişir. Yüksek sıcaklıklar çoğunlukla transpirasyon hızına etki eder.

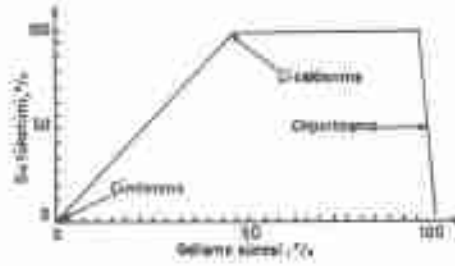
Transpirasyon ile sıcaklık arasında, buharlaşma ile sıcaklıkta olduğu gibi çok yakın bir ilişki vardır. Ayrıca transpirasyon yanı bitkiden olan buharlaşma ile, bitkilerin özümleme yeteneği arasında bir bağlantının bulunduğu uzun zamandan beri bilinmektedir. Bitkiler atmosferden 1 gr karbon alırken 2.6 gr su buharlaşır. Buna karşılık 1 gr özümleme maddesi için ortalama olarak 300-400 gr su kullanılır.

Bitki su tüketimini, dolaylı olarak saptamak amacıyla değişik yöntemler ortaya konmuştur. Bunlardan bazıları kapt ölçülen buharlaşma miktarına göre diğerlerinde, net güneş enerjisi esas alınarak geliştirilmiştir. Bitkilerden meydana gelen buharlaşma diğer bir deyişle transpirasyon hızı, başta meteorolojik değişkenler ile su buharının bitki gözeneklerinden havaya iletilmesine bağlıdır.

Bitkilerin su tüketimi, morfolojik yapı ve yetiştiği çevrenin iklim özelliğine bağlı olarak değişir. Bitki köklerinin oksijene ihtiyacı olduğu için toprağın hava bulunduran boşluklarının su ile dolu olması veya çok az suyun bulunması, bitkilerin gelişmesini engeller. Bitkiler gelişme durumuna bağlı olarak su kullandığı için, evapotranspirasyon miktarının bu duruma göre belirtilmesi yararlı olmaktadır. Bitkilerin gözeneklerine su iletilmeye başladığı zaman transpirasyon başlar. Tek yıllık bitkiler çimlenerek toprak yüzeyine çıktığı zaman, transpirasyonun başlangıcı olarak alınır. Transpirasyon miktarı çiçeklenmenin sonuna kadar artar. Çiçeklenme ile meyvaların olgunlaşma zamanı arasında bitkiler, maksimum miktarda su kullanır. Bundan sonra su tüketimi hızla azalır ve bir süre sonra sona erer. Transpirasyon miktarı, buharlaşmanın meydana geldiği organlara bağlı olduğu için bitki çeşidi ve gelişme durumuna göre değişiklik gösterir. Tek yıllık bitkilerin su tüketiminin, gelişme süresine göre değişimi, şekil 4.7 de gösterilmiştir.

Toprak ve bitkiden buharlaşma için sınırsız toprakta sürekli olarak bitkiler tarafından alınabilecek miktarda suyun bulunması gerekir. Topraktaki kullanılabilir su miktarı azaldıkça, buharlaşma hızı düşer ve nem, solma noktasına geldiği zaman bitki su alamadığı için buharlaşma sona erer. Bu durumda yapraklarda bulunan su buharlaşır ve bitki solmaya başlar. Susuzluğa tolerans süresinden daha uzun bir zaman su alamayan bitki kurur.

Bazı durumlarda bitki çeşidi gözönüne alınmadan su tüketimi saptanır. Buna potansiyel su tüketimi denir. Potansiyel su tüketiminin saptanmasında genellikle aşağıda verilen yöntemler gözönüne alınır.



Şekil 4.7: Tek yıllık bitkilerin su tüketiminin gelişme süresine-göre değişimi

4.7. Thornthwaite Yöntemi

Thornthwaite adındaki araştırmacı, meteorolojik faktörlerden yararlanarak buharlaşma ve potansiyel su tüketiminin saptanmasında kullanılmak üzere aşağıdaki ilişkiyi geliştirmiştir.

$$E = CTm^2 \quad (4.15)$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^4 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 0.0179 I + 0.492 \quad (4.16)$$

Bu ilişkiadaki a üstü, yıllık ısı indeksi I ye göre saptanır. Yıllık ısı indeksi I , aylık ortalama sıcaklığın bir fonksiyonu olarak aşağıda verilen eşitlikten faydalanarak elde edilir.

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1.514} \quad (4.17)$$

Bir ay 30 gün ve hergünde oniki saat güneşlenmenin olduğu gözönüne alınırsa, buharlaşma veya potansiyel su tüketimini veren 4.15 nolu ilişki aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$E = 1.62 \left(\frac{10T_m}{I} \right)^a \quad (4.18)$$

İşkilerde:

E = Buharlaştırma veya potansiyel su tüketimi, cm/ay

C = Katsayı,

T_m = Aylık ortalama sıcaklık, °C

I = Yıllık ısı indeksi

a = Üst

Potansiyel su tüketimi aşağıda açıklanan Penman yöntemine göre de saptanabilir.

4.7.2. Penman Yöntemi

Penman adındaki araştırmacı, göllerden meydana gelen buharlaşma miktarını veren ilişkide bazı değişiklikler yaparak potansiyel su tüketimini, aşağıda verilen ilişki ile belirtmiştir.

$$E_p = \frac{\Delta H + 0.27 E_s}{\Delta + 0.27} \quad (4.19)$$

$$H = R_a(1 - \rho)(0.18 + 0.55n/N) - \sigma T_s^4(0.56 - 0.092\sqrt{e_s})(0.10 + 0.80n/N) \quad (4.20)$$

Atmosferin nem alma gücünü gösteren E_s, serbest su yüzeyinden olan buharlaşmanın başlıca etkili faktörlere göre değişmesini gösterir ve aşağıda verilen ilişkiden elde edilir:

$$E_s = 0.35(e_s - e_a)(1 + 0.0098t_s) \quad (4.21)$$

İlişkilerde:

E_p = Potansiyel su tüketimi, mm/gün

H = Net radyasyonun su eşdeğeri, mm/gün

E_a = Havanın nem alma gücü

Δ = Mutlak sıcaklıkta doymuş buhar basıncı grafiğinin eğimi

R_a = Atmosfer üstü radyasyonun eş değeri, mm/gün

r = Yüzeyin yansıtma katsayısı, (0,25)

n = Gerçek güneşlenme süresi

N = Muhtemel güneşlenme süresi

σ = Boltzman sabiti,

T_a = Atmosferin mutlak sıcaklığı, °C

e_s = Ortalama atmosfer sıcaklığında doymuş buhar basıncı, mm/Hg

e_d = Atmosferdeki buharın basıncı, mm/Hg

U_2 = İki metre yükseklikteki rüzgar hızı, mil/gün

Penman yeni sulanmış bir topraktan buharlaşan suyun, serbest su yüzeyinden olan buharlaşmanın % 90 kadar olduğunu saptamıştır. Buna karşılık çim yetişen topraktan buharlaşan suyun, serbest su yüzeyinden olan buharlaşmadan aylara göre % 60 - % 80 kadar az olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca Penman, serbest su yüzeyinden bir yıl içinde buharlaşan suyun 0,75 ile çarpılması ile aynı süre için potansiyel su tüketiminin saptanabileceğini belirtmiştir.

BÖLÜM 5

ATMOSFERİN NEMLİLİĞİ

Atmosferde bulunan su buharına nem denir. Su buharı, çok büyük bir çoğunlukla atmosferin troposfer katmanında bulunur ve genellikle hava nemi olarak belirtilir. Atmosferdeki diğer gazlara göre oldukça az miktarda bulunan su buharı, yörelerin iklim karakterini belirten yağış potansiyelini gösterir ve aynı zamanda, yeryüzeyden gelen radyasyonu bünyesinde aldığı için atmosferin sıcaklığını düzenleyici bir etüde bulunur. Diğer taraftan su buharının yoğunlaşması sırasında serbest kalan ısı, belli bir atmosfer kütesinin hareket etmesini sağlar.

5.1. Atmosferdeki Nemin Belirtilmesi

Atmosferde bulunan nem, değişik amaçlarda kullanılmak üzere aşağıda açıkladığı gibi farklı şekillerde belirtilir.

5.1.1. Mutlak Nem

Atmosferin birim hacminde bulunan su buharının kütesine mutlak nem denir. Çoğunlukla g/m^3 olarak belirtilen mutlak nem atmosferde bulunan su buharının ağırlığı yerine basıncı alınarak, aşağıda verilen ilişkiyle elde edilir.

$$a_s = 317 \frac{e}{T_s} \quad (5.1)$$

İlişkide:

a_s = Mutlak nem, g/m^3

e = Buhar basıncı, mb

T_s = Havanın mutlak sıcaklığı, °C

Mutlak nem atmosferdeki su buharının yoğunluğunu gösterdiği için, aynı zamanda nemli atmosferin yoğunluğuna eşit olmaktadır.

5.1.2. Bağıl Nem

Atmosferin belli bir haciminde bulunan nemin aynı basınç ve sıcaklıkta doymuş durumdaki su buharı miktarına oranına bağıl nem denir ve bu oran çoğunlukla yüzde olarak verilir. Bağıl nem atmosferde bulunan su buharı basıncının, aynı koşullarda doymuş durumdaki su buharı basıncına oranı olarak da saptanabilir.

$$\%n = \frac{h_u}{a_s} 100 = \frac{e}{e_s} 100 \quad (5.2)$$

İlişkide:

n = Bağıl nem

h_u = Mutlak nem, gr/m³

a_s = Doymuş atmosferdeki su buharı, gr/m³

e = Atmosferdeki su buharının basıncı, mb

e_s = Aynı sıcaklık ve basınçta doymuş durumdaki atmosferde bulunan su buharının basıncı, mb

Atmosferdeki nemin karışım oranının, aynı basınç ve sıcaklıkta su buharına doymuş atmosferin karışım oranına bölümü de bağıl nemi gösterir. Bu değer gerçek neme daha yakındır ve diğer yolla bulunan nem miktarından % 2.5 kadar farklılık gösterebilir.

5.1.3. Özgül Nem

Atmosferin birim ağırlığında bulunan su buharı miktarına özgül nem denir. Özgül nem çoğunlukla, bir kilogram atmosfer için belirtilir ve aşağıda verilen ilişkiye göre saptanır.

$$q_s = 622 \frac{e}{P_s} \quad (5.3)$$

İlişkide:

q_s = Özgül nem, gr/kg

e = Atmosferdeki su buharının basıncı, mb

P_s = Atmosferin toplam basıncı, mb

Yağış potansiyelini gösteren özgül nem, sıcaklık ve basınca göre önemli miktarlarda farklılık gösterir.

5.1.4. Karşım Oranı

Kuru bir atmosferin birim kütlesinde bulunan su buharının ağırlığına, karşım oranı denir. Karşım oranı çoğunlukla, bir kilogram kuru atmosferde gram olarak bulunan su buharı olarak verilir ve aşağıdaki ilişkiye göre bulunur.

$$r_s = 622 \frac{e}{P_s - e} \quad (5.4)$$

İlişkide:

r_s = Karşım oranı, gr/kg

e = Atmosferdeki su buharının basıncı, mb

P_s = Atmosfer basıncı, mb

Özgül nem ile karşım oranı arasında çok az bir fark bulunmaktadır. Yukarıda verilen ilişkiadaki su buharının basıncı yerine doymuş buhar basıncı alınırsa, doymuş durumdaki karşım oranı elde edilir. Doymuş durumdaki atmosferin karşım oranı, basınç ve sıcaklığa göre sıvı su ve buz için farklılık gösterir.

5.1.5. Nemli Atmosferin Yoğunluğu

Atmosferin yoğunluğu, birim hacimdeki su buharı ile diğer gazların ağırlıklarının toplamına eşittir. Su buharı ağırlığının, aynı sıcaklık ve basınçta hava moleküllerinin ağırlığına oranı 0.622 dir. Bu miktar nemli bir atmosferdeki su buharının kuru duruma göre özgül ağırlığını gösterir. Nemli bir atmosferin birim haciminde bulunan su buharının yoğunluğu, aşağıda verilen ilişkiye göre elde edilir.

$$\rho_v = 0.622 \frac{e}{R_v T_a} \quad (5.5)$$

İlişkide:

ρ_v = Su buharının yoğunluğu, gr/cm³

e = Atmosferdeki su buharının basıncı, mb

R_v = Kuru gaz sabit, 2.87 x 10³

T_a = Atmosferin mutlak sıcaklığı, °C

Kuru yani su buharı bulunmayan bir atmosferin yoğunluğu aşağıda verilen ilişkiyen bulunur.

$$\rho_d = \frac{P_d}{R_d T_d} \quad (5.6)$$

İlişkide:

ρ_d = Kuru atmosferin yoğunluğu, gr/cm³

P_d = Kuru atmosferin basıncı, mb

R_d = Kuru gaz sabit, 2.87 x 10³

T_d = Atmosferin mutlak sıcaklığı, °C

Nemli atmosferin birim haciminde bulunan su buharının yoğunluğu ile, kuru atmosferin yoğunluğunun toplamı nemli atmosferin yoğunluğunu verir.

$$\rho_s = \frac{P_s}{R_s T_s} \left(1 - 0.375 \frac{e}{P_s} \right) \quad (5.7)$$

İlişkide:

ρ_s = Nemli atmosferin yoğunluğu, gr/cm³

P_s = Atmosferin basıncı, mb

e = Atmosferdeki su buhar basıncı, mb

T_s = Atmosferin mutlak sıcaklığı, °C

R_s = Kuru gaz-sabit, 2.87 x 10³

Doymuş durumda atmosferde bulunan su buharının yoğunluğu, aşağıda verilen ilişkiye göre saptanır.

$$\rho_w = 216.68 \frac{e_w}{C_p T} \quad (5.8)$$

İlişkide:

ρ_w = Doymuş durumdaki atmosferde bulunan su buharının yoğunluğu, gr/m³

e_w = Aynı sıcaklıkta sıvı su üzerindeki doymuş buharın basıncı

C_p = Su buharının sıkıştırma katsayısı.

T = Atmosferin mutlak sıcaklığı, °C

Sıvı su üzerindeki doymuş buhar basıncı yerine buz üzerindeki buhar basıncı alınrsa, buz üzerindeki doymuş atmosferin yoğunluğu bulunur. Su buharının sıkıştırma katsayısı sıcaklığa göre değişir. Bu katsayı donma noktasından küçük sıcaklıklar için 0.9997 ile 1.000 ve daha büyük sıcaklıklar için 0.9948-0.9995 alınabilir. Kuru ve yağ atmosferin yoğunluklarını veren ilişkiler karşılaştırılırsa, nemli bir atmosfer kütesinin kuru durumdan daha hafif olduğu görülür.

Atmosferin nemliliği su kütleleri ile bitki ve topraktan buharlaşan su miktarına göre farklılık gösterir. Atmosferin basıncı ile sıcaklığı buharlaşma hızını kontrol eden başlıca unsurdur. Atmosferi meydana getiren gazların, birim hacimdeki sayısı yani yoğunluğu, basınçla artar. Yüksek basınç altında buhar haline geçen su molekülleri, atmosferin atom ve moleküllerine çarpıp tekrar su yüzeyine döndüğü için, buharlaşma hızı azalma gösterir. Diğer meteorolojik etkenler değişmediği durumda, belli bir sıcaklıkta meydana gelen buharlaşma hızının enlemelere göre artacağı söylenebilir.

5.2. Atmosferin Nem Kapasitesi

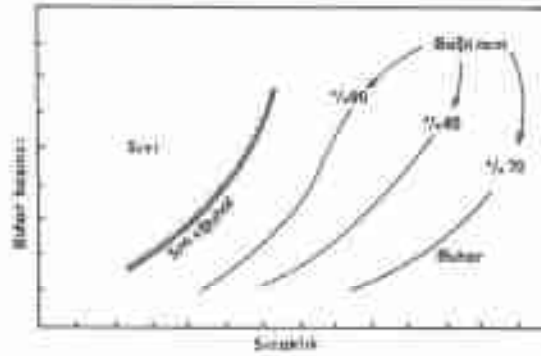
Atmosfer kütleleri doyma noktasına ulaşıncaya kadar su buharı alır. Atmosferin nem alma kapasitesi daha önce açıklandığı gibi, basınç ve sıcaklığa bağlı olarak farklılık gösterir. Belli bir basınçta su buharına doymuş bir atmosfer kütlelerinin sıcaklığı artınca, doyma noktası da artar. Bunun bir sonucu olarak su buharı miktarı ayrı olan atmosferin bağıl nemliliği farklılık gösterir. Örneğin çizelge 4.2 de 1000 mb basınç ve 5 °C sıcaklıkta doymuş durumdaki bir atmosfer kütlelerinin sıcaklığı, çizelge 5.1 de gösterildiği gibi artınca, nem miktarı değişmediği için bağıl nemlilik giderek azalır.

Çizelge 5.1. Normal Basıncıta Atmosferin Bağıl Neminin Sıcaklığa Göre Değişimi

Sıcaklık °C	Nem miktarı gr/kg	Doyma noktası gr/kg	5°C için fark gr/kg	Bağıl Nem %
5	5.44	5.44	2.23	100
10	5.44	7.67	3.03	70.02
15	5.44	10.70	4.00	50.84
20	5.44	14.70	5.30	37.00
25	5.44	20.00	6.90	27.20
30	5.44	26.90	8.90	20.22
35	5.44	35.80	11.60	15.19
40	5.44	47.30		11.50

Yukarıda verilen çizelgede görüldüğü gibi 5 °C sıcaklıkta atmosferdeki su buharının bağıl maddan yarı nemliliği % 100 dır. Bu miktarda nem içeren atmosfer kütesinin basıncı değişmeden sıcaklığının 10 °C, 15 °C, 20 °C ve 40 °C ye çıkması halinde, bağıl nemlilik sırası ile % 70.92, % 50.84, % 37 ve % 11.50 olur. Başlangıçta doymuş durumda olan bir kilogram atmosfer kütesinin 10 °C, 15 °C, 20 °C, 25 °C, 30 °C, 35 °C ve 40 °C sıcaklıklarda doymuş duruma gelmesi için sırası ile 2.33 gr, 3.03 gr, 4.00 gr, 5.30 gr, 6.90 gr, 8.90 gr ve 11.50 gr su buharı alınması gerekir.

Bu örnekten görüldüğü gibi belli bir basınçta atmosferin nem kapasitesi, yüksek sıcaklıklarda daha fazla olmaktadır. Yüksek sıcaklıktaki bir atmosfer kütesinin doymuş duruma gelmesi için daha fazla su buharına gerek, bulunduğu için bağıl nemlilik azalır. Bu nedenle yaz aylarında atmosferin bağıl nemliliği, diğer mevsimlerden daha düşük olmaktadır. Bağıl nemliliğe bağlı olarak su buharı basıncı, şekil 5.1 de gösterildiği gibi değişir.



Şekil 5.1. Bağıl nem ve sıcaklığa göre atmosferdeki su buharı basıncının değişimi

Herhangi bir sıcaklıkta doyma noktasından daha az nem içeren bir atmosfer kütesinin adiabatik olarak veya diğer yollarla soğuması sırasında, bu kütlelerin molekül ve atomlarının kinetik enerjisi azaldığı için bu parçacıklar birbirlerine yaklaşır. Bunun bir sonucu olarak atmosferin birim hacimindeki su buharının miktarı, çoğalır ve buna bağlı olarak bağıl nemlilik giderek artar. Ancak gaz kanunlarına göre, bir atmosfer kütesi en fazla doyma noktasına kadar su buharı aldığı için soğuyan atmosfer kütesinin bağıl nemliliği % 100 kadar artar. Örneğin çizelge 5.1 de belirtilen atmosfer kütesinin sıcaklığı, 40 °C den 5 °C ye düşüncü, bağıl nem % 100 olmaktadır.

Sıcaklık değişmediği durumda atmosferin nem kapasitesi, basınçla ters orantılı olarak farklılık gösterir. Belli bir sıcaklıkta basıncı azalan atmosfer kütesini doymuş duruma getirmek için gerekli olan su buharı miktarı, çizelge 4.2 de görüldüğü gibi artış gösterir. Bu miktar dönme noktasından yüksek sıcaklıklarda daha fazladır.

6.2.1. Virtual Sıcaklık

Aynı basınçta nemliliği artan atmosfer kütesinin yoğunluğu azalır ve bunun bir sonucu olarak atmosfer kütlesi hafifler. Kuru bir atmosferin yoğunluğunu aynı basınçta nemli durumdaki yoğunluğa eşit kılan sıcaklığa, virtual veya eş yoğunluk sıcaklığı denir. Herhangi bir sıcaklıktaki kuru bir atmosfer kütesinin yoğunluğunun aynı basınçta nemli atmosferin yoğunluğuna eşit olması için kuru atmosferin sıcaklığının artması gerekir. Virtual sıcaklık atmosferin nemliliğine bağlı olarak artar ve aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$T_v = T \frac{1+r}{1+r} \quad (5.9)$$

$$T_v = CT \quad (5.10)$$

İlişkilerde:

T_v = Virtual sıcaklık, °C

T = Mutlak sıcaklık, °C

r = Karşım oranı, gr/gr

e = Su buharının molekül ağırlığının kuru atmosferin molekül ağırlığına oranı,

T_v = Düzellenmiş virtual sıcaklık,

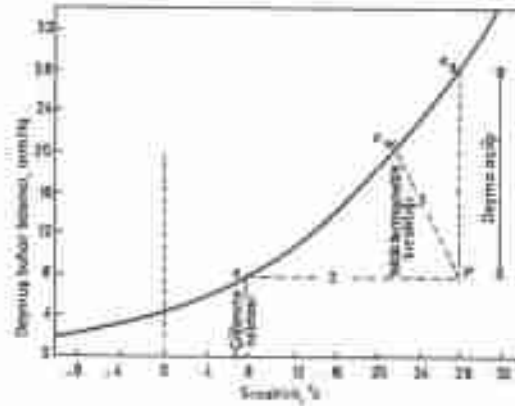
C = Atmosferin sıkışma katsayısı.

Atmosferin sıkışma katsayısı bağıl nem, basınç ve sıcaklığa bağlı olarak 1.0000-0.9548 arasında bulunduğu için gözönüne alınmaz. Atmosfer yoğunluğunun farklı virtual sıcaklık ve basınçta göre değişimi, meteoroloji kitaplarında çizelgeler halinde verilmiştir.

5.3. Nemliliğin Ölçülmesi

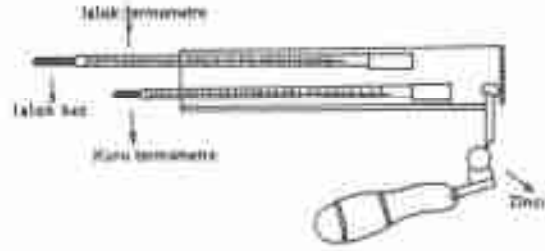
Herhangi bir sıcaklıkta atmosferde bulunan su buharının basıncı ile aynı sıcaklıktaki doymuş buhar basıncı arasındaki farka, doyma açığı denir. Atmosfer kütlesi soğudukça su buharına doymuş duruma ulaşır. Bu değişim şekil 5.2 de gösterilmiştir.

Sıcaklığı t ve buhar basıncı e olan bir atmosfer kütlesi (P) gözönüne alınsın. Bu atmosfer kütlesi aynı sıcaklıkta, doyma noktasına kadar şekil 5.2 de gösterildiği gibi nem alır (1. durum). Atmosfer kütlesinin ısı azalınca hacmi küçülür. Buna bağlı olarak su konusu hacimde bulunan su buharı, giderek artar ve su buharına doyar (2. durum). Bu durumdaki sıcaklığa, ıslak termometre sıcaklığı denir. Aynı atmosfer kütlesi su buharı alırken sıcaklığı azaltarak da doyma noktasına ulaşır (3. durum). Bir atmosfer kütlesinin soğuyarak, su buharına doymuş duruma ulaştığı sıcaklığa, çiğlenme noktası denir.



Şekil 5.2 Atmosferde bulunan su buharının değişimi

Nemliliğin belirlenebilmesi için, atmosferin içinde bulunan su buharı basıncının ölçülmesi gerekir. Bu amaçla psikrometre denen alet kullanılır. Psikrometre aleti, sıcaklık ölçmeleminde kullanılan iki termometreden meydana gelmiştir. Bu termometrelerden birinin haznesine bez sarılmıştır ve bu bez saf su ile ıslatıldığı için ıslak termometre olarak adlandırılır. Diğetine ise kuru termometre denir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Psikrometre

Islak termometre çevrilerak veya uygun bir hava akımına bırakılarak, haznesinin çevresindeki ıslak bezde bulunan suyun buharlaşması sağlanır ve böylece termometrenin sıcaklığı azalır. Bu durumda ıslak ve kuru termometrelerin sıcaklığı okunur. Bu sıcaklıkların sağlıklı olabilmesi için ıslak termometre haznesinin, 4-10 m/sn kadar bir atmosfer akımının etkisi altında kalması gerekir. Islak ve kuru termometrelerden okunan sıcaklıkların farkına, ıslak termometre farkı denir. Islak ve kuru termometrelerden okunan sıcaklıklar ile doymuş su buharının basıncı bilindikten sonra, buhar basıncı aşağıda verilen ilişkiyle yararlanarak elde edilir.

$$e = e_s - \Delta e \quad (5.11)$$

$$\Delta e = 0.0006(1 + 0.00115t_w)p(t - t_w) \quad (5.12)$$

İlişkilerde :

- e = Atmosferdeki su buharının basıncı, mb
- e_s = Atmosfer sıcaklığında doymuş basıncı, mb
- t_w = Islak termometre sıcaklığı, °C
- t = Kuru termometre sıcaklığı, °C
- p = Atmosfer basıncı, mb

Atmosferin basıncı aşağıda verilen aşamalar izlenerek de kolayca saptanabilir.

1. Islak termometre sıcaklığı için e_s belirtilir.

a) Islak termometre sıcaklığı $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ veya daha fazla ise, su üzerindeki doymuş buhar basıncı alınır.

b) Islak termometre sıcaklığı $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ den küçük ise, buz üzerindeki doymuş buhar basıncı alınır.

2. Atmosfer basıncı 1000 mb için Δe değeri, çizelge 5.2 den alınır.

3. Atmosfer basıncı, 1000 mb dan farklı ise, Δe değeri düzeltilir.

a) Δe_{1000} değeri, $p/1000$ ile çarpılır veya, $\Delta e_{900} = 0.1\Delta e = 900$ mb, ve $\Delta e_{800} = 0.2\Delta e = 800$ mb olarak saptanır.

4. $e_s - \Delta e = e$ elde edilir.

5.5. Atmosferdeki Nemlin Değişimi

Atmosferin nemliliği buharlaşan su miktarına bağlı olarak farklılık gösterir ve buna, aşağıdaki faktörler etki eder:

1. **Enlem derecesi:** Basıncı azaldığı için atmosferin nemliliğinde, yüksek enlemlere doğru bir artış olması beklenir. Fakat yükseklikte sıcaklık azaldığı için buharlaşma miktarının enlemlere göre farklılık göstermeyeceği söylenebilir. Ancak atmosfer, 30'uncü enlem çevresinde devamlı olarak hava çökelediği için ekvator'dan bu enleme doğru bağlı nem miktarında bir azalma olur.

2. **Yağış ve denizin etkisi:** Denizlerden devamlı olacak buharlaşma meydana geldiği için kıyı bölgelerinde atmosferin nemliliği, denizlerden uzak olan bölgelerden daha fazladır. Buharlaşmaya etkili faktörler değişiklik gösterdiği ve buharlaşan su miktarı rüzgarla taşındığı için kıyı bölgelerinin nemliliği zamanla farklılık gösterir. Karalardan olan buharlaşma ile yağış miktarı da atmosferin nemliliğine etki yapar. Bu bakımdan fazla yağış alan kıyı bölgelerinde atmosferin nemliliği yüksek bir düzeyde bulunur.

3. **Yeryüzeyinden yükseklik:** Atmosferin nemliliği toprak yüzeyine yakın kısımlarda daha fazladır. Atmosferin sıcaklığı yükseklikle azaldığı için su buharı miktarı yükseklikle azalır. Atmosferde, yaklaşık olarak 8 km yüksekliğe kadar nem bulunur.

4. **Yıllık değişim:** Atmosferin nemliliği sıcaklığa paralel olarak farklılık gösterir ve

yaz aylarında en büyük, kış aylarında ise en küçük miktara düşer. Yüksek enlemlerde, kış aylarındaki mutlak nem düşük olduğu için doymuş buhar basıncı azalır. Buna bağlı olarak bağıl nemlilik düşük olmaktadır. Yaz aylarında doymuş buhar basıncı, üst düzeye ulaştığı için bağıl nemlilik en az bir miktara düşer.

5. Günlük değişim: Buharlaşmaya etkili diğer faktörler değişmediği durumda atmosfere geçen su moleküllerinin miktarı sıcaklıkla artar. Böylece günlük sıcaklığa bağlı olarak atmosferin nemliliğinde bir değişim olur. Bu durumu daha çok okyanusların üzerindeki atmosfer için geçerlidir. Okyanusların üzerindeki atmosferin nemliliği, günün erken saatlerinde en düşük düzeyde olmasına karşılık, gün ortasına doğru en büyük miktara ulaşır.

Karaların üzerindeki atmosferde bulunan su buharı miktarı günün erken saatlerinde en düşük bir düzeyde bulunur ve buharlaşma meydana geldikçe artarak öğleden biraz önce, en büyük düzeye ulaşır. Daha sonra azalan atmosferdeki nem akşama doğru tekrar artmaya başlar. Atmosferin nemliliğinde görülen bu değişim, toprak ve bitki yüzeyinden olan buharlaşmanın artması ve su buharının atmosfere iletilmesinden meydana gelir. Denizlere yakınlık ve rüzgârlar, bağıl nemliliğin gün boyunca değişmesine önemli derecede etkili olur. Atmosferin bağıl nemliliği gece azalır. Bu bakımdan yerden 10 cm yükseklikte gece ölçülen bağıl nemlilik, 130 cm den % 40 daha fazladır.

Çizelge 5.2. Psikrometrik Verilerinin Düzeltilmesi

Islak termometre sıcaklığı t-C°										
Islak termometre sıcaklığı	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
t-C°	mb.	mb.	mb.	mb.	mb.	mb.	mb.	mb.	mb.	mb.
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	0.6220	0.6296	0.6372	0.6448	0.6524	0.6600	0.6676	0.675	0.683	0.690
2	1.2441	1.2593	1.2745	1.2898	1.3049	1.3200	1.3352	1.350	1.366	1.381
3	1.8662	1.8898	1.9117	1.9345	1.9572	1.9800	2.0028	2.025	2.048	2.071
4	2.4882	2.5186	2.5489	2.5792	2.6095	2.6400	2.6704	2.701	2.731	2.761
5	3.1102	3.1482	3.1862	3.2241	3.2620	3.3000	3.3380	3.376	3.414	3.452
6	3.7323	3.7778	3.8234	3.8689	3.9145	3.9600	4.0055	4.051	4.097	4.142
7	4.3544	4.4075	4.4606	4.5137	4.5668	4.6200	4.6731	4.725	4.779	4.833
8	4.9764	5.0371	5.0978	5.1585	5.2193	5.2800	5.3407	5.401	5.462	5.523
9	5.5984	5.6668	5.7351	5.8034	5.8717	5.9400	6.0083	6.077	6.145	6.213
10						6.6000	6.6739	6.752	6.829	6.904
11							7.2438	7.427	7.610	7.794
12							8.0111	8.102	8.193	8.284
13							8.6787	8.777	8.876	8.975
14							9.2463	9.453	9.659	9.865
15							10.0138	10.128	10.242	10.356
16							10.8814	10.903	10.924	11.046
17							11.7490	11.478	11.607	11.736
18							12.6166	12.153	12.290	12.428
19							12.8842	12.828	12.873	13.117
20								13.504	13.655	13.807
21								14.179	14.338	14.498
22								14.854	15.021	15.188
23								15.529	15.704	15.878
24								16.204	16.389	16.565
25								16.880	17.069	17.259
26								17.555	17.752	17.949
27								18.230	18.436	18.640
28								18.905	19.118	19.330
29								19.580	19.800	20.020
30								20.255	20.483	20.711
31								20.931	21.168	21.401
32								21.606	21.849	22.092
33								22.281	22.531	22.782
34								22.956	23.214	23.472
35								23.631	23.897	24.163

BÖLÜM 6

YAĞIŞ

Atmosferdeki su buharının birleşmesi ile meydana gelen küllüye yağış denir. Atmosferde bulunan ve doyma noktasından fazla olan su buharı, yeryüzüne düşecek veya atmosferin alt katmanları içinde kalacak şekilde birleşir. Yeryüzünün hemen üstündeki atmosfer katmanında kalan ve sis olarak adlandırılan yoğunlaşmış buhar, su kaynaklarına katkıda bulunmaz. Bu bakımdan hidrolojide yağış, atmosferdeki su buharının birleşmesi ile oluşan sıvı ve katı olarak yeryüzüne düşen kütle anlamında kullanılır. Atmosferden yeryüzüne doğru hareket eden su kütleleri ile sis ve rüzgarlar tarafından sürüklenerek cisimlerin üzerinde biriken yağışa hidrometeor da denir.

Yağışların büyük bir bölümü, okyanus ve denizlerden buharlaşan sudan meydana gelir. Karalardan buharlaşan su, oldukça az nem içeren bir atmosferde bulunduğu için yağış miktarına önemli bir katkıda bulunmaz. Yağışların meydana gelmesi için önce atmosferde su buharının bulunması ve bu su buharının da çığırması gerekir. Ancak nemlilikle paralel olarak yağışlar artmaz. Yağış miktarı, etkili faktörlere göre değişiklik gösterir. Böylece yağışlar su kaynakları bakımından yeterli ve yetersiz olarak belirlir.

6.1. Çığırma

Bir atmosfer kütesi soğudukça, nem kapasitesi giderek azalır ve daha önce ağıktandığı gibi su buharına doymuş duruma gelir. Karşım oranı değişmeden bir atmosfer kütesinin sıcaklığının azalması su buharına doymuş duruma gelmesine çığırma veya çığırma noktası, bu andaki sıcaklığa da çığırma noktası sıcaklığı denir.

Bir atmosfer kütesinin soğuyarak su buharına doymuş duruma geldiği sıcaklık, nem miktar ve atmosferin basıncına bağlı olarak değişiklik gösterir. Doyma noktasına yakın miktarda su buharı bulandıran atmosfer kütesinin çığırması için gerekli soğuma, aynı basınçtaki düşük nemlilikten çığırma daha azdır. Atmosferdeki su buharı, basınç ve sıcaklığa bağlı olarak suyun donma noktasından küçük veya daha büyük sıcaklıklarda çığırma duruma gelir. Suyun donma noktasından büyük sıcaklıklarda çığırma su buharı

sıvı durumunda olmasına karşılık, donma noktasından küçük sıcaklıklarda katı durumunda çığırma olur. Çığırma noktası sıcaklığı, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur. Bu sıcaklığın saptanmasında, su buharının sıvı su üzerindeki kanşım oranı gözönüne alınır.

$$T = \frac{r}{0.622 + m_1} p \quad (8.1)$$

İlişki:

T = Çığırma noktası sıcaklığı, °C

m₁ = Kanşım oranı,

p = Atmosfer basıncı, mb.

Atmosfer külesinin nem oranı ile buhar basıncı değışmediği için çığırma noktası sıcaklığı, başlangıçtaki buhar basıncını doymuş buhar basıncına eşit kılan sıcaklık olmaktadır. Bunun için çığırma noktası sıcaklığı, doymuş su buhar basıncının değışimini gösteren şekil veya çizelgelerden alınabilir. Yerin gece soğuması sırasında üzerindeki atmoferlerde bulunan nem çığırır. Bu durum, 0 °C den küçük sıcaklıkta olurca don meydana gelir.

6.2. Yoğunlaşma

Çığırma durumundaki bir atmosfer kütesi basıncı değışmeden soğuduğu zaman son sıcaklıktaki doyma noktasından daha fazla olan nem atmosferde serbest kalır. Atmosferde serbest kalan ve doyma üstü olarak belirtilen nem, durum değışirir ve yoğunlaşma çekirdeklerinin etrafında adhezyon kuvveti ile birleşir. Adhezyon kuvveti belli bir büyüklüğe ulaşana kadar etkili olduğu için, atmosferde yoğunlaşan su buharının ağırlığı çok küçüktür.

Yoğunlaşma su buharının çığırma noktası sıcaklığına göre 0 °C den büyük veya küçük sıcaklıklarda meydana gelir. Donma noktasından büyük sıcaklıklarda, sıvı durumunda ve çok küçük damlacıklar şeklinde yoğunlaşma olur. Buna karşılık 0 °C den

küçük sıcaklıklarda, yoğunlaşan su buharı, katı duruma geçer ve ince buz kristalleri meydana gelir. Suyun katı duruma geçtiği sıcaklıktan daha küçük sıcaklıklarda, her zaman buz kristalleri şeklinde yoğunlaşma olmaz. Atmosfer kütesinin sıcaklığı birden 0 °C nin altına düşmesi ile yoğunlaşan bir kısım su, sıvı durumunda olabilir. Bu şekildeki yoğunlaşan buharı aşırı soğumuş su denir. Bu sıcaklıkta sıvı damlacıkların bulunmasının nedeni tam olarak anlaşılmamakla birlikte, koloidal stabilitenin katı durumdaki yoğunlaşmayı önlediği tahmin edilmektedir.

Yoğunlaşan su, doyma (sü) nem miktarına eşit olduğu için atmosferdeki nem ve soğuma düzeyine bağlıdır. Çiğlenme noktasındaki bir hava kütesinin belli bir basınçta eşit miktarlarda soğuması sonucunda, aynı miktarlarda yoğunlaşma meydana gelmez. Yüksek sıcaklıkta çiğlenmiş bulunan bir atmosfer kütesinin belli bir miktarda soğuması ile yoğunlaşan su buharı, düşük sıcaklıkta çiğlenmiş olan bu kütenin aynı miktarda soğuması sonunda meydana gelen yoğunlaşmadan daha fazladır. Örneğin çizelge 5.1 den görüldüğü gibi 40 °C sıcaklıkta çiğlenmiş duruma gelen bir atmosfer kütesinin sıcaklığı 35 °C düşünce, 11.50 gr/m³ su buharı serbest duruma geçmesine karşılık, 10 °C sıcaklıkta çiğlenmiş olan atmosfer kütesi 5 °C soğuduğu zaman, 2.23 gr/m³ su buharı yoğunlaşır.

Donma noktası sıcaklığının altında sıvı su ve buz üzerindeki buhar basıncının değişimi, şekil 6.1 de gösterilmiştir. Bir çok psikrometrik çizelgeler, 0 °C sıcaklıkta su buharının buz üzerindeki basıncına göre hazırlanmıştır. Buz üzerindeki doymuş buhar basıncı, aynı sıcaklıkta su üzerindeki doymuş buhar basıncından daha küçük olduğu için aşırı soğumuş su bulandıran bulutlara, buz kristalleri atılınca şiddetli yağışlar meydana gelir.

Adiyabatik olarak yükselen bir atmosfer kütesindeki su buharının çiğlendiği yükseklik, yoğunlaşma yüksekliği olarak belirtilir. Yoğunlaşma yüksekliği adiyabatik soğuma hızı ve hareket eden atmosfer kütesinin nemli ve kuru durumlarına göre, şekil 6.2 de gösterildiği gibi değişir.

Adiyabatik olarak yükselen bir atmosfer kütesindeki su buharının yoğunlaştığı sıcaklık, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$e / T^{0.61} = e_s / T_s^{0.61} \quad (6.2)$$

İlişki:

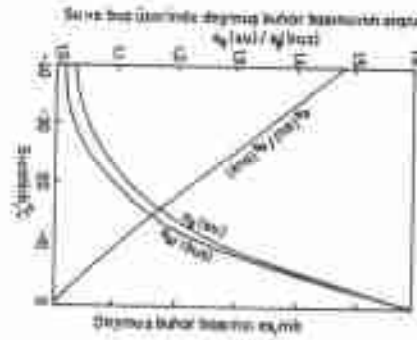
e = Atmosferdeki buharın basıncı, mb

T = Atmosferin başlangıçtaki mutlak sıcaklığı, K

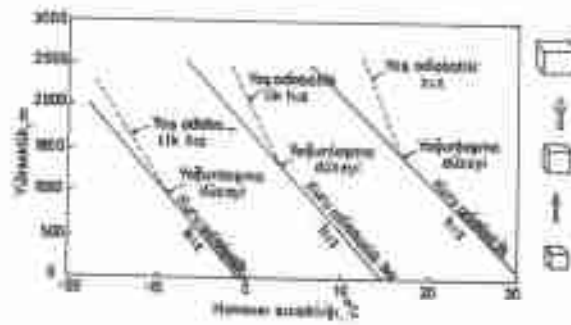
k = sabit, 0.286

e_s = Yoğunlaşma sıcaklığında doymuş buhar basıncı, mb

T_c = Mutlak yoğunlaşma sıcaklığı, K



Şekil 6.1. Doyma noktasının altında su buhar basıncının sıcaklığa göre değişimi



Şekil 6.2. Atmosferdeki su buharının yoğunlaşma yükseklikleri

Adiabatik olarak yükselen atmosfer kütleğinde yoğunlaşan su buharından, bulutlar meydana gelir. Bulutlar sıvı ve katı olarak yoğunlaşmış parçacıkların gruplaşmalarına göre, değişik şekilde nitelenir. Yeryüzünün hemen üzerindeki atmosfer katmanında bulunan su buharının yoğunlaşması sonunda çöğürilikte sis, don veya çğ meydana gelir.

6.2.1. Yoğunlaşma Çekirdekleri

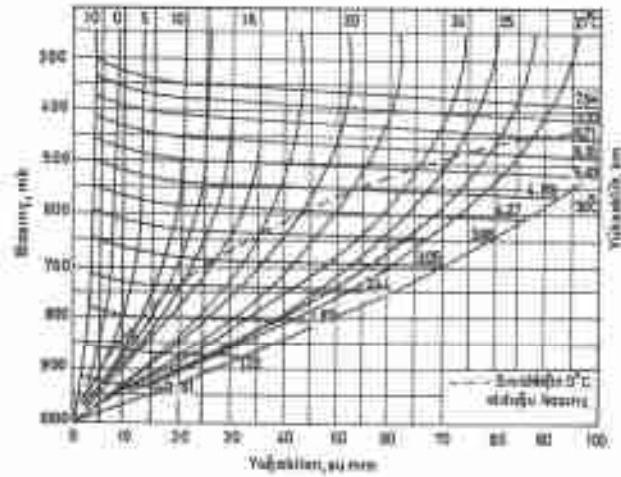
Atmosferde meydana gelen doyma üstü su buharı, çok küçük boyuttaki katı parçacıkların üzerinde birikir. Gözle görülemeyecek derecede küçük olan bu parçacıklara, yoğunlaşma çekirdeği denir. Atmosferdeki su buharının yoğunlaşması için bu parçacıkların bulunması gerekir. Atmosferde bulunan her çeşit katı parçacıkların etrafında, su buharı yoğunlaşmaz. Ancak su buharı tutma özelliğine sahip olan parçacıkların üzerinde nem birikir. Yaklaşık olarak 10^{-2} - 10 mikron boyutlarındaki taca artıklar, azotoksit ve tuz kristallerinin üzerinde sıvı şekilde yoğunlaşma olmasına karşılık silis, kum ve karbondioksit kristallerinin üzerinde çöğürilikte katı olarak yoğunlaşma olduğu için bunlar, katı yoğunlaşma çekirdekleri olarak adlandırılır.

Yukarıda belirtilen yoğunlaşma çekirdeklerinin bütünü aynı derecede higroskopik olmadığı için yoğunlaşma, önce en yüksek derecede aktif olan büyük çekirdeklerde başlar. Doyma üstü su buharı arttıkça, diğer küçük boyutlu yoğunlaşma çekirdeklerinin etrafında su buharı birikir. Yaklaşık olarak 10^{-2} mm (1 mikron) çapında damlacık oluşunca, söz konusu çekirdeklerin higroskopik özelliği kaybolur. Atmosferin içinde çok fazla sayıda yoğunlaşma çekirdekleri vardır. Şüphesiz bu çekirdekler, yeryüzü bölgelerinin üstündeki atmosferde daha fazladır. Yapılan kimyasal analizler yağmur suyunun içindeki sodyum-magnezyum ve sodyum-potasyum klorür oranlarının, aynı elementlerin deniz suyundaki oranlarına eşit olduğunu göstermiştir.

6.3. Yağabilen Su

Bir atmosfer kütleğinde bulunan su buharının tamamen yağış haline geçmesi ile meydana gelen derinliğe, yağabilen su denir. Ancak atmosferde bulunan su, tamamen yağış haline geçmeyeceği için bunun miktarı sadece yağış potansiyeli bakımından önem taşır. Yağabilen su miktarı, 1000 mb atmosferin basıncı ve değişik sıcaklıklar için şekil 6.3 de verilen grafikten bulunabilir.

Yoğunlaşma için mutlaka doyma üstü su buharının meydana gelmesi gerekmez. Çok yüksek derecedeki aktif çekirteklerin etrafında, düşük bağıl nemlilikte de su buharı birikir ve böylece hafif sis meydana gelir.



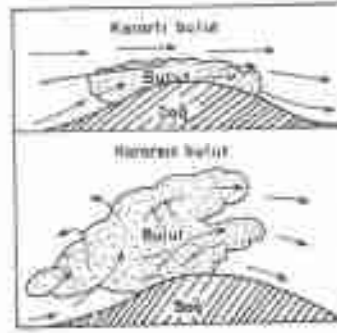
Şekil 6.3- Yağabilen su miktarının bulunmasında kullanılan diyagram

6.4. Yağışların Meydana Gelmesi

Yoğunlaşan su buharı ile buz kristallerinin ağırlığı çok küçük olduğu için az bir hızla yükselen atmosfer kütesinin içinde, asili durumunda kalır. Genellikle sıvı su damlacıkları 0,15 m/s'lik hızla yükselen atmosfer kütesinin içinde kalmasına karşılık bu damlacıklar ile eşdeğer bir ağırlıkta olan buz kristallerinin yüzeyi geniş olduğu için daha az bir hızla yükselen atmosfer kütesinin içinde asili durumda bulunur.

Yağışların meydana gelmesi için yoğunlaşmış sıvı damlacıkları ile kat parçacıkların atmosferin alt katmanında asili kalacak veya yeryüzüne düşecek bir büyüklüğe ulaşacak şekilde birleşmesi gerekir. Yoğunlaşan su buharının birleşmesi ile meydana gelen ve sıvı olarak yeryüzüne düşen kütleyle yağmur damlası ve kat olana da kar tanesi veya kar lapası denir. Yağmur veya kar şeklindeki yağışların meydana gelmesi için yoğunlaşmış damlacıkların bulut halinde bulunması gerekir. Bulutlardaki su damlacıkları her zaman birleşmezler. Yoğunlaşmış damlacıkları birleşmeyen bulutla karanlı, bütün tersine de kararsız bulut denir (Şekil 6.4).

Yağmur damlası veya kar taneleri, atmosferin doymamış bir katmanından düzenli devamlı olarak buharlaşmanın etkili altında kalır. Kuşkusuz küçük boyutlu damlacıklar sözkonusu katmanının içinden geçerken tamamen buharlaşabilir. Bazı bulutların kendiliğinden kaybolması, sözü edilen olaya örnek olarak gösterilebilir. Bir yağmur damlasının atmosferin içinde düşme derinliği, damla çapının dördüncü kuvveti ile orantılı olarak artar. Basıncı 900 mb sıcaklığı 5 °C ve bağıl nem % 90 olan bir atmosferde, değişik çaplı yağmur damlacıklarının buharlaşması için gerekli olan düşme yükseklikleri, çizelge 6.1 de verilmiştir.



Şekil 6.4. Kararlı ve kararsız bulut

Yağışların meydana gelebilmesi için bulutların, kararsız olması gerekir. Bulutları oluşturan yoğunlaşmış damlacıkların küfesi, yoğunlukla birbirinden farklıdır. Bu nedenle yoğunlaşmış damlacıklar, değişik hızlarla hareket eder. Hızlı hareket eden damlacıklar, daha yavaş düşen damlacıklara çarparak birleşir ve böylece ağırlığı giderek artar. Yeter derecede ağırlık kazanan damlacıklar, yağış olarak yeryüzüne düşer.

Bulutun içerisinde sıvı damlacıklar ile buz kristalleri beraber bulunduğu zaman su buharının buz üzerindeki basıncı, aynı sıcaklıkta sıvı su üzerindeki basınçtan daha az olduğu için bir basınç farklılığı ortaya çıkar. Söz konusu farklılık nedeniyle sıvı halde bulunan damlacıklar, buz kristallerinin çevresinde birikir. Buz kristallerinin çevresinde su buharı birikince ağırlık artar ve atmosferin içinde asılı halde kalamayarak yeryüzüne doğru hareket eder. Bu durumun bir sonucu olarak şiddetli yağışlar meydana gelir.

Çizelge 6.1. Değişik Çaplı Yağmur Damlacılarının Buharlaştırması İçin Gerekli Düşme Yükseklikleri

Damla çapı, cm	Düşme yüksekliği
10^{-6}	3.3×10^{-3} cm
10^{-2}	3.3 cm
10^{-1}	150 m
10^1	42 km
2.5×10^1	280 km

Yukarıda açıklanan olaylar süresinde büyük boyutlu yağmur damlası ortaya çıksa bile bunlar, düşerken parçalanır ve sürdürmeye karşı en az bir direnç göstermesi için yuvartak bir kütle haline gelir. Bu nedenle 5 mm çapında daha büyük yağmurlara çoğunlukta raslanmaz. Bu boyuttaki bir yağmur damlası, yaklaşık olarak 8×10^6 tane bulut elemanı yani yoğunlaşmış damlacıktan meydana gelmiştir ve saatte yaklaşık olarak, 20 km hızla yeryüzüne doğru hareket eder.

Yağışların meydana gelmesi atmosfer kütesinin yükselme hızı ile doğrudan ilgilidir. Az bir hızla yükselen nemli bir atmosfer kütesinin içindeki su buharı, yavaş olarak yoğunlaşır ve bunun sonunda çapı küçük olan yağmur damlacıkları oluşur. Atmosferin birden soğuması halinde ortaya çıkan hızlı yoğunlaşmanın sonunda, büyük çaplı yağış damlacıkları oluşur. Bunun bir sonucu olarak şiddetli yağmur veya kar yağışı meydana gelir.

6.5. Yağış Şekilleri

Yağışlar farklı şekillerde nitelenir. Su buharının alt atmosfer katmanına çökelecek şekilde yoğunlaşması sonunda ortaya çıkan sis, don ve kurağı su kaynakları bakımından önemli bulunmamaktadır. Başlıca yağış şekilleri aşağıda açıklanmıştır.

1. Çiğ: Atmosferdeki su buharının birleşmesiyle meydana gelen ve yaklaşık olarak 0.5 mm çapında sıvı damlacıklar halinde yeryüzüne düşen yağışa çise denir. Çise halinde bir saat içerisinde düşen yağmur miktarı genellikle çok azdır.

2. Yağmur: Atmosferden sıvı su olarak yeryüzüne düşen ve çapı çiseden daha büyük olan damlacıklara yağmur denir. Durgun bir atmosferde yağmur damlasının büyüklüğü atmosferin direnci ile dengelenince, düşme hızı en büyük miktarda ulaşır ve son hız

damlaların büyüklüğü ile artar. Ancak yağmur damlacığının 5 mm den büyük olması halinde atmosferin direnci çoğalır ve bunun sonunda parçalanma olur. Çapı 0,01 mm den küçük olan yağmur damlacıkları Stokes kanununa göre hareket eder. Yağmur damlacığının 1013 mb basınç ile 20 °C sıcaklık ve % 50 bağıl nemde durgun bir atmosferden yeryüzüne düşme hızları, kütleleri, Reynold sayısı ve sürtünme katsayısı, çizelge 6.2 de verilmiştir.

3. Camı buz : Çiçe ve yağmur damlacıkları, yeryüzündeki soğuk cisimlerin üzerine düşünce, buz kristalleri oluşur. Söz konusu kristallerden oluşan küreye camı buz denir. Camı buz çoğunlukta havanın sıcaklığı 0 °C ye yakın olunca meydana gelir. Bu yağış ağaç dallarını kırarak bir ağırlığa ulaşabilir.

4. Sulu sephen: Tamamen donmamış durumda yeryüzüne düşen tanelere sulu sephen denir.

5. Kar: Bir atmosfer kütesinde bulunan su buharı, 0 °C nin altında yoğunlaşınca buz kristalleri meydana gelir. Diğer taraftan atmosfer kütesinde sıvı olarak yoğunlaşmış damlacıkların sıcaklığı, donma noktasının altına düşünce söz konusu damlacıklar katı duruma dönüşür.

Buz kristalleri düzgün altgen şekildedir ve üzerinde, ince bir su zarı vardır. Bu su zarı yardımı ile buz kristalleri birleşir ve böylece kar tanesi oluşur. Buz kristalleri çok fazla değişik şekillerde birleştiği için kar tanesinin belli bir deseni bulunmaz. Kar tanesi atmosferin üst katmanlarında oluştuğu için atmosferin alt katmanının sıcaklığı, sıfır derecede yakın olduğu durumlarda bile bu yağış görülür. Çok soğuk bir atmosferin içinde az miktarda su buharı butunacağı için şiddetli kar yağışı olmaz. Bu nedenle atmosferin nemliliği fazla olduğu sürelerde, yeter derecede bir soğuma olunca şiddetli kar yağışı meydana gelir.

Atmosferin alt katmanının sıcaklığının fazla olması halinde, kar taneleri erir ve yan erimeş olarak veya yağmur halinde yeryüzüne düşer. Bu nedenle dünyanın orta enlemlerine yakın yörelerde, kar kökenli yağmurlar oluşmaktadır. Rüzgara bakan dik yamaçlarda havanın içinde bulunan buz kristalleri çökler. Buz kristalleri halindeki yağışlara kırmağı denir.

6. Dolu: Çoğunlukla yuvarlak ve donmuş durumdaki tanelere dolu denir. Dolu tanesi dik olarak düşmediği zaman şekli değişir ve buz parçalan halinde yeryüzüne düşer. Atmosferin adicöatik yükselme hızı artıkça, dolu tanesinin büyüklüğü çoğalır. Genellikle dolu halindeki yağışlar, atmosferin çok hızlı olarak yani tayfun şeklinde hareketi sırasında

ve yeryüzündeki hava sıcaklığı da, 0 °C nin altına düştüğü zaman meydana gelir.

Çizelge 6.2. Yağmur Damlacalarının Bazı Özellikleri

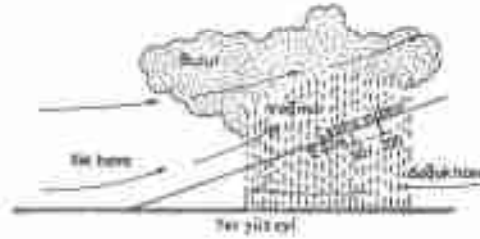
Damla çapı cm	Son hız cm s ⁻¹	Damlanın kütlesi mikrogram	Reynolds sayısı	Sürüklenme katsayısı
0.01	27	0.524	1.80	15.0
0.02	72	4.19	9.61	4.2
0.03	117	14.34	23.4	2.4
0.04	162	33.5	43.2	1.66
0.05	206	65.5	68.7	1.28
0.06	247	113.1	98.9	1.07
0.07	287	176.6	134	0.926
0.08	327	268	175	.815
0.09	367	382	220	.729
0.10	403	524	268	.671
0.12	464	900	372	0.607
0.14	517	1.437	483	.570
0.16	565	2.140	603	.545
0.18	609	3.050	731	.528
0.20	649	4.180	866	.517
0.22	690	5.580	1.013	0.504
0.24	727	7.240	1.184	.496
0.26	757	9.200	1.313	.484
0.28	782	11.490	1.461	.480
0.30	806	14.140	1.613	.503
0.32	826	17.160	1.764	0.511
0.34	844	20.600	1.915	.520
0.36	860	24.400	2.088	.520
0.38	872	28.700	2.211	.544
0.40	883	33.800	2.357	.559
0.42	892	38.800	2.500	0.575
0.44	898	44.600	2.636	.584
0.46	903	51.000	2.772	.615
0.48	907	57.900	2.905	.635
0.50	909	65.800	3.033	.660
0.52	912	73.600	3.164	0.681
0.54	914	82.400	3.293	.700
0.56	916	92.000	3.423	.727
0.58	917	102.200	3.549	.751

6.6. Yağış Tipleri

Yağışların meydana gelmesi için önce atmosferin içindeki su buharının yoğunlaşması gerekir. Yeryüzeyinin soğuk kesimleri ile temas eden atmosfer katmanı giderek soğur. Aynı şekilde yeryüzeyinden gece meydana gelen geriye radyasyonla, atmosferin alt katmanının sıcaklığı azalır. Geriye radyasyonla az miktarda soğuma olduğu için, atmosferin nemliliği yüksek olduğu zaman yoğunlaşma olur. Bu şekil yani kondüksiyon yoluyla olan soğuma sonunda su kaynaklarına katkıda bulunmayan sis, çığ ve don şeklindeki yağış meydana gelir. Su kaynaklarına katkıda bulunacak miktarda yağışların meydana gelmesi için, nemli ve büyük bir atmosfer külesinin hareket ederek yağış meydana getirecek kadar soğuması gerekir. Belirtilen soğuma şekline göre de yağışlar, aşağıda açıklandığı gibi tiplere ayrılır.

6.6.1. Alçak Basınç Yağışları

Alçak basınç alanına doğru hareket eden atmosfer külesi, sıcaklık ve nem bakımından farklı olan diğer bir atmosfer külesi ile birleşince, aralarında eğik konumlu bir cephe oluşur ve ılık olan atmosfer külesi üst tarafa kaldığı için su buharı alır. Bu durumda ılık atmosfer külesi eğik konumlu cephe üzerinden yükselmeye başlar ve bu sırada atmosfer külesinin sıcaklığı azalır.



Şekil 6.5. Alçak basınç yağışları

Bir atmosfer külesinin yukarıda belirtildiği şekilde soğumasının sonunda alçak basınç yağışları meydana gelir (Şekil 6.5). Ancak bu durumda, hızlı bir soğuma olmadığı için, alçak basınç yağışlarının şiddeti düşüktür ve daha çok, soğuk mevsimlerde meydana gelir. Öte yandan düşük basınç bölgelerinde bir cephe oluşmadan da, alçak basınç yağışları meydana gelir. Söz konusu yağışlar, cephesiz olarak tanımlanır.

6.6.2. Konvektif Yağışlar

Yeryüzünün sıcak kesimleri ile temas eden atmosferin sıcaklığı artar. Sıcaklığı artan bu kütle, genişler ve yoğunluğu giderek azalır. Bu durumda çevrede bulunan ve yoğunluğu daha fazla olan bir atmosfer kütlesi buraya hareket eder ve genişleyen kütle, yukarıya doğru hareket eder. Bu atmosfer kütlesi yükseltikçe sıcaklığı azalır. Yükselen atmosfer kütlesi, çöğlenme noktasından daha fazla soğuduğu durumda konvektif olarak adlandırılan yağışlar meydana gelir. Konvektif yağışların şiddeti soğuma miktarı ile atmosferin nem düzeyine göre farklılık gösterir.

Atmosfer nemliliğinin fazla olduğu yaz mevsiminin başında, şiddetli konvektif yağışlar görülür ve hemen yüzey akış haline geçer. Bu nedenle konvektif yağışlar, tarımsal açıdan pek yararlı olarak benimsenmez. Genişleyen atmosfer kütlesi yükseldikçe, soğuyacağı için yoğunluğu giderek artar. Böylece söz konusu kütle, çevresi ile eşdeğer yoğunluğa ulaşıncaya kadar yükselir. Ancak yağışların meydana gelmesi halinde açığa çıkan gizli yoğunlaşma ısı, bu kütle için kuramsal olarak belirtilen katmandan daha fazla yükselmesine neden olur.

6.6.3. Orografik Yağışlar

Yüksek basınç merkezinden alçak basınç merkezine doğru hareket eden atmosfer kütlesi, dağ yamaçları boyunca yükselirken dinamik olarak soğur. Bu kütle için sıcaklığı çöğlenme noktasının altına düşükten sonra meydana gelen yağış, orografik olarak adlandırılır. Alt atmosfer katmanları içinde genellikle fazla miktarda nem bulunduğu için orografik yağışlar şiddetli karakterde olabilir. Bu yağışlar mevsimlere bağlı değildir ve şiddeti de, soğuma hızına göre farklılık gösterir. Orografik yağışlar denize paralel yüksek dağların bulunduğu yörelerde görülür. Atmosfer kütlesi alçalırken ısınacağı için, dağın diğer yamaçları için cepheye göre daha az yağmur alır. Dağın bu kesimi rüzgar alı taraf olarak belirtilir (Şekil 6.6).

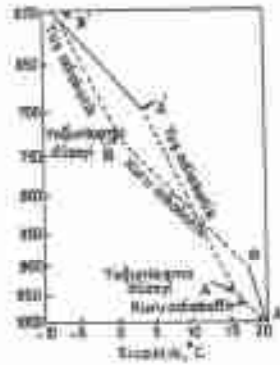
Atmosferin yükselmesini sağlayan etmenler birlikte etkili olduğu durumlarda yağışların meydana gelmesine göre tiplere ayrılması oldukça güç olmaktadır. Yeryüzü ile temas eden atmosfer katmanları ile burun üstündeki bir kütle yükselmesi halinde, alt katmanın nemliliği fazla olduğu için daha erken yoğunlaşma olur. Yoğunlaşma sırasında bir miktar gizli ısı serbest kalır. Serbest kalan gizli yoğunlaşma ısı alt katmanın soğuma hızının, üst katmana göre daha az olmasına neden olur ve kuru adiabatik bir

soğuma görülür. Söz konusu duruma, konvektif kararsızlık denir (Şekil 6.7). Örneğin 1000 mb ve 900 mb basınç arasında bulunan ve ısı sapma hızı AB olan bir atmosfer kütesi, yükseldikçe alt katmanda daha fazla nem bulunduğu için A katmanında, B'ne katmanına göre daha çabuk yoğunlaşma görülür (Şekil 6.7). Açığa çıkan ısı yoğunlaşma ısı nedeniyle, atmosfer katmanının soğuma hızı azalır. Bu kütle yükseldikçe soğur ve bu durumda A sıcaklığı A' ve B sıcaklığı da B' düşer. Son durumdaki atmosfer kütesinin ısı sapma hızı, ilk durumdaki ısı sapma hızından daha fazladır. Başlangıçta kararlı halde bulunan atmosfer kütesi, yukarıda açıklandığı gibi konvektif kararsız hale dönüşebilir ve bunun sonunda yağışlar meydana gelir.



Şekil 6.6. Orografik yağışlar

Yağışlara neden olan ve yukarıda açıklanan tipteki atmosfer hareketlerine, yağış fırtınası denir. Yağış fırtınaları, çok değişik genişlikteki alanları etkiler.



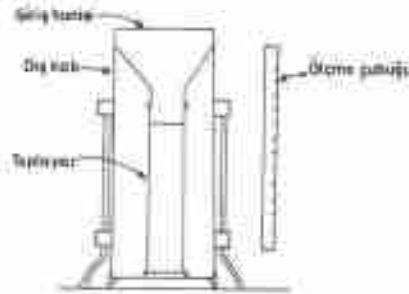
Şekil 6.7. Konvektif kararsızlık

5.7. Yağmurun Ölçülmesi

Yağmur bir kaptan toplanır ve bunun miktarı belirli zaman aralıklarında ölçülür. Bu kaba yağmur ölçer denir. Yağmur miktarları, ölçüldüğü zaman aralıkları için belirtilir. Genellikle yağmurlar 10 dakika, 15 dakika, 30 dakika, 1 saat, 2 saat, 6 saat ve 24 saat aralıklarla ölçülür. Ancak ulaşım zorluğu olan yerlerde yağmurlar, 48 saat ve 72 saat aralıklarla ölçülür. Ölçülen miktarları birbirleri ile karşılaştırmak ve ölçüm hatalarının aynı düzeyde kalmasını sağlamak amacıyla, standart yağmur ölçerleri kullanılır. Yağmur ölçerlerinde biriken su, 1 m² alan için derinlik olarak belirtilir. Ancak 0.01 mm den az yağmurlar ölçülmez ve bunlar, izlenebilen yağmur olarak belirtilir. Yağmurların ölçülmesinde, yazıcı olmayan yani pülvimetre ile yazıcı diğer bir deyişle pülvigraf denen aletler kullanılır.

Yazıcı olmayan bir yağmur ölçer şekli 5.8 de gösterilmiştir. Bu ölçer giriş hunisi, toplayıcı ve dış kab olmak üzere üç kısımdan meydana gelmiştir. Giriş hunisi ile dış kabın kesit alanı birbirine eşit olup, çapı 20 cm dir. Dış kabın içinde 2 cm çapında dairesel kesitli bir toplayıcı bulunur.

Pülvimetrenin giriş hunisinden geçen yağmur, toplayıcı kabta birikir ve bir çizegele ölçülerek su yüksekliği olarak belirtilir. Toplayıcı kab dolunca alete düşen yağmur dış kabta birikir. Söz konusu su, ayrı şekilde ölçülerek toplayıcı kabta biriken yağmura eklenir.



Şekil 5.8. Pülvimetre

Yazıcı olmayan ölçerlerde ölçülen yağmur miktarı, ancak ölçmelerin yapıldığı zaman aralıkları için belirtilebilir. Çoğunlukla bir gün aralıklarla ölçmeler yapıldığı için

yağmurların başlangıcı ile sona erdiği zamanı belirtirler. Eğilimesi güç olan yerlerde, genellikle büyük kapasiteli püviometre kullanılır.

Yazıcı ölçekler yani püviografar, yağmur miktarlarını zaman göre kendiliğinden kayıt eder. Bu nedenle yazıcı ölçekler ile yağmurların şiddeti ve miktarı püviografra göre daha doğru olarak belirtilir. Yağmurun ölçülmesinde aşağıda açıkladığı gibi ağırlıklı ve devriyen kovalı yazıcı ölçekler kullanılmaktadır.



Şekil 5.9. Ağırlıklı püviograf

Ağırlıklı yazıcı ölçekler toplayıcı kab ve yazma düzeni olmak üzere iki kısımdan meydana gelmiştir (Şekil 5.9). Ölçeğin, toplayıcı kısmında yağmur bükür. Toplayıcı kabta yağmur biriktikçe, buna bağlı olan yazıcı uç hareket eder ve böylece yağmurun miktarı zamana göre ayarlı olarak dönen kağıt üzerinde işaretlenir. Yazıcı uç, kağıt şerhdi kenarına gelmesi halinde gidiş yönü kendiliğinden değişerek aşağıya doğru hareket etmeye başlar.



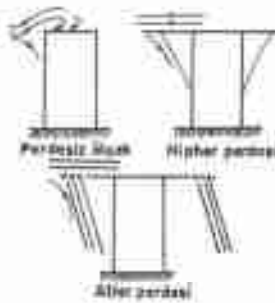
Şekil 6.10. Devriyen kovalı püviograf

Devriyen kovalı pülvioğrafa yani yazıcı dişinin girişine düşen yağmur damlaları, küçük hacimli bir kabta toplanır. Kab dolunca, yazıcı uç hareket eder ve zamana göre ayarlı olan kağıt üzerinde işaret yapar. Bu kab yağmurla dolunca boğalır ve yerine, ikinci bir kab gelir (Şekil 6.10). Böylece zamana göre ayarlı olarak dönen kağıt şerit üzerinde yağmur miktarları basamaklı bir grafik ile belirtilir. Herbir basamak genellikle 0.3-0.5 mm yağmur yüksekliğini gösterir.

6.7.1. Yağmur Ölçme Hataları

Yağmur miktarlarının doğru olarak belirlenmesi için, ölçmelerin hatasız olarak yapılmasının yanında, ölçüm yerinin de bu amaç için uygun olması gerekir. Yağmur ölçerinin üzerinde meydana gelen rüzgar, damlaların giriş hunisine düşmesini engeller ve bunun bir sonucu olarak gerçekten daha az yağmur ölçülmüş olur. Genel bir kural olarak yağmur ölçerine, yerden yüksekliğinin iki katından daha yakın herhangi bir cismin bulunmaması gerekir. Yağmur ölçekleri yerden 91 cm yüksekliğe yerleştirilir ve rüzgar perdeleri kullanılarak damlaların sürüklenmesi önlenir. Bu amaçla şekil 6.11 de gösterildiği gibi Nipher ve Alter perdesi kullanılır.

Yağış meydana gelen hava hareketleri, yani yağış fırtınaları çok değişik büyüklükte alanları etkilemesinin yanında başta soğuma hızı ve bulutların kararsızlık koşuluna bağlı olarak, aynı tipteki bir fırtınadan çok farklı miktarlarda yağmur meydana gelir. Bu nedenle ölçmelerin değişik yerlerde yapılması zorunlu olmaktadır.



Şekil 6.11. Yağmur ölçeklerine takılan rüzgar perdeleri

6.7.2. Alanal Yağmur Ölçmeleri

Yağmurlar çoğunlukla miktar ve alanal dağılım bakımından çok değişiklik gösterir. Genel olarak ölçülen hunisine düşen yağmur miktarı, hemen yanındaki aynı alana gelen miktardan farklıdır. Kuşkusuz yağmurların bu farklılığını belirtecek şekilde ölçülmesi olanak içinde değildir. Bu nedenle bir alana düşen yağmurlar, hidrolojik yani su kaynaklarını besleme yönünden gösterdiği farklılığı belirtecek şekilde değişik yerlerde ölçülür.

Yağmur ölçeklerinin, bir arazi üzerindeki dağılımına ölçek ağı denir. Her bir ölçekte biriken yağmurun, belli bir araziye düştüğü kabul edilir. Yağmurların ölçüleceği yerin seçiminde arazinin alanı, yağış fırtınasının tipi, yağışın şekli, topografya, arazinin engebe durumu ve mevsim sayısı gibi etkenler gözönüne alınır.

Alçak basınca doğru hareket eden atmosfer kütlelerinden genellikle düşük şiddetli yağmurlar meydana gelir. Söz konusu yağmurların büyük alanları kapsamasına rağmen, şiddet bakımından da önemli farklılıklar göstermediği için yağmur ölçeklerinin, aralıklı olarak yerleştirilmesinde bir sakınca görülmez. Konvektif fırtınalardan şiddet ve miktar bakımından birbirinden çok farklılık gösteren yağmurlar meydana gelir. Bu yağmurlar genellikle dar alanları kapsadığı için, ölçeklerin oldukça sık yerleştirilmesi gerekir. Orografik tipe fırtınaların etkin olduğu yörelerde yağmur miktarının yükseklikle değişimini belirtebilmek için ölçeklerin, birbirine yakın yani yoğun olarak yerleştirilmesi gerekli olmaktadır.

Bazı yöreleri değişik tip yağmur fırtınaları etkileyebilir. Örneğin dağlık yerler, orografik fırtınadan sonra tayfunun etkisinde kalabilir. Aynı şekilde bir atmosfer kütesinin orografik olarak yükselmesi sırasında, alçak basınca hareket eden atmosferden de yağmur meydana gelir veya yağmur türleri mevsimlere bağlı olarak değişiklik gösterebilir. Kuşkusuz yağmur ölçek ağının yerleştirilmesinde söz konusu durumların gözönüne alınması gerekir. Yukarıda belirtilen temel ilkelere göre yağmur ölçmelerinin yapılacağı yerlerin belirlenmesi, en güvenilir yol olmaktadır. Şiddetli fırtınaların etkili olduğu yörelerde yağmurların ölçülmesi için gerekli olan ölçek sayıları, arazinin alanına göre yaklaşık olarak çizelge 6.3 de belirtilmiştir.

Çizelge 6.3. Arazi Alanına Göre Gerekli Olan Yağmur Ölçek Sayıları

Arazi Alanı	Yağmur ölçek sayısı
0-12 hektar	1
12-40 hektar	2
40-80 hektar	3
80-200 hektar	40 hektar için bir ölçek
200-1000 hektar	100 hektar için bir ölçek
1000-2000 hektar	200 hektar için bir ölçek
2000 hektardan büyük	720 hektar için bir ölçek

Yağmurların çödet bakımından dağılımını belirtmek için ölçeklerin en az % 10-20 sinin yazıcı olması gerekir. Yağmurların miktar ve alanı olarak değişimini belirtecek yoğunlukla bir ölçek ağının yeterli bulunmasının yanında, belli bir amaçla göre ölçeğin küçük havzalarındaki yağmur miktarını elde etmek için gerekli istasyonlar açabilir. Günümüzde yağmur ölçme yerlerinin belirlenmesinde, daha çok ekonomik koşullar etkili olmaktadır. Kuskusuz yağmur ölçme yerinin belirlenmesinde utuşun olanaktan önemli bir etkidir.

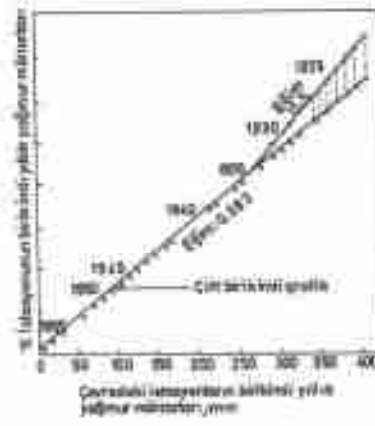
6.8. Yağmurun Analizi

Yağmurlar zamanla çok değişiklik gösterdiği için bir istasyonda ölçülen miktarlar, aynı ayın gözönüne alınarak su kaynakları ile ilgili projelerde kullanılmaz. Bu projelerde, ölçülen yağmurların analizlere göre belirtilen miktarları ele alınır. Bu amaçla uygulanan belli teşli analizler aşağıda ve yağmurların olasılık analizlerinde, 15 inci bölümde açıklanmıştır.

6.8.1. Homojenlik Analizi

Yağmur ölçeğinin yerinin değişmesi veya çevresine herhangi bir engel gelmesi durumunda ölçülen miktarlar farklılık gösterir. Bunun bir sonucu olarak, belirtilen yıllık

yağmur miktarlarının homojenliği bozulur. Bu gibi durumlarda ölçülen yıllık yağmur miktarları, çift birikimli grafik yöntemi diğer bir deyişle tutarlık analizi ile homojen hale getirilir. Bunun için uygunluğu bozulan istasyonun çevresinde bulunan bir grup istasyon gözönüne alınır. Ancak bu istasyonların aynı hidrolojik homojen yörede bulunması gerekir.



Şekil 6.12. Çift birikimli grafik

Gözönüne alınan istasyonlar ile, uygunluğu bozulan istasyonda ölçülen yıllık yağmur miktarlarının birikimli miktarları bulunur ve bunlar Cartesien diğer bir deyişle aritmetik koordinat sisteminde noktaları. Buna dikdörtgen koordinat sistemi de denir. Bu noktalardan geçen doğruya çift birikimli veya birikimli grafik denir. Yağmur miktarlarının homojenliğinde meydana gelen değişiklik, bu doğrunun birden kırılması ile belli olur. Kırılma noktası aynı zamanda, yağmur rejiminin değiştiği zamanı gösterir. Yağmur miktarlarını homojen hale getirmek için bu süredeki yağmur miktarları, kırılan doğrunun eğimi ile çarpılır veya şekil 6.12 de gösterildiği gibi, çift birikimli grafikten alınır. Çift birikimli bir grafik, uygunluğu bozulan bir istasyon (i) ile bunun çevresinde bulunan istasyonlarda ölçülen yıllık yağmurlar için şekil 6.12 de göstermiştir. Çift birikimli grafiği elde edebilmek için, aynı hidrolojik homojen yörede en az on istasyonun bulunması ve eşit bir gözlem süresinde ölçülen yağmur miktarlarının gözönüne alınması gerekir.

6.8.2. Yağmur Miktarlarının Enterpolaasyonu

Hidrolojik analizlerde genellikle, devamsı bir süreyi beşten aylık veya yıllık yağmur miktarları kullanılır. Bu nedenle bir istasyonda ölçmeler yapılmadığı için eksik kalan yağmur miktarının saptanması gerekir. Sözkonusu yağmur miktarı iki yöntemle göre elde edilir. Buna yağmur miktarlarının enterpolasyonu denir.

Bir süre yağmur ölçülmeyen istasyonun çevresinde olan ve yaklaşık olarak aynı uzaklıkta bulunan üç istasyon belirtilir ve bunların ortalaması saptanır. Bu ortalamalar yağmuru eksik olan istasyonun aynı süre için belirtilen ortalamasından % 10 dan daha az farklılık gösterdiği durumda, üç istasyonun aylık veya yıllık ortalama değerlerinin ortalaması, eksik miktar olarak alınır.

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{N_A}{N_A} P_A + \frac{N_B}{N_B} P_B + \frac{N_C}{N_C} P_C \right) \quad (6.3)$$

Gözönüne alınan üç istasyonun ortalaması, diğer istasyonun aynı süreli ortalamasından % 10 dan daha fazla farklılık gösterdiği zaman bunların tertibi oranları, eksik kalan yağmur miktarı olarak alınır. Örneğin bir istasyonun yıllık yağmur miktarı eksik olsun. Bu istasyonun çevresinde belirlenen üç istasyonda ölçülen yıllık yağmurların ortalamaları ile, yağmuru eksik olan istasyonun yıllık yağmur ortalaması sırası ile N_A , N_B , N_C ve N_x olsun. Belirlenen üç istasyondaki eksik sürede ölçülen yağmur miktarları sırası ile P_A , P_B ve P_C ise, eksik kalan yıllık yağmur miktarı P_x yukarıda verilen ilişkiye göre bulunur.

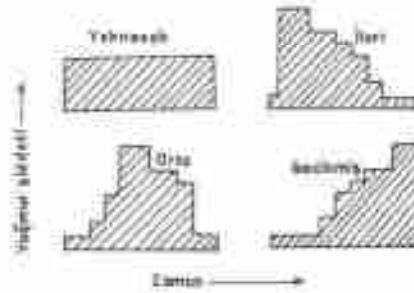
6.8.3. Yağmurun Şiddeti

Birim zamanda düşen yağmur miktarı şiddet olarak belirtilir. Yazıcı ölçekler, fırtınanın başlangıcından sonuna kadar meydana gelen yağmur miktarının zamana göre değişimini grafik olarak gösterir. Buna toplam yağmur grafiği veya hyetograf denir. Bu grafik bölümlere ayrılarak yağmurun şiddetli bulunur.

Çizelge 6.4. Yağmurların Şiddetine Göre Sınıfları

Yağmur miktarı, mm/saat	Yağmurun şiddet sınıfı
0 - 2,5	Düşük
2,5 - 7,6	Orta
7,6 dan büyük	Yüksek

Yağmurun şiddeti genellikle, bir saate düşen miktara göre belirtilir. Şiddetlerine göre yağmurlar, çizelge 6.4 de verilen üç sınıfa ayrılır.



Şekil 6.13. Hyetografin şekline göre yağmur sınıfı

Yağmur miktarlarının zamana göre değişimini gösteren hyetografin şekline göre yağmurlar yeknesak, orta, ileri ve gecikmiş olarak sınıflandırılır (Şekil 6.13).

6.3.4. Ortalama Yağmur Miktarı

Yazıcı ölçekler ile yoğunlukla günlük veya daha kısa süreli yağmurlar ölçülür. Yazıcı olmayan ölçekler ile iki ölçme arasındaki süre için yağmur miktarı belirtilir. Yazıcı ve yazıcı olmayan ölçekler ile ölçülen yağmur miktarı, aletin çevresindeki bir alanı temsil ettiği kabul edilir ve bunun için bunlara, nokta veya istasyon vensî denir. İstasyonlar da ölçülen yağmur miktarları, kronolojik olarak kayıtlı edilir.

Yağmurlar zaman boyutunda farklılık gösterdiği için günlük olarak ölçülen miktarlar, aylık ve yıllık süreler için de belirtilir. Bir istasyonda ölçmelerin yapıldığı süre boyunca aynı aylarda ölçülen yağmur miktarlarının ortalamasına aylık ortalama, yıllık miktarların ortalamasına da, yıllık yağmur ortalaması denir. Gözlem süresi uzadıkça, bu ortalamaların güvenliği artar.

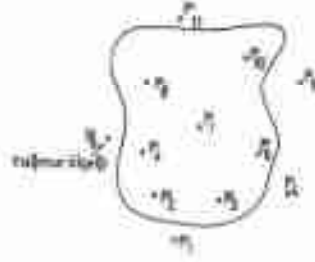
Değişik yerlerdeki istasyonlarda ölçülen yağmurlar, ayrı ayrı gözönüne alınarak yüzey akış miktarı, yeraltı suyunun beslenmesi ve toprakta tutulan su miktarının saptanması gerçekten çok güç olmaktadır. Bu nedenle yağmurların hidrolojik bakımdan önemli olan farklılığını belirtecek şekilde kurulan değişik yerlerdeki istasyonlarında ölçülen miktarlarının, alansal ortalaması kullanılmaktadır. Bunun yanında bir fırtına boyunca değişik euzel yağmur miktarlarının etkilediği alanın da bilinmesi önemli bulunmaktadır.

Alansal yağmur ortalamasının saptanmasında herbir istasyonda ölçülen miktarın belli bir arazinin üzerine düştüğü kabul edilir. Kuşkusuz alansal yağmur ortalamasını saptayabilmek için herbir istasyonda ölçülen yağmurun düştüğü arazinin alanının bilinmesine ihtiyacı vardır. Söz konusu alan topografik yapı, bitki örtüsü ve yağmur fırtınasının tipine göre değiştiği için yağmur ortalamasının saptanmasında, aşağıda açıkladığı gibi farklı yöntemler geliştirilmiştir. Bir alana düşen ortalama yağmur miktarının saptanmasında, bölgenin dışında ölçülen fakat yağmurun değişimini gösteren miktarlar da gözönüne alınır.

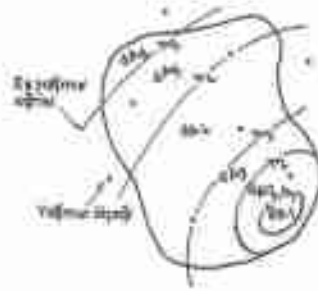
1. Aritmetik Ortalama Yöntemi: Bu yöntem, düz araziler üzerinde oldukça yeknesak olarak dağılmış istasyonlarda ölçülen ve aralarında önemli farklılıklar bulunmayan yağmur miktarlarının alansal ortalamasının saptanmasında kullanılır (Şekil 6.14). Bunun için herbir istasyonda ölçülen ve aylık veya yıllık ortalama olarak belirtilen yağmurların toplamı, istasyon sayısına bölünür.

Yağmur ölçeklerinin yeknesak olarak dağılmadığı hallerde, aritmetik ortalama yöntemine göre alansal yağmur ortalamasının bulunması yanıltıcı olur.

2. İsoyetal Yöntem: İsoyetal yöntem, dağlık ve engebeli arazilerde veya ölçek ağının yeknesak olmadığı durumlarda, ölçülen yağmur miktarının alansal ortalamasının bulunmasında uygulanır.



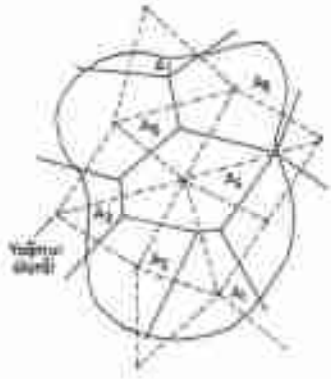
Şekil 6.14. Yeknesak olarak dağıtılmış yağmur ölçekleri



Şekil 6.15. İsoyetal yöntemle ayrılmış bir arazi

Bu amaçla alansal yağmur ortalaması bulunacak arazinin, planı çıkarılır ve yağmur ölçeklerinin arazi üzerindeki yerleri belirtilir. Plan üzerindeki aletlerin yeri doğru ile birleştirildikten sonra, her bir alette ölçülen yağmur miktarları gözönüne alınarak, eş yağmurları gösteren eğriler çizilir. Böyle bir eğriye isoyet denir (Şekil 6.15). İki isoyet arasında kalan alan, bu isoyetleri ortalamasıyla çarpılır ve diğer alanlar için de elde edilen bu değerlerin toplamı, arazinin alanına bölünerek, bu yöntemle göre yağmur ortalaması elde edilir.

3. Thiessen Yöntemi: Bu yöntemle göre alansal yağmur ortalaması bulunacak arazinin planı çıkarılır ve bu arazideki yağmur ölçeklerinin yerleri belirtilir. Birbirine en yakın yağmur ölçekleri doğru ile birleştirildikten sonra, bu doğruların orta dikmeleri çizilir. Söz konusu dikmeler her ölçeğin çevresinde, çoğunlukla çokgen şeklinde alanlar meydana gelir ve bunlara Thiessen poligonu denir. Böylece değişik yerlerde ölçülen yağmur miktarlarının nitelendirdiği alanlar ayrılmış olur (Şekil 6.16).



Şekil 6.16. Thiessen yöntemine göre ayrılmış bir arazi

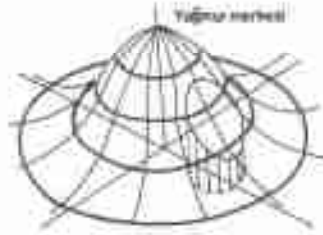
Herbir ölçekte ölçülen yağmur miktarı, bu ölçeğin nitelendirdiği alan ile çarpılır ve bunların toplamı, arazinin alanına bölünerek bu yöntemle göre alansal yağmur ortalaması bulunur. Engembeli arazilerde yeknesak olarak dağılmış aletler ile ölçülen yağmurların alansal ortalaması, Thiessen yöntemine göre saptanabilir.

6.8.5. Yağmurun Derinlik Alan Süre Analizi

Yağmur miktarları çoğunlukla yeknesak bir dağılım göstermez. Bazı hidrolojik analizlerde, yağmur miktarlarının alan ve zamanda gösterdiği farklılığın bilinmesi gerekir.

Yağmurların alansal değişimini belirtebilmek için, önce yağmurun isoyetal haritası çıkarılır. Bu haritadaki isoyetler, yağmur miktarlarının en fazla olarak meydana geldiği alanların çevresinde daha sık aralıklarla kapanarak merkezleri belirtir. Bu merkezlerden uzaklaştıkça yağmur miktarı azalacağı için isoyetlerin arası açılır (Şekil 6.17). Söz konusu harita elde edildikten sonra, ardarda gelen isoyetler tarafından çevrelenen arazi kesiminin

alanı ölçülür ve her bir alan üzerine düşen ortalama yağmur miktarı, birim alan için derinlik olarak ifade edilir.



Şekil 8.17. Yağmurun izometrik dağılımı

Yağmur miktarlarının zamansal değişiminin belirlenmesinde, yazıcı ölçeklerde ölçülen miktarların belli zaman aralıklarına göre fırtına süresi boyunca gösterdiği değişiklik yani hyetograf çizilir. Gözönüne alınan zaman aralıklarına göre belirtilen miktarlar, toplam yağmura göre yüzde olarak gösterilir. Farklı istasyonlarda aynı sürede ölçülen yağmur miktarlarının ortalaması alınır ve elde edilen değer, toplam yağmur miktarına göre yüzde olarak ifade edilir. Böylece yağmur miktarlarının gözönüne alınan zamana göre yüzde olarak dağılışı bulunur. Bundan sonra birim alan için ortalama olarak ifade edilen yağmur miktarı, zaman dağılışının yüzdesi ile çarpılır ve seçilen zaman aralığındaki ortalama yağmur miktarları belirlenir. Yağmur miktarları ile isoyet eğrileri tarafından çevrilen alanlar aritmetik koordinatta karşılıklı olarak noktalanır. Bu noktalar birleştirilir ve böylece yağmurun derinlik-alan-süre olarak dağılışı, grafikte belirtilir. Buna DAS grafiği denir.

Yağmurun etkilediği alan büyüdüğü zaman, istasyon yani noktasal yağmur ortalaması ile alansal ortalama arasındaki korelasyon azalır ve çoğunlukla alansal ortalama, yağmurun özelliğine bağlı olarak noktasal ortalamadan farklılık gösterir. Kısa süreli ve şiddetli yağmurlar oldukça dar alanları etkiler. Buna karşılık düzensiz şiddetli yağmurlar, genellikle geniş alanlarda etkili olur.

6.9. Yağmur Miktarının Değişimi

Bir yörede meydana gelen yağmur miktarları ve bunların zaman boyutundaki dağılımı yani yağmur rejimi, büyük bir çoğunlukla yörenin yağış alma özelliğine bağlıdır.

Yükselik ile büyük su kütlelerinden uzaklık, yağmur miktarına etkili olur. Ancak, okyanus ve denizlere yakın olan kıyı bölgeleri, diğer koşullar elverişli durumda iç kesimlere göre daha fazla yağmur alır.

Genel bir kural olarak yağmur miktarı yükseklikle artar, ancak yağmurun şiddeti yükseklikle azalır. Arazinin konumu da yağmur miktarına önemli derecede etki eder. Bu nedenle dağların yamaçlarının rüzgar alan kesimi, eş yükseklikteki diğer kesimden daha fazla yağmur alır. Birbirine yakın ve gittikçe yükselen dağların bulunması halinde, bir tepeyi geçen atmosfer kütesi, alçalmadan yükselir ve bu durumda dağ yamaçının rüzgar altı kesiminde şiddetli yağmur olur. Dağların rüzgar altı kesimi kış mevsimi boyunca ve rüzgar kesimi yaz mevsiminde daha fazla yağış alır. Genel olarak yağmurlar mevsimlere göre değişiklik gösterir.

BÖLÜM 7.

KAR ETÜDÜ

Katı bir yağış şekli olan kar, buz kristallerinin birleşmesi ile meydana gelen taneler halinde yeryüzüne düşer. Buz kristalleri, düzensiz olarak birleştiği için kar tanelinin belli bir şekli yoktur. Toprak üzerinde biriken kara, kar örtüsü denir. Yeryüzündeki kar, sıcaklığın etkisiyle erir veya doğrudan buharlaşır.

Su kaynaklarını besleyen önemli bir yağış şekli olan kar, hidrolojide ayrıntılı olarak incelenir. Ayrıca kar mütaci tarım, trafik düzenlemesi, yol güzergahının belirlenmesi ve binaların çatısı ile elektrik şebekelerinin projelenmesinde gözönünde alınır. Karın meydana gelmesi, ölçülmesi, eriyen miktarın bulunması ve su kaynaklarına katkısının belirlenmesine ilişkin ayrıntılı bilgiler kar hidrolojisinde verilir. Bu bölümde, karın ölçülmesi ve eriyen miktarının bulunması ile ilgili genel bilgiler verilmiştir.

7.1. Karın Ölçülmesi

Katı bir yağış şekli olan karın, sıvı su olarak miktarını yani su eşdeğerini belirtmek amacıyla ölçme yapılır. Bunun için kar ölçeği olarak adlandırılan ağırlıklı yağmur ölçeği veya kar bastonu kullanılır. Bu amaçla kullanılan kar ölçeğinin toplayıcı kabına, kalsiyum klorür veya etilen glikol konur ve böylece karın erimesi sağlanır. Ote yandan aletin giriş hunisinin çevresine, koruyucu bir perde bağlanır ve kar tanelerinin rüzgarla sürüklenmesi önlenir (Şekil 7.1). Bu şekilde hazırlanan ölçek, kar örtüsünün altında kalıtayacak bir yükseklikte toprak üzerine yerleştirilir.

Kar ölçeklerinin kullanılması güç olduğu zaman, toprak üzerindeki karın derinliği ölçülür. Bu amaçla üzerinde uzunluk birimleri belirtilmiş metal bir alet kullanılır ve buna, kar bastonu denir.

Bir araziye düşen kar miktarı, yağmurdaki olduğu gibi atansel olarak farklılık gösterir. Bu bakımdan kar, derinlik olarak gösterdiği farklılığı belirtecek şekilde ölçülür.

Kar örtüsünün derinlik olarak gösterdiği farklılığı belirtmek için önce karın kapladığı alan boyunca güzergahlar belirlenir ve bu güzergahların üzerinde, belirli

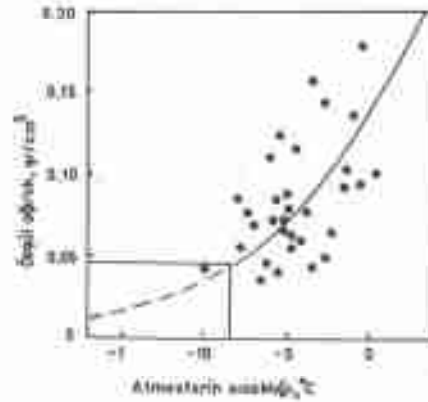
aralıklarla derinlikler ölçülür. Bu ölçümlere göre kar örtüsünün alanı ve hacmi belirtilir. Kar örtüsünün alanı ve derinliği arttıkça su verimi fazlalaşır.



Şekil 7.1. Kar ölçer

7.2. Karın Özgül Ağırlığı ve Su Eşdeğeri

Kar taneleri buz kristallerinin düzensiz olarak birleşmeleri ile meydana geldiği için yumuşaktır. Yeryüzündeki kar eridikçe sıkışır ve bunun bir sonucu olarak birim hacimdeki miktar yani özgül ağırlığı artar. Yeni yağın karın özgül ağırlığının atmosferin sıcaklığına göre değişimi, şekil 7.2 de gösterilmiştir. Atmosferin sıcaklığı $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ olduğu zaman yeni karın özgül ağırlığı, yaklaşık olarak $0,045\text{ gr/cm}^3$ olmasına karşılık $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sıcaklıktaki karın özgül ağırlığı $0,13\text{ gr/cm}^3$ olmaktadır. Kar örtüsünün özgül ağırlığı şekil 7.3 de gösterildiği gibi derinlik boyunca farklılık gösterir.

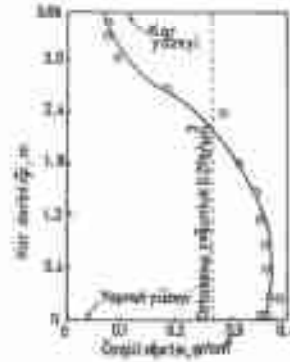


Şekil 7.2. Karın özgül ağırlığının değişimi

Kar örtüsüne sıızan yağmur, donar ve büyük buz kristalleri meydana gelir. Söz konusu kristaller, yerdan kondüksiyonla alınan ısı ile buharlaşan suyun kar örtüsünün içinde yoğunlaşması veya erime noktasına ulaşan bir kısım karın, yeniden donması şeklinde da ortaya çıkar.

Karın yapısal değişikliği tamamlandıktan sonra, ısı iletimi ve üst katmanından sonra yoğunluğu eşdeğer bir duruma gelir. Bu durumdaki kara, olgunlaşmış veya eski kar denir.

Karın özgül ağırlığını bulmak için özel bir tüple, örtü boyunca örnek alınır. Alınan örneğin ağırlığı, tüpün hacmine bölünerek birim hacim için belirtilir ve böylece özgül ağırlık elde edilir. Olgunlaşmış bir karın özgül ağırlığı, aşağıda verilen ilişkiye göre de bulunabilir.



Şekil 7.3. Karın özgül ağırlığının derinlikle değişimi.

$$D = D_0 + 0.0024W + k \sum T \quad (7.1)$$

İlişkide:

D = Olgunlaşmış karın özgül ağırlığı,

D_0 = Yeni karın özgül ağırlığı,

W = Rüzgâr hızının 6 m/sn den fazla olduğu gün sayısı,

k = Özgül ağırlığa bağlı katsayı

T = Kar örtüsünün 0 °C nin üstündeki sıcaklığı.

Yukarıda verilen eşitlikteki W ile T parametreleri, kar yağdıktan bir süre sonra için veya olgunlaşmış zamana göre belirlenir. Özgül ağırlığa bağlı bir katsayı olan k, $D_0 \leq 0.007$.

gr/cm^3 olduğu zaman 0.26 ve $D_p \geq 0.26 gr/cm^3$ olduğu durumda 0.002 alınır. Kar örtüsünde yapısal değişiklik, bir zaman sorunda meydana gelir.

Karın tamamen erimesi durumunda meydana gelen su derinliğine su eşdeğeri denir. Söz konusu su eşdeğeri, kar örtüsünden alınan örneklerin ertilemedi veya kar derinliğini, su eşdeğeri olarak özgül ağırlıkla çarpılarak elde edilir. Karın su eşdeğeri, karın yapısına göre çizelge 7.1 de gösterildiği gibi farklılık gösterir.

Çizelge 7.1. Karın Yapısına Göre Su Eşdeğeri

Karın yapısı	Su eşdeğeri
Toz şeklinde yeni kar	0.05
Yeni kar	0.10
Temiz kar	0.15
Sıkışmış kar	0.20
Belirgin kristalli kar	0.25
Büyük kristalli kar	0.50
Kübe kristalli kar	0.85
Buz	0.90

Yeni karın su eşdeğeri 0.10, eski kar için de ortalama olarak 0.30 alınabilir. Diğer bir deyişle 10 cm derinliğindeki yeni karın erimesi halinde 1 cm akış meydana gelmesine karşılık, aynı derinlikte eski kar eridiği zaman 3 cm akış olur. Bir kar örtüsünün su eşdeğerini bulmak için bu örtüyü nitelenecek şekilde farklı yerler göre su eşdeğeri bulunur ve alansal yağmur ortalamasının bulunmasında uygulanan Thiessen yöntemine göre, ortalama olarak belirtilir. Bu değer havzaların su veriminin bulunmasında gözönüne alınır.

7.3. Karın Erimesi

Donmuş durumda olan su moleküllerinin sıvı duruma dönüşmesine erime denir ve bunun için gerekli enerji ısıdan sağlanır. Kar örtüsü, erime noktası sıcağına kadar kristal yapıda bulunur. Kar örtüsünün sıvı duruma geçmesini sağlayan ve güneşten alınan ısı, su molekülleri arasındaki hidrojen bağlarının ayrılmasında kullanıldığı için sıcağı artırır ve bu sebeple gizli erime ısı olarak belirtilir. Daha önce açıklandığı gibi 0 °C

sıcaklıkta bir gram kar, 80 kalori ısı alıncaya erimeye başlar. Karın erimesi için gerekli olan ısı gizli erime ısı, özgül ısı ve karın ısı iletim özelliğine göre farklılık gösterir.

Kar yüzeyi ile atmosfer arasındaki basınç farkına göre buharlaşma olur. Isı iletimi düşük olan kar, yüksek sıcaklıkta erir. Bu durumdaki kar örtüsüne soğan yağmur, sıcaklık düşük olduğu için alt katmanlarda donar. Donma sırasında serbest kalan gizli ısı ile kar kütesinin sıcaklığı artar. Bu durum karın ısı iletim hızına etkili olmaktadır. Öte yandan karın yapısı, porozitesi ve suyu içeriği zamanla değiştiği için sıcaklığı farklılık gösterir. Bu nedenle kar örtüsünün ısı iletiminin belirlenmesi, kat cisimlere göre çok daha güçtür.

Yeryüzünde bulunan karın tamamı, aynı zamanda erime noktasına ulaşmaz. Kar örtüsü erime sıcaklığına ulaştıktan sonra yaklaşık olarak belli bir hızda erime başlar. Bir kar örtüsü, güneş radyasyonu, konduksiyon ve yoğunlaşma yolları ile ısı alır. Kar örtüsünün birim alanına gelen ısı, enerji bütçesine göre aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$H = R_n + H_a + H_b + H_g + H_r + H_k \quad (7.2)$$

İlişkide:

H = Kar örtüsünün ısı

R_n = Net radyasyonla gelen ısı

H_a = Atmosferden alınan ısı

H_b = Buharlaşma ve yoğunlaşma sırasında ısı değişimi

H_g = Yerden alınan ısı

H_r = Yağmurda alınan ısı

H_k = Kar örtüsünün ısı değişimi

Kar örtüsünün ısı miktarını belirten enerji bütçesi ilişkisinin değişkenleri ısı alındığı durumda pozitif, ısı verdiği zaman negatif olarak alınır ve terziley birisi ile belirtilir. Bir kilogram karın erimesi için gerekli gizli ısı, 335 kJ olarak alınır. Bir günde eriyen kardan meydana gelen sıvı su derinliği, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$d_m = \frac{H_i}{3352} \quad (7.3)$$

İlişkide:

d_m = Eriyen kardan meydana gelen su, mm/gün

H_i = Kar örtüsündeki ısı değişimi, jul

λ = Karın ısı niteliği.

Karın ısı niteliği, birim ağırlıktaki karın ermesi için gerekli olan ısıdır. 0 °C sıcaklıkta aynı miktardaki buzun ermesi için gerekli olan ısı miktarına oranıdır. Karın ısı niteliği zamanla değişir. Ortalama olarak % 3-5 sıvı su bulunduran karın ısı niteliği 0,95-0,97 dir. Buz 0 °C sıcaklıkta 335 J ısı alınca 1 cm³ sıvı su meydana gelir. Isı miktarının J/m² olarak alınması halinde, kardan bir mm akışın meydana gelmesi için 335 kJ/m² gibi ısı gerekir.

Yapılan çalışmalar karın ısı niteliğinin belirlenmesinde, özgül ağırlığının iyi bir ölçü olduğunu göstermiştir. Kar örtüsünün ısı kondaktivitesi aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$K_u = \frac{k_c}{\rho C_v} \quad (7.4)$$

İlişkide:

K_u = Karın ısı kondaktivitesi, m²/sn

k_c = Karın ısı iletimi, J²/C²/m/sn

ρ = Karın özgül ağırlığı, kg/m³

C_v = Karın özgül ısı, J/ognC^o

Karın özgül ısı ile ısı iletiminin özgül ağırlığa göre değişimi, çizelge 7.2 de verilmiştir.

Kar örtüsünün sıcaklığı, atmosferin sıcaklığına göre farklılık gösterir. Karın ısı iletimi, yapısal özelliğine bağlı olduğu için eski kar örtüsü sıcaklığının artma veya azalma hızı, yeni kardan daha fazladır.

Çizelge 7.2. Karın Özgül Isısı ve Isı İletiminin Özgül Ağırlığa Göre Değişimi

Özgül ağırlık gr/cm ³	Özgül ısı cal/g ^o C	Isı iletimi cal ^o C/cm/sn
1.000 (Su)	1.0	0.00130
0.900 (Buz)	0.5	0.00535
0.540	0.5	0.00204
0.500	0.5	0.00157
0.440	0.5	0.00128
0.365	0.5	0.00092
0.351	0.5	0.00081
0.340	0.5	0.00075
0.330	0.5	0.00071
0.250	0.5	0.00046
0.130	0.5	0.00020
0.050	0.5	0.00008
0.001 (Hava)	0.24	0.00008

Yüzeysel sıcaklığı 0 °C den -10 °C ye düşen bir kar örtüsünde derinlik boyunca sıcaklığın değişimi, şekil 7.4 de gösterilmiştir. Donma noktasından küçük sıcaklıklar bir günde, kar örtüsünün yaklaşık olarak 20-25 cm derinliğine nüfuz eder.

Kar örtüsünde bir miktar sıvı su vardır. Bu suyun bir bölümü buz kristallerinin üzerinde higroskopik olarak, diğende kapiler boşluklarda bulunur. Kar örtüsündeki sıvı suyun en büyük miktarda, su tutma kapasitesi denir.

Karın sıvı su tutma kapasitesi, çok değişiklik gösterir. Olgunlaşmış bir karda yaklaşık olarak ağırlığının % 2-5 kadar sıvı su vardır. Eriyen karın bir bölümü kar örtüsü içinde tutulduğu için akışlar, bir zaman sonra başlar. Bu süre aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$t = t_1 + t_2 + t_3 \quad (7.5)$$

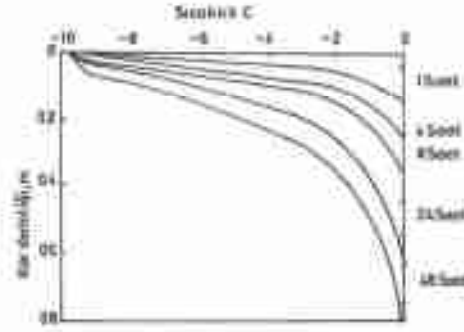
İlişkiler:

t = Kar örtüsünden akışların başlama süresi,

t_1 = Kar örtüsü sıcaklığının 0 °C ulaşması için gerekli zaman,

t_2 = Kar örtüsünün sıvı su tutma kapasitesine ulaşması için gerekli zaman,

t_3 = Kar örtüsünden suyun sızma süresi.



Şekil 7.4: Kar örtüsü sıcaklığının derinlikle değişimi

Kar örtüsünden suyun sızma süresi, örtü kalınlığının sızma hızına bölünmesi ile elde edilir. Olgunlaşmış durumdaki kardan bir saatte sızan su miktar genellikle 100 - 200 mm arasında değişir. Kar örtüsü su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra eriyen miktar, akış haline geçer ve bu miktar alınan ısı ile değişir. Enerji bütçesine göre meydana gelen erime miktarları, aşağıda açıklandığı gibi aynı saptanır ve bunlar toplanarak, eriyen kar miktarı bulunur.

7.3.1. Net Radyasyonla Eriyen Kar Miktarı

Net güneş radyasyonu ile gelen ısı, karın kristal yapısını çözecek miktara ulaşıncaya erime başlar. Bu yolla alınan ısı miktarı, karın fiziksel yapısına bağlı olarak farklılık gösterir. Güneş ışınlarının 0.80'i yeni kar ve 0.45 - 0.60 kadan da eski kar

yüzeyinden yansır. Kiri ve esk karın albedosu 0.2 olarak alınabilir. Belirli bir süredeki net radyasyon ile eriyen kardan meydana gelen su, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$d_e = 0.0031R_s \quad (7.5)$$

İlişkide:

d_e = Eriyen kardan meydana gelen su derinliği, mm/gün

R_s = Güneş ısı, kJ/m^2

Kısa dalga radyasyonu ilgili yöntemle göre belirtilir. Ancak kar uzun dalga boyulu ışınları karşı mutlak bir siyah cisim gibi davranır. Kar örtüsünün üzerindeki atmosferin sıcaklığı gözönüne alınarak açık ve bulutlu hava ile ormanlıkta bulunan karnn eriyen miktarı, aşağıda verilen ilişkilere göre elde edilir.

$$d_a = 0.969T - 21.13 \quad (7.7)$$

$$d_b = 1.326T \quad (7.8)$$

$$d_c = 1.326T \quad (7.8)$$

İlişkilerde:

d_a = Açık havada eriyen kar miktar, mm/gün

T = Havanın sıcaklığı, $^{\circ}\text{C}$

d_b = Tamamen bulutlu havada eriyen kar miktar, mm/gün

d_c = Ormanlıkta bulunan karnn eriyen miktar, mm/gün

Bu ilişkilere göre saptanan miktar pozitif olunca, eriyen kar akıç haline geçer.

7.3.2. Yoğunlaşma Isısı İle Eriyen Kar Miktarı

Karın yüzeyinde yoğunlaşan su buharının verdiği ısı, kar örtüsü tarafından alınır. Bu ısı ile eriyen kar miktarı, aşağıda verilen ilişkiye göre belirtilebilir.

$$d_e = k_a (e_a - e_s) (Z_s Z_2)^{-0.4} U_2 \quad (7.10)$$

İlişkide:

d_e = Eriyen kar miktarı, mm/gün

k_a = Katsayı, 2.055 - 2.945

e_a = Atmosferdeki buharın basıncı, mb

e_s = Kar yüzeyindeki buharın basıncı, mb

Z_a = Buhar basıncının ölçüldüğü yükseklik, m

Z_2 = Rüzgar hızının ölçüldüğü yükseklik, m

U_2 = İki metre yükseklikteki rüzgar hızı, m/s

Su buharının yoğunlaşması sırasında serbest kalan ısı oldukça az olduğu için, bu ısının etkisi ile fazla miktarda kar erimez.

7.3.3. Konveksiyon ve Yoğunlaşma Isıları İle Eriyen Kar Miktarı

Konveksiyon ve yoğunlaşma ısıları ile, önemli miktarda kar erir. Bu yolla eriyen kar miktarı, aşağıda verilen ilişkiye göre belirtilir.

$$d = 0.473 (Z_s Z_2)^{-0.4} \left[T \left(\frac{P}{P_0} \right) + 4.769 (e_s - 6.11) \right] U_2 \quad (7.11)$$

İlişkide:

d = Konveksiyon ve yoğunlaşma ısıları ile eriyen kar miktarı, mm/gün

Z_s = Atmosfer sıcaklığının ölçüldüğü yükseklik, m

Z_2 = Rüzgar hızının ölçüldüğü yükseklik, m

T = Atmosferin sıcaklığı, °C

P = Kar örtüsü üzerindeki atmosfer basıncı, mb

P_s = Atmosferin deniz seviyesindeki basıncı, mb

e_s = Buhar basıncı, mb

U_b = Rüzgar hızı, m/sn

Bu ilişkideki basınçların oranı (P/P_s) deniz seviyesi için 1 ve 3000 m yükseklik için 0,7 olarak alınabilir. Önemli derecede yükseklik farkı bulunmayan yerler için, bu oran sabittir.

7.3.4. Yağmurla Eriyen Kar Miktarı

Kar örtüsüne düşen yağmurların ısıyı kristal yapıyı bozacak miktara ulaştınca erime başlar. Bu yöle alınan ısı ile eriyen kar miktarı, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$d = 0.0126PT \quad (7-12)$$

İlişki:

d = Eriyen kar miktarı, mm/gün

P = Yağmur miktarı, mm/gün

T = Atmosferin sıcaklığı, °C

Güneşten gelen ışınlar, yağmur ve bulutlar tarafından yansıtıldığı için kar yüzeyine ulaşan net radyasyon miktarı azalır. Kar yüzeyine güneş ışınları ile günde 20 W/m^2 ısınun iletildiği kabul edilir ve karın albedosu da yaklaşıp olarak 0.85 olarak alınırsa, net radyasyon ile bir günde 1,8 mm kar erir. Ancak ormanlık kaplı alanlarda eriyen kar miktarı bundan daha azdır.

Eriyen kar miktarını enerji bütçesi ilişkisinin bir fonksiyonu olarak saptayabilmek için bu ilişkinin parametrelerinin ölçülmesi gerekir. Bu parametreler karla örtülü alan için

kolayca belirtilmez. Bu nedenle eriyen kar miktarının atmosferin sıcaklığından yararlanarak saptanması amacıyla aşağıda açıklanan gün derece yöntemi geliştirilmiştir.

7.3.5. Gün Derece Yöntemi

Atmosferin sıcaklığı karın erimesi başlaması ve meydana gelen akışın hızına etkili unsurun niteliyen bir faktör olarak alınabilir. Atmosferin sıcaklığına göre eriyen kar miktarının bulunmasında, aşağıda verilen eşitlikten yararlanır.

$$d_e = 45724D \quad (7.13)$$

İlişkide:

d_e = Eriyen kardan meydana gelen su derinliği, cm/gün

k = İklim katsayısı, $cm/^\circ C$

D = Atmosferin gün derece olarak günlük sıcaklığı, $^\circ C$

Atmosferin ortalama günlük sıcaklığının, $0^\circ C$ nin üstündeki her derecesi bir gün derece olarak alınır. Böylece günlük ortalama sıcaklıklar gün derece olarak belirlir. Karın erimesini niteliyen iklim katsayısı yöresel olarak farklılık gösterir. Havza ve iklim özelliklerine göre, çizelge 7.3 de verilen bu katsayının ortalama değeri, 0.06 olarak alınabilir.

Çizelge 7.3. İklim Katsayısının Bazı Değerleri

Karın erime durumu	k , $cm/^\circ C$
Çok düşük erime	0.09
Sık orman ve kuzeye bakan bitkisel araziler	0.15-0.27
Güneye bakan ormanlık ve bitkisel araziler	0.27-0.36
Hızlı erime	1.8

Çok eğimli su toplama havzalarında sıcaklık yükseklikle değişir. Bu nedenle ortalama bir yükseklik için bulunan sıcaklığa göre, gün derece sıcaklık belirtilir. Bunun için sıcaklığın her yüz metre yükseklikte 0.7 °C azaldığı gözönüne alınır ve ortalama bir yükseklik için aşağıda verilen ilişkiye göre gün derecesinin saptanmasında esas alınan sıcaklık elde edilir.

$$T_s = T_p - \frac{0.7}{100} (h_s - h_p) \quad (7.14)$$

İlişkide:

T_s = Ortalama yükseklik için belirlenen sıcaklık,

T_p = ölçülen sıcaklık,

h_s = Ortalama yükseklik,

h_p = Sıcaklığın ölçüldüğü yükseklik.

Bu yöntemle göre her gün eriyen kar miktarı saptanır. Eriyen kar miktarlarının toplamı, kar örtüsünün su eşdeğerine eşit olana kadar işleme devam edilir. Ancak burada donma noktasının altındaki sıcaklıklar gözönüne alınmaz.

7.4. Karın Buharlaşması

Kar güneşten alınan ısı ile buharlaşır. Ancak kar güneş radyasyonunu fazla miktarda yansıttığı için bu yolla alınan ısı azdır. Yansıyan güneş ışınları karın yapısı, derinliği ve su içeriğine bağlı olarak farklılık gösterir. Kar eridikten sonra buhar durumuna geçmesi için 335 kJ/kg gizli ısıya gerek olmasına karşılık, doğrudan buharlaşma için 2826 - 2847 kJ/kg ısı gerekir. Bu nedenle eriyen kar miktarı, buharlaşan miktardan daha fazladır.

Kardan olan buharlaşma miktarı, karın yüzeyi ile üzerindeki atmosferin buhar basıncının farkına bağlı olarak değişir. Karın üzerindeki atmosferin sıcaklığı 0 °C ve buhar basıncı 6.11 mb oluncâ kardan buharlaşma olmaz. Ancak doymuş buhar basıncı sıcaklıkla arttığı için ayrı buhar basıncında, sıcak bir atmosfer kütesinin bağlı nemliliği soğuk olan küleden daha azdır. Bu sebeple atmosferin sıcaklığı artınca kar daha fazla ısı

altı fakat bağıl nemlilik aynı kaldığı durumda, buharlaşmanın hızı düşer. Bunun sonucu olarak karın erimesi için daha fazla ısı elverişli olur. Kardan olan buharlaşma aşağıda verilen ilişkiye göre belirlenir.

$$E = (0.111 - 0.98U_{10})(e_s - e_2) \quad (7.15)$$

İlişkide:

E = Kardan olan buharlaşma, mm/gün

U_{10} = Yerden 10 m yükseklikteki rüzgar hızı, m/san

e_s = Kar üzerindeki buhar basıncı, mb

e_2 = Su buharının yer yüzeyinden 2 m yükseklikteki basıncı, mb

Yüksek enlemlere uzun dalga boylu ışınlar ile gelen ısı kısa dalga radyasyonundan daha az olduğu için buradaki kar, sıcak atmosferden alınan ısı ile buharlaşır. İlkbahar aylarında olan buharlaşmaya sıcak rüzgarların yanında, kısa dalga radyasyonu ile iletilen ısınin da etkili vardır.

7.5. Kar Yüklü

Karın ağırlığı, binaların çatılarına iletilir. Bu yük örtü kalınlığı ve özgül ağırlığa bağlıdır. Karın özgül ağırlığı, yapısına göre farklılık göstermesine karşılık, binalara gelen yükün saptanmasında 0.192 gr/cm^3 olarak alınabilir. Bu durumda 10 cm kalınlığındaki kar örtüsünden, çatıların her cm^2 alanına 1.92 gr yük gelir. Kar örtüsüne yağmur sızdıktça birim alana gelen yük, sızan yağmur miktarı kadar artar.

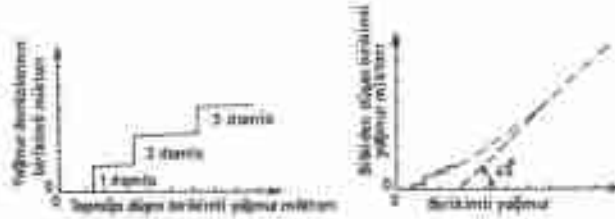
BÖLÜM 8

BİTKİ YÜZEYİNDE TUTULAN YAĞIŞ VE İNFİLTASYON

Bitkilerin yaprak, dal ve gövdelerinin yüzeyinde bir miktar yağış tutulur. Bitkisel tutma olarak da adlandırılan bu miktar doğrudan buharlaştığı için bitkisi altındaki toprağa, açık araziye göre daha az yağış düşer. Bitkilerin yüzeyinde tutulan ve buradan buharlaşan yağış miktarı, su kaynaklarına kabıda bulunmaz. Ancak bu organlar kapasitesine ulaştıktan sonra, daha fazla su tutulmayacağı için buraya düşen yağışlar tamamen toprağa iletilir. Bitkilerin yüzeyinde tutulan yağış miktarı diğer organların alanına bağlı olmakla birlikte, yağmur ve kar şeklindeki yağışa göre de farklılık gösterir.

8.1. Bitki Yüzeyinde Tutulan Yağmur

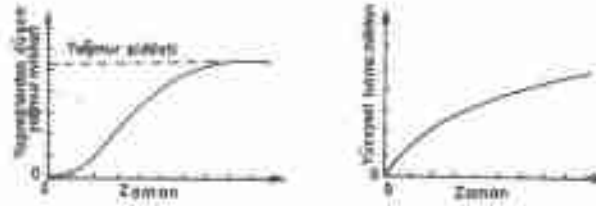
Bitkilerin yapraklarının üzerinde tutulan yağmur, diğer organlarda tutulan miktardan daha fazladır. Yüzeyi kuru olan bir yaprağa düşen küçük yağmur damlaları, yaklaşık olarak aynı şekilde kalır fakat büyük boyutlu olan damlalar yayılır. Bu şekilde yağmur damlaları birleşerek yaprağın bütün yüzeyine yayılır (Şekil 8.1). Böylece bitkilerin yapraklarında, su tutma kapasitesine ulaşıncaya kadar yağmur birikir.



Şekil 8.1. Bitki yapraklarında tutulan yağmur miktarı

Su tutma kapasitesine ulaşmış olan yaprakların üzerine gelen yağmur damlaları, daha büyük damlalar halinde toprağa düşer. Yaprak yüzeyinde tutulan yağmurun birikimli miktarına asimtot olan doğrusunun eğimi, buradan toprağa düşen miktardan gösterir (Şekil 8.1).

Bu organlardan toprağa düşen yağmur, bir süre sonra sabit bir miktara ulaşır. Bitkinin yapraklardan toprağa düşen yağmur miktarı ile birikmiş yüzeyse tutma miktarının yağmur süresindeki değişimi şekil 8.2 de gösterilmiştir. Bitkisel tutma, yağmurun süresi ve rüzgar hızında bağlı olarak farklılık gösterir. Rüzgar arttıkça yapraklarda tutulan yağmur miktarı azalır.



Şekil 8.2. Bitkiden toprak yüzeyine düşen yağmur miktarının zamanla değişimi

Yağmur süresi boyunca bitki yüzeyi ile, üzerindeki atmosfer arasındaki buhar basıncının farkı az olduğu için buradan olan buharlaşma hızı oldukça düşüktür. Bitkilerin yüzeyinde tutulan yağmurun buharlaşma hızı, bu organların su tutma kapasitesinde en büyük miktara ulaşır. Böylece atmosferdeki nem miktarı arttığı için havanın nem alma kapasitesi azalır ve bunun bir sonucu olarak bu süredeki evapotranspirasyon hızı düşer.

Bitkilerin yüzeyinde tutulan yağmur miktarı, açık arazide ölçülen yağmur ile bitkinin altındaki toprağa düşen miktarını farkına eşittir. Bunun için her iki yere düşen yağmurun ölçülmesi gerekir. Bitkinin altına düşen yağmur çok farklılık göstereceği için yağmur ölçekleri, açık araziye göre daha sık yerleştirilir.

Bitkilerin yüzeyinde tutulan yağmur miktarı, bitkinin yoğunluğu ve çeşidine bağlıdır. Seyrek bitkilerin yetiştiği toprağa düşen yağmur, aynı bitkinin yoğun olarak yetiştiği araziye düşen miktardan daha fazladır. Öte yandan toprak üstü organları fazla olan bitkilerin yüzeyinde, kısa boylu olanlara göre daha fazla yağmur birikir. İyi gelişmiş orman ağaçlarının yüzeyinde, toplam yağmurun % 10-20 kadarı tutulur. Bazı bitkilerin yüzeyinde tutulan yağmur miktarları çizelge 8.1. de verilmiştir.

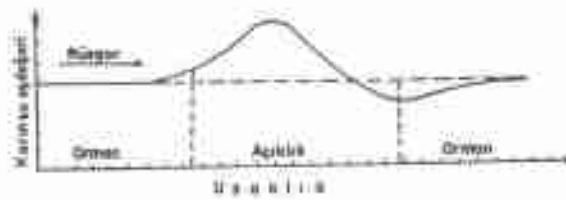
Çizelge 8.1. Bazı Tarla Bitkilerinin Yüzeyinde Tutulan Yağmur Miktarları

Bitki çeşidi	Boy, cm	Tutulan su, mm
Mısır	180	0.8
Pamuk	120	8.4
Tütün	120	1.9
Küçük daneiller	90	4.1
Çayır	30	2.0
Yonca	30	2.8

8.2. Bitki Yüzeyinde Tutulan Kar

Karın bir bölümü, bitkinin diğ. organlarının üzerinde birikir. Bu miktar bitkinin yoğunluğuna bağlı olarak farklılık gösterir. Bitkiler tarafından tutulan kar, açık arazi ile bitkilerin altında ölçülen miktarın farkına eşittir. Bitki ile kaplı bir arazide, kar tabakası serbest olarak yeryüzüne düşecek kadar bir açıklık bulmadığı zaman bitkiler kesilerek gerekli yer sağlar. Ancak buraya düşen karın rüzgar ile değişmemesi gerekir.

Yapılan araştırmalar, ağaç boyunun on katı kadar geniş bir alanda ölçülen karın, bitişliğindeki araziden daha fazla olduğunu göstermiştir. Orman içinde açık bir alandaki kar miktarının değişimi, şekil 8.3. de göstermiştir.



Şekil 8.3. Orman içindeki açık bir alanda kar miktarının değişimi

8.3. İnfiltrasyon

Toprağın gözenekleri, suyun hareketine uygun yollar meydana getirir. Bu yolların sızmaya elverişliliğine göre su hareket eder. Söz konusu yolların kesif, büyüklüğe

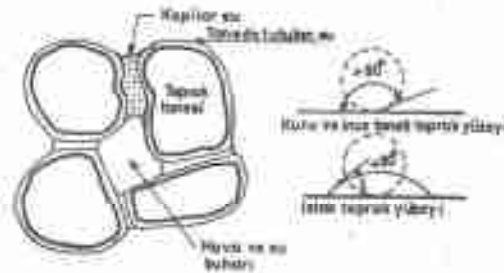
sürtünme kayıplar azalır ve su daha hızlı akar. Bu durum daha çok gözeneklerin büyüklüğüne bağlıdır ve gözenekler de tanelerin boyutuna göre farklılık gösterir.

Hidrolik yükün etkisiyle, suyun toprak içerisindeki hareketine sızma denir. Suyun topraktaki hareketi, infiltrasyon, permeabilite, perkolasyon ve hidrolik iletkenlik diğer bir deyişle hidrolik konduktivite olarak farklı şekillerde belirtilir. Toprak yüzeyinden sızan suyun hızı, infiltrasyon olarak tanımlanır. Infiltrasyon yüzey akış miktarı ile yoraltı suyunun beslenmesine etkili olduğu için, hidrolojide ayrıntılı olarak incelenir.

8.3.1. Infiltrasyon Hızı

Toprak yüzeyinden sızan su, adhezyon kuvveti ile tanelerin çevresinde birikir. Toprağın taneleri su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra yüzey gerilim zannın meydana geldiği boşluklarda, kapilar kuvvetle su tutulur. Topraktaki kapilar su, yüzey gerilim zarı ile boşluklara açılır. Yüzey gerilim zannın büyüme durumu fazlaştıkça, kapilar kuvvet artar. Kapilar kuvvetle topraktaki tutulan su miktarı, yüzey gerilim zannın (menisküs) meydana geldiği gözeneklerin hacmine bağlıdır. Toprağın taneleri incelidikçe kapilar gözenekler artar. Kuyukuz kapilar su ile dolu olan boşluklardan sızma olmaz.

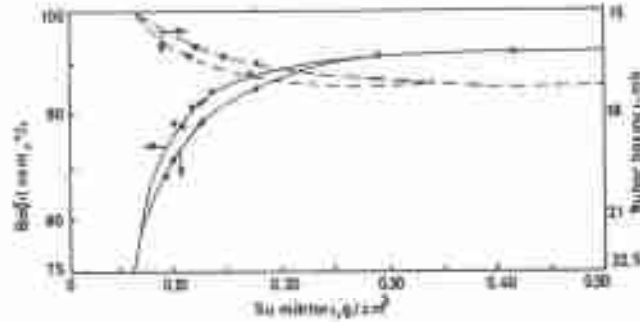
Kapilar kuvvet yüzey gerilim zannın taneler ile birleşme açısına bağlıdır. Bu açı kohezyon ve adhezyon kuvvetlerine göre değişir. Söz konusu birleşme açısı, ıslak tanelerin yüzeyinde 90° den küçük olmasına karşılık kuru ve ince tanelerin yüzeyinde 90° den daha büyüktür (Şekil 8.4). Bu sebeple ince ve kuru tanelerin üzerine düşen yağmur toprağı iletene kadar damla şeklinde kalır. Bunun bir sonucu olarak toprağın yüzeyinden sızan su azalır.



Şekil 8.4. Toprakta suyun tutulması ve yağmur damlasının toprak üzerindeki şekli

Doğru olmayan toprakta kapılar ve adhezyon kuvvetler ile tutulan su molekülleri, serbest duruma gelecek kadar ısı alıncaya buharlaşır. Bu miktar sıvı durumdaki suyun buharlaşması için gereken ısıdan biraz fazladır ve buharlaşmanın hızı, su buharının atmosfere iletmesine bağlıdır. Bunun bir sonucu olarak gözeneklerdeki havada bulunan su buharının basıncı, aynı sıcaklık ve bağıl nemlilikte sıvı su üzerindeki basınçtan daha azdır. Tınlı (% 7 - 27 kil, % 26 - 50 silt ve % 50 den az kum) bir topraktaki su miktarına göre bağıl nemlilik ve buhar basıncının değişimi, şekil 8.5 de gösterilmiştir.

Topraktaki suyun az miktarda artmasına karşılık boşluklardaki havanın bağıl nemliliği yaklaşık % 93 olana kadar hızlı bir şekilde artar ve adhezyon kuvveti daha etkili olur. Bundan sonra bağıl nemlilik, topraktaki suyun artmasına göre değişiklik göstermeyeceği için kapılar kuvvetli bir duruma geçer. Bu iki değer arası, yaklaşık olarak toprağın solma noktasını gösterir. Solma noktasında elektro-kimyasal bağ ile su tutulur.

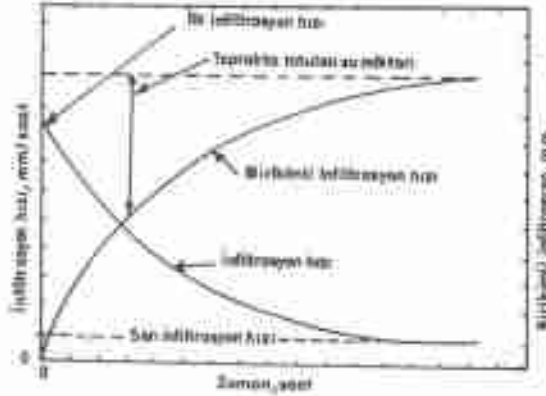


Şekil 8.5. Tınlı bir topraktaki neme göre bağıl nem ve buhar basıncının değişimi

Su tutma kapasitesinde bulunan bir toprağın boşluklarındaki suyun basıncı sıfırdır. Topraktaki su azalınca, basınç da azalır. Bu nedenle gözenek basıncı topraktaki suyun bir göstergesi olmaktadır. Toprakların su tutma kapasiteleri bundan sonraki bölümde verilmiştir.

Toprak yüzeyindeki taneler kapasitesine ulaştıktan sonra sızma başlar. Toprak yüzeyindeki taneler arasında bulunan boşluklardan sızmaya başlayan su, ekiş yolu boyunca taneler ve kapılar boşluklarında tutulur ve bunun bir sonucu olarak sızan su miktarı giderek azalır.

Toprak yüzeyinden sızan suyun miktarı, zaman boyutunda derinlik olarak belirtilir. Bu miktara, infiltrasyon hızı veya infiltrasyon kapasitesi denir. Su tutma kapasitesinden az nem bulunduran toprakların yüzeyinden, şekil 8.6'de gösterildiği gibi hızı olarak sızma başlar.



Şekil 8.6. Infiltrasyon hızı grafikleri

Suyun toprak yüzeyinden girişi hidroloji biliminde, ilk infiltrasyon hızı olarak belirtilir. Toprakta su tutuldukça infiltrasyon hızı azalır ve toprak su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra, sızmanın meydana geldiği boşlukların hacmi değişmeyeceği için sızma hızı, sabit bir miktara ulaşır. Bu durumdaki toprağa sızan su miktarına, son veya en küçük infiltrasyon hızı denir ve çoğunlukla bir saatte sızan su derinliği olarak verilir. Sızmanın bu miktarı, sulama biliminde infiltrasyon hızı veya infiltrasyon kapasitesi olarak belirtilir.

Infiltrasyon hızının değişimini gösteren grafiğin altında kalan alan, toprağın yüzeyinden sızan suyun hacmini diğer bir deyişle infiltrasyon hacmini, son infiltrasyon hızına teğet olan doğru ile bu eğri arasındaki alanda, toprakta tutulan suyu gösterir. Infiltrasyon hızının birikimli değeri toprağa sızan su miktarının zamana göre değişimini belirtir. Birikimli infiltrasyon grafiğinde gösterilir. Bunun için belirli zamanlarda toprağa sızan su miktarları toplanır ve bunlara karşılık olan zamanların aritmetik bir koordinattaki grafiği, birikimli infiltrasyonun zamana göre değişimini gösterir (Şekil 8.6). Yağışların yeraltı sularına kablan miktarının saptanmasında, en küçük infiltrasyon hızının göz önüne alınması uygun olur.

Toprakların yatay ve düşey doğrultulardaki su ileme özelliği çoğunlukla, önemli derecede farklılık gösterir. Bu anizotropik durum toprağın ıslanma, kuruma, donma ve topraktaki buzun erime sürelerinin farklı olmasına neden olmakta birlikte, ısı iletim özelliği değiştiği için bitkinin büyüme hızına da etkili olmaktadır. Su toplama havzaları aynı boyuttaki toprakları meydana gelmediği için infiltrasyon miktarı, hidrolojik devresinin en güç belirtilen bir unsuru olmaktadır.

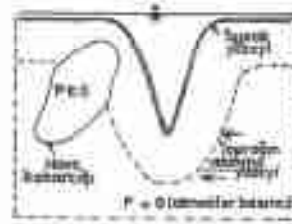
Yerçekimi kuvvetinin etkisi ile yatay ve düşey yönde meydana gelen sızma, topraktaki suyunun bir diğeri olan gözenek basıncı ile gözeneklerin büyüklüğüne göre değişir. Doymuş durumdaki bir toprakta gözeneklerde bulunan suyun basıncı atmosfer basıncından daha fazladır ve miktar, piezometredeki su yüksekliğine eşittir. Toprak taneleri arasındaki birleşik gözeneklerin hacmi arttıkça, sürtünme kayıpları azalır. Bu sebeple sızma hızı, yaklaşıklık olarak gözenek çapının dördüncü kuvveti ile değişir. Örneğin çapı 1 mm olan bir boruda akan suyun hızı, 0.1 mm çapındaki borudan 10.000 kat daha fazladır. Toprakların tane çapına göre sınıfları, çizelge 8.2 de verilmiştir.

Çizelge 8.2. Toprakların Tane Çaplarına Göre Sınıfları

Tane çapı, mm	Toprak sınıfı
100	Taş
10-100	Çakıl
5-10	İnce çakıl
0.6-5	Kaba kum
0.25-0.6	Orta kum
0.08-0.25	İnce kum
0.02-0.08	Kaba silt
0.008-0.02	Orta silt
0.002-0.008	İnce silt
0.0006-0.002	Kil
0.0002	İnce kil

Sızma sırasında boşluklardaki hava tamamen dışarı çıkmaz. Boşluklarda kalan kabarcıkların basıncı ve hacmi, sızma hızına bağlıdır. Sızma hızına bağlı olarak meydana gelen kabarcıkların basıncı atmosfer basıncından büyük olabilir (Şekil 8.7).

Infiltrasyon hızı suyun sızmasına elverişli gözeneklerin boyutu ile değiştiği için nemli bir toprağın, su tutma kapasitesinden önceki infiltrasyon hızı, kuru olduğu durumdan daha azdır. Diğer taraftan bitki yetişen bir toprağın infiltrasyon hızının sabit bir değere ulaşana kadar gösterdiği değişim, aynı toprağın bitkisiz olduğu durumdan daha fazladır. Söz konusu sızma bitkinin yoğunluğu ile fazılaşır. Suyun sıcaklığı azaldıkça, viskozitesi artar ve bunun bir sonucu olarak infiltrasyon hızı düşer. Bunun için düşük sıcaklıklarda eriyen karın, toprağa sızan miktarı oldukça azdır. Toprağın gözeneklerinde ince tanelerin birikmesi, yağmur damlaları ve tarımsal işler sırasında meydana gelen sıkışma, infiltrasyon hızının azalmasına sebep olur. Yağmur damlalarının toprağı sıkıştırma kinetik enerjisi, yeryüzüne düşme hızına göre birim toprak alanı için aşağıda verilen ilişkiyle yararlanarak bulunabilir.



Şekil 8.7. Sızma sırasında meydana gelen hava kabarcığı

$$K_e = 1188 + 8721 \log_{10} X \quad (8.1)$$

İlişkide;

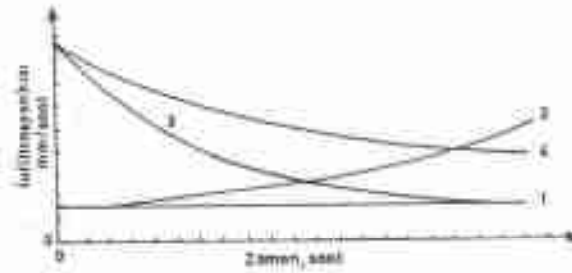
K_e = Bir santimetre yağmurun kinetik enerjisi, Nim^2

X = Yağmurun şiddeti, mm/saat

Şişme özelliği bulunan toprakların infiltrasyon hızı ile permeabilitesi, farklı bir durum gösterir. Ayrıca toprak yüzeyinde biriken suyun derinliği de infiltrasyon hızının değişmesine sebep olur.

8.3.1. Donmuş Toprağın İnfiltrasyon Hızı

Toprakta bulunan su donduğu zaman boşluk hacmi azalır ve bunun bir sonucu olarak infiltrasyon hızı düşer. Bu durumdaki toprağın infiltrasyon hızındaki azalma, donan suyun hacmine bağlıdır. Farklı miktarlarda donmuş su bulunduran bir toprağın infiltrasyon hızlarının değişimi, şekil 8.8 de gösterilmiştir.



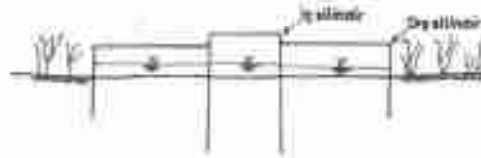
Şekil 8.8. Farklı miktarlarda donmuş su bulunduran bir toprağın infiltrasyon hızının değişimi

Doyma noktasına yakın miktardaki suyu donmuş olan toprağın infiltrasyon hızı, zamanla değişiklik göstermez (1. grafik). Bu durumdaki infiltrasyon hızı, çok düşük olduğu için yağmur ve eriyen karın büyük bir bölümü yüzey akış haline geçer. Tarla kapasitesinden az miktardaki suyu donmuş bulunan toprağın yüzeyinden, düşük bir hızda sızma olur. Bu durumdaki toprağa sızan suyun ısı ile boşluklarda bulunan donmuş su erir ve buna bağlı olarak, infiltrasyon hızı giderek artar (2. grafik). Bu toprakta tutulan su arttıkça, boşluk hacmi küçülür ve bunun bir sonucu olarak sızma hızı azalır. Gözeneklerinde su bulunmayan ve sıcaklığı 0°C den küçük olan toprağa sızan su, boşluklarda donduğu için infiltrasyon hızı zamanla azalır (3. grafik). Tarla kapasitesinden daha az suyu donmuş bulunan ve sıcaklığı 0°C ye yakın olan toprağa sızan su, donmamış toprağın infiltrasyon hızına benzer bir değişim gösterir (4. grafik).

Sonuç olarak infiltrasyon hızı, suyun hareketine uygun olarak farklılık gösterir. Bu nedenle son infiltrasyon hızı, toprağın hidrolik iletkenliğine bağlı olmaktadır. Toprakların su geçirime özelliği bu yönden eksenli gözenek büyüklüğüne bağlı olduğu için, bünye ve yapı özelliğine göre bölünür.

8.3.2. İnfiltrasyon Hızının Ölçülmesi

Toprakların infiltrasyon hızı, infiltrometre ile ölçülür veya yağmur simülasyonu ile tayin edilir. Bu amaçla kullanılan infiltrometre, metalden yapılmış iki adet silindirden meydana gelmiştir. Bunlardan birinin iç çapı 30 cm ve yüksekliği 60 cm dir. Diğer silindirin iç çapı birinciden fazla fakat yüksekliği daha azdır. Bu silindiler eş merkezli olarak içteki 50 cm ve dışıdaki yaklaşık olarak 15-20 cm derinliğe kadar toprağa çakılır (Şekil 8.6). Her iki silindirin içine, 5-10 cm derinliğinde su konur. Dış silindire konan su, iç taraftaki silindirden yanlara olan sızmayı önler. Toprak yüzeyinden olan sızma ile silinditlerdeki su eşittir. Bu durumda silindire, başlangıçtaki düzeye ulaşana kadar su konur veya içteki silindirden sızan suyun derinliği çengel ile ölçülür. Sızan suyun miktarı, sızma süresindeki infiltrasyon hızını gösterir.



Şekil 8.6. İnfiltrometre aleti

Toprak su tutma kapasitesine ulaşıncaya kadar infiltrasyon hızı sabit olur. Bu bakımdan toprak yüzeyinden olan sızma, belirli bir miktara ulaşana kadar infiltrasyon ölçmelerine devam edilir. Ancak sulama amacıyla infiltrasyon hızını bulunmasında iç silindirden sızan su, belirli zamanlarda ölçülür ve bu süre boyunca toprağa sızan su miktarı bulunur.

Toprağa sızan su miktarı ile bunlara karşılık olan zamanların aritmetik koordinattaki grafiği, infiltrasyon hızının değişimini belirtir. Bu infiltrasyon grafiği, suyun toprak yüzeyinden birim zamanda sızan miktarını diğer bir deyişle anlık infiltrasyon hızını gösterir. Bu eğrinin sabit olduğu bölüm, son infiltrasyon hızını verir. Herhangi bir zaman için ortalama infiltrasyon hızı, sızma süresinin yansı için grafikten bulunur.

İnfiltrometrenin çakılması sırasında, toprağın yapısı bozulur ve diğer taraftan yağmur damlalarının toprak tanelerini parçalama ve sıkıştırma etkisi de olmadığı için bu yöntemle göre bulunan infiltrasyon hızı, gerçek değerden farklılık gösterir. Bu nedenle

infiltrasyon hızı, yağmur simülasyonu ile tayin edilir. Bu amaçla debisi küçük olan yağmurlama başlıklarından küçük parsellere düşük hızda su verilir. Parselin yanları seddelerle ile çevrilir ve böylece verilen suyun yüzey akış haline gelen bölümü bir kapta toplanır. Bu parsellerden olan yüzey akış sabit miktarda ulaştınca, sızma hızı zamanla farklılık göstermez. Parseller su tutma kapasitesine ulaştığı durumda verilen yağmur miktarından toprağın yüzeyinden akan suyun farkı, infiltrasyon hacmini gösterir.

Çizelge 8.3. Toprakların Bünyelerine Göre İnfiltrasyon Hızları

Toprak bünyesi	Son infiltrasyon hızı: mm/saat
Kum	20
Kumlu siltli	10 - 20
Tınlı	5 - 10
Killi	1 - 5
Soduk killi	1

Değişik bünyeli toprakların son infiltrasyon hızları, çizelge 8.3 de ve toprakların son infiltrasyon hızlarına göre sınıfları da çizelge 8.4 de gösterilmiştir.

Çizelge 8.4. Toprakların İnfiltrasyon Hızına Göre Sınıfları

İnfiltrasyon hızı: mm/saat	Sınıf
13 - 25	Yüksek
1.3 - 13	Orta
0.43 - 1.3	Düşük

8.4. Su Toplama Havzasının İnfiltrasyon Hızı

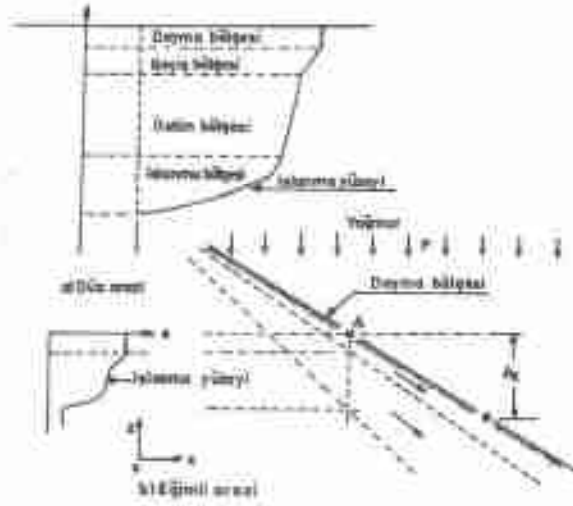
Su toplama havzaları çok büyük bir çoğunlukta, farklı boyuttaki topraklardan meydana gelmiştir. Her toprak bünyesinin ayrı ayrı infiltrasyon hızının ölçülmesi ve

bunlardan yararlanarak havzanın yüzeyinden süzün su hızının zamanla değişiminin belirlenmesi oldukça güçtür. Öte yandan düz arazinin yüzeyinden süzün su aynı genlikteki bir toprak katmanını içinde hareket etmesine karşılık eğimli arazilerinde, derinliği giderek artan bir toprak katmanını boyunca süzün (Şekil 8.10);

$$f = f_s + (f_0 - f_s)e^{-kt} \quad (8.2)$$

İlişki:

- f = İnfiltrasyon hızı
- f_s = Son infiltrasyon hızı
- f_0 = İlk infiltrasyon hızı
- k = Katsayı
- t = Zaman
- e = Doğal logaritma tabanı, 2.718.

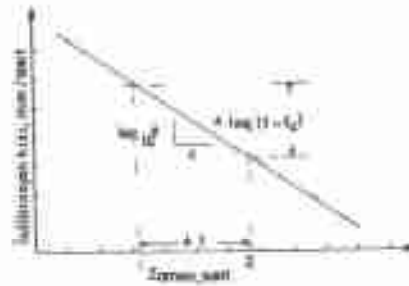


Şekil 8.10. Eğimli arazilerin yüzeyinden süzün suyun etkilendiği toprak katmanını

Su toplama havzalarının yüzeyinden süzün veya herhangi bir süre boyunca meydana gelen infiltrasyon hızı, Horton adındaki araştırmacı tarafından geliştirilen ve

yukarıda verilen ilişkiye göre bulunur.

Horton tarafından geliştirilen eşliğe göre infiltrasyon hızının bulunması için su toplama havzasının, ortalama olarak ilk ve son infiltrasyon hızlarının bilinmesi gerekir. Yukarıda verilen eşilikte infiltrasyon hızının zamanla azalmasını gösteren katsayı (k), infiltrasyon hızının şekil 8.11 de gösterilen yarı logaritmik koordinat sistemindeki doğrusal grafiğinin eğimine eşittir.



Şekil 8.11. Infiltrasyon hızının doğrusal grafiği

Herhangi bir zaman boyunca toprağa sızan suyun miktarı diğer bir deyişle infiltrasyon hacmi, 8.2. ilişkinin entegraline göre aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$F = \int Ae = f_0 t + \frac{1}{k} (f_0 - f_1) (1 - e^{-kt}) \quad (8.3)$$

İlgilide:

F = Infiltrasyon hacmi

t = Sızma süresi

f = Infiltrasyon hızı

f_0 = Son infiltrasyon hızı

f_1 = İlk infiltrasyon hızı

k = Katsayı

e = Doğal logaritma tabanı, 2.718

Bir su toplama havzasının infiltrasyon hızı Mein ve Larson adlarındaki araştırmacılar tarafından geliştirilen ve aşağıda verilen eşitliğe göre de belirlenebilir.

$$f = \frac{df}{dt} = K \left(1 + \frac{S(O_s - O_0)}{F} \right) \quad (8.4)$$

İlişkide:

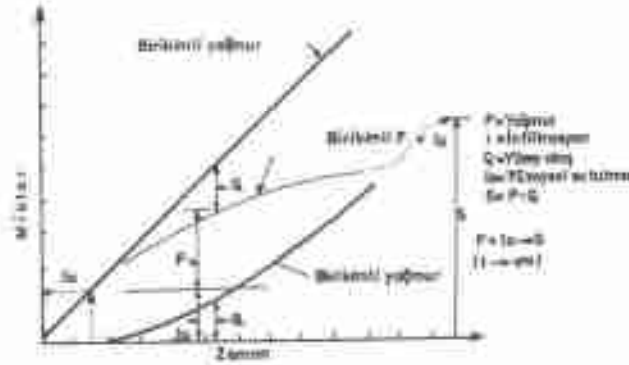
- f = İnfiltrasyon hızı
- K = Doymuş toprağın hidrolik iletkenliği
- O_s = Doymuş toprakta bulunan su
- O_0 = Toprakta başlangıçta bulunan su
- F = İnfiltrasyon hacmi

Bir su toplama havzasının son infiltrasyon hızı, yağmur ve yüzey akış miktarlarının değişim grafiklerinin analizi ile de bulunabilir. Bir havzaya düşen yağmur miktarının yüzey akıştan farkı, infiltrasyon hacmini gösterir (Şekil 8.12). Ancak yağmurların bir bölümü bitkilerin yüzeyi ile, üst toprak katmanında tutulduğu için bunların su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra meydana gelen yüzey akışın gözönüne alınması gerekir.

Su toplama havzasının yüzeyinde tutulan yağmur miktarı, birçok faktöre bağlı olarak değişir. Bu miktar yağmurun yüzey akıştan farkının yaklaşık % 20 kadarı olarak alınabilir ve bunun akışa geçmediği kabul edilir.

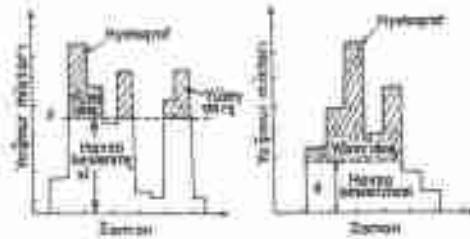
8.4.1. ϕ İndeksi Yöntemi

Yağmurların akışa geçen miktarından yararlanarak, su toplama havzalarının infiltrasyon hızı bulunabilir. Buna ϕ indeksi yöntemi denir. Söz konusu indeksin elde edilmesi için önce su toplama havzasının bütün alanından yüzey akışa neden olan bir yağmurun, uygun zaman aralıklarına göre değişim grafiği yani hyetografi gözönüne alınır. Bu grafikte üzerinde kalan yağmur miktarını, yüzey akış miktarına eşit kıları doğrunun ordinat değeri ϕ indeksi olarak alınır (Şekil 8.13).



Şekil 8.12. Yüzey akış miktarı ile infiltrasyon arasındaki ilişki

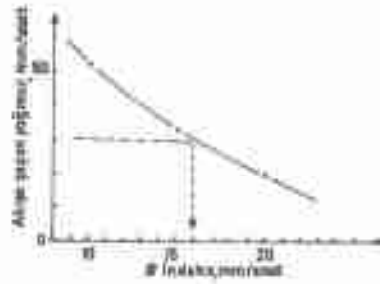
Yüzey akış haline geçmeyen yağmur miktarına, havza beslenmesi denir (Şekil 8.13). Öte yandan ϕ indeksi doğrusu ile hyetografin kesiştiği noktaların arası, yüzey akışa geçen yani etkin yağmur süresini gösterir. Ancak ϕ indeksinden daha küçük miktardaki yağmurların, yüzey akış haline geçmediği kabul edildiği için bunlar, etkin sürenin saptanmasında gözönüne alınmaz. Bu durum yağmurların zamana göre değişimini gösteren grafiğin ϕ indeksi doğrusunun altında kalan bölümünden belirtilir (Şekil 8.13).



Şekil 8.13. ϕ indeksinin belirtilmesi

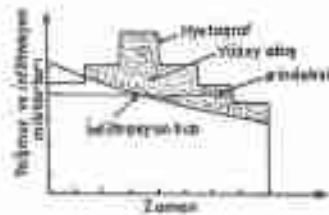
Yağmurların zamana göre değişim grafiğinde ϕ indeksi doğrusunun altında kalan bölümün alanı, yüzey akış haline geçmeyen yağmur miktarını yani havza beslenmesini gösterir. Bu bakımdan ϕ indeksi değeri, yüzey akış haline geçmeyen yağmur süresini de belirtir.

Söz konusu f indeksi değeri, zamana göre yağmur miktarının değişimini gösteren hyetograf üzerinde sırtama ile çizilen doğrudan bulunur veya aşağıda açıklandığı gibi bunların grafiğinden yararlanarak hesaplanır. Bunun için değişik sürelerle göre yağmur miktarları belirtilir. Bundan sonra meydana gelen yüzey akıştan küçük olacak şekilde üç tane geçici f indeksi alınır. Belirtilen yağmurların her bir f indeksiyle göre akışa geçen miktarları saptanır. Her f indeksi için akışa geçen yağmurların toplamı aritmetik koordinatın dikey ekseninde ve geçici f indeksleri de yatay ekseninde alınarak bu noktalardan geçen doğru çizilir (Şekil 8.14). Bu grafikten gerçek f indeksi elde edilir.



Şekil 8.14. f indekslerinin grafiği.

Havza beslenmesi, yağmur süresine bölünerek de yaklaşık olarak f indeksi değeri bulunabilir. Ancak f indeksi belli bir değer aldığı için havza yüzeyinden olan sızma hızının zamanla azalışını göstermez (Şekil 8.15).



Şekil 8.15. İnfiltrasyon hızı ile f indeksi arasındaki ilişki

Su toplama havzasının toprak ve bitki yüzeyleri su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra f indeksi, son infiltrasyon hızına eşit olur.

8.4.2. W İndeksi Yöntemi

Su toplama havzasının yüzeyinden sızan suyun miktarı, yağmurun yüzey akıştan olan farkının etkili yağmur süresine bölünmesi ile de elde edilebilir ve buna W indeksi denir. Bu indeksi, havza beslenmesinden bitki yüzeyinde tutulan ve çukurlarda biriken yağmur çıkartılarak elde edilen miktardan etkili yağmur süresine bölünmesi ile de saptanabilir.

$$W = \frac{P - R}{t_e} \quad (8.5)$$

$$W' = \frac{P - R - I_s}{t_e} = \frac{F - I_s}{t_e} \quad (8.6)$$

İlişkilerde:

W = W indeksi, mm/haat

P = Yağmur miktarı, mm

R = Yüzey akış miktarı, mm

t_e = Etkili yağmur süresi, saat

I_s = Eski yüzeyi ve çukurlarda biriken yağmur miktarı, mm

F = İnfiltrasyon hacmi, mm

Birlikimli infiltrasyondan toprağın su tutma kapasitesinin farkı, toprak içinde sızan suyun hacmini verir. Toprağın su tutma kapasitesindeki eksiklik, evapotranspirasyon miktarına göre bulunur. Üst toprak işlendiği ve organik madde miktarı azaldığı zaman porozite düşer. Bir toprağın porozitesinin % 10 azalması sonunda boşluğun hacmi, yaklaşık olarak % 50 kadar azalır. Bu durum topraktaki suyun daha yavaş hareket etmesine neden olur.

BÖLÜM 9

YERALTI SUYU

Toprağın yüzeyinden sızan suyun bir bölümü, tanelerin çevresinde birikir. Toprağın taneleri su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra kapilar boşluklar su ile dolar. Bir toprakta adhezyon ve yüzey gerilim kuvvetleri ile tutulmayan su, yerçekimi kuvvetinin etkisi ile hareket eder. Sızan su geçirimsiz bir katmanın üzerindeki toprağın boşluklarında birikir ve bu toprak katmanı suya doymuş duruma gelir. Böyle bir toprak katmanı, yüzey gerilim zayıf yani menüsküsün etkili olduğu diğer bir deyişle kapillerlerin meydana geldiği kadar küçük veya daha büyük boşluklardan meydana gelebileceği gibi bunlar birlikte de bulunabilir. Yüzey gerilim kuvvetinin etkili olmadığı yani kapilar olmayan boşluklarda bulunan suyun adhezyonla tutulmayan bölümü, hidrolik eğim doğrultusunda hareket eder. Bu durumda olan su, kuyularla akılarak buradan yeryüzüne çıkarılır ve değişik amaçlarla kullanılır.

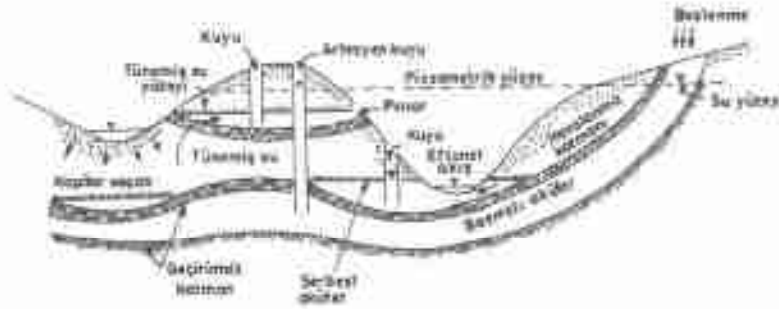
Genellikle geçirimsiz bir katmanın üzerindeki toprağın boşluklarını dolduran su, yeraltı suyu olarak belirtilir. Yeraltı suyunun bulunduğu toprak katmanının bütün yani kapilar ve kapilar olmayan boşlukları tamamen su ile dolu olduğu için, doymuş katman olarak nitelenir. Bunun üzerinde çoğunlukta, su ve havanın beraber bulunduğu boşlukları içeren bir katman vardır. Burası doymamış katman olarak belirtilir. Doymamış katmanda bulunan su tarım, peyzaj ve toprağın mekanik özellikleri yönünden önemlidir.

Yeraltı suyunun çoğunlukta patojen organizma bulunmadığı için, içme ve kullanmaya elverişlidir. Bu suların sıcaklığı oldukça düşüktür ve bu sebeple soğutma amacıyla da kullanılır. Yeraltı suyunun kimyasal bileşimleri çoğunlukta değişmez ve bulanıklık da göstermez. Dünyadaki kullanılabilir suyun önemli bir bölümü yeraltında bulunur ve bu su kaynakları, kısa süreli kuraklıklardan önemli miktarda etkilenmez. Söz konusu sular, uzun yıllar boyunca oluşur ve uzun bir süre kullanmaya elverişli olmasının yanında, devamlı akarsular da bunlardan meydana gelir (Şekil 9.1).

Yeraltı suyunun yukarıda belirtilen avantajlarının yanında veriminin toprağın porozitesine göre değişmesi, kuyu geliştirilme masraflarının fazla olması ve bazı akiferlerde çözünmüş katı madde bulunması, bu su kaynaklarının istenmeyen durumlara olarak

belirtilir.

Yeraltı suyunun meydana gelmesi, dağılımı ve hareketinin incelenmesine, yeraltı suyu hidrolojisi denir. Buna karşılık yeraltı suyu bakımından toprak özelliklerine daha çok yer veren bilim, hidrojeoloji olarak belirtilir. Bu bölümde hidrolojik devrenin önemli bir unsuru olan yeraltı suyunun meydana gelmesi, hareketi, kuyulara akışı ve doymamış katmanda bulunan su ile ilgili genel bilgiler verilmiştir.



Şekil 9.1 Yeraltı suyu

9.1. Toprakta Bulunan Suyun Ayrımı

Toprakta bulunan su, yüzeyden itibaren doymamış ve doymuş katman olmak üzere ikiye ayrılarak incelenir (Şekil 9.2). Bu suların büyük bir bölümü yeryüzünden süzün yağmur ve kar yağışından meydana gelir. Bunun yanında akarsu ve gölerden süzün sularından meydana gelen yeraltı suyan da vardır.

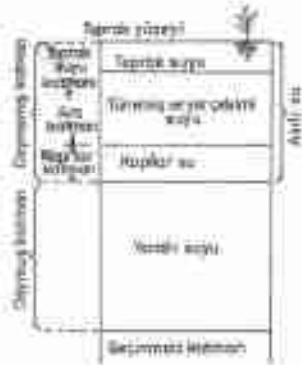
9.1.1. Doymamış Katman

Yeraltı suyunun üzerinde kalan ve boşluklarında hava ile suyun beraber bulunduğu toprağa, doymamış veya havalarlı katman denir. Bu katmanın yeryüzeyine yakın olan bölümünde, adhezyon ve kapiler kuvvetle su tutulur. Bu suyu bitkiler kullandığı için burası, toprak suyu katmanı olarak da belirtilir. Bu katmanın altında, yerçekimi kuvvetinin etkisiyle hareket eden su ile, ara geçirimsiz katmandan ayrı olarak bulunan küçük bir geçirimsiz katmanın üzerinde de su birikir ve buna önemli su denir. Önemli ve yerçekimi kuvveti ile süzün süzün bulunduğu toprak, ara katman olarak belirtilir. Yeraltı

suyunun üzerinde, kapılar su bulunur ve burası kapılar katman olarak belirtilir. Yeraltı suyunun üzerinde kalan topraktaki suya, asılı veya vados su denir.

Adhezyon ve kapılar kuvvet, boşlukların boyutlarına bağlı olarak farklılık gösterir. Tane çapı küçüldükçe, yüzey alanı artar ve bunun bir sonucu olarak adhezyon kuvveti ile tutulan su miktarı artar. Ayrıca bu durumda toprağın boşlukları daralacağı için, kapılar kuvveti de fazla etkili olur.

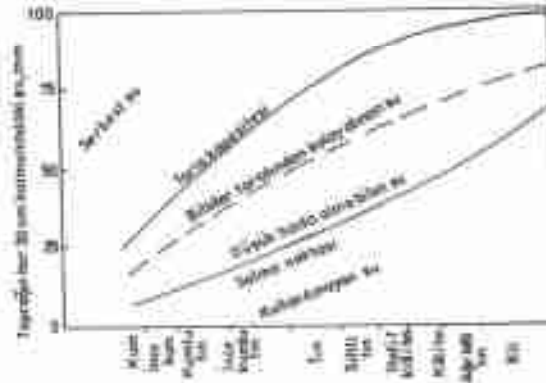
Adhezyon ve kapılar kuvveti ile yerçekimi kuvveti denge durumuna ulaştığı zaman topraklarda tutulan su miktarına, tarla kapasitesi veya toprağın su tutma kapasitesi denir. Doymuş bir toprakta yerçekimi kuvvetinin etkisi ile meydana gelen sızma tamamlandıktan sonra kalan su miktarı, tarla kapasitesi olarak belirtilir. Doymuş bir toprakta suyun yerçekimi kuvvetinin etkisiyle sızma süresi, toprağın bünyesine bağlıdır. Bu süre 1-5 gün arasında değişir. Bu durumdaki toprakta bulunan su, 1/3 atmosfer basıncında tutulan su miktarına eşit olmaktadır. Bu değer toprağın tarla kapasitesi olarak alınır. Tarla kapasitesi, toprağın bünye ve yapı özelliğine göre farklılık gösterir. Toprakta tutulan su yaklaşık olarak 100 bar basınçta tamamen ayrılır.



Şekil 9.2: Toprakta bulunan suyun ayrımı.

Adhezyon kuvveti ile toprakta tutulan suyun, köklerin emme gücüne eşit olan bölümünü bitkiler alır. Bundan sonra bitkiler, topraktan su alamadığı için solmaya başlar. Bu durumda toprakta bulunan su miktarına solma noktası denir. Solma noktası, toprağın bünyesine göre farklılık gösterir. Uygulamada solma noktası 15 atmosfer basıncı altında

toprakta tutulan su miktarı olarak belirtir. Değişik bünyeli toprakların tarla kapasitesi ve solma noktasında bulunan su miktarları, şekil 9.3 de gösterilmiştir.



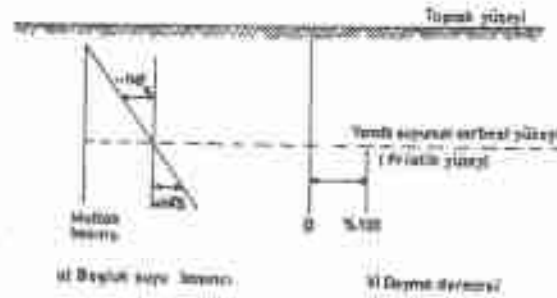
Şekil 9.3. Değişik bünyeli topraklarda tarla kapasitesi ve solma noktasında bulunan su miktarları

Doymamış toprak katmanındaki su, kapilar potansiyel eğime göre hareket eder (Şekil 9.2). Buradaki suyun yeryüzüne doğru hareketine ekfiltrasyon denir. Topraktaki su ile doyma noktası arasında meydana gelen kapilar potansiyel eğimi, topraktan suyun buharlaşması ve bitkiler tarafından kullanımına göre farklılık gösterir. Gelişmesini tamamlayan bazı bitkilerin kök derinlikleri çizelge 9.1 de verilmiştir.

Çizelge 9.1. Bazı Bitkilerin Kök Derinlikleri

Bitki çeşidi	Kök derinliği, cm
İğne yapraklı ağaçlar	60-150
Yapraklarını döken ağaçlar	90-180 veya daha fazla
Herdem yeşil geniş yapraklı ağaçlar	90-180 " " "
Herdem yeşil fundaklıklar	60-180 " " "
Yapraklarını döken fundaklar	60-180
Uzun boylu yeşil bitkiler	60-150 " " "
Kısa boylu yeşil bitkiler	30-60

Yeraltı suyunun üzerindeki boşluklarda meydana gelen yüzey gerilme kuvveti ile su, toprak yüzüne doğru hareket eder. Bu suyun bulunduğu toprağa, ve kapilar katman olarak belirtilen toprakta kapilerite, daha önce açıkladığı gibi yüzey gerilme kuvvetinin etkilediği küçük boşluklarda görülür ve toprağın bünyesine göre değişir. Bütün boşlukları kapılar su ile dolu olan toprak katmanı doygun duruma gelir ancak, bu boşluk suyunun basıncı negatiftir (Şekil 9.4).



Şekil 9.4. Kapilar ve yeraltı suyunun basınçları

Bitkilerin köklerinin geliştiği bölgedeki suyun ölçülmesi için farklı yöntemler geliştirilmiştir. Bunlar içerisinde en güvenilir olanı, gravimetrik yöntemdir. Bitki köklerinin geliştiği katmandaki su, toprak içerisine yerleştirilen gözenekli cisimlerden yararlanarak da tayin edilebilir. Bu amaçla kullanılan çibis bloklar, naylon ve cam liflerden yapılan araçlar ile yaklaşık olarak çolma noktasına kadar topraktaki su miktarı belirtilir. Buna karşılık topraktaki suyun gerilmesinin ölçülmesinde, tensiyometre denen alet kullanılır ve bu alet, 0.85 atmosfere kadar çalışır. Bu basınçta toprakta yaklaşık olarak kullanılabilir suyun yarısı bulunur. Nötron yöntemi ile toprakta tutulan bütün su ölçülebilir. Toprakta tutulan suyun ölçülmesinde uygulanan yöntemler şekil 9.5 de belirtilmiştir.

Toprağın taneleri, gözeneklerin havasında bulunan nemi alır ve buna higroskopik su denir. Higroskopik su büyük bir adhezyon kuvveti ile tutulduğu için bitkiler tarafından alınmaz. Tamamen kuru bir toprağın gözeneklerindeki havadan aldığı nemin maksimum miktarına, higroskopik katsayı denir. Genellikle bu katsayı, 25 °C sıcaklıkta ve % 50 bağıl nemde toprak taneleri etrafında biriken su miktarı olarak belirtilir.

Toprağın nemliğin durumu	Toprak nemliliği			Tayvan yöntemi ölçümü	Topraktaki nemliğin kalınlığı	Toprakta nemliğin miktarı
	cm ³ /cc	g/g	kg/m ³			
Kuru	10^2	10.000	1000	Civa tüpleri	Sulu katman	Hidrostatik su
	10^3	1000	100			
	10^4	100	10			
Nemli	10^2	10.000	1000	Civa tüpleri	Sulu katman	Hidrostatik su
	10^3	1000	100			
	10^4	100	10			
Yağ	10^2	10.000	1000	Civa tüpleri	Sulu katman	Hidrostatik su
	10^3	1000	100			
	10^4	100	10			

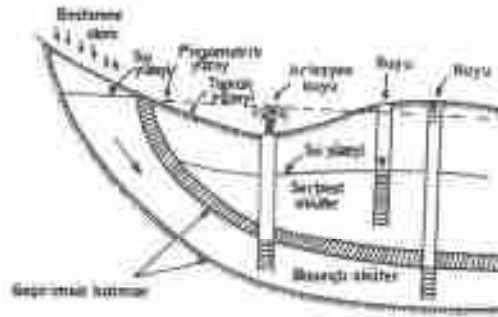
Şekil 9.5. Toprağın doymuş bölgesinde bulunan suyun ölçülmesinde kullanılan yöntemler ve bu suların niteliği

9.1.2. Doymuş Katman

Boşlukları su ile dolu olan toprağa, doymuş katman denir (Şekil 9.2). Bu katman geçirimsiz bir toprak tabakasının üzerinde meydana gelir. Su konusu boşluklar toprağın yapı ve bünye özelliğine bağlıdır ve bunlar, kapılar ve kapılar olmayan olmak üzere ikiye ayrılır. Kapılar boşluklar, adhezyon ve kapılar kuvvetiyle tutulan su ile tamamen dolar. Kapılar kuvvetiyle tutulan su, yerçekimi kuvvetinin etkisiyle hareket etmez. Ancak kapılar olmayan boşluklar adhezyon kuvveti ile tutulan su ile dolmaz. Ayrık tanelerden oluşan toprakların gözenekleri, genellikle adhezyon kuvveti ile tutulan su ile dolmayacak kadar büyüktür.

9.2. Aküfer Çeşitleri

Geçirimsiz bir katmanın üzerinde bulunan ve boşlukları, adhezyon ve kapilar kuvvetler ile tutulan su tarafından doldurulamayacak derecede büyük olan toprak katmanına aküfer denir. Aküferin boşlukları bağlantılı olduğu için buradaki suyun hidrostatik bir basıncı vardır. Böyle bir toprak katmanı, yalnız alt veya her iki taraftan geçirimsiz katmanla sınırlı olur.



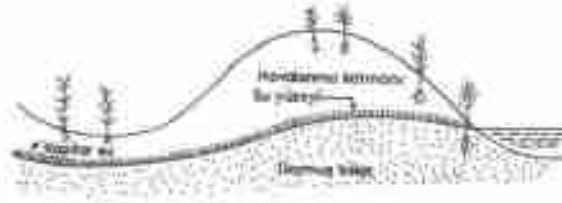
Şekil 9.6. Aküfer çeşitleri

Geçirimsiz katmanı alt tarafta bulunan söz konusu jeolojik formasyona, serbest aküfer denir (Şekil 9.6). Bu jeolojik formasyonda bulunan suyun hidrostatik basıncı sıvı suda olduğu gibi derinlikle orantılı olarak artar (Şekil 9.4). Bu aküferde adhezyon ve yüzey gerilimi kuvvetleri ile tutulmayan su, hidrolik eğim doğrultusunda hareket eder ve kuyulara akar. Devamlı akarsular genellikle bu aküferlerden sızan sulardan meydana gelir.

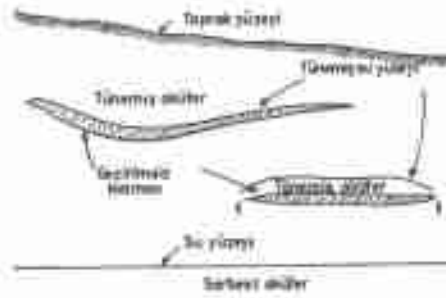
Yeraltı suyunun atmosfer basıncının etkisinde olan yüzeyi, geçirimsiz katmanın şekline göre doğurur (Şekil 9.7). Bu aküferin serbest su yüzeyinin üzerinde kalan ve yüzey gerilim kuvvetinin etkili olduğu boşluklarında, kapilarte meydana gelir ve bu boşluklar su ile dolar. Bu durumda yeraltı suyunun yüzeyi, şekil 9.4 de gösterildiği gibi boşluk suyu basıncı sıfır olan noktalardan geçecek şekilde belirtilir ve buna friatik yüzey denir. Ancak uygulamada bu yüzey, serbest aküfere giren kuyulardaki suyun üst yüzeyi olarak alınır.

Alt ve üst tarafından geçirimsiz katman ile sınırlanmış olan aküfer, basınçlı veya artozyen olarak belirtilir. Bu katmanda adhezyon ve yüzey gerilim kuvveti ile tutulmayan su, hidrolik eğim yönünde hareket eder ve kuyulara akar. Böyle bir aküfer yeryüzeyi ile birleştiği yerlerden sızan su ile beslenir (Şekil 9.6). Basıncı aküferlerin yeryüzü ile

birleştiği uç kısımlarındaki toprağın boşlukları, hava ile temas ettiği için burada bulunan su serbest bir yüzey meydana getirir. Basıncılı aküferde bulunan su, borulardaki akıma benzer bir şekilde hareket eder. Bu aküferi girer kuyuların statik seviyesi, piizometre yani suyun basıncını ölçme aleti ile belirtilir.



Şekil 9.7. Serbest bir aküferde bulunan su yüzeyinin değişimi

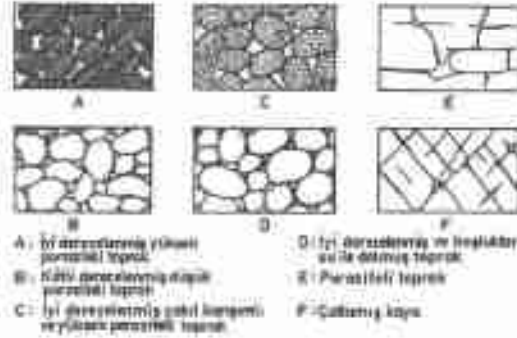


Şekil 9.8. Tünelmiş yeraltı suyu.

Basıncılı yani artezyen bir aküferde açılan bir kuyuya akan su, serbest yüzeye kadar yükselir. Böylece söz konusu aküferdeki suyun serbest yüzeyine göre yüksek olan yerlerde açılan kuyulardaki su, toprak yüzeyinin üzerine fırlar (Şekil 9.8). Buna karşılık serbest su yüzeyi, toprak yüzeyinin altında olan basıncılı aküferlerde açılan kuyulardaki su, toprak yüzeyinin altında kalır. Bu durumdaki su, pompa ile yeryüzüne çıkarılır.

Aküferlerin su verimi boşluklarındaki serbest su miktarına bağlıdır. Kapılar boşlukları fazla olan aküferlerden kuyulara sızan su miktarı azdır. Fazla miktarda su bulunduran fakat kuyulara sızan miktarı az olan ve büyük akarsuları beslemeyen toprak katmanına aküferlü denir. Boşlukları birbirleri ile bağlantılı olmadığı için yeterli miktarda su

tutmayan veya su iletmeyen toprak katmanı, aküfij olarak belirtilir. Bazı aküferlerin hacmi küçüktür. Böyle bir aküferde tutulan su, tünenmiş olarak belirtilir (Şekil 9.8).



Şekil 9.9. Aküfer porozitesinin değişimi

9.3. Aküferin Su Verimi

Kuyuya akan su, sızma hızı ile yakından ilgilidir. Bir aküferde adhezyon ve kapilar kuvvetle tutmayan su akış haline geçtiği için porozite, alınan su miktarının bir ölçüsü olmaktadır. Aküferin porozitesi bir toprak örneğini doymuş duruma getirmek için gerekli olan su miktarının, örnek hacmine oranı olarak belirtilir ve genellikle yüzde olarak verilir.

$$n = \frac{W}{V} \cdot 100 \quad (9.1)$$

İlişkide:

n = Aküferin porozitesi, %

W = Doymuş topraktaki suyun hacmi

V = Örnek hacmi

Toprağın tane boyutu ile yapısı, taneler arasındaki boşlukların büyüklüğüne önemli derecede etki eder. Aynı büyükteki toprak tanelerinin birbirlerine en yakın olarak dizilmeleri halinde porozite küçülür. Buna karşılık toprak taneleri birbirlerinden uzaklaştıkça, porozite artar ve toprak yumuşak bir yapı gösterir (Şekil 9.9). Değişik

toprakların ortalama porozitelei, çizelge 9.2 de gösterilmiştir.

Çizelge 9.2. Toprakların Ortalama Porozitelei

Toprak bünyesi	Porozite, %
Kil	45 - 55
Silt	40 - 50
Orta ve kaba kum	35 - 40
Yeknesak kum	30 - 40
İnce ve orta kum	30 - 35
Çakıllı kum	20 - 35
Kum taşı	10 - 20
Kalker	1 - 10

Bir aküferde adhezyon ve yüzey gerilme kuvveti ile su tutulur. Bu miktar, yerçekimi kuvvetine karşı aküferde kalan suyu gösterir ve özgül tutma olarak belirtilir. Bu ölçü aşağıda verilen ilişkiden elde edilir.

$$S_r = \frac{W}{V} \cdot 100 \quad (9.2)$$

İlişkiler:

S_r = Özgül tutma

W = Toprakta tutulan su hacmi

V = Toprağın hacmi

Aküferlerde serbest olarak bulunan suyun miktarı, bağımsız boşlukların büyüklüğü yanında bunların devamlılığı ve aküferin permeabilitesiyle bağlıdır. Bir aküferden serbest olarak akan su miktarı, özgül verim olarak belirtilir. Çoğunlukla yüzde olarak verilen ve efektif porozite olarak da belirtilen bu ölçü, aşağıda verilen ilişkiden elde edilir.

$$S_v = \frac{W_v}{V} \cdot 100 \quad (9.3)$$

İçinde

S_v = Özgül verim, %

W_v = Drana olan su hacmi

V = Toprağın hacmi

Bir aküferin özgül tutması ile özgül veriminin toplamı poroziteye eşittir. Aküferlerin toprak bünyesine göre ortalama özgül verimleri, Çizelge 9.3 de gösterilmiştir.

Çizelge 9.3. Aküferlerin Ortalama Özgül Verimleri

Toprak bünyesi	Özgül verim, %
Çakıl	25
Kum, çakıllı kum ve kumlu çakıl	20
İnce kum, çimentolamış kum ve kalker	10
Kil ve çakıl, çakıllı kum ve çimentolamış çakıl	5
İnce taneli toprak	3

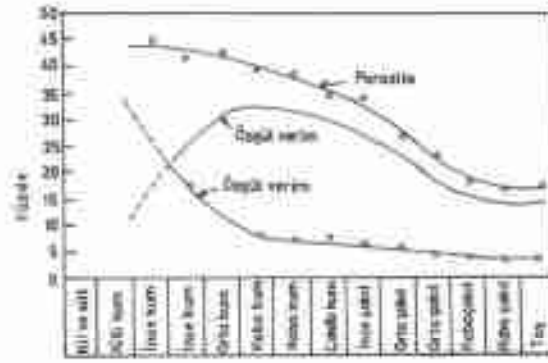
İnce taneli toprakların yüzey alanı büyüdüğü için özgül tutma artar, fakat özgül verim azalır. Özgül verim toprak tanelerinin dağılımı, gözeneklerin hacmi ve aküferin sıkışma durumuna göre değişir. Yeknesak kumlu bir aküferin özgül verimi % 30 olmasına karşılık, alüvial aküferlerin birim hacminden alınan su miktarı % 10-20 arasında bulunur.

Değişik boyutlu tanelerden meydana gelen aküferlerin porozite, özgül verim ve özgül tutma miktarlarının değişimi şekil 9.10 da gösterilmiştir.

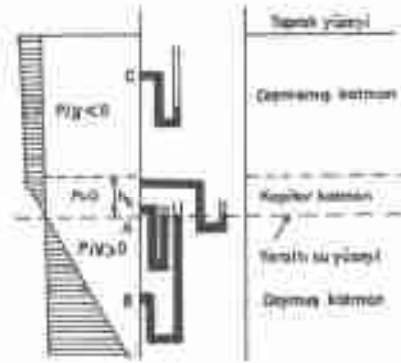
9.4. Yeraltı Suyunun Basıncı

Yeraltı suyunun bir basıncı vardır ve bu basınç suda olduğu gibi derinlikle artar

(Şekil 9.11). Buna karşılık toprak suyu ile ara katman ve kapilaritenin meydana geldiği yerdeki suyun basıncı atmosfer basıncından küçüktür. Yeraltı suyunun yüzeysel atmosfer basıncının etkisi altında olduğu için kapilar bölgedeki suyun basıncı, yeryüzüne doğru sızar (Şekil 9.4).



Şekil 9.10. Aküferlerin porozite, özgül verim ve özgül tutma miktarları



Şekil 9.11. Yeraltı suyunun basıncı

Yeraltı suyunun serbest yüzeyinin üstünde kalan doymamış katmanda bulunan su, yerçekimi ve kapilar potansiyelin eğime göre değişik doğrultularda hareket eder. Bu katmandaki suyun hareketi, yeraltı suyunun kapsamı içinde ele alınmaz.

9.5. Yeraltı Suyunun Hareketi

Aküferlerin boşluklarda bulunan su yerçekimi kuvvetinin etkisiyle hidrolik eğim boyunca hareket eder. Aküferlerin boşluklarında meydana gelen sürtürme ve sızma yollarının düzensizliği ile, fazla miktardaki yük kaybı meydana gelir. Bunun bir sonucu olarak yeraltı suyu çok yavaş olarak sızar. Bu sebeple yeraltı suyunun laminar olarak hareket ettiği kabul edilir. Ancak boşlukları çok büyük olan aküfer ile kuyuların girişine yakın yerlerdeki gözeneklerde bulunan suyun sızması türbülanslıdır.

Yeraltı suyunun, küçük ve değişik boyutlu boşlukların eklenmesi ile oluşan düzensiz yollardaki hareketinin ayrıntılı olarak incelenmesi oldukça güçtür. Darcy adındaki araştırmacı yaptığı deneyler sonunda, hidrolik bir yük altında toprak içinde hareket eden suyun hızının, toprağın geçirgenliği ve hidrolik eğim ile doğru orantılı olarak değiştiğini ortaya koymuştur. Buna Darcy kanunu denir. Toprakların geçirgenliği, permeabilite katsayısı ile belirtilir:

$$V = k \cdot \frac{h_L}{L} = kI \quad (9.4)$$

İlişkide:

V = Sızma hızı

k = Permeabilite katsayısı

h_L = Hidrolik yük

L = Sızma yolunun uzunluğu

I = Hidrolik eğim

Yukarıda verilen ilişki, suyun toprakta laminar olarak yani su moleküllerinin, birbirine paralel yollar boyunca hareket ettiği durum için geçerlidir. Su molekülleri birbirine paralel yollar boyunca hareket etmeyen akış, türbülanslı olarak belirtilir. Toprak içerisinde suyun hareket şekli, Reynold sayısına göre belirtilir. Reynold sayısı 1-10 olan sızma, laminar olarak meydana gelir. Aküferlerde sızan suyun Reynold sayısı, genellikle bire eşit veya daha küçüktür. Toprakta sızan suyun Reynold sayısı, gözenek yerine ortalama tane:

çapı alınarak aşağıda verilen ilişkiye göre belirtilebilir.

$$N_s = \frac{\gamma D^3}{\mu} \quad (9.5)$$

İlişkide:

N_s = Reynold sayısı

γ = Suyun özgül ağırlığı

V = Sızma hızı

D = Ortalama tane çapı

μ = Kinematik viskozite

Yeraltı suyunun sızma hızı, permeabilite katsayısının hidrolik eğim ile çarpımına eşittir. Permeabilite katsayısı, toprak örneğinin alanına göre belirtilir. Ancak yeraltı suyu toprağın boşluklarda sızar. Toprağın boşluklarına göre belirtilen sızmaya, perkolasyon veya gerçek sızma hızı denir ve bu sızmanın hızı aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$V_g = \frac{Q}{A_b} = \frac{Q}{An} \quad (9.6)$$

İlişkide:

V_g = Gerçek sızma hızı

Q = Sızma miktar

A_b = Toprağın boşluk alanı

A = Toprağın alanı

n = Porozite

Yukarıda verilen ilişkide, sızma miktar yerine alan ile sızma hızının çarpımı alınırsa gerçek sızma hızı, sızma hızının poröziteye oranına eşit olur. Gerçek sızma hızı aynı zamanda, boşluklar için belirtilen permeabilite diğer bir deyişle perkolasyon katsayısının, hidrolik eğimle çarpımına eşittir. Toprağın boşluk alanı için bulunan sızma hızı, toplam alana göre belirtilen hızdan daha büyüktür.

$$V_s = \frac{P}{n} \quad (9.7)$$

İlişkide:

V_s = Gerçek sızma hızı

V = Sızma hızı

n = Porözite, %

Aküferörde bulunan suyun sızmasını sağlayan enerji şekli 9.12 de verilen akış için, Bernoulli adındaki araştırmacı tarafından ortaya konan ve aşağıda verilen ilişkiye göre belirlir.

$$\frac{P_1}{\gamma} + \frac{V_1^2}{2g} + Z_1 = \frac{P_2}{\gamma} + \frac{V_2^2}{2g} + Z_2 + h_L \quad (9.8)$$

İlişkide:

$P_{1,2}$ = Basınç yükleri

$V_{1,2}$ = Sızma hızları

$Z_{1,2}$ = Konum yükleri

h_L = Yük kaybı

g = Yerçekimi ivmesi

γ = Suyun özgül ağırlığı

Piezometredeki su yüksekliği yani basınç yükü, sızmanın yönünde azalır. Yeraltı suyunun sızma hızı, çok düşük olduğu için hız yükü genellikle gözönüne alınmaz. Bu durumda sızma yolu boyunca meydana gelen yük kaybı, piezometrelerdeki su yüksekliğinin azalmasından belirtilir veya aşağıda verilen ilişkiiden elde edilir. Su yüzeylerinin eğimi, piezometrelerdeki hidrolik eğim ile belirtilir. Buna göre hidrolik eğim, enerji çizgisinin eğimine eşit olur (Şekil 9.12).

$$h_L = Z_1 + \frac{P_1}{\gamma} - Z_2 - \frac{P_2}{\gamma} \quad (9.9)$$

$$I = \frac{h_L}{L} = \frac{dh}{L} \quad (9.10)$$

İlişkilerde:

h_L = Yük kaybı

$P_{1,2}$ = Basınç yükleri

$Z_{1,2}$ = Konum yükleri

γ = Suyun özgül ağırlığı

I = Hidrolik eğim

L = Sızma yolunun uzunluğu

Darcy kanununda permeabilite katsayısı, sızma hızının hidrolik eğime oranı olarak alınmıştır. Sızma hızının bir parametresi olan permeabiliteye, toprağın geçirgenliği ile suyun akış özelliği etki eder. Ancak bu katsayı akışı meydana getiren hidrolik yüke bağlı olmadan belirtilir.

$$K = f(\mu, d) \quad (9.11)$$

$$K = \frac{c d^2 \gamma}{\mu} \quad (9.12)$$

İlişkilerde:

K = Permeabilite katsayısı

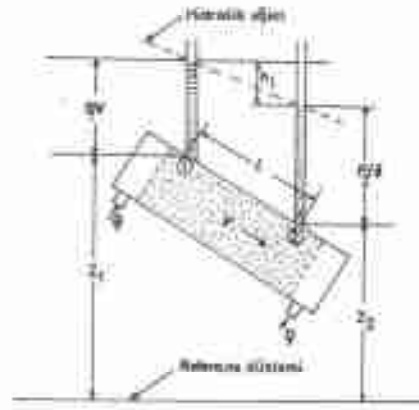
μ = Viskozite

γ = Suyun özgül ağırlığı

d = Tane çapı

c = Katsayı

Permeabilite katsayısını suyun viskozitesi, özgül ağırlığı ve gözeneklerin bir ölçüsü olarak toprak tanelerinin çapına göre yukarıda verilen eşlikten belirtebilir.



Şekil 9.12. Kumda sıran suyun basıncının değişimi

Bu ilişkideki cd^2 parametresi, gözenekli ortamın yani toprağın özelliği olarak alınırsa permeabilite katsayısı aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$k = cd^2 \quad (9.13)$$

İlişkide:

k = Permeabilite katsayısı

d = Tane çapı

c = Katsayı

Bir topraktan belli bir sürede sızan suyun miktarı, sızma hızı, sızmanın meydana geldiği alan ve sızma süresinin çarpımına eşittir. Bu miktar, permeabilite katsayısı ve hidrolik eğime göre aşağıda verildiği gibi belirtilebilir.

$$Q = V \cdot t = k \cdot A \cdot i \cdot t \quad (9.14)$$

İlişkide:

Q = Sızma miktarı,

A = Alan,

V = Sızma hızı,

k = Permeabilite katsayısı,

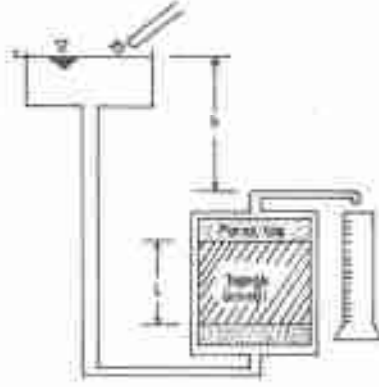
i = Hidrolik eğim,

t = Sızma süresi

Permeabilite katsayısı suyun toprak içindeki akışının bir ölçüsü olmaktadır. Bu katsayının boyutu oldukça küçük olduğu için, genellikle Darcy birimi ile belirtilir.

9.5. Permeabilitenin Ölçülmesi

Toprakların su geçirme özelliğini gösteren permeabilite, laboratuvar veya arazide ölçülür. Bir topraktan birim hidrolik eğim altında birim zamanda sızan su miktarına, permeabilite denir ve hız boyutu ile gösterilir. Permeabilitenin laboratuvarda ölçülmesinde permeametre denen alet kullanılır. Bu aletin sabit ve değişken seviyeli olmak üzere iki çeşidi vardır. Sabit seviyeli permeametre, kabız topraklı zeminlerin permeabilite katsayısının bulunmasında kullanılır (Şekil 9.13).



Şekil 9.13 Sabit seviyeli permeametre

Toprak örneği permeametreye yerleştirildikten sonra, belli bir hidrolik yük altında uygun bir süre sızmaya bırakılır ve sızan suyun miktarı bir kaptanır. Deney koşullarında meydana gelen sızmanın hızı, Darcy kanununa göre aşağıda verilen ilişkiye göre ifade edilebilir.

$$V = kv = k \frac{h}{L} \quad (9.15)$$

İlişkide:

V = Sızma hızı

k = Permeabilite katsayısı

h = Hidrolik eğim

L = Hidrolik yük kaybı

L = Sızma yolunun uzunluğu

Sabit seviyeli permeametreden belli bir sürede sızan suyun miktarı, sızma hızı, ile toprak örneğinin alanı ve sızma süresinin çarpımına eşittir.

$$Q = VA = k \frac{h}{L} A \quad (9.15)$$

İlişkide:

Q = Sızma miktarı

V = Sızma hızı

A = Toprak örneğinin alanı

t = Sızma süresi

k = Permeabilite katsayısı

h = Hidrolik yük kaybı

L = Sızma yolunun uzunluğu

Yukarıda verilen ilişkiiden yararlanarak, permeabilite katsayısı aşağıda verildiği gibi belirtilebilir.

$$k = \frac{QL}{Ah} \quad (9.17)$$

İlişkide:

k = Permeabilite katsayısı

Q = Sızma miktarı

L = Sızma yolunun uzunluğu

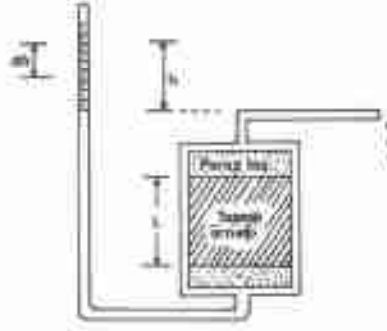
A = Toprak örneğinin alanı

h = Hidrolik yük kaybı

t = Sızma süresi

İnce taneli topraklarda kısa sürelerde yeter miktarda sızma meydana gelmediği

İçin, toprak örneğine giren su miktarından yararlanarak permeabilite katsayısı saptanır. Bu amaçla şekil 9.14 de gösterilen değişken seviyeli permeametre kullanılır.



Şekil 9.14 Değişken seviyeli permeametre

Değişken seviyeli permeametrinin kabına toprak örneği yerleştildikten sonra, cam boru içersine su konur. Belli bir dt zamanı sonunda, cam boru içindeki suyun alçalma miktarı belirtilir (dh). Bu durumda $-dh/dt$ kadar bir hızla sızma meydana gelir. Cam boruda alçalan suyun miktarı, su seviyesinin düşme hızı ile cam borunun alanının çarpımına eşittir. Bu miktar aynı zamanda toprak örneğinden sızan suyun miktarını verir. Toprak örneğinden sızan suyun miktarı belli olduktan sonra, Darcy kanununa göre permeabilite katsayısı aşağıda verildiği gibi belirlenir.

$$dQ = -a \frac{dh}{dt} = k L A = k A \frac{h}{L} \quad (9.18)$$

$$-a \frac{dh}{dt} = k A \frac{h}{L} \quad (9.19)$$

İlişkilerde:

dQ = Birim zamanda sızan suyun miktarı

a = Cam borunun alanı

dh = Birim hidrolik yük

- t_1 = Sızma zamanı
 k = Permeabilite katsayısı
 i = Hidrolik eğim
 A = Sızma alanı
 h = Hidrolik yük kaybı
 L = Sızma yolunun uzunluğu

Sızmanın başlangıç ve sona erdiği zaman t_1 , t_2 ve bu zamanlarda cam borudaki suyun yüksekliği yani hidrolik yük h_1 ve h_2 olsun. Belirtilen sınırlar için yukarıda verilen bağıntının entegrali alınırsa, permeabilite katsayısının saptanmasında kullanılan ilişki elde edilebilir:

$$k = 2.3 \frac{a \cdot L}{A(t_2 - t_1)} \log \frac{h_1}{h_2} \quad (9.20)$$

İşteki:

- k = Permeabilite katsayısı
 a = Cam borunun alanı
 L = Sızma yolunun uzunluğu
 $h_{1,2}$ = Cam borudaki suyun yükseklikleri
 A = Toprak örneğinin alanı
 $t_{1,2}$ = Sızma süresinin başlangıç ve sonu

Bazılaşmış toprak örneğinin alınması oldukça zordur. Diğer taraftan laboratuvar deneyleri ile saptanan permeabilite katsayısı, örneğin su geçirme özelliğini verir. Değişik bünyeli toprakların yaklaşık olarak permeabilite katsayıları, çizelge 9.4 de verilmiştir.

Toprakların su geçirme özelliği çok değişiklik gösterir. Bu bakımdan permeametre aletinden elde edilen sözkonusu katsayı, arazideki sızma koşulunu tam olarak belirtmez. Akiferlerin permeabilite katsayısı, koyulann veriminden yararlanarak

bulunur ve akiferin türünü nitelendirdiği için, hidrolik iletkenlik veya hidrolik konduktivite katsayısı olarak belirtilir.

Çizelge 9.4. Değişik Bünyeli Toprakların Permeabilite Katsayıları

Toprak bünyesi	Permeabilite katsayısı, cm/san
Çakıl	1 den büyük
Kum	$1 - 1 \times 10^{-2}$
İnce kum ve ince silt	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^{-3}$
Silt	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-5}$
Kil	1×10^{-5} den küçük

Çizelge 9.5. Değişik Bünyeli Toprakların Hidrolik İletkenlik ve Özgül İletkenlik Katsayıları

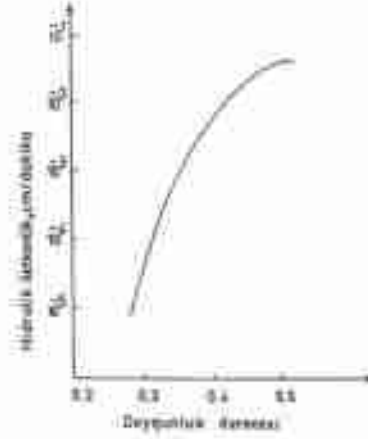
Toprak Bünyesi	Hidrolik iletkenlik katsayısı, cm/san	Özgül iletkenlik katsayısı, Darcy
Kumtaşı	$10^{-1} - 10^1$	$1 - 10^2$
Çakıl	$10^{-2} - 1$	$1 - 10^2$
İri kum	$10^{-2} - 1$	$10 - 10^3$
Orta kum	$10^{-2} - 10^{-1}$	$10 - 10^2$
İnce kum	$10^{-2} - 10^{-1}$	$1 - 10^2$
Çok ince kum	$10^{-4} - 10^{-2}$	$10^{-2} - 10^{-1}$
Silt	$10^{-6} - 10^{-4}$	$10^{-5} - 10^{-2}$
Kumlu kil	$10^{-6} - 10^{-6}$	
Kil	$10^{-8} - 10^{-7}$	$10^{-7} - 10^{-6}$

Hidrolik iletkenlik katsayısının elde edildiği, kuyu hidroliği bölümünde açıklanmıştır. Toprakların hidrolik iletkenlikleri çizelge 9.5 de gösterilmiştir.

9.6. Yeraltı Suyunun Beslenmesi

Yeraltı suları çok büyük bir çoğunlukla yeryüzünden sızan yağışlar tarafından beslenir. Ancak göl ve akarsulardan beslenen yeraltı suları da vardır. Doymamış

bölgedeki toprakta su tutulduka boşluk hacmi küçüldü. Boşluklardaki su hacminin, toplam boşluk hacmine oranı olan doygunluk derecesi hidrolik iletkenliğin bir fonksiyonudur (Şekil 9.15).



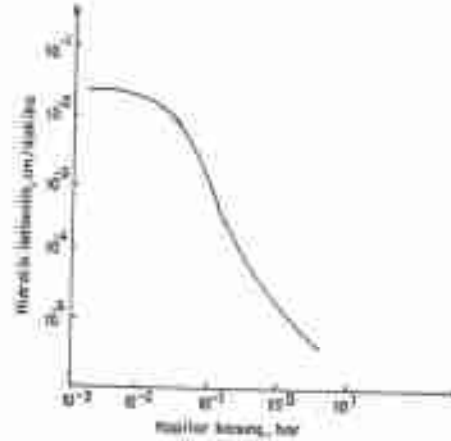
Şekil 9.15. Hidrolik iletkenliğin doygunluk derecesine göre değişimi

Doymamış bölgedeki suyun basıncı, atmosferin basıncından küçüktür ve kapilar basıncı olarak da tanımlanır. Toprakların doygunluk derecesi azaldıkça, kapilar basıncı artar. Buna göre hidrolik geçirgenlik, kapilar basıncının bir fonksiyonu olmaktadır (Şekil 9.16).

Yeraltı sularının meydana gelmesi için, aküfere ulaşacak miktarda suyun sızması gerekir. Toprak yüzeyinden sızan suların, doymamış katmanda tutulmayan bölümü aküfere ulaşır. Bu bakımdan yeraltı sularının meydana gelmesi için, toprağın su tutma kapasitesinden daha fazla miktarda sızmanın olması gerekir.

Göl ve akarsulardan sızan suların çoğunlukla serbest aküfer meydana gelmesine karşılık artzyen yani basınçlı aküferler, yeryüzünden sızan yağışlar ile beslenir. Artzyen aküferler, yeryüzüne açıldıkları küçük alanlardan beslendiği için fazla miktarda su elde edilemez. Bu aküferden su alındıkça basıncı düşer. Bunun sonunda aküfer sıkışacağı için kuyuya akan su, geçici bir süre artış gösterir.

Yeraltı suyunun hareketini belirlemek için, uygun aralıklarla ve yeter sayıda gözlem kuyuları açılır. Kuyularda ölçülen statik su seviyeleri birleştirilir ve böylece yeraltı suyunun serbest yüzeyini gösteren eş yükseklik hartası elde edilir. Yeraltı suları, serbest su yüzeyinin yüksek olduğu yerlerden, alçak olduğu yerlere doğru sızar.

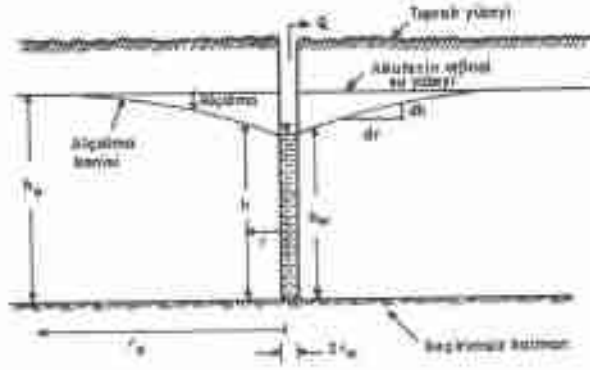


Şekil 9.16. Hidrolik geçirgenliğin kapiler basınç ile değişimi

9.7. Kuyu Hidroliği

Aküferlerde serbest olarak bulunan su kuyulara akar. Bir aküferdeki suyu toplamak amacıyla açılan çukura kuyu denir. Serbest ve basınçlı bir aküferde, atmosfer basıncının etkisi altında olan su yüzeylerinin, toprağın yüzeyinden altında kaldığı yerlerde açılan kuyulara akan su, pompa ile yeryüzüne çıkarılır. Bu bakımdan kuyuya akan suyun debisinin belirtilmesi gerekir.

Aküferde bulunan su, kuyunun bütün çevresinden sızar. Bu sızmanın, kuyunun merkezine doğru olduğu kabul edilir ve bu nedenle radial akış olarak belirtilir. Kuyunun çevresindeki gözlemlerde bulunan su hızı bir şekilde aktığı için bu bölümdeki suyun serbest yüzeyi, orijinal su yüzeyine göre bir alçalma gösterir ve buradaki sızma üç boyuta göre değişir. Buna alçalma konisi denir. Kuyuya olan sızma kadar su pompa ile alındığı zaman sabit duruma gelen alçalma konisinin çapı aküferin yapısal özelliklerine göre değişir. Bu çap pratik amaçlar için 15 - 30 m olarak alınabilir.



Şekil 9.17. Serbest bir aküferden katarlı olarak kuyuya akan su

Aküferlerde açılan kuyulara olan sızma, suyun serbest ve hidrostatik bir basınçla hareket etme duruma göre farklılık gösterir. Serbest bir aküferde geçirimsiz katmana kadar uzanan kuyuya (şekil 9.17) karalı olarak akan suyun debisi, Dupuit adındaki araştırmacı tarafından Darcy kanunu gözönüne alınarak aşağıda verildiği gibi belirtilmiştir:

$$Q = 2\pi r K \frac{dh}{dr} \quad (9.21)$$

İlişkide:

- Q = Kuyunun debisi
- π = Katsayı, 3.14
- r = Sızma uzaklığı
- K = Hidrolik iletkenlik
- dh/dr = Alçalma konisinin eğimi

Aküferdeki suyun piezometrik yükünün değişmediği durumda meydana gelen sızma karalı, bunun terside kararsız olarak belirtilir. Kararsız sızma, genellikle kuyunun

çevresindeki alçatma konisi meydana gelene kadar olan akış sırasında geçerlidir.

Serbest bir aküferdeki kuyuya herhangi bir uzaklıktan karartı olarak akan suyun debisi; yukarıda verilen ilişkinin entegrali alınarak elde edilen ve aşağıda verilen eşitliğe göre belirlenebilir:

$$Q = \pi K \frac{h_1^2 - h_2^2}{L_e \ln(r_2/r_1)} \quad (9.22)$$

İlişkide:

Q = Kuyunun debisi

π = Katsayı, 3,14

K = Hidrolik iletkenlik

h_1 = Serbest su yüzeyinin geçirimsiz katmandan yüksekliği

h_2 = Kuyudaki su yüzeyinin geçirimsiz katmandan yüksekliği

L_e = Doğal logaritma ($e=2,718$)

r_1 = Alçatma konisinin yarıçapı

r_2 = Kuyunun yarıçapı

Serbest aküferin hidrolik iletkenliğini bulmak için, alçatma konisinin eğimini bilincok şekilde birbirinden uzak olan ve aynı eksen üzerinde bulunan iki gözlem kuyusu açılır. Buna göre hidrolik iletkenlik katsayısı aşağıda verilen ilişkiyle bulunur.

$$K = \frac{Q \ln(r_2/r_1)}{\pi(h_1 - h_2)(2h_2 - h_1 - h_2)} \quad (9.23)$$

İlişkide:

K = Hidrolik iletkenlik katsayısı

Q = Kuyunun debisi

L_e = Doğal logaritma ($e= 2.718$)

$r_{1,2}$ = Birinci ve ikinci gözlem kuyularının merkezlerinin, kuyunun merkezinden uzaklıkları

π = Katsayı, 3.14

$h_{1,2}$ = Birinci ve ikinci gözlem kuyularındaki su yüzeylerinin akiferin su yüzeyinden derinlikleri

h_0 = Akiferin serbest su yüzeyinin geçirimsiz katmandan yüksekliği

Serbest bir akiferin hidrolik iletkenlik katsayısı, gözlem kuyuları bulunmadan da aşağıda verilen eşitlikten elde edilir:

$$K = \frac{Q \ln \frac{R}{r_w}}{2\pi b(h - s)} \quad (B.24)$$

İşteki:

K = Hidrolik iletkenlik katsayısı

Q = Kuyunun debisi

L_e = Doğal logaritma ($e= 2.718$)

R = Alçalma konisinin çapı

r_w = Kuyunun çapı

π = Katsayı, 3.14

s = Kuyudaki su yüzeyinin serbest su yüzeyinden derinliği

b = Akiferin kalınlığı

h = Akiferdeki serbest su yüzeyinin derinliği

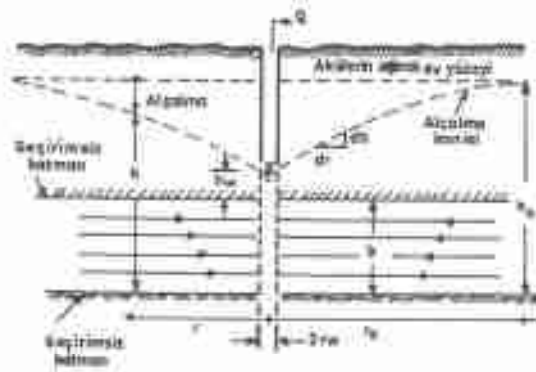
Kuyulara sızan su miktarına göre bulunan hidrolik iletkenlik katsayısı, arzmanın meydana geldiği toprağın koşulunu daha iyi niteler.

$$Q = AV = 2\pi rhK \frac{dh}{dr} \quad (9.25)$$

İlgilde:

- Q = Kuyunun debisi
- A = Kuyunun alanı
- V = Sızma hızı
- π = Katsayı, 3.14
- r = Sızma uzaklığı
- b = Akiferin kalınlığı
- K = Hidrolik iletkenlik katsayısı
- dh/dr = Alçalma konisinin eğimi

Basınçlı yani artezyan bir akiferde geçirimsiz katmana kadar uzanan kuyuya (Şekil 9.18) kararlı olarak akan suyun debisi, Dupuit adındaki araştırmacı tarafından geliştirilen ve yukarıda verilen ilişkiye göre bulunur.



Şekil 9.18. Basınçlı bir akiferde yarıtı suyunun kuyuya akışı

Basınçlı bir aküferde geçirimsiz katmanla kadar uzanan bir kuyuya herhangi bir uzaklıktan kararı olarak akan suyun debisi, yukarıda verilen ilişkinin integrali alınarak belirlenen ve aşağıda verilen eşliğe göre bulunur.

$$Q = 2\pi K b \frac{h_1 - h_2}{\ln(r_2 / r_1)} \quad (9.26)$$

İlişkide:

Q = Kuyunun debisi

π = Katsayı, 3.14

K = Hidrolik iletkenlik katsayısı

b = Aküferin kalınlığı

h_1 = Su yüzeyinin üst geçirimsiz katmandan yüksekliği

h_2 = Kuyudaki suyun üst geçirimsiz katmandan yüksekliği

L_n = Doğal logaritma ($e=2.718$)

r_1 = Alçalma konisinin yarıçapı

r_2 = Kuyunun yarıçapı

Basınçlı aküferin hidrolik iletkenliğini saptamak için, alçalma konisinin eğimini belirtecek uzaklıklarda olacak şekilde ve aynı eksen üzerinde bulunan iki gözlem kuyusu açılır. Buna göre hidrolik iletkenlik katsayısı, aşağıda verilen ilişkiyle elde edilir.

$$K = \frac{Q}{2\pi(h_1 - h_2)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (9.27)$$

İlişkide:

K = Hidrolik iletkenlik katsayısı

Q = Kuyunun debisi

L_e = Doğal logaritma ($e=2.718$)

$r_{1,2}$ = Birinci ve ikinci gözlem kuyularının kuyunun merkezinden uzaklıkları

π = Katsayı, 3.14

b = Aküferin kalınlığı

$h_{1,2}$ = Birinci ve ikinci gözlem kuyularındaki su yüzeylerinin aküferin su yüzeyine göre derinlikleri

Artezyen (basıncılı) bir aküferin hidrolik iletkenlik katsayısı, gözlem kuyuları bulunmadığı durumda aşağıda verilen ilişkiyle saptanır.

$$K = \frac{Q \ln\left(\frac{R}{r_w}\right)}{2\pi b h} \quad (9.28)$$

İlişkide:

K = Hidrolik iletkenlik

Q = Kuyunun debisi

L_e = Doğal logaritma ($e=2.718$)

R = Alçalma konisinin çapı

π = Katsayı, 3.14

r_w = Kuyunun çapı

b = Aküferin kalınlığı

h = Kuyudaki su yüzeyinin serbest su yüzeyine göre derinliği

Serbest ve artезyen aküferlere, kararsız koşullarda olan sızma, Theis adındaki araştırmacı tarafından geliştirilen yöntemlere göre incelenir. Bu yöntemler burada açıklanmamıştır.

9.8. Emniyetli Verim

Aküferlerde açılan kuyuya, belli bir alandan sızma olur. Bir kuyuya suyu sızdığı uzaklığa etki çapı denir. Etki çapı alçalma eğrisinin uçları arasındaki uzaklık olmaktadır. Yeraltı suyu seviyesi düştüğü zamanı, alçalma eğrisinin eğimi azalır ve bunun sonunda kuyuya olan akış düşer. Bu bakımdan bir kuyudan yeraltı su yüzeyi önemli olarak alçalmayacak şekilde suyun alınması halinde aküferden devamlı olarak aynı miktarda su alınabilir.

Bir aküferden bir yıl boyunca alınabilen su miktarına emniyetli verim denir. Yeraltı suyu, uzun bir zaman içinde meydana geldiği için bu durum oldukça önemlidir. Bir su kuyusunun denkleştirilerek verimin artırılması, oldukça büyük harcamayı gerektirir. Yeraltından devamlı olarak aynı miktarda su alınabilmek için aküferin serbest su yüzeyinin önemli bir miktarda alçalma göstermemesi gerekir.

Emniyetli veriminden daha fazla alınan su, aşırı debi olarak belirtilir. Öte yandan, bir kuyunun etki çapının içinde diğer bir kuyunun açılması halinde, yeraltı su seviyesi hızla alçalır ve bunun bir sonucu olarak kuyulara olan akış azalır. Bu bakımdan yeraltı su kaynaklarının işletilmesi çok önemli bulunmaktadır.

BÖLÜM 10

YÜZEY AKIŞ

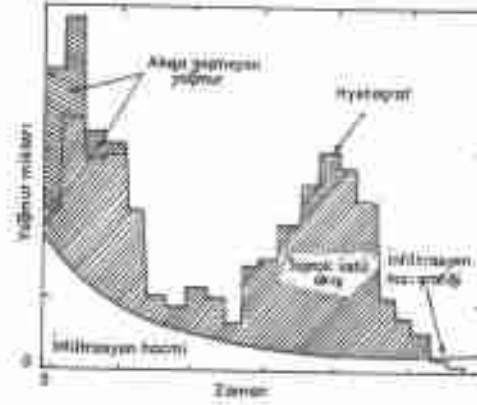
Yeryüzüne düşen yağmur toprağın yüzeyinde ince bir katman halinde tutulur ve buna, toprak yüzeyinde tutulan su denir. Bu suyun toprağa sızdığı veya yüzey akışa katıldığı kabul edilir. Toprağın yüzeyi su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra infiltrasyon başlar. Toprağın infiltrasyon hızından fazla olan yağmur ve eriyen kar, düz arazilerin üstünde birikmesine karşılık, eğimli arazilerin yüzeyinden akışa geçer. Eğimli arazilerin yüzeyinden akışa geçen su, akış yolunda bulunan küçük çukurlarda toplanır ve buna çukur depolaması denir. Bu suyun buharlaşmayan bölümünün derine sızdığı kabul edilir. Eğimli arazilerin yüzeyinde bulunan çukurlar su ile dolduktan sonra toprağa sızmayan yağmur ve eriyen kar, arazinin yüzeyinden akar ve buna toprak üstü akışı denir.

Eğimli arazilerin yüzeyinden sızan suyun adhezyon ve kapılar kuvvetleri ile toprakta tutulmayan bölümü, üst toprak katmanını içinde auzarak doğal kanallarda ağız çıkarak, bu su yüzey altı veya üst toprak içi akışı olarak belirtilir.

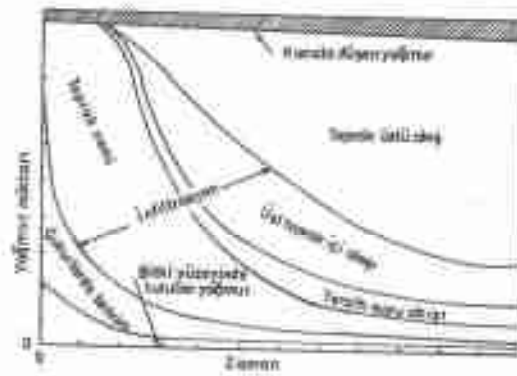
Su toplama havzalarında meydana gelen toprak üstü ve üst toprak içi akış, çoğunlukla kanal sistemine ulaşır. Yağmur ve eriyen karın, toprak üstünden akarak ve üst toprak katmanını içinden sızarak kanal veya göllere ulaşan miktarına yüzey akış denir. Ancak yüzey akışlar yağmurun miktarına bağlı olarak yalnız toprak üstü akışları veya sadece üst toprak içi akıştan da meydana gelebilir.

Yağışların çukurlarda biriken ve bitkilerin yüzeyinden tutulan miktarları ile buharlaşan bölümü, yüzey akışa geçmez ve buna ik tutma denir. Toprak üstü ve yüzey altı akışları ile su toplama havzasındaki kanal sisteminin yüzeyine düşen yağmurlarını toplamı, direkt yüzey akış olarak da belirtilir. Yüzey akışların meydana gelmesi, şekil 10.1 de gösterilmiştir.

Eğimli arazilerin üst katmanını içinden sızan suyun yani üst toprak içi akışının miktarı, hidrolik iletkenliğe bağlı olduğu için toprak üstünden akan sudan sonra kanallara ulaşır. Bunun için toprak üstü akışlar kesildikten bir süre sonra da, yüzey akışlar görülür. Üst toprak katmanını içinden sızan suyun bir bölümü yağıştan hemen sonra, geriye kalan miktarı daha geç kanallara ulaştığı için üst toprak içi akışı, çabuk ve yavaş olarak ikiye



Şekil 10.2 Etkili yağmur miktarı

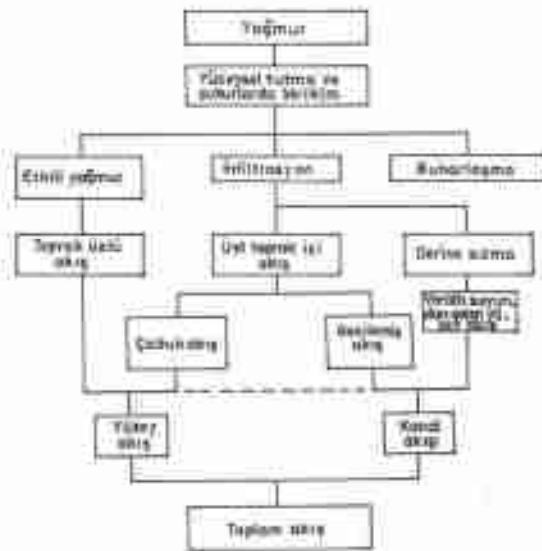


Şekil 10.3. Yüzey akış geçen yağmur miktarı

Üst toprak katmanı içinden sızan su yüzey akış miktarına önemli derecede etki eder. Bu sebeple etkili yağmur süresi, yalnız toprak üstü akışa göre belirtilen zamandan daha fazladır. Yağmur şiddetlerinin zamana göre değişimini gösteren hyetografa yüzey akış miktarını belirten ϕ indeksi, su toplama havzasının son infiltrasyon hızını gösterir. Su toplama havzasının ortalama infiltrasyon hızının bulunması, sekizinci bölümde:

açıklanmıştır.

Su toplama havzasında veya yağmurun etkilediği alanda: ilk tutma meydana geldikten sonra toprak üstü akışlar başlar. Diğer taraftan üst toprak katlarını su tutma kapasitesine ulaşıktan sonra sızma meydana gelir. Bunların yaklaşıklık oranlarına göre, yüzey akışa geçen yağmur miktarı, şekil 10.3 de gösterilmiştir.



Şekil 10.4. Yüzey akış şeması

Yağmur ile yüzey akışların başlaması arasında bir fark vardır. Bu fark havza zaman aşımı olarak belirtilir. Havza zaman aşımına, toprak ve bitki yüzeylerinde tutulan ve çukurlarda depolanan su ile havzanın infiltrasyon hızı etki eder. Havza zaman aşımı, hiyetrograf ile yüzey akış hidrografının tepe noktaları arasında kalan süre olarak belirtilir. Yağmurdan yüzey akışların meydana gelmesine kadar ortaya çıkan delaylar, şekil 10.4 de verilen şemada gösterilmiştir.

10.2. Yüzey Akışa Etkili Faktörler

Yağışların yüzey akışa geçen miktarı, su toplama havzasının fiziksel özelliklerinin

yanında toprağın bünyesi ile nemi, arazi kullanma durumu ve yağışın bu yönden önemli olan özelliklerine göre farklılık gösterir. Su toplama havzasının yüzey akışa etki eden fiziksel özellikleri bundan sonraki bölümde; yağışın özellikleri ile toprak neminin etkisi de aşağıda açıklanmıştır.

10.2.1. Yağış Şekli

Yüzey akışın miktar ile debisi, yağış şekline göre farklılık gösterir. İnfiltrasyon hızından fazla olan yağmur kısa bir süre sonra, eğimli toprakların üstünden akışa geçer. Buna karşılık yağmurun üst toprak içinden süzün miktarı, bu katmanını hidrolik iletkenliğine göre daha sonra kanala ulaşır.

Karın yüzey akış haline gelmesi için erimesi gerekir. Karın meydana gelen yüzey akışın hacmi, karın alanı ve derinliğine göre değişiklik gösterir. Ancak kar, yavaş eridiği zaman meydana gelen yüzey akış taşkın haline gelmez. Karın erimesi daha önce verildiği için burada, yağmurlardan meydana gelen yüzey akışlar açıklanmıştır.

10.2.2. Yağmur Şiddeti

Yağmurun infiltrasyon hızından fazla olan miktarına göre, yüzey akışın hacmi ile debisi farklılık gösterir. Su tutma kapasitesinde olmayan toprağa süzün yağmur ile infiltrasyon hızı azalır ve buna bağlı olarak, toprak üstü akışlar giderek artar. Su toplama havzası son infiltrasyon hızına ulaştığı zaman, yüzey akışın miktar ve debisi yağmura göre farklılık gösterir. Örneğin son infiltrasyon hızı 5 mm/saat olan bir su toplama havzasına düşen 10 mm/saat yağmurdan 5 mm, 20 mm/saat yağmurdan da, birinciden dört kez daha fazla toprak üstü akış olur. Ancak bu yağmurlardan meydana gelen yüzey akışın debisi aynı oranda değişiklik göstermez.

10.2.3. Yağmur Süresi

Yağmurun süresi arttıkça yüzey akış miktarı fazlaleşir. Su tutma kapasitesinde olmayan bir toprağın infiltrasyon hızı, yağmur başlangıcından sonra giderek azaldığı için uzun süreli ve orta şiddeteki bir yağmurdan, şiddetli fakat süresi kısa olana göre daha fazla miktarda yüzey akış meydana gelir. Yağmur ile yeraltı suyunun seviyesi yükseldiği zaman, meydana gelen toprak üstü akışı büyük taşkınlara sebep olur.

10.2.4. Yağmurun Dağılışı ve Hareket Yönü

Su toplama havzasına düşen yağmurun alansal dağılışı, yüzey akış miktarına önemli derecede etki eder. Örneğin infiltrasyon kapasitesine eşit şiddetli bir yağmurun yeknesak olarak su toplama havzasına dağılması halinde, ancak üst toprak katmanı su tutma kapasitesine ulaştıktan sonra yüzey akış meydana gelir. Buna karşılık aynı su toplama havzasını, yeknesak olarak dağılmayan ve ortalama olarak infiltrasyon hızına eşit miktarda bir yağmurun etkilemesi halinde yüzey akışlar görülebilir.

Su toplama havzasının çıkış ağzı yakınında meydana gelen yağmurun yüzey akış debisi birden artar. Su toplama havzasını boydan boya etkileyen yağmurun yüzey akışının miktar ve debisi aynı fırtınanın enine etkili olmasına göre daha fazladır. Su toplama havzasına düşen yağmurların bu yönden gösterdiği farklılaşma, değişim katsayısı ile belirtilir. Değişim katsayısı, ölçülen en büyük yağmur miktarını, yağmur ortalamasına bölerek elde edilir.

Su toplama havzasının bütün alanını etkileyen yağmurdan meydana gelen yüzey akışının hacmi ve debisi, en büyük miktara ulaşır. Yağmurlar küçük su toplama havzalarında çoğuntüklü, yeknesak olarak dağılır. Fakat büyük havzalarda bu durum çok ender olarak görülür.

10.2.5. Toprak Nemi

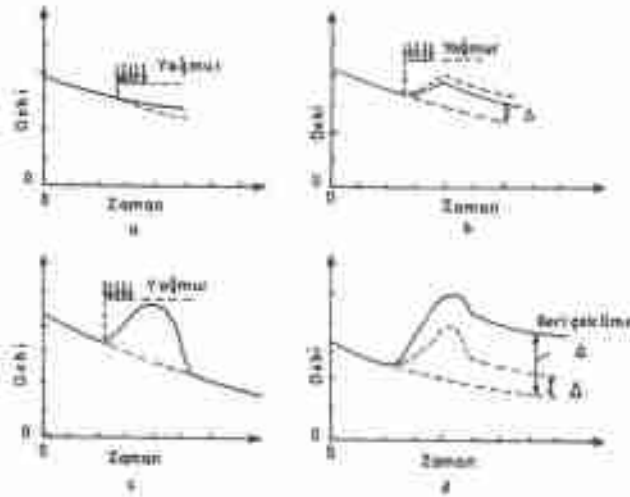
Su toplama havzasının üst katmanında yağmurdan önce bulunan su, toprak üstü ve üst toprak içi akışa etkili olduğu için yüzey akışın miktar ve debisi buna göre farklılık gösterir. Su toplama havzası toprağının nemi ile, infiltrasyon hızı ve toprak yüzeyinden sızan su hacmine göre yüzey akışların değişimi şekil 10.5 de gösterilmiştir.

Toprağın tarla kapasitesine göre nem açığı, infiltrasyon hacminden fazla ve yağmurun şiddetli infiltrasyon hızından az olduğu durumda toprak içi akışı olmaz. Bu durumda su toplama havzasının kanal sistemine düşen yağmurlardan meydana gelen yüzey akış görülür (Şekil 10.5a).

Yağmurun şiddetli infiltrasyon hızından az fakat infiltrasyon hacmi üst toprak katmanının nem açığından fazla olduğu zaman, bu katman tarla kapasitesine ulaştıktan sonra sızma başlar. Kanala düşen yağışla birlikte üst toprak katmanı içinden sızan sudan yüzey akış meydana gelir (Şekil 10.5b). Söz konusu yüzey akış yağmurdan bir süre sonra

da devam eder.

Yağmurun şiddetli infiltrasyon hızından fazla ancak infiltrasyon hacminin üst toprağın nem açısından az olması durumunda, sadece toprak üstü olarak belirtilen akıştan yüzey akış meydana gelir (Şekil 10.5c). Buna karşılık yağmurun şiddetli toprağın infiltrasyon hızından fazla ve infiltrasyon hacmi de üst toprağın tarla kapasitesine göre nem açısından çok olması durumunda toprak üstü akışı ile birlikte, üst toprak içinden sızan sızın toplamı kadar yüzey akış olur (Şekil 10.5d).



Şekil 10.5. Yağmur ve topraktaki nem miktarına göre yüzey akışların değişimi

Su toplamı havzası toprağının üst katmanı tarla kapasitesine ulaştıktan sonra, karali sızma meydana gelir. Bunun sonucu olarak belli bir miktardaki yağmurun üst toprak katmanından sızarak doğal kanala ulaşan miktarı, tarla kapasitesindeki durumdaki daha azdır.

10.3. Yüzey Akışın Ölçülmesi

Yüzey akışın miktar ile en büyük debisini belirtmek amacıyla, bu akışlar toplandıktan kanalda ölçülür. Bu akışların debisi çok değiştiği için meydana geldiği süre boyunca ölçülmesi gerekir. Bu amaçla Limnigraf olarak belirtilen bir alet kullanılır. Söz

konusu alet, su toplama havzasının çıkışına akanuların ölçülmesi bölümünde açıkladığı gibi yerleşmiştir. Akış ölçmelerine göre yüzey akışın hacmi ve debisinin belirlenmesi, ileride açıklanmıştır.

Bu kaynaktan veriminin belirlenmesinde gözönüne alınan yüzey akışlar, su yılı için verilir. Yağmur rejiminin çok değişik olduğu yörelerde meydana gelen yüzey akış miktarı, zamana farklılık gösterir. Bu sebeple su toplama havzalarının veriminin belirlenmesinde, su yılı boyunca meydana gelen yüzey akışların gözönüne alınması daha uygun olmaktadır.

Taşkın haline gelen yüzey akışların herhangi bir zarara neden olmasını önlemek için, söz konusu akışı kontrol edecek şekilde bir yapı gerekir. Ancak bu durumda yapının maliyeti, sağladığı faydaya göre çok arttığı için belli bir risk düzeyi gözönüne alınarak belirlenen ekonomik sürede, meydana gelen taşkın debisi gözönüne alınır.

BÖLÜM 11

SU TOPLAMA HAVZASI VE AKARSUYUN FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

Yüzey akış, toprak üstü ve üst toprak içi akışlardan meydana gelir. Ancak yüzey akış, kanalda ölçüldüğü için bunun alanı, yüzey akışın toplandığı kanala göre belirtilir. Yüzey akışı belli bir kanala akıtan alan hidroloji biliminde, su toplama havzası olarak tanımlanır.

Bir kanalın çevresindeki en yüksek noktalarda meydana gelen toprak üstü akışın, bu kanala ulaşığı kabul edilir. Bu bakımdan su toplama havzasının sınırı, yüzey akışın toplandığı kanalın çevresindeki en yüksek noktalardan geçen çizgi meydana getirir. Bu noktaları su ayırım noktası ve bu noktalardan geçen eğriye de su ayırım çizgisi denir.

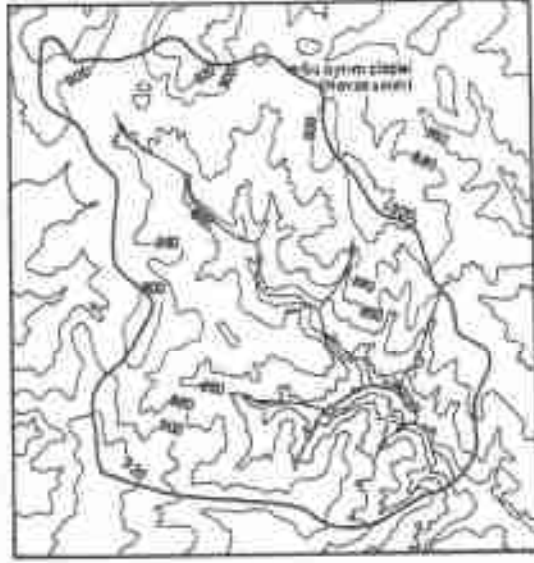
11.1. Su Toplama Havzasının Fiziksel Özellikleri

Su toplama havzasının yapı ve kanal sistemi ile ilgili fiziksel özellikleri, yüzey akışın hacmi ile debilerine etki eder. Fiziksel özellikleri aynı olan su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışlar, sadece yağışın etkisine göre değişir. Bunun için bir su toplama havzasında ölçülen yüzey akışlar, yağış ve fiziksel özellikleri benzer olan diğer bir su toplama havzasında da kullanılır. Su toplama havzasının yüzey akışın hacmi ile debilerine etki eden fiziksel faktörleri aşağıda, toprakların bu yönden özelliklerinde bundan sonraki bölümde açıklanmıştır.

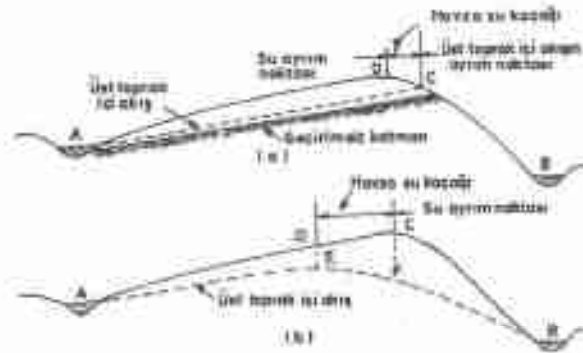
11.1.1. Su Toplama Havzasının Alanı

Bir akarsuyun su ayırım çizgisinin arasında kalan alan, bu kanalın su toplama havzasının alanını gösterir. Bu alanın şekli, topografik yapıya göre çok farklılık gösterir. Çoğunlukla su toplama havzaları, geniş veya dar bir tabanı çevreleyen eğimli arazilerden meydana gelir. Su ayırım çizgisi, alanının topografik yapısını ayrıntılı olarak gösteren haritadan yararlanarak belirtilir (Şekil 11.1). Bunun için çoğunlukla 1:25000 ölçekli topografik harita kullanılır. Yağışların düz arazilerde biriken miktarı kanal veya göle ulaşmadığı için böyle yerler, su toplama havzasının alanından çıkarılır. Su toplama

havzaları büyüklüklerine göre sınıflandırılır. Alanı 250 km² kadar olan su toplama havzaları küçük ve alanı bundan daha fazla olan su toplama havzaları da büyük olarak belirtilir.



Şekil 11.1: Su toplama havzası



Şekil 11.2: Üst toprak içinden sızan suya göre su ayırma çizgisinin değişimi

Su toplama havzasının belirlenmesinde toprak üstü akışlarının başlangıcı ile bunun altındaki katmandan olan sızmanın yani üst toprak içi akışın, genellikle aynı doğru üzerinde olduğu kabul edilir. Ancak jeolojik yapıya göre toprak üstü akışları ile üst toprak katmanları içindeki sızmanın başlangıcı, şekil 11.2 de gösterildiği gibi aynı doğrultuda bulunmayabilir. Bu durumda her iki ayrım çizgisi arasında kalan üst toprak içi akışa; havza su kaçağı denir.

Yukarıda verilen birinci şekilde, toprak üstü akışlarını B kanalına akıtan arazinin CD bölünümündeki üst toprak katmanları içinden süzen su, A kanalında açığa çıkar (Şekil 11.2a). Diğer taraftan, geçirimsiz katmanın derinde olduğu durumda, A kanalının su toplama havzası olarak belirtilen arazinin EF kesimindeki üst toprak içi akışı, B kanalında açığa çıkar. Bu durumda kanallara akan su, topografik olarak belirtilen su ayrımlı çizgileri ile aynı doğrultuda değildir. Yukarıda gösterilen su toplama havzalarının DC ve EF bölümlerinde meydana gelen yüzey altı akışları havza su kaçağıdır. Su toplama havzaları, girdiyi yapısal değişimlerden geçirerek kararlı bir çıktı haline dönüştüren açık bir sistem olarak alınır. Burada yağış girdiyi ve yüzey akışında çıktığı meydana getirir.

11.1.2. Su Toplama Havzasının Şekli

Su toplama havzasının şekli, yüzey akışın debisine önemli miktarda etki eder. Genişliği ve boyu birbirine yakın olan su toplama havzalarında, yüzey akışın debisi yoğunlukla büyük miktara ulaşmaz. Buna karşılık suyun akışı yönünde gittikçe daralan su toplama havzalarında, büyük taşkınlar meydana gelir. Su toplama havzasının yüzey akışa ektik olan şekli, aşağıda açıkladığı gibi farklı ölçülere göre belirtilir.

Şekil Katsayısı: Su toplama havzası, alanının uzunluğunun karesine oranına, şekil katsayısı denir. Bu tanıma göre bulunan oran boyutsuzdur.

$$R_f = \frac{A}{L^2} \quad (11.3)$$

İlişkide:

R_f = Su toplama havzasının şekil katsayısı

A = Su toplama havzasının alanı

L = Su toplama havzasının uzunluğu

Dairesellik Katsayısı: Su toplama havzası alanının, çevresi aynı olan dairenin alanına oranına dairesellik katsayısı denir. Büyük su toplama havzasının dairesellik katsayısı 0.6-0.7 arasında bulunur.

$$R_c = \frac{A}{A_c} \quad (11.2)$$

İlişkide:

R_c = Dairesellik katsayısı,

A = Su toplama havzasının alanı

A_c = Çevresi su toplama havzasının alanına eşit olan dairenin alanı

Uzunluk Katsayısı: Uzunluğu fazla olan bir su toplama havzasından meydana gelen yüzey akışın debileri, alanı aynı olan daire şeklindeki su toplama havzasından daha azdır. Bu durum uzunluk katsayısı ile belirtilir. Bu katsayiyi elde etmek için alanı su toplama havzasına eşit olan dairenin çapı, su toplama havzasının en büyük uzunluğuna bölünür.

$$R_u = \frac{D}{L} \quad (11.3)$$

İlişkide:

R_u = Uzunluk katsayısı

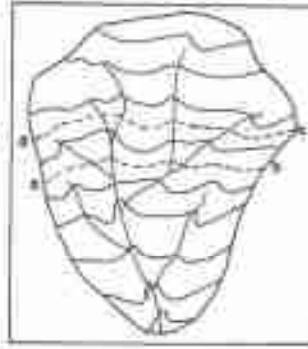
D = Dairenin çapı

L = Su toplama havzasının en büyük uzunluğu

Su toplama havzalarının uzunluk katsayıları, genellikle 0.6-1 arasında değişir. Oldukça az engebeli su toplama havzalarının uzunluk katsayısı bir olmasına karşılık, çok engebeli ve eğimi fazla olan havzalar için bu katsayı, 0.6-0.8 arasında bulunur. Öte yandan su toplama havzalarının ortalama genişliğinin havzanın aksenal uzunluğuna oranı, Gravelius Katsayısı olarak belirtilir.

11.1.3. Su Toplama Havzasının Eğimi

Su toplama havzasının eğimi, yüzey akışının miktar ve debisi ile, akarsuların yeryüzünden beslenme durumuna etkili olmaktadır. Belli bir miktardaki yağmurdan meydana gelen yüzey akışın debisi ve hacmi, diğer özellikleri benzer fakat eğimi büyük olan havzalarda daha fazladır.



Şekil 11.3. Su toplama havzasının ortalama eğimi

Bir su toplama havzasının ortalama eğimini bulmak amacıyla, peşpeşe gelen tesviye eğrilerinin orta eğrileri çizilir ve orta eğriler arasında kalan alan ile bu eğrilerin uzunlukları ölçülür (Şekil 11.3).

Tesviye eğrilerinin yükseklik farkının, orta eğrilerin arasındaki tesviye eğrisinin uzunluğu ile çarpımının orta eğriler arasındaki alana bölümü, bu alanın eğimi olarak alınır.

$$S_1 = \frac{DL}{a_1} \quad (11.4)$$

İlköde:

S_1 = Orta tesviye eğrilerin arasında kalan alanın eğimi

D = Orta tesviye eğrilerin yükseklik farkı

L_i = Orta tesviye eğrilerin arasındaki tesviye eğrisinin uzunluğu

a_i = Orta tesviye eğrilerin arasındaki alan

Su toplama havzasının ortalama eğimi, orta eğriler arasında kalan alanların eğimlerinin tartılı ortalamasına göre aşağıdaki verilen ilişkiyle bulunur:

$$S = \frac{DL_1 a_1}{a_1 A} + \frac{DL_2 a_2}{a_2 A} + \dots + \frac{DL_n a_n}{a_n A} \quad (11.5)$$

$$S = \frac{D}{A} (L_1 + L_2 + \dots + L_n) \quad (11.6)$$

İlişkilerde:

S = Su toplama havzasının ortalama eğimi

D = Orta tesviye eğrilerin yükseklik farkı

L_{1-n} = Orta tesviye eğrilerin arasındaki tesviye eğrilerinin uzunlukları

a_{1-n} = Orta tesviye eğrilerin arasındaki alanlar

A = Su toplama havzasının alanı

Su toplama havzalarının yüzey yapısı çok değişiklik gösterdiği için ortalama eğimin güvenilir olarak belirtilmesi çok önemli bulunmaktadır.

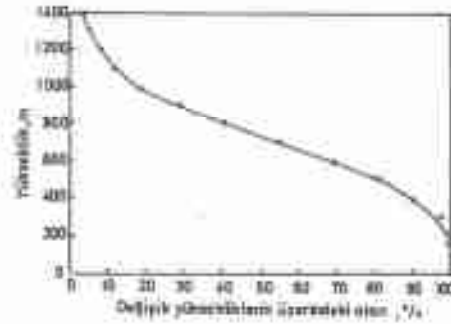
Hipsometrik Eğri: Bir su toplama havzasının yüksekliğe göre alanlarını değişimi, yüzey akışlara etki eder. Bu durumu belirtmek amacıyla su toplama havzasının topoğrafik haritası üzerinde her tesviye eğrisinin arasında kalan alan ölçülür ve bunların birikimli değerinin toplam alana göre yüzdesine karşılık, tesviye eğimlerini yüksekliği aritmetik koordinatta noktalanır. Bu noktalar birleştirilir ve böylece, hipsometrik eğri elde edilir (Şekil 11.4). Diğer taraftan su toplama havzasının çıkış ağzından eşit uzaklıkta olan noktalardan geçen eğri, izoflet olarak belirlir.

Hipsometrik eğriden yararlanarak su toplama havzasının yan alanının yüksekliği

bulunur ve bu ölçü medyan yükseklik olarak belirtilir.

11.1.4. Kanal Sisteminin Özellikleri

Su toplama havzasında bulunan kanalların hidrolik yönden özelliği, yüzey akış debisine etki eder. Genellikle bütün su toplama havzalarında değişik şekilde bağlantılı kanallar vardır. Bu kanalların bazılarında, bir veya daha fazla kanaldan gelen yüzey akış toplanır. Bir su toplama havzasında meydana gelen bütün yüzey akışın toplandığı kanala, ana kanal ve buna değişik şekilde bağlantılı olanlara da yan kanal denir.



Şekil 11.4. Hipsometrik eğri

Ana kanal çoğunlukla su toplama havzasının yan yüzlerinin birleştiği tabanından geçer. Bu kanala ulaşan yüzey akış, bir yerde su toplama havzasından ayrılır ve buraya çıkış noktası veya havza çıkış noktası denir. Çıkış noktası bulunmayan su toplama havzasında meydana gelen yüzey akış, düz arazinin üzerinde veya çukurlarda birikir. Böyle alanlar kapalı su toplama havzası olarak belirtilir.

Yüzey akışın aktığı kanal sisteminin bazı yan kanalları, ana kanal ile çıkış ağzında birleşebilir. Su toplama havzasının yüzey yapısına göre kanal sistemindeki yan kanalların genellikle ayrı bir su toplama havzası bulunur. Bu havzalardaki yüzey akışlar, belli bir kanalda toplanır. Yüzey akışı yan kanala aktarıldığında, alt su toplama havzası denir. Alt su toplama havzalarının da bir ana kanalı vardır. Bu ana kanalda toplanan su, kanal sistemine bağlandığı yere akar.

Akarsuyun Derecesi: Yüzey akışı aktığı kanal sistemi, debinin zamanla

gösterdiği değişime etki eder. Kanal sayısı fazla olan su toplama havzasında, belli bir yağmurdan meydana gelen yüzey akışın debisi daha çabuk değişir. Su toplama havzanın bütün alanından yüzey akış olduğu ve kanal sistemine iletilen akışlarda, çıkış noktasına ulaştığı zaman en büyük debi meydana gelir. Bu debinin görünme zamanı, kanal sisteminin su akıtma yarı hidrolik özelliğine bağlıdır. Bu bakımdan su toplama havzalarında, hidrolik yönden en uzun olan kanalın başlangıcındaki yüzey akış, çıkış ağzına ulaştığı zaman en büyük debinin meydana geldiği kabul edilir ve bu süre, konsantrasyon zamanı olarak belirtilir.

Su toplama havzasındaki kanalların su iletim özelliği, akarsuyun derecesi olarak verilir. Bu amaçla su toplama havzasının kanal sistemi harita üzerinde gösterilir ve devamlı olmayan yarı aralıklı olarak akış bulunduran kanallarda, bu sistemin unsuru olarak gözönüne alınır. Daha sonra akarsuyun her koluna şekil 11.5 de gösterildiği gibi sıra sayıları verilir.



Şekil 11.5: Akarsuyun derecelenmesi

Akarsuyun derecesinin belirtilmesinde, su toplama havzasının en yüksek yerlerindeki kollara birinci derece verilir. Bundan sonra aynı derecedeki kollardan birleştiği kanal bir üst dereceden, yani iki tane birinci derecedeki kolun altındaki kanal, ikinci derece olarak gösterilir. Bir alt ve bir üst derecedeki kollardan birleşmesi ile meydana gelen kanal, bu kollara verilen en üst derece ile nitelenir.

Yüzey akışlar ile sedimantın topladığı ana kanal, en büyük sıra sayısını alır ve su

toplama havzasındaki akarsu bu derece ile belirtilir. Böylece su toplama havzasındaki kanal sistemi derecelendirilir.

Dallanma Katsayısı: Akarsuyun derecesi, kanal sisteminin yüzey akışları ile ilgili özelliğini gösterir. Kanal sistemi derecelendirildiği sonra, her derecede bulunan kol sayısı belirtilir. Herhangi bir dereceli kanalların toplam sayısının bu sayının bir fazlasına bölümü, dallanma veya bifürkasyon katsayısı olarak alınır.

$$R_b = \frac{N}{N+1} \quad (11.7)$$

İlişide:

R_b = Dallanma katsayısı

N = Herhangi bir dereceli akarsu sayısı

Dallanma katsayısı, kanalın geometrik yapısını gösterdiği için derecelere göre farklılık gösterir. Ancak bunun bir kanal şebekesindeki ortalama değeri sabittir. Öte yandan her bir derece ile, bu derecedeki kanal sayısının logaritması, aritmetik koordinatta doğrusal olarak değişir. Bu değişimden yararlanarak, her bir dereceli kanalın dallanma katsayısı bulunabilir.

Ortalama Kanal Uzunluğu : Su toplama havzasındaki her bir dereceli kanalların uzunluğu, bu sistemin su ile ilgili özelliğine etki eder. Bunun için kanal şebekesindeki aynı derecedeki kolların uzunlukları haritadan ölçülür. Bu uzunluklar, aynı derecedeki kanal sayısına bölünür ve böylece ortalama olarak belirtilir.

$$L_b = \frac{\sum L}{N} \quad (11.8)$$

İlişide:

L_b = Aynı derecedeki kanalların ortalama uzunluğu

L = Aynı derecedeki kanalların toplam uzunluğu

N = Aynı derecedeki kanal sayısı

Bu toplama havzasının kanal sistemindeki bir ve ikinci dereceli kanal frekansları, yoğunlukta çok kayımsı bir değişim gösterir. Buna karşılık aynı dereceli kanalların logaritmalarna karşılık frekansları, absislik koordinatta doğrusal bir grafik verir. Diğer taraftan, birinci dereceli kanallar, yüzey akışların başladığı alanı gösterir.

Drenaj Yoğunluğu: Kanallarının uzunluğu fazla olan su toplama havzalarındaki yüzey akışlar, daha çabuk çıkış noktasına ulaşır. Bunun bir sonucu olarak, yüzey akışın debileri hızla olarak değişir. Bu durumu drenaj yoğunluğu ile belirtir. Bir su toplama havzasının birim alanına düşen kanal uzunluğuna drenaj yoğunluğu denir. Bu yoğunluk, su toplama havzasındaki kanalların uzunluklarının toplamını, havzanın alanına bölerek elde edilir. Kanalların uzunlukları haritadan ölçülür.

$$D_d = \frac{L}{A} \quad (11.9)$$

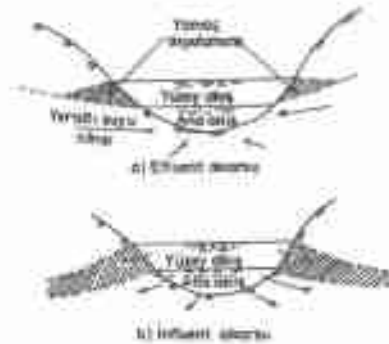
İşte,

D_d = Drenaj yoğunluğu

L = Kanal sistemindeki kolların toplam uzunluğu

A = Su toplama havzasının alanı

Drenaj yoğunluğu akarsuyun derecesine göre de belirtilebilir. Drenaj yoğunluğu iklim özelliğine göre geniş bir sınırlarda değişir. Yağışlı yörelerdeki su toplama havzalarının drenaj yoğunluğu oldukça yüksektir.



Şekil 11.6. Efluent ve influent akarsular

Yeraltı suyunun kanala sızması veya kanaldan suyun dışarıya sızmasına göre akarsular şekil 11.6 de gösterildiği gibi efluent ve influent olarak ikiye ayrılır. Devamlı akarsular yeraltı suları tarafından beslendiği için kanaldaki su dışarı sızmaz yani efluent akarsudur. Buna karşılık kuru ve yarı kuru derelerin kanal çevresinden su devamlı olarak dışarı sızdığı için influent akarsu olarak belirtilir. Influent akışlardan akarsu ve göller meydana gelir.

Küçük bir alandan yeryüzüne çıkan yeraltı suyunun debisi azdır ve bu akış pınar olarak nitelenir. Pınarlar jeolojik ve hidrolik koşulların uygun bulunduğu yerlerdeki aküferden veya farklı permeabilitesi iki katmanın arasından sızan sudan meydana gelir. Sıcaklığı fazla olan pınara, sıcak su denir. Debilerine göre pınarlar, çizelge 11.1 de verildiği gibi sınıflara ayrılır.

Yeraltı ve yerüstü su kaynakları, kar ve yağmur şeklindeki yağışlar tarafından beslendiği için verimleri yağışın miktarına bağlıdır. Yağışların azaldığı veya aralıklarının uzadığı dönemlerde, akarsuların verimi giderek azalır. Buna karşılık yağışlar fazla olduğu süreçlerde meydana gelen akışlar, kanal boyunca zarar verecek miktarda ulaşabilir.

Çizelge 11.1. Pınarların sınıflandırılması

Sınıf	Debi, l/sn
Birinci sınıf	2800 den büyük
İkinci sınıf	280-2800
Üçüncü sınıf	28-280
Dördüncü sınıf	8
Beşinci sınıf	0.8-8
Altıncı sınıf	0.08-0.8
Yedinci sınıf	0.5-0.08
Sekizinci sınıf	0.5 den küçük

Debi veya verimi zamanla farklılık gösteren akarsular, düzensiz olarak belirtilir. Bir akarsuyun veriminin zamana göre değişimi yani rejim yağışların düzenli olarak ve ortalamaya yakın miktarda meydana geldiği süreçlerde, mevsim veya yıllara göre önemli miktarda farklılık göstermez.

Ana kanalın Eğimi: Ana kanalın (akarsuyun) eğimi, yüzey akış debilerinin değişmesine ve havza zaman akışının süresine etki eder. Ana kanalın yükseklik farkının boyuna oranı eğimi verir. Ana kanalın profili, eğimin kanal boyunca değişmesini gösterir.

Kanal Frekansı: Su toplama havzasında bulunan kanalların frekansı, birim alandaki yüzey akışı ileten kanal sayısını gösterir ve aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$F = \frac{N}{A} \quad (11.10)$$

İlişki:

F = Kanal frekansı

N = Her derecedeki kol sayılarının toplamı

A = Su toplama havzasının alanı

Drenaj yoğunluğu ile kanal frekansı arasında bir ilişki bulunmaktadır. Bu durum drenaj yoğunluğu aynı fakat, frekansı farklı olan kanal sistemi için şekil 11.7'de gösterilmiştir.



Şekil 11.7. Drenaj yoğunluğu ve kanal frekanslarının değişimi.

Su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışlar, kanal sisteminin su akıtma özelliğine bağlı olarak hareket eder. Bütün kollarda iletilen yüzey akış, su toplama

havzasının çıkış noktasına ulaştığı zaman en büyük debi meydana gelir.

11.2. Akarsuyun Fiziksel Özellikleri

Bir kanalda yerçekimi kuvvetinin etkisiyle hareket eden suya akarsu denir. Suyun toprak üstünde belli bir doğrultuda akmasını sağlayan ve çevresinden daha alçak olan doğal veya yapay çukurlar, kanal olarak tanımlanır. Akarsular yüzey akışlar tarafından oluşturulmasının yanında, şekil 11.6 da gösterildiği gibi yeraltından sızan sudan da meydana gelir.

11.2.1. Akarsuyun Sınıflandırılması

Açık bir kanalda akan su süreklilik, akış rejimi ve debisine göre sınıflandırılır. Kesintisiz olarak akışı olan kanallara devamlı akarsu denir. Bunlar çoğunlukla yeraltı sularından beslenir. Yağışların toprağa sızan miktar ile yeraltı suyu yükselir ve buradan sızan sudan akarsu meydana gelir. Yalnız yağışlı mevsimlerde meydana gelen akarsulara, yani kuru dere denir. Buna karşılık yüzey akıştan meydana gelen akarsular kuru dere olarak belirtilir.

Akış miktarı yani verimi, zamanla önemli miktarda farklılık göstermeyen akarsular, rejim bakımından düzenli bunun tersinde düzensiz olarak belirtilir. Akarsu debisine göre dere, çay, nehir, su ve ırmak olarak da sınıflandırılır. Önemli bir yan kolu olmayan akarsuya dere ve derelerin birleşmesi ile oluşan akarsuya da çay denir. Çay ve derelerin birleşmesi ile meydana gelen akarsu nehir olarak belirtilir. Debiyi büyük olan akarsuya ırmak veya su da denir.

11.3. Akarsuyun Ölçülmesi

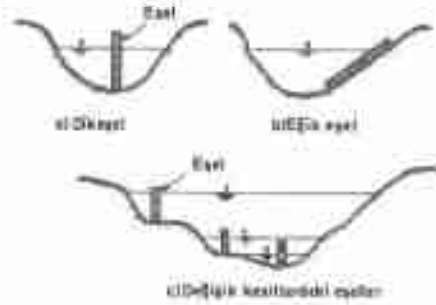
Su kaynaklarından yararlanmak ve bu kaynakların geliştirilmesi için akarsuyun veriminin, yani belli sürelerde akan su miktarlarının bilinmesine gerek vardır. Bir akarsuyun verimini saptayabilmek için debisinin ölçülmesi gerekir. Doğal akar sular, yağış miktarına bağlı olarak değişiklik gösterdiği için debileri devamlı olarak ölçülür. Diğer taraftan bu akışlar mansap tarafına doğru artar. Bu nedenle akarsuyun debisi su toplama havzasının çıkışında ölçülür.

Bir kanalda akan suyun debisi ölçülerek bulutur veya doıaylı olarak saptanır. Debinin ölçülmesinde değişik tip savak, su olukları veya hacmi bilinen kab kullanılır. Bir kanalda akan suyun debisi, akış alanı ile suyun hızını çarpılarak da elde edilir. Bunun için doğal kanal, daha sonra açıkladığı gibi su yüzeyinden itibaren küçük alanlara ayrılır. Böylece suyun aktığı kesitin alanı bulunur. Suyun akış hızı su pervanesi, yüzücü, iz maddesi veya bu amaçla geliştirilen şekillerden saptanır.

Kanalın eğimi ile kesiti değişmediği durumda akış yüksekliği, debideki değişime göre farklılık gösterir. Yani bir kanalın herhangi bir kesitinden geçen farklı debilere göre akış yüksekliği değişir. Kanalın bir kesitinden geçen farklı debilere karşılık akış yüksekliği aritmetik bir koordinatta grafikte belirtilir. Bu grafik bir kesitte akan suyun ölçülen yüksekliğine karşılık debinin bulunmasında kullanılır.

11.3.1. Akış Yüksekliğinin Ölçülmesi

Bir kanalda akan suyun yüksekliği belli bir noktaya göre belirtilir. Bu nokta çoğunlukta suyun ölçüldüğü kesitin en düşük yeri olarak alınır ve buraya genellikle sıfır akış noktası denir. Su yüksekliğinin ölçülmesinde, üzerinde uzunluk birimleri farklı renklerle belirtilmiş eşel kullanılır. Bu eşel sıfır akış noktasının üstüne dik veya eğik olarak yerleştirildiği gibi, dolu savakların üzerindeki köprü ayaklarına da bağlanabilir (Şekil 11.8). Kanal kesiti yeknesak olmadığı zaman, her kesite ayrı bir eşel konur.

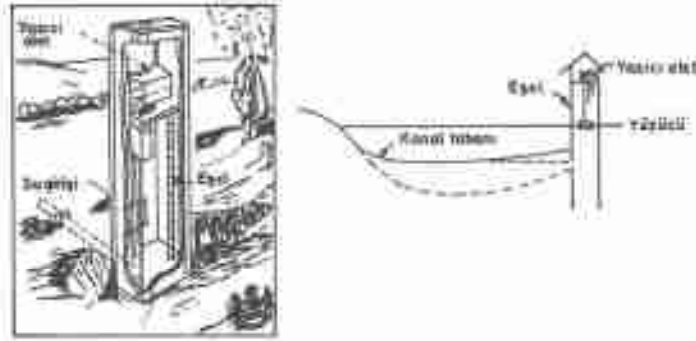


Şekil 11.8. Kanaldaki su derliğinin ölçülmesinde kullanılan eşel

Su derliğinin ölçülmesinde, ucunda ağırlık bulunan bir telde kullanılabilir. Bu amaçla kullanılan tel bir silindirin üzerine sarılmıştır ve silindirin üzerinde, dönüş sayısını

gösteren bir alet vardır. Ağırıklı tel su düzeyine kadar indirilir. Belirli bir referans noktasına göre telin uzunluğundan suyun derinliği belirtilir.

Doğal akarsuların debisi zamanla değiştiği için herhangi bir kesitteki akışın derinliği, yazıcı alet ile devamlı olarak ölçülür. Bu alete limnometre veya limnigraf denir. Bunun için kanaldaki su, yan tarafta açılan bir kuyuya bağlanır (Şekil 11.9).



Şekil 11.9. Akarsularda akış derinliği ölçülmesinde kullanılan limnometre.

Kuyudaki suyun üzerine, aletin yüzücü kısmı yerleştirilir. Suyun yüksekliği değiştikçe yüzücüye bağlı olan uç, zaman ayarlı olan bir kadranın üzerinde işaret yapar ve bu işarete göre, kanaldaki suyun derinliği belli bir referans noktasına göre belirtilir.

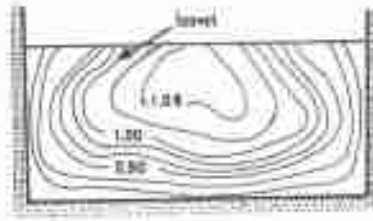
11.3.2. Açık Kanalda Akan Su Hızının Ölçülmesi

Akış halindeki su ile kanalın çevresi arasında meydana gelen sürtünme, suyun kütlesine iletilir. Bunun bir sonucu olarak açık kanalın herhangi bir kesitinden akan suyun hızı, tabandan su yüzeyine doğru artar (Şekil 11.10). Açık bir kanalda akan suyun hızının aynı olduğu noktalardan geçen eğriye, izovel denir. Söz konusu hız, kanal kesidinin şekline göre farklılık gösterir. Bu durum dikdörtgen kesitli bir kanal için Şekil 11.10 da gösterilmiştir. Dikdörtgen kanallarda yapılan ölçmeler en büyük akış hızının kesidin ortasında ve suyun 0.05-0.25 derinliğinde meydana geldiğini ortaya koymuştur.

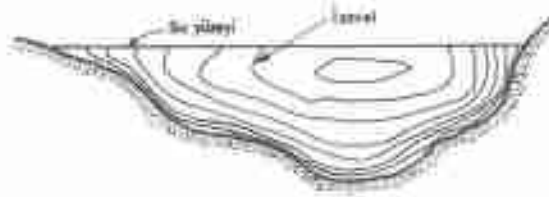
Doğal kanalların kesidi yeknesak olmadığı için suyun akış hızı, yeknesak kesitli kanallardaki dağılımından, Şekil 11.11 de gösterildiği gibi farklılık gösterir. Böyle bir

kanalda en büyük akış hızı, su derinliğinin maksimum olduğu yerde meydana gelir.

Açık kanallarda akan suyun hızı, derinlikle değiştiği için debinin bulunmasında ortalama hız kullanılır. Söz konusu hız, derinlikle olan azalmayı nitelenecek şekilde ölçülen hızların ortalamasıdır.



Şekil 11.10. Dikdörtgen kesitli kanalda akan suyun hızının değişimi



Şekil 11.11. Doğal bir kanalda akan suyun hızının değişimi

Açık bir kanalda akan suyun hızını, yüzücü bir cisimle bulmak için önce kanalın belli bir kesiminin uzunluğu ölçülür. Yüzücü cisim örneğin bir tahta parçası, bu kesimin başlangıcında su yüzeyinin ortasına konur. Bu cismin kanalın belirtilen kesiminin sonuna geldiği zaman ölçülür. Kanal kesiminin uzunluğu, yüzücü cismin bu kesimi kat ettiği süreye bölünür ve böylece suyun hızı bulunur. Ancak belirtilen bu hız, kanalın yüzeyinde ve orta yerde akan suyun hızını verir. Bir kanalda akan suyun hızı, şekil 11.12 de belirtildiği gibi değiştiği için yüzücü ile bulunan hız, 0.8 ile çarpılır ve böylece açık kanalda akan suyun ortalama hızı bulunur.

Açık bir kanalda akan suyun hızı, su pervanesi ile de ölçülür. Su pervanesi akış hızına göre farklı olarak döner. Belirli zaman aralıklarındaki dönüş sayıları ile akan suyun hızı arasında aşağıda belirtildiği gibi bir ilişki vardır.

$$V = a + bN \quad (11.11)$$

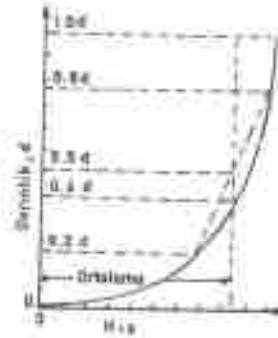
İlişkide:

V : = Suyun akış hızı

N : = Dönüş sayısı

a, b = Hız katsayıları

Bu ilişkiadaki katsayılar hidrolik deneylerle elde edilir. Su pervanesi ile hızın ölçüleceği yerler, kanalda akan suyun derinliğine göre belirtilir. Açık bir kanalda akan suyun hızı derinliğe göre şekil 11.12 de gösterildiği gibi değiştiği için su pervanesi ile keskin değişik derinliklerdeki hız ölçülür ve bunların ortalaması kesitten geçen suyun akış hızı olarak alınır. Doğal veya yapay bir kanalda akan suyun hızının pervane ile ölçüldüğü derinlikler ve ortalama hızın bulunması, çizelge 11.2 de gösterilmiştir.



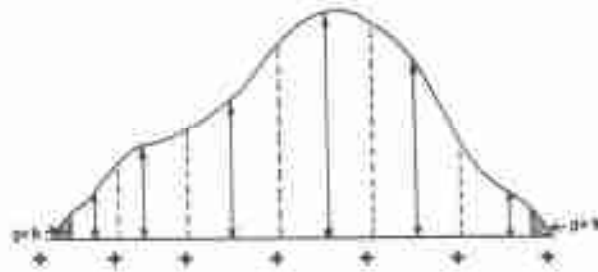
Şekil 11.12. Açık kanalda akan suyun hızının düzey doğrultusunda değişimi

Doğal kanallarda akan suyun hızı kanalın ortasında yanlara doğru azaldığı için kanal kesiti, eşit genişlikte bölümlere ayrılır ve her bir bölümden geçen suyun hızı su pervanesi ile ölçülür. Bu durumda kanalın yüzeyinin yan köşelerindeki bölümler gözönüne alınmaz. Saptanan ortalama hızlar ile alanlar çarpılarak, her bölümden geçen suyun debisi bulunur. Kanalın her bir bölümü için bulunan debilerin toplamı, kanalın belirtildiği kesitten geçen suyun debisini verir (Şekil 11.13).

Çizelge 11.2. Kanalda Akan Suyun Hızının Su Pervanesi İle Ölçüldüğü Denklikler ve Ortalama Hızın Saptanması

Ölçme adedi	Kanaldaki suyun derinliği, m	Ölçme noktası	Ortalama hız
Tek nokta	0.3-0.6	0.6 d	$V=V_{0.6}$
İki nokta	0.6-3	0.2d, 0.8d	$V=1/2(V_{0.2}+V_{0.8})$
Üç nokta	3-6	0.2d, 0.6d, 0.8d	$V=1/4(V_{0.2}+2V_{0.6}+V_{0.8})$
Beş nokta	6 dan büyük	SY, 0.2d, 0.6d, 0.8d, T	$V=1/10(V_S+3V_{0.2}+2V_{0.6}+3V_{0.8}+V_T)$

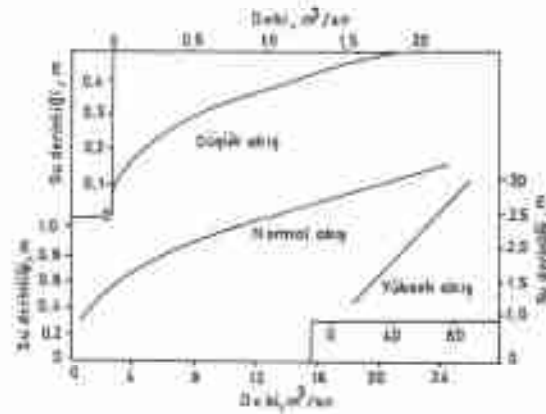
d = Su derinliği.
 SY = Su yüzeyinden 0.3 m alta
 V_{0.6} = Su yüzeyinin 0.3 m altındaki hız.
 V_{0.2} = Kanal tabanının 0.3 m üstündeki hız.
 T = Kanal tabanından 0.3 m üstte.



Şekil 11.13. Bölümlere ayrılmış bir kanal kesiti

Akarsuyun değişik derinliklerine karşılık debileri aritmetik bir koordinatta noktalarınınca şekil 11.12 de gösterildiği gibi yaklaşıp olarak parabol şeklinde, buna karşılık derinliklere göre debiler, logaritmik koordinatta oldukça düz bir grafik meydana getirir (Şekil 11.14). Bu grafikten akarsuyun ölçülerek bulunan derinliklerine karşılık debiler elde edilir.

Akarsuyun yatağında meydana gelen oyulma veya sediment birikimi, su derinliğinin değişmesine neden olur. Bu şekildeki fiziksel etki ile su derinliğinde meydana gelen değişimin belirlenmesi gerekir.



Şekil 11.14. Akarsu debisinin derinlikle değişimi

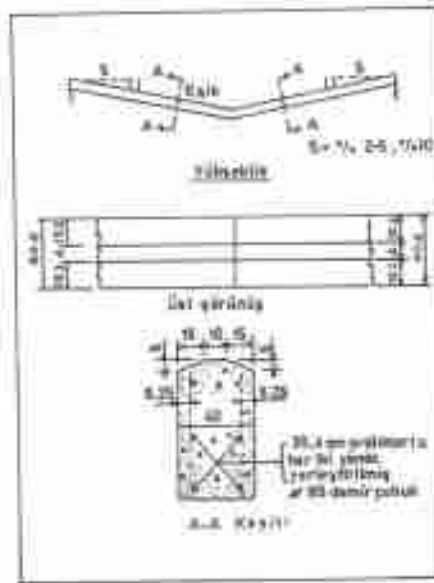
Akarsuyun yükselmesi sırasında belli bir derinlikte ölçülen debi, alçalma sırasında aynı derinlikte ölçülen debiden daha fazladır. Bu nedenle akarsuyun alçalma sırasındaki derinliklerine karşılık olan debilerin değişimi aynı koordinat sisteminde belirtilir.

11.3.3. Savak

Akarsuyun debisi savaktan geçirilemez ölçüdür. Bu amaçla HS, H, HL üçgen Parshall ve kesik boğazlı savaklar kullanılır. Akarsuyun debisinin ölçülmesinde kullanılan savak, değişik debilerde su akıtacak şekilde yapılır ve bunlardan farklı derinlikte akan suyun debisi, bu amaçla hazırlanan çizelgelerden alınır. Büyük doğal kanallardaki suyu geçirecek kesitteki savak, ölçme yerinde betonla inşa edilir. Akarsuyun debisi savak üzerinde ölçülen derinlikten belirtildiği için burada, turbulansın meydana gelmemesi gerekir. Bunun için savağın yukarıdaki kanal kesiminde, bu durumu önleyecek kadar düz olması gerekir.

Büyük kapasiteli akarsuyun debisini ölçülmesinde, akseryette üçgen savak kullanılır. Bu savak akarsuyun debisini ölçecek boyutta yapılır. Eşik genişliği 40 cm olan

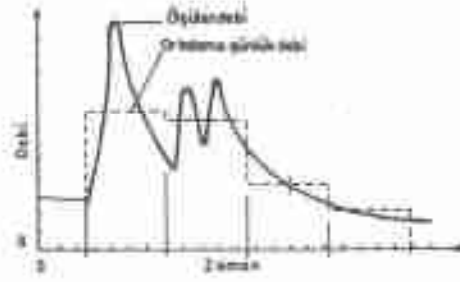
Üçgen savağın boyutları, şekil 11.15 de gösterilmiştir. Bu savağtan geçen suyun derinliğini ölçmek için savağın eşik merkezinden 3 m uzunluğundaki kanal kesiminin düzgün olması gerekir. Bu durumda ölçülen suyun derinliğinden faydalanarak savağın akış alanı bulunur. Bu savağtan akan suyun derinliğine karşılık debiler çizelge 11.3 den alınır. Küçük kapasiteli akarsuların debilerinin ölçülmesinde, akış miktarını geçirecek kapasitede bir savağ kullanılır.



Şekil 11.15. Eşik genişliği 40 cm olan üçgen savağın boyutları

11.4. Akış Miktarının Belirlenmesi

Akarsuyun debisinden yararlanarak günlük akış miktarı bulunur. Bir akarsuyun uzun yıllık günlük akışlarının ortalaması, günlük ortalama akış olarak belirtilir. Günlük ortalama akışların büyüklüklerine göre dizilmesi sonunda meydana gelen diziyi, kişiye ayıran değer medyan olarak alınır. Günlük akışların dağılımı, ortalamaya göre çok farklılık göstermesi durumunda, en büyük ve en küçük günlük debiler ayrı olarak gösterilir. Böyle bir veri, akarsu debilerinin olasılık dağılımı ile akışların mevsimlere göre değişiminin belirlenmesinde gözönüne alınır. Bir akarsuyun gerçek yarı ölçülen günlük debiler ile günlük ortalama debilerin arasında farklılık, şekil 11.16 da gösterilmiştir.



Şekil 11.16. Bir akarsuyun gerçek ve ortalama günlük debilerinin değişimi.

Akarsuların günlük ortalama akışlarından yararlanarak, belli sürelerde alınabilen su miktarı bulunur. Bu miktar su veriminin belirlenmesinde gözönüne alınır. Su kaynaklarının planlanmasında akarsuyun verimi, mevsimlere veya yıl için belirtilir. Ancak su kaynakları veriminin, su yılı için belirlenmesi gerekir. Kuşkusuz su yılı bütün yörelerde aynı zamanda başlamaz. Su yılının başlangıcı olarak, yağışların toprak ve bitkiden olan ortalama buharlaşmadan ik kez fazla olduğu zaman alınır.

Çizelge 11.3. Üçgen Savaşın Değişik Akış Alanlarına Göre Debileri

SUI DERİNLİĞİ											
30,5cm		51 cm		91,5 cm		122 cm		152,5 cm		183 cm	
Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn
1:3 Üçgen savaş											
0.74	237.0	1.86	1621.7	3.72	5324.2	6.50	12035.0	10.22	20248.8	14.86	31162.0
0.79	235.0	2.04	1649.8	3.81	5007.8	6.69	10988.2	10.68	19549.8	15.05	30444.0
0.84	233.8	2.23	1482.5	3.80	4886.0	6.87	10563.4	11.15	17700.0	15.24	29730.0
0.88	232.8	2.42	1458.5	4.09	4729.4	7.06	10195.2	11.61	17133.8	15.42	29028.0
0.93	231.8	2.60	1438.7	4.37	4603.9	7.25	9868.8	12.08	16708.8	15.61	28461.8
1.02	230.2	2.79	1421.7	4.65	4361.3	7.43	9770.4	12.54	16312.3	15.79	28036.8
1.11	228.8	2.97	1410.3	4.83	4304.6	7.62	9500.5	13.01	15972.5	15.98	27753.6
1.21	227.7	3.16	1399.0	5.02	4246.0	7.80	9438.9	13.47	15745.9	16.16	27470.4
1.30	227.1	3.34	1390.5	5.20	4180.4	7.99	9317.3	13.94	15547.7	16.35	27215.5
1.39	226.8	3.53	1384.8	5.39	4163.0	8.18	9204.0	14.40	15377.8	16.54	26960.8
1.86	225.1	3.72	1378.2	5.57	4134.7	8.36	9090.7	14.86	15207.8	16.72	26762.4
2.32	224.6	3.90	1373.5	5.76	4106.4	8.55	9005.8	15.33	15066.2	17.19	26337.8
2.79	224.3	4.09	1367.9	5.95	4078.1	8.73	8920.8	15.79	14953.0	17.65	25927.8
3.25	224.3	4.27	1365.0	6.13	4049.8	8.92	8838.8	16.26	14839.7	18.09	25304.8
3.72	224.2	4.46	1362.2	6.32	4049.8	9.10	8778.2	16.72	14754.7	18.51	24838.4
4.18	224.3	4.65	1359.4	6.50	4021.4	9.29	8722.5	17.19	14669.8	20.44	24298.8
4.65	224.3	4.83	1356.5	6.69	4021.4	9.75	8609.3	17.65	14584.8	21.37	23987.0
5.57	224.3	5.02	1353.7	6.87	3983.1	10.22	8496.0	18.12	14499.8	22.30	23733.2
6.50	224.3	5.20	1350.9	7.06	3953.1	10.68	8411.4	18.58	14443.2	23.23	23505.6
7.43	224.3	5.39	1348.0	7.25	3924.8	11.15	8354.4	19.51	14386.6	24.16	23279.0
		5.57	1345.2	7.43	3896.8	11.61	8297.8	20.44	14329.9	25.08	23080.8
		5.76	1345.2	7.62	3868.5	12.08	8241.1	21.37	14273.3	26.01	22939.2
		5.95	1342.8	7.80	3839.5	12.54	8184.5	22.30	14216.6	26.94	22825.8
		6.13	1342.4	7.99	3808.2	13.01	8127.8	23.23	14160.0	27.87	22746.0
		6.32	1342.4	8.18	3808.2	13.47	8089.3	24.15	14103.4	28.79	22671.0
		6.50	1339.8	8.36	3808.2	13.94	8071.2	25.08	14046.7	31.59	22401.1
		6.69	1338.5	8.55	3873.8	14.86	8042.8	26.01	13989.1	33.44	22258.5
		6.87	1339.5	8.73	3878.8	15.79	8014.8	26.94	13951.8	35.30	22146.2
		7.06	1336.7	10.22	3851.8	16.72	7986.2	27.87	13933.4	37.16	22080.6
		7.25	1336.7	11.15	3823.2	17.65	7967.8	32.52	13876.8	41.81	21976.3
		7.43	1333.9	12.08	3794.9	18.58	7929.6	37.16	13820.2	46.45	21891.4
7.90	1333.0	13.01	3784.9	23.23	7844.6	41.81	13763.5	51.10	21806.4		
8.36	1331.0	13.94	3786.6	27.87	7816.3	46.45	13735.2	55.74	21721.4		
9.29	1331.0	18.58	3766.6	33.16	7788.0	51.10	13706.9	60.39	21684.8		
13.94	1331.0	23.23	3738.3	46.45	7788.0	55.74	13706.9				

Çevre 11.3. (Devam) Üçgen Savağın Değişik Akış Alanlarına Göre Debileri

SU DERİNLİĞİ											
90.5cm		61 cm		91.5 cm		122 cm		152.5 cm		183 cm	
Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn	Alan, m ²	Debi, lt/sn
1.5 Üçgen savağ											
1.39	988.0	2.78	2775.4	5.57	5550.8	10.76	10708.8	15.79	15702.4	21.37	21341.6
1.67	985.2	2.88	2732.9	5.67	5660.9	10.96	10425.8	16.72	27744.8	22.30	47577.6
1.95	982.3	2.97	2690.4	5.76	5496.0	11.15	10169.0	17.65	27612.0	23.23	46736.8
2.79	378.5	3.07	2947.9	5.85	6354.4	11.33	10000.8	18.58	28904.0	24.15	44462.4
4.65	373.6	3.16	2811.1	5.95	6241.1	11.62	15830.9	19.51	28381.0	25.08	43329.6
5.57	370.7	3.25	2582.8	5.04	8127.8	11.71	15989.3	20.44	25771.2	26.01	42338.4
6.50	376.7	3.34	2557.3	6.13	8014.6	11.89	15576.0	21.37	25431.4	25.94	41488.8
7.43	370.7	3.44	2534.8	6.22	7929.6	12.08	15462.7	22.30	25148.2	27.87	40780.8
8.36	376.7	3.53	2517.8	6.32	7844.6	12.26	15349.4	23.23	24921.6	28.80	40327.7
9.29	376.7	3.62	2503.3	6.41	7759.7	12.45	15236.2	24.15	24696.7	29.73	39931.2
		3.72	2482.2	6.50	7703.0	12.63	15122.9	25.08	24468.5	30.66	39581.4
		3.90	2469.3	6.69	7689.7	12.82	15037.9	26.01	24208.6	31.59	39306.2
		4.09	2449.7	6.87	7476.5	13.01	14953.0	26.94	24157.0	32.52	39081.8
		4.27	2432.7	7.06	7391.5	13.47	14783.0	27.87	24072.0	33.44	38883.4
		4.46	2418.5	7.25	7334.9	13.64	14669.8	28.80	23867.0	34.37	38684.1
		4.65	2407.2	7.43	7278.2	14.40	14528.2	29.73	23602.1	35.30	38488.9
		5.11	2361.7	7.80	7165.0	14.86	14443.2	30.66	23045.4	36.23	38317.0
		5.57	2364.7	8.18	7051.7	15.79	14273.3	31.59	23788.8	37.16	38147.0
		6.04	2350.8	8.55	6966.7	16.72	14131.7	32.52	23732.7	38.09	37877.8
		6.50	2342.1	8.92	6910.1	17.65	13990.1	33.44	23676.5	39.02	37635.5
		6.97	2333.5	9.29	6881.8	18.58	13876.8	34.37	23618.9	39.95	37685.9
		7.43	2327.9	10.22	6796.6	19.51	13791.6	35.30	23562.2	40.88	37552.3
		7.90	2322.2	11.15	6711.8	20.44	13735.2	36.23	23505.8	41.81	37439.0
		8.36	2316.6	13.01	6626.9	21.37	13678.0	37.16	23449.0	42.73	37090.2
		8.83	2310.9	14.86	6770.2	22.30	13621.9	41.81	23392.3	51.10	36532.8
		9.29	2305.2	16.72	6541.9	23.23	13593.6	46.45	23335.7	55.74	36234.6
		10.22	2299.6	18.58	6113.6	24.15	13508.3	51.10	23279.0	60.39	36193.0
		11.15	2293.9	20.44	6485.3	25.08	13508.5	55.74	23222.4	65.03	36108.0
		13.01	2288.3	23.23	6457.0	27.87	13452.0	60.29	23166.6	69.68	36023.0
		15.79	2282.8	27.87	6428.6	37.16	13310.4	65.03	23100.1	74.32	35866.4
		18.58	2278.8	37.16	6400.3	55.74	12188.8	74.32	22995.0	83.61	35966.4
		27.87	2279.8	46.45	6400.3	65.03	13198.8	98.90	22797.6	92.00	35966.4

BÖLÜM 12

YÜZEY AKIŞIN ANALİZİ

Yerüstü su kaynakları veriminin belirlenmesi ve taşkın koruma yapılarının projelendirilmesi için, yüzey akışların hacmi ile debilerini bilmesi gerekir. Bu akışın hacmi ile debileri daha önce açıklanan faktörlere göre değişiklik gösterir. Bir yüzey akışın hacmi ile debileri, bu akışın hidrografi analiz edilerek veya bu amaçla geliştirilen yöntemlere göre dolaylı olarak bulunur.

12.1. Yüzey Akış Hidrografi

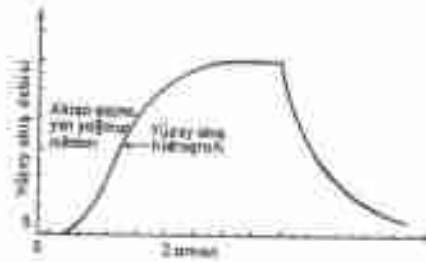
Yüzey akış başladıktan sonra, kanalda akan suyun hacmi giderek artar. Su toplama havzasından en büyük miktarda yüzey akış meydana geldiği zaman bu akışın debisi maksimuma ulaşır. Bunun için su toplama havzasının bütün kanallarındaki yüzey akışın, çıkış noktasına iletilmesi gerekir. Ancak söz konusu kanalların hidrolik özellikleri aynı olmadığı için, yüzey akışın hızı farklılık gösterir. Bu nedenle su toplama havzasının hidrolik yönden en uzun kanalının ucuındaki yüzey akış, çıkış noktasına ulaştığı zaman en büyük debinin meydana geldiği kabul edilir. Ancak su toplama havzasındaki kanalların hidrolik özelliklerinin belirlenmesi oldukça güç olduğu için en uzun kanal gözönüne alınır. Yağmur kesilince yüzey akış miktarı giderek azalır. Toprak üstünden akış olmadığı ve üst toprak katmanı içinden de kâna sızan su kesildiği zaman yüzey akış sona erer.

Yüzey akış debilerinin zamana değişimini gösteren grafiğe, yüzey akış hidrografi denir. Bunun için yüzey akışın değişik sürelerdeki debileri belirlenir. Bu debileri ile bunların ölçüldüğü zamanlar, aritmetik bir koordinatta noktalanır. Bu noktalar birleştirilerek yüzey akış hidrografi elde edilir.

Yeknesak şiddetli bir yağmurdan meydana gelen yüzey akışın hidrografi şekli 12.1 de gösterilmiştir. Bu hidrograf şekli 12.2 de verildiği gibi gösterilir ve buna, basit yüzey akış hidrografi denir. Basit bir yüzey akış hidrografının şekli, debiye bağlı olarak değişiklik gösterir. Söz konusu yüzey akışın bir tane en büyük debisi vardır.

Şiddetli yeknesak olmayan (Şekil 6.13) bir yağmurdan meydana gelen yüzey

akışın debisi, yeknesak şiddetli yağmurdan yüzey akış debileri gibi maksimum bir debiye ulaştıktan sonra giderek azalmaz. Böyle bir yağmurdan yüzey akış başladıktan sonra debi, gittikçe artar ve yağmurdan şiddetinin değişmesine paralel olarak yüzey akışın debileri de değişir. Bu şekildeki bir yüzey akış hidrografının birden fazla maksimum debisi bulunur ve bu nedenle birleşik yüzey akış hidrografi olarak belirtilir (Şekil 12.5).



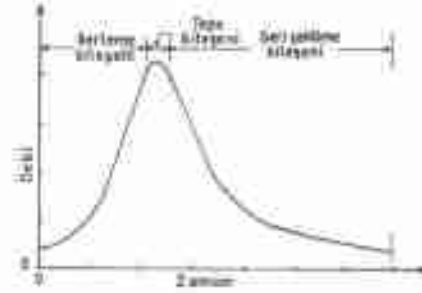
Şekil 12.1. Yeknesak şiddetli bir yağmurdan meydana gelen yüzey akış debilerinin değişimi

Bir yüzey akış hidrografının farklı bileşenleri vardır. Bu hidrografa debinin artışı gösteren bileşene ilerleme veya yükselme, en büyük debiyi gösteren bileşene tepe ve debinin azalışını belirten bölüme de, geri çekilme bileşeni denir. Yüzey akışın en büyük debisi, su toplama havzasının hidrolik yönden en uzun akarsuyunun ucundaki yüzey akış, havzanın çıkış noktasına ulaştığı zaman meydana geldiği için söz konusu hidrografın ilerleme bölümü, konsantrasyon bileşeni olarak da belirtilir. Bir su toplama havzasının hidrolik bakımdan en uzak noktasındaki yüzey akışın çıkış noktasına ulaşma zamanı akışlara göre değişiklik göstermez.

Yüzey akışın başlama zamanı, bitki ve toprak yüzeyleri ile çukurlarda tutulan su miktarlarının yanında toprak üstü ve üst toprak içi akışlara göre de farklılık gösterir. Yağmur hyetografi ile yüzey akış hidrografının tepe noktası arasında kalan ve havza zaman açığı olarak belirtilen bu süre, en büyük yüzey akış debisinin dolaylı olarak saptanmasında gözönüne alınır.

Yüzey akışla birlikte kanaldaki su seviyesi artar. Bunun bir sonucu olarak kanalın yan yüzlerinden sızma başlar ve yüzey akış, influent bir akarsu durumuna gelir (Şekil 11.5). Kanalın yan yüzlerinde depolanan yüzey akışın tamamı veya bir bölümü, serbest

su yüzeyi alçalıktan sonra tekrar kanala sızar. Buna yamaç depolaması denir. Yüzey akışın kanal dışına sızan ve yamaçta depolanan miktarın en büyük debiye etkisi eder (Şekil 11.5). Su toplama havzasının kanal sistemine düşen yağmurlar, hemen akış haline geçer. Kanal yüzey akışı olarak adlandırılan bu miktar, kanalların yüzey alanı ile ortalama yağmur miktarı çarpılarak elde edilir.



Şekil 12.2. Basit bir yüzey akış hidrografi

Yüzey akış bir akarsu üzerinde toplandığı zaman, kanaldaki su ile birlikte ölçülür. Yüzey akıştan önce kanalda akan su, yeraltı suyu akışı veya ana akış olarak belirtilir. Ana akış ile yüzey akış debilerine göre çizilen hidrografa, bileşik yüzey akış hidrografi denir. Bileşik bir yüzey akış hidrografında ana akışın üzerinde kalan bölümü, yüzey akışın hacmi ile debilerin değişimini gösterir. Yüzey akışın başlangıcı ile sona erdiği zaman arası yüzey akışın süresi olarak alınır. Bileşik bir yüzey akış hidrografından ana akış, hidrograf analiz yöntemine göre ayrılır.

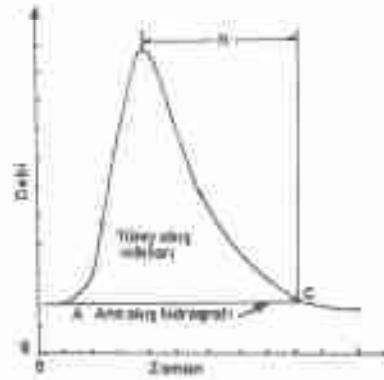
12.1.1. Basit Yüzey Akış Hidrografının Analizi

Şiddeti yeknesak olan ve bu nedenle basit bir hidrograf meydana getiren yüzey akış, toprak üstü ve üst toprak içi akışı ile kanala düşen yağmurdan meydana gelir. Yeknesak yani düzgün şiddetli yağmurun yüzey akışı, akarsuyun bulunduğu bir kanalda toplandığı durumda, basit bir yüzey akış hidrografı meydana gelir. Kanala düşen yağmur, yüzey akış hacmine önemli bir katkıda bulunmaz. Toprak üstü ve üst toprak içi akışın toplamı olan yüzey akış, aşağıda açıklanan yöntemle göre ana akıştan ayrılır.

Yüzey akışlar başladıktan sonra kanalda akan suyun debisi artar ve bunun bir

sonucu olarak söz konusu hidrograf, yeraltı suyu yani ana akışın zaman içerisindeki değişiminden belirgin bir ayrıntıya gösterir. Bu nokta yüzey akış hidrografının başlangıcı olarak alınır. Yüzey akışın debilerinin bağlı olarak hidrografın en büyük kısmı oluşur. Yağmur kesildikten sonra yüzey akışın en büyük debisi giderek azalır ve su toplama havzasının toprak üstü akışı ile, üst toprak katmanının içinden olan sızma kesilince yüzey akış sona erer. Böylece geri çekilme eğrisi, oldukça belirgin bir kıvrım yaparak yeraltı suyu akışını gösteren grafik ile birleşir.

Yüzey akışın başlangıç ve sona erdiği noktaların arası, düz bir doğru ile birleştirilerek yüzey akış ile ana akış yani, yüzey akıştan önce kanalda akan su birbirinden ayrılır. Bu doğrunun üstünde kalan bölüm, yüzey akışın hacmi ile debilerinin zamana göre değişimini gösterir (Şekil 12.3).



Şekil 12.3. Basit bir yüzey akış hidrografından ana akışın ayrılması

Üst toprağın içinden akan suyun miktarı, bu katmanının hidrolik iletkenliğine bağlı olduğu için yüzey akış ile ana akışın geri çekilme eğrisi ile kestiği noktarın yeri kolayca belirtilemez. Bunun için yüzey akış hidrografının sona erdiği nokta, aşağıda verilen ilişkiiden yararlanılarak bulunan geri çekilme süresinden elde edilir:

$$N = 0.834A^{0.2} \quad (12-1)$$

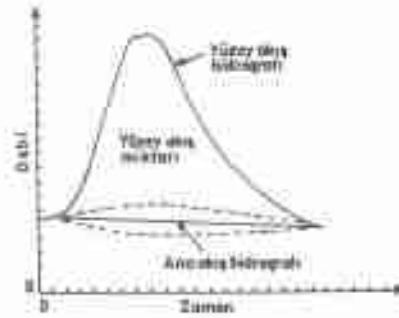
İlişkide:

N = Geri çekilme süresi, gün

$$A = \text{Havza alanı, km}^2$$

Çok engebeli su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışın yukarıda verilen ilişkiye göre bulunan geri çekilme zamanı gerçek süreden daha kısadır. Diğer taraftan uzunluğu genişliğinden çok fazla olan su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışın, yukarıda verilen ilişkiye göre bulunan geri çekilme süresi yaklaşık % 50 kadar arttırılır.

Yamaç depolaması bir süre sonra kanala döndüğü için, yüzey akış miktarında bir artış olur. Ancak kanaldan sızan ve yan yüzlerde tutulmayan su, yüzey akış miktarını azaltır. Bu durumlarda yüzey akış ile ana akış, şekil 12.4 de gösterildiği gibi ayrılır.



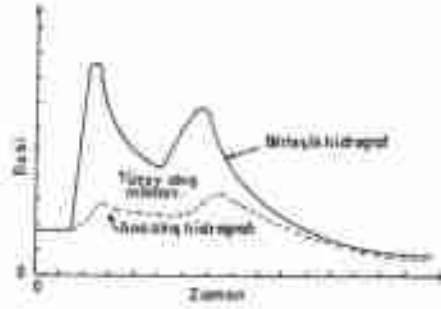
Şekil 12.4. Yamaç depolamasının yüzey akış hidrografına etkisi

12.1.2. Birleşik Yüzey Akış Hidrografının Analizi

Değişik şiddetli bir yağmurdan meydana gelen yüzey akış, birden fazla tepe bileşeni olan bir hidrograf verir ve buna birleşik hidrograf denir. Böyle bir hidrograf yukarıda açıklanan esaslar uyarınca analiz edilir ve şekil 12.5 de gösterildiği gibi yüzey akış, ana akıştan ayrılır.

Bir hidrograftan yüzey akış hacmini saptayabilmek için önce hidrografın birim alanının nitelendirdiği yüzey akış miktarı saptanır. Bu hidrografın birim alanının nitelendirdiği yüzey akış miktarı, zaman ekseninde birim boyutun gösterdiği süre ile, ordinat ekseninde aynı boyuta karşılık olan debinin çarpımına eşittir. Yani bir yüzey akış hidrografının zaman ekseninin birim süresi T ile, ordinat ekseninde aynı birime karşılık

olan debi L^3 / T çarpılırsa, L^2 olarak yüzey akış hacmi elde edilir. Yüzey akış hidrografının tepe noktası en büyük akış debisini gösterir. Bu akışın görünme zamanı, hidrografın zaman ekseninden belirtilir.



Şekil 12.5. Birleşik bir hidrografından ana akışın ayrılması

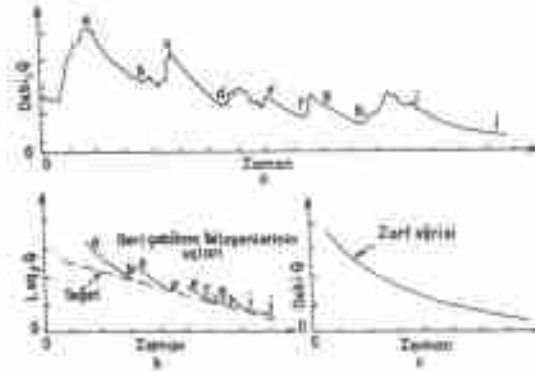
Birleşik bir yüzey akış hidrografında geri çekilme bileşenlerine zarf olan bir eğri vardır. Ayrıca birleşik hidrografın geri çekilme debilerinin logaritmatasının, zamana göre aritmetik koordinataki grafiği, bir doğru verir (Şekil 12.6). Böylece birleşik bir hidrografın geri çekilme bileşeninin şekli belirtilir.

Birleşik bir yüzey akış hidrografında en büyük debisi, çok ender olarak birbirine eşit olur. Yani birleşik bir yüzey akış hidrografında, çoğunlukla bir tane en büyük debi vardır. Yeknesak şiddetli olmayan ve başlangıçta daha fazla miktarda meydana gelen yağmurlar, kesilmeden önce en büyük yüzey akış debisi görülür. Yağmur kesildikten sonra en büyük yüzey akış debisinin görünme zamanı arasında kalan süre, yağmur miktarlarının alanısal dağılımına bağlıdır.

Bir su toplama havzasının çıkış noktası çevresine, yukarı kesimden daha fazla olarak düşen yağmurdan meydana gelen yüzey akış kısa bir zaman içinde en büyük debiye ulaşır. Alın ve yukarı kısımları daha geniş olan su toplama havzalarında yeknesak şiddetli bir yağmurdan meydana gelen yüzey akışın çıkış noktasına ulaşma zamanı farklı olduğu için birleşik hidrograf meydana gelir.

Yüzey akış hidrografının geri çekilme bileşeni, yağmurdan sonra ana kanala iletilen suyun debisinin zamanla değişimini gösterir. Toprak üstü ve üst toprak içi akışlar kesildikten sonra yüzey akış sona erer. Ancak yağmur nedeniyle yeraltı su seviyesinin

artması halinde bu akış, bir süre daha meydana gelir. Buna şekil 10.4 de verilen yüzey akış şemasında gösterdiği gibi yeraltı suyundan gelen yüzey akış denir.



Şekil 12.6. Birleşik yüzey akış hidrografının geri çekilme eğrilerinin değişimi.

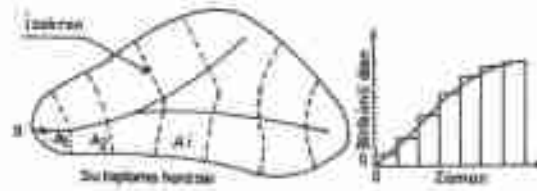
Yüzey akışın geri çekilme bileşeni, yağmurun şiddeti ve infiltrasyon hızına bağlı değildir ve üst toprak katmanının hidrolik iletkenliği ile su toplama havzasının bu yönden önemli karakteristiklerine göre değişiklik gösterir. Ayrıca yağmurların alansal dağılımı, geri çekilme bileşeninin şekline etki eder. Su toplama havzasının çıkış ağzını etkileyen şiddetli yağmurların neden olduğu yüzey akışlar, hızlı olarak geri çekilir. Buna karşılık su toplama havzasının yukarı kısmını etkileyen yağmurlardan meydana gelen yüzey akışlar, uzun bir zaman boyutunda geri çekilir.

12.2. Yüzey Akış Hidrografına Etkili Faktörler

Yüzey akış hidrografının ilerleme bileşeni, toprak üstü akış ile üst toprağın içinden akan suyun zamanla gösterdiği değişime bağlıdır. Bir su toplama havzasında meydana gelen toprak üstü akışın miktarı tamamen yağmurun şiddeti ile alansal dağılımına bağlı olmasına karşılık üst toprak içi akış, toprağın hidrolik iletkenliğine göre değişir. Yüzey akışın debileri, yağmur ve su toplama havzasının bu yönden önemli bulunan özelliklerine göre farklılık gösterir. Yüzey akış debilerinin birden artması halinde bu hidrografın ilerleme bileşeni, dik duruma yaklaşır. Buna karşılık debileri az miktarda artış gösteren yüzey akışın ilerleme bileşeni, yatık olacağı için bu akışın hidrografi basık olur.

Su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışlar, değişik zamanlarda çıkış noktasına ulaşır. Yüzey akışı, havzanın çıkış noktasına aynı zamanda ileten noktalardan geçen eğriye, izokron veya eş zamanlı akış eğrisi denir (Şekil 12.7). Su toplama havzasının izokron haritası, çıkış noktasına aynı zamanda ulaşan yüzey akışların bulunduğu alanları gösterir. Aynı zamanlı yüzey akışların birikim miktarı, toplam yüzey akışın havzanın çıkış noktasına ulaşma zamanını belirler.

Eş zamanlı akış eğrileri arasında kalan alanlar, su toplama havzasının çıkışından yukarıya gidildikçe artar. Bu sebeple yüzey akış hidrografının ilerleme bileşeni oldukça yatak başlar ve bundan sonra, birden yükselerek hidrografın tepe bölümü ile birleşir. İlerleme bileşeninin eğimine, bitki ve toprak yüzeyinde depolanan su ile yağmurun başlangıcındaki infiltrasyon hızı etki eder.



Şekil 12.7. Su toplama havzasının izokron eğrileri

Yağmurların şiddeti ile alanlar dağılımı yeknesak olmadığı ve aynı zamanda infiltrasyon hızı da, havza düzeyinde değişiklik gösterdiği için yüzey akış hidrografın en büyük bileşeni, geri çekilme eğrisinden belirgin bir kırılma yaparak ayrılmaz.

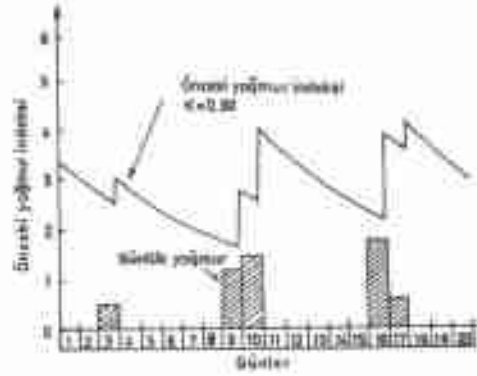
12.3. Yüzey Akış Hacminin Tahmin Edilmesi

Yüzey akışın hacmi ile en büyük debisi, bu amaçla geliştirilen ilişkilerden yararlanarak da elde edilir. Yüzey akış hacminin dolaylı olarak saptanmasında uygulanan yöntemler aşağıda açıklanmıştır.

12.3.1. Önceki Yağmur İndeksi

Bir su toplama havzasında belli bir yağmurdan meydana gelen yüzey akış hacmi,

toprağın nem açığı ve infiltrasyon hızına göre farklılık gösterir. Yağmur miktarı, su toplama havzasında uygun çöküde kurulan öçek ağı ile tayin edilmesine karşılık söz konusu havzanın topraklarında bulunan ortalama nemin belirlenmesi çok zordur.



Şekil 12.8. Önceki yağmur indekslerinin değişimi.

Bir su toplama havzasının toprağındaki nem, yağmur meydana gelmediği sürede azalma gösterir. Toprak neminin başlangıçtaki indeks değeri biliniyor peşpeşe gelen günlerin indeksi, aşağıda verilen ilişkiye göre ifade edilebilir. Herhangi bir gün toprakta bulunan nem miktarını gösteren indeks bir önceki gündən sağıtandığı için bu yöntem, önceki yağmur indeksi olarak nitelenir.

$$I_t = I_{t-1} k \quad (12.7)$$

İlişkide:

I_t = Belirtilen t gün sonundaki nem indeksi

I_{t-1} = Önceki nem indeksi

k = Nem azalma katsayısı

Birer gün ara ile önceki yağmur indeksinin tayin edilmesi halinde yukarıdaki ilişki, aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$I_t = kI_o \quad (12.3)$$

İlişkide:

I_t = Toprağın nem indeksi

k = Nem azalma katsayısı

I_o = Önceki nem indeksi

Böylece herhangi bir gün için indeks değeri (I_t) nem azalma katsayısı ile bir önceki günün indeks değerinin çarpımına eşittir. Yağmur meydana gelmesi halinde önceki günün indeks değerine, yağmur miktarı eklenerek bir sonraki günün indeks değeri bulunur (Şekil 12.8). Topraktaki nemin azalışını gösteren katsayı (k), genellikle 0.85-0.90 arasında bulunur.

12.3.2. İnfiltrasyon İndeksi

Su toplama havzasının ortalama infiltrasyon hızı bündükten sonra, yağmur hyetografından toprağa sızan miktarı ayırarak yüzey akış hacmi bulunur. Su toplama havzasının ortalama infiltrasyon hızını gösteren ϕ ve W indekslerinin elde edilmesi ve bunlara göre yüzey akış hacminin bulunması, sekizinci bölümde açıklanmıştır. Ancak elde edilen bu indeks değerleri, yüzey akışlara etki eden faktörler tam olarak meydana geldiği durumda güvenilir olarak kullanılabilir. Bunun için ϕ ve W indekslerinin, su toplama havzasının bütün alanından meydana gelen yüzey akışlardan elde edilmesi gerekir. Söz konusu durum genellikle küçük su toplama havzalarında sağlanır.

12.3.3. SCS Yöntemi

Yağmurun başlangıcı ile yüzey akışın görünme zamanı arasında kalan ve havza geçişi veya havza zaman aşımı olarak belirtilen sürede, bitki ve toprak yüzeyi ile çukurlar su tutma kapasitesine ulaşır ve toprağa sızmayan yağmur akış haline geçer. Yağmurların akışa geçen miktarı aşağıda verilen ilişkiye göre belirtilebilir:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (12.4)$$

İlişkide:

Q = Yüzey akış miktarı

P = Yağmur miktarı

I_a = İlk tutma

S = Su tutma potansiyeli

Yukarıda verilen ilişkideki ilk tutma termi (I_a), bitki ve toprak yüzeylerinde tutulan ve çukurlarda biriken su ile infiltrasyon miktarının toplamına eşittir. Olağan koşullardaki ilk tutma, maksimum su tutma miktarının diğer bir deyişle su tutma potansiyelinin (S) 0.2 kadar alınır. Bu durumda ilk tutma 0.2 S olarak alınırsa 12.4 üncü ilişki, aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (12.5)$$

İlişkide:

Q = Yüzey akış miktarı

P = Yağmur miktarı

S = Su tutma potansiyeli

İlk tutma miktarı bitki ve arazi kullanma durumuna göre değişir. Bu durum aşağıda verilen ilişkiyi kullanarak 0-100 arasında olan sayılar ile belirlenmiştir. Bu sayılar yüzey akış eği numarası olarak adlandırılır.

$$N = \frac{25400}{254 + S} \quad (12.6)$$

$$S = \frac{25400}{N} - 254 \quad (12.7)$$

İlişkilerde:

N = Yüzey akış eğri numarası

S = Su tutma potansiyeli

Yağmurdan önce toprakta bulunan nem miktarı (YÖN) yüzey akış hacmine önemli derecede etki eder. Bu nedenle su tutma potansiyeline bağlı olan eğri numaraları, yağmur öncesi toprak neminin önemli bulunan üç farklı düzeylerine göre belirtilmiştir.

Yağmurdan önce toprakta bulunan nemin en düşük bir düzeyde yani su tutma potansiyelinin (S) maksimum olması I. durum (YÖN-I), orta konusu nemin ortalama düzeyde olması II. durum (YÖN-II) ve yağmur öncesinde topraktaki nemin en fazla bir düzeyde olması yani su tutma potansiyelinin (S) minimum değer, III. durum (YÖN-III) olarak belirtilmiştir.

Yağmur süresi boyunca toprağa sızan su, yüzey akış haline geçmeyen yağmur miktarına önemli derecede etki eder. Toprak yüzeyinden sızan su, toprağın nem açığı ve permeabilitesine bağlı olarak derine doğru hareket eder. Toprak içerisinde geçirimsiz bir katmanın bulunması halinde derine sızan su miktarı azalır. Bu sebeple topraklar, infiltrasyon hızı ve su iletim özelliğine göre hidrolojik olarak sınıflara ayrılmıştır. Bu sınıflar ayrı eğri numaraları ile belirtilmiştir. Toprakların hidrolojik bakımdan sınıflara ayrılmasında gözönüne alınan ölçüler aşağıda açıklanmıştır.

Düşük Yüzey Akış Potansiyeli Olan Topraklar (A sınıfı): Tamamen ıslanmış durumda infiltrasyon hızı yüksek ve permeabilitesi fazla olan topraklar, hidrolojik bakımdan düşük yüzey akış potansiyelini belirtir. Genellikle kumlu, az kil ve silt içeren topraklar bu gruba girer.

Orta Dereceden Düşük Yüzey Akış Potansiyeli Olan Topraklar (B sınıfı): Tamamen ıslanmış durumda infiltrasyon hızı ve permeabilitesi orta derecede olan topraklar bu sınıfa girer. İnce ve kaba tanelerin karışımından meydana gelen topraklar, orta derecede yüzey akış potansiyeli gösterir.

Orta Dereceden Yüksek Yüzey Akış Potansiyeli Olan Topraklar (C sınıfı):

Tamamen ısladıkları durumda infiltrasyon hızı ve permeabilitesi orta dereceden daha az olan ve oldukça önemli derecede kil içeren topraklar, orta derecede yüksek akış potansiyeli gösterir.

Yüksek Yüzey Akış Potansiyeli Olan Topraklar (D sınıfı): Tamamen ısladıkları durumda düşük infiltrasyon hızı gösteren ve permeabilitesi çok düşük olan topraklar, yüksek derecede yüzey akış potansiyeli gösterir. Fazla miktarda kil içeren ve yüzeye yakın geçirimsiz bir katmanı bulunan topraklar, genellikle bu sınıfa girer.

SCS yönteminde gözönüne alınan yüzey akış eğri numaraları, toprağın kullandığı durumu, bitki ekim şekli, hidrolojik koşul ve hidrolojik toprak gruplarına göre çizelge 12.1 de gösterilmiştir.

Yağmurdan önce toprakta bulunan nem, yüzey akış miktarına önemli derecede etki eder. Topraktaki nemin yukarıda açıklanan YÖN-I, YÖN-II ve YÖN-III durumları için belirtilen yüzey akış eğrisi numaraları çizelge 12.2 de verilmiştir. Toprakta ortalama miktardan daha fazla nemin bulunduğu durum yağ ve ortalama daha az nemin bulunduğu durum da kuru olarak belirtilir.

Yağış öncesi nemin birinci koşulunda, toprakta pullukla işlemeye elverişli miktarda nemin bulunduğu kabul edilir. Buna karşılık önceki yağışlar ile toprağın doyma noktasına yakın miktarda ıslak olduğu durum üçüncü, bunların arasında ikinci, diğer bir deyişle ortalama koşul olarak alınır.

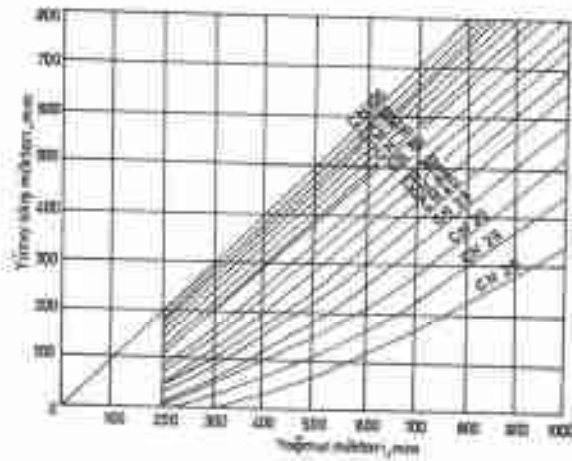
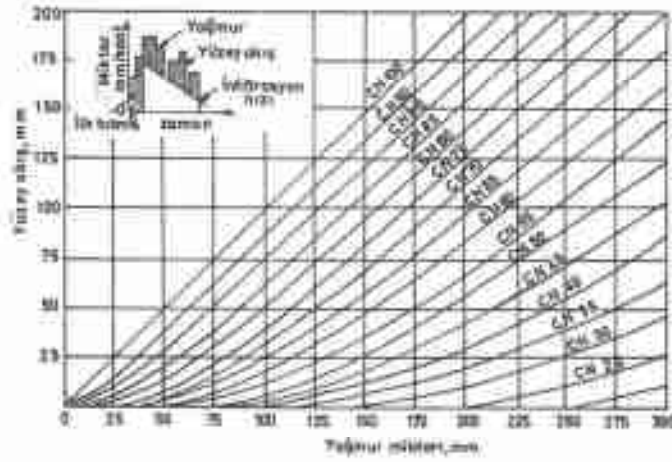
Yukarıda belirtilen SCS ilişkisinin grafik olarak çizilmesi 0-300 mm ve 300-1000 mm yağmur için şekil 12.9 verilmiştir. Ortalama yağmur miktarı bilindikten sonra, su toplama havzasının eğri numarası, çizelge 12.1 veya çizelge 12.2 den elde edilir. Bu değerlere göre şekil 12.9 dan yararlanılarak, akışa geçen yüzey akış miktarı bulunur. Ancak su toplama havzasının yüzey akışa etkili olan faktörleri çoğunlukla değişiklik gösterir. Bu durumda su toplama havzasının bu yönden yeknesak olan kesimleri için belirtilen eğri numaralarının tartılı ortalaması alınır. Böylece elde edilen yüzey akış eğri numarasına göre yağmurun akışa geçen miktarı, şekil 12.9 da verilen grafikten alınır.

Çizelge 12.1. Değişik Koşullar İçin Yüzey Akış Eğri Numaraları

Arazi kullanma şekli veya örtü durumu	Ekim şekli	Hidrolojik koşul	Hidrolojik toprak grubu			
			A	B	C	D
Nadas	Sürülmüş	-	77	86	91	94
Sıra bitkisi	Sıra	Kötü	72	81	88	91
	Sıra	İyi	67	78	85	89
	Kontur	Kötü	70	79	84	88
	Kontur	İyi	65	75	82	85
	Teras	Kötü	66	74	80	82
	Teras	İyi	62	71	78	81
Küçük taneli bitki	Sıra	Kötü	65	76	84	88
	Sıra	İyi	63	75	83	87
	Kontur	Kötü	63	74	82	85
	Kontur	İyi	61	73	81	84
	Teras	Kötü	61	72	79	82
	Teras	İyi	59	70	78	81
Kapalı tohumlu baldiye veya çayır	Sıra	Kötü	66	77	85	89
	Sıra	İyi	58	72	81	85
	Kontur	Kötü	64	75	83	86
	Kontur	İyi	55	69	78	83
	Teras	Kötü	63	73	80	83
	Teras	İyi	51	67	76	80
Devamlı çayır		Kötü	68	79	86	89
		Orta	49	60	70	84
		İyi	39	61	74	80
	Kontur	Kötü	47	67	81	88
	Kontur	Orta	25	59	75	83
	Kontur	İyi	8	35	70	79
Devamlı mera		İyi	30	58	71	78
Orman		Kötü	45	66	77	83
		Orta	36	60	73	79
		İyi	25	55	70	77
Çiftlik, yerleşim alanı			59	74	82	86
Sert zeminli yollar			74	84	90	92

Çizelge 12.2. Topraktaki Nemnin Değişik Miktarlarına Göre Ortalama Yüzey Akış Eğri Numaraları

Ortalama koçul (YÖN-II) için eğri numarası	Kuru koçul (YÖN-I) için eğri numarası	Yağ koçul (YÖN-II) için eğri numarası
100	100	100
95	87	98
90	78	98
85	70	94
80	63	91
75	57	88
70	51	85
65	45	82
60	40	78
55	35	74
50	31	70
45	26	66
40	22	60
35	18	55
30	15	50
25	12	43
20	9	37
15	6	30
10	4	22
5	2	13



Şekil 12.9. Yüzey akışa geçen yağmur miktarı

12.3.4. Kolorado Yöntemi

Yüzey akışın hacmi ile eğil faktörleri arasında yapılan analizler sonunda, yağışlı bölgelerdeki yüzey akış hacmini saptamak için aşağıdaki ilişki geliştirilmiştir. Buna Kolorado yöntemi denir.

$$Q = 0.3340 - 0.5792f_e + 0.4831T_c + 0.4261P \quad (12.8)$$

lişikte:

Q = Yüzey akış hacmi, cm

f_e = Son infiltrasyon hızı, cm/saat

T_c = Konsantrasyon zamanı, saat

P = Toplam yağmur miktarı, cm

Yüzey akış, çok sayıda havza ve yağmur karakteristiklerinin birlikte etkisiyle meydana geldiği için, hacminin tahmin edilmesi kolay değildir. Bu bakımdan hidrograf analizinden bulunan yüzey akış hacmi ile debileri, daha güvenilir olmaktadır.

BÖLÜM 13

BİRİM HİDROGRAF

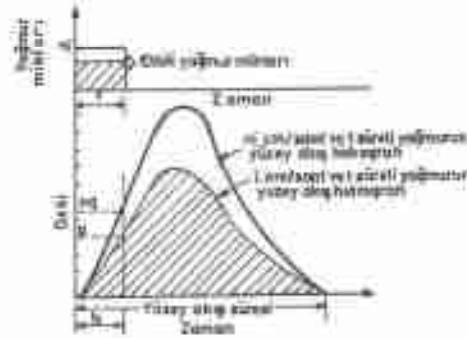
Yüzey akışın en büyük debisini, önceki bölümde belirtildiği gibi hidrograf analizi yapmadan saptamak amacıyla birim hidrograf yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntem aşağıda açıklanmıştır:

13.1. Birim Hidrografın Belirlenmesi

Su toplama havzasının etkili faktörleri değişmediği durumda yüzey akışın miktarı, yağmurun özelliğine göre farklılık gösterir. Bir su toplama havzasının konsantrasyon zamanı sabit olduğu için, aynı süreli fakat miktarı farklı olan yağmurların yüzey akış süreleri farklılık göstermez. Böyle yağmurların yüzey akış debileri, yağmurun şiddeti ile orantılı olarak değişir. Bu nedenle bir su toplama havzasından meydana gelen aynı süreli fakat şiddeti farklı olan yağmurların yüzey akış hidrografları benzerdir. Diğer bir deyişle şiddeti i ve süresi t olan bir yağmur ile şiddeti n_i ve süresi t olan ikinci bir yağmurun yüzey akış süreleri aynıdır (Şekil 13.1). İkinci yağmurdan herhangi bir zamanda (t_1) meydana gelen yüzey akışın debisi (q), birincinin (n) katıdır. Bu görüşten hareket eden L.K.Sherman adındaki araştırmacı, 1932 yılında birim derinlikteki yüzey akışın hidrografını elde etmiş ve bunu, birim hidrograf olarak belirtmiştir.

Birim hidrografın çizilebilmesi için koordinat değerlerinin bilinmesi gerekir. Bu hidrografın koordinat değerleri, belli bir süreli yağmurun neden olduğu yüzey akışın debilerinden elde edilir. Bu amaçla önce toplam yüzey akış, su toplama havzasının alanı için birim derinlik olarak belirlir. Daha sonra yüzey akışın debileri, toplam yüzey akış derinliğine bölünür. Böylece birim derinlikteki yüzey akışın debileri elde edilir. Bu değerler, yüzey akışların ölçüldüğü zaman aralıklarına karşılık aritmetik bir koordinatta noktaları. Bu noktalar birleştirilir ve böylece birim derinlikteki yüzey akışın hidrografı belirlir. Birim hidrografın temsil ettiği yüzey akışın süresi, yağmurun süresinden daha fazladır. Bu grafik, su toplama havzasının bütün alanından birim derinlikte akan yüzey akışın debilerinin değişimini gösterir. Herhangi bir süreli yağmurdan meydana gelen yüzey akışın en büyük debisini bulmak için aynı süreli birim hidrografın en büyük debisi, yağmur miktarı

ile çarpılır. Böylece hidrograf analizi yapmadan gözönüne alınan yağmurdan meydana gelen yüzey akışın en büyük debisi elde edilir.



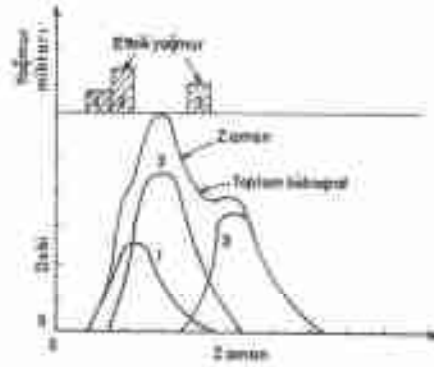
Şekil 13.1. Süreleri aynı ve şiddetleri farklı olan yağmurların yüzey akış hidrografları

Birim hidrograflar değişik süreli yağmurların yüzey akışı için hazırdır. Süresi aynı fakat şiddeti farklı olan yağmurların birim hidrografını elde etmek için önce, bu yağmurların neden olduğu yüzey akış hidrograflarının aynı zamana rastlayan ordinatları eklenerek, toplam yüzey akış hidrografı bulunur (Şekil 13.2). Toplam yüzey akış hidrografı belli olduktan sonra, yukarıda açıklanan esaslar uyarınca birim hidrograf elde edilir.

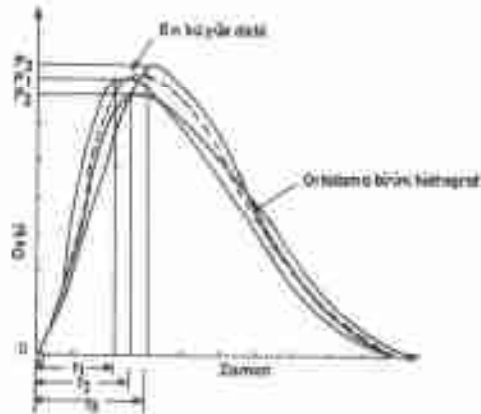
Birim hidrograf, birim denlikteki akışın en büyük debisini verdiği için su toplama havzasının bütün alanından meydana gelen yüzey akışın elde edilmesi gerekir. Bu bakımdan birim hidrograf, daha çok küçük su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışın en büyük debisinin bulunmasında kullanılır.

Bir yağmurun büyük su toplama havzasındaki alimsel dağılımı farklılık gösterdiği için böyle su toplama havzası, alt havzalar ayrılır ve bunların birim hidrografları bulunur. Alt havzalara göre belirtilen birim hidrograflarının ortalaması alınarak, su toplama havzasının birim hidrografı elde edilebilir (Şekil 13.3). Su toplama havzasına düşen yağmurun tamamı, yüzey akış haline geçmez. Bu bakımdan birim hidrograf veren yağmurun süresi olarak, etkili yani yüzey akış haline geçen yağmurun süresi gözönüne alınır.

Süresi aynı fakat şiddeti farklı olan yağmurların yüzey akışlarının geri çekilme zamanlarının arasındaki fark, birim hidrografın süresine önemli bir etkide bulunmaz. Ancak uzun süreli yağmurların yüzey akış miktarlarından yararlanılarak elde edilen birim hidrograflar, daha güvenilir olmaktadır.



Şekil 13.2. Toplam bir yüzey akış hidrografı

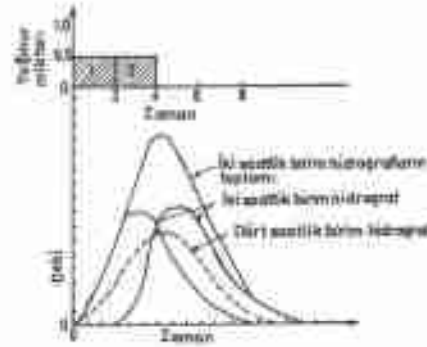


Şekil 13.3. Ortalama birim hidrograf

13.2. Birim Hidrograf Süresinin Uzatılması

Herhangi bir süreli birim hidrograftan yararlanarak, daha uzun süreli birim hidrograf elde edilebilir. Bunun için gözönüne alınan birim hidrograf, zaman ekseninde belirtilen süre elde edilece kadar kaydırılır. Kaydırılan birim hidrografların nâsblendirdiği yüzey akış miktarı, birim hidrografların yüzey akışının toplamına eşittir. Bu bakımdan toplam birim hidrografın ordinatları, su toplama havzasından meydana gelen yüzey akış derinliğine bölünerek istenen süreli birim hidrografın ordinat değerleri elde edilir. Bu ordinatlar ile bunların zamanları, aritmetik bir koordinatta noktalanır ve bu noktalar birleştirilir. Böylece elde edilen grafik, belirtilen süreli birim hidrografı verir.

İki saatlik birim hidrograftan dört saatlik birim hidrografın elde edilmesi için iki saatlik birim hidrograf, şekil 13.4 de gösterildiği gibi zaman ekseninde süresi artacak şekilde bir defa kaydırılır.

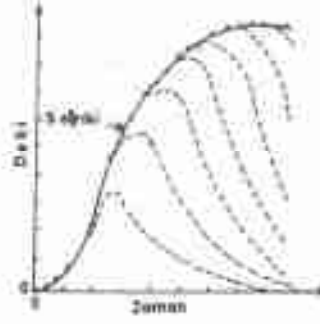


Şekil 13.4. Birim hidrograf süresinin uzatılması

Yukarıda belirtildiği gibi kaydırılan hidrografların ordinat değerlerine göre, toplam hidrograf elde edilir. Bu toplam hidrograf, iki birim akışı gösterir. Bunun için toplam hidrografın ordinat değerleri, ikiye bölünür ve böylece dört saatlik birim hidrografın ordinatları elde edilir. Bu ordinatlara karşılık olan zamanların aritmetik koordinattaki grafiği, dört saatlik birim hidrografı verir.

13.3. Birim Hidrograf Süresinin Kısaltılması

Uzun süreli bir birim hidrograftan yararlanarak, daha kısa süreli birim hidrograf elde edilir ve bunun için S eğrisi tekniğinden yararlanılır. Herhangi bir süreli birim hidrograf zaman eksenini üzerinde kaydırılarak elde edilen toplam hidrograflar, S şeklinde sabit bir eğri verir (Şekil 13.5). Söz konusu S eğrisi, t sürede birim derinlikteki yüzey akışın toplamını gösterir. Bu durumda yüzey akışı S eğrisi verilen yeknesak yağmurun şiddeti 1A₁ olur.



Şekil 13.5. S eğrisi

Su toplama havzasının her tarafından meydana gelen akışlar, en büyük miktara ulaşınca S eğrisi sabit bir şekli alır. En büyük akışlar, yaklaşık olarak konsantrasyon zamanında meydana gelir. Bu nedenle S eğrisinin, en az konsantrasyon zamanında eşit süreli yağmurlardan elde edilmesi uygun olur. Söz konusu S eğrisinin sabit durumunu belirten debi, aşağıda verilen ilişkiyen yararlanarak saptanır.

$$Q = \frac{2.78A}{t_c} \quad (13.1)$$

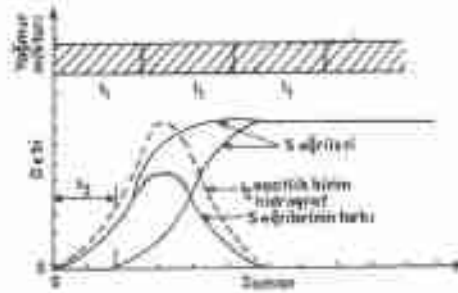
İlişkide:

$$Q = \text{Debi, m}^3/\text{s}$$

$$A = \text{Havza alanı, km}^2$$

$$t_c = \text{Birim hidrograf süresi, saat}$$

Belirtilen bir S eğrisi zaman ekseninde t_1 süresi kadar kaydırılırsa iki eğri arasında kalan alan, t_1 süreli birim hidrografın yüzey akış hacmi belirtilir. Aynı şekilde daha kısa bir süreli t_2 yüzey akışın birim hidrografını elde etmek için S eğrisi, zaman ekseninde t_2 kadar kaydırılır (Şekil 13.6).



Şekil 13.6. S eğrisinin kaydırılması

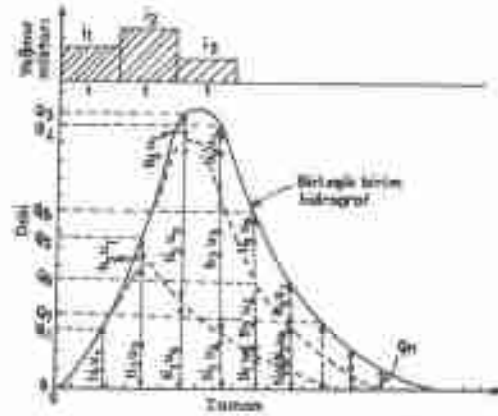
Kaydırılmış iki S eğrisinin ordinat değerlerinin farkı, t_2 süreli ve şiddetli $1/t_2$ olan yağmurun yüzey akışa geçen miktarını gösterir. Bu nedenle S eğrilerinin ordinatlarının farkı, $1/t_2$ ile çarpılarak $1/t_2$ elde edilir ve böylece t_2 süreli birim hidrograf için gerekli olan yağmurun şiddeti saptanmış olur.

Şiddeti yeknesak olan bir yağmurun sonunda meydana gelen yüzey akışının bir tane en büyük değeri bulunduğu için bunun birim hidrografı, şiddet bakımından farklılık gösteren ve birden fazla en büyük debisi bulunan yüzey akışlara göre daha kolay elde edilir. Değişik şiddetli bir yağmurun yüzey akışının birim hidrografı, aşağıda verildiği gibi elde edilir.

13.4. Değişik Şiddetli Yağmurdan Birim Hidrografın Elde Edilmesi

Şiddeti farklı olan bir yağmurdan meydana gelen yüzey akışın birleşik hidrografı, belirgin olarak ayrıldığı zaman, her bir bölüm basit yani aynı şiddetleki yağmurun yüzey akış hidrografı olarak gözönüne alınır. Bu bölümler için yukarıda açıklanan ilkeler uygulanınca, birim hidrograf elde edilir. Bu grafiklerin ortalaması, şiddeti farklı olan yağmurun birim hidrografını gösterir.

Belirgin olarak ayrıntılayan birleşik bir yüzey akışın hidrografi, aynı miktardaki yağmurların etkili sürelerinde olacak şekilde, bölümlere ayrılır ve bu süreler için akış debileri (Q_1, Q_2, \dots, Q_n) bulunur. Bu debiler birim hidrografın ordinatları için derinlik olarak belirtilir (U_1, U_2, \dots, U_n).



Şekil 13.7. Değişik şiddetli yağmurun birim hidrografi

Etkili süresi t ve şiddeti I , olan ilk yağmurun neden olduğu yüzey akışın Q_1 debisi, yağmur miktar t_1 ile birim hidrografın U_1 ordinatının çarpımına eşittir. Bundan sonra yağmurun diğer yeknesak şiddetleri olan, I_2 ve I_3 için birleşik yüzey akış hidrografının ordinat değeri bulunur. Yağmurun farklı şiddetleri için belirtilen birim hidrograf ordinatları, kaydırılarak toplamı alınır. Bu durumda şekil 13.7 de gösterilen birleşik yüzey akış birim hidrografın ordinatları, aşağıda verilen ilişkilerden elde edilir.

$$t_1 U_1 = Q_1 \quad (13.2)$$

$$t_2 U_1 + t_1 U_2 = Q_2 \quad (13.3)$$

$$t_2 U_1 + t_2 U_2 + t_1 U_3 = Q_3 \quad (13.4)$$

$$+ t_3 U_2 + t_2 U_3 + t_1 U_4 = Q_4 \quad (13.5)$$

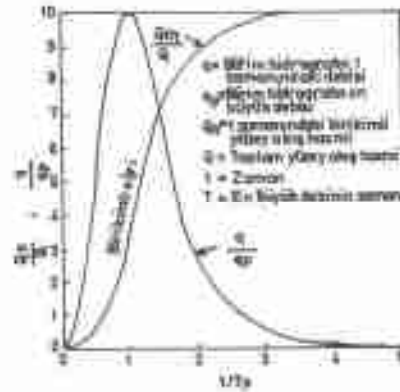
$$+ t_3 U_3 + t_3 U_4 + t_1 U_5 = Q_5 \quad (13.6)$$

$$+ t_3 U_4 + t_3 U_5 + t_1 U_6 = Q_6 \quad (13.7)$$

Bu ilişkilerde $Q_{1.0}$, $T_{1.0}$ ve t terimleri belli olduğu için, birim hidrografın ordinatları kolayca saptanır. Bu ordinatlara karşılık t süreleri artırmak koordinatta noktalanır ve bu noktalar birleştirilerek değişik şiddetteki yağmurlar sonunda meydana gelen ve en büyük debileri belirgin olarak ayrılmayan bir yüzey akışın birim hidrografı elde edilir. Bu yöntem farklı şiddetteki yağmurların eşit sürelerde meydana gelmesi durumunda uygulanır. Yağmurun şiddet ve süresi değiştiği zaman birim hidrografın ordinatlarını, her yağmur için belirtmek gerekir.

13.5. Sentetik Birim Hidrograflar

Yüzey akış verisi bulunmadığı zaman, birim hidrograf, yağmur ve su toplama havzasının bu yönden önemli özelliklerine göre elde edilir. Bu şekilde elde edilen grafik, sentetik birim hidrograf olarak belirtilir. Sentetik birim hidrograf, su toplama havzasının belli bir alanından birim derinlikteki yüzey akışın en büyük debisini verir. Bu amaçla üçgen ve Snyder birim hidrografları yaygın olarak kullanılmaktadır.



Şekil 13.8. Boyutsuz birim hidrograf ve birikim eğrisi

13.5.1. Üçgen Birim Hidrograf

Victor Moscoso adındaki araştırmacı, değişik şekil ve büyüklükteki su toplama havzaları için belirttiği birim hidrografların belli zamanlardaki debilerini en büyük debiye, aynı zamanlardaki birikimli yüzey akış hacimlerini toplam yüzey akış hacmine, diğer

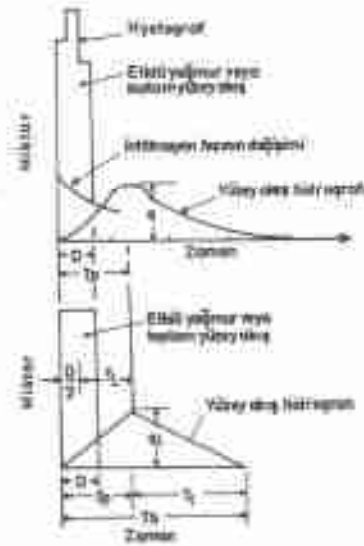
tarafından bunların zamanlarını da en büyük debinin meydana gelme zamanına bölmüş ve bu oranlarını önemli bir farklılık göstermediğini saptamıştır. Bu oranlar çizelge 13.1'de verilmiştir. Bu nedenle üçgen birim hidrografa, Moscus birim hidrografi de denir.

Çizelge 13.1. Boyutsuz Birim Hidrografın Oranları

Zaman oranı t/T_p	Debi oranı q/q_p	Yüzey akış oranı Q_t/Q
0	0.000	0.000
.1	0.030	0.001
.2	0.100	0.006
.3	0.190	0.012
.4	0.310	0.035
.5	0.470	0.065
.6	0.660	0.107
.7	0.820	0.163
.8	0.930	0.228
.9	0.990	0.300
1.0	1.000	0.375
1.1	0.990	0.450
1.2	0.930	0.522
1.3	0.860	0.589
1.4	0.760	0.650
1.5	0.680	0.700
1.6	0.560	0.751
1.7	0.460	0.790
1.8	0.390	0.822
1.9	0.330	0.849
2.0	0.280	0.871
2.2	0.207	0.908
2.4	0.147	0.934
2.6	0.107	0.953
2.8	0.077	0.967
3.0	0.055	0.977
3.2	0.040	0.984
3.4	0.029	0.989
3.6	0.021	0.993
3.8	0.015	0.995
4.0	0.011	0.997
4.5	0.005	0.999
5.0	0.000	1.000

Yukarıda açıklanmış şekilde elde edilen ve çizelge 13.1 de verilen parametrelere göre aritmetik koordinatta çizilen grafiğe boyutsuz birim hidrograf denir. Bu grafik şekil 13.8 de gösterilmiştir.

Yeknesak şiddetdeki bir yağmurdan meydana gelen yüzey akışın hidrografında bir tane en büyük debi bulunacağı için boyutsuz birim hidrograf, şekil 13.9 da verdiği gibi üçgen şeklinde gösterilmiştir.



Şekil 13.9. Üçgen birim hidrografın bileşenleri

Üçgen birim hidrografın bileşenleri, aşağıda verilen ilişkilere göre belirtilir.

$$T_p = \frac{3}{8} T_b \quad (13.8)$$

$$T_p = 2.67 T_r \quad (13.9)$$

$$T_p = \frac{5}{3} T_r \quad (13.10)$$

$$T_p = \sqrt{T_r + 0.67 T_r} \quad (13.11)$$

$$T_i = 0.66T_b \quad (13.12)$$

$$T_s = \frac{D}{2} + T_b \quad (13.13)$$

İlişkilerde:

T_p = En büyük debinin meydana gelme süresi, saat

T_b = Birim hidrografın süresi, saat

T_r = Birim hidrografın geri çekilme süresi, saat

T_s = Su toplama havzasının konsantrasyon zamanı, saat

T_L = Havza gecikmesi, saat

D = Etkil yağmur miktarı, milimetre

Su toplama havzasının konsantrasyon zamanının saptanması, ileride verilen ve rasyonel yöntemle göre yüzey akış debisinin bulunmasında açıklanmıştır.

Yüzey akışın meydana geldiği alan bir kilometre kare ve her saat içinde de bir milimetre derinliğinde yüzey akış olduğu gözönüne alınırsa bu akışın en büyük debisi; Üçgen birim hidrograf yöntemine göre aşağıda verilen ilişkiyle bulunur.

$$Q_p = \frac{1}{18} T_b = \frac{1}{48} T_p \quad (13.14)$$

İlişkilerde:

Q_p = Üçgen birim hidrografın en büyük debisi, m³/an

T_b = Üçgen birim hidrografın süresi, saat

T_p = En büyük debinin meydana gelme süresi, saat

Su toplama havzasının her km² alanından bir milimetre derinliğindeki yüzey akışın, yukarıda verilen ilişkiye göre bulunan en büyük debisi su toplama havzasının alanı

ve akışa geçen yani etkili yağmur miktar ile çarpılarak belirlenen yağmurdan meydana gelen yüzey akışın en büyük debisi bulunur.

$$Q_p = q_p AR \quad (13.15)$$

İlişkiler:

Q_p = Yüzey akışın en büyük debisi, m^3/sn

q_p = Üçgen birim hidrografın en büyük debisi, m^3/sn

A = Su toplama havzasının alanı, km^2

R_e = Etkili yağmur, mm

Bir su toplama havzası için belirlenen herhangi bir tekrarlama süreli yağmurun etkili miktar birim hidrografın debisi ile çarpılırsa, aynı tekrarlama aralığında beklenen en büyük yüzey akış debisi elde edilir. Üçgen hidrografın süresi yani taban uzunluğu, su toplama havzasının konsantrasyon zamanına bağlıdır. Üçgen birim hidrograf, küçük su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışın en büyük debisinin bulunmasında daha doğru sonuç verir.

13.5.2. Snyder Birim Hidrografı

Snyder adındaki araştırmacı, su toplama havzasının alanından 1 cm derinliğinde meydana gelen yüzey akışın m^3/sn olarak debisini veren bir yöntem geliştirmiştir. Buna Snyder birim hidrografı denir. Bu sentetik birim hidrografın bileşenleri, aşağıda verilen ilişkilerden elde edilir.

$$q_p = \frac{C_p A}{T_s} \quad (13.16)$$

İlişkiler:

q_p = Birim hidrografın debisi, m^3/sn

C_p = Katsayı, 0.15-0.18

A = Su toplama havzasının alanı, km^2

T_L = Havza gecikmesi, saat

Birim hidrografın en büyük debisinin bulunmasında gözönüne alınan havza gecikmesi, aşağıda verilen ilişkiden saptanır.

$$T_L = C \frac{L L_c}{S^{0.5}} \quad (13.17)$$

İlişkide:

T_L = Havza gecikmesi, saat

C = Katsayı, 0.24-0.83

L = Su toplama havzasındaki en uzun kanalının boyu, km

L_c = Su toplama havzasındaki en uzun kanalın havzanın ağırlık merkezine karşılık olan yerinden, havzanın çıkış noktasına kadar uzunluğu, km

S = Su toplama havzasının eğimi

Yukarıda verilen ilişkideki katsayı (C), su toplama havzasının engebe durumunu belirir. Su toplama havzası çok engebeli olunca $C=0.24$, engebeli olunca $C=0.83$, az engebeli olunca $C=0.50$ olarak alınır.

Snyder sentetik birim hidrografının taban uzunluğu, aşağıda verilen ilişkiden elde edilir.

$$T = 3 + 5 \frac{T_L}{24} \quad (13.18)$$

İlişkide:

T = Birim hidrografın taban uzunluğu, saat

T_L = Havza gecikmesi, saat

Bir yüzey akışın sentetik birim hidrograf yöntemine göre belirlenen en büyük debisi, gözönüne alınan etkili yağmur miktar ile çarpılarak bu yağmurdan meydana gelen yüzey akışın en büyük debisi elde edilir.

13.6. Rasyonel Yöntem

Bu yöntem küçük su toplama havzalarında meydana gelen yüzey akışının en büyük debisinin dolaylı olarak saptanmasında kullanılır. Bunun için yağmurun konsantrasyon zamanındaki miktarın bilinmesi gerekir.

$$Q = \frac{1}{3.6} CIA \quad (13.19)$$

İlişkide:

Q = Yüzey akışın en büyük debisi, m³/sn

C = Yüzey akış katsayısı

I = Konsantrasyon zamanına eşit süredeki yağmur miktarı, cm/saat

A = Su toplama havzasının alanı, hektar

Su toplama havzasının konsantrasyon zamanı, aşağıda verilen ilişkiye göre belirlenir.

$$T_c = 0.0195L^{0.75}S^{-0.165} \quad (13.20)$$

İlişkide:

T_c = Konsantrasyon zamanı, dakika

L = Su toplama havzasındaki en uzun kanalın uzunluğu, m

S = Su toplama havzasındaki en uzun kanalın eğimi

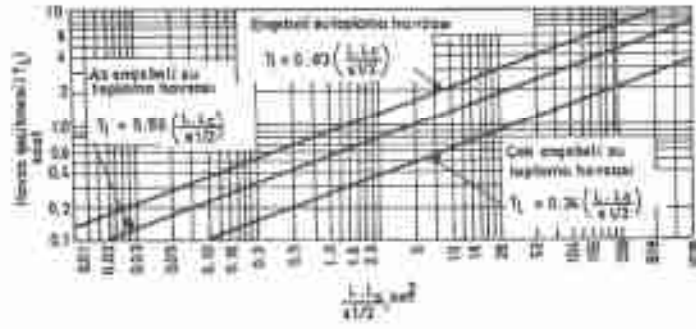
Yüzey akış katsayıları toprakların belirli özellikleri için çizelge 13.2 de verilmiştir.

Çizelge 13.2. Yüzey Akış Katsayıları

Toprak özelliği	Ekli	Mera	Ağaçlık
Ortalama infiltrasyon hızı yüksek olan topraklar	0.20	0.15	0.10
Ortalama infiltrasyon hızı orta olan topraklar	0.40	0.35	0.30
Ortalama infiltrasyon hızı düşük olan ve genellikle geçirimsiz katmanı yüzeye yakın bulunan topraklar	0.50	0.45	0.40

Rasyonel yöntem, su toplama havzasını yeknesak olarak ebüleyen ve konsantrasyonu zamanına eşit süreli yağmurdan meydana gelen yüzey akışın en büyük debisini verir. Böyle bir yağmurdan meydana gelen yüzey akışın süresi, konsantrasyon zamanından fazladır. Ancak su toplama havzasının bir bölümünden meydana gelen yüzey akışın süresi, konsantrasyon zamanından daha küçüktür.

Yüzey akış hidrografının merkezi ile yağmur hyetografinin merkezi arasındaki süre olarak belirlenen havza geçikmesi, su toplama havzasının yüzey akışa ettiği faktörlerine bağlıdır. Bu sürenin saptanmasında gözönüne alınan ve yukarıda verilen ilişkinin, su toplama havzasının değişik eğrebe durumları için belirtilen grafikler şekil 13.10 da verilmiştir.



Şekil 13.10. Değişik koşullara göre havza geçişinin grafikleri

BÖLÜM 14

TAŞKININ ÖTELENMESİ

Su depolama yapısı ile kanaldan taşan ve akış yatağı boyunca oyuntu yaparak, güzergahın değişmesine sebep olan yüzey akışlar zarara sebep olur. Bu bakımdan taşkın olarak belirtilen söz konusu akışların kontrol edilmesi gerekir. Bu akışlar depolanarak veya bir kanalda akıtılarak kontrol edilir. Diğer taraftan doğal kanallar, daha fazla su akıtacak şekilde geliştirilerek de yüzey akışın, taşkın haline gelmesi önlenbilir.

Yüzey akışların zararını önlemek amacıyla inşa edilen yapılara, taşkın koruma yapıları denir. Bu yapılar meydana gelen zararın önlenmesi durumunda sağlanan faydaya göre projelenir. Genellikle kanal veya gölden taşan yüzey akışlar taşkın olarak tanımlanır. Ancak taşkınların analizinde, yüzey akışların en büyük debileri birlikte gözönüne alınır.

Yüzey akış, kanalın yapısal özelliklerine göre belli bir derinlikte akar. Doğal kanalların derinliği güzergah boyunca değiştiği için bir kesitten taşan akışlar, aynı kanalının kesit alanı daha büyük olan bölümden taşmaz.

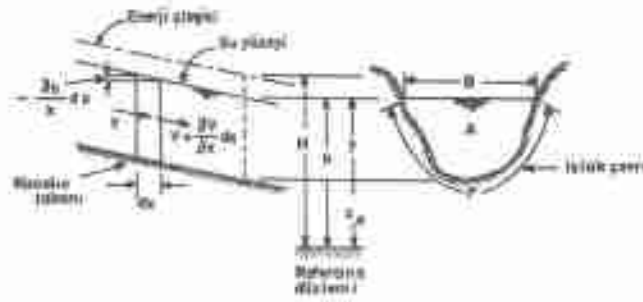
Taşkın olarak nitelenen yüzey akışın debisi, birden büyük miktara ulaşır ve bundan sonra su seviyesi, yavaş olarak alçalır. Yüzey akış bir dalga gibi ilerleyerek kesit boyunca yayıldığı için akış hızı, hareket yolu boyunca azalır. Bunun için kanalın bir kesimi veya göle giren yüzey akışın hidrografi, buradan çıkan akışın hidrografından farklılık gösterir.

Taşkına sebep olan yüzey akışın, akış yolu boyunca gösterdiği değişimin diğer bir deyişle debilerinin belirlenmesine taşkının ötelenmesi denir. Bu aşamalarda anlaşılacağı gibi taşkınların ötelenmesinde esas amaç, kanal veya gölün girişindeki yüzey akış hidrografının, mansap tarafındaki şeklinin bulunması olmaktadır.

14.1. Taşkın Debilerinin Belirlenmesi

Taşkınlar kararsız yani debi ve derinliği zamanla değişen bir akış olduğu için debileri, diferansiyel ilişkilere göre belirlilir. Bu debilerin bulunmasında, suyun düşey hızı ile sürtünmenin akış rejimine göre değişmediği gözönüne alınır. Bunlardan birinci

varsayım, suyun derinliği ile özgül ağırlığın çarpımına eşit olan basıncın, akım çizgisinin eğimine göre kesit boyunca değiştiğini, diğer bir deyişle belli bir düzleme göre piezometrik yüksekliğin aynı kaldığını gösterir. İkinci varsayım da herhangi bir kesitteki hızın, ortalamaya göre değişim miktarını sınırlamaktadır. Birim su kütesinin, belli bir sitedeki hareketi, şekil 14.1 de gösterildiği gibi su kütesinin kinetik enerjisinin değişimine eşittir.



Şekil 14.1. Kararsız akırlara etki eden kuvvetler.

Bir taşkınım dx genişliğindeki birim kütesinin su yüzeyindeki değişimi, mansap tarafına doğru bir ivme kazanır. Bu ivme suyun birim ağırlığı ile alanı ve su yüzeyi eğiminin $(-\partial h/\partial x \cdot dx)$ çarpımına eşittir. Birim su kütesine etki eden ivme sürtünme tarafından engellenir. Bu durumda söz konusu su kütesinin hareketi, aşağıda verildiği gibi yazılabilir:

$$\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{V \partial V}{g \partial x} + \frac{1 \partial V}{g \partial t} + \frac{V^2}{C^2 R} = 0 \quad (14.1)$$

İlişkiler:

h = Kanaldaki suyun derinliği

V = Akış hızı

x = Suyun birim genişliği

g = Yerçekimi ivmesi

t = Akış süresi

C = Sabit

R = Hidrolik yarıçap

Hidrolik yük, hız yükü ile su derinliğinin toplamına eşit olarak alınırsa yukarıdaki ilişki aşağıda verildiği gibi yazılabilir.

$$\frac{\partial H}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} - \frac{V^2}{C^2 R} = 0 \quad (14.2)$$

İlişkide:

H = Hidrolik yük

V = Akış hızı

x = Suyun birim genişliği

t = Akış süresi

C = Katsayı

R = Hidrolik yarıçap

Bu ilişkiden görüldüğü gibi hidrolik yük, su küresinin ivmesi ve sürtünme kuvvetine göre, eğim boyunca değişmektedir. Bu durumda enerjinin değişimi ve ivme, aşağıda verilen ilişkilere göre belirtilir.

$$S_s = -\frac{\partial H}{\partial x} \quad (14.3)$$

$$S_a = \frac{\partial V}{\partial t} \quad (14.4)$$

İlişkilerde:

S_s = Enerjinin değişimi,

$$S_s = h/m_e$$

H = Hidrolik yük

x = Suyun birim genişliği

g = Yerçekimi kuvveti

t = Akış süresi

Kanalda akan suya etki eden sürtünme, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$S_f = -\frac{V^2}{C^2 R} \quad (14.5)$$

İlişkide:

S_s = Sürtünme katsayısı

V = Akış hızı

C = Katsayı

R = Hidrolik yarıçapı

Kanalda akan su enerjisinin korunması ve devamlılık ilişkisine göre yazılırsa akış miktarı, aşağıda verildiği gibi belirtilebilir.

$$A \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial A}{\partial x} + B \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (14.6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (14.7)$$

İlişkilerde:

A = Kanalin alanı

V = Akış hızı

B = Kanalin genişliği

h = Kanaldeki suyun derinliği

x = Suyun birim genişliği

t = Akış sđresi

Q = Debi

Yukarıda verilen liğküler, rezervuar ve kanaldaki taşkının 6telanmesinde kullanılmak 6zere basit hale getirilmiştir.

14.2. Rezervuarda Taşkın 6telanmesi

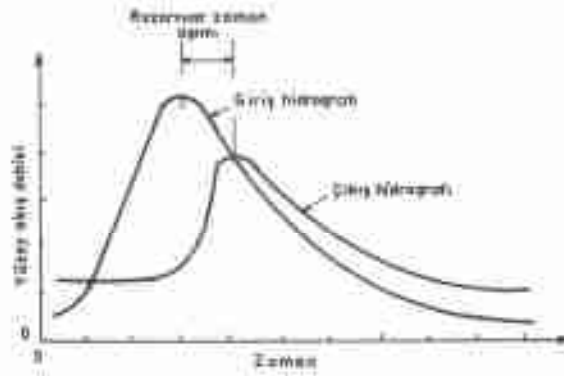
Bu depolama yapılarında meydana gelen g6le, genellikle rezervuar denir. Rezervuara giren y6zey akışlar ile suyun seviyesi y6kselir. Kontrols6z olarak akan y6zey akışlar, g6vdenin yıkılmasına sebep olur. Rezervuara giren y6zey akışın, g6vdenin 6zerinden kontrols6z olarak akmasını 6nl6mek i6in bu akış uygun bir yapıda akıtılarak mansaba verilir. Bu ama6ta kullanılan yapıya dolu savak denir.

Dolu savaklar genellikle a6ık bir kanal şeklinde yapılır ve eşliğde, g6l6n y6zeyinde bulunur. Bu kanal 6oğunluk6 g6vdenin bir yanında inşa edilir. Topografik durum elvermediği zaman rezervuardaki suyun y6zeyine yerleştirilen borular ile y6zey akış, g6vdenin altından mansaba verilir. Ancak b6yle bir dolu savakın işletilmesi olduk6a g6d6ldir.

Rezervuarın mamba ucundan giren y6zey akış ile, suyun seviyesi y6kselir ve buna bağlı olarak dolu savaktan giderek artan bir akış başlar. Ancak dolu savaktan olan akış, aynı s6rede rezervuara giren y6zey akıştan daha azdır. Bunun bir sonucu olarak dolu savaktan akan ve taşkın olarak belirtilen y6zey akışın hidrografi, g6le giren akışların zamana g6re değişimini g6steren grafikten, şekil 14.2 de g6sterildiği gibi daha basıktır. Ancak g6le giren y6zey akışın hacmi ile dolu savaktan akan y6zey akışın hacmi eşittir. S6z konusu giriş ve 6ıkış hidrograflarının en b6y6k debilerinin arasında kalan s6re rezervuar zaman ağımı olarak belirtilir.

Akarsuların depolanması amacıyla inşa edilen yapılara baraj denir. Ancak bir yıl i6inde depolanan suyu aynı yıl i6inde kullanılmak amacıyla yapılan yapı, g6let olarak belirtilir. Baraj ve g6letler, akarsuyun depolanmasını sağlayan bir g6vde ve g6lden

(rezervuar) meydana gelir. Barajlar suyun depolanması amacıyla göre, içme ve kullanma suyu ile sulama suyu sağlamak, taşkınları kontrol etmek ve enerji üretimi için su biriktirmek veya bunların kombinasyonlarına göre niteliklerinin yanında, gövdenin yapımında kullanılan malzeme ile gövdenin şekline göre de sınıflandırılır. Ayrıca barajlar, gövdenin yüksekliği veya rezervuar hacmi gözönüne alınarak, büyük ve küçük olarak da belirtilebilir.



Şekil 14.2. Rezervuara giren ve dolu savağıktan akan yüzey akış hidrografları

Dolu savağı yüzey akışın en büyük debisini sırtacak kapasitede inşa edilir. Dolu savağıın kapasitesini bulmak için göle giren, dolu savağıktan akan ve gölde biriken yüzey akış miktarlarının zamana gösterdiği değişimin bilinmesi gerekir. Bu amaçla farklı yöntemler geliştirilmiştir.

Su depolama yapısının gölünde ilerleyen bir taşkın dalgası, debilerinin değişimini gösteren diferansiyel ilişkinin basit olarak çözümünü veren değiştirilmiş Puls yöntemi aşağıda açıklanmıştır. Burada göle giren yüzey akış taşkın olarak belirtilmiştir. Değiştirilmiş Puls yöntemine göre belli bir zaman aralığında rezervuara giren taşkın miktarı, aynı süre içinde dolu savağıktan akan ve gölde depolanan suyun toplamına eşit olacaktır.

$$I dI = Q dI + S dI \quad (14.8)$$

İlkide:

I_1 = Rezervuara giren taşkın miktarı

Q = Dolu savaktan akan taşkın miktarı

S = Rezervuarda depolanan taşkın miktarı

dt = Zaman aralığı

Gözönüne alınan zaman aralığının (dt), başlangıç ve sonunda göle giren ve dolu savaktan akan yarı rezervuardan çıkan akışların ortalamalarının farkı, aynı sürede meydana gelen depolama hacmini verir. Bu akış debilerin belirttiği zaman aralığı, öteleme süresini gösterir. Buna taşkın öteleme süresi de denir.

$$dt \frac{I_1 + I_2}{2} = dt \frac{Q_1 + Q_2}{2} + S_2 - S_1 \quad (14.9)$$

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{Q_1 + Q_2}{2} = \frac{S_2 - S_1}{dt} \quad (14.10)$$

$$\frac{I_1 + I_2}{2} + \frac{S_1}{dt} - \frac{Q_1}{2} = \frac{S_2}{dt} + \frac{Q_2}{2} \quad (14.11)$$

İlişkilerde:

dt = Öteleme süresi

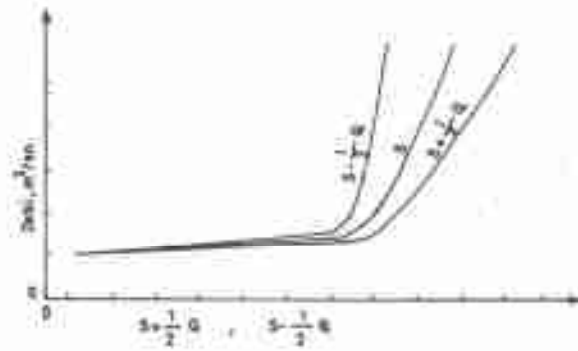
$I_{1,2}$ = Öteleme süresinin başlangıç ve sonunda rezervuara giren taşkın miktarları

$Q_{1,2}$ = Öteleme süresinin başlangıç ve sonunda dolu savaktan akan taşkın miktarları

$S_{1,2}$ = Öteleme süresinin başlangıç ve sonunda rezervuarda depolanan taşkın miktarları

Yukarıda verilen ilişkiye göre dolu savaktan akan taşkın debileri bulunur ve bu nedenle rezervuarda taşkın öteleme ilişkisi denir. Bu ilişkinin, $I_1 + I_2 / 2$ termi, öngörülen hizmet süresine eşit tekrarlama aralığında, göle giren taşkın hidrografını

öteleme süresine bölünmesi ile elde edilir. Öteleme süresi çoğunlukta, taşkın hidrografının taban uzunluğunun 0,10 ile 0,15 kadar alınır. Söz konusu ilişkideki $S_1/dt = 0,2$ ve $S_2/dt = 0,2$ terimlerinin sayısal değerleri, öteleme süresi içinde depolama miktarı ile dolu savağın akışı arasındaki bağıntıyı göstermektedir. Bu iki ilişkinin aritmetik ortalaması, dolu savağın eşiği üzerinde depolanan su miktarını gösterir (Şekil 14.3).



Şekil 14.3. Rezervuarda depolanan taşkın miktarının değişimi

Dolu savağın eşiği üzerinde meydana gelen yükseklik, suyun depolandığı yerin topografik yapısına bağlıdır. Taşkınların ötelenmesinde bu değişim, bir grafik ile gösterilir. Dolu savağın akan suyun debisi aşağıda verilen ilişkiye göre elde edilir.

$$Q = 2.11H^{1.4} \quad (14.12)$$

İlişkide:

Q = Debi, m³/sn

L = Dolu savağın eşiğinin genişliği, m

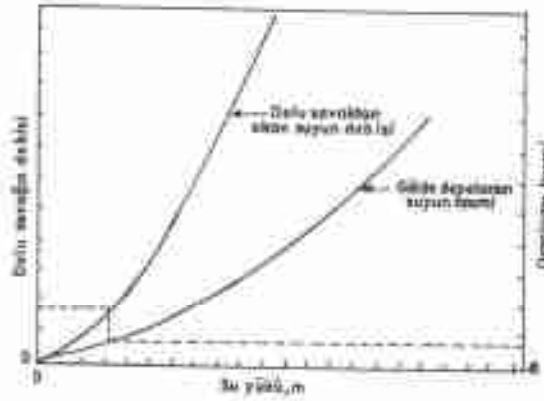
H = Dolu savağın akan suyun derinliği, m

Dolu savağın eşik uzunluğu belli olduktan sonra, farklı su yüksekliği için debi belirtilen ilişkiyi saptanır. Elde edilen debi ile su derinliğinin (H) değişimi, aritmetik bir

koordinatta grafik ile gösterilir (Şekil 14.4). Dolu savağın eşiği üzerindeki suyun yüklediği, aynı zamanda normal göl üzerinde depolanan suyun derinliği olduğu için dolu savaktan akan suyun debilerinin değişimini gösteren grafik ile rezervuarda depolanan su hacminin değişimini gösteren grafik, aynı koordinat sisteminde belirtilir (Şekil 14.4).

Dolu savaktan değişik debilerde akışlar meydana gelmesine karşılık, depolanan taşkın hacmi, şekil 14.4 de verilen grafikleri elde edilir. Bu miktar öteleme süresine bölünerek S/dt değeri saptanır. Öte yandan dolu savağın seçilen debileri ikiye bölünerek $Q/2$ terimi bulunur. Böylece elde edilen iki değer toplanarak öteleme ilişkisinin $S/dt + Q/2$ terimi elde edilir.

Dolu savağın belirtilen debileri, aritmetik koordinatın düzey ve $S/dt + Q/2$ değerleri de yatay eksenide alınarak, rezervuarda depolanan yüzey akış ile dolu savaktan olan akışlarının değişimi grafik ile gösterilir (Şekil 14.5.)



Şekil 14.4. Dolu savaktan akan ve gölde depolanan yüzey akış miktarlarının değişimi

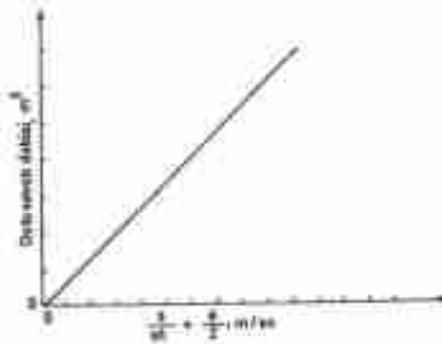
Dolu savaktan akan yüzey akışın debilen ve depolama miktarlarının değişimini gösteren grafiğin apsis değerinden ordinat değeri çıkartılarak $S-Q/2$ terimi bulunur. Bu şekilde elde edilen $S-Q/2$ değeri, aynı zamanda $S-Q/2$ ye eşittir. Böylece herhangi bir öteleme süresinin son değeri, bundan sonraki öteleme süresinin ilk değeri olarak alınır.

$$S_2 + \frac{O_2}{2} - O_1 = S_1 - \frac{O_1}{2} \quad (14.13)$$

İlişkide:

S_2 = Öteleme süresinin sonunda rezervuarda depolanan taşkın miktarı

O_2 = Öteleme süresinin sonunda dolu savağtan akan taşkın debisi



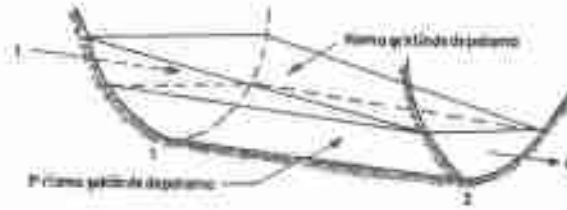
Şekil 14.5. Dolu savağ debilerine karşılık rezervuarda depolanan su miktarının değişimi

Değiştirilmiş Puls yönteminin uygulanmasında, birinci zaman aralığı için I_1 ve I_2 değerleri, giriş hidrografından alınır ve S_1 ile O_1 değerleri bilindiği durumda 14.9 ve 14.10'uncu ilişkilerden yararlanarak $S_2/dt + O_2/2$ değeri bulunur. Bu değere karşılık dolu savağtan akan taşkın debisi (O_2), şekil 14.5 de verilen ve rezervuarda meydana gelen depolanmaya karşılık dolu savağ akışını gösteren grafikten alınır. Saptanan O_2 debisi ilk zaman aralığında rezervuara giren taşkın miktarına karşılık, dolu savağtan akan suyun debisini gösterir.

Dolu savağın belirtilen debisi, $S_2/dt + O_2/2$ terimlerinin toplamından çıkartılarak ikinci zaman aralığı için, $S_2/dt - O_2/2$ değeri bulunur. Böylece işlemlere devam edilir ve taşkın süresinde dolu savağtan akan suyun debileri elde edilir. Bu debilerin zamana göre aritmetik koordinattaki grafiği, dolu savağtan akan taşkın debilerinin değişimini gösterir. Dolu savağtan akan suyun debisi, rezervuara giren taşkın debisinden daha az olmasına karşılık, her iki hidrografın hacmi birbirine eşittir (Şekil 14.2).

14.2. Kanaide Taşkın Ötelenmesi

Bir kanaile gelen yüzey akışlar kama şeklinde ilerler (Şekil 14.6). Bunun için bir yüzey akışın ardarda gelen kesimlerdeki debilerinin belirlenmesi, rezervuarlara göre daha karmaşıktır. Kanal boyunca ilerleyen taşkınım belirli kesimlerde depolanan miktar, suyun derinliği ve debisine bağlıdır.



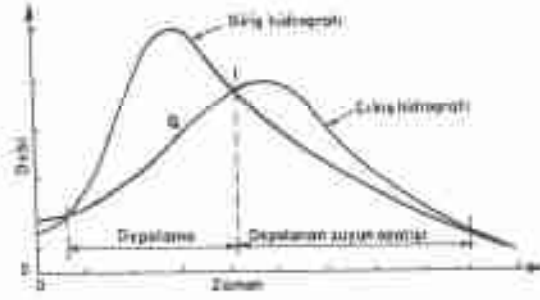
Şekil 14.6. Taşkınımın kanaide akışı

Kanaideki suyun derinliği aynı olduğu durumda farklı miktarda akış olur ve genellikle, kanalın bir kesimine giren ve çıkan debiler, şekil 14.7 de gösterildiği gibi zamanla değişir. Kanalın küçük bir kesiminde depolanan taşkın, prizma ve kama şeklinde olmak üzere iki bölüme ayrılır (Şekil 14.6).



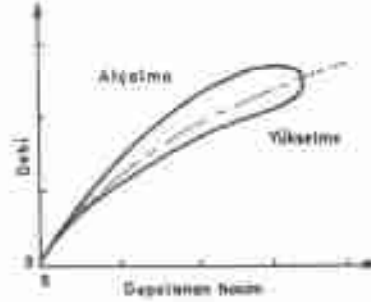
Şekil 14.7. Bir kanaideki taşkınım derinliklerinin değişimi

Kanaide akan taşkınımın kama şeklinde depolanan bölümü su düzeyi ile birlikte artar ve taşkınım dalgasına göre belli bir miktarda ulaştıktan sonra giderek azalır. Böylece kanalın herhangi bir kesimine giren ve buradan çıkan taşkınım miktarları zamana göre şekil 14.8 de gösterildiği gibi değişiklik gösterir.



Şekil 14.8. Kanallı bir kesimine giren ve çıkan taşkın hidrografı

Kanalın bir kesimindeki taşkın giderek artar ve bir miktardan sonra azaldığı için aynı akış debisinde, farklı iki depolama meydana gelir. Bu düzeyinin artışı sırasındaki kanalda depolanan yüzey akışın yüksekliği, alçalarak aynı debiye ulaştığı zamandan daha fazladır. Böylece kanal kesiminde depolanan taşkın miktarına göre debiler, elips benzeri bir halka şeklinde değişim gösterir (Şekil 14.9). Bu şekilde yararlanarak, kanal kesiminden geçen taşkın en büyük debisi bulunur.



Şekil 14.9. Kanalda depolanan taşkın debilerinin değişimi

Muskingam adındaki araştırıcı,taşkın debilerini veren diferansiyel ilişkiyi gözönüne alarak kanalda taşkın iletkenliğinde kullanılan bir yöntem geliştirmiştir. Buna Muskingam yöntemi de denir. Bu yöntemde kanalın herhangi bir kesimindeki taşkın dalgasının hacmi, kanalın hidrolik özelliklere bağlı olarak meydana gelen prizma ve kama

şeklindeki depolamaların toplamı olarak gözönüne alınır.

$$S = X[XI + (1-X)Q] \quad (14.14)$$

İlişkide:

S = Depolama miktarı

K = Zaman katsayısı

X = Kanal katsayısı

I = Kanal kesimine belli bir sürede giren taşkın

Q = Kanal kesiminden belli bir sürede çıkan taşkın

Yukarıda verilen ilişkideki zaman katsayısı, kanal kesimine giren taşkın miktarının bu kesimden çıkması için gerekli süreden bulunur. Taşkın en büyük debisinin kanal kesimini kat ettiği süreyi bulmak için, depolama miktarı S ile ağırlıklı debi $XI + (1-X)Q$, aritmetik bir koordinatta karşılıklı olarak noktalanır. Bu noktalardan geçen doğrunun eğimi, zaman katsayısını (K) verir. Bunun için X değişkeninin bilinmesine gerek vardır.

Taşkın depolandığı kanal kesiminin özelliğini belirten X katsayısı, sinama ile veya grafikten bulunur. Sinama ile X katsayısını saptamak amacıyla, önce X için belli bir değer alınır. Alınan bu değer 14.14 ilişkide yerine konularak giren ve çıkan taşkın miktarına karşılık, meydana gelen depolama belirtilir. Bundan sonra depolama miktarı ile, ağırlıklı debi $XI + (1-X)Q$, aritmetik koordinatta karşılıklı olarak noktalanır. Seçilen X değerine karşılık depolama miktarı ve ağırlıklı debinin halka şeklindeki değişimi, birbirine çok yakın olana kadar X değiştirilir. Söz konusu durumu sağlayan X, bu katsayının değeri olarak alınır.

Halka şeklindeki değişim bir doğru olarak belirtilir ve bunun eğimi, K katsayısı olarak alınır. Böylece kanal kesimine giren ve çıkan taşkın akışının, depolamaya olan etkisi belirlenir. Bu katsayı sıfır olunca giren akış, depolamayı artırmaz. Buna karşılık X= 0.5 olunca, kanal kesimine giren ve çıkan taşkın miktarı birbirine eşit olacağı için, taşkın hidrografi değişiklik göstermez. Buradan X katsayısının, 0 - 0.5 arasında değiştiği söylenebilir. Birçok doğal kanallar için X katsayısı 0.25 olarak alınabilir.

Doğal kanal kesiminde depolanın taşkın fazının değişimi, aşağıda verilen ilişkiye göre belirlenir.

$$\frac{I_1 + I_2}{2} dt - \frac{Q_1 - Q_2}{2} dt = S_1 - S_2 \quad (14.15)$$

Bir kanal kesiminde meydana gelen depolama, X ve K katsayılarına göre değişir:

$$S_1 = K[XI_1 + (1-X)Q_1] \quad (14.16)$$

$$S_2 = K[XI_2 + (1-X)Q_2] \quad (14.17)$$

Yukarıda verilen ilişkilere göre belirlen S_1 ve S_2 , 14.7 ilişkide yerine konur.

$$I_1 + I_2 + \frac{2K[XI_1 + (1-X)Q_1]}{dt} - Q_1 = \frac{2K[XI_2 + (1-X)Q_2]}{dt} + Q_2 \quad (14.18)$$

$$Q_2 = \frac{dt - 2KX}{2K(1-X) + dt} I_1 + \frac{2KX + dt}{2K(1-X) + dt} I_2 + \frac{2KX(1-X) - dt}{2K(1-X) + dt} Q_1 \quad (14.19)$$

$$Q_2 = C_1 I_1 + C_2 I_2 + Q_1 \quad (14.20)$$

İlişkilerde:

$I_{1,2}$ = Öteleme süresinin başlangıç ve sonunda kanala giren taşkın debileri

$Q_{1,2}$ = Öteleme süresinin başlangıç ve sonunda kanaldan çıkan taşkın debileri

dt = Öteleme süresi

$S_{1,2}$ = Öteleme süresinin başlangıç ve sonunda kanalda depolanmış su miktarları

K = Zaman katsayısı

x = Kanal katsayısı

$C_{0,12}$ = Katsayı

Yukarıda verilen 14.19 uncu ilişkidir yararlanarak kanallarda, taşkınların ötelenmesi yapılır. Bunun için öteleme süresinde, kanal kesiminden çıkan taşkın ilk debisinin (Q_0) bilinmesi gerekir. Bu debi bilinmediği durumda, bunun yerine öteleme süresinde kanal kesimine giren taşkın miktarı alınabilir. Bulunan çıkış debisi, bir sonraki akışı verir ve böylece taşkın sona erene kadar işleme devam edilir.

Öteleme süresine karşılık bulunan debiler, aritmetik koordinatta noktaları ve bu noktalar birleştirilerek taşkın debilerinin kanal boyunca değişim grafiği elde edilir. Genellikle kanallarda taşkınların öteleme süresi, taşkın dalgasının kanal kesimini kat ettiği zamanın 1/3 - 1/4 kadar alınır.

BÖLÜM 15

HİDROLOJİDE OLASILIK YÖNTEMLERİ

Su kaynaklarının geliştirilmesi ve işletilmesinde, hidrolojik olayların gelecekteki miktarlarının bilinmesi gerekir. Bu olaylar değişik faktörlerin birlikte etkisi ile meydana geldiği için çok farklılık gösterir. Bu nedenle söz konusu olayların gelecekteki miktarlarının olasılıklara göre saptanması zorunlu olmaktadır.

Bu bölümde, hidrolojik olayların olasılıklarının belirlenmesinde gözönüne alınan yöntemler açıklanmıştır. Diğer taraftan bu olaylara bağlı olarak meydana gelen kuraklık, toprak su kaynaklarının verimi, akarsudaki sediment ve tuz miktarının değişimi de, olasılıklara göre belirtilir.

15.1. İstatistik Deyimler

Olasılık yöntemlerinde kullanılan başlıca deyimler aşağıda açıklanmıştır.

Populasyon: Gözönüne alınan nesnelerin (obje) bütününe populasyon denir. Populasyonun yerine küme veya ünivers deyimleri de kullanılır. Populasyondaki nesneler değişik faktörlerin birlikte etkisi ile meydana geldiği için miktar olarak çok farklılık gösterir. Kuşkusuz populasyonun, bir veya daha fazla karakteristiği bulunur. Hidrolojik dönemde meydana gelen olayların herbiri populasyon olarak alınır.

Bir populasyondaki bütün nesnelerin miktarlarını belirtmek çok güç veya olanaksızdır. Bu bakımdan populasyonun karakteristiği, bunun bir bölümünden elde edilen nesnelerinin miktarları gözönüne alınarak belirlir. Populasyonun bu bölümüne örnek denir.

Değişken: Populasyonun bir örneğindeki nesnelerin miktarlarının belirtildiği karakteristiğe değişken denir. Bu nesnelerin miktarları ölçerek veya sayarak belirlir. Değişkenler kesikli ve devamlı olarak ikiye ayrılır. Miktarları sınırlı olmayan değişken devamlı, buna karşılık miktarları iki değer arasında bulunan değişken kesikli olarak belirtilir. Örneğin yağmur miktarları devamlı bir değişken olmasına karşılık, yağmurlu günler sayısı kesikli bir değişkendir.

Varyant: Populasyonun örneğinden elde edilen her miktara varyant denir. Bir örneğin bazı nicelikleri eşit olabilir ancak her varyant, değişkenin aldığı bir niceliği yani değişkenin durumunu gösterir.

Veri: Populasyonun bir örneğinden elde edilen varyantlara veri denir. Bir verideki varyantların bütünü değişkeni niteler. Populasyonun örneğinden elde edilen varyantlar, yani veri değişkenin aldığı niceliklere göre devamlı veya kesikli olarak da belirtilir.

Hidrolojik bir verinin elde edildiği zaman boyutuna gözlem süresi denir. Böyle bir verinin ilk ve son varyantlarının ölçüldüğü tarihler sırası ile, gözlem süresinin başlangıcı ve gözlem süresinin sonu olarak belirtilir.

15.2. Frekans Dağılımı

Bir verideki varyantlar tamamen veya birkaçının dışında farklılık gösterdiği için bunlar, ayrı ayrı gözönüne alınarak populasyonun karakteristiği belirtilemez. Bunun için verinin sistematik olarak düzenlenmesi gerekir. Bir veri, büyüklüklerine göre gruplara yani kategorilere ayrılarak veya büyüklük ya da meydana geliş zamanlarına göre sıralanarak sistematik bir şekilde düzenlenir. Buna göre sistematik olarak düzenlenen veriye sırası ile frekans dağılımı, büyüklük dizesi ve zaman dizesi denir. Kuşkusuz hidrolojik bir veri, istatistik analiz amaçlarına göre sistematik olarak düzenlenir.

Bir verinin frekans dağılımını elde etmek diğer bir deyişle varyantları, niceliklerine göre gruplara ayırmak için alt ve üst sınırları sayılar ile gösterilen ve genişliği aynı olan sınıflar belirtilir. Bir sınıfın üst değeri, bundan sonraki sınıfın alt değeri olarak alınır. Bir verideki varyantlar oldukça yeknesak olarak gruplara ayrılacak ve her varyantta bir sınıfa düşecek şekilde sınıflar belirtilir. Genellikle frekans dağılımı için 5-20 kadar sınıf yeterli olur.

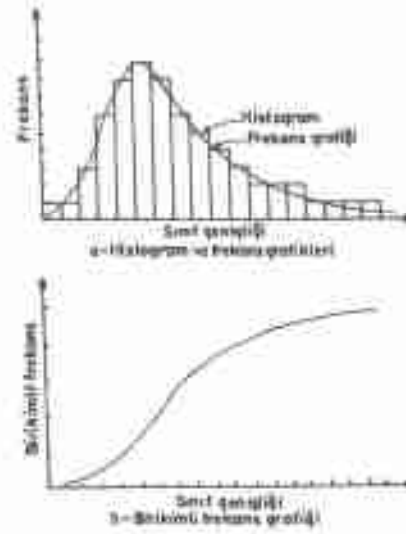
Bir verideki varyantlar belirlenen sınıflara dağılır. Buna frekans dağılımı denir. Genellikle her sınıfa farklı sayıda varyant düşer. Her sınıfta bulunan varyant sayısına sınıf frekansı denir. Sınıf frekansları toplam frekansa bölünür ve böylece bağlı sınıf frekansları elde edilir. Diğer taraftan sınıf frekansları, sınıf genişliğine bölünerek frekans yoğunluğu olarak da belirtilir.

Bir verideki varyantların büyüklüklerinin değişimini, belirgin bir duruma getirmek için frekans dağılımı grafiği elde edilir. Bunun için sınıflara göre frekanslar aritmetik bir

koordinatta dikdörtgen şekiller ile gösterilir (Şekil 15.1a). Böylece elde edilen grafiğe, histogram veya dikdörtgen frekans poligonu denir.

Bir histogramdaki dikdörtgenlerin orta noktaları düz çizgilerle birleştirir ve bu grafik frekans poligonu olarak belirtilir. Frekans poligonu en küçük sınıfın orta yerinden başlar ve en büyük sınıfın orta yerinde sona erer. Frekans poligonu en küçük sınıftan önce ve en büyük sınıftan sonra alınan sınıf genişliklerinin orta yerlerine kadar uzatılarak aritmetik diğer bir deyişle dikdörtgen koordinatın yatay eksenini ile kesilir. Söz konusu poligon yeknesak bir eğriye dönüştürülür ve böylece, gözönüne alınan verideki varyasyonun büyüklüklerinin değişimini gösteren grafik elde edilir. Genellikle frekans dağılım denince bu grafik anlaşılır.

Bir frekans dağılımının alanı, bütün veriyi ribeler. Başlı sınıf frekanslarının toplamı bir cıduğu için frekans dağılımının alanı da bir olarak alınır. Bu grafikte herhangi bir sınıfın üst değerinin sağında ve solunda kalan alanlar sırası ile, bu değerden küçük ve daha büyük olan frekansların toplamını gösterir. Bu frekansların toplamı bire eşittir.

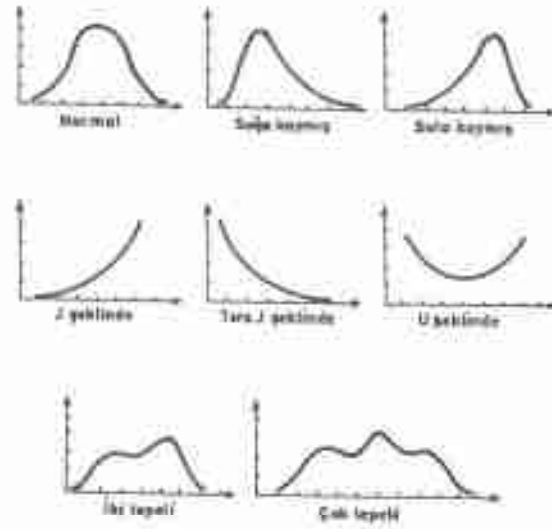


Şekil 15.1. Histogram ve birikimli frekans grafiği

Sınıf frekansları, sınıfların üst değerine göre toplanarak verilir. Bir verinin bu şekilde belirtilen frekanslarına birikimli frekans dağılımı denir. Birikimli frekanslar toplam

frekansa bölünerek, bağıl birikimli frekans olarak belirlir. Birikimli frekansların değişimi grafikte gösterilir. Bunun için sınıfların üst değerine karşılık birikimli frekanslar, aritmetik bir koordinatta noktalanır ve bu noktalar birleştirilerek birikimli frekans grafiği elde edilir. Bağıl birikimli frekanslar aritmetik bir koordinatta şekil 15.1b de gösterdiği gibi bir dağılım gösterir.

Devamlı değişkenlerden elde edilen verilerin frekansları, aritmetik koordinatta çok farklı dağılımlar gösterir. Bu dağılımlar şekil 15.2 de gösterdiği gibi, karakteristik şekillerine göre isimlendirilir.



Şekil 15.2. Devamlı verilerin frekans dağılımları

Devamlı hidrolojik verilerin frekansları, genellikle piramit şeklinde bir dağılım verir. Böylece bir frekans dağılımı, simetrik olur veya kayma gösterir. Tepe noktasından geçen düşey eksene göre simetrik olan piramit şeklindeki frekans dağılımı normal olarak belirtilir (Şekil 15.2). Tepe noktasından geçen eksene göre simetrik olmayan piramit şeklindeki frekans dağılımı, kaymış olarak adlandırılır (Şekil 15.2). Frekans dağılımları varyansların farklılığına göre sağ veya sola doğru kayar.

15.3. İstatistik Parametreler

Populasyonun karakteristiğinin belirtmesinde verideki varyantları niteleyen bazı nicelikler kullanılır ve bunlara istatistik biliminde parametre denir. Çeşitlik yöntemlerinde kullanılan istatistik parametreler aşağıda açıklanmıştır.

Aritmetik Ortalama: Bir verideki varyantların toplamının varyant sayısına bölümüne, aritmetik ortalama veya birinci moment denir. Aritmetik ortalama genellikle ortalama olarak belirtilir.

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (15.1)$$

İlişkide:

\bar{x} = Aritmetik ortalama

x = Varyant

n = Varyant sayısı

Populasyonun ortalaması μ simgesi ile gösterilir. Hidrolojide genellikle örnek ve populasyonun ortalamalarının eşit olduğu kabul edilir. Bu durumda belirtilen populasyonun karakteristiğine tarafsız tahmin, bunun tersine de taraflı tahmin denir.

Tartlı Ortalama: Varyantları gruplar halinde olan bir verinin ortalaması gruplara göre belirtilir ve buna tartlı ortalama denir. Bu parametreyi elde etmek için her grubun ortalaması ile gruptaki varyant sayısı çarpılır ve bunların toplamı, gruplardaki varyant sayılarının toplamına bölünür.

$$\bar{x}_1 = \frac{n_1 \bar{x}_1 + n_2 \bar{x}_2 + \dots + n_k \bar{x}_k}{n_1 + n_2 + \dots + n_k} \quad (15.2)$$

İlişkide:

\bar{x}_1 = Tartlı ortalama

$n_{1,2,k}$ = Gruplardaki varyant sayıları

$x_{1,2,k}$ = Grupların ortalaması

Geometrik Ortalama: Bir verideki varyantların çarpımının varyant sayısına göre köküne, geometrik ortalama denir.

$$\bar{x}_g = (\bar{x}_1 \cdot \bar{x}_2 \cdot \dots \cdot \bar{x}_n)^{1/n} \quad (15.3)$$

İlişkide:

\bar{x}_g = Geometrik ortalama

x = Varyant

n = Varyant sayısı

Kuadratik ortalama: Bir verideki varyantların karelerinin toplamı varyant sayısına bölündükten sonra kare kökü alınırsa kuadratik ortalama elde edilir.

$$\bar{x}_k = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 \right)^{1/2} \quad (15.4)$$

İlişkide:

\bar{x}_k = Kuadratik ortalama

x = Varyant

n = Varyant sayısı

Harmonik Ortalama: Bir verideki varyantların terslerinin ortalamasının tersine, harmonik ortalama denir.

$$\bar{x}_h = \frac{n}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{x_i}} = \frac{n}{\frac{1}{x_1} + \frac{1}{x_2} + \dots + \frac{1}{x_n}} \quad (15.5)$$

veya:

$$\frac{1}{\bar{x}_h} = \frac{1}{n} \sum \frac{1}{x} = \frac{1}{n} \left(\frac{1}{x_1} + \frac{1}{x_2} + \dots + \frac{1}{x_n} \right) \quad (15.6)$$

İlgilide:

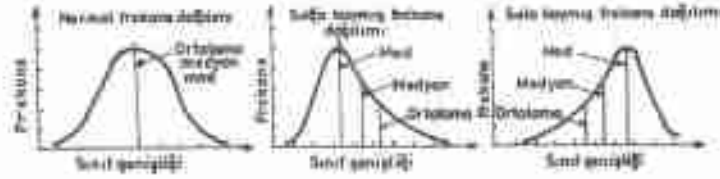
\bar{x}_h = Harmonik ortalama

x = Varyant

n = Varyant sayısı

Ortalama yani birinci moment, geometrik ortalamadan ve geometrik ortalama da harmonik ortalamadan daha büyüktür.

Medyan: Büyüklüklerine göre dizilen bir veriyi iki eşit bölüme ayıran niceliğe medyan denir. Ortanca olarak da belirtilen bu parametre, varyantların dizideki yerlerinin ortalamasını gösterir. Varyant sayısı tek olan bir verinin büyüklük dizisinin ortasındaki varyant medyan olarak alınır. Buna karşılık varyant sayısı çift olan bir verinin büyüklük dizisinin ortasındaki iki varyantın ortalaması medyanı verir.



Şekil 15.3. Normal ve kaymış frekans dağılımlarında ortalama, mod ve medyan parametreleri

Mod: Kesikli bir veride en çok tekrarlanan varyant buna karşılık, devamlı bir veride en büyük frekansın sınıfı mod olarak alınır. Bu parametre normal ve kaymış frekans dağılımlarının tepe noktasından geçişi için tepe değeri olarak da belirtilir.

Normal frekans dağılımı gösteren bir verinin ortalama, mod ve medyan parametreleri farklılık göstermez ve bu parametreler, normal frekans dağılımını iki eşit bölüme ayırır. Kaymış frekans dağılımı gösteren bir verinin mod parametresi dağılımın tepe noktasından geçmesine karşılık ortalama ve medyan parametreleri, kaymanın yönüne göre şekil 15.3 de belirtildiği gibi farklılık gösterir. Kaymış frekans dağılımı gösteren verinin bu parametreleri arasında aşağıda belirtildiği gibi bir ilişki vardır.

$$\text{ortalama} - \text{mod} = 3(\text{ortalama} - \text{medyan}) \quad (15.7)$$

Yukarıda açıklanan ortalamalar ile mod ve medyan parametreleri, bir verideki varyansların çevresinde toplandığı nicelik gösterdikleri için merkez eğilim parametreleri olarak belirlenir.

Değişim Genişliği: Bir verideki en büyük ve en küçük varyansların farkına değişim genişliği denir.

Ortalama Sapma: Bir verideki varyansların ortalamadan farklılığı frekans dağılımının şekline etki eder. Bu farklılığın belirlenmesinde, varyansların ortalamadan olan mutlak sapmalarının ortalaması gözönüne alınır. Bu parametreye ortalama sapma denir.

$$O_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \quad (15.8)$$

İlişkide:

O_s = Ortalama sapma

n = Varyant sayısı

x = Varyant

\bar{x} = Ortalama

Varyans: Bir verideki varyansların gösterdikleri farklılığın belirlenmesinde, aşağıda verilen ilişkiye göre elde edilen varyans parametresi gözönüne alınır.

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (15.9)$$

İlişkilerde:

S^2 = Varyans

n = Varyant sayısı

x = Varyant

\bar{x} = Ortalama

Yukarıda verilen ilişkiyi bölün (n-1) yerine n yani verideki varyant sayısı alınırsa popülasyonun varyansı bulunur.

Standart Sapma: Varyansın kare köküne standart sapma denir. İkinci moment olarak da belirtilen bu parametre, bir örnek ve popülasyon için, aşağıda verilen ilişkilere göre belirtilir.

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (15.10)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (15.11)$$

İlişkilerde:

s = Örneğin standart sapması

σ = Popülasyonun standart sapması

n = Varyant sayısı

x = Varyant

\bar{x} = Ortalama

Değişim Katsayısı: Bir verideki varyansların ortalamadan olan farklılığı, standart sapma ile belirtilir. Standart sapmanın büyük olması, varyansların ortalamadan fazla miktarda farklı olduğunu gösterir. Ancak iki veride standart sapması büyük olanın ortalamadan olan farklılığı, diğer veriden fazla olmayabilir. Bu durum aşağıda verilen ilişkiye göre elde edilen değişim katsayısı veya değişim parametresi ile belirlir.

$$C = \frac{S}{\bar{x}} \quad (15.12)$$

İlişkide:

C = Değişim katsayısı

S = Standart sapma

\bar{x} = Ortalama

Bir verideki varyansların farklılığı, değişim genişliği, ortalama sapma, varyans, standart sapma ve değişim katsayısı ile belirtildiği için bunlara dağılım parametreleri denir.

Kayma katsayısı: Simetrik olmayan piramit şeklindeki frekans dağılımı kaymış olarak belirtilir. Tepe noktasından geçen dikey eksenin sağındaki bölümü, solundaki bölümden büyük olan piramit şeklindeki frekans dağılımı sağa, bunun tersinde sola kaymış olarak belirtilir. Frekans dağılımının kayma durumu, aşağıda verilen ilişkiye göre elde edilen ve üçüncü moment olarak da nitelenen kayma katsayısına göre bulunur.

$$C_3 = \frac{n}{(n-1)(n-2)} (x^3 - 3\bar{x}^2x + 2\bar{x}^3) \quad (15.13)$$

İlişkide:

C_3 = Kayma katsayısı

n = Varyant sayısı

s^2 = Varyans

\bar{x} = Ortalama

Sağa kaymış bir frekans dağılımının kayma katsayısı sıfırdan büyüktür. Buna karşılık sola kayma gösteren frekans dağılımının kayma katsayısı sıfırdan küçüktür.

Basıklık Katsayısı: Simetrik frekans dağılımları basıklık yönünden farklılık gösterir. Bu durum basıklık katsayısı ile belirtilir ve dördüncü momentti üçüncü momente bölerek elde edilir.

$$C_3 = \frac{\sum (x - \bar{x})^3}{\sum (x - \bar{x})^2} \quad (15.14)$$

İlişkide:

C_3 = Basıklık katsayısı

s^2 = Varyans

\bar{x} = Ortalama

n = Varyans sayısı

Frekans dağılımları normal fakat basıklığı farklı olan veriler aynı popülasyonu nitelendirir yani bu verilerin belirttiği nesnelere nitelik olarak farklıdır.

15.4. Olasılık

Varyansların olasılıktan, mantıksal yaklaşım ve frekans dağılımından saptanır. Bir değişkenin herhangi bir durumunun olasılığı genellikle mantıksal yaklaşıma göre belirtilir. Bunun için değişkenin gözönüne alınan durumunu nitelendiren varyantların sayısı diğer bir deyişle gerçekleşme sayısı, toplam gerçekleşme sayısına bölünür. Bir verideki bütün varyantlar, değişkenin toplam gerçekleşme sayısını gösterir.

$$p = \frac{m}{n} \quad (15.15)$$

İlişkide:

p = Olasılık

m = Gerçekleşme sayısı

n = Toplam gerçekleşme sayısı

Değişken belirtilen bir durumdan farklı olarak da meydana gelebilir. Bu duruma değişkenin meydana gelme olasılığı denir. Meydana gelme olasılığı, değişkenin farklı durumlarını gösteren varyantların sayısını, toplam gerçekleşme sayısına bölerek elde edilir. Bir değişkenin farklı durumlarını gösteren varyantların sayısı, gerçekleşme sayısını gösterir. Gözönüne alınan değişkenin herhangi bir durumunu belirten varyant sayısı ile bundan farklı durumlarını gösteren varyant sayısının toplamı, değişkenin toplam gerçekleşme sayısını verir.

$$q = \frac{h}{n} = \frac{n-m}{n} = 1 - p \quad (15.16)$$

İlişkilerde:

q = Meydana gelme olasılığı

h = Gerçekleşmeme sayısı

n = Toplam gerçekleşme sayısı

m = Gerçekleşme sayısı

p = Olasılık

Yukarıda belirtilen mantıksal yaklaşımla bulunan olasıklar, sıfır ile bir arasında değişir. Buna göre değişkenin gerçekleşmeyen bir durumunun olasılığı sıfır olmasına karşılık, gerçekleşme sayısı varyant sayısına eşit olan durumun olasılığı bir olur. Diğer taraftan değişkenin herhangi bir durumunun olasılığı ile, bundan farklı olan durumların

olasılığının toplamı bire eşittir. Kesikli verilerin olasılıkları çoğunlukla mantıksal yaklaşıma göre bulunur.

Olasılıklar frekans dağılımından da elde edilir. Bir verinin bağlı sınıf frekansları, bu sınıflardaki varyantların olasılığı olarak alınır. Bu olasılıklar sınıf genişliğine bölünerek belirtilir ve buna, olasılık yoğunluğu denir. Varyant sayısı sonsuz olan bir verinin olasılık yoğunluğu, aşağıda verilen frekans yoğunluğu fonksiyonuna göre saptanır.

$$p = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta F(x)}{\Delta x} = \frac{dF(x)}{dx} \quad (15.17)$$

İlişkide:

p = olasılık yoğunluğu

$F(x)$ = sınıf frekansı

Δx = sınıf genişliği

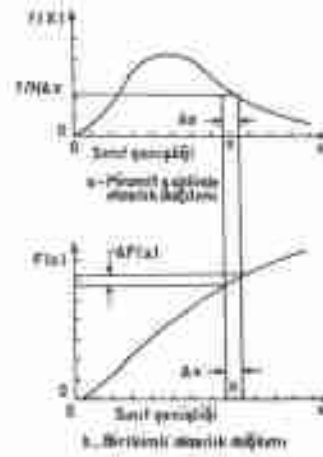
Bir verinin olasılıklarının değişimi, grafikte gösterilerek belirgin bir duruma getirilir. Bunun için varyantlara karşılık olasılıklar, aritmetik bir koordinatta belirtilir ve bunlar bir çizgi ile birleştirilir. Böylece elde edilen grafik, olasılıkların dağılımını gösterir.

Kesikli hidrolojik değişkenlerden elde edilen verilerin varyantları ile bunların olasılıklarının aritmetik koordinattaki grafiği, her durumu belirten ayrı çizgilerden meydana gelir. Buna karşılık devamlı hidrolojik verilerin varyantları ile bunların olasılıklarının aritmetik koordinattaki grafiği bir eğri verir. Devamlı hidrolojik verilerin olasılık dağılımı, gököl 15.2'de gösterilen frekans dağılımına benzer. Bu bakımdan frekans ve olasılıkların değişimini gösteren grafiklere, istatistik dağılım denir.

Genellikle olasılık dağılımları birikimli olasılıklara göre belirtilir. Bunun için ordarda gelen olasılıklar toplanır ve bunlara karşılık olan varyantlar, aritmetik koordinatta alınır. Bu noktalar birleştirilerek birikimli olasılık dağılımı elde edilir. Kesikli bir verinin birikimli olasılıklarının, aritmetik bir koordinattaki grafiği ayrı çizgilerden meydana gelir. Buna karşılık devamlı bir verinin birikimli olasılıklarının söz konusu grafiği, birikimli frekans dağılımında olduğu gibi ogiv yani S şeklindedir (Şekil 15.4).

Devamlı bir olasılık dağılımı, verideki bütün varyantların olasılıklarının toplamını

gösterdiği için bunun alanı bir olarak alınır (Şekil 15.4). Böyle bir olasılık dağılımında herhangi bir varyantın solunda kalan alan, bu varyanta eşit ve daha küçük varyantların toplam olasılıklarını, sağında kalan alanda bu varyanta eşit ve daha büyük varyantların toplam olasılığını gösterir. Bunlardan birinci duruma en fazla meydana gelme olasılığı denir ve $p(X > x)$ simgesi ile, ikinci duruma ise en az meydana gelme olasılığı denir ve $p(X \leq x)$ simgesi ile gösterilir. Devamlı bir verinin olasılıksız, bu durumlardan birine göre belirtilir.



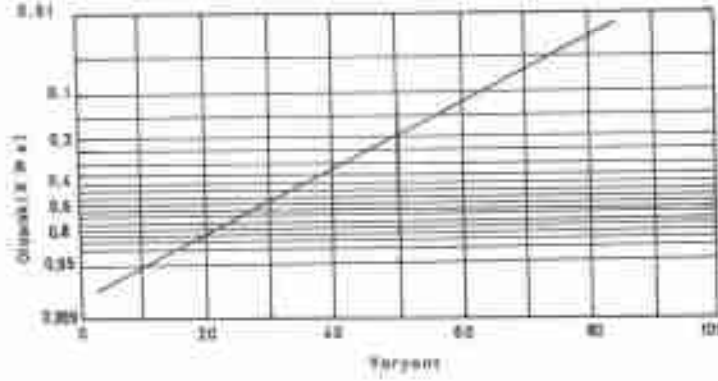
Şekil 15.4. Piramit ve ogiv şeklindeki olasılık dağılımları

Olasılık Kağıdı: Devamlı bir verinin birikimli olasılıklarının aritmetik yani dikdörtgen koordinatta ogiv şeklinde olan dağılımını, bir doğruya dönüştürmek için değişik olasılık koordinatları geliştirilmiştir. Bunlar aslında bir eşel olasılıklara göre düzenlenmiş aritmetik koordinat sistemidir. Böyle bir koordinata, olasılık kağıdı denir.

Olasılık kağıdının eksenleri, birikimli olasılıkların bir doğru şekline dönüştürecek şekilde bölümlere ayrılmıştır. Bu amaçla, normal, logaritmik normal, ekstrem ve binom olasılık kağıtları geliştirilmiştir. İlk olasılık kağıdı, bir hidrolik mühendisi olan Hazen tarafından 1914 yılında geliştirilmiştir. Bu nedenle söz konusu koordinata sistemine, Hazen olasılık kağıdı da denir.

Bir verinin birikimli olasılıklarının doğrusal dağılımını elde etmek için önce bu doğrunun koordinatları, daha sonra açıklandığı gibi frekans faktörü veya noktasal durum

İlişkilerine göre belirtilir. Bu koordinatlar uygun bir olasılık kağıdında alınarak olasılık dağılımının doğru şeklindeki grafiği elde edilir (Şekil 15.5).



Şekil 15.5 Birikimli olasılıkların doğrusal dağılımı

15.5. Olasılık Dağılım İlişkileri

Hidrolojik değişkenlerin olasılıktan şekli 15.2 de verildiği gibi çok farklılık gösterir. Bu dağılımların matematik ilişkileri belirtilmiştir. Olasılık dağılımı derininde bu ilişkiler anlaşılır. Hidrolojik verilerin olasılıklarının bulunmasında en çok kullanılan ilişkiler, aşağıda açıklanmıştır.

Üstü Olasılık Dağılım İlişkileri: Hidrolojik değişkenlerin olasılık dağılımları, dikdörtgen, binom, poisson, normal, gamma, pearson, ekstrem ve logaritmik dağılım olarak tanımlanan ilişkilere belirtilmiştir. Bunlara olasılık dağılım fonksiyonları da denir. Bu ilişkiler genellikle olasılık yoğunluk fonksiyonu gözönüne alınarak geliştirilmiştir. Piramit şeklide (şekil 15.4) bir dağılımın gösteren varyansların toplam olasılığı, aşağıda verilen ilişkiye göre belirtilebilir.

$$p = \int_{-\infty}^{\infty} p(x) dx = 1 \quad (15.16)$$

İlişkide:

$$p = \text{Toplam olasılık}$$

$p(x)$ = Olasılık yoğunluğu

dx = Sınıf genişliği

Yukarıda verilen toplam olasılık ilişkisi, iki varyant için aşağıda belirtildiği gibi yazılabilir.

$$p = \int p(x) dx \quad (15.19)$$

İlişkide

p = Toplam olasılık

$p(x)$ = Olasılık yoğunluğu

dx = Sınıf genişliği

a, b = Varyant

Birçok hidrolojik verinin olasılıklarının saptanmasında gözönüne alınan ve üstü matematik işlemler aşağıda açıklanmıştır.

Normal Dağılım: Tepe noktasından geçen düşey eksene göre simetrik olan olasılık dağılımının (Şekil 15.2), en fazla meydana gelme olasılığı, aşağıda verilen ilişkiye göre saptanır. Buna Gauss ilişkisi de denir.

$$p = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \left(\int_{-\infty}^{+\infty} \right) e^{-\frac{1}{2\sigma^2}(x-\mu)^2} dx \quad (15.20)$$

İlişkide:

p = Olasılık

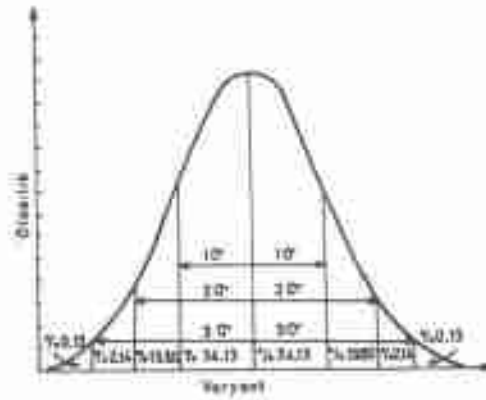
e = Doğal logaritma tabanı, 2.718

x = Varyant

- μ = Populasyonun ortalaması
- σ = Populasyonun standart sapması
- k = katsayı, 3,14
- dx = Birim sınıf genişliği

Ortalama ve varyansı eşit olan verilerin normal dağılımları aynıdır. Ancak bu durumu sağlamayan verilerin normal dağılımları basıkkık bakımından farklılık gösterebilir. Bu bakımdan ortalaması sıfır ve standart sapması bir olan normal dağılım, standart normal dağılım olarak belirtilmiştir.

Standart normal bir dağılımda olasılıklar, ortalamasının her iki yanına doğru fazla miktarda azalır. Söz konusu dağılımın ortalamasına iki yana doğru 1,2,3 standart sapma eklendiği zaman meydana gelen alanlar, olasılıkların toplamını gösteren alanın sırası ile % 68,26, % 95,46 ve % 99,74 kadar olur (Şekil 15.6).



Şekil 15.6. Standart normal bir dağılımda olasılıkların standart sapmaya göre değişimi

Diğer bir deyişle standart normal bir dağılımda varyansların % 68,26 kadarı, $\mu+1\sigma$, % 95,46 kadarı $\mu+2\sigma$ ve % 99,74 kadarı $\mu+3\sigma$ arasında bulunur. Böyle bir dağılımda $\mu\pm 3\sigma$ olan varyansların toplam olasılığı % 0,26 dir. Standart normal bir

dağılımın ortalamasıdır. İki yarıma doğru değişik miktarlarda standart sapma ekendikten sonra meydana gelen alanlar, istatistik ve olasılık kitaplarında verilmiştir.

Logaritmik Normal Dağılım: Bazı kaymış olasılık dağılımları, varyansların doğal logaritmalarına göre belirtildiği zaman normal bir dağılım gösterir. Bu nedenle logaritmik normal olarak belirtilen dağılımın olasılık yoğunluğu, aşağıda verilen ilişkiyle elde edilir:

$$p = \frac{1}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln y - \mu_y)^2}{2\sigma_y^2}} \quad (15.21)$$

İlişkide:

p = Olasılık yoğunluğu

y = Varyansın doğal logaritması

σ_y = Populasyonun standart sapması

π = katsayı, 3.14

e = Doğal logaritma tabanı, 2.718

μ_y = Populasyonun ortalaması

Logaritmik normal dağılımın ilişkisi Galton tarafından geliştirilmiştir. Bu dağılım $C_u = 1.139$ veya $C_w = 0.364$ olunca, ekstrem I dağılıma benzer.

Ekstrem I Dağılımı: Bir verideki ekstrem yani en büyük ve en küçük varyansların olasılıklarının dağılımı, farklı ilişkilerle belirtilmiştir. Bu ilişkiler ekstrem I, ekstrem II ve ekstrem III olarak belirtilir. Hidrolojik değişkenlerin ekstrem varyanslarının olasılıkları, genellikle aşağıda olasılık yoğunluğu verilen ekstrem I dağılıma uyar:

$$p = \frac{1}{\sigma} e^{-\frac{x - \mu}{\sigma}} \quad (15.22)$$

$$\sigma = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sigma \quad (15.23)$$

$$\mu = \gamma - \mu \quad (15.24)$$

İlişkilerde:

- p = Olasılık yoğunluğu
- e = Doğal logaritma tabanı, 2.718
- a = Parametre
- x = Varyans
- c = Parametre
- σ = Popülasyonun standart sapması
- π = katseyi, 3.14
- γ = Euler sabiti, 0.57721
- μ = Popülasyonun ortalaması

Gumbel dağılımı olarak da belirtilen ekstrem I dağılımının çarpıklık katsayısı sabittir ve 1.139 olarak alınır.

Pearson III Dağılımı: Karl Pearson adındaki araştırmacı, bir olasılık dağılımının yoğunluğunu aşağıda verilen ilişki ile belirtmiştir.

$$p = \int_0^x -a \ln(1 + \frac{bx}{a})^{-b} e^{-bx/a} dx \quad (15.25)$$

İlişkide:

- p = Olasılık
- e = Doğal logaritma tabanı, 2.718
- x = Varyans
- a = Sabit
- b_1 = Sabit
- b_2 = Sabit

Hidrolojik değişkenlerin ekstrem varyantlarının olasılıkları, genellikle Pearson III dağılımına uyar. Bu dağılım varyantların logaritmalarına göre de belirtilmiştir ve buna logaritmik Pearson III dağılımı denir.

Frekans Faktörü İlişkisi: Hidrolojik bir verinin varyantları, ortalama ile varyantların bu parametreden gösterdikleri sapmaya göre belirtilebilir (Şekil 15.7).

$$x = \bar{x} + dx \quad (15.26)$$

İlişkide:

x = Varyant

\bar{x} = Ortalama

dx = Varyantın ortalamadan sapması

Varyantların ortalamadan gösterdikleri sapma, olasılık dağılımının şekline etkili olduğu için olasılık dağılımını karakterize eden frekans faktörü ile popülasyonun standart sapmasının çarpımı olarak belirtilmiştir.

$$x = \bar{x} + K\sigma \quad (15.27)$$

$$\frac{x}{\bar{x}} = 1 + C_s K \quad (15.28)$$

İlişkilerde:

x = Varyant

\bar{x} = Ortalama

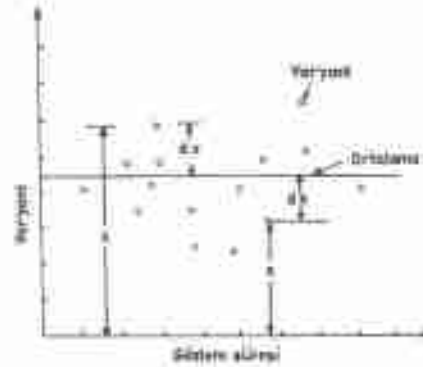
K = Frekans faktörü

μ = Standart sapma

C_s = Değişim katsayısı

Yukarıda verilen ilişki, hidrolojik bir verinin birikimli olasılıkların doğrusal grafiğini gösterir. Frekans faktörleri, değişik olasılık dağılımları için çizelgeler halinde verilmiştir.

Logaritmik normal olasılık dağılımının frekans faktörleri, kayma ve değişim katsayılarına göre bazı olasılıklar ($X \geq x$) için çizelge 15.1 de belirtilmiştir. Bu çizelgede ayrıca, ortalamanın farklı kayma durumları için olasılıkları da verilmiştir.



Şekil 15.7. Varyansların ortalamadan sapması

Logaritmik Pearson olasılık dağılımının III üncü tipinin farklı kayma durumlarına göre ve bazı olasılıklar ($X \geq x$) için frekans faktörleri, çizelge 15.2 de verilmiştir.

Ekstremler olasılık dağılımının I inci tipi, $C_s = 1.139$ veya $C = 0.364$ olunca logaritmik normal dağılıma uyar. Bu parametrelere göre belirlenen ve çizelge 15.1 den alınan frekans faktörleri, ekstremler I dağılımının doğrusal grafiğinin belirlenmesinde gözönüne alınır.

Normal dağılımın frekans faktörleri, $C_s = 0$ için çizelge 15.1 den alınır. Ancak bu faktörler standart sapmanın ortalamaya iki tarafa eklenmesi ile belirlenen ve şekil 15.6 de gösterilen birikimli olasılıklara göre de bulunabilir.

Çizelge 15.1. Logaritmik Normal Dağılımın Frekans Faktörleri

Kayma katsayısı C_s	Ortalamanın olasılığı	% Olasılıklar ($x \geq x$)									Değişim katsayısı C_v
		99	95	80	50	20	5	1	0.1	0.01	
		-	-	-	-	+	+	+	+	+	
0	50.0	2.33	1.65	0.84	0	0.84	1.54	2.33	3.09	3.72	0
0.1	49.3	2.25	1.62	0.85	0.02	0.84	1.67	2.40	3.22	3.95	0.033
0.2	48.7	2.18	1.59	0.86	0.04	0.83	1.70	2.47	3.30	4.18	0.067
0.3	48.0	2.11	1.56	0.85	0.06	0.82	1.72	2.55	3.38	4.42	0.100
0.4	47.3	2.04	1.53	0.85	0.07	0.81	1.75	2.62	3.72	4.70	0.136
0.5	46.7	1.98	1.49	0.86	0.09	0.80	1.77	2.70	3.88	4.96	0.166
0.6	46.1	1.91	1.46	0.85	0.10	0.79	1.79	2.77	4.05	5.24	0.197
0.7	45.5	1.85	1.43	0.85	0.11	0.78	1.81	2.84	4.21	5.52	0.230
0.8	44.9	1.79	1.40	0.84	0.13	0.77	1.82	2.90	4.37	5.81	0.262
0.9	44.2	1.74	1.37	0.84	0.14	0.76	1.84	2.97	4.55	6.11	0.292
1.0	43.7	1.68	1.34	0.84	0.15	0.75	1.85	3.03	4.72	6.40	0.324
1.1	43.2	1.63	1.31	0.83	0.16	0.73	1.86	3.09	4.87	6.71	0.351
1.2	42.7	1.58	1.29	0.82	0.17	0.72	1.87	3.15	5.04	7.02	0.381
1.3	42.2	1.54	1.26	0.82	0.18	0.71	1.88	3.21	5.19	7.31	0.409
1.4	41.7	1.49	1.23	0.81	0.19	0.69	1.88	3.26	5.35	7.62	0.436
1.5	41.3	1.45	1.21	0.81	0.20	0.68	1.89	3.31	5.51	7.92	0.462
1.6	40.8	1.41	1.19	0.80	0.21	0.67	1.89	3.36	5.66	8.26	0.490
1.7	40.4	1.38	1.16	0.79	0.22	0.66	1.89	3.40	5.80	8.58	0.517
1.8	40.0	1.34	1.14	0.78	0.22	0.64	1.89	3.44	5.95	8.88	0.544
1.9	39.6	1.31	1.12	0.78	0.23	0.63	1.89	3.48	6.10	9.20	0.570
2.0	39.2	1.28	1.10	0.77	0.24	0.61	1.89	3.52	6.25	9.51	0.599
2.1	38.8	1.25	1.08	0.76	0.24	0.60	1.89	3.55	6.39	9.79	0.620
2.2	38.4	1.22	1.06	0.75	0.25	0.59	1.89	3.59	6.51	10.12	0.643
2.3	38.1	1.20	1.04	0.75	0.25	0.58	1.88	3.62	6.65	10.43	0.667
2.4	37.7	1.17	1.02	0.74	0.26	0.57	1.88	3.65	6.77	10.72	0.691
2.5	37.4	1.15	1.00	0.74	0.26	0.56	1.88	3.67	6.90	10.95	0.713
2.6	37.1	1.12	0.99	0.73	0.26	0.55	1.87	3.70	7.02	11.25	0.734
2.7	36.8	1.10	0.97	0.72	0.27	0.54	1.87	3.72	7.13	11.55	0.755
2.8	36.6	1.08	0.96	0.72	0.27	0.53	1.86	3.74	7.25	11.80	0.776
2.9	36.3	1.06	0.95	0.71	0.27	0.52	1.86	3.76	7.36	12.10	0.796
3.0	36.0	1.04	0.93	0.71	0.28	0.51	1.85	3.78	7.47	12.36	0.816
3.2	35.5	1.01	0.90	0.69	0.28	0.49	1.84	3.81	7.65	12.65	0.857
3.4	35.1	0.98	0.88	0.68	0.29	0.47	1.83	3.84	7.84	13.06	0.895
3.6	34.7	0.95	0.86	0.67	0.29	0.46	1.81	3.87	8.00	13.63	0.930
3.8	34.2	0.92	0.84	0.66	0.29	0.44	1.80	3.89	8.16	14.23	0.966
4.0	33.9	0.90	0.82	0.65	0.29	0.42	1.78	3.91	8.30	14.70	1.000
4.5	33.0	0.84	0.78	0.63	0.30	0.39	1.75	3.93	8.60	15.82	1.081
5.0	32.3	0.80	0.74	0.62	0.30	0.37	1.71	3.95	8.85	16.45	1.156

Çizelge 15.2. Logaritmik Pearson III Dağılımının Frekans Faktörleri

Kayma Katsayı μ $+C_s$	% Olasılıklar ($x \geq x$)							
	99	95	90	50	20	10	2	1
	Tekrarlanma süreleri - yıl							
	1.01	1.053	1.250	2	5	10	50	100
4.0	-0.500	-0.499	-0.498	-0.412	0.228	1.001	3.276	4.337
3.9	-0.513	-0.513	-0.510	-0.413	0.245	1.020	3.267	4.342
3.8	-0.526	-0.526	-0.522	-0.414	0.264	1.040	3.258	4.314
3.7	-0.541	-0.541	-0.535	-0.414	0.283	1.059	3.249	4.285
3.6	-0.556	-0.556	-0.549	-0.413	0.302	1.077	3.238	4.256
3.5	-0.571	-0.571	-0.562	-0.412	0.322	1.096	3.226	4.225
3.4	-0.588	-0.588	-0.577	-0.411	0.341	1.114	3.214	4.193
3.3	-0.606	-0.606	-0.591	-0.408	0.361	1.131	3.200	4.159
3.2	-0.625	-0.625	-0.606	-0.405	0.381	1.148	3.185	4.125
3.1	-0.645	-0.644	-0.621	-0.400	0.401	1.164	3.169	4.089
3.0	-0.667	-0.665	-0.636	-0.396	0.420	1.180	3.152	4.051
2.9	-0.690	-0.688	-0.651	-0.390	0.440	1.195	3.134	4.013
2.8	-0.714	-0.711	-0.666	-0.384	0.460	1.210	3.114	3.973
2.7	-0.740	-0.736	-0.681	-0.376	0.479	1.224	3.093	3.932
2.6	-0.766	-0.762	-0.696	-0.366	0.499	1.238	3.071	3.889
2.5	-0.795	-0.790	-0.711	-0.360	0.518	1.250	3.048	3.845
2.4	-0.832	-0.819	-0.725	-0.351	0.537	1.262	3.023	3.800
2.3	-0.867	-0.850	-0.739	-0.341	0.555	1.274	2.997	3.753
2.2	-0.905	-0.882	-0.752	-0.330	0.574	1.284	2.970	3.705
2.1	-0.946	-0.914	-0.765	-0.319	0.592	1.294	2.942	3.656
2.0	-0.990	-0.945	-0.777	-0.307	0.608	1.302	2.912	3.605
1.9	-1.037	-0.984	-0.788	-0.294	0.627	1.310	2.881	3.553
1.8	-1.087	-1.020	-0.799	-0.282	0.643	1.318	2.848	3.499
1.7	-1.140	-1.056	-0.808	-0.268	0.660	1.324	2.815	3.444
1.6	-1.197	-1.093	-0.817	-0.254	0.675	1.329	2.780	3.388
1.5	-1.256	-1.131	-0.825	-0.240	0.690	1.333	2.743	3.330
1.4	-1.318	-1.168	-0.832	-0.225	0.705	1.337	2.706	3.271
1.3	-1.383	-1.206	-0.838	-0.210	0.719	1.339	2.668	3.211
1.2	-1.449	-1.243	-0.844	-0.195	0.732	1.340	2.629	3.149
1.1	-1.518	-1.280	-0.848	-0.180	0.745	1.341	2.585	3.087
1.0	-1.588	-1.317	-0.852	-0.164	0.758	1.340	2.542	3.022
9	-1.660	-1.353	-0.854	-0.148	0.769	1.339	2.498	2.957
8	-1.733	-1.388	-0.856	-0.132	0.780	1.338	2.453	2.891
7	-1.808	-1.423	-0.857	-0.115	0.790	1.333	2.407	2.824
6	-1.886	-1.459	-0.857	-0.099	0.800	1.328	2.359	2.755
5	-1.965	-1.491	-0.856	-0.083	0.808	1.323	2.311	2.686
4	-2.029	-1.524	-0.855	-0.066	0.816	1.317	2.261	2.615
3	-2.104	-1.555	-0.853	-0.050	0.824	1.309	2.211	2.544
2	-2.178	-1.586	-0.850	-0.033	0.830	1.301	2.159	2.472
1	-2.252	-1.616	-0.846	-0.017	0.836	1.292	2.107	2.400
0	-2.326	-1.645	-0.842	0	0.842	1.282	2.054	2.326

Çevre 15.2. (Devam) Logaritmik Pearson III Dağılımının Frekans Faktörleri

Kayma Katsayı st $-C_3$	% Olasılıklar ($x \geq x$)							
	99	95	90	50	20	10	2	1
	Tekrarlanma süreleri - yıl							
	1.01	1.053	1.250	2	5	10	50	100
0	-2.326	-1.845	-0.842	0	0.842	1.252	2.054	2.325
-1	-2.400	-1.873	-0.836	0.017	0.845	1.270	2.000	2.252
-2	-2.472	-1.700	-0.830	0.033	0.850	1.258	1.945	2.175
-3	-2.544	-1.726	-0.824	0.050	0.853	1.245	1.890	2.104
-4	-2.616	-1.750	-0.818	0.069	0.855	1.231	1.834	2.029
-5	-2.688	-1.774	-0.808	0.083	0.856	1.216	1.777	1.955
-6	-2.755	-1.797	-0.800	0.099	0.857	1.200	1.720	1.880
-7	-2.824	-1.819	-0.790	0.116	0.857	1.183	1.663	1.806
-8	-2.891	-1.839	-0.780	0.132	0.856	1.166	1.606	1.733
-9	-2.957	-1.858	-0.769	0.148	0.854	1.147	1.549	1.660
-1.0	-3.022	-1.877	-0.758	0.164	0.852	1.128	1.492	1.588
-1.1	-3.087	-1.894	-0.745	0.180	0.848	1.107	1.435	1.516
-1.2	-3.149	-1.910	-0.732	0.195	0.844	1.086	1.379	1.444
-1.3	-3.211	-1.925	-0.719	0.210	0.838	1.064	1.324	1.383
-1.4	-3.271	-1.938	-0.705	0.225	0.832	1.041	1.270	1.318
-1.5	-3.330	-1.951	-0.690	0.240	0.825	1.018	1.217	1.255
-1.6	-3.388	-1.962	-0.675	0.254	0.817	0.994	1.166	1.197
-1.7	-3.444	-1.972	-0.660	0.268	0.808	0.970	1.116	1.140
-1.8	-3.499	-1.981	-0.643	0.282	0.799	0.945	1.069	1.087
-1.9	-3.553	-1.989	-0.627	0.294	0.788	0.920	1.023	1.037
-2.0	-3.605	-1.996	-0.609	0.307	0.777	0.895	0.980	0.990
-2.1	-3.656	-2.001	-0.592	0.319	0.765	0.869	0.939	0.946
-2.2	-3.705	-2.006	-0.574	0.330	0.752	0.844	0.900	0.905
-2.3	-3.753	-2.009	-0.555	0.341	0.739	0.819	0.864	0.867
-2.4	-3.800	-2.011	-0.537	0.351	0.726	0.795	0.830	0.832
-2.5	-3.845	-2.012	-0.518	0.360	0.711	0.771	0.798	0.799
-2.6	-3.889	-2.013	-0.499	0.368	0.696	0.747	0.768	0.769
-2.7	-3.932	-2.017	-0.479	0.376	0.681	0.724	0.740	0.740
-2.8	-3.973	-2.019	-0.460	0.384	0.666	0.702	0.714	0.714
-2.9	-4.013	-2.007	-0.440	0.390	0.651	0.681	0.689	0.690
-3.0	-4.051	-2.003	-0.420	0.396	0.636	0.660	0.666	0.667
-3.1	-4.089	-1.999	-0.400	0.400	0.621	0.641	0.645	0.645
-3.2	-4.125	-1.993	-0.381	0.406	0.606	0.622	0.625	0.625
-3.3	-4.159	-1.987	-0.361	0.408	0.591	0.604	0.606	0.606
-3.4	-4.193	-1.980	-0.341	0.411	0.577	0.597	0.588	0.588
-3.5	-4.225	-1.972	-0.322	0.412	0.562	0.570	0.571	0.571
-3.6	-4.257	-1.963	-0.302	0.413	0.549	0.555	0.556	0.556
-3.7	-4.286	-1.953	-0.283	0.414	0.535	0.540	0.541	0.541
-3.8	-4.314	-1.943	-0.264	0.414	0.522	0.526	0.526	0.526
-3.9	-4.342	-1.932	-0.245	0.413	0.510	0.513	0.513	0.513
-4.0	-4.368	-1.920	-0.226	0.414	0.498	0.500	0.500	0.500

Frekans faktörü ilişkisine göre birikimli olasılıkların doğrusal dağılım grafiğini belirtmek için iki koordinatın saptanması gerekir. Bunun için veriden bulunan kayma katsayısına göre oldukça farklı iki olasılığa karşılık frekans faktörleri ilgili çizelgelerden alınır. Bu ilişkinin diğer terimleri de veriden saptanır. Bu terimler söz konusu ilişkide yerine konarak frekans faktörünün alındığı olasılıklar için varyantlar belirtilir. Bu varyantlar ile bunların saptandığı olasılıklar, söz konusu doğrusal dağılım grafiğinin koordinatları olarak gözönüne alınır.

Belirtilen koordinatlar frekans faktörünün alındığı dağılımın olasılık kağıdında işaretlenir ve bu koordinatlardan geçen doğru çizilir. Bu doğru verinin birikimli olasılıklarının, frekans faktörünün alındığı dağılıma göre değişimini gösterir. Bir verinin Pearson III dağılımına göre olasılıklarının doğrusal dağılımının elde edilmesinde logaritmik ölçekli olasılık kağıdı kullanılır.

Noktasal Durum İlişkileri: Az sayıda varyant bulandıran bir verinin bütün varyantlarını gözönüne alarak olasılık dağılımını belirtmek amacıyla, çizelge 15.3 de verilen ilişkiler geliştirilmiştir.

Bu ilişkilere göre birikimli olasılıklar saptamak için önce verideki varyantlar, büyükten küçüğe veya küçükten büyüğe doğru dizilir. Sonra varyantların yerleri, sıra sayıları ile belirtilir. Bu şekilde sistematik olarak düzenlenen veriye sırası ile azalan ve artan dizi denir. Sıra sayıları ile toplam varyant sayısı, çizelge 15.3 de verilen noktasal durum ilişkilerinden birinde yerine konarak her varyantın birikimli olasılığı saptanır.

Noktasal durum ilişkileri, azalan bir dizide en az ve artan bir dizide de en fazla meydana gelme olasılıklarını verir. Her varyantın en az ve en fazla meydana gelme durumları için belirtilen birikimli olasılıkların toplamı bire eşittir.

Bir verinin herhangi bir noktasal durum ilişkisine göre elde edilen birikimli olasılıklar, verinin olasılıklarının değişim şekline uygun olan olasılık kağıdında işaretlenir. Bu noktaların yanısı alta ve diğer yanısı da üstte kalacak şekilde bir doğru çizilir. Bu doğru verinin birikimli olasılık dağılımını gösterir.

Bu ilişkilere göre bulunan birikimli olasılıklar, ilk birkaç varyant için oldukça değişiklik gösterdikten sonra giderek azalır. Ancak bir verinin farklı noktasal durum ilişkilerine göre bulunan birikimli olasılıklar arasında önemli farklılıklar olur. Söz konusu durum varyant sayısı on olan bir verinin, birinci varyantı için çizelge 15.3 de gösterilmiştir. Bunun için birikimli olasılıkların verinin olasılık dağılımını niteleyen ilişkiden saptanması

gerekir. Bu durum aşağında verilen olasılık analizinde ağılandığı gibi belirtilir.

Çizelge 15.3. Noktasal Durum İlişkileri

İlişkinin adı	Geliştirdiği yıl	İlişki	$m=1$ ve $n=10$ için $p(X \geq x)$
California	1923	$p = m/n$	0.1
Hazen	1930	$p = 2m-1/2n$	0.05
Weibull	1933	$p = nv/n+1$	0.091
Beard	1945	$p = 1 - 0.5^{m/n}$	0.067
Chegodayev	1955	$p = m-0.3/n+0.4$	0.067
Blom	1958	$p = m-3/8 / n+ 1/4$	0.061
Tukey	1962	$p = 3m-1 / 3n+1$	0.085
Gringorten	1963	$p = m-0.44 / n+0.12$	0.055

P = Olasılık, m = Varyant sırası, n = Toplam varyant sayısı

15.6. Olasılık Analizi

Olasılıkların saptanmasında kullanılmak amacıyla çok farklı matematik ilişkiler geliştirilmiştir. Hidrolojik bir verinin olasılıktan, bu dağılimlardan birine uyar. Hidrolojik bir verideki varyantların olasılıklarının uygun olduğu dağılım, olasılık analizine göre belirlir.

Olasılık analizi için farklı yöntemler geliştirilmiştir. Bu analiz olasılık kağıdı kullanarak kolayca yapılır. Olasılık kağıdında bir doğru meydana getiren verinin olasılıkları, bu kağıdın dağılımına uyduğu kabul edilir. Bunun için hidrolojik bir verinin değişik dağılimlara göre ikiden fazla koordinatı saptanır ve bunlar değişik olasılık kağıtlarında gösterilir. Bu koordinatların bir doğru üzerinde bulunduğu olasılık kağıdı, verinin olasılık dağılımını gösterir.

15.7. Tekrarlanma Süresi

Hidrolojik bir verideki varyantların meydana gelme yani tekrarlanma sürelerinin bilinmesi gerekir. Göz önüne alınan bir varyantın olasılığının tersi bu varyantın tekrarlanma süresini gösterir.

$$T = \frac{1}{p} \quad (15.29)$$

İlişkide:

T = Tekrarlanma süresi

p = Olasılık

Tekrarlanma süresinin birimi, verideki her varyant belirtildiği zamanı boyutuna bağlıdır. Bu süre genellikle ay, mevsim ve yıl olarak belirtilir.

Hidrolojide tekrarlanma süresi denince genellikle bir varyanta eşit veya daha büyük olan varyantların en az bir defa meydana geldiği ortalama zaman boyutu anlaşılır. Bunun için varyantın en fazla meydana gelme olasılığı gözönüne alınır. Diğer taraftan gözönüne alınan varyantın meydana gelmediği süre de aynı yaklaşıma göre bulunabilir.

Tekrarlanma süresi ortalama bir zaman boyutunu gösterir. Diğer bir deyişle tekrarlanma süresi on yıl olan bir varyantın, her on yılda en az bir defa tekrarlanacağı söylenemez. Ancak bu varyanta eşit ve daha büyük varyantların oldukça uzun bir sürede örneğin yüz yılda, en az on defa meydana gelmesi gerekir.

Daha sonra açıklanan tikel varyantların tekrarlanma süresi, aşağıda verilen ilişkiye göre bulunur.

$$T_t = \frac{1}{\ln T - \ln(T - T_t)} \quad (15.30)$$

İlişkide:

T_t = Tikel varyantın tekrarlanma süresi, yıl

T = Yıllık varyantın tekrarlanma süresi, yıl

ln = Doğal logaritma

Yıllık ve tikel varyantların tekrarlanma süreleri, çizelge 15.4 de gösterildiği gibi, beş yıldan sonra önemli bir değişiklik göstermez.

Hidrolojik bir verinin varyantlarının tekrarlama süreleri, olasılık kağıdında doğrusal bir grafikte belirlir. Bu grafikten su yapısının ekonomik hizmet sürelerindeki yüzey akış veya yağmur miktarı elde edilir.

Çizelge 15.4. Yıllık ve Tikel Varyantların Tekrarlanma Süreleri

Tekrarlanma süresi, yıl	
Tikel varyant	Yıllık varyant
0.50	1.16
1.00	1.58
1.45	2.00
2.00	2.54
5.00	5.52
10.00	10.50
50.00	50.50
100.00	100.50

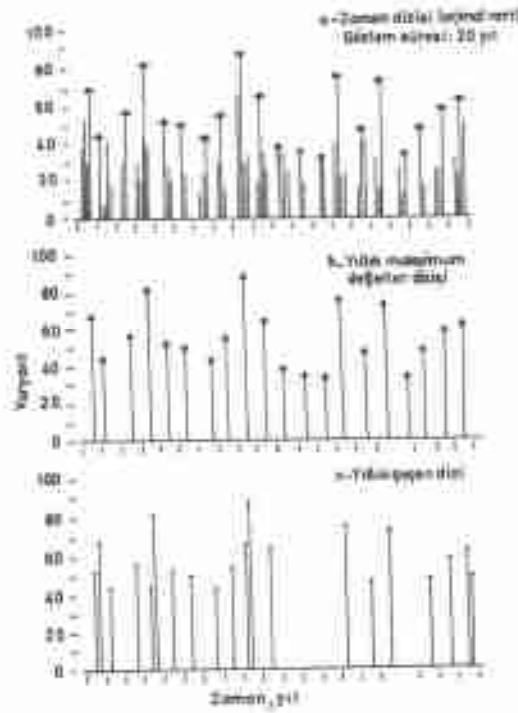
Dolu sarak ve yüzey drenaj kanallarının öngörülen işlevlerini yerine getirdikten zaman boyutu, ekonomik hizmet süresi olarak alınır. Bu süre faydaya karşı maliyet analizi ile belirlir. Bunun için söz konusu yapı kapasitesinin birim artış maliyeti ile sağlanan fayda karşılaştırılır. Bu yapılar sağlanan faydanın maksimum olduğu kapasite için projelendir. Belirtilen kapasitenin tekrarlama süresi, yapının ekonomik hizmet süresi olarak nitelenir. Ancak can kaybı söz konusu olduğu durumda dolu sarakların projelendirilmesinde, daha uzun süreli taşkınlar gözönüne alınır.

15.8. Hidrolojik Verinin Seçilmesi

İstatistik analizler belli bir amaca göre yapılır. Bazı istatistik analizlerde verideki bütün varyantların gözönüne alınmasına karşılık, olasılık analizlerinde amaca uygun olanlar esas alınır ve böylece kolaylık sağlanır. Bu varyantlar bir veriden sistematik olarak seçildiği için dizi olarak belirlir. Hidrolojik olayların olasılık analizlerinde kullanılan diziler aşağıda açıklanmıştır.

Zaman Dizisi: Hidrolojik olaylar yoğunlukla eşit zaman aralıklarında ölçülür ve

elde edilen varyantlar, kronolojik olarak belirtilir. Bu şekilde düzenlenen veriye, zaman dizisi veya orijinal veri denir. Ancak hidrolojik bir olayın gözlem süresi için kronolojik olarak belirtilen varyantlar, tam zaman veya tam süre dizisi olarak da tanımlanır. Böyle bir dizi, yirmi yıllık gözlem süresi için şekil 15.8a da gösterilmiştir.



Şekil 15.8. Bazı hidrolojik diziler

Ekstrem Değerler Dizisi: Hidrolojik bir olayın zaman dizisinden belli bir süre için seçilen maksimum ve minimum varyantlara, ekstrem değerler dizisi denir. Bu dizi varyantlarına belirtildiği zamana göre farklı şekilde nitelenir. Hidrolojik bir olayın zaman dizisinden bir yıl veya bir su yılı için seçilen maksimum ve minimum varyantlara, sırası ile yıllık maksimum ve yıllık minimum değerler dizisi denir (Şekil 15.8b). Yıllık maksimum değerler dizisi ile yıllık minimum değerler dizisi, yıllık dizi olarak belirtilir.

Hidrolojik bir olayın zaman dizisinden bir yıldan daha kısa süre için seçilen en büyük ve en küçük varyantlara, sırası ile yıllık olmayan en büyük değerler ve yıllık

olmayan en küçük değerler dizisi denir. Böyle bir dizide, yıllık ekstrem değerler dizisinden daha çok sayıda varyant bulunmakla birlikte, bu varyantlar arasındaki bağımlılık artar.

Tikel Süre Dizisi: Bazı olarak alınan bir varyantın büyük veya küçük olan ve zaman dizisinden seçilen varyantlara, tikel süre dizisi veya tikel dizi denir. Bazı olarak alınan varyantın büyük olan ve gözlem yılı sayısı kadar varyant bulunduran veri, yıllık geçen dizi olarak belirlir (Şekil 15.9c). Bu durumda olmayan diziyse, yıllık olmayan geçen dizi denir. Hidrolojik bir veriden elde edilen ve istatistik analizlerinde kullanılan diziler, şekil 15.9 da verilen şemada gösterilmiştir.



Şekil 15.9. İstatistik analizlerde kullanılan hidrolojik diziler

Yıllık maksimum değerler ile yıllık geçen değerler dizisindeki varyantlar, miktar olarak farklılık gösterir. Bu durum şekil 15.8a da verilen zaman dizisi için şekil 15.9 da gösterilmiştir.

Hidrolojik bir verinin olasılık dağılımını belirtmek için yukarıda açıkladığı gibi nicelik olarak seçilen varyantların, aynı zamanda popülasyonu nitelenmesi gerekir. Bu bakımdan olasılıkların saptanmasında rastgele, bağımsız, homojen, güvenilir ve yeterli sayıdaki varyantlar gözönüne alınır.

Şansa göre elde edilen varyantlar, rastgele olarak belirlir. Bu durum hidrolojik

olayların olasılık dağılımlarının belirlenmesi bakımından çok önemli bulunmaktadır.

Bir olayın aynı durumunu belirten varyantlar bağımlı bunun terside bağımsız olarak nitelenir. Hidrolojik olaylardan elde edilen varyantlar, zaman ve mekan olarak bağımsızlık gösterir. Kısa aralıklarla ölçülen yüzey akışlar zaman bakımından bağımsızdır. Diğer taraftan çok yakın istasyonlarda ölçülen yağmurlar, mekan olarak bağımsızlık gösterir.



Şekil 15.10. Yıllık maksimum değerler ile yıllık geçen değer dizilerinin karşılaştırılması.

Aynı faktörlerin etkili ile meydana gelen olaylardan elde edilen varyantlar homojen, bunun terside homojen olmayan varyantlar olarak belirtilir. Bir su toplama havzasının fizyografik faktörleri değiştikten sonra ölçülen yüzey akışlar, bu durumdan önce ölçülen yüzey akışlardan farklılık gösterir.

Homojen yağmurun etkili olduğu alana, hidrolojik homojen bölge denir. Hidrolojik yönden homojen olan bir bölgede farklı istasyonlarda ölçülen yağmurlar bir istasyonda ölçülmüş olarak alınabilir. Böylece her istasyonda ölçülen yağmurlardan meydana gelen sayıda bir veri elde edilir. Hidrolojik homojen bir bölgede; farklı istasyonlarda ölçülen yağmurların bir araya getirilmesine istasyon-yıl yöntemi denir.

Bir verinin olasılık dağılımını belirtecek şekilde elde edilen varyantlar, güvenilir olarak tanımlanır. Örneğin taşkın ve pıdrefli yağmurların tekrarlanma sürelerinin belirlenmesinde yıllık maksimum varyantlar, kurak sürelerin belirlenmesinde de minimum varyantlar gözönüne alınır.

Olasılık dağılımının popülasyonu nitelenmesi için, yeterli sayıda varyanttan belirlenmesi gerekir. Bu durumda olmayan varyantlara göre bulunan olasılıklardan popülasyonun karakteristiği belirlenmez.

15.9. Hidrolojik İşlemler

Bir olay ile etkili faktörler arasındaki ilişki bilindiği durumda, bu faktörlerin değişik miktarlarına göre olayın nicelikleri elde edilebilir. Bir olayın etkili faktörlere göre meydana gelişimi gösteren ilişkiye model denir. Gözönüne alınan bir olayın modelden yapay olarak elde edilmesi, simülasyon olarak belirtilir.



Şekil 15.11. Hidrolojide uygulanan işlem çeşitleri

İşlem veya sistemi olan doğal bir olayın ilişkisine hidrolojik model denir. Zamana devamlı değişen hidrolojik olay, işlem olarak gözönüne alınır. Bir değişim meydana gelen unsur (öge) sistem olarak nitelenir. Ancak hidrolojide, bir olayın meydana gelişini etkili faktörlerin sırasına göre gösteren şekil, sistem olarak belirtilir.

Hidrolojide model ve hidrolojik işlemler, olayın meydana gelişine göre değişik şekillerde nitelenir. Belli faktörlere göre meydana gelen olayın modeline deterministik olarak belirtilir. Etkili faktörleri olasılığa göre belirtiren model ve bunun ilişkisi, probabilitik veya stokastik olarak nitelenir. Probabilistik işlemde gözönüne alınan varyantlar zamana bağımsız olmasına karşılık, stokastik işlemde esas alınan varyantlar zamana bağımlıdır.

Zaman ve mekana bağımsız olan olayın işlemine tam bağımsız, bunun tersine de tam bağımsız olmayan işlem denir. Bu işlemler arası ile, bağımsız veya bağımsız olmayan olarak da belirtilir. Olasılık dağılımı değişmeyen işlem kararı, olasılığı değişen işlemde kararsız olarak belirtilir. Diğer taraftan işlemi bulunan sistem dinamik olarak nitelenir. Hidrolojide gözönüne alınan işlem çeşitleri, şekil 15.11 de verilen şekilde gösterilmiştir.

Su kaynaklarının işletilmesinde simülasyon çok kullanılır. Böylece su kaynağının verimi ekonomik, sosyal, çevre ve politik durum gibi faktörler gözönüne alınarak değişik kesimlere dağıtılır.

BÖLÜM 16

SEDİMENTASYON

Toprağın üzerinde akan su, ıslak çevreye bir kuvvet uygular. Suyun akış hızına bağlı olan bu kuvvet, belli bir miktardan sonra toprağın tanelerini hareket ettirir. Ağırlığı küçük olan taneler suyun içinde asılı kalmasına karşılık bu durumda olmayanlar, su ile birlikte hareket eder. Su ve hava ile taşınan, turların içinde asılı kalan veya çökelen katı cisimlere, jeoloji biliminde sediment denir. Ancak hidroloji biliminde, sudaki sediment incelenir. Suda bulunan asılı maddelerin yerçekimi kuvvetinin etkisi ile çökmesi sedimentasyon olarak belirtilir.

Akarsudaki sediment topraktan meydana geldiği için erozyon, sedimentin başlangıcı olarak alınır. Genel bir deyişle bir toprağın su ve rüzgarla taşınması, yerçekimi kuvvetinin etkisi ile kayması veya insan tarafından ile başka bir yere aktarılmasına erozyon denir.

Akarsulara yedi kaynaktan sediment iletilir. Bunlar sırası ile yüzey erozyonu, parmak erozyonu, kanal erozyonu, heyelan, çökme ve kayma gibi bitkisel toprak hareketleri, taşkın erozyonu, kültürel gelişimle ilgili olarak kullanılan araziler ve akarsulara bırakılan artık maddelerdir.

Bunlar içerisinde ilk üçü, küçük ve büyük havzalarda önemli olmasına karşın diğerleri, yerel olarak görülen sedimentasyona neden olur. Genel bir deyişle 500 mm. den fazla yağmur alan ve göze çarpar derecede toprak işlenmesinin yapıldığı büyük su toplama havzalarında oraya çıkan yüzey erozyonu, toplam sedimentin en etkin kaynağı olmaktadır. Parmak ve oyuntu (kanal) erozyonu, orman ve küçük çiftlik arazileri ile 500 mm den daha az yağmur alan su toplama havzalarında önemli ölçüde sediment oluşturur. Sedimentin ölçülen probleme göre ayrı değerlendirilir. Örneği sediment birikiminin bir sonucu olarak göl kapasitesinde meydana gelen azalmanın saptanmasında, yatak yükü ve asılı yük miktarı birlikte değerlendirilir. Kanal tabanının oyulması ile eğimin artması veya kulların suyunun arındırılmasında, kaba yatak yükü ile asılı yükler ayrı olarak ele alınması gerekli olmaktadır. Kuşkusuz bu miktarlar, problemi bulduğu yerden geçen toplam sediment yüküne göre önemli düzeyde farklılık gösterir.

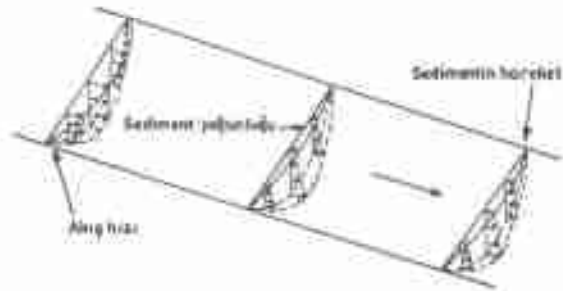
Sediment olarak tanımlanan maddeler, yüzey sularının kullanımı ve kontrolünde birinci derecede önemli bir sorun olduğu için, barajların projelendirilmesi, akarsu yatağının geliştirilmesi, göl ve körfezlerin korunmasında gözönüne alınır. Bu bakımdan hidrolojide ayrıntılı olarak incelenir. Ancak burada yalnız rezervardaki sedimentasyon açıklanmıştır.

16.1. Sedimentin Ölçülmesi

Akarsudaki sediment hidrolojik, jeolojik, morfolojik ve topografik etkenlere göre değiştiği için miktarının analitik olarak belirtmesi oldukça zordur. Bunun için akarsu ile taşıyan sediment sürekli olarak ölçülür ve belirli sürelerdeki miktarı elde edilir. Bir akarsuyun sediment letimi, şekil 16.1 de gösterilmiştir.

Akarsudaki sediment ölçülerek bulunur veya erozyon miktarına göre dolaylı olarak saptanır. Sediment miktarının dolaylı olarak saptanmasında yüzey, parmak, oyuntu erozyonları ile su tarafından yeryüzünde sürüklenen toprak taneleri, yatağın yükü gözönüne alınır. Sığ konusu erozyonların belirtilmesi burada açıklanmamıştır.

Asılı Sedimentin Ölçülmesi: Akarsuyun içinde kalan sedimente, asılı sediment denir. Bu sediment, belirli istasyonlarda ölçülür. Bu amaçla şekil 16.2 de gösterilen örnek alma aleti kullanılır. Sediment yüklü sudan örnek alınırken akım yollarının bozulmaması gerekir. Aksi durumda alınan örnek, akarsudaki sediment miktarını belirtmez.

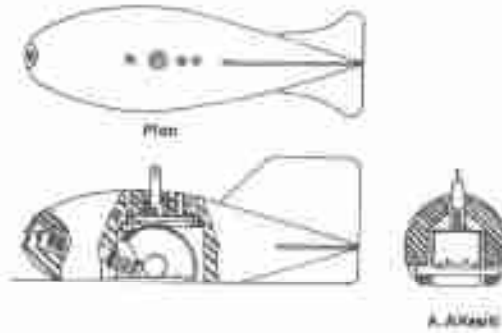


Şekil 16.1. Sedimentin akarsuda letimi

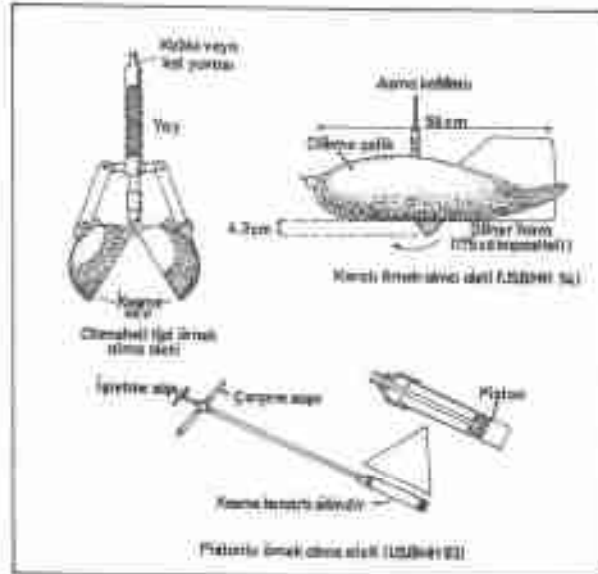
Bir akarsudaki asılı sediment miktarı, bu amaçla uygun olarak alınan örneklerin kurutulması ile bulunur. Böylece bulunan sediment miktarı milyonda bir kısım yani ppm olarak belirtilir. Örnek hacmindeki su için bulunan kuru madde, kanalda akan suyun

miktarı ile çarpılarak asılı sediment miktarı elde edilir.

Yatak Yükünün Ölçülmesi: Akarsuyun yatağı üzerinde taşınan ve yatak yükü olarak belirtilen tane ve agregaların miktarı örnek alınarak bulunur. Yatak yükünden örnek almak için, değişik aletler geliştirilmiştir. Bu amaçla en çok kullanılan aletler şekil 16.3 gösterilmiştir.



Şekil 16.2. Asılı sedimentten örnek alma aleti



Şekil 16.3. Yatak yükünden örnek alma aletleri

Çizelge 10.1. Bazı akarsu yapılarının normal, ekonomik ve proje ömürleri

Yapının adı	Çeşitli	Normal ömür, yıl	Proje ömür, yıl	Ekonomik ömür,yıl
Baraj	Toprak Beton Kaya	150	50	50
İletme yapısı	Beton kanal Toprak kanal Tünel	75 100	50 50	50 50
Kıyı		40-50	40-50	50
Boru hatları	Piç Beton Çelik	50-100 20 30-40	40-50 20 20-30	40-50 20 30-40
Bütama ve drenaj kanalı		75		50

Bazı su yapılarının normal, proje ve ekonomik ömürleri, yani kullanım süreleri yaklaşık olarak Çizelge 10.1 de verilmiştir.

10.2.1. Rezervuarın Sediment Tutma Oranı

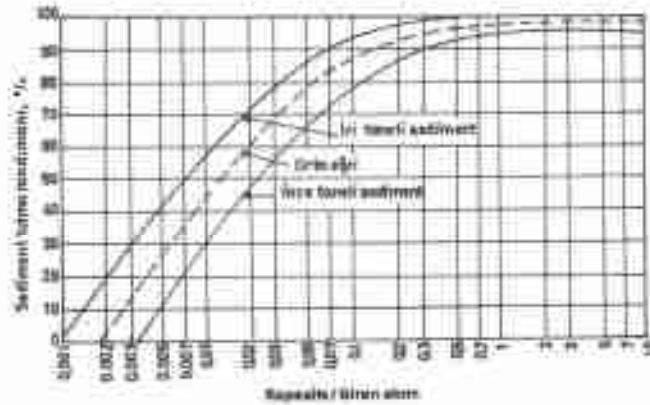
Rezervuarda acılı durumda bulunan sedimentin yıkama savaşı, dolu savak ve dip savaktan dışarı çıkmayan miktan yerçekimi kuvvetinin etkisiyle çöker. Bir rezervuarın sediment tutma oranı, gelen sedimentin tutulan miktarını gösterir. Rezervuar ve doğal göllerin sediment tutma oranı, göle ulaşan katı maddelerin karakteristikleri ile barajdan alınan su miktarına bağlıdır. Göldeki sedimentin çökme hızı, katı maddenin büyüklüğü, şekli, hacim ağırlığı ve suyun viskozitesine göre değişir. Çapı on mikrondan küçük olan toprak taneleri, uzun zaman su içinde kaldıkları için bunların tutulma oranı çok düşüktür.

Rezervuarda bulunan su miktarı, sedimentin çökme hızına etki eder. Kuşkusuz su azaldıkça göle giren sediment, daha kısa sürede çöker. Çok amaçlı barajlarda uzun zaman su bulunduğu için, gelen sedimentin büyük bir bölümü çöker. Buna karşılık taşkın kontrolü amacıyla yapılan rezervuarlardan devamlı akış olduğu için, göle giren sedimentin az bir kısmı çöker. Bunun bir sonucu olarak taşkın kontrolü amacıyla yapılan rezervuarların sediment tutma oranı oldukça düşüktür. Bir rezervuarın sediment tutma

oranının, yıllık giren akım ve gölde bulunan su miktarına göre değişimi, şekil 16.5'de gösterilmiştir.

Su depolama yapılarının gölünde biriken sedimentin kapladığı hacmin belirlenmesi için rezervuara giren sedimentin, hacim olarak bilinmesi gerekir. Bunun için sedimentin, hacim ağırlığına gerek vardır. Sedimentin hacim ağırlığı tanelerinin dağılımı, boşluk oranı ve sedimentin yaş ve kuru olma durumuna göre değişir. Sedimentin boşluk oranı parçacıkların büyüklüğü, dağılımı ve dizilişine bağlıdır. Genel olarak tane çapı azaldıkça sedimentin boşluk oranı artar.

İyi derecelenmiş tanelerin karışımından meydana gelen sedimentin boşluk oranı düşüktür. Gevşek sedimentler üstten gelen yüklerin etkisiyle zamanla sıkışır. Bunun bir sonucu olarak sedimentin başlangıçtaki hacim ağırlığı giderek artar. Gölde biriken ve konsolide olmuş değişik bünyeli sedimentlerin hacim ağırlıkları, çizelge 16.2'de gösterilmiştir.



Şekil 16.5. Rezervuarın sediment tutma oranının değişimi

Kum ve çakıldan meydana gelen sedimentlerin konsolidasyonu, göletlerden kısa bir zaman sonra tamamlanır. Buna karşılık ince tanelerden oluşan sedimentleri, boşluklarındaki su, ağırlığın etkisiyle çıktığı için konsolidasyon daha uzun zaman içinde meydana gelir.

İnce taneli sedimentler havalandığı zaman, devamlı batık sedimentten daha

yüksek hacim ağırlığına sahip olur. Devamlı olarak su ile dolu olmayan göllere gelen sedimentin hacminin belirtilmesinde, bu durum gözönünde tutulur. Rezervuardan alınan su ile çoğunlukla ince taneli sedimentler çıktığı için rezervuara giren sedimentin tane dağılımı ile, burada tutulan sedimentin tane dağılımı önemli derecede farklılık gösterir.

Rezervuarın yeni bir zaman sonra sedimentle dolar. Kuşkusuz bu süre gelen sediment miktarına bağlıdır. Bu bakımdan barajların planlanmasında sedimentasyon hız dikkate alınır. Büyük akarsular, küçük rezervuardan kısa bir süre içinde çıktığı için ince taneli sedimentler, çökmeye fırsat bulmadan dışarıya atılır. Buna karşılık büyük hacimli bir rezervuarda su, birkaç yıl tutulduğundan gelen sedimentin büyük bir kısmı çöker.

Çizelge 18.2. Sedimentin Hacim Ağırlıkları

Sediment materyali	Hacim ağırlık, kg/m ³	
	Su altında	Havalandırılmış (kuruy)
Kil	640 - 960	960 - 1280
Silt	860 - 1200	1200 - 1360
Kum	1360 - 1600	1360 - 1600
Kum ve çakıl karışımı	1520 - 2080	1520 - 2080

Bir rezervuara giren sedimentin tutulan yüzdesi, giren toplam akımın rezervuar kapasitesine oranının bir işlevidir. Göle giren sedimentin tutulma oranı, sediment birikimi nedeniyle depolama kapasitesi düştükçe azalır. Bu nedenle su depolama yapılarının gölleri, oldukça uzun bir zaman sonra dolar.

Bir akarsuyun yıllık ortalama sediment yükü bilindiği durumda, rezervuarda biriken sediment miktarı bulunabilir. Su depolama yapısının sediment tarafından doldurulan hacmi, sedimentin hacim ağırlığından belirtilir. Bir su depolama yapısının kullanma süresi, kapasite fonksiyonu aksatacak kadar düştüğü zaman bilinmiş olur. Rezervuarın kritik depolama hacminin dolması için gerekli zaman, kullanma süresini verir.

EK:

YER VE DÜNYA İLE İLGİLİ BAZI TEMEL BİLGİLER

Yerin hacmi	$1083 \times 10^9 \text{ km}^3$
Yerin ortalama yoğunluğu	5.52 gr/cm^3 (Yer kabuğunda 2.7 gr/cm^3 ve yer çekiminde için 12 gr/cm^3)
Dünyanın kütlesi	$5977 \times 10^{19} \text{ ton}$
Yerçekimi ivmesi	
Kutuplarda (Açısal hız ve merkezkaç kuvvetinin sıfır olduğu yer)	983 cm/sn^2
Ekvator'da (Merkezkaç kuvveti, yerçekiminin 1/288 kadarı olduğu yer)	976 cm/sn^2
Yerin merkezinde	0
Yerden 36000 km yükseklikte (Merkezkaç kuvveti, yerçekimi kuvvetine eşit olacak şekilde bir açısal hızla yeri çevresinde dönen cisim için)	0
Bir cisim etki eden yerçekimi kuvvetini ortadan kaldırmak için cismin, 8 km/sn kozmik hızdan sonra, 11.2 km/sn kozmik hızla hareket etmesi gerekir. Buna ikinci kozmik hız denir. İlk kozmik hızı ulaşan bir cisim, dünyanın devamlı bir uydusu olur.	
Yerin ortalama yarıçapı (Her yüzyılda 4-5 cm kısalmı)	6371.220 km
Ekvatorun ortalama yarıçapı	6378.104 km
Kutuplar arasındaki ortalama yarıçapı	6356.715 km
Kutupların basıklığı	1 : 298.25
Ekvatorun Afrika-Pasifik Okyanusu doğrultusundaki esas eksen, küçük eksenin 425 m daha uzundur. Kuzey yarım küresine ait eksen, güney yarım küresine göre 100 m daha fazladır.	
Ekvatorun çevresi	40075 km
Yerin güneşten uzaklığı:	
Ortalama:	$149.6 \times 10^6 \text{ km}$
En uzak (aphellion, 5 Temmuz)	$152 \times 10^6 \text{ km}$
En yakın (perihellion, 3-4 Ocak)	$147 \times 10^6 \text{ km}$

Dünyanın yörünge üzerindeki hareket hızı	29.76 km/san
Yerin eksenin; elips düzlemine göre eğikliği	66° 31' 22"
Yerin eksenini, 40.000 yıl içinde 65° 24' - 69° 02' arasında değiştirir.	
Dünya için gün uzunluğu	23 s 56 dak 4 sn
Ay için gün uzunluğu	24 s 50 dk
Gelgit dalgaları ters yönde hareket ettiği için, dünyanın dönüş hızı azalır ve buna karşılık açısal hız artar. Dünyanın çapı küçüldüğü için gün uzunluğu, 40.000-55.000 yılda 1 saniye artar. Ayrıca ay, her yüz yılda dünyadan 1,5 m uzaklaşır.	
Dünyanın yaşı	4.5-5 x 10 ⁹ yıl
Ayın dünyadan uzaklığı (60 inci yarıçapı için)	384400 km
Ayın yarıçapı	1738 km
Ayın kütlesi (yerin kütlesi aydan, 81.5 kat daha fazladır)	735x10 ²² ton
Yerin Alanı	510.1x10 ⁶ km ²
Okyanus ve denizler	361.2x10 ⁶ km ²
Kıtalarda su altındaki alanlar ile çukur, eğim ve dağların zemini	77.9x10 ⁶ km ²
Geçiş kuşağı (iç denizler, buzul kuşağı ve boğazlar)	35.3x10 ⁶ km ²
Okyanusların tabanı	185.1x10 ⁶ km ²
Okyanuslardaki yükseltiler	62.6x10 ⁶ km ²
Deniz buzlarının ortalama alanı (Yaz ve kış mevsimlerinde; kuzey yarımkürede ise, 12-25.5x10 ⁶ km ² arasında değişir.)	30.6x10 ⁶ km ²
Bütün karaların alanı	148.3x10 ⁶ km ² (%100)
Dağlar	64x10 ⁶ km ² (%43)
Ovalar	64.3x10 ⁶ km ² (%57)
Buzullar	16.3x10 ⁶ km ² (%11)

Göl, rezervuar ve akarsular	$3.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%2.1)
Ormanlar (yapay dahil)	$40.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%27)
Mera, otlak ve doğal çayırlık	$28.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%19)
Tarım Arazisi	$190 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%13)
Ekilen Arazi	$14.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%10)
Sulanan	$2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%1.7)
Drenaj yapılan	$0.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%0.6)
Endüstri, yedekim, maden ocakları, yerüstü haberleşme yerleri ve rekreasyon alanları	$3.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%2)
Sulanmayan, kurak, çöl, taşlı ve kumsal arazi	$18.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%12.2)
Tundra	$12.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%8)
Tundra'nın dışında kalan bataklık	$4.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%2.7)
Kullanılmayacak durumda bozulmuş arazi	$4.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%3)
Kullanılan arazi (orman dahil)	$82 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%55)
Tarım, sahaya ve yedekim yeri	$22 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%15)
Devolopman için	
Fazla harcama gerektirmeyen arazi	$6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%6)
Fazla harcama gerektiren arazi	$37.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%24)
Kullanılmayacak durumda olan arazi (Buzla kaplı, tundralık ve çok bozulmuş)	$22.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (%15)
Kar ve buz ile kaplı arazi Yer ve denizlerde karla kaplı alanlar. Ağustos ayında sırası ile $14.34 \times 10^6 \text{ km}^2$ ve Şubat ayında $72.27 \times 10^6 \text{ km}^2$ arasında değişir	$43 \times 10^6 \text{ km}^2$
Devamlı karla kaplı arazi	$21 \times 10^6 \text{ km}^2$
Yerin Ortalama Kalınlığı	55 km
Bitkilerin yetiştiği katmanın ortalama kalınlığı (dağlar dahil)	100-150 km
Yer kabuğunun Olivine peridotite katmanına kadar ortalama kalınlığı	

Kitalarda (ortalama)	40 km
Alt basalt katmanına kadar	18 km
Orta granit-metamorfik katmanına kadar:	18 km
Üst sedimenter katmanına kadar	3-4 km
Dağların altında	60-85 km
Okyanus sırtlarında	20-25 km
Derin su çukurlarında	5-8 km
Yerin ortalama kalınlığı	16 km
Yerkabuğunun ortalama kütlesi	295×10^{22} ton
Yerkabuğunda derinlikle sıcaklığın artması	$3^{\circ}/100$ m
Karaların ortalama yüksekliği	875 m
En yüksek yer (Everest dağının tepesi veya Chomolungma)	8848 m
Okyanusların ortalama derinliği	3.8 km
En derin yer (Marianna çukuru)	11034 m
Granit kütesinin aşınması (Tien Shan'da)	6×10^8 yılda, 1 km
Atmosferin Üst sınırı	3200 km
Bu yükseklikte yerçekimi ivmesi 390 cm/s^2 den azdır. Dünyanın çekim alanındaki enerjisi, atmosfer gazlarının kinetik enerjisine denktir.	
Kuru atmosferin 1 atmosfer basıncındaki hacim ağırlığı	1293 gr/m ³
Orta derecede nemli atmosferin Avrupa'da yeryüzündeki hacim ağırlığı:	12.58 gr/m ³
5 km yükseklikte	735 gr/m ³
10 km yükseklikte	411 gr/m ³
20 km yükseklikte	87 gr/m ³
Atmosferin kütlesi	5158×10^{17} ton
Atmosfer kütesinin 9/10 kadarı, ozon katmanının altında bulunmaktadır. Böylece yaz mevsiminde troposferden 4×10^7 ton hava karşılıklı olarak, kuzey ve güney yarımkürelere hareket eder.	

Atmosfer ortalama basıncı (40°'inci enlemde)	
Deniz seviyesinde	760 mm Hg veya 1013 mb
1.5 km yükseklikte	850 mb
3 km yükseklikte	700 mb
5.5 km yükseklikte	500 mb
10 km yükseklikte	100 mb
1 mm civa sütununun basıncı	
1333.3 din/cm ² veya 1.33 mb dir.	
Diğer taraftan 1 mb, 1000 din/cm ² 'ye eşittir.	
Atmosfer basıncının ekstrem değerleri	
Tropikal siklonlarda	887 mb
Kış aylarında Asya'daki antisiklonunda	1080 mb
Troposferin kalınlığı	
Kutuplarda	8-9 km
İlman enlemlerde	10-12 km
Sıcak enlemlerde (40° Kuzey ve 40° Güney)	
Böylece atmosferin %80 kadan ekvatorun	
peşresindeki yeryüzünde bulunur.	
Yeryüzündeki ortalama hava sıcaklığı 14.6 C ^o olarak alınırsa	
17 km yükseklikte, (tropozonun üst yüzeyi) -56°C ye	
düşer. Böylece bu katmanda hava sıcaklığı yükseklikle	
0.6/100 m azalır.	
Stratopoz katmanının üst yüksekliği	40-50 km
Ozon katmanını veya fotokimyasal tepki küresel	
Kutuplarda	8-30 km
Tropikal eklemelerde	18-32 km
Ozon katmanını güneş radyasyonunun %13	
kadarnı emer. Toplam güneş radyasyonunun	
%7 kadan olan ultraviyole ışınların tamamı	
bunun içinde bulunur. Burada hava sıcaklığı,	
10 °C ye kadar yükselir ve hava basıncı	
hızlı bir şekilde düşer. Atmosferin 15 km-20 km	
arasındaki ozon miktarı hacim olarak % 0.001 dir.	
Organik hayat için ozonun kritik miktar hacim	
olarak %0.00005 olarak alınır. Yeryüzüne	
yakın atmosferdeki ozon miktarı, hacim	
olarak % 0.000007 dir.	
Güneş sabiti	2 cal/cm ² 'dak.
Uydu gözlemi ile	1.94 cal/cm ² 'dak.
Yeryüzünde ortalama hava sıcaklığı	14.6°C

Dünyada en yüksek hava sıcaklığı, Libya ve Sudan'da ölçülmüştür.

58°C - 61°C

Dünyada en düşük hava sıcaklığı, Antartika'da ölçülmüştür.

-94.5°C

Isı dengesi

Yeryüzünde

72 kcal-cm²-yıl

Kara yüzeyinde

49 kcal-cm²-yıl

Deniz yüzeyinde

82 kcal-cm²-yıl

Su dengesi (cm derinlik ve 10⁷ km² hacim olarak)

	Yağış	Buharlaşma	Yüzey akış/Giren akış
Yer için:	102(520)	102(520)	0
Kıtalarda	73(109)	49(72)	25(37)
Okyanüslerde	114(411)	124(448)	10(37)

En fazla yağış miktarı Cherrapungi-Hindistan için:

100 yıllık ortalama

10801 mm

Bir yılda en fazla yağış (1856)

22987 mm

Bir günde en fazla (14.6.1876)

1036 mm

Hawaii adalarında 20 yıllık ortalama

12.090 mm

Maksimum buharlaşma gücü (Sudan)

3000 mm

Hidrofer

Jeosferdeki toplam serbest su miktarı

1600x10⁶ km³

Deniz ve okyanüslerde

1370x10⁶ km³ (%86)

16 km derinlikteki toprakta

200x10⁶ km³

Ulaşılabilir derinlikteki toprakta (5 km)

80x10⁶ km³

Aktif su değişme katmanında (1 km)

4x10⁶ km³

Buzullar

27x10⁶ km³

Göller

750x10³ km³

Rezervuarlar

5x10³ km³

Akarsular

1.2x10³ km³

İç sular (buzul ve yeraltı suyu dahil)

88x10⁶ km³

Karalarda herhangi bir zamanda bulunan tatlı su rezervi

32x10⁶ km³

Kullanılabilir tatlı su rezervi (toplam miktarın %60)

3x10⁶ km³

Bazı litaretörlere göre, herhangi bir zamanda

yeryüzü ve aktif su değişme katmanında,

82 6000 km³ kullanılabilir su bulunmaktadır. Ancak bunun 500 000 km³ kadarı tatlıdır.

Buzul hacmi	$30 \times 10^6 \text{ km}^3$
Yeraltındaki buz	$3 \times 10^6 \text{ km}^3$
Denizlerdeki buz	$32 \times 10^6 \text{ km}^3$
Denizlerdeki buz, yaz ve kış mevsiminde kuzey yarım küresinde $12 \times 10^3 - 25 \times 10^3 \text{ km}^3$ ve güney yarım küresinde ise $7 \times 10^3 - 300 \times 10^3 \text{ km}^3$ arasında değişir.	
Deniz buzunun ortalama kalınlığı	
Arktikte	2-3 m
Antarktikte	1-2 m
Arktikte devamlı sıkılaşma buz	8 m
Litoferde tutulan su	$640 \times 10^6 \text{ km}^3$
Litoferde bulunan su	$20 \times 10^6 \text{ km}^3$
Yenilenme süresi	
Okyanus suları, buharlaşmadan	3100 yıl
Yağış ve buharlaşma farkı ile	37.000 yıl
Kıtalarındaki buz katmanları	15.000 yıl
Yer altında 5 km derinlikteki su	4600 yıl
Aktif değişim katmanında bulunan (1 km) yeraltı suyu	300 yıl
Devamlı deniz buzları	11 yıl
Akarsuların toplandığı göller	3,5 yıl (yaklaşık)
Toprak suyu	280 gün
Akarsu	12 gün
Atmosferdeki su	9 gün
Akarsuların yıllık verimi	$37 \times 10^3 \text{ km}^3$
Hümet sektöründe her yıl geri dönmeyen su	2100 km^3
Okyanusa bir yılda akan su	$35 \times 10^3 \text{ km}^3$
Yüzey akışıyla akan su	$22 \times 10^3 \text{ km}^3$
Yeraltından akan su	$13 \times 10^3 \text{ km}^3$
Aslı madde miktarı	$32,5 \times 10^9 \text{ ton}$
Erimeş tuz	$5,5 \times 10^4 \text{ ton}$
Her gün kullanılan su miktarına göre yıllık su ihtiyacı (1989)	
Su kaynaklarından alınan	3500 km^3
Sulamada kullanılan	2600 km^3
Geri dönmeyen tüketim (buharlaşan ve üretimde tutulan su)	2100 km^3
Pis suların uzaklaştırılması	1400 km^3
Sanayi ve kentsel sular	500 km^3
Sanayi ve kentlerde kirlenmiş su	6000 km^3
Sanayi ve atıkların her m^3 'ü ile ortalama olarak $12-15 \text{ m}^3$ saf su ve 1 m^3 petrol ile de.	

$1 \times 10^6 \text{ m}^3$ saf su kıtadır.

Biyosfer

Canlı hayatın başlangıcı	3.500×10^9 yıl
Jeosferdeki biyolojik kütle (ormanlardaki foto kütle dahil)	2.400×10^9 ton kuru madde
Biyosferin yıllık verimi	232.5×10^9 ton kuru madde
Karalardaki vejetasyon	172.5×10^9 ton kuru madde
Yerin vejetasyonla kaplı alanı	$133.4 \times 10^6 \text{ km}^2$
Buz, rezervuar, yaprak kaplı alan ve kıraç arazi	$15.9 \times 10^6 \text{ km}^2$
Karalardaki bitkilerin yenilenme süresi (Foto kütlelerin yılda % 0.7 artışı kabul edilerek)	150 yıl
Yerdeki bitki türü	600×10^3 yaklaşık
Angiosperma	250×10^3
Dünyadaki hayvan türü (yaklaşık)	1.500×10^5
Kuş	85×10^3
Memeli	4×10^3
Kültür bitkisi ve hayvan türü	50×10^3
Günümüzdeki gıda maddesinin üretim düzeyine göre, dünyada beslenebilecek insan sayısı	40×10^9

Dünyada bulunan önemli kimyasal maddelerin yüzdeleri

	<u>% Ağırlık</u>	
Yerkabuğu (Litosfer)		
Oksijen	46	
Silyum (Silikon)	26.5	
Alüminyum	8.6	
Demir	6.4	
Kalsiyum	4.6	
Magnezyum	3.3	
Sodyum	1.2	
Potasyum	1.2	
Karbon	0.1	
Atmosferde	<u>% Ağırlık</u>	<u>% Hacim</u>
Azot	73.5	78
Oksijen	23.3	21
Argon	1.28	0.8
Karbondioksit	0.044	0.032

Hidroferde	
Oksijen	85.8
Hidrojen	10.8
Sodyum klorür	2.9
Ermiş CO ₂	0.01

Biyosferde		
Hidrojen	8	Su molekülünde
Oksijen	70	Su molekülünde
Karbon	18	
Azot ve Kalsiyum	0.5	
Potasyum ve Sülfür	0.2	

Yer ile güneşin kimyasal yapısında
%78 hidrojen, %22 helyum ve
%2 kadar diğer elementler bulunur.

Yerde bilinen demir cevheri 134×10^{11} ton

Bir yılda çıkarılan toplam maden cevheri ve yapı malzemesi 100×10^9 ton

Mineral akaryakıt rezervi (ticari akaryakıt birimi olarak) 27×10^{12} ton

(1 kg ticari akaryakıt, 7000 kcal ısı verir.
1 kcal = 118×10^{-3} kWh = 418.10^9 erg, 1kWh=861kcal)

Bir yılda yakılan (%33 randımanla) akaryakıt	7×10^9 ton
Yağ	3×10^9 ton
Kömür	2×10^9 ton
Doğal gaz	1.5×10^9 ton
Kahverengi kömür	230×10^6 ton
Odun	250×10^6 ton
Turba	20×10^6 ton

Bir yılda yakılan 7×10^9 ton akaryakıtın atmosfere,
 34×10^{12} kcal ısı ve %10 kadar da sağlığına
zararlı yanmış madde geçer.

Bir Yılda Dünyada Üretilen Bazı Maddeler

Metal	800×10^6 ton
Çelik	600×10^6 ton
Çimento	600×10^6 ton
Sentetik maddeler	40×10^6 ton
Mineral gübreler	300×10^6 ton
Kimyasal mücadele maddeleri	4×10^5 ton

Dünyada bir yılda elde edilen toplam üretim 30×10^8 ton

Yeryüzüne gelen toplam Güneş enerjisi 777×10^{12} kWh-yıl
Bunun kullanılan miktar 150×10^{12} kWh-yıl

(Bu miktarda enerji yeryüzünden uzaya yansır)

Gelgit enerjisi	70×10^{12} kwh-yil
Rüzgar enerjisi	15×10^{12} kwh-yil
Odundan sağlanan enerji	20×10^{12} kwh-yil
Akarsulardan sağlanan enerji	23×10^{12} kwh-yil

Litosferde yeterli miktarda ağır nükleer yakıt (uranyum tipi) ile hafif nükleer yakıt (deuterium tipi) bulunmaktadır. Bunlar birkaç bin yıl yeterli olmakla birlikte, ancak sonuncusu ile ilgili teknoloji henüz geliştirilmemiştir.

REFERANS LISTESİ

- Akmanoglu.O., Gept.R. 1972. *Hydrology* Middle East Technical University Civil Engineering Department Water Resources Laboratory Technical Publication, Ankara
- Altınbilek.D. 1973. *Hydraulic Engineering / With Solved Problems* Middle East Technical University Civil Engineering Department Water Resources Laboratory Technical Publication No:5-A, Ankara
- Anonymous. 1949. *Hydrology Handbook* ASCE Manuals Of Engineering Practice No.28, American Society Of Civil Engineers, Washington D.C.
- Anonymous. 1953. *Guide To Climatological Practices* World Meteorological Organization Geneva, Switzerland
- Anonymous. 1953. *Frequency Analysis Of Hydrologic Data With Special Application To Rainfall Intensities* Published By The University Of Illinois, Urbana
- Anonymous. 1956. *Snow Hydrology* North Pacific Division Corps Of Engineers U.S.Army Portland, Oregon
- Anonymous. 1959. *Flood Hydrograph Analyses And Computation* U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Anonymous. 1961. *Engineering Division Standard DWG Es 1016* United States Department Of Agriculture Soil Conservation Service, Washington D.C.
- Anonymous. 1961. *A Concept For Infiltration Estimates In Watershed Engineering* Agricultural Research Service U.S. Department Of Agriculture, Washington D.C.
- Anonymous. 1963. *Unit Hydrographs Part I Principles And Determination* U.S. Army Engineer District Baltimore Corps Of Engineers, Maryland
- Anonymous. 1964. *Simplified Techniques For Fitting Frequency Distributions To Hydrologic Data* Agriculture Handbook No. 252 Agricultural Research Service U.S. Department Of Agriculture, Washington
- Anonymous. 1964. *National Engineering Handbook, Hydrology Section 4, Part I* United States Department Of Agriculture Soil Conservation Service, Washington D.C.
- Anonymous. 1965. *Design Of Small Dams* U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Anonymous. 1966. *Methods Of Flow Frequency Analysis* Superintendent Of Documents Government Printing Office, Washington D.C.
- Anonymous. 1967. *Küçük Toprak Bölgelerin Planlama Projelerindeki İnşaat ve İşletme Esasları* Toprak Su Genel Müdürlüğü, Ankara
- Anonymous. 1967. *Toprak Benzeri Teknik Standartlar Serisi No:2 Toprak Su Genel Müdürlüğü*, Ankara

- Anonymous, 1967. *World Wide Survey Of Experiments And Results On The Prevention Of Evaporation Losses From Reservoirs*. International Commission On Irrigation And Drainage New Delhi, India
- Anonymous, 1968. *Teşhirler Hidrolojisi*. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara
- Anonymous, 1968. *A Method For Estimating Volume And Rate Of Runoff In Small Watersheds* SCS-TP-146, U.S. Department Of Agriculture Soil Conservation Service, Washington D.C.
- Anonymous, 1968. *New Tables Of Percentage Points Of The Pearson Type III Distribution* Technical Release No.38 U.S. Department Of Agriculture Soil Conservation Service Engineering Division, Washington D.C.
- Anonymous, 1969. *Water Treatment Plant Design*. American Water Works Association Inc., New York
- Anonymous, 1970. *International Glossary Of Hydrology*. Secretariat Of The World Meteorological Organization Geneva, Switzerland
- Anonymous, 1970. *Proceedings Of The Symposium On Interdisciplinary Aspects Of Watershed Management* American Society Of Civil Engineers, Washington D.C.
- Anonymous, 1972. *Hydrology Section 4 Supplement A The Hydrology Guide* United States Department Of Agriculture Soil Conservation Service, Washington D.C.
- Anonymous, 1972. *Sulama Ve Drenaj Teknik Lügahı*, Sulama Ve Drenaj Türk Millî Komitesi, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara
- Anonymous, 1973. *Mathematical Models In Hydrology*. Food And Agriculture Organization, Rome
- Anonymous, 1974. *More Water For Arid Lands* , National Academy Of Sciences, Washington D.C.
- Anonymous, 1975. *Agrometeorological Field Stations*. Food And Agriculture Organization Of The United Nations, Rome
- Anonymous, 1975. *Climate And Food*, National Academy Of Sciences, Washington D.C.
- Anonymous, 1975. *Hydrological Techniques For Upstream Conservation* Food And Agriculture Organization Of The United Nations, Rome
- Anonymous, 1978. *Uygulamalı Teşhir Hidrolojisi*. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara
- Anonymous, 1978. *Special Readings In Conservation*. Food And Agriculture Organization Of The United Nations, Rome
- Anonymous, 1983. *Guide To Hydrological Practices Volume (I/1)*. World Meteorological Organization Geneva, Switzerland
- Anonymous, 1984. *Irrigation Practice And Water Management*, Food And Agricultural Organization Of The United Nations, Rome

- Anonymous, 1964. *Mühendislik Hidrolojisi; Seminer Notları Elektrik İşleri Etüt İdaresi Genel Müdürlüğü Yayın 84-86*. Ankara
- Anonymous, 1991. *Lecture Notes Of Regional Training Course On Reservoir Sedimentation And Control*. New Delhi, India
- Anonymous, 1991. *Supplementary Lecture Notes And Country Papers Of Regional Training Course On Reservoir Sedimentation And Control*. New Delhi, India
- Artin, H. 1956. *Statistical Methods*. Barnes And Noble Inc., New York
- Apan, M. 1982. *Birın Hidrograf Ve Uygulanmada Kullanılması*. Atatürk Üniversitesi Yayınları No: 567, Ziraat Fakültesi, Yayınları No:268, Erzurum
- Astapov, G.V. 1964. *Ameliorative Perology*. United States Department Of Agriculture And The National Science Foundation, Washington D.C.
- Bach, W., Pankarti J., Schleider, S.H. 1960. *Food Climate Interactions*. D. Reidel Publishing Company, London
- Balaban, A. ve Okman, C. 1970. *Toprakta Yapıların Projelendirmesinde Sızma Deseninin Tayını Üzerinde Bir İnceleme*. A.Ü.Ziraat Fakültesi Yıllık Yıl 19 Fakülte 3'den ayrışması, Ankara
- Balaban, A., Şen, E., Okman, C. 1977. *Urfa'da Ölçülen En Büyük Günlük Yağmur Miktarlarının Tekrarlanma Sürelerinin Değeri*. Ziraat Fakültesi Yıllık 1976 Cilt 20, Fakülte 4'den ayrışması, Ankara
- Barnes, B.S. 1952. *Unit Hydrograph Procedure*. U.S. Department Of The Interior Bureau Of Reclamation Division Of Project Planning Hydrology Branch Denver, Colorado
- Bayazit, M., 1974. *Hidroloji*. İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları Sayı: 909 İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, Gümüşsuyu
- Bayazit, M. 1981. *Hidrolojide İstatistik Yöntemleri*. İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, Gümüşsuyu
- Bayazit, M. 1982. *Hidroloji Uygulanması*. İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, İstanbul
- Beard, L.R. 1952. *Statistical Methods In Hydrology*. U.S Army Engineer District Corps Of Engineers Sacramento, California
- Benson, M.A. 1958. *Uniform Flood Frequency Estimating Methods For Federal Agencies*. Water Resources Research Volume 4, Number 5, American Geophysical Union, Washington D.C.
- Black, P.E. 1960. *Watershed Hydrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- Braunbek, W. 1975. *Soyrun Üstündeki Zar*. Bilim Ve Teknik Aylık Popüler Dergi, Sayı 95, Türkiye Bilimsel Ve Teknik Araştırma Kurumu, Ankara
- Bruce, J.P., Clark, R.H. 1966. *Introduction to Hydrometeorology*. Pergamon Press, New York
- Burdick, J. 1966. *Climatology An Introduction*. St Martin's Press, New York
- Butler, S.S. 1957. *Engineering Hydrology*. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey

- Chang, J. 1966. *Climate And Agriculture An Ecological Survey*. Aldine Publishing Company, Chicago
- Charley, R.J. 1967. *Models In Geography*. Methuen And Co LTD, London
- Chow, V.T. 1962. *Hydrologic Determination Of Waterway Areas For The Design Of Drainage Structures In Small Drainage Basins*. University Of Illinois Bulletin, Illinois
- Chow, V.T. 1964. *Handbook Of Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. 1985. *Handbook Of Applied Hydrology*. McGraw-Hill International Editions, New York
- Clarke R.T. 1972. *Mathematical Models In Hydrology*. Irrigation And Drainage Paper Food And Agricultural Organization Of The United Nations, Rome
- Crosby, R., Edwards, J., Styner, W., Wilson, C., Woodward, D. 1983. *Selected Statistical Methods In Hydrology*. Soil Conservation Service United States Department Of Agriculture, Washington D.C.
- Daugherty, A.B., Franzini, J.B. 1965. *Fluid Mechanics*. McGraw-Hill Book Company, New York
- Davis, S.N., Dewiest, R.J.M. 1966. *Hydrogeology*. John Wiley And Sons Inc., New York
- Dewiest, R.J.M. 1965. *Geohydrology*. John Wiley And Sons, Inc., New York
- Düzgüneş, O., Kesici, T., Gürbüz, F. 1983. *İstatistik Metotları / Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları: 661 Ders Kitabı: 229, Ankara*
- Eagleson, P.S. 1970. *Dynamic Hydrology*. McGraw Hill Book Company, New York
- Eker, C., Ağıriloğlu, N. 1986. *Su Kaynakları Mühendisliği Matbaa Teknikyenileri Basım ve Ders Yolu Baskı Yolu Sokak, İstanbul*
- Fiering, M.B., Jackson, B.B. 1971. *Synthetic Streamflows Water Resources Monograph / American Geophysical Union, Washington D.C.*
- Güngör, Y., Duman, C. 1975. *Muhtemel En Büyük Yağmur Miktarlarının Saptanması Ziraat Mühendisleri Birliği, Ankara*
- Güngör, Y., Duman, C. 1977. *Uç Değişim Açımının Doğrusal Bir Çözümüne Dönüştürülmesi Toprak ve Teknik Dergisi, Sayı 44, Ankara*
- Gregory, K.J., Walling, D.E. 1973. *Drainage Basin Form And Process A Geomorphological Approach*. John Wiley And Sons, New York
- Hammond, R. 1968. *Concise Encyclopedic Dictionary Of Civil Engineering*. Elsevier Publishing Company Amsterdam, The Netherlands
- Harrold, L.L. 1962. *Estimating Flood Volumes And Hydrographs Corresponding To Peak Flows Of Given Frequencies For Small Agricultural Watersheds*. Journal Of Geophysical Research Vol 67, No.11, Agricultural Research Service, Ohio
- Hillel, D. 1971. *Soil And Water Physical Principles And Processes*. Academic Press, New York

- Israelien, G.W., Hansen, V.E. 1952. *Irrigation Principles And Practices* John Wiley And Sons Inc., New York
- Jensen, M.E. 1973. *Consumptive Use Of Water And Irrigation Water Requirements* American Society Of Civil Engineering, New York
- Kashef, A.A.I. 1997. *Groundwater* McGraw Hill International Editions, New York
- Kazman, G.R. 1965. *Modern Hydrology* Harper And Row Publisher, New York
- Kilmer, V.J. 1982. *Handbook Of Soils And Climate In Agriculture* CRC Press Inc., Florida
- King, H., Water, C.O., Woodburn, J.G. 1948. *Hydraulics* John Wiley and Sons Inc., New York
- King, T. 1955. *Water* The Macmillan Company, New York
- Kimball, B.F. 1950. *On The Choice Of Plotting Positions On Probability Paper* Journal Of American Statistical Association Vol.55 No. 291, Washington D.C.
- Kite, G.W. 1985. *Frequency And Risk Analyses In Hydrology* Water Resources Publications, Littleton Colorado
- Kozlowski, T.T. 1968. *Water Deficits And Plant Growth* Volume I, II, III, IV, V, Academic Press, New York
- Krusei, W.G., Cox, M.B., Tucker, E.B. 1951. *Effect Of Land Treatment On Runoff At Cherokee Oklahoma* Oklahoma State University Experiment Station, Oklahoma
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Pauthus, J.L.H. 1949. *Applied Hydrology* McGraw-Hill Book Company, inc., New York
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Pauthus, J.L.H. 1955. *Hydrology For Engineers* McGraw-Hill Book Company Inc., New York
- Linsley, R.K., Franzini, J.B. 1954. *Water Resources Engineering* McGraw-Hill Book Company, New York
- List, R.J. 1971. *Smithsonian Meteorological Tables* Smithsonian Institution Press, City Of Washington
- Lockhart, V.A.R., Wiseman, A.J.L. 1970. *Introduction To Crop Husbandry* Pergamon Press, New York
- Marsfield, T.A. 1975. *Bölgelerin Su Gereksinimlerinin Analizmesi*. Bilim ve Teknik Aylık Popüler Dergi Sayı: 89, Türkiye Bilimsel Ve Teknik Araştırma Kurumu, Ankara
- Markus, T.A., Morris, E.N. 1969. *Buildings Climate And Energy* Pitman Publishing Limited, London
- Matalas, N.C. 1963. *Probability Distribution Of Low Flows* Geological Survey Professional Paper 434-A, United States Government Printing Office, Washington D.C.
- Matalas, N.C. 1963. *Autocorrelation Of Rainfall And Streamflow Miniums* Geological Survey Professional Paper 434-B United States Government Printing Office, Washington D.C.
- Meinzer, G.E. 1942. *Hydrology* Dover Publications Inc., New York
- Meritts, F. 1998. *Handbook For Civil Engineers* McGraw Hill Book Company, New York

- Nemeq, J. 1972. *Engineering Hydrology* McGraw Hill Book Company, New York.
- Okman, C. 1969. *Trapez Kesitli Kanallarda Ekonomik Kevirli Teyini* Toprak su Teknik Dergisi Sayı 29 Köyşleri Bakanlığı Toprak su Genel Müdürlüğü Eğitim ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Okman, C. 1972. *Küçük Su Toplama Havzalarında Yüzeysel Akış Gözlem İstasyonu Yerinin Seçimi* Ziraat Mühendisliği Dergisi Sayı 76 Ziraat Mühendisleri Birliği, Ankara
- Okman, C. 1974. *Irrigation Water Control And Its Distribution : Systems of Turkey - Training Course on Agricultural Land -And Water Resources Development*, Tokyo
- Okman, C. 1975. *Çubuk Çayı Havzasında Yüzeysel Drenaja Neden Olan En Büyük Günlük Yağmur Miktarlarının Tekrarlanma Sürelerinin Saptanması Üzerinde Bir Araştırma* (Doçentlik tez) basılmadı
- Okman, C. 1975. *Tekrarlanma Analizlerinde Hidrolojik Verilerin Seçimi* Toprak su Teknik Dergisi Sayı 40-41 Köyşleri Bakanlığı Toprak su Genel Müdürlüğü Eğitim Ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Okman, C. 1979. *Toprak Kanallarda Meydana Gelen Sızmaları Ölçülmesi* Toprak su Teknik Dergisi Sayı 48 Köyşleri Bakanlığı Toprak su Genel Müdürlüğü Eğitim Ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Okman, C. 1978. *Su Depolama Yapılarında Çökel Hızının Saptanması* Toprak su Teknik Dergisi Sayı 49 Köyşleri Bakanlığı Toprak su Genel Müdürlüğü Eğitim Ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Okman, C. 1979. *Ankara'da Yılık Yağmur Ortalamalarına Göre Kurak Sürelerin Belirlenmesi* A.Ü. Ziraat Fakültesi Yılıçi Ot 29 Fesku 2-3-4 den ayrışım, Ankara
- Okman, C. 1981. *Ankara'da Meydana Gelen Tanımsal Kurak Sürelerin Tekrarlanma Olasılıklar Üzerinde Bir Araştırma* A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 777: Bilimsel Araştırma Ve İncelemeler 453, Ankara
- Okman, C. 1981. *Çubuk Çayı Havzasında Yeraltı Sularının Beslenmesi* A.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları 779, Bilimsel Araştırma Ve İncelemeler 461, Ankara
- Okman, C. 1982. *Hidroloji* A.Ü. Ziraat Fakültesi Tezleri No. 87 (Ders Notu), Ankara
- Okman, C. 1983. *Ankara'da Aylık Yağmurların Değişiminin Belirlenmesi* Toprak su Teknik Dergisi Sayı 61 Köyşleri Bakanlığı Toprak su Genel Müdürlüğü, Eğitim Ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Okman, C. 1983. *Su Depolama Yapılarının Kapasitesinin Saptanmasında Yüzeysel Akışların Analizi* Toprak su Teknik Dergisi Sayı 62 Köyşleri Bakanlığı Toprak su Genel Müdürlüğü Eğitim ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara

- Okman,C. 1983. Toprak Kanallarda Arkan Sulama Sistemine Kuvvetini Saptanması Toprakcu Teknik Dergisi Sayı 83 Köylere Bakanlığı Toprakcu Genel Müdürlüğü Eğitim Ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Özdök,F., Okman,C. 1987. Su Toplama Havzelerinde Meydana Gelen Sediment Miktatının Saptanmasında Kullanılan Yöntemlerin Orta Çayır Eylesel Havzasında Uygulanması ve Karşılaştırılması A.Ü.Ziraat Fakültesi Yıllığı 1986 Cilt 37 Faskül 2 den ayrışım, Ankara
- Özal,K. 1963. *Hydrology* Middle East Technical University Civil Engineering Society No.9, Ankara
- Özal,K. 1972. *Akarsu Yapıları Cilt I* İstanbul
- Özek,S., Tokman,C., 1968. Hidrolik zaman Serilerinde Eğilim Analizi Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara
- Parker,S.P. 1964. *Dictionary Of Engineering* McGraw-Hill Book Company, New York
- Peterson,D.F., Israelsen,O.W., Hansen,V.E. 1952. *Hydraulics Of Wells* Agricultural Experiment Station Utah State Agricultural College Logan, Utah
- Raudkivi,A.J. 1979. *Hydrology* Pergamon Press, New York
- Rouse,H. 1950. *Engineering Hydraulics* John Wiley And Sons, Inc., New York
- Rule,J.T., Coons,S.A. 1961. *Graphics* McGraw Hill Book Company, New York
- Russell,C.S., Arny,D.G., Kates,R.W. 1970. *Drought And Water Supply* The Johns Hopkins Press, Baltimore, Maryland
- Ryabchikov,A. 1975. *The Changing Face Of The Earth* Progress Publishers, Moscow
- Schulz,E.F. 1973. *Problems In Applied Hydrology* Water Resources Publication, Fort Collins Colorado
- Schwab,G.O., Frevet,R.K., Edminster,T.W., Barnes,K.K. 1966. *Soil And Water Conservation Engineering* John Wiley And Sons Inc., New York
- Sellin,R.H.J. 1969. *Flow In Channels* Macmillan And Co Ltd., London
- Statyer,R.O., 1967. *Plant Water Relationships* Academic Press, New York
- Sönmez,N., Balaban,A. 1968. *Köylere Teknik Cilt I* A.Ü Ziraat Fakültesi Yayınları No: 307, Ankara
- Spiegel,M.R. 1961. *Theory And Problems Of Statistics* Schaum's Outline Series Schaum Publishing Co., New York
- Şen,E., Okman,C. 1974. Hidrolik Ölçer Ve İstatistik Uygulamaları Toprakcu Teknik Dergisi Sayı 39 Köylere Bakanlığı Toprakcu Genel Müdürlüğü Eğitim Ve Neşriyat Fen Heyeti Müdürlüğü, Ankara
- Şorman,A.D., Uşul,N. 1980. *Engineering Hydrology Summary Of Lectures And Solved Problems* Middle East Technical University Water Resources Research Institute, Ankara
- Taylor,D.W. 1967. *Fundamentals Of Soil Mechanics* John Wiley And Sons Inc., London

- Tekineli,O., Okman,G. 1973. Çukurova Şartlarında Tarım Arazilerinin Yüzev Drenajının Kullanılacak Kanal Kapasitelerinin Tayini Üzerinde Bir İncelleme. Adana Ziraat Fakültesi Yılıgi, Yıl 3, Fasikül 1-2. Adana.
- Thorn,R.B. 1965. *River Engineering And Water Conservation Works*. Butterworths, London.
- Thorne,W. 1963. *Land And Water Use*. American Association For The Advancement Of Science, Washington D.C.
- Todd,D.K. 1967. *Ground Water Hydrology*. John Wiley And Sons Inc., New York.
- Trewartha,G.T. 1964. *An Introduction To Climatology*. McGraw-Hill Book Company Inc., New York.
- Uzu,N. 1982. *Engineering Hydrology*. Middle East Technical University Water Resources Research Institute, Ankara.
- Vesilman,W., Harbaugh,T.E., Knapp,J.W. 1972. *Introduction To Hydrology*. Intext Educational Publishers, New York.
- Williams,J.E., Melcoffe,H.C., Trinklein,F.E., Lefler,R.W. 1988. *Modern Physics*. Holt Rinehart And Winston Inc., New York.
- Wilson, 1959. *Engineering Hydrology*. Macmillan And Co.Ltd., London.
- Waller,C.O., Brater,E.F. 1969. *Hydrology*. John Wiley And Sons Inc., New York.
- Yevjevich,V. 1982. *Probability And Statistics In Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton Colorado.
- Yurtsever,N. 1954. *Deneysel İstatistik Metodlar*. Tarım Orman Ve Köyleri Bakanlığı, Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü, Yayınlan, Ankara.

KONU İNDEKSİ

Açık havada akan su birim ölçülmesi . 201

Adezyon katsayısı . 24,154

Açısal hareket . 44

Aerodinamik yapıyağı . 70

Akarsu . 201

Akarsuyun doruğu . 186

Akarsuyun fiziksel özellikleri . 201

Akarsuyun ölçülmesi . 201

Akarsuyun enflandırılması . 201

Akış miktarının belirlenmesi . 208

Akış yüksekliğinin ölçülmesi . 202

Akış ölçüne acağı . 74

Aküfer . 155

Aküfer çeşitleri . 155

Aküferin permeabilitesi . 155

Aküferin porozitesi . 157, 158

Aküferin su verimi . 157

Aküfü . 157

Aküfü . 156

Atmosfer yağmur ölçülmesi . 108

Albedo . 32

Açık basınç yağışları . 102

Açıkma kuralı . 173

Az su toplama havzası . 185

Ana akış . 214

Ana kanatın eğimi . 200

Ana toprak katmanı . 190

Antiferik koordinat . 109,110

Artemis ortalaması . 112, 264

Artemis ortalaması yöntemi . 103,113

Arten dizi . 264

Arzyan akifer . 155

Asli sediment ölçülmesi . 264

Asli su . 151

Aşırı soğumuş su . 84

Atmosfer basıncı . 68

Atmosfer sıcaklığının belirlenmesi . 49

Atmosfer sıcaklığının ölçülmesi . 48

Atmosfer sıcaklığının yükseklikte

değişmesi . 43

Atmosferdeki gazların miktarı . 31,33

Atmosferdeki nemin belirlenmesi . 79

Atmosferdeki nemin değişimi . 88

Atmosferdeki su . 33

Atmosferdeki su buharı . 33

Atmosferin nem kapasitesi . 84

Atmosferin nemliliği . 79

Atmosferin sıcaklığı . 27

Aküferin su verimi . 156

Aküferin tanımı . 10

Atmosferin toplam ağırlığı . 33

Aylık ortalama sıcaklık . 51

Aylık sıcaklık değişimi . 51

Aylık yağmur ortalaması . 111

Azalan dizi . 264

Bağıl nem . 80

Bağıl sınıf frekansı . 251

Bağımsız işlem . 292

Bağımsız olmayan işlem . 290

Bağımsız varyant . 288,290

Bazı . 240

Bazıların sınıflandırılması . 249, 250

Basınç katsayısı . 270

Basınç yükü . 164

Basınç akifer . 156

Basınç yüzey akış hidrografi . 212,214

Basınç yüzey akış hidrografının analizi . 214

Bernoulli denklemi . 163

Beşerî iklim . 28

Beşerî yüzey akış hidrografi . 214

Birikim frekansı . 257

Birikim frekansı çarptırı . 263

Birikim grafiği . 110

Birim hidrograf . 229

Birim hidrograf alanının belirlenmesi . 233

Birim hidrograf alanının uzatılması . 232

Birim hidrografın belirlenmesi . 229

Birim hidrografın en büyük debisi . 230

Birim riyant . 264, 266

Birleşik yüzey akış hidrografi . 216

Birleşik yüzey akış hidrografının analizi . 216

Bitki su tüketimi . 74,75

Bitki yüzeyi . 59

Bitki yüzeyinde tutulan kar . 134

Bitki yüzeyinde tutulan yağmur . 132

Bowen hareketi . 18

Boyutsuz birim hidrografi . 238

Buhar . 22-53

Buhar basıncı . 60

Buhar basıncı farkı . 54

Buharlaştırma . 4-52

Buharlaştırma hızı . 52

Buharlaştırma miktarına etkili faktörler . 52

Buharlaştırma yüzeyinin genişliği . 50

Buharlaştırmanın ölçülmesi . 55

Buhar . 96

Buz . 18

Büyük su toplama havzası . 180

Büyüklik dizi . 261

Cam lifleri . 153

Camlı buz . 100

Cartesian (Kartesian) koordinat . 110

Celsius eşitliği . 47

Cephe . 102

Çaplıklar . 153

Çabuk üst toprak su akışı . 181

Çay . 201

Çengel eğri . 65,141

Çığ . 58,96

Çığ noktaları . 196

Çift birimli grafiği . 110

Çiğlenme . 92

Çiğlenme noktası . 3, 87, 92

Çize . 88

Çiğlenme, 106
Çiğlenme noktası, 101, 106
Çiğlenme noktası-sıcaklığı, 106, 107
Çise, 115
Çukur depolama, 209

Darbelik katsayısı, 222
Darcy kanunu, 190
Dallanma katsayısı, 228
Değişim genişliği, 308
Değişim katsayısı, 215, 309
Değişken, 300
Dere, 234
Deterministik model, 335
Dikdörtgen frekans dağılımı, 302
Dinamik ısıtma, 52
Dinamik işlem, 335
Dinamik kararlılık, 53
Dinamik soğuma, 51
Direkt yüzey akış, 209
Drenaj yoğunluğu, 230
Dünyadaki suyun dağılımı, 10, 11
Dünyanın kara ve su ile kaplı alanları, 7
Düzenli rejim, 234
Düzensiz rejim, 234
Dolu, 115
Don, 110, 118
Doymuş katman, 175, 176, 181
Doyma noktası, 71
Doyma üstü nem, 107
Doymuş adöbatik sıcaklık değişimi, 52
Doymuş buhar basıncı, 71
Doymuş katman, 175, 176, 177
Doymuş su buharı, 64
Dördüncü moment, 310

Ekafiltrasyon, 179
Ekstrem I dağılımı, 310
Ekstrem değerler dizisi, 331
Emniyetli verim, 208
Endojenetik süreç, 35
Enfluent akarsu, 231
Enfranj ışın, 32
Erime noktası sıcaklığı, 25
Erozyon, 336
Etki çapı, 208
Etkü yağmur, 210

F indeksi, 171
Fotosentez, 39
Frekans dağılımı, 301, 302
Frekans dağılım grafiği, 302, 304
Frekans poligonu, 302
Frekans yoğunluğu, 302
Frekans yoğunluk fonksiyonu, 313
Friktil yüzey, 163

gamma ışını, 32
Geometrik ortalama, 306
Gerçek ısıtma hızı, 191
Geriye radyasyon, 55, 40
Giriş hidrografi, 289
Gizli buharlaşma ısı, 63
Gizli ısı, 63
Gizli donma ısı, 63
Gizli erime ısı, 63
Gizli sublimasyon ısı, 63
Global albedo, 33
Görülebilir ışınlar, 32
Gözenek, 86
Gözeneklerden buharlaşan su, 85
Güneş sabiti, 33, 45
Güneşlenme süresi, 43
Günlük ortalama akış, 243
Günlük sıcaklık değişimi, 60
Gün derece yöntemi, 150
Güvenilir veri, 334

Harmonik ortalama, 306
Hava, 12
Hava nemi, 92
Havslanma katmanı, 177
Havza geçikmesi, 282
Havza su kaçağı, 221
Havza zaman aşımı, 213
Hidrograf analizi, 250
Hidrojen ve oksijen atomlarının izotopları, 19
Hidrokarbon, 34
Hidrolik iletkenlik, 199, 204
Hidrolik kondaktivite, 199
Hidrolojik yönden en uzun kanal, 227
Hidrolojik devre, 2
Hidrolojik homojen bölge, 334
Hidrolojik verimin seçilmesi, 329

Hidrolojik işlemler, 334
Hidrojeoloji, 176
Hidrolojinin bölümleri, 2
Hidrolojinin kapsamı, 1,2
Hidrolojinin gelişmesi, 1
Higroskopik su, 181
Higroskopik katsayı, 181
Hidrotermal eylem, 225
Histogram, 302
Homojen veri, 334
Hyetograf, 130
Homojenlik analizi, 127

İmmak, 234
İnci, 31
İsı akım yoğunluğu, 41
İsı iletimi, 49
İsılak termometre farkı, 102
İşık, 31
İşin, 31
İklim, 13
İklim anlamı, 12
İkinci moment, 309
İkizbatır ekinoksu, 45
İk infiltrasyon hızı, 161
İk tutma, 209
İnfiltrasyon, 157
İnfiltrasyon hacmi, 161
İnfiltrasyon hızı, 158,160
İnfiltrasyon indeksi, 258
İnfiltrasyon kapasitesi, 160
İnfiltrasyonla, 185
İnfluent akarsu, 231
İsoyet, 134
İsoyetal yöntem, 132
İstasyon verisi, 131
İstasyon yıl yöntemi, 334
İstatistik dağılımı, 313
İstatistik deyimler, 300
İstatistik parametre, 305
İşlem, 335
İzoflet, 225
İzokont, 255
İzovel, 238
k ışını, 32

Kanal, 233
Kanal sisteminin özellikleri, 226
Kanal yüzey akışı, 249

Kanaldaki taşkının oluşumu, 254
Kapalı su toplama havzası, 225
Kapilerite, 27,29
Kapiler basınç, 200
Kapiler katman, 177
Kar, 116
Karbonhidrat, 34
Kar bastonu, 138
Kar örtüsü, 138
Kar örtüsünden akışın başlaması, 146
Kararlı bulut, 113
Kararlı işlem, 335
Kararlı sızma, 203
Kararsız bulut, 113
Kararsız işlem, 335
Kararsız sızma, 203
Karı buharlaşması, 83,152
Kar, 138
Karı erimesi, 142,143
Karı ısı kapasitesi, 144
Karı su eşdeğeri, 138,139
Karı ölçülmesi, 138
Karı özgül ağırlığı, 139
Karı oranı, 84
Karı yoğunlaşma çekirdeği, 111
Karı yoğunlaşma hızı, 84
Kayma katsayısı, 310
Kısa dalga boyu ışın, 31
Kıy dönüşü, 46
Kritik depolama hacmi, 343
Konvektif yağmalar, 119
Kohzyon kuvveti, 27
Kolorado yöntemi, 285
Kondüksiyon, 50
Konsantrasyon zamanı, 227,281
Konveksiyon, 50
Konveksiyon ve yoğunlaşma miktarı ile eriyen kar, 146
Konvektif kararsızlık, 121
Kritik nokta sıcaklığı, 25
Küadratik ortalaması, 308
Kuru adiyatik sıcaklık değeri, 82
Kuru atmosfer basıncı, 68
Kuru dere, 234
Kuruçluk indeksiine göre iklim anlamı, 14
Kıyı, 202
Kıyı hidroloji, 202
Küçük su toplama havzası, 220

Langley, 48
Linnigraf, 236
Logaritmik normal dağılımı, 316

Karın ölçmesi . 118
Karın eğilme açılığı . 118
Karın su epeği . 118,121
Karıncı oranı . 81
Kartezian (Cartesian) koordinat . 115
Kati cisim . 17
Kati su . 18
Kati yoğunlaşma oranı . 54
Kayma katsayısı . 259
Kaynama noktası . 64
Kelvin ölçeği . 47
Kesik değışken . 250
Kirchoff kanunu . 38
Kısa dalga boyu ışın . 27
Kıy dönümü . 40
Kohazyon kuvveti . 22
Kolomdo yöntemi . 227
Kondüktivite eriyen kar . 120
Konsantrasyon bileşeni . 213
Konsantrasyon zamanı . 196,238,239
Konum . 47
Kohazyon ve yoğunluğunda su ile eriyen kar miktarı . 127
Konvektif . 103
Konvektif yağışlar . 103
Kohazyon kuvveti . 24
Kök derinlikleri . 152
Kök basmı . 22
Kök noktası . 22
Kıtlık sıcaklığı . 22
Küresel ortalama . 265
Kutupsal indekslere göre iklim sınıfları . 12
Kuru adöbatik sıcaklık eğmi . 48
Kuru atmosfer basıncı . 68
Kuru dere . 196,201
Kuru termometre . 87
Kuyu . 173
Kuyu hidroliği . 173
Küçük su toplama havzası . 190
Küme . 280
Kütle iletim yöntemi . 68

Latham akımı . 181
Latham kasesi . 48
Langley . 122
Limnograf . 187,203
Limnometre . 303
Limnoloji . 1
Lizimetre . 74
Logaritmik normal dağılım . 277

Maksimum termometre . 48
Maksimum varyant . 288
Medyan . 266
Mezgan akış . 238
Mevakim . 23
Mevsim . 40
Meydana gelme olasılığı . 271
Meydana gelme oranı . 271
Minimum termometre . 48

Minimum varyant . 288
Mod . 266
Model . 291
Mollus birim hidrograf . 237
Mussungam yöntemi . 265,268
Mutlak nem . 78
Mutlak sıcaklık . 47
Mutlak sıfır . 47
Mühendelik hidrolojisi . 2

Naylon tıllar . 153
Nehir . 201
Nemli atmosferin yoğunluğu . 82
Nemliğin ölçülmesi . 67
Net radyasyon . 28,30,73
Net radyasyonda eriyen kar . 125
Nokta verisi . 113
Noktasal durum ilişkileri . 284
Normal dağılım . 275
Normal frekans dağılımı . 247
Normal hava sıcaklığı . 81
Normal sıcaklık . 51
Nötron yöntemi . 153

Ogyl birkim frekansı . 272
Olasılık . 270,271
Olasılık analizi . 285
Olasılık dağılım ilişkileri . 274
Olasılık ilişkileri . 274
Olasılık kağıdı . 272,274
Olasılık yoğunluğu . 272
Olgunlaşmış kar . 120
Orjinal veri . 268
Orografik yağış . 103
Orta derecede düşük yüzey akış potansiyeli . 223
Orta derecede düşük yüzey akış potansiyeli olan topraklar (B sınıfı) . 223
Orta derecede düşük yüzey akış potansiyeli olan topraklar (C sınıfı) . 223
Orta derecede yüksek yüzey akış potansiyeli . 224
Ortalama . 264
Ortalama akış hızı . 204
Ortalama birim hidrograf . 231
Ortalama kanal uzunluğu . 187
Ortalama sapma . 267
Ortalama yağmur . 112
Opmograf . 1
Opndoloji . 1
Oyunlu erözyonu . 253
Özmalik potansiyel . 72
Özon katmanı . 30,33

Önceki nem azalma katsayısı . 220
Önceki nem indeksi . 220
Önceki yağmur indeksi . 218
Örnek . 25
Ölçme süresi . 260

Simülasyon, 335
Sis. 55,110,118
Sistem, 335
Siyah cisim, 32
Snyder birim hidrograf, 279
Solma noktası, 178
Sola kaymış dağılım, 310
Son infiltrasyon hızı, 161
Sonbahar akıntısı, 45
Standart atmosfer basıncı, 67
Standart sapma, 308
Stephan-Boltzman kanunu, 40,41
Stephan-Boltzman katsayısı, 41
Stokastik model, 335
Su, 234
Subürasyon, 61
Suyun durumları, 20
Su perçanesi, 238
Sulu aspen, 116
Su aynı çizgisi, 219
Su bütçesi ilişkisi, 5,6
Su kaynaklarının işletilmesi, 8
Suyun molekül yapısı, 17
Suyun özgül ağırlığı, 22
Su hızının ölçülmesi, 236
Su hızının ölçüldüğü derinlikler, 229
Su toplama havzası, 219
Su toplama havzasının alanı, 219
Su toplama havzasının eğimi, 225
Su toplama havzasının fiziksel özellikleri, 219

Şekil katsayısı, 222

Tam bağımsız işlem, 335
Tam bağımsız olmayan işlem, 335
Tam süre dizesi, 339
Tarihsel tahmin, 305
Tarihsel tahmin, 305
Tarihi kapasitesi, 177
Tarihi kapasitesinin değişimi, 178
Tartık ortalama, 305
Teşkin, 210,289
Taşkın debilerinin belirlenmesi, 285
Termodinamik sıcaklık, 55
Termometre, 55
Tekrarlanma süresi, 327
Tikel dizi, 328
Thornthwaite yöntemi, 88
Thiessen yöntemi, 133
Tikel süre dizesi, 331
Topraktan buharlaşan su, 70

Toprak sıcaklığının ölçülmesi, 56
Toprak Detü akışı, 209
Toprak yüzeyinde tutulan su, 209
Toprakların infiltrasyon hızları, 163,165
Transpirasyon, 72
Tutarlık analizi, 128
Tümamış su, 177,185

Ultraviyole ışın, 32
Uzun dalga boyulu ışın, 31
Uzunluk katsayısı, 229

Üçgen birim hidrograf, 274
Üçü nokta, 24
Üçüncü moment, 310
Üst toprak içi akış, 209
Üstü klasik dağılım işkileri, 316

Vadde su, 177
Varyans, 308
Varyant, 301
Veri, 301
Virtual sıcaklık, 89
Von Karman sabiti, 61

Yağış, 106
Yağışlı su, 111
Yağış miktarına göre iklim sınıfları, 13
Yağış öncesi nem, 260
Yağış tipleri, 115
Yağmur, 115
Yağmur damcılarının düşme hızları, 114
Yağmur miktarının değişimi, 136
Yağmur ölçer ağı, 125,128
Yağmur ölçme hataları, 124
Yağmur rejimi, 138
Yağmura eriyen kar miktarı, 149
Yağmurların enterpolasyonu, 129
Yağmurun ölçülmesi, 122
Yağmurun derinlik-zaman-süre analizi, 134
Yağmurun izometrik dağılımı, 135
Yağmurun kinetik enerjisi, 163,165
Yağmurun şiddet sınıfları, 126,130
Yamaç depolarması, 249,250
Yan kanal, 228

Suyun tenmi . 15

Şekil katsayısı . 131

Tam bağımsız . 292
Tam bağımsız olmayan . 292
Tam süre dizi . 288
Tam zaman dizi . 288
Tansiyometri . 153
Tarihi bitkilerin yüzeyinde tutulan yağmur . 134
Tarihi kapasitesi . 72, 151
Tarihi ortalama . 264
Taşkın debisinin belirlenmesi . 245
Taşkın koruma yapıları . 245
Taşkın ölefeme süresi . 260
Taşkın ötelenmesi . 235
Taşkın tahmini . 245
Tekrarlanma süresi . 285
Tepsi ölçümü . 213
Tenerte . 73
Termodinamik sıcaklık . 47
Termometre . 46
Termopoz . 10
Tetrahedron . 15
Thés yöntemi . 179
Thiessen yöntemi . 116
Thornthwaite yöntemi . 69,78
Tikal süre dizi . 289
Yıpr hidroloji . 1
Toprağın su tutma kapasitesi . 151
Toprak nemli . 169
Toprak neminin yüzey akışa etkisi . 166
Toprak suyu katmanı . 150
Toprak suyunun ölçülmesi . 153
Toprak üstü akış . 161
Toprak yüzeyinde tutulan su . 101
Toprakların bünyelerine göre infiltrasyonu sınıfları . 142
Toprakların bünyelerine göre infiltrasyon hızları . 142
Toprakların infiltrasyonu hızlarına göre sınıfları . 142
Toprakların ortalama porozitesi . 158
Toprakların tane çaplarına göre sınıfları . 138
Toprakta bulunan suyun aynımı . 150
Toprakta tutulan su . 136
Toprakta suyun ölçülmesi . 153,154
Transpirasyon . 72,73
Tribun molekülü . 16
Tropopoz . 10
Tünel su . 160
Türbülanslı akış . 161

Uzun dalgı boyu için . 27

Uzunluk katsayısı . 132

Üçgen birim hidrograf . 236

Üçgen sayı . 207
Üçlü nokta . 21
Üçüncü moment . 269
Ünivers . 260
Üst toprak içi akış . 161
Üstü özelliği dağılım eğrileri . 274

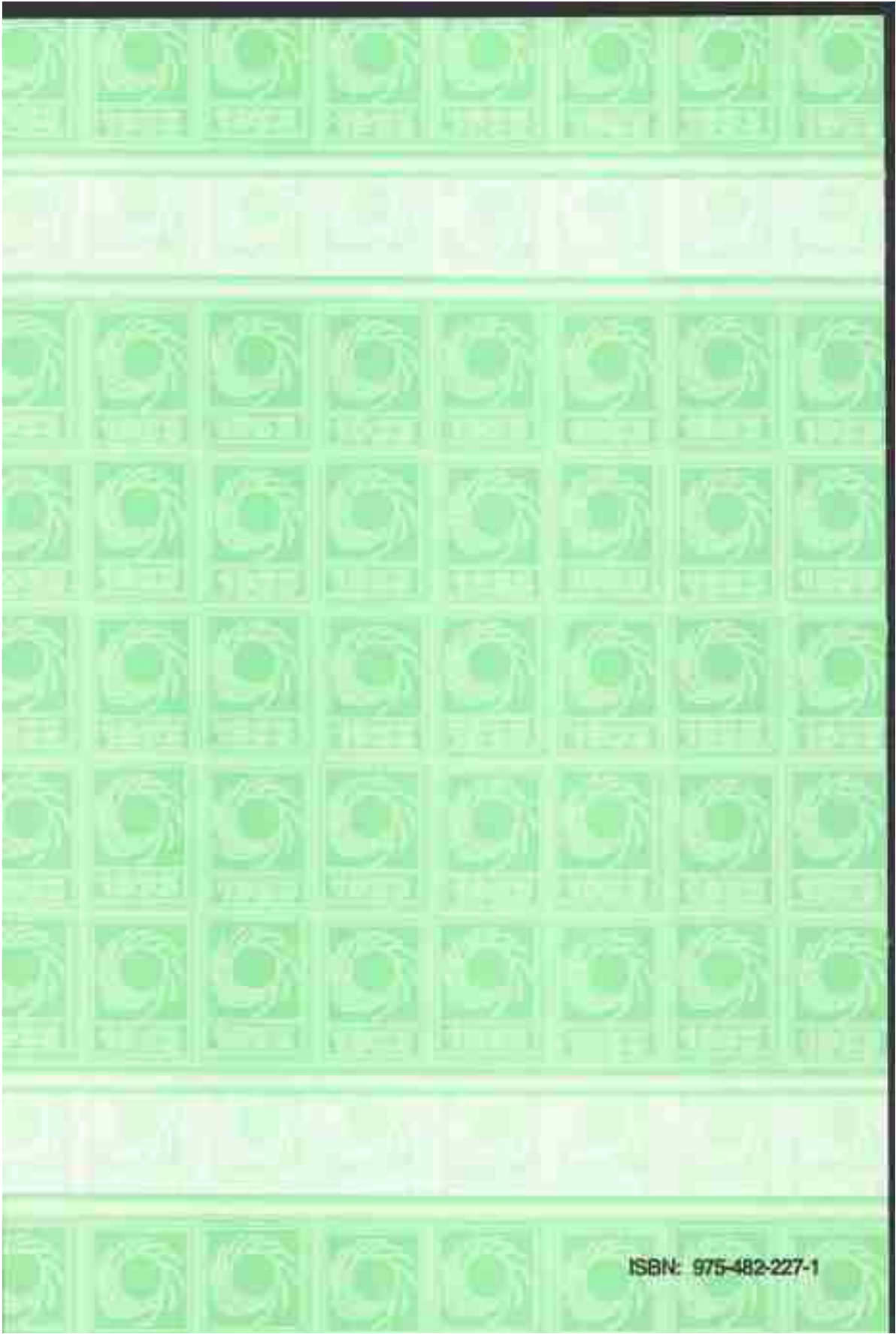
Vadoolu su . 151
Varyans . 267
Varyant . 261,264
Van . 261,264
Virtuel sıcaklık . 66

W indeksi . 221, 146

Yağabilen su . 96
Yağış . 92
Yağış frekansı . 104
Yağış miktarına göre iklim sınıfları . 11
Yağış öncesi nem miktarı . 223
Yağış şaklları . 99
Yağış çekimin yüzey akışa etkisi . 169
Yağış tipleri . 102
Yağışların meydana gelmesi . 97
Yağmur . 90
Yağmur damlacığının kinetik enerjisi . 138
Yağmur miktarının değeri . 117
Yağmur miktarının antropolojisi . 111
Yağmur ölçme hataları . 107
Yağmur öncesi toprak nemli (YON) . 223
Yağmur süresi . 185
Yağmur süresinin yüzey akışa etkisi . 166
Yağmur şiddeti . 165
Yağmur şiddetinin yüzey akışa etkisi . 165
Yağmurla ilgili kav . 126
Yağmurların zamanlık dağılımı . 116
Yağmurların analizi . 109
Yağmurların dağılımı ve hareket yönü . 166
Yağmurların derinlik alan süre analizi . 116
Yağmurların ölçülmesi . 105
Yağmurların şiddeti . 111
Yamaç depreması . 214
Yarı kanel . 166
Yarı kuru dere . 195,201
Yatak yükü . 293,294
Yatak yükünün ölçülmesi . 295
Yavru üst toprak içi akış . 161
Yaz dönümü . 40
Yazıcı örnek . 105, 106
Yeknesak yağmur . 214
Yeraltı suyu . 4, 149
Yeraltı suyu hidroloji . 1, 156
Yeraltı suyunun basımı . 158
Yeraltı suyunun beslenmesi . 171
Yeraltı suyunun hareketi . 161
Yeraltı suyunun yüzeyi . 156
Yerçöküm suyu . 156
Yerin hareketi . 38

Yeryüzüne gelen radyasyonun değişimi , 27
Yatırı ken , 288,290
Yılık değişim , 89
Yılık geçen dışı , 289
Yılık geçmeyen dışı , 289
Yılık maksimum değerler dışı , 289
Yılık minimum değerler dışı , 288
Yılık olmayan en büyük değerler dışı , 288, 289
Yılık olmayan en küçük değerler dışı , 289
Yılık ortalama sıcaklık , 51
Yılık sıcaklık değişimi , 51
Yılık ven , 289
Yılık yağmur ortalaması , 113
Yoğunlaşma , 132
Yoğunlaşma çıkışları , 92, 96
Yoğunlaşma hızı , 30,112
Yoğunlaşma hızı ile ilgili kar , 127
Yoğunlaşma yüksekliği , 84
Yük kayı , 164
Yüksek yüzey akış potansiyeli , 224
Yüksek yüzey akış potansiyeli olan topraklar
(D sınıfı) , 224
Yükselme bileşeni , 213
Yüzey akış , 4,181,214
Yüzey akış eğri numarası , 224,225
Yüzey akış hacminin tahmin edilmesi , 219
Yüzey akış hidrografi , 212
Yüzey akış hidrografına etkili faktörler , 218
Yüzey akış katsayıları , 243
Yüzey akış sayısı , 214
Yüzey akışa etkili faktörler , 184
Yüzey akışın analizi , 212
Yüzey akışın ölçülmesi , 187
Yüzey akışın tanımı , 131,218
Yüzey erozyonu , 21,293
Yüzey gerilme kuvveti , 22,23
Yüzey gerilme zamanı , 23,49,135
Yüzeyaltı akışı , 181

Zaman dışı , 261,287
Zem noktası , 39



ISBN: 975-482-227-1