

T.C.  
Orman ve Su İşleri  
Bakanlığı



**T.C.**  
**ORMAN VE SU İŞLERİ BAKANLIĞI**  
**Meteoroloji Genel Müdürlüğü**



**DOLU TAHMİNİ, ANALİZİ, DOLU DURUMU VE YÜKSEK**  
**ATMOSFER KLİMATOLOJİSİ**

**Meteoroloji Genel Müdürlüğü**  
**Araştırma Dairesi Başkanlığı**  
**Tahminler Dairesi Başkanlığı**

**NİSAN 2014**  
**ANKARA**

**T.C**  
**ORMAN VE SU İŞLERİ BAKANLIĞI**  
**Meteoroloji Genel M¼d¼rl¼Đ¼**

**DOLU TAHMİNİ, ANALİZİ, DOLU DURUMU VE Y¼KSEK**  
**ATMOSFER KLİMATOLOJİSİ**

**Meteoroloji Genel M¼d¼rl¼Đ¼**

**Araştırma Dairesi Başkanlığı**

**Klimatoloji Őube M¼d¼rl¼Đ¼**

**SERPİL YAĞAN**

**Tahminler Dairesi Başkanlığı**

**Deniz Meteorolojisi Őube**

**M¼d¼rl¼Đ¼**

**Y¼KSEL YAĞAN**

**NİSAN 2014**  
**ANKARA**

## İÇİNDEKİLER

## Sayfa No

İÇİNDEKİLER.....	i
1. GİRİŞ.....	1
2. DOLU FIRTINASI VE ÖZELLİĞİ.....	2
3. DOLU TANESİ.....	5
4. ORAJ VE DOLU OLUŞUMU İLİŞKİSİ.....	8
5. DOLU YAĞIŞI SIRASINDAKİ GENEL SİNOPTİK DURUM.....	9
5.1. Dolu Mikrofiziği.....	9
5.2. Dolu Gelişim Sıcaklığı ve Dolu Gelişim Seviyesi (HGZ).....	11
5.3. Dolu Gelişimindeki Fırtına Özelliği.....	11
5.4. Dolu Gelişiminde Atmosferdeki Termal Tabakalaşma Durumu.....	12
5.5. Parsel Metodu, LCL, CCL ve Konvektif Sıcaklık Dolu İlişkisi.....	14
5.6. CAPE (Convective Available Potential Energy), CIN (Convective Inhibition), LFC (Level of Free Convection) ve EL (Equilibrium Level).....	18
6. DOLU RÜZGAR İLİŞKİSİ.....	20
6.1. Storm Relative Helicity (SRH) Yer ile 3 km Seviyesindeki Ortalama Rüzgar Değişimi (Wind Shear).....	22
6.2. Bulk Richardson Number (BRN).....	23
6.3. Energy Helicity Index ( EHI).....	24
7. DOLU VE KARARSIZLIK İNDEKSLERİ.....	25
7.1. Showalter İndeksi (SI, SSI).....	25
7.2. Lifted İndeksi (LI).....	27
7.3. K İndeksi (KI).....	29
7.4. Total Totals İndeksi (TT).....	29
7.5. KO İndeksi.....	30
7.6. SWEAT İndeksi (Severe Weather Threat Index).....	31
8. DOLU YAĞIŞINA ETKİ EDEN DİĞER METEOROLOJİK PARAMETRELER.....	32
8.1. Yer ile 700 hpa Arasındaki Ortalama Nemlilik ve Yağışa Geçebilir Su miktarı (Precipitable Water, PW).....	32
8.2. Alt Troposfer (850 hpa) ile Orta Troposfer (600 hpa) Arasındaki Sıcaklık Gradyanı.....	33
8.3. 1000 hpa ile 500 hpa Arasındaki Tabaka Kalınlığı.....	34
9. DOLU TAHMİN VE ANALİZİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER.....	34
9.1. Yüksek Atmosfer Sondaj (Ravinsonde) Gözlemleri ile Dolu Tahmin ve Analizi.....	35
9.1.1. Evet-Hayır Dolu Tahmin Yöntemi.....	35
9.1.2. Fawbush-Miller Dolu Çapı Tahmin Yöntemi.....	36
9.1.3. Maxwell Diyagramı.....	40
9.1.4. Enerji ve Rüzgar Değişimi (Wind Shear) İndeksi (Energy Shear Index, ESI).....	41
9.2. Radar Parametreleri ve Dolu Yağışı İlişkisi.....	43
9.2.1. Diferansiyel Reflektivite (dB).....	44
9.2.2. Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) Metodu.....	45
9.2.3. Maksimum Reflektivite Metodu.....	46
9.2.4. Auer Metodu.....	47

9.2.5. NEXRAD Dolu Belirleme Algoritması (Hail Detection Algorithm, HDA).....	48
9.2.6. NEXRAD Şiddetli Dolu Belirleme Algoritması.....	50
9.2.7. Düşey Olarak Entegre Edilmiş Sıvı Su Miktarı (Vertical Integrated Liquid Water, VIL).....	52
9.2.8. VIL Yoğunluğu (VIL Density).....	54
10. DOLU ALGORİTMASI İLE İLGİLİ YAPILAN BAZI ÇALIŞMALAR.....	55
11. SHIP-Sig. (SIGNIFICANT HAIL PARAMETER).....	57
12. CRAVEN SIGNIFICANT SEVERE PARAMETER.....	58
13. DOLU TAHMİN MODELİ.....	58
14. 1980-2011 YILLARI ARASI SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA, İZMİR, ISPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU ANALİZİ.....	60
14.1. 1980-2011 Yılları Arası, Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının Toplam Dolulu Gün Sayısı.....	60
14.2. 1980-2011 Yılları Arası Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının Aylık Toplam Dolulu Gün Sayısı.....	62
14.3. 1980-2011 Yılları Arası Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının Mevsimlik Dolulu Gün Sayısı.....	63
14.4. Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının 1980-2011 Yılları Arası Ayrı Ayrı Değerlendirmesi.....	69
14.4.1. 1980-2011 Yılları Arası Samsun İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	69
14.4.2. 1980-2011 Yılları Arası Erzurum İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	70
14.4.3. 1980-2011 Yılları Arası Ankara İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	72
14.4.4. 1980-2011 Yılları Arası İzmir İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	73
14.4.5. 1980-2011 Yılları Arası Isparta İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	74
14.4.6. 1980-2011 Yılları Arası Diyarbakır İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	76
14.4.7. 1980-2011 Yılları Arası Adana İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	77
14.4.8. 1980-2011 Yılları Arası İstanbul İstasyonu Dolu Değerlendirmesi.....	78
15. 1980-2011 YILLARI ARASINDA SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA, İZMİR, ISPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU YAĞIŞI CİNSİNE GÖRE DEĞİŞİMİ....	80
16. 00 Z VE 12 Z'E GÖRE DOLU RASATLARININ DEĞERLENDİRMESİ.....	81
16.1. 00 Z Periyoduna Göre Yağış Cinsi Dağılımı.....	83

	<u>Sayfa No</u>
16.2. 00 Z periyoduna Göre İstasyonların Yağış Cinsi.....	84
16.3. 12 Z Periyoduna Göre Yağış Cinsi Dağılımı.....	85
16.4. 12 Z Periyoduna Göre İstasyonların Yağış Cinsi.....	86
17. 1980-2011 YILLARI ARASINDA SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA, İZMİR, İSPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU YAĞIŞI İÇİN YÜKSEK ATMOSFER DEĞERLENDİRMESİ.....	86
17.1. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z LCL Seviyesi Grafikleri.....	92
17.2. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z LFC Seviyesi Grafikleri.....	93
17.3. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z EL Seviyesi Grafikleri.....	94
17.4. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z WBZ Seviyesi Grafikleri.....	95
17.5. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Tabaka Kalınlığı ( $\Delta Z_{1000-500hpa}$ ) Grafikleri.....	96
17.6. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Bağlı Nem ( $RH_{yer-700hpa}$ ) Grafikleri.....	98
17.7. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Precitable Water Grafikleri.....	99
17.8. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Konvektif Sıcaklık Grafikleri.....	100
17.9. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Sıcaklık Gradyanı ( $\gamma_{850-600hpa}$ ) Grafikleri.....	101
17.10. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Showalter İndeks (SI) Grafikleri.....	102
17.11. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Lifted İndeks (LI) Grafikleri.....	103
17.12. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z KO İndeks Grafikleri.....	104
17.13. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Total Totals İndeks (TT) Grafikleri.....	105
17.14. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z K İndeks (KI) Grafikleri.....	106
17.15. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Sweat İndeks Grafikleri.....	107
17.16. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Rüzgar Değişimi (Wind Shear) Grafikleri.....	108
17.17. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Storm Relative Helicity (SRH) Grafikleri.....	109
17.18. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Convective Available Potential Energy (CAPE) Grafikleri .....	111
17.19. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Bulk Richardson Number (BRN) Grafikleri.....	112

17.20. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Energy Helicity İndeks (EHI) Grafikleri.....	113
17.21. İstasyonlara Göre 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	114
17.21.1. Samsun İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	117
17.21.2. İzmir İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	118
17.21.3. Isparta İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	119
17.21.4. İstanbul İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	120
17.21.5. Diyarbakır İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	121
17.21.6. Ankara İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	122
17.21.7. Adana İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	123
17.21.8. Erzurum İstasyonunun 1980-2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri.....	124
18. 1980-2011 YILLARI ARASINDA SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA, İZMİR, ISPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU YAĞIŞINDA ETKİLİ OLAN PARAMETRELERİN BİRBİRİ İLE OLAN İLİŞKİSİ.....	125
18.1. 00 Z VE 12 Z Wet Bulb Zero, Precitable Water ve CAPE Değişimi.....	126
18.2. 00 Z VE 12 Z LFC ve CAPE Değişimi.....	128
18.3. 00 Z VE 12 Z Wind Shear, CAPE, BRN ve SRH Değişimi.....	129
18.4. 00 Z VE 12 Z EHI, BRN ve Craven Significant Severe Parameter Parametrelerin Değişimi.....	135
18.5. 00 Z VE 12 Z LCL ve Wet Bulb Zero Değişimi.....	138
18.6. 12 Z Dolu Çapı, Lifted İndeks (LI), KO İndeks, CAPE ve Craven Significant Severe Parametrelerinin İstasyonlara Göre Değişimi....	139
18.7. 00 Z VE 12 Z Konvektif Sıcaklık, Yer-700hpa Bağlı Nem, 850-600hpa Lapse Rate ve LCL Seviyesi Değişimi .....	141
19. SONUÇ.....	145
20. KAYNAKLAR.....	147

# **DOLU TAHMİNİ, ANALİZİ DOLU DURUMU VE YÜKSEK ATMOSFER KLİMATOLOJİSİ**

## **1. GİRİŞ**

Dolu zararlı etkileri olan bir yağış şeklidir. Dolu taneleri yeryüzüne büyük hızlarla düşebilir. Kuvvetli rüzgârla birlikte dolu tanelerinin verebileceği zarar daha da artabilir. Dolunun en büyük zararı tarım alanlarında olanıdır. Dünyada her yıl binlerce hektarlık alan dolu yağışının etkisinde kalmaktadır. Bunun sonucunda milyonlarca liralık ürün ve emek kaybı meydana gelmektedir. Ayrıca inşaat, sanayi, spor gibi sektörler dolu yağışından olumsuz olarak en çok etkilenen sektörlerdir.

Yukarıdaki nedenlerden dolayı çalışmamızda dolu yağışının oluşumu, analiz ve tahmin yöntemleri, Türkiye için dolu yağışı durumundaki yüksek atmosfer klimatolojisi konuları araştırılmış ve çeşitli sonuçlara varılmıştır.

Çalışmamızda dolu yağışına genel bir yaklaşım getirilmiş olup dolu ile ilgili bazı bilgiler verilmiştir. Daha sonra dolu yağışında etkili olan sinoptik ve düşey atmosfer koşulları ortaya konmuş ve bazı önemli meteorolojik parametreler tanımlanmıştır. Dolu-rüzgâr ilişkisi, atmosferde meydana gelen kararlılık ve kararsızlık ayrıntılı olarak incelenmiştir. Radar ve sayısal hava tahmin modellerinde kullanılan bazı dolu tahmin ve analiz yöntemleri açıklanmıştır. 1980 – 2011 yılları arası yüksek atmosfer bilgilerini de değerlendirmek amacıyla Samsun, İzmir, Isparta, İstanbul, Diyarbakır, Ankara, Adana ve Erzurum (Aralık 2006 – 2011 yılları arası) ravinsonde istasyonlarının dolu yağışının olduğu günlere ait bilgileri alınmış ve klimatolojik açıdan değerlendirmesi yapılmıştır. Son olarak da Türkiye'deki Ravinsonde bilgileri kullanılarak elde edilen önemli meteorolojik parametrelerin birbirileriyle olan ilişkisi, sınır ve eşik değerleri hesaplanmıştır.

## 2. DOLU FIRTINASI VE ÖZELLİĞİ

Dolu, yer ile orta troposfer (Dünyanın farklı yerleri için değişik değerler alabilir, dünya ortalaması 500 hpa'dır) arasında meydana gelen kuvvetli kararsızlık ve bu kararsızlığa bağlı olarak gelişen, topa benzer veya düzensiz parçalar şeklinde yağan, sert buz şeklindeki yağış türüdür. Yağışın dolu olarak adlandırılabilmesi için, dolu tanesinin çapının 5 mm veya daha fazla olması gerekir. 5 mm'den daha küçük çapa sahip olan taneler buz veya kar paletleri olarak adlandırılır. Dolu yağışının meydana gelmesinde belirleyici faktör, yukarıya doğru olan kuvvetli hava hareketleridir. Bu hareketlilik, düşey kararsızlığın bir sonucudur. Bununla birlikte bulut tipi, bulut içerisindeki sıvı su miktarı, donma seviyesi gibi faktörler de dolu oluşumunda önemli rol oynar. Buluttaki sıvı su miktarı radar yardımıyla izlenir.

Dolu yağışına, oluşum mekanizması nedeniyle yer ve yüksek seviye sıcaklık farkının daha fazla olduğu ilkbahar ve yaz mevsiminde rastlanır. Ancak kuvvetli kararsızlığın görüldüğü kış mevsiminde de dolu yağışını görmek mümkündür.

Dolu insanlık tarihinin her aşamasında önem arz etmiştir. Meydana gelen kuvvetli dolu olayı meteorolojik bir afettir. Dolu tanesinin büyüklüğü ve düşme hızı nedeniyle büyük zararlar verebilir. Dolu tanesi düşme hızı bakımından 45 m/sn'ye kadar ulaşabilir. Greyfurttan daha büyük dolu tanesine rastlanılmıştır. Örneğin, Kuzey Amerika'da, 23 Temmuz 2010'da Güney Dakota'da meydana gelen şiddetli dolu yağışında toplanmış bir dolu 0.89 kg ağırlık ve 20.3 cm (8 inç) çapı ile en büyük çapa sahip dolu tanesi olmuştur. Ağırlık açısından ise 20. yüzyılın son çeyreğinde kayda alınan dünyadaki en ağır dolu tanesi, Nisan 1986'da 1.02 kg ile Bangladeş'e düşmüştür, (URL 3, [http://www.ciu.edu.tr/fakulte\\_muhendislik\\_uyurular\\_5.htm](http://www.ciu.edu.tr/fakulte_muhendislik_uyurular_5.htm), URL 14, [http://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_costly\\_or\\_deadly\\_hailstorms](http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_costly_or_deadly_hailstorms), URL 15, <http://www.wunderground.com/blog/weatherhistorian/worlds-largest-hailstones>)



Dolu, içerisinde çok güçlü dikey alçalıcı ve yükselici hava hareketlerinin olduğu Cumulonimbus (Cb) bulutundan düşer. Kısa sürede dolu sağanağı şeklinde yağar ve fazla su bırakır. Ancak kararsızlık çok fazla değilse dolu sağanağı görülmez veya şiddeti azdır. Dolu, soğuk hava kütesinin sıcak havanın yerini almaya çalıştığı anda, genellikle sağanak hattı boyunca meydana gelir ve atmosferin sıcaklığı ile Cb bulutunun gelişmesine bağlı olarak bazı bölgelerde oldukça etkilidir. Dolunun yeryüzünde görüldüğü yerlerle Cb bulutunun dağılışı arasında yakından ilişki vardır. Kutuplar soğuk olduğundan Cb bulutu ve dolu oluşmaz. Fazla sıcak ve soğuk bölgelerde dolu yağmaz. Orta enlemlerin kış mevsiminde de durum böyledir. Havanın ılık olduğu bahar ve yaz aylarında doluya sıkça rastlanır. Ayrıca serin tropikal bölgelerde de dolu görülür. Dolayısıyla hava sıcaklığının düşük olduğu durumlarda, dolu çok az veya zayıf olarak meydana gelir. Ülkemizde havanın nemli, altta sıcak, üstte serin olduğu ilkbahar ve yaz mevsimlerinde dolu sıkça yağar (URL 4, <http://web.boun.edu.tr/meteoroloji/dolu.php>).

Dünyanın kendine özel dolu klimatolojisi vardır. Dolu yağışının etkin olduğu bölgeler; kuzey yarımkürede Amerika Birleşik Devletleri ile Kanada arasında kalan geniş düzlükler, Kanada'da Alberta ve Saskatchewan bölgeleri, ABD'de Dakota, Nebraska, Colorado, Kansas, Oklahoma ve Teksas bölgeleri, Kuzey İspanya ve Kuzey Fransa, İsviçre, Güney Almanya, Kuzey İtalya, Avusturya, Yugoslavya, Bulgaristan, Romanya (Balkanlar) ve Kafkas bölgeleridir. Güney yarım kürede ise Arjantin'in Mendoza bölgesi ve Güney Afrika'nın kuzey bölgeleridir.

Ülkemizde dolu yağışına genellikle Göller yöresinde, Doğu Anadolu Bölgesi'nde, Erzurum ve Kars civarında ve Trakya bölümünde rastlanılmaktadır.

Dikkat edildiğinde, dolu yağışına orta enlemlerde ve hâkim rüzgâr yönüne dik uzanan, yüksek ve dağlık bölgelerde rastlandığı görülebilir. Dağlık bölgeler dolu yağışı için gerekli olan dikine hava hareketlerinin meydana geldiği bölgelerdir.

Dolu yağışının görölme sıklığı kutuplara doğru gidildikçe soğuk havanın etkisinin artması nedeniyle önemli ve hızlı bir düşüş gösterir. Tropik kuşakta sık sık fırtına (tek ve çok hücreli yapılar) ve benzeri hava hareketleri meydana gelir ve daha çok yüksek bölgelerde dolu yağışına rastlanır. Ancak ilgili bölgelerdeki istasyon sıklığının yeterli olmamasından dolayı tam ve doğru bir dolu frekans çalışması yapılamamaktadır (Frisby ve Sansom, 1967).

Ülkemizde dolu yağışlarına daha çok ilkbahar aylarında rastlanılmaktadır. Oluşan dolu çapı 1 cm'den daha azdır ve dolu taneleri yumuşak bir biçimdedir. Ancak ilkbahar aylarında gelişme safhasında olan tarımsal ürünler için dolu yağış önemli bir risk faktörüdür.

Dolu pek çok açıdan incelenmesi gereken ilginç bir yağış türüdür. Örneğin; dolu tanelerinin yere düşme hızı 45 m/sn'ye kadar çıkabilir. Dolu tanecikleri farklı yapı ve şekillerde olabilir. Bütün bu özellikler dolu yağışının oluşum mekanizması açısından önemli göstergeler olabilir. Oluşan her fırtınada dolu yağışına rastlanılıp rastlanılmayacağı, dolu yağışının ilgili bölgenin klimatolojik özelliğine bağlıdır. Bu klimatolojik özellikler, küresel hava hareketinin ve yeryüzü şekillerinin etkisi sonucunda oluşmaktadır. Araştırmalar, dağlık bölgelerde dolu yağışlarının daha fazla gözlemlendiğini ortaya koymuştur. Dağlık alanlarda yükselici hava hareketleri düz alanlara göre daha fazladır.

Dolu yağış, oluşturduğu tahribat açısından incelenmesi ve önceden belirlenmesi gereken bir yağış türüdür. Günümüzde orta ölçekli fırtınalar sinoptik modeller tarafından tespit edilebilmektedir. Ancak dolu yağışının modeller tarafından 12 saat öncesinden tespit edilmesi (halen) zordur. Sadece ilgili bölge için dolu oluşum potansiyeli, modellere eklenen bazı algoritmalar sayesinde tespit edilebilir. Bu durum hem dolu risk alanlarının belirlenmesi hem de radar ağı tarama stratejisinin doğru bir şekilde oluşturulmasını sağlar. Radar ağı veya tek bir radarla dolu yağışının tespit ve izlenmesi zordur. Bu nedenle model algoritmaları kullanılarak dolu risk bölgeleri en az 12 saat öncesinden belirlenmelidir. Bu çalışmada dolu tahmin ve tespit yöntemleri ele

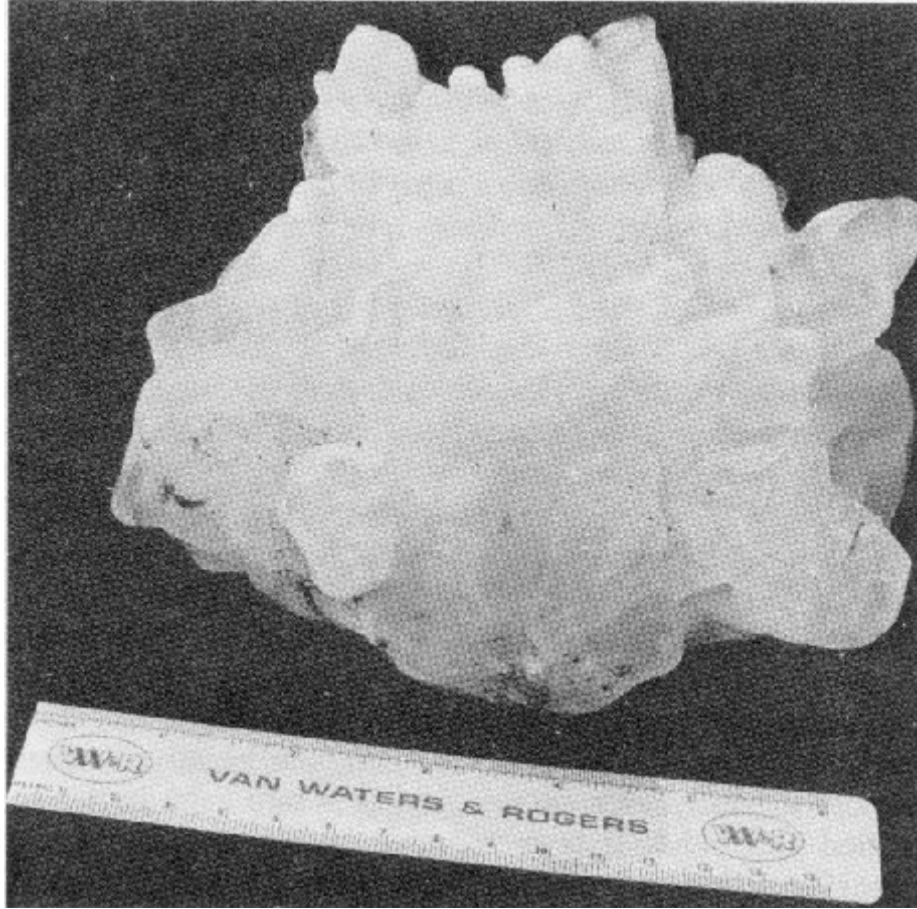
alınmıştır. Ayrıca ülkemizin bulunduğu kuşak dikkate alınmış ve dolu klimatolojisi bakımından önemli gösterege olabilecek yüksek atmosfer parametreleri 1980 – 2011 yılları arasında detaylı olarak incelenmiştir. Çalışmamızda söz konusu parametrelerin grafiksel gösterimi de kullanılmıştır. Atmosfer termodinamiği bakımından ilgili değerlerin bulunması ayrı bir çalışma konusudur. Ancak gerektiğinde çalışmayı yürüten ekip tarafından termodinamik algoritmalar oluşturulabilir.

### 3. DOLU TANESİ

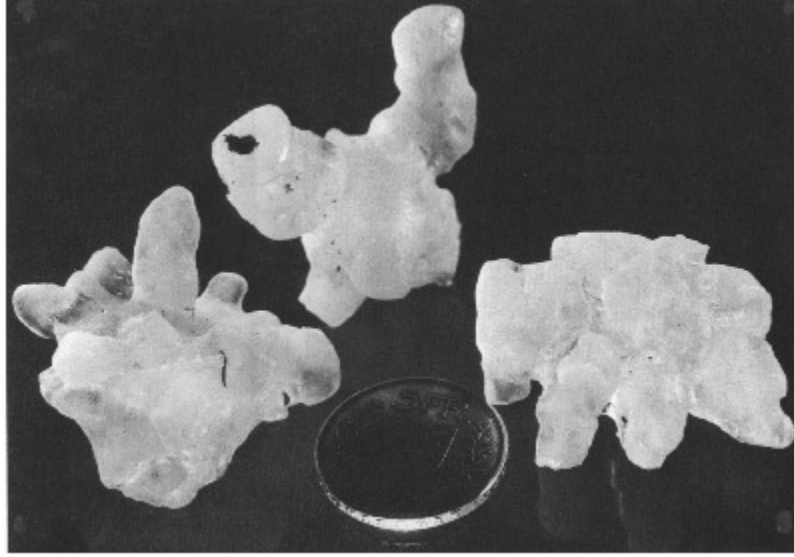
Dolu tanesi ile ilgili ilk ve önemli çalışma 1806 yılında Volta tarafından yapılmıştır. Volta, dolu tanesinin iç içe geçmiş saydam ve saydam olmayan buz tabakalarından meydana geldiğini ve ayrıca dolu küreciğinin merkezinde çekirdek benzeri bir yapının olduğunu rapor etmiştir. Günümüzde bu çekirdek yapıya **dolu çekirdeği** (Hail Embryo) adı verilmektedir. Dolu tanesi iki tür fiziksel yapıdan gelişmektedir. Bunlardan birincisi süper soğumuş veya çok küçük buz parçacıklarıdır. İkincisi ise kar paletleridir (Young, 1978; Nelson, 1976). Yapılan gözlemsel çalışmalar süper soğumuş su damlacıklarından veya buz parçacıklarından oluşan dolu tanelerini gelişmesinin diğerine nazaran daha hızlı ve etkili olduğunu göstermiştir.

Dolu tanesinin büyüklüğü ile ilgili ilk ciddi gözlem ve rapor çalışması 1925 yılında Almanya’da yapılmıştır. Talman tarafından rapor edilen dolunun çeşitli noktadaki çap değerleri 26, 14 ve 12 cm olarak ölçülmüştür. Ağırlığı ise 2.04 kg olarak kaydedilmiştir. Daha sonraki yıllarda çevresi 40 cm’den daha büyük, ağırlıkları 500 gr’dan daha fazla olan dolu taneleri dünyanın çeşitli yerlerinde gözlenmiştir. Bunlardan en önemlilerinden birisi 3 Eylül 1970 yılında Coffeyville, Kansas (ABD)’da gözlenendir (Şekil 1). Ağırlığı 766 gr, çevresi ise 44 cm’dir. Daha önceki sayfalarda da dolu çapı ve dolu ağırlığı ile ilgili değerler verilmiş olup, bu kayıtlar günümüze daha yakın bilgileri içermektedir. Bu sayfadaki kayıtlar ise kronolojik olarak daha eski tarihleri içermektedir. Dolu tanesinin büyümesinde ve gelişmesinde yer seviyesinden yukarı doğru kuvvetli hava hareketlerinin rolü çok büyüktür. Bu durum meydana gelen kararsızlık olayı ile açıklanabilir. Bu nedenle, çalışmamızda kararsızlığa özel bir önem verilmiştir.

Dolunun şekli, küçük çaplarda genellikle küreseldir. Ancak dolunun çapı büyüdükçe dolunun şekli değişir ve ilginç şekiller alabilir (Şekil 2). Şekil 2’de görüleceği gibi yuvarlak çıkıntılı bir görünüm arz edebilir. Yapılan çalışmalar, dolu tanesinin yapısının geliştiği ve meydana geldiği basınç seviyesindeki meteorolojik koşullarla yakından ilişkili olduğunu göstermiştir (Carte ve Kidder, 1966, 1970). Dolu tanesinin büyüklüğü, şekli, çekirdek yapısı, ilgili basınç seviyesindeki ısı değişimi, nemlilik ve kararsızlıkla yakından ilgilidir.



**Şekil 1.** 3 Eylül 1970 yılında Coffeyville, Kansas (ABD)’da yağan dolu tanesi.



Şekil 2. Değişik şekillerde dolu taneleri.

Dolu tanesinin düşme hızı verdiği zarar bakımından son derece önemlidir. İri dolu taneleri otomobil, bina gibi pek çok yapıya büyük zararlar verebilir. Kabaca, bir dolu tanesinin düşme hızı, yukarı doğru olan hava hareketinin şiddetinin bir fonksiyonu olarak tanımlanabilir. Bu nedenle, atmosferik kararsızlık ve bu kararsızlığın şiddetinin belirlenmesi son derece önemlidir. Kuvvetli kararsızlık, dolu tanesinin gelişmesine katkıda bulunacak ve bu katkı gelişmiş dolu tanelerinin hava direncini kolaylıkla yenmesini sağlayacaktır. Dolu tanesinin düşerken ulaşabileceği limit hız değeri taneciğin ağırlığıyla, dolayısıyla tanecik büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Limit hız eşitliği şu şekildedir:

$$V^t = (2 * W / C * \rho * A)^{1/2}, \text{ dir.}$$

Eşitlikte,

$V^t$ , dolu tanesinin düşerken erişebileceği limit hız değeridir.

$W$ , dolu tanesinin ağırlığıdır.

$C$ , havanın direnç katsayısıdır.

$\rho$ , havanın ortalama yoğunluğudur.

$A$ , dolu tanesinin havaya temas eden alanıdır.

Eşitlikte yer alan havanın direnç katsayısı biraz tartışmalıdır. Bu katsayı havada yol alan dolu taneciklerinin fiziksel yapısı ve şekli ile yakından ilgilidir. Ayrıca dolu

tanenin havaya temas eden ve bir paraşüt gibi düşmesini engelleyen havayla temas alanı da önemlidir. Ancak temas alanının fiziksel etkisi taneciğin ağırlık etkisine nazaran çok daha az olacaktır. Eşitlikten bir dolu **tanenin limit hızının yüksek** olması için **çapının büyük olması** sonucu çıkar. Bu nedenle, dolu analiz çalışmasında dolu taneciğinin çapının hesaplanması çok önemlidir. Bu çalışmada bununla ilgili olarak “Fawbush-Miller Hail Forecast” metodu detaylı olarak açıklanmıştır. Bu metot yardımıyla atmosferde meydana gelebilecek dolu potansiyeli ve buna bağlı olarak dolu çapı hesaplanabilmektedir. Dünyanın çeşitli bölgelerinde sık sık rastlanan 1 cm çapındaki tipik bir dolu tanenin düşme hızı 14 – 15 m/sn civarındadır. Bu düşme hızından dolayı meydana gelen kinetik enerji oldukça büyüktür. Bundan dolayı dolu tanesi hasar verici etkiye sahip olabilir. İri bir dolu tanenin hızı 45 m/sn’ye kadar ulaşabilir.

#### **4. ORAJ VE DOLU OLUŞUMU İLİŞKİSİ**

Dolu yağışı oraj hadisesi esnasında meydana gelen bir yağıştır. Ancak 1800’lü yıllardan bu tarafa yapılan gözlem ve araştırmalar meydana gelen her oraj hadisesinde dolu yağışına rastlanılmayacağını ortaya koymuştur. Dolu, orajın mutlak bir ürünü değildir. Fakat dolu yağışı orajla birlikte meydana gelir. Burada şu soru akla gelebilir: Neden her oraj hadisesinde dolu yağmaz? Günümüzde bu alanda iki farklı görüş mevcuttur. Birincisi her oraj hadisesinin dolu oluşturmayacağı, dolunun oluşması için daha farklı meteorolojik durumların da olması gerektiğidir. İkinci görüş ise her oraj hadisesinde mutlaka dolunun meydana geldiği ancak yere düşene kadar çeşitli meteorolojik etkiler sonucunda dolu tanenin eridiği yönündedir. Fakat oraj bulutlarına uçaklarla yapılan pek çok dalış çalışmaları ikinci görüşün mutlak doğru olduğunu kanıtlayamamıştır.

Sinoptik olarak bir bölgede dolu yağışından söz edilebilmesi için o bölgede yerde dolu taneciklerinin düştüğünün rapor edilmesi gerekmektedir. Durum böyle olunca, yukarı seviyelerde meydana gelen ancak yerde rapor edilemeyen dolu yağışı sinoptik olarak geçerli sayılmayacaktır. Byers ve Braham 1949 yılında yaptıkları çalışmada 812 orajdan sadece 51 tanesinde dolu gördüklerini rapor etmişlerdir.

Önceki bölümlerde dolunun coğrafi durumla yakından ilişkili olduğu belirtilmişti. Bir istasyona oraj hadisesi sırasında ya yağmur ya da dolu düşecektir. Bu durumla ilgili dolu yağın gün sayı (dygs) ile yağmur yağın gün sayısı bulunup, daha sonra (dygs/yygs) oranı hesaplanmalıdır. Bulunan bu oran, ilgili istasyonun oraj durumundaki coğrafi özelliklerini de otomatik olarak içerecektir. Oran sayesinde olası bir oraj durumunda istasyona dolu yağma ihtimali kolaylıkla hesaplanabilir. Bu başlı başına bir araştırma çalışması olduğu için çalışmada Türkiye Sinoptik İstasyonlarına ait dygs/yygs oranları hesaplanmamıştır.

Kuvvetli kararsızlıktan dolayı oraj hadisesinde, yer seviyesine yakın seviyelerde mutlaka ani gelişen kısa süreli kuvvetli rüzgârlar (hamle) meydana gelecektir. Dolu yağışının zarar verici etkisi kuvvetli rüzgârlar durumunda ve düşey mesafedeki kuvvetli rüzgâr değişimi (wind shear) durumunda artacaktır. Bununla birlikte yer ve yere yakın seviyelerde meydana gelen kuvvetli rüzgâr ve rüzgâr değişimi (wind shear), dolu oluşumuna ve gelişimine katkıda bulunacaktır. Bu nedenle, çalışmada önemli bir rüzgâr değişimi (wind shear) ve rüzgâr parametresi olan Storm Relative Helicity (SRH), dolulu gün periyodunda detaylı olarak incelenmiştir. Changnon 1973'te yaptığı bir çalışmada dolu yağışının ortalama %60'nın kuvvetli rüzgârla birlikte meydana geldiği ortaya koymuştur. Bu oran, dolunun kuvvetli rüzgârla birlikte meydana gelmesi bakımından dikkate değerdir.

## **5. DOLU YAĞIŞI SIRASINDAKİ GENEL SİNOPTİK DURUM**

### **5.1. Dolu Mikrofiziği**

Dolu tanesi, bulut içerisindeki donma seviyesinin altında, aşırı soğumuş su damlacıklarının ve buz kristallerinin kuvvetli yukarı doğru hareketleri (aşırı kararsızlık) durumunda meydana gelmektedir. Bu durumda, bulut içerisindeki aşırı soğumuş su damlacıkları ve buz kristalleri dolu çekirdeği görevi görür. Buradan şu sonuç çıkar: Dolu tanesinin oluşabilmesi için bulut oluşumu (kritik nemlilik olan %70'in üzeri), kritik sıcaklık (0°C'nin altı) ve kuvvetli kararsızlık genel koşullarının olması gerekir.

Dolu oluşumunda bulut içerisindeki aşırı soğumuş sıvı su içeriği (Liquid Water Content, LWC) kritik bir öneme sahiptir. LWC adyabatik yöntemlerle hesaplanabilir veya çeşitli yöntemlerle gözlemlenebilir. Adyabatik olarak hesaplanan LWC, gözlemlenen LWC'den %30 – %40 daha fazla olabilir. Bu yüzden modeller yardımıyla hesaplanan LWC değerlerinde bu durumun göz önünde bulundurulması gerekir. Bu yavaş gelişme için bulut içerisinde sıvı suyla birlikte buz kristallerinin bulunması gerekir. 0°C ile –40°C arasında bulut içerisinde aşırı soğumuş su damlacıklarıyla birlikte buz kristalleri bulunur. Bu sıcaklık aralığı dolu gelişimi için idealdir. –40°C'den daha düşük sıcaklıklarda bulut içerisinde sıvı su olmayacak, tamamıyla buz yapısı olacaktır. Bu durum da dolu gelişimini engelleyecektir. 0°C'nin üzerindeki sıcaklıklarda dolu tanecikleri erir. Bu yüzden 0°C izotermine rastlanılan ilk seviyenin (donma seviyesi) yerden yüksekliği oldukça önemlidir.

$$\frac{dD}{dt} = \frac{V_t E_w LWC}{2\rho_i}$$

Burada,

$D$  : Dolunun çapı

$V_t$  : Dolunun ortalama düşme hızı

$E_w$  : Dolu damlacıklarının bulut içerisindeki birikme durumu (collection efficiency).

$LWC$  : Adyabatik sıvı su içeriği (Liquid Water Content).

$\rho_i$  : Dolu tanesinin ortalama yoğunluğu.

Yukarıdaki formül oldukça teorik bir formüldür ve laboratuvar çalışmalarında kullanılabilir. Formül doğrultusunda bir dolu tanesinin çapının, 10 dakikalık bir zaman zarfında 0.5 cm'den 3 cm'ye çıkması için 5 g/m<sup>3</sup> LWC değeri gerekmektedir. 20 dakikalık bir zaman zarfında ise 2.5 g/m<sup>3</sup> LWC değeri gerekmektedir (Julian Charles Brimelow, Numerical Modelling of Hailstone Growth in Alberta Storms, 1999, page 8, paragraph 2)



Buradan, dolu oluşumu için gerekli olan kararsızlık şartlarında oraj bulutu içerisinde LWC değeri arttıkça, dolu gelişimi hızla artacaktır. Modellerden elde edilen LWC değerleri ve haritaları sinoptik olarak dolu alanlarındaki gelişme için önemli bir parametredir. Bu durum dolu tahmininde göz önünde bulundurulmalıdır.

## **5.2. Dolu Gelişim Sıcaklığı ve Dolu Gelişim Seviyesi (HGZ)**

Uzun yıllar yapılan modelleme ve dolu tanesinin izotop analizi çalışmaları dolunun gelişebilmesi için gerekli olan ortam sıcaklığı hakkında pek çok sonuçların ortaya çıkmasını sağlamıştır (English, 1973; Browning, 1977; Nelson, 1983; Foote, 1984; Miller, 1988). Yapılan bu çalışmalarda dolunun gelişmesi için ideal bulut sıcaklığının  $-20^{\circ}\text{C}$  ile  $-40^{\circ}\text{C}$  arasında olması gerektiği sonucuna varılmıştır. Konvektif bulut içerisindeki  $-20^{\circ}\text{C}$  ile  $-40^{\circ}\text{C}$  sıcaklık aralığının görüldüğü yükseklikler ideal dolu oluşma bölgeleridir (Hail Growth Zone, HGZ).

HGZ'nin görüldüğü yüksekliklerde dolu gelişiminin uygun olmasının başlıca üç nedeni vardır. Birincisi LWC bu sıcaklık aralıklarının görüldüğü seviyede maksimum değer alır. İkincisi  $-20^{\circ}\text{C}$  ile  $-40^{\circ}\text{C}$  sıcaklık aralığı donma için ideal bir sıcaklık aralığıdır ve kuvvetli ısı kaybıyla birlikte dolu tanesinin donması kolayca gerçekleşecektir. Üçüncü neden ise bu sıcaklık aralığında buz kristalleriyle aşırı soğumuş su damlacıklarının birlikte bulunmasıdır.

Sinoptik olarak herhangi bir bölge üzerinde kararsızlığa bağlı olarak konvektif bulut gelişimi tespit edilmiş ise,  $-20^{\circ}\text{C}$  ile  $-40^{\circ}\text{C}$  sıcaklık aralığının görüldüğü yükseklik (HGZ) dolu gelişimi bakımından oldukça önemlidir. Bu durum, radar tarama stratejisi bakımından dikkate değerdir.

## **5.3. Dolu Gelişimindeki Fırtına Özelliği**

Meydana gelen kararsızlık ve bu kararsızlığa bağlı olarak gerçekleşen fırtınanın bazı karakteristik özelliklerinin dolunun oluşumuna ve gelişimine katkısı büyüktür. Dolu

oluşumunda HGZ tabakasının kalınlığı önemlidir. Bu tabaka ne kadar kalın ise dolu tanelerinin gelişimi o denli kuvvetli olacaktır. Uygun HGZ kalınlığında, kararsızlığa bağlı olarak konvektif bulut içerisindeki yukarı doğru hava hareketinin hızı dolu oluşum hızını kolaylaştıracaktır. Yine, yukarı doğru hava hareketi dolunun konvektif bulutun örs şeklindeki kısmından yere doğru atılmasını da kolaylaştıracaktır (Browning, 1977). Yukarı doğru zayıf olan hava hareketliliğinde dolu taneleri zamanından önce (gelişimini tamamlamadan) doğrudan bulunduğu yerden yere doğru düşecektir. Yaklaşık olarak 2 cm çapındaki dolu tanelerinin oluşabilmesi için HGZ seviyesindeki yukarı doğru hava hareketinin hızı 25 m/sn'yi aşmalıdır.

#### **5.4. Dolu Gelişiminde Atmosferdeki Termal Tabakalaşma Durumu**

Meydana gelen kuvvetli kararsızlık ve oraj durumunda dolu yağışının olmamasının en önemli nedeni, yer seviyesine yakın seviyelerdeki hava sıcaklığı ve donma seviyesinin yüksekliğidir. Donma seviyesi yer seviyesinden ne kadar yüksekte ise dolu taneleri donma seviyesinden yere düşene kadar geçen sürede eriyecek ve yer seviyesine yağmur olarak düşecektir (Shands, 1944).

Dolu oluşumunda etkili bir başka durum da dolunun beklenildiği konvektif bulutun taban ve tepe sıcaklıkları arasındaki fark değeridir. Burada HGZ seviyesi de göz önünde bulundurulmalıdır. Bulutun içerisindeki yukarı doğru hava hareketi bulut taban ve tepe sıcaklıkları arasındaki farkla doğru orantılıdır.

Atmosferin düşey termal durumunun iyi bir şekilde analiz edilebilmesi için geliştirilen kararsızlık indekslerinin dolu yağışı sırasındaki kritik değerleri oldukça önemlidir. Bu konu çalışmamızın esasını teşkil etmektedir. Çalışmamızda Türkiye Ravinsonde istasyonlarında meydana gelen dolu yağışı sırasındaki kritik kararsızlık indeks değerleri hesaplanmıştır.

Atmosferde meydana gelen kararsızlığın sadece dolu yağışı bakımından ilk kez incelenmesi 1972 yılında Miller tarafından yapılmıştır. Bu çalışma iki farklı teknik

içeriyordu. Bu tekniklerden ilki, ıslak termometre sıcaklığının 0°C'ye düştüğü yüksekliğin tespit edilmesidir (height of wet-bulb zero, WBZ). WBZ, meydana gelen bir kararsızlık durumunda iki temel meteorolojik olayın göstergesidir. Birincisi, bulut içerisinden düşen dolu taneleri yere doğru olan mesafede WBZ seviyesinin altında erimeye başlamasıdır. Bu nedenle, **WBZ dolunun erimesi bakımından en kritik yüksekliktir.** İkincisi ise; WBZ, atmosferde meydana gelen kararsızlık durumunda yukarı doğru hava hareketlerinin başladığı yükseklik olarak değerlendirilmesidir. Morgan 1970 yılında yaptığı çalışmada, WBZ'nin yer ve yerin hemen üzerindeki (örneğin; kışın 100 hpa, yazın 150 hpa) homojen nemlilik tabakasındaki ortalama karışma oranıyla oldukça bağlantılı olduğunu ortaya koymuştur. Bu durum meydana gelebilecek bir kuvvetli kararsızlık durumunda dolu potansiyeli bakımından oldukça önemlidir.

Atmosferde herhangi bir basınç seviyesinde elde edilen ıslak termometre sıcaklığı, o seviyedeki nemlilikle doğrudan ilgilidir. En pratik yaklaşımla, ıslak termometre sıcaklığı düştükçe, çevre atmosferdeki nemlilik azalır. Buna göre eğer WBZ değeri zamanla yere doğru yaklaşıyorsa, orta troposferde nemlilik giderek azalıyor demektir. Dolayısıyla WBZ seviyesinde buharlaşma ve buharlaşmaya bağlı olarak kütle kaybı söz konusudur, yani kısmi bir diverjans durumundan söz edilebilir. Bu durumda, kaybolan kütlelerin yerini çevre atmosferden yeni kütleler alır. Orta troposferde, diverjans sonucu kaybolan kütlelerin yerine çevreden hava akımı olması nedeniyle yer seviyesinde kuvvetli rüzgârlar (hamle) meydana gelir. Dolu yağışı için gerekli olan kritik orta troposferik nemlilik ve diverjansla boşalan havanın yerine çevreden hava akımı olması nedeniyle, yukarı doğru hava hareketinin ciddi bir göstergesi olan WBZ, dolu analiz çalışmalarında en önemli parametrelerden birisidir.

Miller'in 1972 yılında yaptığı çalışma, ikinci teknik olarak -5°C ile -10°C sıcaklık aralığının görüldüğü tabakayı HGZ olarak tanımlaması esasına dayanmaktadır. Miller bu tabakalardaki düşey hız ve konverjans değerlerini hesaplamıştır. Bu değerlerin kritik bir eşik olabileceğini düşünmüştür. Bu yöntem, günümüzdeki çeşitli sayısal modellerdeki bulut parametrizasyonunda kullanılmaktadır. Ancak yaygın bir kullanım durumu yoktur.

Vogel (1974) St. Lois için yaptığı çalışmada dolu yağışının meydana geldiği sinoptik modelleri sınıflandırmıştır. Bu sınıflandırma aşağıdaki tablodadır.

**Tablo 1.** Değişik sinoptik model türlerine göre dolu frekansı  
(URL 13, <http://www.isws.illinois.edu/pubdoc/b/iswsb-61.pdf>, sayfa 50)

<b>Sinoptik Model</b>	<b>Dolu Yağış Yüzdesi</b>
Squall Hattı	44
Squall Alanı	21
Soğuk Cephe	15
Sıcak Cephe	10
Alçak Basınç Merkezleri	5
Duralar Cephe	3
Hava Kütleleri	3

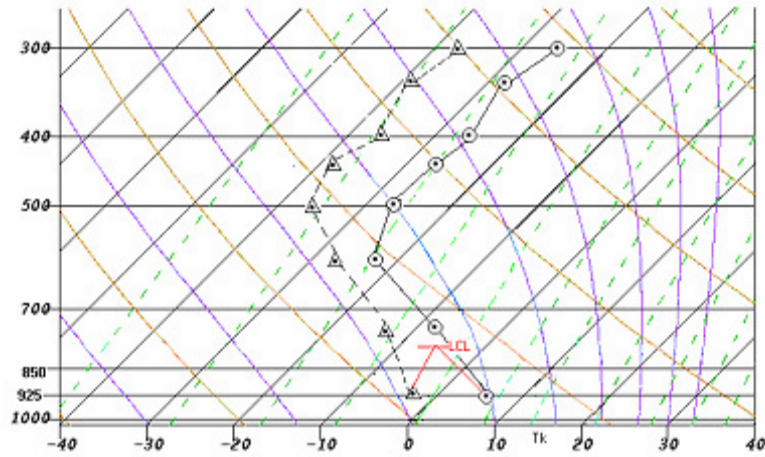
Vogel'in sınıflandırmasından Squall alanlarının ve hatlarının soğuk cepheyle birlikte dolu oluşumunun temel sinoptik modelleri olduğu kolaylıkla görülebilir. Söz konusu üç sinoptik modelin toplam yüzdesi 80'dir. Bu nedenle, dolu oluşumunun temeli olan bu üç sinoptik modelin gelişiminin ve etkinliğinin tespit edilmesi dolu tahmin ve analizi için son derece önemlidir.

### **5.5. Parsel Metodu, LCL, CCL ve Konvektif Sıcaklık Dolu İlişkisi**

Parsel metoduna girmeden önce, adyabatik sistem ve adyabatik işlem hakkında bilgi vermek doğru olacaktır. Dışarıdan ısı alışverişi olmayan sistemlere adyabatik sistem, adyabatik sistemlerde meydana gelen hava parselinin alçalma ve yükselmesi gibi işlemlere de adyabatik işlem adı verilir. Meteorolojide yaygın olarak kullanılan adyabatik işlemler, kuru ve nem adyabatik işlemlerdir. Kararlılık ve kararsızlık analizlerinde kuru ve nem adyabatik sistemlerde meydana gelen düşey hava hareketlerinin incelenmesi önemlidir. Bu incelemenin temeli, hava parselinin yükselmesiyle meydana gelen gerçek (aktüel) sıcaklık gradyanı değerinin kuru ve nem adyabatik sıcaklık gradyanı değeriyle karşılaştırılması esasına dayanır. Kuru adyabatik sıcaklık gradyanının sayısal değeri  $-0.98^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 'dir ve bu değer atmosferin her tarafında sabittir. Nem adyabatik sıcaklık gradyanı atmosferdeki nem miktarı ve buna bağlı olarak ortaya çıkan gizli ısıyla orantılıdır. Bu nedenle nem adyabatik sıcaklık

gradyanı herhangi bir seviye için basınç ve sıcaklık değerine göre değişim gösterir ve sabit değildir; ancak ortalama değer olarak  $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  değeri kullanılabilir. Orta troposferde meydana gelen gerçek sıcaklık gradyanı  $-0.6^{\circ}\text{C}$ 'den daha az ise havanın kararlılığından,  $-0.6$  ile  $-0.98^{\circ}\text{C}$  arasında ise şarta bağlı kararsızlıktan ve kararsızlıktan,  $-0.98^{\circ}\text{C}$ 'nin üzerindeyse mutlak kararsızlıktan söz edilebilir.  $-0.98^{\circ}\text{C}$ 'nin üzerindeki sıcaklık gradyanı **Süper Adyabatik Sıcaklık Gradyanı** olarak tanımlanır. Orta troposferde; Süper Adyabatik Sıcaklık Gradyanı durumunda şiddetli ve aşırı hava olaylarının gelişmesi kesin gibidir.

Yükselme ile meydana gelen yoğunlaşma seviyesi (LCL), bir hava parselinin (doymamış adyabatik sistem) kuru adyabatik olarak yükseldiği zaman, yoğunlaştığı (su buharının su damlacıkları haline gelmeye başladığı) seviyeye denir. Atmosferde, herhangi bir basınç seviyesinden itibaren LCL seviyesi bulunabilir. Bu durumda, ilgili seviyeden itibaren adyabatik sistem oluşturulmuş olur. LCL seviyesini bulma işlemi de adyabatik bir işlemdir.

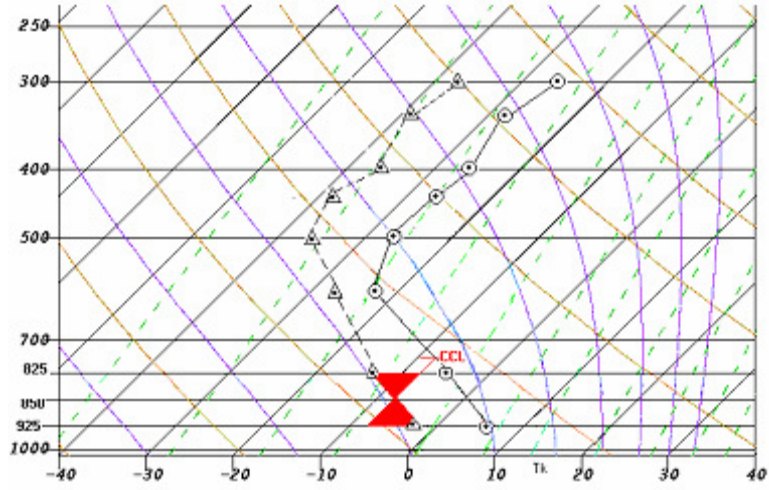


**Şekil 3.** LCL Seviyesi

LCL seviyesi farklı yöntemlere göre tespit edilebilir. Sadece yer seviyesindeki çiğ noktası (işba) sıcaklığına göre LCL seviyesi bulunabilir veya yer ile hemen üzerindeki tabakadaki (örneğin, yerin hemen üzerindeki 100 hpa kalınlığına sahip tabaka) ortalama çiğ noktası sıcaklığına göre de LCL seviyesi tespit edilebilir. Belirli bir tabaka kalınlığı kullanılarak hesaplanmış olan LCL seviyesi analiz için daha kullanışlıdır. Her ne şekilde tespit edilirse edilsin, LCL seviyesi yer ve yere yakın seviyedeki nemliliğin

önemli bir göstergesidir. Herhangi bir bölgede, belirli bir zaman periyodunda, LCL seviyesi zamanla düşme eğilimine girmişse o bölgede yer seviyesine doğru bir nem gradyanından bahsedilebilir. Ters durumda, yükselme eğilimi mevcut ise kuru hava şartlarından bahsetmek doğru olacaktır. Şekil 3’de, LCL seviyesi ve çevre atmosfer durumu görülmektedir. Şekil 3’den LCL seviyesine kadar teorik olarak oluşturulan hava parselinin çevre atmosfere göre daha kararlı olduğu görülebilir. LCL seviyesinde kararlıdır. Buradan şöyle bir sonuç çıkar: LCL seviyesine kadar olan mesafede, parsel için kuru adyabatik sıcaklık gradyanı değerine yakın ve daha yüksek bir değer tespit ediliyorsa, bu durumda yer ile LCL seviyesi arasında kararsızlıktan bahsedilebilir. Kararsızlık, LCL seviyesinin üzerinde de devam ediyorsa bu durum dolu oluşumuna temel hazırlayabilir. Kararsızlık bakımından LCL seviyesi sıcaklığı ve çevre atmosfer sıcaklığının kıyaslanması önemlidir. Çevre atmosfer sıcaklığı zamanla LCL seviyesi sıcaklığına yaklaşıyorsa yer ile LCL seviyesi arasında kararsız yapıdan, LCL seviyesi sıcaklığından daha büyük olacak şekilde zamanla artıyorsa kararlı yapıdan söz edilebilir. Dolu oluşumunda yer seviyesinden itibaren meydana gelen kararsızlık çok önemlidir. LCL seviyesi ve bu seviyenin sıcaklığı yerden itibaren oluşan kararsızlık mekanizmasına ışık tutmaktadır.

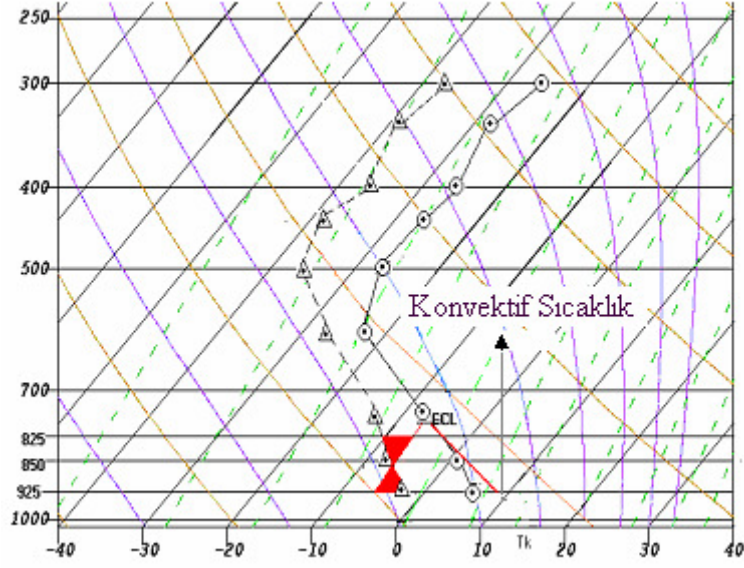
Çok çeşitli etkiler sonucunda yükselen hava parsellerinin doymuş hale gelebilmeleri için soğumaları gereken seviyeye konvektif yoğunlaşma seviyesi (CCL Convective Condensation Level) denir. CCL seviyesi de herhangi bir basınç seviyesinden itibaren bulunabilir. LCL seviyesinde olduğu gibi adyabatik işlem ve adyabatik sistem ilişkisi CCL seviyesi için de geçerlidir. Yer seviyesinden itibaren meydana gelen herhangi bir kararsızlık durumunda ve yeterli nemlilikte CCL seviyesinde kümüliform tipi bulutlar meydana gelir. CCL seviyesi, yer ve yere yakın tabakalardaki nemlilik bakımından ve kararlılık – kararsızlık bakımından LCL seviyesi gibi değerlendirilebilir. Dolunun meydana geldiği kuvvetli kararsızlık durumlarında CCL seviyesi LFC (Serbest Konveksiyon Seviyesi, Level of Free Convection) seviyesine çok yaklaşır ve CCL ile LFC biri birinin yerine kullanılabilir. LFC seviyesi kararsızlığın başladığı en alt tabakadır ve bu yüzden bu çalışmada CCL yerine olan LFC seviyesi dolu oluşan günlere göre değerlendirmeye alınmıştır.



Şekil 4. CCL Seviyesi

CCL seviyesi zamanla yere doğru yaklaşıyorsa ve parsel metoduna göre yapılan analizlerde CCL seviyesine kadar kararsızlık varsa, bu durumda CCL seviyesinin hemen üzerinde konvektif bulutlar oluşacaktır. Böyle durumlarda LCL seviyesi ile CCL seviyesi arasındaki fark değeri analiz bakımından ön plana çıkar. CCL seviyesine kadar olan mesafe kararsız bir tabakaysa, yeterli nemlilik mevcutsa, zamanla CCL seviyesi LCL seviyesi ile birlikte yere doğru yaklaşıyorsa ve iki seviye arasındaki fark zamanla azalıyorsa gelişen ve önemli olan bir kararsızlıktan bahsetmek çok doğru olacaktır. Çalışmamızda CCL seviyesi yerine daha somut değerlendirme yapılabilecek olan LFC seviyesi kullanıldığı için bu değerlendirmeler LFC seviyesine göre yapılmıştır.

Konvektif sıcaklık (Şekil 5), havadaki konvektif faaliyetlerin başlayıp başlamayacağını analiz ederken herhangi bir seviyedeki (örneğin; yer seviyesi) hava sıcaklığıyla karşılaştırılan referans sıcaklıktır. Hava sıcaklığı konvektif sıcaklığa yaklaştığı zaman, havadaki kararsızlık ve dikey faaliyetler artar. Konvektif sıcaklık hava sıcaklığından fazla olursa dikey faaliyetler kaçınılmazdır.



**Şekil 5.** Konvektif Sıcaklık

### **5.6. CAPE (Convective Available Potential Energy), CIN (Convective Inhibition), LFC ( Level of Free Convection) ve EL (Equilibrium Level)**

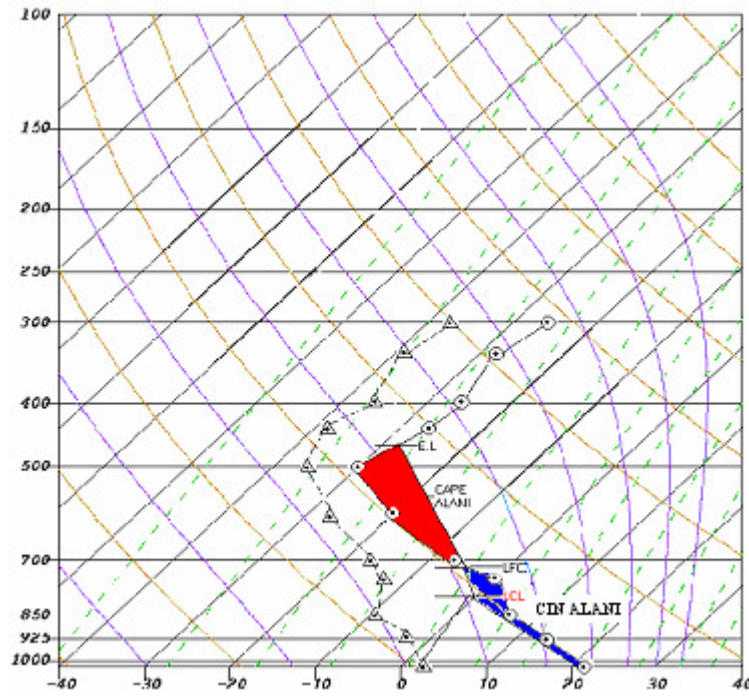
Skew T – Log P diyagramında çizilen sıcaklık eğrisi ve çığ noktası sıcaklık eğrisi çevre atmosferi temsil eder. Hava parselini ise diyagram üzerinde bir takım yöntemlerle oluşturulan adyabatik işlemler temsil eder (örneğin, LCL seviyesinin bulunması, LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlara paralel olarak istenilen herhangi bir seviyeye çıkılması ve CCL seviyesinin bulunması gibi). Parsel metodunda çeşitli yöntemlerle oluşturulmuş hava parselinin çevre atmosferle durumuna bakılır. Eğer hava parseli çevre atmosferden daha sıcaksa hava kararsız, daha soğuksa hava kararlıdır.

Şekil 6’da temsili olarak sıcaklık eğrisi ve çığ noktası eğrisi çizilmiştir. Bu eğriler çevre havayı temsil etmektedir. Bununla birlikte, yer seviyesinden itibaren bir hava parseli oluşturmak için adyabatik işlem uygulanmıştır. Bunun için, yerden itibaren LCL seviyesi bulunmuş ve LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlara paralel olarak atmosferin orta seviyelerine doğru çıkılmıştır. Parselin yer seviyesinden LCL seviyesine kadar olan hareketi sırasında hava parseli çevre atmosferden daha soğuktur. Bu durum Şekil 6’da görülmektedir. LCL seviyesinden LFC seviyesine kadar nem adyabatik işlem sırasında hava parseli çevre atmosferden soğuktur. Yer seviyesinden LFC seviyesine kadar olan mesafede sıcaklık eğrisiyle parsel eğrisi arasında kalan mavi boyalı alan,



Negatif Enerji Alanı CIN olarak adlandırılır ve bu alanın büyüklüğü ile söz konusu seviyedeki hava parselinin kararlılığı doğru orantılıdır.

LFC seviyesinde hava parseli ile çevre atmosferin sıcaklıkları birbirine eşit olur. Yükselmesine devam eden hava parseli LFC seviyesinin hemen üzerinde EL Seviyesine kadar çevre atmosferden daha sıcak olur. Hava parseli ile çevre atmosfer sıcaklık eğrisi arasında bir alan oluşur. Bu alan Şekil 6'da kırmızı olarak gösterilmiştir. Burası atmosferik kararsızlık bakımından Pozitif Enerji Alanı olarak tanımlanır. Atmosferde meydana gelebilecek kararsızlık durumu, bu alanın büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Bu alan ne kadar büyükse kararsızlık o kadar kuvvetlidir ya da ne kadar küçükse atmosferde oluşacak kararsızlık o kadar küçüktür. Bu alana, CAPE alanı adı verilir.



Şekil 6. CAPE, CIN ve LFC

CAPE ve CIN alanları, atmosferde meydana gelen kararsızlığın tanımlanmasında son derece önemlidir ve günümüzde modellerde yaygın olarak kullanılmaktadır. CAPE ve CIN alanlarının birimi Joule/kg'dır. Dolu oluşumu bakımından CAPE, CIN, LFC ve EL değerleri son derece önemlidir. Çalışmada dolu meydana gelen günlere ait kritik değerler hesaplanmış ve değerlendirilmiştir.

CAPE ve CIN değerleri adyabatik olarak şu şekilde hesaplanabilir:

$$CAPE = \int_{Z_{Lfc}}^{Z_{EL}} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} dz$$

$$CIN = \int_{Z_{yer}}^{Z_{Lfc}} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} dz$$

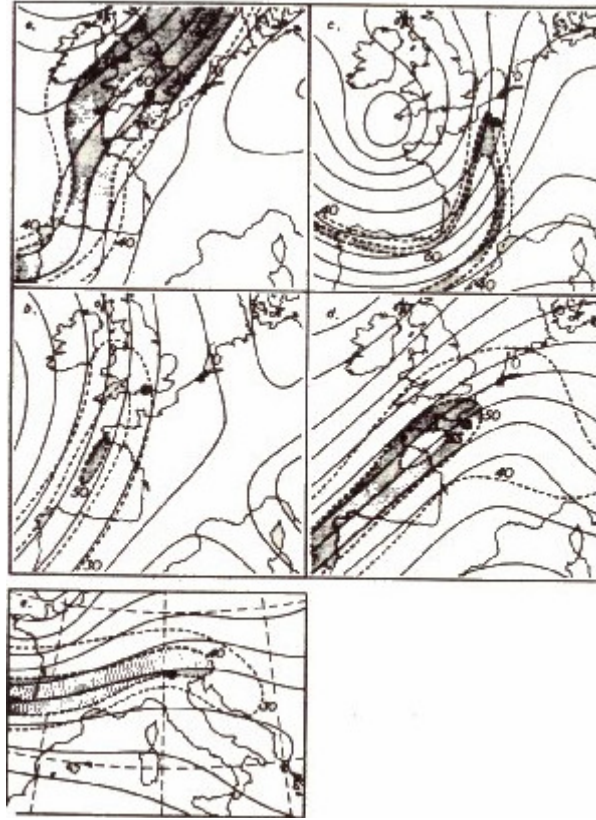
Formüllerde  $T_v$  parsel sıcaklığını,  $T_{v0}$  ise çevre atmosfer sıcaklığını gösterir.

## 6. DOLU RÜZGÂR İLİŞKİSİ

Dolu yağışının rüzgârla olan ilişkisini ilk defa 1960 yılında Dessens ortaya koymuştur. Dessens, hipotezinde üst troposferde meydana gelen kuvvetli rüzgârların dolu fırtınasına sebep olduğunu vurgulamıştır. Sonraki yıllarda yapılan bazı araştırmalarda dolu – rüzgâr ilişkisi konusunda çeşitli çelişkili sonuçlar elde edilmişe de, hâkim düşünce orta ve üst troposferde meydana gelen rüzgârların ve bu rüzgârlara bağlı olarak oluşan rüzgâr değişimlerinin (wind shear) şiddetli fırtınalara sebep olduğudur. Üst ve orta troposferdeki kuvvetli rüzgârlar jet akımlarıyla yakından ilişkilidir ve ilgili hava kütesinin içerisinde meydana gelen düşey akımların şiddeti bu rüzgârlara bağlıdır. Dolayısıyla bu durum hava kütesinin kararsız yapısıyla da ilişkilidir. Longley ve Thompson (1965) Alberta için yaptıkları çalışmada 500 hpa seviyesinde meydana gelen kuvvetli rüzgârların dolu oluşumuyla ilişkisini ortaya koymuşlardır.

Fawbush ve Miller 1953’de yaptıkları araştırmalarda orta troposferde rüzgâr hızının 35 knot’ı aştığı zamanlarda tornado meyilli fırtınaların oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Bunun dışında, Darkow ve Fowler 1971 yılında çeşitli bölgelere ait yüksek atmosfer gözlemlerini incelemiş ve tornado/dolu ile kuvvetli rüzgârlar arasındaki ilişkileri ortaya koymuşlardır.

Meydana gelen fırtınaların ve dolu fırtınalarının jet rüzgârlarıyla olan ilişkisini 1963 yılında yaptığı çalışmalarda Ludlam ortaya koymuştur. Şekil 7’de görülebileceği gibi Ludlam jet ekseninin antisiklonik dönüş yaptığı bölgelerde kuvvetli fırtınaların geliştiğini tespit etmiştir. Şekil 7’deki koyu alanlarda fırtınalar tespit edilmiştir. Üst troposferde oluşan jet rüzgârlarının etkisiyle 500 hpa seviyesinde ve alt troposferde kuvvetli rüzgâr değişimleri (wind shear) meydana gelebilmektedir. Bu da yer ile orta troposfer arasında dolu fırtınası sırasında meydana gelen rüzgâr değişimleri (wind shear) ne derece önemli olduğunu açık bir şekilde göstermektedir.



**Şekil 7. Jet ve Fırtına İlişkisi**

Fırtına durumundaki dinamik olarak gerçekleşen kararsızlıktan dolayı düşey hareketler kaçınılmaz olarak artacaktır. Bununla birlikte, oluşan adyabatik sisteme çevre atmosferden katılımlar olacak, bu durum da yatay mesafede özellikle yere yakın seviyelerde rüzgârın kuvvetlenmesine neden olacaktır. Bu olay tipik bir konverjansdır.

Konverjans etkisiyle yer ve yere yakın seviyelerde kuvvetli rüzgâr değişimleri (wind shear) ve hamleli rüzgârlar meydana gelir. Bu durumda oluşan rüzgâr etkisinin mutlaka hesaba katılması gerekir.

Çalışmada fırtına ve dolu fırtınası bakımından önemli olan rüzgâr parametrelerinin dolu oluşan günlerdeki kritik değerleri hesaplanmıştır. Kullanılan rüzgâr parametreleri şunlardır: Yer ile 3 km seviyesindeki ortalama rüzgâr değişimleri (wind shear), yer ile 3km arasındaki Storm Relative Helicity (SRH), Bulk Richardson Number (BRN) ve Energy Helicity Index (EHI). Çalışmada söz konusu parametrelerin dolu yağışı olduğu günlerdeki kritik değerleri hesaplanmıştır.

### **6.1. Storm Relative Helicity (SRH) Yer ile 3 km Seviyesindeki Ortalama Rüzgâr Değişimi (Wind Shear)**

Kuzey yarı kürede rüzgârlar, yer seviyesinden yukarı doğru çıkıldıkça batıya doğru dönmeye meylederler. Örneğin, yer seviyesinde kuzey doğulu ( $45^\circ$ ) olan rüzgâr yönünün yukarı çıkıldıkça yavaş yavaş batı yönüne doğru ( $270^\circ$ ) döndüğü farz edilsin. Rüzgâr şiddeti eğer fazlaysa bu dönüş sırasında kuvvetli rüzgâr değişimleri (wind shear) etkisi oluşacaktır. Storm Relative Helicity (SRH), bu dönüş etkisinin bir ölçüsüdür. Bu şekilde rüzgâr dönüşü genellikle kuvvetli kararsızlık ve oraj durumunda meydana gelmektedir. SRH değeri, hücrelerin ve tornadonun göstergesidir. Çalışmada 0 – 3 km yüksekliğine kadar olan mesafedeki SRH değerleri kullanılmıştır.

Kararsızlıkla birlikte, yatay vortisiti vektör değerinin büyük olduğu zamanlarda, ilgili istasyona doğru kuvvetli konverjans olacaktır. Düşey rüzgâr değişimi de kuvvetli olduğunda (yer seviyesine göre yatay hız vektörü ve fırtınanın genel hareket yön vektörü arasındaki fark) SRH de büyük olacaktır. Bütün bunların sonucunda orta troposferik kütle taşınımı, dolu oluşumuna büyük katkı sağlayacaktır.

SRH şu şekilde hesaplanır:

$$SRH = \int_0^h (V - C) \cdot w dz \quad [m^2/sn^2]$$

Formülde,

$h$ : 3 km seviyesini,

$V$ : Yer seviyesine göre yatay hız vektörünü,

$C$ : Fırtınanın genel hareket yönü vektörünü,

$w$ : Yatay vortisiti vektörünü,

$dz$ : Hesaplama aralık seviyelerini gösterir.

Formülden hesaplanan SRH değerlerine göre beklenen meteorolojik olaylar, Tablo 2’de verilmiştir.

**Tablo 2.** SRH Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar

<b>SRH=150</b>	<b>Süper Hücre Gelişimi İçin Başlangıç Değeri</b>
<b>150&lt;SRH&lt;299</b>	<b>Hafif Tornada İhtimali (F0 ve F1)</b>
<b>300&lt;SRH&lt;449</b>	<b>Orta Kuvvette Tornado İhtimali (F2 ve F3)</b>
<b>450&gt;SRH</b>	<b>Çok kuvvetli Tornado İhtimali (F4 ve F5)</b>

## 6.2. Bulk Richardson Number (BRN)

BRN, oluşan pozitif alanın (CAPE) yer ve yere yakın seviyelerdeki rüzgar değişimleri (wind shear) değerine oranıdır. BRN, oluşacak fırtınanın tipinin önemli göstergelerinden biridir. BRN şu şekilde hesaplanır:

$$BRN = \frac{CAPE}{\frac{1}{2} \overline{U}^2} \quad (\text{Birimi yok})$$

(URL 18, [http://en.wikipedia.org/wiki/Talk%3ABulk\\_Richardson\\_number](http://en.wikipedia.org/wiki/Talk%3ABulk_Richardson_number))

$CAPE$ : Oluşan pozitif enerji alanının değeri (J/kg).

$U$ : Yerden itibaren ilk 500 m’deki ortalama rüzgâr değeri ile 6000 m’deki ortalama rüzgâr değişimleri (wind shear) değeri (m/sn).

BRN değerinin 10'un altında olduğu durumlarda yer ve orta troposfer arasındaki rüzgâr değişimi (wind shear) kuvvetlidir. Pozitif enerji alanı ise nispeten daha küçüktür. Böyle durumlarda yatay konverjans değeri artacak, bununla birlikte yerden yukarı doğru kuvvetli hava hareketleri meydana gelecektir. Bunun sonucu olarak bulut gelişimleri olacaktır.

BRN değerinin 10 ile 45 arasında olduğu durumlarda süper hücre gelişiminin beklenilmesi olağandır.

BRN değeri 50'yi aşıyorsa, CAPE değeri rüzgâr değişimi (wind shear) değerine nazaran çok daha fazladır. Bu durumda sadece meydana gelen kararsızlığa bağlı düşey hareketler gelişecektir. Bu düşey hareketleri tetikleyebilecek ve artmasını sağlayacak rüzgâr değişimi (wind shear) değeri zayıf olacaktır. Bütün bunlara rağmen kuvvetli CAPE etkisinde çok hücreli yapıların oluşması mümkündür.

### **6.3. Energy Helicity Index( EHI)**

EHI, CAPE ve SRH'n fonksiyonu olarak geliştirilmiş bir indekstir. EHI tornado ile süper hücrelerin birbirinden ayrıştırılmasında ve tanınmasında kullanılır. Bununla birlikte mezosiklon tahmininde de EHI kullanılır. EHI şu şekilde hesaplanır:

$$EHI = \frac{CAPE * SRH}{1.6 * 10^5} \quad (\text{Birim yok})$$

(URL 19, <http://www.stormtrack.org/library/forecast/ehi.htm>)

*CAPE* : Pozitif Enerji Alanı (J/kg)

*SRH* : Storm Relative Helicity (m<sup>2</sup>/sn<sup>2</sup>)

EHI değerleri ve beklenebilecek meteorolojik olaylar Tablo 3'de verilmiştir.

**Tablo 3.** EHI Değerleri ve Beklenebilecek Meteorolojik Olaylar.

<b>EHI&lt;1.0</b>	Süper hücre ve tornado ihtimali zayıf. Ancak konvektif faaliyet ihtimali olabilir. Diğer yöntemlerle konvektif aktivite değerlendirilmesi yapılmalıdır.
<b>1.0&lt;EHI&lt;2.0</b>	Süper hücre ve tornado meydana gelmesi mümkündür. Meydana gelebilecek tornado şiddetli ve uzun süreli değildir. Yay şeklinde ekolar gelişebilir.
<b>2.0&lt;EHI&lt;2.4</b>	Süper hücre ve mezosiklon tornado ihtimali.
<b>2.5&lt;EHI&lt;2.9</b>	Mezosiklon aktivitesi ve süper hücrelerden oluşmuş tornado ihtimali fazla.
<b>3.0&lt;EHI&lt;3.9</b>	Kuvvetli mezosiklon ve tornado ihtimali (F2 ve F3).
<b>4.0&lt;EHI</b>	Çok şiddetli mezosiklon ve tornado ihtimali (F4 ve F5).

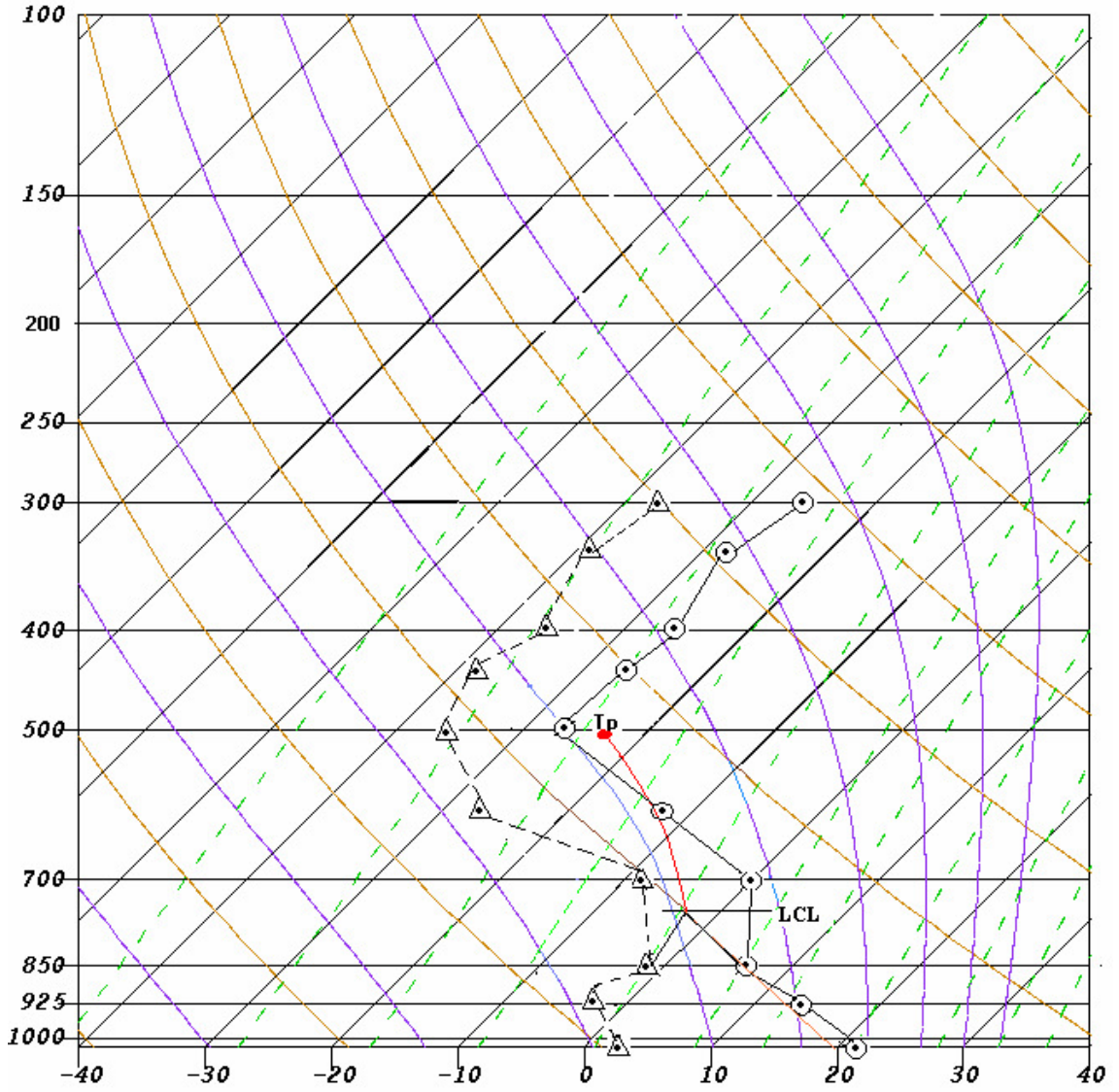
## 7. DOLU VE KARARSIZLIK İNDEKSLERİ

Atmosferde meydana gelen kararlılık ve kararsızlık, bir takım yöntemlerle geliştirilmiş olan indeksler yardımıyla ölçülebilmektedir. Dolu yağışı sırasında meydana gelen kararsızlığın farklı yaklaşımları içeren indekslerle ölçülmesi ve bu indekslerin dolu yağışı sırasındaki değerlerinin belirlenmesi dolu tahmini bakımından önemlidir. Çalışmada 1980 – 2011 yılları arasında meydana gelen dolu yağışlarında indeks değerlerinin maksimum, minimum, ortalama değerleri ve standart sapmaları hesaplanmıştır. Böylece meydana gelen dolu yağışı ile indeks değerleri arasında bağlantı kurulmuş, kritik indeks değerleri ve kritik aralıklar ortaya konmuştur.

### 7.1. Showalter İndeksi (SI, SSI)

Showalter İndeksi, 850 hpa'daki atmosferik sondaj bilgileri hesaba katılmak suretiyle geliştirilmiştir. Showalter İndeksini tespit etmek için diyagrama atmosferik sondaj (sıcaklık eğrisi) ve çığ noktası sıcaklığı eğrisi çizilir. Diyagram çizildikten sonra, 850hpa'ın üzerinde LCL seviyesi bulunur. LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlarına paralel olarak 500 hpa seviyesine çıkılır.





Şekil 8. Showalter İndeksi' nin belirlenmesi.

Şekil 8' den görüldüğü üzere, nem adyabatlara paralel 500 hpa'a gelindiğinde 500hpa seviyesindeki parsel sıcaklığı ( $T_p$ ) diyagramdan tespit edilir. Daha sonra, atmosferik sondaj eğrisindeki 500 hpa'daki çevre hava sıcaklığından, parsel sıcaklığı çıkarılır. Böylece Showalter İndeksi bulunmuş olur.

$$SSI = T_{\text{çevre}} - T_{\text{parsel}}$$

Çevre atmosferden kasıt, kodlanmış ravinsonde bilgilerinde, A grubundaki 500hpa'ın sıcaklık değeridir.



Showalter İndeksinin Sınır Değerleri:

<b>SSI</b>	<b>Oraj Durumu</b>
> 4	Oraj yok
+3 ile +1	Oraj başlangıç sınırı
+1 ile -2	Kararsız hava, oraj ihtimali fazla
-2 ile -3	Oldukça kararsız bir hava, oraj ihtimali çok fazla
< -5	Çok kararsız hava, çok kuvvetli oraj ihtimali

SSI ve LI'nin her ikisi de negatif ise genelde aşağı troposferde derin kararsız tabaka görülür. (URL 5, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/301/>)

## 7.2. Lifted İndeksi (LI)

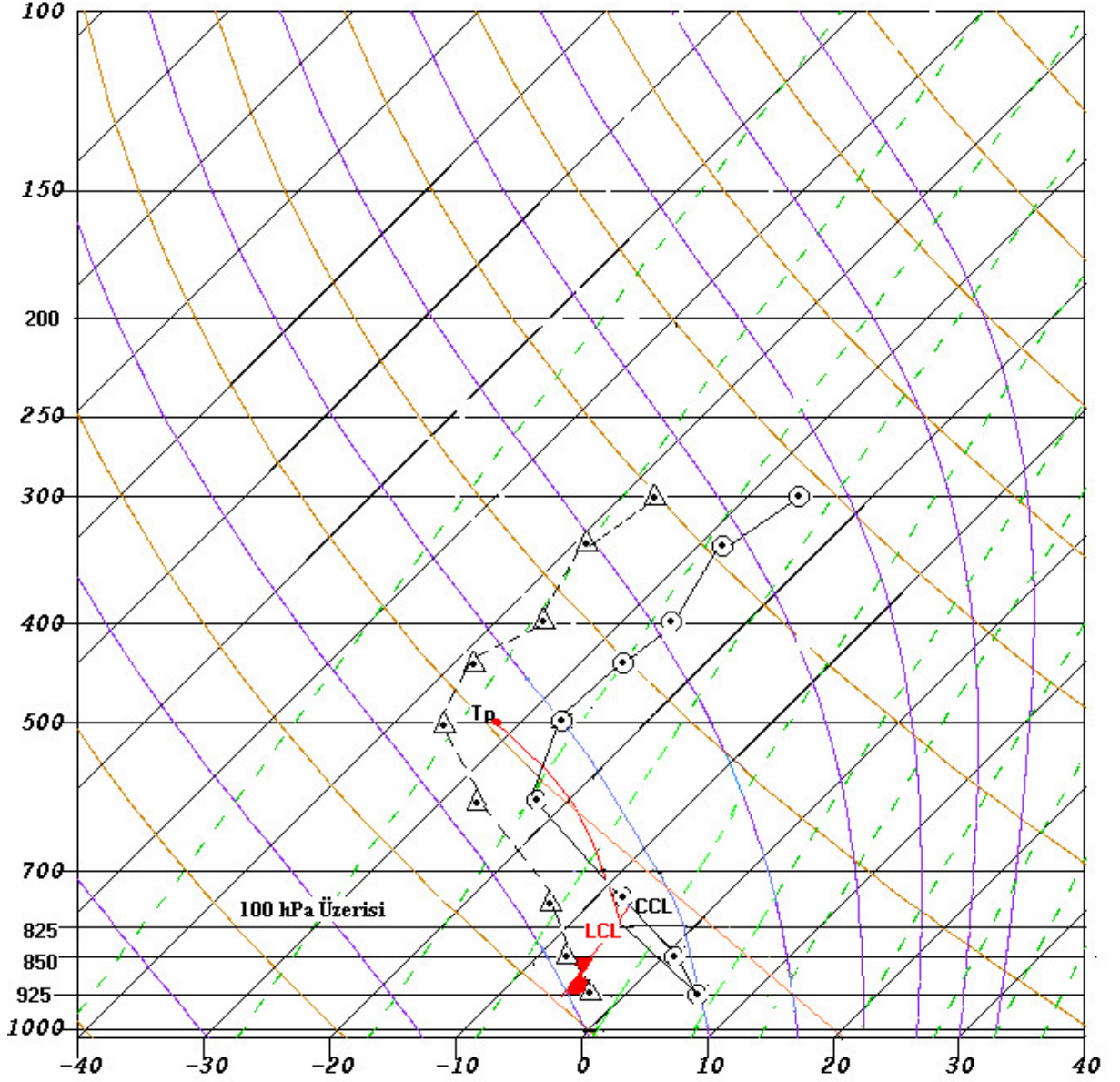
Lifted İndeks, Showalter İndeksinin düzeltilmiş halidir yani 850 hpa'dan itibaren herhangi bir adyabatik işlem yapılmaz. Adyabatik işlem yerden itibaren yapılır.

Yerden itibaren LCL seviyesi bulunur (Şekil 9). Ancak yerden itibaren LCL seviyesi bulunurken, yer ve yerin 100 hpa üzerindeki tabakaya ait ortalama çığ noktası sıcaklığı kullanılır. CCL seviyesinin bulunuşunda olduğu gibi, ortalama çığ noktası sıcaklığı bulunurken, çığ noktası sıcaklık eğrisi iki eşit alana bölünür. Bulunan LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlarla paralel olarak 500 hpa'a çıkılır. 500 hpa'da çevre sıcaklığından ( $T_{\text{çevre}}$ ) parsel hava sıcaklığı ( $T_{\text{parsel}}$ ) çıkarılır. Sonuç Lifted İndeks değeridir.

Çevre atmosferden kasıt, kodlanmış ravinsonde bilgilerinde, A grubundaki 500hpa'ın sıcaklık değeridir.

$$LI = T_{\text{çevre}} - T_{\text{parsel}}$$

LI Değeri	Oraj Durumu
Pozitif	Oraj Yok
0 ile -2	Oraj başlangıç sınırı
-3 ile -5	Oraj ihtimali
< -5	Kuvvetli oraj ihtimali



Şekil 9. Lifted İndeksinin Belirlenmesi.

LI, bağıl nem ile ilişkili olarak birlikte çizdirilebilir. Kararsız LI değerleri ile yüksek RH değerleri doymaya yakın, kararsız troposfer için eşleştirilerek çizdirilir. Kuvvetli yağış ve oraj durumunda LI düşük, RH yüksektir.

(URL 11, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/106/>)

LI, kış aylarında kullanılmaz. Çünkü kuru (düşük çığ noktası) ve soğuk (kararlı) hava durumunda LI sağlıklı sonuç vermez. Sıcak aylar ve sıcak sektörlerde iyi sonuç verir. (URL 11, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/106/>)

LI ve CAPE arasında şöyle bir kural vardır: LI azaldıkça CAPE kararsızlıktan dolayı artacaktır. (URL 11, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/106/>)

### 7.3. K İndeksi (KI)

K İndeksi 1980'li yıllarda Hard ve Korotky tarafından geliştirilmiştir. K İndeksi, 850hpa, 700 hpa ve 500 hpa sıcaklıkları ile nem bilgilerinin bir fonksiyonudur.

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{Spread700})$$

$T_{850}$  : 850 hpa'ın sıcaklığı

$T_{500}$  : 500 hpa'ın sıcaklığı

$T_{d850}$  : 850 hpa'ın çığ noktası sıcaklığı

$T_{Spread700}$  : 700 hpa'ın spread değeri ( $T_{700} - T_{d700}$ )

KI	Oraj Durumu
0 ile 15	Oraj Yok
18 ile 19	%20 İhtimal
20 ile 25	%35 İhtimal
26 ile 29	%50 İhtimal
30 ile 35	%85 İhtimal
> 36	%100 İhtimal

### 7.4. Total Totals İndeksi (TT)

Total Totals İndeks, iki ana bileşenden meydana gelir. Bu bileşenler, Vertical Totals (VT) ve Cross Totals (CT)'dir. VT, 850 hpa ile 500 hpa arasındaki sıcaklık gradyanının bir ölçüsüdür. CT ise 500 hpa sıcaklığını ve 850 hpa çığ noktası sıcaklığını

içerir. Sonuç olarak; Totals Total İndeks sürtünme tabakası ve orta troposfer arasındaki kararlılığın ve yere yakın seviyelerdeki nemliliğin bir ölçüsüdür.

$$TT = VT + CT$$

$$VT = T_{850} - T_{500}$$

$$CT = T_{d850} - T_{500}$$

$TT$  : Total Totals İndeks

$VT$  : Vertical Totals

$CT$  : Cross Totals

$T_{850}$  : 850 hpa Seviyesinin Sıcaklığı

$T_{500}$  : 500 hpa Seviyesinin Sıcaklığı

$T_{d850}$  : 850 hpa Seviyesinin Çiğ Noktası Sıcaklığı

$TT$  değerleri ve beklenilebilecek meteorolojik olaylar Tablo 4’de verilmiştir.

**Tablo 4.**  $TT$  Değerleri ve Beklenebilecek Meteorolojik Olaylar.

<b>TT Değeri</b>	<b>Analizi</b>
<b>&lt; 43</b>	Oraj ihtimali zayıf.
<b>44 – 45</b>	Oraj başlama sınırı tek hücreli oraj yapıları gözlenir.
<b>46 – 47</b>	Orajın yayılmaya başlaması, çok hücreli oraj gözlenir.
<b>48 – 49</b>	Yayılmış orajla birlikte şiddetli oraj ve tornado sınırı.
<b>50 – 51</b>	Şiddetli yayılmış oraj orta şiddette tornado.
<b>52 – 55</b>	Yayılmış tornado şiddetli oraj ve çok hücreli oraj yapıları, süper hücreler.
<b>&gt; 56</b>	Çok büyük tornadolar.

### 7.5. KO İndeksi

KO İndeksi, Alman Meteoroloji Ofisi tarafından geliştirilen ve Avrupa’daki oraj potansiyelini belirlemek için kullanılan bir indekstir. KO İndeksinde temel parametre eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleridir. Eşdeğer potansiyel sıcaklık, nemli havadaki yoğunlaşma durumunda ortaya çıkan gizli ısının bir ölçüsüdür.

$$KO = [(\theta_{e500} + \theta_{e700})/2] - [(\theta_{e850} + \theta_{e1000})/2]$$

$\theta_{e500}$  : 500 hpa'ın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

$\theta_{e700}$  : 700 hpa'ın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

$\theta_{e850}$  : 850 hpa'ın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

$\theta_{e1000}$  : 1000 hpa'ın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

**Tablo 5.** KO İndeksi Değerlendirmesi.

Analiz	Kuvvetli oraj Potansiyeli	Orta Kuvvette Oraj Potansiyeli	Oraj Potansiyeli Zayıf
<b>KO Değeri</b>	$< 2$	$2 - 6$	$> 6$

### 7.6. SWEAT İndeksi (Severe Weather Threat Index)

SWEAT İndeks, meydana gelebilecek şiddetli hava olaylarını değerlendirmek ve tespit etmek amacıyla geliştirilmiştir. SWEAT İndeks pek çok parametrenin birleşiminden meydana gelmiştir. Bu parametreler şunlardır: Aşağı seviyelere ait nemlilik (850 hpa seviyesinin çiğ noktası sıcaklığı), kararsızlık (Total Total İndeks), alt ve orta troposfer rüzgâr hızı (850 hpa ve 500 hpa seviyeleri) ve alt ve orta troposfer adveksiyon durumu (850 hpa ve 500 hpa seviyeleri). SWEAT bu yüzden kinematik ve termodinamik özellikleri olan bir indekstir.

$$SWEAT = 12T_{d850} + 20(TT - 49) + 2f8 + f5 + 125(S + 0.2)$$

$TT$  : Total Totals İndeks Değeri

$f8$  ve  $f5$  : 850 hpa ve 500 hpa rüzgâr hızı (knot)

$S$  (Shear Terimi) =  $\sin$  (500 hpa- 850 hpa rüzgâr yönü)

Aşağıdaki kriterlere uymadığında, shear eşitliği sıfır olur.

1. 850 hpa rüzgâr yönü 130 ile 250 derece arasında,
2. 500 hpa rüzgâr yönü 210 ile 310 derece arasında

3. 500 hpa rüzgâr yönü ile 850 hpa rüzgâr yönü farkı.
4. 850 hpa ve 500 hpa rüzgâr hızları minimum 15 knot ise.

**Tablo 6.** SWEAT İndeks Değerleri ve Beklenebilecek Meteorolojik Olaylar.

<b>SWEAT Değeri</b>	<b>Analizi</b>
< 272	Oraj yok, konvektif faaliyet olabilir.
273 – 299	Oraj sınırı.
300 – 400	Orta seviyede kararsızlık, oraj ihtimali fazla.
401 – 600	Şiddetli kararsızlık, çok hücreli yapılar görülebilir.
601 – 800	Çok şiddetli kararsızlık, yayılmış oraj, tornado ihtimali.
> 801	Çok şiddetli kararsızlık, tornado...

## **8. DOLU YAĞIŞINA ETKİ EDEN DİĞER METEOROLOJİK PARAMETRELER**

Dolu yağışına etki eden pek çok ana meteorolojik parametrenin yanında bazı yan faktörler de etkili olabilmektedir. Bu parametreler, nemlilik, alt ve orta troposfere ait ortalama sıcaklık gradyanı (850 hpa ve 600 hpa), yağışa geçebilir su miktarı (precipitable water - PW) ve tabaka kalınlığıdır (1000 hpa ve 500 hpa arası).

### **8.1. Yer ile 700 hpa Arasındaki Ortalama Nemlilik ve Yağışa Geçebilir Su Miktarı (Precipitable Water, PW)**

Nemlilik, yağış oluşumunda çok önemli bir meteorolojik değişkendir. Doğal olarak dolu yağışı için de belirli bir miktar nemliliğe ihtiyaç duyulmaktadır. Nemli havanın ısı tutma kapasitesi ve gizli ısının yoğunlaşma sırasında açığa çıkması bakımından gelişebilecek kararsızlığın, nemlilikle yakından ilgisi vardır. Oraj gelişiminde nem gradyanı önemli rol oynar.

Dolu bakımından nemliliğin değerlendirilmesi, yağmur ve sağanağa göre bir miktar değişiklik gösterir. Önceki bölümlerde anlatıldığı gibi dolu yağışının olabilmesi için kuvvetli kararsızlık ve düşey hava hareketlerinin olması gereklidir. Bu yüzden

atmosferde meydana gelebilecek düşey hareketler hızlı, kolay ve kuvvetli bir şekilde olmalıdır. Atmosfer nemliliği ve bu nemliliğin ağırlığı düşey hareketleri etkileyecek niteliktedir. Yüksek nemliliğin olduğu tabakalarda sıvı su ve su buharının ağırlığından dolayı meydana gelen yerçekimi kuvveti, kararsızlıktan meydana gelen, yukarı doğru olan kaldırma kuvvetini yenecektir. Böylece yukarı doğru olan hava hareketleri yavaşlayacak ve bunun sonucu olarak dolu oluşumu etkilenecektir. Dolu yağışı sırasındaki kritik nemlilik değeri son derece önemlidir.

Kuvvetli CAPE değerlerinin görüldüğü nemlilik belirli tabakalarda birikmeyecektir. Kuvvetli CAPE değerlerinden dolayı nem LFC ve EL seviyeleri arasında düzgün dağılım gösterecektir. Böyle durumlarda PW değeri ön plana çıkar. CAPE değerinin zamanla arttığı ve bununla birlikte PW değerinin azaldığı durumlarda önemli sayılabilecek dolu yağışlarının olduğu görülmüştür.

Çalışmada, dolu yağışı durumunda, yer ile 700 hpa seviyeleri arasındaki nemlilik durumu (nispi nem) değerlendirilmiştir. Ayrıca PW değerleri hesaplanarak kritik değerler ortaya konulmuştur.

$$PW = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} x dp \quad [\text{mm}]$$

Atmosferde herhangi bir  $P_1$  seviyesinden  $P_2$  seviyesine kadar olan mesafedeki değeri yukarıdaki formül yardımıyla hesaplanabilir. Formüldeki  $g$  değeri yerçekimi ivmesi,  $x$  değeri ise ilgili seviyedeki karışma oranı değeridir.

## **8.2. Alt Troposfer (850 hpa) ile Orta Troposfer (600 hpa) Arasındaki Sıcaklık Gradyanı**

Süper Adyabatik Sıcaklık Gradyanı, yükseklikle  $9.77^\circ\text{C}/\text{km}$ 'den daha fazla meydana gelen sıcaklık azalması ya da artan yükseklikle birlikte potansiyel sıcaklıktaki herhangi bir azalma olarak tanımlanmaktadır. Sıcaklığın yükseklikle azalma oranı eğer süper

adyabatik sıcaklık gradyanı değerine yakın olursa bu durumda ilgili tabakada kararsızlıktan söz edilebilir. Süper adyabatik sıcaklık gradyanına yere yakın seviyelerdeki sığ tabakalarda sıklıkla rastlanılabilir. Ancak orta troposferde rastlanması kuvvetli kararsız yapının ve tabakalaşmanın bir ölçüsüdür.

Dolu yağışı için gerekli olan düşey hareketler bakımından yer ile orta troposfer arasındaki sıcaklık gradyanı önemlidir. Söz konusu değer süper adyabatik sıcaklık gradyanı değerine yaklaşmış, hatta aşmış ise diğer faktörlerin de değerlendirilmesiyle dolu için gerekli olan şartların oluştuğundan kolayca bahsedilebilir. Bu nedenlerden dolayı çalışmada 850 hpa ile 600 hpa arasındaki ortalama sıcaklık gradyanı incelenmiş ve dolu yağışı sırasındaki limit değerleri hesaplanmıştır.

### **8.3. 1000 hpa ile 500 hpa Arasındaki Tabaka Kalınlığı**

Orta troposfer seviyesinde meydana gelebilecek soğuk adveksiyon yere yakın seviyelerin daha sıcak olduğu durumlarda kararsızlığa yol açacaktır. Soğuk ve sıcak adveksiyonun en belirgin göstergesi tabaka kalınlığıdır. Hidrostatik eşitlik ( $dp = -\rho \cdot g \cdot dZ$ ) gereğince bir seviyeye soğuk adveksiyon olduğu zaman tabaka kalınlığı azalır. Ters durumda, sıcak adveksiyon olduğu zaman tabaka kalınlığı artar. Çalışmada alt ve orta troposfer arasındaki tabaka kalınlığının dolu yağışı sırasındaki limit değerleri hesaplanmıştır.

## **9. DOLU TAHMİN VE ANALİZİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER**

Bu bölümde dolu tahmininde kullanılan yöntemlerden bahsedilmiştir. Bu yöntemler üç ana grupta toplanmaktadır. Birinci grupta, yüksek atmosfer sondaj (ravinsonde) gözlemlerinden yararlanılarak geliştirilen yöntemlerden bahsedilmiştir. İkinci grupta, dolu tahmininde radarın kullanımı açıklanmıştır. Son olarak da, dolu tahmininde kullanılan sayısal yöntemlerden bahsedilmiştir. Ancak sayısal yöntemler başlı başına bir konu olduğu için sadece genel açıklamalar yapılmıştır.



## 9.1. Yüksek Atmosfer Sondaj (Ravinsonde) Gözlemleri ile Dolu Tahmin ve Analizi

### 9.1.1. Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi

Bu yöntem, dolu tahmininde kullanılan objektif yöntemlerden biridir. Yöntemde, donma seviyesi ve bulut kalınlığı kullanılmaktadır. Amerika'nın Midwestern bölgesinde başarıyla uygulanmıştır.

Yöntem şu şekildedir:

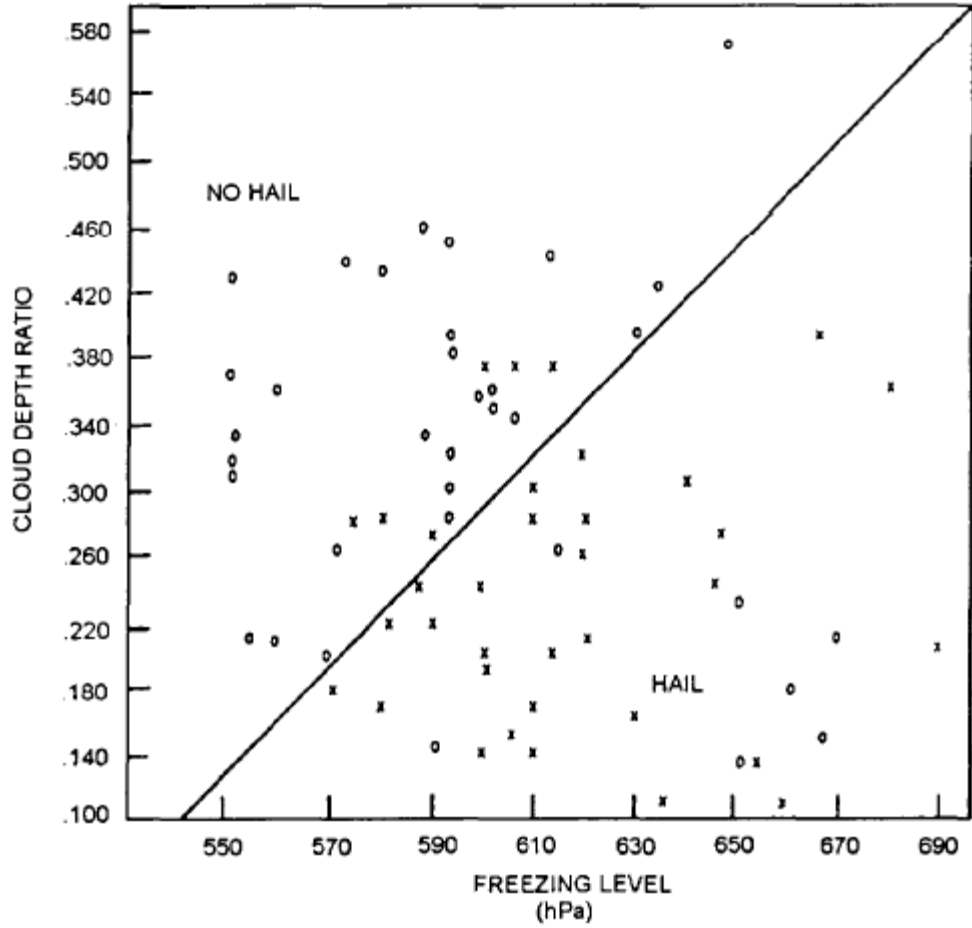
- Yer seviyesinden itibaren CCL seviyesi bulunur. Burada CCL seviyesi bulut taban seviyesi olarak düşünülmüştür.
- EL seviyesi bulunur. EL seviyesi bulut tepe seviyesi olarak düşünülmüştür.
- Donma seviyesi (DS) bulunur.

CCL, EL ve Donma Seviyeleri hpa cinsindedir.

Yukarıdaki parametreler bulunduktan sonra, aşağıdaki formül (Cloud Depth Ratio, Bulut Kalınlık Oranı, BKO) uygulanır:

$$BKO = \frac{CCL - DS}{CCL - EL}$$

*BKO* bulunduktan sonra Şekil 10'daki grafik kullanılarak dolu yağışının olup olmadığı tespit edilir. Amerika'nın Midwestern bölgesi için yapılan çalışmada başarı %83'dür.



**Şekil 10.** Evet - Hayır Dolu Tahmin Yöntemi Diyagramı  
(URL 6, <http://www.tpub.com/weather1/5h.htm>)

Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi farklı şekilde de uygulanabilir. CCL seviyesi yerine, kararsız tabakanın en alt sınırı olan LFC seviyesi kullanılabilir. Dolu yağışını meydana getirebilecek bir kararsızlık durumunda LFC seviyesi ile CCL Seviyesi birbirine oldukça yakındır. Ayrıca, donma seviyesi (DS) yerine ıslak termometre sıcaklığının 0°C'ye düştüğü yükseklik (height of the wet bulb zero, WBZ) kullanılabilir. Bu alternatif yöntem için yeni bir değerlendirme grafiği hazırlanmalıdır.

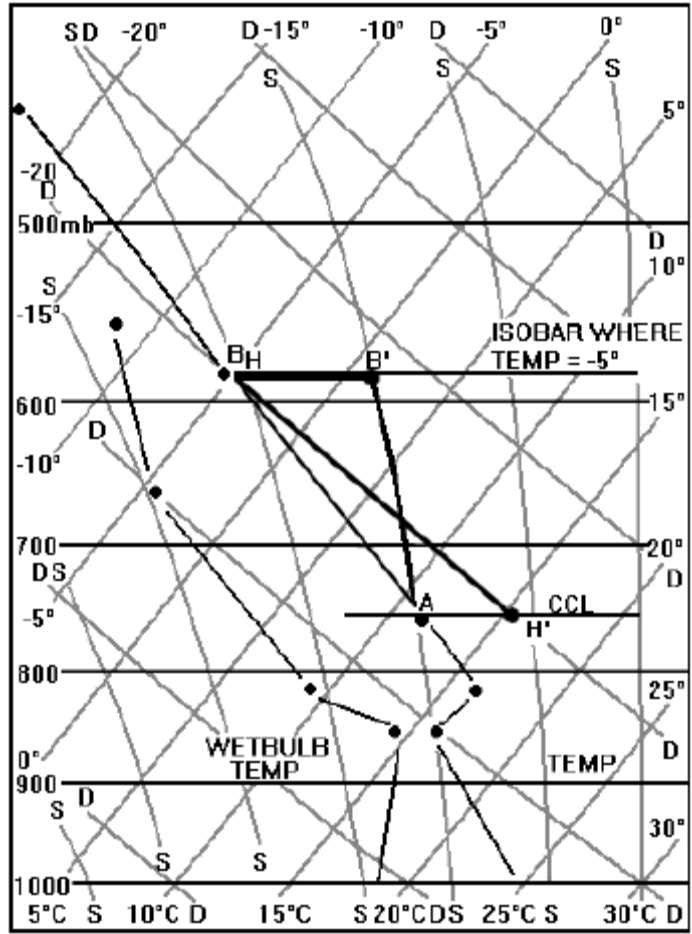
### 9.1.2. Fawbush - Miller Dolu Çapı Tahmin Yöntemi

Dolu çapının tahmin edilmesi ile ilgili ilk ciddi yaklaşım, 1953 yılında Fawbush ve Miller tarafından yapılmıştır. Dolu tahmininde ilk adım, ilgilenilen bölgeye ait dolu riskinin olup olmadığıdır. Dolu riski belirlenmesinde Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi veya kararlılık – kararsızlık değerlendirmesi kullanılabilir. Bundan sonra yağacak dolunun fiziksel durumu (dolu çapının büyüklüğü) ön plana çıkar. İşte bu

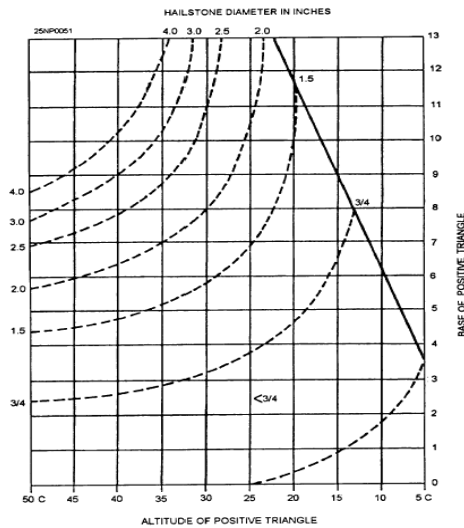
aşamada uygulanır. Günümüzde dolu etkinliğinin belirlenmesi için Fawbush – Miller Yöntemi sayısal modellere adapte edilerek kullanılmaktadır.

Yöntem (Skew T Log P Diyagramı kullanılarak) adımları şu şekildedir:

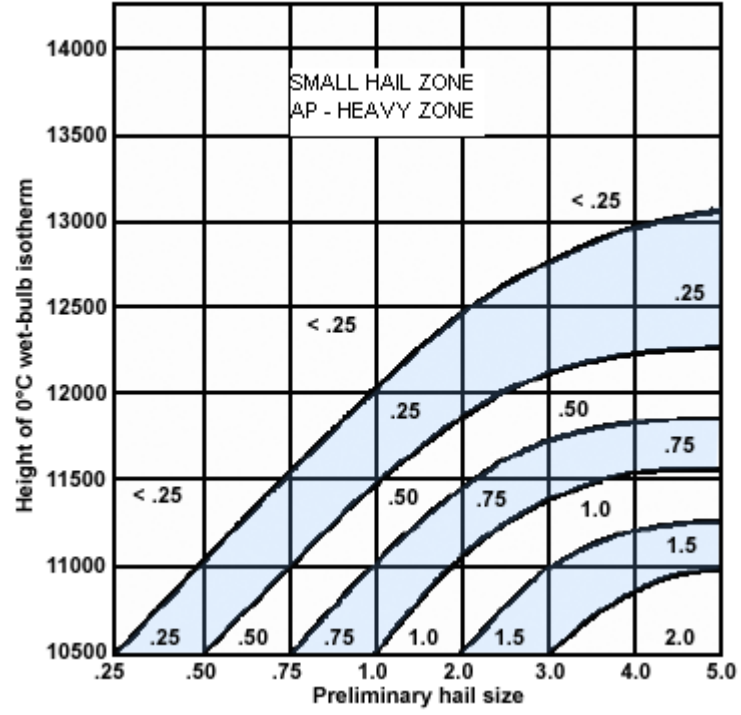
- Yer seviyesinden itibaren CCL seviyesi bulunur (Şekil 11).
- CCL seviyesinden itibaren parsel çevre atmosfer sıcaklığı  $-5^{\circ}\text{C}$  olan seviyeye ( $B^H$ ) kadar nem adyabatik olarak yükseltilir ve  $B'$  noktası tespit edilir (Şekil 11).
- $B^H$  ile  $B'$  noktaları arasındaki sıcaklık farkı  $^{\circ}\text{C}$  cinsinden alınır (Şekil 11).
- $B^H$  noktasından kuru adyabatik olarak CCL seviyesine inilir ve  $H'$  noktası tespit edilir (Şekil 11).
- $B^H$  ile  $H'$  noktaları arasındaki sıcaklık farkı  $^{\circ}\text{C}$  cinsinden alınır (Şekil 11).
- Şekil 11'deki grafikte,  $B^H$  ile  $B'$  noktaları arasındaki sıcaklık farkı (yatay eksen) ve  $B^H$  ile  $H'$  noktaları arasındaki sıcaklık farkı (dikey eksen) kullanılarak düzeltilmemiş (ilk) dolu çapı tespit edilir. Belirlenen değer inch birimindedir (1 inch= 2.54 cm).
- Bu aşamada ıslak termometre sıcaklığının  $0^{\circ}\text{C}$ 'ye düştüğü yükseklik (WBZ, height of the wet – bulb zero) bulunur.
- WBZ seviyesinin yüksekliği 10500 feet'den daha yüksek ise bu durumda düzeltilmemiş dolu çapının değeri Şekil 13'deki nomogramdan alınır.



Şekil 11. Dolu Çapının Tespiti İçin Ön İşlemler (Skew T Log P Diyagramı).  
(URL 7, <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a218499.pdf>, sayfa 6 )



Şekil 12. Düzeltilmemiş Dolu Çapı Grafiği (Değer inch olarak verilmiştir).  
(URL 7, <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a218499.pdf> sayfa 7)

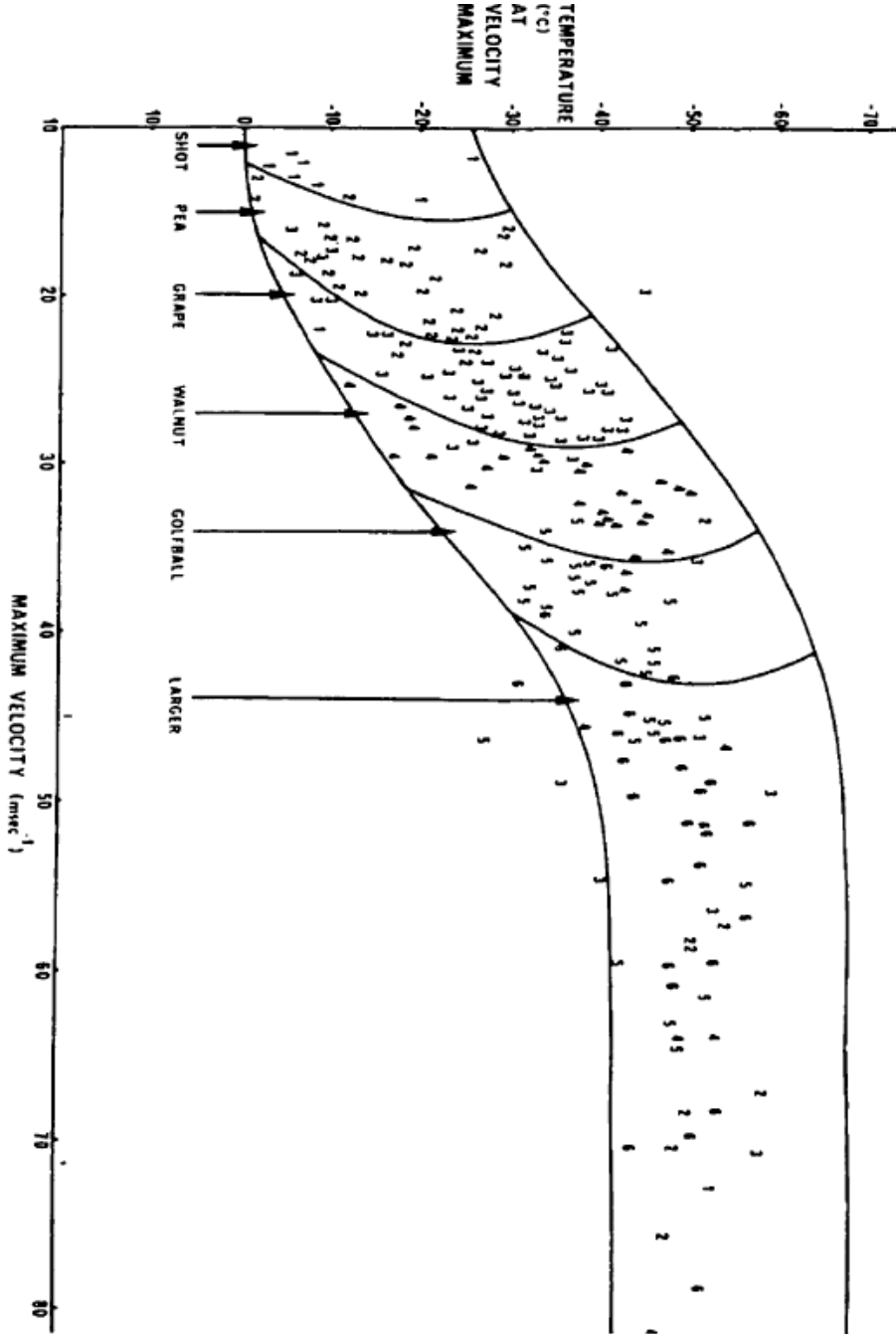


**Şekil 13.** Dolu Çapını Düzeltme Grafiği (WBZ'nin 10500 feet'in üzerinde olduğu durumlarda kullanılır).

(URL 8, [http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/tephigram/print\\_4.php](http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/tephigram/print_4.php))

### 9.1.3. Maxwell Diyagramı

Maxwell (1974), dolu çapının tespit edilmesi ile ilgili Şekil 14'deki diyagramı geliştirmiştir.



Şekil 14. Maxwell Diyagramı. (URL 9, sayfa 123, [http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD\\_0021/MQ47010.pdf](http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD_0021/MQ47010.pdf), )

Şekil 14'den görüleceği gibi Maxwell diyagramı iki temel bileşenden oluşmaktadır. Yatay eksendeki parametre, yukarı doğru olan maksimum düşey hızdır (maximum

velocity, m/sn). Düşey eksenindeki parametre ise yukarı doğru maksimum düşey hızın gerçekleştiği seviyedeki sıcaklıktır (Temperature at velocity maximum, °C).

Yukarı doğru olan maksimum düşey hız  $W = \sqrt{2CAPE}$  denklemi ile hesaplanabilir. Formüldeki CAPE pozitif enerji alanı değeridir. CAPE değerinin olmadığı durumlarda yukarı doğru düşey hız, sayısal modeldeki düşey hız değeri kullanılarak hesaplanabilir. Ancak, söz konusu düşey hızın hesaplandığı zamanlarda ilgili bölgede konverjans durumunun olması gerektiğine dikkat edilmelidir. Maksimum düşey hızın gerçekleştiği seviyedeki sıcaklık değeri ise sıcaklık profili kullanılarak enterpolasyon yoluyla hesaplanabilir. Tablo 7’da düşey hız ve sıcaklık durumlarındaki dolu çapı çeşitli nesnelere benzetilerek verilmiştir.

Maxwell Diyagramı, Kanada’nın Alberta Bölgesi için test edilmiş ve %63’lük bir başarı sağladığı araştırmalar sonucunda belirlenmiştir.

**Tablo 7.** Maxwell Diyagramındaki Dolu Çapının Sayısal Değerleri. (URL 9, sayfa 149, [http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD\\_0021/MQ47010.pdf](http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD_0021/MQ47010.pdf).)

<b>Sınıflandırma</b>	<b>Aralık (cm)</b>	<b>Temsili Çap (cm)</b>
<b>None</b>	[0.0:0.1]	0.0
<b>Shot</b>	[0.1:0.4]	0.2
<b>Pea</b>	[0.4:1.3]	0.8
<b>Grape</b>	[1.3:2.1]	1.7
<b>Walnut</b>	[2.1:3.3]	2.7
<b>Golfball</b>	[3.3:5.3]	4.3
<b>&gt; Golfball</b>	$\geq 5.3$	6.4

#### **9.1.4. Enerji ve Rüzgâr Değişimi (Wind Shear) İndeksi (Energy Shear Index, ESI)**

Chisholm ve Renick, 1972 yılında yaptıkları çalışmada yer seviyesinden itibaren 6km’ye kadar olan mesafedeki düşey rüzgâr değişiminin (wind shear) süper hücre ve oraj oluşumundaki etkisinin oldukça fazla olduğunu tespit etmişlerdir. Yine bu tabakada var olan “rüzgâr değişiminin” oraj ve süper hücrenin etkinliğinin artmasına neden olduğu sonucuna varmışlardır. Gelişmiş süper hücre ve oraj durumlarında dolu

oluşumunun meydana gelmesi kaçınılmazdır. CAPE ve rüzgâr değişimi (wind shear) etkisi birbiriyle etkileşimli olarak fırtınanın şiddetini ve etkinliğini belirlemektedir. Bu yüzden Enerji ve Rüzgâr Değişimi İndeksi (ESI), CAPE ve wind shear parametrelerine göre hesaplanmıştır. ESI indeksi şu şekilde hesaplanmaktadır:

$$ESI = CAPE * S$$

CAPE : Pozitif enerji alanı (J/kg)

S : Yer ile 6 km arasındaki tabakadaki ortalama rüzgâr değişimi (wind shear ) (m/sn)

ESI'nin birimi  $m^2sn^{-3}$ , tür.

ESI ve fırtına tipinin sınıflandırılması Tablo 8'de görülmektedir.

**Tablo 8.** ESI ve Fırtına tipinin sınıflandırılması. (URL 9, sayfa 108, [http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD\\_0021/MQ47010.pdf](http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD_0021/MQ47010.pdf).)

Fırtına tipi	ESI Aralığı ( $m^2 sn^{-3}$ )	Tanım
0	[0:1]	Towering cumulus or Weak Air-mass Thunderstorms
I	[1:3]	Air-mass or Weak Multi-cell thunderstorms
II	[3:5]	Strong Multi-cell thunderstorms
III	> 5	Supercell Thunderstorms

ESI ve dolu ilişkisi 1983 ve 1985 yılları arasında, Kanada'nın Alberta Bölgesi için araştırılmış ve Tablo 9'daki sonuçlara varılmıştır:



**Tablo 9.** ESI ve Dolu İlişkisi. (URL 9, sayfa 108, [http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PODD\\_0021/MQ47010.pdf](http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PODD_0021/MQ47010.pdf).)

Gün	İstatistikler	1983	1984	1985
	Mean ESI	4.6	4.8	3.2
<b>Severe Hail</b>	Std. Deviation	1.4	1.9	2.1
	Maximum ESI	6.8	7.1	5.7
	Minimum ESI	3.0	2.3	1.2
	Mean ESI	1.3	2.6	1.9
<b>Non-Severe Hail</b>	Std. Deviation	1.9	1.4	1.0
	Maximum ESI	8.4	4.7	3.5
	Minimum ESI	0.4	0.0	0.0
	Mean ESI	0.7	0.8	0.9
<b>No Hail</b>	Std. Deviation	0.8	0.7	0.7
	Maximum ESI	2.8	2.3	3.3
	Minimum ESI	0.0	0.0	0.0

## 9.2. Radar Parametreleri ve Dolu Yağışı İlişkisi

Meteorolojik amaçlı radarlar oraj yapısının ve gelişiminin anlaşılmasında en iyi takip araçlarından birisidir. Dolayısıyla, dolu gelişimi radarlar tarafından tespit edilip yağış durumu da takip edilebilir. Günümüzde gelişmiş radar şebekelerine sahip ABD gibi ülkelerde, dolu yağışının 0 ile 6 saatlik zaman aralığında yakın erimli (nowcasting) tahminleri yapılabilmektedir. Bu tahminin temelini radar tarafından tespit edilen bazı parametreler üzerine kurulmuş olan dolu belirleme algoritmaları (Hail Detection Algorithm, HDA) teşkil etmektedir.

Bir bölge için radar yardımıyla 12 saatten daha uzun sürelerde dolu tahmini yapmak pek mümkün değildir. Dolu tahmininde radar, dolu potansiyeli sayısal hava tahmin modelleriyle daha önceden tahmin edilmiş bölgelerdeki dolu gelişiminin ve yere ulaşmasının takibi amacıyla kullanılmaktadır. Radar tarama stratejisi de bu temel doğrultuda belirlenir.

Radarlar yardımıyla dolunun belirlenmesinde ilk ve en temel amaç dolu çapının veya dolu ihtimalinin belirlenmesinden önce taranan alanda dolunun var olup olmadığının tespit edilmesi olmuştur. Örneğin, 1976 yılında Mather ve arkadaşları donma seviyesinin üzerindeki seviyelerde 45 dBZ ekoların görüldüğü yüksekliklerde çapı ne olursa olsun dolu taneciklerinin var olduğunu tespit etmişlerdir. Bu temel tespitten sonra donma seviyesi, eko değerlerini ve yükseklik değerlerini temel alan dolu tahmin grafiği 1979 yılında Waldvogel ve arkadaşları tarafından geliştirilmiştir. Alberta bölgesinde Kochtubajda ve Gibson'un 1992 yılında yaptıkları çalışmalarda ortalama deniz seviyesinden 7 km yükseklikte 43 dBZ ve daha yüksek ekoların görüldüğü bölgelerde yer seviyesine ulaşan şiddetli dolu yağışının olduğu tespit edilmiştir. 43 dBZ ve 7 km (MSL) değerleri eşik değer olarak belirlenmiştir.

### 9.2.1. Diferansiyel Reflektivite (dB)

Radarlarda kullanılan dual polarizasyon tekniği, orajlarda dolunun var olup olmadığının tespitinde geniş ölçüde kolaylık sağlamıştır (Al-Jumily ve arkadaşları, 1991). Elektromanyetik dalga, radar tarafından yatay ve dikey doğrultuda gönderilebiliyorsa, bu durumda dual polarizasyonlu radarlar kullanılmaktadır. Diferansiyel reflektivite dual polarizasyon özelliğine sahip radarlardan elde edilebilen bir parametredir. Diferansiyel reflektivite aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanabilir:

$$Z_{DR} = 10 \cdot \log_{10} \left( \frac{Z_H}{Z_V} \right)$$

$Z_{DR}$ : Diferansiyel reflektivite (dB).

$Z_H$ : Yatay polarizasyonda elde edilen reflektivite.

$Z_V$ : Dikey polarizasyonda elde edilen reflektivite.

Sağanak yağışlarda  $Z_{DR}$  değeri daima pozitifdir ve 0 ile 4 dB aralığında değişir. Bununla birlikte dolu fırtınası durumlarında  $Z_{DR}$  değeri 0 dB olur.  $Z_H$  ise sağanak yağışa oranla daha büyük değer alır. Colorado'daki önemli bir dolu fırtınası durumunda Aydın ve arkadaşları 1986 yılında  $Z_H$  ve  $Z_V$  değerlerini kullanarak dolu sinyali (hail signal,

$H_{DR}$ ) değerini türetmişlerdir. Bu değer, günümüzde dual polarizasyonlu radarlarda dolu tahmin çalışmalarında kullanılmaktadır.

### 9.2.2. Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) Metodu

CAPPI, atmosferdeki sabit seviyelerdeki yatay düzlem reflektivite değerlerini içeren bir radar ürünüdür. Saılmadan dolayı radarın kurulu olduğu bölgelerde ve radardan uzak bölgelerde CAPPI rnleri elde edilemez. Böyle durumlarda, radardan uzak ve radara yakın bölgelerdeki reflektivite değerleri ykseklige bağlı olarak tamamlanır. Bu tamamlanan değerlere Pseudo CAPPI değerleri adı verilir. Genellikle Pseudo CAPPI deniz seviyesinden itibaren 800 m üzerinden hesaplanabilir. Bu yseklik ihtiyaçlara göre değişim gösterebilir.

Saçılmaya uğrayan parçacıkların çapının ( $D_i$ ) radarın radyasyonunun dalga boyundan oldukça küçük olduğu farz edildiği durumlarda Rayleigh saçılması kuralı geçerli olacaktır. Bu durumda radar reflektivitesi ( $Z$ ) şu şekilde yazılacaktır:

$$Z = \sum_i n_i * D_i^6$$

Formüldeki  $n$ ,  $D_i$  çapına sahip olan parçacıkların birim hacimdeki sayıdır. Formülden anlaşılacağı gibi radar reflektivitesi, saçılan parçacıkların çapının artması durumunda çarpıcı bir biçimde artacaktır. Örneğin, apı 10 mm'yi geçen dolu ve çapı 6.5 mm'yi geçen yağmur damlası durumlarında radar reflektivitesi önemli ölçüde artacaktır. Auer, 1994 yılında dolunun olduğu bir oraj durumunda 54 dBZ olarak tespit etmiştir. Mason, 1971 yılında CAPPI rnleri için dolu eşik değerini 55 dBZ olarak belirlemiştir.

Radar reflektivite değerleri ve saatlik yağış şiddeti Tablo 10'da verilmiştir.

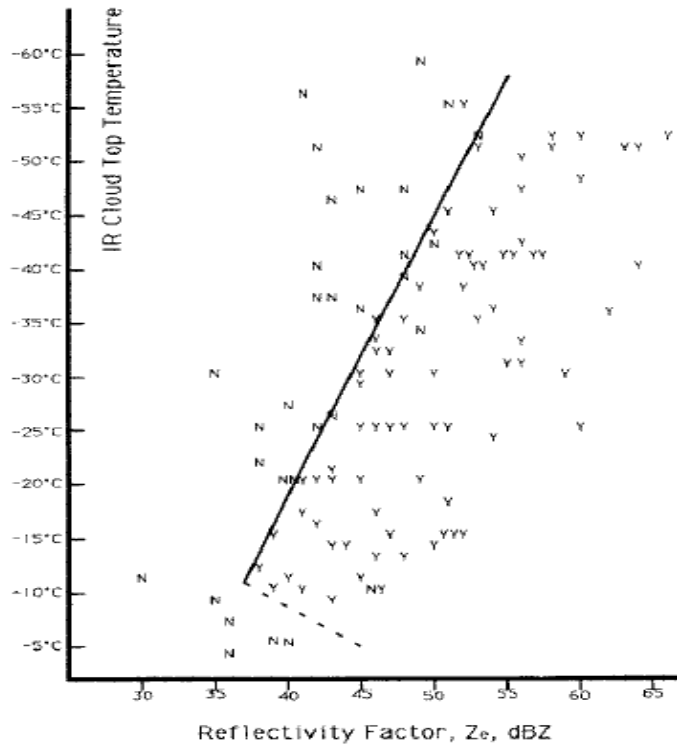
**Tablo 10.** Radar Reflektivite Değerleri ve Saatlik Yağış Şiddeti (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 12)

Z [dBZ]	7	15	23	31	39	47	55
R [mm/h]	0.1	0.3	1	3	10	30	100

Yukarıdaki tablodan görülebileceği üzere 54 dBZ değerine karşılık gelen yağış şiddeti 87 mm/saat'tir.

### 9.2.3. Maksimum Reflektivite Metodu

Geomatronik radarda kullanılan Rainbow yazılımı, dolu için CAPPI metoduna benzer bir algoritma kullanmıştır. Algoritmada sabit yüksekliklerden elde edilen reflektivite değerleri yerine, kullanılan maksimum ve minimum yükseklikler arasında elde edilen maksimum reflektivite değerleri kullanılmıştır.



**Şekil 15.** Reflektivite ve Bulut Tepe Sıcaklığı. (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 13)

Şekil 15'de dolu (Y) ve yağmur (N) dağılımı aşağı seviye CAPPI reflektivite değerlerinin ve konvektif bulut tepe sıcaklığının bir fonksiyonu olarak

görülebilmektedir. Şekilde kalın çizgiyle çizilmiş olan hat üzerinde yağmur ve dolu tanecikleri birbirinden ayrılmaktadır.

#### 9.2.4. Auer Metodu

Auer, 1994 yılında radarlar aracılığıyla dolu tespit edilmesi çalışmalarında radar reflektivite ürünleriyle alçak irtifada yer alan bulutların tepe sıcaklıklarını kullanmıştır. Bulutların tepe sıcaklığı uydular kullanılarak tespit edilebilir. Söz konusu çalışmasından sonra Auer Şekil 15'deki grafiği (nomogram, çözümleme grafiği) ortaya koymuştur. Nomogram, Auer (1994) tarafından elde edilen dolu ve şiddetli yağmur olayları içindir. Yeni Zellanda'da 100'ün üzerinde şiddetli yağmur ve dolu hadisesi dikkate alınarak grafik hazırlanmıştır. Grafik incelendiğinde şiddetli yağmur ve dolu hadisesi arasındaki farkın bulut tepe sıcaklığı ve reflektiviteye bağlı olarak belirgin bir şekilde ortaya konulduğu görülebilir. Hardaker ve Auer 1994 yılındaki çalışmalarından sonra dolu ihbarı için kullanılan CAPPI reflektivite eşik değerini ( $Z_{Th}$ ) bulut tepe sıcaklığını ( $T_{top}$ ) kullanarak aşağıdaki denklemle ifade etmişlerdir.

(URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 13)

$$Z_{Th} = \begin{cases} -0.38 \cdot (T_{top} - 85.0) & \text{if } T_{top} \leq -11^{\circ}\text{C} \\ 1.33 \cdot (T_{top} + 38.8) & \text{if } T_{top} > -11^{\circ}\text{C} \end{cases}$$

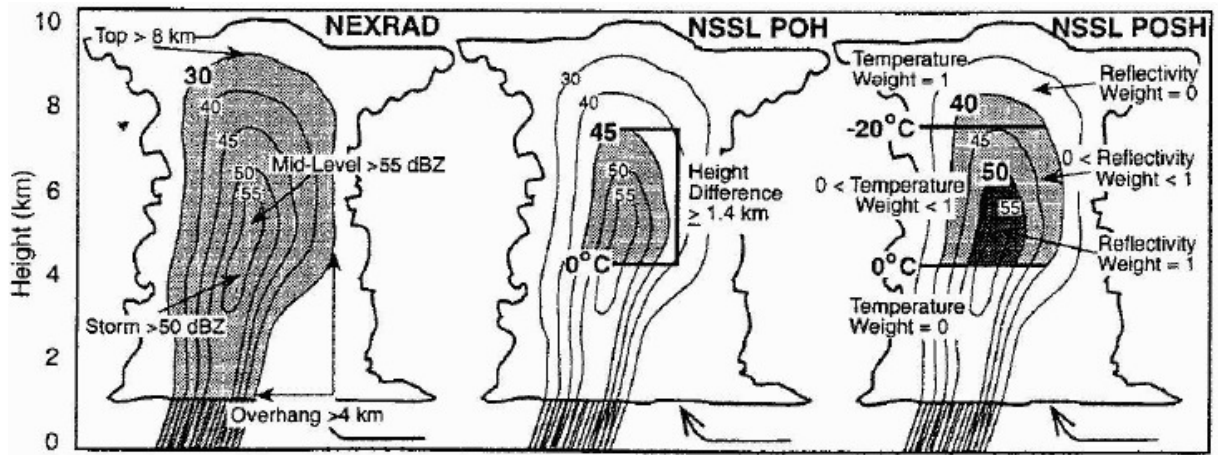
Şekil 15'deki grafik yukarıdaki eşitlikle yakından ilgilidir. Dolu oluşumu için  $-11^{\circ}\text{C}$  ile  $-55^{\circ}\text{C}$  arasında olan bulut tepe sıcaklığının en uygun reflektivite değerleri 36 ve 53dBZ arasındadır (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 14). Auer'in geliştirmiş olduğu bu metot Yeni Zellanda'da operasyonel olarak kullanılmaktadır. Metotla ilgili yapılan verifikasyon çalışmaları oldukça iyidir ve metodun sıradan bir metot olmadığını açık bir şekilde ortaya koymuştur. Auer bu çalışmanın devamında dolu çapının tahmin edilmesi yöntemiyle uğraşmıştır. Auer(1994) ve Hardaker, toplam reflektivite sinyallerinden dolu ve yağmuru ayırmaya çalışmışlardır. Uyarı eşiğini aşan radar reflektivite gözlemlerinin bir kısmı dolu olarak adlandırılır ve uyarı eşiğini aşan kısım da yağmur olarak adlandırılır. Böylece maksimum olası yağmur oranı, bulut tepe sıcaklığı yardımıyla saptanır. Bu çalışmasında Auer dolu ve şiddetli yağmurun birbirinden ayrılmasında toplam reflektivite

sinyallerinin bariz bir şekilde rol oynadığı sonucuna varmıştır. Dolayısıyla Tablo 9'dan anlaşılacağı üzere, bulut tepe sıcaklığı ve radar toplam reflektivite ürünleri kullanılarak, yağışın dolu veya yağmur anlamında tipi ile miktarı tespit edilebilir.

(URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 14)

### 9.2.5. NEXRAD Dolu Belirleme Algoritması (Hail Detection Algorithm, HDA)

Amerika'da hâlihazırda kullanımda olan WSR-88D radar şebekesi, NEXRAD projesi kapsamında pek çok dolu belirleme algoritması geliştirilmiş ve test edilmiştir. Kessinger ve arkadaşları 1995 yılında NEXRAD algoritmasıyla diğer farklı dolu belirleme algoritmalarının karşılaştırmışlardır. Şekil 16'da farklı dolu belirleme algoritması şematik olarak gösterilmiştir.

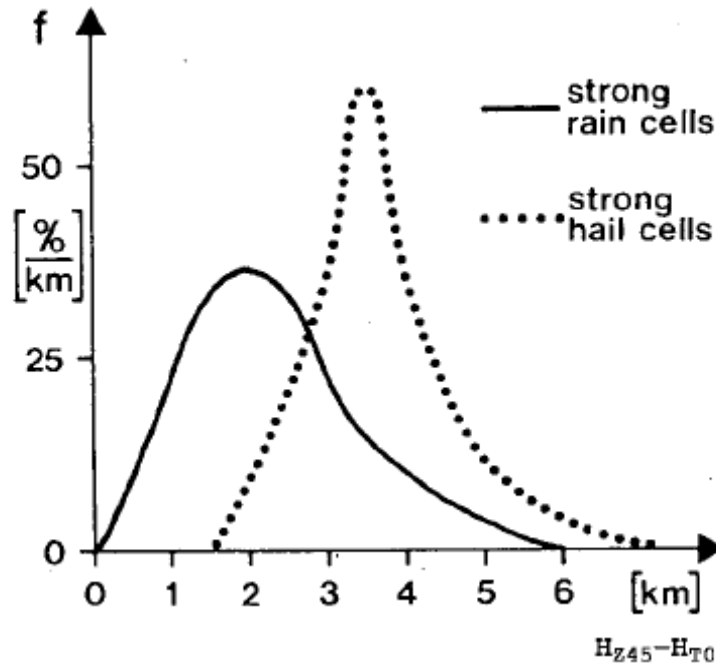


Şekil 16. NEXRAD Kapsamında Farklı Dolu Algoritmaları

(URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 15)

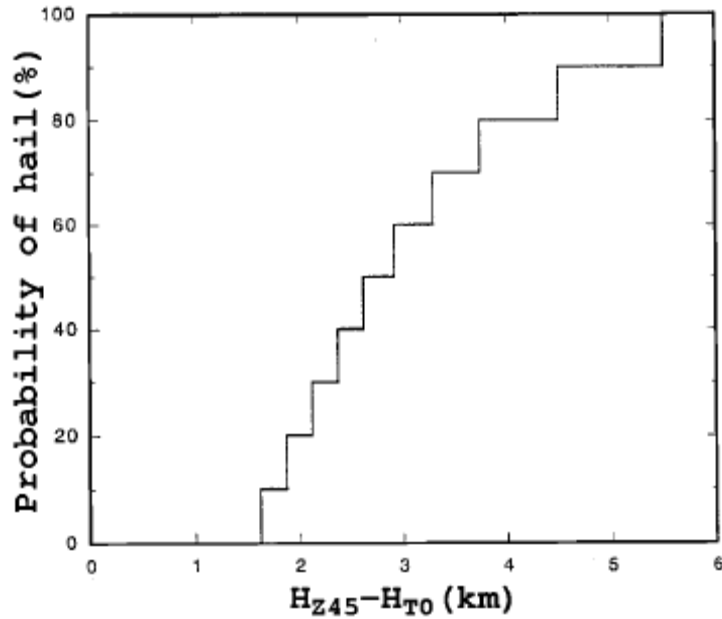
(Eski NEXRAD HDA karakteristik özellikleri olan bir algoritmaydı. Fırtına durumundaki reflektiviteyi ve bu reflektivitenin bulut içerisindeki dağılımını ve ağırlıklı ortalamasının dikkate almaktaydı. Yeni NEXRAD HDA'da donma seviyesi ile 45 dBZ reflektivite değerinin görüldüğü maksimum yükseklik arasındaki tabakanın kalınlığı hesaplanmaktadır. Bununla birlikte mümkün olabilecek tabaka kalınlığı değerleri de olasılık yöntemiyle tahmin edilebilmektedir. Algoritmada dolu gerçekleşme ihtimali Şiddetli Dolu İndeksi (Severe Hail Index, SHI) kullanılmak suretiyle hesaplanmaktadır. SHI, sıcaklığın bir fonksiyonu olarak elde edilen dolu kinetik enerjisinin düşey integrasyonunun ve reflektivite değerlerinin bir fonksiyonudur. SHI hesaplamasına ileriki konularda değinilmiştir.)

Şekil 16'da en solda gösterilen NEXRAD HDA ilk ve orijinal versiyondur. Petrocchi ve arkadaşları tarafından geliştirilmiştir. Algoritma, yedi farklı dolu indikatörünün kombinasyonu şeklindedir. 5 – 12 km yükseklikleri arasında 50 dBZ veya daha yüksek reflektivite değerlerinin varlığı ve 8 km'den daha yükseklerde radar ecotopların varlığı, aynı zamanda 4 km'den daha fazla yükseklerde orta seviye overhangin olduğu en önemli indikatörlerdir. Bunlara benzer diğer toplam yedi adet dolu indikatörü kullanılarak dolu indeksi hesaplanır. Dolu indeksi sonucunda dolunun olup olmayacağı indeks sınır değerlerinden anlaşılmaktadır. Günümüzde NEXRAD HDA'nın geliştirilmesine devam edilmektedir. Son zamanlarda, dolu olasılığını üreten ve 1998 yılında Witt ve arkadaşları tarafından geliştirilen NEXRAD dolu saptama algoritması kullanılmaktadır. NEXRAD algoritması eskisinden daha doğru ve önemli ölçüde daha iyidir. Şekil 16'daki orta kısımda görülen yeni dolu belirleme algoritması, Waldvogel ve arkadaşlarının 1979'da yaptıkları çalışmaları temel almıştır. Waldvogel ve arkadaşları çalışmalarında, dolu belirleme işlemleri için 45 dBZ reflektivite değerinin gerçekleştiği maksimum yüksekliği ( $H_{Z45}$ ) kullanmışlardır. Ayrıca,  $H_{Z45}$  ile donma seviyesi ( $H_{T0}$ ) arasındaki ilişkiden yararlanmışlardır. Şekil 17'de ( $H_{Z45}-H_{T0}$ ) fark parametresinin dolu ve yağmur hücresi durumundaki değerlerinin olasılık frekans dağılım grafiği görülmektedir.



**Şekil 17.** ( $H_{Z45} - H_{T0}$ ) Fark Parametresinin Dolu ve Yağmur Hücresi Durumu. (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 16)

Şekil 17'den anlaşılacağı gibi 45 dBZ reflektivite değerlerinin donma seviyesinin üzerinde 1.4 km veya daha fazla uzanması durumunda dolu ihtimali kuvvetlenmektedir. Bununla birlikte fırtına hücresindeki reflektivite değerleri ve bu değerlerin 45 dBZ'in üzerinde olması dolu ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Özetle, Waldvogel çalışmasında fırtına çekirdeğindeki kuvvetli reflektivite (45 dBZ ve üzeri) değerlerinin donma seviyesi üzerindeki pozisyonunu hesaplamıştır. Bu değer, aynı zamanda donma seviyesi üzerindeki kuvvetli yukarı doğru olan hava hareketlerinin de bir göstergesidir. Donma seviyesi sayısal hava tahmin ürünlerinden birisidir. Bu algoritma, radar ve sayısal hava tahmin ürünlerinin bir kombinasyonu olarak değerlendirilebilir. Hâlihazırda kullanılmakta olan NEXRAD HDA'ında 45 dBZ değerinin görüldüğü maksimum yükseklik değerinin donma seviyesi üzerindeki yüksekliği, Şekil 18'de görülen dolu olasılık grafiğinde kullanılmaktadır. Örneğin, ( $H_{Z45}-H_{T0}$ ) değerinin 1.6 km olması %10 ihtimalle dolunun yağacağını, 6 km olması da %100 ihtimalle dolunun olacağını göstermektedir (Witt ve Arkadaşları,1998).



Şekil 18. ( $H_{Z45} - H_{T0}$ ) Değeri ve Dolu Olasılığı İlişkisi. (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 17)

#### 9.2.6. NEXRAD Şiddetli Dolu Belirleme Algoritması

Witt ve arkadaşları tarafından geliştirilen NEXRAD dolu saptama algoritması, şiddetli dolu olasılığını hesaplamaya çalışır. Dolu yağışı olasılığı, dolu tanelerinin



kinetik enerji akısı ( $\dot{E}$ ) ile Waldvogel ve arkadaşlarının 1978 yılında yaptıkları çalışmadan sonra ortaya koydukları reflektivite ( $Z$ ) değerlerinden hesaplanmaktadır. Waldvogel ve arkadaşları 1978 yılında dolu çapı için altı farklı bölgede dört şiddetli dolu yağışı üzerinde çalışmalar ve toplam 175 farklı dolu tanesi çapının olduğunu tespit etmişlerdir. Şekil 19'da  $\dot{E}$  ve  $Z$ 'nin karşılaştırılmalı değerlerinin grafiği yer almaktadır. Şekil 19'da, dolu tanelerinin kinetik enerji akısı ( $\dot{E}$ , birimi  $J/m^2sn$ ) ve reflektivite  $Z$  (birimi  $mm^6/m^3$ ) arasındaki ilişki aşağıdaki formüldeki gibidir:

$$\dot{E}(Z) = 5.0 * 10^{-6} Z^{0.84}$$

$\dot{E}$ 'ye bağlı olarak Şiddetli Dolu İndeksi (Severe Hail Index, SHI) kolayca hesaplanabilir. SHI'in hesaplanabilmesi için  $\dot{E}$ 'nin düşey mesafede integrali alınır. Ayrıca reflektivite değişkenli  $W(Z)$  ve sıcaklık değişkenli  $W_T(H)$  fonsiyonları da  $\dot{E}$  ile birlikte düşey mesafede entegre edilir ve böylece SHI aşağıdaki eşitlikteki halini alır:

$$SHI = \frac{1}{10} \int_0^{H_{top}} W(Z(H)) * W_T(H) * \dot{E}(Z(H)) dh$$

Formüldeki reflektivite değişkenli  $W(Z)$  fonksiyonu aşağıdaki gibi tanımlanır.

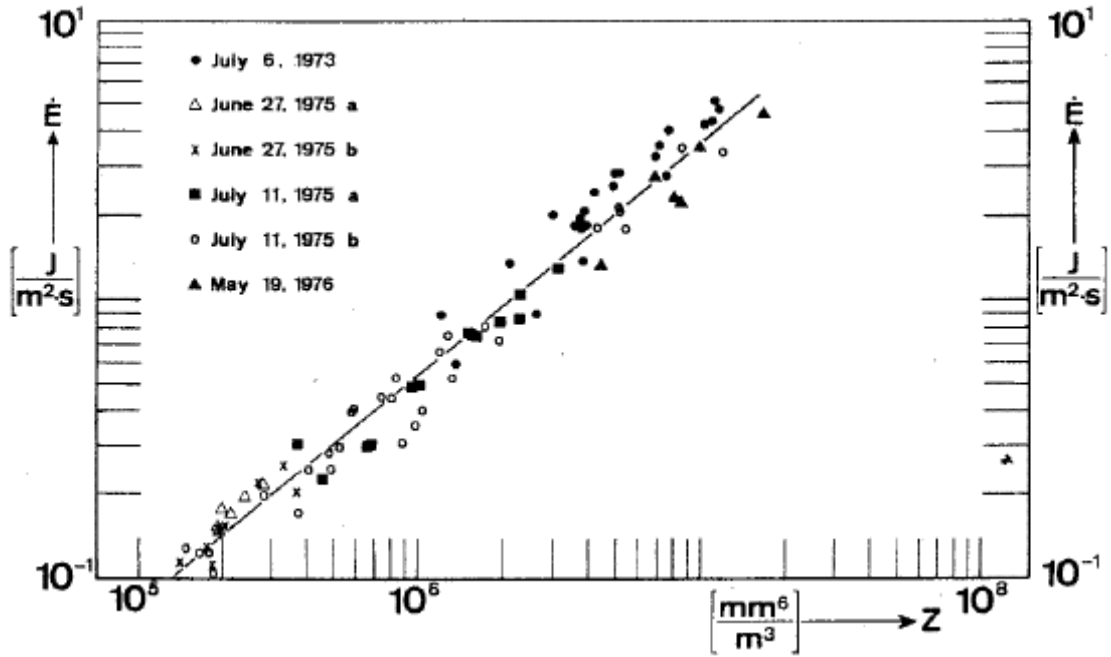
$$W(Z) = \begin{cases} 0 & \text{for } Z \leq Z_L \\ \frac{Z-Z_L}{Z_U-Z_L} & \text{for } Z_L < Z < Z_U \\ 1 & \text{for } Z \geq Z_U \end{cases}$$

Formüldeki sıcaklık değişkenli  $W_T(H)$  fonksiyonu aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$W_T(H) = \begin{cases} 0 & \text{for } H \leq H_{T0} \\ \frac{H-H_{T0}}{H_{Tm20}-H_{T0}} & \text{for } H_{T0} < H < H_{Tm20} \\ 1 & \text{for } H \geq H_{Tm20} \end{cases}$$

Yukarıdaki formüllerdeki reflektivite limit değeri olan  $Z_L$  ve  $Z_U$  değerleri sırasıyla 40 ve 50 dBZ olarak kullanılır ve  $H_{T0}$ , 0°C izoterminin yüksekliğidir.  $H_{Tm20}$  ise -20°C izoterminin yüksekliğidir. Formüllerden öncelikle SHI'nın -20°C seviyesindeki

yüksek reflektivite değerleriyle duyarlı bir şekilde değiştiği sonucu çıkarılabilir. Şayet  $-20^{\circ}\text{C}$  ve daha soğuk seviyelerde yeterli derecede yüksek reaktivite (45 dBZ ve üzeri) değerlerine rastlanıyorsa bu durum dolu gelişimi için ideal olacaktır.  $-0^{\circ}\text{C}$  ve  $-20^{\circ}\text{C}$  sıcaklıklarının görüldüğü yükseklikler ravinsonde gözlemlerinden veya sayısal hava tahmin modellerinden elde edilebilir. Radar ve sayısal hava tahmin modelleri birlikte çalışmalıdır. SHI'nın dolu yağıışı için kritik ve eşik değerleri 1995 yılında Kessinger ve arkadaşları tarafından NEXRAD için hesaplanmıştır. Çapı 13 mm'den büyük dolu taneciklerinin oluşma durumu SHI tarafından kolaylıkla tespit edilebilmektedir



Şekil 19. E ve Z ilişkisi

(URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), sayfa 18)

(Dolu çapı ve E değerleri arasında %84'lük bir korelasyon katsayısı tespit edilmiştir.

Söz konusu sabite yukarıdaki denklemlerde kullanılmıştır.)

### 9.2.7. Düşey Olarak Entegre Edilmiş Sıvı Su Miktarı (Vertical Integrated Liquid Water, VIL)

Düşey entegre edilmiş sıvı su (VIL), ilk defa bir analiz metodu olarak, 1972 yılında Grene ve Clark tarafından tanımlanmıştır. VIL değerinin şiddeti, fırtına analizinde ve hidrometeorolojik uygulamalarda kullanılması amaçlanmıştır. CAPPI ve maksimum eko ürünleriyle birlikte VIL değerlerinin kullanılması fırtına hücrelerinin üç boyutlu olarak analiz edilmesini mümkün kılmaktadır. VIL hesaplamasında ilk adım olarak

bütün reflektivite değerleri sıvı su içeriği (liquid water content, M) değerlerine dönüştürülür. ([http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf))

Formül şu şekildedir:

$$M = 3.44 * 10^{-3} * Z^{4/7}$$

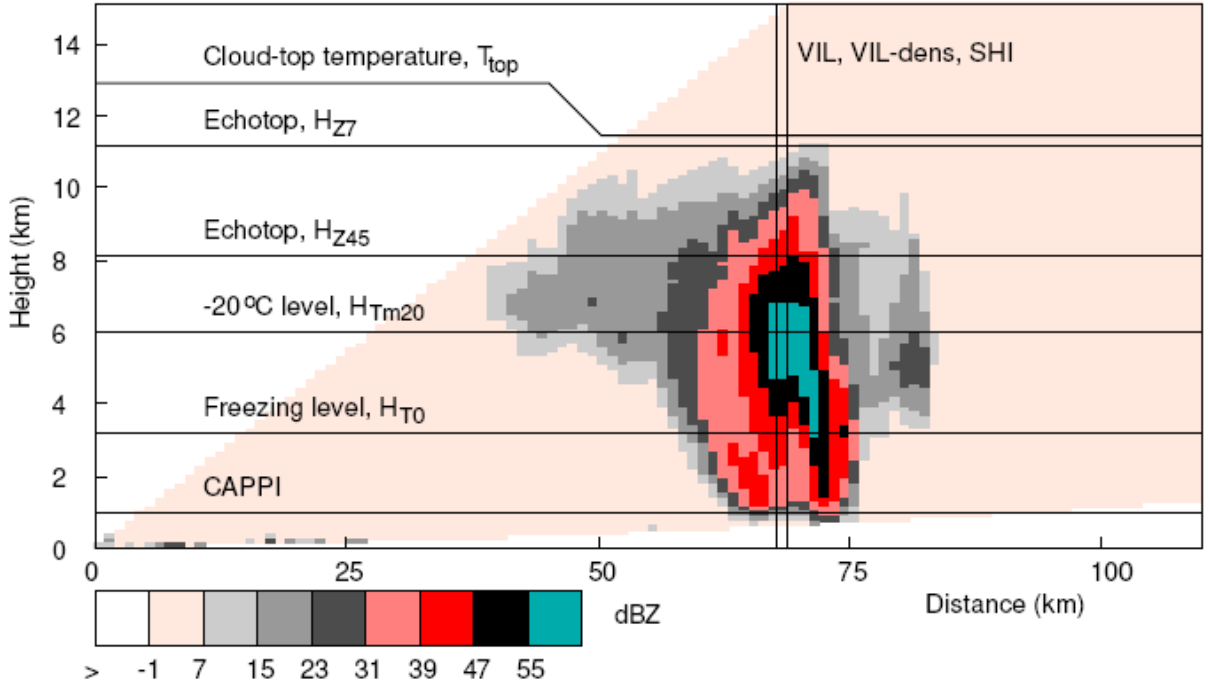
Formüldeki  $M$  değeri  $g/m^3$ ,  $Z$  değeri de  $mm^6/m^3$  cinsindedir.

$M$  değeri bulunduğundan sonra VIL değerinin hesaplanması için  $M$  düşey mesafede entegre edilir. Formül şu şekildedir:

$$VIL = \int_0^{H_{top}} M * dh = 3.44 * 10^{-3} \int_0^{H_{top}} Z^{4/7} dh$$

VIL,  $kg/m^2$  cinsindedir veya  $mm/km$  olarak da ifade edilebilir. VIL değerinin şiddetinin, oraj ve dolu yağışı ile yakından ilişkisi vardır. Kritik VIL değerleri hesaplanmıştır. Stratiform (tabakalı) yapılarda VIL değeri nadiren  $10 kg/m^2$ 'yi geçer. Bununla birlikte, oraj durumunda VIL değerinin söz konusu değerden çok daha yüksek olduğu gözlemlenmiştir. Literatürde VIL değerinin dolu ihbarı için eşik veya sınır değeri yoktur. Bunun yerine, VIL değerindeki kritik artımların düzenli bir şekilde takip edilip, tahmin değeriyle karşılaştırılarak trend analizinin yapılması, oraj ve dolu tahmini bakımından önemlidir.

## RHI, Aug. 8 1999, 16:34UTC: Reflectivity



Şekil 20. Dolu Belirleme Metotları ve Bir RHI Görüntüsü. (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), Sayfa 20)

### 9.2.8. VIL Yoğunluğu (VIL Density)

(URL 19, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf))

Literatürde dolu oluşumu için VIL değerinin olmadığı konusuna daha önce değinilmişti. Bu sorunu gidermek için VIL Yoğunluğu parametresi geliştirilmiştir. Ambrun ve Wolf 1997 yılında yaptıkları çalışmada VIL değerlerini maksimum eko yüksekliği (echotop) ile normalize etmişlerdir. Bu işlemde normalize edilmiş eko değerleri kullanmışlardır (örneğin; 7 dBZ gibi). VIL Yoğunluğu şu şekildedir:

$$VIL_{density} \equiv \frac{VIL}{H_{top}}$$

VIL Yoğunluğunun birimi  $g/m^3$ 'dür. VIL değerinin birimi  $kg/m^2$ 'dir.  $H_{top}$  ise km'dir. Amburn ve Wolf (1997), dolu için evrensel VIL yoğunluk eşik (kritik) değerini  $3.5 g/m^3$  olarak tespit etmişlerdir. Ancak bu değer pek çok tartışmaları da beraberinde getirmiştir. Edwards ve Thompson 1998 yılında yaptıkları çalışmalarda Amburn ve Wolf'un eşik değerini kabul etmişler, ancak dolu için eşik VIL değerinin  $38 kg/m^2$  olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Buna ek olarak VIL değerinin  $43 kg/m^2$ 'yi aştığı zaman, maksimum

eko yüksekliği ne olursa olsun, dolu yağışının meydana geldiğini savunmuşlardır. Hâlihazırda, SHI ve VIL değerleri şiddetli dolu yağışının tespit edilmesinde ABD’de operasyonel olarak kullanılmaktadır.

**Tablo 11.** Dolu Belirleme Yöntemlerinin Genel Değerlendirmesi. (URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf), Sayfa 21)

Method	Short description
CAPPI	Reflectivity at constant (low) altitude
maxPPI	Maximum reflectivity observed in vertical column
Auer	CAPPI method with threshold depending on cloud-top temperature
Waldvogel	Echotops of 45 dBZ reflectivity relative to height of freezing level (NEXRAD)
Echotop	Echotops of 45 dBZ, i.e., Waldvogel without temperature data
SHI	Severe Hail Index, reflectivity and temperature weighted integral of hail kinetic energy flux (NEXRAD)
VIL	Vertically Integrated Liquid, potential rainfall
VIL-dens	VIL density, ratio between VIL and height of 7 dBZ echotops

(Not: Tablo orijinal olduğu için Türkçeleştirilmemiştir.)

## 10. DOLU ALGORİTMASI İLE İLGİLİ YAPILAN BAZI ÇALIŞMALAR

**Pino ve Moore (1990)**, sondajları ve 1 boyutlu bulut modelini kullanarak dolu boyutunu tahmin etmek istemişlerdir. Erime etkisini ve ıslak hazne sıcaklığını ( $T_w$ ) hesaba katmışlardır. Yapılan çalışmalarda çok az başarı elde etmişlerdir. Shear terimi burada etkilidir.

**Brimelow ve arkadaşları (2002)**, bulut modeli ile dolu gelişim modelini birleştirmişlerdir. “Şiddetli ve şiddetli olmayan dolu olayları arasında ayırt edici bir yetenekte olup olmadığı” tartışılabilir.

Yukarıya doğru hareket (updrafts) süresinin hesabı için Brimelow ve arkadaşları 2002’deki çalışmalarında, 0–6 km’deki (normalize edilmiş) ESI’yi (shear\*CAPE) kullanmışlardır.

**Edwards ve Thompson'nun (1998)** yaptığı çalışmada ıslak termometre sıcaklığının  $0^{\circ}\text{C}$  olduğu sıcaklık (Wet Bulb Zero, WBZ), CAPE ve diğer termodinamik parametreler "tek başına" dolu büyüklüğünün tahmininde az bir başarı sağlar. VIL (Vertical Integrated Liquid) ve VIL yoğunluğunun örneğindeki sonuçlarda da az bir başarı sağlanmıştır. Bu çalışmada yaygın olarak kullanılan dolu belirleyiciler, dolu boyutunun tahmininde ya başarısız olmuşlar ya da az bir başarı gösterdiler. Daha iyi bir dolu tahmini için kinematik alanların eklenmesi gerekmektedir.

**Fırtına Tahmin Merkezi (SPC) Lokal Çalışma:** Burada SPC destekli geniş çapta dolu verisinin toplanması gerekir. (Jewel, ~400 sndgs). Doğru şekilde dolu boyutu tahmini için "shear"ın birleştirilmesi gerekir.

**SPC İşlemleri:** Önceki çalışmalarla ilgili ana endişe, ravinsonde gözlemlerinin sınırlı olarak takip edilmesidir. Model tahmini sondajları Create Point Forecast (PFC) kullanılarak SPC'de problem tanımlanır. 2001 yılından beri Brimelow (Jewel) tarafından modifiye edilmiş SPC kullanılır. SPC işlemlerinde çoklu (ensemble) yaklaşım (25 üyeli) ile  $1^{\circ}\text{C}$ 'ye kadar değişen  $T$  ve  $T_d$  parametreleri kullanılır. Bu çalışmadaki sonuçlar olumlu çıkmıştır. Özellikle büyük boyutlu dolu olaylarının, küçük boyutlu dolu olaylarından ayırt edilmesi daha iyidir.

SPC'de dolu tahmin modeli çalışması yapılmıştır. Bu çalışmaya göre dolu modeli ile ilgili bilgiler şöyledir:

### **Dolu Modelinin Olumlu Yanları**

Dolu modeli, olası maksimum dolu boyutu tahmininde yüksek oranda başarı gösterir. Basit bir modeldir. İşletimsel olarak kullanımı kolaydır.

## Dolu Modelinin Zayıf Yanları

Zayıf lapse-rate durumunda ve yüksek çığ noktası ile sıcak yaz aylarında atmosferik sondajlarda dolu ile ilgili sorunlar vardır. Yukarılarda çok soğuk havada ve çok düşük CAPE’de dolu olduğuna dair bir eğilim gösterir.

## 11. SHIP-Sig. (SIGNIFICANT HAIL PARAMETER)

Bu parametrenin olumlu yanları: Çok sayıda sondaja dayalıdır ve hesabı kolaydır. Sig. Hail’de gözlemlenen olayların doğru olarak tahmin edilmesi olasılığı (Probability Of Detection, POD) yüksektir. Bu oran %90’dan fazladır. İstatistiksel olarak SIG, NON SIG doludan ayrılır.

SHIP bir model parametresidir; indeks değildir. SHIP parametresi **dolunun olup olmayacağı** hakkında bilgi verir. Dolu çapı hakkında bilgi vermez. Bizim için dolunun olup olmayacağı önemli olduğundan SHIP parametresi muhakkak dolu algoritmasında yer almalıdır.

$$SHIP = (A * B * C * D * E) / 44000000$$

$$A = MUCAPE \text{ (J/kg)}$$

*MUCAPE* (Most Unstable CAPE): Sondaj içersindeki en kararsız tabakaya göre hesaplanmış CAPE değeridir. *MUCAPE* hesaplanırken, genellikle 1000 – 700 hpa arasındaki en kararsız tabakanın başlangıç yeri esas alınır.

*B*: En kararsız tabakadaki ortalama karışma oranı. (g/kg)

*C*: 700 – 500 hpa sıcaklık gradyanı (°C/km)

*D*: 500 hpa sıcaklığı (°C)

*E*: 0 – 6 km rüzgâr değişimi (m/sn)

**Tablo 12.** SHIP Parametresi Değerlendirmesi. (URL 12, [http://www.spc.noaa.gov/sfctest/help/help\\_sigh.html](http://www.spc.noaa.gov/sfctest/help/help_sigh.html))

SHIP Değeri	Analizi
>1	Doluya dikkat edilmelidir.
>4	Dolu ihtimali çok yüksek.

## 12. CRAVEN SIGNIFICANT SEVERE PARAMETER

Kuvvetli CAPE ve kuvvetli değişimi varsa Craven parametresi ön plana çıkar. Bu parametre tüm süper hücre durumunu ifade eder. Craven parametresi, yerden itibaren 100 hpa'lık tabakadaki ortalama karışma oranı ve sıcaklık kullanılarak hesap edilmiş olan CAPE (Mean Layer CAPE, mLCAPE) ile storm relative helicity (SRH) değerlerinin fonksiyonudur.

$$Craven = (mLCAPE(J/kg) * SHR_6 m/sn)/1000$$

Craven 20'den büyük olduğunda, yukarıya doğru hareket ve kararsızlık vardır. Süper hücre oluşumu vardır. Bunlar da dolu oluşum şartları için ideal bir durumdur.

Dolunun oluşumu ve gelişiminden tek bir parametre sorumlu değildir. Birçok değişken dolu büyümesinde etkilidir. Diğer yandan tüm bu değişkenler de birbirine bağımlıdır. Dolu oluşumunda sadece termodinamiğe güvenilmemelidir.

## 13. DOLU TAHMİN MODELİ

Dolu gelişiminin karmaşıklığı en iyi işleyen modeller 3 boyutlu (3D) modellerdir. Ancak 3 boyutlu (3D) modelleri operasyonel olarak kullanmak pratik değildir (Brook ve ark.,1992). 1 boyutlu (1D) HAILCAST modeli çalışmasına, bulut modeli ile dolu gelişim modelinin birleştirilmesi (Poolman, 1992) ile başlanmış, Brimelow ve arkadaşları da (2002) bu modeli geliştirmiştir.

HAILCAST son iki yılda Storm Prediction Center (SPC)'da test edilmiş ve uygulanmıştır. Bu çalışmada amaç dolunun düşüp düşmeyeceği ya da ne zaman düşeceğinin tahminini yapmak değildir. Amaç dolunun büyüklüğünün ne olacağını tahmin etmektir. Çeşitli yetenek testleri kullanılarak (kategorik olasılık tablosu gibi) dolu boyutu tahmininde modelin becerisinin test edilmesi amaçlanmıştır.



HAILCAST dolu modeli, önemli bir dolunun olup olmadığına bakar. Dolu çapına(D) göre; önemli dolu SIG (SIG;  $D \geq 2$ ), önemli olmayan şiddetli dolu NON SIG (NON SIG;  $0.75 \leq D < 2$ ) şeklinde ifade edilir.

Model girdi verisi olarak atmosferik sondajları alır. Yer seviyesindeki  $T$  ve  $T_d$  başlangıçta alınarak yükselici hareketlere bakılır. Model, yer tabanlı CAPE ve 850hpa'dan 6 km'ye kadar olan rüzgâr değişimi (wind shear) ürünlerini kullanır. Enerji Shear Index'i (ESI) de alır. ESI'nin amacı yukarıya doğru hareket süresince dikey rüzgâr shear'i ve kaldırma kuvveti etkilerini hesaba katmaktır (Brimelow, 1999).

Alberta'da dolu veritabanı analizinde büyük doluya, küçük doludan çok daha az sıklıkta rastlanır. 1995 – 2002 yılları arasında Amerika'da dolu boyutları raporlanmıştır. Genel olarak 0.75 inch'lik dolu yıl bazında 4000 raporda, 0.75 ile 1 inch arasındaki dolu yıl bazında 7000 raporda, 2.75 inch'lik dolu yıl bazında 183 raporda görülmüştür.

Herhangi bir dolu tahmin tekniğinde maksimum dolu boyutu, büyük oranda yükselici hareketlerin özelliğine bağlıdır. Bu nedenle, parselin birçok özelliği yükselici hareketlerin hesaplanmasında kullanılır. Modelde yer seviyesi  $T$  ve  $T_d$  değerleri başlangıçta alınır. Bu iki parametre dolu modeli için önem arz eder.

Daha önceki çalışmalarda da modelin zayıf yanları belirtilmişti. Bunlara ilave olarak, dolunun büyüklük hesabının, yükselici hareketin gücüne bağlanması hatalı bir yaklaşımdır. Yükselici hareketin yaşam ömrü (başlangıçtan bitene kadar geçen süre) süresinin ve mikrofiziksel süreçlerin hesaba katılmamış olması bir eksikliktir. Ayrıca yüksek CAPE, her zaman dolu anlamına gelmez.

HAILCAST dolu tahmin modeli, bazı olumsuzluklara rağmen maksimum dolu boyutunun tahmininde gelecek için ümit vaat etmektedir. Şu anda dolu boyutu tahmini için kullanılan en iyi yöntem HAILCAST dolu tahmin modelidir.

Dolu tahminine yönelik bir çalışma için dolu oluşum kıstaslarından yararlanarak algoritmaların yapılması ya da dolu haritalarının kullanılması düşünülebilir.

#### 14. 1980 – 2011 YILLARI ARASI SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA İZMİR, ISPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU ANALİZİ

Çalışmada 1980 – 2011 yılları arasındaki Samsun, İstanbul, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve Erzurum ravinsonde istasyonlarına ait dolu yağışı olan günler, dolu yağışının gerçekleştiği saatler, dolu cinsi ve şiddeti klimatoloji rasatlarından alınarak kullanılmıştır. Aşağıda 8 istasyonun hem genel hem de ayrı ayrı değerlendirmeleri yer almaktadır.

Ayrı bir bölüm olarak da, klimatoloji rasatlarından elde edilen dolulu günler ve dolunun meydana geldiği saatlere göre ravinsonde rasatları değerlendirilmiştir. Erzurum istasyonuna ait kimatolojik rasatlar 1980–2011 yılları arasını içermektedir.

Dolu çalışmasında 8 istasyonla çalışılmasının nedeni bu istasyonların aynı zamanda ravinsonde istasyonu olmasıdır. Böylece hem klimatolojik açıdan hem de yüksek atmosfer açısından değerlendirmelerin daha sağlıklı olması amaçlanmıştır.

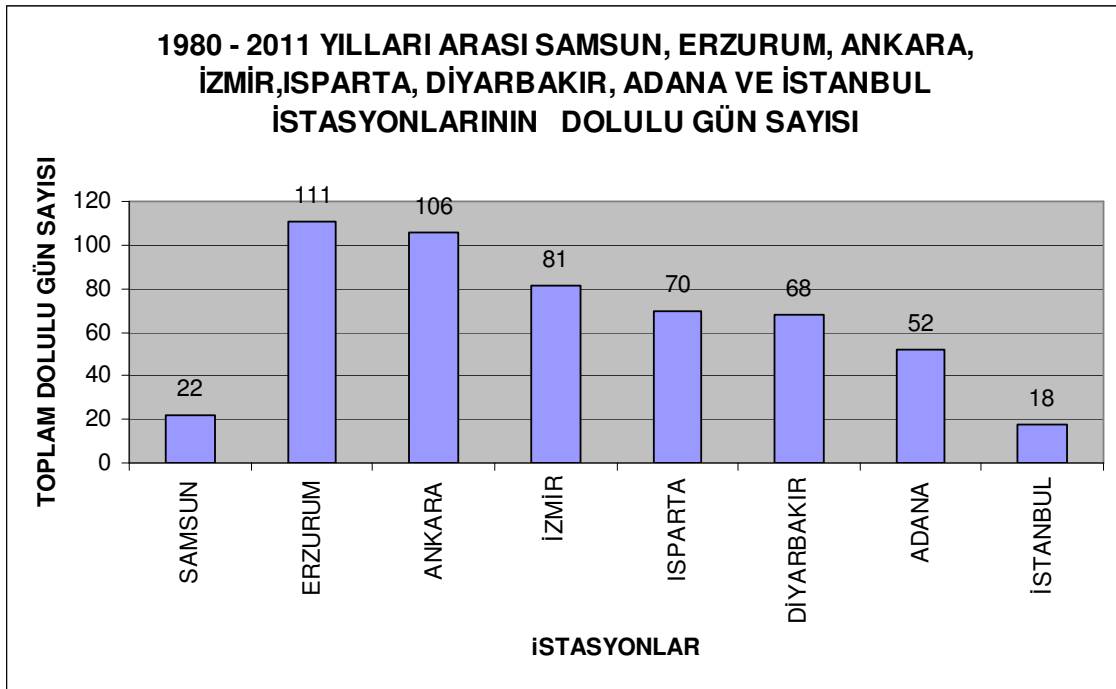
##### 14.1 1980 – 2011 Yılları Arası, Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının Toplam Dolulu Gün Sayısı

**Tablo 13.** İstasyonların 1980 – 2011 yılları arasındaki dolulu gün sayıları yüzde dağılımları ve toplam dolulu gün sayıları.

YIL/AY	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haz	Tem	Ağus	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Top	YÜZDE
SAMSUN	1	2	5	2	5	1	0	0	0	1	4	1	22	4
ERZURUM	0	0	3	25	35	21	10	5	4	7	1	0	111	21
ANKARA	6	12	15	25	22	9	1	4	3	3	4	2	106	20
İZMİR	17	20	11	7	0	0	1	1	1	2	6	15	81	15
ISPARTA	2	7	10	14	15	9	4	5	3	0	0	1	70	13
DIYARBAKIR	0	6	27	13	14	2	0	0	0	4	1	1	68	13
ADANA	5	5	10	9	7	3	0	2	3	3	3	2	52	10
İSTANBUL	2	0	2	1	2	1	1	4	0	1	2	2	18	3
Aylık Top	33	52	83	96	100	46	17	21	14	21	21	24	528	

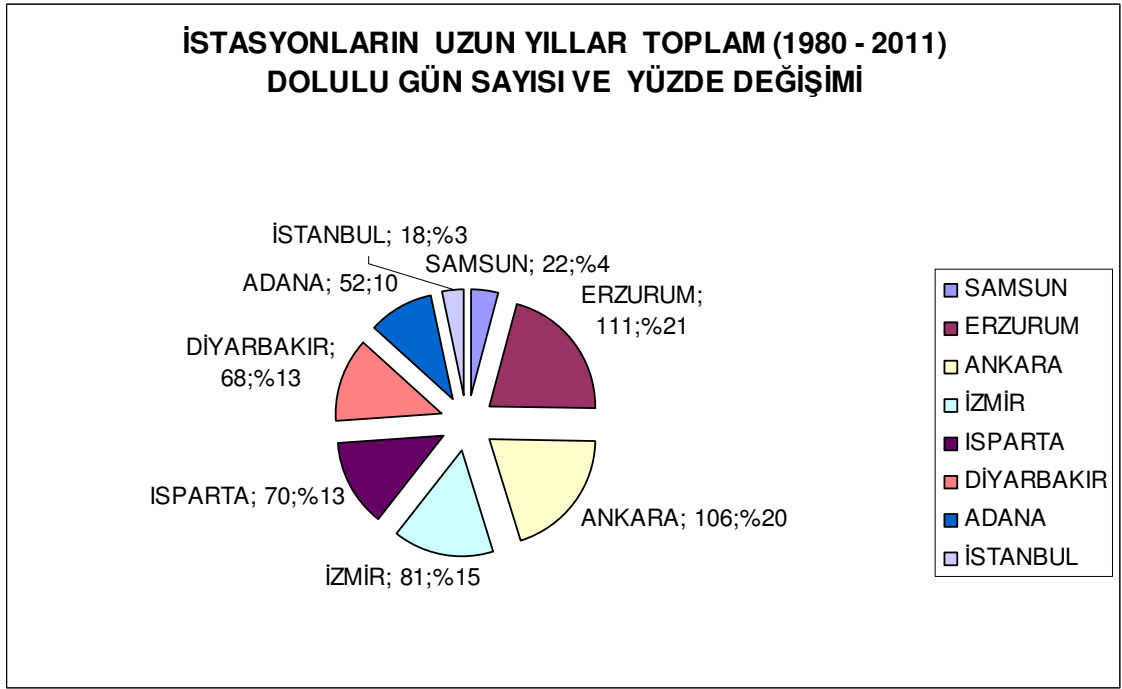
1980 – 2011 yılları arasında, 8 istasyonun toplam dolulu gün sayı 528 olarak bulunmuş ve her bir istasyonun da ayrı ayrı toplam dolulu gün sayısı, aylık toplam dolulu gün sayısı gösterilmiştir (Tablo 13 ve Grafik 1).

1980 – 2011 yılları arasında dolulu gün sayısına bakıldığında, bu dönemin son yıllarında dolulu gün sayısında bir artış görülmemiştir.



**Grafik 1.** Seçili istasyonların 1980 – 2011 yılları arası toplam dolulu gün sayıları.

Grafik 1’de görüldüğü gibi dolulu gün sayısı, en fazla Erzurum istasyonunda meydana gelmiştir. İkinci sırada Ankara istasyonu gelmektedir.



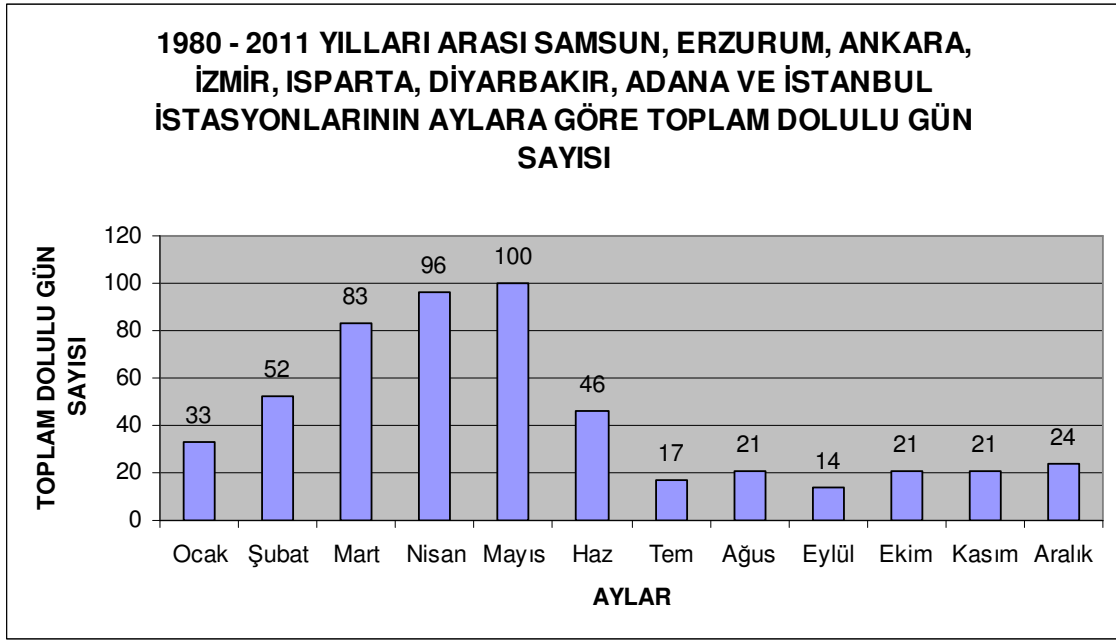
**Grafik 2.** Seçili istasyonların 1980 – 2011 yılları arası toplam dolulu günlerinin değişimi.

Tablo 13, Grafik 1 ve Grafik 2’den görüldüğü gibi, en fazla dolu yağışı Erzurum (111 gün) ve Ankara’da (106 gün) görülmüştür. Erzurum’un Doğu Anadolu Bölgesi’nde yer alması, denizden yükseltisinin fazla olması, ilkbahar mevsiminde kararsız yağışların fazla olması burada dolu yağışının fazla olmasını etkiler.

Erzurum’da dolu yağışının fazla olmasının diğer bir nedeni de, burası kış aylarında Sibiryaya yüksek basıncının etkisindedir. İlkbahara doğru Sibiryaya yüksek basıncının etkisi azalıp, kararsız ve rüzgârlı bir hava hüküm sürmeye başlar. Bu da dolu yağışının fazla olmasına etki eder.

#### **14.2. 1980 – 2011 Yılları Arası Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının Aylık Toplam Dolulu Gün Sayısı**

1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerin aylık dağılımı yapılırken, 8 istasyonun toplam dolulu gün sayısının (528 gün) aylara göre dağılımına bakılmıştır (Grafik 3).



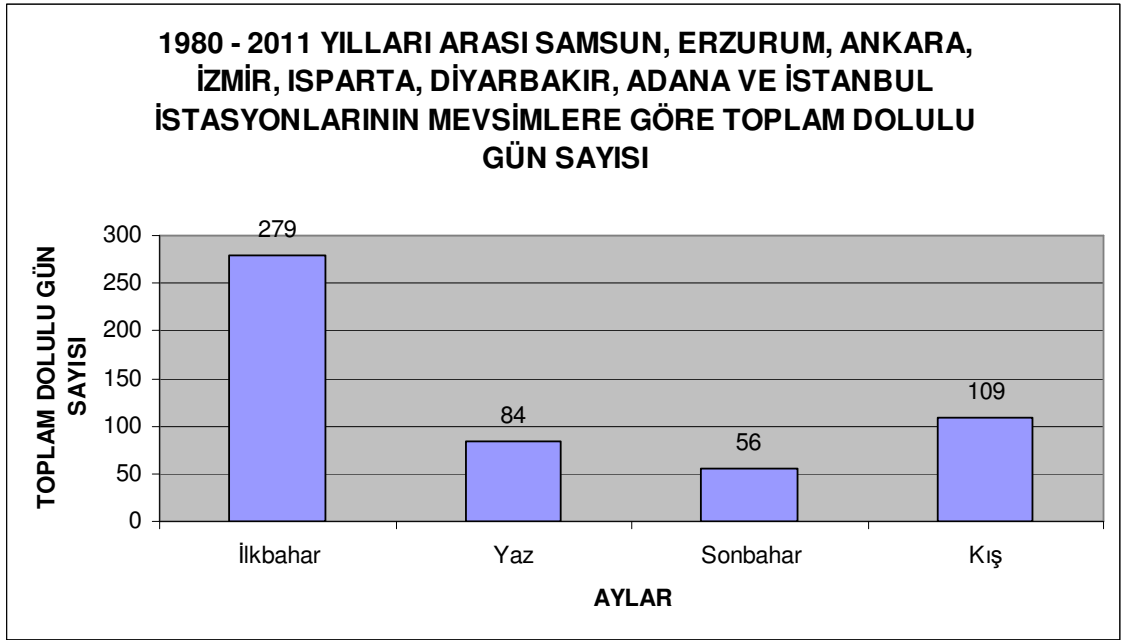
**Grafik 3.** 8 istasyonun 1980 – 2011 yılları arası dolu günlerinin aylara göre dağılımı.

Grafik 3'e bakıldığında, en fazla dolulu günler Mayıs ayı başta olmak üzere Mart ve Nisan aylarında görülmektedir. Buradan da kararsızlığa bağlı olarak, ülkemizde dolu yağışının daha çok ilkbahar mevsiminde görüldüğü söylenebilir.

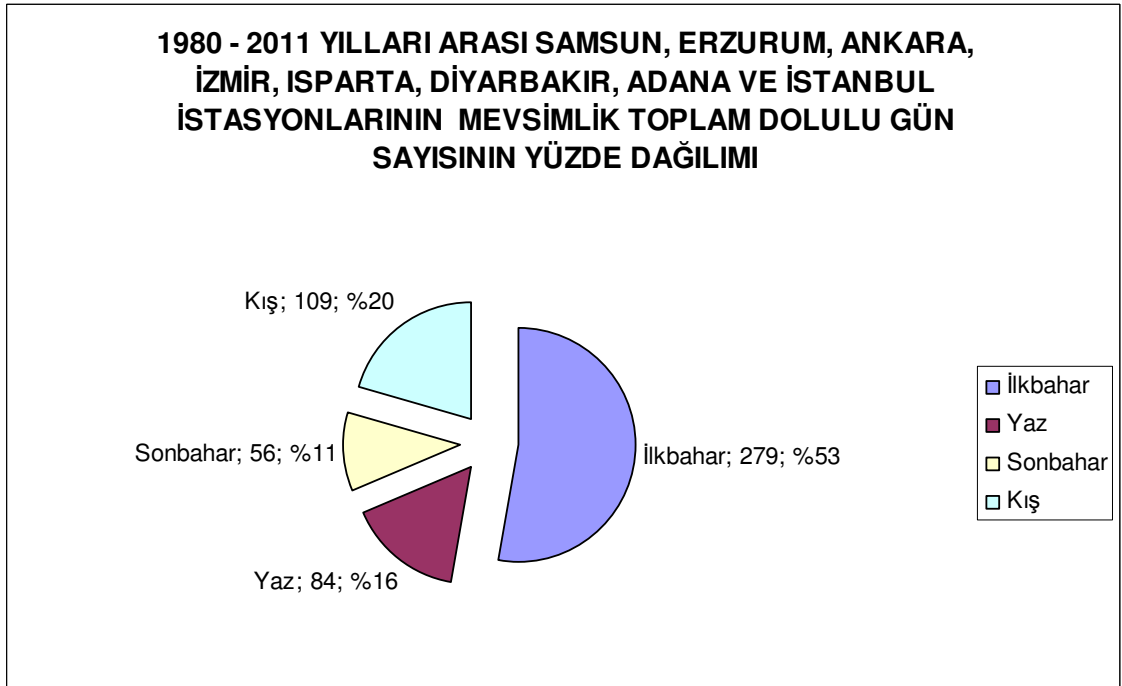
#### **14.3. 1980 – 2011 Yılları Arası Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta,**

##### **Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının Mevsimlik Dolulu Gün Sayısı**

1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerin mevsimlik dağılımı yapılırken, 8 istasyonun toplam dolulu gün sayısının (528 gün) mevsimlere göre dağılımına bakılmıştır (Grafik4, Grafik 5).



**Grafik 4.** 8 istasyonun 1980 – 2011 yılları arası mevsimlere göre toplam dolulu gün sayısı.



**Grafik 5.** 8 istasyonun 1980 – 2011 yılları arası mevsimlere göre toplam dolulu gün sayılarının yüzde dağılımı.

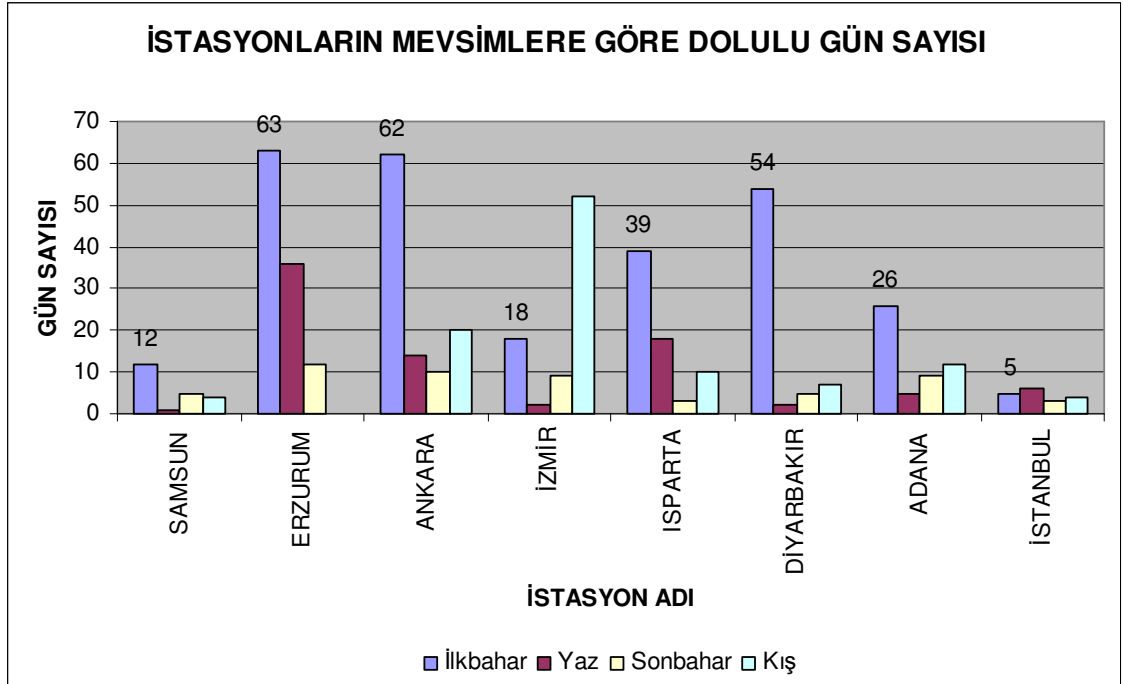
Mevsimlik olarak değerlendirmelere bakıldığında, dolulu gün sayısının en fazla ilkbahar mevsiminde (279 gün; %53) olduğu görülmektedir. Dolayısıyla, dolu yağışı oluşumu için havanın ılık olduğu zamanlar daha uygundur. Havanın nemli ve alttan sıcak, üst seviyelerin serin olduğu zamanlarda da dolu sıkça yağar. Bu dönem de ülkemizde bahar ve yaz aylarıdır. Ancak aşağıdaki grafiklerden de görüleceği üzere

İzmir'in kendine has coğrafi yapısı nedeniyle dolu yağışı daha çok kış mevsiminde görülmektedir. Bu durum da kış ortalamalarının yükselmesine neden olmaktadır.

1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerin mevsimlere göre dağılımına her bir istasyon için bakıldığında aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

**Tablo 14.** İstasyonların dolulu günlerinin mevsimlere göre değişimi.

İstasyonların Mevsimlere Göre Dolu Gün Sayısı					
	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Kış	TOPLAM
SAMSUN	12	1	5	4	22
ERZURUM	63	36	12	0	111
ANKARA	62	14	10	20	106
İZMİR	18	2	9	52	81
İSPARTA	39	18	3	10	70
DİYARBAKIR	54	2	5	7	68
ADANA	26	5	9	12	52
İSTANBUL	5	6	3	4	18
<b>GENEL TOPLAM</b>					<b>528</b>



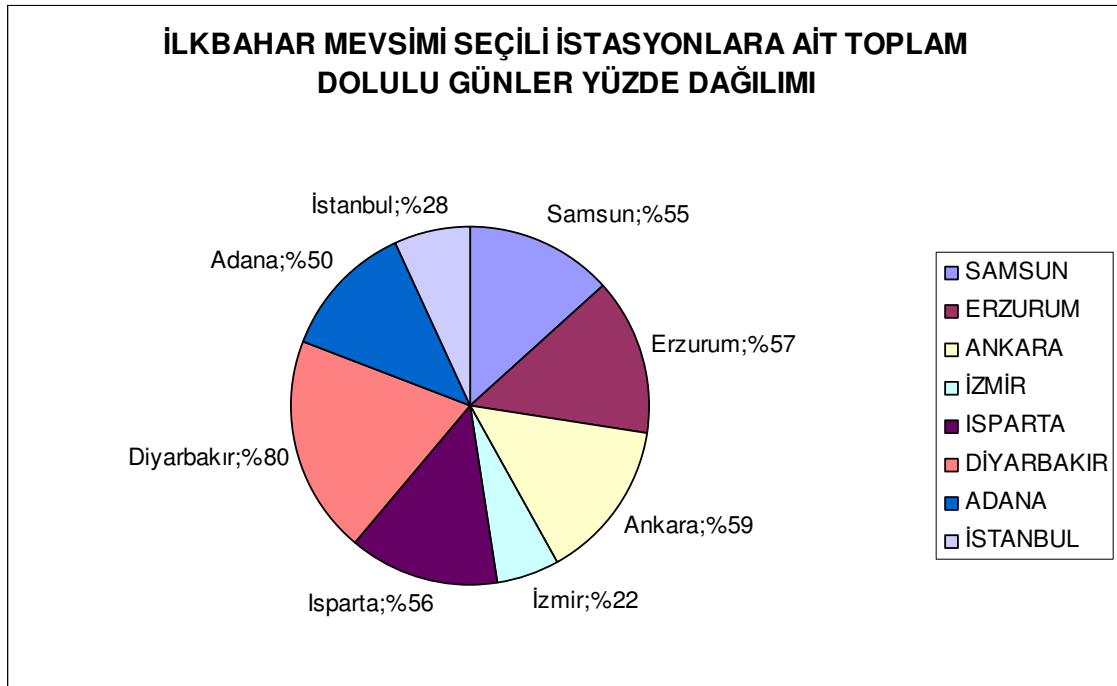
**Grafik 6.** İstasyonların toplam dolulu günlerinin mevsimlere göre dağılımı.

1980 – 2011 yılları arası, her bir istasyonun dolulu günlerinin mevsimlere göre dağılımı yapıldıktan sonra, her bir istasyonun kendisine ait toplam dolulu gün sayısına göre kendi içindeki mevsimsel dağılımı yüzde olarak hesaplanmış ve aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir (Tablo 15).

**Tablo 15.** İstasyonların dolulu günlerinin mevsimlere göre yüzde değişimi.

İstasyonların Mevsimlere Göre Dolu Gün Sayısının Yüzde Değişimi (%)				
	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Kış
SAMSUN	54,5	4,5	23	18
ERZURUM	57	32	11	0
ANKARA	59	13	9	19
İZMİR	22	3	11	64
İSPARTA	56	26	4	14
DİYARBAKIR	80	3	7	10
ADANA	50	10	17	23
İSTANBUL	28	33	17	22

Her bir istasyona ait toplam dolulu günlerine göre mevsimsel değerlendirmeleri yapıldığında Grafik 7, 8, 9 ve 10'daki sonuçları görmekteyiz. Samsun, Erzurum, Ankara, Adana, Isparta ve Adana istasyonlarında dolu yağışı en fazla ilkbahar mevsiminde, İzmir istasyonunda ise dolu yağışı en fazla kış mevsiminde görülmektedir. İstanbul istasyonunda dolu yağışı tüm mevsimlere dağılmıştır.

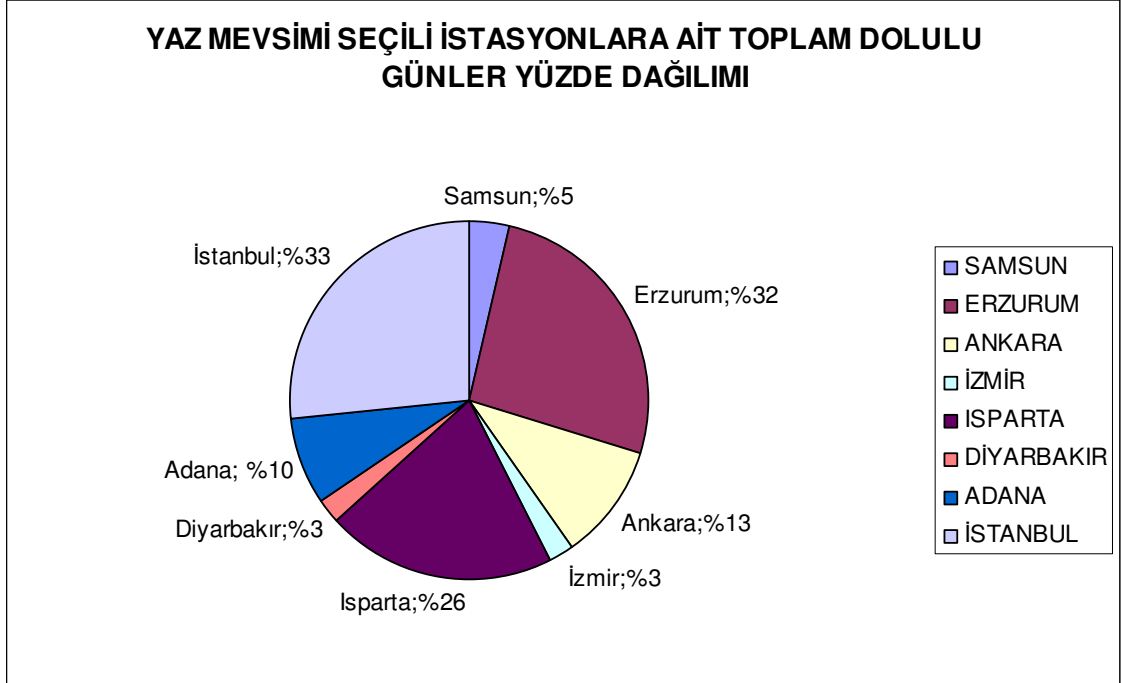


**Grafik 7.** İlkbahar mevsiminin istasyonlara göre değişim yüzdesi.

Her bir istasyonun 1980 – 2011 yılları arasındaki toplam dolulu gün sayısı bulunduğundan sonra, ilkbahar mevsimine ait dolulu gün sayısı tespit edilmiştir. İlkbahar mevsiminin dolulu gün sayısının istasyonun toplam dolulu gün sayısı içindeki yüzde hesabı yapıp tablo ve grafiklerle gösterilmiştir. Örneğin, ilkbahar mevsiminde Diyarbakır istasyonuna ait toplam dolulu gün sayısı 68 olup, 54 günlük dolu yağışı

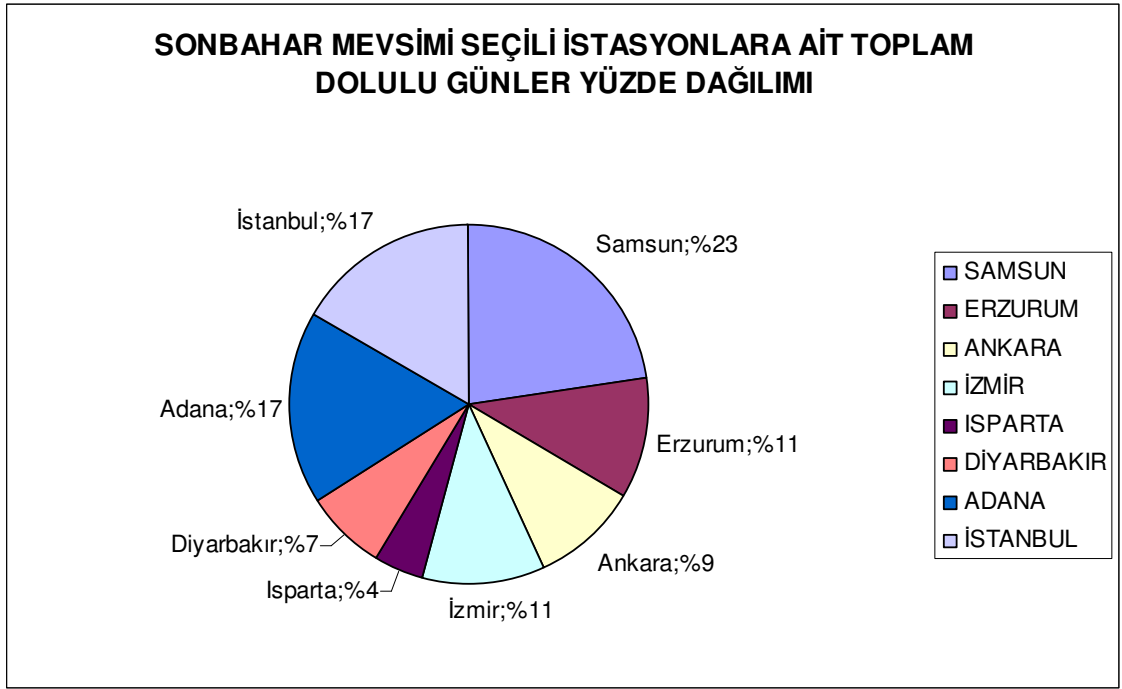


ilkbahar mevsiminde gerçekleşmiştir. Bu da toplam dolu yağışının %80'lik dilimini içermektedir. Diyarbakır istasyonunda dolu yağışının büyük kısmının ilkbaharda görülmesi oldukça anlamlıdır.



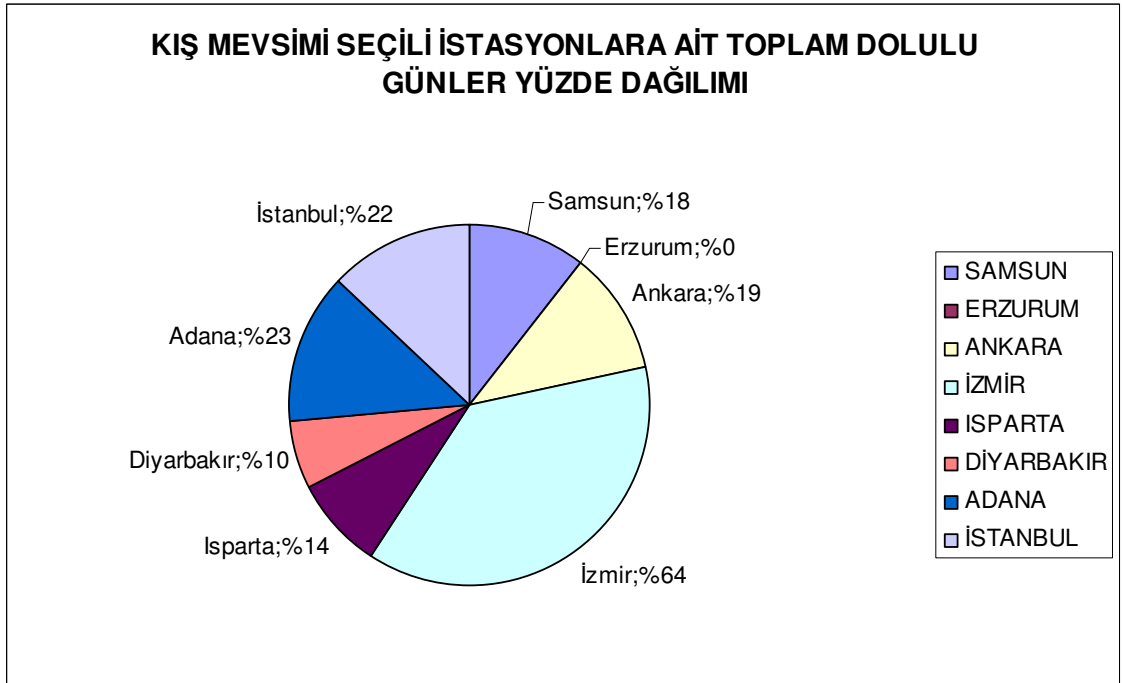
**Grafik 8.** Yaz mevsimine göre istasyonların dolulu günlerinin yüzdesi.

Yaz mevsiminde İstanbul ve Erzurum istasyonlarında dolu yağışı yüzdesi diğer istasyonlardan daha fazladır.



**Grafik 9.** Sonbahar mevsimine göre istasyonların dolulu günlerinin yüzdesi.

Samsun istasyonunun sonbaharda dolu yağışı yüzdesi diğer istasyonlardan daha fazladır.



**Grafik 10.** Kış mevsimine göre istasyonların dolulu günlerinin yüzdesi.

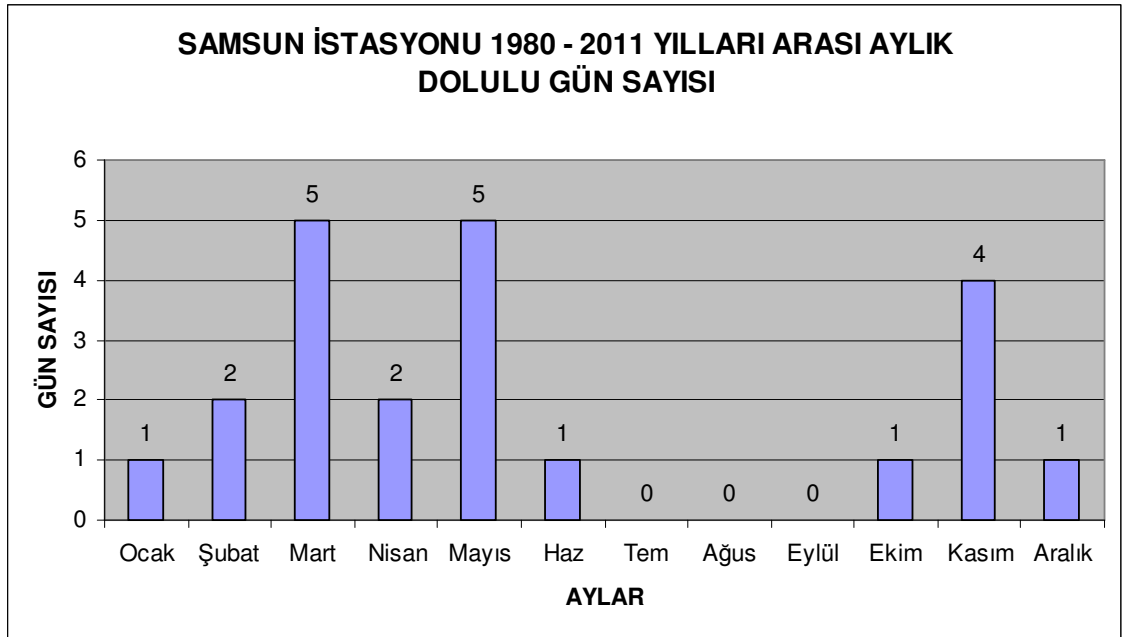
İzmir istasyonunun 1980 – 2011 yılları arasında toplam dolulu gün sayısı 81 gündür. 81 günlük dolu yağışının 52 günü kış mevsimine denk gelmektedir. Bu da toplam dolu

yağışının %64'ünü içermektedir. İzmir istasyonunda dolu yağışının büyük bir kısmı kış mevsiminde meydana gelmektedir. Erzurum istasyonunda ise kış mevsiminde dolu yağışı verilen yıllar arasında gerçekleşmemiştir.

#### 14.4. Samsun, Erzurum, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır, Adana ve İstanbul İstasyonlarının 1980 – 2011 Yılları Arası Ayrı Ayrı Değerlendirmesi

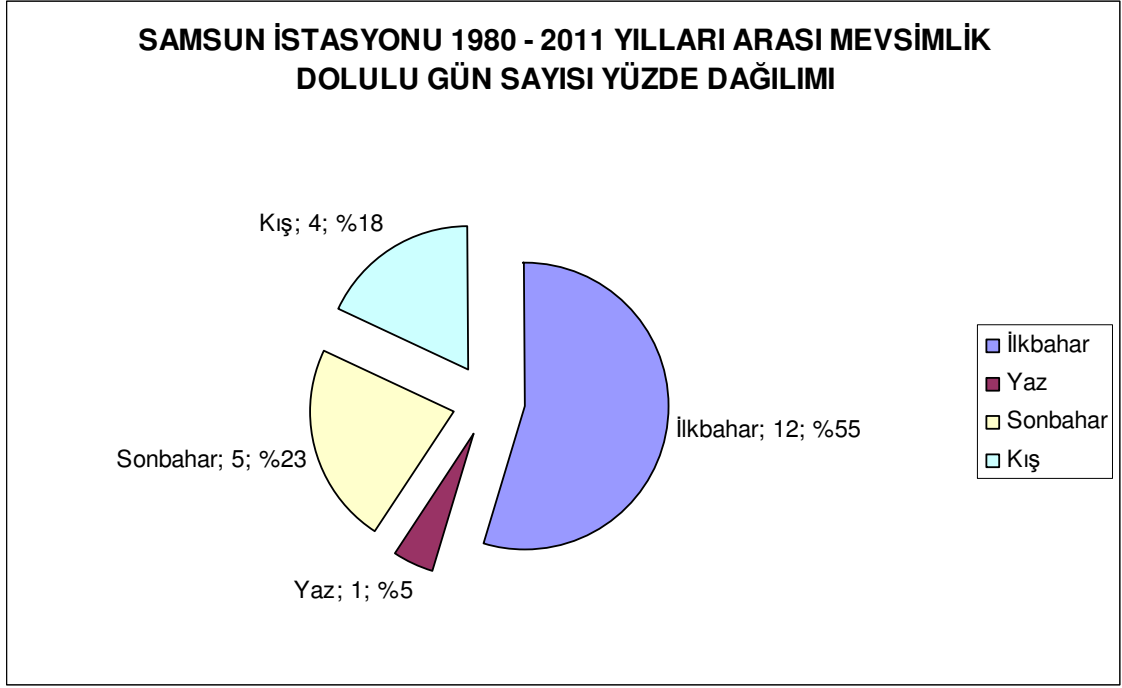
İstasyonların her birinin dolulu günlerini görmek amacıyla aylık ve mevsimlik değerlendirmeleri yapılmıştır.

##### 14.4.1. 1980 – 2011 Yılları Arası Samsun İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 11.** Samsun istasyonunun 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

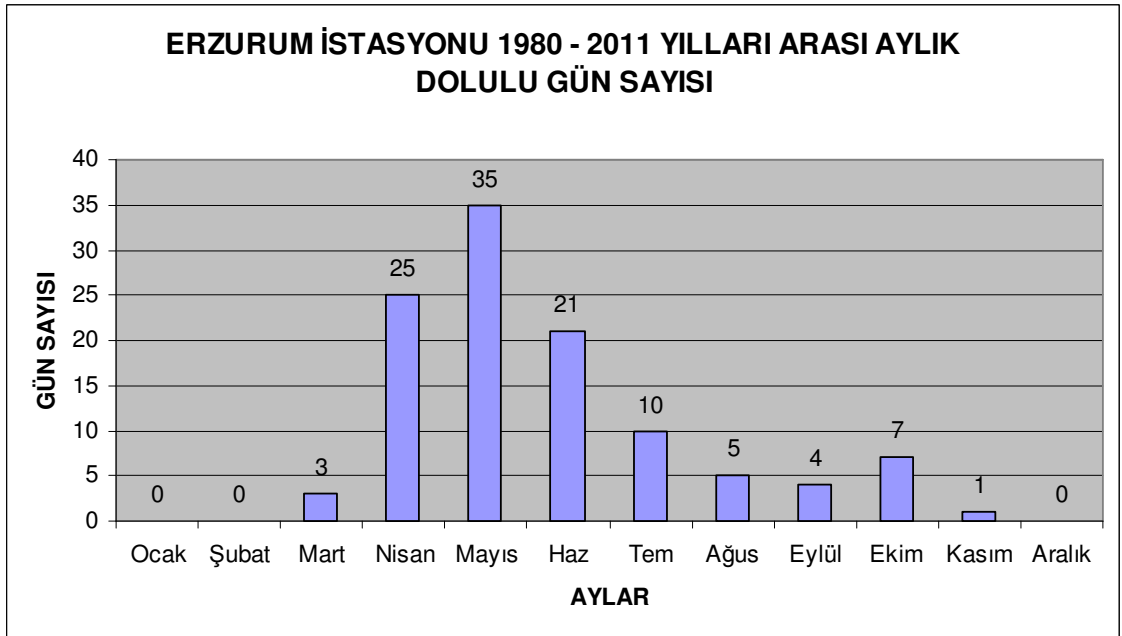
Samsun istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla mart ve nisan aylarında gerçekleşmiştir. Temmuz, ağustos ve eylül aylarında ise dolu yağışı hiç gerçekleşmemiştir.



**Grafik 12.** Samsun istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

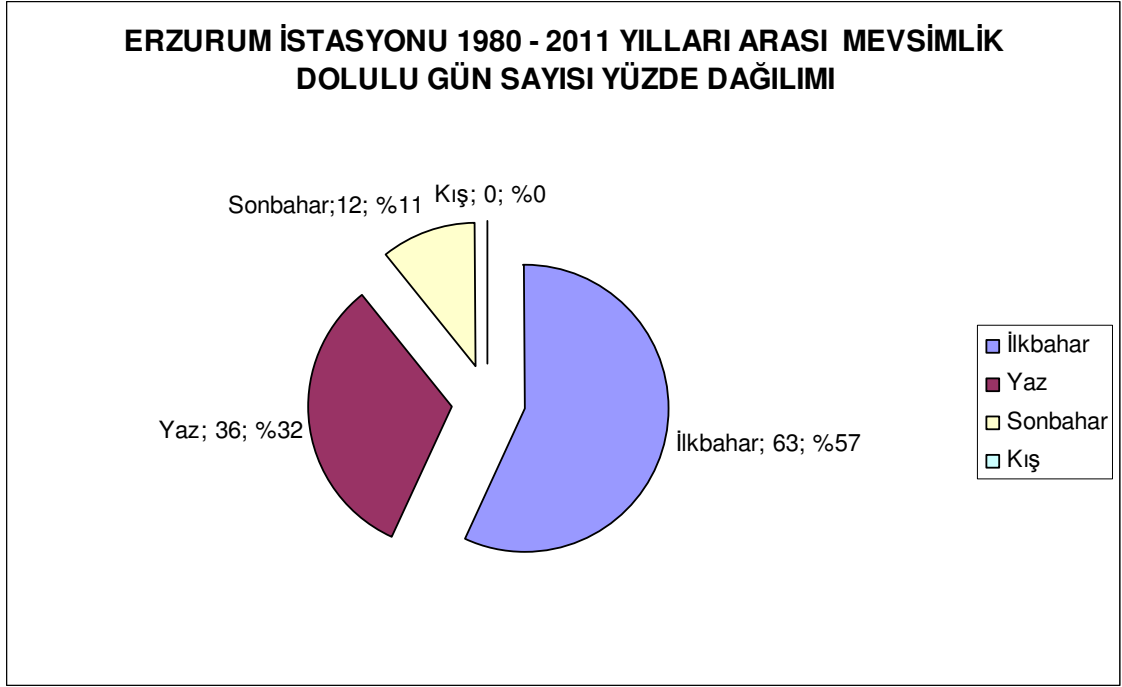
Samsun istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok ilkbahar mevsiminde, en az kış mevsiminde görülmüştür (Grafik 12).

#### 14.4.2. 1980 – 2011 Yılları Arası Erzurum İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 13.** Erzurum istasyonunun 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

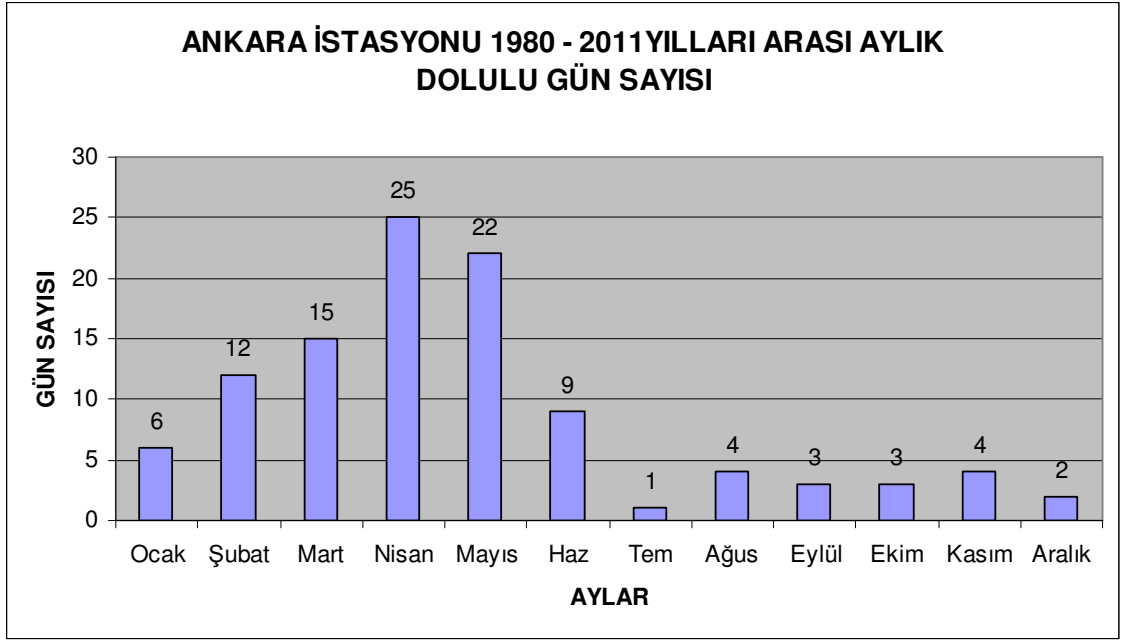
Erzurum istasyonunda aylık dolulu gün sayısı, en fazla mayıs ayında gerçekleşmiştir. Aralık, ocak ve şubat aylarında ise dolu yağı hiç gerçekleşmemiştir.



**Grafik 14.** Erzurum istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

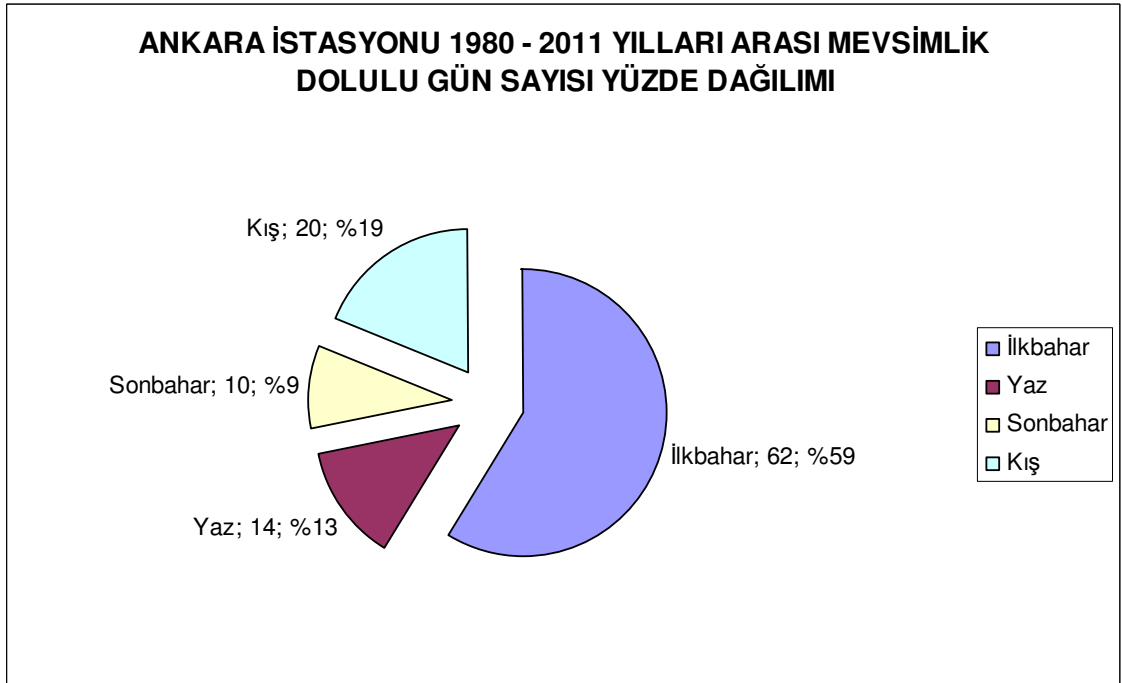
Erzurum istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok ilkbahar mevsiminde görülmüş, kış mevsiminde ise dolu yağı görülmemiştir (Grafik 14).

#### 14.4.3. 1980 – 2011 Yılları Arası Ankara İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 15.** Ankara istasyonu 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

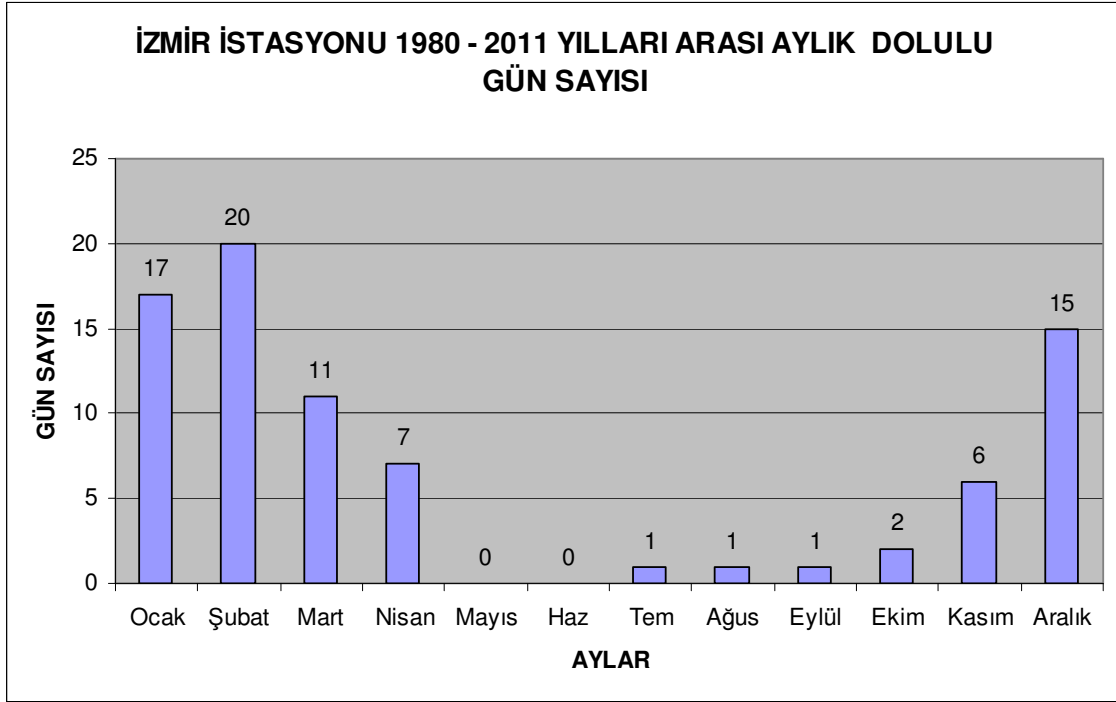
Ankara istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla, nisan ve mayıs aylarında gerçekleşmiştir. Temmuz ve aralık aylarında ise dolulu gün sayısı en azdır.



**Grafik 16.** Ankara istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

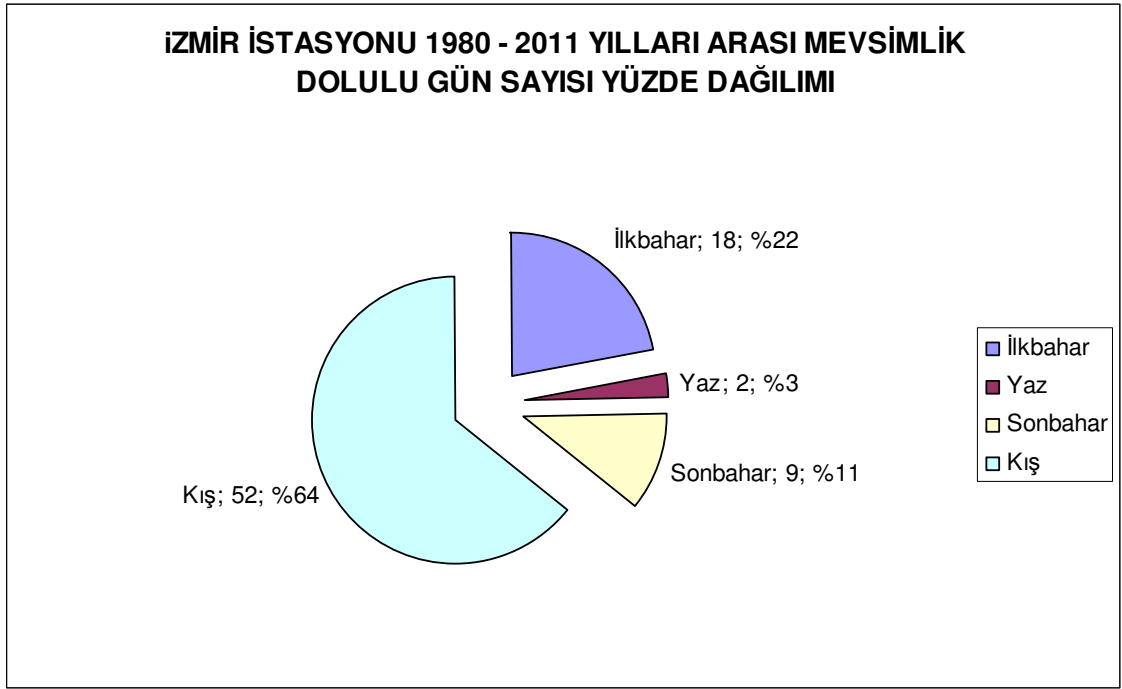
Ankara istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok ilkbahar mevsiminde, en az sonbahar mevsiminde görülmüştür (Grafik 16).

#### 14.4.4. 1980 – 2011 Yılları Arası İzmir İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 17.** İzmir istasyonu 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

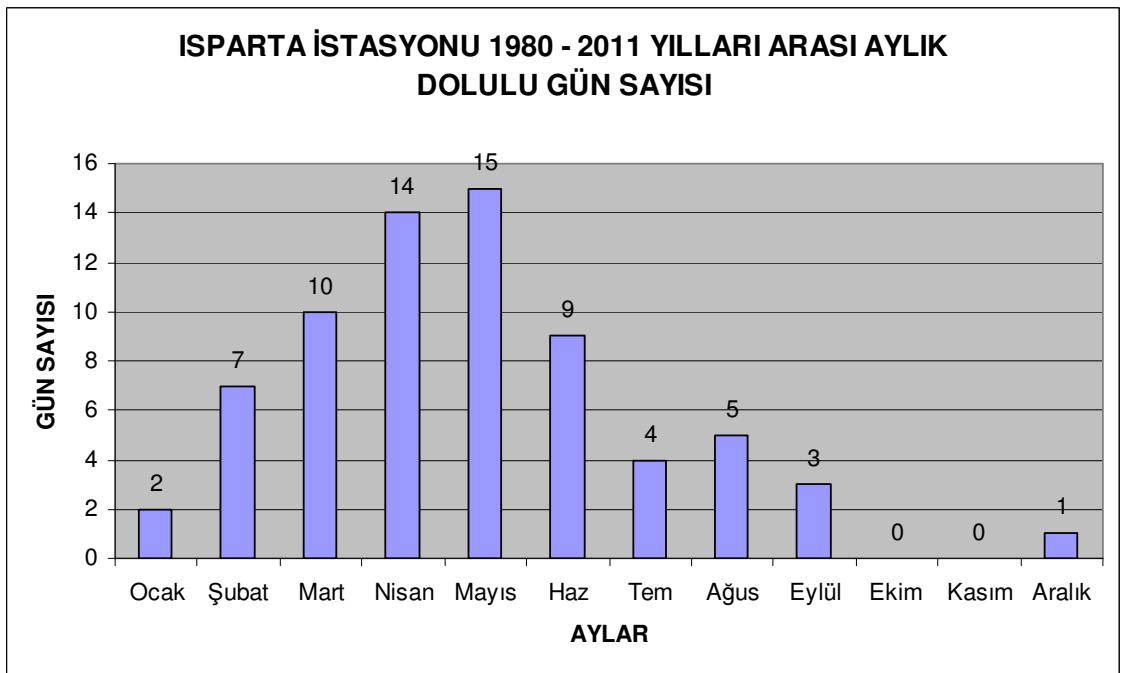
İzmir istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla ocak, şubat ve aralık aylarında gerçekleşmiştir. Mayıs ve haziran aylarında ise dolu hiç meydana gelmemiştir.



**Grafik 18.** İzmir istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

İzmir istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok kış mevsiminde, en az yaz mevsiminde görülmüştür (Grafik 18).

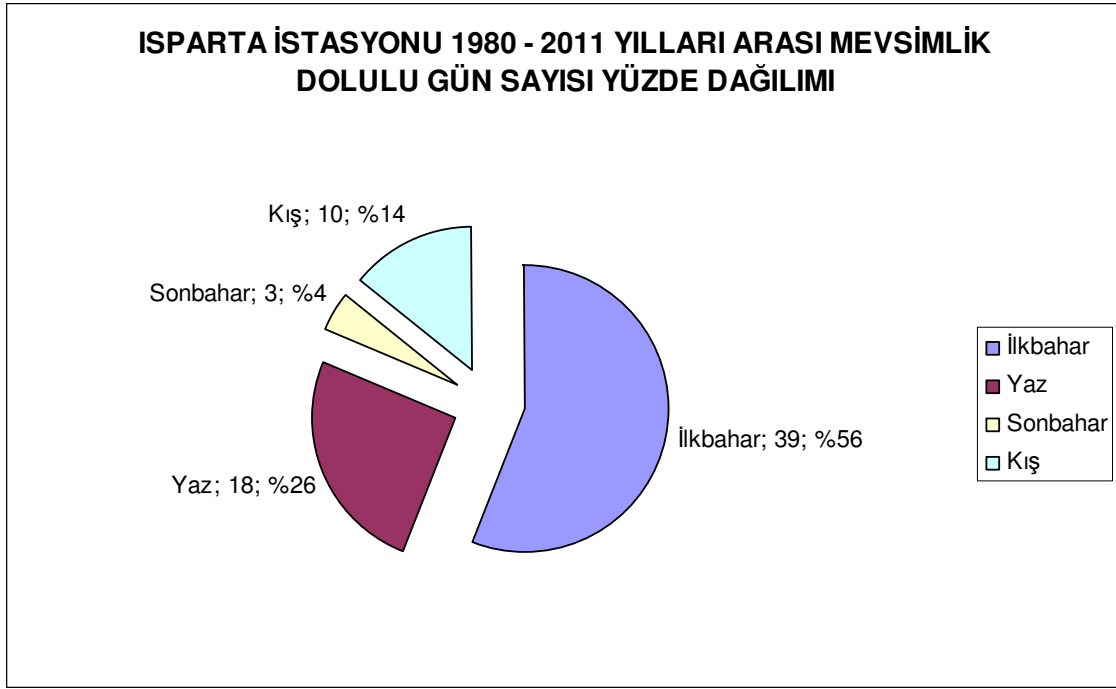
#### 14.4.5. 1980 – 2011 Yılları Arası Isparta İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 19.** Isparta istasyonu 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.



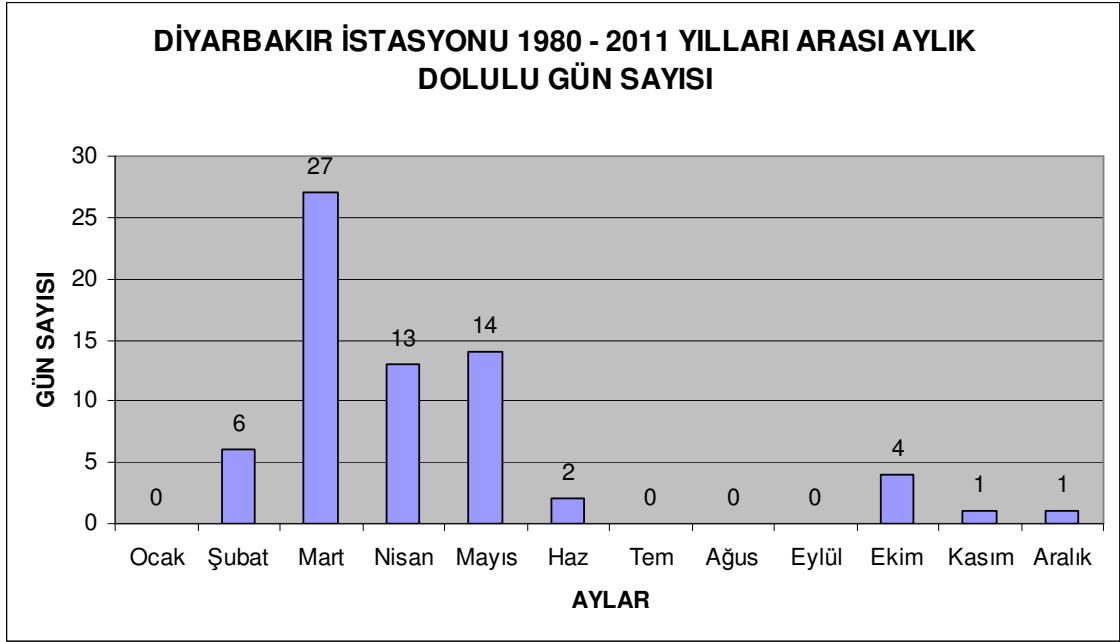
Isparta istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla nisan ve mayıs aylarında gerçekleşmiştir. Ekim ve kasım aylarında ise dolu yağışı hiç meydana gelmemiştir.



**Grafik 20.** Isparta istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

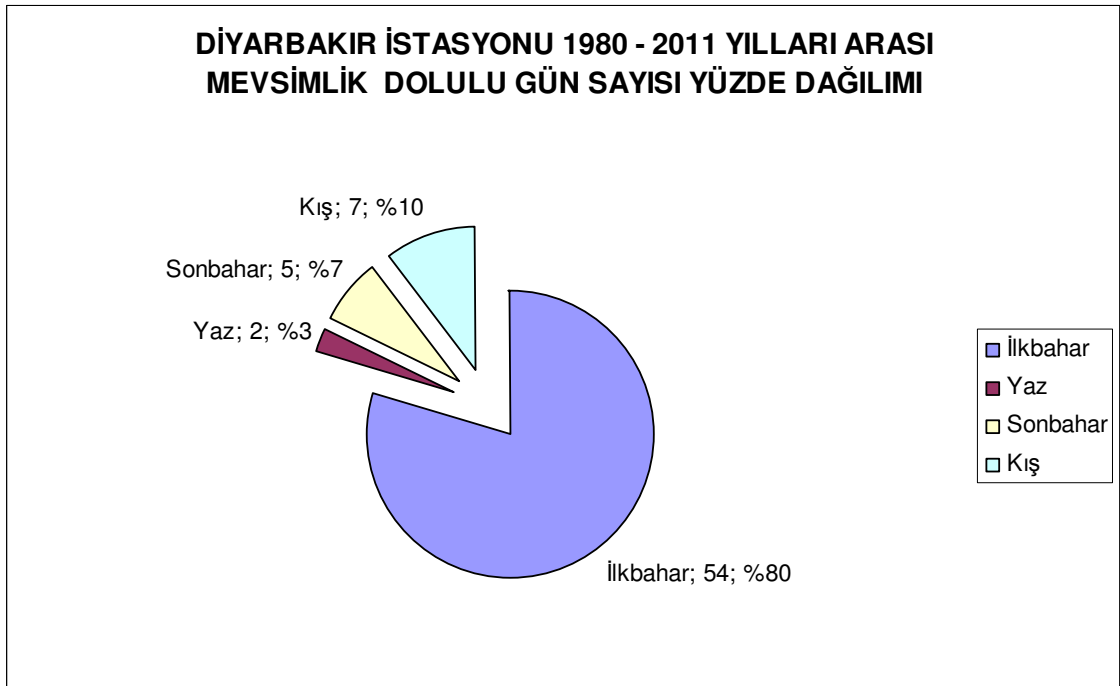
Isparta istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok ilkbahar mevsiminde, en az sonbahar mevsiminde görülmüştür (Grafik 20).

#### 14.4.6. 1980 – 2011 Yılları Arası Diyarbakır İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 21.** Diyarbakır istasyonu 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

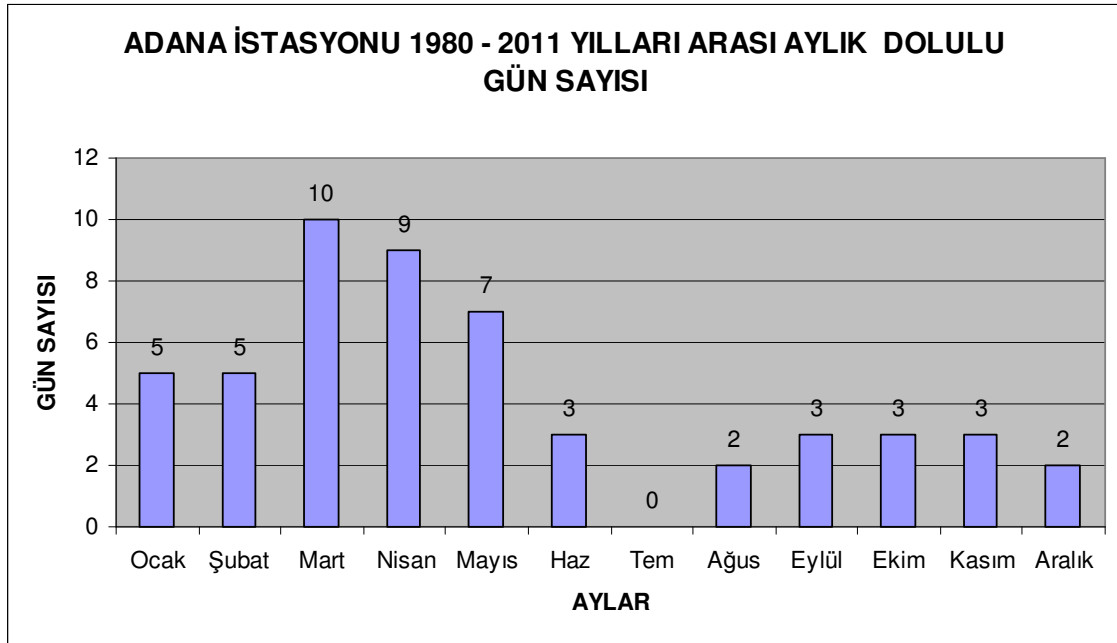
Diyarbakır istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla mart, nisan ve mayıs aylarında gerçekleşmiştir. Ocak, temmuz, ağustos ve eylül aylarında ise dolu yağışı hiç meydana gelmemiştir.



**Grafik 22.** Diyarbakır istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

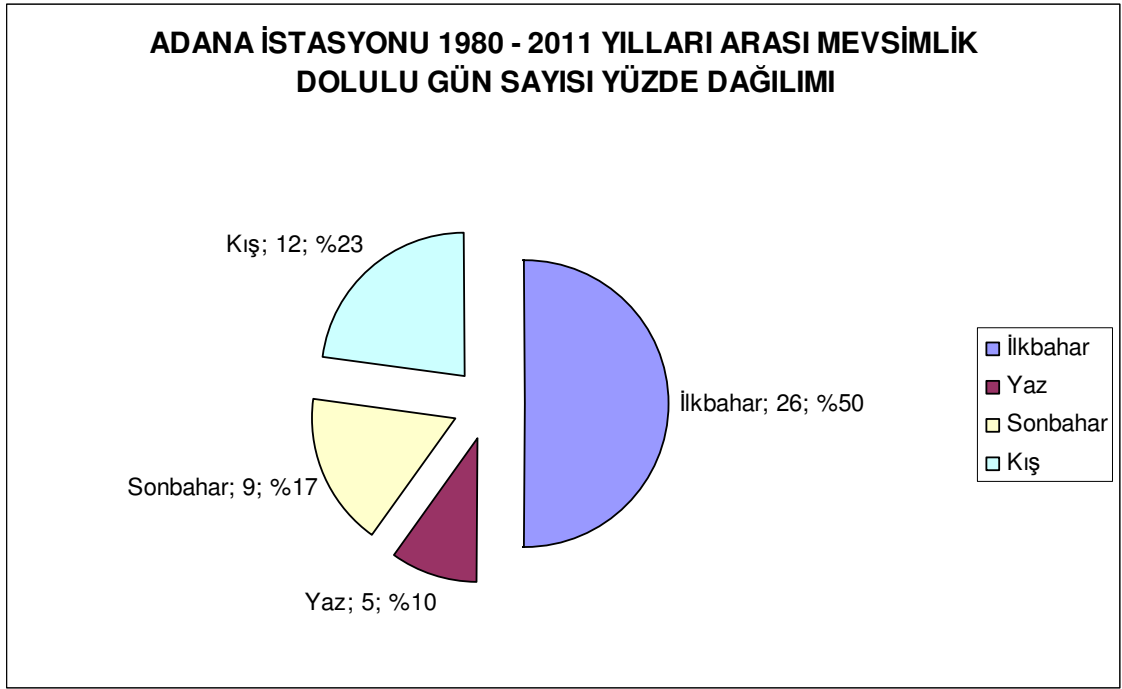
Diyarbakır istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok ilkbahar mevsiminde, en az yaz mevsiminde görülmüştür (Grafik 22).

#### 14.4.7. 1980 – 2011 Yılları Arası Adana İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 23.** Adana istasyonu 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

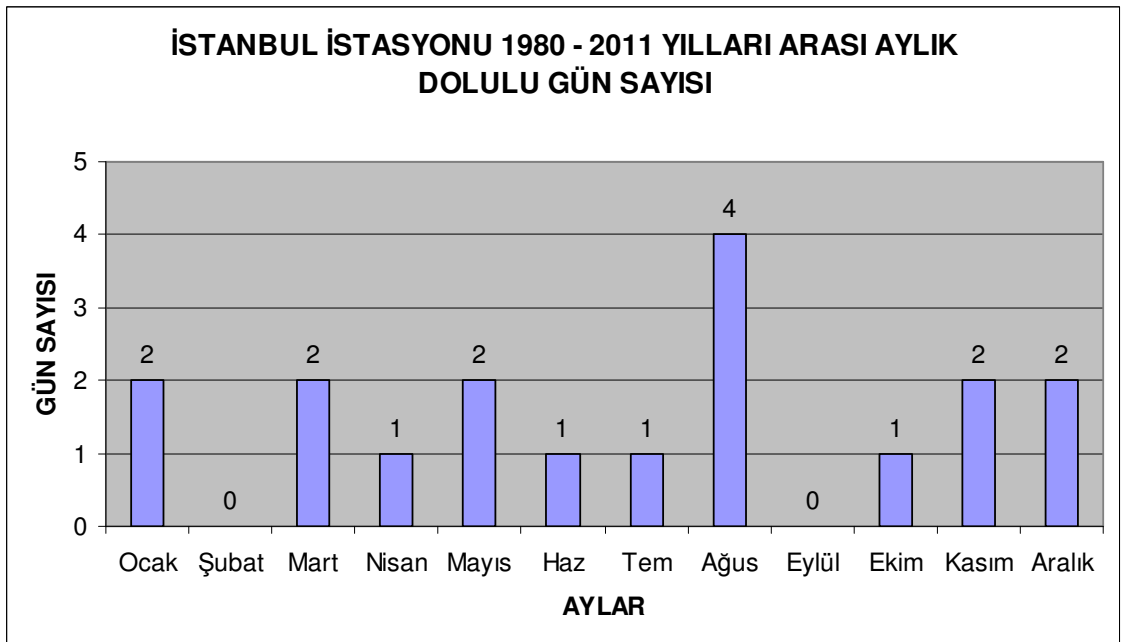
Adana istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla mart ve nisan aylarında gerçekleşmiştir. Temmuz ayında ise dolu hiç meydana gelmemiştir.



**Grafik 24.** Adana istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

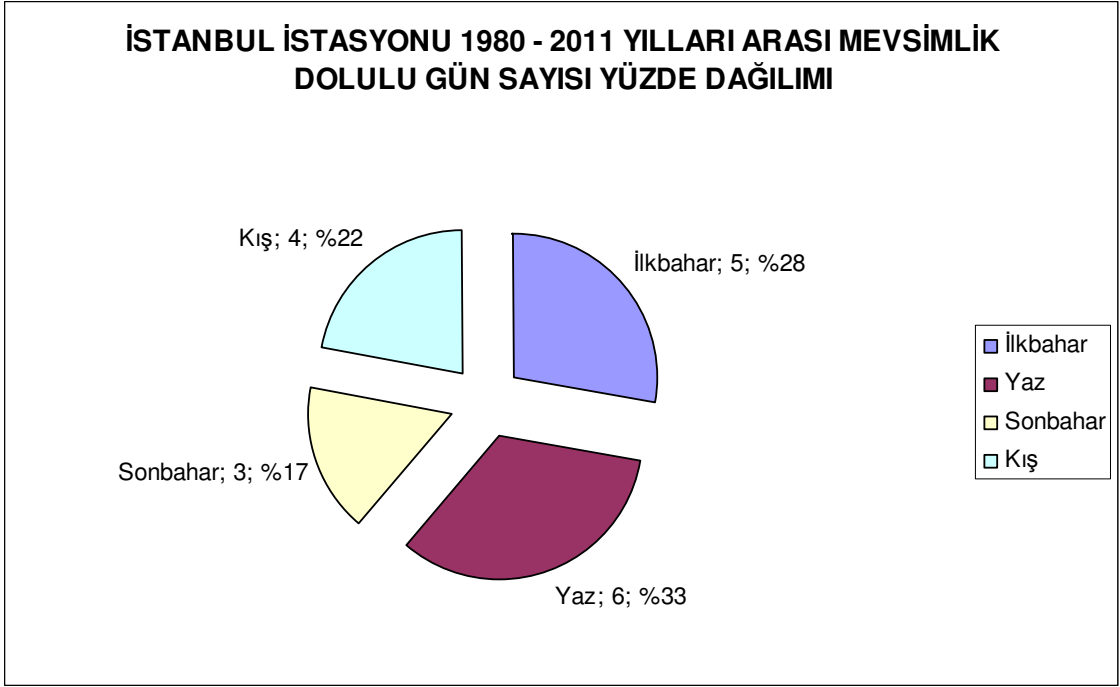
Adana istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok ilkbahar mevsiminde, en az yaz mevsiminde görülmüştür (Grafik 24).

#### 14.4.8. 1980 – 2011 Yılları Arası İstanbul İstasyonu Dolu Değerlendirmesi



**Grafik 25.** İstanbul istasyonu 1980 – 2011 yılları arası dolulu günlerinin aylık dağılımı.

İstanbul istasyonunda aylık dolulu gün sayısı en fazla ağustos ayında gerçekleşmiştir. Şubat ve eylül aylarında ise dolu hiç meydana gelmemiştir.



**Grafik 26.** İstanbul istasyonunun mevsimlere göre dolulu gün sayısı yüzde dağılımı.

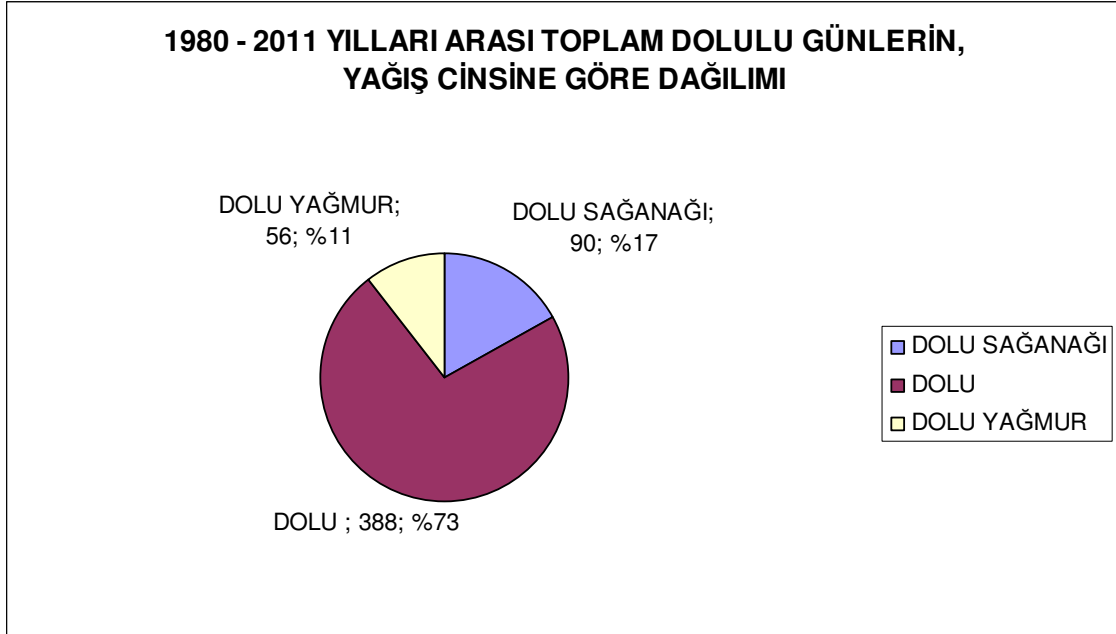
İstanbul istasyonunda dolu yüzde dağılımına bakıldığında; dolu en çok yaz mevsiminde, en az sonbahar mevsiminde görülmüştür (Grafik 26).

Mevsimlik anlamda dolulu günlere bakıldığında, Doğu Anadolu, İç Anadolu ve Akdeniz bölgelerinde dolu yağışı daha çok ilkbahar mevsiminde görülmesine karşın batı bölgesi için bu durum çok net değildir.

**15. 1980 – 2011 YILLARI ARASINDA SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM,  
ANKARA, İZMİR, ISPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA  
İSTASYONLARININ DOLU YAĞIŞI CİNSİNE GÖRE DEĞİŞİMİ**

Klimatoloji rasatlarında yağış, müşahede ve oraj cinsi kodları yer almaktadır. Bu bölümde klimatolojik rasatların yağış cinsine göre kodlarında yer alan dolu durumu incelenmiştir.

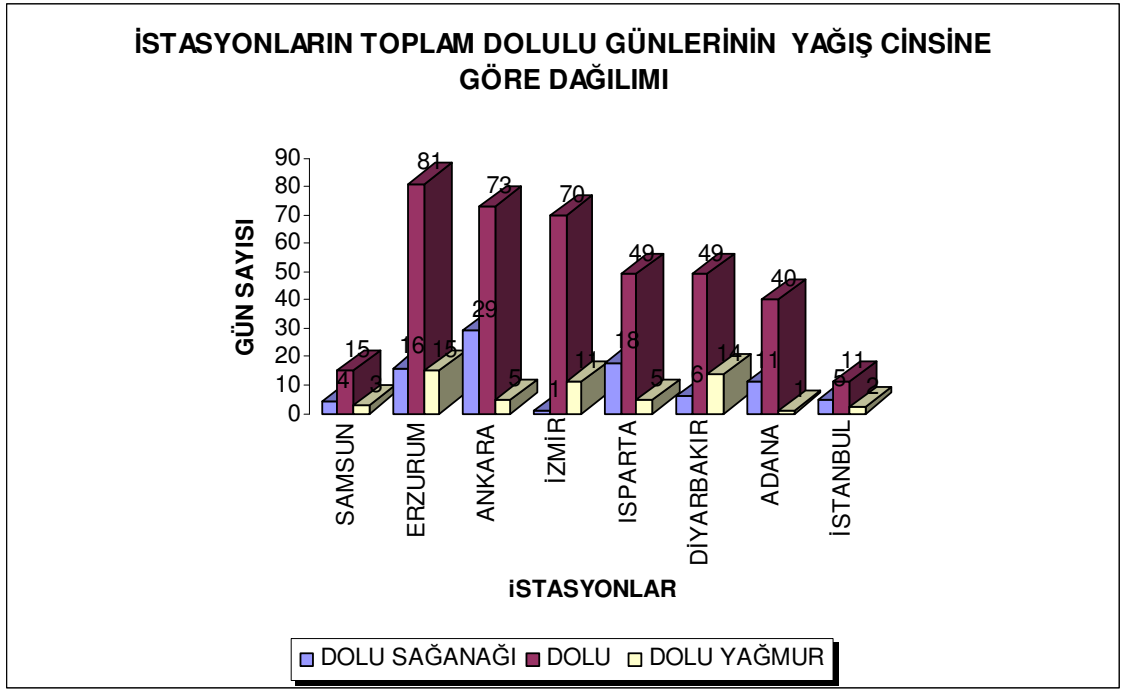
Klimatolojik rasatlardaki dolunun yağış cinsine göre ifadesi şöyledir: Dolu, rasat anında sadece dolu yağışının gözlemlenmesidir. Dolu sağanağı, dolunun şiddetli bir şekilde görülmesidir. Dolu yağmur dolu ile birlikte yağmur hadisesinin görülmesidir.



**Grafik 27.** İstasyonların 1980 – 2011 yılları arası toplam dolulu gün sayısının dolu yağışı cinsine göre yüzde dağılımı.

Grafiğe bakıldığında, dolu yağışı cinsine göre en fazla dolu şeklinde yağış gözlenmiştir (Grafik 27).

Dolu yağışı cinsine göre 1980 – 2011 yılları arası toplam rasat sayısı 534'dür. Toplam dolulu gün sayısı 528 olup, dolu cinsine göre rasat sayısının fazla olmasının nedeni, aynı gün içinde farklı dolu yağışlarının birlikte görülmesidir.



**Grafik 28.** İstasyonların toplam dolulu günlerinin dolu cinsine göre dağılımı.

## 16. 00 Z VE 12 Z'E GÖRE DOLU RASATLARININ DEĞERLENDİRMESİ

**Tablo 16.** 00 Z ve 12 Z'e göre istasyonların toplam dolulu gün sayısı.

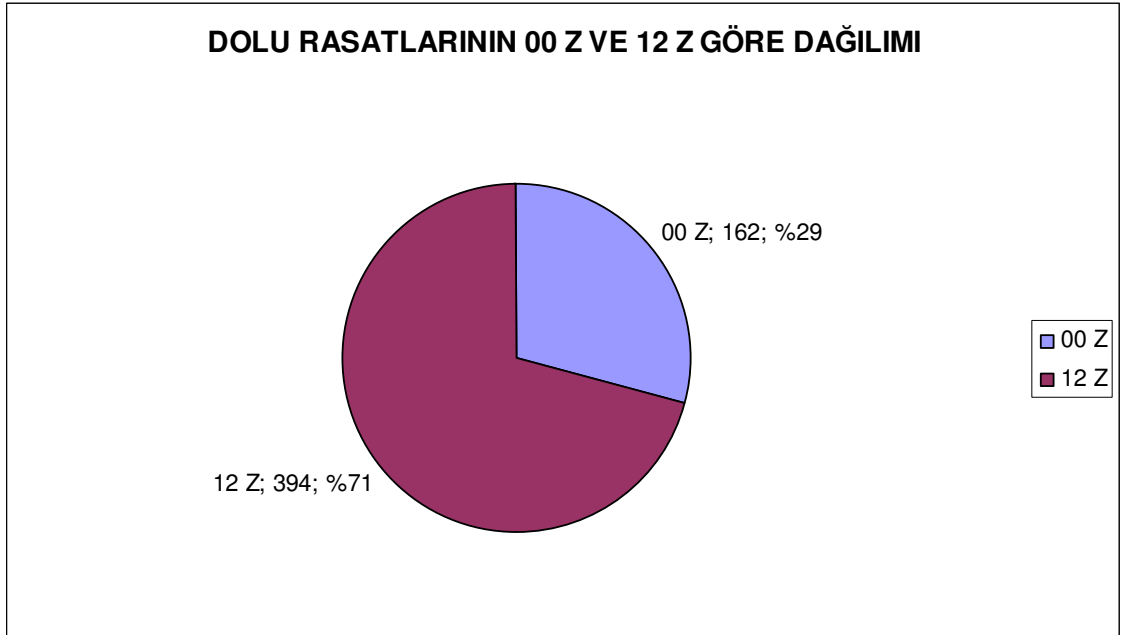
İSTASYON ADI	00 Z	12 Z	TopDoluGünSay
SAMSUN	5	17	22
ERZURUM	31	87	118
ANKARA	22	90	112
İZMİR	45	40	85
İSPARTA	19	54	73
DİYARBAKIR	16	57	73
ADANA	16	38	54
İSTANBUL	8	11	19
<b>TopDoluCinsi</b>	<b>162</b>	<b>394</b>	<b>556</b>
<b>Yüzde</b>	<b>29</b>	<b>71</b>	

Tablo 16'dan da görüldüğü gibi dolu yağışı daha çok 12 Z rasadına denk gelen zamanlarda meydana gelmiştir. 00 Z'de 162, 12 Z'de ise 394 adet dolu hadisesine rastlanmıştır. Dünyada (örneğin; Alberta'da) bu tip araştırmalarda 80 veya 90 dolu yağışının kullanıldığı göz önünde bulundurulursa, genel toplamdaki 556 adet dolu yağışı oldukça yeterlidir.

İzmir diğer sahil istasyonlarımıza oranla bir miktar değişiklik göstermektedir. Bunun nedeni de sahil bölgesi olmasına rağmen İzmir’de topografyanın etkili olduğu sonucu çıkmaktadır. Bu durumun oluşmasında, kuvvetli nemlilik ve denizden karaya doğru esen hâkim rüzgâr bileşeninin rolü vardır.

Tablo 16’da, deniz seviyesine yakın olan istasyonlardaki dolu yağışının yüksek istasyonlara nazaran daha az olduğu açık bir şekilde dikkati çekmektedir. Bunun daha önceki bölümlerde açıklandığı üzere dolu-yükseklik ilişkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

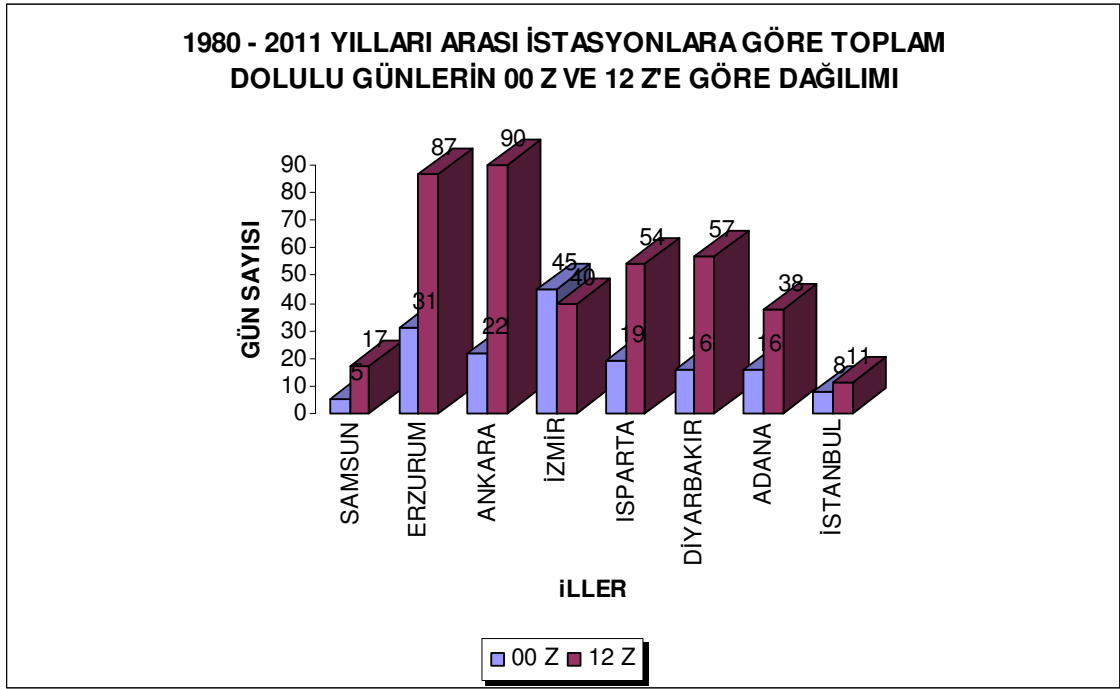
İstanbul’daki 00 Z ve 12 Z rasatlarına denk gelen dolu sayısı oldukça düşük olsa da çalışmada yer verilmiştir.



**Grafik 29.** Dolu rasatlarının 00 Z ve 12 Z’e göre dağılımı.

1980 – 2011 yılları arasında seçili istasyonlara ait toplam 528 gün dolu yağışı meydana gelmiştir. Söz konusu günlerin 00 Z ve 12 Z periyoduna göre dolu yağışına bakıldığında ise 556 adet dolu hadisesi görülmektedir. Bunun nedeni aynı gün içinde hem 00 Z’e hem de 12 Z’e denk gelen zamanlarda dolu yağışının olmasıdır.



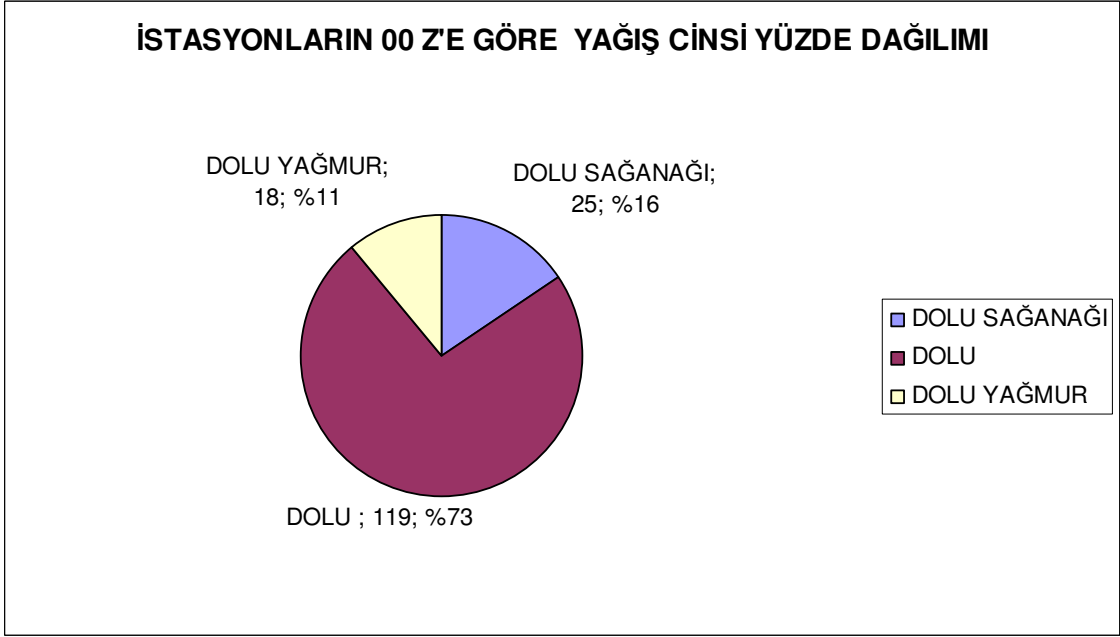


**Grafik 30.** İstasyonların toplam dolulu günlerinin 00 Z ve 12 Z'e göre dağılımı.

#### 16.1. 00 Z Periyoduna Göre Yağış Cinsi Dağılımı

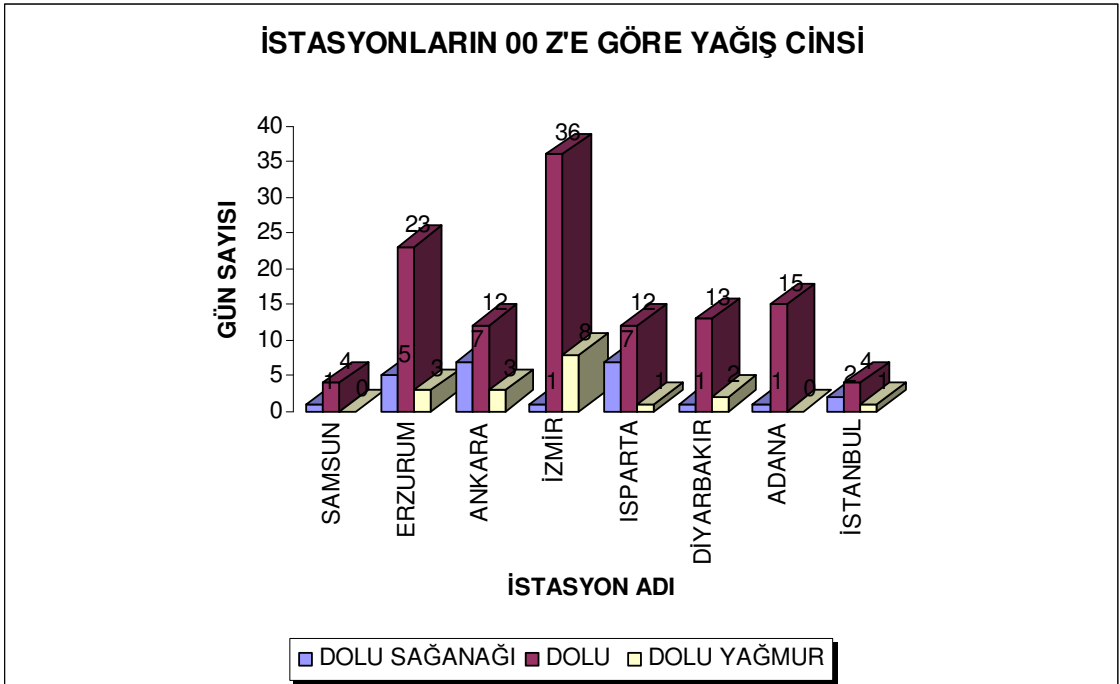
**Tablo 17.** 00 Z'e göre istasyonların yağış cinsi dağılımı.

İSTASYONLAR	DOLU SAĞANAĞI	DOLU	DOLU YAĞMUR	TOPLAM
SAMSUN	1	4	0	5
ERZURUM	5	23	3	31
ANKARA	7	12	3	22
İZMİR	1	36	8	45
İSPARTA	7	12	1	20
DİYARBAKIR	1	13	2	16
ADANA	1	15	0	16
İSTANBUL	2	4	1	7
ToplamDoluCinsi	25	119	18	162
Yüzde	15	73	11	



**Grafik 31.** 00 Z'e göre yağış cinsi gün sayısı yüzde dağılımı.

### 16.2. 00 Z Periyoduna Göre İstasyonların Yağış Cinsi



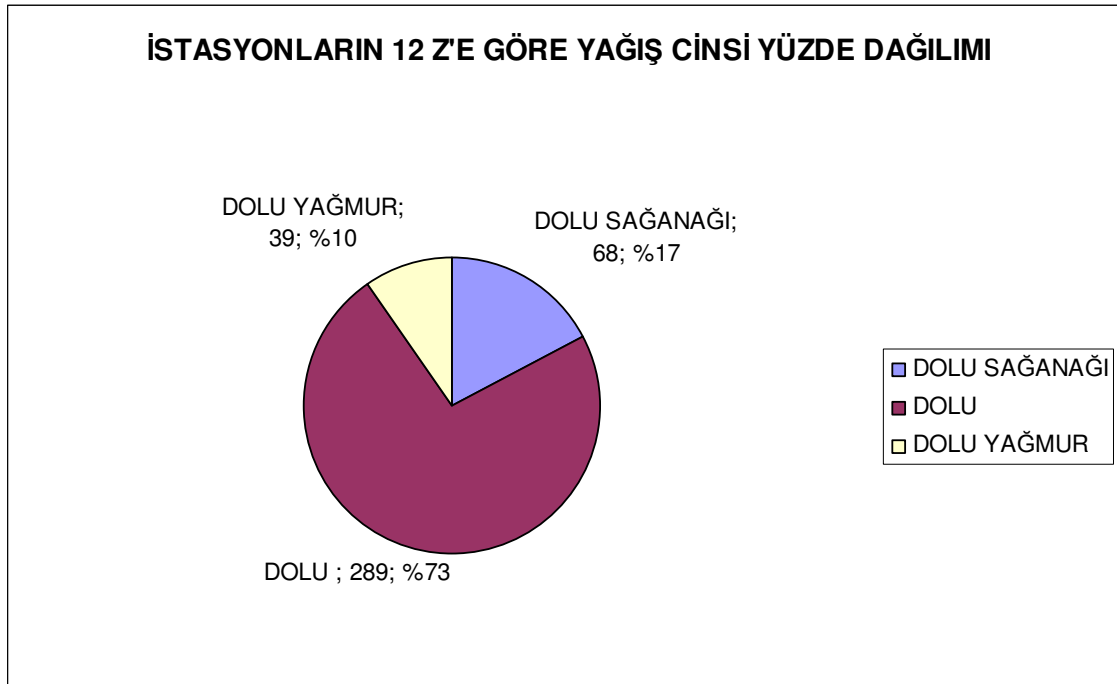
**Grafik 32.** 00 Z'e göre istasyonların yağış cinsi gün sayısı.

### 16.3. 12 Z Periyoduna Göre Yağış Cinsi Dağılımı

**Tablo 18.** 12 Z'e göre istasyonların yağış cinsi dağılımı.

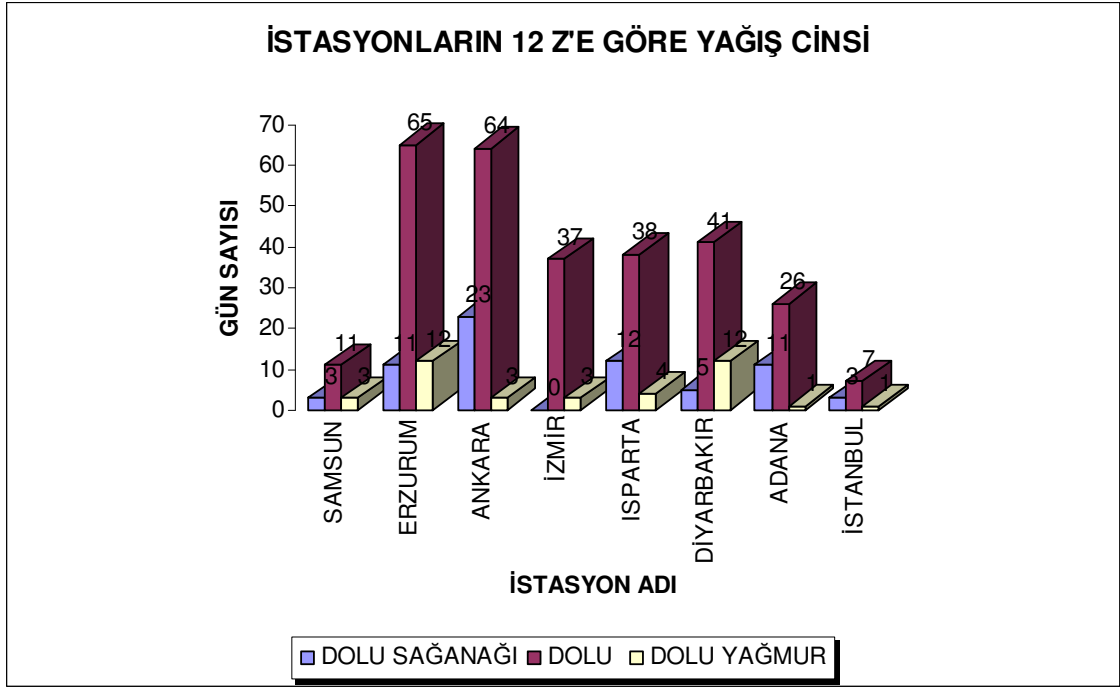
İSTASYONLAR	DOLU SAĞANAĞI	DOLU	DOLU YAĞMUR	TOPLAM
SAMSUN	3	11	3	17
ERZURUM	11	65	12	88
ANKARA	23	64	3	90
İZMİR	0	37	3	40
İSPARTA	12	38	4	54
DİYARBAKIR	5	41	12	58
ADANA	11	26	1	38
İSTANBUL	3	7	1	11
<b>ToplamDoluCinsi</b>	<b>68</b>	<b>289</b>	<b>39</b>	<b>396</b>
<b>Yüzde</b>	<b>17</b>	<b>73</b>	<b>10</b>	

12 Z periyodunda yağış cinsine göre toplam dolu yağışı sayısını 396 olmasının nedeni aynı gün içinde farklı dolu yağışı şeklinin olmasındandır.



**Grafik 33.** 12 Z'e göre yağış cinsi gün sayısı yüzde dağılımı.

#### 16.4. 12 Z Periyoduna Göre İstasyonların Yağış Cinsi



**Grafik 34.** 12 Z'e göre istasyonların yağış cinsi gün sayısı.

#### 17. 1980 – 2011 YILLARI ARASINDA SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA, İZMİR, İSPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU YAĞIŞI İÇİN YÜKSEK ATMOSFER DEĞERLENDİRMESİ

Dolunun olduğu günlerdeki yukarı atmosfer klimatolojisini incelemek için dolulu günlere ait yüksek seviye bilgileri 1980 – 2011 yılları arasında, 00 Z ve 12 Z olarak ülkemize ait 8 ravinonde istasyonundan alınmıştır. Erzurum istasyonu 2006 yılı aralık ayında ravinonde ölçümlerine başladığından, bu istasyonun ravinonde verileri 2006 – 2011 yılları arasında alınmıştır. Bu verilerden bazı hesaplamalar sonucu elde edilen doluya etki eden parametreler 00 Z, 12 Z ve günlük olarak aşağıda verilmiştir.

Tüm bu hesaplanmış parametreler dolu yağışı olma ihtimalinin yüksek olduğunu belirtse de, tek başına bu parametrelerin dolu yağışına neden olacağını düşünmek yanlış olur. Çünkü atmosfer sürekli hareketliliğin olduğu bir ortamdır ve her bir parametre bir diğerinin oluşumunu açıklamaktadır. Genel olarak, tüm parametrelerin birlikte

değerlendirilerek dolu yağışının olup olmayacağına dair bir karara varılması gerekmektedir.

Dolu yağışı sırasında atmosferdeki genel yapı önemli ölçüde değişmektedir. Kuvvetli kararsızlık buna örnek olarak verilebilir. Atmosfer yapısındaki değişim bazı durumlarda birden (0 – 6 saatte), bazı durumlarda ise birkaç gün önceden başlamaktadır. Yapıdaki değişimin gözlenebilmesi için yüksek atmosfer rasatlarının işlenmesiyle elde edilmiş parametrelerdeki değişimin, kritik ve eşik değerlerinin takip edilmesi ve açık bir şekilde bilinmesi gerekmektedir.

Çalışmamızın bu bölümünde, yukarıdaki amaç doğrultusunda, Türkiye Ravinsonde İstasyonları'na ait 1980 – 2011 yılları arasındaki, Erzurum için ise 2006 – 2011 yılları arasındaki rasatlar kullanılmıştır. Yine aynı dönemdeki (1980 – 2011) dolu yağışı olan günlere ait önemli olan yüksek atmosfer parametreleri söz konusu ravinsonde rasatlarından hesaplanmıştır. Dolu yağışı 00 Z ile 12 Z arasında olmuş ise 00 Z rasadı, 12 Z ile 00 Z arasında olmuş ise 12 Z rasadı kullanılmıştır.

Kullanılan önemli yüksek atmosfer parametreleri, Adyabatik İşlemler ve Önemli Meteorolojik Seviyeler, Atmosfer Nemliliği, Kararsızlık İndeksleri, Kararsızlık Bakımından Önemli Olan Bazı Temel Parametreler ve Önemli Konvektif Hava Analiz Parametreleri olarak 5 ana grupta toplanmıştır.

Adyabatik İşlemler ve Önemli Meteorolojik Seviyeler şu şekildedir: LCL Seviyesi (LCL, hpa), LFC Seviyesi (LFC, hpa), EL seviyesi (EL, hpa), deniz seviyesinden itibaren ıslak termometre sıcaklığının 0°C'ye düştüğü yükseklik (height of the wet-bulb zero, WBZ, m).

Atmosfer nemliliği bakımından şu parametreler kullanılmıştır: Yer ile 700 hpa deviyesi arasındaki Ortalama Nispi Nem ( $RH_{yer-700hpa}$ , %), Yağışa Geçebilir Su Buharı Miktarı (precipitable water, PW, mm).

Kararsızlık indeksleri şu şekildedir: Showalter İndeksi (SSI), Lifted İndeksi (LI), K İndeksi (KI), Total Totals İndeks (TTI), KO İndeksi (KO), Sweat İndeksi (Sweat).

Kararsızlık bakımından önemli olan bazı temel parametreler şunlardır: Konvektif sıcaklık (KS, °C), 850 ile 600 hpa arasındaki sıcaklık farkı ( $T_{850-600hpa}$ , °C/gpm), 1000hpa ile 500 hpa arasındaki tabaka kalınlığı ( $H_{1000-500hpa}$ ).

Önemli konvektif hava analiz parametreleri şunlardır: Yer-3000 m arasındaki rüzgâr değişimi (Wind Shear,  $W_{yer-3000m}$ , knot), Storm Relative Helicity (SRH,  $m^2/sn^2$ ), Bulk Richardson Number (BRN), Energy Helicity İndeks (EHI), CAPE (J/kg).

Ayrıca, Fawbush-Miller yöntemi kullanılarak olası dolu çapları hesaplanmıştır. Elde ölçülmüş olan dolu çapı değerleri olmadığı için dolu çapının hesaplandığı gün ile dolu yağan gün birbiriyle oranlanarak yüzde oranı 00 Z için %48, 12 Z için %47 olarak bulunmuştur. Burada amaç dolu çapının hesaplandığı günlerin toplam dolulu günler içindeki yüzdesini 00 Z ve 12 Z için bulmaktır.

Dolu yağışını temsil eden 00 Z ve 12 Z periyotlarındaki hesaplanan yüksek atmosfer parametreleri öncelikle 00 Z (Tablo 18), 12 Z (Tablo 19) ve 00 Z ile 12 Z'nin birleştirilmesiyle (Tablo 20) elde edilen tablolar şeklinde verilmiştir. Ayrıca söz konusu parametrelerin 00 Z ve 12 Z için ayrı ayrı ravinsonde istasyonlarına göre değişimleri grafik şeklinde özetlenmiştir.

**Tablo 19. 00 Z için 8 istasyondan elde edilen dolu parametreleri.****00Z**

<b>PARAMETRELER</b>	<b>MAXIMUM</b>	<b>MINIMUM</b>	<b>ORTALAMA</b>	<b>STANDART SAPMA</b>
<b>LCL Seviyesi (hpa)</b>	1008,35	694,90	885,49	8,23
<b>LFC Seviyesi (hpa)</b>	1008,35	498,38	812,69	26,91
<b>EL Seviyesi (hpa)</b>	884,02	206,97	522,92	31,27
<b>Wet Bulb Zero (m)</b>	3990,03	246,07	1974,49	277,26
<b>Rhyer-700 (%)</b>	98,63	19,54	78,09	3,61
<b>PW (mm)</b>	47,99	5,74	16,40	2,93
<b>Showalter Indeks</b>	13,06	-3,48	3,65	1,54
<b>Lifted Index</b>	15,71	-5,44	2,97	1,71
<b>K Index</b>	39,10	4,20	24,20	2,12
<b>Total Total Index</b>	62,10	35,80	49,09	1,14
<b>KO Index</b>	9,53	-13,74	-1,36	1,74
<b>Sweat Index</b>	465,99	12,98	180,45	17,75
<b>Konvektif Sıcaklık (°C)</b>	36,59	2,60	14,56	1,58
<b>T850-600hpa (°C/gpm)</b>	28,74	11,62	17,52	0,71
<b>H1000-500hpa (m)</b>	5712	5175	5465,39	33,98
<b>Wyer-3000 (knot)</b>	79,72	0,00	24,28	4,54
<b>CravenSig.Sev. (m<sup>3</sup>/s<sup>3</sup>)</b>	14,74	0,00	1,55	1,93
<b>Storm Relative Helicity (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)</b>	877,95	-118,41	121,75	70,47
<b>Bulk Richardson Number</b>	129,13	0,00	6,75	16,73
<b>Energy Helicity Index</b>	1,71	0,00	0,10	0,17
<b>CAPE (J/kg)</b>	1164,02	0,00	135,40	156,42

**Tablo 20.** 12 Z için 8 istasyondan elde edilen dolu parametreleri.

12Z

<b>PARAMETRELER</b>	<b>MAXIMUM</b>	<b>MINIMUM</b>	<b>ORTALAMA</b>	<b>STANDART SAPMA</b>
<b>LCL Seviyesi (hpa)</b>	1002,24	626,63	846,45	10,48
<b>LFC Seviyesi (hpa)</b>	997,75	521,59	792,56	31,73
<b>EL Seviyesi (hpa)</b>	913,89	108,45	411,57	46,51
<b>Wet Bulb Zero (m)</b>	4378,20	336,26	2372,75	210,95
<b>Rhyer-700 (%)</b>	97,93	26,15	68,93	2,08
<b>PW (mm)</b>	43,56	2,13	18,25	1,40
<b>Showalter Indeks</b>	22,80	-13,61	1,79	1,37
<b>Lifted Index</b>	17,76	-13,86	-0,39	1,07
<b>K Index</b>	52,80	-28,30	26,18	3,34
<b>Total Total Index</b>	70,20	16,20	51,05	2,07
<b>KO Index</b>	14,06	-29,70	-5,40	6,57
<b>Sweat Index</b>	648,91	26,01	195,04	70,11
<b>Konvektif Sıcaklık (°C)</b>	39,25	3,57	18,77	2,42
<b>T850-600 (°C/gpm)</b>	29,59	4,48	19,26	0,88
<b>H1000-500 (m)</b>	5854	5199	5530,41	34,51
<b>Wyer-3000 (knot)</b>	175,45	0,00	23,69	9,10
<b>CravenSig.Sev. (m<sup>3</sup>/s<sup>3</sup>)</b>	46,51	0,00	2,98	1,23
<b>Storm Relative Helicity (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)</b>	724,38	-104,42	79,23	38,45
<b>Bulk Richardson Number</b>	1230,51	0,00	31,26	72,33
<b>Energy Helicity Index</b>	3,44	0,00	0,20	0,16
<b>CAPE (J/kg)</b>	4555,44	0,00	465,04	279,00



**Tablo 21.** 00 Z ve 12 Z için 8 istasyonun birleştirilmiş günlük dolu parametreleri.  
**GÜNLÜK**

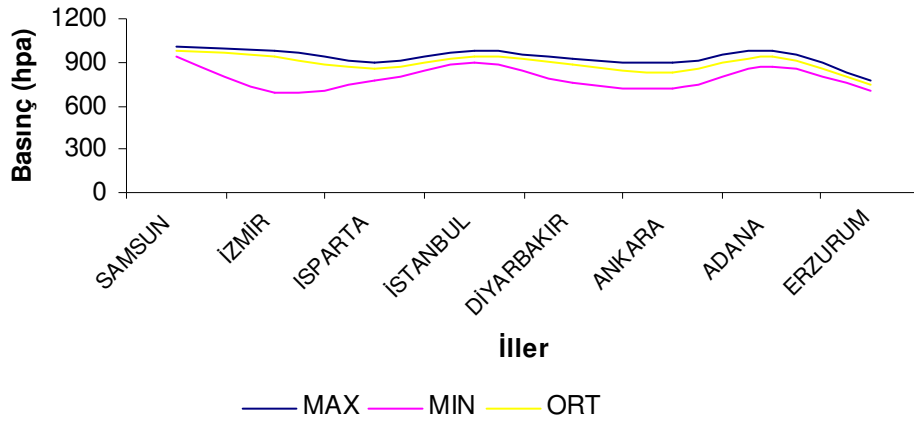
<b>PARAMETRELER</b>	<b>MAXIMUM</b>	<b>MINIMUM</b>	<b>ORTALAMA</b>	<b>STANDART SAPMA</b>
<b>LCL Seviyesi (hpa)</b>	1008,35	626,63	865,97	1,59
<b>LFC Seviyesi (hpa)</b>	1008,35	498,38	802,62	3,41
<b>EL Seviyesi (hpa)</b>	884,02	108,45	467,25	10,78
<b>Wet Bulb Zero (m)</b>	4378,20	246,07	2173,62	46,88
<b>Rhyer-700 (%)</b>	98,63	19,54	73,49	1,08
<b>PW (mm)</b>	47,99	2,13	17,32	1,08
<b>Showalter İndeks</b>	22,80	-13,61	2,72	0,12
<b>Lifted Index</b>	17,76	-13,86	1,29	0,46
<b>K Index</b>	52,80	-28,30	25,19	0,86
<b>Total Total Index</b>	70,20	16,20	50,07	0,66
<b>KO Index</b>	14,06	-29,70	-3,38	3,42
<b>Sweat Index</b>	648,91	12,98	187,74	37,03
<b>Konvektif Sıcaklık (°C)</b>	39,25	2,60	16,66	0,59
<b>T850-600hpa (°C/gpm)</b>	29,59	4,48	18,39	0,12
<b>H1000-500 hpa (m)</b>	5854	5175	5497,90	0,38
<b>Wyer-3000 (knot)</b>	175,45	0,00	23,99	3,23
<b>CravenSig.Sev. (m<sup>3</sup>/s<sup>3</sup>)</b>	46,51	0,00	2,27	0,49
<b>Storm Relative Helicity (m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)</b>	877,95	-118,41	100,49	22,64
<b>Bulk Richardson Number</b>	1230,51	0,00	19,01	39,31
<b>Energy Helicity Index</b>	3,44	0,00	0,15	0,00
<b>CAPE (J/kg)</b>	4555,44	0,00	300,22	86,68

## 17.1. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z LCL Seviyesi

### Grafikleri

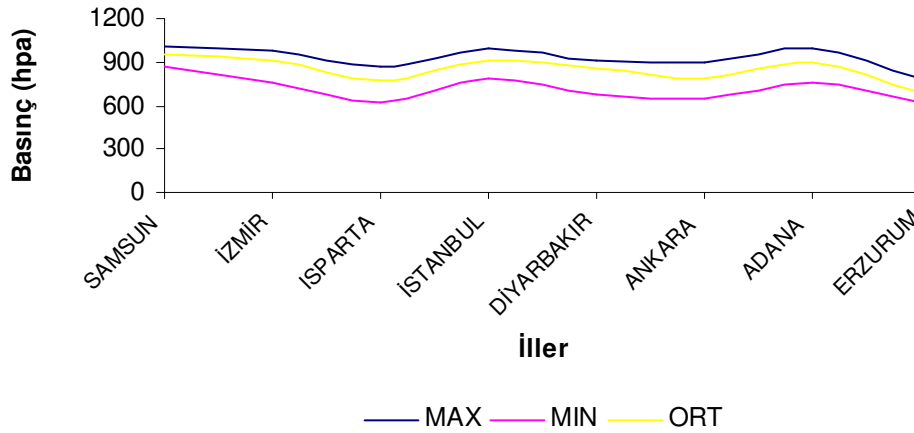
LCL (Lifted Condensation Level), yükselme ile meydana gelen yoğunlaşma seviyesidir. Yerdeki nemlilik sabit tutularak ortamdaki hava soğutulur. LCL seviyesinin yüksekliği neme bağlıdır. T (ortamın hava sıcaklığı) ile  $T_d$  (çiğ noktası sıcaklığı) birbirine yaklaştıkça nemlilik artar. Dolayısıyla LCL seviyesinin yere olan yüksekliği azalır. Nemliliğin artması ve LCL seviyesinin yere yakın olması kararsızlığı artırır. Kararsızlık da dolu oluşumunu arttırıcı bir etkidir. Bunun nedeni de gizli ısıdır.

### 00 Z YERDEN İTİBAREN LCL SEVİYESİ (hpa)



Grafik 35. 00 Z'e göre yerden itibaren LCL seviyesi.

### 12 Z YERDEN İTİBAREN LCL SEVİYESİ (hpa)



Grafik 36. 12 Z'e göre yerden itibaren LCL seviyesi.

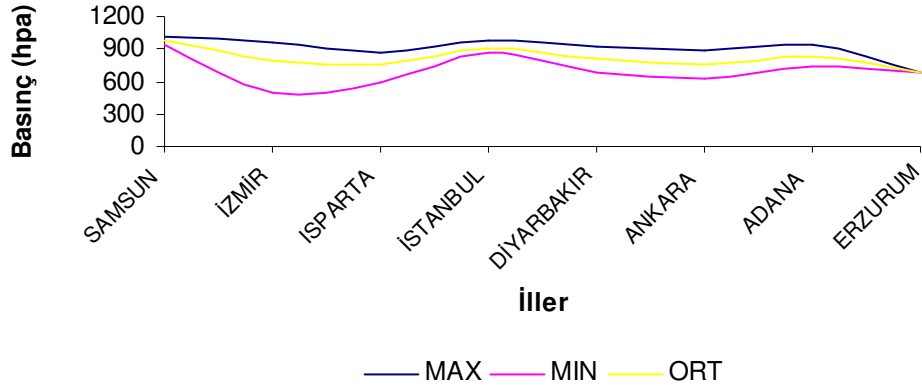
## 17.2. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z LFC Seviyesi

### Grafikleri

LFC (Level of Free Convection) yani serbest konveksiyon seviyesi olarak bilinir. Yerden itibaren LFC seviyesine kadar olan mesafedeki negatif enerji alanının (CIN) büyüklüğünün tespitinde önemlidir. Bu alanın büyüklüğü ile ilgili seviyedeki hava parselinin kararlılığı doğru orantılıdır. CIN ne kadar büyükse, kararlılık da o kadar fazladır.

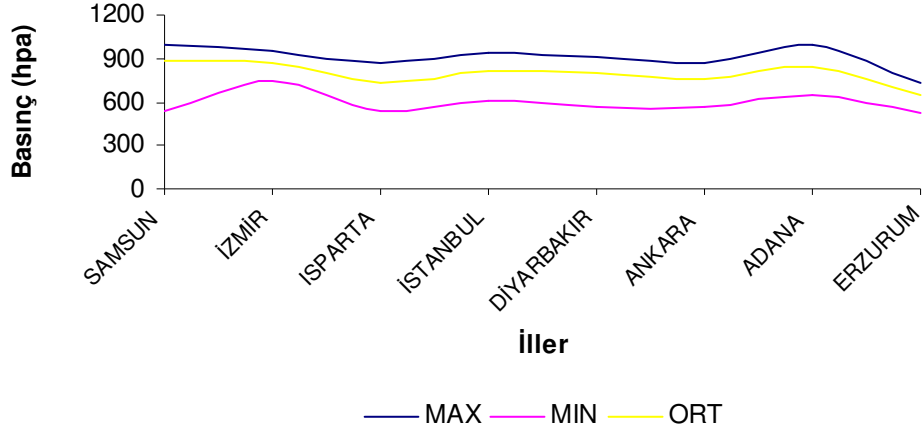
Dolu oluşumunda kararsızlık önemli olduğundan LFC seviyesi yere ne kadar yakınsa CIN alanı o kadar az olacak ve LFC seviyesinden yukarılarda kararsızlık da o kadar fazla olacaktır. LFC seviyesi kararsızlığın tespitinde önem taşıdığından dolu yağışı için de önemli bir parametredir.

### 00 Z YERDEN İTİBAREN LFC SEVİYESİ (hpa)



**Grafik 37.** 00 Z'e göre yerden itibaren LFC seviyesi.

### 12 Z YERDEN İTİBAREN LFC SEVİYESİ (hpa)



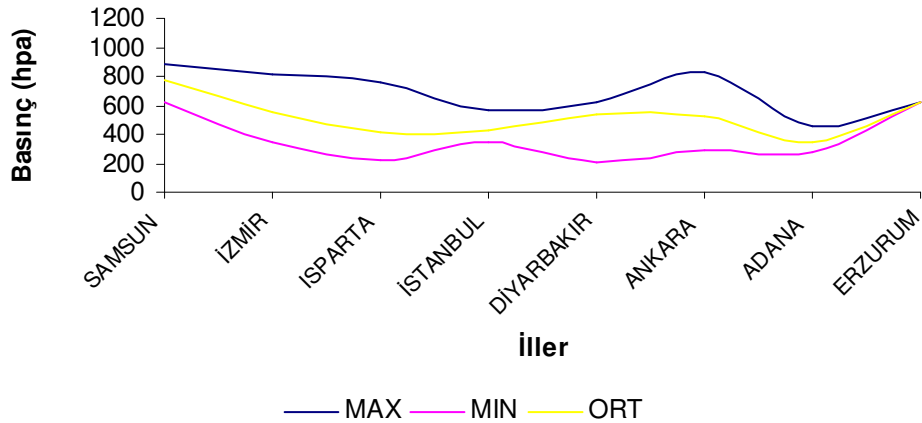
Grafik 38. 12 Z'e göre yerden itibaren LFC seviyesi.

### 17.3. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z EL Seviyesi

#### Grafikleri

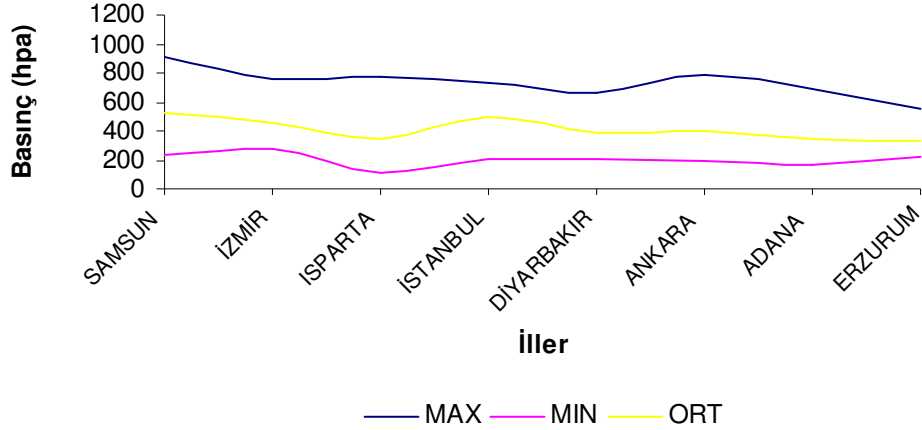
EL (Equilibrium Level) yani denklik seviyesi, yükselici faaliyetlerin bittiği, bu seviyenin üzerinde bulut oluşumunun da sona erdiği seviyedir. CAPE yani kararsızlıktan kaynaklı pozitif enerji alanı varsa, EL bu alanın bittiği seviyedir. Kararsızlığın tespitinde EL seviyesi önemlidir. EL seviyesinin yüksekliği yerden ne kadar fazla ise CAPE'in de fazla olma ihtimali o kadar yüksektir. Bu da kararsızlığın fazla olduğunu, dolayısıyla dolu yağışı ihtimalinin de olduğunu bir göstergesidir.

### 00 Z YERDEN İTİBAREN EL SEVİYESİ (hpa)



Grafik 39. 00 Z'e göre yerden itibaren EL seviyesi.

## 12 Z YERDEN İTİBAREN EL SEVİYESİ (hpa)



**Grafik 40.** 12 Z'e göre yerden itibaren EL seviyesi.

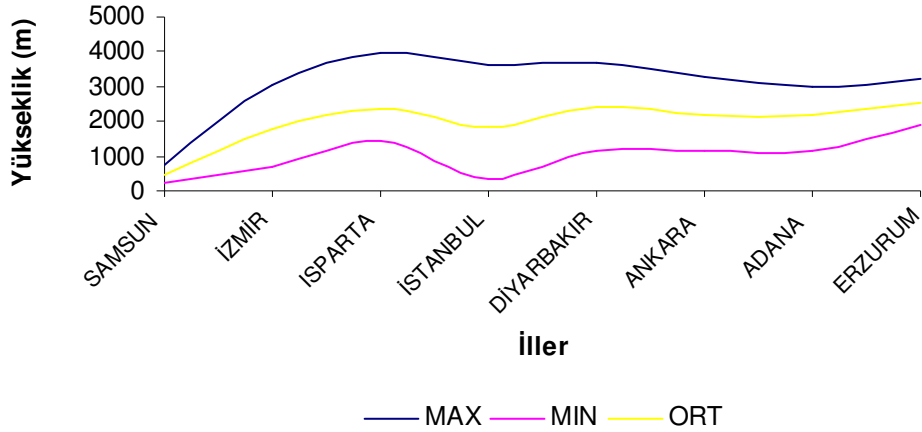
## 17.4. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z WBZ Seviyesi

### Grafikleri

Islak hazne termometre sıcaklığının 0°C'ye düştüğü yer Wet Bulb Zero (WBZ)'dur. Meydana gelen bir kararsızlık durumunda bulut içinden düşen dolu taneleri WBZ yüksekliğinin altında erimeye başlar. Bu nedenle WBZ dolunun erime yüksekliğinin tespitinde önemlidir. WBZ seviyesi, kararsızlık durumunda yukarıya doğru hava hareketlerinin başladığı yükseklik olması açısından da önemlidir. Bu nedenlerle WBZ seviyesi dolu yağışı için önemlidir.

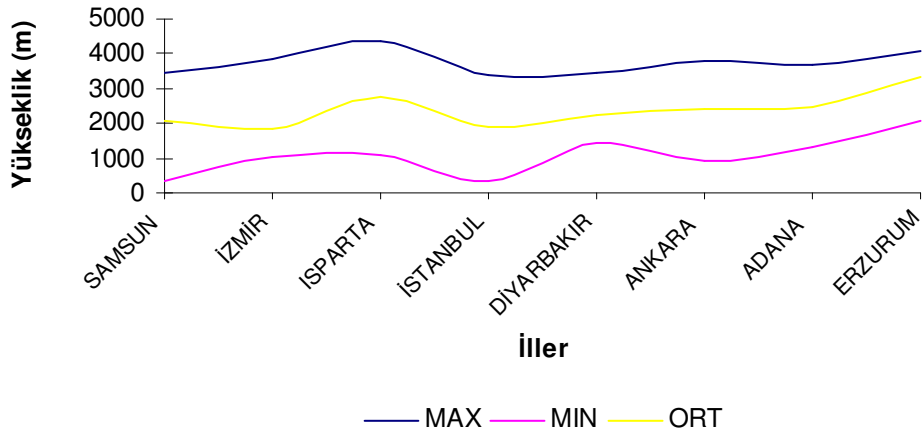
WBZ yüksekliği ile LCL seviyesi arasında doğru orantı vardır. LCL seviyesinin yerden itibaren artması WBZ seviyesi yüksekliğinin de artmasına neden olur. Bu da kararsızlığı azaltıcı bir etki yapar. Ters durumunda WBZ yere ne kadar yakın olursa LCL'nin yerden yüksekliği azalacak, kararsızlık artacak; dolayısıyla, dolu yağışı olma ihtimali de artacaktır.

### 00 Z WET BULB ZERO (m)



Grafik 41. 00 Z'e göre yerden itibaren wet bulb zero seviyesi.

### 12 Z WET BULB ZERO (m)



Grafik 42. 12 Z'e göre yerden itibaren wet bulb zero seviyesi değişimi.

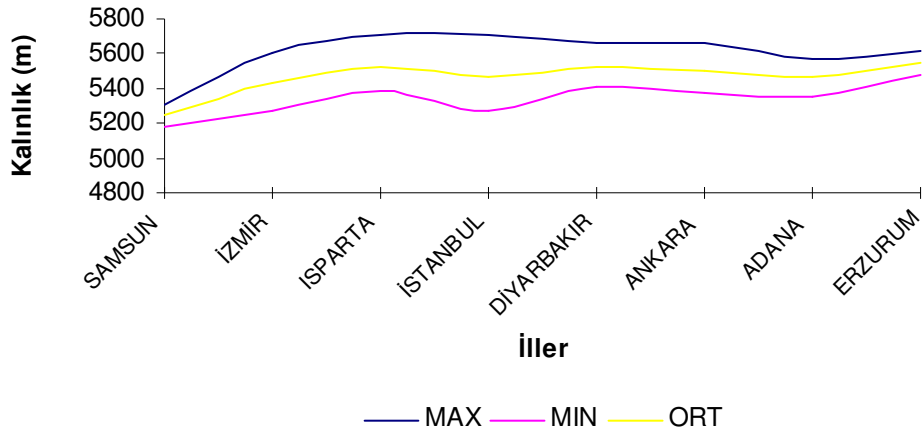
## 17.5. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Tabaka Kalınlığı

### ( $\Delta Z_{1000-500hpa}$ ) Grafikleri

Atmosferde tabaka kalınlığı, soğuk ve sıcak adveksiyonun en belirgin göstergesidir. Tabaka kalınlığı azalıyor ise hidrostatik eşitlik ( $dp = -\rho g dZ$ ) gereğince çökme yani **soğuk adveksiyon**, kalınlık artıyorsa **sıcak adveksiyon** vardır. Çöken soğuk hava yerdeki sıcak havayı kaldırıp yerde kararsızlığa sebep olur. Bu da dolu yağışı oluşumuna uygun zemin hazırlar.

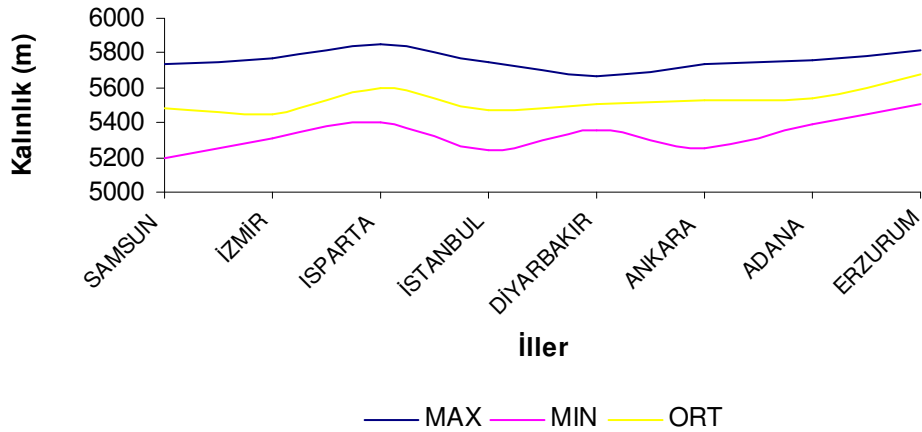
Tabaka kalınlığının durumunu anlamak için rasat sonucu elde edilmiş yükseklik değerleri, standart atmosfer yükseklik değerlerinden çok daha düşükse ilgili seviyeye soğuk adveksiyon, rasat sonucu elde edilmiş yükseklik değerleri standart atmosfer yükseklik değerlerinden çok daha yüksekse sıcak adveksiyon vardır. Bunun için de bir önceki rasada bakılır.

### 00 Z 1000-500 hpa ARASI TABAKA KALINLIĞI



**Grafik 42.** 00 Z'e göre 1000 – 500 hpa arası tabaka kalınlığı ( $\Delta Z_{1000-500hpa}$ ).

### 12 Z 1000-500 hpa ARASI TABAKA KALINLIĞI

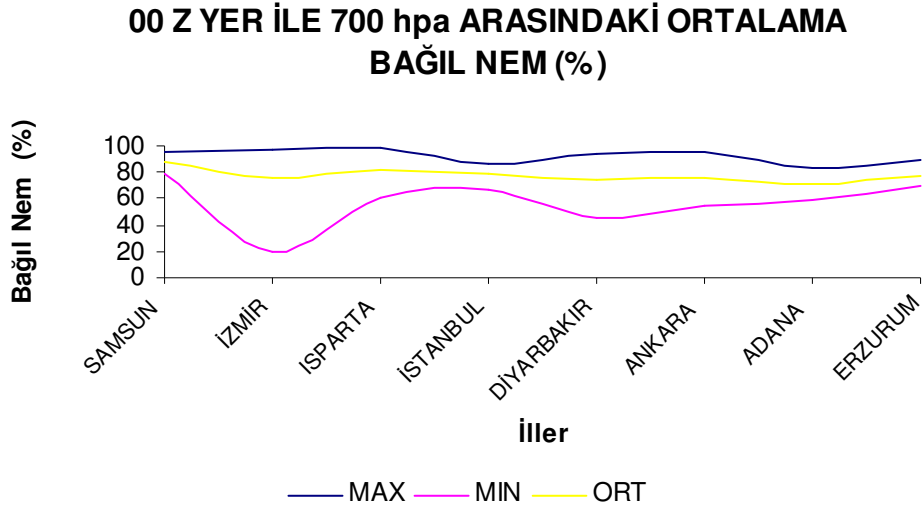


**Grafik 43.** 12 'e göre 1000 – 500 hpa arası tabaka kalınlığı ( $\Delta Z_{1000-500hpa}$ ).

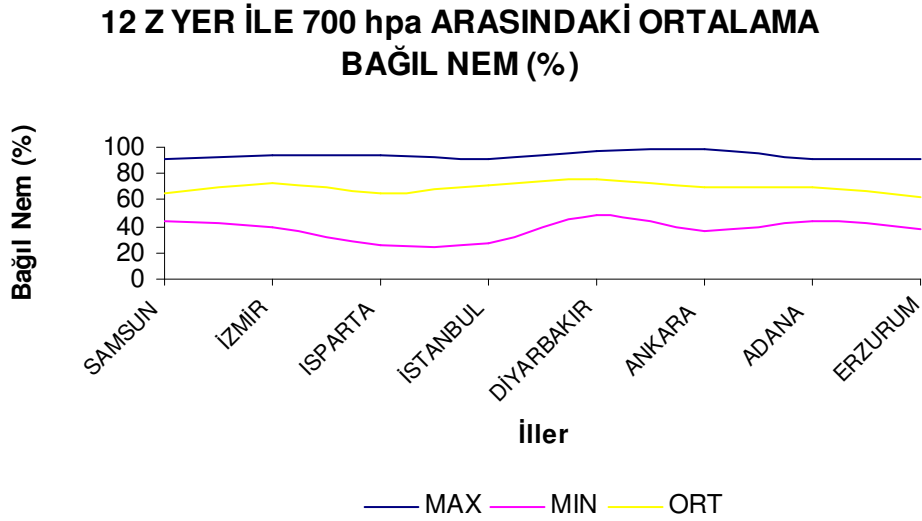
## 17.6. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Bağlı Nem

### ( $RH_{yer-700hpa}$ ) Grafikleri

Dolu mikrofiziği açısından dolu tanesinin oluşabilmesi için nemliliğin (bulut oluşumunda gerekli olan kritik nemlik de göz önünde bulundurularak) %70 ve üzeri olması gerekmektedir.



**Grafik 44.** 00 Z'e göre yer – 700 hpa arasındaki ortalama bağıl nem.



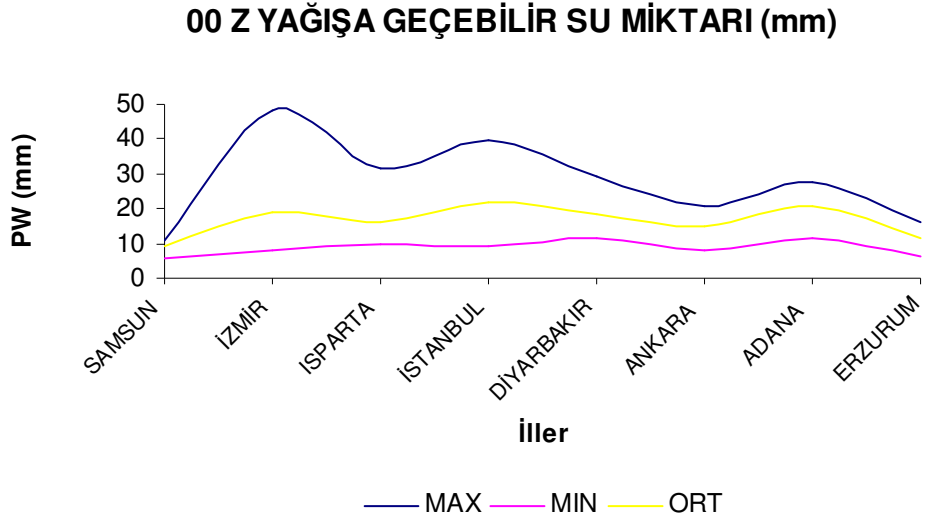
**Grafik 45.** 12 Z'e göre yer – 700 hpa arasındaki ortalama bağıl nem.



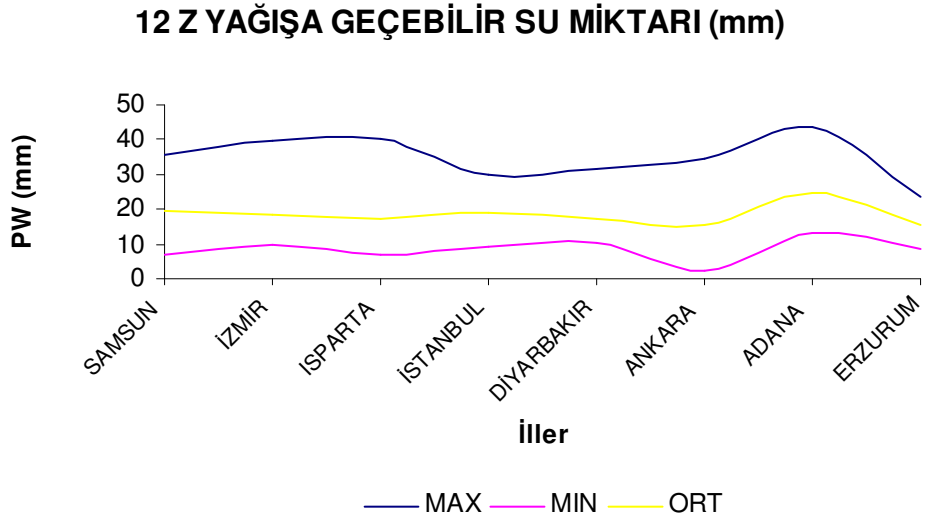
## 17.7. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Precipitable Water

### Grafikleri

Kuvvetli CAPE değerlerinin olduğu durumlarda nemlilik belirli seviyelerde toplanmayacak, LFC ve EL seviyeleri arasında düzgün dağılım gösterecektir. Bu durumda PW değeri ön plana çıkar. CAPE değerinin zamanla arttığı, yağışa geçebilir su miktarı (PW) değerinin azaldığı durumlarda dikkate değer bir dolu yağışı görülebilmektedir.



**Grafik 46.** 00 Z'e göre yağışa geçebilir su miktarı (precipitable water, PW).



**Grafik 47.** 12 Z'e göre yağışa geçebilir su miktarı (precipitable water, PW).

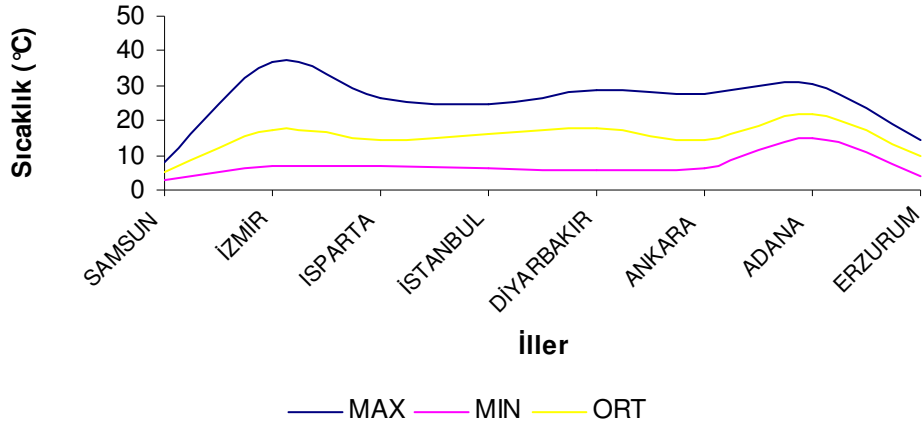
## 17.8 İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Konvektif Sıcaklık

### Grafikleri

Konvektif sıcaklık, havadaki konvektif faaliyetlerin başlayıp başlamayacağını analiz ederken, herhangi bir seviyedeki (örneğin yer seviyesi) hava sıcaklığı ile karşılaştırılan referans sıcaklıktır.

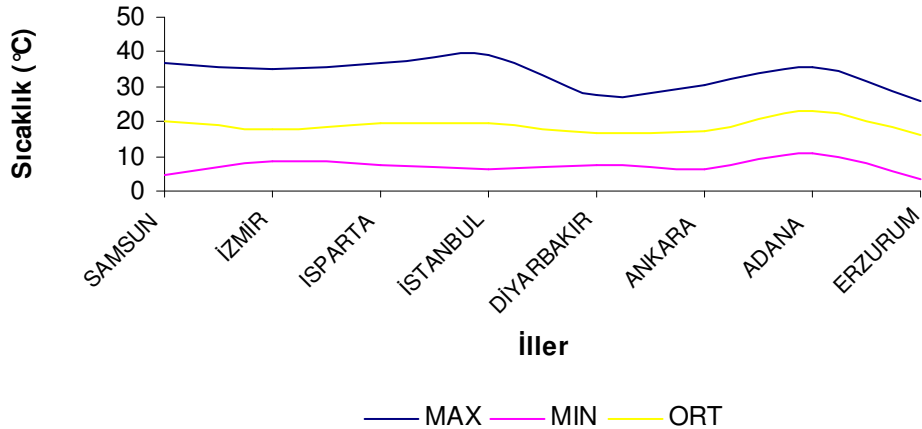
Hava sıcaklığı konvektif sıcaklığa yaklaştığı zaman kararsızlık ve dikey faaliyetler artar. Konvektif sıcaklık, hava sıcaklığından fazla ise dikey faaliyetler kaçınılmazdır, nemlilik de artar. Dolu oluşumu için uygun koşullar oluşmaya başlar.

### 00 Z KONVEKTİF SICAKLIK (°C)



Grafik 48. 00 Z'e göre konvektif sıcaklık.

### 12 Z KONVEKTİF SICAKLIK (°C)

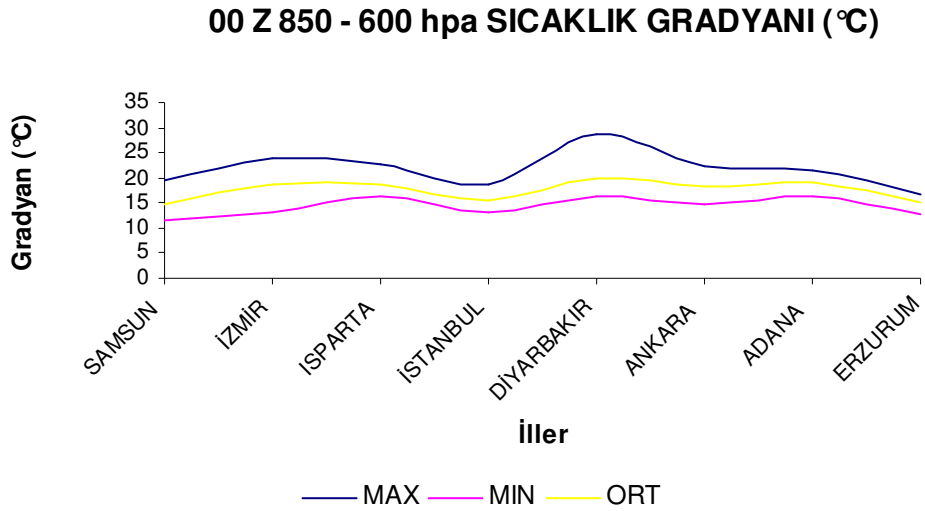


Grafik 49. 12 Z'e göre konvektif sıcaklık.

## 17.9. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Sıcaklık Gradyanı

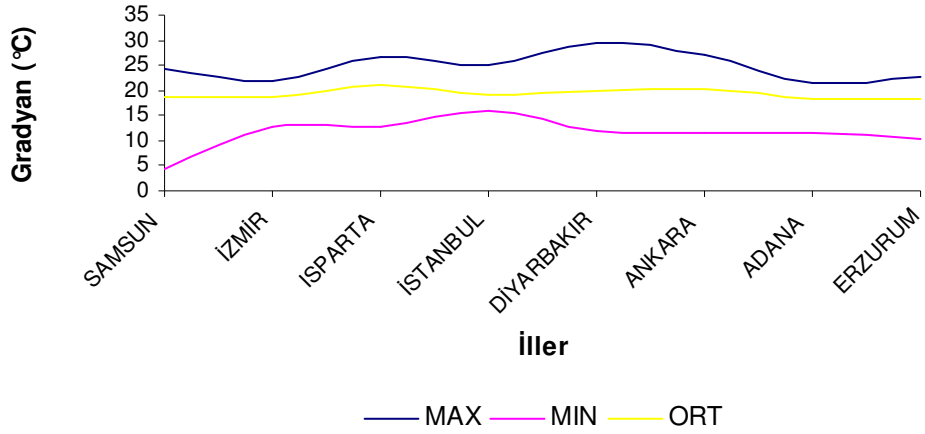
### ( $\gamma_{850-600hpa}$ ) Grafikleri

Yükseklikle meydana gelen sıcaklık değişiminde düşey sıcaklık gradyanı ( $\gamma$ ) ifadesi kullanılır. Kararlılık ve kararsızlık analizlerinde sıcaklık gradyanı değeri kuru ve nem adyabatik sıcaklık gradyanı değeriyle karşılaştırılır. Kuru adyabatik sıcaklık gradyanı  $-0.98^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ , nem adyabatik sıcaklık gradyanı sabit olmamakla birlikte  $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$  olarak kabul edilir. Süper adyabatik sıcaklık gradyanı ise  $9.77^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 'den fazla meydana gelen sıcaklık azalması olarak tanımlanır. Süper adyabatik sıcaklık gradyanına yere yakın sığ tabakalarda sıklıkla rastlanabilir. Süper adyabatik sıcaklık gradyanına orta troposferde rastlanıldığında kuvvetli kararsız yapıdan ve tabakalaşmadan söz edilir. Dolu yağışı için de yer ile orta troposfer arasındaki düşey hareketler önemlidir. Bu aralıkta sıcaklık gradyanı, süper adyabatik gradyanına yaklaşmış ya da geçmiş ise diğer faktörler de dikkate alınarak dolu için gerekli şartların oluştuğundan söz edilebilir. Bu nedenle 850 hpa – 600 hpa arasındaki ortalama sıcaklık gradyanı incelenmiştir.



**Grafik 50.** 00 Z'e göre 850 – 600 hpa sıcaklık gradyanı.

### 12 Z 850 - 600 hpa SICAKLIK GRADYANI (°C)



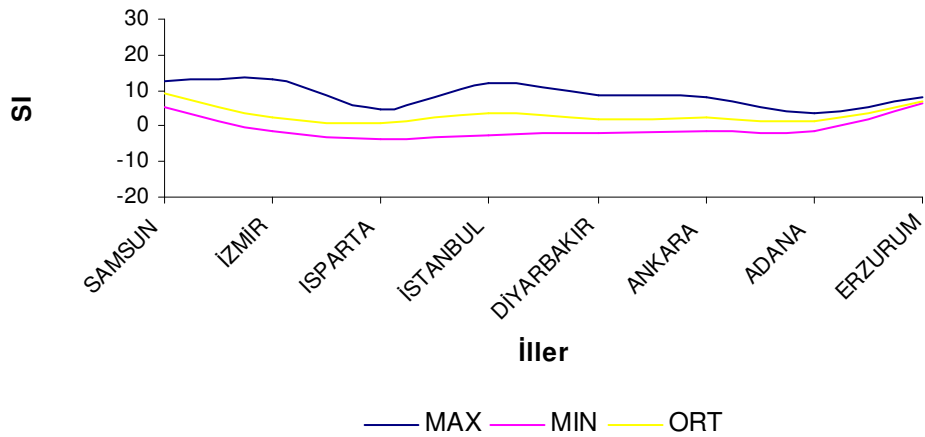
Grafik 51. 12 Z'e göre 850 – 600 hpa sıcaklık gradyanı.

### 17.10. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Showalter İndeks (SI) Grafikleri

Kararsızlık tespitinde önemlidir. Showalter İndeks (SI), özellikle oraj için önemlidir. Kararsızlık dolu yağışına etki ettiği için bu çalışmada Showalter İndeks kullanılmıştır.

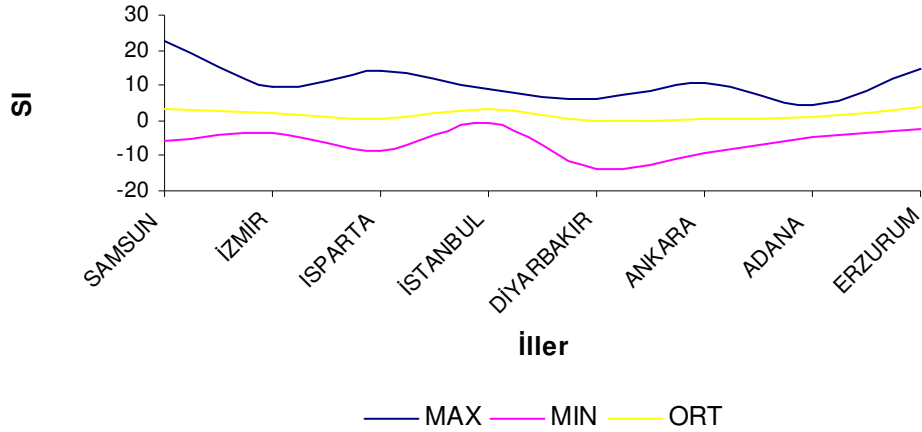
Showalter İndeks değerlerinin negatif değerler alması kararsızlığın arttığının belirtisidir.

### 00 Z SHOWALTER İNDEKS (SI)



Grafik 52. 00 Z'e göre Showalter İndeks.

### 12 Z SHOWALTER İNDEKS (SI)



**Grafik 53.** 12 Z'e göre Showalter İndeks.

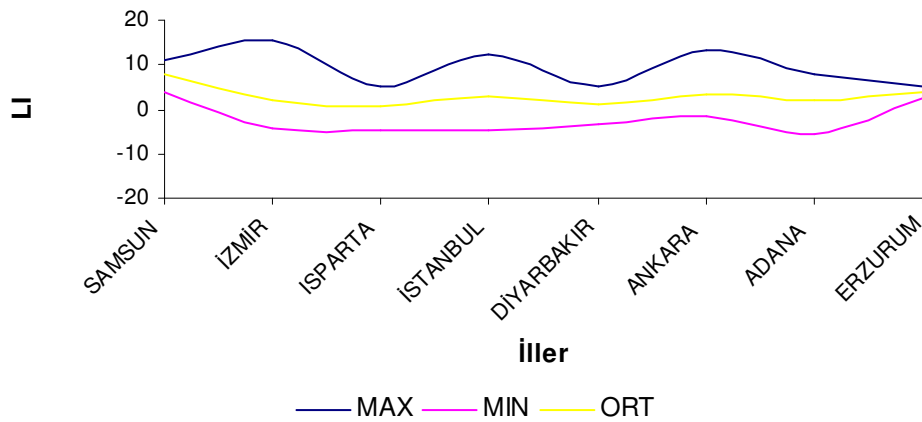
### 17.11. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Lifted İndeks (LI)

#### Grafikleri

Lifted İndeks (LI), kararsızlık tespitinde önemlidir. LI'nin negatif değerleri kuvvetli kararsızlığı işaret etmektedir. LI, Showalter İndeks ve CAPE ile birlikte değerlendirilirse kararsızlık açısından daha anlamlı sonuçlar çıkabilir.

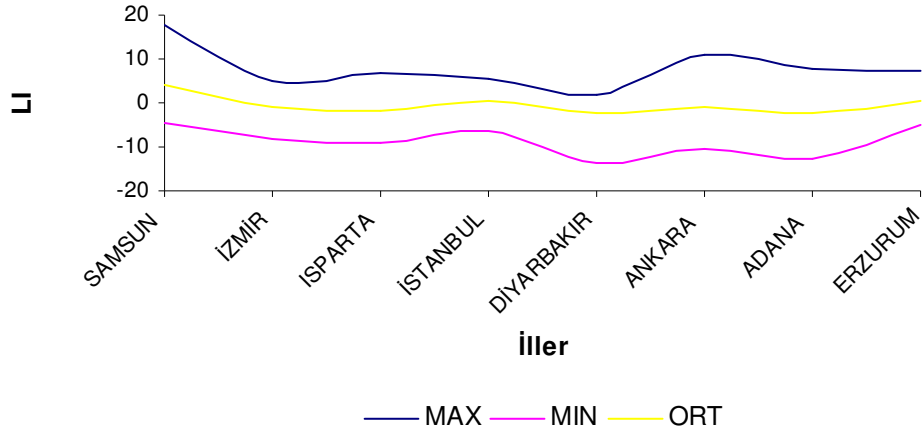
LI, troposfer için iyi sonuçlar veren bir indekstir. Dolu yağışının troposferde oluşması bakımından LI'nin önemli olduğu söylenebilir.

### 00 Z LIFTED İNDEKS (LI)



**Grafik 54.** 00 Z'e göre Lifted İndeks.

### 12 Z LIFTED İNDEKS (LI)



Grafik 55. 12 Z'e göre Lifted İndeks.

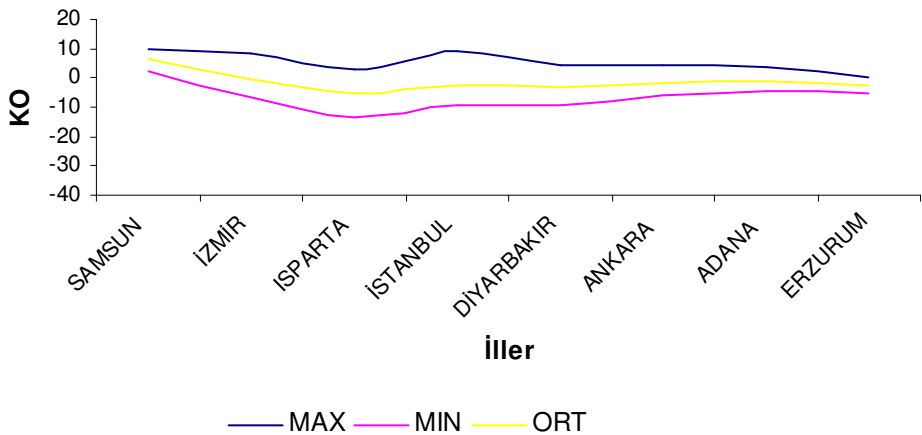
### 17.12. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z KO İndeks

#### Grafikleri

KO İndeks, nemliliğe karşı en duyarlı indekstir. Bunun anlamı, bir yerin kararlı veya kararsız olup olmadığının analizi için önemlidir. KO İndeks iklim çalışmaları açısından da önemlidir. Orta ve alt troposfer sıcaklık ve nemlilik farkını bulup kararsızlık analizi yapması açısından da önemli bir indekstir.

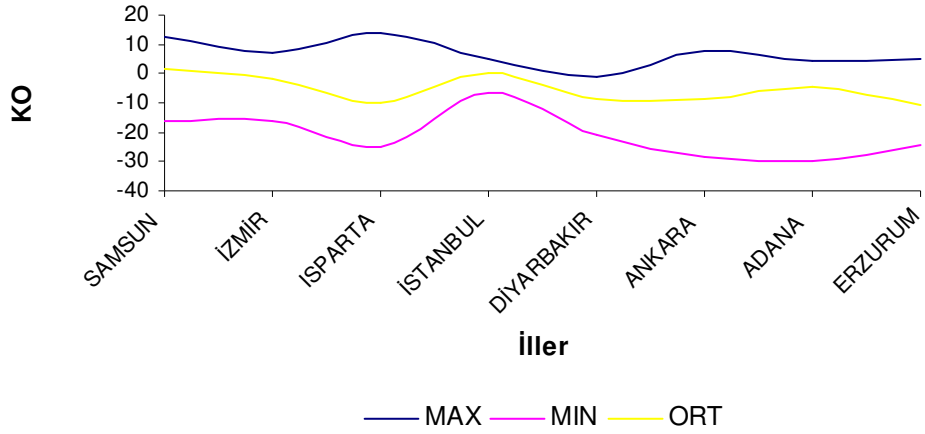
Sıcak ve nemli alanlarda daha çok kullanılır.

### 00 Z KO İNDEKS (KO)



Grafik 56. 00 Z'e göre KO İndeks.

### 12 Z KO İNDEKS (KO)

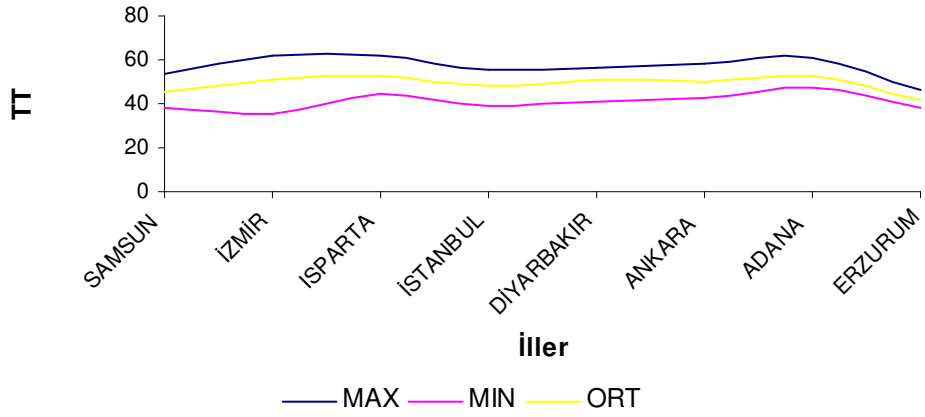


Grafik 57. 12 Z'e göre KO İndeks.

### 17.13. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Total Totals İndeks (TT) Grafikleri

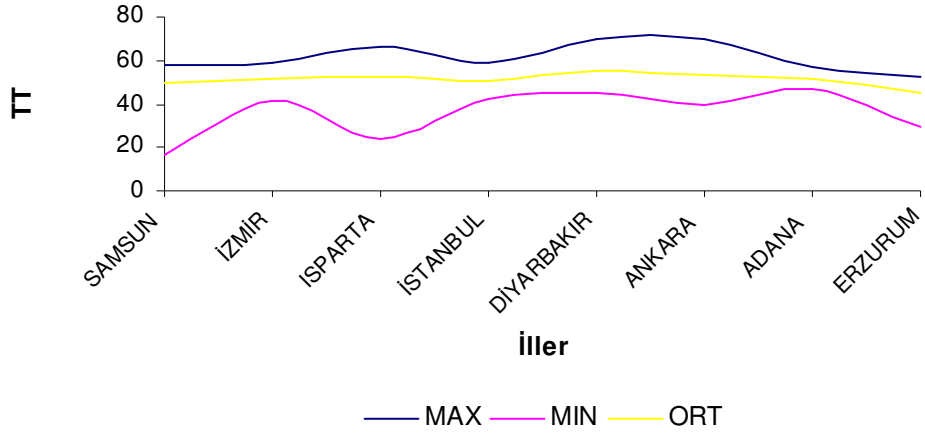
Total Totals İndeks (TT), şiddetli hava olaylarının analizinde önemlidir.

### 00 Z TOTAL TOTALS İNDEKS (TT)



Grafik 58. 00 Z'e göre Totals Totals İndeks.

### 12 Z TOTAL TOTALS İNDEKS (TT)

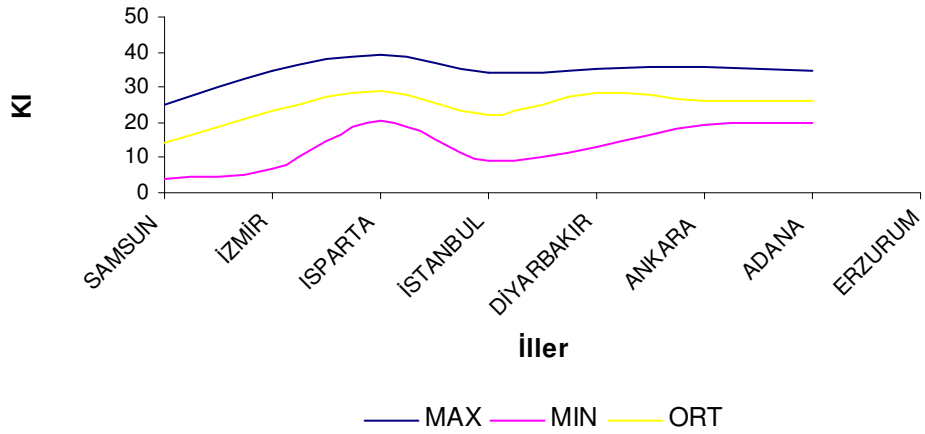


Grafik 59. 12 Z'e göre Total Totals İndeks.

### 17.14. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z K İndeks (KI) Grafikleri

K İndeks (KI), cephesel kararsızlık analizinde ve oraj tahmininde kullanılır. Bu indeksin yüksek değerleri şiddetli yağışı ifade eder.

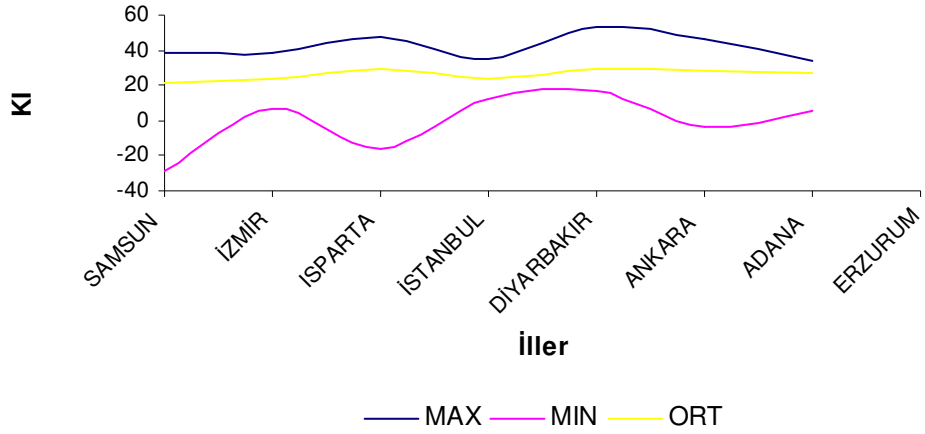
### 00 Z K İNDEKS (KI)



Grafik 60. 00 Z'e göre K İndeks.



### 12 Z K İNDEKS (KI)



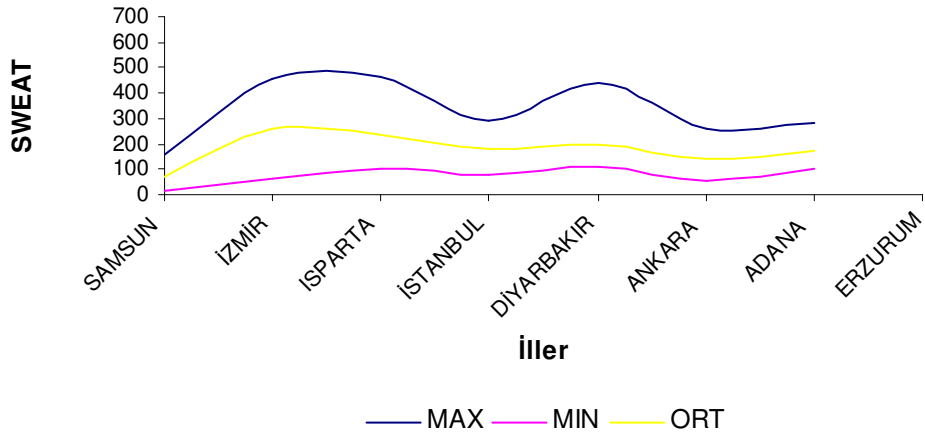
Grafik 61. 12 Z'e göre K İndeks.

### 17.15. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Sweat İndeks

#### Grafikleri

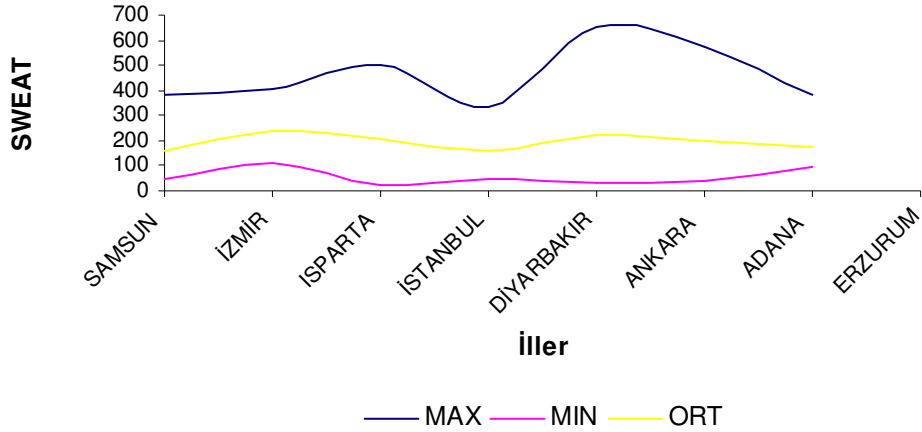
Sweat İndeks (Severe Weather Threat Index), rüzgârın öne çıktığı orajlı durumlarda bu indeks kullanılır. Sweat İndeks, şiddetli hava olayları ve tornado için de önemlidir.

### 00 Z SWEAT İNDEKS



Grafik 62. 00 Z'e göre Sweat İndeks.

## 12 Z SWEAT İNDEKS



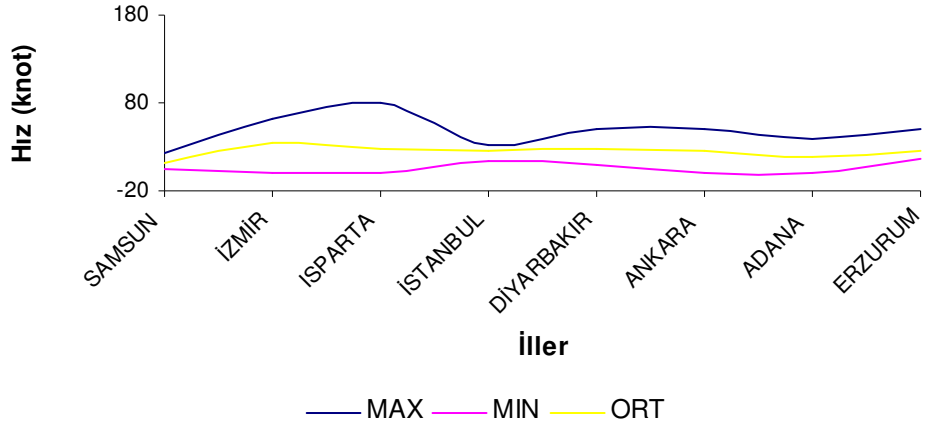
**Grafik 63.** 12 Z'e göre Sweat İndeks.

### 17.16. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Rüzgâr Değişimi (Wind Shear) Grafikleri

Rüzgâr Değişimi (Wind Shear), atmosferde belirli bir mesafede, yatay veya düşeyde, rüzgârın hızında veya yönünde ya da her ikisinde meydana gelen ani değişikliklerdir. Özellikle dikey rüzgâr değişimi, yağmur ve doluda önemlidir.

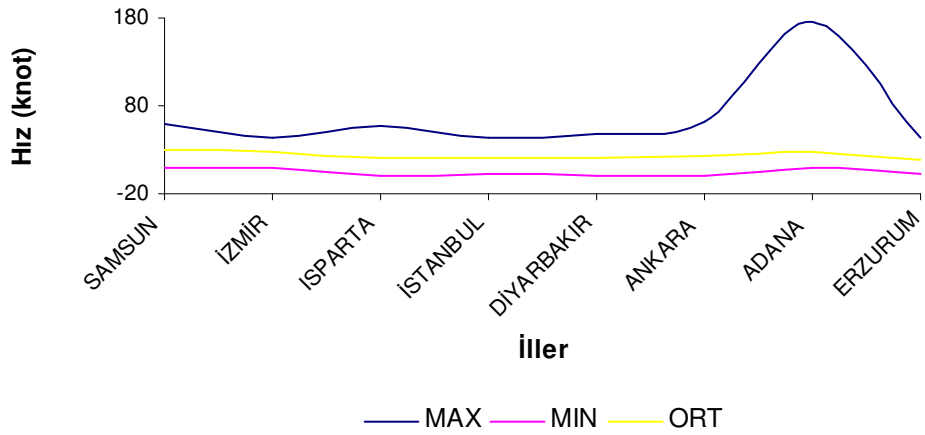
Kuvvetli rüzgâr değişimi (wind shear) varsa SRH yüksektir. Yapılan çalışmalar sonucu üst troposferde oluşan jet rüzgârlarının etkisiyle, 500 hpa ve alt troposferde kuvvetli rüzgâr değişimi meydana gelebilmektedir (Darkow ve Fowler, 1971). Bu da yer ile orta troposfer arasında dolu fırtınaları meydana getirmektedir. Bu nedenle rüzgâr değişimi değerleri önem taşımaktadır.

### 00 Z RÜZGAR DEĞİŞİMİ (YER - 3000 m)



**Grafik 64.** 00 Z'e göre rüzgâr değişimi (Yer – 3000 m).

### 12 Z RÜZGAR DEĞİŞİMİ (YER - 3000 m)

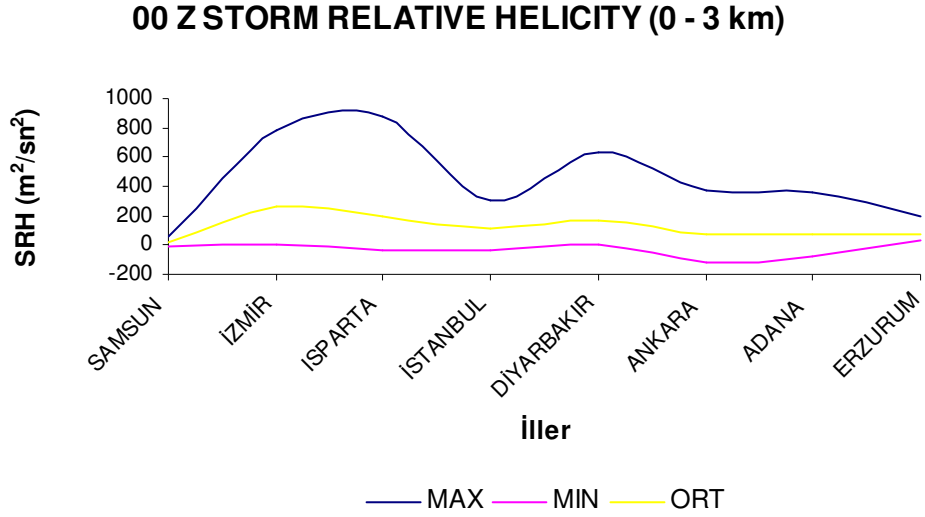


**Grafik 65.** 12 Z'e göre rüzgâr değişimi (Yer – 3000 m).

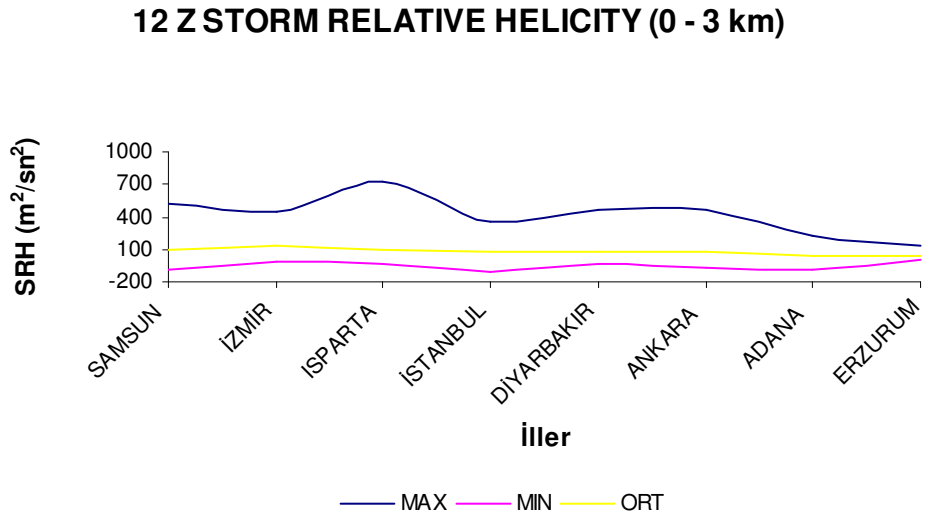
#### 17.17. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Storm Relative Helicity (SRH) Grafikleri

Kuzey yarımkürede, atmosferde yerden yukarıya doğru çıkıldıkça rüzgârlar batıya doğru dönme eğilimindedirler. Rüzgâr şiddeti fazlaysa ve rüzgâr yönüne de bu şiddet etki ediyorsa kuvvetli rüzgâr değişimi etkisi oluşur. Storm Relative Helicity de bu dönüş etkisinin bir ölçüsüdür. Böyle bir rüzgâr dönüşü, kuvvetli kararsızlık ve oraj durumlarında meydana gelir.

SRH'ın yüksek değerler alması kuvvetli kararsızlığı ifade eder. SRH'ın yüksek olması tornado ihtimalini arttırır. Tornado durumunda kuvvetli konverjans meydana gelir ve dolu yağışı kaçınılmaz olur.



**Grafik 66.** 00 Z'e göre Storm Relative Helicity (0 – 3 km)

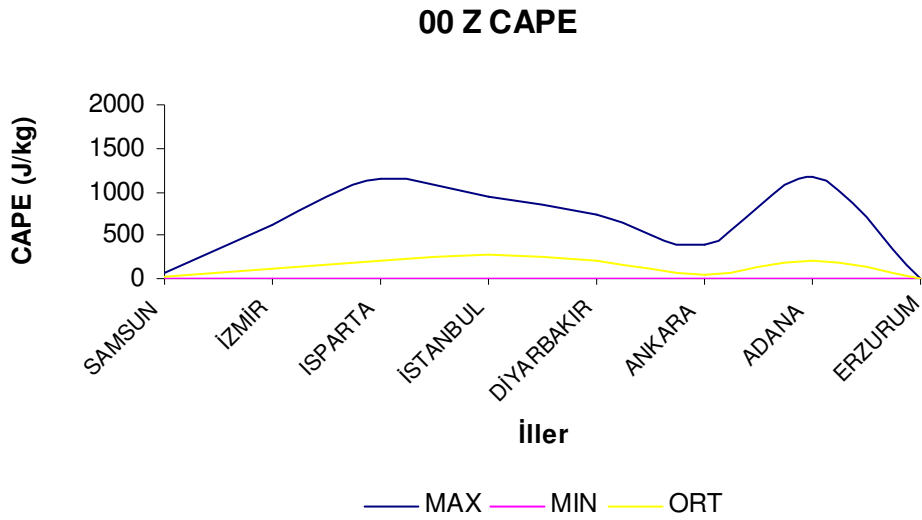


**Grafik 67.** 12 Z'e göre Storm Relative Helicity (0 – 3 km).

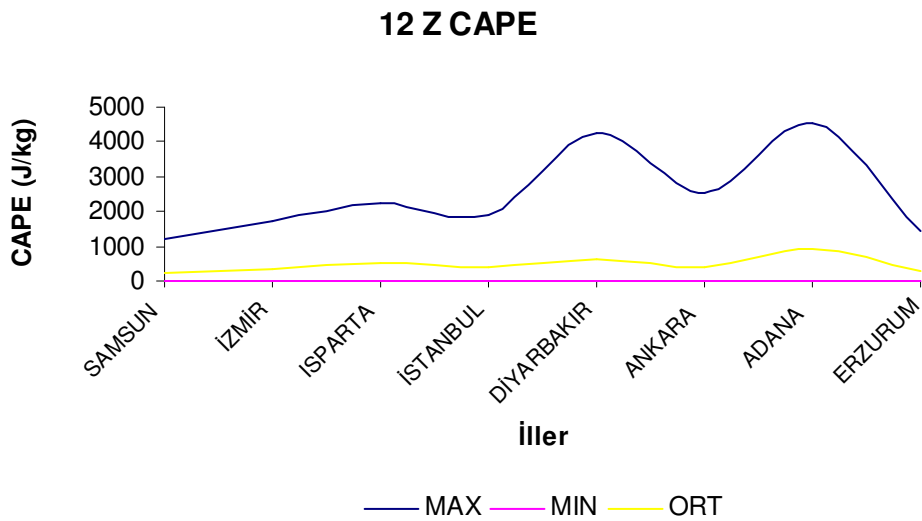
### 17.18. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Convective Available Potential Energy (CAPE) Grafikleri

Dolu büyüklüğünün tespitinde CAPE en önemli faktörlerden biridir. 2500 J/kg'dan daha büyük CAPE değerleri dolu yağışının olma ihtimalinin yüksek olduğunu gösterir (URL 5, <http://www.theweatherprediction.com/severe/ingredients/instability>).

CAPE'in büyük değerler alması atmosferik kararsızlığın fazla olduğunu göstergesidir.



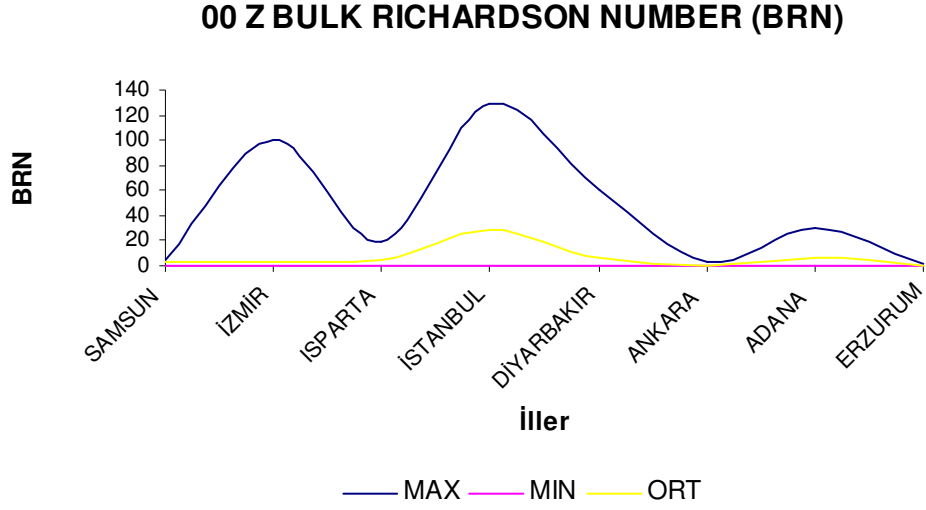
**Grafik 68.** 00 Z'e göre CAPE.



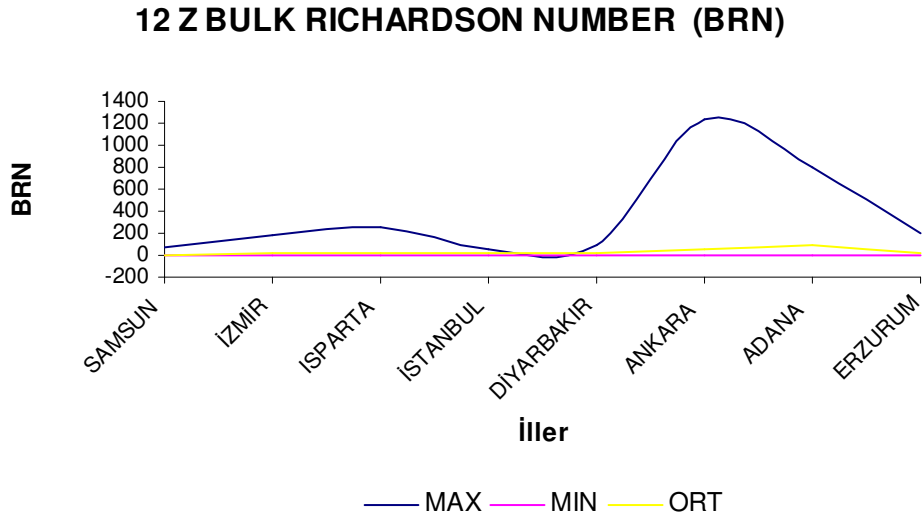
**Grafik 69.** 12 Z'e göre CAPE.

### 17.19. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Bulk Richardson Number (BRN) Grafikleri

Bulk Richardson Sayısı (BRN), dikey kararlılık ve dikey shear ile ilgilidir. BRN'nin 50'den büyük değerleri kararsızlık ve orajın belirtisidir. BRN ile CAPE arasında ters orantı vardır.



**Grafik 70.** 00 Z'e göre Bulk Richardson Number (BRN).

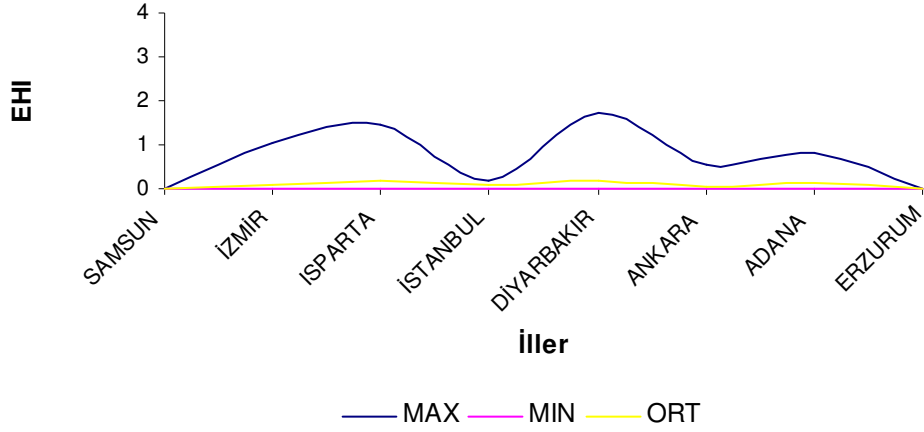


**Grafik 71.** 12 Z'e göre Bulk Richardson Number (BRN).

### 17.19. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Energy Helicity İndeks (EHI) Grafikleri

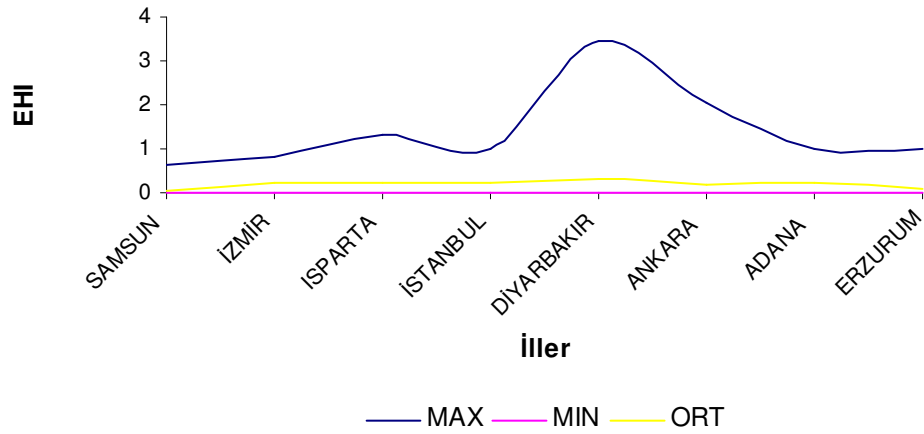
Energy Helicity İndeks (EHI), CAPE ve SRH'nin fonksiyonudur. EHI, BRN ile ters, SRH ve CAPE ile doğru orantılıdır.

#### 00 Z ENERGY HELICITY INDEX



Grafik 72. 00 Z'e göre Energy Helicity İndeks (EHI).

#### 12 Z ENERGY HELICITY INDEX



Grafik 73. 12 Z'e göre Energy Helicity İndeks (EHI).

## 17.21. İstasyonlara Göre 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı

### Grafikleri

Dolu çapının büyüklüğü, yerde oluşturacağı tahribat açısından oldukça önemlidir. Dolu çapının büyüklüğü oluşan dolu taneciğinin yere düşme hızının yüksek olmasına sebep olur. Yere düşme hızı da yukarı doğru olan hava hareketinin şiddetinin bir fonksiyonudur. Bu nedenle, atmosferde oluşan bir kararlılık veya kararsızlığının şiddetinin bilinmesi önemlidir. Kuvvetli kararsızlık, dolu tanesinin gelişmesine ve büyüklüğüne önemli katkıda bulunur. Bu şekilde oluşan dolu taneleri de hava direncini kırarak ve dolu tanelerinin yere düşmesini kolaylaştıracaktır. Bu nedenle dolu çapı ve dolu çapına etki eden faktörlerin incelenmesi önemlidir.

Dolu yağışında cm cinsinden, dolu çapını görmek amacıyla illere göre 00 Z ve 12 Z için grafikler aşağıda çizilmiştir.

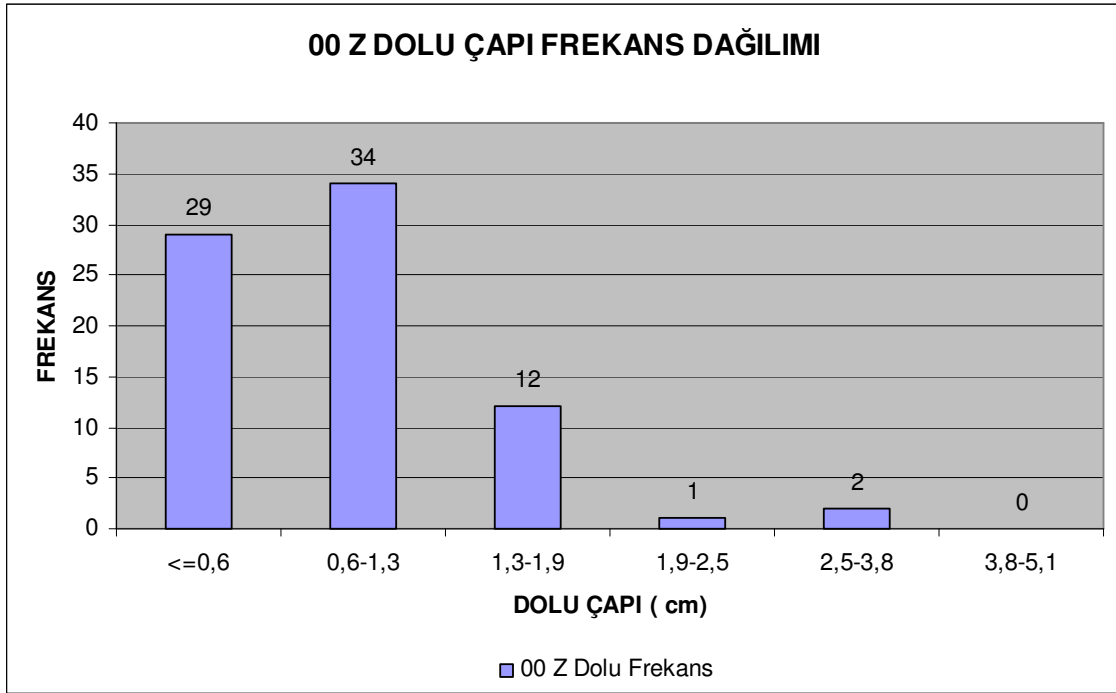
**Tablo 22.** İstasyonlara göre 00 Z, “cm” olarak dolu çapı büyüklüklerinin frekansları.

İLLER	<=0,6	0,6-1,3	1,3-1,9	1,9-2,5	2,5-3,8	3,8-5,1	TOPLAM
SAMSUN	2						2
İZMİR	5	19	6		1		31
ISPARTA	3	5	1	1			10
İSTANBUL	1	2			1		4
DİYARBAKIR	4	4	2				10
ANKARA	10	2					12
ADANA	2	2	3				7
ERZURUM	2						2
<b>Toplam</b>	<b>29</b>	<b>34</b>	<b>12</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>78</b>

**Not:** Dolu çapı cm olarak alınmıştır.

00 Z rasadına göre daha önceden belirtildiği gibi 8 istasyon için 162 adet dolu hadisesi meydana gelmiş ancak hesaplanan olası dolu çapı tablosundan (Tablo 22) da görüleceği üzere 78 adet farklı büyüklükte olası dolu çapı bulunmuştur. Bu iki değer birbiriyle oranlandığında 00 Z için %48 olarak bulunmuştur. Burada amaç olası dolu çapının hesaplandığı günlerin, toplam dolulu günler içindeki yüzdesini 00 Z için bulmaktır.





**Grafik 74.** 00 Z'e göre dolu çapı frekans dağılımı.

1980 – 2011 yılları arasında dolu yağı 00 Z rasadında söz konusu istasyonlarda 162 adet olup bu rasatların 78'inde farklı büyüklükte olası dolu çapı büyüklüğü tespit edilmiştir (OKER Sounding Analysis). 00 Z'de olası dolu çapı en fazla 0.6 – 1.3 cm arasında olmuştur.

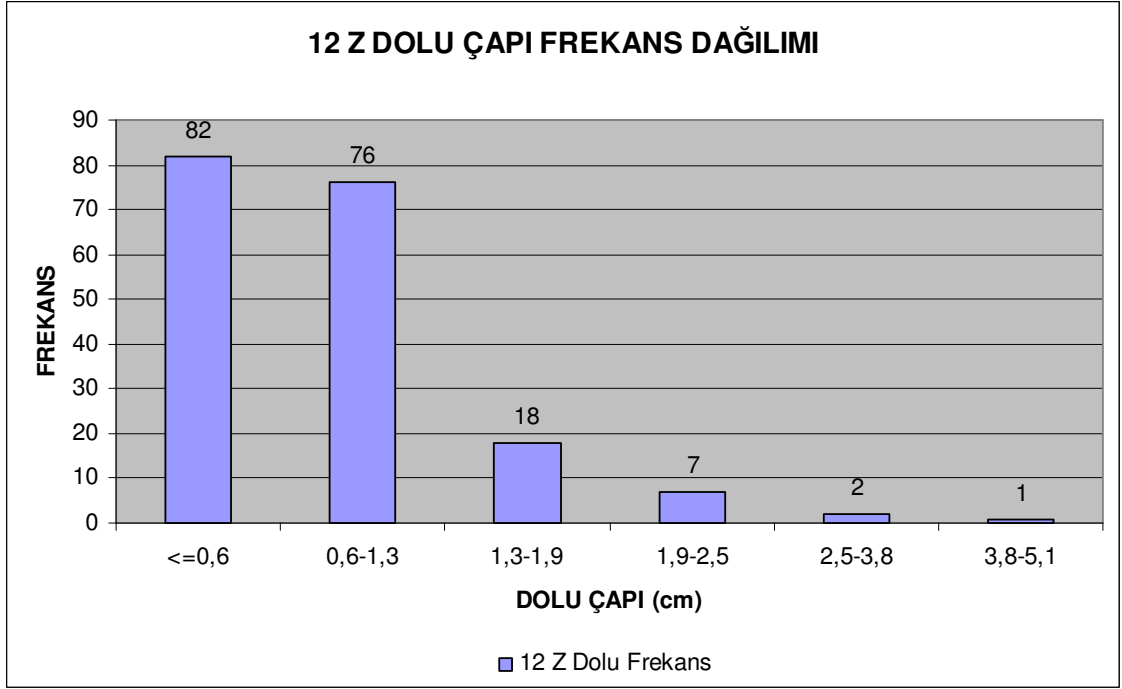
**Tablo 23.** İstasyonlara göre 12 Z dolu çapı büyüklüklerinin frekansları.

İLLER	<=0,6	0,6-1,3	1,3-1,9	1,9-2,5	2,5-3,8	3,8-5,1	TOPLAM
SAMSUN	2	3	2	2			9
İZMİR	8	13	2	1	1		25
ISPARTA	12	14	4				30
İSTANBUL	4	3	1		1		9
DİYARBAKIR	17	16	1	2			36
ANKARA	27	16	6	1			50
ADANA	6	7	2	1		1	17
ERZURUM	6	4					10
<b>Toplam</b>	<b>82</b>	<b>76</b>	<b>18</b>	<b>7</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>186</b>

**Not:** Dolu çapı cm olarak alınmıştır.

12 Z rasadına göre daha önceden belirtildiği gibi 394 adet dolu hadisesi meydana gelmiş ancak hesaplanan olası dolu çapı tablodan da görüleceği üzere 186 adet farklı büyüklükte olası dolu çapı bulunmuştur. Bu iki değer birbiriyle oranlandığında 12 Z için

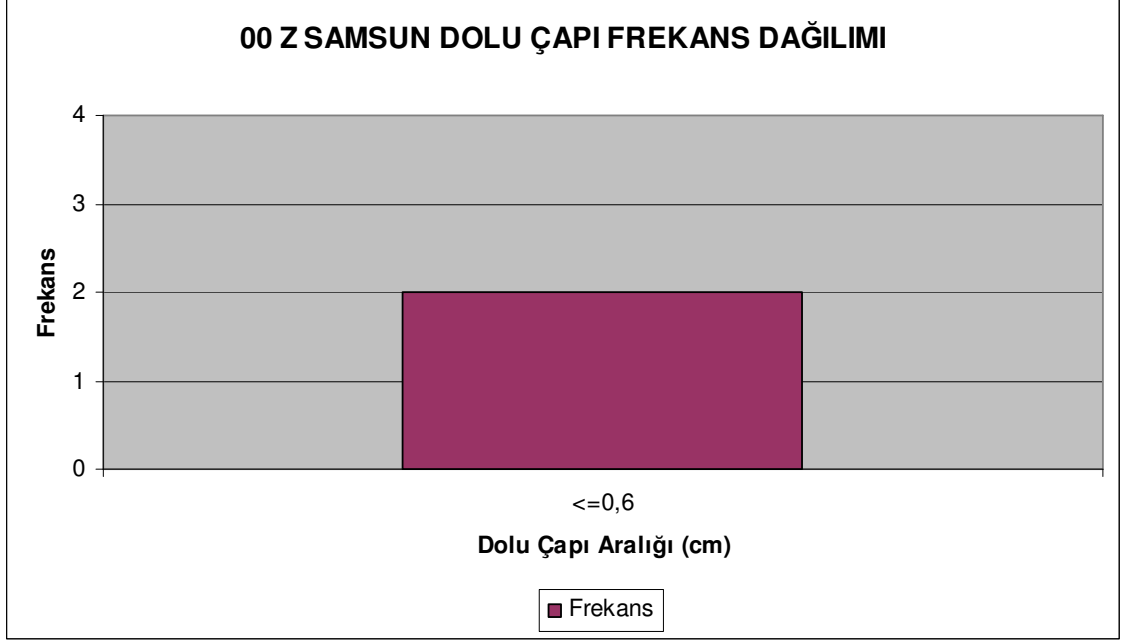
%47 olarak bulunmuştur. Burada amaç olası dolu çapının hesaplandığı günlerin, toplam dolulu günler içindeki yüzdesini 12 Z için bulmaktır.



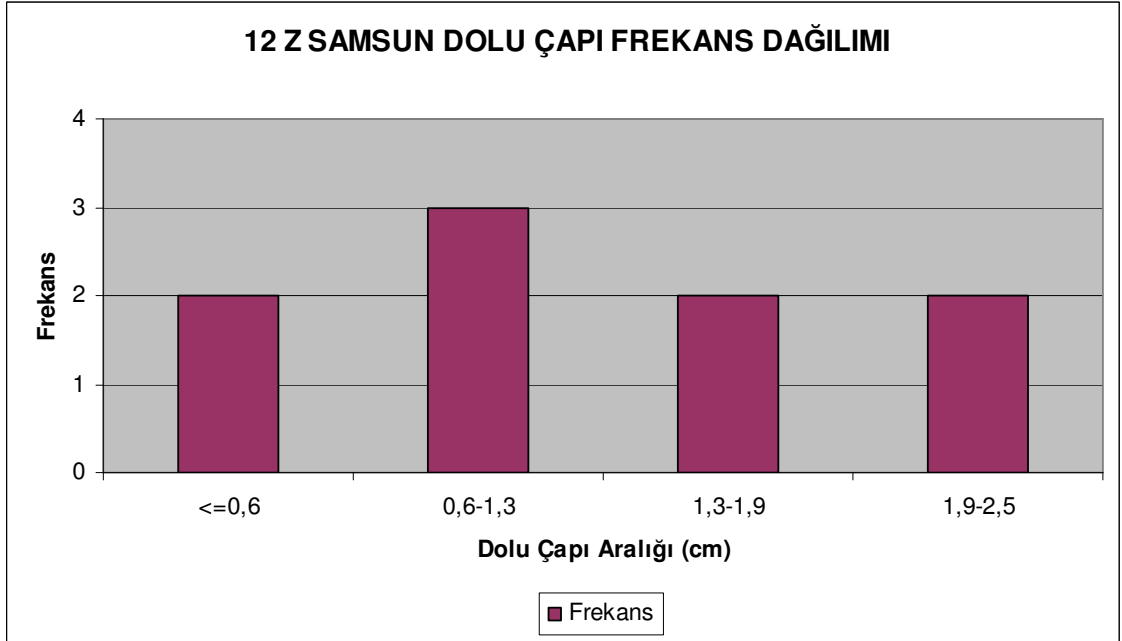
**Grafik 75.** 12 Z'e göre dolu çapı frekans dağılımı.

1980 – 2011 yılları arasında dolu yağışı sayısı 12 Z rasadında söz konusu istasyonlarda 394 olup bu rasatların 186'sında farklı büyüklükte olası dolu çapı büyüklüğü tespit edilmiştir (OKER Sounding Analysis). 12 Z'de olası dolu çapı en fazla <=0.6cm olmuştur.

**17.21.1. Samsun İstasyonunun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri**



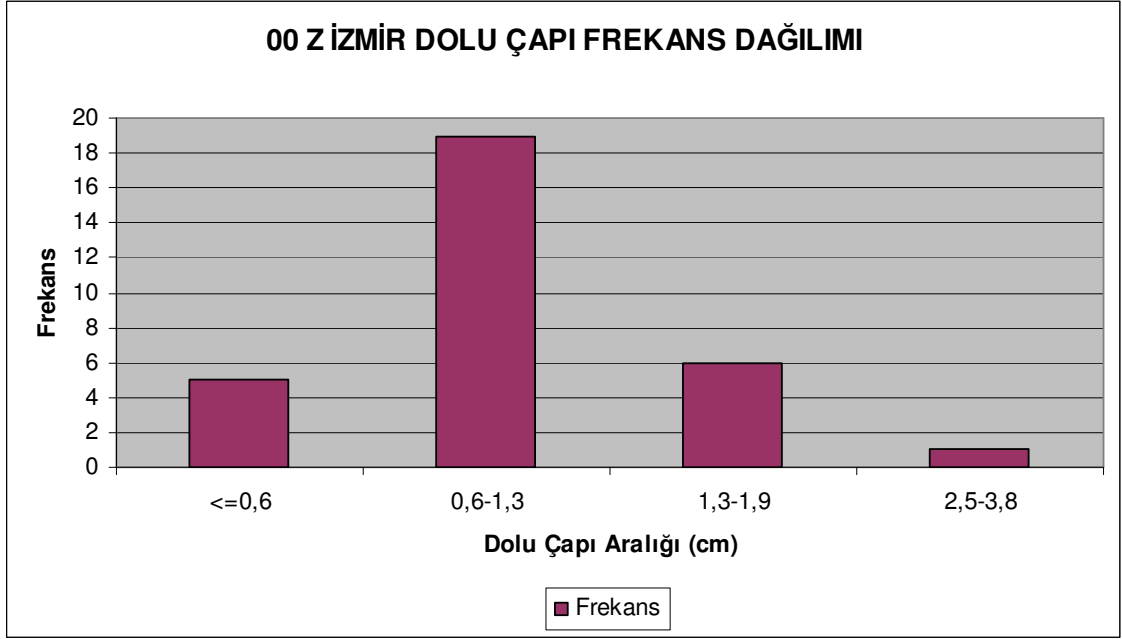
**Grafik 76.** 00 Z'e göre Samsun'un dolu çapı frekans dağılımı.



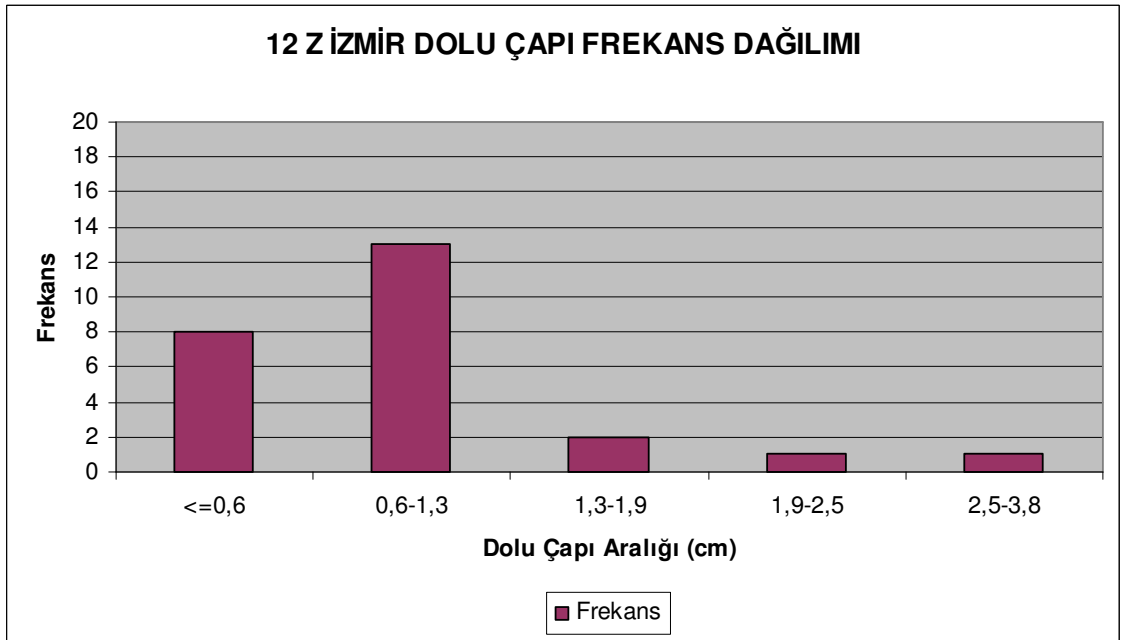
**Grafik 77.** 12 Z'e göre Samsun'un dolu çapı frekans dağılımı.

00 Z Samsun'da olası dolu çapı  $\leq 0.6$  cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik76). 12 Z'de ise olası dolu çapı 0.6 – 1.3 cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 77).

### 17.21.2. İzmir İstasyonununun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



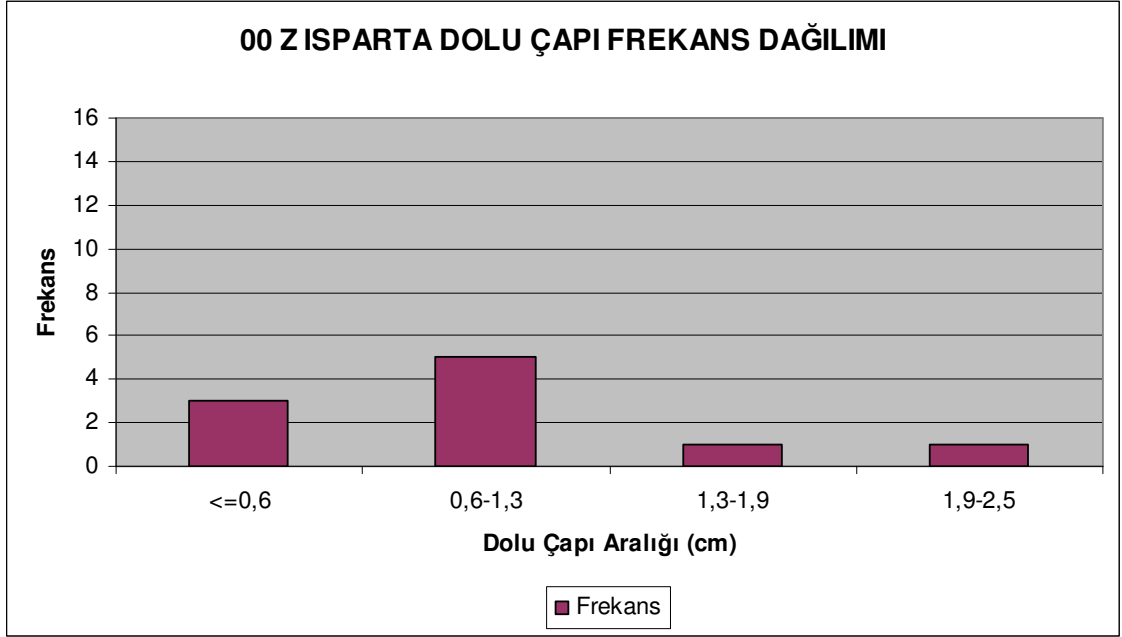
**Grafik 78.** 00 Z'e göre İzmir'in dolu çapı frekans dağılımı.



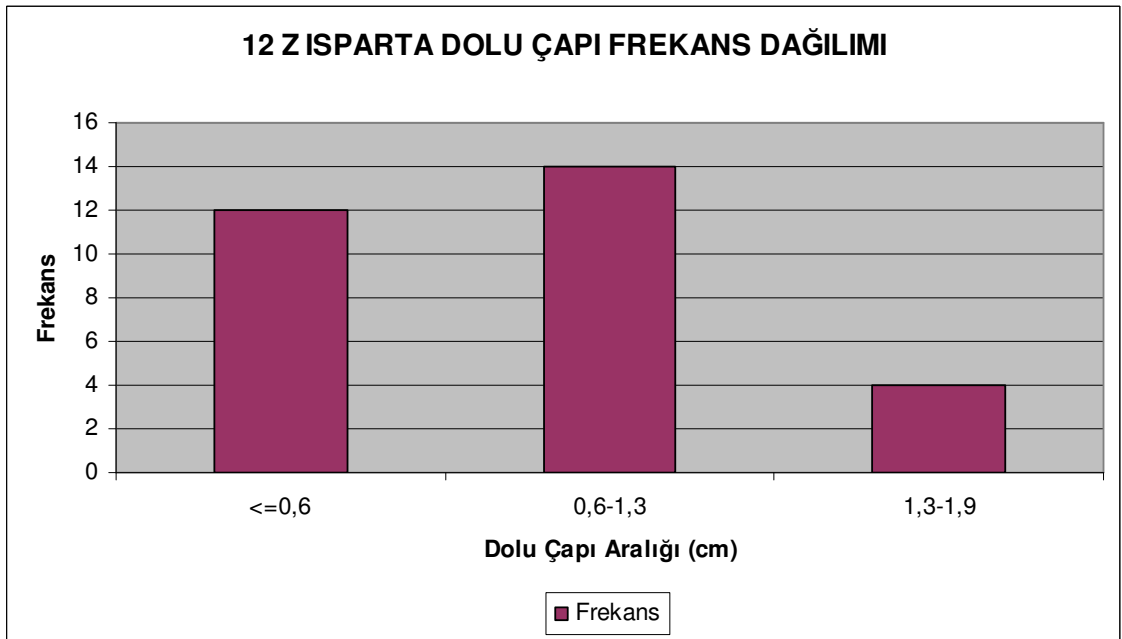
**Grafik 79.** 12 Z'e göre İzmir'in dolu çapı frekans dağılımı.

00 Z ve 12 Z’de İzmir’ de olası dolu çapı 0.6 – 1.3 cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 78, 79).

### 17.21.3. Isparta İstasyonununun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



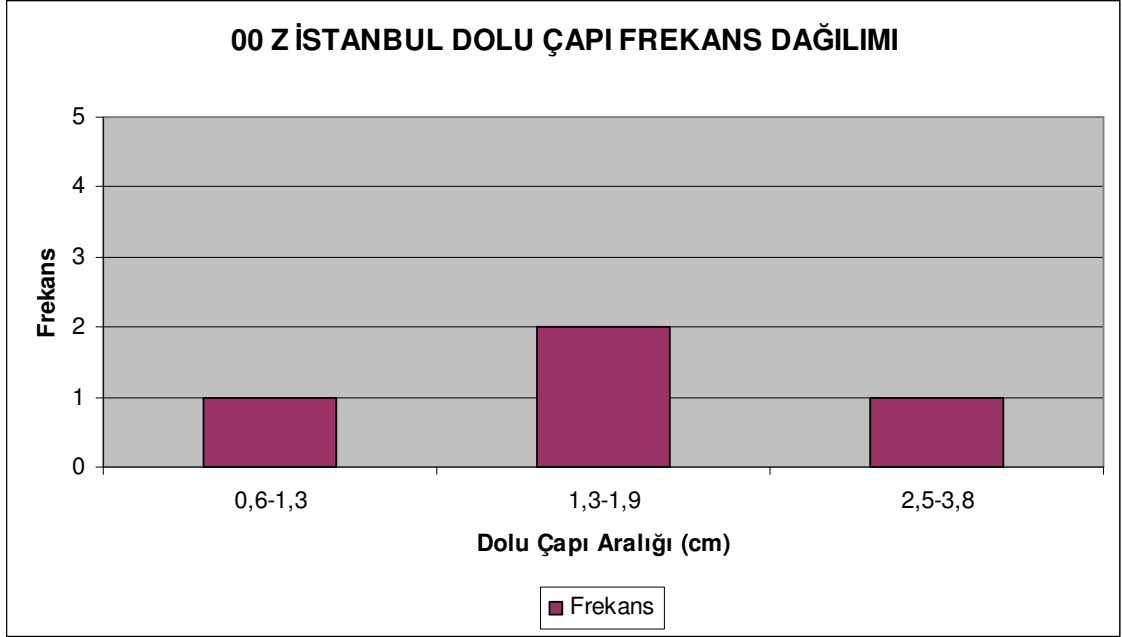
**Grafik 80.** 00 Z’e göre Isparta’nın dolu çapı frekans dağılımı.



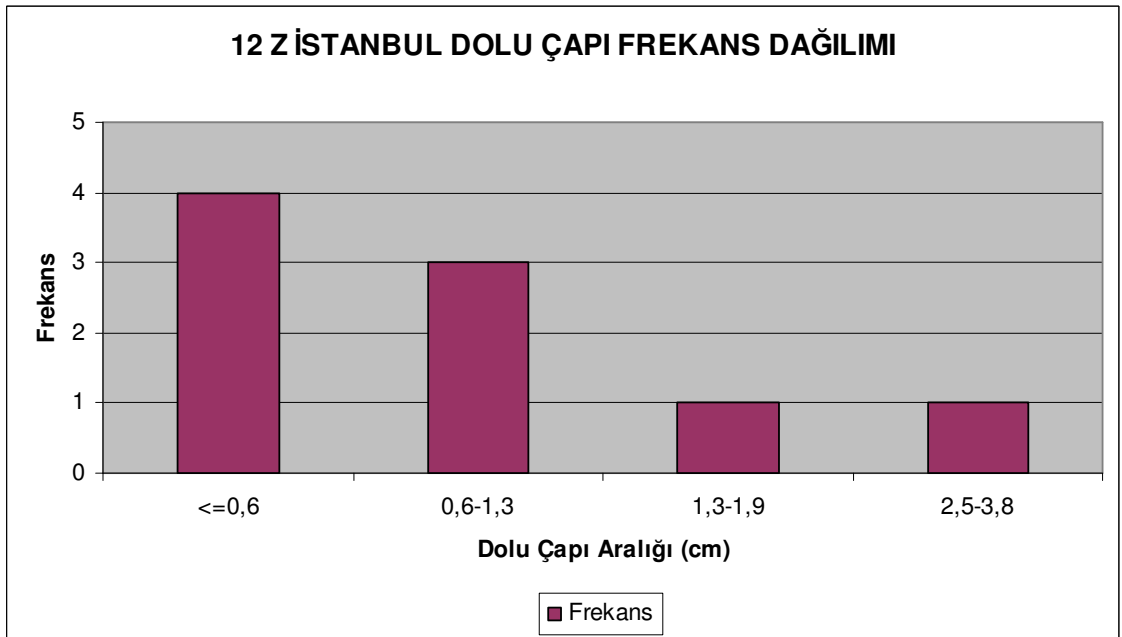
**Grafik 81.** 12 Z’e göre Isparta’nın dolu çapı frekans dağılımı.

00 Z ve 12 Z'de Isparta'da olası dolu çapı 0.6 – 1.3 cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 80, 81).

#### 17.21.4. İstanbul İstasyonunun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



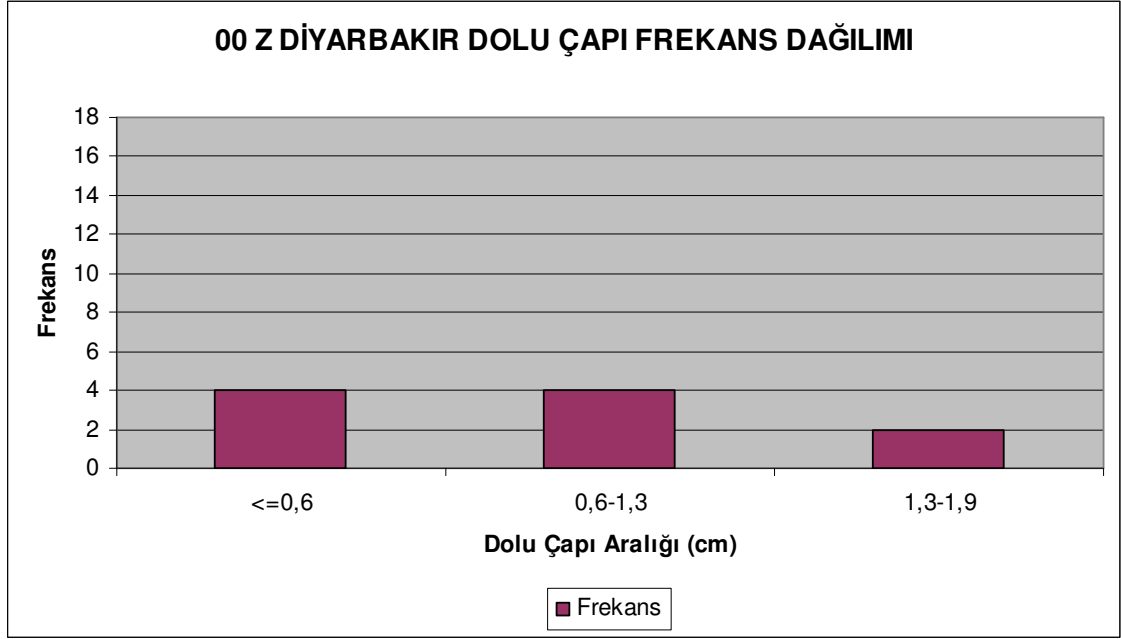
**Grafik 82.** 00 Z'e göre İstanbul'un dolu çapı frekans dağılımı.



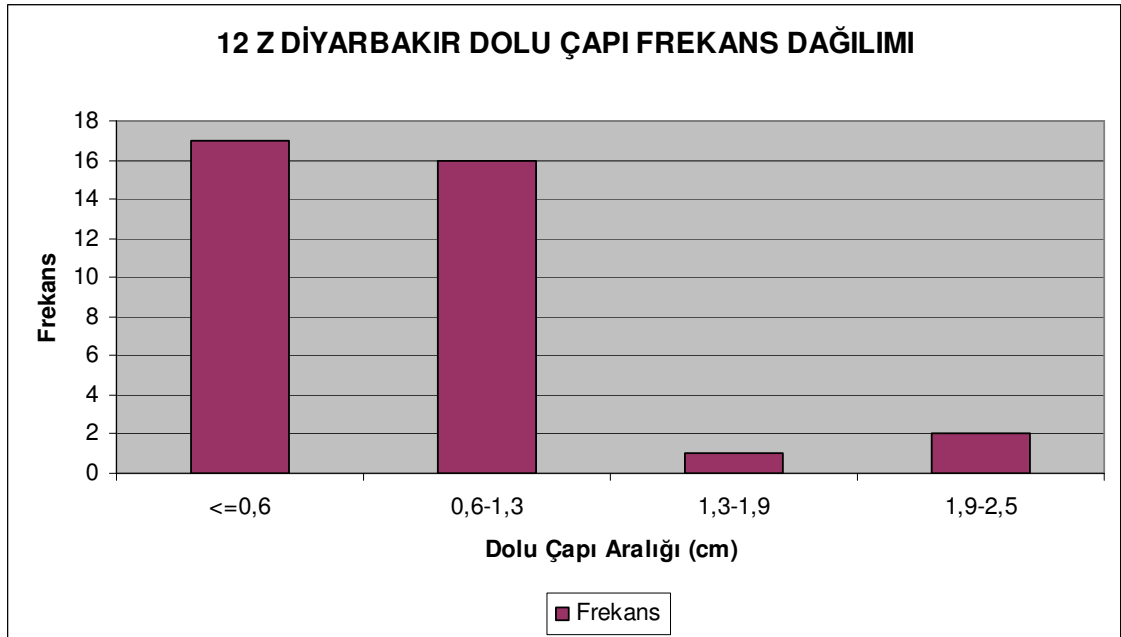
**Grafik 83.** 12 Z'e göre İstanbul'un dolu çapı frekans dağılımı.

00 Z İstanbul'da olası dolu çapı 1.3 – 1,9 cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 82). 12 Z'de ise olası dolu çapı  $\leq 0.6$  cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 83).

#### 17.21.5. Diyarbakır İstasyonununun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



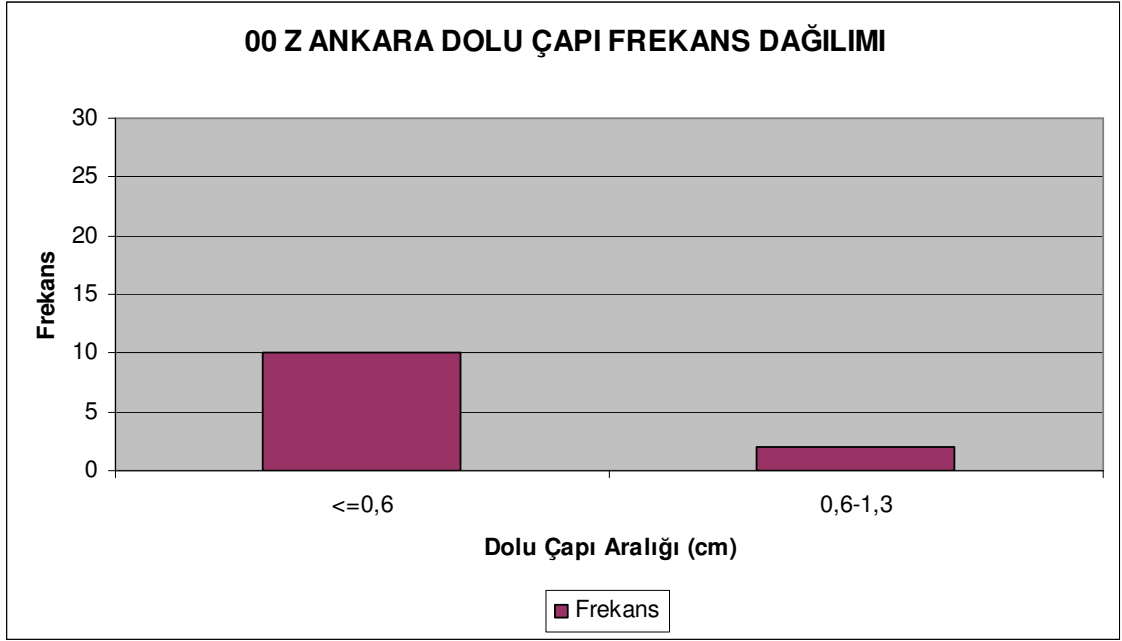
**Grafik 84.** 00 Z'e göre Diyarbakır'ın dolu çapı frekans dağılımı.



**Grafik 85.** 12 Z'e göre Diyarbakır'ın dolu çapı frekans dağılımı.

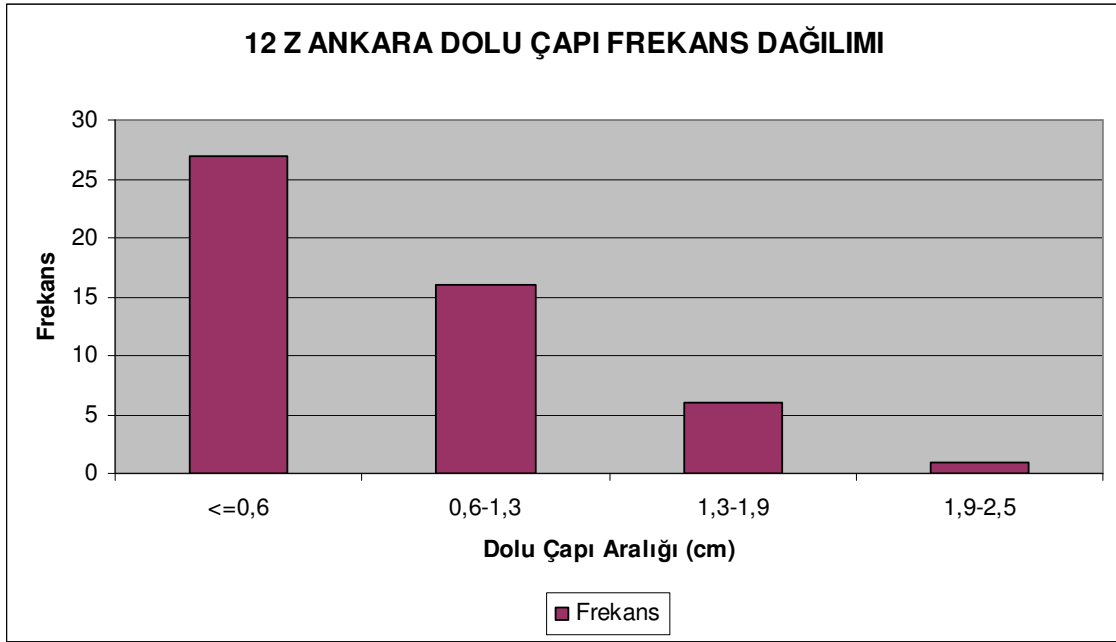
00 Z Diyarbakır'da olası dolu çapı  $\leq 0.6$  ve  $0.6 - 1.3$  cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 84). 12 Z'de ise olası dolu çapı  $\leq 0.6$  cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 85).

#### 17.21.6. Ankara İstasyonunun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



**Grafik 86.** 00 Z'e göre Ankara'nın dolu çapı frekans dağılımı.

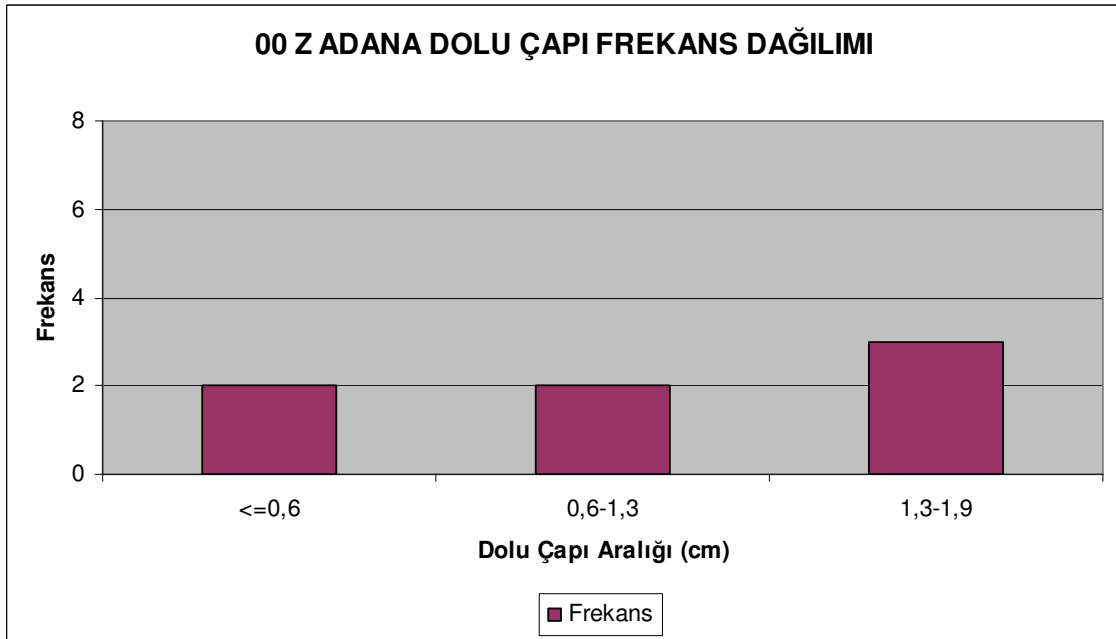




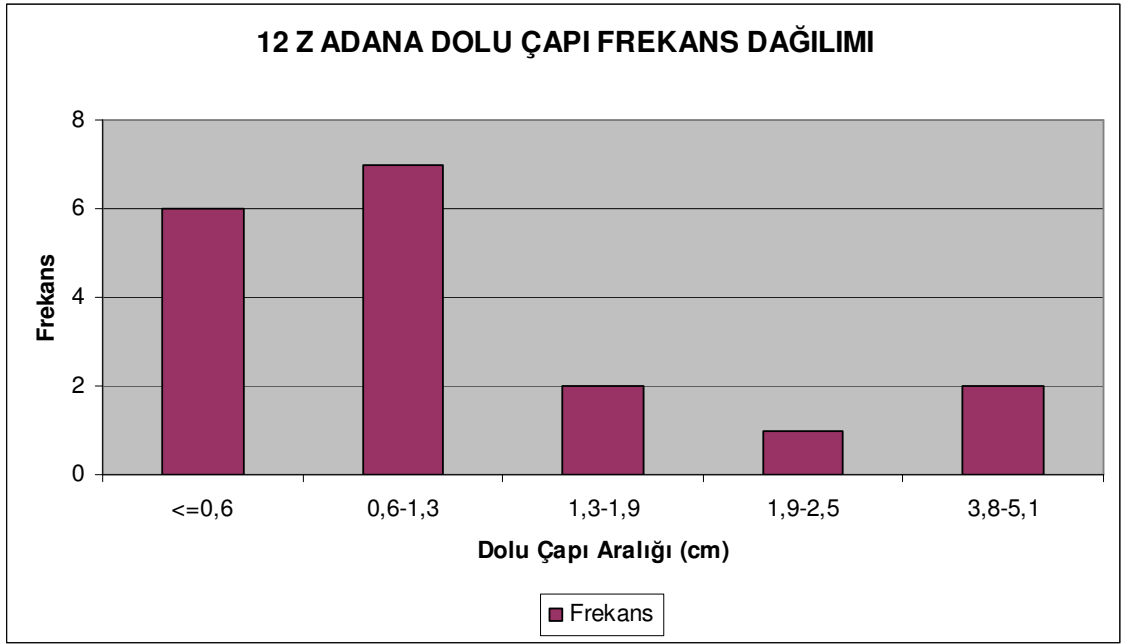
**Grafik 87.** 12 Z'e göre Ankara'nın dolu çapı frekans dağılımı.

00 Z ve 12 Z'de Ankara'da olası dolu çapı  $\leq 0.6$  cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 86, 87).

#### 17.21.7. Adana İstasyonununun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



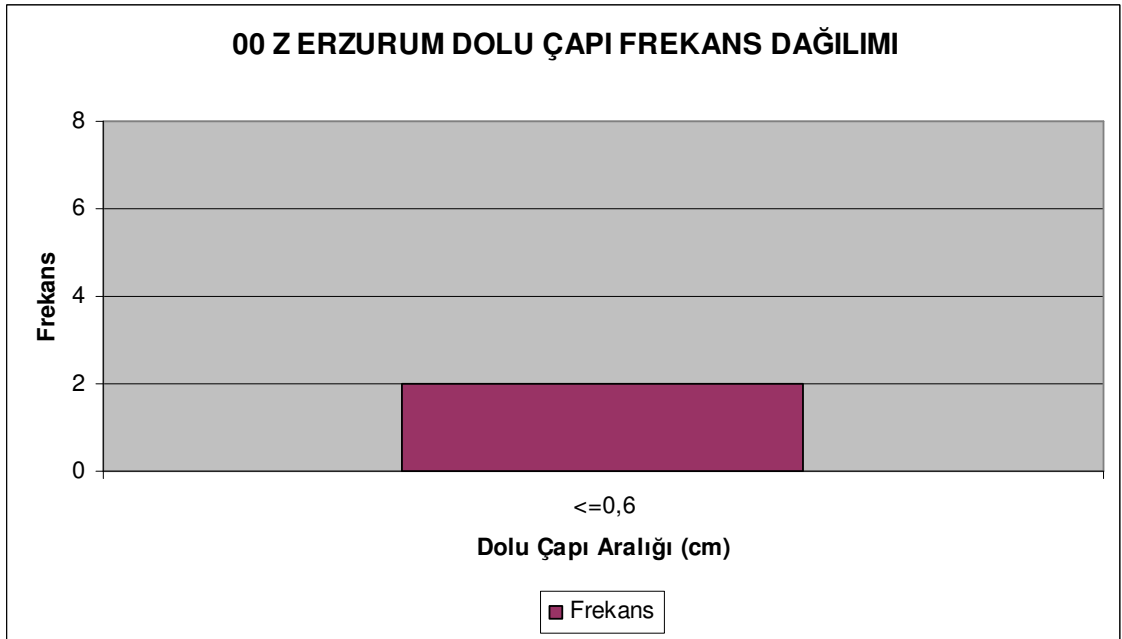
**Grafik 88.** 00 Z'e göre Adana'nın dolu çapı frekans dağılımı.



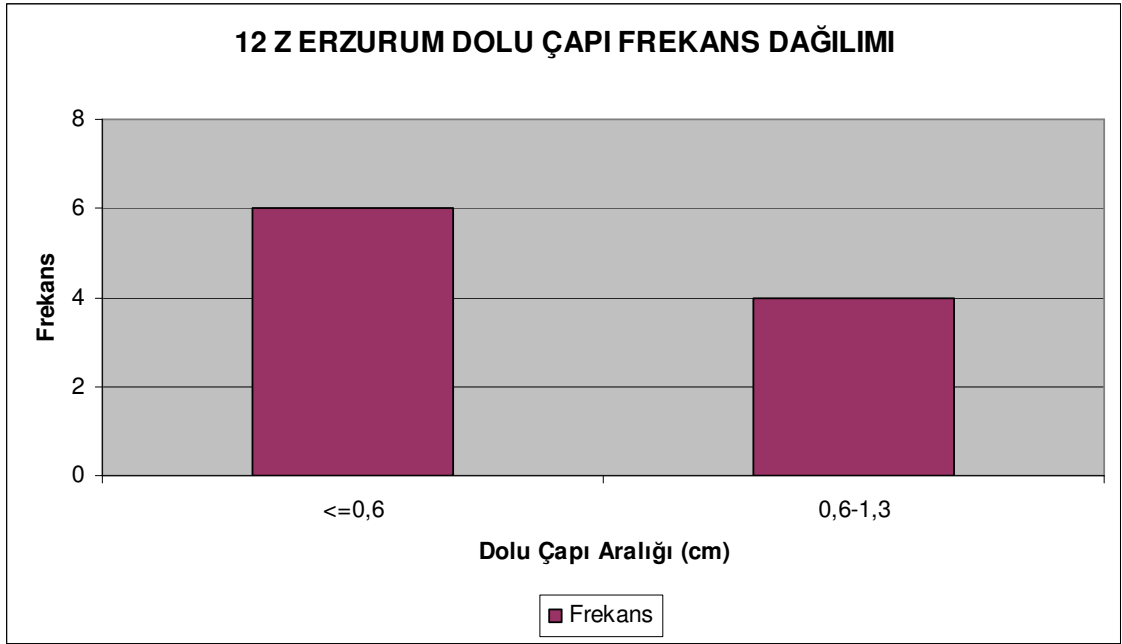
**Grafik 89.** 12 Z'e göre Adana'nın dolu çapı frekans dağılımı.

00 Z Adana'da olası dolu çapı 1.3 – 1.9 cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 88). 12 Z'de ise olası dolu çapı 0.6 – 1.3 cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 89).

#### 17.21.8. Erzurum İstasyonunun 1980 – 2011 Yılları Arası 00 Z ve 12 Z Dolu Çapı Grafikleri



**Grafik 90.** 00 Z'e göre Erzurum'un dolu çapı frekans dağılımı.



**Grafik 91.** 12 Z'e göre Erzurum'un dolu çapı frekans dağılımı.

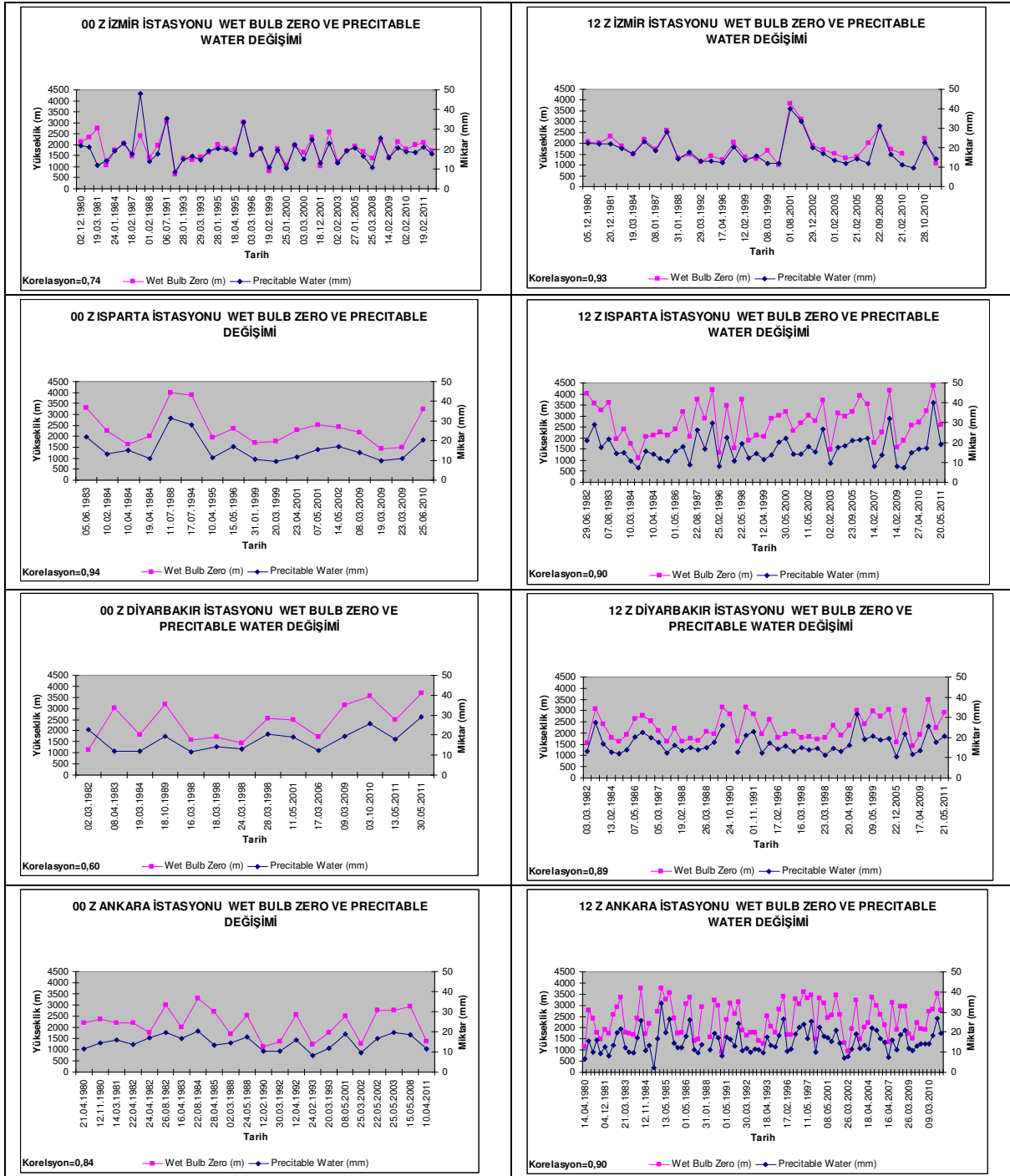
00 Z ve 12 Z'de Erzurum'da olası dolu çapı  $\leq 0.6$  cm aralığında daha çok görülmüştür (Grafik 90, 91).

### **18. 1980 – 2011 YILLARI ARASINDA SAMSUN, İSTANBUL, ERZURUM, ANKARA, İZMİR, ISPARTA, DİYARBAKIR VE ADANA İSTASYONLARININ DOLU YAĞIŞINDA ETKİLİ OLAN PARAMETRELERİN BİRBİRİ İLE OLAN İLİŞKİSİ**

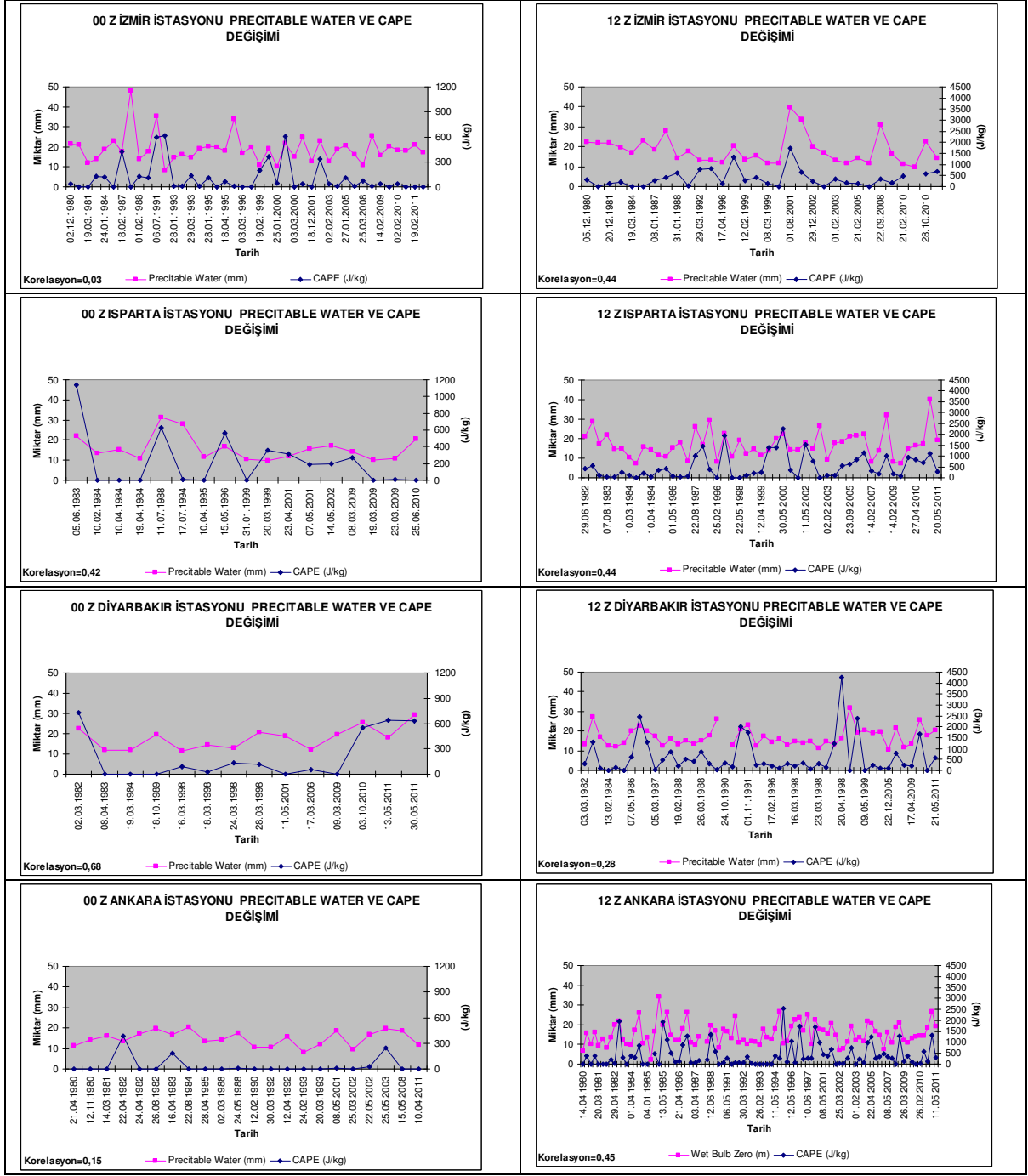
Dolulu günlere ait WBZ ve PW değerlerine bakıldığında; grafiklerden de görüleceği gibi aralarında doğru bir orantıdan söz etmek mümkündür (Grafik 92). Korelasyon sonuçları da bunu göstermektedir. Sonuç olarak dolu yağışında WBZ yere ne kadar yakınsa dolunun yere düşme ihtimali o kadar fazladır. Bu bağlamda WBZ'nin yere yakın olduğu durumlarda PW yani yağışa dönüşebilir su miktarı da azdır.

Hesaplanmış parametreler alınırken; veri sayısı fazla olan istasyonların grafikleri çizilmiş olup, bu nedenle tüm istasyonlara ait grafiklere yer verilmemiştir.

## 18.1. 00 Z ve 12 Z Wet Bulb Zero, Precitable Water ve CAPE Değişimi



Grafik 92. 00 Z ve 12 Z'e göre Wet Bulb Zero ve Precitable Water değişimi.



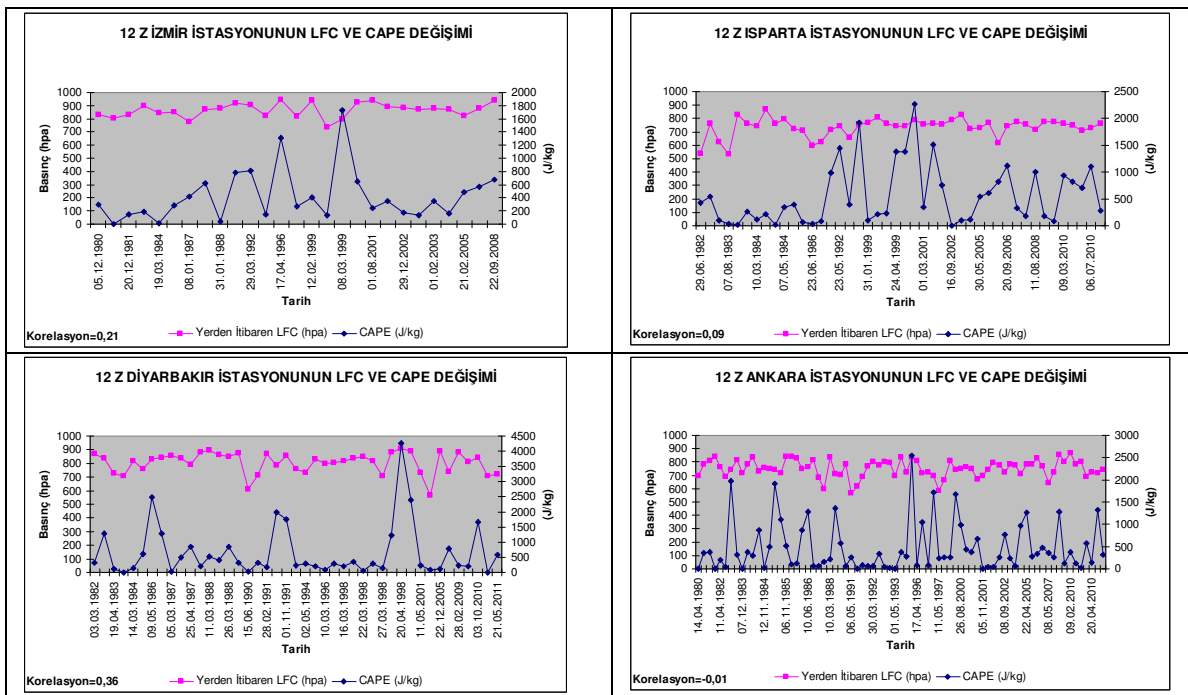
**Grafik 93.** 00 Z ve 12 Z'e göre Precipitable Water ve CAPE değişimi.

CAPE alanı mutlak kararsızlık alanıdır. Bu alanda düşey faaliyetler oldukça yoğundur. Bu yüzden kütle transferi gerçekleşir ve nemlilik belirli alanlarda yoğunlaşır. Bu nedenle, pratikte CAPE ve PW arasında ters bir orantı olması beklenirken yani CAPE artarken PW'nin düşük değerler alması gerekirken, grafiklere bakıldığında bu durum net bir şekilde görülmemektedir (Grafik 93).

## 18.2. 00 Z ve 12 Z LFC ve CAPE Değişimi

LFC yere ne kadar yakınsa CAPE'in de o kadar yüksek olması beklenirken, grafiklerde bu durum net bir şekilde görülmemektedir (Grafik 94). Dolu yağışı için ülkemizin 8 ravinsonde istasyonununda, LFC ve CAPE arasındaki bu ilişkiden söz etmek mümkün görünmemektedir.

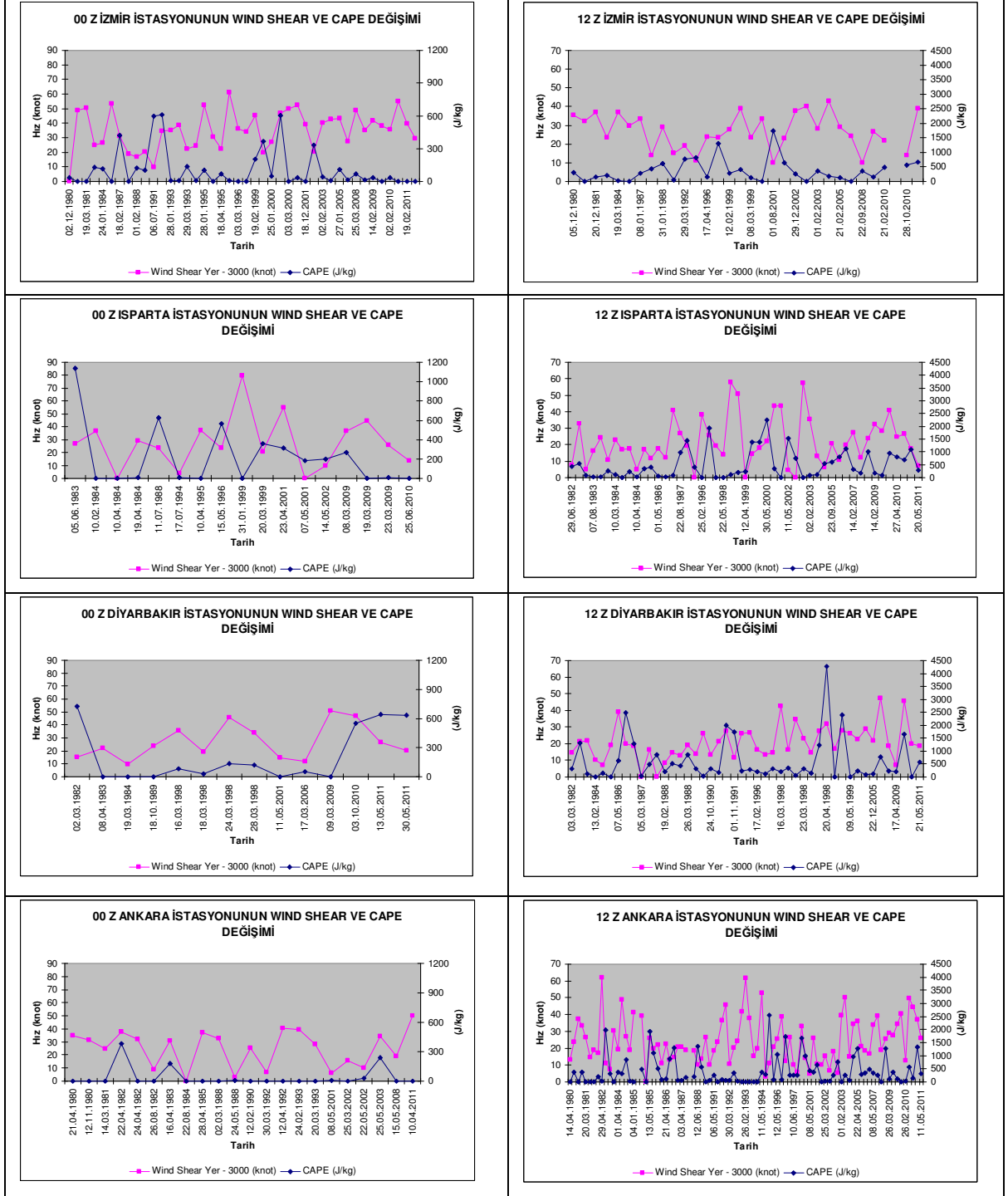
Hesaplanmış parametreler alınırken; veri sayısı fazla olan istasyonların grafikleri çizilmiş olup bu nedenle tüm istasyonlara ait grafiklere yer verilmemiştir.



**Grafik 94.** 00 Z ve 12 Z'e göre LFC seviyesi ve CAPE değişimi.

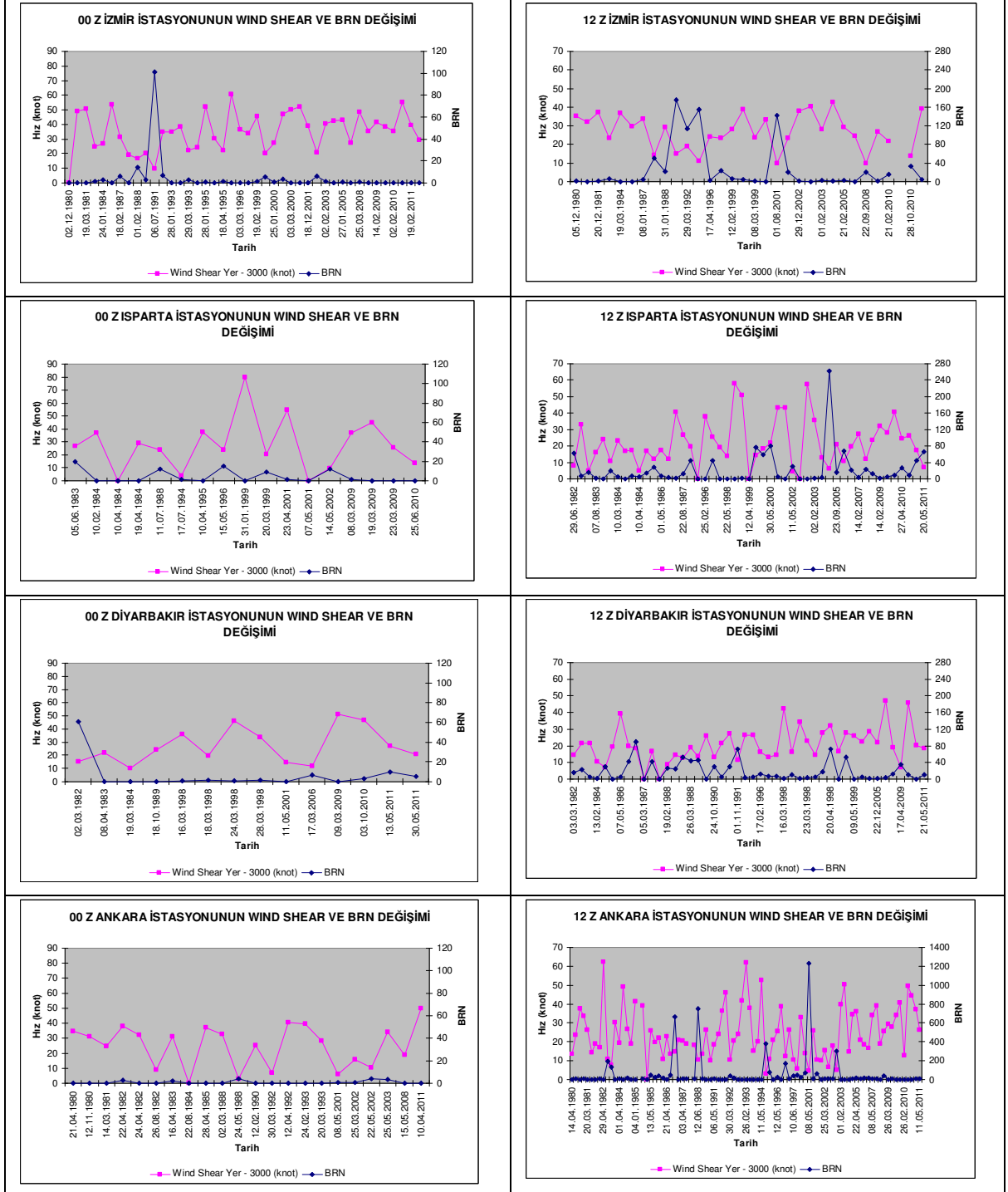
### 18.3. 00 Z ve 12 Z Wind Shear, CAPE, BRN ve SRH Değişimi

Hesaplanmış parametreler alınırken; veri sayısı fazla olan istasyonların grafikleri çizilmiş olup bu nedenle tüm istasyonlara ait grafiklere yer verilmemiştir.



Grafik 95. 00 Z ve 12 Z'e göre Wind Shear ve CAPE değişimi.

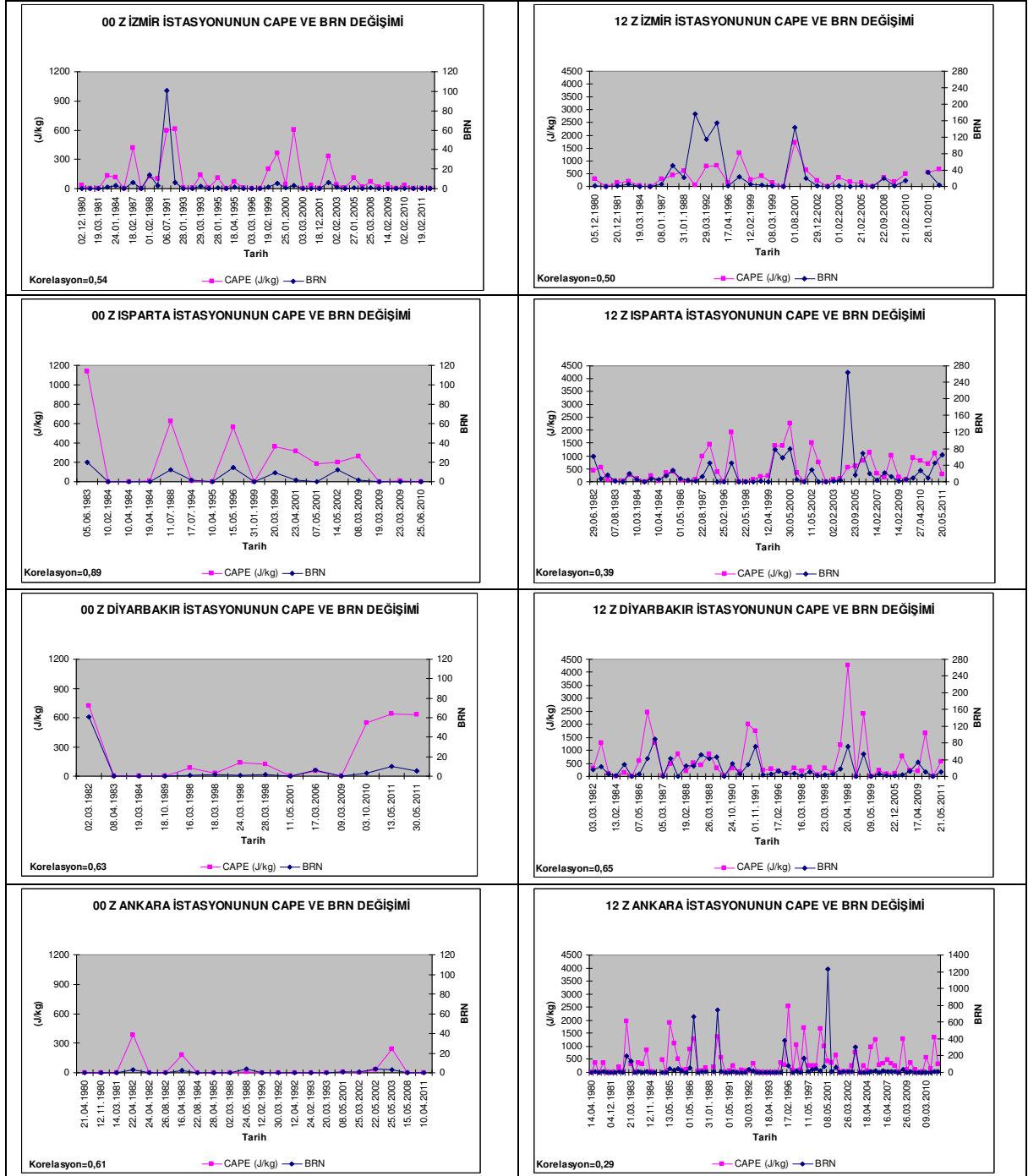
Dolu yağışı için rüzgâr değişimi (wind shear) ile CAPE arasında ters orantının olması beklenmektedir. Seçilen istasyonlar için bu durum çok net olmasa da, Isparta ve İzmir istasyonlarındaki grafiklerden görülmektedir (Grafik 95).



**Grafik 96.** 00 Z ve 12 Z'e göre Wind Shear ve BRN değişimi.

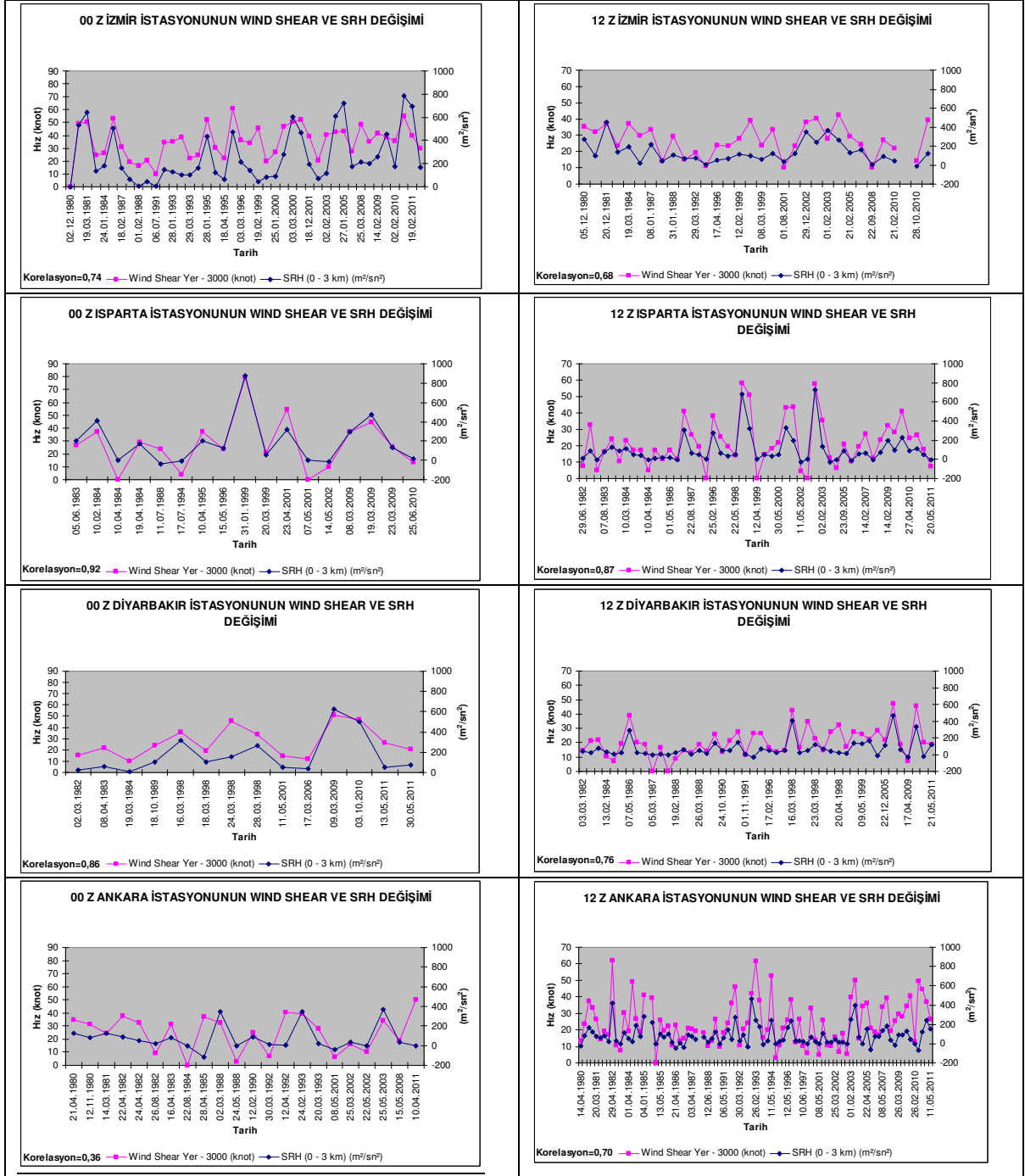


Rüzgâr değişimi (wind shear) ve BRN arasında ters bir orantıdan bahsetmek grafiklerden görüleceği üzere mümkündür (Grafik 96). Parametrelerden biri artarken diğeri azalmaktadır. Bu da dolu yağışı ihtimalini attırıcı bir durumdur.



**Grafik 97.** 00 Z ve 12 Z'e göre CAPE ve BRN değişimi.

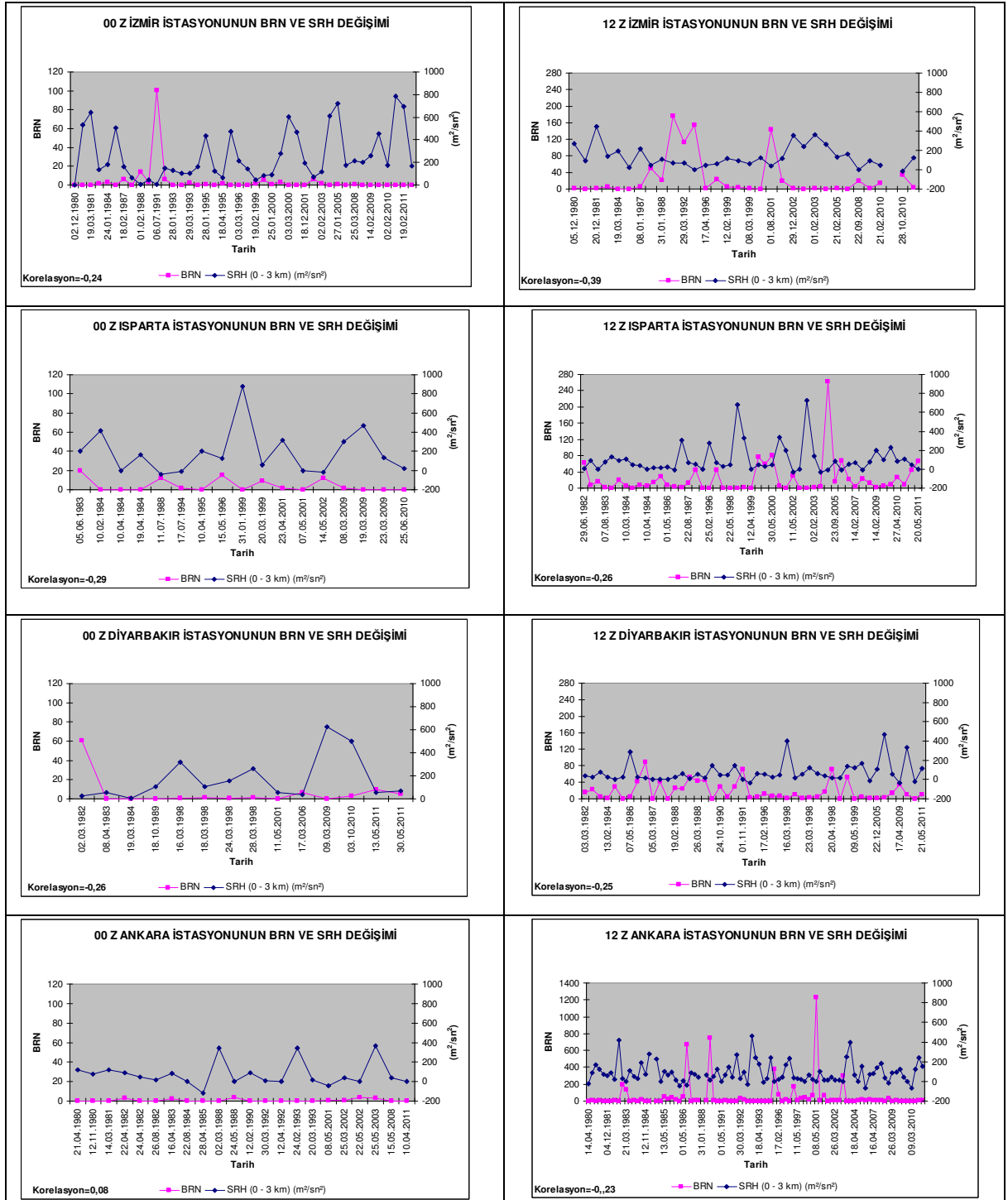
CAPE ve BRN değerleri arasında doğru orantılı bir uyum vardır. Parametrelerin her ikisi de aynı anda artış ya da azalış göstermektedir. Bu da kararsızlığın bir göstergesidir. Korelasyon değerleri ve grafik sonuçları da bu durumu doğrulamaktadır (Grafik 97).



**Grafik 98.** 00 Z ve 12 Z'e göre Wind Shear ve SRH değişimi.

SRH için düşey rüzgâr değişimi (wind shear) çok yüksek olduğu zamanlarda, yer seviyesine göre yatay hız vektörü ile fırtınanın genel hareket yönü vektörü farkı büyük olacaktır (bakınız SRH formülü). Sonuçta SRH değeri, wind shear ile doğru orantılı olacaktır. Wind shear yüksekse SRH da yüksektir. Kuvvetli wind shear SRH'ı artırır. Kuzey yarımküre için rüzgâr yönünde hızlı bir batıya dönüş vardır. Bu da kuvvetli kararsızlık ve oraj durumunda meydana gelir. Üst troposferde oluşan jet

rüzgârlarının etkisiyle, 500 hpa ve alt troposferde kuvvetli wind shearlar meydana gelebilmektedir. Bu da yer ile orta troposfer arasında dolu fırtınaları meydana getirmektedir. SRH'nın da yüksek olması tornado ihtimalini artırır ve tornado dolu ilişkisini işaret eder. Wind shear ve SRH arasındaki korelasyon sonuçları ve grafikler de aradaki ilişkiyi göstermektedir (Grafik 98).

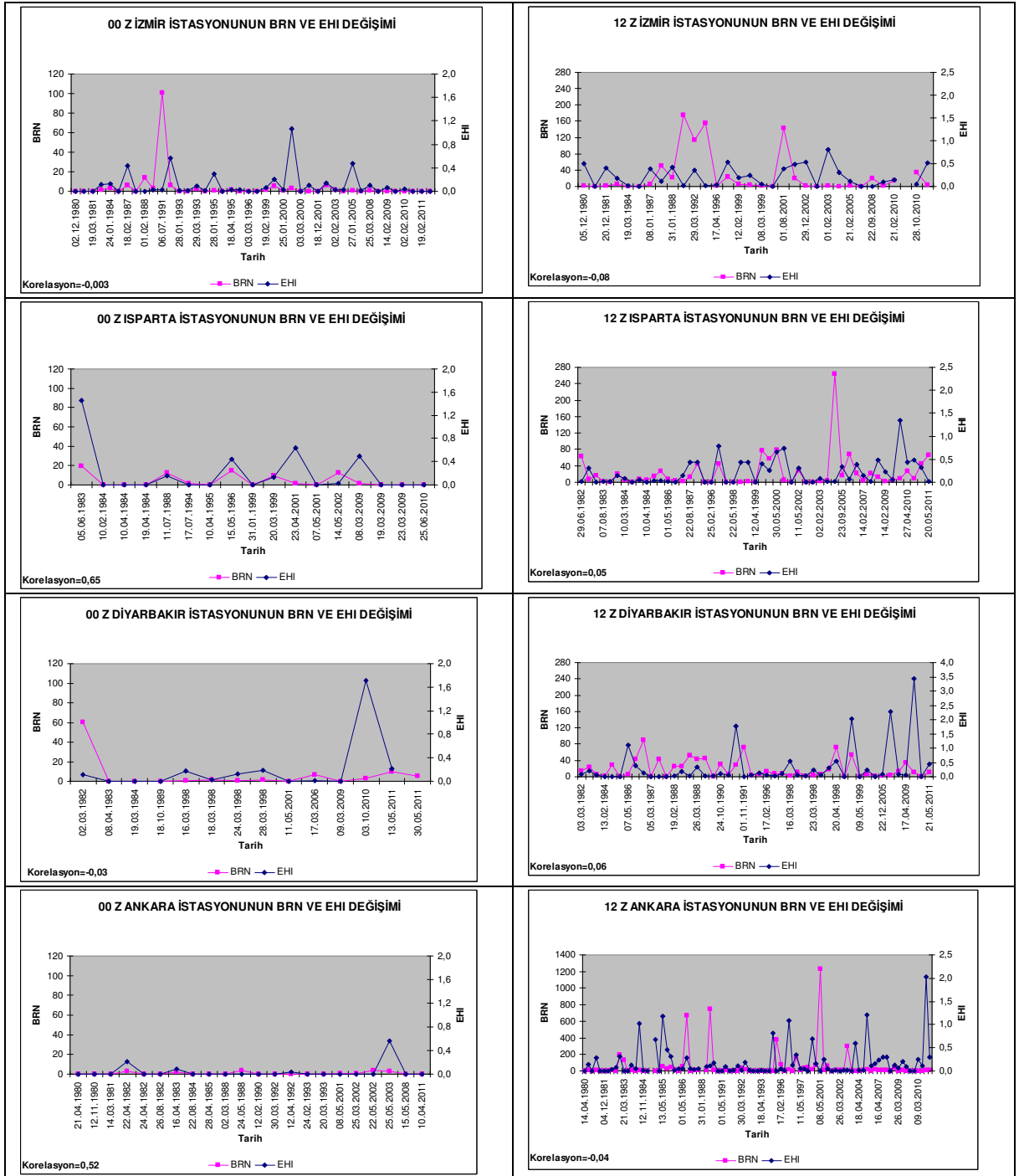


**Grafik 99.** 00 Z ve 12 Z'e göre BRN ve SRH değişimi.

BRN ve SRH arasındaki ters orantı grafiklerde daha net görülmektedir. Korelasyon sonuçları çok yüksek çıkmasa bile aradaki ters orantı korelasyon sonuçlarının negatif işaretinden belli olmaktadır (Grafik 99).

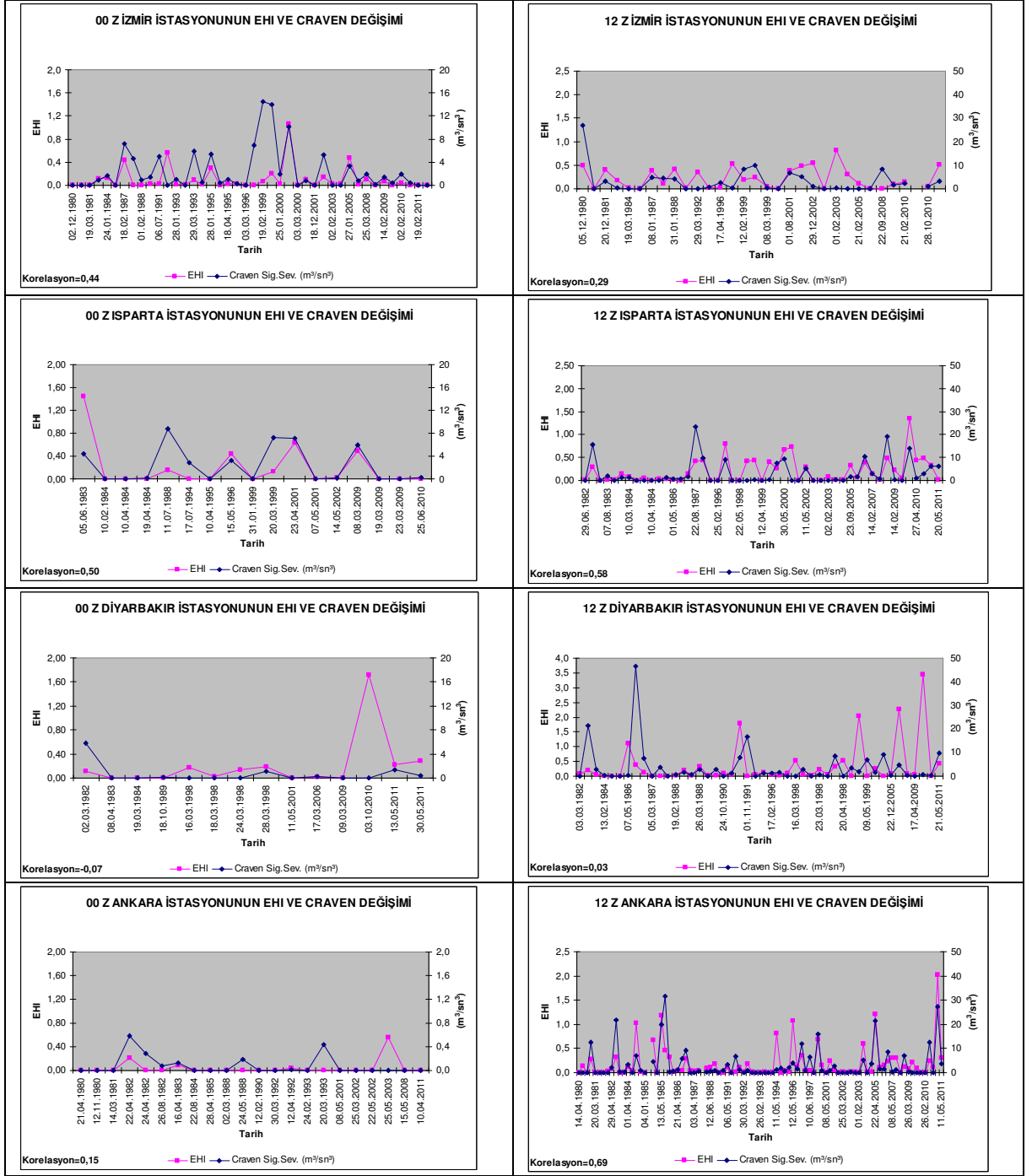
## 18.4. 00 Z ve 12 Z EHI, BRN ve Craven Significant Severe Parameter

### Parametrelerinin Değişimi



Grafik 100. 00 Z ve 12 Z'e göre BRN ve EHI değişimi.

BRN ile EHI arasında ters bir orantı olması beklenirken, grafiklerden ve korelasyon değerlerinden bu durum açık bir şekilde görülememektedir (Grafik100) .

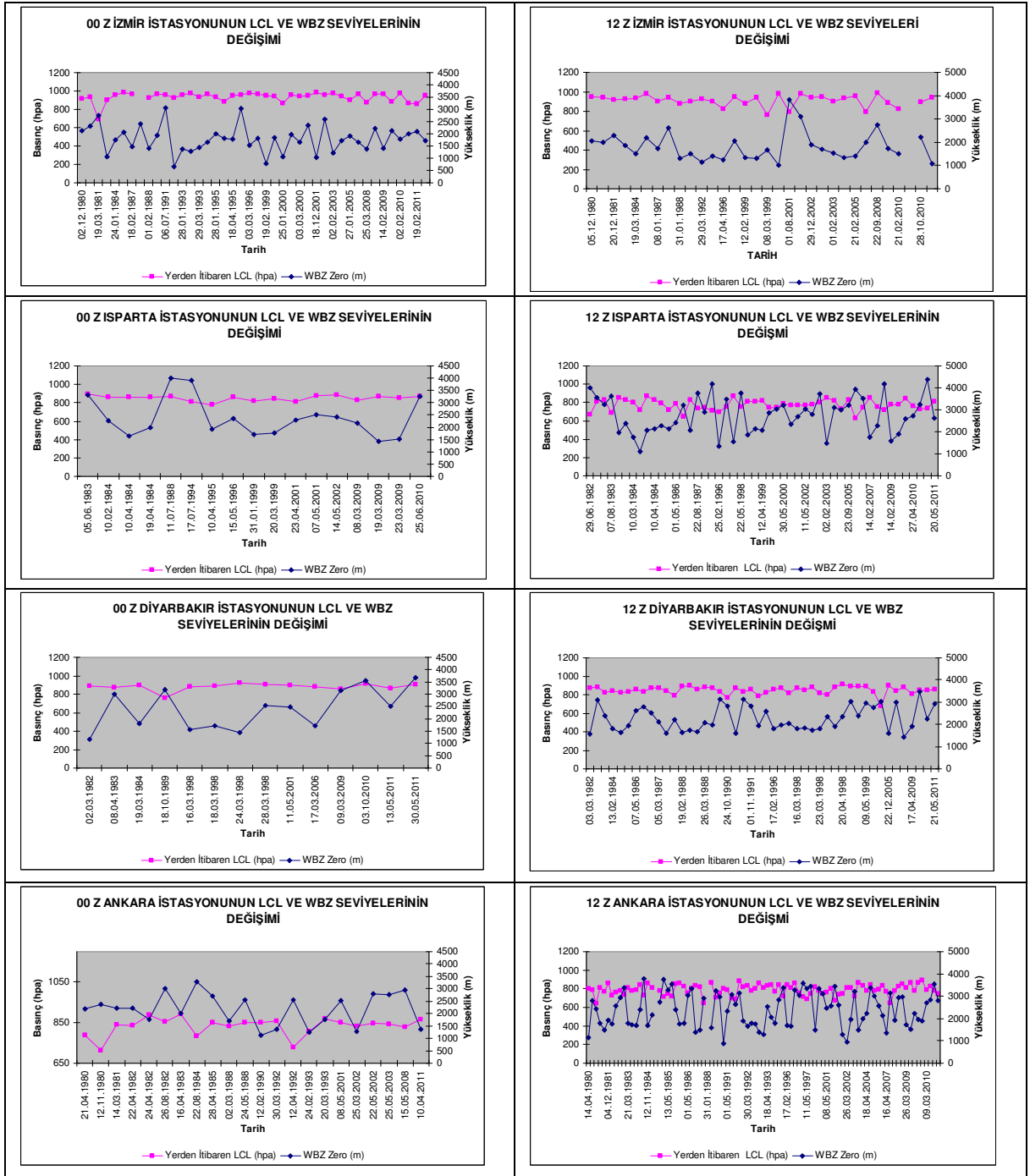


**Grafik 101.** 00 Z ve 12 Z'e göre EHI ve Craven Significant Severe Parametrelerinin değışimi.

EHI ve Craven Significant Severe Parametresi'nin her ikisi de kuvvetli CAPE ve kuvvetli rüzgâr durumunda ön plana çıkar. Craven'in yüksek değerler (Craven > 20) alması yukarıya doğru hareket ve kararsızlığın olduğunu gösterir. Bu da kuvvetli dolu ve tornadonun göstergesidir. EHI'nin yüksek olması süper hücre ve tornadonun göstergesidir. Dolayısıyla kararsızlığın da göstergesidir. Bu nedenlerle bu iki parametrenin birlikte değerlendirilmesi gerekir. EHI ve Craven Significant Severe

parametresi arasında doğru orantı vardır. Bu da grafiklerden ve korelasyon sonuçlarından görülmektedir (Grafik 101).

## 18.5. 00Z VE 12Z LCL ve Wet Bulb Zero Değişimi



**Grafik 102.** 00 Z ve 12 Z'e göre LCL ve WBZ seviyelerinin değişimi.

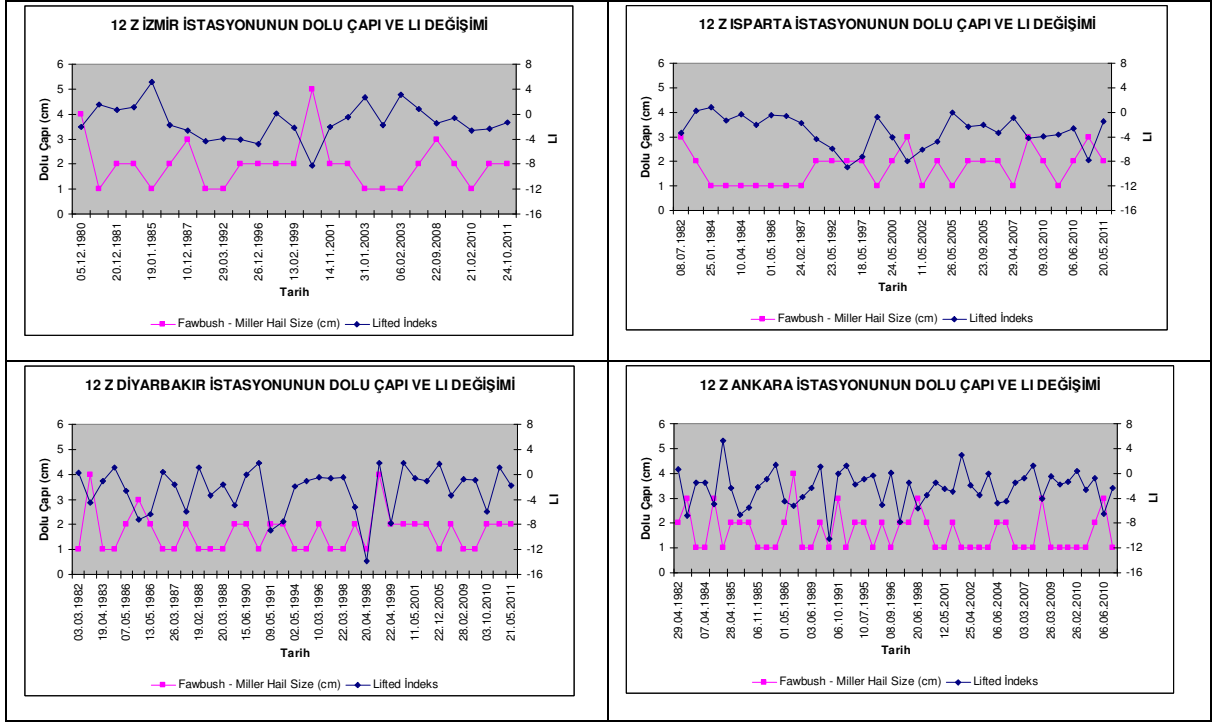
WBZ seviyesi LCL ile ilgilidir. LCL yere ne kadar yakınsa WBZ de yere o kadar yakın olur. Bu sonuç çok net olmasa da grafiklerden görülebilmektedir (Grafik 102).



## 18.6. 12 Z Dolu Çapı, Lifted İndeks (LI), KO İndeks, CAPE ve Craven Significant Severe Parametrelerinin İstasyonlara Göre Değişimi

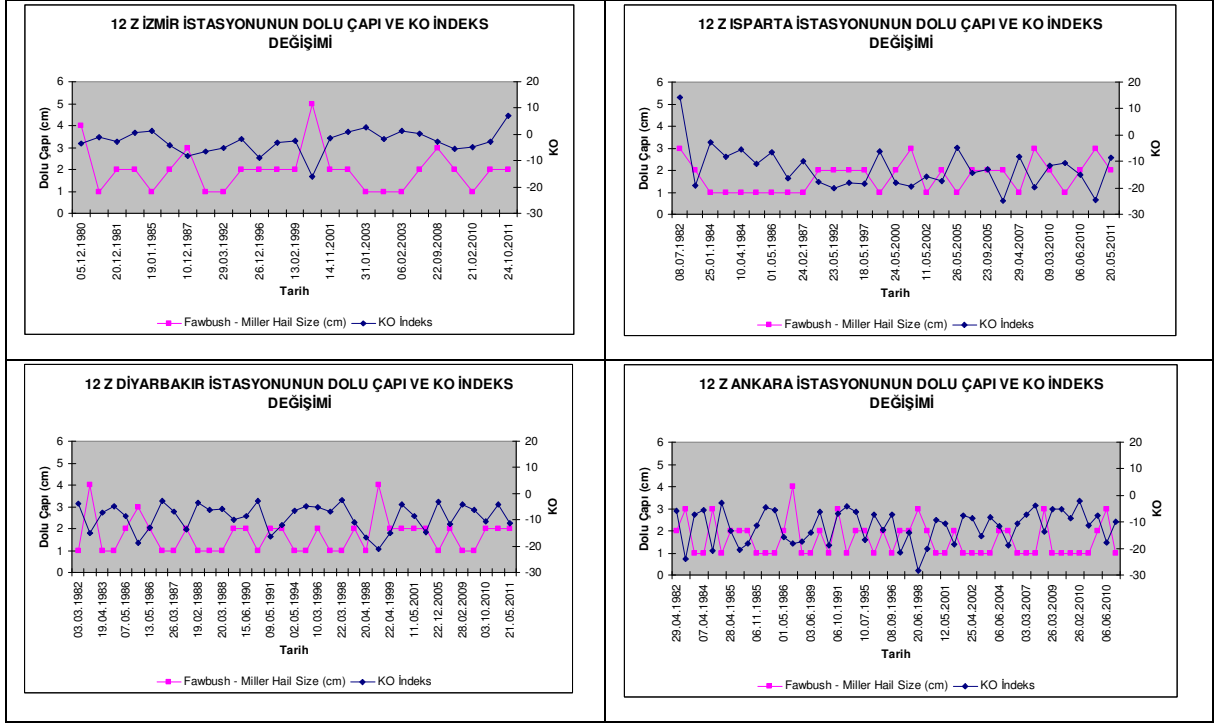
Grafiklerde dolu çapı (cm) aralığını göstermek için sayısal belirteç aşağıdaki gibi ifade edilmiştir:

$\leq 0.6=1$        $0.6-1.3=2$        $1.3-1.9=3$        $1.9-2.5=4$        $2.5-3.8=4$        $3.8-5.1=6$



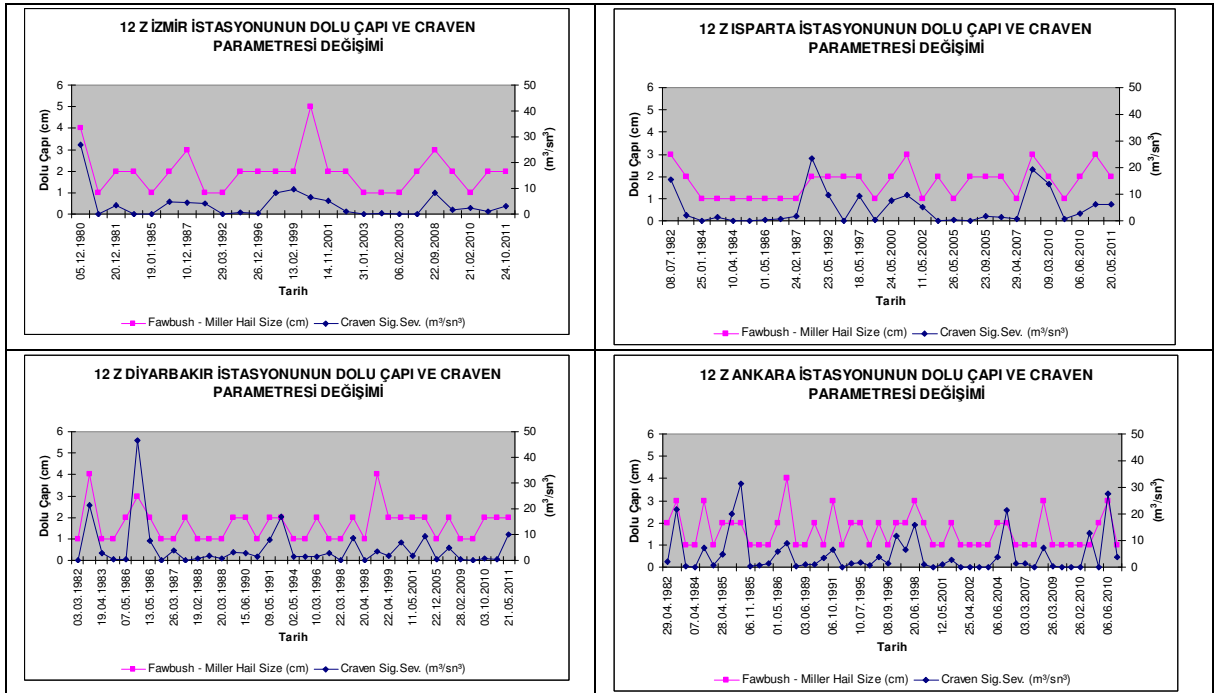
**Grafik 103.** 12 Z'e göre dolu çapı ve Lifted (LI) İndeks değişimi.

Dolu çapı ile LI ilişkisine bakıldığında, LI değeri azaldıkça dolu çapının arttığı görülmektedir. LI değeri azaldıkça kararsızlık artmakta, dolayısıyla dolu yağışı esnasında dolu çapının artmasına sebep olmaktadır. Grafiklerden de bu durum görülebilmektedir (Grafik 103).



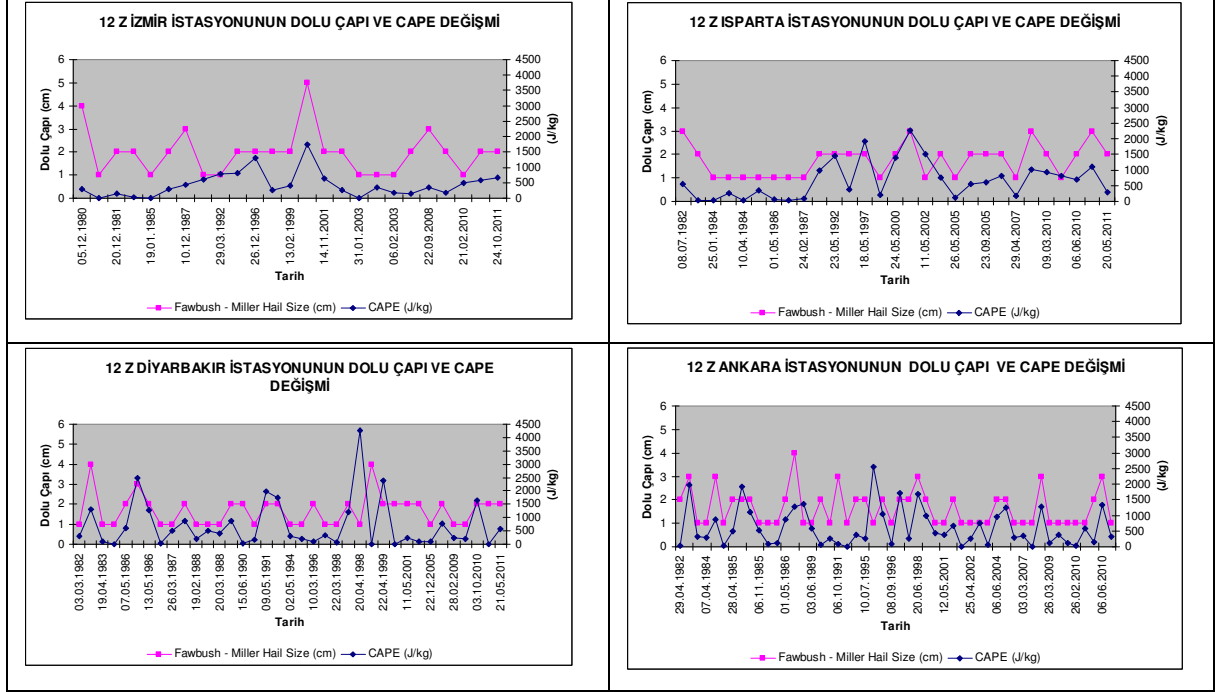
**Grafik 104.** 12 Z'e göre dolu çapı ve KO (KO İndeks) değişimi.

Dolu çapı ile KO ilişkisine bakıldığında, KO değeri azaldıkça dolu çapının arttığını görülmektedir. KO azaldıkça kararsızlık artmakta dolayısıyla dolu yağışı esnasında dolu çapının artmasına sebep olmaktadır. Grafiklerden de bu durum görülmektedir (Grafik104).



**Grafik 105.** 12 Z'e göre dolu çapı ve Craven Parametresi değişimi.

Dolu çapı ile Craven Parametresi arasındaki ilişkiye bakıldığında, Craven Parametre değeri arttıkça dolu çapının arttığı görülmektedir. Craven Parametre değeri arttıkça kararsızlık artmakta, dolayısıyla dolu yağışı esnasında dolu çapının artmasına sebep olmaktadır. Grafiklerden de Craven Parametre değeri arttıkça, dolu çapının arttığı görülmektedir (Grafik 105).



**Grafik 106.** 12 Z'e göre dolu çapı ve CAPE değişimi.

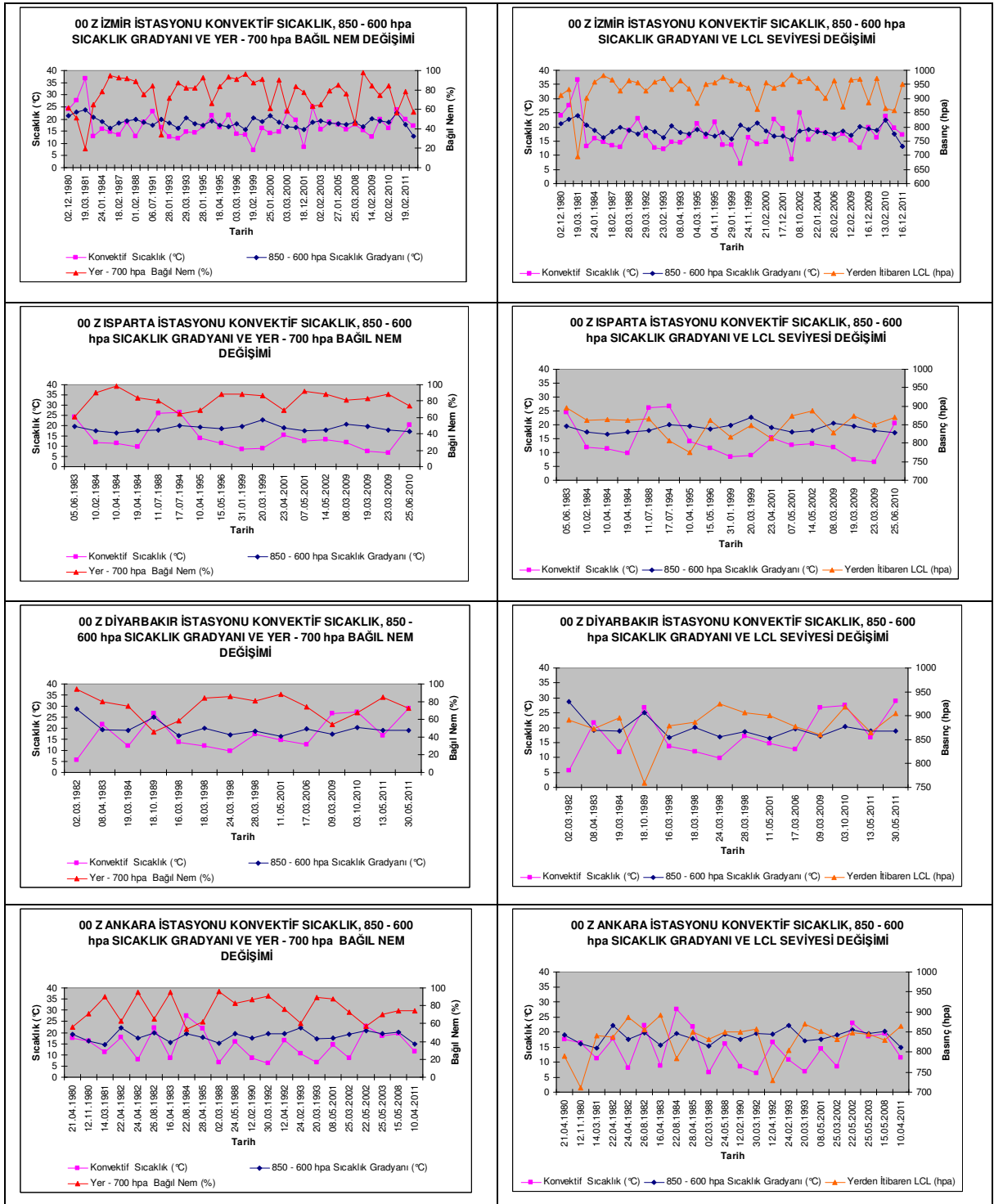
Dolu çapı ile CAPE arasındaki ilişkiye bakıldığında, CAPE değeri arttıkça dolu çapının arttığı görülmektedir. CAPE arttıkça kararsızlık artmakta, dolayısıyla dolu yağışı esnasında dolu çapının artmasına sebep olmaktadır. Grafiklerden de bu durumu görülmektedir (Grafik 106).

## 18.7. 00 Z ve 12 Z Konvektif Sıcaklık, Yer – 700 hpa Bağlı Nem, 850 – 600 hpa

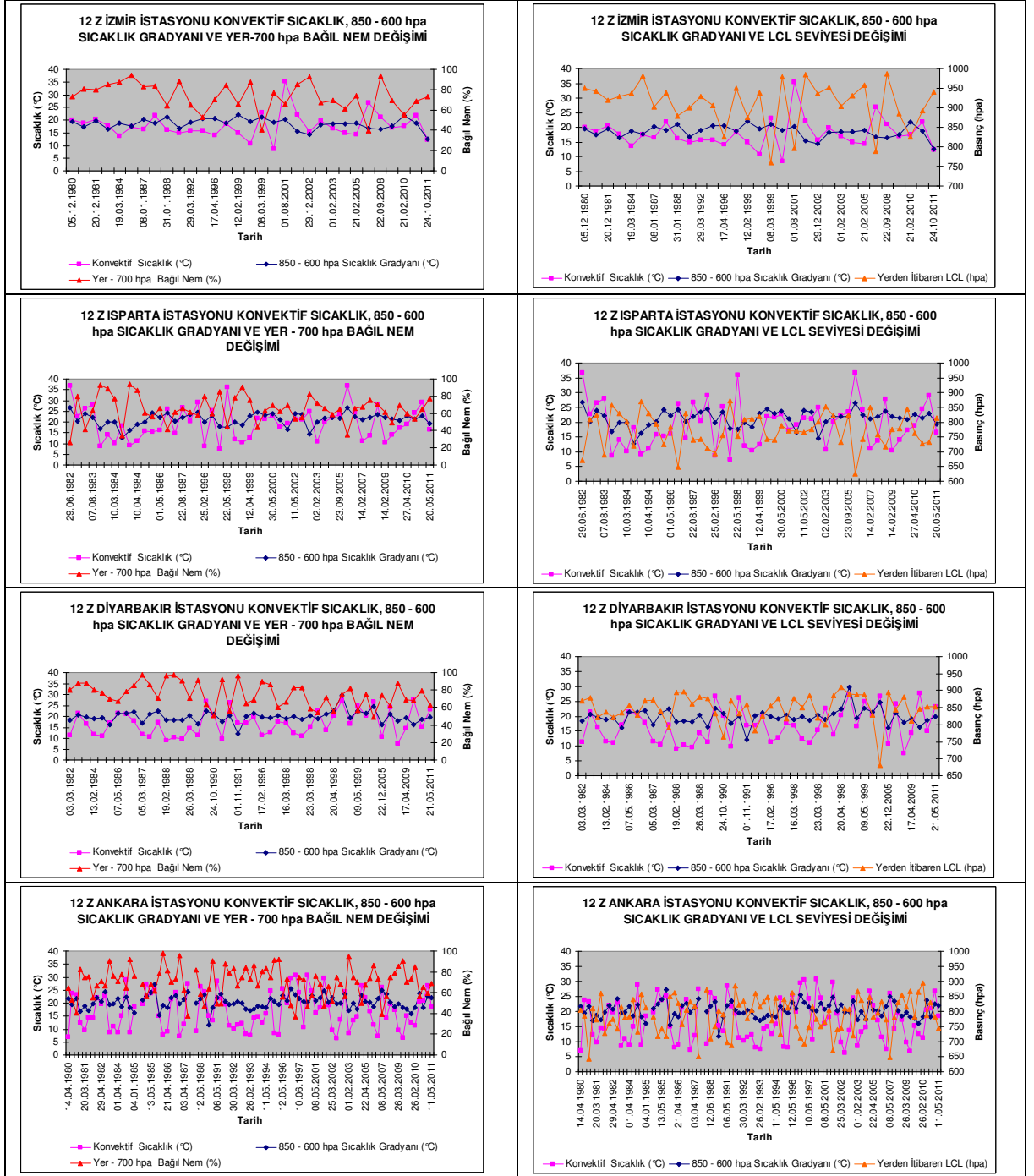
### Sıcaklık Gradyanı ve LCL Seviyesi Değişimi

LCL Seviyesi yere yakınsa; yani  $T$  (hava sıcaklığı) ile  $T_d$  (çiğ noktası sıcaklığı) birbirine yaklaştıkça nemlilik artacak, dolayısıyla kararsızlık da artacaktır. Bu noktadan hareketle konvektif sıcaklığın ( $T_c$ , konvektif bulutların oluşabilmesi için yer seviyesinin ulaşması gereken sıcaklık değeridir), 850 – 600 hpa sıcaklık gradyanı (lapse rate), yer – 700 hpa bağlı nem arasındaki ilişkisine ve yine konvektif sıcaklığın, 850 – 600 hpa sıcaklık gradyanı ile LCL seviyesi arasındaki ilişkisine bakılmıştır (Grafik 107).

Dolu yağış mekanizmasında konvektif faaliyetler önemli olduğundan konvektif sıcaklık değerlendirilmesine yer verilmiştir.

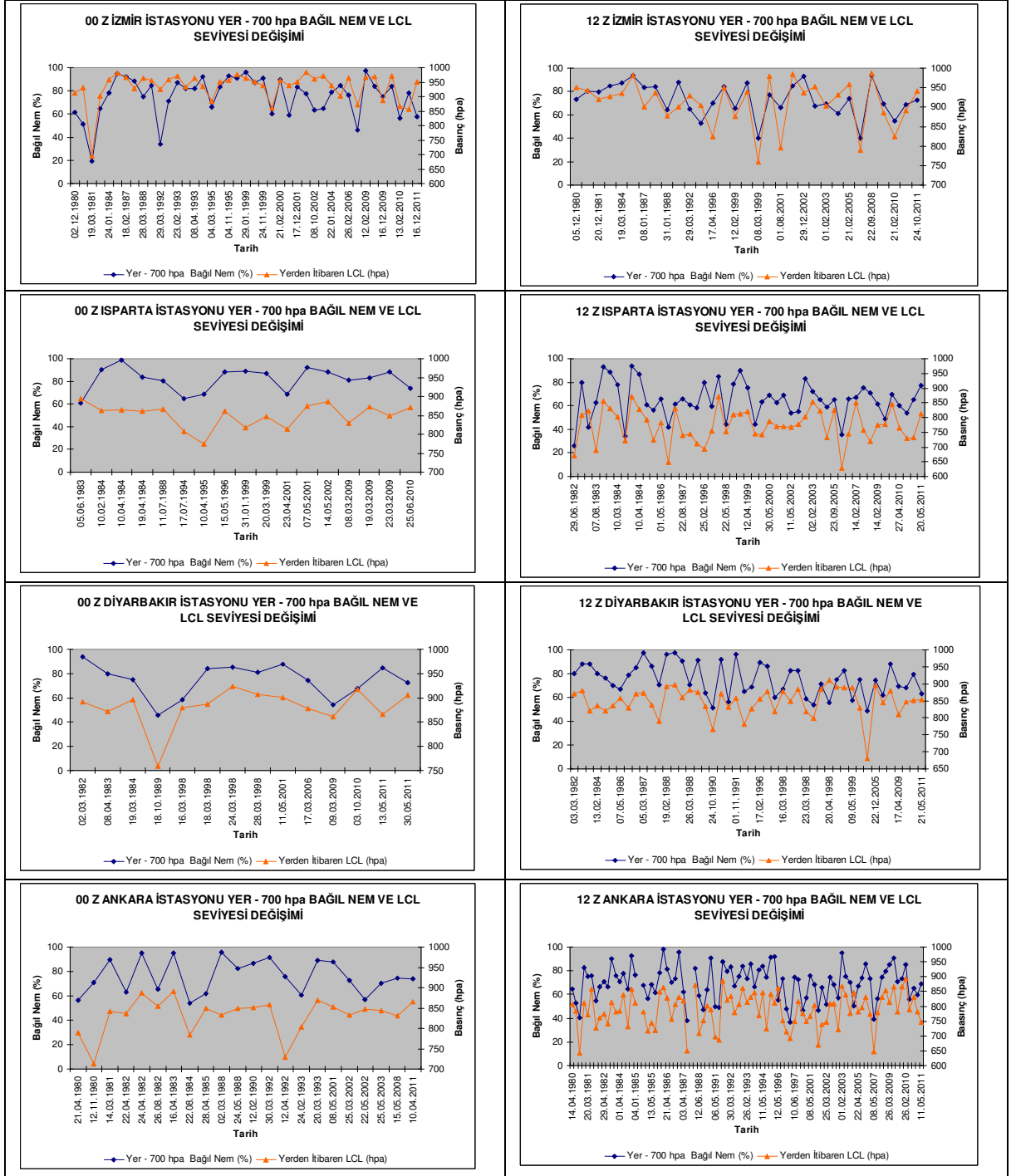


**Grafik 107.** 00 Z'e göre konvektif sıcaklık, 850 – 600 hpa lapse rate, yer - 700 hpa bağıl nem değişimi ile konvektif sıcaklık, 850 – 600 hpa lapse rate ve LCL seviyesinin değişimi.



**Grafik 108.** 12 Z'e göre konvektif sıcaklık, 850 – 600 hpa lapse rate ve yer - 700 hpa bağıl nem değişimi ile konvektif sıcaklık, 850 – 600 hpa lapse rate ve LCL seviyesinin değişimi.

00 Z VE 12 Z grafiklerine bakıldığında konvektif sıcaklık ve 850 – 600 hpa sıcaklık gradyanı (lapse rate) değerleri düşükken, yer – 700 hpa bağıl nem değerlerinin yüksek, LCL seviyesinin ise yere yakın olduğu görülmektedir (Grafik107, Grafik 108).



**Grafik 109.** 00 Z ve 12 Z'e göre yer - 700 hpa bağıl nem ve LCL seviyesi değişimi.

LCL seviyesi yere yakın iken yer – 100 hpa bağıl nem değerlerinin yüksek olduğunu grafiklerden görmek mümkündür (Grafik 109).

Bu durumda dolu yağışının oluşabilmesi için çalışılan istasyonlar için “LCL seviyesi yere yakın olmak kaydıyla konvektif sıcaklık ve 850 – 600 hpa lapse rate değerleri

düşük iken, yer – 700 hpa bağıl nem değerleri yüksek olmaktadır” şeklinde bir ifadenin kullanılması mümkündür.

## 19. SONUÇ

1980 – 2011 yılları arası 8 adet istasyona ait dolulu günler ile yapılan çalışma sonuçlarına göre:

- 528 adet dolu yağışı saptanmıştır. İklim değişikliği bağlamında dolu yağışında önemli bir artışın olup olmadığına bakıldığında ise son yıllarda dolu yağışında bir artış olmadığı görülmüştür.
- En fazla dolulu günler, Mayıs ayı başta olmak üzere, Mart ve Nisan aylarında görülmektedir. Buradan da kararsızlığa bağlı olarak ülkemizde dolu yağışının daha çok ilkbahar mevsiminde görüldüğü söylenebilir.
- Mevsimlik anlamda dolulu günlere bakıldığında, Doğu Anadolu, İç Anadolu ve Akdeniz bölgelerinde dolu yağışı daha çok ilkbahar mevsiminde görülmesine karşın, yurdumuzun batı bölgeleri için bu durum çok net değildir.
- Dolu yağışı daha çok 12 Z rasadında meydana gelmiştir.
- Dolunun olduğu günlerdeki yukarı atmosfer klimatolojisini incelemek için 8 ravinsonde istasyonundaki dolulu günlere ait yüksek seviye bilgileri 00 Z ve 12 Z olarak alınmıştır. Bu verilerden bazı hesaplamalar sonucu elde edilen ve doluya etki eden parametreler 00 Z, 12 Z ve günlük olarak değerlendirilmiştir.
- Yüksek seviye bilgilerinden yararlanılarak dolu yağışının olma ihtimalini belirlemeye yönelik yapılan çalışmada şu parametreler kullanılmıştır: LCL, LFC, EL Seviyeleri, Wet Bulb Zero, Yer – 700 hpa RH, PW, Showalter İndeks, Lifted İndeks, K indeks, Total Total İndeks, KO İndeks, Sweat İndeks, Konvektif Sıcaklık, 850 – 600 hpa Lapse Rate, Yer - 3000 m Wind Shear, Craven Significant Severe Parameter, Storm Relative Helicity, Bulk Richardson, Energy Helicity, CAPE
- Yüksek seviye bilgilerinden yararlanılarak hesaplanmış parametreler dolu yağışı olma ihtimalinin yüksek olduğunu belirtse de, tek başına bu

parametrelerin dolu yağışına neden olacağını düşünmek yanlış olur. Çünkü atmosfer sürekli hareketliliğin olduğu bir ortamdır ve her bir parametre bir diğerinin oluşumunu açıklamaktadır. Genel olarak tüm parametrelerin birlikte değerlendirilerek dolu yağışının olup olmayacağına dair bir karara varılması gerekmektedir.

- Dolu yağışında kararsızlığın önemli olduğu söylenebilir.
- Yapılan bu incelemeler sonucunda dolu oluşumuna etki eden parametreler ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu çalışmayı genel bir değerlendirme olarak kabul etmek daha doğrudur.
- Çalışmanın daha anlamlı olabilmesi için öncelikle, bir modelden ziyade doluya etki eden parametreler kullanılarak bir algoritmanın oluşturulması daha anlamlı olacaktır. Bu algoritma oluşturulurken her bir istasyonun yerel şartlarının da göz önünde bulundurulması gerekmektedir.
- Şu ana kadar kullanılan dolu modelleri dolu yağışının olup olmayacağını belirtmekten çok, dolu büyüklüğü tahminine yöneliktir. Bizim için dolu yağışının olup olmayacağı önemli olduğundan Significant Hail Parameter (SHIP) hesaplaması yapılmalı ve dolu algoritmalarında bu parametreye yer verilmelidir. SHIP aynı zamanda bir model parametresidir. Bu nedenle SHIP dikkate alınarak oluşturulacak modeller daha sağlıklı sonuçlar verecektir.
- Gelişen radar ve uydu teknolojisi bize dolu, sis gibi yerel olayların saptanmasında kolaylık sağlamaktadır. Bu nedenle, geliştirilecek algoritmaların ve kullanılan dolu modellerin yanı sıra radar ve uydulara da bu gibi yerel olayların tespitinde muhakkak yer verilmelidir.



## 20. KAYNAKLAR

- 1- American Air Force Weather Agency, 2001. Convective Weather Workbook, Erişim 2005.
- 2- American Air Force Weather Agency, 2003. Meteorological Techniques, Erişim 2005.
- 3- American Air Weather Service, 1970. The Use of Skew T Log P Diagram.
- 4- American Environmental Research Services, 1998. RAOB. The Complete Rawinsonde Observation Program User's Guide.
- 5- American The Office of the Federal Coordinator for Meteorology (OFCM), 1997. Federal Meteorological Handbook No.3. Rawinsonde and Pibal Observations.
- 6- Angela Rowe, Estimating Hail Size Using Polorimetric Radar.  
<http://www.caps.ou.edu/reu/reu04/Angela%20Rowe%20Final%20Paper.pdf>
- 7- Atmospheric Soundings  
[www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html](http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html)
- 8- BORHAN Y., 1988. İTÜ Meteoroloji Mühendisliği Bölümü Genel Meteoroloji Ders Notları, Erişim 2005.
- 9- Convective Storm Structure and Evolution, Distance Learning Operations Course.
- 10- David Dehenauw, Large Hail Forecasting in Benelux.
- 11- DEMİREL A., 2000. Meteoroloji Sözlüğü (Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü)
- 12- Evans J., Hail Forecasting  
[www.4.ncsu.edu/.../evans-hailfctg-rdu.p](http://www.4.ncsu.edu/.../evans-hailfctg-rdu.p)
- 13- GEÇER C., 2002. Uydu ve Radar Meteorolojisi Ders Notları.
- 14- GÜMÜŞ M., 1975. Skew T Log P Diyagramı Notları Tercümesi.
- 15- GÜNEŞ A., 1984. Aeronotik Meteoroloji Ders Kitabı, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- 16- Ivory J Small, Severe Weather As Seen Via A preliminary Sounding Climatology and A Wind Adjusted Convective Index (WACI), , NOAA/NWS, San Diego, CA.
- 17- Julian Charles Brimelow., Numerical Modelling of Hailstone Growth in Alberta Storms, Edmonton, Alberta, 1999.
- 18- Neil Michael Taylor, Climatology of Sounding Parameters Identifying The Potential for Convective Storm Development Over Central Alberta.

- 19- OKER Sounding Analysis
- 20- Paul Schlatter, Warning Decision Training Branch, Hail Forecasting and Formation processes, DLOC Workshop 2010.
- 21- Product development Team for Advanced Weather radar Techniques Quarterly Report -3rd Quarter FY 05.  
[http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD\\_0021/MQ47010.Pdf](http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD_0021/MQ47010.Pdf)
- 22- Rawinsonde OBServation program (Version 5.9)
- 23- Ronald E. Rinehart, Radar For Meteorologists, Third Edition.
- 24- Ryan Jewell, SPC, Norman OK., Julian Brimelow, University of Alberta, Edmonton, Canada, 2009, Evaluation of an Alberta Hail Growth Model Using Severe Hail Proximity Soundings in The United States.
- 25- Ryan T. Tornbs, 2000. The Surface Validation of RDSS Severe Weather Detections and Documentation of Manitoba Farmers Views and Perceptions of Issues Associated With Severe Weather Hazards, August 2000.
- 26- Severe Convective Storms, the American Meteorological Society.
- 27- SİPAHİOĞLU Ş. ve SARSILMAZ Ş., 1982. Aeroloji Ders Kitabı. (Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- 28- Stanley A. Changnon, Jr., Griffith M. Morgan, Jr., 1976. Design of an Experiment to Suppress Hail in Illinois.
- 29- TUNA T., GÜREL A.H. ve YİNSEL M., 1982. Dinamik Meteoroloji Ders Kitabı. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- 30- URL 1, [www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html](http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html)
- 31- URL 2, [www.4.ncsu.edu/.../evans-hailfcstg-rdu.p](http://www.4.ncsu.edu/.../evans-hailfcstg-rdu.p)
- 32- URL 3, [http://www.ciu.edu.tr/fakulte\\_muhendislik\\_uyurular\\_5.htm](http://www.ciu.edu.tr/fakulte_muhendislik_uyurular_5.htm)
- 33- URL 4, <http://web.boun.edu.tr/meteoroloji/dolu.php>, 2012
- 34- URL 5, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/301/>, 2005,2012
- 35- URL 6, <http://www.tpub.com/weather1/5h.htm>, 2014
- 36- URL 7, <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a218499.pdf>
- 37- URL 8, [http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/tephigram/print\\_4.php](http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/tephigram/print_4.php)
- 39- URL 9, [http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD\\_0021/MQ47010.pdf](http://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk1/tape9/PQDD_0021/MQ47010.pdf)
- 40- URL 10, [http://www.spc.noaa.gov/sfctest/help/help\\_sigh.html](http://www.spc.noaa.gov/sfctest/help/help_sigh.html)
- 41- URL 11, <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/106/>

- 42- URL 12, [http://www.spc.noaa.gov/sfc\\_test/help/help\\_sigh.html](http://www.spc.noaa.gov/sfc_test/help/help_sigh.html)
- 43- URL 13, <http://www.isws.illinois.edu/pubdoc/b/iswsb-61.pdf>
- 44- URL 14, [http://en.wikipedia.org/wiki/Talk%3ABulk\\_Richardson\\_number](http://en.wikipedia.org/wiki/Talk%3ABulk_Richardson_number)
- 45- URL 15, <http://www.wunderground.com/blog/weatherhistorian/worlds-largest-hails-hailstones>
- 46- URL 16, <http://www.caps.ou.edu/reu/reu04/Angela%20Rowe%20Final%20Paper.pdf>
- 47- URL 17, <http://www.meteoroloji.org.tr/uploads/9732873-dolu-tahmini-ve-analizi.pdf>
- 48- URL 18, [http://en.wikipedia.org/wiki/Talk%3ABulk\\_Richardson\\_number](http://en.wikipedia.org/wiki/Talk%3ABulk_Richardson_number)
- 49- URL 19, <http://www.stormtrack.org/library/forecast/ehi.htm>
- 50- URL 20, [http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr\\_hail.pdf](http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/wr_hail.pdf)
- 51- Veriler (Meteoroloji Genel Müdürlüğü)
- 52- YURTSEVEN M., KARACAKAYA M., ÖZALP Y., YAĞAN Y., 2011. Model, Uydu Ve Radar Ürünleri Kullanılarak Dolu Tahmini Çalışması, 503 nolu e-görev raporu, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, Temmuz 2011.
- 53- Yüksel YAĞAN, Raob Kursu Notları, Ankara, 23.02.2009
- 54- YAĞAN S., YAĞAN Y., 2006. Dolu Tahmini, Analizi, Dolu Durumu, Yüksek Atmosfer Klimatolojisi, T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara 2006.
- <http://www.meteoroloji.org.tr/uploads/9732873-dolu-tahmini-ve-analizi.pdf>