

**T.C.
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA (FİZİKİ COĞRAFYA)
ANABİLİM DALI**

**METEOROLOJİK KARAKTERLİ BİR AFET :
TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞLARI VE ZARARLARI**

Doktora Tezi

Abdullah CEYLAN

Ankara-2007

**T.C.
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA (FİZİKİ COĞRAFYA)
ANABİLİM DALI**

**METEOROLOJİK KARAKTERLİ BİR AFET :
TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞLARI VE ZARARLARI**

Doktora Tezi

Abdullah CEYLAN

Tez Danışmanı

Yrd. Doç. Dr. Necla TÜRKOĞLU

Ankara-2007

T.C.
ANKARA ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA (FİZİKİ COĞRAFYA)
ANABİLİM DALI

**METEOROLOJİK KARAKTERLİ BİR AFET :
TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞLARI VE ZARARLARI**

Doktora Tezi

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Necla TÜRKOĞLU

Tez Jürisi Üyeleri

Adı ve Soyadı

İmzası

Yrd. Doç. Dr. Necla TÜRKOĞLU

.....

Prof. Dr. Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU

.....

Doç. Dr. Gürcan GÜRGEN

.....

Doç. Dr. İhsan ÇİÇEK

.....

Doç. Dr. Ülkü Eser ÜNALDI

.....

Tez Sınavı Tarihi : 19 / 09 / 2007

ÖNSÖZ

Tarih boyunca doğal afetler tüm insanları, tüm ulusları ayırım gözetmeden etkilemişlerdir. Ancak, bu afetlere karşı olan hazırlıklar konusunda pek de başarılı olunamamıştır.

Gelişen teknolojilerle birlikte afetlerin insanlar üzerindeki etkisi kaybolmamış, sadece şekil değiştirmiştir. Gelişen teknolojilerin yardımı, doğal afetlerin kendisini yok etmek şeklinde değil, insanlar üzerindeki zararlı etkilerini azaltmak yönünde olmuştur.

Olağanüstü hava olaylarından biri olan dolu yağışları, Türkiye’de tarımsal faaliyetlerin en yoğun olduğu aylarda ve genellikle de ağaçların çiçeklenip meyve verdiği dönemde görüldüğünden, tarımsal zararlara, dolayısıyla büyük ekonomik kayıplara yol açmaktadır.

Bu çalışmada insanların dolu yağışının olumsuz etkilerinden en az etkilenmeleri için yapılması gerekenler ve alınması gereken önlemler ortaya konulmuş, Türkiye’de dolu yağışının en fazla görüldüğü bölgelerin tespit edilmesi, erken uyarı ve önlemler konusunda yapılması gerekenlerin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Meteoroloji istasyonlarına ait uzun yıllar dolu yağışları, dolu afetleri ve dolu yağışlarının neden olduğu diğer afetlere ilişkin kayıtlar incelenerek dolu yağışının en yoğun yaşandığı bölgeler tespit edilmiştir. Ayrıca dolu yağışlarının neden olduğu zararlar incelenmiş, dolu yağışına neden olan meteorolojik koşullar ve frekansları belirlenmiştir. Radar verileri yardımıyla erken tahmin, uyarı ve alınacak önlemler konusunda en uygun yöntemler araştırılmıştır.

Tezimin hazırlanma aşamasında manevi katkılarını esirgemeyen eşim Rahime CEYLAN ile kızlarım Şeyda ve Melike Serra CEYLAN' a, çalışmamda kullandığım verilerin ihtiyaç duyulan formatta elde edilmesindeki üstün gayret ve özverilerinden dolayı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü E.B.İ.M. Şube Müdürlüğü elemanlarından sayın Selami YILDIRIM'a, haritaların hazırlanmasındaki katkılarından dolayı D.M.İ. Klimatoloji Şube Müdürlüğü elemanlarından sayın İlker ALAN'a, dolu yağışları konusunda yaptıkları çalışmalar ve bilimsel katkıları ile sayın Serpil ve Yüksel YAĞAN çiftine, her aşamada bilgi ve tecrübelerinden yararlanmama izin veren başta tez danışmanım Yrd. Doç. Dr. Necla TÜRKOĞLU olmak üzere bölümümün değerli öğretim elemanlarına teşekkür ederim.

Abdullah CEYLAN

Haziran, 2007

KISALTMALAR

ASKİ	: Ankara Su ve Kanalizasyon İdaresi
BRN	: Bulk Richardson Number
CAPE	: Convective Available Potential Energy
CCL	: Convective Condensation Level
CIN	: Convective Inhibition
DMC	: Disaster Management Center
DMİ	: Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü
EHİ	: Energy Helicity Index
EL	: Equilibrium Level
EMA	: Emergency Management Australia
HGZ	: Hail Growth Zone
IPCC	: Intergovernmental Panel on Climate Change
LCL	: Lifting Condensation Level
LFC	: Level of Free Convection
LWC	: Liquid Water Content
MMD	: Meteoroloji Mühendisliği Dergisi
MMO	: Meteoroloji Mühendisleri Odası
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
PW	: Precipitable Water – Yağışa geçebilir su miktarı
SRH	: Storm Relative Helicity
TBMM	: Türkiye Büyük Millet Meclisi
TNWS	: Texas National Weather Service

TSV	: Tarım Sigortaları Vakfı
UNEP	: United Nations Environment Programme
UNFCCC	: United Nations Framework Convention on Climate Change
UTC	: Coordinated Universal Time
VIL	: Vertically Integrated Liquid – Düşey Entegre Sıvı Miktarı
WBZ	: Height of the wet-bulb zero
WER	: Weak Echo Region
WMO	: World Meteorological Organization

İÇİNDEKİLER

BİRİNCİ BÖLÜM	1
Giriş	1
1.1. Afet Nedir?	3
1.1.1. Afetlerin Doğurduğu Sonuçlar	4
1.2. Önceki Çalışmalar	5
1.3. Veri ve Yöntem	9
 İKİNCİ BÖLÜM	
DOLU TANIMI, OLUŞUMU VE ÇEŞİTLERİ	12
2.1. Dolu Tanımı	12
2.2. Dolu Çekirdeklerinin Oluşumu	12
2.3. Dolu Oluşumu	13
2.4. Oraj ve Dolu Oluşumu İlişkisi	16
2.5. Dolu Fırtınaları	17
2.5.1. Dolu Fırtınalarının Sınıflandırılmalarının Esasları	17
2.5.2. Dolu Fırtınalarının Genel özellikleri	18
2.5.2.1. Tek Hücreli Fırtınalar	20
2.5.2.2. Çok Hücreli Fırtınalar	21
2.5.2.3. Oraj Hattı (Squall Line)	22
2.5.2.4. Süper Hücreli Fırtınalar	23

2.6. Dolu Hadisesinin Gözlendiği Yerler	25
2.7. Dolu Tanesinin Tabakalaşması	26
2.8. Dolu Tanesinin Büyüklüğü	27
2.9. Dolu Tanesinin Rengi	31
2.10. Dolu Çeşitleri	31
2.11. Dünyada Gözlenen Ekstrem Dolu Hadiseleri.....	33
 ÜÇÜNCÜ BÖLÜM	
DOLU TAHMİN VE ANALİZİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER.....	35
3.1.Yüksek Atmosfer Sondaj (Ravinsonde) Gözlemleri ile Dolu Tahmin ve Analizi.....	35
3.1.1. Dolu Yağışı İçin Türkiye'nin Yüksek Atmosfer Klimatolojisi.....	36
3.1.1.1. Dolu Mikrofiziği.....	37
3.1.1.2. Dolu Gelişim Sıcaklığı ve Seviyesi (HGZ).....	38
3.1.1.3. Dolu Gelişimindeki Fırtına Özelliği	39
3.1.1.4. Dolu Gelişiminde Atmosferdeki Termal Tabakalaşma Durumu	40
3.1.1.5. Parsel Metodu, LCL, CCL ve Konvektif Sıcaklık ve Dolu İlişkisi	42
3.1.1.6. Önemli Adyabatik İşlemler.....	44
3.1.2. Dolu Rüzgar İlişkisi	46
3.1.2.1. Yer ile 3 km Seviyesindeki Rüzgar Değişimi.....	48
3.1.2.2. Bulk Richardson Sayısı (BRN).....	48
3.1.2.3. Sarmal Enerji İndeksi (EHI)	50

3.1.3. Dolu ve Kararsızlık İndeksleri	50
3.1.3.1. Showalter İndeksi (SI, SSI)	51
3.1.3.2. Lifted İndeks (LI)	54
3.1.3.3. K İndeksi (KI)	55
3.1.3.4. Total Totals İndeksi (TTI)	56
3.1.3.5. KO İndeks	58
3.1.3.6. SWEAT İndeks (Şiddetli Hava Olayları İndeksi)	58
3.1.4. Dolu Yağışına Etki Eden Diğer Meteorolojik Parametreler	59
3.1.4.1. Yer ile 700 hPa Arasındaki Ortalama Nemlilik ve Yağışa Geçebilir Su Miktarı PW).....	59
3.1.4.2. Alt Troposfer (850 hPa) ile Orta Troposfer (600 hPa) Arasındaki Sıcaklık Gradyanı	60
3.1.4.3. 1000 hPa ile 500 hPa Arasındaki Tabaka Kalınlığı	61
3.2. Radar Parametreleri ve Dolu Yağışı İlişkisi	61
3.2.1. Düşey Entegre Sıvı Miktarı (VIL)	69
3.3. Dolu Tahmininde Kullanılan Sayısal Yöntemler	70
3.3.1. Evet-Hayır Dolu Tahmin Yöntemi	70
3.3.2. Fawbush – Miller Dolu Çapı Tahmin Yöntemi	71
3.3.3. Maxwell Diyagramı	72
3.3.4. Enerji ve Rüzgar Kayması (Wind Shear) İndeksi	73

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM	75
TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞINA NEDEN OLAN FAKTÖRLER.....	75
4.1 Coğrafi Faktörler	75
4.1.1 Yükseklik ve Seviye Farklılıkları	75
4.1.2 Orografik Etkiler	75
4.1.3 Kontinentalite (Karasallık) Derecesi ve Kara-Deniz Dağılışı.....	76
4.1.3.1 Sıcaklık ve Yağış Karasallığı	78
4.2. Meteorolojik Faktörler	81
4.2.1 Türkiye'de Dolu Yağışına Neden Olan Hava Kütleleri	81
4.2.1.1 Orta Akdeniz'den Gelen Siklonlar	83
4.2.1.2 Balkanlardan Gelen Siklonlar	86
4.2.1.3 Karadeniz'den Gelen Siklonlar.....	87
4.2.1.4 Doğu Akdeniz Üzerinden Gelen Siklonlar	89
 BEŞİNCİ BÖLÜM	 91
TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞLARININ ZAMANSAL, ALANSAL VE	
BÖLGESEL DAĞILIMI	91
5.1 Uzun Yıllar Yıllık Toplam Dolu Yağışları Değerlendirmesi	93
5.2 Dolu Yağışları Uzun Yıllar Mevsimlik Dağılımı	98
5.2.1 İlkbahar	99
5.2.2 Yaz	103
5.2.3 Sonbahar.....	107
5.2.4 Kış	111
5.3 Dolu Yağışı Uzun Yıllar Aylık Dağılımı	117

ALTINCI BÖLÜM	130
TÜRKİYE’DE DOLU AFETİNİN ZAMANSAL, ALANSAL VE BÖLGESEL DAĞILIMI.....	130
6.1 Dolu Afeti Uzun Yıllar Yıllık Değerlendirmesi	130
6.2 Dolu Afeti Uzun Yıllar Mevsimlik Değerlendirmesi	133
6.2.1 İlkbahar Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi.....	134
6.2.2 Yaz Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi	138
6.2.3 Sonbahar Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi.....	143
6.2.4 Kış Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi	147
6.3 Dolu Afeti Uzun Yıllar Aylık Değerlendirmesi	150
 YEDİNCİ BÖLÜM	 159
DOLU ÖNLEME ÇALIŞMALARI	159
7.1 Tarihsel Gelişim	160
7.2 Bilimsel Yaklaşım	161
7.3 Dolu Önleme Teorileri	165
7.4 Olay Tabanlı Risk Değerlendirme Modelleri Teorileri	168
7.5 Dolu Önleme Çalışmaları İle İlgili Uluslararası Rapor Sonuçları	168
7.5.1 Dünya Meteoroloji Teşkilatı (WMO) Raporu	168
7.5.2 Amerikan Meteoroloji Servisi (AMS) Raporu	169
7.6 Avrupa’da Dolu Zarar Potansiyeli	169
7.7 Türkiye’de Dolu Zarar Potansiyeli	170
7.8 Dolu Önleme Çalışmalarının Maddi Kaynağı	171
7.9 Karşılaşılan Sorunlar	172

SEKİZİNCİ BÖLÜM	174
İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ SENARYOLARI VE TÜRKİYE’DE DOLU	
YAĞIŞLARI	174
8.1 İklim Değişikliği	174
8.2 İklim Değişikliği ve Türkiye	175
8.2.1 Türkiye İkliminde Gözlenen Değişiklikler	175
8.2.2 Türkiye İkliminde Öngörülen Değişiklikler	176
8.3 İklim Değişikliği ve Ekstrem Hava Olayları	177
8.4 Türkiye’de Dolu Yağışlarının İklim Değişikliği Açısından Değerlendirilmesi	177
SONUÇ.....	180
ÖZET.....	185
SUMMARY	187
KAYNAKÇA	189

HARİTALARIN LİSTESİ

No		Sayfa
Harita 1 :	23 Mayıs 2001 tarihli 00UTC Yer Kartı.....	66
Harita 2 :	5 Kasım 2001 18 UTC Ortalama Deniz Seviyesi Basıncı.....	67
Harita 3 :	5 Kasım 2001 06 UTC 500 hPa Yükseklik ve Sıcaklığı	67
Harita 4 :	5 Kasım 2001 06UTC Diverjans Kartı	68
Harita 5 :	5 Kasım 2001 12UTC Diverjans Kartı	68
Harita 6 :	Türkiye'nin Topografya Haritası.....	76
Harita 7 :	Türkiye Sıcaklık Karasallığı.....	78
Harita 8 :	Türkiye Yağış Karasallığı.....	80
Harita 9 :	Bir Orta Akdeniz Siklonu	84
Harita 10 :	Balkanlar üzerinden gelen siklon	87
Harita 11 :	Karadeniz üzerinden gelen siklon	88
Harita 12 :	Doğu Akdeniz Üzerinden Gelen Siklon	89
Harita 13 :	Ortalama Dolu Yağışlı Günler Sayısı Alansal Dağılımı.....	97
Harita 14 :	Uzun Yıllar İlkbahar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	101
Harita 15 :	Uzun Yıllar Yaz Mevsimi Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	105
Harita 16 :	Uzun Yıllar Sonbahar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	109

Harita 17 :	Uzun Yıllar Kış Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	115
Harita 18-a:	Ocak Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	120
Harita 18-b :	Şubat Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	120
Harita 18-c :	Mart Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	121
Harita 18-d :	Nisan Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	121
Harita 18-e :	Mayıs Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	122
Harita 18-f :	Haziran Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	122
Harita 18-g :	Temmuz Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	123
Harita 18-h :	Ağustos Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	123
Harita 18-j :	Eylül Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	124
Harita 18-h :	Ekim Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	124
Harita 18-k :	Kasım Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	125

Harita 18-l :	Aralık Ayı Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışlı Günler Alansal Dağılımı (1971-2000).....	125
Harita 19 :	Uzun yıllar yıllık ortalama dolu afeti alansal dağılımı.....	132
Harita 20 :	Uzun yıllar ilkbahar ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)	137
Harita 21 :	Uzun yıllar yaz mevsimi ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)	142
Harita 22 :	Uzun yıllar sonbahar ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)	146
Harita 23 :	Uzun yıllar kış mevsimi ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)	149
Harita 24-a :	Uzun Yıllar Ocak Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal Dağılımı	153
Harita 24-b:	Uzun Yıllar Şubat Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal Dağılımı	153
Harita 24-c :	Uzun Yıllar Mart Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal Dağılımı	154
Harita 24-d :	Uzun Yıllar Nisan Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal Dağılımı	154
Harita 24-e :	Uzun Yıllar Mayıs Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal Dağılımı	155
Harita 24-f :	Uzun Yıllar Haziran Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal Dağılımı	155

Harita 24-g :	Uzun Yıllar Temmuz Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal	
	Dağılımı	156
Harita 24-h :	Uzun Yıllar Ağustos Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal	
	Dağılımı	156
Harita 24-i :	Uzun Yıllar Eylül Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal	
	Dağılımı	157
Harita 24-j :	Uzun Yıllar Ekim Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal	
	Dağılımı	157
Harita 24-k :	Uzun Yıllar Kasım Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal	
	Dağılımı	158
Harita 24-l :	Uzun Yıllar Aralık Ayı Ortalama Dolu Afeti Alansal	
	Dağılımı	158

ŞEKİLLERİN LİSTESİ

No	Sayfa
Şekil 1 : Dolunun Oluşumu.....	13
Şekil 2 : Dolu oluşumunun başlaması.....	14
Şekil 3 : Dolu oluşumu aşamaları	15
Şekil 4 : Konveksiyon modellerinde hava akımı	19
Şekil 5 : Çok hücreli dolu fırtınası	21
Şekil 6 : Squall hattı	22
Şekil 7 : Squall Hattının radar ekranındaki görünümü	23
Şekil 8 : Süper hücreli dolu fırtınası.....	24
Şekil 9 : Jet ve Fırtına İlişkisi	47
Şekil 10 : İstasyonlara Göre Bulk Richardson Sayısı (BRN) Grafikleri....	49
Şekil 11 : İstasyonlara Göre Showalter İndeks (SSI) Grafikleri	52
Şekil 12 : 10 Mayıs 1997 tarihinde Ankara’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadına ait diyagram	52
Şekil 13 : İstasyonlara Göre Lifted İndeks (LI) Grafikleri	54
Şekil 14 : 15 Şubat 1999 tarihinde Samsun’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadına ait diyagram.....	55
Şekil 15 : 11 Mayıs 2001 tarihinde Adana’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadına ait diyagram	57
Şekil 16 : İstasyonlara Göre PW Grafikleri	60

Şekil 17 :	27.04.2004 tarihinde Ankara'nın güneybatısında gelişen 58.8 dBZ değerinde ekoya sahip kuvvetli bir süpercell oraj kütlelerinin görünümü	64
Şekil 18 :	27.04.2004 tarihinde Ankara'nın güneybatısında gelişen süpercell oraj kütlelerinin dikey kesiti	64
Şekil19(a) :	Elmadağ Radarında Oraj Hattı (PPI Reflektivite)	65
Şekil 19(b):	Elmadağ Radarında Oraj Hattı (MAX Reflektivite)	65
Şekil 20 :	5 Kasım 2001 06 UTC Uydu Fotoğrafı	65
Şekil 21 :	5 Kasım 2001 12 UTC Uydu Fotoğrafı	68
Şekil 22 :	Örnek VIL görüntüsü	69
Şekil 23 :	Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi Diyagramı	70
Şekil 24 :	Dolu Çapının Tespiti İçin Ön İşlemler (SkewT, LogP Diyagramı)	71
Şekil 25 :	Dolu Çapını Düzeltme Grafiği	72
Şekil 26 :	Maxwell Diyagramı	72
Şekil 27:	Yağış – Sıcaklık Karasallığı Dağılım Grafiği	80
Şekil 28 :	Türkiye'yi etkileyen Orta enlem Siklonlarının izledikleri yollar ...	82
Şekil 29 :	Türkiye dolu yağışlı günler sayısı aylık normal dağılımı	92
Şekil 30 :	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar yıllık toplam dağılımı	93
Şekil 31 :	Yıllık toplam dolu yağışları anomalisi	95
Şekil 32 :	Dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılım oranları.....	96
Şekil 33 :	Dolu yağışlı günler sayısı mevsimlik dağılım oranları.....	98
Şekil 34 :	İlkbahar toplam dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı	99
Şekil 35 :	İlkbahar toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı	100

Şekil 36 :	İlkbahar toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967 – 2004)	102
Şekil 37 :	Yaz mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1967-2004).....	103
Şekil 38 :	Yaz mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1967-2004).....	104
Şekil 39 :	Yaz mevsimi toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967-2004)	106
Şekil 40 :	Sonbahar ortalama dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1971-2000)	107
Şekil 41 :	Sonbahar toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1967-2004)	108
Şekil 42 :	Sonbahar toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967-2004)	110
Şekil 43 :	Kış mevsimi ortalama dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1971-2000)	111
Şekil 44 :	Türkiye’yi etkileyen Orta Akdeniz siklonlarının aylık ortalamaları	112
Şekil 45 :	1992-2003 yılları arasında Ege ve Akdeniz bölgelerinde meydana gelen dolu yağışlarının aylık ortalamaları	113
Şekil 46 :	Kış mevsimi ortalama dolu yağışlı günler sayısı dağılımı	114
Şekil 47 :	Kış mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1971-2000)	114

Şekil 48 :	Kış mevsimi toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967-2004)	116
Şekil 49(a):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Ocak ayı dağılımı	127
Şekil 49(b):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Şubat ayı dağılımı	127
Şekil 49(c):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Mart ayı dağılımı	127
Şekil 49(d):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Nisan ayı dağılımı	127
Şekil 49(e):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Mayıs ayı dağılımı	127
Şekil 49(f):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Haziran ayı dağılımı	127
Şekil 49(g):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Temmuz ayı dağılımı	128
Şekil 49(h):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Ağustos ayı dağılımı	128
Şekil 49(i):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Eylül ayı dağılımı	128
Şekil 49(j):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Ekim ayı dağılımı	128
Şekil 49(k):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Kasım ayı dağılımı	128
Şekil 49(l):	Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar Aralık ayı dağılımı	128
Şekil 50 :	Dolu yağışları uzun yıllar saatlik dağılımı (1967-2004)	129
Şekil 51 :	Yıllık toplam dolu afeti uzun yıllar zamansal dağılımı (1940-2004)	131
Şekil 52 :	Ortalama dolu afeti uzun yıllar bölgesel oranları (1940-2004) ...	131
Şekil 53 :	Ortalama dolu afeti uzun yıllar mevsimlik dağılım oranları (1940-2004)	133
Şekil 54 :	İlkbahar uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranları (1940-2004)	134
Şekil 55 :	İlkbahar toplam dolu afetleri zamansal dağılımı (1940-2004)	136

Şekil 56 :	Yaz mevsimi uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranları (1940-2004)	138
Şekil 57 :	Yaz mevsimi toplam dolu afetleri zamansal dağılımı (1940-2004)	141
Şekil 58 :	Sonbahar uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranları (1940-2004)	143
Şekil 59 :	Sonbahar toplam dolu yağışları ve dolu afetleri zamansal dağılımı (1940-2004)	146
Şekil 60 :	Kış uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılımı (1940-2004)	147
Şekil 61 :	Kış toplam dolu afetleri ve dolu yağışları zamansal dağılımı (1940-2004)	148
Şekil 62 :	Uzun yıllar ortalama dolu afeti aylık dağılım oranları (1940-2004)	150
Şekil 63 :	Olgunlaşmış bir dolu fırtınasında çekirdek ve dolu oluşum bölgeleri	167
Şekil 64 :	İklimin değişme durumu	175
Şekil 65 :	Türkiye’de şiddetli dolu yağışları uzun yıllar yıllık dağılımı	178

TABLolarIN LİSTESİ

No	Sayfa
Tablo 1 : Değişik boyutlardaki dolu tanelerinin ihtiyacı olan yukarı hava akımı.....	16
Tablo 2 : Dolunun şiddet ölçeğine göre vereceği hasarlar	30
Tablo 3 : Dolunun büyüklüğüne göre çapı ve şiddet aralığı	30
Tablo 4 : Dolu Yağışının 00 ve 12 UTC'ye göre Dağılımı	35
Tablo 5 : Dolu Oluşumu ve Sinoptik Model İlişkisi.....	41
Tablo 6 : CAPE değerleri	45
Tablo 7 : CIN değerleri	45
Tablo 8 : SRH Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar	48
Tablo 9 : EHI Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar.....	50
Tablo 10 : Showalter İndeksinin Sınır Değerleri.....	51
Tablo 11 : Lifted indeks	54
Tablo 12 : K İndeksi.....	55
Tablo 13 : TT İndeksi.....	56
Tablo 14 : SWEAT İndeks	58
Tablo 15 : Maxwel Diyagramındaki Dolu Çapının Sayısal Değerleri	73
Tablo 16 : ESI ve Fırtına Tipinin Sınıflandırılması	74
Tablo 17 : ESI ve Dolu İlişkisi	74
Tablo 18 : Dolu yağışlarının mevsimlik dağılımı	98
Tablo 19 : İlkbahar ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000)	100

Tablo 20 : Yaz ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000)	104
Tablo 21 : Sonbahar ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000)	108
Tablo 22 : Kış ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000)	114
Tablo 23 : Ortalama dolu yağışlı günler sayısı aylık dağılımı	117
Tablo 24 : Türkiye genelinde gözlenen uzun yıllar aylık ortalama dolu sayısı	117
Tablo 25 : Dolu afetleri uzun yıllar bölgesel ortalamaları	132
Tablo 26 : İlkbahar ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı	136
Tablo 27 : Yaz ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı.....	140
Tablo 28 : Sonbahar ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı	145
Tablo 29 : Kış ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı.....	148
Tablo 30 : 1940-2004 yılları arasında dolu afeti yaşanan iller ve aylık toplam dolu afeti sayıları	151
Tablo 31 : 1950-1976 yılları arasında dolu önleme programlarını gerçekleştiren ülkeler ve elde edilen sonuçlara ilişkin örnekler ..	164
Tablo 32 : İllere göre dolu afeti yıllık tekrür periyodu	171

FOTOĞRAFLARIN LİSTESİ

No		Sayfa
Foto 1 :	Tek hücreli dolu fırtınası.....	20
Foto 2 :	Çok hücreli dolu fırtınası	21
Foto 3 :	Squall hattı	22
Foto 4 :	Süper hücreli dolu fırtınası	24
Foto 5 :	Dolu tabakaları.....	26
Foto 6 :	3 Eylül 1970 yılında Coffeyville,(ABD) Yağan Dolu Tanesi...	28
Foto 7 :	Değişik Şekillerde Dolu Taneleri	29
Foto 8 :	Dolu tanesi	31
Foto 9 :	23.5.1969 Günü Saat 17:15'de Ankara'ya Düşen Dolu Taneleri	92
Foto 10 :	22 Nisan Cuma günü Yapraklı (Çankırı)' ya yağan dolu	95
Foto 11 :	Ağustos 2001 – İzmir'de yağan dolu	118
Foto 12 :	4 Temmuz 2005 Tarihinde Ankara'da Meydana Gelen Şiddetli Dolu Yağışı	139

BİRİNCİ BÖLÜM

Giriş

Atmosfer olaylarının sınır ve başlangıç şartları oldukça karmaşıktır. Bu karmaşıklık altında canlılara zarar verecek boyutlarda iklim ve hava ile bunların etkilerinin beklenmedik zaman ve konumlarda ortaya çıkması mümkündür (Şen,2001). Neticede meteorolojik kaynaklı doğal olaylar insan faaliyetlerinin ekonomik ve sosyal boyutlarını istenmeyecek yönde etkiler. İnsan sağlığı ve varlığına kastedecek olan doğal afetlerin meydana gelmesinde, olayların kendi mekanizmalarından kaynaklanan sebeplerin yanında, insan faaliyetlerinin de etkisi büyüktür.

İnsanlar, artan nüfus ve ekonomik gereksinimler nedeniyle bugün, bazı yörelerde, doğal afetlere maruz kalacak şekilde yerleşmektedir. İstanbul gibi büyük şehirler buna en güzel örneği teşkil etmektedir. Göçler yüzünden artan arazi talebi nedeniyle, akarsuların taşkına en fazla maruz kalan doğal taşkın yataklarında yapılaşmalar göze çarpmaktadır.

Günümüzde dünyanın hangi bölgelerinde ve hangi zamanlarda atmosfer kaynaklı doğal felaketlerin olabileceği geçmiş kayıtlardan yararlanılarak olasılık yöntemleri ile tahmin edilebilmektedir. Doğal afetlerin sayısal değerlendirilmelerinde analitik ve fizik kuralları yerine kendilerinde olan belirsizlikler nedeniyle istatistik ve olasılık yöntemlerinin kullanılması uygun olmaktadır. Gerçekte pratik mühendislik çalışmalarının hemen hepsinde ya geçmiş kayıtların istatistiksel değerlendirilmesi, kayıtların yetersiz olması halinde de analitik modeller yerine olasılık teorisi esas alınarak geliştirilen modeller

kullanılmaktadır. İstatistik çalışmalarında doğal afetlerin şiddet, sıklık (frekans), olayların kendi süreleri, olaylar arası zaman süreleri ve kapsadıkları alanlar hesap edilmektedir. Doğal olayların ne zaman ve nerede meydana geleceğinin düşüncesi yerine bir yerde her zaman meydana gelmesi kabulü ile hesaplar yapılmaktadır. Sonuçta doğal olayın büyüklüğünün bilinmesi halinde ona göre gerekli tedbirler alınmaktadır.

Doğal afetlerde erken uyarı üzerinde en çok durulan konudur (Özgüler, 2000). Eğer konuya sadece hava olayları açısından bakılırsa, günümüzde kullanılmakta olan uydu teknolojileri, radarlar, bilgisayarlar, hızlı iletişim araçları hava tahmini konusunda büyük ilerlemeler sağlamıştır. Hava tabakası sürekli yer değiştirdiği için hava olayları konusunda sağlanan bilgilerin paylaşımı giderek daha çok önem kazanmaktadır. Ayrıca, sürdürülebilir kalkınma sürecinin, doğal afetlerin yıkıcı etkilerinden büyük ölçüde bozulmakta olduğu da bilinen bir gerçektir. Bu konuda erken uyarı sistemlerinin büyük yararı vardır. Örneğin; 1997 yılının Mayıs ayında Bengladeş' de meydana gelen taşkının erken haber verilmesi sayesinde yaklaşık 1 milyon kişinin yaşadığı yerleşim alanları zamanında boşaltılmış ve böylece binlerce insanın hayatı kurtulmuştur.

Gelişen teknolojilerle birlikte afetlerin insanlar üzerindeki etkisi kaybolmamış, sadece şekil değiştirmiştir. Gelişen teknolojilerin yardımı doğal afetleri yok etmek şeklinde değil, doğal afetin insanlar üzerindeki zararlı etkilerini azaltmak yönünde olmuştur.

Dolu yağışları, Türkiye’de tarımsal faaliyetlerin en yoğun olduğu aylarda ve genellikle ağaçların çiçeklenip meyve verdiği dönemde görüldüğünden, tarımsal hasarın artmasına dolayısıyla büyük ekonomik kayıplara yol açmaktadır.

1.1. Afet Nedir?

Doğada hiçbir şey durağan değildir (DMC,1995). Gerçekte doğa, düzenli değişimlere sahiptir. Bu değişimler bazen önceden tahmin edilebilir gelişmelerdir veya mevsimsel hava koşullarında olduğu gibi normal bir döngüsel hadiseler dizisidir. Buna rağmen büyük çoğunluğu önceden tahmin edilememektedir. Önceden tahmin edilemeyen bir hadise meydana geldiğinde ve bu hadise olağanüstü bir özellik gösterdiğinde hem insanlar hem de çevrenin diğer elemanları (öğeleri) için bir tehlike halini alır. Bu durumda, böylesi bir hadise, doğal afet olarak tanımlanır.

Hewitt ve Burton (1971) haberleşme, altyapı ve hayati servisleri tahrip eden olayları afet olarak tanımlamışlardır. Whittow (1980) ise, hem can hem de malı tehdit eden doğal hadiseler olarak değerlendirmiştir.

En genel tanımıyla **afet**; insanların yaralanmalarına ya da yaşamlarını yitirmelerine neden olan ve/veya mal, tarım ve çevreye zarar veren tehlikeli durumlar veya hadiselerdir (EMA, 2002)

Meteorolojik olaylar, atmosfer olayları ve özelliklerinin insana yararlı olma sınırlarının dışına çıktığı andan itibaren afet özelliğini kazanmaktadır. Başka bir ifadeyle bunlar normale göre; çok üzerinde ya da çok altında olduğu zaman, zararlı olmakta ve artık afet şeklinde nitelendirilmektedir. Meteorolojik afetlerin oluşumunu hazırlayan etmenler temelde atmosfer kökenli olmasına rağmen bazılarında afetin oluştuğu yerin özellikleri de etkili olmaktadır. Meteorolojik afetler aşağıdaki şekilde sıralanabilir:

- Sel-su baskını
- Çığ
- Don-aşırı soğuk

- Fırtına
- Yıldırım
- Kuraklık-aşırı sıcak
- Dolu
- Sis
- Aşırı kar
- Orman yangını

1.1.1 Afetlerin doğurduğu sonuçlar

Afetler, tanımında da yer aldığı gibi, başta can ve mal kaybına neden olurlar. Can kayıpları, insan ve hayvanların ölmesidir. Bitki kayıpları tarımsal hasar olarak değerlendirilmektedir. Mal kayıpları ise çok çeşitli yapı ve eşyalardaki hasar olarak görülür. Kayıpların bir kısmı doğrudan, hemen afetle birlikte ortaya çıkar. Bunlar doğrudan etkilerdir. Olaydan bir süre sonra ortaya çıkan etkilere de dolaylı etkiler denir.

Afetlerin doğurduğu doğrudan sonuçlar şunlardır:

- İnsan kaybı
- Hayvan kaybı
- Mesken hasarı
- İş yeri hasarı
- Tarımsal ürün kaybı
- Toprak kaybı
- Yol-köprü-menfez gibi ulaşım yapılarının tahribi
- Ulaşım ve nakliyenin aksaması

- Haberleşme yapılarının tahribi - haberleşmenin aksaması
- Çeşitli eşyaların kaybı ve tahribi

Dolaylı etkiler ise şöyle sıralanabilir:

- İşsizlik
- Psikolojik etki (korku-panik)
- Fakirlik
- Salgın hastalık

1.2. Önceki Çalışmalar

Dolu ile ilgili çalışmalar oldukça uzun zamandan bu yana yapılıyor olmasına rağmen, gerek dolu oluşumu ve gerekse önlenmesi konularında halen birçok belirsizlik mevcuttur.

English (1973), Browning ve Foote (1976), Nelson (1983), Foote (1984) ve Miller (1988) yaptıkları modelleme ve dolu tanesinin izotop analizi çalışmalarıyla dolunun gelişebilmesi için gerekli olan ortam sıcaklığı hakkında ilginç sonuçlar ortaya koymuşlardır.

Yapılan bu çalışmalarda dolunun gelişmesi için ideal bulut sıcaklığın -20°C ile -40°C arasında olması gerektiği sonucuna varılmıştır. Konvektif bulut içerisindeki -20°C ile -40°C sıcaklık aralığının görüldüğü yükseklikler ideal dolu oluşma bölgeleridir.

Dolu çapının tahmin edilmesi ile ilgili ilk ciddi çalışma 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 kullanılmıştır.

Bu değerlendirmeden sonra yağacak dolunun fiziksel durumu ön plana çıkmaktadır. Günümüzde dolu etkinliğinin belirlenmesi için Fawbush – Miller Yöntemi sayısal modellere adapte edilerek kullanılmaktadır.

Dünya Meteoroloji Teşkilatı’nın (WMO) 1980 yılında yayınlamış olduğu İkinci Dolu Raporu’nda “ dolu yağışının ürünler ve vejetasyon üzerindeki etkilerinin şiddeti çok iyi bilindiği, bu nedenle meydana gelen zarar ile dolu yağış arasındaki kantitatif (nicel) ilişkinin bilinmesinin, dolu desenlerindeki değişimlerin çevreye olan etkilerinin değerlendirilmesinde oldukça büyük bir öneme sahip olduğu” vurgulanmıştır.

Dünya Meteoroloji Teşkilatı’nın (WMO) 1981 yılında yayınlamış olduğu nc Dolu Raporu’nda “dolu fırtınalarının dinamiği ve dolu nleme çalışmaları ile ilgili son değişmeler” ele alınmıştır.

Raporda; dolu fırtınalarının genel özellikleri, teorik-dinamik modellerden elde edilen sonuçlara göre değerlendirilmektedir. Bu sonuçlar, üç boyutlu derin konveksiyon dinamiği modellerinde, bulut fiziği ile dinamik arasındaki etkileşim, mümkün olduğunca pratikte uygulanabilecek kadar basite indirgenmeye çalışılmıştır.

İsviçre Sigorta Şirketi, 2005 yılında yaptığı çalışmada “ Olay Tabanlı Risk Değerlendirme Modeli” ile gelecekte dolu afetinin olası etkilerinin tespit edilebilmesi ve alınabilecek önlemler hakkında bir rapor hazırlanmıştır. Bu amaçla geçmiş dönemlere ait çok detaylı dolu şiddet ve frekans kayıtları kullanılmıştır. Olay tabanlı tahmin modelleri ile teorik olarak mümkün olabilecek afet sayıları hesaplanmıştır. Binlerce ya da on binlerce yıllık bir zaman dilimi içerisinde bunun gözlenme olasılığı üzerinde durulmuştur.

Hans-Heinrich Schiesse, 1997 yılında yaptığı çalışmada dolu fırtınaları ve meteorolojik koşullar arasındaki ilişkiyi ortaya koymuştur. Ayrıca meydana gelen dolu yağışlarının uzun yıllar dağılımını inceleyerek bir bölgede gözlenme olasılığını hesaplamış, bu yöntemle dolu risk bölgelerini tespit etmeye çalışmıştır. Çalışmada 1920'lerden başlayan ve tarım alanlarında meydana gelen dolu zararlarını gösteren günlük raporlar kullanılmıştır. Bu ölçümler Alpler'in kuzey bölgelerindeki toplumların kayıtlarını içermektedir. Bu veriler bir fırtına sisteminin yayılımının belirlenmesine yardımcı olmaktadır

Vogel (1974), St. Louis için yaptığı çalışmada, dolu yağışının meydana geldiği sinoptik modelleri sınıflandırmıştır. Vogel'in sınıflandırmasında Squall (birden fazla orajın bir hat üzerinde oluşması) alanlarının ve hatlarının soğuk cepheyle birlikte dolu oluşumunun temel sinoptik modelleri olduğu kolaylıkla görülebilir. Söz konusu üç sinoptik modelin toplam yüzdesi 79'dur. Bu yüzden, dolu oluşumunun temeli olan bu üç sinoptik modelin gelişiminin ve etkinliğinin tespit edilmesi dolu tahmin ve analizi için son derece önemlidir.

Dolu yağışının rüzgarla olan ilişkisini ilk defa 1960 yılında Dessens ortaya koymuştur. Dessens hipotezinde üst troposferde meydana gelen kuvvetli rüzgarların dolu fırtınasına sebep olduğunu vurgulamıştır.

Sonraki yıllarda yapılan bazı araştırmalarda dolu – rüzgar ilişkisi konusunda çelişkili sonuçlar elde edilmişse de, hakim düşünce, orta ve üst troposferde meydana gelen rüzgarların ve bu rüzgarlara bağlı olarak oluşan rüzgar kaymalarının (wind shear) şiddetli fırtınalara sebep olduğudur.

Fawbush ve Miller 1953'te yaptıkları araştırmalarda orta troposferde rüzgar hızının 35 knot'u aştığı zamanlarda tornado meyilli kuvvetli fırtınaların oluştuğunu ortaya koymuşlardır.

Bunun dışında, Darkow ve Fowler 1971 yılında çeşitli bölgelere ait yüksek atmosfer gözlemlerini incelemiş ve tornado-dolu ile kuvvetli rüzgarlar arasında bir ilişki olduğu sonucuna varmışlardır.

1980'li yıllarda Hard ve Korotky oraj ihtimalini belirlemek amacıyla bir indeks geliştirmişlerdir. K İndeksi olarak bilinen bu indeks 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa sıcaklık ve nem bilgilerinin bir fonksiyonudur.

Maxwell (1974) dolu çapının tespit edilmesi ile ilgili olarak kendi adıyla bilinen bir diyagram geliştirmiş ve bu diyagram Kanada'nın Alberta bölgesinde başarıyla uygulanmıştır.

Maxwell diyagramı iki temel bileşenden oluşmaktadır. Yatay eksendeki parametre yukarı doğru olan maksimum dışey hızdır (maximum velocity, m/s). Dışey eksendeki parametre ise yukarı doğru maksimum dışey hızın gerçekleştiği seviyedeki sıcaklıktır. Diyagramda dışey hız ve sıcaklık durumlarındaki dolu çapı çeşitli nesnelere benzetilerek verilmektedir.

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 edilmiştir. Söz konusu çalışmasından sonra Auer nomogram olarak bilinen bir çözümleme grafiği ortaya koymuştur. Grafik şiddetli yağmur ve dolu içerikli olarak hazırlanmıştır.

1.3. Veri ve Yöntem

Bu çalışmada, temel olarak, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (D.M.İ.) Meteorolojik Gözlem Şebekesi'ne ait farklı özelliklerdeki gözlem istasyonlarının verileri kullanılmıştır.

Öncelikli olarak, ülkemizde meydana gelen dolu yağışlarının genel karakterinin tespit edilmesi, zamansal ve bölgesel dağılımının belirlenmesi amacıyla D.M.İ. tarafından işletilen ve Türkiye geneline yayılmış 231 adet Büyük Klima istasyonuna ait “dolu sayılışları” değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmede istasyonların 1967-2004 yılları arası günlük rasat kayıtları ele alınmıştır. Yine aynı istasyonlara ve aynı rasat sürelerine ait “dolu yağışı devam süreleri” incelenerek dolu yağışlarının hangi bölgelerde, hangi zaman dilimlerinde gözlemlendiği tespit edilmiştir.

Dolu yağışı şiddet kayıtları yardımıyla da (1967 – 2004 yılları arası saatlik veriler kullanılmıştır) , son yılların güncel konusu olan iklim değişikliği senaryoları çerçevesinde, dolu yağışı şiddetindeki değişim incelenmiş ve olası iklim değişikliği etkilerinin sonuçları gözlenmiştir.

Yukarıdaki verilerin yanı sıra FEVK (Fevkalade olaylar) rasat kayıtları ele alınmıştır. 1940-2004 arası 65 yıllık periyotta afete neden olan dolu yağışlarının genel durumunun incelenmiş, zamansal, alansal ve bölgesel dağılımları tespit edilmiş ve özellikle afet risk bölgelerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

Dolu , genel olarak, kısa süre devam eden ve dar bir alanda etkili olan yağıştır. Bu nedenle, ancak o yöredeki meteoroloji istasyonunun bulunduğu yerde ya da yakın çevresinde meydana gelen dolu yağışlarının kayıtları tutulmaktadır. İstasyon bulunmayan yerlerde veya istasyonun gözlem alanının dışında gerçekleşen dolu yağışları kayıtlara yansıtılamamaktadır. Bu yüzden, dolu yağışlarının dağılım

haritalarında bazı alanlarda boşlukların olması o yörelerde bu olayların hiç gözlenmediği anlamına gelmemelidir. Ayrıca, gözlem istasyonları arasındaki uzaklıklar da dolu yağışlarının her noktada kaydedilmesini mümkün kılmamaktadır. Bütün bu belirsizliklere rağmen, dolu yağışları ve dolu afetlerine ilişkin risk alanlarının belirlenmesinde genel bir fikir vermesi amacıyla alansal dağılım haritaları hazırlanmıştır. Alansal dağılımın yanı sıra, gerek istatistik değerlendirme açısından kolaylık sağlaması ve gerekse coğrafi bölgelerle uyumunun ortaya konmasına yardımcı olması yönünden bölgesel olarak da analiz edilmiştir.

Bu çalışmada dolu afetinin en fazla görüldüğü bölgeler değerlendirilirken, meydana gelen afet sayısı ele alınmış, afetin büyüklüğü ile ilgili değerlendirme yapılmamıştır. Bu nedenle; bir bölgede az sayıda dolu afetinin gözlenmiş olması, meydana gelen zararın da az olduğu anlamını taşımamaktadır. Örneğin 1941 yılında Isparta’da 3 dolu afeti yaşanırken Afyon’da sadece 1 dolu afeti gözlenmiştir. Isparta’da meydana gelen dolu yağışları sonucu ağaçların dallarında zarar oluşurken, Afyon’da meydana gelen dolu ve sonrasında oluşan sel, su baskınlarına yol açarak afetin daha büyük boyutlara ulaşmasına neden olmuştur.

Dolu yağışlarının oluşumu ve erken uyarı çalışmalarında, atmosferin dikey olarak incelendiği, Samsun, İstanbul, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır ve Adana Ravinonde istasyonlarına ait rasat kayıtları (1980-2005 yılları arası günlük rasat kayıtları) ve örnek olarak seçilen belirli günlere ait meteorolojik radar görüntüleri kullanılmıştır. Bu veriler de, D.M.İ. gözlem şebekesine ait kayıtlardan elde edilmiştir.

Yapılan çalışmada Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü’nün rasat kayıtlarının yanı sıra, meydana gelen dolu afetlerinin ekonomik ve sosyal boyutları

hakkında genel bir fikir vermesi amacıyla Tarım Sigortaları Vakfı (TSV) ve Türkiye Büyük Millet Meclisi tutanaklarından da yararlanılmıştır.

Tez çalışması kapsamında elde edilen yukarıdaki verilerin düzenlenmesi ve istatistiksel amaçlı olarak değerlendirilmelerinde SPSS 10.0 İstatistik Paket Programı, mevcut verilerin görsel ortama aktarılması ve haritalanması çalışmalarında ise Arc GIS 9.0 ve SURFER 6.0 programları kullanılmıştır.

İKİNCİ BÖLÜM

DOLU TANIMI, OLUŞUMU VE ÇEŞİTLERİ

2.1. Dolu Tanımı

En basit tanımıyla dolu, soğğun etkisiyle havanın üst katmanlarında donan ve buz taneleri halinde yağan yarı saydam veya saydam olmayan yağmur damlalarına denir (Yılmaz, 1991).

Meteoroloji Sözlüğü'nde ise "Kümülonimbus gibi konvektif bulutlardan yere düşen, farklı şekil ve büyüklüğe sahip, topa benzer veya düzensiz parçalar halindeki sert buz şeklindeki yağış türü olarak tanımlanmaktadır (D.M.İ., 2005). Bu yağış türünün dolu olarak isimlendirilebilmesi için çapının 5 mm. veya daha fazla olması gerekir.

Büyükükleri ve hızlı düşüşleri nedeniyle insan, hayvan ve bitkiler için tehlike yaratabilirler. Aynı tehlike uçaklar için de söz konusudur. Dolu, hiçbir zaman yer sıcaklığının donma seviyesinin altında olduğu koşullarda yağmadığı için genellikle yaz yağışı olarak değerlendirilir.

2.2. Dolu Çekirdeklerinin Oluşumu

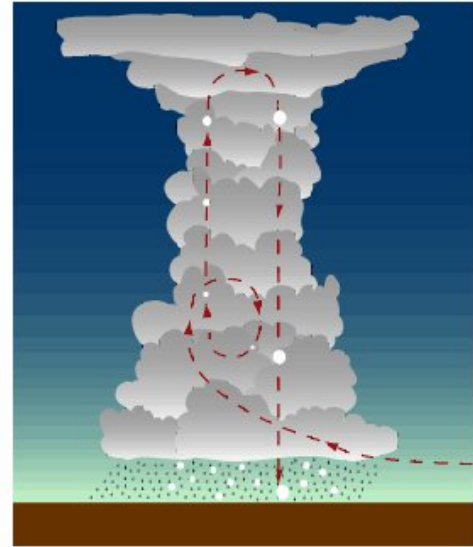
Bir dolunun oluşumu için gerekli olan iki koşul vardır (WMO, 1981). Bunlardan *birincisi*, *zayıf dikey hareketlerde çekirdeklerin (embriyo) oluşumudur*. Bu çekirdekler bulut hidrometeorlarının değişimini kolaylaştırmak için gereklidir. *İkincisi ise bu çekirdeklerin kuvvetli yukarı hava akımlarında gelişimidir*. Kuvvetli dikey hava akımlarının olduğu bu bölge dolu gelişiminin tamamlandığı bölgedir.

Dolu taneciklerinin yapısal özelliklerinin incelenmesi, çekirdek halinden dolu haline geçiş hipotezini desteklemektedir. Bu geçiş fiziksel olarak kuvvetli yukarı doğru hava akımının gelişimi sırasında partikül oluşumuyla, veya fırtına bulutu içerisinde bir bölgeden diğerine hareketle ya da büyük olasılıkla iki olayın birlikte olmasıyla ortaya çıkmaktadır.

Çekirdek oluşum bölgeleri ve dolu oluşum hattı hakkındaki bilgiler dolu önleme teorilerinin de temelini oluşturmaktadır. Ancak bu teoriler, bir çok belirsizlik içermekte ve dolu oluşum teorilerinin hiç biri yeterli veri ile desteklenmemektedir.

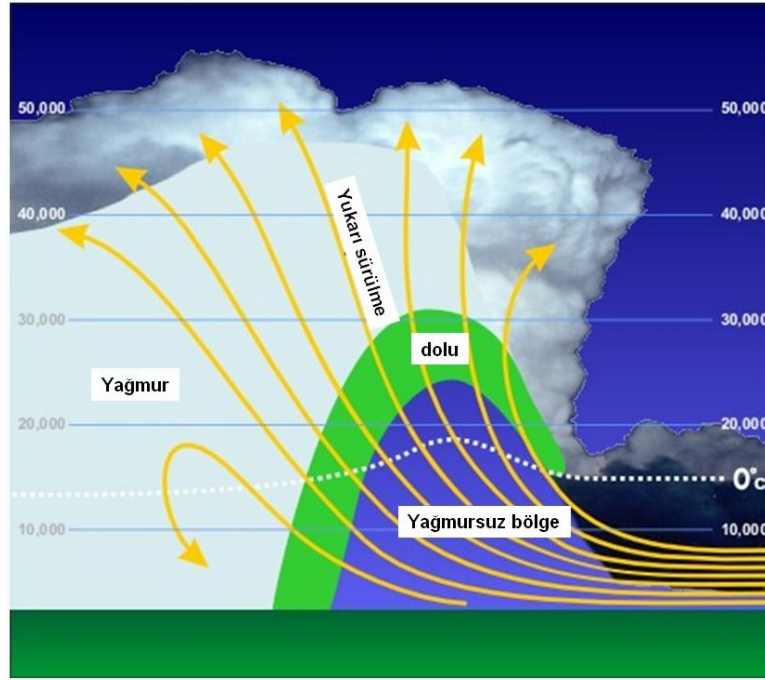
2.3. Dolu Oluşumu

Dolu taneleri yukarı doğru kuvvetli hava akımları içerisinde oluşurlar ve çoğunlukla oraj bulutlarıyla bağlantılıdır (Şekil 1). Oraj bulutları yıldırım ve şimşek olaylarına neden olurlar. Dolu oluşturan oraj bulutları ise konveksiyonel fırtınalardır.



Şekil 1: Dolunun oluşumu (Kaynak: DMI, 2006)

Bu fırtınalar, yeryüzünün farklı ısınması sonucu, kuvvetli yukarı hava akımlarına sahip fırtınalardır. Yukarı doğru hava akımı oluştuğunda, yeryüzündeki hava yükselir, hız kazanır ve etrafındaki soğuk hava bu yükselen hava koridorunu daraltır. Bu kolon içerisindeki hava soğuma sonucu yoğunlaşarak bulutu oluşturur. Yukarı doğru hız yeterince fazla olursa, küçük damlacıklar donma sıcaklığına kadar yükselir ve donarlar (NOAA, 2004). Bu noktada dolu gelişimi başlar (Şekil 2).

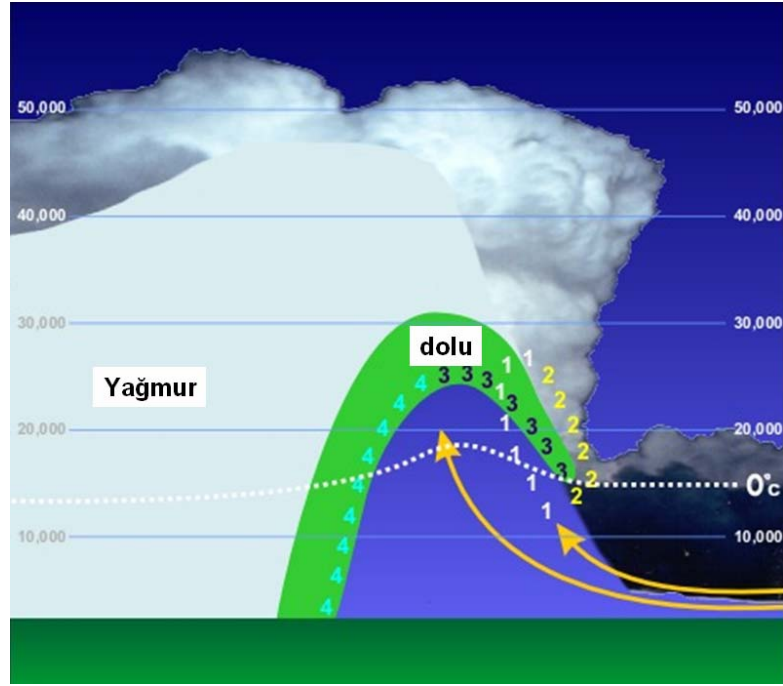


Şekil 2: Dolu oluşumunun başlaması (Kaynak : TNWS, 2006)

Kuvvetli yukarı akımlar, süper hücreli fırtına bulutlarında yağmursuz bir alan oluştururlar (TNWS,2006). Bu alana “zayıf eko bölgesi (Weak Echo Region-WER)” adı verilir. Yukarı akımlar WER bölgesinin üzerinde dolu ve yağmur oluşumunu engeller.

Dolu oluşum aşamalarını şöyle sıralayabiliriz:

- 1- Dolu çekirdekleri yukarı doğru hava akımlarıyla üst bölgelere taşınırken aşırı donmuş yağmur damlacıkları ve diğer küçük dolu parçacıkları ile birleşerek büyürler (Şekil 3).
- 2- Bazen dolu tanecikleri yukarı doğru hava akımından kurtularak yere düşerler.



Şekil 3: Dolu oluşumu aşamaları (Kaynak : TNWS ,2006)

3- Eğer yukarı doğru hava akımları yeteri kadar kuvvetli olursa, aşağı inen dolu taneleri yeniden yukarı çıkar ve bu esnada tekrar donarak ve gelişerek daha büyük dolu taneleri halini alırlar. Bu süreç bazen birkaç defa tekrar edebilir (Şekil 2).

4- Her durumda, dolu taneleri yukarı akımların taşıyamayacağı büyüklüğe ulaştığında yere düşmeye başlarlar. Bu akımlar ne kadar kuvvetli olursa, meydana gelecek dolu tanesi de o kadar büyük olacaktır.

Değişik boyutlardaki dolu tanelerinin ihtiyacı olan yukarı hava akımı oranı aşağıdaki tabloda verilmiştir (Tablo 1).

Tablo 1. Değişik boyutlardaki dolu tanelerinin ihtiyacı olan yukarı hava akımı.

Dolu büyüklüğü	ölçü	Yukarı doğru hava akımı hızı
	cm.	m/s
Bezelye	< 0.64	< 11
10 cent büyüklüğü	0.64	11
1/100 sterlin büyüklüğü	1.3	16
5 cent büyüklüğü	1.8	17
Çeyrek dolar büyüklüğü	1.9	18
Yarım dolar büyüklüğü	2.2	21
Ceviz büyüklüğü	2.5	22
Golf topu büyüklüğü	3.2	24
Yumurta büyüklüğü	3.8	27
Tenis topu	4.4	29
Beyzbol topu	5.1	31
Çay fincanı büyüklüğü	6.4	34
Greyfurt büyüklüğü	7.0	36
Yumuşak top büyüklüğü	7.6	38
Hindistan cevizi	11.4	46

2.4. Oraj ve Dolu Oluşumu İlişkisi

Dolu yağışı oraj durumunda meydana gelen bir yağıştır. Ancak 1800’lü yıllardan bu yana yapılan gözlem ve araştırmalar meydana gelen her orajda dolu yağışına rastlanılmayacağını ortaya koymuştur (Yağan, 2006). Dolu, orajın mutlak bir ürünü değildir. Fakat dolu yağışı orajla birlikte meydana gelir. Burada şu soru akla gelebilir: Neden her orajda dolu yağmaz? Günümüzde bu konuda iki farklı görüş mevcuttur. Birincisi; her orajın dolu oluşturmayacağı, dolunun oluşması için

daha farklı meteorolojik durumların da olması gerektiğidir. İkinci görüş ise; her oraj durumunda mutlaka dolunun meydana geldiği ancak yere düşene kadar çeşitli meteorolojik etkiler sonucunda dolu tanesinin eridiği yönündedir. Fakat oraj bulutlarına uçaklarla yapılan pek çok dalış çalışmaları ikinci görüşün mutlak doğru olduğunu kanıtlamamıştır.

2.5. Dolu Fırtınaları

2.5.1. Dolu Fırtınalarının Sınıflandırılmalarının Esasları

Hücre, konvektif yükselme sonucu oluşan ve lokal yağışa neden olan tekli bulut sistemidir. Dolu fırtınası ise, birbirine bağlı olarak ortaya çıkan bir ya da birden fazla dolu hücresi olarak tanımlanır (WMO, 1981).

Dolu fırtınalarının özelliklerine göre aşağıdaki şekilde basit bir sınıflandırma yapmak mümkündür:

I – Hücrelerin yaşam sürelerine göre

- (a) kısa ömürlü (≤ 45 dakika)
- (b) uzun ömürlü (≥ 45 dakika)

II – Hücre sayılarına göre

- (a) tek hücreli
- (b) birden fazla hücreli

III – Hücrelerin teşekkül özelliklerine göre (alansal ve zamansal olarak)

- (a) düzenli
- (b) gelişi-güzel

IV – Hücre birleşim morfolojisine göre

(a) doğrusal

(b) cluster (doğru bir hat dışında gruplaşan hücreler)

Yukarıdaki sınıflandırmalardan bir kaçı ya da hepsini içerecek şekilde yapılan ve yaygın olarak kullanılan bir diğer sınıflandırmaya göre ise, dolu fırtınaları;

Tek hücreli : kısa ömürlü tek hücreli (I(a) ve II(a))

Çok hücreli : kısa ömürlü hücrelerin bir araya gelmesinden oluşan, düzenli teşekkül eden (I(a), II(b), III(a) ve IV(b))

Süper hücreli : uzun ömürlü tek hücreli (I(b) ve II(a))

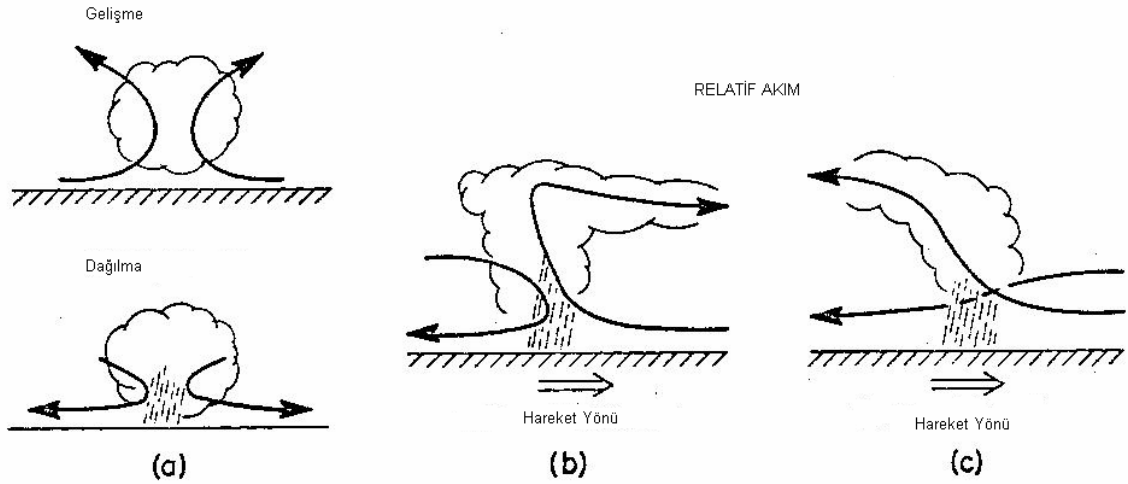
olarak tanımlanmaktadır. Elbette bu sınıflandırma; -tek hücreli-çok hücreli-oraj hattı-süper hücreli- bütün dolu fırtınalarını tanımlamamaktadır. Fakat bu konuda en kapsamlı çalışma yapılan ve en yaygın rastlanan fırtınaları içermektedir.

2.5.2. Dolu Fırtınalarının Genel Özellikleri

Dolu fırtınalarının genel özellikleri, teorik-dinamik modellerden elde edilen sonuçlara göre değerlendirilmektedir. Bu modellerin dolu gelişimine uygulanması çalışmaları henüz başlangıç aşamasındadır. Makro ölçekli sonuçların küçük ölçekli bulut fiziğine uygulanması çalışmaları günümüzde detaylı olarak yapılamamaktadır.

Dinamik açıdan fırtınalardaki relatif hava akımının özelliği, sınıflandırmada çok önemli bir zemin oluşturmaktadır. Analitik model sonuçlarına ve bazı nümerik modellere göre üç ana makro ölçekli akım şekli ön plana çıkmaktadır: klasik,

yayılmacı, yönlendirici seviye. Aşağıda bu üç tip akım şekillerle gösterilmektedir (Şekil 4).



Şekil 4: Konveksiyon modellerinde hava akımı (WMO, 1981):

- (a) Klasik model – geçici yukarı ve aşağı hava akımı
- (b) Yayılma seviyesi modeli – sistem troposferdeki ortalama hızla orantılı bir hızda hareket etmektedir.
- (c) Yönlendirme modeli – sistem her seviyedeki troposferik akıma göre hareket eder.

Klasik model, genel sınıflandırmadaki tek hücreli dolu fırtınasına, diğer modeller ise çok hücreli ve süper hücreli dolu fırtınalarına benzemektedir. Yayılma seviyesi sirkülasyonu yüksek dikey rüzgar kaymalarında etkin olurken, yönlendirme bileşeni dikey kaymaların çok büyük olduğu durumda mevcuttur.

Tek hücreli dolu fırtınaları, dünya üzerinde her bölgede her zaman dolu yağışına neden olmazlar. Genellikle zayıf karakterli fırtınalardır ve en fazla 10 km²'lik bir alanda dolu yağışı bırakırlar.

Çok hücreli dolu fırtınaları kısa ömürlü hücrelerden oluşur. Yeni hücre oluşumlarına bağlı olarak birkaç saat etkili olabilirler.

Süper hücreli fırtınaların en önemli özelliği ise uzun ömürlü olmaları, boyutlarının büyüklüğü ve şiddetleridir. Diğerlerine göre sayı olarak daha az görünmelerine rağmen neden oldukları zarar yönünden hepsinden daha etkilidirler.

2.5.2.1. Tek Hücreli Fırtınalar

Tek hücreli fırtınalarda dolu oluşumu ile ilgili olarak iki farklı görüş vardır. Bunlardan birincisine göre çekirdek, gelişen yukarı akım içerisinde oluşur. Böylece partiküller yukarı doğru akımın kuvvetlenmesiyle giderek daha da büyür (Foto 1). Yükseklikle değişim oldukça azdır.



Foto 1: Tek Hücreli
Dolu Fırtınası
(Kaynak : TNWS, 1998)

İkinci görüşe göre ise, dolu oluşumu sirkülasyon sonucu gerçekleşir. Dolu çekirdekleri, bulutun üst seviyelerindeki yağmur damlacıklarının donmasıyla oluşur. Hücre içindeki hava akımının oluşturduğu dairesel vorteks sonucu çekirdekler hareket eder ve aşağı yukarı hareket sonucu dolu gelişimi meydana gelir.

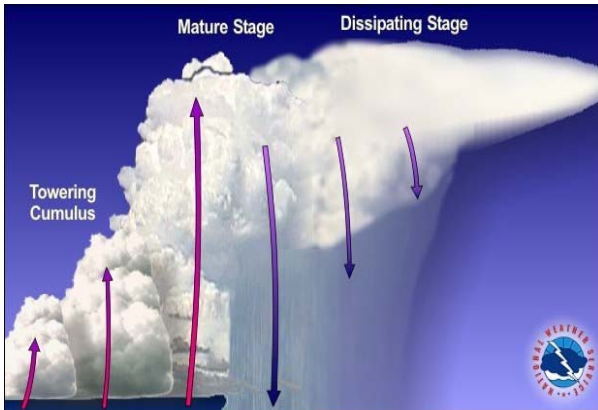
Her iki durumda da 1-1.5 cm çapında bir dolu tanesinin oluşumu yaklaşık 10-15 dk sürer.

Tek hücreli orajların yaşam süreleri 20-30 dakikadır (TNWS, 1998). Çok kuvvetli hava olaylarına neden olacak kadar güçlü değildir. Gerçek anlamda tek hücreli fırtına oldukça nadir gözlenir. Zayıf bir dikey rüzgar kaymasında (shear) ortaya çıkan fırtınalarda, bir hücrenin önündeki rüzgar hamlesi, çoğunlukla biraz ileride bir başka hücrenin oluşumunu tetikler.

Tek hücreli fırtınaların büyük bölümü şiddetli olamamakla beraber, bazı tek hücreli fırtınalar kısa süreli şiddetli hava olaylarına neden olabilirler. Bu fırtınalar şiddetli olmayan tek hücrelilere göre daha kararsız ortamlarda oluşurlar. Tek hücreli fırtınalar zayıf karakterli olduklarından ve herhangi bir zamanda, herhangi bir yerde oluşabildiklerinden yer ve zamanının tahmini oldukça zordur.

2.5.2.2. Çok Hücreli Fırtınalar

En yaygın oraj türüdür. Birden fazla hücreden oluşur. Hücrelerin yaşam döngüleri birbirinden bağımsızdır, fakat fırtına tek hücre gibi hareket eder (Foto 2). Tek hücrelilerden farklı olarak birkaç saat boyunca büyük dolu yağışlarına, kuvvetli rüzgarlara neden olabilirler (Şekil 5).



Şekil 5: Çok hücreli dolu fırtınası
(Kaynak : TNWS,1998)

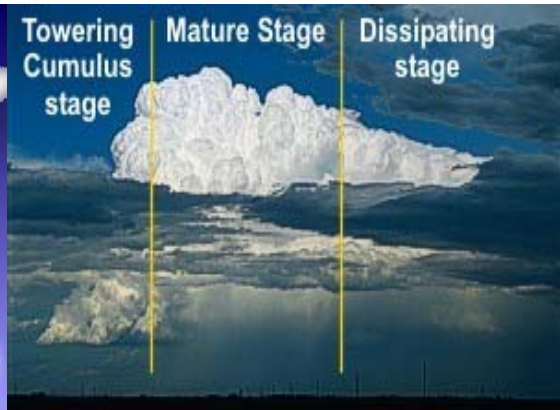


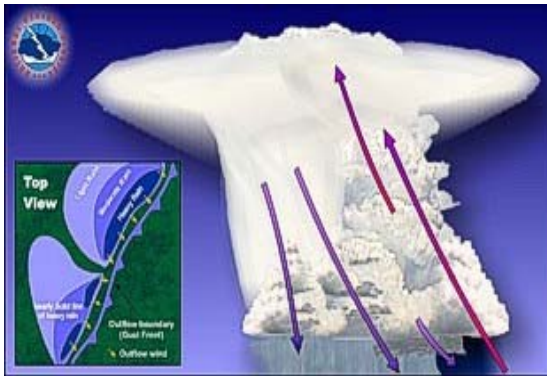
Foto 2: Çok hücreli dolu fırtınası
(Kaynak : TNWS,1998)

Dolu çekirdeklerinin, tek hücreli fırtınalardakine oldukça benzer olarak, yükselen bulut tepesindeki zayıf yukarı akımlarda oluşmaya başladığına inanılmaktadır. Bu bölge yeni hücreyi temsil etmektedir. Çoğunlukla yeni hücrelerin eski hücrelerle aralarında bir etkileşim olmadığı kabul edilir. Bu durumda tek hücreli ve çok hücreli fırtınalarda dolu gelişim mekanizmaları arasındaki farklılığı gösterecek sadece küçük ayrıntılar söz konusudur.

Dolu çekirdekleri, hücre olgunlaşınca kadar gelişimlerini sürdürerek dolu taneleri halini alırlar. Eğer yeni (genç) hücre ile eski (yaşlı) hücredeki partiküller arasında bir değişim söz konusu olursa, dolu oluşum mekanizmaları çoğunlukla daha karmaşık ve farklı bir hal alır.

2.5.2.3. Oraj Hattı (Squall Line)

Orajlar bazen bir hat boyunca yüzlerce kilometre uzunluğunda oluşabilirler. Bu hat “**oraj hattı**” olarak adlandırılır (Şekil 6). Oraj hatları saatlerce varlıklarını sürdürebilirler ve kuvvetli dolu ve rüzgar olaylarına neden olabilirler (Foto 3). 23 Mayıs 2001 tarihinde Ankara-Samsun arasında gözlenen oraj hattı ile ilgili detaylı değerlendirme Üçüncü Bölüm’de verilmiştir.



Şekil 6: Oraj hattı (Kaynak: TNWS, 1998)



Foto 3: Oraj hattı (Kaynak : TNWS, 1998)

Şiddetli Fırtına (Oraj) Hattı, çoğu kez tahrip edici bir meteorolojik olaydır (Şekil 7).

İlerleyen soğuk hava, önündeki sıcak ve nemli havanın altına girerek onu yukarıya doğru iter. Cephe önünde uzun ve dar bir konvektif hat boyunca çok sayıda bireysel fırtınadan ibaret oraj hattı teşekkül eder.

Yandaki şekilde görüleceği üzere, bir oraj hattının radar ekranındaki görünümü; düz bir hat boyunca uniform olarak yayılmış fırtına hücreleridir (Doppler Radar and Weather Observations – Richard J. Doviak ve Dusan S. Zrnic).

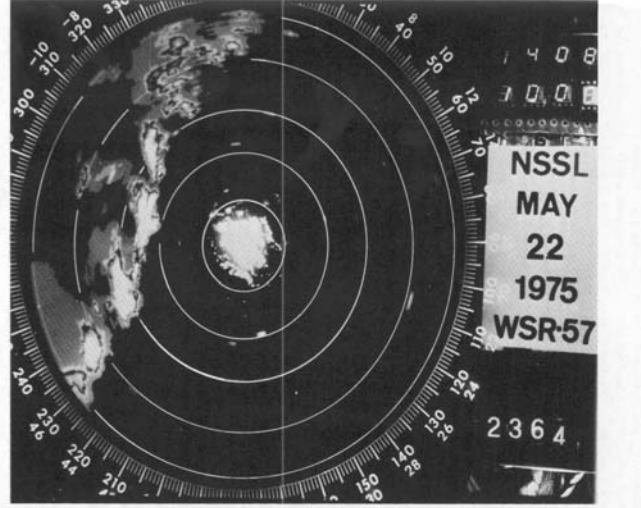


Fig. 7.4. Thunderstorm squall line (14:08:10 C.S.T., May 22, 1975) from a WSR-57 radar system. Range marks are 40 km; the unambiguous range is 900 km.

Şekil 7 : Oraj Hattının radar ekranındaki görünümü.

Küçük alanlarda çok kuvvetli düşey hava hareketleri görülür. Şiddetli fırtına ve oraj hattı yaşanan bölgelerde çok şiddetli hareketler ve bu hareketler nedeniyle etkilenen bir çevre söz konusudur.

Bu gibi çok hücreli şiddetli fırtınalar düzenli bir şekilde gelişen, yüksek reflektiviteli (radar tarafından tespit edilmesini sağlayan yansıtma kapasitesi) hücreler içerir. Yaşamları bir kaç saat sürebilir ve sınırlı bir bölge üzerinde çok şiddetli hava olaylarını ortaya çıkarabilir.

Reflektivitenin yoğun olduğu alanlar ve civarında sağanak yağışla beraber şimşek ve gök gürültüsü (oraj) ve dolu yağışı meydana gelir.

2.5.2.4. Süper Hücreli Fırtınalar

Bu orajlar tek hücreli orajlar gibidir ve yaşam süreleri birkaç saati bulmaktadır. Meydana gelen bütün önemli tornadoların ve golf topundan büyük dolu yağışlarının temel kaynağıdır (Foto 4).



Şekil 8: Süper hücreli dolu fırtınası
(Kaynak : TNWS,1998)



Foto 4: Süper hücreli dolu fırtınası
(Kaynak : TNWS, 1998)

Yukarı doğru dönerli kuvvetli hava akımları en önemli özellikleridir. Süper hücrelerin oluşumundaki en ideal koşul; rüzgarın yükseklikle saat yönünde dönüş göstermesidir (Şekil 8). Örneğin; yer seviyesinde güneyden, 4500 m yüksekte ise batıdan esmesi gibi. Süper hücreli fırtınaların içerisindeki yukarı doğru hava akımlarının hızı saatte 180-200 km'ye kadar ulaşabilmektedir.

Süper hücreli fırtınalarda etkili yukarı hareket yarı-durağan haldedir ve dolu gelişimi ile ilgili yukarıda bahsedilen iki aşamanın fırtına içerisinde farklı bölgelerde meydana geldiği düşünülebilir. Dolu tanesinin son gelişimi kuvvetli yukarı hareket içerisinde meydana gelir. Çekirdek gelişim bölgesi belirsizdir ve bu konuyla ilgili farklı görüşler mevcuttur.

2.6. Dolu Yağışının Gözleendiği Yerler

Dolunun yer yüzünde görüldüğü yerlerle, kümülonimbus bulutlarının dağılışı arasında yakın ilgi vardır (Erol, 1993). Gerçekten de kutuplarda, alt hava tabakaları soğuk olduğundan konveksiyonel yükselmeler olmaz, dolayısıyla kümülonimbus bulutu ve dolu oluşamaz. Orta enlemlerde kış mevsiminde de durum böyledir. Ekvatorial-Tropikal bölgelerde ise, güçlü yükselim (konveksiyon) hareketleri bulunmasına rağmen, hava fazla sıcak olduğundan dolu yağmaz. Buna karşılık orta enlemlerde havanın ılık olduğu bahar, güz ve yaz aylarında doluya çokça rastlanır. Aynı şekilde serin tropikal bölgelerde de dolu olur. Örneğin; Kuzey Amerika, İngiltere, Orta ve Doğu Avrupa, Çin, Hindistan, Güney Afrika platolarında dolu yağışlarına rastlanmaktadır.

Dolu ile ilgili pek çok ilginç coğrafi gerçek vardır. Dolu yağışı tropiklerde çok fazla bilinmez (Lineback, 1989). Çünkü dolu taneleri yere düşmeden erirler. Bunun yanı sıra kutup bölgelerinde de, konveksiyonel fırtınaların oluşumuna neden olacak kadar bir ısınma mevcut olmadığından, dolu hadisesi meydana gelmez. Bunlara ilaveten okyanuslar üzerinde de dolu hadisesine rastlanmaz. Dolu yağışı çoğunlukla karalar üzerinde gelişen konveksiyonel oraj bulutlarında gözlenir.

Anadolu'da hava nemli, altta sıcak üstte serin olduğu bahar ve güz mevsiminde dolu sıkça yağar. Bazı yaz mevsimlerinde de dolu fazlaca görülür. Mahsulün yetiştirme döneminde, yani İlkbahar – Yaz başında yağan dolu özellikle zararlıdır.

2.7. Dolu Tanesinin Tabakalaşması

Dolu, daha çok serin-sıcak bölgelerde çok güçlü dikey hava hareketlerinin sonucu olan Kümülonimbus bulutlarından doğan bir katı yağış şeklidir (Erol,1993). Çünkü nemli ve kararsız hava kütlelerinde, ılık mevsimde alttan ısınma veya başka bir nedenle teşekkül eden Kümülonimbus bulutları çok yüksektir ve alt bölümleri su, üst bölümleri buz tanelerinden oluşmaktadır. Dikey hava hareketlerinin de çok güçlü olduğu bu bulutlarda, hızla yükselen aşırı soğumuş su taneleri yükseklerde birden donarak saydam buz haline geçerler. Bu buz tanesinin çevresine ise, bu yüksekliklerde süblimasyon sonucu buz kristalleri eklenir. Alçalıcı hareketlerin etkisiyle böyle bir tane tekrar aşağılara düşerse kristal buzun çevresinde bu kez su halinde yoğunlaşmalar olur. Yeni yükselici hareketler taneyi tekrar soğuk bölgeye çıkarınca bu su da donar, onun da etrafını süblimasyonlarla yeni buz kristalleri kaplar. Böylece birkaç kez dikey akımlar etkisiyle bulut içinde alçalıp yükselen dolu taneleri iç içe küreler halinde saydam ve beyaz kristalli buz katlarına sahip iri bir buz tanesi halini alır (Foto 5).

Bu tanelerde iç içe 24 kürenin sayıldığı olmuştur ve tanenin en dışında 1 mm



Foto 5: Dolu tabakaları (Kaynak: NOAA Photo Library)

kalınlığında bir buz tabakası vardır. Taneler genellikle yuvarlaktır, çünkü, bir çekirdek çevresinde büyümekte ve tane, akımlar etkisiyle sürekli dönmektedir. Dolu taneleri genellikle 25

mm çaplıdır. Daha iri tanelerin oluşumu oldukça seyrek görülür. Bununla birlikte 5 cm çaplı, hatta çok az da olsa 10-12 cm çaplı ve 1 kg ağırlıkta olanları görülmüştür.

Dolu tanelerinin özellikle küçük olanları düşerken eriyerek, yağmur haline gelir. Onun için dolu çoklukla sağanak halindeki yağmurlarla birlikte görülür. Düşerken havada erimeyen dolu taneleri de yere düştükten sonra hızla erirler. Çünkü, dolu sıcak mevsimde meydana gelmektedir.

2.8. Dolu Tanesinin Büyüklüğü

Dolu tanelerinin boyutları fırtına hücresinin şiddetine göre farklılık gösterir. Bir golf topu büyüklüğünde dolu tanesinin oluşabilmesi için 10 milyondan fazla aşırı donmuş su damlacığının bir araya toplanması ve bu şekilde bulut içerisinde en az 5 ila 10 dakika kalması gerekir. Bu nedenle büyük dolu taneleri (> 5 cm) çoğunlukla kuvvetli yukarı rüzgarların olduğu süper hücreli fırtına bulutlarından meydana gelir

Dolu tanesi ile ilgili ilk ve önemli çalışma 1806 yılında Volta tarafından yapılmıştır (Yağan, 2006). 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 Hail Embryo (dolu embriyosu ya da dolu çekirdeği) adı verilmektedir. Dolu tanesi, merkezinde çekirdek olmak üzere, saydam ve saydam olmayan buz tabakalarından oluşan küresel bir yapı arzeder. Dolu tanesi iki tür fiziksel yapıdan gelişmektedir. Bunlardan birincisi, aşırı soğumuş veya çok küçük buz parçacıklarıdır. İkincisi ise kar paletleridir (Young, 1975; Nelson, 1972). Yapılan gözlemsel çalışmalar aşırı soğumuş su damlacıklarından veya buz parçacıklarından

oluşan dolu tanelerinin 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 g’dan daha fazla olan dolu taneleri dünyanın çeşitli yerlerinde gözlenmiştir. Bunlardan en önemlilerinden birisi 3 Eylül 1970 yılında Coffeyville, Kansas’da (ABD) gözlenendir (Foto 6). Ağırlığı 766 g, çevresi ise 44 cm’dir. Dolu tanesinin büyümesinde ve gelişmesinde yer seviyesinden yukarı doğru kuvvetli hava hareketlerinin rolü çok büyüktür. Bu durum da meydana gelen kararsızlık olayı ile açıklanabilir. Bu yüzden çalışmamızda kararsızlığa özel bir önem verilmiştir.

Dolunun şekli, küçük çaplarda, genellikle küreseldir. Ancak dolunun çapı büyüdükçe şekli değişir ve ilginç şekiller alabilir (Foto 7).

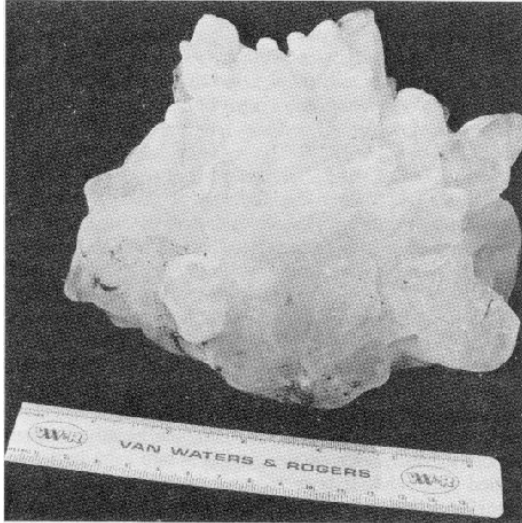


Foto 6: 3 Eylül 1970 yılında Coffeyville, Kansas (ABD) Yağan Dolu Tanesi
(Kaynak : Yağan, 2006)

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 ve çekirdek yapısı ilgili basınç seviyesindeki ısı değişimi, nemlilik ve kararsızlıkla yakından ilgilidir.

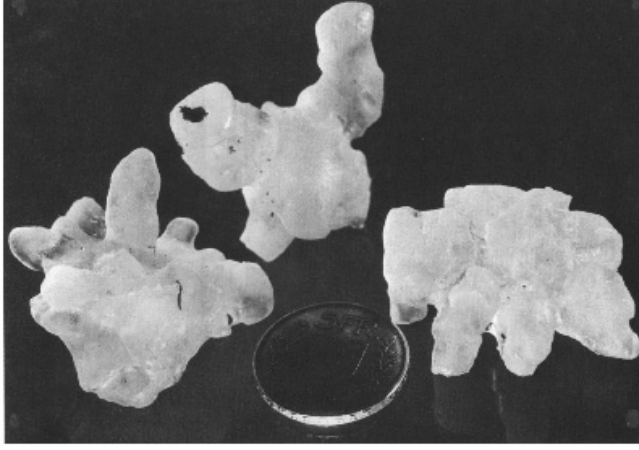


Foto 7: Değişik Şekillerde Dolu Taneleri (Kaynak : Yağan, 2006)

Dolu tanesinin düşme hızı verdiği zarar bakımından son derece önemlidir. İri dolu taneleri, otomobil ve bina gibi pek çok insan yapısına 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.

Bir dolu tanesinin yere düşüş hızının yüksekliği çapının büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Bu yüzden dolu analiz çalışmasında dolu taneciğinin çapının hesaplanması çok önemlidir. Kullanılan en önemli yöntemlerden biri olan “Fawbush-Miller Hail Forecast Method” üçüncü bölümde detaylı olarak açıklanmıştır. Bu yöntem yardımıyla atmosferde meydana gelebilecek dolu potansiyeli ve buna bağlı olarak dolu çapı hesaplanabilmektedir. Dünyanın çeşitli bölgelerinde sık sık rastlanılan 1 cm çapındaki tipik bir dolu tanesinin düşme hızı 14 – 15 m/s civarındadır. Bu düşme hızında meydana gelen kinetik enerji oldukça büyüktür ve

hasar verici olabilir. İri bir dolu tanesinin hızı 40 m/s'ye kadar ulaşabilir. Tablo 2 'de dolunun şiddet ölçeğine göre vereceği hasarlar, tablo 3' de ise dolu tanesinin büyüklüğüne göre çap ve şiddet aralıkları gösterilmektedir.

Tablo 2 : Dolunun şiddet ölçeğine göre vereceği hasarlar

Şiddet Ölçeği	Verdiği Hasar	Dolu Büyüklük Kodu
H0	Bezelye büyüklüğündedir. Fakat zarar vermez.	1
H1	Ağaç yapraklarında delikler açar, çiçek yapraklarını kopartır.	1-3
H2	Bitki ve ağaç yapraklarını tamamen koparır. Sebze, meyve ve ekinlere hasar verir, sebze yapraklarını parçalar.	1-4
H3	Sera camlarını veya ışıktandırmalardaki tepe camlarını kırar, ahşap pencere çerçevelerinin boyalarını sıyrır. Çadır ve yelkenleri yırtar, ekinlerin saplarını harman döver gibi tohumlarından ayırır.	2-5
H4	Ev ve araba camlarını kırar, çatıları delip geçer, araç ve duvarların boyalarına hasar verir.	3-6
H5	Bazı çatı kiremitlerini ve çatıların ahşap direklerini de kırar, çok dayanıklı yapılmış özel camları parçalar, araba kaportalarında çukurluklar oluşturur. Ağaçlardan büyük parçalar koparır.	4-7
H6	Birçok çatı kiremitlerini ve çatıların ahşap direklerini kırar, metal kaplı çatılar ve çatı oluklarında delikler açar, ahşap çerçeveleri kırar.	5-8
H7	Kiremit çatıların pek çoğunu parçalar. Çatıların rüzgara maruz kenarlarını ve metal çatıları tamamen deler, briket ve taş duvarlarda delikler açar, metal pencere çerçevelerini kırar. Araba kaportaları ve uçak gövdelerinde hasarlar oluşturur.	6-9
H8	Beton çatı kiremitlerini kırar, metal ve diğer bütün çatıları paramparça eder, uçak gövdelerine şiddetli hasar verir.	7-10
H9	Beton duvarlarda çukurlar açar, beton çatı kiremitlerini çoğunlukla kırar. Ahşap ev duvarlarında delikler oluşturur, kalın ağaç gövdelerini devirir. Korunmasız yerlerdeki insanları sakat bırakabilir.	8-10
H10	Ahşap evleri tahrip eder, inşaat halindeki binalara şiddetli hasar verir, insanlara öldürücü zarar verebilir.	9-10

Tablo 3 : Dolunun büyüklüğüne göre çapı ve şiddet aralığı

Büyüklük Kodu	Çapı (mm)	TANIMI	Şiddet Aralığı
1	5-10	Bezelye büyüklüğünde	H0-2
2	11-15	Fasulye, fındık büyüklüğünde	H0-3
3	16-20	Bilye, çilek, küçük üzüm tanesi büyüklüğünde	H1-4
4	21-30	Büyük bilye, büyük üzüm tanesi, ceviz büyüklüğünde	H2-5
5	31-45	Kestane, deveduğu yumurtası, pinpon topu, squanti topu büyüklüğünde	H3-6
6	46-60	Tavuk yumurtası, küçük şeftali, küçük elma, bilardo topu büyüklüğünde	H4-7
7	61-80	Büyük şeftali, büyük elma, kaz yumurtası, küçük veya orta boy portakal, tenis topu, kriket topu, baseball topu büyüklüğünde	H5-8
8	81-100	Büyük portakal, greyfurt büyüklüğünde	H6-9
9	101-125	Hindistan cevizi büyüklüğünde	H7-10
10	125-üstü	Büyük hindistan cevizi büyüklüğündedir.	H8-10

2.9 Dolu Tanesinin Rengi

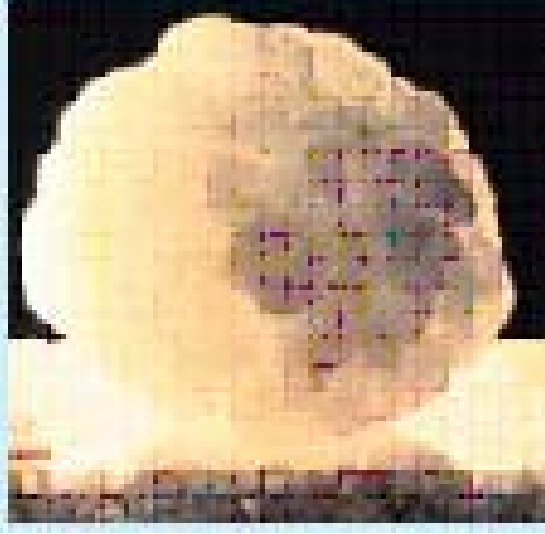


Foto 8: Dolu tanesi (Kaynak: NOAA)

Bir dolu tanesi, bulut içerisindeki aşırı donmuş su damlacıklarının miktarına ve sıcaklığa bağlı olarak açık renkten opak renge doğru farklı katmanlardan oluşur (Foto 8). Bulut içerisindeki çok fazla sayıdaki aşırı donmuş su damlalarının tamamı buz halini almadan daha sıcak katmana girebilirler.

Buz tanesi alt donma tabakasına tekrar girdiğinde, buz tanesini kaplayan su damlacıkları donar ve daha şeffaf bir tabaka oluşmasına neden olurlar.

2.10 Dolu Çeşitleri

Buz prizmaları, tek ve çatalsız buz iğneleri, kolonları veya parçacıkları şeklinde yere doğru yavaş yavaş düşen yağış türüdür.

Buz Taneleri (Buz Paletleri); kar ve dolu şekline benzemeyen, yağmur damlalarının donması veya lapa lapa yağan karların tekrardan donmasıyla oluşan, şeffaf görünümlü, katı buz parçacıklarından oluşan yağıştır. Önceleri “küçük dolu” olarak da adlandırılırlardı. Çapları 5 mm’den küçüktür. Düzensiz bir şekle sahiptir ve tabakalaşmış bir yapısı vardır.

Büyük dolu taneleri, çapı 5 mm ya da daha fazla olan ve dolu tanelerinin birleşmesinden meydana gelen parçacıklardır (NOAA, 2004).

Graupel, doluya benzemesine ve oraj bulutu içerisinde oluşmasına rağmen yumuşak kar hadisesidir. Bazen yumuşak dolu da denilmektedir.

Grezil: Bazı kış günlerinde, dikey hava hareketlerinin güçlü olduğu, kararsız hava kütleleri içindeki kümülonimbus bulutlarından düşen tanelerin, küçük buz yuvarlakları halinde olduğu görülür. Sert olan bu taneler yere düşünce sıçramaz ve elle ezilemez. Kırılınca içinde kristal buz, yani bir burgul tanesi olduğu görülür. Bu bakımdan grezil, düşerken buzla kaplanmış kar-burgul tanelerinden başka bir şey değildir (Erol, 1993).

Bazı durumlarda saydam buz halinde tanelerin yağdığı görülür. Bu taneler yere düşerken havada donmuş olan yağmur taneleridir. Bu bakımdan donmuş yağmurla, yere düştüğü zaman donan yağmur arasında bir yakınlık vardır. Aşırı soğumuş yağmur tanelerinin buz halinde yere düşmesi, kararlı hava kütlelerinden meydana gelen yağmurların yere doğru düşerken çok soğuk hava katları içinden geçmesinin sonucudur. Bu durum özellikle cephelerde, sıcak hava kütesinden doğan yağışların soğuk hava içinden geçerek düşmesi halinde görülür.

Bir donmuş su damlacığının ya da graupel'in dolu haline dönüşebilmesi için çevresine fazladan buz toplaması gerekir. Bu işleme tabakalaşma adı verilir. Bunun olabilmesi için dolu çekirdeğinin aşırı donmuş su tanecikleri yönünden zengin olan ve sıcaklığın 0°C'nin altında olduğu bir bulut tabakasında bulunmasına ihtiyaç vardır.

Bir oraj bulutunun orta seviyelerindeki daha kuru tabaka da dolu oluşumuna yardımcı olabilir. Çünkü çok nemli hava daha fazla sıcaklık içereceğinden, düzenli dolu oluşumu mümkün olamayacaktır. Bu ortamda oluşan dolu taneleri daha yumuşak özelliktedir ve hemen dağılırlar ya da yere düşmeden erirler.

Dolu bütün oraj bulutlarının orta ya da üst kısmında bulunur. Bununla birlikte çoğu, bulut içerisinde dağılarak yere düşmeden erir ya da yumuşak bir hal alır.

2.11 Dünyada Gözlenen Ekstrem Dolu Hadiseleri

- **En büyük Dolu Tanesi :** Eski dönemlere ilişkin bilgilerde, doğruluğu şüphe uyandıracak ölçüde ilginç dolu yağışı hikayeleri vardır. Bunlar içerisinde neredeyse bir “fıl” büyüklüğünde yağan dolu tanelerinden 6.1 m çapında dolulara kadar bir çok anlatıma rastlanmaktadır. Hava olaylarının bilimsel olarak kayıtlarının tutulmaya başlanmasıyla birlikte dolu tanelerinin büyüklüğüne ilişkin raporlarda da büyük bir düşüş gözlenmiştir. Uzun yıllar boyunca kaydedilen en büyük dolu tanesi 6 Temmuz 1928’de Potter (Nebraska)’da yağan ve çevresi 43.7 cm gelen 685 gr ağırlığındaki dolu olmuştur. Bu rekor 3 Eylül 1970’de Coffeyville (Kansas)’de yağan 758 gr ağırlığındaki ve 44 cm çevre genişliğindeki dolu yağışı ile kırılmıştır.
- **Toplam Dolu Yağışı:** En şiddetli dolu fırtınası 3 Haziran 1959’da Selden’da (Kuzeybatı Kansas) meydana gelmiştir. Dolu yağışı 14,4 km x 10 km genişliğindeki bir alanda etkili olmuş ve yaklaşık 46 cm yüksekliğinde dolu yağışı bırakmıştır. Toplam 85 dakika süren dolu yağışı \$500,000 tutarında maddi kayba neden olmuştur.
- 6 Ağustos 1890 yılında, Orient’de (Iowa) kuvvetli yağmur ile birlikte meydana gelen dolu yağışı yamaçlardan aşağıya doğru akarak, yaklaşık 1,8 m’ lik bir kalınlık oluşturmuştur. Biriken bu dolu ise 26 gün boyunca erimeden kalabilmiştir.

- 5 Eylül 1898’de Nodaway (Missouri)’de yağan dolu 52 gün yerde kalmıştır. İnsanlar haftalarca çalışamamışlardır. 27 Ekim 1898’e kadar dere yataklarında erimeden kalan dolu yığınları, bölgede yaşayan insanlar tarafından dondurma yapımında kullanılmıştır.
- Guinness Rekorlar Kitabı’ndaki kayıtlara göre en şiddetli dolu yağışı 14 Haziran 1986 yılında Bangladeş’te meydana gelmiş ve 92 kişi yaşamını yitirmiştir. Düşen dolu tanelerinin ağırlığı yaklaşık 1 kg civarındadır.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

DOLU TAHMİN VE ANALİZİNDE KULLANILAN YÖNTEMLER

Dolu tahmininde kullanılan yöntemler üç ana grupta toplanmaktadır. Birinci grupta yüksek atmosfer sondaj (ravinsonde) gözlemlerinden yararlanılarak geliştirilen yöntemler, ikinci grupta dolu tahmininde radarın kullanımı, son olarak da dolu tahmininde kullanılan sayısal yöntemler yer almaktadır.

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

Çalışmada 1980-2005 yılları arasındaki, Samsun, İstanbul, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır ve Adana ravinsonde istasyonlarına ait dolu yağışı olan günler kullanılmıştır. Söz konusu günlerin 00 ve 12 UTC periyotlarındaki dağılımı tablo 4’ de verilmiştir.

Tablo 4. Dolu Yağışının 00 ve 12 UTC’ye göre Dağılımı

İSTASYON ADI	00Z	12Z
SAMSUN	6	11
İSTANBUL	2	4
ANKARA	16	52
İZMİR	31	26
İSPARTA	11	34
DİYARBAKIR	10	40
ADANA	4	16
TOPLAM	80	183
GENEL TOPLAM: 263		

Tablo 4’den görülebileceği üzere 00 UTC (Uluslararası Saat) periyodunda 80, 12 UTC periyodunda ise 183 adet dolu yağışına rastlanmıştır. Dünyada (örneğin

Alberta’da) bu tip araştırmalarda 80 veya 90 dolu yağının kullanıldığı göz önünde bulundurulursa, genel toplamdaki 263 adet dolu yağısı oldukça yeterlidir.

3.1.1. Dolu Yağısı İçin Türkiye’nin Yüksek Atmosfer Klimatolojisi

Dolu yağısı sırasında atmosferdeki genel formasyon önemli ölçüde değişmektedir. Kuvvetli kararsızlık buna örnek olarak verilebilir. Atmosfer formasyonundaki değişim bazı durumlarda birden (0-6 saatte), bazı durumlarda ise birkaç gün önceden başlamaktadır. Formasyondaki 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, Türk Ravinonde İstasyonları’nın 1980 – 2005 yıllarına ait rasatlar kullanılmıştır. Yine aynı periyottaki (1980-2005) dolu yağısı olan günlere ait önemli olan yüksek atmosfer parametreleri söz konusu ravinsonde rasatlarından hesaplanmıştır. Dolu yağısı 00 UTC ile 12 UTC arasında olmuş ise 00 UTC rasadı, 12 UTC ile 00 UTC arasında olmuş ise 12 UTC 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 beş 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 İtibaren Islak Termometre Sıcaklığının 0 °C’ye Düştüğü Yükseklik (WBZ, m, height of the wet-bulb zero).

Atmosfer Nemliliği bakımından kullanılan parametreler: Yer ile 700 hPa Seviyesi Arasındaki Ortalama Nispi Nem ($RH_{yer-700}$, %), Yağışa Geçebilir Su Buharı Miktarı (PW, mm, precipitable water).

Kararsızlık İndeksleri şu şekildedir: Showalter İndeksi (SSI, $^{\circ}C$), Lifted İndeksi (LI, $^{\circ}C$), K İndeks (KI, $^{\circ}C$), Total Total İndeks (TTI, $^{\circ}C$), KO İndeks (KO), Sweat İndeks (Sweat).

Kararsızlık Bakımından Önemli Olan Bazı Temel Parametreler: Konvektif Sıcaklık (KS, $^{\circ}C$) , 850 ile 600 hPa arasındaki sıcaklık farkı ($T_{850-600}$, $^{\circ}C$), 1000 hPa ile 500 hPa arasındaki tabaka kalınlığı ($H_{1000-500}$).

Önemli Konvektif Hava Analiz Parametreleri; Yer-3000 m Arasındaki Rüzgar Değişimi (Wind Shear- $W_{yer-3000}$, knot), Fırtınaya Bağlı Sarmallık (Storm Relative Helicity, SRH, m^2/s^2), Bulk Richardson Sayısı (Bulk Richardson Number, BRN), Sarmal Enerji İndeksi (Energy Helicity Index, EHI), CAPE (J/kg).

3.1.1.1. 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 ($0^{\circ}C$ '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. Dolu oluşumu için buz kristallerinin yavaş yavaş gelişmesi gerekir. Bu yavaş gelişme için, bulut içerisindeki sıvı suyla birlikte buz kristallerinin de bulunması gerekir. Bulut içerisinde 0°C ile -40°C arasında aşırı soğumuş su damlacıklarıyla birlikte buz kristalleri de bulunur. Bu sıcaklık aralığı dolu gelişimi için idealdir. -40°C 'den daha düşük sıcaklıklarda bulut içerisinde sıvı su yerine tamamen buz yapısı olacaktır. Bu durum da dolu gelişimini engelleyecektir. 0°C 'nin üzerindeki sıcaklıklarda ise dolu tanecikleri erir. Bu yüzden 0°C izotermine rastlanılan ilk seviyenin (donma seviyesi) yerden yüksekliği oldukça önemlidir.

Bir dolu tanesinin çapının gelişimi LWC ile doğru orantılıdır. Bir dolu tanesinin çapının, 10 dakikalık bir zaman zarfında 0.5 cm 'den 3 cm 'ye çıkması için 5 g/m^3 LWC değeri gerekmektedir. 20 dakikalık bir zaman zarfında ise 2.5 g/m^3 LWC değeri gerekmektedir.

Dolu oluşumu için gerekli olan kararsızlık şartlarında oraj bulutu içerisindeki LWC değeri arttıkça dolu gelişimi hızla artacaktır.

3.1.1.2. Dolu Gelişim Sıcaklığı ve 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, 1978; Nelson, 1983; Foote, 1984; Miller 1988). Yapılan bu çalışmalarda dolunun gelişmesi için ideal bulut sıcaklığın -20°C ile -40°C arasında olması gerektiği sonucuna varılmıştır.

Konvektif bulut içerisindeki -20°C ile -40°C sıcaklık aralığının görüldüğü yükseklikler ideal dolu oluşma bölgeleridir (Hail Growth Zone, HGZ).

Bu yüksekliklerde dolu gelişiminin uygun olmasının başlıca üç nedeni vardır, birincisi, LWC bu sıcaklık aralıklarının görüldüğü seviyede maksimum değer alır. İkincisi, -20°C ile -40°C sıcaklık aralığı donma için ideal bir sıcaklık aralığıdır, kuvvetli ısı kaybıyla birlikte dolu tanesinin donması kolayca gerçekleşecektir. Üçüncü neden ise, bu sıcaklık aralığında buz kristalleriyle aşırı soğumuş su damlacıklarının birlikte bulunmasıdır.

3.1.1.3. 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 kaliteli 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, 1978). Yukarı doğru zayıf olan hava hareketliliğinde dolu taneleri, bulundukları yerden, zamanından önce (gelişimini tamamlamadan) yere düşecektir. Yaklaşık olarak, 2 cm çapındaki dolu tanelerinin oluşabilmesi için HGZ seviyesindeki yukarı doğru hava hareketinin hızı 25 m/s 'yi aşmalıdır.

3.1.1.4. 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 çok yüksekte olduğunda, dolu taneleri 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. Çalışmamızda Türkiye'deki Ravinsonde istasyonlarında meydana gelen dolu yağışı sırasındaki kritik kararsızlık indeks değerleri hesaplanmıştır.

Atmosferde meydana gelen kararsızlığın sadece dolu yağışı bakımından incelenmesi ilk kez 1972 yılında Miller tarafından yapılmıştır. Bu çalışma iki farklı teknik içermektedir. Bu tekniklerden birincisi, ıslak termometre sıcaklığının 0°C 'ye düştüğü yüksekliğin tespit edilmesidir (WBZ, height of the wet-bulb zero). WBZ meydana gelen bir kararsızlık durumunda iki temel olayın göstergesidir. Bulut içerisinde düşen dolu taneleri yere doğru olan mesafede WBZ seviyesinin altında erimeye başlar. Bu yüzden, WBZ dolunun erimesi bakımından en kritik yüksekliktir. WBZ atmosferde meydana gelen kararsızlık durumunda yukarı doğru hava hareketlerinin başladığı yükseklik olarak değerlendirilir. Morgan 1970 yılında yaptığı çalışmada, WBZ'nin, yer ve yerin hemen üzerindeki homojen nemlilik tabakasındaki

ortalama karışma oranıyla oldukça bağlantılı olduğunu ortaya koymuştur. Bu durum meydana gelebilecek kuvvetli bir kararsızlık durumunda dolu potansiyeli bakımından oldukça önemlidir.

Miller'in 1972 yılında yaptığı çalışmada ikinci teknik, -5°C ile -10°C sıcaklık aralığının görüldüğü tabakanın HGZ olarak tanımlanması esasına dayanmaktadır. Miller bu tabakalardaki düşey hız ve konverjans değerlerini hesaplamıştır. Bu değerlerin kritik bir eşik olabileceğini düşünmüştür. Bu yöntem günümüzde çeşitli sayısal modellerdeki bulut parametризasyonunda kullanılmaktadır. Ancak yaygın bir kullanımı söz konusu değildir.

Vogel (1974), St. Louis için yaptığı çalışmada, dolu yağışının meydana geldiği sinoptik modelleri sınıflandırmıştır. Bu sınıflandırma aşağıdaki tablodadır (Tablo 5).

Tablo 5 : Dolu Oluşumu ve Sinoptik Model İlişkisi

Sinoptik Model	Dolu Yağışı Yüzdesi
Oraj Hattı	43
Oraj Alanı	21
Soğuk Cephe	15
Sıcak Cephe	10
Alçak Basınç Merkezleri	5
Duralar Cephe	3
Diğer	3

Vogel'in sınıflandırmasından Oranj Alanlarının ve Hatlarının Soğuk cepheyle birlikte dolu oluşumunun temel sinoptik modelleri olduğu kolaylıkla görülebilir. Söz konusu üç sinoptik modelin toplam yüzdesi 79'dur. Bu yüzden, dolu oluşumunun

temeli olan bu üç sinoptik modelin gelişiminin ve etkinliğinin tespit edilmesi dolu tahmin ve analizi için son derece önemlidir.

3.1.1.5. Parsel Metodu, LCL, CCL ve Konvektif Sıcaklık ve Dolu İlişkisi

Parsel metodunda çeşitli yöntemlerle oluşturulmuş hava parselinin çevre atmosferle durumuna bakılır. Eğer hava parseli çevre atmosferden daha sıcaksa hava kararsız, daha soğuksa hava kararlıdır.

Parsel metodunun daha iyi anlaşılabilmesi için adyabatik sistem ve adyabatik işlem hakkında da bilgi vermek doğru olacaktır. Dışarıdan ısı alış verişi olmayan sistemlere **adyabatik sistem**, adyabatik sistemlerde meydana gelen alçalma yükselme 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, yükselmeye meydana gelen gerçek (aktüel) sıcaklık gradyanı değerinin kuru ve nem adyabatik sıcaklık gradyanı değerleriyle 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 yüzden nem adyabatik sıcaklık gradyanı herhangi bir seviye için basınç ve sıcaklık değerine göre değişim gösterir, 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° 'dan daha az ise havanın kararlılığından, 0.6 ile 0.98 arasında ise şarta bağlı kararsızlıktan, 0.98 'in üzerindeyse mutlak kararsızlıktan söz edilebilir. 0.98 'in üzerindeki sıcaklık gradyanı **Süperadyabatik Sıcaklık Gradyanı** olarak tanımlanır. Orta troposferde

Süperadyabatik Sıcaklık Gradyanı durumunda şiddetli ve ekstrem hava olaylarının gelişmesi neredeyse kesin gibidir. Yükselme ile meydana gelen yoğunlaşma seviyesi bir hava parselinin (doymamış adyabatik sistem) kuru adyabatik olarak yükseldiği zaman yoğunlaştığı (su buharının su damlacıkları haline gelmeye başladığı) seviyeye, **yoğunlaşma seviyesi (LCL)** denir. Atmosferde herhangi bir basınç seviyesinden itibaren LCL seviyesi bulunabilir. Bu durumda ilgili seviyeden itibaren adyabatik sistem oluşturulmuş olur.

Herhangi bir bölgede, belirli bir zaman periyodunda LCL seviyesi zamanla düşme eğilimine girmişse o bölgede yer seviyesine doğru bir nem gradyanından bahsedilebilir. Tersi durumda yükselme eğilimi mevcut ise kuru hava şartlarından bahsetmek doğru olacaktır.

LCL seviyesine kadar olan mesafede, doymamış hava için kuru adyabatik sıcaklık gradyan değeri mevcuttur. Eğer hesaplanan LCL seviyesine kadar çevre atmosfer 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)** denir. Yer seviyesinden itibaren meydana gelen herhangi bir kararsızlık durumunda ve yeterli nemlilikte CCL seviyesinde kümülüform bulutlar meydana gelir. CCL seviyesi yer ve yere yakın tabakalardaki nemlilik bakımından ve kararlılık- kararsızlık bakımından LCL seviyesi gibi değerlendirilebilir.

Konvektif sıcaklık; 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.

3.1.1.6. Önemli Adyabatik İşlemler

Yer seviyesinden LFC seviyesine kadar olan mesafede sıcaklık eğrisiyle parsel eğrisi arasında kalan alan, Negatif Enerji Alanı (CIN, Convective Inhibition) olarak adlandırılır ve bu alanın büyüklüğü ile ilgili 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 (Denge veya Eşitlik Seviyesi, Equilibrium Level) Seviyesine kadar çevre atmosferden daha sıcak olur. Hava parseli ile çevre atmosfer sıcaklık eğrisi arasında bir alan oluşur. Burası atmosferik kararsızlık bakımından Pozitif Enerji Alanı olarak tanımlanır. Atmosferde meydana gelebilecek kararsızlık hadisesi bu alanın büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Bu alan ne kadar büyükse kararsızlık o kadar

kuvvetlidir; ne kadar küçükse atmosfer de oluşacak kararsızlık o kadar küçüktür. Bu alana, Pozitif Enerji Alanı (CAPE, Convective Available Potential Energy) adı verilir.

CAPE ve CIN alanları atmosferde meydana gelen kararsızlığın tanımlanmasında son derece önemlidir. CAPE ve CIN Alanlarının Birimi Joule/kg'dır. Dolu oluşumu bakımından CAPE, CIN, LFC ve EL değerleri modellerde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Tablo 6: CAPE değeri tablosu

CAPE Değeri	Kararsızlık	Olaylar
< 300	Zayıf	Çok Zayıf Konveksiyon
300 – 1000	Kararsızlık Sınırı	Zayıf Oraj
1000 – 2500	Orta Seviyeli Kararsızlık	Orta Seviyeli Oraj (Şiddetli Oraj da Gözlenebilir)
2500 – 3500	Kuvvetli Kararsızlık	Şiddetli Oraj (Tornado İhtimali)
3500 – 5000 +	Şiddetli Kararsızlık	Çok Şiddetli Oraj ve Tornado

Tablo 7: CIN değeri tablosu

CIN Değeri	Kararlılık	Olaylar
Pozitif	Yok	Nötr Düşey Hareket Durumu
0 ile -20 arası	Zayıf	Zayıf Düşey Hareket veya Bulut Oluşumu Yok
-21 ile -50 arası	Orta Seviyeli	Yerden İtibaren Düşey Hareketlilik Yok
-51 ile -99 arası	Kuvvetli	Kuvvetli Kararlılık (Negatif Alan Üzerinde Düşey Hareket Beklenmez)
< -100	Şiddetli	Çok Şiddetli Kararlılık (Kararlılığın Ortadan Kalkması Beklenmez)

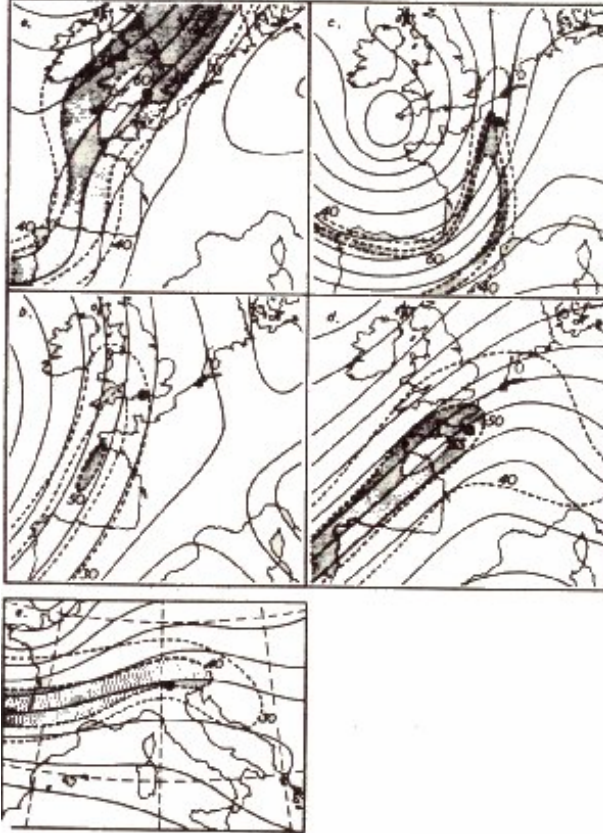
3.1.2. Dolu Rüzgar İlişkisi

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

Fawbush ve Miller 1953'te yaptıkları araştırmalarda orta troposferde rüzgar hızının 35 knot'u aştığı zamanlarda tornado meyilli kuvvetli fırtınaların oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Bunun dışında, Darkow ve Fowler 1971 yılında çeşitli bölgelere ait yüksek atmosfer gözlemlerini incelemiş ve tornado-dolu ile kuvvetli rüzgarlar arasındaki ilişkileri ortaya koymuşlardır.

Meydana gelen fırtınaların ve dolu fırtınalarının jet rüzgarlarıyla olan ilişkisini 1963 yılında yaptığı çalışmalarla Ludlam ortaya koymuştur. Şekil 9'da görülebileceği gibi Ludlam jet ekseninin antisiklonik dönüş yaptığı bölgelerde kuvvetli fırtınaların geliştiğini tespit etmiştir. Şekildeki koyu alanlarda fırtınalar tespit edilmiştir. Üst troposferde oluşan jet rüzgarlarının etkisiyle 500 hPa seviyesinde ve alt troposferde kuvvetli rüzgar değişimleri meydana gelebilmektedir.

Bu da yer ile orta torposfer arasında dolu fırtınası sırasında meydana gelen rüzgar değişimlerinin ne derece önemli olduğunu açık bir şekilde göstermektedir.



Şekil 9: Jet ve Fırtına İlişkisi

meydana gelir. Bu durumda oluşan bu rüzgar etkisinin mutlaka hesaba katılması gerekir.

Çalışmada, dolu fırtınası bakımından önemli olan rüzgar parametrelerinin dolu oluşan günlerdeki kritik değerleri hesaplanmıştır. Kullanılan rüzgar parametreleri şunlardır: Yer ile 3 km seviyesindeki ortalama rüzgar değişimi, yer ile 3 km arasındaki Fırtınaya Bağlı Sarmallık (SRH), Bulk Richardson Sayısı (BRN) ve Sarmal Enerji İndeksi (EHI).

Fırtına durumunda dinamik olarak gerçekleşen kararsızlıktan dolayı düşey hareketler kaçınılmaz olarak artacaktır. Bununla birlikte, oluşan adyabatik sisteme çevre atmosferden katılımlar olacak ve bu durumda yatay mesafede özellikle yere yakın seviyelerde rüzgarın kuvvetlenmesine neden olacaktır. Bu olay tipik bir konverjansdır. Konverjans etkisiyle yer ve yere yakın seviyelerde kuvvetli rüzgar değişimleri ve hamleli rüzgarlar meydana gelir.

3.1.2.1. Yer ile 3 km Seviyesindeki Rüzgar Değişimi

Kuzey yarımkürede rüzgarlar yer seviyesinden yukarı doğru çıkıldıkça batıya doğru dönmeye yönelirler. Örneğin yer seviyesinde 45^0 olan rüzgar yönünün yukarı çıkıldıkça yavaş yavaş 270^0 'ye dönmesi gibi. Rüzgar şiddeti fazlaysa bu dönüş sırasında kuvvetli rüzgar değişimi etkisi oluşacaktır. Storm Relative Helicity bu dönüş etkisinin bir ölçüsüdür. Bu şekilde rüzgar dönüşü genellikle kuvvetli kararsızlık ve oraj durumlarında meydana gelmektedir. SRH değeri, hücrelerin ve tornadonun göstergesidir (Tablo 8).

Tablo 8. SRH Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar

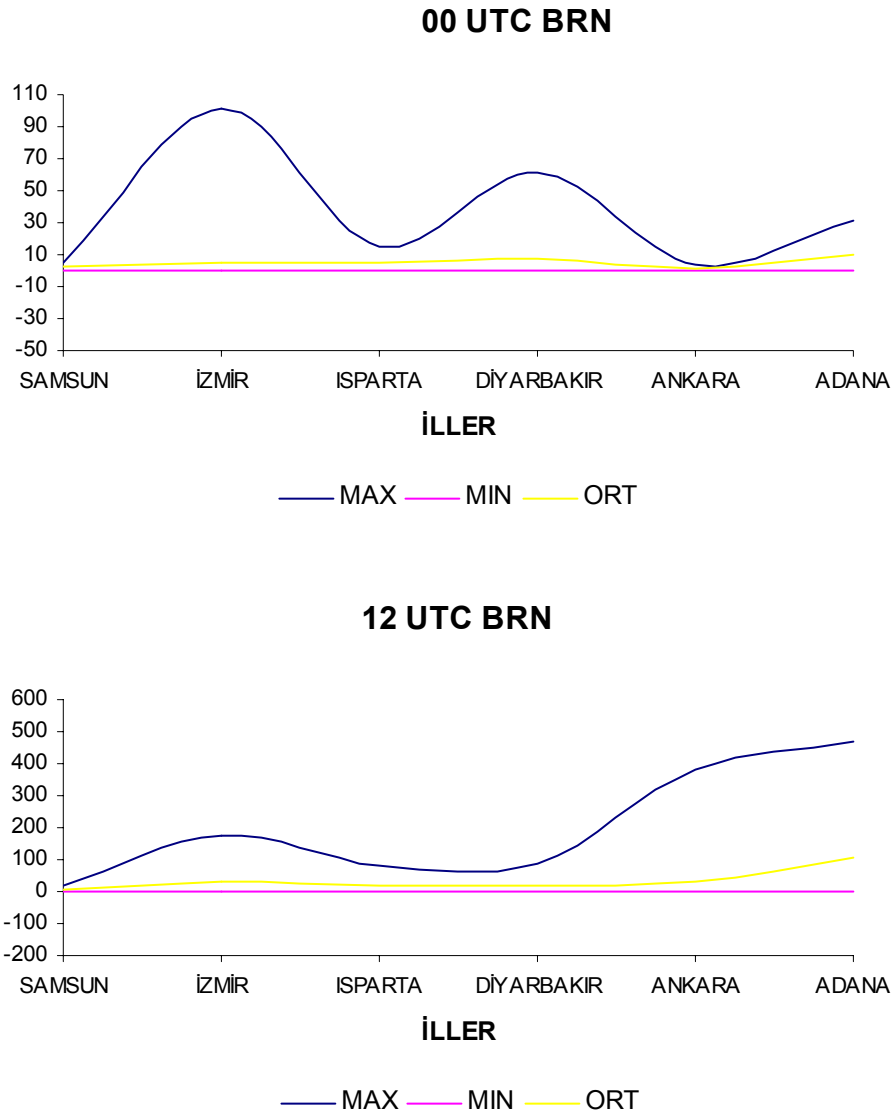
SRH = 150	Süper Hücre Gelişimi İçin Başlangıç Değeri
150 < SRH < 299	Hafif Tornado İhtimali (F0 ve F1).
300 < SRH < 449	Orta Kuvvette Tornado İhtimali (F2 ve F3).
450 > SRH	Çok Kuvvetli Tornado İhtimali (F4 ve F5).

3.1.2.2. Bulk Richardson Sayısı (BRN)

BRN, oluşan pozitif enerji alanının (CAPE) yer ve yere yakın seviyelerdeki rüzgar değişim değerine oranıdır. BRN oluşacak fırtınanın tipinin önemli göstergelerinden biridir.

BRN değerinin 10 ile 45 arasında olduğu durumlarda süper hücre gelişiminin beklenilmesi olağandır. BRN değeri 50'yi aşıyorsa CAPE değeri rüzgar değişim değerine nazaran çok daha fazladır. Bu durumda sadece meydana gelen kararsızlığa bağlı düşey hareketler gelişecektir. Bu düşey hareketleri tetikleyebilecek ve artmasını sağlayacak rüzgar değişim değeri zayıf olacaktır. Bütün bunlara rağmen kuvvetli CAPE etkisinde çok hücreli yapıların oluşması mümkündür. Türkiye'deki

Ravinsonde istasyonları için hesaplanan BRN değerleri aşağıda verilmiştir (Şekil 10). Şekildeki Ravinsonde istasyonları için 1980-2005 yılları arasında yapılan ölçümlere göre hesaplanan uç değerler ve ortalamalar, o bölgelerde türbülans gözlenme limitlerini göstermektedir. Bilindiği gibi dolu yağışının oluşumunun en önemli etkenlerinden biri de kuvvetli türbülanstır.



Şekil 10 : İstasyonlara Göre Bulk Richardson Sayısı (BRN) (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

3.1.2.3. Sarmal Enerji İndeksi (Energy Helicity Index,EHI)

EHI, CAPE ve SRH'ın fonksiyonu olarak geliştirilmiş bir indekstir (Tablo 9). EHI tornado ile süper hücrelerin birbirinden ayrıştırılmasında ve tanınmasında kullanılır. EHI aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanır:

$$EHI = \frac{CAPE * SRH}{1.6 \times 10^5}$$

CAPE: Pozitif Enerji Alanı,

SRH: Storm Relative Helicity.

Tablo 9. EHI Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar

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

3.1.3. Dolu ve Kararsızlık İndeksleri

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 – 2005 periyodunda meydana gelen dolu yağışlarında indeks değerlerinin maksimum, minimum ve ortalama değerleri ile standart sapmaları hesaplanmıştır. Böylece meydana gelen dolu yağışı ile indeks değerleri arasında bağlantı kurulmuş, kritik indeks değerleri ve kritik aralıklar ortaya konulmuştur.

3.1.3.1. Showalter İndeksi (SI, SSI)

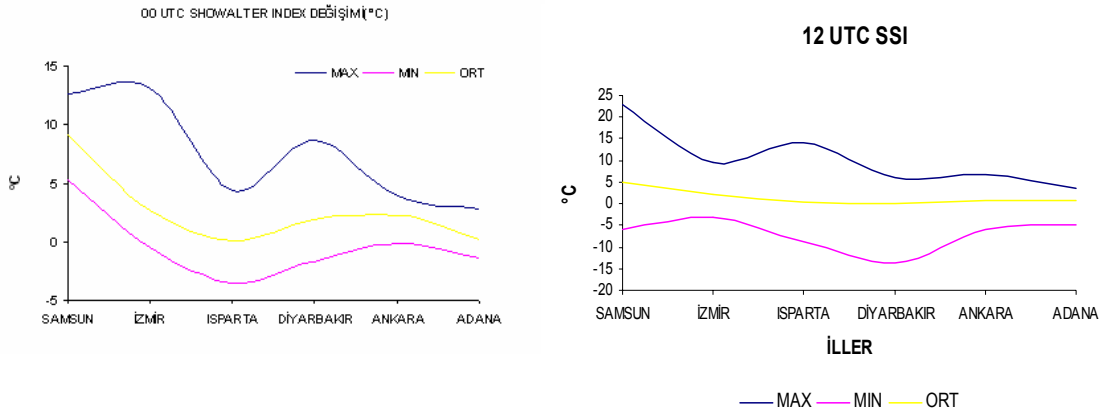
Showalter indeksi, 850 hPa'daki atmosferik sondaj bilgileri hesaba katılmak suretiyle geliştirilmiştir. Showalter İndeksini tespit etmek 500 hPa seviyesindeki parsel sıcaklığı (T_p) 500 hPa'daki çevre hava sıcaklığından çıkarılır (Tablo 10).

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

Tablo 10 : Showalter İndeksinin Sınır Değerleri

SSI	Oraj Durumu
>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

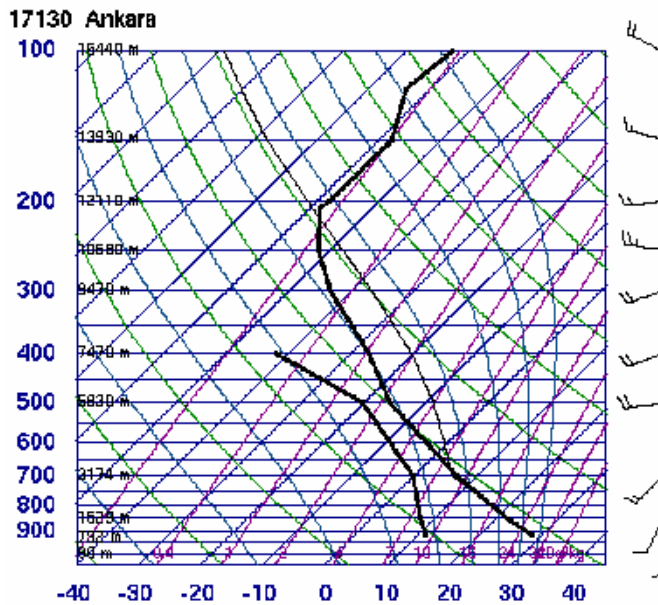
1980 – 2005 yılları arasında yapılan ölçümlere göre, çalışmada kullanılan istasyonların, hesaplanmış SSI değerleri aşağıdaki şekilde verilmiştir (Şekil 11).



Şekil 11 : İstasyonlara Göre Showalter İndeks (SSI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

Yukarıdaki grafikte verilen Showalter İndeks değerleri, o bölgede dolu yağışına neden olabilecek ölçüdeki kararsızlık şiddetini göstermektedir. En yüksek ve en düşük değerlerin arasında kalan bölge kararsızlık yağışlarının beklenmesi gereken değerdir. Örneğin Ankara için en düşük değer -6,7, en yüksek değer ise 6,63 olarak hesaplanmıştır.

Örnek : 10 Mayıs 1997 tarihinde Ankara’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadında Showalter indeksinin hesaplanması.



Şekil 12: 10 Mayıs 1997 tarihinde Ankara’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadına ait diyagram (Kaynak: [http:// weather.uwyo.edu/upperair/](http://weather.uwyo.edu/upperair/))

Yukarıda Şekil 12’de verilen diyagram yardımıyla,

$$850 \text{ hpa sıcaklığı} = 21,8 \text{ }^{\circ}\text{C} = 294,95 \text{ }^{\circ}\text{K}$$

$$850 \text{ hpa ışıba sıcaklığı} = 7,8 \text{ }^{\circ}\text{C} = 280,95 \text{ }^{\circ}\text{K}$$

$$500 \text{ hpa sıcaklığı} = -15,9 \text{ }^{\circ}\text{C} = 257,25 \text{ }^{\circ}\text{K} \text{ bulunur.}$$

Basıncı 690,6009 hpa ve sıcaklığı 4,7999 $^{\circ}\text{C}$ (277,9495 $^{\circ}\text{K}$) olan 850 hpa üzerindeki LCL seviyesinin doymuş buhar basıncı;

$$e_s = 6,11 \times 10^{7,5 \times [4,7999 / (237,3 + 4,7999)]} = 8,605 \text{ hpa}$$

Dikkat edilirse e_s ‘deki sıcaklık değerleri $^{\circ}\text{C}$ ‘dir.

Buradan 8,605 hpa doymuş buhar basıncı olan, 850 hpa üzerindeki LCL seviyesinde doymuş karışma oranı :

$$W = [(8,605 / (690,6009 - 8,605))] = 0,0126 \text{ gr/kg} \text{ bulunur.}$$

Yukarıdaki hesaplamalardan sonra Showalter İndeksini şu şekilde yazabiliriz:

$$\begin{aligned} \text{SSI} = & (257,25 - 277,9499) (690,6009 - 500) [0,1419709 + 20,746475 \times 0,0126 - \\ & ((6672,5713 \times 0,0126) / 277,9499) - 0,000036336427 \times 690,6009] \\ \text{SSI} \approx & - 6,13 \text{ bulunur.} \end{aligned}$$

Bu değer yukarıdaki tablodaki (Tablo 10) sınır değerleri ile karşılaştırıldığında “Çok kararsız hava, çok kuvvetli oraj ihtimali” olduğunu ortaya koymaktadır.

Gerçekten de 10 Mayıs 1997 tarihinde, Ankara’da, 20²⁵ – 20⁵² saatleri arasında kuvvetli orajla birlikte dolu yağışı gözlenmiştir.

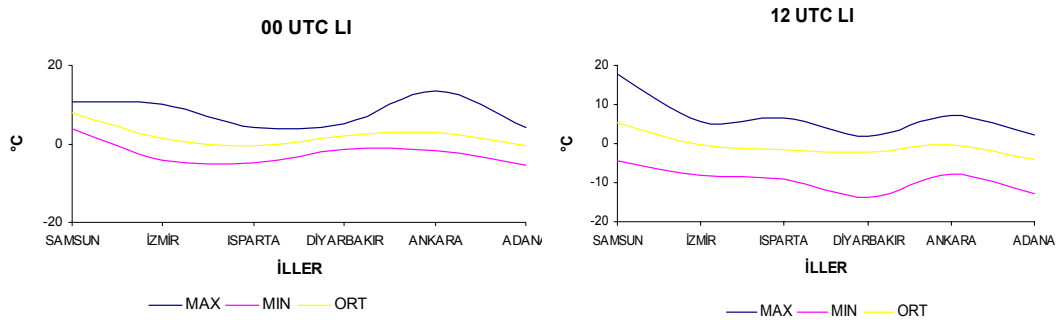
3.1.3.2. Lifted İndeks (LI)

Lifted indeks, Showalter İndeksinin düzeltilmiş halidir. Yani, 850 hPa'dan itibaren herhangi bir adyabatik işlem yapılmaz. Adyabatik işlem yerden itibaren yapılır.

Tablo 11 : Lifted indeks

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

İstasyonlara ait hesaplanmış LI değerleri şekil 13'de verilmiştir. Burada yerden itibaren olan kararsızlığın gözlendiği eşik değerler hesaplanmıştır. Bu değerler yüksek atmosfer klimatolojisinde dolu yağışlarının tespit edilmesinde en önemli parametrelerden biridir.



Şekil 13 : İstasyonlara Göre Lifted İndeks (LI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

3.1.3.3. K İndeksi (KI)

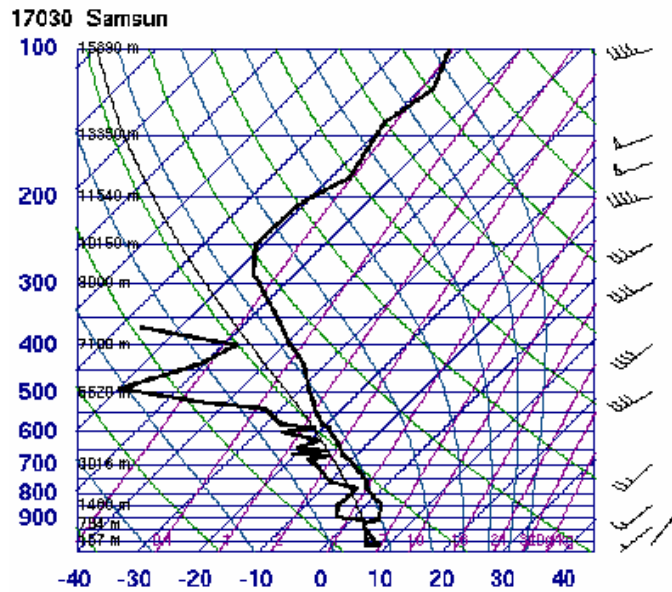
K İndeksi 1980’li yıllarda Hard ve Korotky tarafından geliştirilmiştir. K İndeksi 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa sıcaklık ve nem bilgilerinin bir fonksiyonudur (Tablo 12).

Tablo 12 : K İndeksi

		KI	Oraj Durumu
$KI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{Spreat700})$		0 ile 15	Oraj yok
T_{850}	: 850 hPa’ın sıcaklığı	18 ile 19	% 20 İhtimal
T_{500}	: 500 hPa’ın sıcaklığı	20 ile 25	% 35 İhtimal
T_{d850}	: 850 hPa’ın ışba sıcaklığı	26 ile 29	% 50 İhtimal
$T_{Spreat700}$	: 700 hPa’ın sprete değeri ($T_{700} - T_{d700}$)	30 ile 35	% 85 İhtimal
		>36	% 100 İhtimal

Örnek : 15 Şubat 1999 tarihinde Samsun’da yapılan 12 UTC Temp rasadında

K indeksinin hesaplanması:



Şekil 14 :15 Şubat 1999 tarihinde Samsun’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadına ait diyagram (Kaynak: [http:// weather.uwyo.edu/upperair/](http://weather.uwyo.edu/upperair/))

Şekil 14’de verilen diyagramdan;

$$T_{850} = 2,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{500} = -27,9 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$Td_{850} = -4,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{\text{spread}700} = (= T_{700} - Td_{700}) = [-8,9 - (-14,9)] = 6,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Buradan:

$$K = (2,4 + 27,9) + (-4,6 - 6,0) = 19,7 \text{ bulunur.}$$

KI tablosuna göre bu istasyonda % 20 ihtimalle bir oraj hadisesi olacağı tahmin edilebilir. Nitekim bu tarihte o yörede oraj meydana gelmiş ve saat 14¹⁰-14¹¹ arasında oldukça kısa süreli bir dolu yağışı gözlenmiştir.

3.1.3.4. Total Totals İndeksi (TT)

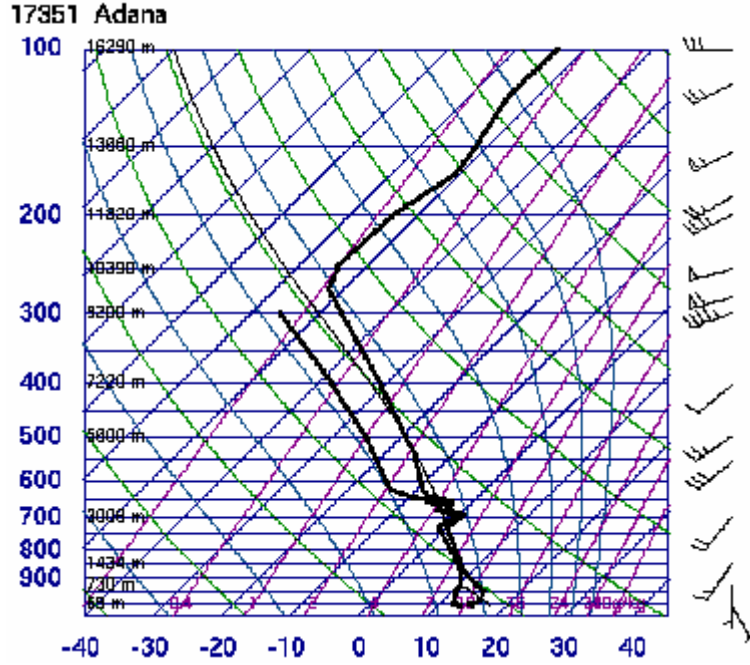
Total Totals İndeks, sürtünme tabakası ve orta troposfer arasındaki kararlılığın ve yere yakın seviyelerdeki nemliliğin bir ölçüsüdür (Tablo 13).

Tablo 13 : TT İndeksi

TT Değeri	Analizi
<43	Oraj ihtimali Zayıf
44-45	Oraj başlama sınırı tek hücreli oraj yapıları gözlenir
46-47	Orajın yayılmaya başlaması , çok hücreli oraj gözlenir
48-49	Yayılmış orajla birlikte şiddetli oraj ve tornado sınırı
50-51	Şiddetli yayılmış oraj orta şiddette tornado
52-55	Yayılmış tornado şiddetli oraj ve çok hücreli oraj yapıları , superceller
>56	Çok Büyük tornadolar

Örnek : 11 Mayıs 2004 tarihinde Adana’’da yapılan 12 UTC Temp rasadında

TT indeksinin hesaplanması:



Şekil 15 :11 Mayıs 2001 tarihinde Adana’da yapılan 12 UTC radiosonde rasadına ait diyagram (Kaynak: [http:// weather.uwyo.edu/upperair/](http://weather.uwyo.edu/upperair/))

Yukarıdaki diyagramda (Şekil 15);

$$T_{850} = 7,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{500} = -19,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$Td_{850} = 7,0 \text{ }^{\circ}\text{C' dir.}$$

Buradan;

$$VT = 7,4 - (-19,3) = 26,7$$

$$CT = 7,0 - (-19,3) = 26,3$$

$$TT = VT + CT = 53 \text{ elde edilir.}$$

Tablodaki sınır değerlerine göre bu bölgede kuvvetli oraj ve süperhücre oluşumu vardır.

Aynı tarihteki meteorolojik kayıtlar incelendiğinde de 13¹⁰-13¹⁵ arası hafif şekilde başlayan dolu yağışının 13¹⁵-13²⁰ saatleri arasında kuvvetlenerek devam ettiği gözlenmiştir.

3.1.3.5. KO İndeks

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 sıcaklık nemli havadaki yoğunlaşma durumunda ortaya çıkan gizli ısıнын bir ölçüsüdür.

3.1.3.6. SWEAT İndeks (Şiddetli Hava Olayları İndeksi, Severe Weather Threat Index)

SWEAT İndeks meydana gelebilecek şiddetli hava olaylarını değerlendirmek ve tespit etmek amacıyla geliştirilmiştir. SWEAT İndeks aşağı seviyelere ait nemlilik, kararsızlık, alt ve orta troposfer rüzgar hızı, alt ve orta troposfer adveksiyon durumu gibi pek çok parametrenin birleşiminden meydana gelmiştir. Bu yüzden kinematik ve termodinamik özellikleri olan bir indekstir (Tablo 14).

Tablo 14 : SWEAT İndeks

SWEAT değeri	Analizi
< 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....

3.1.4. Dolu Yağışına Etki Eden Diğer Meteorolojik Parametreler

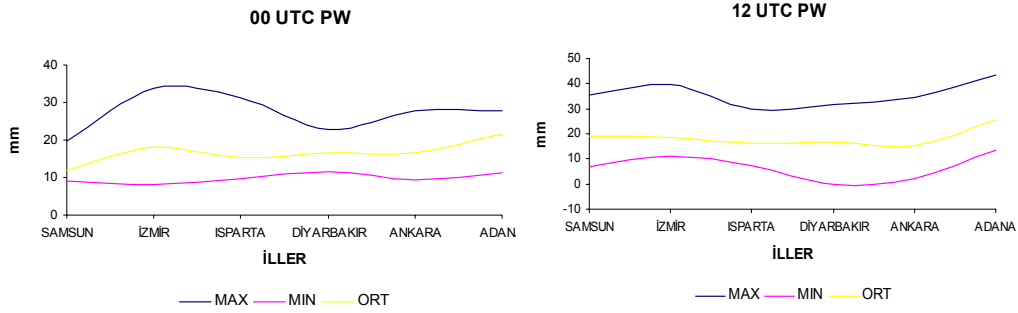
Dolu yağışına etki eden pek çok ana meteorolojik parametrenin yanında bazı yan faktörler de etkili olabilmektedir. Bu parametreler, nemlilik, alt ve orta troposfere ait ortalama sıcaklık gradyanı (850 ve 600 hPa), yağışa geçebilir su buharı miktarı (precipitable water) ve tabaka kalınlığıdır (1000 ve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

3.1.4.1. Yer ile 700 hPa Arasındaki Ortalama Nemlilik ve Yağışa Geçebilir Su Miktarı (PW)

Dolu bakımından nemliliğin değerlendirmesi yağmur ve sağanağa göre çok az farklılık 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 durumlarda nemlilik belirli tabakalarda birikmeyecektir. Kuvvetli CAPE değerinden dolayı nem LFC ve EL seviyeleri arasında düzgün bir 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 kullanılan istasyonlara ait 00 UTC ve 12 UTC rasatları için hesaplanan PW değerleri şekil 16'da verilmiştir. Bu değerler, o bölgede yağışın oluşabilmesi için gerekli olan su buharı miktarını göstermektedir.



Şekil 16 : İstasyonlara Göre PW Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

3.1.4.2. 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 yada 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 sık 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.

3.1.4.3. 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 ($dp = - \rho g dZ$) gereğince bir seviyeye soğuk adveksiyon olduğu zaman tabaka kalınlığı azalır. Aksine, sıcak adveksiyon olduğu zaman tabaka kalınlığı artar.

3.2 Radar Parametreleri ve Dolu Yağışı İlişkisi

Radarlar ilk kez 1950’li yıllarda meteorolojide kullanılmaya başlanmıştır. 1970’li yıllardan itibaren Doppler radar teknolojisine geçilerek radarlardan dijital formda bilgiler alınmaya başlanmıştır.

Meteoroloji alanında radarların kullanılmasıyla özellikle şiddetli yağışlar, dolu, tornado, taşkın ve selleri önceden belirleyebilmek mümkün olmuştur. Aktif bir uzaktan algılama sistemidir. Diğer bir deyişle radarlar, aktif radyometrik sistemlere sahiptir.

Çalışma prensibi, radardan gönderilen bir elektromanyetik sinyalin hedefe çarparak geri gelmesi esasına dayanır.

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 yapılabilir. Bu tahminin temelini radar tarafından tespit edilen bazı parametreler üzerine kurulmuş olan dolu belirleme algoritmaları (Hail Detection Algorithm, HDA) oluşturmaktadır.

Bir bölge için, radar yardımıyla, 12 saatten daha uzun periyotlarda dolu tahmini yapabilmek pek olanaklı 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.

Radarlarda kullanılan dual polarizasyon (elektromanyetik dalganın yatay ve dikey doğrultuda gönderilebilmesi) tekniği orajlarda dolunun var olup olmadığının tespitinde geniş ölçüde kolaylık sağlamıştır (Al-Jumily ve arkadaşları, 1991). Küresel özelliğe sahip yağmur damlası ve dolu tanesinin ayırt edilmesinde bu özelliklerden yararlanılmaktadır. Diferansiyel reflektivite dual polarizasyon özelliğine sahip radarlardan elde edilebilen bir parametredir. Diferansiyel reflektivite aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanabilir:

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

Z_{DR} : Diferansiyel reflektivite (dB).

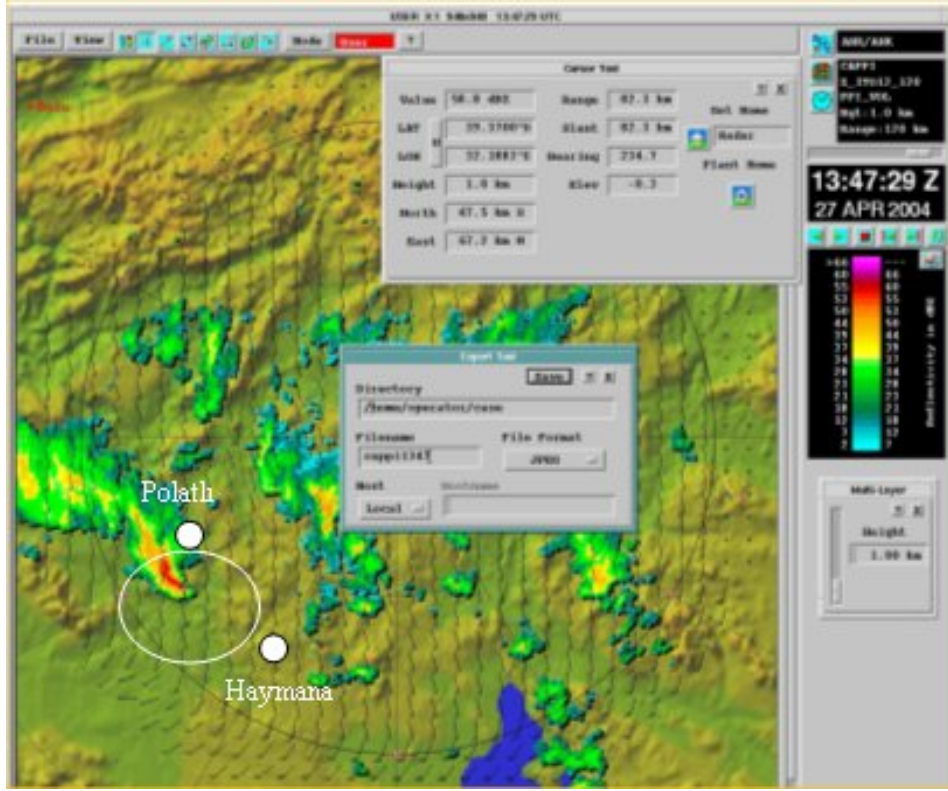
Z_H : Yatay polarizasyonda elde edilen reflektivite.

Z_V : Düşey polarizasyonda elde edilen reflektivite.

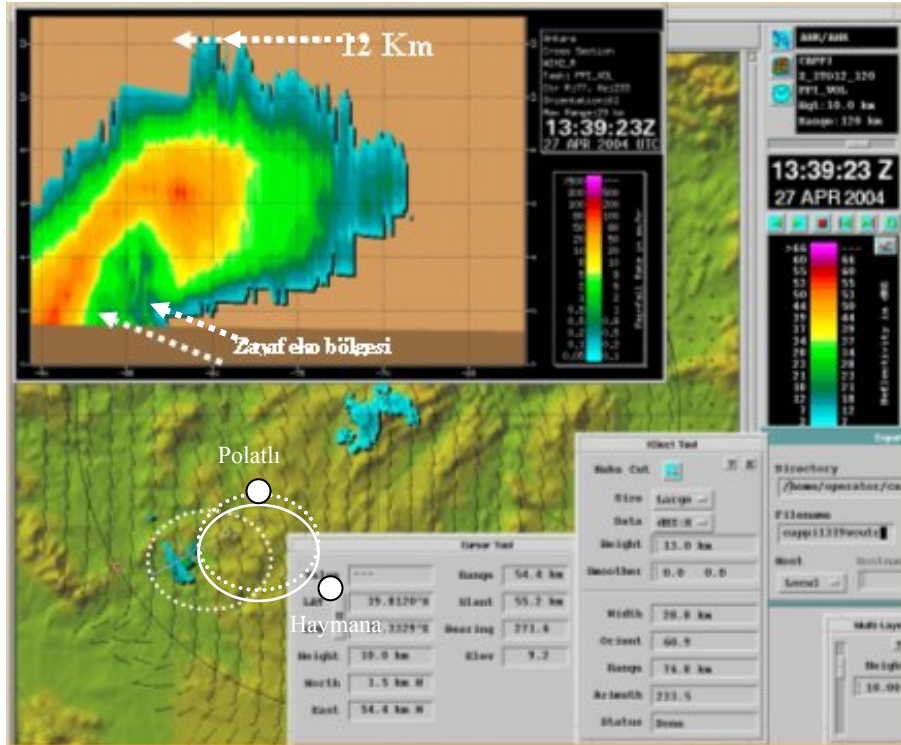
Sağanak yağışlarda Z_{DR} değeri daima pozitifdir ve 0 ile 4 dB aralığında değişir. Bununla birlikte dolu fırtınası durumlarında Z_{DR} değeri 0 dB'e olur, Z_H ise sağanak yağışa oranla daha büyük değer alır. Colorado'daki önemli bir dolu fırtınası çalışmasında Aydın ve arkadaşları 1986 yılında Z_H ve Z_V değerlerini kullanarak dolu sinyali (hail signal, H_{DR}) değerini türetmişlerdir. Bu değer günümüzde dual polarizasyonlu radarlarda dolu tahmin çalışmalarında kullanılmaktadır.

Alberta bölgesinde Kochtubajda ve Gibson'un 1992 yılında yaptıkları çalışmalarda ortalama deniz seviyesinden itibaren 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 değerler olarak belirlenmiştir.

Şekil 17'de 27 Nisan 2004 tarihinde 13.47 GMT de Haymana ile Polatlı arasında meydana gelen bir supercell hücreye ait 58.8 dBZ değerinde bir eko ve Şekil 18'de bu ekonun dikey gelişimi görülmektedir.

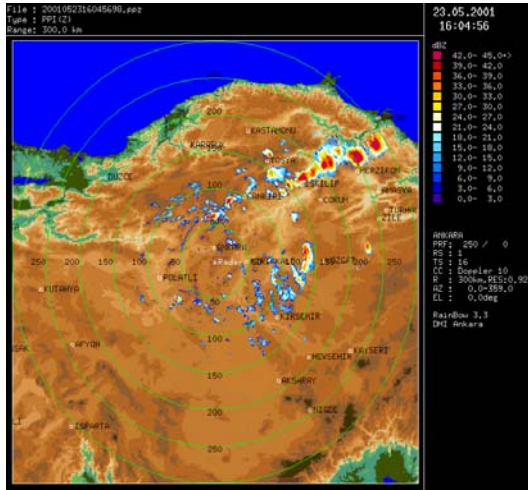


Şekil 17: 27.04.2004 tarihinde Ankara'nın güneybatısında gelişen 58.8 dBZ değerinde ekoya sahip kuvvetli bir süpercell oraj kütesinin görünümü

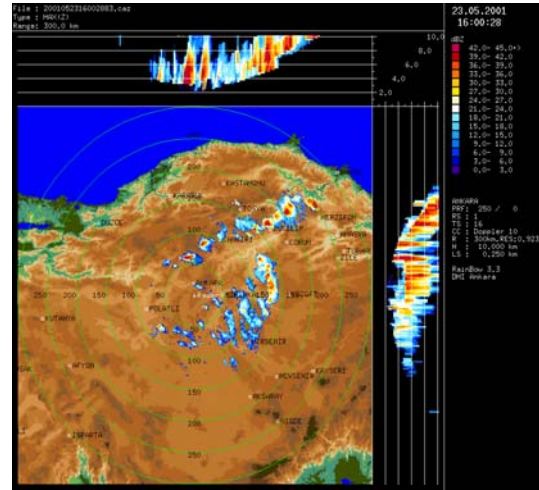


Şekil 18: 27.04.2004 tarihinde Ankara'nın güneybatısında gelişen süpercell oraj kütesinin dikey kesiti

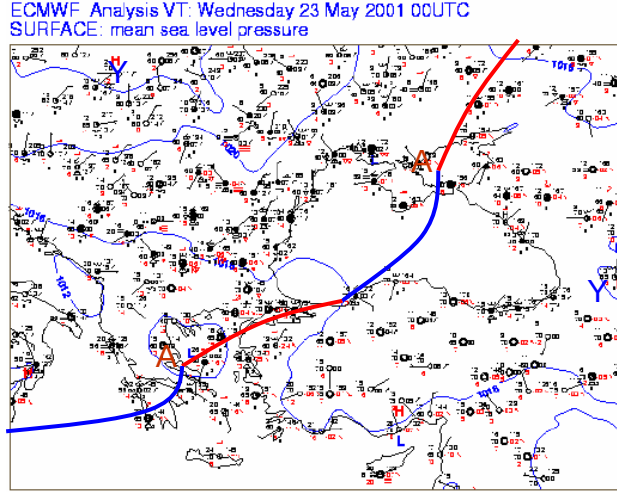
Şekil 19(a)'da ve Şekil 19(b) de , 23 Mayıs 2001'de, Türkiye'nin kuzey bölgesinde, doğuya doğru hareket eden bir oraj hattı radar ile görüntülenmiştir. Harita 1'de ise yer kartı analizinde, alçak basınç ve buna bağlı cephe sisteminin Türkiye'yi etkilediği görülmektedir. Ayrıca kuzeybatıda bulunan yüksek basınç sistemi de özellikle Karadeniz'den Türkiye'ye doğru nem taşımaktadır. Kararsızlık analizinde, 12 saat öncesine göre kararsızlıkta gözle görülür belirgin bir artış olduğu belirlenmiştir. Kararsızlık indeksleri orta ve kuvvetli derecede kararsızlığa işaret etmiştir. Olay yerinde oldukça nemli ve kararsız bir hava olduğu görülmektedir ki, bu durumda olay yerinde yağışın olması kaçınılmazdır. Nitekim oraj hattı belirgin bir hat boyunca doğuya doğru hareket ederek bir kaç saat etkisini sürdürmüştür. Şekil 19(a)'daki radar görüntüsünde, 40 dBZ üzerindeki reflektiviteye sahip fırtına hücreleri, izlediği hat boyunca sağanak yağmurla birlikte bir çok noktada değişik zamanlarda dolu yağışına neden olmuştur.



Şekil 19(a): Elmadag Radarında Oraj Hattı
(PPI Reflektivite)



Şekil 19(b): Elmadag Radarında Oraj Hattı
(MAX Reflektivite)



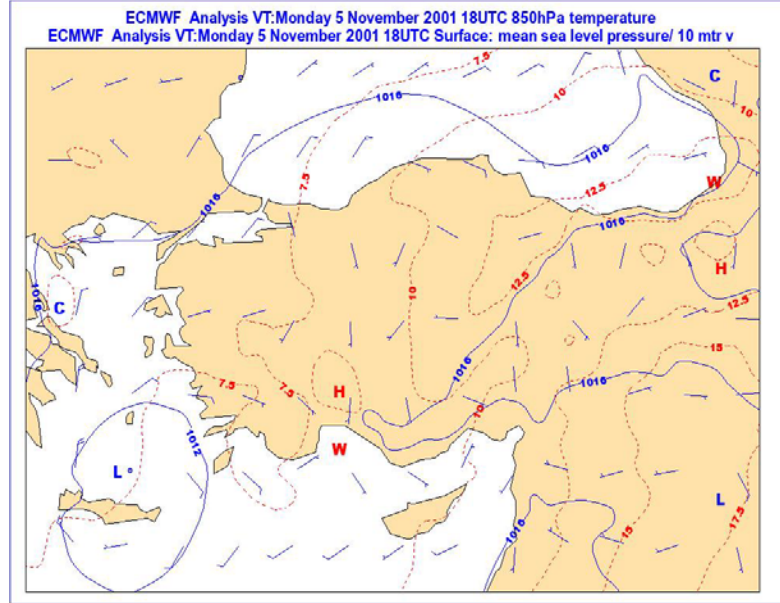
Harita 1: 23 Mayıs 2001 tarihli 00UTC Yer Kartı

05 Kasım 2001 de Ankara’da meydana gelen dolu olayının analizi:

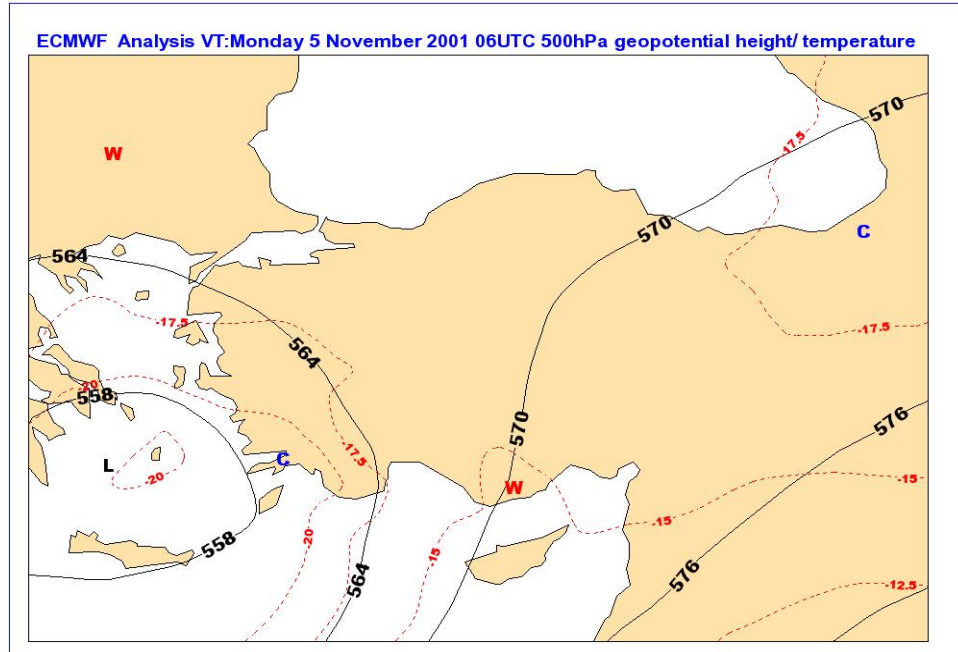
Güney Ege üzerinde bulunan 1008 mb değerindeki alçak basınç merkezi, soğuk cephesiyle birlikte kuzey doğuya doğru hareket etmiştir. Yer seviyesindeki bu sistem üst seviyelerdeki soğuk hava ile beslenmiştir (Harita 2). 500 mb’da 564 dam. lik alçak merkez ve -20°C ’lik soğuk damla vardır (Harita 3). Gece yarısından sonra Türkiye’ye giriş yapan bu alçak basınç merkezi yavaş ilerliyor (Akdeniz üzerinden gelen bu sistem deniz etkisiyle yeterli neme sahip olacaktır). Sistemin yavaş ilerlemesi, olayın olduğu Ankara ve civarında oraj oluşumu için yeterli sıcaklık gradyanının oluşmasını sağlıyor.

Ayrıca, olay, havanın maksimum sıcaklığa ulaştığı saatlerde oluştuğundan, bu etki olayın şiddetini artırıyor. Cephenin Ankara’ya varış zamanı ile maksimum sıcaklığın oluştuğu saat birbirine yakındır. Sıcaklık iki gün öncesine göre, iki katı değere ulaşıyor (3.11.2001’de 9.3°C , 5.11.2001’de 18.2°C). Eğer bu sistem sabah saatlerinde yada öğleden önce Ankara’ya ulaşmış olsaydı dolu yada oraj meydana

gelmeyebilir ve sadece sağanak yağış ile geçebilirdi. Soğuk cephenin özelliği, sağanak ve oraj şeklinde, yağışlar yapmasıdır. Yağış öncesi güney ve güneybatı yönlerden esen rüzgar, cephe geçişiyle birlikte batı ve kuzeybatı yönlerden eser.

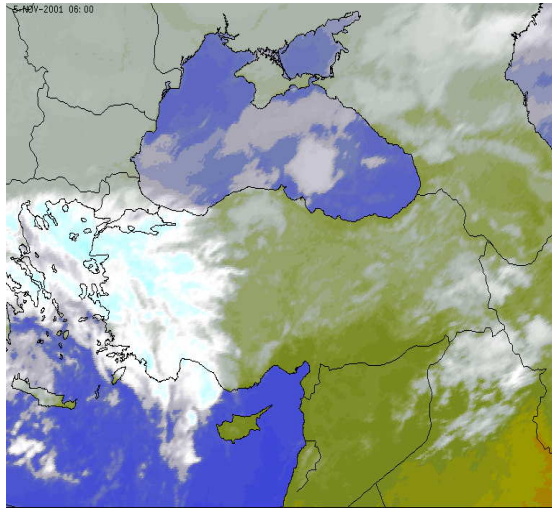


Harita 2 : 5 Kasım 2001 18 UTC Ortalama Deniz Seviyesi Basıncı (Kaynak, DMİ)

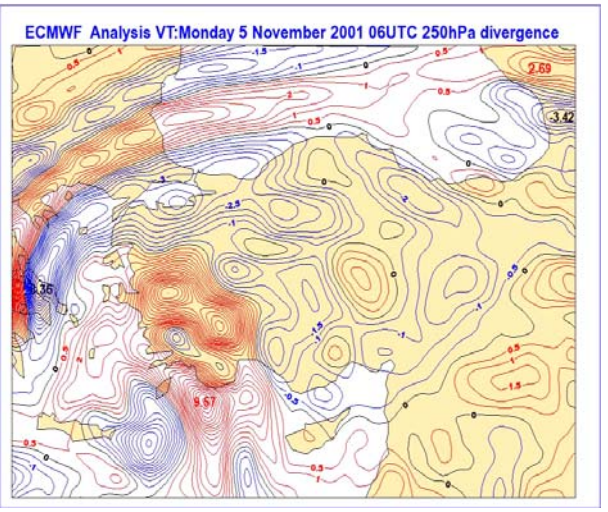


Harita 3 : 5 Kasım 2001 06 UTC 500 HPa Yükseklik ve Sıcaklığı (Kaynak :DMİ)

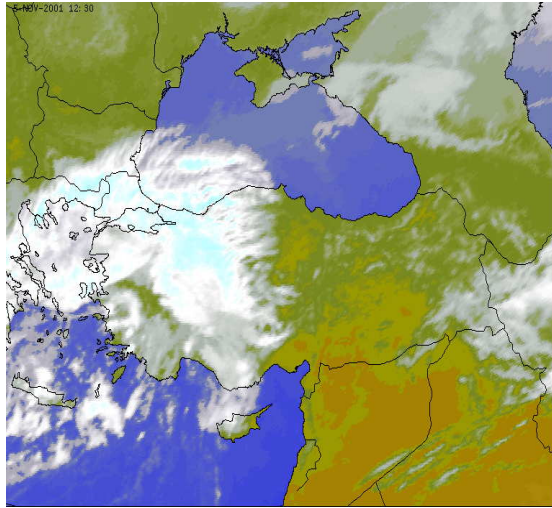
250 mb diverjans kartında, uydu resimlerinde bulutluluk görülen yerlerde, kuvvetli diverjans vardır (Şekil 20). Diverjansın 250 mb seviyesinde kuvvetli olduğu yerde, yer seviyesinde kuvvetli konverjans olmalıdır. Şekil 21’deki uydu fotoğrafları ve harita 5’deki Diverjans analizinde bu durum açık olarak gözlenmektedir.



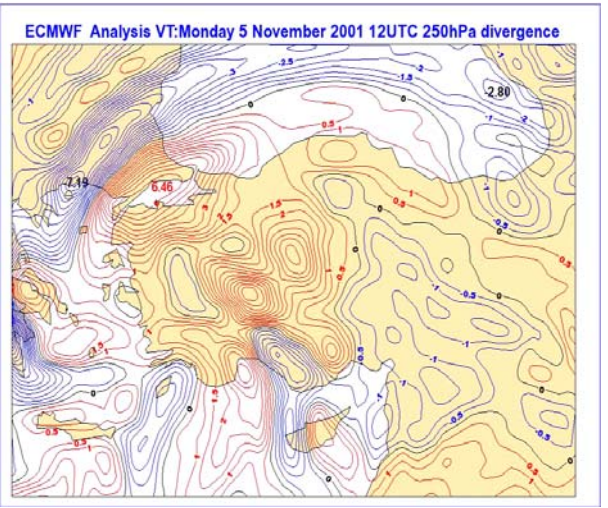
Şekil 20: 5 Kasım 2001 06 UTC Uydu Fotoğrafi



Harita 4: 5 Kasım 2001 06UTC Diverjans Kartı



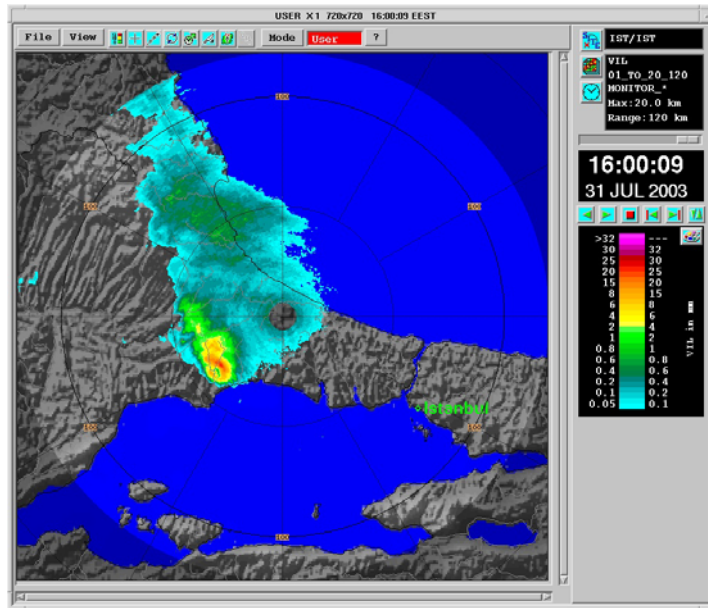
Şekil 21: 5 Kasım 2001 12 UTC Uydu Fotoğrafi



Harita 5: 5 Kasım 2001 12UTC Diverjans Kartı

3.2.1. VIL (Düşey Entegre Sıvı Miktarı)

VIL ilk defa bir analiz metodu olarak Greene ve Clark tarafından 1972 yılında tanımlanmıştır. VIL değerinin şiddetli 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 değerinin şiddetli orajlarla ve dolu yağışı ile yakından ilişkisi vardır. Stratiform (tabakalı) yapılarda VIL değeri nadiren 10 kg/m²'yi geçer. Bununla birlikte, oraj durumunda, VIL değerinin söz konusu değerden çok daha yüksek olduğu gözlemlenmiştir. Literatürde VIL değerinin dolu ihbarı için bir eşik veya sınır değeri yoktur. Bunun yerine VIL değerindeki kritik artışların ve bu artışların düzenli bir şekilde devam etmesinin tahmini dolu analizinde oldukça önemlidir. Ayrıca VIL değerleri 400 hPa ve 500 hPa sıcaklık değerleriyle karşılaştırılarak oraj ve dolu tahmini yapılabilmektedir. Şekil 22'de, VIL görüntüsünden bir örnek verilmiştir.



Şekil 22: Örnek VIL görüntüsü.

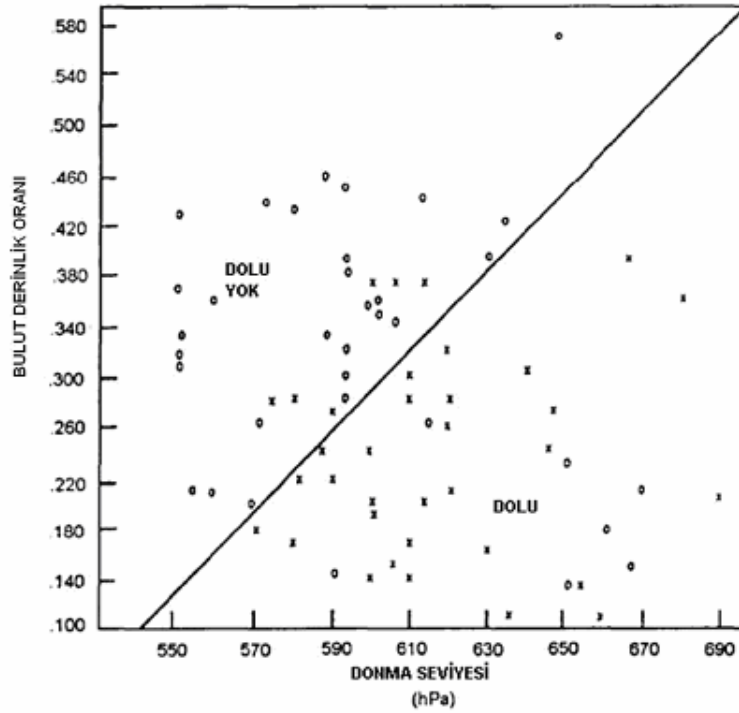
3.3. Dolu Tahmininde Kullanılan Sayısal Yöntemler

3.3.1. Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi

Bu yöntem dolu tahmininde kullanılan objektif yöntemlerden biridir. Yöntemde, donma seviyesi ve bulut kalınlığı kullanılmaktadır. Bu parametreler bulunduktan sonra aşağıdaki formül (Cloud Depth Ratio- Bulut Kalınlık Oranı, BKO) uygulanmaktadır:

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

BKO bulunduktan sonra Şekil 23'deki grafik kullanılarak dolu yağışının olup olmadığı tespit edilmektedir. Amerika'nın Midwestern bölgesi için yapılan çalışmada başarı % 83'tür.

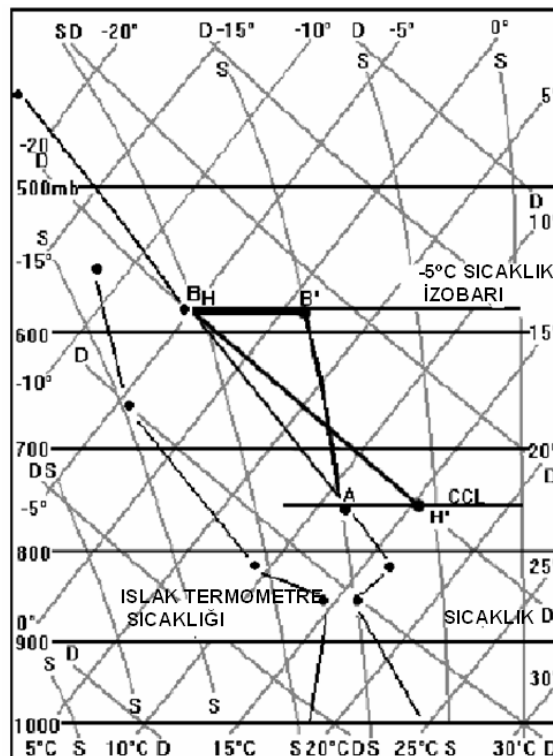


Şekil 23. Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi Diyagramı

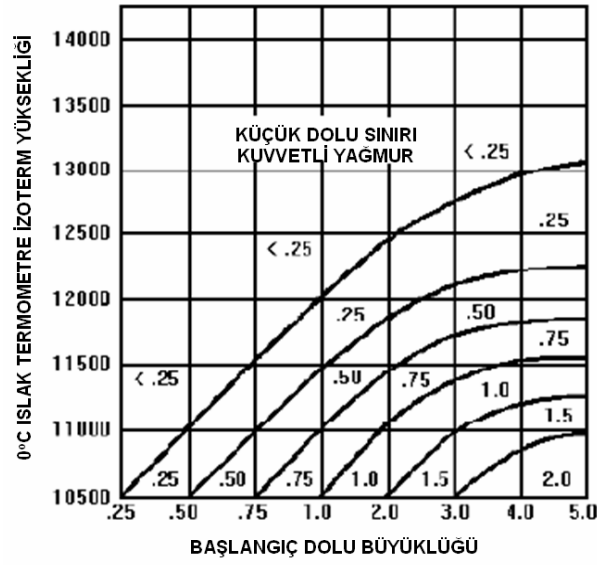
3.3.2. Fawbush – Miller Dolu Çapı Tahmin Yöntemi

Dolu çapının tahmin edilmesi ile ilgili ilk ciddi çalışma 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 ön plana çıkar. İşte bu yöntem bu aşamada uygulanır. Günümüzde dolu etkinliğinin belirlenmesi için Fawbush – Miller Yöntemi sayısal modellere adapte edilerek kullanılmaktadır.

WBZ seviyesinin yüksekliği 10500 feet'den daha yüksek ise bu durumda düzeltilmemiş dolu çapının değeri Şekil 25'deki grafik kullanılarak düzeltilmelidir. Böylece nihai dolu çapı belirlenmiş olur. WBZ değeri 10500 feet'den daha düşük ise düzeltilmemiş dolu çapının değeri nihai dolu çapı değeridir (Şekil 24).



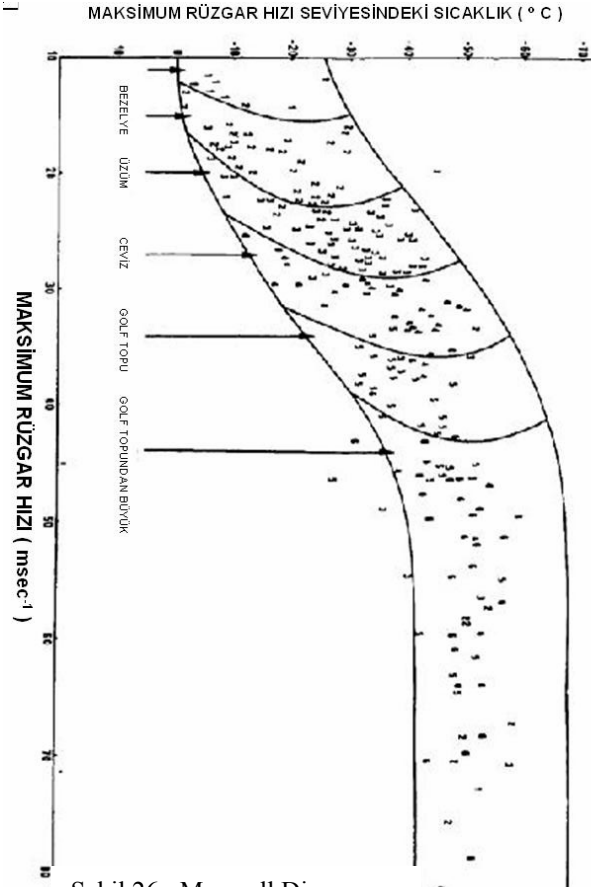
Şekil 24. Dolu Çapının Tespiti İçin Ön İşlemler (SkewT, LogP Diyagramı).



Şekil 25: Dolu Çapını Düzeltme Grafiği (WBZ'nin 10500 feet'in üzerinde olduğu durumlarda kullanılır).

3.3.3. Maxwell Diyagramı

Maxwell (1974) dolu çapının tespit edilmesi ile ilgili Şekil 26'daki diyagramı geliştirmiştir.



Şekil 26: Maxwell Diyagramı.

Şekil 26'dan görülebileceği gibi Maxwell diyagramı iki temel bileşenden oluşmaktadır. Yatay eksendeki parametre yukarı doğru olan maksimum düşey hızdır (maximum velocity, m/s). Düşey eksendeki parametre ise yukarı doğru maksimum düşey hızın gerçekleştiği seviyedeki sıcaklıktır ($^{\circ}\text{C}$).

Diyagramda düşey hız ve sıcaklık durumlarındaki dolu çapı çeşitli nesnelere benzetilerek verilmiştir (Tablo 15).

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

Tablo 15. Maxwel Diyagramındaki Dolu Çapının Sayısal Değerleri

Sınıf	Aralık (cm)	Temsil ettiği çap (cm)
Yok	[0,0 : 0,1)	0,0
Parçacık	[0,1 : 0,4)	0,2
Bezelye tanesi büyüklüğü	[0,4 : 1,3)	0,8
Üzüm tanesi büyüklüğü	[1,3 : 2,1)	1,7
Ceviz büyüklüğü	[2,1 : 3,3)	2,7
Golf topu	[3,3 : 5,3)	4,3
> Golf topu	$\geq 5,3$	6,4

3.3.4. Enerji ve Rüzgar Kayması (Wind Shear) İndeksi (Energy Shear Index, ESI)

Chisholm ve Renick 1972 yılında yaptıkları çalışmada yer seviyesinden itibaren 6 km'ye kadar olan mesafedeki düşey rüzgar değişiminin süper hücre ve oraj oluşumundaki etkisinin oldukça fazla olduğunu tespit etmişlerdir. Yine bu tabakada var olan rüzgar değişiminin oraj ve süper hücrenin etkinliğinin artmasına neden olduğu sonucuna varmışlardır. Gelişmiş süper hücre ve oraj durumlarında dolu oluşumunun meydana gelmesi kaçınılmazdır. CAPE ve rüzgar değişim etkisi birbiriyle etkileşimli olarak fırtınanın şiddetini ve etkinliğini belirlemektedir. Bu

yüzden Enerji ve Rüzgar Kayması İndeksi (ESI), CAPE ve rüzgar değişim parametrelerine göre hesaplanmıştır. ESI'nın birimi m^2s^{-3} 'tür.

ESI ve fırtına tipinin sınıflandırması Tablo 16'da görülmektedir.

Tablo 16. ESI ve Fırtına Tipinin Sınıflandırılması

Fırtına Tipi	ESI aralığı	Açıklama
0	[0 : 1]	Gelişen kümülüs veya Zayıf Hava Kütlesi Orajları
I	(1 : 3]	Hava Kütlesi veya Çok Hücreli Orajlar
II	(3 : 5]	Kuvvetli Çok Hücreli Orajlar
III	> 5	Süper Hücreli Orajlar

ESI ve dolu ilişkisi 1983 ve 1985 yılları arasında, Kanada'nın Alberta Bölgesi İçin araştırılmış ve aşağıdaki Tablo 17'deki sonuçlara varılmıştır.

Tablo 17. ESI ve Dolu İlişkisi

Gün	İstatistikler	1983	1984	1985
Kuvvetli Dolu	Ortalama ESI	4.6	4.8	3.2
	Std. Sapma	1.4	1.9	2.1
	Maksimum ESI	6.8	7.1	5.7
	Minimum ESI	3.0	2.3	1.2
Kuvvetli Olmayan Dolu	Ortalama ESI	1.3	2.6	1.9
	Std. Sapma	1.9	1.4	1.0
	Maksimum ESI	8.4	4.7	3.5
	Minimum ESI	0.4	0.0	0.0
Dolu Yok	Ortalama ESI	0.7	0.8	0.9
	Std. Sapma	0.8	0.7	0.7
	Maksimum ESI	2.8	2.3	3.3
	Minimum ESI	0.0	0.0	0.0

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞINA NEDEN OLAN FAKTÖRLER

4.1. Coğrafi Faktörler

4.1.1. Yükseklik ve Seviye Farklılıkları

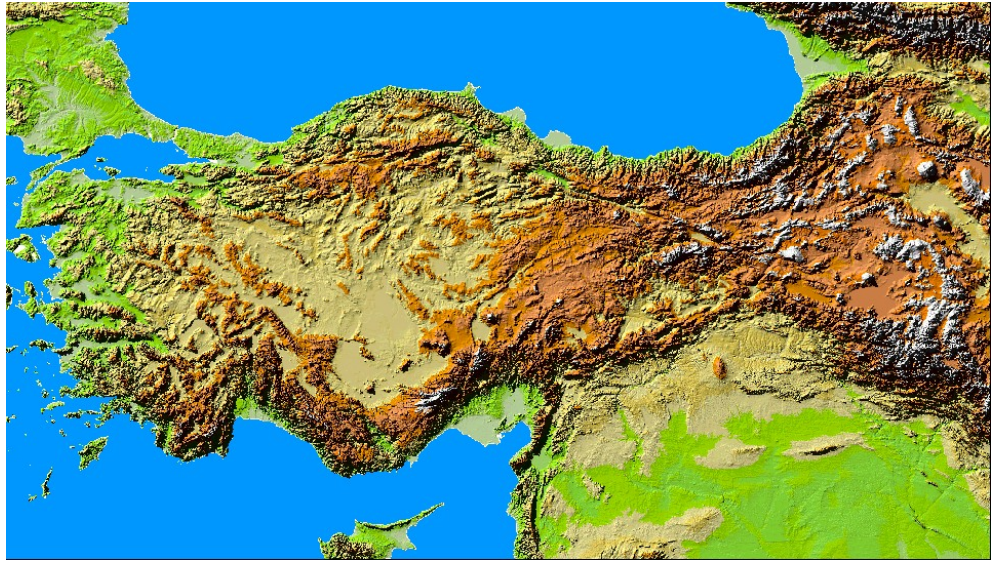
Türkiye ortalama yüksekliği 1100 m civarında olan bir ülkedir. Özellikle doğuda ortalama yükseklik 2000 metre civarındadır (Erinç,1984). Diğer yandan sadece bölgeler arasında değil, kısa mesafeler içinde dahi büyük seviye farklılıklarının olması Türkiye için karakteristik bir özelliktir. Nitekim, Batı Anadolu'da 200-250 m'ye kadar çıkan tektonik kökenli ovalar, İç Anadolu'da 850-1000 m arasında, Doğu Anadolu'da ise 1250-2000 m arasında uzanmaktadır (Erzurum Ovası 2000 m, Muş Ovası 1250 m). Kuzey ve güneydeki kıyı bölgelerimizde birden bire yükselen dağlarımız 2500 hatta 3000 m 'nin üzerine kadar çıkmaktadır. Orta Anadolu'da dağlar, 1000 m civarında başlamakta 2000 m'nin üzerine kadar yükselmektedir.

Bu özellikler iklim bakımından değişik şekillerde kendini gösterir. Yükseklik ve büyük seviye farklılıkları özellikle sıcaklık ve yağış üzerinde önemli rol oynar. Bundan dolayı kısa mesafelerde iklimde değişiklikler görülür.

4.1.2. Orografik Etkiler

Türkiye batı-doğu yönlü dağlarla çevrilidir ve bu sıradağlar özellikle kuzey ve güneyde hava kütlelerinin iç kısımlara sokulmasını güçleştiren, kıyılarla iç kısımlar arasındaki nemlilik, bulutluluk ve termik farklılıkları kuvvetlendiren birer

set halinde yükselirler (Harita 6). Ancak, dağların kıyı çizgisine dik bir şekilde uzandığı Batı Anadolu’da, deniz etkisinin iç kesimlere kadar sokulmasına olanak sağlayan alçak ve uzun depresyonlar bulunmaktadır. Kuzeybatı Anadolu’da, boğazlar ve Marmara Bölgesi ise, alçak reliefi ile Karadeniz, Ege ve Akdeniz arasında adeta bir koridor teşkil eder. Bütün bu karakterler Türkiye’de planetar şartlara bağlı makroklima özelliklerinde önemli değişikliklerin meydana gelmesine yol açarlar.



Harita 6 : Türkiye’nin Topografya Haritası (Kaynak: www.dmi.gov.tr ; 2007)

4.1.3. Kontinentalite (Karasallık) Derecesi ve Kara-Deniz Dağılışı

Ülkemizin coğrafi karakterleri ile ilgili olan ve bölgesel iklim tiplerinin meydana gelmesine yol açan etkenlerden biri de, kara ve deniz dağılışı ile kontinentalite (karasallık) derecesidir. Anadolu, üç tarafı denizlerle çevrili olmasına rağmen, doğuda Asya’nın gövdesine geniş bir şekilde bağlanan kütleli bir kara parçasıdır ve bu yüzden yüksek bir karasallık derecesine sahiptir. Daha küçük olmakla birlikte bu etkileri Trakya merkezinde de görmek mümkündür.

Türkiye’de sıcaklık dağılışı, yıllık fark, yağış rejimi gibi iklim parametrelerinin coğrafi dağılışı ile karasallık derecesi arasında dikkat çekici bir benzerlik vardır. İç kısımlarda karasallığın büyük bir değer kazanması, her türlü yaşamsal faaliyet, özellikle tarımın üst sınırı bakımından büyük öneme sahiptir. Bu sayede yazın iç kısımlar daha fazla ısınabilir ve yüksekliğin neden olduğu olumsuz termik etkiler ortadan kalkmış olur. Böylece, daha denizsel olan Batı Anadolu’da yerleşme, orman üst sınırı ve tarımsal faaliyetler 2000 metreyi aşmadığı halde, Doğu Anadolu’da yerleşim ve tarım üst sınırı yer yer 2500 metreden daha yüksek seviyelere çıkabilmektedir. Yüksek kenar dağların kuzeyde ve güneyde kıyıların hemen gerisinde başlamaları, derin ve sıcak su kütlesi olmalarına rağmen Karadeniz’in ve Akdeniz’in termik etkilerinin ancak çok dar kıyı şeridinde kendini göstermesine yol açar. Bu etkiler, kış mevsiminde kendini daha çok hissettirir ve bu sırada ılıman termik koşullara sahip dar kıyı şeridi ile, çok düşük sıcaklıklar altında bulunan geniş iç kısımlar arasında büyük bir zıtlık meydana gelir. Karasallığın ve denizelliğin çok etkili olduğu kış mevsimi, Türkiye’de gerçekten farklı iklim bölgelerinin ve bölgesel iklim tiplerinin ortaya çıktığı dönemdir.

Yaz mevsiminde Türkiye, şiddetli karasallığın etkisi altında fazla ısınır ve bunun sonucu olarak bölgeler arasında termik bakımdan mevcut farklılıklar azalır. Bir başka ifadeyle, kış aylarında Türkiye’nin farklı bölgelerinde farklı iklim tipleri meydana geldiği halde, yaz aylarında Doğu Karadeniz ve civarı dışında neredeyse tüm ülkede tek bir makroklima tipi, yani Akdeniz iklimi hüküm sürer. Bu özellik, her şeyden önce, karasallık ve denizelliğin mevsimlere göre değişen etkisi ile açıklanabilir.

4.1.3.1. Sıcaklık ve Yağış Karasallığı

Sıcaklık ve yağış elemanları Daget'in (1968) karasallık formülü (Akman,1990) kullanılarak karasallık açısından değerlendirilmiştir. Sıcaklık karasallığı, K' ;

$$K' = 1,7 (A/\sin (\varphi + 10 + 9h) - 14$$

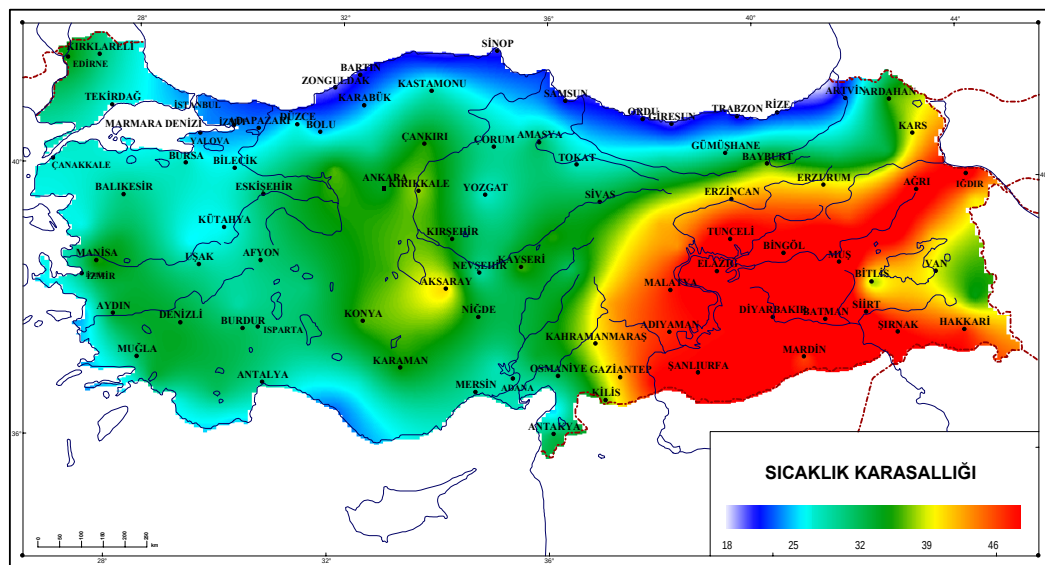
formülü ile hesaplanır. Burada :

A = Yıllık ortalama sıcaklık farkı,

$$\varphi = \text{Enlem (derece olarak)},$$

h = Yükseklik (kilometre olarak) tir.

Teorik olarak sıcaklık karasallığının değeri 0 ile 100 arasında değişir ve % olarak ifade edilir (Harita 7). K' değeri %25'ten küçük olduğunda iklim **denizel**; %25'ten büyük olduğunda ise **yarı-karasal** veya **karasal**dır tanımı yapılabilir.

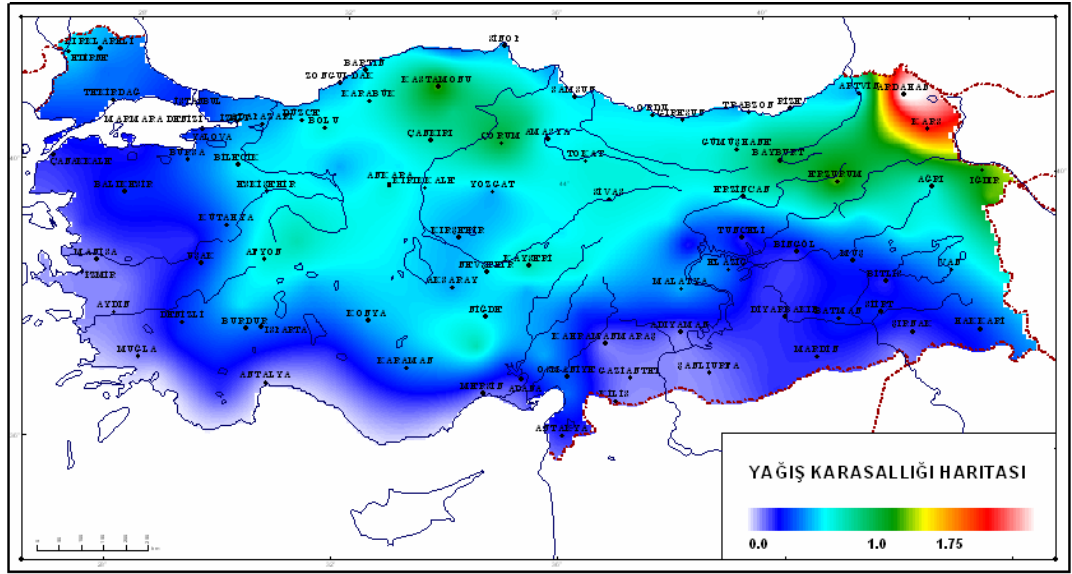


Harita 7: Türkiye Sıcaklık Karasallığı (Kaynak: Akgündüz,1998)

Sıcaklık karasallığının Türkiye'ye uygulanması sonucunda tam olarak denizel iklim özelliklerini gösteren 4 istasyon bulunmuştur (Akgündüz; 1998). Bunlar, Karadeniz Bölgesi'nde yer alan Zonguldak, Hopa, Giresun ve Trabzon istasyonlarıdır.

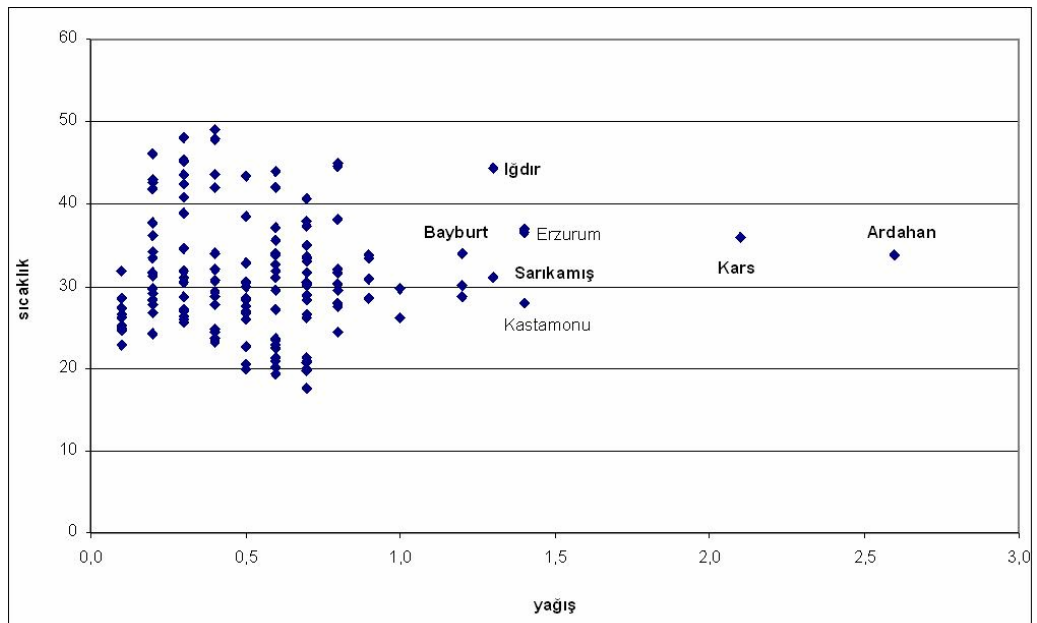
Sıcaklık karasallığı %25 ile %37 arasında olan bölgeler, Marmara ve İç Anadolu Bölgeleri ile Karadeniz Bölgesi'nin iç kısımlarıdır. Doğu Anadolu Bölgesi'nin kuzeydoğusunda, Erzurum, Kars, Sarıkamış ve batısında Gemerek ile belirlenen bölüm yarı-karasaldır. Doğu Anadolu Bölgesi ise karasallık değerleri 37 ile 50 arasında değişen orta derecede karasal çekirdekleri göstermektedir. Sıcaklık karasallığı %50'den büyük ve çok kuvvetli karasallık özelliği gösteren istasyon yoktur.

Yağış karasallığı değerleri ise, **yılın en sıcak 6 ayının yağış toplamının, en soğuk 6 ayının yağış toplamına bölünmesi** ile elde edilir (Harita 8). Elde edilen değerlere göre; **yağış karasallığı $C > 1,75$** olduğunda iklim **karasal**, **$1 < C < 1,75$** olduğunda **yarı-karasal** ve **$C < 1$** olduğunda ise **denizel** tanımı yapılır. Çalışmada kullanılan istasyonların yağış karasallığı değerleri incelendiğinde, Türkiye'de 1,75'ten büyük değer alan 2 istasyon olduğu görülmüştür. Bunlar; Kars ve Ardahan'dır. Bu istasyonlarda yaz yağışları kış yağışlarından fazladır. Akdeniz Bölgesi'nde kıyıya paralel uzanan kısımda ise yağış karasallığı 0,25'tir ve bu değer kurak yaz aylarının göstergesidir.



Harita 8 . Türkiye Yağış Karasallığı (Kaynak: Akgündüz,1998)

Yağış ve sıcaklık karasallığının bir arada incelenmesi, karasallık hakkında genel bir fikir vermektedir (Şekil 27). Sıcaklık karasallığının %25'ten ve yağış karasallığının 1'den büyük olduğu bölgeler için “ **iklimi karasaldır** “ tanımı yapılabilir. Bu şartlardan biri sağlanıyorsa “ **iklim yarı karasaldır**”, her iki şartta sağlanmıyorsa “ **iklim denizeldir**” denir. Bu durumda sıcaklık karasallığı %25 -37



Şekil 27 : Yağış-sıcaklık karasallığı dağılım grafiği

arasında; yağış karasallığı ise 1,75'den büyük olan Kars ve Ardahan civarı orta derecede karasaldır. Denizel iklim ise Karadeniz ve Akdeniz bölgelerinin kıyı kuşağında görülmektedir. Türkiye'de genel olarak yarı karasal iklim tipi hakimdir.

4.2. Meteorolojik Faktörler

4.2.1. Türkiye'de Dolu Yağına Neden Olan Hava Kütleleri

Türkiye coğrafi konumu itibariyle orta enlem siklonlarından en fazla etkilenen ülkeler arasında yer alır. Polar ve Tropikal hava kütlelerinin mevsimsel şartlara göre ürettiği siklonlar günlük hava olaylarında en belirleyici rolü oynamaktadır. Ülkemizde yağış rejiminin şekillenmesinde, kurak ya da nemli dönemler ile fırtına, aşırı yağış, sel ve benzeri afetlerin yaşanmasında temel atmosfer oluşumlarının başında 'Orta Enlem Siklonları' gelmektedir.

Oluşum mekanizması aynı olan orta enlem siklonları takip ettikleri yol gereği değişik hava olaylarının yaşanmasına neden olurlar. Üç tarafı denizlerle çevrili olan, bitki örtüsünün ve özellikle topoğrafik yapının farklılık gösterdiği ülkemizde hava olayları da çok değişkenlik gösterir. Bir yılda yaşanan dört mevsim, bazen bir günde yaşanabilmektedir.

Orta enlem siklonlarının hızları, yönleri, sahip oldukları nem ve sıcaklık değerleri derin ya da sıg oluşları, rüzgâr sistemleri, üzerinde bulundukları yer yüzeyinin nem ve sıcaklık bakımından sisteme olan katkıları ve kayıpları izledikleri yolla yakından alakalıdır. Bu ilişki günün meteorolojik görünümünü belirlemede ve tahmin etmede en önemli ipuçlarından biri olmaktadır.



Şekil 28: Türkiye’yi etkileyen Orta enlem Siklonlarının izledikleri yollar

Türkiye’yi etkileyen orta enlem siklonlarının izledikleri yol başlıca 4 ana grupta toplanmaktadır (Şekil 28).

- 1.Orta Akdeniz
- 2.Balkanlar
- 3.Karadeniz
- 4.Doğu Akdeniz

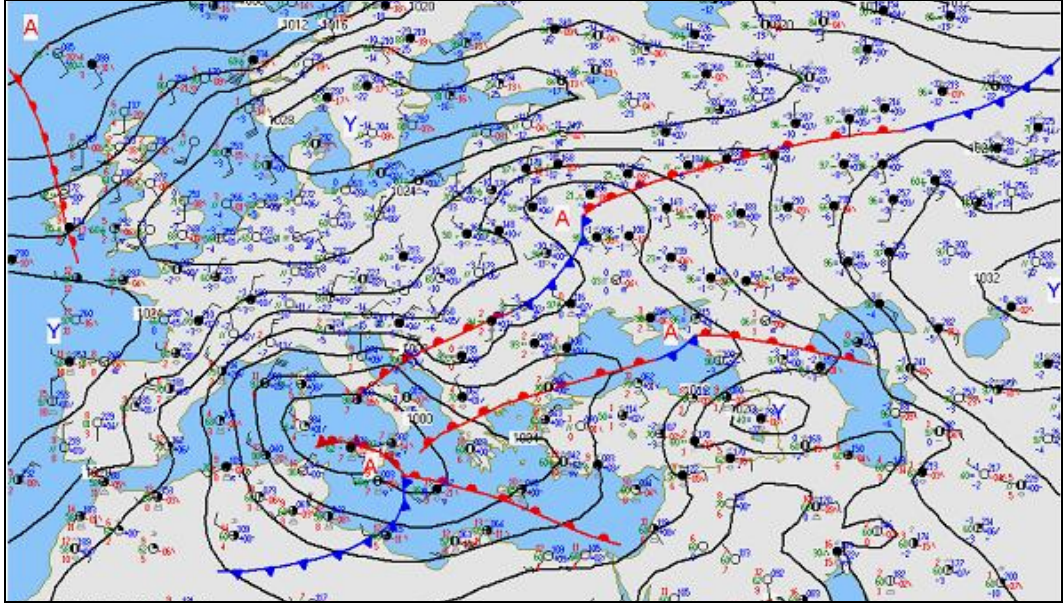
Türkiye’yi etkileyen bu siklonların hepsinde bahar, yaz ve sonbahara denk düşen zaman diliminde dolu görülebilir. Ülkemizde bahar ve yaz mevsimi ile sonbaharın ilk aylarında görülen bu atmosfer olayı, gök gürültülü sağanak yağışla birlikte meydana gelir.

4.2.1.1. Orta Akdeniz'den Gelen Siklonlar

Orta Akdeniz'den gelen siklonlar genellikle Kuzey Atlantik kaynaklı olup Akdeniz'e yönelen ya da Cenova Körfezinde oluşan sistemlerdir.

Polar ve Tropikal hava kütlelerinin Akdeniz üzerinde karşılaşarak ürettiği siklonlar daha ziyade kış sezonunda ağırlık kazanırlar. Türkiye'yi etkileyen en derin siklonlar, Orta Akdeniz siklonlarıdır (Harita 9). Merkez değerleri genellikle 996-1012 hPa arasında değişir ancak merkez değerinin 970 hPa'a kadar düştüğü çok derin ve aktif siklonlara da zaman zaman rastlanır.

Orta Akdeniz siklonları genellikle yurdumuzu batı ve güneybatıdan başlayarak etkiler ve gelişmiş cephe sistemleriyle uydu görüntülerinde boy gösterir. Önceleri hafif esen lodos, sistemin yaklaşması ve basınç düşüşüne paralel olarak fırtına şeklinde eser. Rüzgârın hızı genellikle saatte 60-80 km, aktif siklonlarda 100-120 km'ye kadar çıkabilir. Rüzgâr hızının artmasına ilk işaret Marmara'nın batısından (Çanakkale ve Bandırma) gelirken basınç düşüşünün en belirgin olduğu tandans (basınçta meydana gelen değişim) değeri genellikle Marmara'nın güneyi ve Ege bölgesinde ölçülür. Sistem İç Anadolu'dan itibaren karasal etkilerle başlangıçtaki aktivitesini kaybetmeye başlar.



Harita 9: Bir Orta Akdeniz Siklonu (3.1.2004) Kaynak: D.M.İ.

Hava sıcaklığı lodosla birlikte artar. Lodos, kapalı ve yağışlı hava nedeniyle gece radyasyon kaybı en az düzeyde olur. Minimum sıcaklıklar yüksek değerlerde ölçülür.

Orta Akdeniz siklonları Ege ve Batı Akdeniz bölgelerinde sel ve taşkınlara neden olacak miktarda fazla yağış bırakabilirler. Özellikle sahil kesimi için fırtına ve şiddetli yağış uyarısı yapılmalıdır. 30 Ocak 2004’de Batı Akdeniz üzerinde etkili olan siklon, Antalya ve çevresinde kuvvetli dolu yağışına neden olmuştur (Harita 9).

Siklon iç kesimlere doğru ilerledikçe lodos ve keşişleme iç ve doğu bölgelerde etkili olur. Marmara, Ege ve Batı Akdeniz’de karayel ve zamanla poyraz eser. Karayelle birlikte Ege ve Batı Akdeniz Kıyıları ve Marmara’nın batısında yağış yer seviyesindeki diverjans nedeniyle genellikle kesilir. Şiddetli yağış riski Marmara’nın Doğusu, Batı Karadeniz Kıyıları ile Doğu Akdeniz, İç Anadolu’nun doğusu ve Doğu Anadolu bölgesine kayar.

Yağış cinsi mevsim şartlarına göre değişir ancak ağırlıklı olarak yağmur, sağanak ve oraj şeklindedir. Kış mevsiminde Anadolu platosu üzerindeki soğuk hava üzerine tırmanan sıcak havanın (over running) oluşturacağı aktif sıcak cephenin iç kesimlerde etkili kar yağışlarına neden olacağı unutulmamalıdır.

Orta Akdeniz'den gelen siklonlar 1. gün batıda, 2. gün kuzey, iç ve doğuda, 3. gün genellikle doğu bölgelerde etkili olurlar. Ancak bu durum doğuya doğru muntazam hareket eden siklonlarda görülür.

Batı bölgelerimizi etkileyen, ancak Cenova veya İtalya üzerindeki yeni oluşum nedeniyle askıya alınarak kuzeye hareket eden siklonlardan, doğu bölgelerimiz yağış almaz. Kuvvetli güneyli akışlarla Doğu Karadeniz kıyılarında fön nedeniyle anormal sıcaklık değerleri ölçülebilir.

Sadece Kıyı Ege ve Marmara'nın batısında yağışlara neden olacak şekilde askıya⁽¹⁾ alınan ve Trakya üzerinden kuzeye hareketlenen siklonlar ile Girit adası üzerinden Güney Ege ve Batı Akdeniz'i etkileyen çok aktif olmayan siklonlar da sıkça rastlanan sinoptik modellerdir.

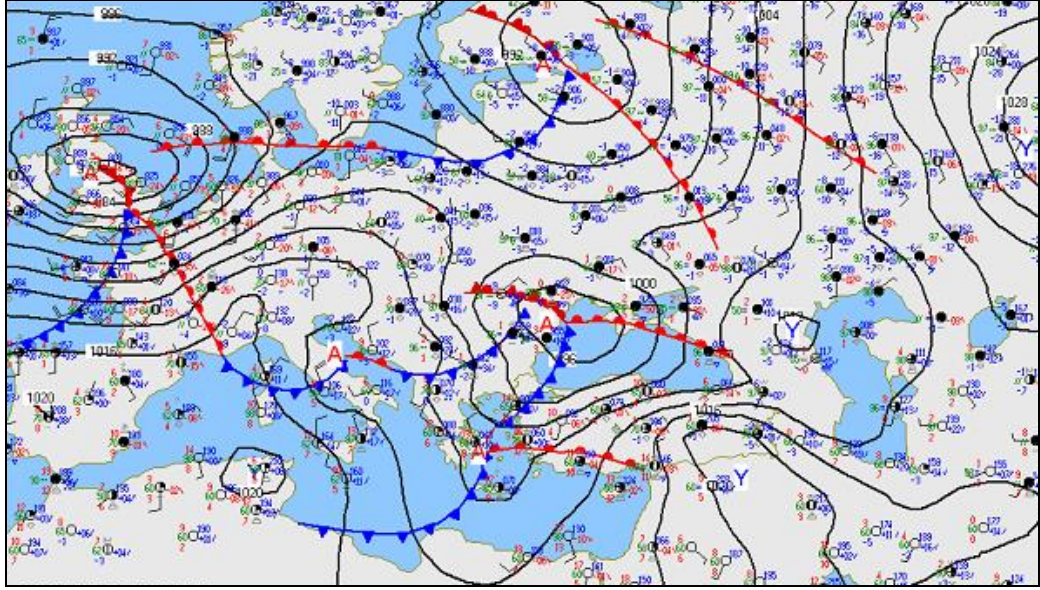
Karadeniz üzerine doğru hareket etmeyen daha ziyade güney ve iç kesimlerde etkisini sürdüren siklonların olduğu sinoptik modellerde Karadeniz'in kıyı kesiminde ve deniz üzerinde sis olayı görülebilir. Bu sisin nedeni çoğu kez düşük deniz suyu sıcaklığı ve güneyden esen, fön etkisi yaratan kuvvetli olmayan akışlardır.

⁽¹⁾ Askıya Alınmak: Bir alçak basınç merkezi veya alçak merkezin ya da bu merkeze bağlı bir trofun güneye inen daha kuvvetli bir alçak basınç, alçak merkez veya trof tarafından kuzeye ya da kuzeydoğuya doğru harekete zorlanmasıdır.

4.2.1.2. Balkanlardan Gelen Siklonlar

Balkanlar üzerinden gelen siklonlar genellikle Orta ve Kuzey Avrupa'yı etkileyen salınımlarla ilgilidirler. Soğuk cephelerinin arkasından yazın serin, kışın da soğuk havayı getirirler. Sıcak cephelerinden ziyade kuzeye bağlantılı soğuk cepheleriyle ünlüdürler. Balkanların asıl ünü ise gelen siklonlardan ziyade kışın cP hava kütesine ev sahipliği yapmasıdır. Bu yüzden balkanlar halk arasında soğuk hava ve kar yağışının sembolü olarak bilinir.

Bu yolu takip eden siklonlar, daha ziyade Marmara-Kuzey Ege-Karadeniz İç Anadolu'nun kuzeyi başta olmak üzere kuzey ve iç kesimlerde yağışlara neden olurlar (Harita 10). Eğer Akdeniz'den uygun akışlarla nem ilavesi varsa güney ve doğu bölgelerde de yağışlar görülür. Yağışlar genellikle yağmur ve sağanak olarak soğuk cepheyle birlikte başlar. Kışın sıcaklığın düşüşüne paralel olarak kar yağışı önce Trakya'nın yüksek kesimleri ve Batı Karadeniz'in iç kesimlerinde görülür. Balkanlar'dan gelen siklonların soğuk cephelerini 850 hPa haritalarında kışın sıfır (0), yazın 10-15 derecelik izotermilerin bulunduğu yerlerde analiz etmek mümkündür.



Harita 10 : Balkanlar üzerinden gelen Siklon (16.1.2004) Kaynak: D.M.İ.

40. Enlem boyunca batı doğu istikametinde ilerleyen bu siklonlar Karadeniz’de ancak soğuk cephe arkasında basınç yükselişte olunca ve kuzeyli akışlarla birlikte yağışı getirirler. Buna ilave olarak bu siklonların soğuk cephelerinin hava sıcaklığını kuzey ve iç kesimlerde 8-10 derece düşürebileceği Marmara’nın doğusu ve batı Karadeniz’de şiddetli yağışlara neden olacağı unutulmamalıdır.

Harita 10’da balkanlar üzerinden gelen ve Kırklareli, Zonguldak ve Samsun’da kuvvetli dolu yağışlarına neden olan bir siklon görülmektedir.

4.2.1.3. Karadeniz’den Gelen Siklonlar

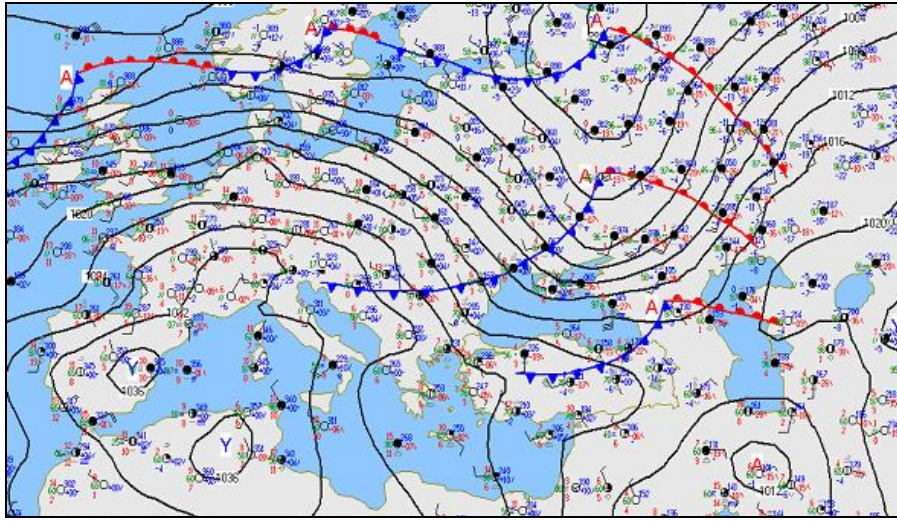
Kuzeydoğu Avrupa üzerinden Karadeniz’e inerek yurdumuzu etkileyen ve özellikle soğuk cephesiyle yağışlara neden olan siklonlardır. Yazın daha ziyade Orta ve doğu Karadeniz’de etkili olan siklonlar kışın Marmara’nın doğusundan itibaren yurdun kuzey ve doğu kesimlerinde yağışlara neden olurlar (Harita 11).

Karadeniz üzerinden gelen siklonlarda her zaman soğuk cephe aktiftir ve uydu görüntülerinde açıkça görülür. Yağış soğuk cephe geçişiyle ve basınç

yükselişle başlar. Karadeniz bölgesinin yüzey şekilleri ve topografik yapısı soğuk cephe yağışlarıyla birlikte orografik yağışların oluşumuna imkân vermektedir. Bu durum zaman zaman şiddetli yağışlara ve bunun sonucu olarak taşkın ve heyelanlara neden olmaktadır.

Karadeniz üzerinden gelen siklonların çoğu orta ve özellikle Doğu Karadeniz'i etkileyecek şekilde Kuzeybatı-Güneydoğu istikametinde hareket ederler. Fazla derin olmayan siklonlar sadece sahile bakan yamaçlarda yağışa neden olurlar. İç kesimlerde yağış görülmez.

Kış mevsiminde soğuk cephe geçişiyle birlikte güneye hareketlenen cP hava kütlesi başta Karadeniz ve Marmara olmak üzere hava sıcaklığının oldukça düşmesine neden olur. Hava sıcaklığının 850 hPa seviyesinde -7/-9 derece civarında olması Karadeniz kıyılarında kar yağışı için uygun ortamlar yaratır.



Harita 11: Karadeniz üzerinden gelen Siklon (6.2.2004) Kaynak: D.M.İ.

Yaz mevsiminde görülen siklon trafiğinin yanında Azor yüksek basınç merkezi ile Basra alçak basınç merkezinin oluşturduğu sinoptik model gereği kuzey ve kuzeydoğulu rüzgâr akışları kuzey kesimlerde serinletici bir faktör olurken Karadeniz kıyılarında yamaç yağışlarına neden olurlar. Bu durumda genellikle Doğu

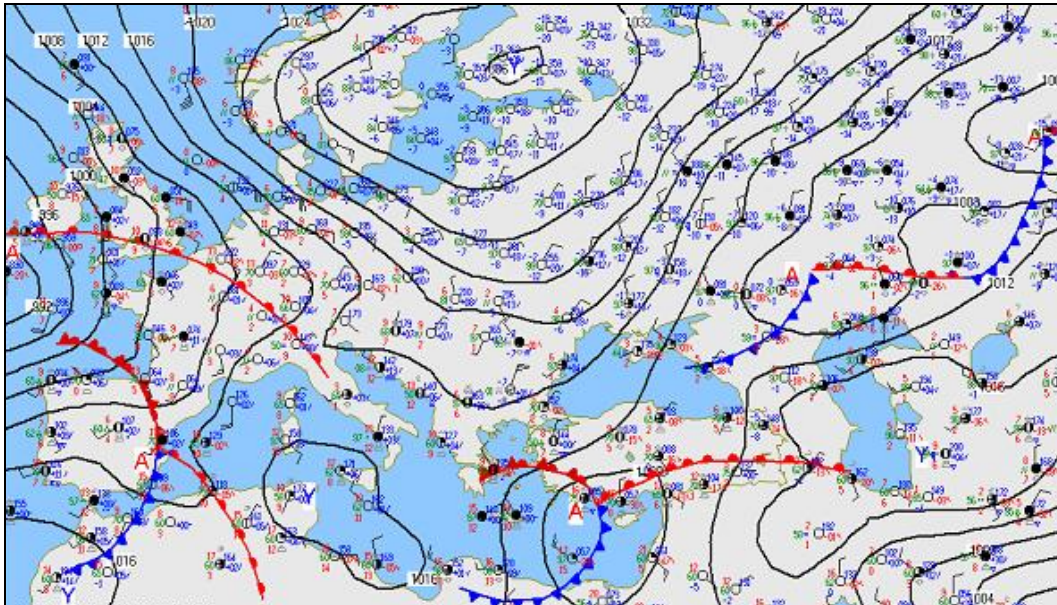
Karadeniz üzerinde merkez değeri 1016-1020 hPa olan bir lokal siklon oluştuğu gözlenir.

4.2.1.4. Doğu Akdeniz Üzerinden Gelen Siklonlar

Doğu Akdeniz siklonları Kuzeydoğu Afrika (Mısır) üzerinden doğu Akdeniz'e gelen ya da sinoptik model gereği Doğu Akdeniz'de basıncın giderek düşmesiyle kendini gösteren siklonlardır (Harita 12). Sayıları azdır.

Doğu Akdeniz, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde yağışlara neden olurlar. Kuzeydoğu Afrika üzerinden gelişlerinde sahra tozlarını yurdun güney kesimlerine kadar taşırlar. Toz bulutu görüşü düşürürken hafif yağmurla birlikte nesneler üzerinde çamur lekeleri oluşturur.

Doğu Akdeniz yaz boyunca Basra Alçak basıncının kuzeybatıya doğru genişlemesiyle yağışa neden olmayan, kuru ve yüksek sıcaklığa sahip bir alçak basınç alanı olarak karşımıza çıkar. Bu durumun gezici siklonlarla ilgisi yoktur.



Harita 12 : Doğu Akdeniz Üzerinden Gelen Siklon (2.4.2004) Kaynak: D.M.İ.

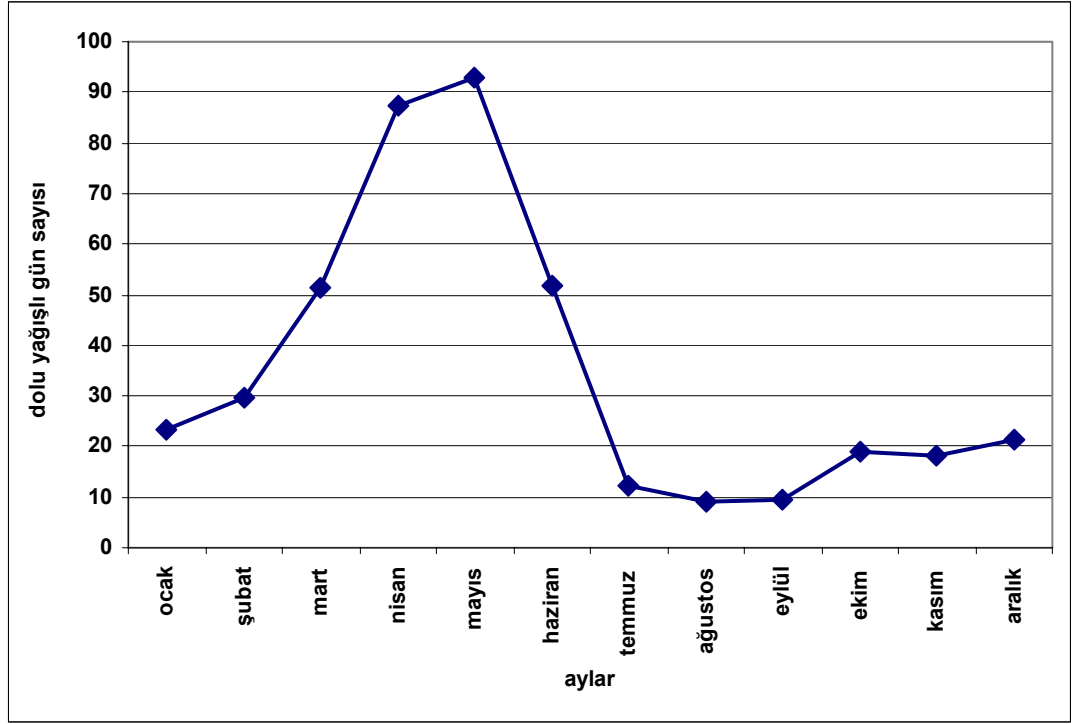
Atmosferin genel sirkülasyonu içinde meydana gelen sinoptik ölçekli olaylar genellikle aynı mekanizmanın bir sonucudur. Ancak onları farklı kılan oluşum yerleri, oluşum sayıları, izledikleri yollar ve aktiviteleridir. Bu özelliklerin bilinmesi bir siklonun geçişinde meydana gelecek hava olaylarının belirlenmesinde ve tahmin edilmesinde önemli rol oynar.

Harita 12’de Doğu Akdeniz üzerinden gelerek, Erzurum, Iğdır, Malatya, Elazığ, Siirt ve Ardahan’da kuvvetli dolu yağışlarına neden olan bir siklon görülmektedir.

BEŞİNCİ BÖLÜM

TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞLARININ ZAMANSAL, ALANSAL VE BÖLGESEL DAĞILIMI

Türkiye, üç tarafı denizlerle çevrili olmasına rağmen karasallığı fazla bir ülkedir. Ayrıca Akdeniz oluşumlu alçak basınç ve cephe sistemlerinin de (orta kuşak siklonik fırtınaları) geçiş yolu üzerindedir. Bu nedenle Türkiye, orografiden, soğuk cepheden, kararsızlıktan ve fırtına sistemlerinden kaynaklanan dolu yağışlarının sık görüldüğü bir ülkedir. Ülkemizde dolu yağışına en fazla Mart, Nisan, Mayıs ve Haziran’da rastlanmaktadır. Çünkü Türkiye, üç tarafı denizlerle çevrili olmasına rağmen ortalama yüksekliği 1100 metrenin üzerinde olduğu için karasallık derecesi yüksek bir ülkedir (Şahin; 2002). Bu nedenle, bu mevsimlerde zaten sıcak olan atmosferin alt kısımları, termik nedenlerle daha da ısınmaktadır. Bunun sonucunda yeryüzüne yakın seviyede bulunan nem, ısınan havayla birlikte, bu mevsimde çok soğuk olan atmosferin üst kısımlarına taşınmakta ve orada ani bir biçimde soğuyup yoğunlaşarak dolu taneciklerini ve yağışını oluşturmaktadır (Şekil 29).



Şekil 29: Türkiye dolu yağışlı günler sayısı aylık normal¹ dağılımı (1971-2000)

Bunun için ülkemizde Mart, Nisan, Mayıs ve Haziran aylarında yeryüzüne yakın seviyelerdeki fazla neme ve ısınmaya bağlı olarak, oluşan Cb bulutlarının neden olduğu dolu yağışları ve fırtınaları önemli bir yer tutmakta, mal ve can kayıplarına neden olmaktadır (Foto 9).

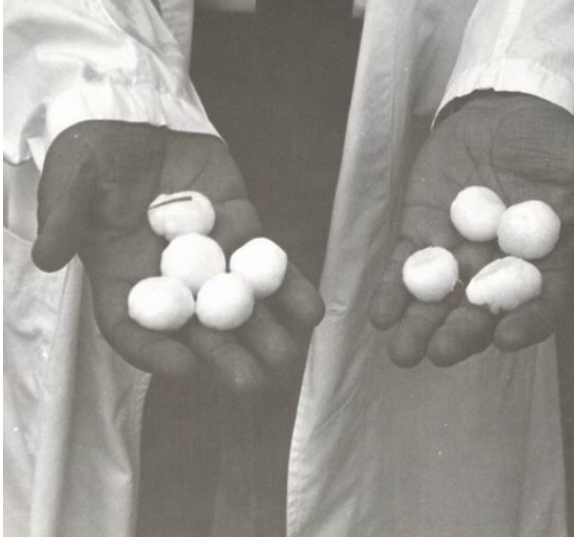
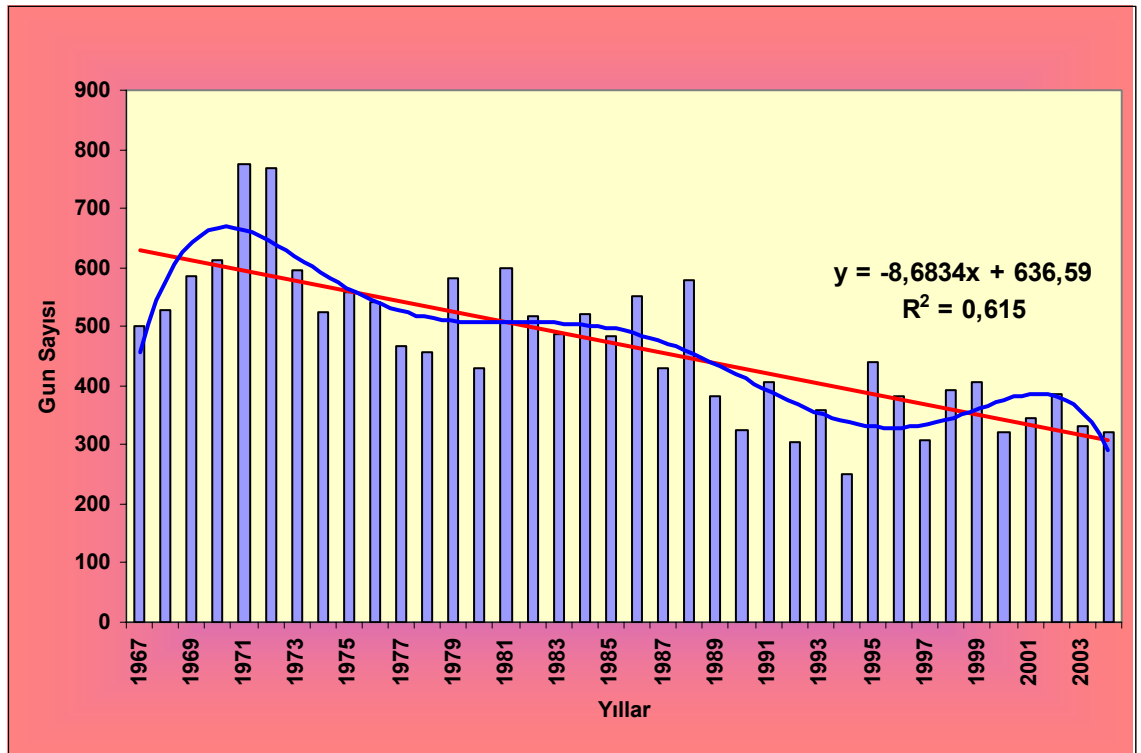


Foto 9 : 23.5.1969 Günü Saat 17:15'de Ankara'ya Düşen Dolu Taneleri (Kaynak: DMI)

¹ 1971-2000 yılları ortalaması “normal” olarak tanımlanır.

5.1 Uzun Yıllar Ortalama Dolu Yağışı Değerlendirmesi

Türkiye genelinde yılda ortalama 425 dolu yağışı meydana gelmektedir. Hemen her mevsimde yaşanan dolu yağışının yıllık toplam değerlerinde, özellikle, 1989 yılından itibaren zaman zaman artış olmakla birlikte, önceki yıllara oranla, oldukça açık ve düzenli bir düşme eğilimi gözlenmektedir² (Şekil 30).



Şekil 30: Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar yıllık toplam dağılımı (1967-2004)

Yukarıdaki grafik daha detaylı incelendiğinde, azalma ve artma eğilimi olan yıllar arasında, bir dönemsellik de göze çarpmaktadır. Bu bağlamda, 1967-2004 periyodunu her bir yaklaşık 14 yıllık, 3 döneme ayırmak mümkündür. Bunlar 1967-1980 yılları arası, 1981-1994 yılları arası ve 1995 ve sonrası dönemdir. 1967-1971

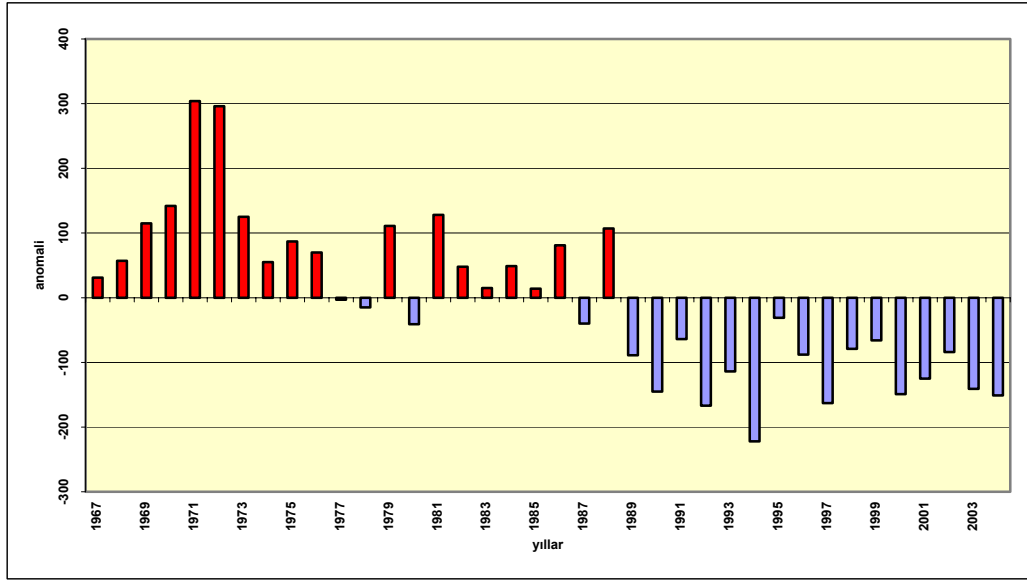
² Çalışmada, D.M.İ. Genel Müdürlüğü'ne ait 225 Büyük Klima istasyonunun günlük kayıtları esas olarak alınmıştır.

yılları arasında dolu yağışlı günler sayısında artış, 1972-1980 yılları arasında azalma; benzer şekilde 1981-1988 yılları arasında artış, 1989-1994 yılları arasında azalma ve son olarak 1995-2002 yılları arasında artış ve sonrasında azalma gözlenmiştir.

Bu dönemlerin her birine ait dolu yağışlı günler sayısı bir önceki dönemden daha azdır. Bu azalmaya her dönemin kendi içerisinde gözlenen en yüksek artışın olduğu yıllar da dahildir. Örneğin; ikinci dönemde en fazla dolu yağışının gözlendiği 1988 yılında dahi toplam gün sayısı normalin altındadır. Aynı sonucu diğer dönemler için de söylemek mümkündür.

1967-2004 yılları arasında kaydedilen yıllık toplam dolu yağışlı gün sayılarının, normalleriyle karşılaştırılmasında ise 1989 yılından itibaren açık bir azalma kendini göstermektedir (Şekil 31). Yıllık toplam dolu yağışlarında gözlenen bu azalma benzer olarak uzun yıllar aylık toplam dolu yağışı grafiklerinde de belirgin olarak göze çarpmaktadır.

Dolu yağışının gözlendiği gün sayısındaki bu azalma, ülkemizin de içerisinde bulunduğu orta enlem kuşağı içerisinde gözlenen normal bir değişkenlik mi, yoksa iklim değişikliği senaryolarında öngörülen değişimin bir sonucu mudur? Bu konudaki açıklayıcı bilgiler 8. Bölüm’de verilmiştir.



Şekil 31: Yıllık toplam dolu yağışları anomalisi (1967-2004)

Türkiye üzerinde genel dağılımı incelediğimizde dolu yağışının kuzeyden güneye ve batıdan doğuya doğru bir artış gösterdiğini söyleyebiliriz.

Dolu yağışları, Türkiye’de tarımsal faaliyetlerin en yoğun olduğu aylarda ve genellikle de ağaçların çiçeklenip meyve verdiği dönemde görüldüğünden, tarımsal zararın artmasına dolayısıyla büyük ekonomik kayıplara yol açmaktadır (Foto 10).

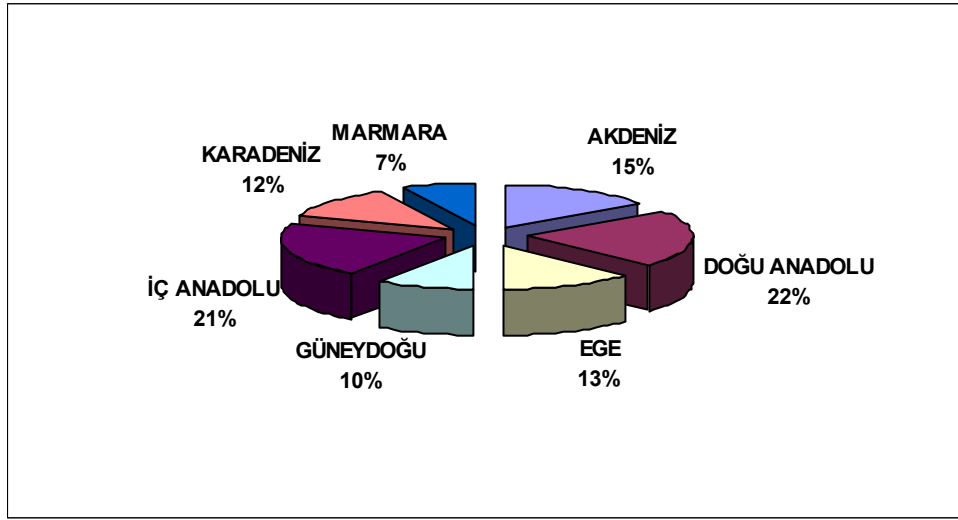
Foto 10 :

22 Nisan 2005 Cuma günü saat 17:20 sularında başlayan dolu yağışı yaklaşık 30 dakika sürdü. Yağış sonucunda biriken dolular beyaz örtüsüyle kış gününü anımsatırken, tarım alanlarına zarar verdi. Yoğun dolu yağışı sonunda etraf beyaza bürünürken, ilçeye yağan bu dolu son yılların en şiddetli ve yoğun yağışı oldu. Baharla uyanan bitkiler ve ağaçlar zarar görürken halk tarafından korkuyla izlendi.
2005-04-23 www.yaprakli.gov.tr



Ülkemizde gözlenen dolu yağışları zamansal farklılıklar gösterdiği gibi (yıllar arası, mevsimler arası ve aylar arası) bölgesel farklılıklar da göstermektedir.

Yıllık dağılımda dolu yağışlarının en fazla gözlendiği bölgelerimiz Doğu Anadolu (%22), ve İç Anadolu (% 21)'dur. Marmara Bölgesi ise % 7 ile yıl içerisinde en az dolu yağışının gözlendiği bölgemizdir (Şekil 32).

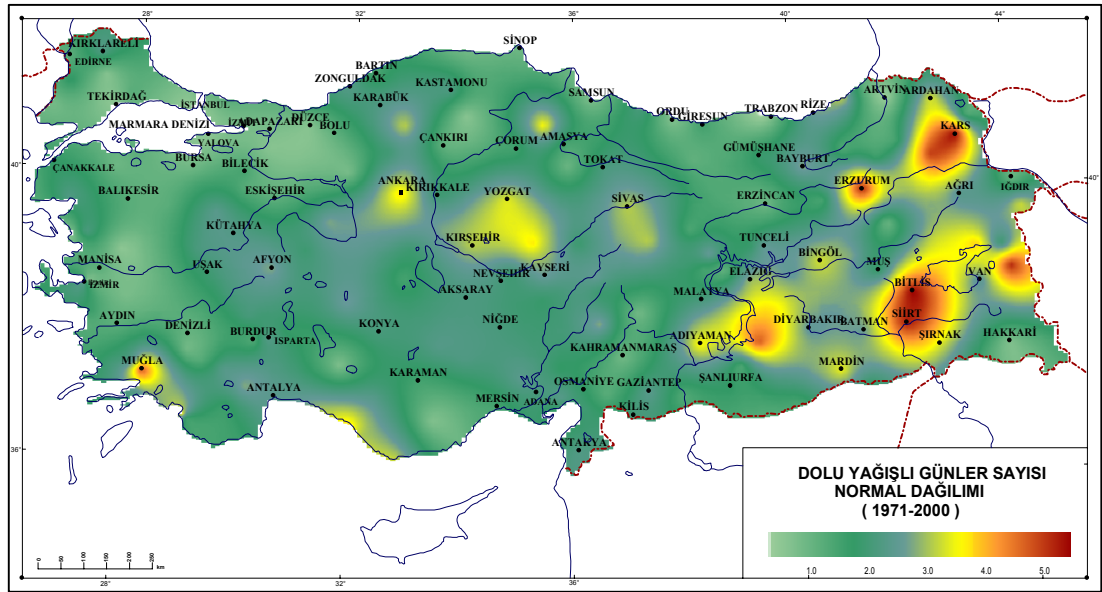


Şekil 32: Dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılım oranları (1971-2000)

Zamansal dağılımı biraz daha daraltarak, aylık dolu yağışları göz önüne alındığında Ocak ayında Ege, Kasım ve Aralık aylarında Karadeniz Bölgesi ön plana çıkmaktadır.

Ülkemizde ısınmaya dayalı dolu yağışları cephesel dolu yağışlarına göre daha fazla görülmektedir. Karasallık derecesiyle doğru orantılı olarak bahar ve yaz aylarında, ülkemizin doğusu ve iç kesimlerinde daha sık görülen dolu yağışında yüksek sıcaklık önemli rol oynamaktadır. Sıcaklığın fazla düşmediği kış aylarında Akdeniz ve Ege'de cephesel dolu yağışları meydana gelmektedir.

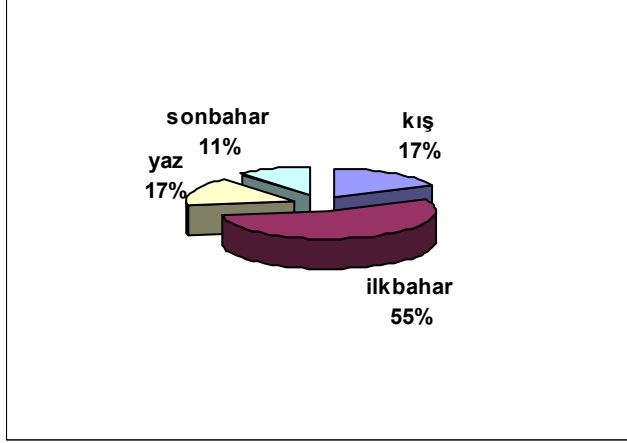
Dolu yağışlı günler sayısının 1971-2000 yılları ortalamalarına göre alansal dağılımları incelendiğinde Kars, Erzurum, Van, Bitlis, Siirt, Şırnak, Diyarbakır ve Muğla civarı, yıllık ortalama 5 gün ile, en fazla dolu yağışı gözlenen yerlerdir (Harita 13). Ankara, Yozgat, Kırşehir, Amasya, Sivas, Adıyaman, Mardin ve Bingöl'de ise yıllık ortalama 3 ila 4 dolu yağışı kaydedilmektedir.



Harita 13: Ortalama dolu yağışlı günler sayısı alansal dağılımı (1971-2000)

5.2 Dolu Yağışları Uzun Yıllar Mevsimlik Dağılımı

Türkiye’de dolu yağışları en fazla ilkbaharda gözlenmektedir. Ülke genelinde 1971-2000 yılları arasında meydana gelen dolu yağışları temel olarak alındığında, ilkbahar, ortalama 230 gün ve %55’lik oranla ilk sırayı almaktadır (Tablo 18). Kış



ve yaz mevsimlerinde %17, sonbahar mevsiminde ise %11 oranında dolu yağışı gözlenmektedir (Şekil 33).

Dolu yağışlarının bölgesel dağılımında, yıl genelinde, bu olayın en etkili

olduğu yerler Doğu Anadolu ve

İç Anadolu bölgelerimiz

Şekil 33: Dolu yağışlı günler sayısı mevsimlik dağılım oranları (1971-2000)

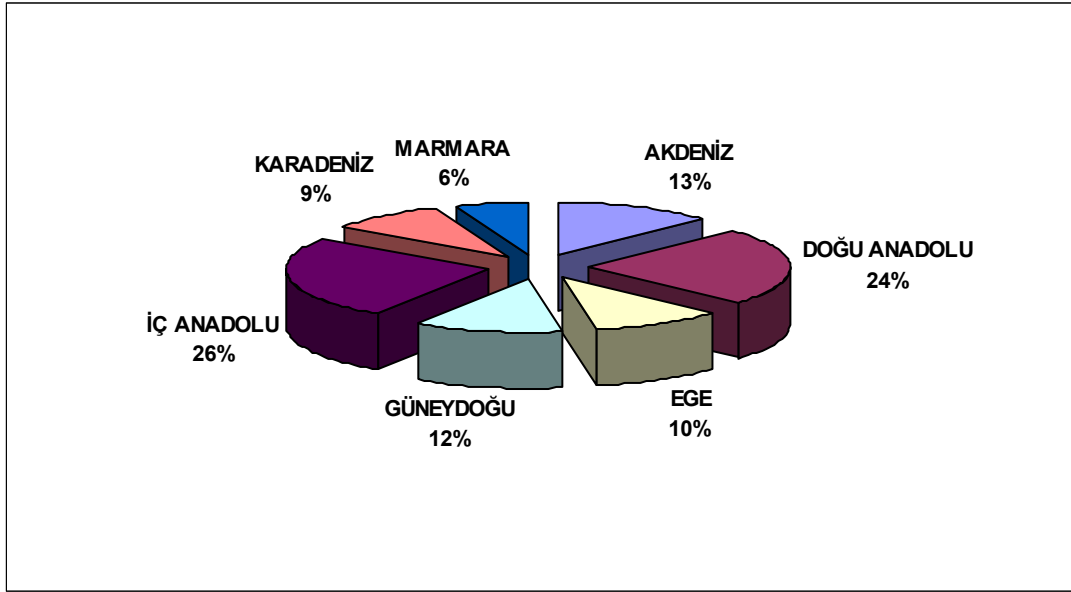
olmasına rağmen dolu olayları mevsimlik incelendiğinde ülkemizin coğrafi konumu ve iklim özelliklerine göre en fazla dolu yağışı gözlenen bölgesi de değişmektedir. Örneğin; ilkbaharda İç Anadolu Bölgesi, kışın Akdeniz Bölgesi, yaz ve sonbaharda ise Doğu Anadolu Bölgesi birinci sırada yer almaktadır.

Tablo 18 : Dolu yağışlarının mevsimlik dağılımı (1971-2000)

Mevsim	Ortalama Dolu Yağışı Sayısı
Kış	74
İlkbahar	230
Yaz	73
Sonbahar	47

5.2.1 İlkbahar

Bu mevsimde, ülkemizin bütün yörelerinde dolu yağışına rastlanıyor olmasına rağmen, en fazla gözleendiği bölgemiz %26 ile İç Anadolu Bölgesi'dir (Şekil 34). Bu bölgemizi %24 ile Doğu Anadolu Bölgesi izlemektedir. En az dolu yağışı gözlenen bölgemiz ise Marmara'dır (% 6).



Şekil 34: İlkbahar toplam dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1971-2000)

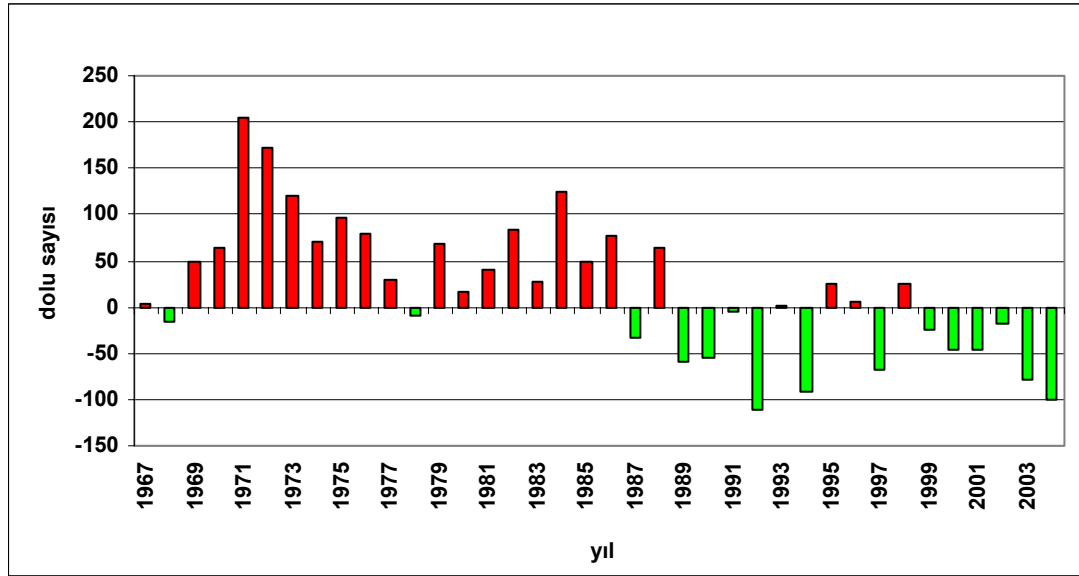
İlkbaharın bir geçiş dönemi olması nedeniyle kararsızlık faaliyetleri oldukça sık gözlenmektedir. Gündüz saatlerinde meydana gelen aşırı ısınma sonucu oluşan konvektif faaliyetler, uygun atmosferik koşullarla birlikte, dolu yağışlarına neden olmaktadır.

Bu mevsimde de yine karasallık, dolu yağışlarının daha fazla oluşmasında önemli bir etken olarak karşımıza çıkmaktadır. İç Anadolu Bölgesinde ortalama 59 gün dolu yağışı gözlenmektedir. Bir başka ifadeyle, ilkbahar mevsiminde, neredeyse, her gün bir dolu yağışı meydana gelmektedir (Tablo 19).

Tablo 19 : İlkbahar ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000)

BÖLGE	İLKBAHAR MEVSİMİ
AKDENİZ	29
DOĞU ANADOLU	56
EGE	24
GÜNEYDOĞU	28
İÇ ANADOLU	59
KARADENİZ	21
MARMARA	14

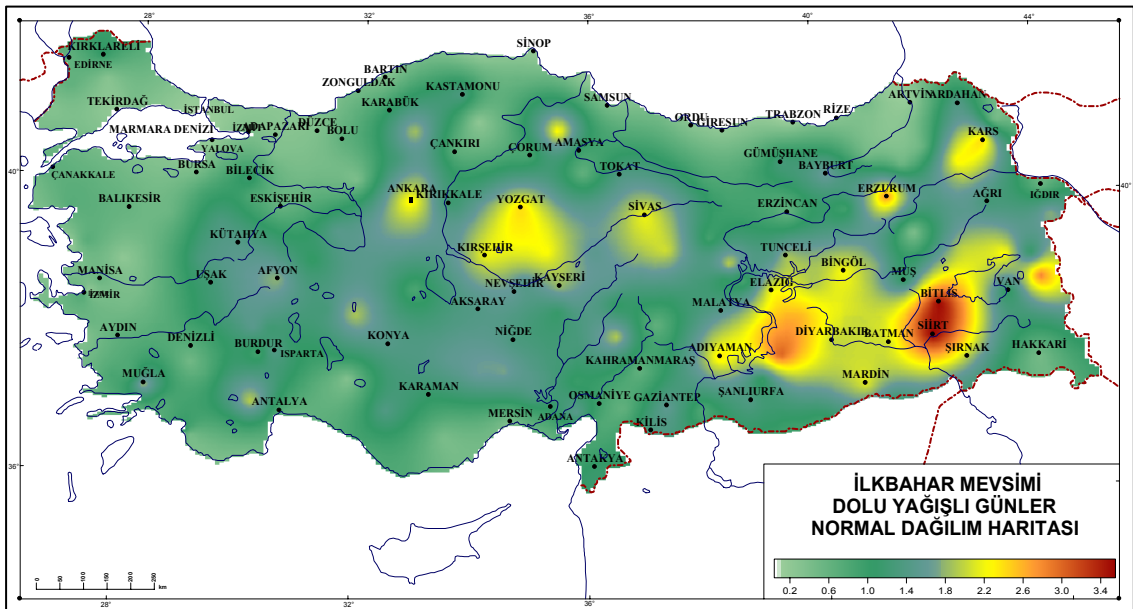
Uzun yıllar ilkbaharda gözlenen dolu yağışları, 1989 yılından itibaren bir azalma eğilimi göstermektedir. Bu eğilim, birkaç yıl dışında (1995-1996 ve 1998 yılları hariç), yıllık genel eğilimle uyumludur (Şekil 35).



Şekil 35: İlkbahar toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1967-2004)

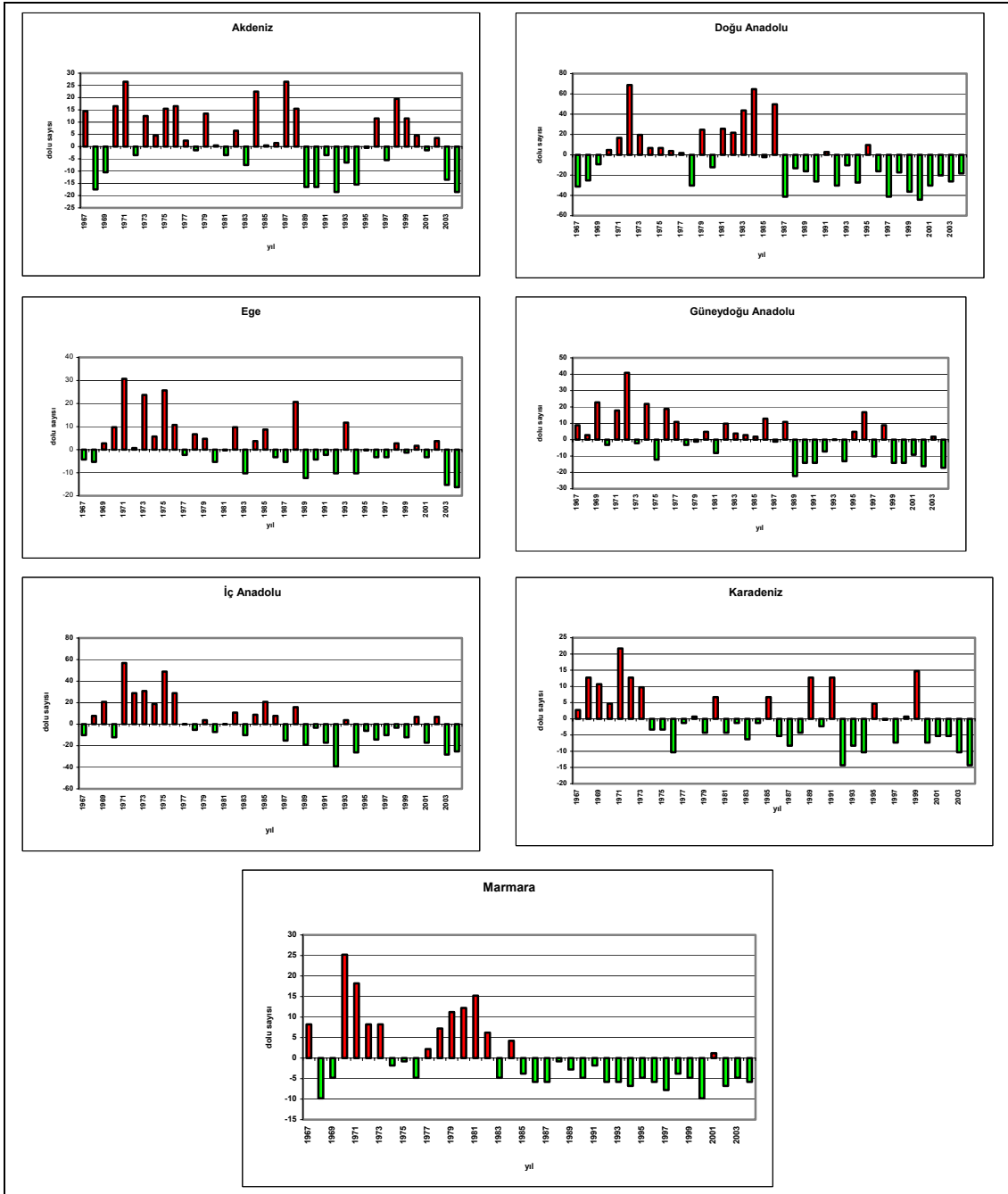
İlkbahar, ülkemizde en fazla dolu yağışının gözlendiği mevsimdir. Diğer mevsimlerde gözlenen dolu yağışlarının toplamından daha fazlası ilkbaharda gerçekleşmektedir (%55).

Bu mevsimde Diyarbakır, Bitlis, Siirt, Şırnak, Van ve Erzurum'da ortalama 3-3,5 gün dolu yağışı gözlenmektedir (Harita 14). Kars, Adıyaman, Mardin, Bingöl, Batman, Elazığ, Sivas, Amasya, Ankara, Yozgat ve Kırşehir'de ise ortalama 2 dolu yağışı kaydedilmektedir. Karasal iklime sahip bu yörelerde, ilkbahar mevsiminde, gün içerisinde aşırı ısınma gözlenmesinin yanı sıra, yer seviyesi ile yüksek atmosfer seviyesi arasında artan sıcaklık farklılığı yoğun konvektif faaliyetlere ve dolu yağışlarına neden olmaktadır. Diğer yerlerde ise bu oran 5 yılda 1 güne kadar düşmektedir.



Harita 14: Uzun yıllar ilkbahar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)

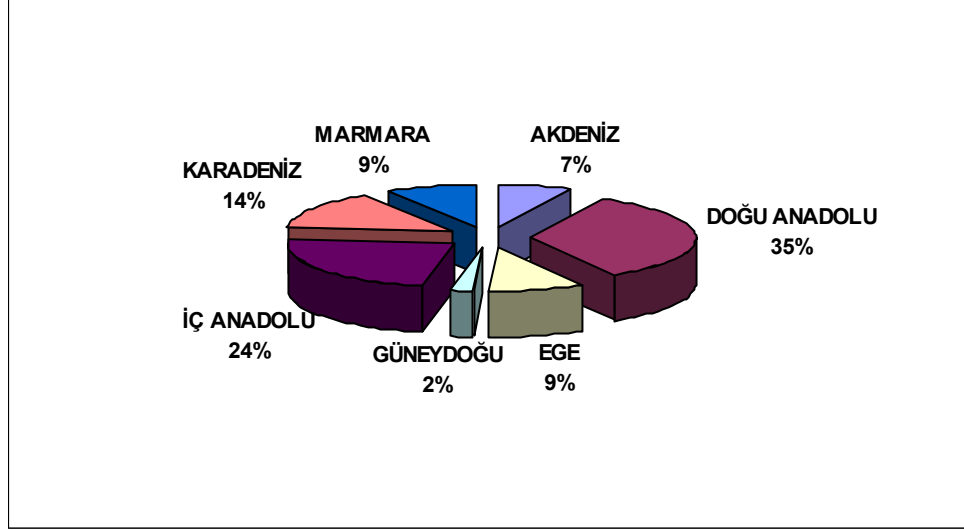
İlkbahar dolu yağışlarının uzun yıllar dağılımlarının bölgesel bazda değişimlerini incelediğimizde, Akdeniz ve Güneydoğu Anadolu dışındaki bölgelerimizde 1989 yılından itibaren genel bir azalma eğilimi olduğu göze çarpmaktadır (Şekil 36).



Şekil 36 : İlkbahar toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967 – 2004)

5.2.2 Yaz

Bu mevsimde dolu yağışları özellikle Doğu Anadolu'nun doğusundaki dar bir alanda kendisini göstermektedir.



Şekil 37: Yaz mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1967-2004)

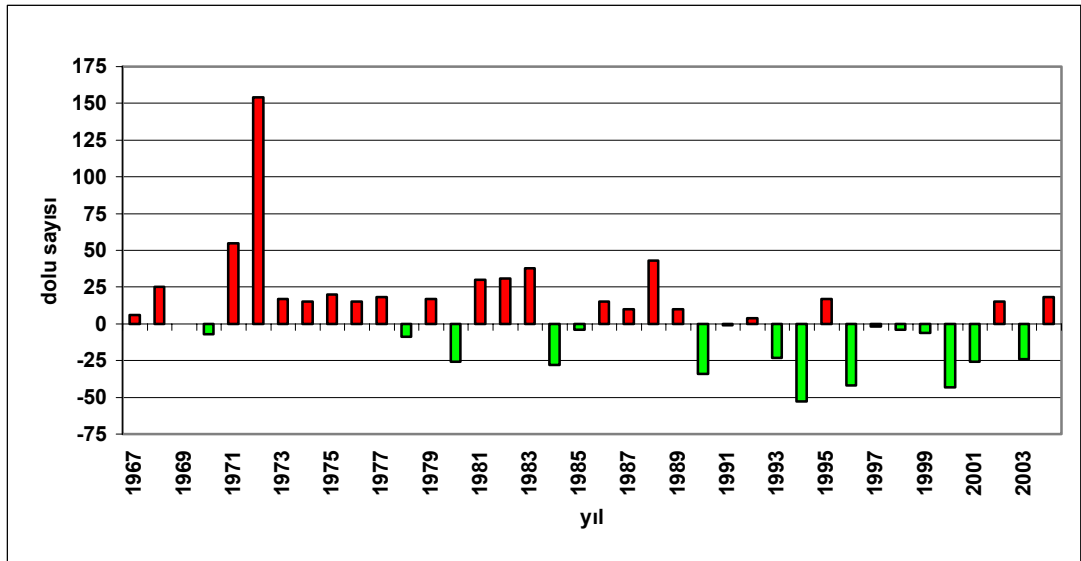
Karasallığın en fazla olduğu Doğu Anadolu Bölgesi 25 dolu yağışlı gün sayısı ve %35'lik oran ile dolu yağışının en sık gözlendiği bölgemizdir (Şekil 37). Bu bölgemizi %24 ile İç Anadolu Bölgesi izlemektedir. En az dolu yağışı gözlenen bölgemiz ise Güneydoğu Anadolu Bölgesi'dir (% 2). Kars, Sarıkamış ve Ardahan yöreleri de en fazla dolu yağışı kaydedilen yörelerimizdir. Bu yörelerimizde ortalama 2-3 gün dolu yağışı gözlenmektedir.

Yaz mevsimi uzun yıllar dolu yağışlarının ortalama bölgesel dağılımları incelendiğinde, Doğu Anadolu Bölgesi genelinde gözlenen toplam dolu yağışlarının uzun yıllar ortalaması 25 iken Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde sadece 2 dolu yağışı gözlenmiştir (Tablo 20).

Tablo 20 : Yaz mevsimi ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı
(1971-2000)

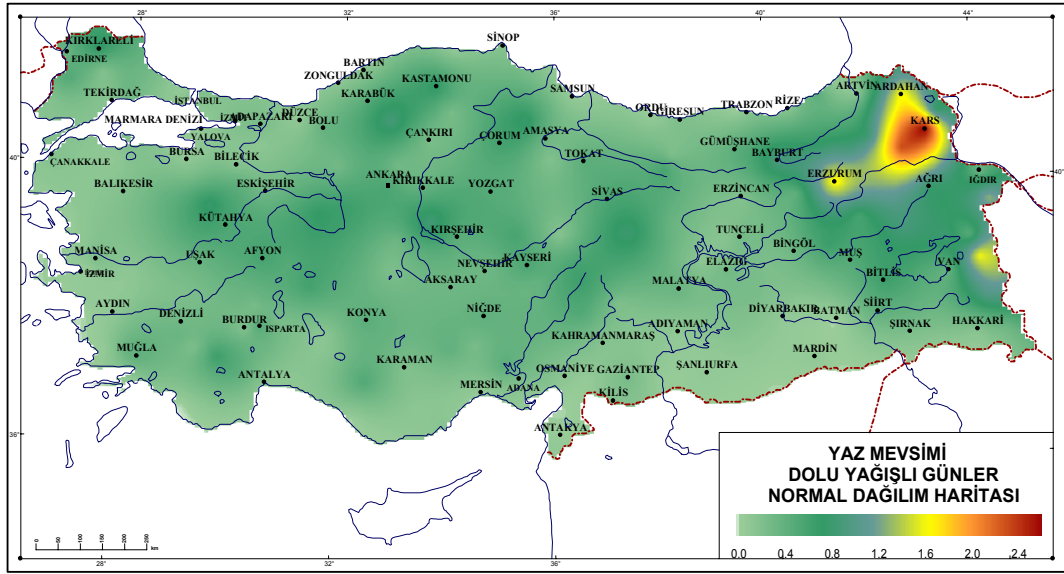
BÖLGE	YAZ MEVSİMİ
AKDENİZ	5
DOĞU ANADOLU	25
EGE	7
GÜNEYDOĞU	2
İÇ ANADOLU	17
KARADENİZ	10
MARMARA	6

Ülke genelinde yaz mevsimi uzun yıllar dolu yağışlarının zamansal dağılımlarında 1990 yılından itibaren genel bir azalma eğilimi göze çarpmaktadır (Şekil 38).



Şekil 38: Yaz mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1967-2004)

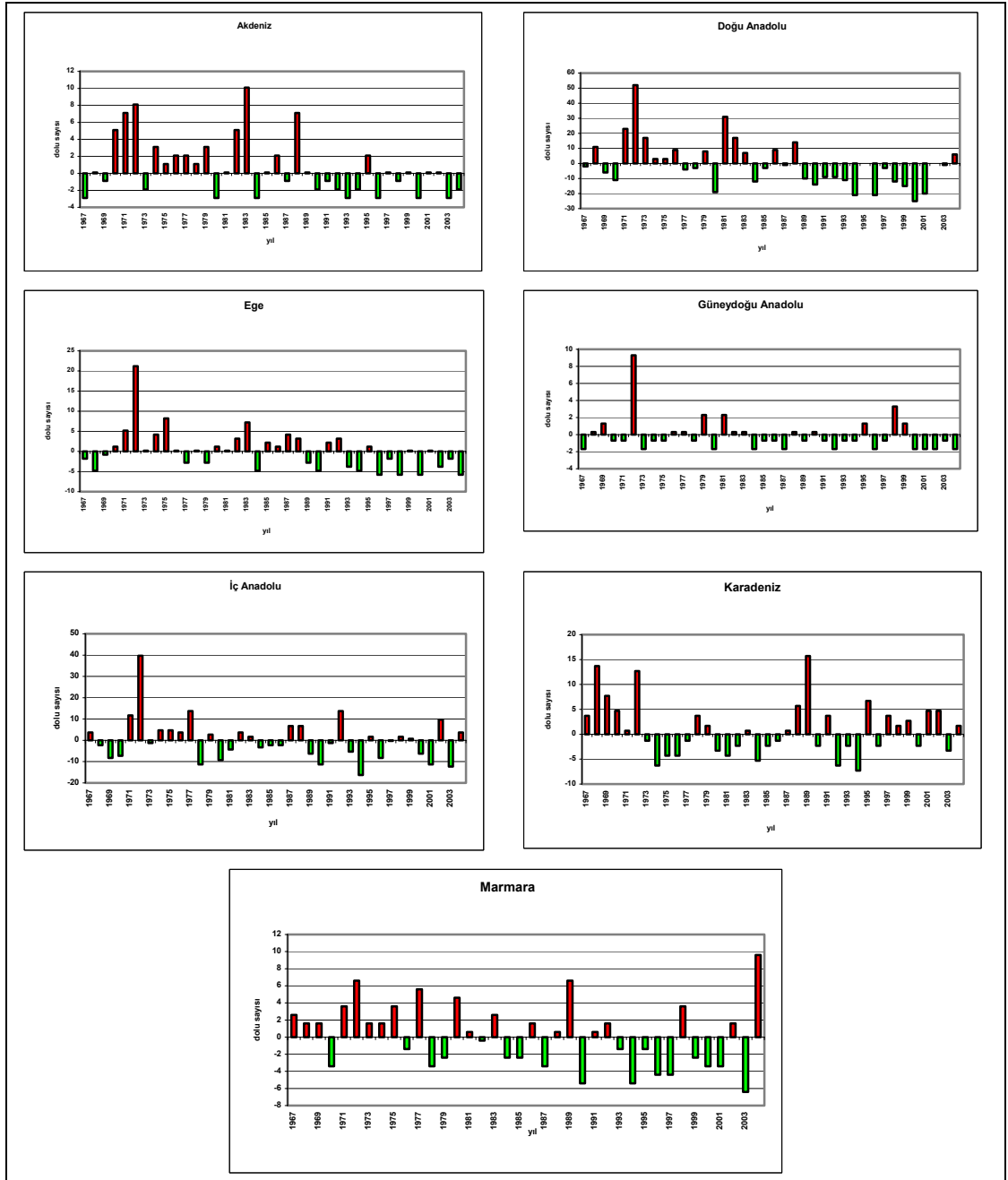
Yazın meydana gelen dolu yağışlarının alansal dağılımı incelendiğinde, en fazla dolu yağışının Kars ve çevresinde kaydedildiği görülmektedir (Harita 6). Bu yörede yıllık ortalama 2,5 gün dolu yağışı gözlenmiştir. Erzurum, Ardahan ve Van civarında bu oran yaklaşık 1,5 gündür. Bu mevsimde gözlenen dolu yağışlarının genel ortalaması ise yaklaşık 2 yılda 1 gündür.



Harita 15: Uzun yıllar yaz mevsimi ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)

Türkiye ortalama yüksekliği 1100 m civarında olan bir ülkedir. Özellikle doğuda ortalama yükseklik 2000 metre civarındadır. Diğer yandan sadece bölgeler arasında değil, kısa mesafeler içinde dahi büyük seviye farklılıklarının olması Türkiye için karakteristik bir özelliktir. Bu özellikler iklim bakımından değişik şekillerde kendini gösterir. Yükseklik ve büyük seviye farklılıkları özellikle sıcaklık değerlerinin ve bunlarla ilişkili iklimsel özelliklerin coğrafi dağılışı üzerinde göze çarpan bir rol oynadıkları gibi, yağış miktarları bakımından dağlar ve çukur alanlar arasında önemli farklılara da yol açar. Yaz mevsiminde Doğu Anadolu bölgemizde dolu yağışlarının daha fazla gözlenmesinde bu etkenlerin önemi büyüktür.

Yaz mevsimi uzun yıllar zamansal dağılımda Karadeniz Bölgesi dışında kalan bütün bölgelerimizde bir azalma eğilimi dikkat çekmektedir (Şekil 39). Bu eğilim şekil 31'deki grafiklerle de uyumludur. Karadeniz Bölgesi'ndeki hafif artış eğilimi ise, daha çok, karasallığın yoğun olduğu iç kesimlerden kaynaklanmaktadır.

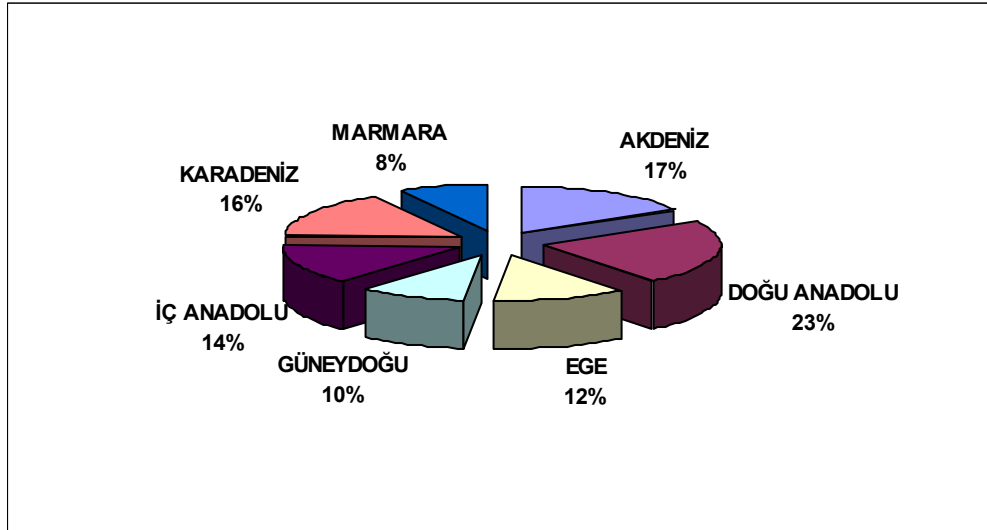


Şekil 39 : Yaz mevsimi toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967-2004)

5.2.3 Sonbahar

Sonbahar, ülke genelinde, bir yıl içerisinde en az dolu yağışının gözleendiği mevsimdir (%11). Bölgesel olarak ortalama dolu yağışı dağılımları tablo 21’de verilmiştir.

Bu mevsimde, dolu yağışının gözleendiği yerler arasına kıyı bölgelerimiz de girmektedir. Sonbahar da yine Doğu Anadolu Bölgesi 11 gün dolu yağışı sayısı ve %23’lük oran ile en fazla dolu yağışının gözleendiği bölgemizdir. İç Anadolu Bölgesi’ndeki dolu yağışı gözlenme oranı, yaz mevsimindeki %24’den, bu mevsimde %14’lere gerilerken, Akdeniz Bölgesi’nde %7’den %17’ye, Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nde %2’den %10’a doğru bir artış gözlenmektedir (Şekil 40).



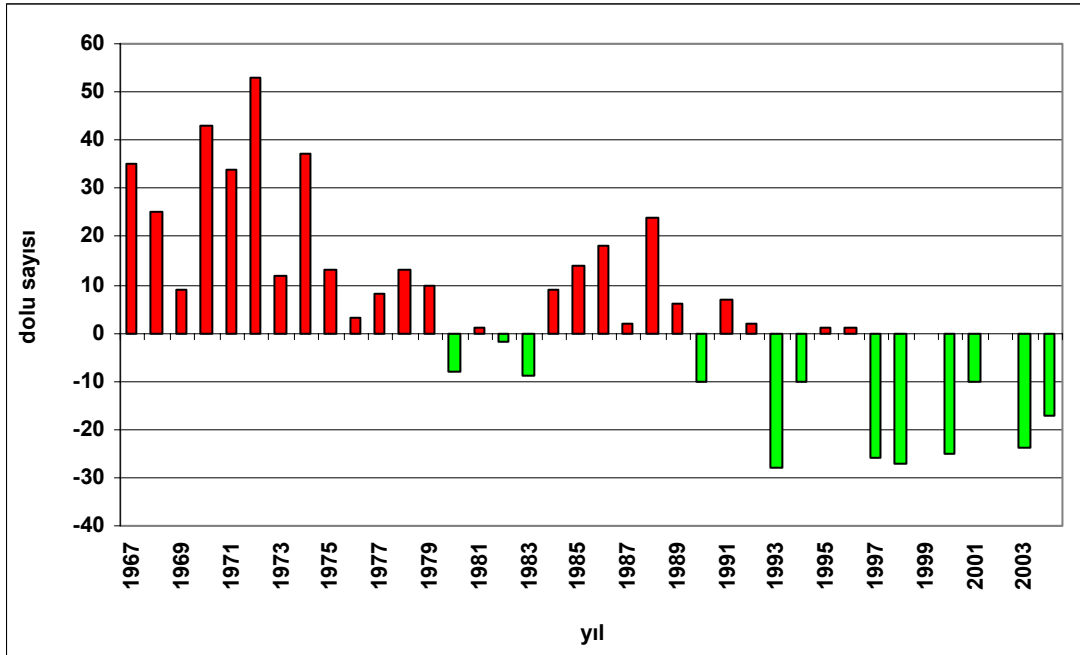
Şekil 40: Sonbahar ortalama dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1971-2000)

Dolu yağışlarının gözlenme sıklığı incelendiğinde, Doğu Anadolu Bölgesi’nde ortalama olarak 8 günde bir dolu yağışı gözlenirken, bu oran Marmara Bölgesi’nde 20 günde 1’den daha azdır (Tablo 21).

Tablo 21: Sonbahar ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000)

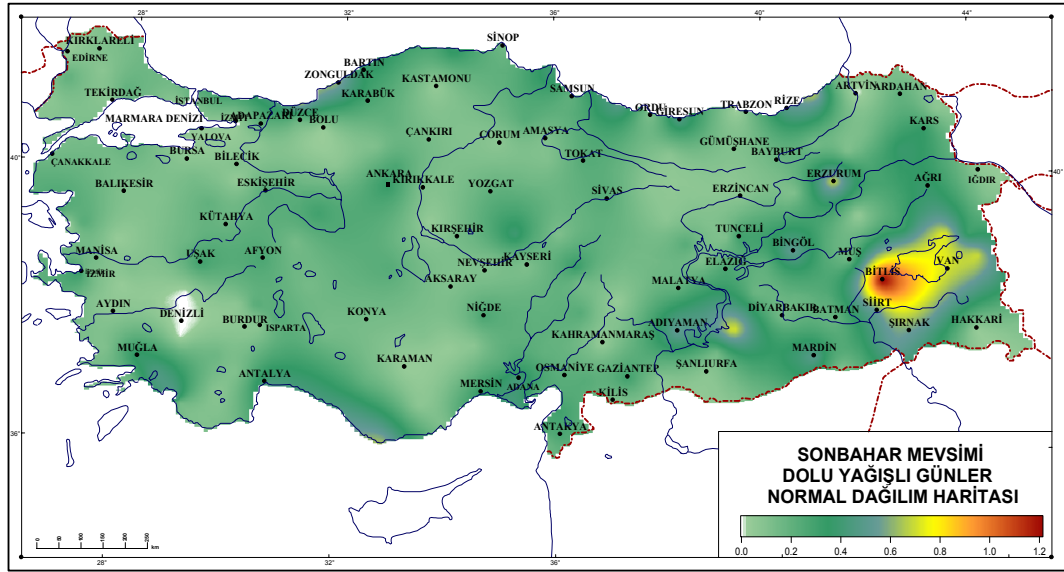
BÖLGE	SONBAHAR MEVSİMİ
AKDENİZ	8
DOĞU ANADOLU	11
EGE	6
GÜNEYDOĞU	5
İÇ ANADOLU	7
KARADENİZ	8
MARMARA	4

1967-2004 yılları arasında sonbahar mevsimlerinde meydana gelen dolu yağışlarının zamansal değişimleri incelendiğinde, 1989 sonrasında yıllık azalmaya paralel olarak genel bir azalma eğilimi göstermektedir (Şekil 41).



Şekil 41: Sonbahar mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1967-2004)

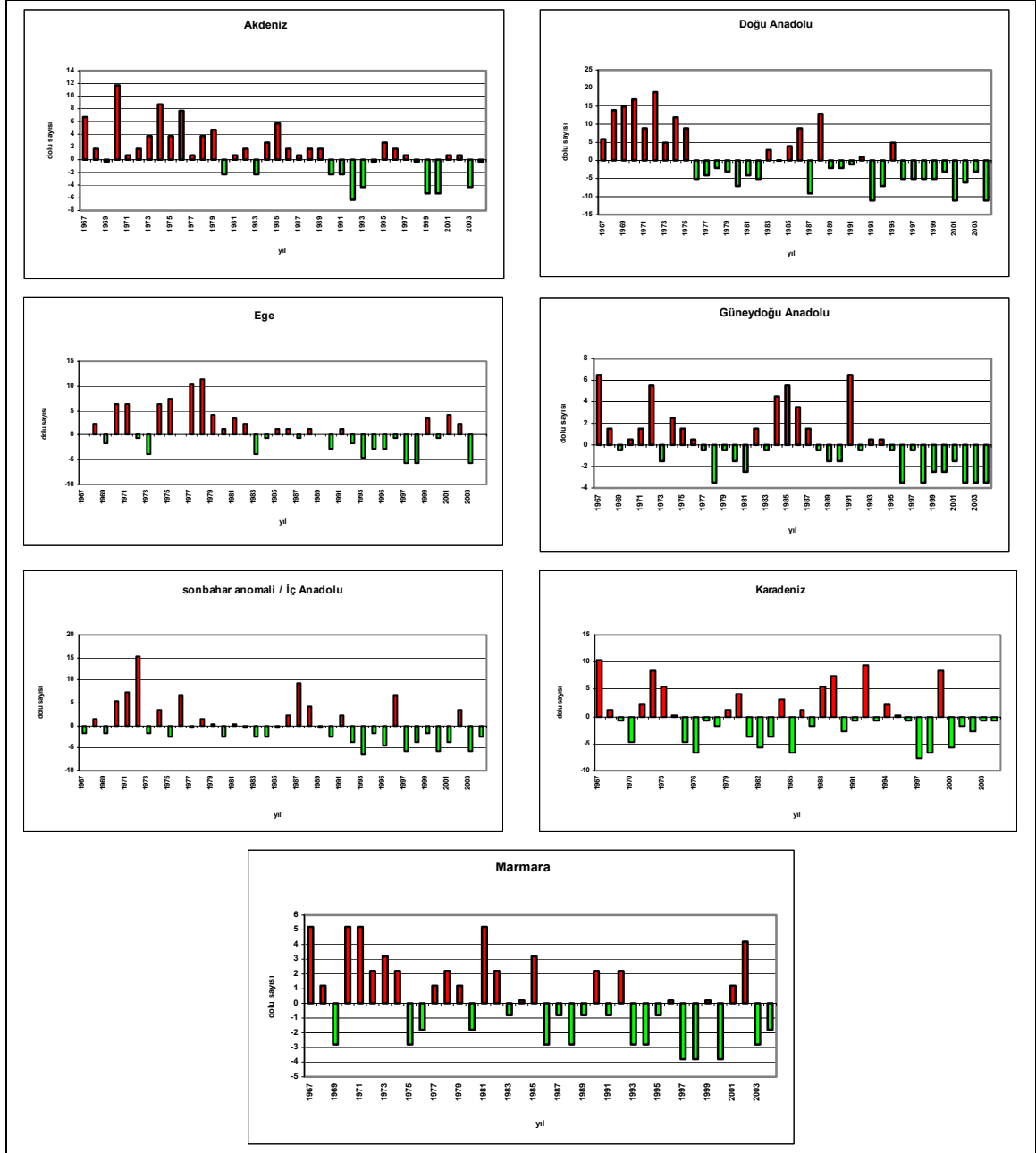
Sonbahar’da meydana gelen dolu yağışlarının alansal dağılımları incelendiğinde, en fazla dolu yağışı ortalama 1 gün ile Bitlis ve civarında gözlenmiştir (Harita 16). Van, Şırnak, Siirt ve Erzurum’da ise ortalama 3 yılda 2 gün dolu yağışı kaydedilmiştir.



Harita 16: Uzun yıllar sonbahar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1967-2004)

Sonbaharla birlikte ülkemizde, sıcaklık farklılıklarındaki azalma konvektif faaliyetlerin oluşumunu da engellemektedir. Bunun sonucu olarak da dolu yağışlarında bir azalma göze çarpmaktadır. Yüksekliğin fazla olduğu Doğu Anadolu bölgemizde dolu yağışlarının daha fazla gözlenmesinde ise orografik etkenlerin önemi ortaya çıkmaktadır.

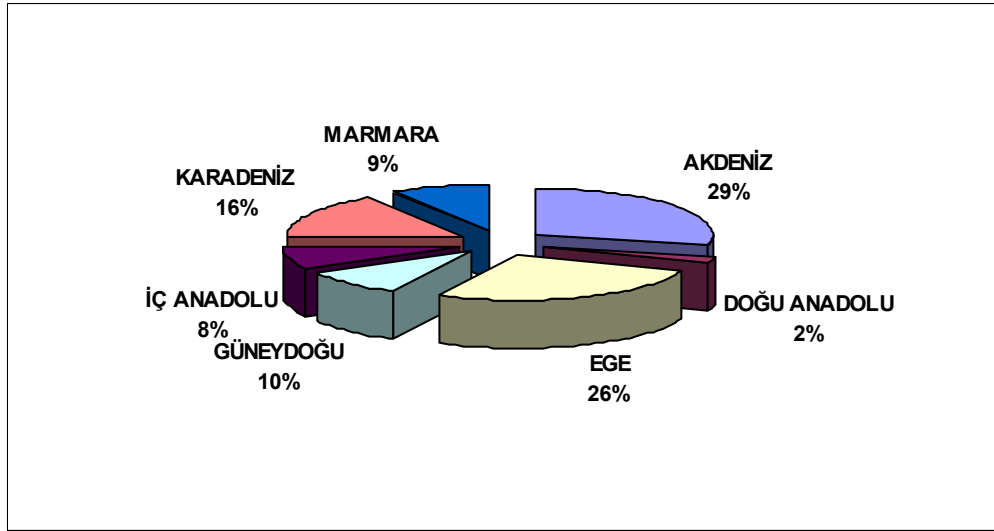
Sonbahar uzun yıllar zamansal dağılım grafiğinde bütün bölgelerimizde genel olarak bir azalma eğilimi vardır (Şekil 42).



Şekil 42 : Sonbahar toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967-2004)

5.2.4 Kış

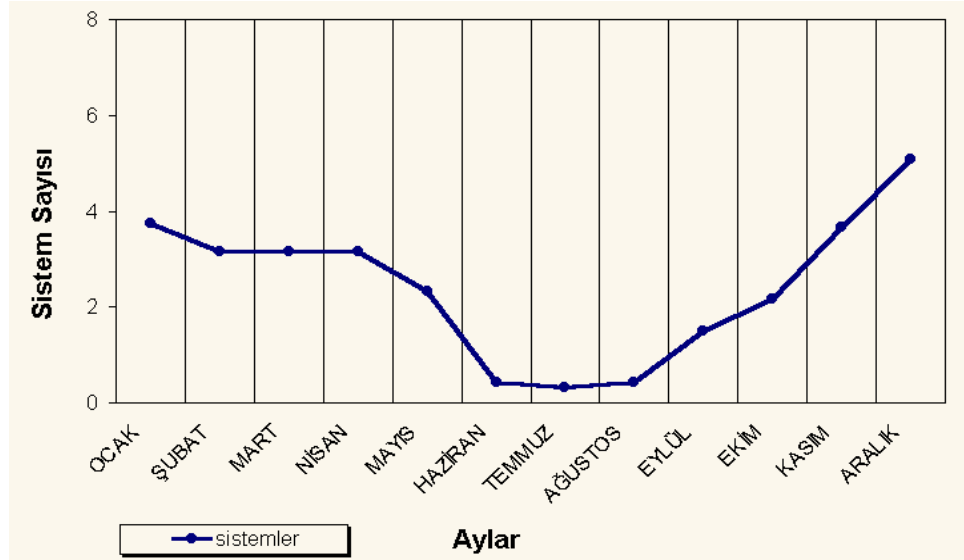
Kış, diğer bölgelerin aksine, özellikle kıyı bölgelerimizde dolu yağışlarının en fazla gözlendiği mevsimdir. Bu dönemde, deniz yüzeyinin daha sıcak ve nemli olması konvektif faaliyetleri hızlandırmaktadır. Kıyıya paralel uzanan dağların orografik etkileri de önemli rol oynamaktadır. Akdeniz’de % 29, Ege bölgesinde % 26 oranında dolu yağışı gerçekleşirken, bu oran İç Anadolu Bölgesi’nde % 8, Doğu Anadolu Bölgesi’nde ise % 2 seviyesine kadar düşmektedir (Şekil 43). Bu mevsimde en fazla dolu yağışının gözlendiği yörelerimiz ise, sırasıyla, Alanya, Muğla ve Fethiye’dir.



Şekil 43: Kış mevsimi ortalama dolu yağışlı günler sayısı bölgesel dağılımı (1971-2000)

İlkbahar ve yaz mevsimlerinde Doğu Anadolu ve İç Anadolu bölgelerimizde dolu yağışlarının daha fazla gözlenmesinde karasallık etkisi ön plana çıkarken, sıcaklığın fazla düşmediği kış aylarında Akdeniz, Ege ve Karadeniz’de daha fazla sayıda dolu yağışı gözlenmesinin bir diğer önemli nedeni de cephesel etkilerdir.

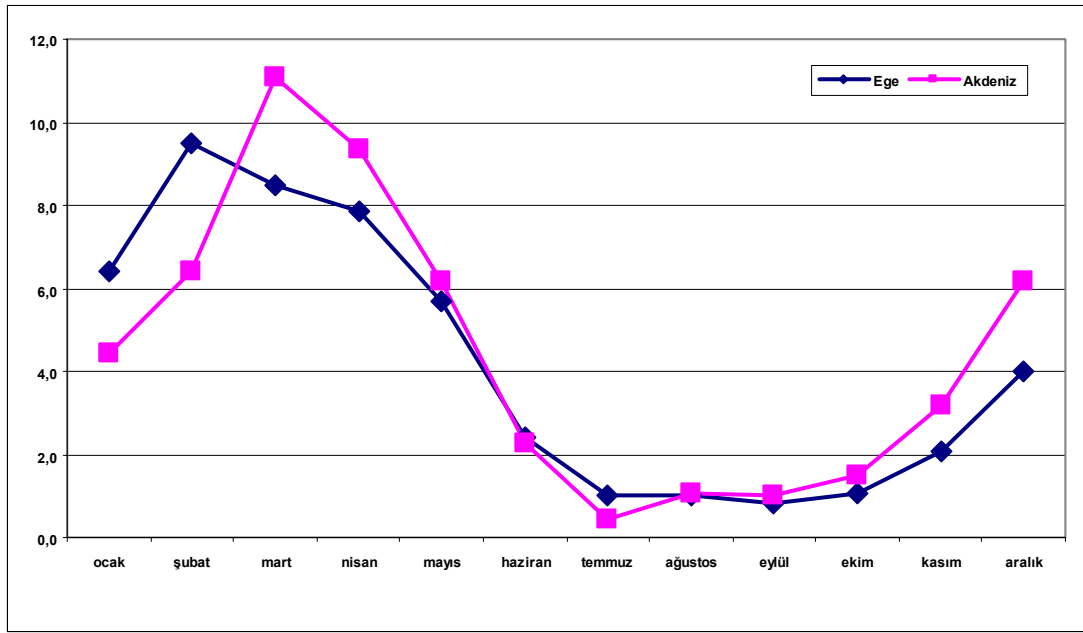
Yayvan ve Ersoy, 2004 yılında yaptıkları çalışmada 1992-2003 yılları arasında Türkiye'yi etkileyen Orta Akdeniz siklonlarının aylık dağılımlarının yağışlarla olan ilişkisini ortaya koymuşlardır.



Şekil 44: Türkiye'yi etkileyen Orta Akdeniz siklonlarının aylık ortalamaları (1992-2003)

Orta Akdeniz'den gelen siklonlar genellikle Kuzey Atlantik kaynaklı olup Akdeniz'e yönelen ya da Cenova Körfezinde oluşan sistemlerdir. Polar ve tropikal hava kütlelerinin Akdeniz üzerinde karşılaşarak ürettiği siklonlar daha ziyade kış mevsiminde ağırlık kazanırlar (Şekil 44). Türkiye'yi etkileyen en derin siklonlar Orta Akdeniz siklonlarıdır. Bu siklonlar yurdumuzu batı ve güneybatıdan etkilerler. Bu nedenle Ege ve Batı Akdeniz kıyılarında kuvvetli yağmurlara ve dolu yağışlarına neden olurlar.

Orta Akdeniz üzerinden gelen siklonlar kış mevsiminde artış gösterirken yaz periyodunda hemen hemen hiç görülmemektedir.

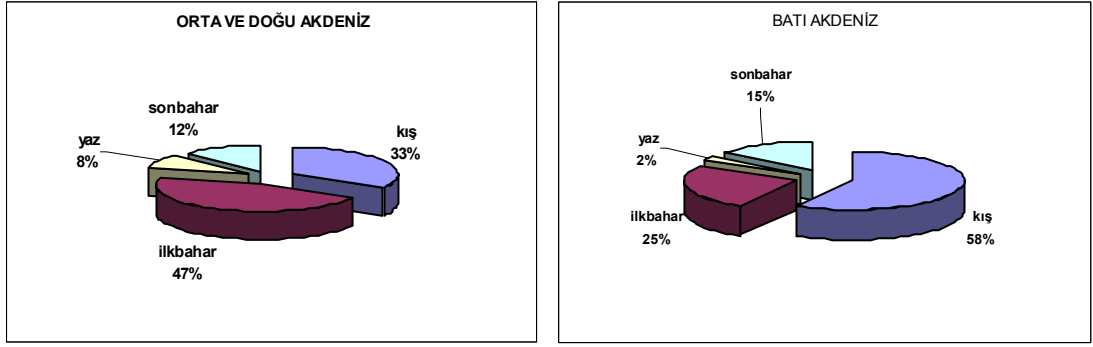


Şekil 45 :1992-2003 yılları arasında Ege ve Akdeniz bölgelerinde meydana gelen dolu yağışlarının aylık ortalamaları.

Orta Akdeniz siklonlarının etkili olduğu Akdeniz ve Ege bölgelerinde, çalışmanın yapıldığı 1992-2003 dönemine ait dolu yağışlarının aylık ortalamaları incelendiğinde, siklonların etkisi oldukça açık bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 45).

Genel dolaşım içinde her oluşumun birbirini etkilediği gerçeğinden hareketle Akdeniz siklonlarının sıklığının Kuzey Atlantik Salınımıyla ilgili olduğu da göz ardı edilmemelidir. Kuzey Atlantik Salınım indeksinin pozitif olduğu durumlarda subtropikal yüksek basınç alanı olan Akdeniz’de siklonlar görülmezler ya da çok seyrek oluşurlar.

Batı Akdeniz üzerinde cephesel siklonların etkisini, uzun yıllar dağılım grafiğinde de görmek mümkündür. Orta ve Doğu Akdeniz’de kış mevsiminde meydana gelen dolu yağışları, diğer mevsimlere göre %33’lük bir paya sahipken, Batı Akdeniz’de kış mevsiminde meydana gelen dolu yağışları, siklonların da etkisiyle, %58’lik orana sahip olmaktadır (Şekil 46).



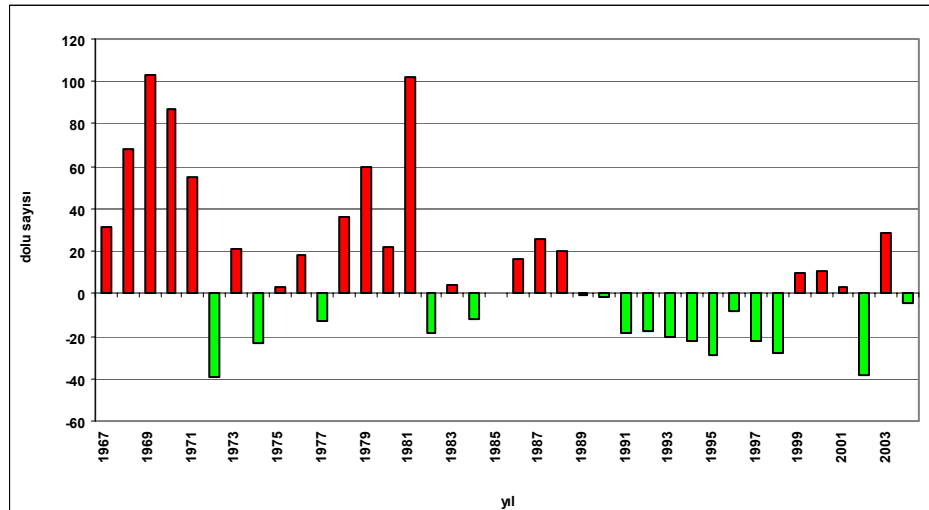
Şekil 46: Kış mevsimi ortalama dolu yağışlı günler sayısı dağılımı (1971-2000)

Kışın Akdeniz Bölgesi'nde ortalama 21 gün, Ege Bölgesi'nde ise ortalama 19 gün dolu yağışı gözlenmektedir. Karasallığın yüksek olduğu Doğu Anadolu, İç Anadolu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde ise, kış mevsimi boyunca sırasıyla 2, 6 ve 7 gün dolu yağışı meydana gelmiştir (Tablo 22).

Tablo 22 : Kış mevsimi ortalama dolu yağışı sayılarının bölgelere göre dağılımı (1971-2000

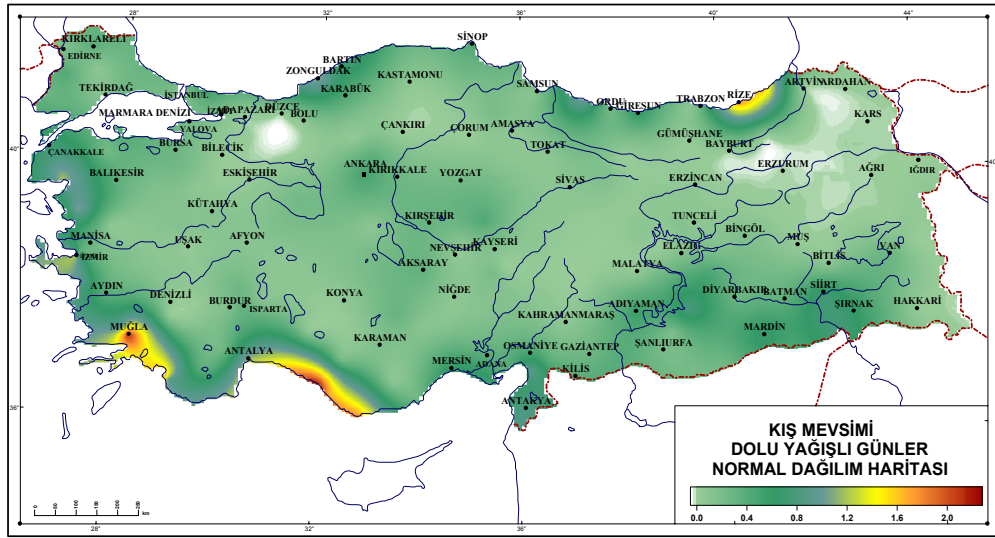
BÖLGE	KIŞ MEVSİMİ
AKDENİZ	21
DOĞU ANADOLU	2
EGE	19
GÜNEYDOĞU	7
İÇ ANADOLU	6
KARADENİZ	12
MARMARA	7

Kışın meydana gelen dolu yağışlarının zamansal dağılımında da 1989 yılından itibaren genel bir azalma eğilimi mevcuttur (Şekil 47).



Şekil 47: Kış mevsimi toplam dolu yağışlı günler sayısı zamansal dağılımı (1971-2000)

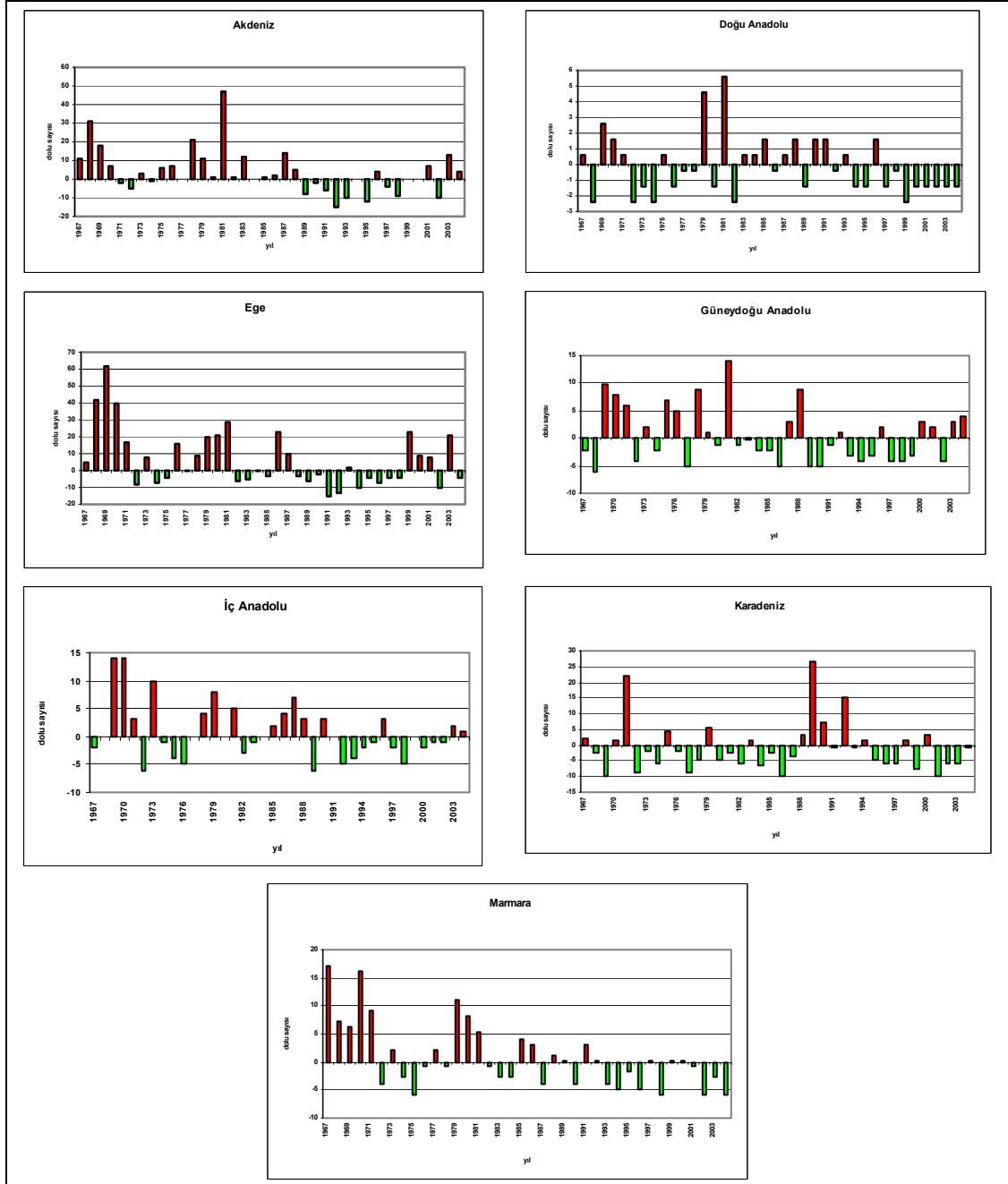
Dolu yağışlı gün sayılarının alansal dağılımında Doğu Karadeniz, Ege Bölgesi'nin güneyi ve Batı Akdeniz kıyıları dikkat çekmektedir (Harita 17). Bu mevsimde Alanya ve Muğla civarında gözlenen dolu yağışlı gün sayısı yaklaşık 2'dir. Rize ve civarında bu sayısı yaklaşık 1,5'tur. Türkiye ortalaması yaklaşık olarak 2 yılda 1'dir. Erzurum, Bayburt, Ardahan ve Ağrı civarında ise neredeyse hiç dolu yağışı gözlenmemektedir.



Harita 17: Uzun yıllar kış mevsimi ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1967-2004)

Yüksek kenar dağların kuzeyde ve güneyde kıyıların hemen gerisinde başlamaları, derin ve sıcak su kütlesi olmalarına rağmen Karadeniz'in ve Akdeniz'in termik etkilerinin ancak çok dar kıyı şeridinde kendini göstermesine yol açar (Erinç;1984). Bu etkiler, kışın kendini daha çok hissettirir ve bu sırada ılıman termik koşullara sahip dar kıyı şeridi ile, çok düşük sıcaklıklar altında bulunan geniş iç kısımlar arasında büyük bir zıtlık meydana gelir. Bu da kış mevsiminde dolu yağışlarının kıyı bölgelerimizde daha fazla gözlenmesinin bir diğer nedenidir.

Kışın gözlenen dolu yağışlarının uzun yıllar zamansal dağılımı incelendiğinde, Ege Bölgesi dışında, son yıllarda bir azalma eğilimi göze çarpmaktadır (Şekil 48).



Şekil 48 : Kış mevsimi toplam dolu yağışları anomalilerinin bölgesel ve zamansal dağılımı (1967-2004)

5.3 Dolu Yağışları Uzun Yıllar Aylık Dağılımı

Türkiye’de dolu yağışlarının en fazla görüldüğü aylar, sırasıyla Mayıs ve Nisan’dır. Toplam dolu yağışlarının % 44’ü bu aylarda görülmektedir. Bu tip yağışların en az görüldüğü aylar ise Ağustos (%2), ve Temmuz (%3)’dur (Tablo 23).

Tablo 23: Ortalama dolu yağışlı günler sayısı aylık dağılımı (1971-2000)

Ay	Oca	Şub	Mar	Nis	May	Haz	Tem	Agu	Eyl	Eki	Kas	Ara
Dolu Sayısı (%)	5	7	12	21	23	12	3	2	4	4	4	5

İç Anadolu’da daha çok ilkbaharda görülen dolu yağışları, doğuya doğru gidildikçe Ağustos ayına kaymaktadır. Örneğin; Ankara ve Konya’da Nisan-Mayıs-Haziran, Kars’ da ise Ağustos dolunun daha sık görüldüğü aylardır (Tablo 24).

Kış ayları ülkemizin, özellikle karasal iklimin hakim olduğu iç kesimlerinde hava sıcaklığının düşük olduğu, atmosferik kararlılığın arttığı ve dolu yağışlarının oluşumu için ihtiyaç duyulan konvektif faaliyetlerin çok az gözlemlendiği dönemdir. Buna karşılık kıyı bölgelerimizde etkili olan cephesel sistemler; deniz yüzeyinin daha sıcak olması ve yeterli nem içermesi sonucu, orografik yükselimle birlikte dolu yağışlarına neden olmaktadır. Karasallık derecesiyle doğru orantılı olarak bahar ve yaz aylarında Doğu Anadolu da ve iç kesimlerde daha sık görülen dolu yağışında yüksek sıcaklık önemli rol oynar (Harita 9-a’dan başlayarak Harita 9-l ‘ye kadar aylık dağılımlar gösterilmektedir)

Tablo 24: Türkiye Geneline Gözlenen Uzun Yıllar Aylık Ortalama Dolu Sayısı (1971 – 2000)

Ay	Oca	Şub	Mar	Nis	May	Haz	Tem	Agu	Eyl	Eki	Kas	Ara
Dolu Sayısı	23	29	52	87	93	52	12	9	9	19	18	21

Foto 11:
Ağustos 2001 – İzmir’de
meydana gelen dolu yağışı



Kış ayları ülkemizin, özellikle karasal iklimin hakim olduğu iç kesimlerinde hava sıcaklığının düşük olduğu, atmosferik kararlılığın arttığı ve dolu yağışlarının oluşumu için ihtiyaç duyulan konvektif faaliyetlerin çok az gözlemlendiği dönemdir. Buna karşılık kıyı bölgelerimizde etkili olan cephesel sistemler; deniz yüzeyinin daha sıcak olması ve yeterli nem içermesi sonucu, orografik yükselimle birlikte dolu yağışlarına neden olmaktadır.

Ortalama dolu yağışı sayılarının aylık alansal dağılımları ise şu şekilde özetlenebilir (Harita 9) :

Dolu yağışları Ocak ayında doğu Karadeniz Bölgesi, kıyı Ege, batı ve orta Akdeniz’de etkili olurken, Şubat ayında doğu Akdeniz ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi’ni de içine alacak şekilde geniş bir alana yayılmaktadır. Bu aylarda Ege Bölgesi’nin güneyi ve batı Akdeniz’deki merkezlerde yıllık ortalama olarak en az 1 dolu yağışı gözlenmektedir.

Mart ayında, özellikle, Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nde etkili olan dolu yağışlarının, o bölgelerdeki merkezlerde gözlenme sıklığı 1’den fazladır.

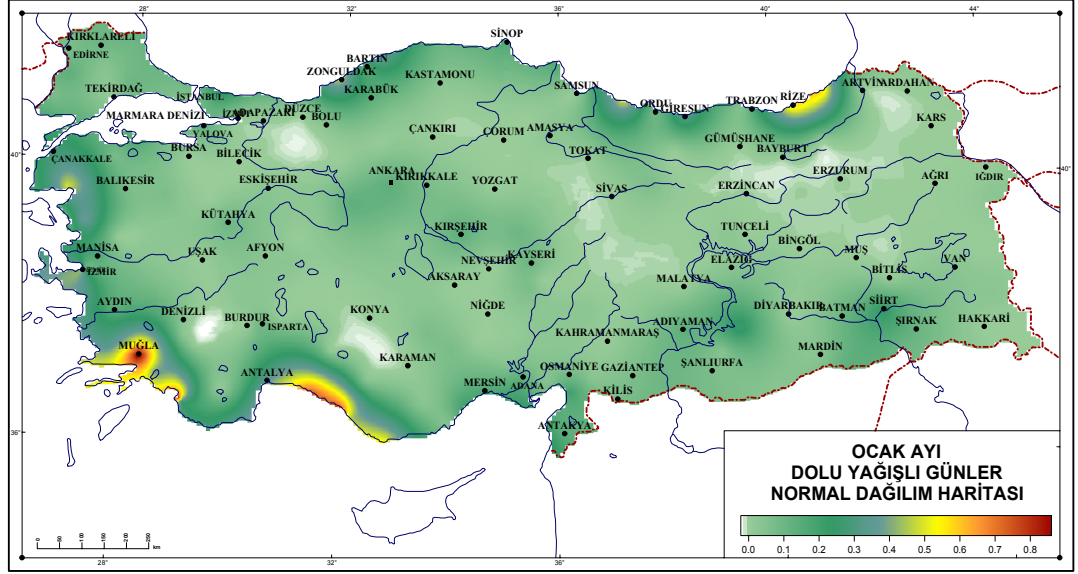
Nisan ayında kıyı bölgelerimizde dolu yağışının gözlenme sıklığı oldukça düşüktür. Ege ve Akdeniz kıyılarında bu oran 4-5 yılda 1 düzeyindeyken, İç Anadolu Bölgesi'nde yılda 1, Siirt ve Bitlis civarında ise yılda yaklaşık 2'dir.

Mayıs ayında dolu yağışları ülkemizin doğusunda daha çok gözlenmektedir. Sıcaklık farklılığının çok fazla olmadığı kıyı bölgelerimizdeki merkezlerde 2-3 yılda bir dolu yağışı gözlenirken iç bölgelerdeki merkezlerde bu oran yılda 1, doğuda ise yılda yaklaşık 2'dir.

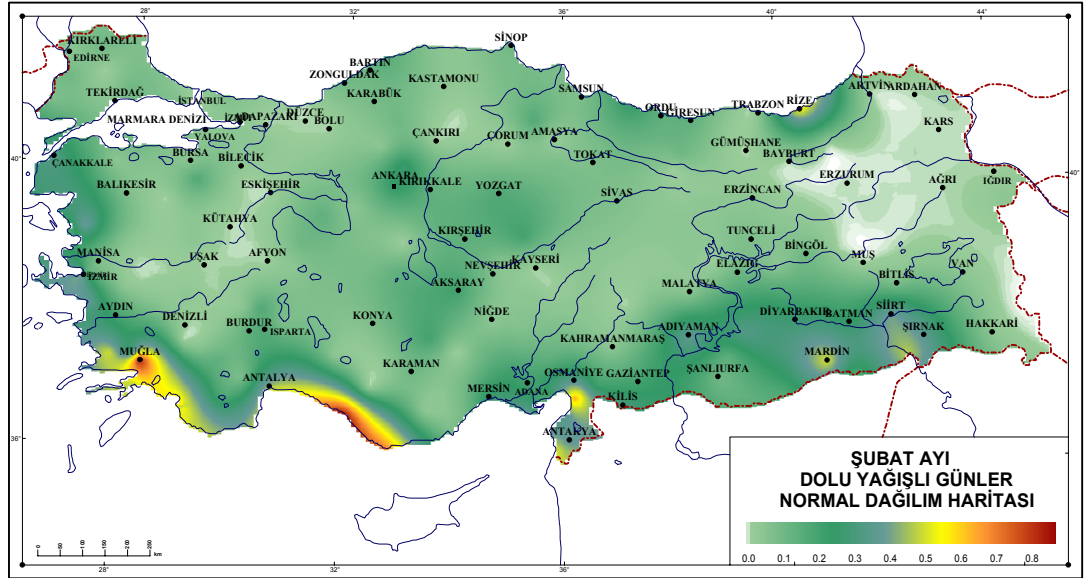
Haziran ayında dolu yağışları daha çok Doğu Anadolu'nun doğusu ve kuzeydoğusunda etkilidir. Temmuz ayında ise bu bölgelerimize İç Anadolu'nun kuzeyi ve iç Ege de dahil olmaktadır.

Ağustos ve Eylül aylarında Doğu Anadolu'nun doğu ve kuzeydoğusunda daha fazla dolu yağışı gözlenmektedir. Kasım ayında ise dolu yağışlarının gözleendiği alan güneye doğru inerek Güneydoğu Anadolu Bölgesi'ni içine almaktadır.

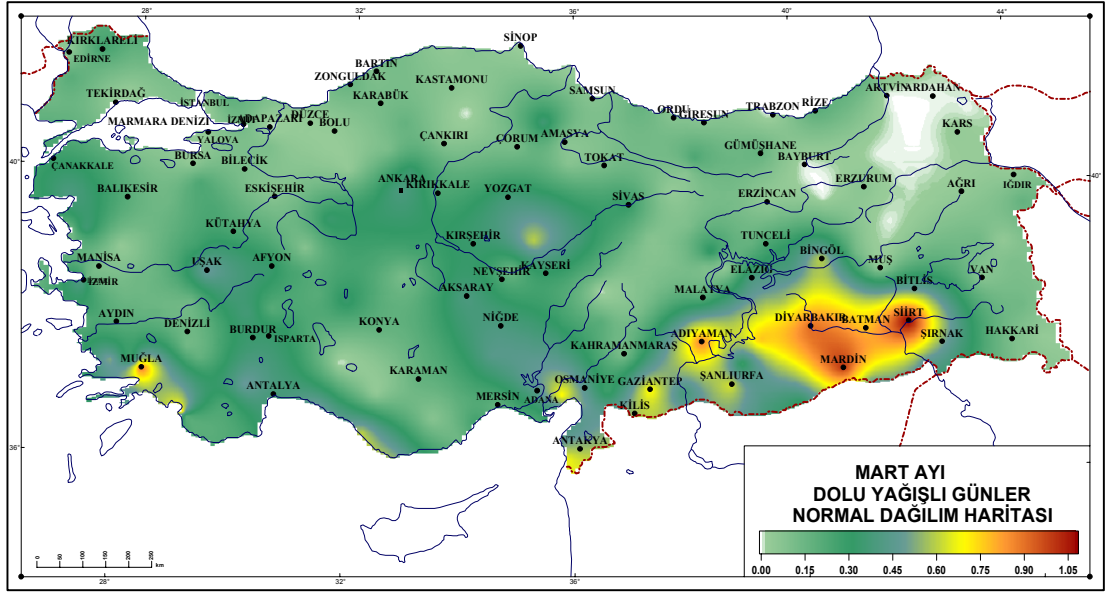
Kasım ve Aralık aylarında sıcaklıkların düşmesi ile birlikte iç kesimlerden kıyılara doğru bir hareket gözlenmekte ve en fazla dolu yağışları, cephesel sistemler ve topoğrafyanın da etkisiyle, kıyı bölgelerimizde meydana gelmektedir.



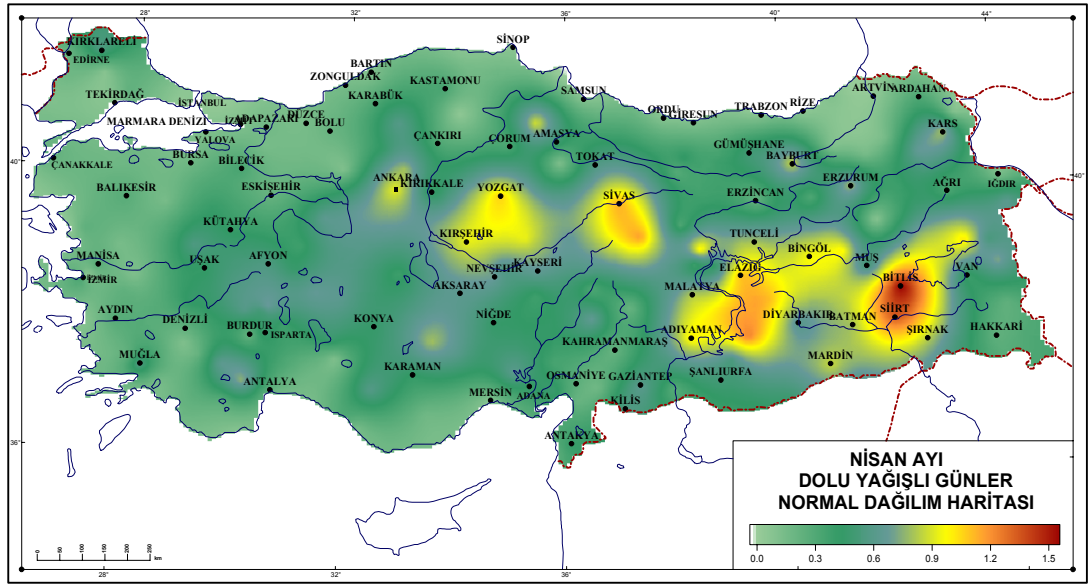
Harita 18-a: Ocak ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



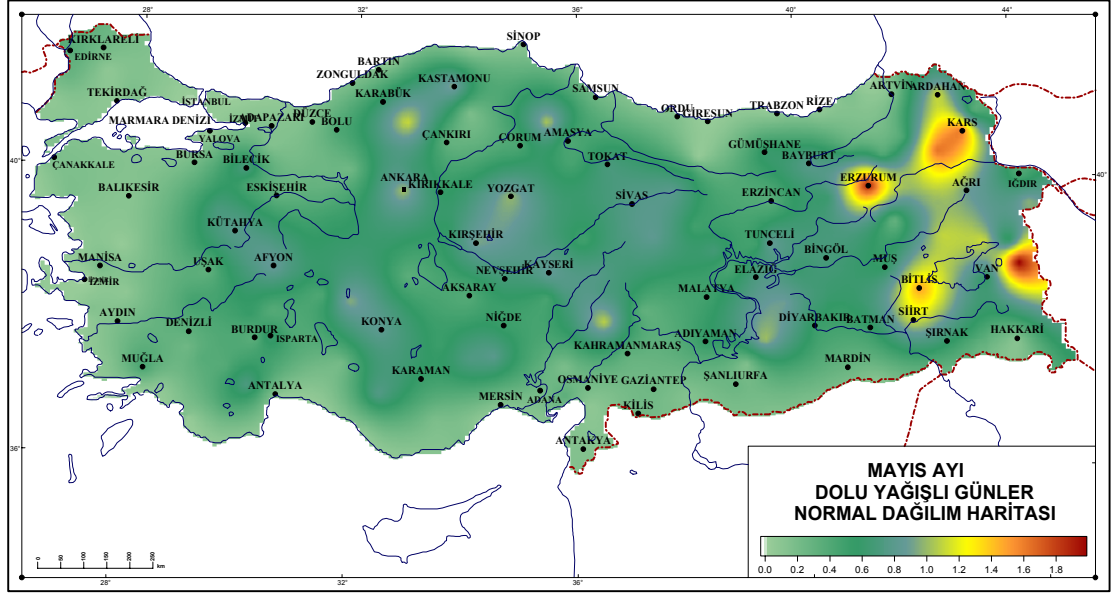
Harita 9-b: Şubat ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



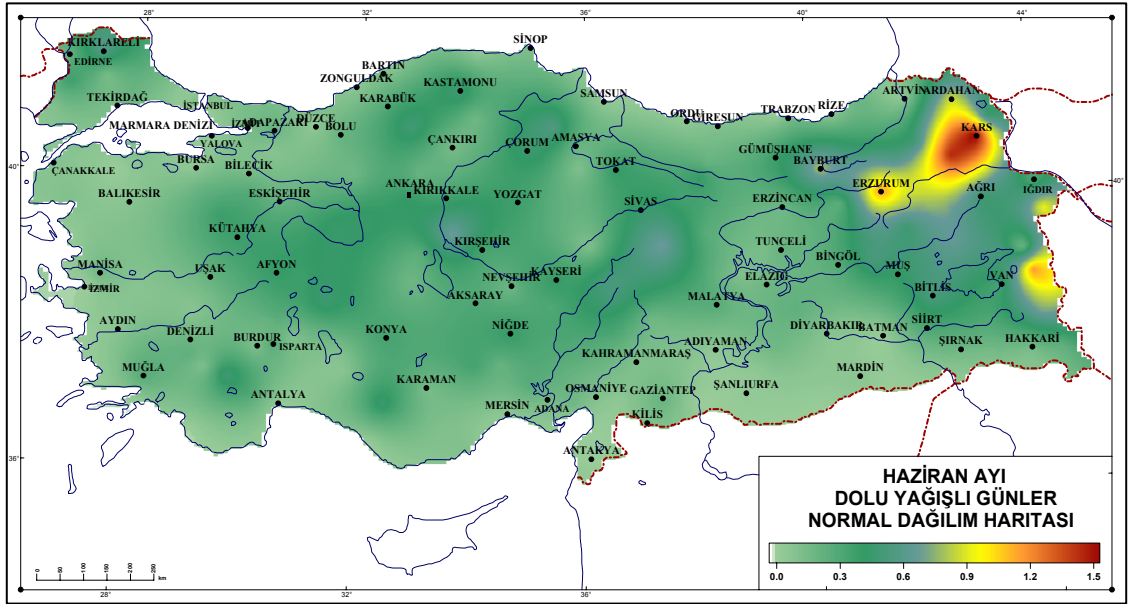
Harita 9-c: Mart ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



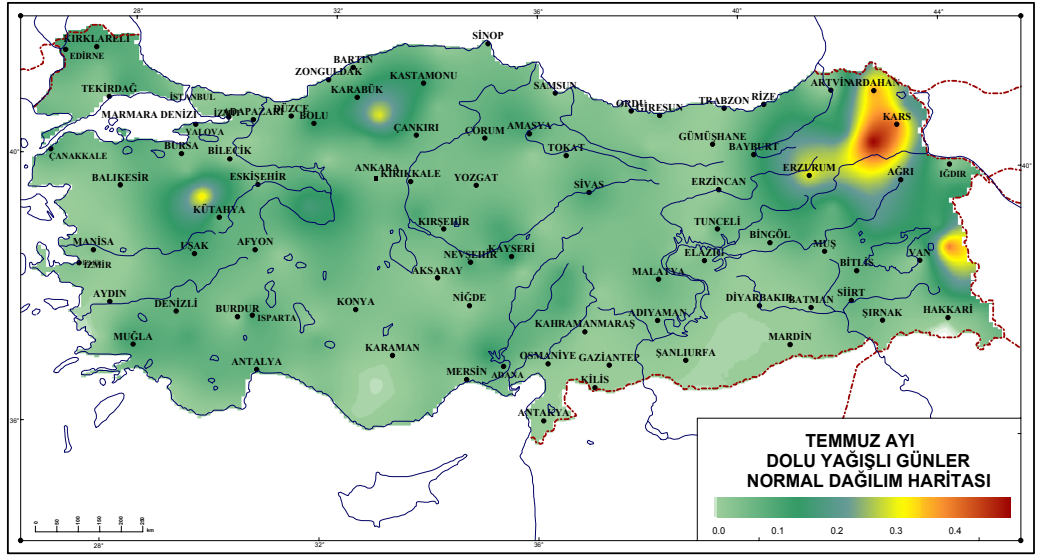
Harita 9-d: Nisan ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



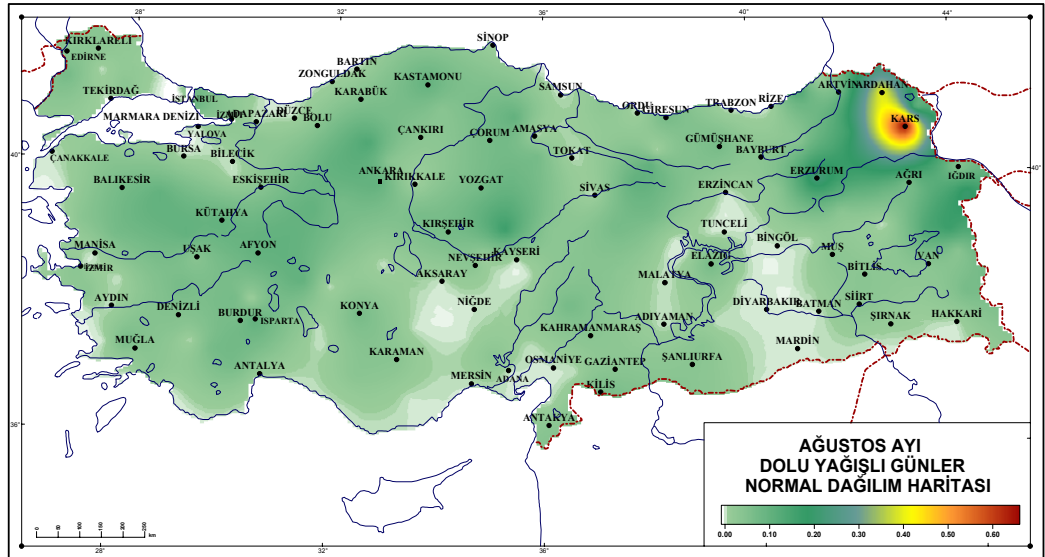
Harita 9-e: Mayıs ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



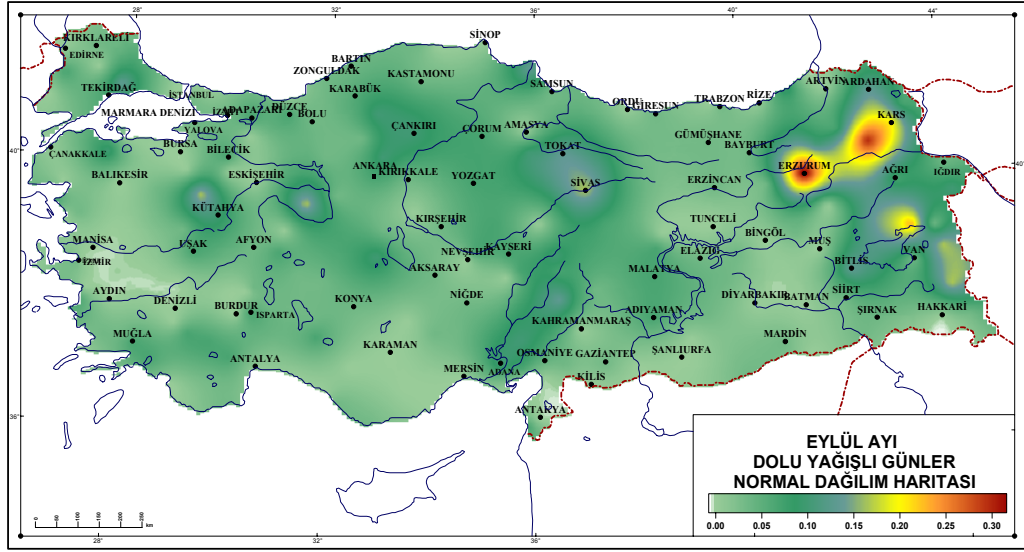
Harita 9-f: Haziran ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



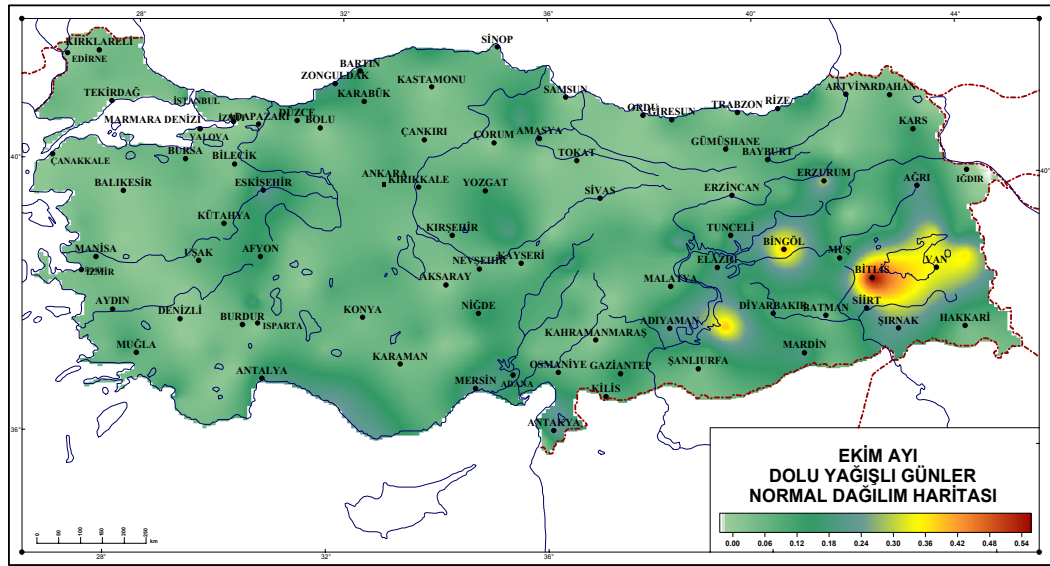
Harita 9-g: Temmuz ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



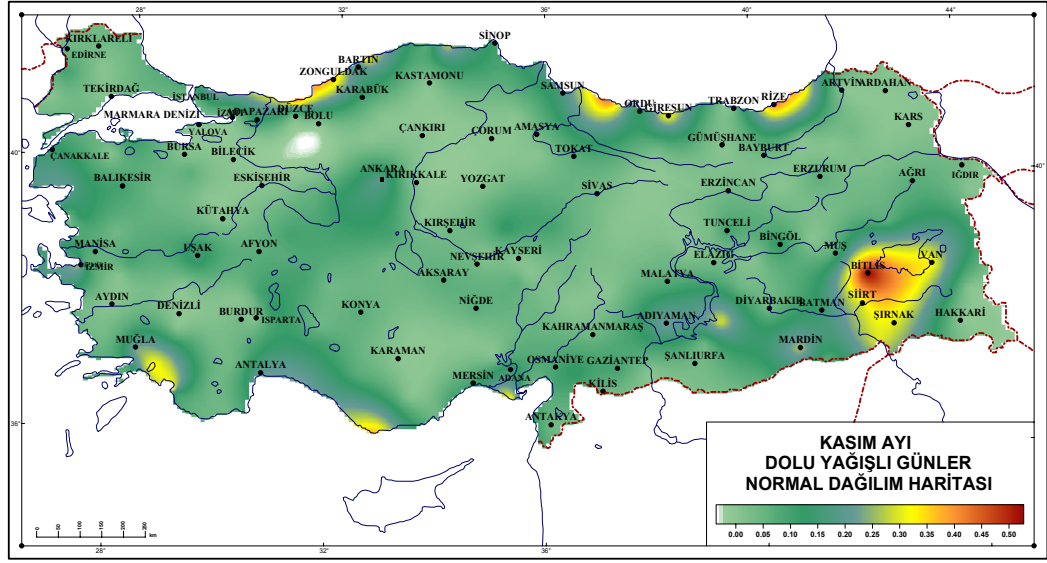
Harita 9-h: Ağustos ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



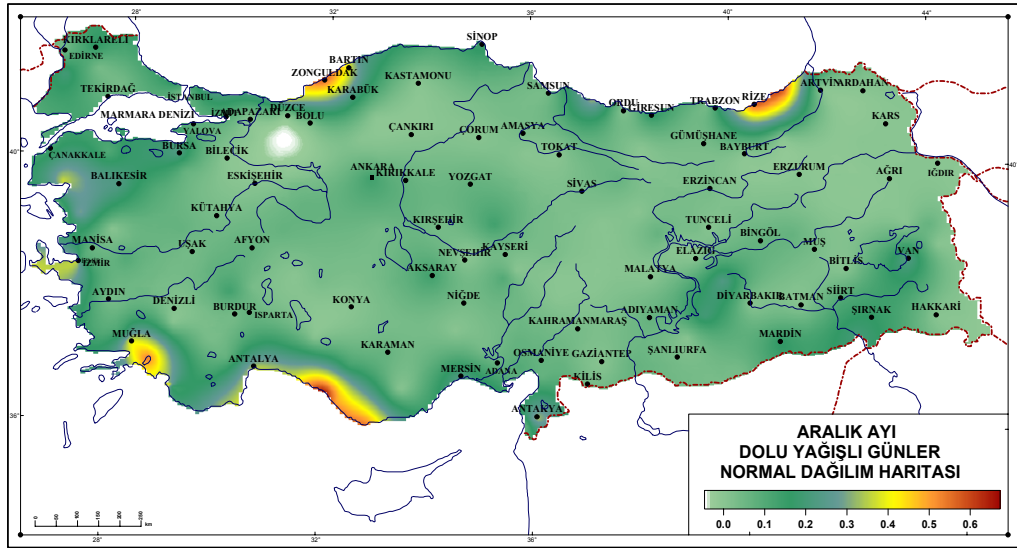
Harita 9-i: Eylül ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1967-2004)



Harita 9-j: Ekim ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1967-2004)



Harita 6-k: Kasım ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)



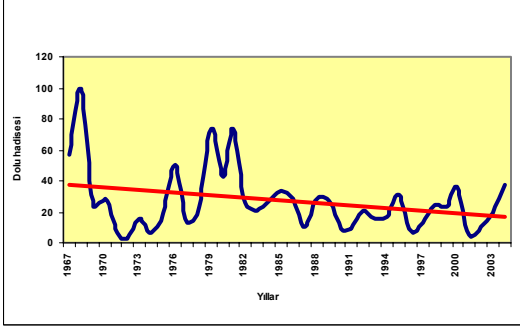
Harita 9-1: Aralık ayı uzun yıllar ortalama dolu yağışlı günler alansal dağılımı (1971-2000)

Bu bölümün başlarında uzun yıllar yıllık ortalama dolu yağışlı günler sayısında bir azalma eğiliminin varlığını ve bunun nedenlerini ele almıştık. Yıllık değerlerde gözlenen bu azalma eğilimi, aylık dağılımlar incelendiğinde de yine açık bir şekilde göze çarpmaktadır (Şekil 49).

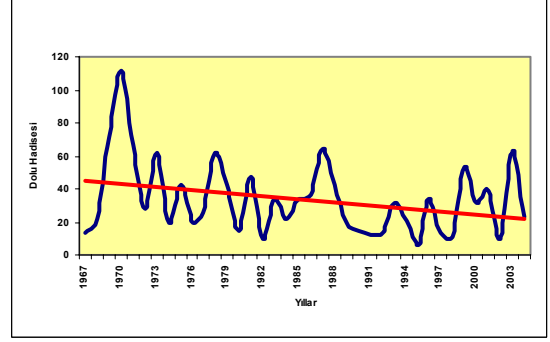
Özellikle ülkemizde dolu yağışlarının en fazla gözleendiği Nisan, Mayıs ve Haziran aylarında bu azalma eğilimi çok daha fazladır. Eylül, Ekim ve Kasım aylarında da, çok fazla dolu yağışı gözlenmiyor olmasına rağmen, aynı azalma eğilimini görmek mümkündür. Temmuz ve Ağustos aylarında da, diğer aylara oranla oldukça hafif olmakla birlikte, bir azalma eğilimi olduğunu söyleyebiliriz.

Bu azalma eğiliminin nedenleri arasında, ülkemizi etkileyen siklonların sıklığında meydana gelen azalmanın yanı sıra, Kuzey Atlantik Salınımı'nı da sayabiliriz. Çünkü; Kuzey Atlantik Salınım indeksinin pozitif olduğu durumlarda subtropikal yüksek basınç alanı olan Akdeniz'de siklonlar görülmezler ya da çok seyrek oluşurlar.

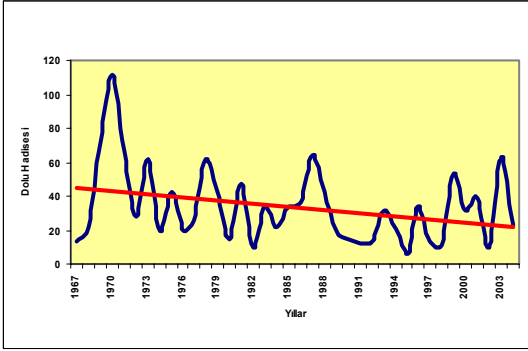
Yukarıdaki etkenlerin dışında, iklim değişikliği, çarpık kentleşme, ısı adası etkileri, çevresel etkiler ve atmosferin karmaşık yapısı içerisinde henüz belirlenemeyen bir çok faktör de bu azalmanın nedenleri arasında sayılabilir.



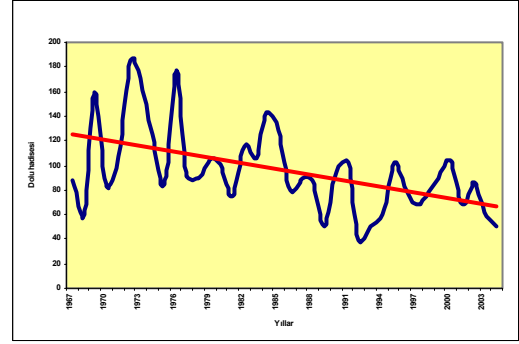
Şekil 49-a: Uzun yıllar Ocak ayı dağılımı (1967-2004)



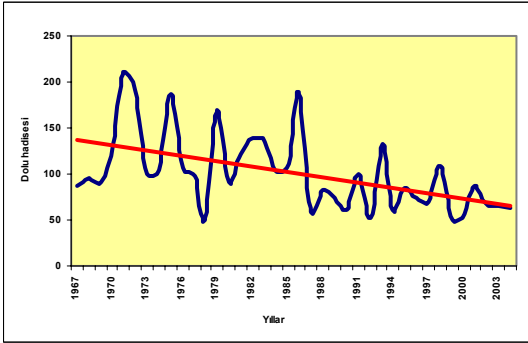
Şekil 49-b: Uzun yıllar Şubat ayı dağılımı (1967-2004)



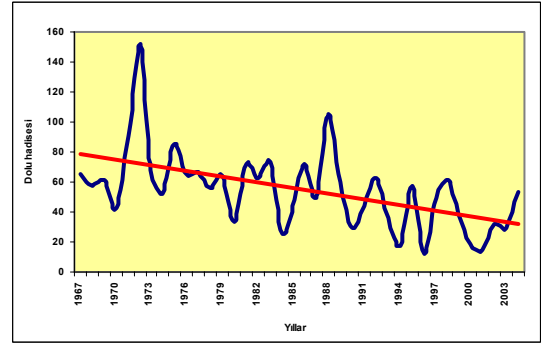
Şekil 49-c: Uzun yıllar Mart ayı dağılımı (1967-2004)



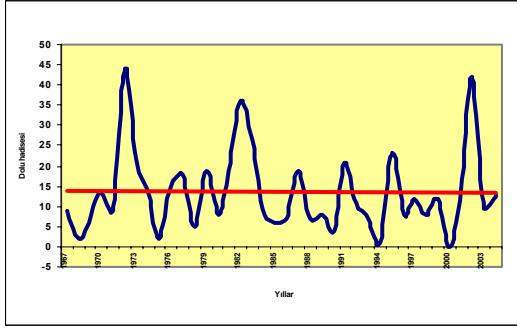
Şekil 49-d: Uzun yıllar Nisan ayı dağılımı (1967-2004)



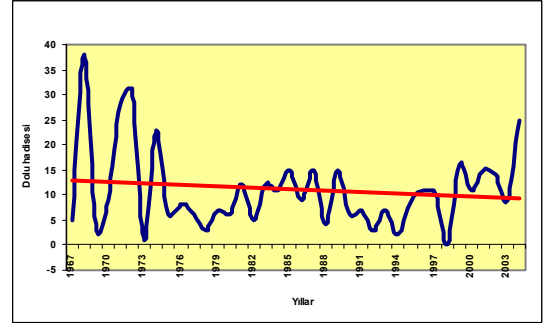
Şekil 49-e: Uzun yıllar Mayıs ayı dağılımı (1967-2004)



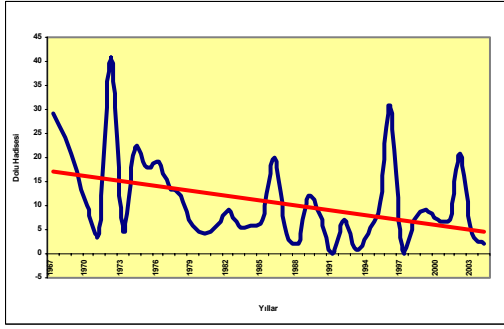
Şekil 49-f: Uzun yıllar Haziran ayı dağılımı (1967-2004)



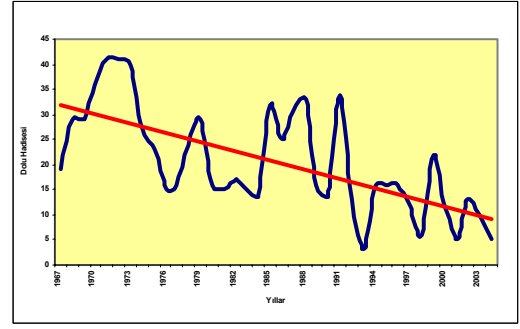
Şekil 49-g: Uzun yıllar Temmuz ayı dağılımı (1967-2004)



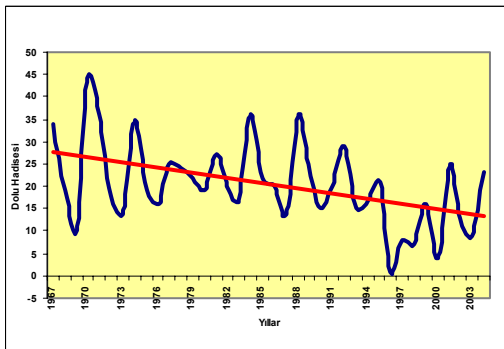
Şekil 49-h: Uzun yıllar Ağustos ayı dağılımı (1967-2004)



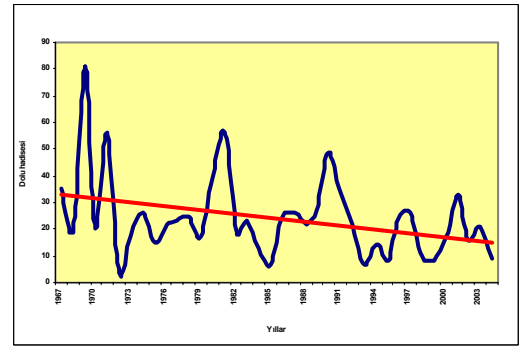
Şekil 49-i: Uzun yıllar Eylül ayı dağılımı (1967-2004)



Şekil 49-j: Uzun yıllar Ekim ayı dağılımı (1967-2004)

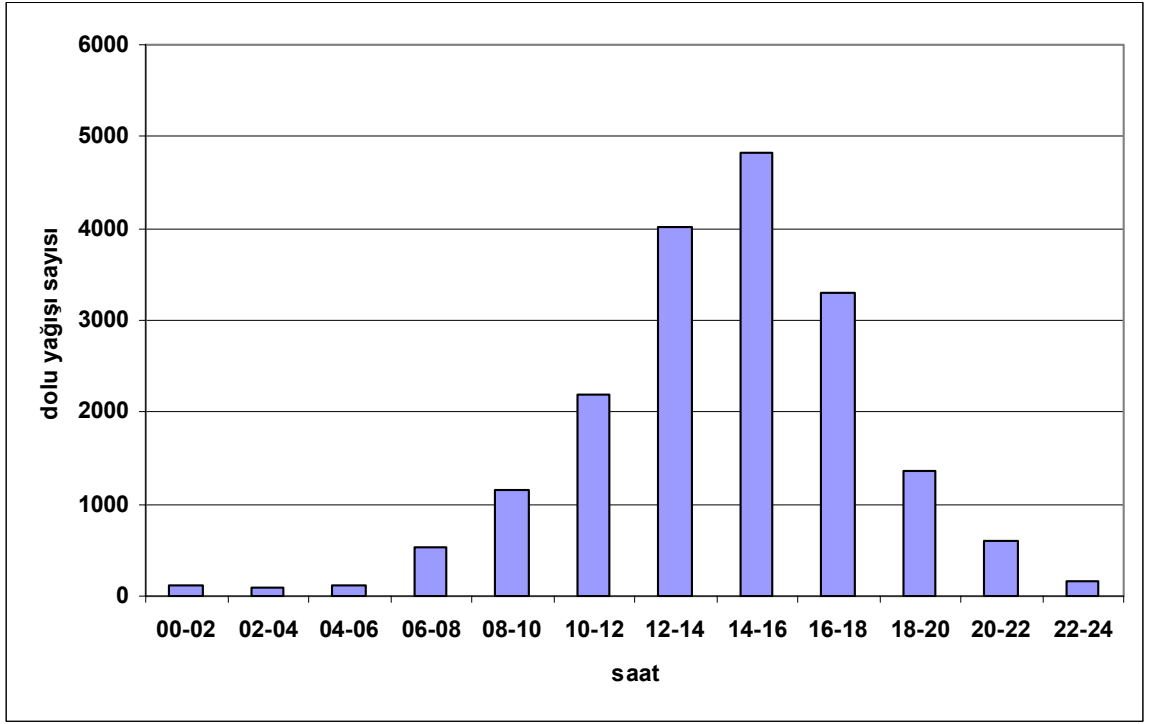


Şekil 49-k: Uzun yıllar Kasım ayı dağılımı (1967-2004)



Şekil 49-l: Uzun yıllar Aralık ayı dağılımı (1967-2004)

Şekil 49: Dolu yağışlı günler sayısı uzun yıllar aylık dağılımı (1967-2004)



Şekil 50: Dolu yağışları uzun yıllar saatlik dağılımı (1967-2004)

Yukarıdaki grafikte de görüldüğü gibi ülkemizde dolu yağışları, genel olarak, öğle saatleri ve hemen sonrasında meydana gelmektedir (Şekil 50). Özellikle 12⁰⁰-16⁰⁰ saatleri arası bu yağışın en fazla gözlendiği zaman aralığıdır.

Bu da ülkemizde meydana gelen dolu yağışlarının büyük çoğunluğunun, karasallıktan kaynaklanan ve alttan ısınma sonucu gelişen konvektif faaliyetlerden oluştuğunu göstermektedir.

ALTINCI BÖLÜM

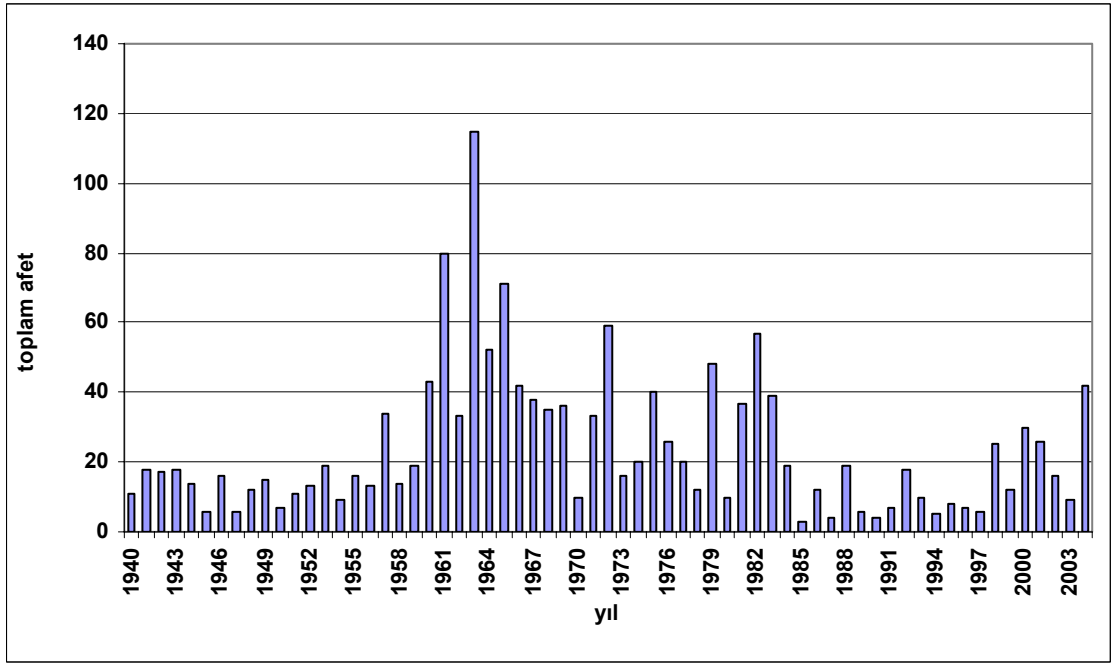
TÜRKİYE’DE DOLU AFETİNİN ZAMANSAL, ALANSAL VE BÖLGESEL DAĞILIMI

6.1. Dolu Afeti Uzun Yıllar Yıllık Değerlendirmesi

Bu çalışmada, afet tanımına uygun olarak, bir bölgede dolu yağışı sonucu can ya da mal kaybına neden olan olaylar değerlendirilmiştir. Örneğin 1967-2004 yılları arasında, Türkiye genelinde, resmi kayıtlara göre 17661 dolu yağışı gözlenmiş olmasına rağmen, bu yağışlardan sadece 824 tanesi can ya da mal kaybına neden olduğu için afet kapsamında ele alınmıştır.

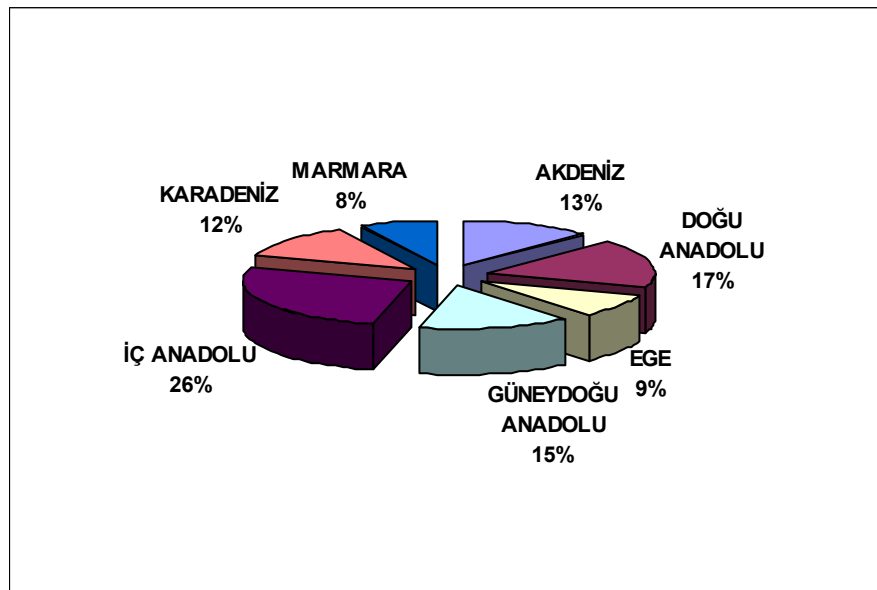
Ülkemiz, coğrafi konumu nedeniyle fazla sayıda ve farklı zamanlarda dolu yağışına maruz kalmaktadır. Bu yağışların bazıları meydana geldikleri döneme ve yere bağlı olarak afet özelliği göstermektedir. Örneğin; halkının büyük bölümünün gelirini tarım sektöründen kazandığı Malatya’da özellikle Nisan, Mayıs ve Haziran ’da yağan dolu çok daha fazla sayıda afete neden olmaktadır. Buna karşılık Kars’ta Ağustos’ta yağan dolu meyve ağaçlarına büyük zarar vermektedir.

1989 yılından 2004 yılı sonuna kadar olan dönemde meydana gelen dolu olaylarının sayısında belirgin bir azalma göze çarpmaktadır (Şekil 51). Buna karşılık 1998 sonrası meydana gelen dolu yağışları daha fazla can ya da mal kaybına neden olmuşlar ve bu yüzden de bu dönem sonrasında dolu afeti sayısında bir artış gözlenmiştir.



Şekil 51: Yıllık toplam dolu afeti uzun yıllar zamansal dağılımı (1940-2004)

1940-2004 yılları arasında kaydedilen dolu yağışına bağlı afetlerin bölgesel dağılımlarında İç Anadolu Bölgesi (%26) ve Doğu Anadolu Bölgesi (%17), başta gelmektedir (Şekil 52). Bir önceki bölümde de değinildiği gibi bu bölgelerimiz yıllık toplam dolu yağışının en fazla görüldüğü yerlerdir. Dolu yağışının en az afete neden olduğu bölgemiz ise Marmara'dır (% 8).



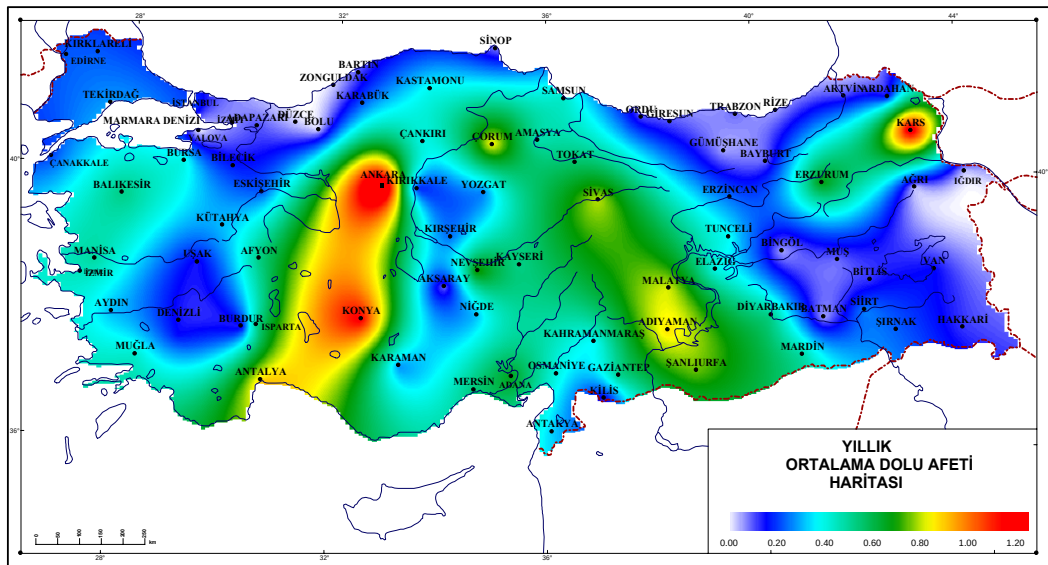
Şekil 52: Ortalama dolu afeti uzun yıllar bölgesel oranları (1940-2004)

Uzun yıllar ortalama dolu afeti sayıları incelendiğinde de İç Anadolu Bölgesi ve Doğu Anadolu Bölgesi, sırasıyla, 5 ve 4 dolu afeti ile ilk sırada yer almaktadır (Tablo 25).

Tablo 25 : Dolu afetleri uzun yıllar bölgesel ortalamaları (1971-2000)

BÖLGE	ortalama
AKDENİZ	3
DOĞU ANADOLU	4
EGE	2
GÜNEYDOĞU ANADOLU	3
İÇ ANADOLU	5
KARADENİZ	3
MARMARA	2

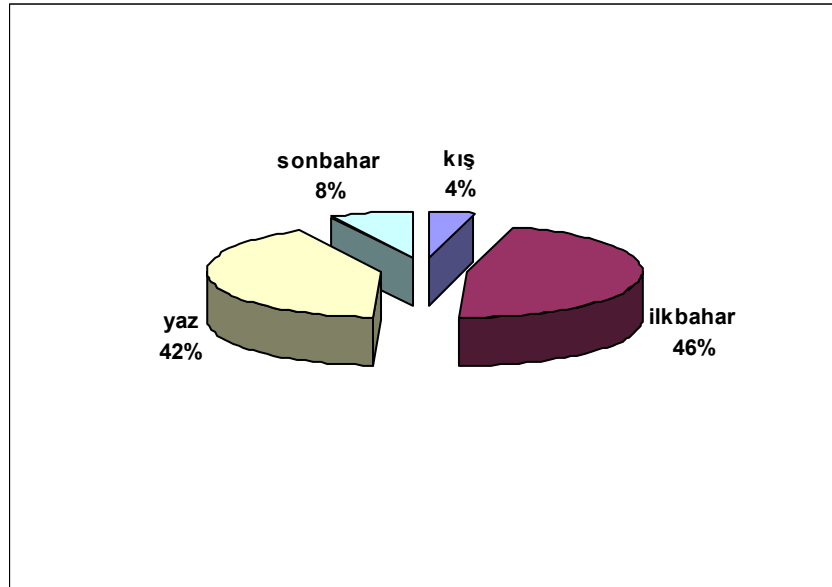
Yıllık ortalama dolu afetlerinin alansal dağılımları Harita 19’da verilmiştir. Haritada da görüldüğü gibi, ülkemizde en fazla afet gözlenen illerimiz Kars, Ankara ve Konya’dır. Bu illerimizin sınırları içerisinde yıllık dolu afeti gözlenme sıklığı ortalama 1,2’dir. Antalya, Adıyaman, Çorum, Malatya ve Sivas civarında her yıl yaklaşık 1 dolu afeti meydana gelmektedir. Türkiye ortalaması ise 0,31’dir. Bir diğer deyişle; her 3 yılda bir Türkiye’de en az bir dolu afeti yaşanmaktadır.



Harita 19: Uzun yıllar yıllık ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)

6.2. Dolu Afeti Uzun Yıllar Mevsimlik Değerlendirmesi

Bu bölümde 1940-2004 yılları arasında meydana gelen dolu afetleri ele alınmıştır. 65 yıllık periyot içerisinde dolu yağışının en fazla afete neden olduğu mevsimler ilkbahar (% 46) ve yaz (% 42)'dır. Sonbahar (% 8) ve kış (%4) mevsimlerinde meydana gelen dolu yağışlarının neden olduğu afetlerin sayısal oranı ise oldukça düşüktür (Şekil 63).

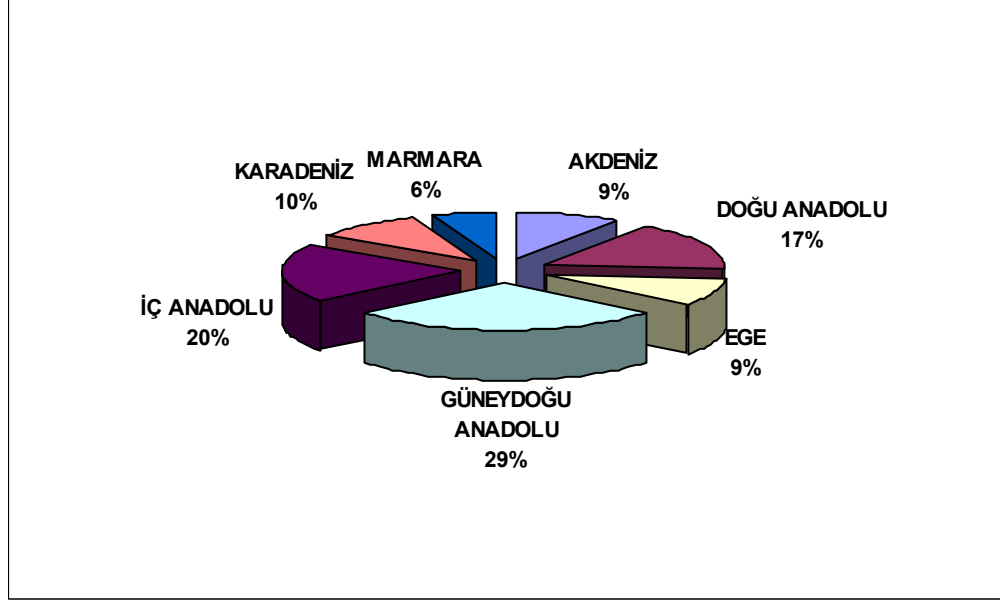


Şekil 53: Ortalama dolu afeti uzun yıllar mevsimlik dağılım oranları (1940-2004)

Burada bir konuyu özellikle belirtmekte yarar vardır. Yapılan çalışmada dolu afeti sayısal olarak değerlendirmeye alınmıştır. Afetlerin maddi boyutlarına ilişkin detaylı ve düzenli kayıtlar bulunamadığı için afet sayıları ile can ve mal kayıpları arasında bir karşılaştırma yapmak mümkün olamamıştır. Bu nedenle, bir bölgede çok daha fazla sayıda afet gözlenmiş olması, o bölgede meydana gelen can ve mal kayıplarının da o oranda fazla olduğu anlamı taşımamaktadır. Örneğin 1940-2004 yılları arasında meydana gelen dolu yağışları Ankara'da 82, Kars'ta ise 71 dolu afeti

yaşanmasına neden olmuştur. Ankara’da daha fazla sayıda dolu afeti yaşanmış olmasına rağmen Kars’ta meydana gelen can kayıpları çok daha fazladır.

6.2.1. İlkbahar Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi



Şekil 54: İlkbahar uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranları (1940-2004)

Türkiye genelinde dolu yağışlarının toplamda en fazla afete neden oldukları bölgelerimiz Güneydoğu Anadolu , İç Anadolu ve Doğu Anadolu’dur (Şekil 61). Bunun da en önemli nedeni, ilkbaharda, bu bölgelerimizde tarımsal faaliyetlerin oldukça yoğun olmasıdır. Örneğin; bu mevsimde meydana gelen dolu yağışlarının sadece %12’si Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nde gözlenirken, yağan dolunun neden olduğu afetlerin oranı ise %29’dur. Bu artış, ilkbaharın bölgede tarımsal faaliyetlerin en yoğun olduğu dönem olmasının bir sonucudur.

Örneğin; 17 Nisan 1998 tarihinde meydana gelen dolu afeti sonucunda Mersin’in Tarsus ilçesine bağlı Meşelik, Çavdarlı, Hacıhamzalı ve Göçük köylerinde

335 çiftçi ailesine ait 1000 da bağ, 3400 da hububat, 1700 da bezelye ve 1500 da zeytinlik olmak üzere toplam 7600 da tarım alanı % 40 ila % 90 oranında zarar görmüştür (T.B.M.M., 1998)

25 Nisan 1969'da Akpınar'da (Adıyaman) meydana gelen dolu yağışı ekili tarla ve bağlara %100 oranında zarar vermiş, 1 kişi yaşamını yitirmiştir (Kaynak: DMİ).

15 Mayıs 1997 tarihinde yaşanan dolu afeti ise Salihli'nin (Manisa) Adala, Gökçe Köy, Çapaklı ve Süleymaniye köylerinde 42 çiftçi ailesinin 995 dekar bağ ve kayısı bahçesinde etkili olmuştur. Afet sonrasında % 5-30 oranında zarar meydana gelmiştir (TBMM, 1997)

Yine bu tarihlerde hava sıcaklığının artması nedeniyle yağın dolu tanelerinin kısa sürede erimeleri, sel ve su baskını afetleri yoluyla dolaylı olarak diğer afetlerin de gözlenmesine yol açmaktadır.

3 Mayıs 1957'de İncesu'da (Kayseri) meydana gelen dolu yağışı sonrasında oluşan sel üzüm bağları, meyve ağaçları ve hububat tarlalarına zarar vermiştir . Aynı şekilde 26 Haziran 1998 tarihinde Çağlayan'da (Erzincan) gözlenen dolu yağışı ekinlere, meyvelere ve sebzelere zarar vermiş, yağın dolunun erimesi sonucu ise bağ ve bahçelerde su baskını meydana gelmiştir (Kaynak: DMİ).

Ayrıca, ilkbaharın meyve ağaçlarının çiçek açma dönemi olması, bu mevsimde yağın dolunun, şiddeti az dahi olsa, büyük zararlara neden olmaktadır. Örneğin; 26 Mart 1951 tarihinde Uşak'ta meydana gelen dolu yağışı, meyve ağaçlarının çiçeklerini dökmek suretiyle, önemli zararlar vermiştir (Kaynak: DMİ)

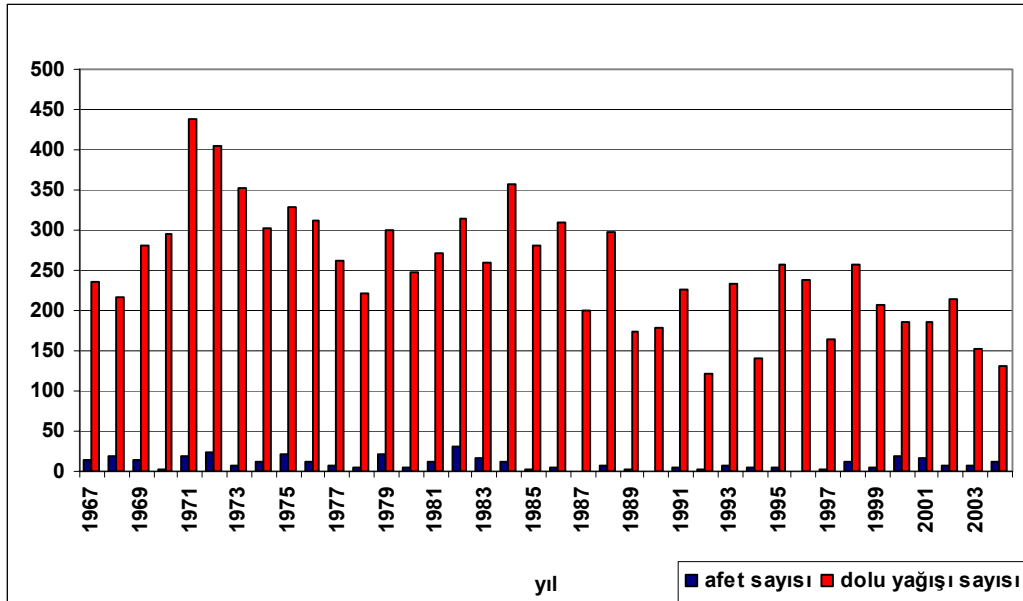
İlkbahar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranlarında Güneydoğu Anadolu Bölgesi 2,73'lük oranla en fazla etkilenen bölgemizdir. Marmara

Bölgesi'nde ise dolu yağışlarının afete neden olma sıklığı yaklaşık olarak 2 yılda 1'dir (Tablo 26).

Tablo 26 : İlkbahar ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı (1971-2000)

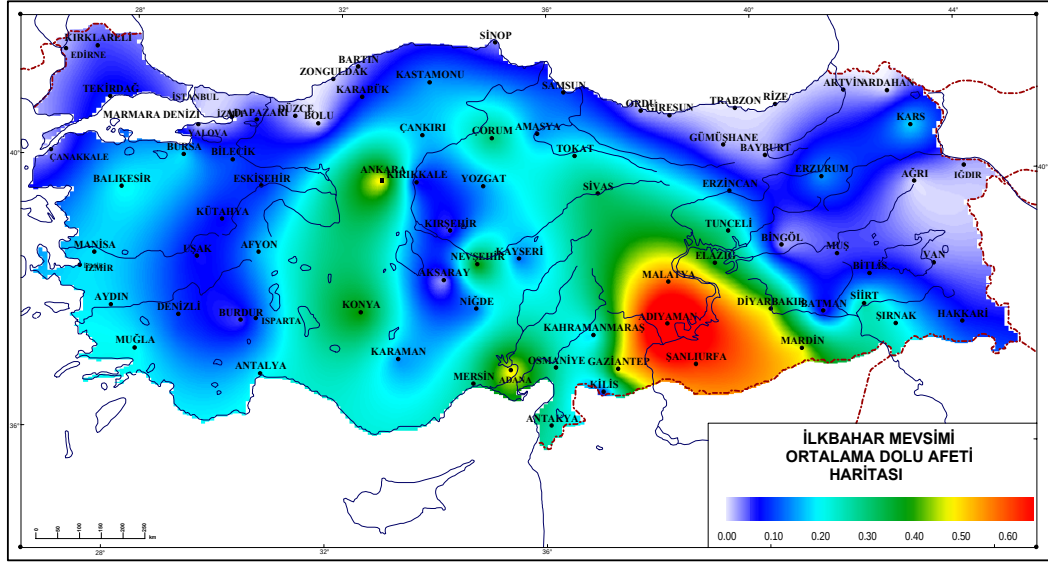
BÖLGE	ilkbahar
AKDENİZ	0,90
DOĞU ANADOLU	1,60
EGE	0,90
GÜNEYDOĞU ANADOLU	2,73
İÇ ANADOLU	1,90
KARADENİZ	0,93
MARMARA	0,57

Türkiye genel ortalamaları ele alındığında, ilkbaharda meydana gelen dolu yağışlarının sayısında, özellikle son yıllarda hissedilir ölçüde bir azalma gözlenirken, dolu yağışlarının afete neden olma özelliklerinde bir artış yaşanmaktadır(Şekil 55). Yukarıda bahsedilen nedenlerin yanı sıra ekonomik, sosyal, çevresel ve iklimsel değişimlerin de bu artışta etkili olup olmadığı üzerinde durulması gereken konulardan biridir. Dolu yağışlarının şiddetinde meydana gelebilecek artışlar afet etkisini de artıracaktır.



Şekil 55: İlkbahar toplam dolu afetleri zamansal dağılımı (1940-2004)

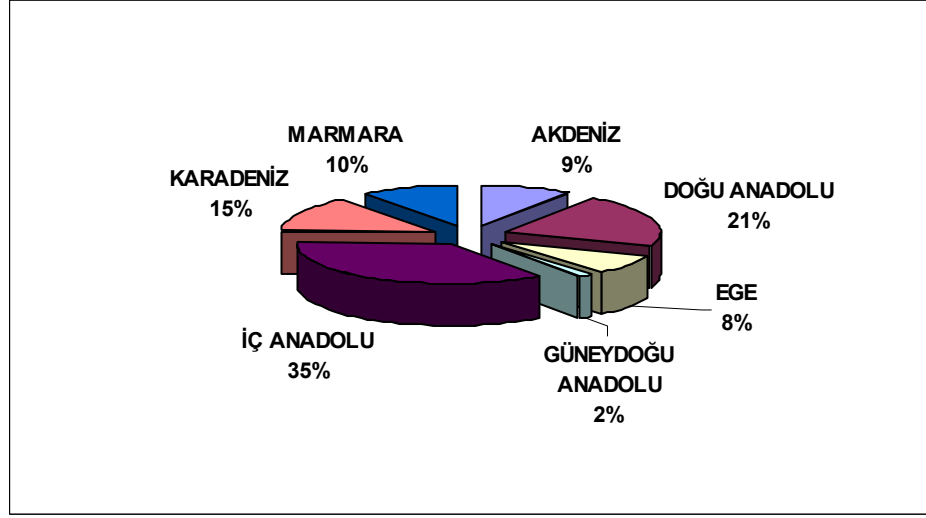
Bu mevsimde en fazla afet gözlenen illerimiz Malatya, Adıyaman ve Şanlıurfa'dır (Harita 20). Bu illerimizde ilkbaharda dolu afetinin gözlenme sıklığı 3 yılda 2'dir. Kaydedilen dolu yağışı ise 2 yılda ortalama 3'tür. Buna göre, ortalama olarak, meydana gelen her iki dolu yağışından birisi afete dönüşmektedir. Türkiye geneli ilkbahar mevsiminde dolu afeti gözlenme sıklığı ortalama 5 yılda 1'dir.



Harita 20: Uzun yıllar ilkbahar ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)

İlkbahar, ülkemizde dolu yağışlarının %55 gibi büyük bir oranının gerçekleştiği mevsimdir. Yine bu mevsimde tarımsal faaliyetlerin yoğun olarak yaşanması da meydana gelen dolu yağışlarının afete neden olma riskini aynı oranda artırmaktadır.

6.2.2. Yaz Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi



Şekil 56: Yaz uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranları (1940-2004)

Bu mevsimde meydana gelen dolu yağışlarının en fazla afete neden olduğu bölge İç Anadolu'dur (% 35). En az afet gözlenen bölgemiz ise %2 ile Güneydoğu Anadolu Bölgesi'dir (Şekil 56).

3 Temmuz 1960 tarihinde Oltu'da (Erzurum) meydana gelen şiddetli dolu yağışı mahsullere zarar verirken 150 baş hayvan da telef olmuştur. 9 Haziran 1961'de Çorum'da meydana gelen dolu yağışı ise 17 köyde hasara yol açmıştır (Kaynak: DMİ).

20 Haziran 1999 tarihinde Tokat'ın Turhal, Pazar ve Artova İlçelerinde meydana gelen dolu afeti yaklaşık olarak 7,2 trilyon liralık ürün zararına sebep olmuştur (TBMM, 1999).

Samsun'un Vezirköprü ilçesinde ve köylerinde 20.6.1999 tarihinde dolu afeti yaşanmış ve 29 köyü kapsayan ekili arazi üzerinde % 45 oranında zarara neden olmuştur. Dolu afetinden 731 aile ve 6 bin 851 kişi zarar görmüştür (TBMM, 1999).

12 Ağustos 1980 tarihinde Çardak'ta (Denizli) meydana gelen dolu yağışı sonrası oluşan sel ev ve işyerlerini basarak önemli maddi kayıplara yol açmıştır. 11 Ağustos 1961'de Oltu'da (Erzurum) meydana gelen dolu yağışı ve sonrasında yaşanan sel nedeniyle ekili ve biçili mahsul %65 oranında zarar görmüş, 500 küçükbaş, 200 büyükbaş hayvan telef olmuştur (Kaynak: DMİ).

Yazın, özellikle yurdumuzun karasal özelliğe sahip iç bölgelerinde, yer yüzeyinin aşırı ısınması sonucu konvektif faaliyetler daha yoğun olarak gözlenmektedir. Meydana gelen dolu, sıcaklığın da etkisiyle (İlkbahar mevsimine benzer olarak), yağdıktan sonra kısa bir süre sonra erimektedir. Eriyen dolu, yüzey akışına geçerek sel ve su baskını afetlerine de neden olmaktadır. Büyük şehirlerimizde ise plansız kentleşme ve betonlaşma sonucu su baskınları sıkça yaşanmaktadır.



Foto 12: 4 Temmuz 2005
Tarihinde Ankara'da Meydana
Gelen Dolu Yağışı.
Kaynak: S.Sensoy

Uzun yıllar yıllık ortalama dolu afetinin tekrarlama oranlarını incelediğimizde; İç Anadolu Bölgesi'nde yılda yaklaşık 3 dolu afeti meydana gelirken bu oran Ege Bölgesi'nde 2,5 yılda 1 ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde ise yaklaşık 8 yılda 1'dir (Tablo 27).

Tablo 27 : Yaz mevsimi ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı (1971-2000)

BÖLGE	yaz
AKDENİZ	0,80
DOĞU ANADOLU	1,80
EGE	0,70
GÜNEYDOĞU ANADOLU	0,13
İÇ ANADOLU	2,93
KARADENİZ	1,23
MARMARA	0,87

Dolu yağışlarının mevsimlik dağılımlarında, yaz mevsiminde en fazla dolu yağışı gözlenen bölgemiz Doğu Anadolu olmasına rağmen, meydana gelen dolu yağışlarının afete neden olma oranları İç Anadolu Bölgesi'nde daha yüksektir. Bunun farklı nedenleri vardır.

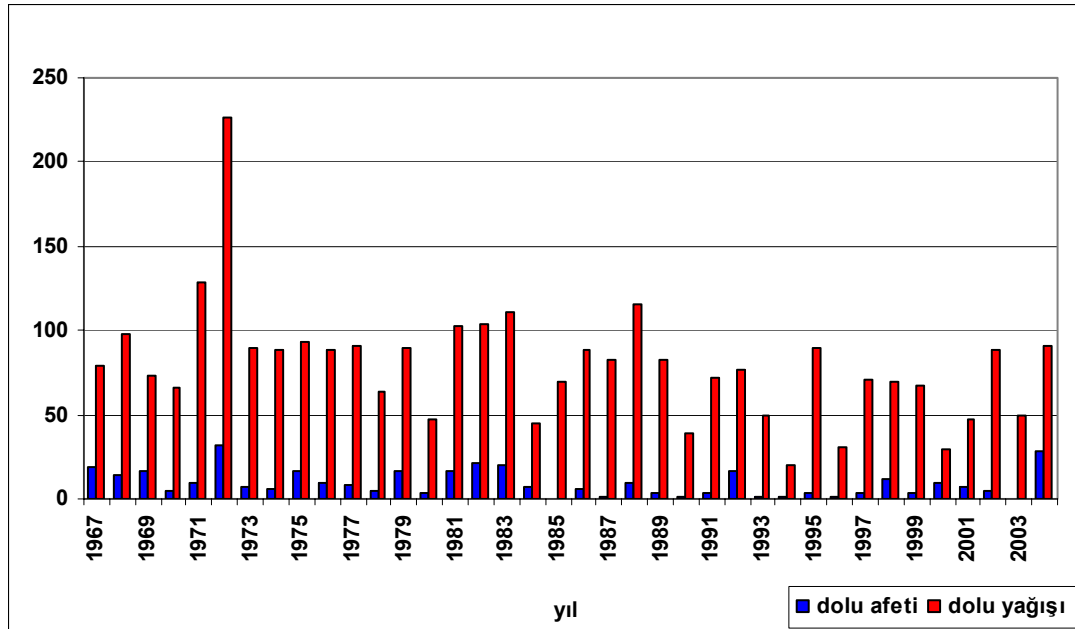
Öncelikle bu bölgelerimizde meydana gelen dolu yağışlarının şiddet ve büyüklükleri farklı olabilir. Bir bölgeye düşen dolu hafif şiddette ve çapı küçük olmasına rağmen diğer bölgede gözlenen dolu yağışı sayı olarak az fakat düşen dolu taneleri daha şiddetli ve daha büyük olabilir. Bu durumda birinci bölgede yağan dolu herhangi bir zarara neden olmazken diğer bölgeye düşen şiddetli ve büyük çaplı dolu taneleri önemli zararlara neden olabilecektir. Bu konuda çok detaylı ve sağlıklı kayıtlar mevcut değildir.

Bir diğer neden ise Ankara gibi büyük şehirlerimizde kontrolsüz gerçekleşen aşırı göçler ve yoksulluk sonucu insanların daha dayanıksız yapılarda oturmaları da meydana gelecek dolu olaylarına karşı hassasiyeti artırmaktadır.

Ayrıca, karasallığın fazla olduğu bölgelerimizde yeryüzünde havanın sıcak olması nedeniyle dolu taneleri hemen eridiğinden oluşan su kütlesi yüzey akışına geçmekte ve yetersiz altyapı sorunlarıyla bir araya geldiğinde kısa süreli ani sel ve su baskınlarına yol açabilmektedir.

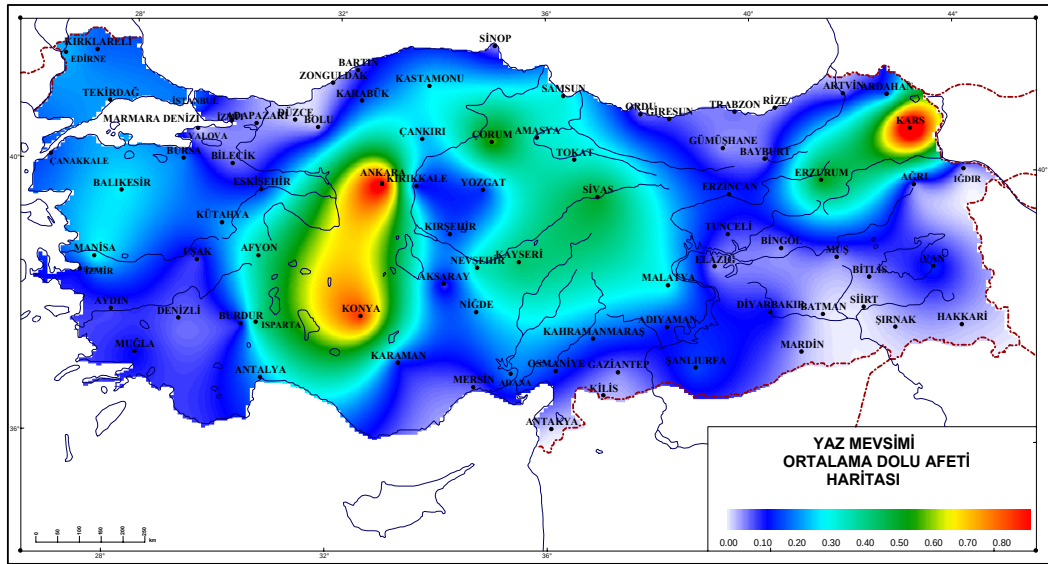
Yine bu mevsimde meydana gelen dolu yağışları meyve ağaçlarına da zarar vererek ürün kaybına yol açmaktadır.

Yazın gözlenen dolu afetlerinin zamansal dağılımında da yukarıda bahsettiğimiz sorunların bir yansımasını görmemiz mümkündür. Uzun yıllar dolu yağışı zamansal dağılım grafiğinde 1989 yılından itibaren gözlenen azalma, dolu afetinin sayısında bir azalmayı beraberinde getirmemektedir. Aksine dolu yağışı azalırken dolu afetine olan hassasiyet ve dolunun olumsuz etkilerinde bir artma gözlenmektedir (Şekil 57).



Şekil 57: Yaz mevsimi toplam dolu afetleri zamansal dağılımı (1940-2004)

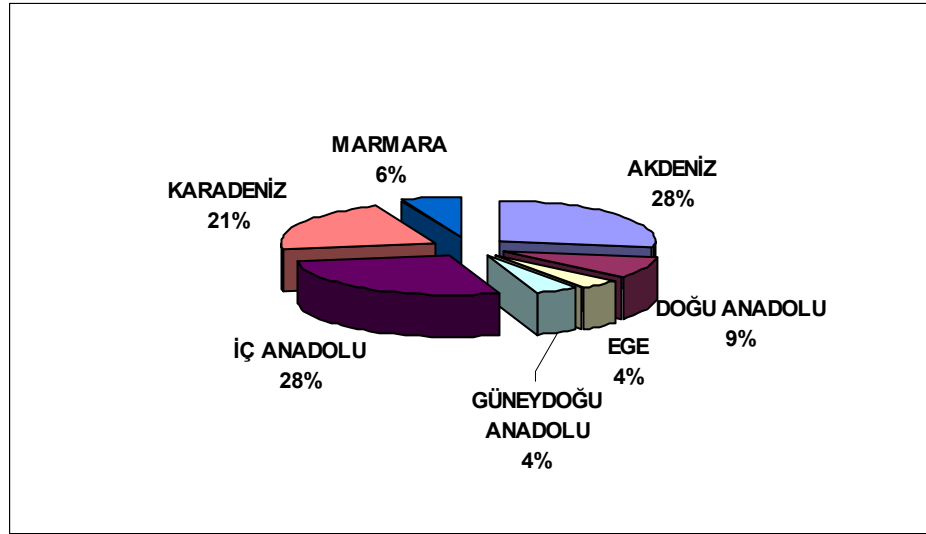
Yaz mevsimi alansal dağılım haritası incelendiğinde ülkemizin özellikle iç kesimlerinde meydana gelen dolu yağışlarının daha fazla oranda afete neden olduklarını söyleyebiliriz. En riskli yörelerimiz ise Ankara, Konya ve Kars civarıdır. Buralarda her yıl yaz mevsiminde en az 1 dolu afeti gözlenmektedir (Harita 21). Ülkemizin kıyı kesimlerinde ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yazın dolu afeti gözlenme riski 5 yılda 1 düzeyine kadar düşmektedir. Türkiye genel ortalaması ise yaklaşık 3 yılda 1'dir.



Harita 21: Uzun yıllar yaz mevsimi ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)

6.2.3. Sonbahar Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi

Sonbaharda en fazla dolu afetinin gözlendiği, ya da diğer bir ifade ile meydana gelen dolu yağışlarının en fazla afete neden olduğu bölgelerimiz %28 ile İç Anadolu ve Akdeniz'dir. En az gözlendiği bölgelerimiz ise Ege ve Güneydoğu Anadolu'dur (%6) (Şekil 58) .



Şekil 58: Sonbahar uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılım oranları (1940-2004)

Bu mevsimde, özellikle Akdeniz kıyılarında, deniz üzerinde sıcaklık ve nemdeki artış nedeniyle, kütlelerin aşağı tabakaları ile yukarı tabakaları arasındaki sıcaklık farkı artmaktadır. Bu nedenle kararsızlığa doğru bir gidiş başlamaktadır. Nemin etkisiyle, koşullu kararsızlık artmaktadır. Sonuç olarak türbülans, sağanak, dolu yağışları ve fırtınalar görülmektedir.

Akdeniz Bölgesi'nde meydana gelen dolu yağışları, bölgenin önemli gelir kaynaklarından biri olan seralara oldukça büyük zararlar vermektedir.

Antalya'nın Serik İlçesinin Çandır beldesi ile etrafındaki 12 köyde 23.10.1999 tarihinde meydana gelen dolu afeti nedeniyle 1000 çiftçi ailesine ait 1561 da. ekili dikili alan ile seralarda zarar meydana geldiği İl Hasar Tespit

Komisyonunun 16.11.1999 tarih ve 13 no.lu kararı ile tespit edilmiştir (TBMM, 1999). Çapı yaklaşık 10 santimetreyi bulan bu dolu taneleri sonucu seralar büyük zarar görmüş, cam seraların tamamı kırılmış, plastik seralar parçalanmış ve çiftçi mağdur duruma düşmüştür.

Bir bölgede az sayıda dolu afetinin gözlenmiş olması, meydana gelen zararın da az olduğu anlamını vermez. Örneğin; Bursa İli İznik İlçesi ve köylerinde 6 Eylül 2000 günü meydana gelen dolu afetinde otomobiller hasar görmüş, Bursa İznik merkezinde 7 mahalle ve 17 köy olmak üzere zeytin, bağ, meyve ve sebze bahçelerinde çok şiddetli zarara sebep olmuştur. Bu zararların oranı Beyler Mahallesiinde %96, Mustafakemalpaşa Mahallesiinde %86, Selçuk Mahallesiinde %79, Mahmut Çelebi Mahallesiinde %94, Yenimahalle'de %66, Yenicami Mahallesiinde %84, Eşrefzade Mahallesiinde %77, Müşkile Köyünde %100, Mustafalı Köyünde %88, Göllüce'de %100, Aydınlar'da %86, Derbent'te %98, Dırazalı'de %89, Şerefiye'de %88, Nüzhetiye'de %74, Çamdibi'nde %66, Hocaköy'de %72, Çiçekli'de %80, Çamoluk'ta %68, Kaynarca'da %91, Karadin'de %89, Dereköy'de %78 ve Hisardere'de %72 olup, toplam, yaklaşık 26 000 dekar alan üzerinde 9 ile 10 trilyon liralık bir zarar meydana gelmiştir.

Zeytin alanlarında, ürünün %60 veya 65'inin yere döküldüğü, ağaçların üzerinde kalan %40 ürünün ise darbeli olduğu; meyve alanlarında, henüz hasat edilmemiş veya edilmek üzere olan elma, armut, şeftali, ayva bahçelerinde %80-90 zararın meydana geldiği, sebzede ise %100'e yakın kayıpların meydana geldiği rapor edilmiştir (TBMM,2000)

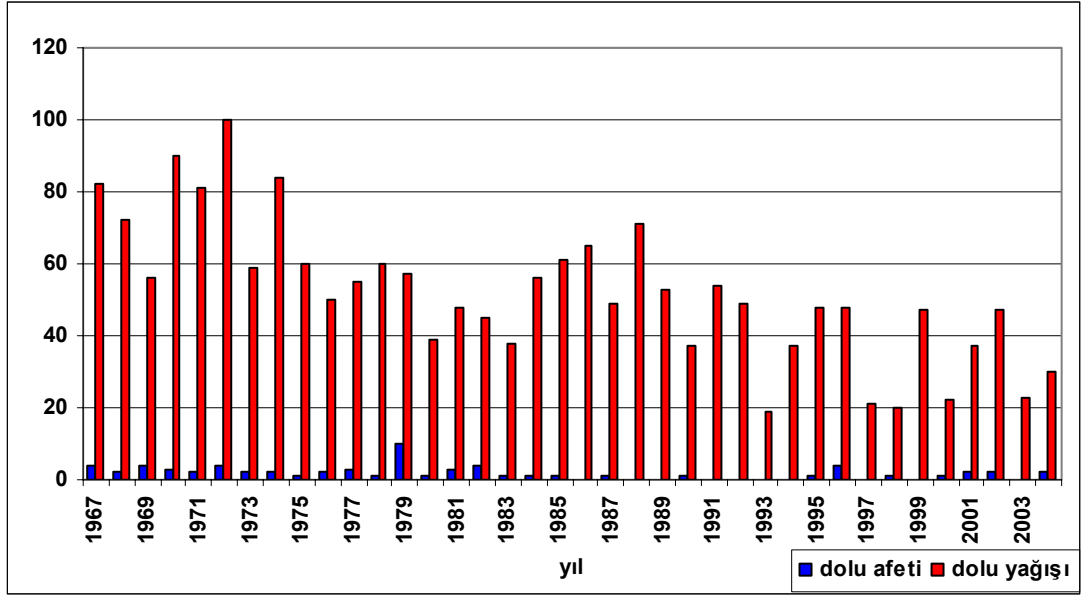
Bu rapor dolu yağışının yol açtığı zararların büyüklüğünü göstermesi açısından oldukça önemlidir.

Türkiye genelinde meydana gelen dolu yağışlarının %11'i sonbahara rastlamaktadır. Buna karşılık yaşanan toplam dolu afetlerinin de %8'i bu mevsimde meydana gelmektedir. Diğer mevsimlerle karşılaştırdığımızda bu oran oldukça düşüktür. Bölgesel tekerrür oranlarında da bunu görmek mümkündür. Akdeniz ve İç Anadolu Bölgelerinde ortalama 2,5 yılda 1 dolu afeti yaşanırken, Karadeniz'de 3 yılda 1, diğer bölgelerimizde ise 10 yılda bir veya daha da azdır (Tablo 28).

Tablo 28 : Sonbahar ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı (1971-2000)

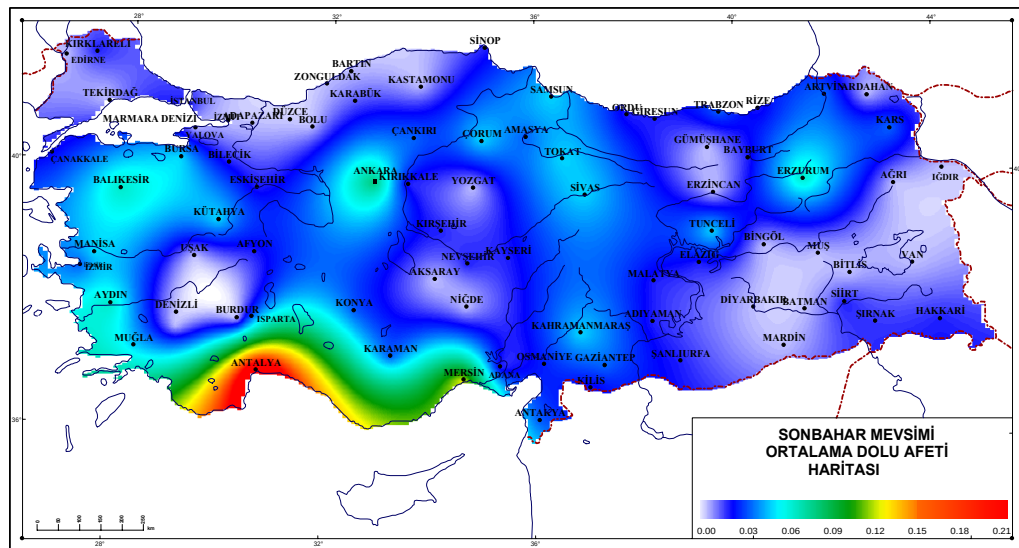
BÖLGE	sonbahar
AKDENİZ	0,43
DOĞU ANADOLU	0,13
EGE	0,07
GÜNEYDOĞU ANADOLU	0,07
İÇ ANADOLU	0,43
KARADENİZ	0,33
MARMARA	0,10

Uzun yıllar zamansal dağılım grafiğinde ise 1961-1983 yılları arasında yaşanan dolu afetlerinin sayılarında bir artış gözlenmektedir. 1983-1996 yılları arasında ise bir azalma söz konusudur. 1997 yılından itibaren yeniden bir artış vardır (Şekil 59).



Şekil 59: Sonbahar toplam dolu yağışları ve dolu afetleri zamansal dağılımı (1940-2004)

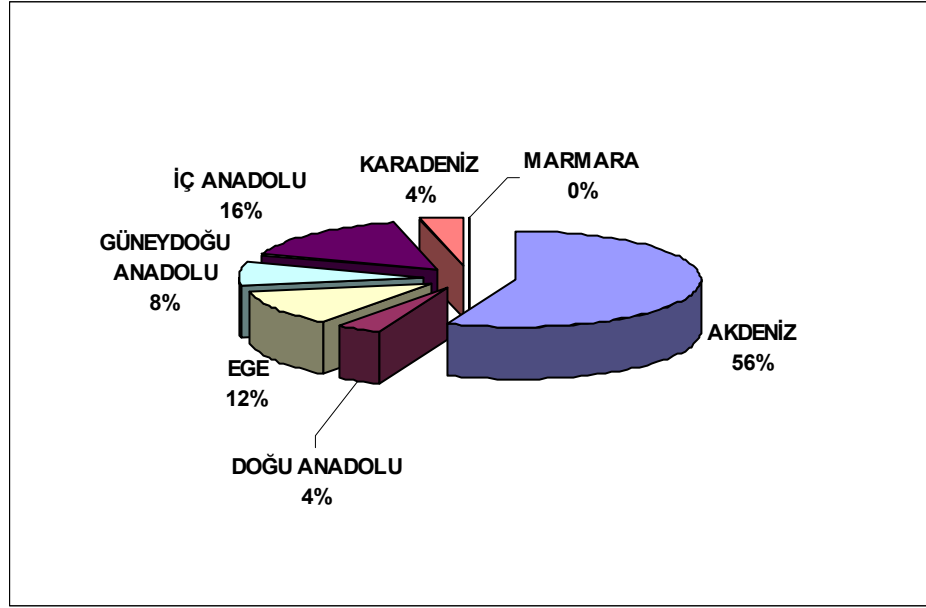
Alansal dağılımını incelediğimizde ise; Adana, Kahramanmaraş, Aydın, Balıkesir, Manisa, İzmir, Çorum, Tokat, Sivas, Erzurum, Tunceli civarında 3 yılda ortalama 2 dolu afeti; Mersin, Isparta, Muğla ve Ankara civarında ise yılda ortalama 1 dolu afeti gözlenmektedir. Antalya civarında ise bu oran yılda 2'dir (Harita 22).



Harita 22: Uzun yıllar sonbahar ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)

6.2.4. Kış Uzun Yıllar Dolu Afeti Değerlendirmesi

Kış ülkemizde dolu yağışlarının ve dolayısıyla da dolu afetinin en az gözlendiği mevsimdir. Bir yıl içerisinde gözlenen dolu afetlerinin ancak %4'ü bu mevsimde meydana gelmektedir .



Şekil 60: Kış uzun yıllar ortalama dolu afeti bölgesel dağılımı (1940-2004)

Kışın en fazla dolu yağışı Akdeniz bölgemizde gözlenmektedir. Buna paralel olarak meydana gelen en fazla dolu afeti de yine bu bölgemizdir. Akdeniz Bölgesi'nde meydana gelen dolu afeti sayısı bütün ülkede meydana gelen dolu afeti sayısının toplamından daha fazladır (% 56). Marmara Bölgesi'nde ise kış mevsiminde neredeyse hiç dolu afetine rastlanmamaktadır (Şekil 60).

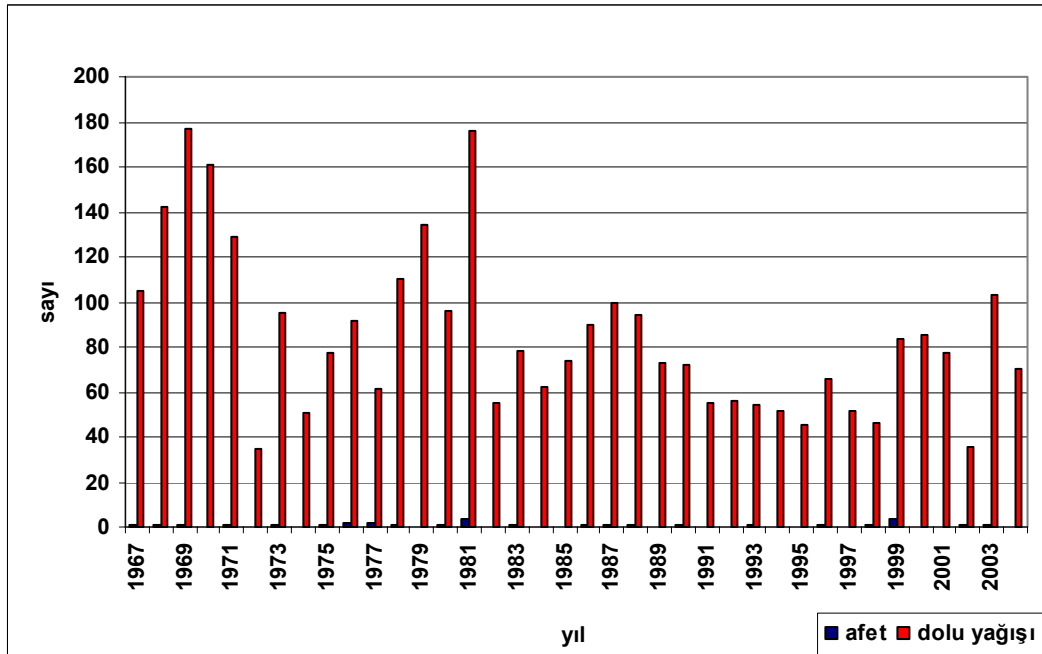
14 Ocak 2004 tarihinde Alanya'da meydana gelen dolu yağışı 50 da. portakal bahçesinde 13 860 YTL maddi zarara neden olmuştur (Kaynak: TSV).

Akdeniz Bölgesi dışında kalan bütün bölgelerimizde kışın dolu afeti gözlenme sıklığı ortalama 10 yılda 1’den daha azdır (Tablo 29). Akdeniz Bölgesi’nde ise bu oran 2 yılda 1’dir

Tablo 29 : Kış ortalama dolu afetlerinin bölgelere göre dağılımı (1971-2000)

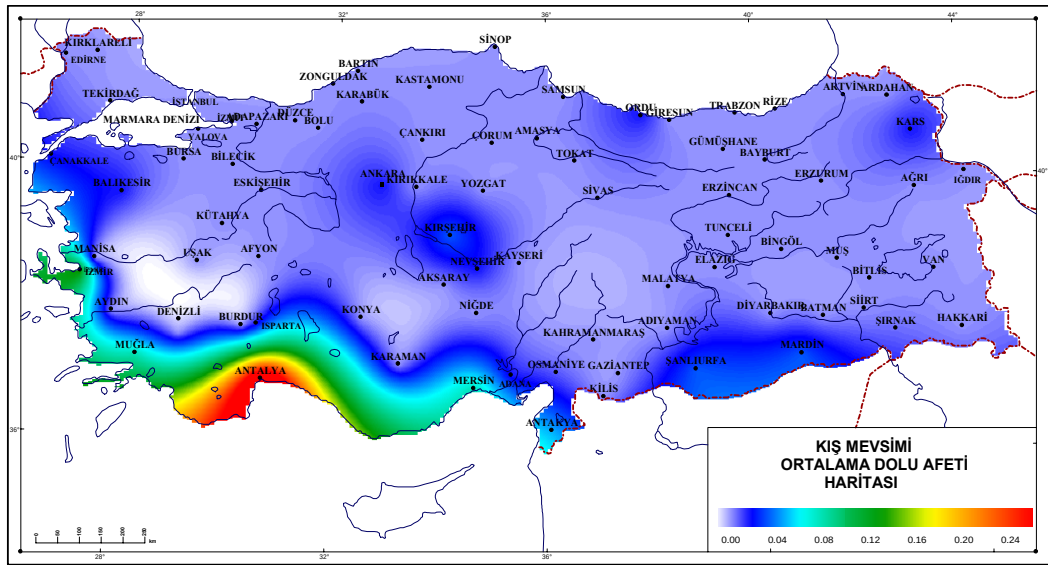
BÖLGE	kış
AKDENİZ	0,47
DOĞU ANADOLU	0,03
EGE	0,10
GÜNEYDOĞU ANADOLU	0,07
İÇ ANADOLU	0,13
KARADENİZ	0,03
MARMARA	0,00

1940 – 2004 yılları arasında kışın gözlenen dolu afetlerinin zamansal dağılımlarında; 1941, 1968, 1981,1999 yıllarında ortalama 4 dolu afeti gözlenirken, diğer yıllarda bu sayı ortalama 1 civarındadır (Şekil 61).



Şekil 61: Kış toplam dolu afetleri ve dolu yağışları zamansal dağılımı (1940-2004)

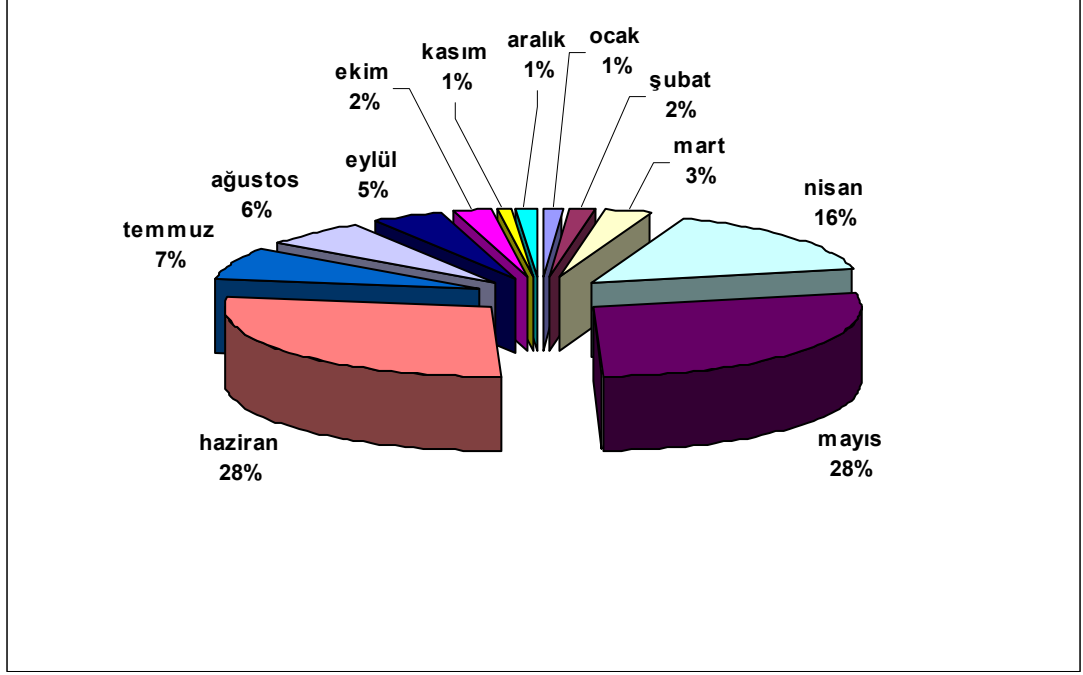
Uzun yıllar kış mevsimi ortalama dolu afetleri alansal dağılımında; ilçeleri dahil olmak üzere, Manisa, İzmir, Muğla ve Mersin civarında 8 yılda 1, Antalya civarında ise yaklaşık 4 yılda 1 dolu afeti gözlenmektedir (Harita 23). Antalya ve çevresi kışın dolu afeti yönünden en riskli yöremizdir. İç kesimler ise en düşük riske sahiptir. Bunun en önemli nedenleri arasında, bu bölgelerde kışın dolu yağışlarının gerçekleşme oranının çok düşük olmasının yanı sıra ekonomik faaliyetlerin azlığının da etkisi büyüktür. Ülkemiz genelinde kış mevsimi ortalama dolu afeti oranı ise yaklaşık 25 yılda 1 düzeyindedir.



Harita 23: Uzun yıllar kış mevsimi ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940-2004)

6.3. Dolu Afeti Uzun Yıllar Aylık Değerlendirmesi

Ülkemizde gözlenen dolu yağışlarının en fazla afete neden olduğu aylar sırasıyla Haziran (% 28), Mayıs (% 28) ve Nisan (% 16)'dır (Şekil 62).



Şekil 62: Uzun yıllar ortalama dolu afeti aylık dağılım oranları (1940-2004)

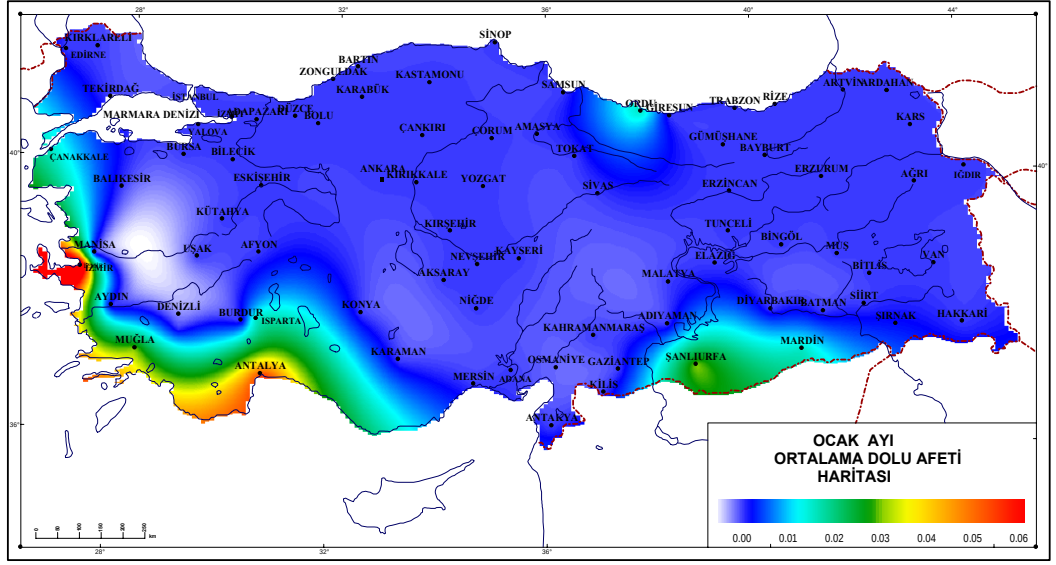
Bu aylar ülkemizde tarımsal faaliyetlerin yoğun olduğu dönemdir. Bu nedenle meydana gelen dolu yağışları, şiddeti ne olursa olsun, gerek ekili alanlarda, gerekse çiçeklenme aşamasındaki meyve ağaçları üzerinde oldukça önemli zararlara yol açmaktadır. Yine bu aylarda hava sıcaklığının fazlalığı da yağın dolunun sele dönüşerek daha büyük bir bölgede ve daha yüksek maliyetli zararlar doğurmasına sebep olmaktadır. Tablo 30'da 1940-2004 yılları arasında dolu afeti yaşanan iller ve aylık toplam sayıları verilmiştir.

Tablo 30 : 1940-2004 yılları arasında dolu afeti yaşanan iller ve aylık toplam dolu afeti sayıları

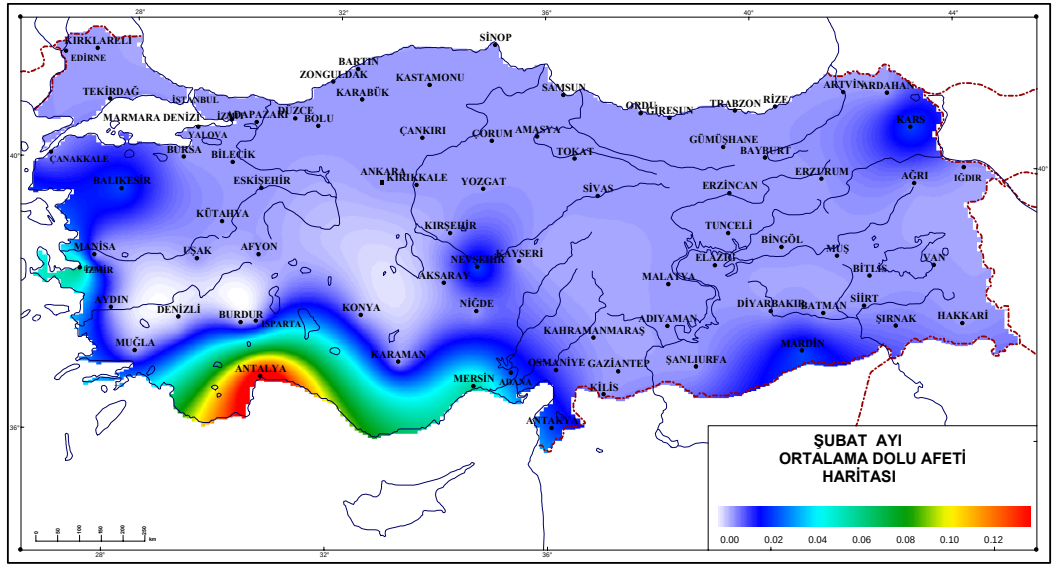
İL	OC	ŞU	MA	Nİ	MA	HA	TE	AĞ	EY	EK	KA	AR	toplam
ADANA	0	1	1	7	18	7	2	1	0	1	0	0	38
ADIYAMAN	0	0	5	14	24	5	1	0	1	0	0	0	50
AFYON	0	0	0	1	8	15	4	1	1	0	0	0	30
AĞRI	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2
AKSARAY	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0	0	0	5
AMASYA	0	0	0	1	7	12	1	4	1	1	0	0	27
ANKARA	0	0	2	9	15	35	8	7	3	1	1	1	82
ANTALYA	3	9	1	5	5	9	2	0	3	7	4	5	53
ARDAHAN	0	0	0	0	0	3	2	3	0	0	0	0	8
ARTVİN	0	0	0	0	1	3	0	0	2	0	0	0	6
AYDIN	0	0	0	3	7	3	1	0	1	0	3	0	18
BALIKESİR	0	1	3	5	3	9	1	4	2	0	2	0	30
BATMAN	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	3
BAYBURT	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	1	0	5
BİLECİK	0	0	0	0	6	1	2	0	1	0	0	0	10
BİNGÖL	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	3
BİTLİS	0	0	0	1	4	2	0	0	0	0	0	0	7
BOLU	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
BURDUR	0	0	0	0	3	4	1	0	0	0	0	0	8
BURSA	0	0	1	2	7	8	1	1	2	1	0	0	23
ÇANAKKALE	1	0	0	0	1	3	3	2	1	0	0	0	11
ÇANKIRI	0	0	3	0	6	10	0	2	2	0	0	0	23
ÇORUM	0	0	0	6	10	18	6	6	3	0	0	0	49
DENİZLİ	0	0	0	0	6	1	1	1	0	0	0	0	9
DİYARBAKIR	0	0	0	7	17	5	1	0	0	0	0	0	30
EDİRNE	0	0	0	0	1	8	2	2	0	0	0	0	13
ELAZIĞ	0	0	1	6	13	2	0	0	1	0	0	0	23
ERZİNCAN	0	0	0	2	5	3	3	1	0	0	0	0	14
ERZURUM	0	0	0	2	6	15	6	6	2	0	2	0	39
ESKİŞEHİR	0	0	0	0	5	4	3	0	1	0	0	0	13
GAZİANTEP	0	0	3	12	10	0	1	1	0	1	1	0	29
GİRESUN	0	0	0	0	1	3	1	0	0	1	0	0	6
GÜMÜŞHANE	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	3
HAKKARİ	0	0	0	2	3	1	0	0	0	0	1	0	7
HATAY	0	1	2	5	7	0	0	0	0	0	2	2	19
IĞDIR	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	2
ISPARTA	1	0	0	3	3	15	3	2	1	1	0	0	29
MERSİN	0	3	5	7	3	3	0	0	1	6	1	2	31
İSTANBUL	0	0	0	1	0	2	2	6	1	0	0	0	12
İZMİR	4	3	2	2	6	6	0	0	1	1	0	1	26
KAHRAMANMARAŞ	0	0	0	0	10	7	0	1	2	1	0	0	21
KARABÜK	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
KARAMAN	0	0	0	1	7	6	0	0	1	1	0	0	16
KARS	0	1	0	1	9	23	15	20	2	0	0	0	71
KASTAMONU	0	0	0	1	7	3	7	4	0	0	0	0	22
KAYSERİ	0	0	0	0	7	16	4	2	1	0	0	0	30
KIRIKKALE	0	0	1	0	3	4	1	1	1	0	0	0	11
KIRKLARELİ	0	0	1	0	2	8	0	1	1	0	0	0	13

İL	OC	ŞU	MA	Nİ	MA	HA	TE	AĞ	EY	EK	KA	AR	toplam
KIRŞEHİR	0	0	0	2	1	6	2	0	1	0	0	2	14
KİLİS	0	0	0	5	0	1	0	0	0	0	1	0	7
KOCAELİ	0	0	1	0	0	1	0	2	0	0	0	0	4
KONYA	0	0	0	5	16	40	1	3	2	0	0	0	67
KÜTAHYA	0	0	0	0	4	6	5	0	2	1	0	0	18
MALATYA	0	0	0	17	14	13	2	0	0	1	0	0	47
MANİSA	0	0	1	3	6	10	4	1	1	2	0	0	28
MARDİN	1	1	3	12	10	1	0	0	0	0	0	0	28
MUĞLA	2	0	3	4	4	4	2	0	1	0	2	3	25
MUŞ	0	0	0	0	3	0	1	1	0	0	0	0	5
NEVŞEHİR	0	1	1	8	12	12	6	0	1	0	0	0	41
NİĞDE	0	0	2	1	4	9	2	0	0	0	0	0	18
ORDU	1	0	0	1	0	3	0	0	1	0	0	0	6
RİZE	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	3
SAKARYA	0	0	0	0	4	2	0	0	0	0	0	0	6
SAMSUN	0	0	0	2	4	12	3	1	1	1	1	0	25
SİİRT	0	0	0	5	9	0	0	0	1	0	0	0	15
SİNOP	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	3
SİVAS	0	0	0	3	14	19	4	3	2	1	0	0	46
ŞANLIURFA	2	0	2	11	19	8	0	0	0	0	1	0	43
ŞIRNAK	0	0	0	6	3	0	0	0	0	0	1	0	10
TEKİRDAĞ	0	0	0	1	4	6	3	2	0	0	0	0	16
TOKAT	0	0	0	1	11	13	2	2	3	0	0	0	32
TRABZON	0	0	0	0	0	1	2	0	1	1	0	0	5
TUNCELİ	0	0	1	3	11	2	1	1	0	3	0	0	22
UŞAK	0	0	1	2	1	2	2	0	0	0	0	0	8
VAN	0	0	1	0	1	6	0	1	0	0	0	0	9
YALOVA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
YOZGAT	0	0	0	2	6	6	1	0	0	0	0	0	15
ZONGULDAK	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
TOPLAM	15	21	48	201	424	478	131	99	58	33	24	16	1548

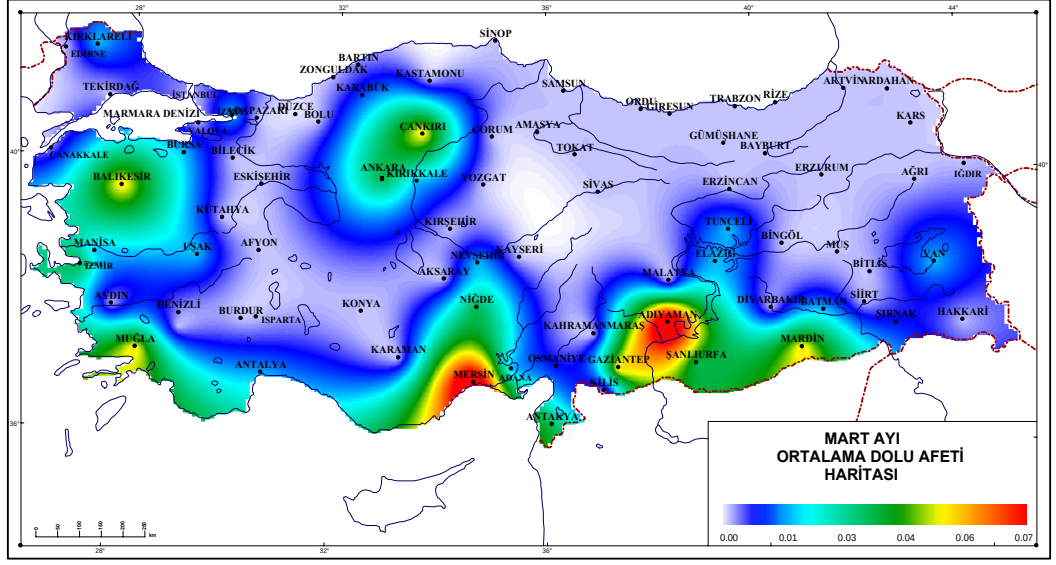
Ülkemizde gözlenen dolu afetlerinin aylık ortalama bölgesel dağılımları Harita 24’de gösterilmiştir.



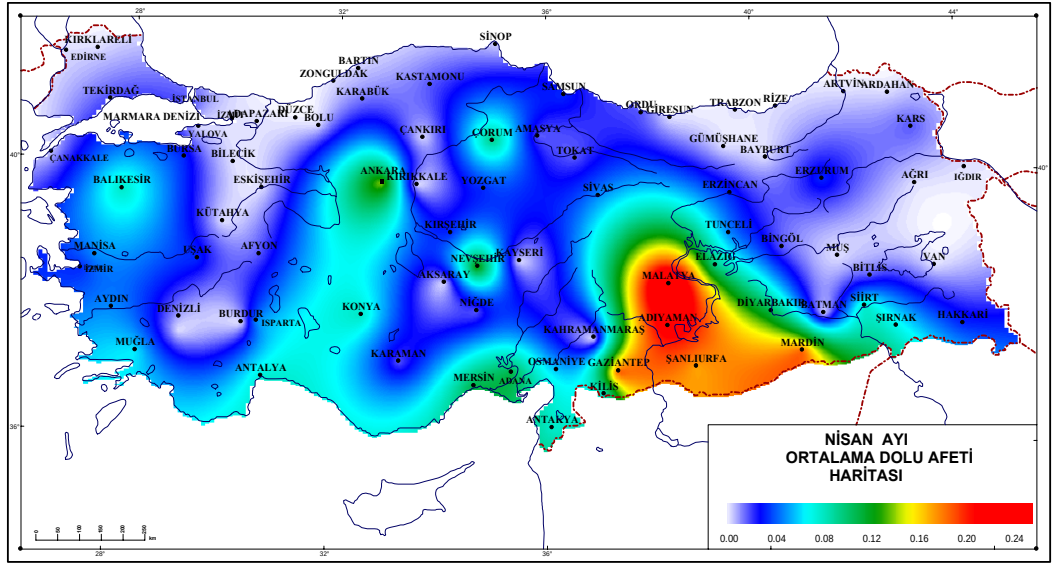
Harita 24-a: Ocak ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 -2004)



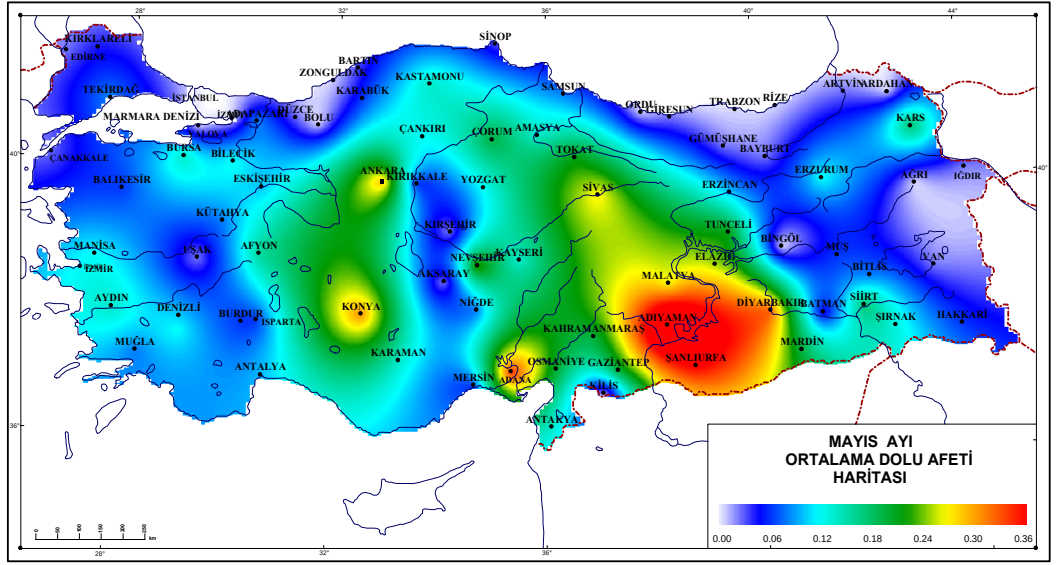
Harita 24-b: Şubat ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



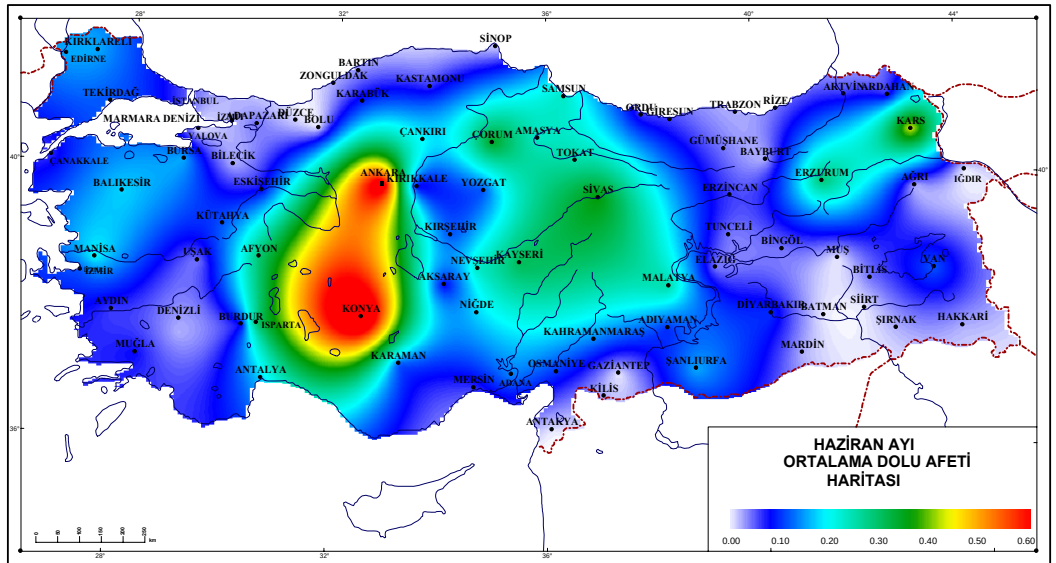
Harita 24-c: Mart ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



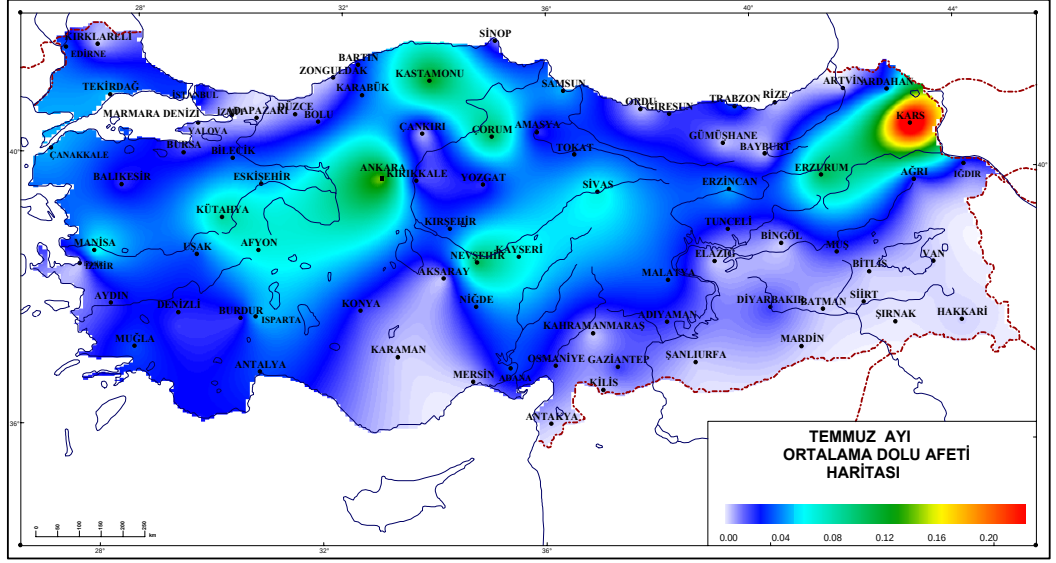
Harita 24-d: Nisan ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



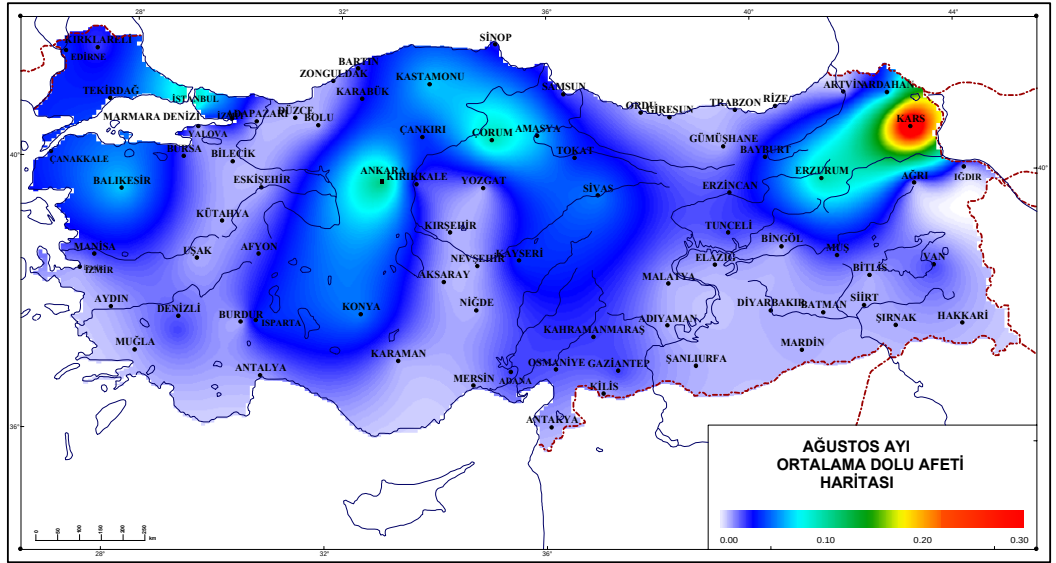
Harita 24-e: Mayıs ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



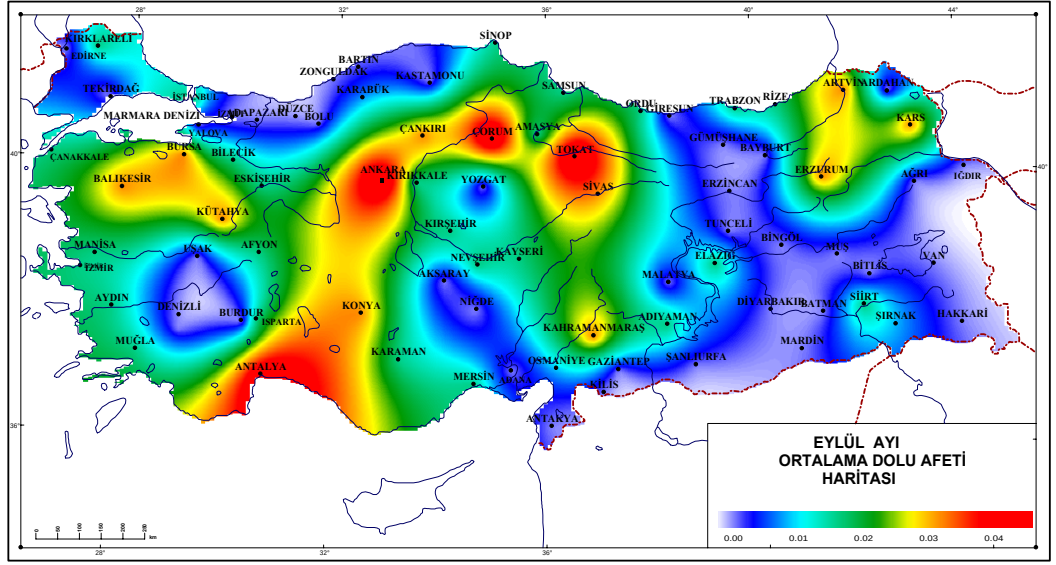
Harita 24-f: Haziran ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



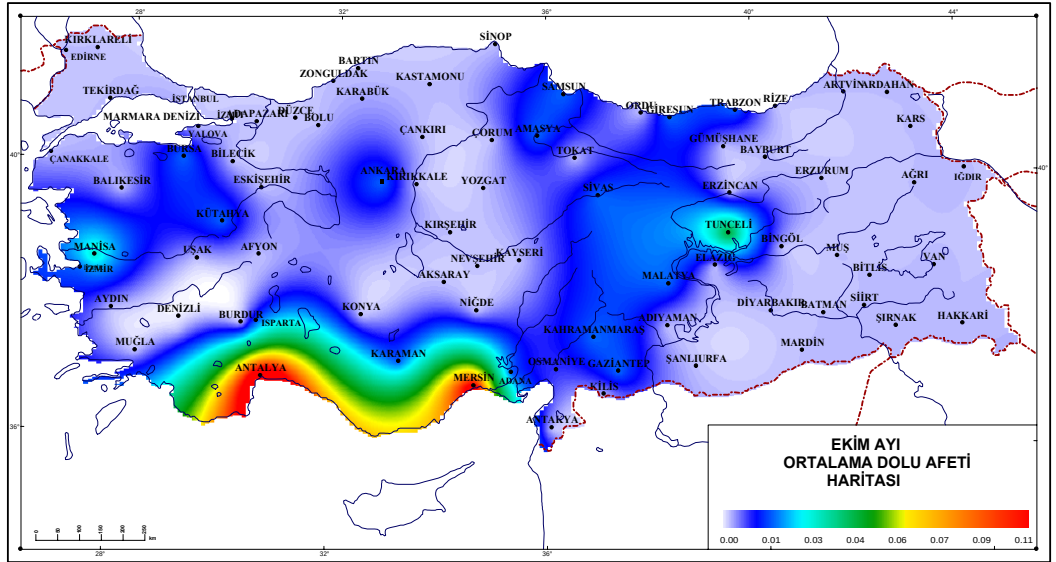
Harita 24-g: Temmuz ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



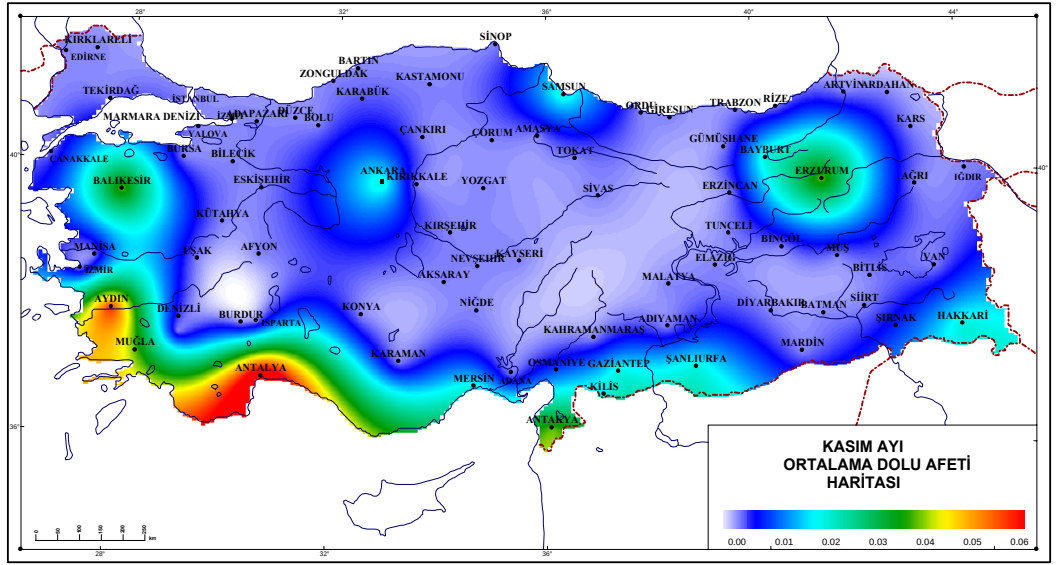
Harita 24-h: Ağustos ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



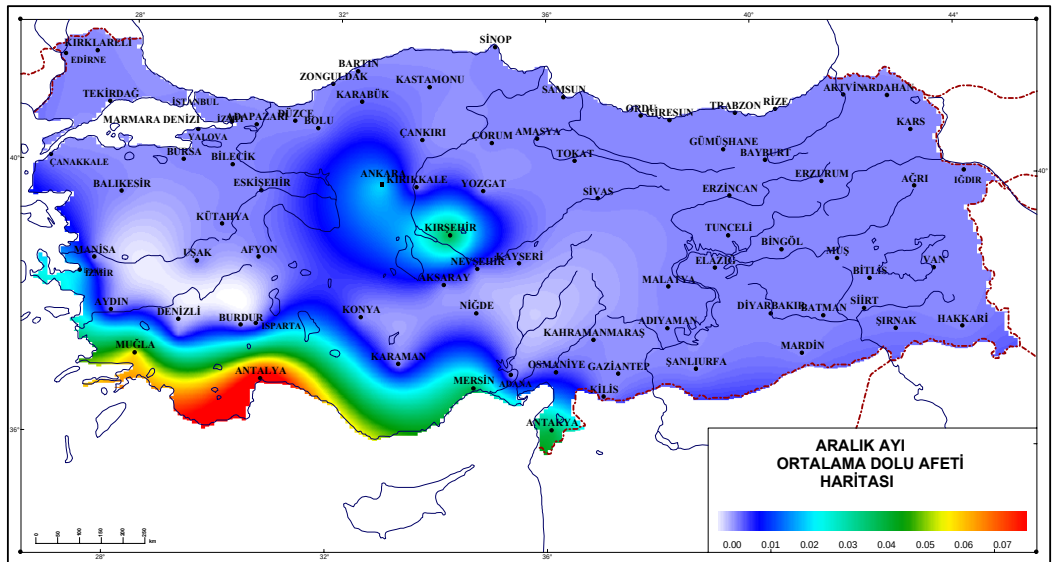
Harita 24-i: Eylül ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



Harita 24-j: Ekim ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



Harita 24-k: Kasım ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 – 2004)



Harita 24-l: Aralık ayı ortalama dolu afeti alansal dağılımı (1940 -2004)

YEDİNCİ BÖLÜM

DOLU ÖNLEME ÇALIŞMALARI

Atmosferde meydana gelen olayların kavranarak ayrıntılı bir biçimde modellerinin yapılması ve buna göre bir dereceye kadar kontrol altına alınması için dünyanın değişik ülkelerindeki araştırma merkezlerinde sürekli çalışmalar yapılmaktadır. Ancak atmosfer olaylarının çok karmaşık olması ve bunların belirli fizik kanunları ve korunum denklemleri ile temsil edilmeleri bir takım kabullerin yapılması ile mümkün olmaktadır. Sonuç olarak elde edilen denklemlerin çözülebilmesi için iki önemli adıma ihtiyaç vardır. Bunlardan birincisi çözümlemenin yapılacağı alan içinde veya yakın çevresinde çeşitli meteorolojik değişkenlerin zaman ve konum ile rasatlarının yapılması. İkincisi ise bu verileri işleyecek ve çıkartılmış integro-differansiyel denklemlerin sayısal çözümlemesini yapacak süratli bilgisayarların ve çözüm yapılmasını kolaylaştıracak bilimsel çözümleme yöntemlerinin bulunmasıdır.

Atmosfer ne denli analitik olarak modellenirse modellensin çözümler daha ziyade yapılan kabullerin ışığı altında geçerli olacaktır. Yapılan basitleştirici ve idealleştirici kabuller ile bu modeller olayın ortalama davranışları hakkında bilgi verirler. Doğal olaylar ise böyle ortalama değerler olmayıp onların altında veya üstünde bu ortalamalardan beklenmedik şekilde sapmalar gösteren özel durumları içerir. Zaten pratik çalışmalarda bir mühendis veya teknisyenin bu tür modellerin dilinden anlaması pek beklenemez. Bu sebeple pratikte çalışanlar için kısa ve en

ekonomik zamanda sonuçların tahmin edilmesine yarayacak basit, ancak etkin yöntemlerin kullanılması gerekir.

7.1. Tarihsel Gelişim

Hava olaylarının değiştirilmesi olarak bilinen “ Hava Modifikasyonu”, meteorolojik açıdan:

- Yağış miktarının artırılması,
- Sisin dağıtılması,
- **Dolu ve şimşegin önlenmesi ya da zayıflatılması,**
- Şiddetli fırtına ve tropik siklonların zayıflatılması

gibi konularda doğal hava olaylarının özelliklerinin yapay yollarla değiştirilmesi çalışmalarıdır. Hava modifikasyonu çalışmaları bilimsel olarak bulut fiziğinin bir uygulamasıdır (DMI, 1991).

Hava modifikasyonuna olan eğilimin daha ilk çağlarda başladığı düşünülmektedir. M.Ö. 1400 yıllarında Hititler tarafından şiddetli orajlara (şimşek ve gök gürültüsü) karşı bulutların korkutulup uzaklaştırılması düşüncesiyle yay ve ok kullandıkları bilinmektedir. 15. yüzyılda dolu olaylarını önlemek için bulutlara hava topları ve tüfeklerle müdahale edilmiştir (Bu metod 20. yüzyılın başlarında Alp Dağları’nın eteklerinde de denenmiş, ancak olumlu sonuç elde edilememiştir).

Hava modifikasyonuna bilimsel olarak ilk yaklaşım 19. yüzyılın ilk yarısında J.P.Espy tarafından büyük yangınların atmosferde dikey faaliyetler oluşturduğu ve nemli ortamda bulutların gelişerek yağış meydana getirdiği gözlemlerine dayanarak yapılmıştır.

19. yüzyılın ikinci yarısında, büyük savaşlardan hemen sonra savaş bölgelerinde büyük yağışların meydana geldiği gözlenmiştir. Meydana gelen yağışların savaşlarla bağlantısını ispatlamak amacıyla ABD’de geniş alanlarda bir seri deneysel çalışmalar için büyük paralar harcanmıştır. Bu deneylerden sonra yayımlanan raporlar bilimsel kriterler açısından yeterli bulunmamıştır.

1921’de Fizik profesörü Dr. E. L. Chaffee bulutlar üzerine ince kum tanecikleri gibi (elektrik yüklü parçacıkların) serpilmesi ile bulut damlacıklarının birleştirilerek büyütülebileceğini ileri sürmüştür. Ancak yapılan denemelerde bulutların dağıldığı gözlenmiştir.

1930’da A.W. Vereart; tohumlama materyali olarak katı karbondioksiti (CO_2) kullanmış ve denemelerden yeterli bilimsel bulgu elde edilememiştir.

Yine 1930’larda T. Bergeron ve W.Findeisen tarafından yağış oluşum mekanizmaları açıklanmış ve böylece hava modifikasyon çalışmaları hızlanmıştır.

7.2. Bilimsel Yaklaşım

Modern bilimsel hava modifikasyonuna ilişkin ilk ciddi çalışmalar 1946’da Longimur, Shaffer ve Vonnegut tarafından laboratuvar ortamında aşırı soğuk damlacıkların buz kristallerine dönüşümünün keşfedilmesiyle başlamıştır. Bu denemelerde tohumlama materyali olarak katı karbondioksit ve gümüş iyodür (AgI) kullanılmıştır. Elde edilen bulgular halen dünyanın bir çok yerinde yaygın olarak bulut tohumlama programlarında kullanılmaktadır.

Diğer yandan Dünya Meteoroloji Teşkilatı da (WMO) hava modifikasyonu ile yakından ilgilenmiş, 1955’de bu alandaki ilk teknik notu yayınlamıştır. Daha sonra 1975 yılında yapılan 7. WMO kongresinde Hava Modifikasyon Programı kabul

edilerek Yağış Arttırma Projesi (Precipitation Enhancement Project – PEP) İspanya’da uygulamaya konulmuştur (D.M.İ; 1991).

Dolu fırtınalarının tam zamanını, yerini ve şiddetini tahmin etmek, mevcut imkanlar dahilinde, halen, karmaşıklığını korumaktadır. Konvektif kararsızlık, yüksek atmosferik nem ve orta şiddette rüzgar kaymalarının kuvvetli dolu fırtınalarının gelişiminde etken unsurlar olduğunu biliyoruz. Bununla birlikte dolu oluşumunu belirleyen iki faktör yukarı doğru hava akımının genişliği ve eğimidir (Foote,1984; Young,1993). Yukarı hava akımının eğim ve genişliği, her ikisi birlikte, oluşan dolu tanelerinin yukarı doğru hava akımı içerisinde ne kadar hızla geçeceğini belirler. Eğer dolu çekirdekleri (embriyolar) yukarı hava akımı içerisinde çok hızlı hareket ederse, dolu gelişim sıcaklığı bölgesinin üzerine yükselecekler ve tahminen dolu olarak yere düşmeyeceklerdir. Eğer parçacıklar çok yavaş hareket ederlerse, bu kez, çoğunlukla dolu tanesi büyüklüğüne erişmeden yere düşeceklerdir. Bir fırtınadaki maksimum potansiyel yukarı akım kuvvetinin tahmin edilmesi mümkündür. Ancak, fırtınanın yapısının ve yukarı akımın genişlik ve eğiminin tahmini mevcut bilgilerimizin ötesindedir. Bu nedenle, bir bölgeye belirli bir zamanda yağacak olan dolu tanesinin büyüklüğünün tam olarak tahmini mümkün olamamaktadır.

Teorik ve laboratuvar çalışmaları, bu konudaki bilgilerimizi önemli ölçüde artırmasına rağmen (örn; List 1960,1985; Macklin, 1977), bütün bu fiziksel süreçlerin nümerik modellere dönüştürülerek gerçekçi simülasyonların yapılabilmesi mümkün olamamaktadır.

Dolu gelişim süreçleri, özellikle de dolu çekirdeklerinin oluşumu (i.e. yaklaşık 5 mm çapında (Knight and Knight 1970 ve 1979)) konusunda yapılan

birçok saha çalışması arasında en kayda değer olanları Ulusal Dolu Araştırmaları Çalışması (National Hail Research Experiment – NHRE), Alberta Dolu Projesi ve Grossversuch IV'tür. Çekirdek (embriyo), genellikle, donmuş bir damlacık veya graupel (kar/buz paleti) olarak tanımlanabilir. Bu varsayıma göre süreç iki aşamadır. Birincisi çekirdek oluşum aşaması, ikincisi ise büyüme aşamasıdır. Embriyo oluşum aşaması yaklaşık 20-30 dakikadır (grupel ya da donmuş damla çekirdekler için) ve ortalama düşme hızı 1 m/sn'dir. Bu aşama dolu oluşumunun ve karışımının anlaşılmasında oldukça kritiktir. Özellikle embriyo kaynaklarının belirlenmesinde, dolu fırtınalarının mikrofiziksel gelişim koşullarının ortaya konmasında çok önemlidir.

Bütün bu bilimsel çalışmaların yanı sıra birçok ticari firma bu konuyla ilgilenmiş ve özellikle kurak bölgelerde yağış artırımı, **dolu önleme** ve sis dağıtma gibi modifikasyon denemeleri yapılmış ve halen uygulamalar devam etmektedir.

Ülkemizde bu konuda bazı bilimsel çalışmalar bulunmakla birlikte (Türkiye'de Tahrik Edilmiş Yağış Edütü gibi), uygulamaya yönelik ilk çalışma 1990-1991 kış döneminde İstanbul'da yerel yönetimler tarafından özel bir yabancı firmaya verilerek başlatılmıştır.

Tablo 31'de 1950-1976 yılları arasında dolu önleme programlarını gerçekleştiren ülkeler ve elde edilen sonuçlara ilişkin örnekler verilmiştir.

Tablo 31 : 1950-1976 yılları arasında dolu önleme programlarını gerçekleştiren ülkeler ve elde edilen sonuçlara ilişkin örnekler: (Kaynak: DMI,1991)

YER	SÜRE	TOHURLAMA TEKNİĞİ	SONUÇ
FRANSA	1951 – 1967	Yerden	Yol açtığı zararlar %40 oranında azalma
KANADA	1956 – 1968	Yerden ve bulut tabanından	Yol açtığı zararlar %71 oranında azalma
İSVİÇRE	1957 – 1968	Yerden	Dolu yağışlı gün sayısında %66 oranında artma
ALMANYA	1958 – 1962	Yer-tabanlı roketler	Yol açtığı zararlar %4-%31 oranında artma
ARJANTİN	1959 – 1963	Yerden	Yol açtığı zararlar; soğuk cephe geçişlerinde %71 azalma, diğer günlerde %110 artma
SSCB (Eski)	1962 – 1977	Havan topu, roketler	Yol açtığı zararlar %60 - %90 oranında azalma
KENYA	1967 – 1973	Bulut tabanı	Yol açtığı zararlar %60 oranında azalma
KENYA	1973 – 1975	Bulut tabanı	Dolu şiddetinde %13 oranında artma
BULGARİSTAN	1968 -	Roketler	Yol açtığı zararlar %30 - %90 oranında azalma
KUZEY DAKOTA (ABD)	1969 – 1972	Bulut tabanı	Yol açtığı zararlar %60 oranında azalma Dolu şiddetinde %21 oranında azalma
TEKSAS (ABD)	1970 – 1973	Bulut tabanı	Yol açtığı zararlar %45 oranında azalma
COLORADO (ABD)	1972 – 1974	Bulut tabanı, roketler	Etkisi görülmedi
GÜNEY AFRIKA	1972- 1977	Bulut üzerinden	Yol açtığı zararlar %48 - %59 oranında azalma
KANADA	1974 – 1976	Bulut üzerinden, bulut tabanı	Basılı sonuç yok
İSVİÇRE	1976	Yer-tabanlı roketler	Basılı sonuç yok

Dolu önleme çalışmalarında özellikle eski Sovyetler Birliği oldukça başarılı olmuştur. Bu çalışmalar bir çok ülkede halen devam etmektedir.

Dolu önleme çalışmalarına özellikle Fransa, İtalya, Bağımsız Devletler Topluluğu, İsviçre, Almanya ve Arjantin’de büyük önem verilmektedir.

7.3. Dolu Önlleme Teorileri

Dolu önlleme konusunda birçok teori öne sürölmüştür. Bunlardan bazıları:

- (1) dolu çekirdekleri arasında gelişim-sınırlama rekabeti oluşturulması,
- (2) dolu çekirdeklerinin gelişim hattında yağış oluşumunun hızlandırılması,
- (3) bulut içindeki suyun dondurulması,
- (4) dolu oluşum hattının zayıflatılması,
- (5) birleşimin artırılması,
- (6) dinamik etkileri hareketlendirmek amacıyla tohumlama yapılması,

Bulut içindeki suyun dondurulması teorisine göre (3) aşırı donmuş haldeki her bir damlacığın yapay çekirdekler (nükleant) vasıtasıyla doğrudan etki edilerek dondurulması önerilmektedir. Suyun çekirdek etrafında toplanması ve donması için partikölün çevresini sarmasına gerek yoktur. Böylece bulut içindeki her bir damla dolu haline dönüşmeden, örneğin, ince buz kristalleri halini alacaktır. Yapılan hesaplamalar böylesi bir işlemin tahmin edilenden çok daha fazla tohumlama materyali gerektireceğini ve bunun da yönetiminin zor olacağını göstermektedir. Ayrıca, bu metodun bir diğer dezavantajı da, oluşacak toplam yağış miktarında çok büyük bir azalmaya neden alacağıdır.

Dolu oluşum hattının zayıflatılması teorisi (4); dolu tanelerinin bulutun alt seviyelerinde oluşması düşüncesinden hareket etmektedir. Bu bölgede sıvı haldeki su miktarı daha da azalacak ve bu sayede dolu gelişimi için daha az süre gerekecektir. Diğer teoride (5) ise; yağmur damlacıklarının 0°C seviyesinin altında oluşmasının

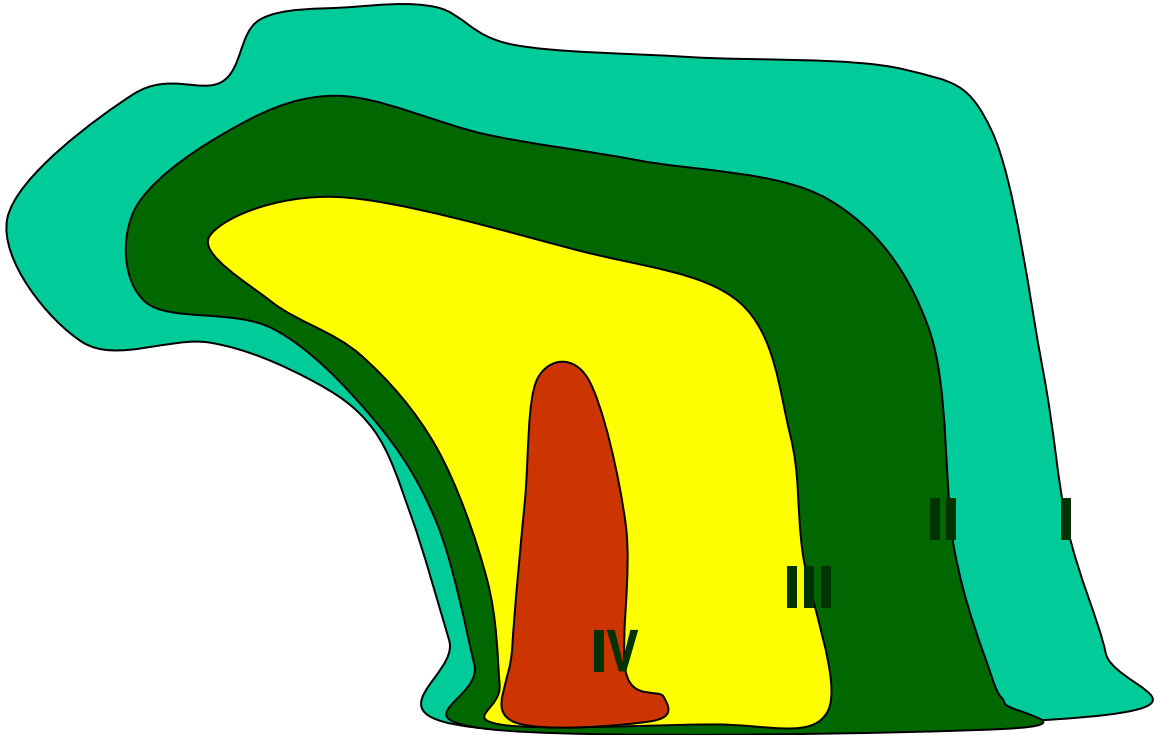
sağlanması ve böylece dolu oluşum bölgesindeki su miktarının azaltılması amaçlanmaktadır. Bu iki teorinin (4 ve 5) her ikisi de çok yüksek miktarlarda higroskopik materyal gerektirmektedir ve bu konuda henüz yeteri kadar detaylı çalışma mevcut değildir. Teorilerde bazı dinamik etkiler de (teori 6) öne sürülmektedir. Örneğin; aşağı doğru kuvvetli akımlar sayesinde dolu bulutlarının dağıtılması, bir bölgede küçük fakat fazla sayıda bulut oluşumunu sağlayarak konvektif kararsızlığın erkenden ortaya çıkarılması ve böylece etkisinin azaltılarak dolu bulutlarının dağıtılması vb... Dinamik etkenlerle ilgili olarak, henüz, yeterli ve faydalı çalışma bulunmamaktadır.

Dolu hücreleri arasında rekabeti artırarak gelişimin sınırlandırılması teorisinde (1) ise; dolu önleme için yukarı doğru kuvvetli hava akımının içerisine normalde oluşabilecekten çok daha fazla sayıda dolu çekirdeği enjekte edilmesi önerilmektedir. Bu öneriye göre, büyük miktardaki dolu taneleri arasında mevcut suyun paylaşımı (mevcut su için bir “rekabet” ortamının yaratılması) bu dolu tanelerinin boyutlarının normalden daha küçük olmasına neden olacaktır. Eğer, bu teoride söylendiği şekilde, yeteri kadar çekirdek olursa mevcut su miktarı azalacak ve böylece partiküller yeteri kadar büyüyemeyecekleri için de yere düşene kadar eriyeceklerdir. Bu teorinin uygulanmasında ise, çekirdeklerin doğru yerde, zamanda ve miktarda oluşumunun sağlanması zorluğu söz konusudur.

Bütün bu belirsizliklere rağmen rekabet teorisinin, dolu önleme konusunda diğer teorilere oranla, daha tutarlı olduğu düşünülmektedir.

Eski Sovyetler Birliği’nde dolu çekirdekleri bölgesindeki yağış oluşumunun hızlandırılması teorisini (2), son zamanlarda oldukça büyük kabul görmektedir. Olgunlaşmış bir dolu fırtınasında (Şekil 63) çekirdek ve dolu oluşumu için dört

bölge vardır. Birinci bölgede sıcaklık $0^{\circ}\text{C} - (-)20^{\circ}\text{C}$ arasındadır ve sadece aşırı donmuş su damlacıkları bulunmaktadır. Teoriye göre; bu bölgenin tohumlanması sonucu partiküller hızla milimetre ölçüsüne ulaşacaklardır. Bu bölgedeki zayıf yukarı hava hareketleri, bu parçacıkların yukarı doğru yükselmelerine yetmeyeceği için dolu haline dönüşmeden yere düşeceklerdir. Bu teorinin dolu oluşumunu önleyeceği düşünülmektedir. Çekirdek oluşumu II. bölgede meydana gelmektedir. Burada, tohumlama yöntemi ile mevcut suyun kullanımında bir rekabet ortamı yaratılabilirse faydalı sonuçlar almak mümkün olabilecektir.



Şekil 63: Olgunlaşmış bir dolu fırtınasında çekirdek ve dolu oluşum bölgeleri

Yukarıda ele alınan teorilerin tümü, fiziksel anlamda kabul edilebilir görünmelerine rağmen, henüz ispatlanamamışlardır.

7.4. Olay Tabanlı Risk Değerlendirme Modelleri

Önemli kayıplara yol açan doğal afetlerin zamanı ya da şiddetinin tam olarak tahmin edilmesi mümkün değildir. Bununla birlikte, geçmiş tecrübelerimize dayanarak, uzun bir zaman dilimi içerisinde kaç defa meydana gelebileceğine ilişkin bir tahminde bulunabiliriz. Bunun için geçmişe ait çok detaylı şiddet ve frekans kayıtlarına ihtiyaç vardır. Olay tabanlı tahmin modelleri ile teorik olarak mümkün olabilecek afet sayısını hesaplayabiliriz. Geçmişte meydana gelen bir olayın gelecekte mutlaka olacağına ilişkin bilimsel bir kayıt ortaya koyamayız. Fakat binlerce ya da on binlerce yıllık bir zaman dilimi içerisinde bunun olma ihtimalini söyleyebiliriz.

7.5. Dolu Önleme Çalışmaları İle İlgili Uluslararası Rapor Sonuçları

7.5.1. Dünya Meteoroloji Teşkilatı (WMO) Raporu

Dolu önleme çalışmalarında karşılaşılan belirsizlikler, WMO'nun 1992 yılında yayınlamış olduğu Hava Modifikasyonu Raporu'nda aşağıdaki cümlelerle ifade edilmekte ve bu görüşler, günümüzde, halen geçerliliğini korumaktadır.

- Dolu önleme konusunda son yıllarda bir çok çalışma yapılmasına ve bu çalışmaların bazılarında başarılı sonuçlar elde edilmiş olmasına rağmen, dolu önlemenin bütün aşamalarıyla ilgili çok daha fazla araştırmaya ihtiyaç vardır (örneğin; tahmin, deneysel tasarım, dolu tanesi çekirdeklerinin ve dolu fırtınalarının yapısının ve dinamiklerinin kaynağının ve gelişiminin çok daha iyi anlaşılması gibi...)

- Bilim adamlarının yer, zaman ve tohumlama miktarları konusunda daha fazla çalışmaları gerekmektedir.

7.5.2. Amerikan Meteoroloji Servisi (AMS) Raporu

AMS, hava modifikasyonu konusunda 1998 yılında yayınlamış olduğu raporda aşağıdaki noktaları önemle vurgulamıştır:

- Dolu önleme projelerinin yararlılığı halen belirsizdir.
- Bazı istatistiksel değerlendirmeler başarı elde edildiğini gösteriyor olmasına rağmen, bilimsel yönden neden-sonuç ilişkileri halen tam olarak ortaya konulamamıştır.
- Dolu fırtınaları, halen, yeteri kadar anlaşılamamaktadır.

7.6. Avrupa’da Dolu Zarar Potansiyeli

Yukarıda belirtilen olay tabanlı risk değerlendirme modellerinin sonuçlarına göre Avrupa’da;

- 1 Milyar Euro civarında zarara yol açabilecek bir dolu afetinin meydana gelme riski 12 yılda 1’dir.
- 1,5 Milyar Euro civarında zarara yol açabilecek bir dolu afetinin meydana gelme riski 35 yılda 1’dir.
- 3 Milyar Euro civarında zarara yol açabilecek bir dolu afetinin meydana gelme riski 250 yılda 1’dir.

- 6 Milyar Euro civarında zarara yol açabilecek bir dolu afetinin meydana gelme riski 1 000 yılda 1’den daha azdır.

Yaygın düşüncenin aksine modern malzemelerin ve teknolojilerin kullanımı kayıp riskini artırmaktadır.

7.7. Türkiye’de Dolu Zarar Potansiyeli

Dolu afetinin maddi boyutlarının tam olarak belirlenmesine yönelik detaylı çalışmalar olmamasına rağmen, il bazında dolu afetinin tekerrür oranları hesaplanarak aşağıda sunulmuştur (Tablo 32). Bu tabloya göre Türkiye ortalaması 0,5’dir. Yani; ülkemizde meydana gelen dolu yağışlarının afete neden olma sıklığı en az **“iki yılda bir”**dir.

Karasallık ve dönemsellik özellikleri göz alındığında bu oran bazı bölgelerimizde 5 yılda 1’e kadar düşmekle birlikte, kimi bölgelerimizde yılda 2 oranının üzerine çıkmaktadır.

Yapılan bu çalışma gerek sigorta kuruluşları ve gerekse o yörede oturan ve ticari faaliyet gösteren insanlarımızın almaları gereken tedbirler yönünden ilgililere ışık tutacaktır.

Tablo 32: İllere göre dolu afeti yıllık tekerrür periyodu...

İL	Afet Tekerrür Oranı	İL	Afet Tekerrür Oranı	İL	Afet Tekerrür Oranı
ZONGULDAK	0,02	DENİZLİ	0,21	ÇANKIRI	0,54
BOLU	0,02	VAN	0,21	İZMİR	0,62
İĞDIR	0,05	BİLECİK	0,24	MARDİN	0,66
AĞRI	0,05	KIRIKKALE	0,26	MANİSA	0,66
SINOP	0,07	ÇANAKKALE	0,26	ISPARTA	0,69
GÜMÜŞHANE	0,07	İSTANBUL	0,28	GAZİANTEP	0,69
BİNGÖL	0,07	EDİRNE	0,31	AFYON	0,71
BATMAN	0,07	KIRKLARELİ	0,31	DİYARBAKIR	0,71
RİZE	0,07	ESKİŞEHİR	0,31	BALIKESİR	0,71
KOCAELİ	0,09	KIRŞEHİR	0,33	KAYSERİ	0,71
TRABZON	0,12	ERZİNCAN	0,33	MERSİN	0,73
MUŞ	0,12	YOZGAT	0,36	TOKAT	0,76
AKSARAY	0,12	SIİRT	0,36	ADANA	0,90
BAYBURT	0,12	TEKİRDAĞ	0,38	ERZURUM	0,92
ORDU	0,14	KARAMAN	0,38	NEVŞEHİR	0,97
SAKARYA	0,14	NİĞDE	0,43	ŞANLIURFA	1,02
GİRESUN	0,14	KÜTAHYA	0,43	SİVAS	1,09
ARTVİN	0,14	AYDIN	0,43	MALATYA	1,11
HAKKARİ	0,17	HATAY	0,45	ÇORUM	1,16
KİLİS	0,17	KAHRAMANMARAŞ	0,50	ADIYAMAN	1,18
BİTLİS	0,17	TUNCELİ	0,52	ANTALYA	1,25
BURDUR	0,19	KASTAMONU	0,52	KONYA	1,59
UŞAK	0,19	ELAZIĞ	0,54	KARS	1,68
ARDAHAN	0,19	BURSA	0,54	ANKARA	1,94

7.8. Dolu Önleme Çalışmalarının Maddi Kaynağı

Dolu fırtınaları dünyanın birçok bölgesinde tarım ve yerleşim alanları için ciddi bir tehdit oluşturmaktadır. Geleneksel olarak, tarım ürünlerine zarar vermesi dolu önleme çalışmalarının başlamasında önemli bir etken olmuştur. Bununla birlikte, son zamanlarda, dolu yağışının yerleşim bölgelerine verdiği doğrudan zararların maliyeti, çoğu bölgede, tarım ürünlerine verdiği zarardan daha fazla olmaya başlamıştır. Örneğin; 7 Eylül 1991’de, kuvvetli dolu yağışının Calgary’de (Kanada) yol açtığı zarar 400 milyon Kanada Doları (Charlton et al. 1995), 11

Temmuz 1990'da Kolorado'da (ABD) yol açtığı zarar ise 625 milyon ABD Doları olmuştur. Operasyonel dolu önleme çalışmalarından elde edilebilecek küçük bir olumlu gelişme dahi hem tarım hem de yerleşim alanlarında büyük ekonomik kazanç sağlayacağı için bu konudaki çalışmalar kuvvetle desteklenmektedir. Günümüzde bu çalışmalar için sigorta şirketleri yıllık gelirlerinden %0.5 ila %1 gibi oldukça küçük bir pay ayırmaktadırlar.

Bir başarı garantisi olmamasına rağmen dünyada bir çok ülkede bu çalışmalar halen yürütülmektedir. Bu ülkelerin başlıcaları ABD, Kanada, Arjantin, Yunanistan, Fransa, İspanya, İtalya, Rusya Fed., Çin, Bulgaristan, Hırvatistan ve Sırbistan'dır.

7.9. Karşılaşılan Sorunlar

Operasyonel dolu önleme programlarında karşılaşılan sorunların başlıcaları; dolu ve fırtına özelliklerinin bir hücreden diğerine ya da bir günden diğer güne değişiklik göstermesidir. Dolu fırtınaları çok yüksek önleme derecesine ulaşamadığı takdirde tohumlama etkilerinin neler olabileceğinin görülmesinin mümkün olamayacağı kadar büyük sistemlerdir. Operasyonel programlar, sıklıkla, uygun bilimsel değerlendirmelerin yapılmasına olanak sağlayacak ölçülerde yürütülür. Bununla birlikte, operasyonel programların teşvik edici olumlu sonuçları gözlenmekte ve yayınlanmaktadır. Örneğin; Smith et al. (1997) Kuzey Dakota'da dolu sigortası kayıplarında %45 oranında bir azalma elde edildiğini rapor etmiştir. Değişik hipotezlerin rastgelelik yöntemi ile test edilmeleri sonucu, Yunanistan'da olduğu gibi, bazı bölgelerde pozitif (Rudolph et al. 1994), bazı bölgelerde ise, İsviçre'de olduğu gibi, negatif sonuçlar (Federer et al., 1986) elde edilmiştir.

Risk yönetimi uzmanları bu karmaşık sonuçları ekonomik bakış açısıyla değerlendirmektedir. Alberta'da (Kanada), özel sigorta şirketleri konut sigortalarından yılda 200 milyon ABD Doları gelir elde etmektedir. Potansiyel dolu zararlarının yüz milyonlarca doları bulması ve bu zararların % 45 oranında azaltılabilmesi, yukarıdaki parasal oranlar düşünüldüğünde oldukça büyük rakamlara ulaşabilmekte ve bu nedenle de dolu önleme çalışmaları için %0.5 ila %1 oranında bir kaynağın ayrılmasına olumlu bakmaktadırlar. Sigorta şirketleri için programın % 95 istatistiksel doğruluk oranını sağlayıp sağlamadığından çok ekonomik kayıplardaki azalma önemlidir. Bu nedenle, sigorta şirketlerinin risk yönetimi uzmanları dolu fırtınalarının anlaşılmasındaki belirsizlikler ya da yapılan deneylerle değil sonuçlarla ilgilenmektedir.

Dolu yağışı, genellikle, ürünlerin gelişme ya da olgunluk döneminde meydana gelir. Küçük bir dolu tanesi dahi, mısır ve tütün gibi, büyük yapraklı bitkilerde önemli zararlara yol açabilir. Bu yağışlar çoğunlukla yaz ortalarında meydana geldikleri için, gelişme dönemini tamamlamış ürünlerin yeniden yetiştirilmeleri mümkün olmamaktadır. Sonuç olarak; dolu sigortası, bazen, bu afete karşı alınabilecek en iyi önlemdir. Fakat çiftçilerin çoğu bundan kaçınmaktadır.

Ülkemizde de dolu afetinin sık yaşandığı bölgelerde yaşayan insanların bu afete karşı, oluşumunu önlemenin imkansızlığını göz önüne aldığımızda, gerekli sigorta hizmetlerinden yararlanmaları alınabilecek en iyi önlem olabilir.

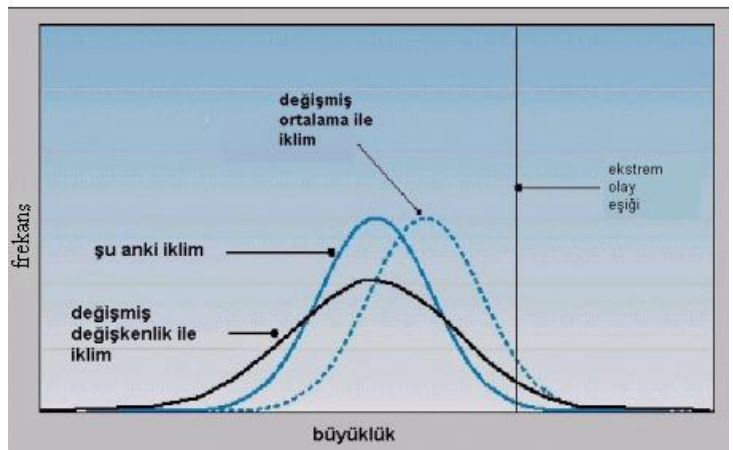
SEKİZİNCİ BÖLÜM

İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ SENARYOLARI VE TÜRKİYE’DE DOLU YAĞIŞLARI

8.1. İklim Değişikliği

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

İklimin değişme durumu ortalamalardan kayma şeklinde karakterize edilir. Günümüzde iklim değişikliği, sera gazı birikimlerini arttıran insan etkinlikleri dikkate alınarak tanımlanabilmektedir. Örneğin Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi'nde (UNFCCC), İklim değişikliği; karşılaştırılabilir bir zaman periyodunda gözlenen doğal iklim değişikliğine ek olarak, doğrudan ya da dolaylı olarak küresel atmosferin bileşimini bozan insan etkinlikleri sonucunda



Şekil 64 : İklimin değişme durumu (IPCC)

iklimde oluşan bir değişiklik biçiminde tanımlamıştır (Şekil 64).

8.2. İklim Değişikliği ve Türkiye

Küresel yüzey sıcaklıklarındaki artışın 21. yüzyılda süreceği ve artışın 1.4 ile 5.8 C° arasında olabileceği öngörülmektedir.

Bu artışa bağlı olarak, hidrolojik döngünün değişmesi, kara ve deniz buzullarının erimesi, kar ve buz örtüsünün alansal daralması, deniz seviyesinin yükselmesi, iklim kuşaklarının yer değiştirmesi ve yüksek sıcaklıklara bağlı salgın hastalıkların ve zararlıların artması beklenmektedir. Bu değişiklikler dünya ölçeğinde sosyoekonomik sektörleri, ekolojik sistemleri, insan yaşamını ve refahını doğrudan etkileyecektir. Küresel ısınmaya bağlı iklim değişikliklerinin etkileri, geçmişte ve günümüzde olduğu gibi, gelecekte de alansal ve zamansal farklılıklar gösterebilecektir. Örneğin, gelecekte, dünyanın bazı bölgelerinde kasırgalar, seller ve taşkınlar gibi şiddetli hava olaylarının şiddetlerinde ve sıklıklarında artışlar olabilecekken, bazı bölgelerinde uzun süreli ve şiddetli kuraklıklar ve çölleşme olayları daha fazla etkili olabilecektir. İşte bu noktada, “**Ülkemizin durumu gelecekte ne olacaktır?**” sorusunun yanıtı yaşamsal bir önem kazanmaktadır.

8.2.1. Türkiye İkliminde Gözlenen Değişiklikler

Türkiye'nin uzun süreli sıcaklık ve yağış değişikliklerini ve eğilimlerini ortaya çıkarmayı amaçlayan çalışmaların sonuçları aşağıda özetlenmektedir:

- Ortalama hava sıcaklıklarında özellikle güney bölgelerde olmak üzere genel bir artış eğilimi söz konusudur;
- En belirgin ve geniş yayılışlı ısınma eğilimleri ilkbahar ve yaz minimum hava sıcaklıklarında görülmektedir;

- Minimum sıcaklıklardaki bu ısınma eğilimlerinde Türkiye'deki hızlı kentleşmenin etkisi büyüktür;
- Maksimum sıcaklıklarda ise genel eğilim yaz mevsiminde artış yönündedir;
- Yağışlarda önemli azalma eğilimleri daha çok kış mevsiminde gözlenmektedir;
- Yağışlardaki önemli azalma dönemleri NAO'nun (Kuzey Atlantik Salınımı) kuvvetli pozitif anomali dönemlerine karşılık gelmektedir ki; bu da olağandır.

8.2.2. Türkiye İkliminde Öngörülen Değişiklikler

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü ve İstanbul Teknik Üniversitesi tarafından ortaklaşa yürütülen "Türkiye için İklim Değişikliği Senaryoları" isimli projenin bölgesel iklim modelleri kullanılarak elde edilen Türkiye'nin gelecekteki iklimine ilişkin ilk sonuçları aşağıda verilmektedir:

- İyimsen senaryonun kullanıldığı model sonuçlarında 2070-2100 döneminde 1961-1990 dönemine göre Türkiye ikliminde belirgin değişiklikler öngörülmemektedir.
- Kötümser senaryonun kullanıldığı model sonuçlarına göre ise, aynı dönem için ülkenin genelinde yıllık ortalama sıcaklıklarda artış olacağı söylenebilir. Kışın sıcaklıklar ülkenin doğusunda daha fazla artış gösterecek, yazın ise bunun tersi olacak ve sıcaklıklar ülkenin batı bölgesinde doğuya nazaran 3-4 C° daha yüksek olacaktır.
- Yağışlarda ise, en belirgin değişikliklerin kışın olacağı öngörülmektedir. Ege ve Akdeniz kıyıları boyunca yağışlar azalacak ve Karadeniz kıyısı boyunca artacaktır.
- Yakın gelecek 2025-2035 dönemi için ise model sonuçlarında önemli değişiklikler öngörülmemektedir.

8.3. İklim Değişikliği ve Ekstrem Hava Olayları

İklim değişikliğinin olası öngörülerinden biri de ekstrem hava olaylarının frekans ve şiddetinde beklenen artışlardır. Fakat yapılan çalışmalarda ekstrem hava olaylarının frekans ve şiddetinin zamana bağlı olarak artış gösterdiğine ilişkin kesin bir sonuca henüz ulaşılamamıştır (Kunkel K et al.; 1999) Ayrıca, küresel ısınmanın, gelecekte dolu afetlerini nasıl etkileyeceği halen belirsizliğini korumaktadır (Swiss Re; 2005).

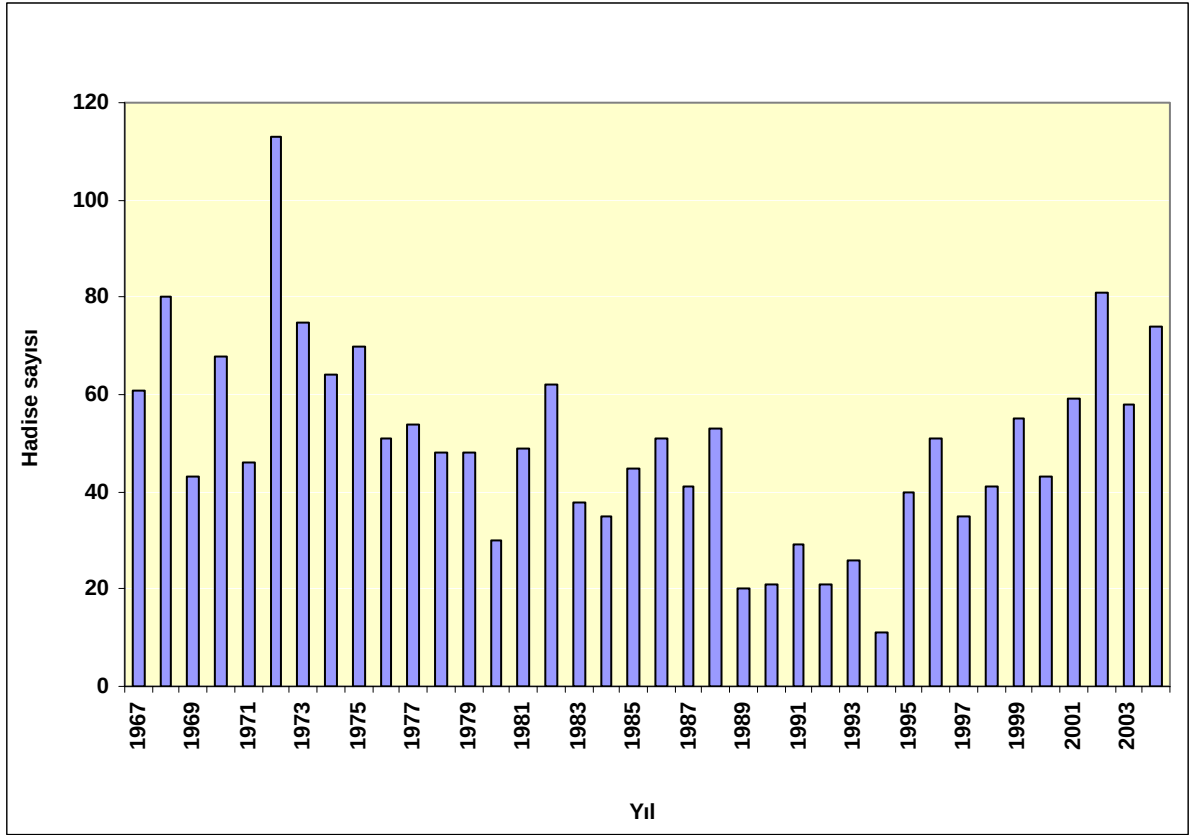
Yapılan çalışmalar sonucunda ortaya çıkan en önemli görüş; ekstrem hava olayları sonucu maddi kayıplarda meydana gelen artışın temel nedeninin sosyal farklılıklar, büyük şehirler ve kıyı kesimlerinde nüfusun yoğunlaşması, genel nüfus artışı, yaşam standartlarının yükselmesi ve demografik değişikliklerdir

8.4. Türkiye’de Dolu Yağışlarının İklim Değişikliği Açısından Değerlendirilmesi

Beşinci Bölüm’de dolu yağışlarının yıllık dağılımı incelenmiş ve özellikle 1989 yılından itibaren Türkiye genelinde, dikkat çekici bir azalma olduğu gözlenmiştir.

Bunun yanı sıra, 1994 yılından itibaren, meydana gelen şiddetli¹ dolu yağışlarının sayısında bir artış olduğu gözlenmektedir (Şekil 65).

¹ Dolu yağışının şiddetini tespit etmek için doludan meydana gelen su miktarı ölçülür. Daha sonra elde edilen miktar şiddetli yağmur tablosuna göre değerlendirilir. Buna göre “Saatte 7.6 mm’den fazla su bırakan yağış” şiddetli olarak sınıflandırılır.



Şekil 65: Türkiye’de şiddetli dolu yağışları uzun yıllar yıllık dağılımı (1967-2004)

Fakat, yapılan mevcut çalışmalar ve eldeki veriler çerçevesinde, gerek dolu yağışlarının frekansındaki azalmanın ve gerekse şiddetli dolu hadiselerinin toplamında gözlenen bu artışın iklim değişikliğinin bir sonucu olduğunu söyleyebilmemiz mümkün değildir.

Küresel ısınma nedeniyle 1990’lı yıllar en sıcak yıllar olarak kayıtlara geçmiştir. Sıcaklık artışı buzulların erimesine, deniz seviyesinin yükselmesine neden olabileceği gibi meteorolojik olayların sıklığında ve şiddetinde de artışların nedeni olarak görülmektedir.

Ülkemizde de 90’lı yıllardan itibaren dolu yağışlarının sıklığında bir azalma ancak şiddetinde bir artış gözlenmektedir. Bu durum özellikle Akdeniz üzerinden yurdumuzu etkileyen siklon sayılarının azlığı ile örtüşmektedir. Genel dolaşım içinde her oluşumun

birbirini etkilediği gerçeğinden hareketle Akdeniz siklonlarının sıklığının Kuzey Atlantik salınımı ile ilgili olduğu da göz ardı edilmemelidir.

Kuzey Atlantik Salınım indeksinin pozitif olduğu durumlarda subtropikal yüksek basınç alanı olan Akdeniz’de siklonlar görölmezler yada çok seyrek oluşurlar. Meteorolojik haritalara yansıyan bu sinoptik model ve genel akışlar içinde Akdeniz ölkeleri ve Türkiye kış mevsimini kurak geçirmekte ve normal yağışlarla birlikte dolu yağışları da hayli azalmaktadır.

Kaydedilen yüksek sıcaklığında dolu yağışlarının özellikle şiddetinde artışlara neden olduğu söylenebilir. Zira yer sıcaklığının yüksek olması dikey hava hareketlerinin daha hızlı olmasını sağlar ki buda hidrostatik dengenin gök güröltölü sağanak yağış ve doludan yana bozulması anlamı taşır.

SONUÇ

Doğal afetler, toplumun sosyo-ekonomik ve sosyo-kültürel faaliyetlerini önemli ölçüde aksatan, can ve mal kayıplarına neden olan doğa olaylarıdır. Doğal afetlerin insanlar üzerindeki etkilerinin boyutlarının oldukça geniş olduğu konusunda hiçbir şüphe yoktur. Uluslararası Kızıl Haç ve Kızılay Örgütleri Federasyonu'na (IFRC) göre her yıl ortalama 50.000'den fazla insan doğal afetler sonucu hayatını kaybetmektedir. Doğal afetlerden doğrudan etkilenen insan sayısı ise ortalama 171 milyon kişidir (ev, mal, ürün, hayvan ve yerel altyapı kayıpları yönünden). Bunun yanı sıra dolaylı etkilerine maruz kalan insan sayısı ise (örneğin olumsuz ekonomik koşullar sonucu fiyatlarda artış, işsizlik vb. gibi) hesaplanamayacak kadar büyüktür.

Meydana gelen afet, meteorolojik şartlar ile doğrudan ve dolaylı olarak ilişkili ise, meteoroloji karakterli doğal afet olarak tanımlanır. Dolu afeti de oluşum şekli açısından önemli bir meteorolojik afettir.

Dolu; çapları 5-50 mm. arasında değişen, bazı durumlarda çok daha büyük, küresel veya düzensiz buz parçacıklarının yağışıdır. Yer ile yüksek seviyeler arasında meydana gelen kuvvetli kararsızlığa bağlı olarak gelişir. Dolu yağışlarının vereceği zararların boyutları dolu tanesinin büyüklüğü, düşme hızı ve yağışın meydana geldiği yer ve zamana göre değişiklik gösterir.

Türkiye gerek coğrafi özellikleri ve gerekse konumu itibarıyla dolu yağışından ve bunu olumsuzluklarından en fazla etkilenen ülkeler arasında yer almaktadır. Dolu yağışlarının etkileri ise ekonomik ve sosyal etkenlere bağlı olarak yer ve zamana göre önemli farklılıklar göstermektedir.

Türkiye’de dolu yağışları en fazla ilkbaharda gözlenmektedir. Ülke genelinde 1971-2000 yılları arasında meydana gelen dolu yağışları temel olarak alındığında, ortalama 230 gün ve %55’lik oranla ilk sıradadır. Bu mevsimde Diyarbakır, Bitlis, Siirt, Şırnak, Van ve Erzurum’da ortalama 3-3,5 gün dolu yağışı gözlenmektedir. Kars, Adıyaman, Mardin, Bingöl, Batman, Elazığ, Sivas, Amasya, Ankara, Yozgat ve Kırşehir’de ise ortalama 2 dolu yağışı kaydedilmektedir. Karasal iklime sahip bu yörelerde, ilkbaharda, gün içerisinde aşırı ısınma gözlenmesinin yanı sıra, yer seviyesi ile yüksek atmosfer seviyesi arasında artan sıcaklık farklılığı yoğun konvektif faaliyetlere ve dolu yağışlarına neden olmaktadır. Diğer yerlerde ise bu oran 5 yılda 1 güne kadar düşmektedir.

İlkbaharda gözlenen dolu yağışlarının en fazla afete neden olduğu illerimiz Malatya, Adıyaman ve Şanlıurfa’dır. Bu illerimizde ilkbahar mevsiminde dolu afetinin gözlenme sıklığı 3 yılda 2’dir. Kaydedilen dolu yağışı ise 2 yılda ortalama 3’tür. Buna göre, ortalama olarak, meydana gelen her iki dolu yağışından birisi afete dönüşmektedir. Türkiye geneli ilkbaharda dolu afeti gözlenme sıklığı ortalama 5 yılda 1’dir. İlkbaharda bu bölgelerimizde tarımsal faaliyetlerin oldukça yoğun olması meydana gelen dolu yağışlarının afete neden olma riskini artırmaktadır.

Yazın ilkbahara oranla çok daha az sayıda ve daha dar bir alanda dolu yağışları gözlenmektedir. Bu mevsimde Kars ve çevresi en riskli alan olarak göze çarpmaktadır. Bu yörede yıllık ortalama 2,5 gün dolu yağışı gözlenmiştir. Erzurum, Ardahan ve Van civarında bu oran yaklaşık 1,5 gündür. Bu mevsimde gözlenen dolu yağışlarının genel ortalaması ise yaklaşık 2 yılda 1 gündür.

Yaz mevsiminde Ankara, Konya ve Kars yörelerimizde her yıl en az 1 dolu afeti gözlenmektedir. Türkiye genel ortalaması ise yaklaşık 3 yılda 1’dir.

Dolu yağışlarının mevsimlik dağılımlarında, yazın en fazla dolu yağışı gözlenen bölgemiz Doğu Anadolu olmasına rağmen, meydana gelen dolu yağışlarının afete neden olma oranları İç Anadolu Bölgesi'nde daha yüksektir. Bunun farklı nedenleri vardır. Öncelikle bu bölgelerimizde meydana gelen dolu yağışlarının şiddet ve büyüklükleri farklı olabilir. Bir bölgeye düşen dolu hafif şiddette ve çapı küçük olmasına rağmen diğer bölgede gözlenen dolu yağışı sayı olarak az, fakat düşen dolu taneleri daha şiddetli ve daha büyük olabilir. Bu durumda birinci bölgede yağan dolu herhangi bir zarara neden olmazken diğer bölgeye düşen şiddetli ve büyük çaplı dolu taneleri önemli zararlara neden olabilecektir. Bu konuda çok detaylı ve sağlıklı kayıtlar mevcut değildir.

Ayrıca, karasallığın fazla olduğu bölgelerimizde yeryüzünde havanın sıcak olması nedeniyle dolu taneleri hemen eridiğinden oluşan su kütlesi yüzey akışına geçmekte ve yetersiz altyapı sorunlarıyla bir araya geldiğinde kısa süreli ani sel ve su baskınlarına yol açabilmektedir.

Yine bu mevsimde meydana gelen dolu yağışları meyve ağaçlarına da zarar vererek ürün kaybına yol açmaktadır.

Türkiye genelinde meydana gelen dolu yağışlarının %11'i sonbahar mevsimine rastlamaktadır. Buna karşılık yaşanan toplam dolu afetlerinin de %8'i bu mevsimde meydana gelmektedir. Diğer mevsimlerle karşılaştırdığımızda bu oran oldukça düşüktür. Bölgesel tekerrür oranlarında da bunu görmek mümkündür. Akdeniz ve İç Anadolu Bölgelerinde ortalama 2,5 yılda 1 dolu afeti yaşanırken, Karadeniz'de 3 yılda 1, diğer bölgelerimizde ise 10 yılda bir veya daha da azdır.

Sonbaharda, özellikle Akdeniz kıyılarında, deniz üzerinde sıcaklık ve nemdeki artış nedeniyle, kütlenin aşağı tabakaları ile yukarı tabakaları arasındaki

sıcaklık farkı artmaktadır. Bu nedenle kararsızlığa doğru bir gidiş başlamaktadır. Nemin etkisiyle, koşullu kararsızlık artmaktadır. Sonuç olarak türbülans, sağanak, dolu yağışları ve fırtınalar görülmektedir. Akdeniz Bölgesi'nde meydana gelen dolu yağışları, bölgenin önemli gelir kaynaklarından biri olan seralara oldukça büyük zararlar vermektedir.

Alansal dağılımını incelediğimizde ise; Adana, Kahramanmaraş, Aydın, Balıkesir, Manisa, İzmir, Çorum, Tokat, Sivas, Erzurum, Tunceli civarında 3 yılda ortalama 2 dolu afeti; Mersin, Isparta, Muğla ve Ankara civarında ise yılda ortalama 1 dolu afeti gözlenmektedir. Antalya civarında ise bu oran yılda 2'dir

İlkbahar ve yaz mevsimlerinde Doğu Anadolu ve İç Anadolu bölgelerimizde dolu yağışlarının daha fazla gözlenmesinde karasallık etkisi ön plana çıkmaktadır. Buna karşılık sıcaklığın fazla düşmediği kış aylarında Akdeniz, Ege ve Karadeniz'de daha fazla sayıda dolu yağışı gözlenmesinde cephesel etkiler ön plana çıkmaktadır.

Uzun yıllar kış mevsimi ortalama dolu afetleri alansal dağılımında; ilçeleri dahil olmak üzere, Manisa, İzmir, Muğla ve Mersin civarında 8 yılda 1, Antalya civarında ise yaklaşık 4 yılda 1 dolu afeti gözlenmektedir. Ülkemiz genelinde kış mevsimi ortalama dolu afeti 25 yılda 1'dir.

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar, ülkemizde özellikle tarım sektörünün dolu yağışlarının olumsuz etkileri açısından büyük bir risk altında olduğunu ortaya koymaktadır. Yine büyük şehirlerimizdeki düzensiz yerleşme ve yetersiz altyapının da bu riskleri artırdığı bir gerçektir. Dolu yağışı, sadece tarımsal alan için değil sigortacılıktan bankacılığa, inşaat sektörüne, planlama sektörlerinden havacılığa kadar pek çok alan için son derece önemlidir. Bu etkileri her sektörde gözlemek

mümkündür. Etkili bir Dolu Afeti Yönetim Planı'na olan ihtiyaç her geçen gün kendini daha fazla hissettirmektedir.

Risk bölgelerinde alınması gereken önlemler belirlendikten sonra, gelişmiş erken tahmin ve uyarı sistemlerinin kurulması da doğacak olumsuz sonuçların azaltılmasında büyük öneme sahiptir. Kısa süre öncesinde bilme, can ve malın korunması için tedbirlerin alınmasına imkan tanıyacaktır.

Günümüzde, mevcut teknolojik gelişmelere rağmen, dolu yağışının önlenmesi mümkün değildir. Buna karşılık, alınacak tedbirlerle, meydana gelebilecek bir dolu yağışının afete dönüşmesi ya da olumsuz etkilerinin en aza indirilmesi mümkündür. Bunun için de etkili bir afet yönetim planına ihtiyaç vardır.

Bu konuda atılacak ilk adım dolu yağışının oluşum mekanizmasının bilinmesi, özelliklerinin, oluş sıklığının ve doğurduğu sonuçların tahmin edilmesidir. İkinci adım olarak, dolu risk bölgelerinin belirlenmesi gerekmektedir. Risk bölgelerinin tespitinde dolu yağışının zamansal ve alansal dağılımı göz önüne alınmalı ve hangi dönemlerde hangi sektörlerin daha fazla risk altında kalacağı tespit edilmelidir.

ÖZET

Son 20 yıl içerisinde dünya genelinde doğal afetler nedeniyle 3 milyondan fazla insan yaşamını yitirmiş, bir milyardan fazla insan ise bu afetlerden olumsuz etkilenmiştir. Bazı bölgeler bu etkilerden uzak kalmayı başarabilirken, kimi bölgeler bir afetten kurtulmadan diğeriyle karşı karşıya kalmaktadır.

Unutulmamalıdır ki, ekstrem bir doğa olayı ancak can ve mal kaybına neden olduğu taktirde bir afet halini almaktadır. Doğal afetlerin meydana gelmesi önlenemez. Fakat uygun önlemler alınarak ve afet yönetim planları sayesinde afetlerin olumsuz etkilerini azaltmak olasıdır.

Afetlerin etkileri, afete neden olan olay sona erdikten sonra dahi uzun süre devam etmektedir. Bu nedenle, afetlerin neden olduğu sosyal ve ekonomik kayıpların miktarı, kayıtlara geçenden çok daha fazla olabilmektedir.

Dünya nüfusunun hızla artmasıyla birlikte (önümüzdeki yüzyılın ortalarında 10 milyara ulaşması tahmin edilmektedir) doğal afetlerin etkileri ve önemi daha da artacaktır.

Şiddetli dolu yağışı meteorolojik bir afettir. Şiddetli yağmur kadar geniş alanları etkileyen ve sık rastlanan bir olay olmamakla birlikte, ürünler, bitkiler ve yerleşim alanları üzerinde oldukça yıkıcı etkilere sahiptir.

Dolu, her yıl, dünyadaki tarımsal ürünlerin yaklaşık %1'ine zarar vermektedir. Bu zararlar hayvanları öldürecek ve evlere hasar verecek şekilde çok daha şiddetli boyutlara da ulaşabilmekte ve milyonlarca dolarlık maddi kayıplara neden olabilmektedir. Dolu, sadece mal kaybına değil insanların yaşamlarını yitirmelerine de sebep olmaktadır.

Dolu yağışının oluşumunun önlenmesi, günümüzdeki teknolojik gelişmelerle henüz mümkün olamamaktadır. Bu konuda yapılan çalışmalar ise teoriden öteye gidememiştir. Bunun yanı sıra, yağın dolunun bir afete dönüşmesini önlemek mümkündür.

Bu konuda yapılacak en önemli çalışmalardan birisi olay tabanlı risk değerlendirme modelleri geliştirmek ve dolu afet risk bölgelerini belirlemektir. Bu tez çalışmasında Türkiye’de 1967-2004 yılları arasında meydana gelen dolu yağışlarının en fazla gözlemlendiği yıllar ve bölgeler belirlenmiş, ayrıca 1940-2004 yılları arasında meydana gelen dolu afetlerinin zamansal ve bölgesel dağılımları incelenerek riskli bölgeler ortaya konmaya çalışılmıştır.

Herhangi bir doğal afetin olacağının önceden bilinmesi, bunun doğuracağı olumsuz sonuçların giderilmesinde büyük öneme sahiptir. Kısa süre öncesinde bilme, can ve malın korunması için tedbirlerin alınmasına imkan tanır. Farklı afet türleri için önceden tahminde bulunmada bilimsel yöntemlere dayalı metotlar geliştirilmiş ve önemli ilerlemeler sağlanmıştır. Bu konuda son yıllarda gözlenen gelişmeler ve ülkemizde uygulanan yöntemler tez çalışmasının ilgili bölümlerinde detaylı olarak verilmiştir.

SUMMARY

During the last twenty years, more than 3 million people have been killed because of natural disasters all around the world. Also, more than one billion people had adverse affects of these disasters in the same period.(WMO, 1990a). Few regions seem to have escaped the impact of one extreme or another; fewer are likely to be free from them in the future.

It is important, of course, to recognize that an extreme natural event only becomes a natural disaster when it has an impact on human settlements and activities. There is a strong social as well as natural science component to natural disasters and while the events themselves cannot be prevented, their disastrous consequences can often be reduced by appropriate advance planning, the preparation of emergency measures on the part of the community at risk.

Human beings have a great capacity to adapt to varying climatic conditions and environments but remain vulnerable to adverse impacts of weather and climate.

In assessing the sensitivity and vulnerability of communities to weather and climate hazards, long-term climate records and related sectoral information are of vital importance. Such records are also essential for preparedness planning and response strategies that build resilience for coping with extreme events.

This study examines spatial and temporal distribution of hail hazards that occurred between 1940-2004. It is aimed that the information provided here will help to identify areas which are vulnerable to hail hazards and develop management strategies to reduce adverse impacts of hails.

Recent development, still, has not been successful to prevent hail formation. All the studies on this subject only cover the theoretical applications. However, it is possible to decrease negative affects of hail precipitation.

One of the most important study to decrease vulnerabilities of hail precipitation on all sectors is to develop an event base risk evaluation models and to determine the hail hazard risk areas. In this study, the risk areas in Turkey were determined by using the hail hazard data from Turkish State Meteorological State for the period of 1940-2004. Its spatial and temporal distributions also examined in detail.

Early warning systems have vital importance for decreasing the vulnerabilities of any natural hazards. Being informed even just before the expecting natural event provides enough time to prevent loss of life and any damage on properties. Early warning systems depending on recent scientific developments are improving. These developments are also explained in this study.

KAYNAKÇA

- AKGÜNDÜZ, A.S., 1998, Türkiye’de Yağış, Sıcaklık ve Nem Verilerinin Klimatolojik Analizi, DMİ Ulusal İklim Programı Çalışmaları, Ankara
- AKMAN,Y. 1990, İklim ve Biyoiklim, Palme Yayınları, Mühendislik Serisi:103, Ankara
- AL-JUMILY, K.J., CHARLTON,R.B., ve HUMPHRIES,R.G., 1991; Identification of rain and hail with circular polarization radar. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1075-1087
- AMBURN, S., ve WOLF, P., 1997: VIL density as a hail indicator. *Wea. Forecasting*, **12**, 473-478.
- American Air Weather Service. 1970, Revised 1990. The Use of The Skew T Log P Diagram.
- AYDIN K, SELIGA T.A. ve BALAJI V., 1986; Remote Sensing of Hail with a Dual Linear Polarization Radar, *Journal of Applied Meteorology* ,Volume 25, Issue 10 (October 1986) pp. 1475–1484
- BROWNING, K. A., 1978: Meteorological applications of radar. *Rep. Prog. Phys.*, London, 41, 761-806
- BROWNING, K. A., J. C. Fankhauser, J. Chalon, P. H. Eccles, R. C. Strauch, F. H. Merrem, D. J. Jusil, E. L. May, and W. R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.

BROWNING, K.A., J-P Chalon, P.J. Eccles, R.C. Strauch, F.H. Merrem, D.J. Musil, E.L. May, and W.R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. Mon. Wea. Rev., 104, 603-610.

CARTE, A.E., KIDDER, R.E., 1966, Transvaal Hailstones, Quartenal Journal of Royal Meteorological Society, 92, p: 382-391,

CARTE, A.E., KIDDER, R.E., 1970, Hailstones from the Pretoria-Witwatersrand area, p:1-42; Pretoria

Çevre Bakanlığı., 2004; <http://www.cevreorman.gov.tr/iklimkonferansi/index.htm>

CHARLTON, R. B., B. M. KACHMAN, and L. WOJTIW, 1995: Urban hailstorms: A view from Alberta. Natural Hazards, 12, 29-75.

CHISHOLM, A. J., ve RENICK, J. H., 1972a: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms, Alberta Hail Studies, 1972. Rep. 72-2, 24-31.

CHISHOLM, A. J., ve RENICK, J. H., 1972b: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta hail studies. Research Council of Alberta Hail Studies, Rep. 72-2, 53 pp..

ÇÖLAŞAN, E.Ü., 1970; Gödene'deki (Antalya) Şiddetli Yağışın Sinoptik İzahı, T.C. Tarım Bakanlığı, D.M.İ. Yayınları, Ankara

D.M.İ., 1991; Hava Modifikasyonu, Teknik Rapor, Ankara

D.M.İ. 2005, Meteoroloji Sözlüğü, D.M.İ. yayınları, Ankara

D.M.İ., 2005; Hava Analiz ve Tahmin Tekniği, Basılmamış Teknik Notlar, Ankara

DARKOW, G. L., ve FOWLER, M. G., 1971: Tornado proximity wind sounding analysis. Preprints, *Seventh Conf. on Severe Local Storms*, Kansas City, MO, Amer. Meteor. Soc., 148–151..

DARKOW,G.L., ve FOWLER, M.G., 1971: Tornado proximity sounding wind analysis. Preprints, *Seventh Conference on Severe Local Storms*, Kansas City, Mo. American Meteorological Society, Boston, pp. 148-51.

DEMİREL, A. 2000. Meteoroloji Sözlüğü (Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü).

DESSENS, H., 1960: Severe hailstorm are associated with strong winds between 6,000 and 12,000 meters. In *Physics of Precipitation*, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 333-36.

DMC, 1995, “Natural Hazards: Causes and Effects”, University of Wisconsin, Disaster Management Center, Madison-Wisconsin,

DOVIAC, R.J. ve ZRNIC, D.S., 1984; “Doppler Radar and Weather Observations”, National Severe Storms Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Norman, Oklahoma and Departments of Electrical Engineering and Meteorology, University of Oklahoma, Norman, Oklahoma.

EDWARDS,R., ve THOMPSON,R.L., 1998; Accepted for publication in *Weather and Forecasting*, March 1998 NATIONWIDE COMPARISONS OF HAIL SIZE WITH WSR-

88D VERTICALLY INTEGRATED LIQUID WATER (VIL) AND DERIVED
THERMODYNAMIC SOUNDING DATA

EMA, 2002, “Hazards, Disasters and Survival”, Emergency Management Australia, Dickson-Australia.

ENGLISH, M., 1973: Growth of large hail in the storm. Alberta Hailstorms, Part II, *Meteor. Monogr.*, **14**, No. 36, 37-98

ENGLISH, M., 1973: Th growth of large hail: studies derived from Alberta and Montreal hailstorms. Rep. MW-78, McGill University, Montreal.

ENID News & Eagle, Tuesday, 23 March 2004, Page A5, National Center of Atmospheric Research, FEMA, National Weather Service, Plymouth State College

ERDOĞAN, S., 1998; “Radar Temel Eğitim Kursu”, DMİ Genel Müdürlüğü, Ankara.

EROL,E., 1993, Genel Klimatoloji, 4. Baskı, Ankara

ERİNÇ, S., 1984 ; Klimatoloji ve Metodları, İ.Ü. Rektörlüğü Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.

FAWBUSH, E. J., and MILLER, R. C., 1954: The types of air masses in which North American tornadoes form. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 154–165.

FAWBUSH, E.J., and MILLER, R.C., 1953: A method for forecasting hailstone size at the earth's surface. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 34: 235-44.

FEDERER, B., A. Waldvogel, W. Schmid, H.H. Schiesser, F. Hampel, M. Schweingruber, W. Stahel, J. Bader, J.F. Mezeix, N. Doras, G. D'Aubigny, G. DerMegreditchian, and D. Vento, 1986: Main results of Grossversuch IV. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 917-957.

FOOTE, G.B., 1984: The study of hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 84-101.

FOOTE, G.B., 1984: The study of hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 84-101.

GEÇER, C. ve Ark., 2003; Meteorolojik Hava Radarları ve Uygulamaları, III. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu, İ.T.Ü. , İstanbul.

GREENE, D.R., ve CLARK, R.A., 1972: Vertically integrated liquid water -- a new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 548-552.

GÜLKAN, P., SUCUOĞLU, H., 1989, **Doğal Afetlerin Tipleri ve Etkileri**, Course on “Disaster Preparedness and Management”, T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü, s. 9-25, Ankara

HARDAKER, P. J. ve AUER, A. H., 1994. The separation of rain and hail using single polarisation radar echoes and IR cloud top temperature. *Met. Apps.*, **1**, 201-204.

Hart ve Korotky 1980

HART, J. A., ve KOROTKY, W., 1991: The SHARP workstation v1.50 users guide. National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce, 30 pp. [Available from NWS Eastern Region Headquarters, 630 Johnson Ave., Bohemia, NY 11716.]

HART, J.A., ve KOROTKY, W.D., 1991: The SHARP workstation - v1.50. A skew-t/hodograph analysis and research program for the IBM and compatible PC. User's manual. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV, 62 pp. [Available from NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV 25309.]

HERMANN, G., 1998; "Radar for Meteorologists: A Course of Training", Radar-Info, Karlsruhe.

HEWITT, K. ve BURTON, I., 1971, *The Hazardousness of a Place; a Regional Ecology of Damaging Events*. University of Toronto Press

IPCC. 1996 a. Climate Change 1995, The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J, T., et al., eds., WMO/UNEP. Cambridge U. Press, New York.

IPCC. 1996 b. Climate Change 1995, Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Watson R, T., et al., eds., WMO/UNEP. Cambridge University Press, New York.

KENNETH E. Kunkel, Roger A. Pielke, Stanley A. Changnon, 1999, Ekonomi ve İnsan Sağlığı Üzerinde Etkili Olan Ekstrem Hava ve İklim Olaylarındaki Salınımlar, Amerikan Meteoroloji Servisi Bülteni, Vol.80, No:6.

KESSINGER, C. J., BRANDES, E. A. ve SMITH, R.W., 1995: A comparison of the NEXRAD and NSSL hail detection logarithms. Preprints, *27th Conference on Radar Meteorology*, Vail, CO, Amer. Meteor. Soc. 603-605.

KNIGHT, C. A., and N. C. Knight, 1970: Hailstone embryos. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1060-1065.

KNIGHT, C. A., and N. C. Knight, 1979: Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado, Part V: Hailstone embryo types. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1583-1588.

KOCHTUBAJDA, B., ve GIBSON, C.G., 1992: A study to evaluate existing hail detection algorithms for the Alberta region. Final report prepared for Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario. 31pp.

KRAUSS, T.W., 1999; Hail Suppression, 7th World Meteorological Organization Scientific Conference on Weather Modification, Chiang Mai, Thailand, 17-22 February

KUNKEL, K.E., Roger A. Pielke, Stanley A. Changnon, 1999; "Ekonomi ve İnsan Sağlığı Üzerinde Etkili Olan Ekstrem Hava ve İklim Olaylarındaki Salınımlar", *AMS Bulletin*, Vol.80, No.6

LINEBACK, N.G., 1989, *Hail To Summer*, Appalachian State University, Bone, NC, USA.

LIST, R., 1960: Growth and structure of graupels and hailstones. *Physics of Precipitation*, Geophys. Monograph, 5, Amer. Geophys. Union, 317-324.

LIST, R., 1985: Properties and growth of hailstones, in Thunderstorm Morphology and Dynamics (E. Kessler, ed.), Norman, OK, Univ. of Oklahoma Press, 411pp.

LONGLEY, R.W. ve THOMPSON, C.E., 1965: A study of the causes of hail. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 69-82.

LONGLEY, R.W., and THOMPSON, C.E., 1965: A study of the causes of hail. *J. Appl. Meteorol.*, **4**: 69-82.

LUDLAM, F. H., 1963: Severe local storms: A review. *Meteor. Monogr.*, **5**, no. 27, Amer. Meteor. Soc., 1-30.

LUDLAM, F.H., 1963: Severe local storms: a review. In Severe Local Storms, Meteorol. Monograph 5, American Meteorological Society, Boston, pp 1-30.

MACKLIN, W.C., C.A. Knight, H.E. Moore, N.C. Knight, W.H. Pollock, J.N. Carras, and S. Thwaites, 1977: Isotopic, crystal and air bubble structures of hailstones. *J. Atmos. Sci.*, **34**: 961-67.

MATHER, G.K., TREDDENICK, D., ve PARSONS, R., 1976; An observed relationship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. *J. Appl. Meteor.* **15**. 1336- 1340.

MAXWELL, J.B., 1974: Unpublished LMA diagnostic results. Atmospheric Environment Service, Toronto, Ontario. Meteor. Monograph, 38, 65-88.

MILLER, L. J., TUTTLE, J. D., ve KINGHT, C. A., 1988: Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 736-762.

MILLER, L.J., and J.C. Fankhauser, 1983: Radar echo structure, air motion and hail formation in a large stationary multicellular thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2399-2418.

MILLER, R.C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Center. AWS Technical report 200 (Rev), Headquarters, Air Weather Service, Scott AFB, IL, 106pp.

MORGAN, G.M., Jr., 1970: An examination of the wet-bulb-zero as a hail forecasting parameter in the Po Valley, Italy. *J. Appl. Meteorol.* 9: 537-40.

MORGAN, G.M., Jr., 1970: An examination of the wet-bulb-zero as a hail forecasting parameter in the Po Valley, Italy. *J. Appl. Meteorol.* 9: 537-40.

MORGAN, G.M., Jr., and TOWERY, N.G., 1975: Small-scale variability of hail and its significance for hail prevention experiments. *J. Appl. Meteor.*, 14, 763-770.

NCAR, 2004, Enid News & Eagle, Tuesday, Page A5, National Center of Atmospheric Research, FEMA, National Weather Service, Plymouth State College

NELSON, S. P., and KNIGHT N. C., 1982: Variations in hailstone growth characteristics in a supercell storm. Preprints, *12th Conf. on Severe Local Storms*, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 5-8..

NELSON, S.P. vd., 1972, Detailed Observational Study of An Echo Free Region, American Meteorological Society, p: 57-60, U.S.A.

NELSON, S.P., 1983: The influence of storm structure on hail growth. *J. Atmos. Sci.* 40: 1965-83.

NOAA, 2004, An Online School for Weather, Texas National Weather Service ABD, www.srh.weather.gov

ÖZGÜLER, H., 2000, Doğal Afetler Konusunda Uluslararası Çalışmalar ve Türkiye'deki Durum, D.S.İ., Ankara.

RINEHART, R.E., 1991; "Radar for Meteorologists", University of North Dakota, U.S.A.

RUDOLPH, R.C., C.M. Sackiw, and G.T. Riley, 1994: Statistical evaluation of the 1984-1988 seeding experiment in northern Greece. *J. Weather Mod.*, 26, 53-60.

SHANDS, A.L., 1944: The hail-thunderstorm ratio. *Mon. Weather Rev.* 72: 71-73.

SHANDS, A.L., 1944; MARCH 1944 MONTHLY WEATHER REVIEW, The Hail – Thunderstorm Ratio, Hydrometeorologic Section, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C., Volume 72, Issue 3 (March 1944)

SHOWALTER, A.K., 1953: Stability index for forecasting thunderstorms. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 34: 250-52.

SMITH, P. L., L. R. Johnson, and D. L. Priegnitz, 1997: An exploratory analysis of crop hail insurance data for evidence of cloud seeding effects in North Dakota. *J. Appl. Meteor.*, 36.

SWISS REINSURANCE COMPANY, 2005, Hailstorms in Europe- A new look at a familiar risk, Swiss Reinsurance Company, Zurich.

ŞEN,Z., 2001, “Atmosfer Kaynaklı Afetlerin Değerlendirilmesi”, Meteorolojik Karakterli Doğal Afetler Sempozyumu, İstanbul

TBMM, 1997; 20. Dönem 2. Yasama Yılı 113. Birleşim Genel Kurul Tutanağı, Ankara

TBMM, 1998 ; 20. Dönem 3. Yasama Yılı 82. Birleşim, Genel Kurul Tutanağı, Ankara

TBMM, 1999; 21. Dönem 1. Yasama Yılı 28. Birleşim Genel Kurul Tutanağı, Ankara

TBMM, 2000; 21. Dönem 3. Yasama Yılı, 6. Birleşim, Genel Kurul Tutanağı, Ankara

TWN, 1998, Texas Weather Network, Thunderstorms and Severe Weather, Texas, ABD

VOGEL, J., 1974: Synoptic analyscs. In *Interim Report of Metromex Studies*, 1971-73, F.A. Huff (ed.), National Science Foundation, GI-38317, pp. 6-16.

WALDVOGEL, A., 1974: The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1067–1078

WALDVOGEL, A., B. Federer, and P. Grimm; 1979, Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*,18, 1521–1525.

WALDVOGEL, A., B. Federer, W. Schmid, and J.F. Mezeix 1978: The kinetic energy of hailfalls: Part. II. Radar and hailpads. *J. Appl. Meteorol.* 17: 1680-1693.

WHITTOW,J., 1980 ; Review of *Disasters: The Anatomy of Environmental Hazards*, Pelican Geography Series, Penguin Boks.

WMO, 1981, The Dynamic of Hailstorms and Related Uncertainties of Hail Suppression, WMO Weather Modification Programme, Hail Report No.3, Geneva, Switzerland.

WMO, 1992, Weather Modification Report, Geneva, Switzerland.

YAĞAN, S., YAĞAN,Y.,2006, Dolu Tahmini, Analizi, Dolu Durumu, Yüksek Atmosfer Klimatolojisi, Teknik Rapor, D.M.İ. , Ankara.

YAYVAN, M. ve ERSOY,S., 2004; 1992-2003 Yılları Arasında Türkiye’yi Etkileyen Siklonların Analizi, Ankara.

YAYVAN, M.,2004. Orta Enlem Siklonları ve Türkiye çalışma notları, Ankara.

YILMAZ,Y.,1991, “Dolu Önleme ve Sis Dağıtma Konularında Hava Modifikasyonu Çalışmaları , Uzmanlık Tezi, DMİ , Sayfa 29-52, Ankara

YOUNG, K. C., 1993: Microphysical Processes in Clouds. Oxford Univ. Press. New York, 427 pp.

YOUNG, K.C.,1975, Growth of the ice phase in strong cumulonimbus updrafts, Pure Applied Geophysics, 113, p: 1005-1017, U.S.A.